



HAL
open science

Modalités et rythmes d'évolution des falaises des Vaches Noires (Normandie, France) : caractérisation et quantification des dynamiques hydrogravitaires par approches multi-scalaires

Thomas Roulland

► **To cite this version:**

Thomas Roulland. Modalités et rythmes d'évolution des falaises des Vaches Noires (Normandie, France) : caractérisation et quantification des dynamiques hydrogravitaires par approches multi-scalaires. Géographie. Université de Caen Normandie, 2022. Français. NNT : . tel-03765320

HAL Id: tel-03765320

<https://theses.hal.science/tel-03765320>

Submitted on 31 Aug 2022

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.



Normandie Université

THÈSE

Pour obtenir le diplôme de doctorat

Spécialité Géographie

Préparée au sein de l'Université de Caen-Normandie

**Modalités et rythmes d'évolution des falaises des Vaches Noires
(Normandie, France) : caractérisation et quantification des dynamiques
hydrogravitaires par approche multi-scalaire**

Présentée et soutenue par

Thomas ROULLAND

**Thèse soutenue publiquement le 29/06/2022
devant le jury composé de**

M. Denis MERCIER	Professeur des Universités, LGP (UMR 8591 CNRS), Université de Paris Sorbonne	Rapporteur
M. Serge SUANEZ	Professeur des Universités, LETG-Brest (UMR 6554 CNRS), Université de Bretagne Occidentale	Rapporteur
Mme Emmanuelle DEFIVE	Maître de Conférences, GEOLAB (UMR 6042 CNRS) Université Clermont Auvergne	Examinatrice
Mme Pauline LETORTU	Maître de Conférences, LETG-Brest (UMR 6554 CNRS), Université de Bretagne Occidentale	Examinatrice
M. Olivier MAQUAIRE	Professeur des Universités, IDEES-Caen (UMR 6266 CNRS), Université de Caen-Normandie	Directeur de thèse
M. Stéphane COSTA	Professeur des Universités, IDEES-Caen (UMR 6266 CNRS), Université de Caen-Normandie	Codirecteur de thèse

**Thèse dirigée par Olivier MAQUAIRE, laboratoire IDEES-Caen
et Stéphane COSTA, laboratoire IDEES-Caen**



Sommaire

<i>Sommaire</i>	3
<i>Remerciements</i>	5
<i>Liste des sigles et abréviations</i>	11
<i>Introduction générale</i>	15
<i>Chapitre 1. Contexte morpho-structural et processus hydrogravitaires des falaises des Vaches Noires</i>	29
<i>Chapitre 2. Les facteurs de déclenchement des mouvements gravitaires : les conditions météo-marines et hydrogéologiques</i>	71
<i>Chapitre 3. Analyse des vitesses d'évolution à échelle historique (257 ans) et récente (69 ans)</i>	111
<i>Chapitre 4. État d'activité et trajectoire d'évolution des versants à échelle récente (1955 – 2016) : mobilisation de la cartographie morphodynamique</i>	143
<i>Chapitre 5. Quantification des dynamiques hydrogravitaires saisonnières des ravines par suivi TLS</i>	171
<i>Chapitre 6. Analyse des dynamiques hydrogravitaires par la photogrammétrie « SfM » terrestre</i>	203
<i>Chapitre 7. Les cinématiques de versant à échelle journalière et détermination de seuils de déclenchement</i>	251
<i>Conclusion générale</i>	293
<i>Bibliographie</i>	305
<i>Liste des figures</i>	337
<i>Liste des tableaux</i>	347
<i>Table des Matières</i>	349

Remerciements

Ce manuscrit est l'aboutissement d'un travail de thèse mené au sein du laboratoire de « Géographie Physique et Environnement » (Géophen) de l'Université de Caen-Normandie, réalisé au sein de l'**UMR 6554 CNRS - LETG**, avant le rattachement à l'**UMR 6266 CNRS - IDEES** en début d'année 2022.

Arrivé à terme de la rédaction de ce manuscrit, l'heure est venue pour moi de remercier chaleureusement toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à l'aboutissement de cette grande aventure. Si le travail de thèse constitue un intense exercice personnel, il n'en reste pas moins un travail d'équipe mobilisant la présence de nombreux protagonistes provenant de divers horizons. Ces lignes leurs sont directement adressées.

En tant que pur produit de l'école de géographie caennaise, mes premiers remerciements se dirigent tout naturellement vers mes encadrants de thèse : **Olivier Maquaire** et **Stéphane Costa**. C'est en partie par leur enseignement durant mes années de licence et de master que la fièvre de la géomorphologie s'est emparée de moi, et qu'elle continuera de m'animer encore pour un long moment.

Je tiens en premier lieu à remercier **Olivier Maquaire**, professeur des universités et directeur du laboratoire LETG-Caen jusqu'à fin 2021, qui m'encadre depuis le master 1 et accompagna mes premiers pas dans la recherche sur la problématique des mouvements de versant à l'intérieur des magnifiques terres augeronnes. C'est suite à de nombreuses discussions et conseils de sa part autour de mon projet de recherche que je me suis retrouvé une nouvelle fois à étudier les mouvements de versant, cette fois-ci avec l'aspect littoral en plus ! Merci pour son encadrement, autant au niveau scientifique que pédagogique, et la confiance qu'il m'a toujours accordé. Nul doute que j'ai beaucoup appris à ses côtés au travers de sa rigueur professionnelle et scientifique.

Je tiens également à remercier **Stéphane Costa**, professeur des universités et directeur du laboratoire IDEES-Caen, d'avoir accepté de co-diriger ce travail de thèse en excellente complémentarité avec Olivier Maquaire. Sa grande connaissance du fonctionnement des systèmes littoraux a largement contribué à l'avancement de ce travail. J'ai réellement apprécié nos divers échanges, autant sur les aspects concrets que théoriques de la compréhension de ces systèmes complexes, m'apprenant à toujours prendre de la hauteur sur les éléments que nous étudions. Un grand merci à lui pour son encadrement, la confiance qu'il m'a accordé, mais également ses nombreux encouragements durant l'ensemble de mon parcours doctoral.

Je tiens à sincèrement remercier les deux rapporteurs de ce travail de thèse, **Denis Mercier**, professeur à l'université de Paris Sorbonne, et **Serge Suanez**, professeur à l'université de Bretagne Occidentale, qui me font l'honneur d'accepter la charge de l'évaluation de ce travail. Je remercie également **Emmanuelle Defive**, maître de conférences à l'université Clermont-Auvergne et

Pauline Letortu, maître de conférences à l'université de Bretagne Occidentale d'avoir accepté le rôle d'examinatrice de cette thèse.

Je souhaite remercier la **région Normandie** de m'avoir attribué une allocation doctorale régionale pour mener à bien cette recherche, mais également aux enseignant.es de **P'UFR SEGGAT** (université de Caen-Normandie) de m'avoir offert la possibilité d'effectuer un contrat demi-ATER dans la continuité de l'allocation doctorale.

Merci également à l'ensemble des coordinateurs des différents programmes de recherche collaboratifs auquel fut intégré ce travail, comprenant notamment : le **projet Manche 2021** (action I : gestion intégrée et durable du littoral, CPER 2015-2020) ; le Projet « **Manche 2021 – volet 5** » est co-financé par la région Normandie et l'Union Européenne dans le cadre du programme opérationnel FEDER/FSE 2014-2020 ; le programme **ANR RICOCHET** (« Évaluation multirisques de territoires côtiers en contexte de changement global » - ANR-16-CE03-0008) ; le soutien du **SNO DYNALIT**, labellisé par le CNRS INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) ; mais également le **RIN Télédétac** (« Télédetection par Drone du Trait de Côte », 2017-2019, financé par la région Normandie) mené en collaboration entre le CEREMA, l'INSA et le laboratoire LETG-Caen. J'en profite d'ailleurs pour remercier les collègues rouennais du CEREMA, notamment **Cyrille Fauchard**, responsable de l'équipe de recherche « ENDSUM », ainsi qu'une partie des membres de son équipe **Raphaël Antoine, Vincent Guilbert, Cyril Ledrun, Bruno Beaucamp**, avec qui j'ai passé de nombreux et bons moments sur le terrain.

Concernant l'aspect terrain, je tiens à remercier le **Conservatoire du littoral**, propriétaire d'une vaste partie des falaises des Vaches Noires, qui nous a autorisé à effectuer divers sondages dans leurs parcelles. Que soit également remerciés **Mme Rigter** et **M. Roozkrans**, qui nous ont toujours gentiment ouvert l'accès à leur propriété pour le déploiement de dispositifs de suivi ponctuel et continu. Je tiens également à remercier **M. Halbwax**, résident de Villers-sur-Mer, qui depuis notre rencontre m'a régulièrement envoyé des photos des falaises. Merci également à l'ensemble des **étudiant.es de licence et de master** qui ont pu m'apporter leur aide sur le terrain.

Merci à **Olivier Dugué**, professeur de géologie à l'université de Caen-Normandie, d'avoir pris le temps de nous accompagner sur le terrain, et d'avoir apporté son expertise lors de l'interprétation des sondages carottés. Son impressionnant savoir concernant l'histoire géologique de la Normandie a contribué à apporter un regard complémentaire à celui du géomorphologue sur mon site d'étude.

Merci à **Fabien Guillot**, maître de conférences au laboratoire IDEES-CAEN (UMR CNRS 6266) et **Philippe Madeline**, professeur au laboratoire ESO-Caen (UMR 6590 CNRS) et directeur d'école doctoral HSRT, d'avoir veillé au bon déroulement de mon parcours doctoral avec simplicité au travers du comité de suivi individuel.

Je voudrais exprimer ma gratitude envers l'équipe administrative de **P'UFR SEGGAT**, notamment à **Françoise Clouet**, désormais à la retraite (et certainement en train de barouder aux quatre coins du monde !), redoutable d'efficacité concernant la comptabilité et la gestion des nombreuses missions sur le terrain. Merci également à **Naïg Lescuyer-Fleury** et à **Carole Zouaoui** et ses nombreuses envolées lyriques qui font souvent travailler les zygomaticues. Un

grand merci à **Nico Blanpain**, gardien bienveillant de ce palais de la connaissance qu'est la bibliothèque-cartothèque, ainsi que ses collègues **Tony Grossin** et **Nicolas Lagrandie**. Un grand merci également à **Didier Fontaine** et **Julien Frérot**, pour leurs nombreuses aides sur les aspects (à mes yeux) mystiques de l'informatique et les innombrables moments de déconne durant les pauses cafés. Mes pensées se tournent également vers les collègues du laboratoire ESO-Caen, notamment **Adeline**, **Antonin**, **Etienne**, **Laura**, **Morgane**, **Pierre** et **Quentin**, avec qui les échanges intra- et extra-universitaires furent toujours très enrichissants.

Pour le laboratoire Géophen, je tiens à exprimer toute ma gratitude envers les titulaires que je n'ai pas encore cités : **Jean-Michel Cador**, **Olivier Cantat**, **Daniel Delahaye**, **Candide Lissak** et **Romain Reulier**, avec qui j'ai eu toujours plaisir d'échanger d'un point de vue scientifique, pédagogique ou tout simplement amicale. Petite pensée à une ex-Géophen, **Anne-Julia Rollet**, avec qui j'ai beaucoup partagé lors de mon arrivée en master 1 au laboratoire. Encore merci pour la découverte de ce magnifique film qu'est « Il était une fois en Amérique ». Promis, la prochaine fois, tu n'attendras pas 3 ans avant de pouvoir récupérer ton DVD !!

Un immense merci à **Robert Davidson**, ingénieur d'études, sniper de la répartition mais surtout pingouin en chef au grand cœur, véritable créateur de bonne humeur au sein du laboratoire ! Avoir passé tout ce temps à ses côtés a été un réel bonheur pour moi. Nos nombreuses discussions, débats animés et moments de partage autour des nombreuses missions terrain et hors cadre universitaire resteront à jamais ancrés en moi. « *Gens du Pays, c'est votre tour, de vous laisser parler d'amour !!* », je vous souhaite à tous·tes d'avoir un Bob dans votre vie !! (et merci **Élisabeth** !).

Je tiens également à remercier **Mohand Medjkane**, AKA « le Duc », ingénieur de recherche, magicien sigiste de niveau 100 et fervent défenseur de la Poésie avec un grand P. Il a toujours été présent pour répondre avec grande gentillesse et bienveillance à mes nombreuses interrogations méthodologiques. Il a été d'une grande aide pour la bonne réalisation de ce travail de thèse, grand merci à lui ! (Tu me diras combien de verres de vin je te dois, j'en suis arrivé à un stade où je ne fais plus les comptes ...).

Un grand merci à **Marie-Paule Bataillé**, assistante-ingénieure au laboratoire Géophen, pour son aide précieuse quant à l'analyse des nombreux échantillons de « *dégueulis des Vaches Noires* ». Beaucoup de temps et d'énergie ont été consacrés à ces nombreuses analyses, je tiens à lui exprimer toute ma gratitude pour cela. Merci également pour sa bienveillance et gentillesse indéfectibles.

Mes remerciements s'adresseront également à **Blandine Parey**, gestionnaire du laboratoire Géophen. Son apport fut primordial dans ce travail de thèse. Merci à elle pour sa parfaite gestion administrative de mes nombreuses escapades sur le terrain, mais également pour sa précieuse relecture d'ensemble du manuscrit, le tout dans une agréable ambiance de décontraction et fort professionnalisme.

Arrivé dans un laboratoire, ce n'est pas se faire que des collègues, mais également des ami.e.s avec qui des liens forts se sont créés. Je tiens dans un premier temps à remercier les « ancienn.e.s », qui m'ont accueilli quand j'étais encore un « junior » : un grand merci à **Arthur**, **Axel**, **Candide**, **Mathieu F.**, **Olivier**, **Romain** et **Thibaut**. On ne pouvait pas rêver mieux comme comité

d'accueil, leur ouverture d'esprit et leur grande humanité resteront pour sûr ancrées en moi *Ad vitam aeternam* ! J'espère pouvoir vous revoir chacun.e assez vite. Mention spéciale à **Mathieu F.**, sorte de maître « jédu », avec qui j'ai beaucoup partagé sur le terrain et au laboratoire dès le master 1 (qui de surcroît m'a légué le meilleur emplacement de l'open space !! À qui le tour maintenant ?). Évidemment, un grand merci aux docteurs et doctorant.e.s de ma génération et au plus « jeunot.es » avec qui j'ai beaucoup partagé et qui ont toujours contribué à mettre la bonne ambiance au sein du laboratoire : merci à **Bastien P., Bastien S., Diallo, Fanny, François** (un énorme merci à toi pour ta relecture de la bibliographie !!), **Guillaume, Louis, Mathilde, Matthieu D., Mohamed, Nada et Vincent**. Merci également aux post-docs, ingénieur.es ou encore stagiaires de passage au laboratoire avec qui j'ai pris beaucoup de plaisir à échanger ou travailler : **Alexis L., Alissia, Augustin, Federico, Florian, Léa, Mahefa, Mégane, Nina, Paul, Romain Q. et Tessa**.

D'énormes remerciements sont également à adresser à ma tribu, celle qui compte et comptera toujours le plus à mes yeux, celle dont les piliers de l'amour et de l'amitié continuent encore et toujours à se construire, et ce depuis la maternelle pour certains !! Je tiens en tout premier lieu à adresser un énorme BIG UP à mes deux frères et comparses de toujours : **Flow** et **Martin**. C'est en partie par notre construction mutuelle et nos nombreuses soirées animées à refaire le monde scientifiquement, philosophiquement, musicalement et politiquement que nous nous sommes chauffés à se lancer dans cette drôle d'aventure qu'est une thèse. Vous voilà docteur (certes en géologie, personne n'est parfait les gars...), à moi de boucler la boucle et de verrouiller un autre cadenas de notre solide amitié !

Un grand merci à tous ces excellents et admirables hobbits qui m'accompagnent et me soutiennent en toutes circonstances : **Alex, Aline, Elow, Clément, Donut, Floriane, François, Guyguy, Jool's, La Suze, Laure, Lisou, Lola, Lucette, Marion (la frangine !!), Matéo, Maxou, MotMot, Paupau, Pierrot B., Pierrot G., Po2l, Quentin, Titi, Toinou et Toto**. Parmi cette bande de joyeux lurons, mention très honorable à **Alexis**, qui fut l'initiateur de toute cette histoire en me parlant pour la première fois de la géographie universitaire autour d'un verre : « Heyyy, ça ne te dirait pas de t'inscrire en géo avec moi ? ». Bravo mec, après m'avoir lâchement abandonné au bout du 1^{er} semestre, regarde où j'en suis arrivé !! Merci pour ce que vous êtes, tout simplement.

Je tiens bien évidemment à remercier chaleureusement mes parents **Mumu** et **Pascal**. Maman, papa, merci pour tout ! Merci de m'avoir toujours soutenu et permis de faire les études que je souhaitais. Votre soutien sans faille a toujours contribué à me faire grandir et évoluer dans les meilleures conditions qui soient. J'adresse également quelques pensées à **Chantal** et **Boula**, sorte de parents secondaires avec qui j'ai passé de nombreux moments depuis ma tendre enfance. Boula, de ta valeur d'ancien géographe de l'université de Caen, c'est avec joie que je passerai tailler le bout de gras avec toi dans des temps prochains, histoire de te mettre à la page sur les arcanes de la géographie moderne (héhé !).

Enfin, merci à toi **Charlotte** ! Merci de m'accompagner depuis toutes ces années, merci pour ton soutien, merci d'avoir trouvé les mots justes dans les moments les plus durs, ces mots qui ont su me motiver, me remotiver et me donner la force qu'il fallait pour arriver à l'aboutissement de ce travail. À nous désormais d'en trouver de nouveaux pour écrire les pages du prochain chapitre qui s'offre à nous...

Je dédie ce manuscrit à mes parents, Muriel Balacki et Pascal Roulland, ainsi qu'à mon frère,
Quentin

Liste des sigles et abréviations

- ADES** : Banque nationale d'Accès aux Données sur les Eaux Souterraines
- ANEMOC** : Atlas Numérique des Etats de Mer Océaniques et Côtiers
- ANR** : Agence nationale de la recherche
- BDMVT** : Base de Données Mouvements de Terrain
- BP** : Before Present
- BRGM** : Bureau de recherches géologiques et minières
- BSS** : Banque du Sous-Sol
- CaCO₃** : Carbonate de calcium
- CANDHIS** : Centre d'Archivage National des Données de Houle In Situ
- CEREMA** : Centre d'études et d'expertise sur les risques, l'environnement, la mobilité et l'aménagement
- CETMEF** : Centre d'études techniques maritimes et fluviales
- CNRS** : Centre National de la Recherche Scientifique
- DGPS** : Differential Global Positioning System
- Diren** : Direction régionale de l'Environnement
- DoD** : DEM of Difference
- DREAL** : Direction régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement
- DSAS** : Digital Shoreline Analysis System
- DYNALIT** : Dynamique du Littoral et du Trait de Côte
- Ejps** : Ecart du nombre de jours avec précipitations significatives ≥ 1 mm
- ENDSUM** : Evaluation Non Destructive des Structures et des Matériaux
- EPR** : End Point Rate
- Fag** : Forte activité globale
- Fagl** : Faible activité globale
- Ga** : Gigaannum (milliard d'années)
- GIEC** : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
- GCP** : Ground Control Point
- GNSS** : Géolocalisation et Navigation par un Système de Satellites
- GPD** : Generalized Pareto distribution
- GPS** : Global Positioning System
- GRESARC** : Groupe de Recherche sur les Environnements Sédimentaires Aménagés et les Risques Côtiers
- H1/3** : Hauteur significative calculée par la moyenne du tiers supérieur des hauteurs de vagues observées *in situ* sur une durée de 30 min
- Hm0** : Hauteur significative calculée à partir du moment d'ordre zéro de la densité spectrale
- hPa** : hectopascal
- IGN** : Institut Géographique National
- INSEE** : Institut national de la statistique et des études économiques

INSU : Institut National des Sciences de l'Univers
IP : Indice de plasticité
LIDAR : Laser Imaging Detection And Ranging
LOEMI : Laboratoire d'Opto-Électronique, de Métrologie et d'Instrumentation
Ma : Mégaannum (million d'années)
MNT : Modèle Numérique de Terrain
MV : Masse Volumique
NGF : Nivellement Général de la France
Nmojps : Nombre moyen de jours avec précipitations significatives ≥ 1 mm
NSM : Net Shoreline Movement
PcMo : Pluie cumulé moyenne
PcMn : pluie cumulée minimale
PcMx : Pluie cumulée maximale
PPRMT : Plan de Prévention des Risques de Mouvements de Terrain
RAM : Références Altimétriques Maritimes
RCP : Radiative Concentration Pathway
RFID : radio frequency identification
RGF : Réseau Géodésique Français
RMSE : Root Mean Square Error
ROL Normandie : Réseau d'observation du littoral de Normandie et des Hauts-de-France
RTM : Restauration des Terrains de Montagne
SfM : Structure from Motion
SIFT : Scale Invariant Feature Transform
SIG : Système d'Information Géographique
SHOM : Service hydrographique et océanographique de la Marine
SNO : Service Nationale d'Observation
SoeS : Service de l'observation et des statistiques
TLS : Terrestrial Laser Scanner
Tma : Température moyenne annuelle
Tmna : Température moyenne minimale annuelle
Tmo : Température moyenne
Tmxa : Température moyenne maximale annuelle
TN : Terrain Naturel
UICN : Union Internationale pour la Conservation de la Nature
UMF : Unité Morphologique Fonctionnelle
USGS : United States Geological Survey
WL : Limite de liquidité
WP : Limite de plasticité
Znieff : Zone naturelle d'intérêt écologique, faunistique et floristique

Introduction générale

Contexte de recherche

Les **littoraux** constituent des sites de domaines frontaliers, à **l'interface terre-mer**, où s'établit le contact entre lithosphère, hydrosphère et atmosphère (Delannoy *et al.*, 2016). Ils forment un **environnement dynamique en perpétuel mouvement** qui se matérialise sous une multitude de formes selon la nature géologique des côtes, les dynamiques terrestres, marines, subaériennes mais également anthropiques propres à chaque site géographique.

Auparavant considéré comme territoire du vide, autant répulsif et dangereux que fascinant et mystérieux dans l'imaginaire des populations (Charpentier, 2009 ; Corbin, 2010 ; Royer, 2012), les littoraux connaissent depuis la seconde moitié du XIX^e siècle un **essor démographique important où se concentrent désormais des enjeux économiques, sociétaux et culturels importants** (Paskoff, 1985 ; Noin, 1999 ; Zaninetti, 2006, 2008). À l'heure actuelle, l'UICN (Union Internationale pour la Conservation de la Nature) considère que plus de 60% de la population mondiale vit à proximité d'un secteur côtier, soit 3,5 milliards de personnes installées à moins de 150 kilomètres d'un rivage (Insee et SOeS, 2004).

L'augmentation de la pression anthropique sur la côte a conduit à une dégradation écologique progressive de ces milieux, mais également à une profonde modification des modalités de fonctionnement naturel de ce **géosystème**, dû aux pratiques et aux nombreux aménagements côtiers anthropiques au cours du temps. La mobilité du littoral, se traduisant par des échanges sédimentaires transversaux (continents-océans) et longitudinaux (dérive littorale) au sein de cellules hydro-sédimentaires, a complètement été redéfinie par **l'artificialisation des côtes** (Paskoff, 1985). Le rôle de zone tampon naturelle des littoraux s'en est retrouvé drastiquement réduit, contribuant de fait à accentuer la **vulnérabilité** des populations côtières face aux différents **aléas naturels** (submersion marine, érosion côtière, mouvement de terrain), puis à aggraver le **risque** dans ces territoires densément peuplés.

Dans le même temps, le constat d'un **changement global à l'échelle internationale** expose le fait que les littoraux se situent en première ligne des dérèglements climatiques et de ses conséquences sur les populations littorales. Le risque est d'autant plus important à prendre en compte sur le territoire côtier, les scientifiques du GIEC s'accordant sur une hypothèse d'élévation du niveau moyen de la mer de **+ 0,84 m à l'horizon 2100**, pour un intervalle de confiance compris entre **+ 0,61 à + 1,10 m en suivant la trajectoire du scénario RCP 8.5** (GIEC, 2014, 2019).

De ce fait, le recul du trait de côte, et notamment l'érosion des côtes à falaises constituent des thématiques de recherches dont les scientifiques se sont emparés depuis maintenant plusieurs décennies, motivés en grande partie par les questions scientifiques émergentes. Des travaux ont été développés à travers le monde sur **les modalités de fonctionnement et d'évolution des côtes rocheuses** (Guilcher, 1954 ; Trenhaile, 1987 ; Sunamura, 1992 ; Kennedy *et al.*, 2014 ; Castedo *et*

al., 2017), sur **l'évaluation de leur répartition à l'ensemble du globe** (Emery et Kuhn, 1982 ; Young et Carilli, 2019), ou encore sur **l'estimation des vitesses et rythmes de recul en lien avec la structure et les forçages subaériens et marins propres à chaque côte** (Kennedy *et al.*, 2014 ; Limber *et al.*, 2018 ; Costa *et al.*, 2019 ; Letortu *et al.*, 2019 ; Young *et al.*, 2021).

En France, les recherches portant sur l'érosion côtière ont connu un réel essor vers la fin des années 1980, suite à l'adoption de la « **loi littorale** » en 1986 ou encore l'émergence de programme de recherche tel que « **LITEAU** » (n° I en 1988, n° II en 1998), avec la volonté marquée de progresser vers une **gestion « intégrée et raisonnée »** des littoraux et espaces marins. Le constat d'une augmentation de la vulnérabilité humaine et matérielle au sein de ces territoires à risques a conduit de nombreux organismes de recherches et observatoires à améliorer les connaissances et bases de données sur les modalités et dynamiques d'évolution des secteurs côtiers au travers d'une démarche pluridisciplinaire (Weissenberger *et al.*, 2016 ; Baron, 2017).

Un besoin d'harmonisation des études menées à l'échelle communale, départementale ou régionale a conduit à produire un « indicateur national de l'érosion côtière » à la demande du Ministère de la Transition Ecologique et Solidaire (Hédou *et al.*, 2018). Sur environ 6 200 km de linéaire côtier en France métropolitaine, l'étude indique que **19% du littoral serait affecté par un recul côtier**, contre **12% en avancée**. **69% du linéaire** est classé dans la catégorie dite « **non perceptible** ». Cependant, dans cette catégorie, une large majorité du pourcentage concerne un linéaire côtier marqué par la présence d'ouvrages de défense contre la mer qui suggère l'existence de problèmes d'érosion et de submersion (Fig. 0.1).

Ce travail réalisé entre deux états connus à partir d'imageries aériennes constitue un premier aperçu national quantifié et homogénéisé des phénomènes de mobilité côtière. Cependant, il nécessite d'être alimenté par des études locales à plus haute résolution spatiale et temporelle afin de quantifier finement les dynamiques côtières et les facteurs responsables. Ceci dans l'objectif principal d'anticiper les meilleures stratégies d'aménagement et de gestion des littoraux dans un contexte d'élévation du niveau marin.

Le présent travail de recherche se focalise sur les formes d'ablation à recul rapide, bien moins étudiées que les formes d'accumulation telles que les plages et les dunes, du fait non seulement de la complexité d'analyse que représente ces systèmes côtiers (la morphogénèse se produisant en fonction de caractéristiques morpho-structurales variables dans le temps et dans l'espace, puis d'agents subaériens et marins dont les combinaisons et relais sont uniques à chaque site), mais également par leurs relatives lenteurs d'évolution et de recul.

Localisée dans le nord-ouest de la France, le **littoral normand est sensible aux problématiques de recul côtier** (Costa *et al.*, 2019 – Fig. 0.2). Plusieurs études se sont intéressées à l'évolution du littoral des falaises crayeuses de « Haute-Normandie » (Costa, 1997 ; Costa *et al.*, 2004 ; Dewez *et al.*, 2013 ; Elineau, 2013 ; Letortu, 2013 ; Letortu *et al.*, 2014 ; Michoud *et al.*, 2015 ; Jaud *et al.*, 2019), aux falaises marno-calcaires du Bessin (Maquaire et Gigot, 1988 ; Maquaire, 1990), ou encore à la mobilité des versants côtiers du Pays d'Auge septentrional affectée par des glissements profonds (Flageollet et Helluin, 1987 ; Maquaire, 1990, 2002 ; Lissak, 2012 ; Lissak *et al.*, 2013 ; Thirard *et al.*, 2020 ; Thirard, 2022).

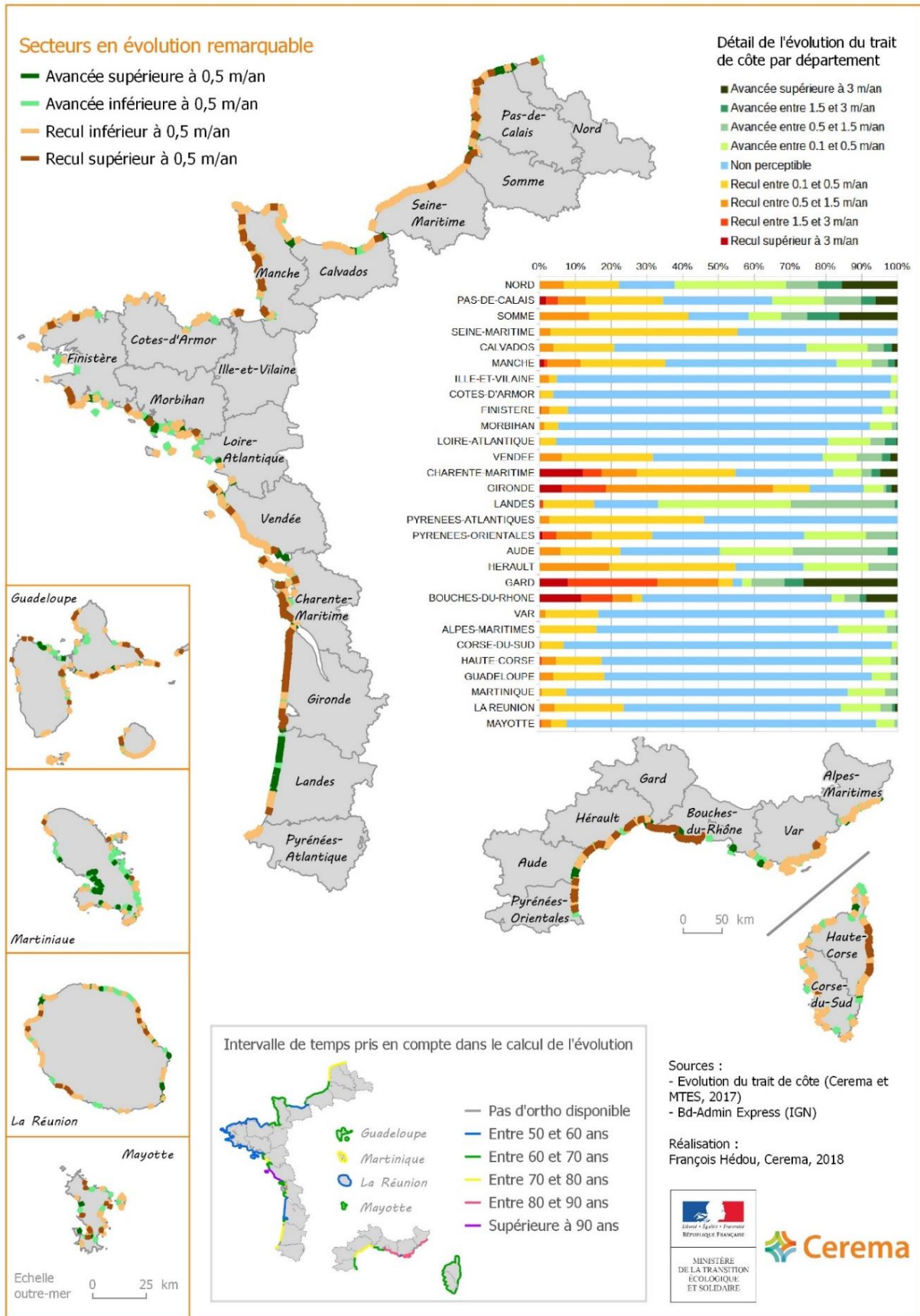


Figure 0.1 : Évolution et dynamique du trait de côte au sein des différents départements français (Cerema, 2018)

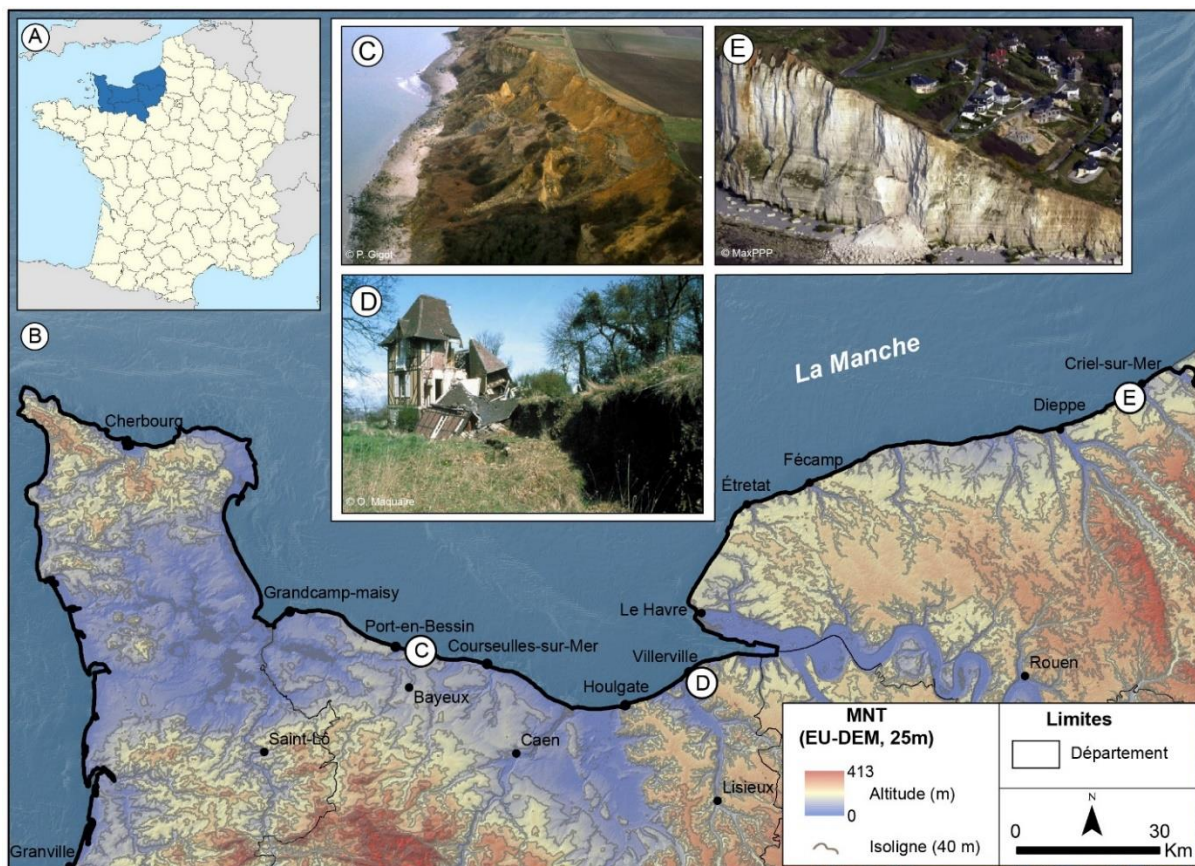


Figure 0.2 : Exemple de sites côtiers normands étudiés dans les problématiques de recul côtier ; A) Localisation de la Normandie ; B) Carte de localisation du littoral normand ; C) Glissement de la falaise du Bouffay à proximité de Port-en-Bessin ; D) Habitation endommagée par le glissement de Villerville en 1982 ; E) Éboulement de falaise à proximité d'habitations à Criel-sur-Mer

Parmi ces côtes rocheuses sédimentaires à recul rapide, le travail de recherche porte sur un type particulier, à savoir les **falaises des Vaches Noires**, qui constituent un **paysage de badlands à l'aspect ruiniforme unique sur le littoral français** (Fig. 0.3). Établies dans des formations **argilo-marneuses du Callovo-Oxfordien** et surmontées par une épaisse série **sablo-crayeuse de l'Albien-Cénomaniens**, elles forment une bande côtière de 4,5 km situées entre les communes de Houlgate et Villers-sur-Mer dans le nord-ouest du Pays d'Auge. Géomorphosite de renom, elles ont fait l'objet de nombreuses études paléontologiques et géologiques depuis le XIX^e siècle (Brongniart, 1829 ; Hébert, 1860 ; Douvillé, 1881 ; Bigot, 1891). Les études ont abouti à faire des Vaches Noires le stratotype du Jurassique Moyen et Supérieur de l'ouest du Bassin parisien au cours du XX^e siècle (Bigot, 1957 ; Rioult, 1968 ; Dugué, 1989).

Le site est constamment affecté par des **instabilités** se matérialisant par des **processus hydrogravitaires emboîtés événementiels** (glissements de terrain, chutes de blocs calcaires et crayeux, coulées de boue, ...) et **chroniques** (érosion aréolaire par fluage, solifluxion, reptation, ... et érosion marine) pouvant être qualifiés de **composite** ou de **complexe** (Flageollet, 1989 ; Dikau *et al.*, 1996 ; Hungr *et al.*, 2014), **en lien avec une érosion marine entretenant l'instabilité des versants**. Quelques études géomorphologiques ont été conduites par le passé, en se concentrant principalement sur la description des formes et des processus associés (Elhai, 1963 ; Auger et Mary, 1968 ; Journaux, 1971 ; Loisel, 1990 ; Deprez, 1991 ; Moysan, 1996). Cependant,

en comparaison d'autres secteurs côtiers normands, puis paradoxalement à l'importante activité hydrogravitaire du site, **peu de recherche n'avait encore été menée sur la question de la quantification des dynamiques d'évolution.**



Figure 0.3 : Illustration des falaises des Vaches Noires ; A) Photographie aérienne oblique des badlands localisés à l'extrémité est des falaises (Peuziat, 2021) ; B) Photographie des badlands localisés à l'extrémité ouest des falaises (Compain, 2017)

En septembre 2014, un secteur des falaises des Vaches Noires situé à proximité de Villers-sur-Mer est intégré au Service National d'Observation DYNALIT (Dynamique du Littoral et Trait de Côte), labellisé par le CNRS INSU (Institut National des Sciences de l'Univers)¹. La mission de cet

¹ <https://www.dynalit.fr/>

observatoire est le suivi des dynamiques et la récolte de données à long terme pour 36 sites en France métropolitaine et Outre-mer comprenant des falaises, des côtes sableuses et des estuaires.

L'intégration des falaises à cet observatoire de suivi a contribué à relancer les études et projets de recherche à leur sujet. Un mémoire de master 1 (Thomas, 2015) a permis de mobiliser des outils alors émergents (photogrammétrie « *structure from motion* » terrestre) pour le suivi et l'étude des dynamiques hydrogravitaires à haute résolution spatiale et temporelle du site d'étude SNO DYNALIT.

C'est en partant de ce contexte qu'une volonté de **préciser les modalités d'évolution passée et présente et de fonctionnement des falaises des Vaches Noires** a émergé, avec l'intention de répondre à de nombreuses interrogations portant sur la **répartition spatiale et temporelle des phénomènes hydrogravitaires, des vitesses et rythmes d'évolution du trait de côte, mais également des facteurs responsables du déclenchement de ces phénomènes** de ce site côtier.

Enjeux et positionnement de la recherche

Avec ces 640 km de façade maritime, la Normandie est exposée à de multiples aléas côtiers (submersion marine, érosion côtière) et continentaux (inondations par remontée de nappe et débordement, crues turbides, mouvements de terrain). Dans un contexte de réchauffement climatique, d'élévation du niveau moyen de la mer et de modification des phénomènes météorologiques saisonniers (renforcement en intensité des épisodes de sécheresse puis des précipitations hivernales ; DREAL Normandie, 2020), la potentielle concomitance de ces phénomènes est à même de provoquer des phénomènes toujours plus destructeurs pour la population de la frange littorale (Graff, 2020).

Bien que représentant un site d'intérêt majeur sur le littoral normand, les problématiques concernant l'instabilité et le recul côtier des falaises des Vaches Noires ont jusqu'à maintenant peu fait office d'investigation poussée. Un PPRMT (Plan de Prévention des Risques de Mouvements de Terrain) a été approuvé le 28 juin 1993 pour les communes de Houlgate, Auberville et Villers-sur-Mer, puis le 13 février 1997 pour la commune de Gonneville-sur-Mer. Malgré les quelques études engagées citées précédemment, il reste encore beaucoup à apprendre sur les dynamiques d'évolution des falaises des Vaches Noires. Ainsi, cette recherche a vocation à contribuer à la connaissance générale des dynamiques des falaises normandes, tout en s'intégrant à la réflexion scientifique internationale sur les outils et méthodes pertinents à mobiliser pour la détermination des agents et processus responsables de leur évolution.

La caractérisation et la compréhension des processus engendrant le recul des côtes à falaises constituent à l'heure actuelle un **enjeu de recherche scientifique majeur aux impacts sociétaux forts**. Tandis que les études étaient par le passé focalisées sur les dynamiques des côtes sableuses, maritimes ou de secteurs côtiers à évolution rapide et potentiellement vulnérables à l'élévation du niveau marin, celles portant sur les falaises restent relativement récentes (Naylor *et al.*, 2010, 2014 ; Kennedy *et al.*, 2014 ; Trenhaile, 2014, 2019 ; Sunamura, 2015 ; Young *et al.*, 2021). En plus des problématiques de risques inhérentes à l'érosion côtière, l'intérêt croissant de la communauté

scientifique à considérer les littoraux comme un système ouvert et dynamique, régi par des transferts constants d'énergie et de sédiments entre côte d'ablation et côte d'accumulation, **a contribué à redéfinir l'importance de l'entité falaise parmi ce jeu d'échanges sédimentaires et donc à développer les études portant sur ce sujet** (Bray *et al.*, 1995 ; Komar, 1996 ; Costa *et al.*, 2007 ; Suarez, 2009).

L'étude revêt un **caractère autant fondamental** par les outils et méthodes qu'elle mobilise et l'originalité de son objet d'étude (morphologie de badlands peu renseignée dans la littérature scientifique), mais également un **caractère appliqué** par sa volonté d'approfondir les clefs de compréhension de fonctionnement de ce site, dans l'objectif d'alimenter les différents programmes scientifiques (SNO DYNALIT ; RIN TELEDETAC 2017-2019 ; ANR RICOCHET 2017 – 2021) et projets de gestion durable et intégrée du littoral normand (Stratégie nationale de gestion intégrée du trait de côte, Stratégie « Littoraux normands 2027 »).

Problématique de la recherche

Traditionnellement, l'analyse du recul des falaises s'effectue par quantification des taux de recul de leurs parties sommitales ou basales, en croisant des données multi-sources telles que des documents géo-spatiaux (plan, carte, cadastre, photographie aérienne, orthophotographie, image satellite, MNT LIDAR), iconographiques (photographie terrestre/oblique, carte postale, œuvre artistique) ou de données ponctuelles prises sur le terrain (tachéomètre, DGPS). Cette approche diachronique a été développée pour caractériser **l'évolution de côtes sableuses** (Carter et Bartlett, 1990 ; Durand, 1998 ; Faye *et al.*, 2008), **le recul des côtes à falaises rocheuses** (Costa, 1997 ; Moore *et al.*, 1999 ; Hénaff *et al.*, 2002 ; Pierre et Lahousse, 2004 ; Dornbusch *et al.*, 2008 ; Young *et al.*, 2009 ; Young, 2018 ; Nikolakopoulos *et al.*, 2019) **ou encore pour la caractérisation des déplacements de versants littoraux ou continentaux instables** (Maquaire, 1990 ; Martin et Weber, 1996 ; Glade, 2001 ; Lissak, 2012 ; Lissak *et al.*, 2013).

Avec l'essor des outils informatiques et numériques, de nombreuses méthodes d'analyse se sont développées permettant d'observer et quantifier directement les processus hydrogravitaires se déclenchant sur le front de falaise. Des analyses multi-méthodes permettant un suivi à haute résolution spatiale et temporelle du front de falaise se sont développées avec l'utilisation notamment du **scanner laser terrestre, ou « TLS »** (Olsen *et al.*, 2009 ; Young *et al.*, 2010 ; Dewez *et al.*, 2013 ; Caputo *et al.*, 2018 ; Letortu *et al.*, 2019), **de la photogrammétrie « Structure from Motion – SfM » par voie terrestre** (Wangensteen *et al.*, 2007 ; Westoby *et al.*, 2012 ; Ružić *et al.*, 2014 ; Medjkane *et al.*, 2018) **et voie aérienne** (Mancini *et al.*, 2013 ; Barlow *et al.*, 2017 ; Jaud *et al.*, 2019 ; Warrick *et al.*, 2019 ; Gómez-Gutiérrez et Gonçalves, 2020).

En complément et, dans l'objectif de déterminer les facteurs qui vont conditionner le déclenchement des processus hydrogravitaires, les sites ont de plus en plus tendance à être instrumentés par des capteurs renseignant sur l'hydrodynamisme marin (Lim *et al.*, 2011 ; Young *et al.*, 2016, 2021), ou encore sur les conditions météorologiques (pluie, température, vent) et hydrologiques (battement de la nappe phréatique, pression interstitielle) du site, croisées avec les

déplacements de surface obtenue par mesure GNSS (Lissak, 2012 ; Lissak *et al.*, 2014 ; Benoit *et al.*, 2015 ; Rodriguez *et al.*, 2018).

Si les taux de recul de falaises sont aisément quantifiables, la détermination précise des facteurs et conditions de déclenchement des mouvements hydrogravitaires demeure encore un défi (Naylor *et al.*, 2010 ; Lim *et al.*, 2011). Le débat concernant la primauté des agents et processus responsables des instabilités de falaises est très actif au sein de la communauté scientifique (Sunamura, 1992 ; Kogure *et al.*, 2006 ; Dornbusch *et al.*, 2008 ; Costa *et al.*, 2019 ; Alessio et Keller, 2020 ; Young *et al.*, 2021).

Alors que des travaux indiquent que les **facteurs continentaux sont principaux** (Greenwood et Orford, 2008 ; Kuhn et Prüfer, 2014), d'autres suggèrent **la primauté des actions marines** (Larson *et al.*, 2010 ; Vann Jones *et al.*, 2015). Des travaux récents insistent sur la nécessité de considérer l'ensemble des facteurs qui agissent de façon **combinée** et parfois selon des **relais de processus dans le temps et l'espace** (Trenhaile, 2002 ; Colantoni *et al.*, 2004 ; Collins et Sitar, 2008 ; Young *et al.*, 2009 ; Brooks *et al.*, 2012 ; Costa *et al.*, 2019).

Sur la base de ce dernier consensus, toute la difficulté concernant la détermination précise des instabilités provient : 1) du contexte morfo-structural et environnemental propre à chaque site de falaises, qui complexifie l'identification des facteurs de déclenchement des mouvements hydrogravitaires, mais également la transposition des résultats d'un site à l'autre ; 2) de la relation non-linéaire dans le temps et dans l'espace entre facteurs de déclenchement et mouvements hydrogravitaires, due à de multiples combinaisons entre « facteur préparant » et « facteur déclenchant » ; 3) de la rareté d'accès à de la donnée à haute résolution spatiale et temporelle acquise sur le long terme, tant sur le suivi des processus hydrogravitaires que des agents et processus responsables de leurs mises en mouvement (Letortu *et al.*, 2017 ; Costa *et al.*, 2019).

Les falaises des Vaches Noires présentent des processus et dynamiques hydrogravitaires multiples dont les relais restent encore à déterminer. Elles forment un **système côtier complexe** pouvant présenter un cas d'école dans le domaine d'étude des côtes à falaises et des badlands. Dans un contexte de changement global, de réchauffement climatique et d'élévation du niveau marin, il paraît indispensable d'améliorer les connaissances scientifiques concernant le **fonctionnement de ces falaises**, de **préciser les conditions de déclenchement des processus hydrogravitaires**, mais également les **tendances évolutives à long terme**. Partant de ce constat, la problématique centrale de cette recherche est la suivante :

« Comment un site côtier à la morphologie de badlands tel que les falaises des Vaches Noires évolue dans le temps et dans l'espace sous l'action des forçages subaériens et marins actuellement en vigueur ? »

Objectif de la recherche

Au préalable de toute gestion des problématiques portant sur les risques, il est nécessaire de définir en amont les aléas qui vont affecter un secteur donné. Ce sujet de thèse s'insère donc dans

L'ensemble des travaux tentant de comprendre et déterminer les dynamiques contemporaines du recul des falaises au travers d'une démarche systémique. La compréhension du fonctionnement non-linéaire et asynchrone d'un système côtier complexe tel que les falaises des Vaches Noires constitue l'élément moteur de la réflexion actuelle, portée sur la **caractérisation des processus**, sur la **formalisation des relais entre ces processus agissant à des rythmes différents**, mais également sur la **caractérisation des modalités et vitesses/rythmes d'évolution** des falaises des Vaches Noires. Cette compréhension passe par une analyse des dynamiques en **emboîtant les échelles de la plus globale** (intégralité du linéaire côtier des falaises sur des pas de temps plus longs) **à la plus locale** (site de suivi en continu DYNALIT sur des pas de temps plus courts).

L'objectif principal de cette recherche est de caractériser les aléas liés à l'érosion littorale et à l'évolution des processus hydrogravitaires, étape préliminaire pour tout travail de prévention des risques naturels et de réduction de la vulnérabilité d'un espace. Pour répondre à ces objectifs, plusieurs étapes ont orienté le travail de recherche :

- La réalisation de cartes morphologiques sur l'ensemble du site côtier afin de dégager les principaux traits et/ou diversités du relief ;
- L'évaluation des vitesses et rythmes d'évolution historiques sur l'ensemble du site, couplée à un inventaire des mouvements de terrain et d'évolution de l'occupation du sol ;
- La détermination des dynamiques saisonnières et interannuelles des différents processus hydrogravitaires des badlands à l'échelle locale du site DYNALIT, couplée à la caractérisation de leurs relais ;
- La caractérisation et la définition des forçages (subaériens et marins) déterminant dans les seuils de mise en mouvement des coulées boueuses, ainsi que la détermination de leurs caractéristiques physiques ;
- La détermination de l'influence des actions marines dans le recul du pied de falaise, mais également de ses effets sur la déstabilisation du versant.

La finalité de ce travail de thèse est d'une part, de développer un modèle conceptuel du fonctionnement global des falaises des Vaches Noires, et d'autre part de fournir aux différents acteurs d'aménagement et de gestion du territoire des clefs de compréhension supplémentaires sur les modalités d'évolution historiques et récentes de ces falaises.

Méthodologie générale

Pour répondre à ces objectifs, l'étude passe par une analyse dite « géosystémique » qui favorise l'étude des interactions Nature-Société dans une dimension à la fois temporelle et spatiale (Bertrand et Tricart, 1968 ; Bertrand, 1991 ; Anderberg, 2004 ; Naylor *et al.*, 2010). Les falaises des Vaches Noires sont considérées comme une entité géomorphologique formant un tout, nécessitant de prendre en compte le plateau, le versant littoral *stricto sensu* mais également l'estran sableux et

rocheux subissant l'action des houles et des courants. Pour appréhender la compréhension des processus et modalités de fonctionnement des falaises, une analyse par **emboîtement d'échelle spatiale et temporelle** a été conduite, puis a structurée le présent travail de recherche :

- **Échelles spatiales** (Fig. 0.4) : de l'ensemble du linéaire côtier (4,5 km) à l'échelle du site (bande de 200 m) ;
- **Échelles temporelles** : de l'échelle historique (de la fin du XVIII^e siècle au début du XXI^e siècle) à l'échelle récente (1947-1955 à aujourd'hui), pluriannuelle et saisonnière (de septembre 2014 à novembre 2019) et journalières (durant l'hiver-printemps 2017-2018 et 2018-2019).

(A) Nom	Echelle indicative	Zone d'étude	Type d'application
Nationale	1/1 000 000 ^{ème}	Pays et/ou région (> 10 000km ²)	Inventaire national
Régionale	1/100 000 ^{ème} à 1/500 000 ^{ème}	Région (10 000 à 1 000 km ²)	Inventaire régional
Moyenne	1/25 000 ^{ème} à 1/50 000 ^{ème}	Bassin versant (1 000 à 100 km ²)	Etude de faisabilité + Etude de la susceptibilité (approche experte, approches statistiques)
Large	1/10 000 ^{ème}	Bassin versant et/ou versant (100 à 10 km ²)	Etude de la susceptibilité et/ou de l'aléa (approches) statistiques et /ou déterministes)
Locale	1/1 000 ^{ème} à 1/5 000 ^{ème}	Versant et/ou phénomène (< 10 km ²)	Etude détaillée d'un site instrumenté et/ou de l'aléa (approches déterministes)



Figure 0.4 : Échelle spatiale utilisée dans l'étude des dynamiques des processus hydrogravitaires des falaises des Vaches Noires ; A) Échelles d'analyses retenues pour l'évaluation des aléas d'érosion littorale et de déclenchement des processus hydrogravitaires ; B) Échelle retenue au 1/15 000 pour l'étude historique et récente à l'ensemble du site ; C) Échelle retenue au 1/5 000 pour la cartographie morphologique et morphodynamique ; D) Échelle retenue au 1/1 000 pour l'étude à haute résolution spatiale et temporelle des processus hydrogravitaires des badlands

Cette étude est construite autour d'une **démarche pluridisciplinaire** qui mobilise des compétences appartenant à la géomorphologie, la géologie, et la géotechnique. Elle est guidée par une **approche naturaliste** basée sur l'observation et le suivi de terrain permettant de décrire et

d'établir un état des lieux des falaises. En ce sens, les outils et méthodes de la cartographie ont été déployés pour réaliser des cartes morphologiques décrivant les formes et processus visibles sur ce versant côtier.

L'analyse portée sur **l'évolution du site à échelle historique** a pour but de **positionner l'évolution actuelle des falaises des Vaches Noires dans un contexte plus global**. Elle passe par l'analyse quantitative et qualitative de trois marqueurs morphologiques (escarpement principal, escarpement secondaire et escarpement basal) à l'aide de documents cartographiques anciens, de photographies aériennes de l'IGN, d'un modèle numérique de terrain (MNT) LIDAR, puis de divers documents historiques (archives, photographies, ...). Un inventaire des mouvements de terrain couplé à une analyse diachronique de l'évolution de l'occupation du sol a été conduit à partir des photographies aériennes et documents d'archives.

Enfin, **l'analyse du site SNO DYNALIT** est opérée à **haute résolution spatiale** (suivi de cinq ravines connexes) et **haute résolution temporelle** (suivi ponctuel et continu du site depuis septembre 2014). Pour cela, des outils émergents dans la discipline géographique ont été utilisés tels que le **scanner laser terrestre (TLS)**, ou encore la **photogrammétrie « structure from motion » terrestre (SfM)**, permettant la création répétée dans l'année de plusieurs MNTs. À l'aide de ces outils, la spatialisation des processus hydrogravitaires, l'estimation de leurs volumes, mais également leurs liens avec les conditions de déclenchement sont envisageables à une échelle temporelle saisonnière. Le site a également fait l'objet d'une instrumentation par implantation d'un **pluviomètre**, de **plusieurs piézomètres** mais également d'**appareil de mesure GNSS type Géocube**. Les appareils mesurent en continu les valeurs de précipitations, le battement des nappes phréatiques, mais également les déplacements des matériaux. L'objectif étant ici de déterminer des seuils pluviométriques et piézométriques de mise en mouvement de plusieurs processus hydrogravitaires (coulées de boue, glissement de terrain et phénomènes de déformations composites) des badlands côtiers.

Structure du manuscrit

Le manuscrit s'organise autour de sept chapitres fonctionnant par emboîtements d'échelles de la plus petite (échelle internationale à régionale) à la plus grande (échelle locale à échelle du versant). (Fig. 0.5).

À échelle internationale et régionale, deux chapitres sont consacrés à la présentation du cadre contextuel de la recherche, mais également au positionnement de cette étude au sein de l'ensemble des recherches internationales et nationales menées sur les problématiques d'érosion des côtes à falaises. Elle se concentre également sur la présentation du contexte morpho-structural des falaises des Vaches Noires et des forçages subaériens et marins responsables de la morphogenèse du site.

Le chapitre 1 expose le cadre morpho-structural de la côte normande dans lequel s'inscrivent les falaises des Vaches Noires. À la suite de la présentation et localisation générale de ces dernières, le caractère original de ces falaises est exposé en tant que falaises dites de « badlands côtiers » très peu renseignées dans la littérature scientifique. La morphologie de l'ensemble du site est ensuite

décrite avec les caractéristiques géologiques associées. Le chapitre se clos sur une description détaillée des processus hydrogravitaires observés dans les formations cénomaniennes et albiennes en partie supérieure de versant, puis ceux remarquables dans les formations oxfordiennes des secteurs de badlands.

Le chapitre 2 présente le contexte climatique global normand tout en se concentrant sur les caractéristiques météorologiques (pluie, température, vent), hydrologiques (eau souterraine et eau de surface), puis marines (houle, courant, dérive littorale) impliquées dans la morphogenèse des falaises des Vaches Noires.

À échelle locale, deux chapitres sont consacrés à l'analyse de l'évolution des falaises des Vaches Noires à échelle historique (de 1759 à 2016) et récente (de 1947/1955 à 2016) pour l'ensemble du linéaire côtier.

Le chapitre 3 est orienté vers la détermination des vitesses et rythmes d'évolution de trois marqueurs morphologiques (escarpement principal, escarpement secondaire, escarpement basal défini comme trait de côte). Ces derniers ont été déterminés à partir de documents cartographiques anciens (Plan Terrier, cadastre napoléonien, carte d'Etat-Major), puis récents (photographies aériennes et orthophotographies de l'IGN, MNT LIDAR). L'analyse est complétée par une observation qualitative d'évolution des versants à l'aide de documents historiques (archives, anciennes photographies).

Le chapitre 4 est consacré à l'inventaire des mouvements de terrain réalisé à partir d'un travail de récoltes d'informations dans les archives (article de presse, banque de données sur les mouvements de terrain du BRGM, ...), couplé à un recensement effectué à partir des photographies aériennes/orthophotographies de l'IGN entre 1955 et 2016. L'évolution de la végétation sur l'ensemble du linéaire côtier a également été cartographiée afin d'appréhender son rôle dans la répartition spatiale des processus hydrogravitaires. Ce travail d'analyse aboutit à la réalisation de cartes morpho-dynamiques au 1/5 000.

À l'échelle du versant, trois chapitres se focalisent sur l'analyse à haute résolution spatiale et temporelle des dynamiques des badlands côtiers entre septembre 2014 et novembre 2019 sur le site SNO DYNALIT.

Le chapitre 5 se concentre sur les résultats obtenus par le suivi TLS des badlands côtiers depuis septembre 2014. L'intérêt est porté sur la quantification des volumes de surface transitant de l'escarpement principal sommital à l'escarpement basal, ainsi que pour des ravines connexes aux dynamiques contrastées. Chaque ravine a fait l'objet d'un découpage en Unité Morphologique Fonctionnelle (UMF) prenant en compte la fonctionnalité érosive, de transport ou de dépôt des matériaux marno-calcaires arrachés au versant. Une réflexion est apportée sur les forçages responsables de l'instabilité du site en tenant compte des chroniques de cumul de pluies mensuelles, couplées aux périodes de fortes agitations marines (coefficient de marée ≥ 95 , vent supérieur à 20 m/s de direction NO, N ou NE). Un modèle conceptuel de fonctionnement saisonnier est également proposé.

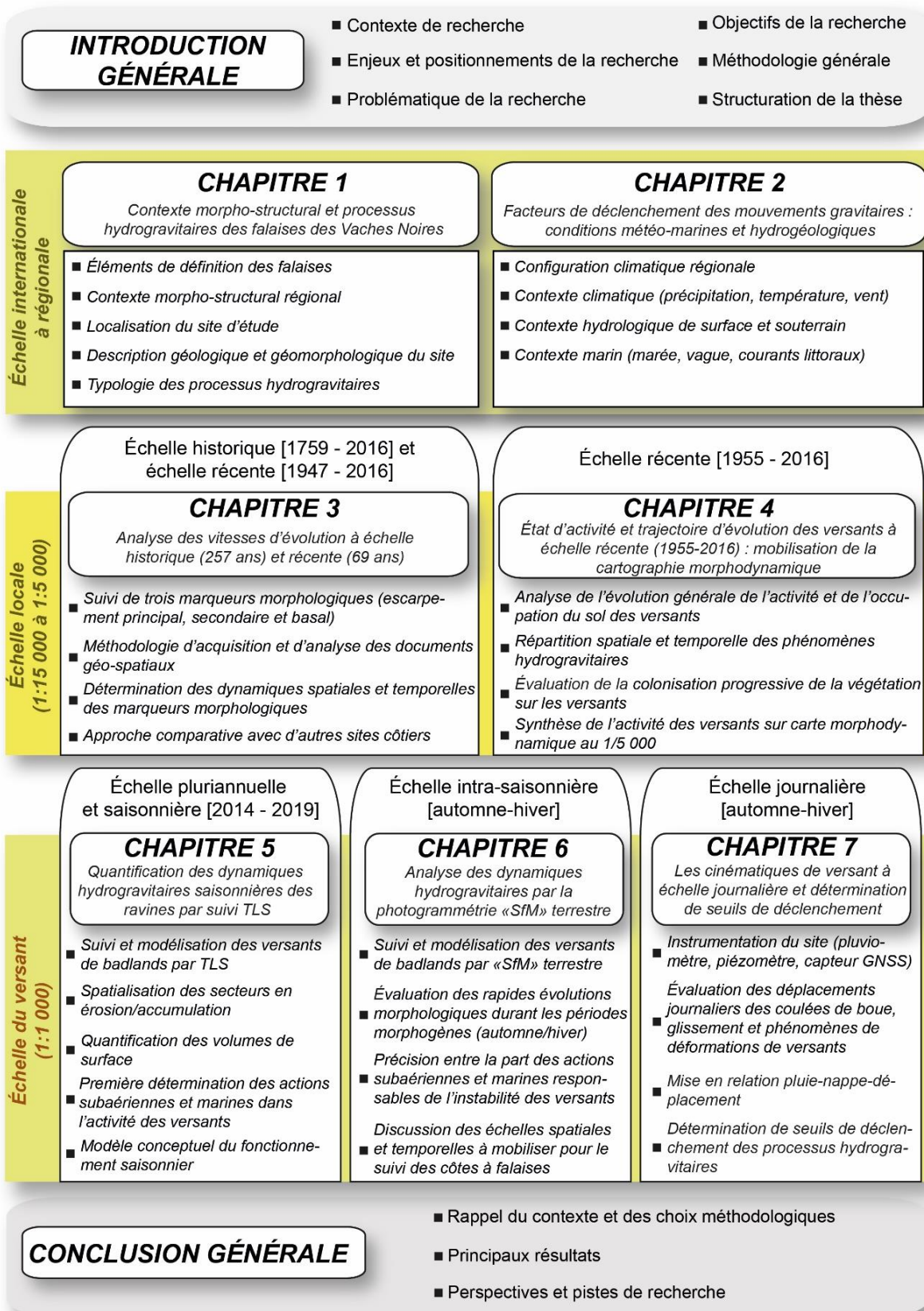


Figure 0.5 : Diagramme synoptique d'organisation du manuscrit de recherche

Le chapitre 6 s'attache à préciser les dynamiques hydrogravitaires observées à échelle saisonnière durant des périodes considérées comme les plus morphogènes (automne et hiver) par

mobilisation de la photogrammétrie « Structure from Motion - SfM » terrestre. Le constat étant fait que la durée de trois à quatre mois entre deux modèles TLS limite parfois l'observation des rapides transformations morphologiques des différentes UMFs, des modèles photogrammétriques SfM intercalés entre les dates d'acquisition TLS ont été réalisés afin de retracer plus finement l'évolution des versants. Par ce procédé, la dynamique hydrogravitaire saisonnière pour les périodes les plus morphogènes des falaises des Vaches Noires a pu être décomposée, tout en y rattachant des conditions hydro-météo-marines pour lesquelles les processus hydrogravitaires inter-reliés et emboîtés ont présenté une activité marquée.

Enfin, **le chapitre 7** est consacré à l'analyse des cinématiques des coulées de boue, des glissements de terrain à l'interface replat/escarpement secondaire, mais également des phénomènes de fluage de type reptation/solifluxion localisés au-devant des fronts de crête du site DYNALIT à échelle journalière. Pour évaluer les déplacements des différents processus hydrogravitaires, un appareillage de modules GNSS mono-fréquence géocube a été mobilisé à titre exploratoire sur le site DYNALIT pour deux périodes de suivi hydrologiquement contrastées (du 30 novembre 2017 au 15 mai 2018, puis du 21 décembre 2018 au 25 juin 2019). Croisées avec les chroniques locales de précipitations et de niveaux d'eau, une analyse des relations pluie-nappe-déplacement a été entreprise dans l'objectif de déterminer des seuils de déclenchement des processus hydrogravitaires, tout en détaillant les conditions hydrométéorologiques avant, pendant et après la mise en mouvement.

Chapitre 1

Contexte morpho-structural et processus hydrogravitaires des falaises des Vaches Noires



Les falaises des Vaches Noires constituent un secteur côtier original sur le paysage littoral français. De par leurs morphologies atypiques, constamment affectées par des processus hydrogravitaires variés et interreliés, elles constituent un site d'étude unique quant à l'analyse des dynamiques de badlands en contexte côtier.

Le chapitre 1 s'attache à présenter le cadre géographique et géomorphologique générale de ces dernières. Après un bref rappel introductif sur la définition et la typologie générale des falaises, le contexte morpho-structural dans lequel les falaises des Vaches Noires sont intégrées en Normandie est retracé. Une description morphologique et géologique de l'intégralité du site est ensuite réalisée, en revenant sur la « rareté » de ce type de côte au regard de la littérature internationale. Le chapitre se conclut sur une présentation détaillée des processus hydrogravitaires complexes et emboîtés affectant les versants de ce site fortement actif.

Introduction

Les falaises des Vaches Noires représentent un site côtier normand à la morphologie de badlands, dont l'aspect ruiniforme contraste avec les côtes à falaise environnantes. Ce premier chapitre a pour vocation de décrire le contexte morpho-structural dans lequel s'intègrent les falaises des Vaches Noires en Normandie, mais également à échelle nationale et internationale.

La section 1.1 revient succinctement sur les notions et concepts rattachés à l'étude des côtes à falaises. Des éléments de définition d'une falaise, ainsi que la dichotomie entre les notions de « côte rocheuse » et « côte à falaise », sont fournis. Les distinctions entre falaises consolidées (Hard-rock cliffs), falaises non-consolidées (Soft-rock cliffs) et falaises composites (*i.e.* mixtes ou intermédiaires) sont évoquées à partir d'exemples à l'échelle mondiale, puis des vitesses d'érosions globales sont fournies.

La section 1.2 s'attache à décrire le contexte morpho-structural côtier dans lequel s'inscrivent les falaises des Vaches Noires. En ce sens, une description générale de la géologie et géomorphologie des côtes normandes est proposée. L'accent est ensuite mis sur les falaises taillées dans les formations sédimentaires du Bassin parisien. Les vitesses de recul historiques estimées sur la base de diverses études sont présentées, accompagnées d'une description morpho-structurale pour l'ensemble d'entre elles.

La section 1.3 porte sur la présentation et la description générale des falaises des Vaches Noires. Une fois le site d'étude localisé, l'accent est mis sur la morphologie originale de badlands de ces falaises. En ce sens, des éléments de définition propres à ces reliefs sont fournis, puis la rareté des études portant sur les badlands côtiers face à ceux continentaux est discutée. Une description de la morphologie générale des falaises est ensuite effectuée, accompagnée d'une description de la géologie globale (stratigraphie, lithologie, tectonique) de ce versant côtier atypique.

La section 1.4 se concentre sur la présentation et la description de la diversité des processus hydrogravitaires visibles sur l'ensemble du site. Pour cela, les phénomènes observés dans les versants sont replacés dans la typologie des mouvements de terrain proposé par Hungr *et al.* (2014). Une description des anciens glissements de terrains rotationnels profonds, non actifs actuellement, est proposée. Les phénomènes observés sur la corniche cénomanienne et le replat chahuté sont présentés. Enfin, la complexité et l'emboîtement des processus hydrogravitaires des versants de badlands sont détaillés en tenant compte d'un découpage par « Unité Morphologique Fonctionnelle » (UMF).

1.1. Retour sur les notions et concepts rattachés aux falaises

Situés à l'interface Terre-Mer, les littoraux sont le produit d'une longue histoire géologique marquée par une succession d'épisodes qui les ont constamment modifiés du fait des processus de géodynamique interne (*i.e.* dynamique globale de la lithosphère terrestre), et des processus de géodynamique externe (*i.e.* dynamique globale de la surface terrestre) qui ont varié au cours du temps.

Le tracé actuel des littoraux en Manche-Atlantique est en partie le produit de la transgression flandrienne survenue environ 20 000 ans après la dernière grande glaciation du Würm (Paskoff, 1985 ; Lambeck *et al.*, 2014 ; Stéphane et Goslin, 2014). Auparavant déprimé à plus d'une centaine de mètres en comparaison de sa position actuelle, le niveau moyen de la mer s'est fortement élevé durant la période de réchauffement climatique post-glaciaire provoqué par l'importante fusion des glaciers continentaux et inlandsis à l'échelle mondiale.

Cette transgression ne s'est pas réalisée de manière uniforme spatialement et temporellement. Les études supposent cependant que le niveau est remonté rapidement jusqu'à 8 000 BP², puis s'est stabilisé vers environ 3 000 BP avec des variations de moins de six centimètres par siècle (Kemp *et al.*, 2011).

Plus localement en Manche occidentale, durant la fin du Tardiglaciaire précédant la période Holocène, la Manche redevient un golfe marin vers 11 700 BP, avec un niveau marin situé à - 60 m par rapport au rivage actuel. Vers 10 000 BP, la dernière transgression holocène recouvre les anciens domaines émergés de la mer de la Manche. Durant cette transgression, certains auteurs estiment l'élévation moyenne du niveau de la mer à près de 3 mm/an (Ters, 1973 ; Lambeck *et al.*, 2014). En réalité, cette vitesse d'élévation est irrégulière : au départ, la montée est rapide et estimée à 7 mm/an du fait des fonds de faible pente. Vers 7 500 BP, la vitesse est réduite à 2,2 mm/an et le niveau de la Manche est estimé à environ - 15 m en comparaison du rivage actuel (Larsonneur, 1971 ; Delsinne, 2005). Vers 3 000 BP, la transgression ralentit de nouveau. La quasi-totalité de la baie de Seine est ennoyée, et un exhaussement général du niveau de la mer est observé, avec un envahissement progressif des zones littorales basses du Calvados comme la baie des Veys ou les marais de la Dives. La ligne de rivage diffère peu de celle d'aujourd'hui.

Depuis le début du XX^e siècle, le niveau moyen de la mer ne cesse d'augmenter dû au réchauffement du climat. Le rythme d'élévation est estimé supérieur à celui des derniers millénaires, compris entre 1,5 à 3 mm/an (Planton *et al.*, 2015), voire 5 mm/an depuis une décennie (Zemp *et al.*, 2019 ; Bamber et Dawson, 2020).

Depuis la dernière grande stabilisation, ce sont principalement les agents marins (vagues, houles, marées, courants associés), subaériens (précipitations, températures, vents, ruissellement, infiltration, battement du toit de la nappe), mais également anthropiques (artificialisation du littoral, extraction des matériaux sableux et rocheux) qui participent à modeler les côtes. Associés à la morpho-structure continentale, les agents et les processus d'érosion induisent une grande diversité de paysages littoraux aux fonctionnements et aux modalités d'évolution variées.

Parmi ces paysages littoraux, **les côtes rocheuses et les côtes à falaises** font parties des littoraux dits **d'ablation** (Fig. 1.1). Auparavant estimées comme constituant 80 % du linéaire côtier mondial (Emery et Kuhn, 1982), une récente étude a revu les chiffres à la baisse en estimant qu'elles représentent potentiellement 52 % du linéaire (Young et Carilli, 2019) avec une forte concentration s'observant entre le 30^e et 60^e parallèle nord et sud.

² BP = Before Present, soit le nombre d'années avant 1950, année des premières datations au carbone 14.

Les falaises correspondent à des abrupts littoraux façonnés dans des roches plus ou moins résistantes évoluant principalement en réaction aux actions marines et subaériennes (Fig. 1.2-A). La définition la plus couramment admise a été proposée initialement par le géomorphologue littoral André Guilcher, dans « Morphologie littorale et sous-marine » (1954) :

« Est considéré comme falaise un escarpement en pente forte (entre 15° et le surplomb), de hauteur variable, non couvert de végétation, créé par l'érosion marine le long d'une côte et dont le pied se raccorde ordinairement à une plate-forme d'abrasion ».

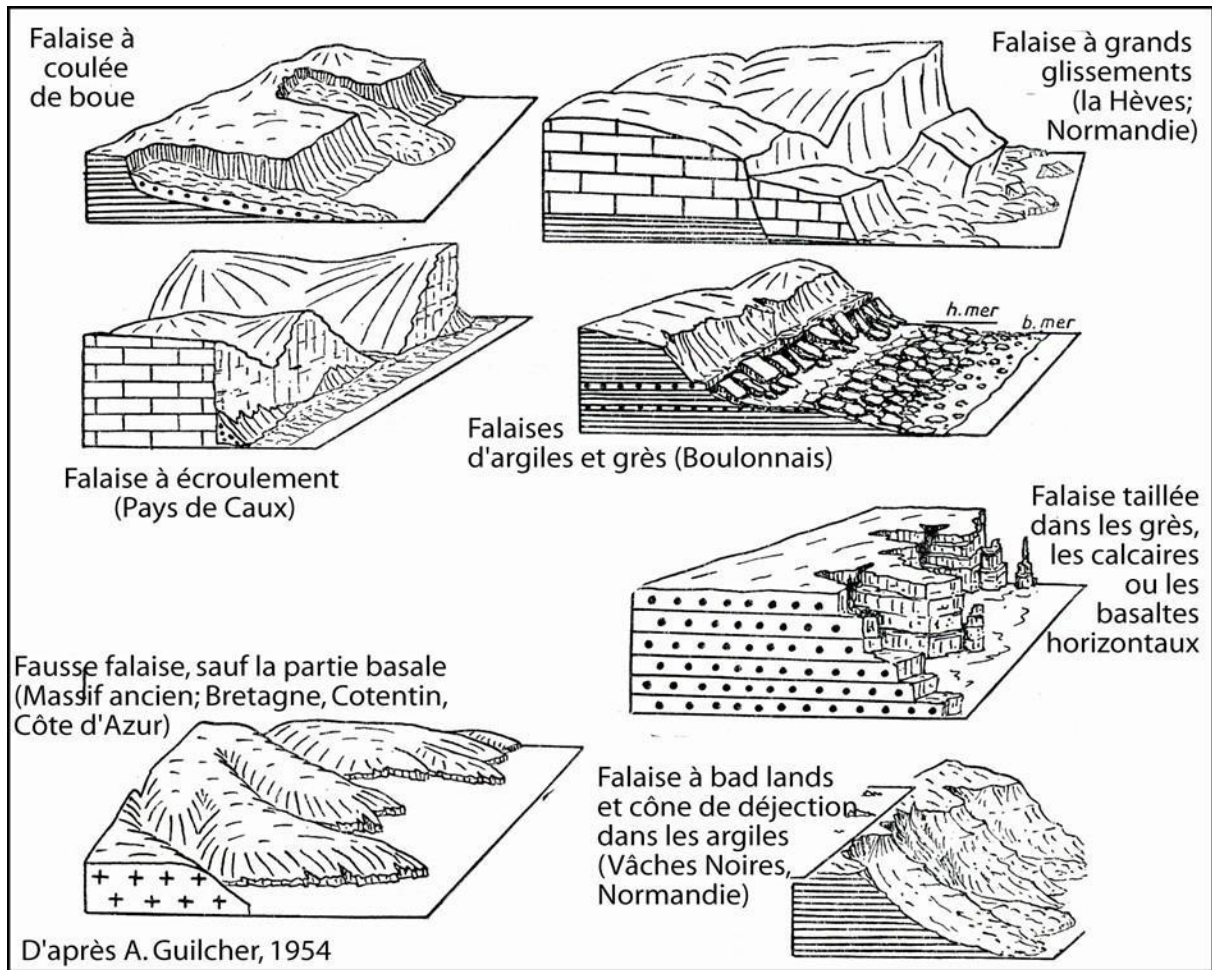


Figure 1.1 : Représentation schématique de falaises aux morpho-structures hétérogènes (tiré de Guilcher, 1954)

Les falaises et les côtes rocheuses sont souvent associées à l'existence d'une plate-forme d'érosion marine plus ou moins large. À l'angle de cette dernière et de la falaise se trouve un cordon de sédiments souvent grossiers issus de la météorisation de la roche mère affleurante (Fig. 1.2-A).

Il est nécessaire de rappeler que toutes **les côtes rocheuses ne sont pas des côtes à falaises**. Certaines côtes rocheuses s'inclinent doucement en direction de la mer, ne possédant pas les degrés de pente compris entre 15° et le surplomb permettant d'évoquer une morphologie de falaise (Fig. 1.2-B).

En un autre sens, **certaines côtes à falaises ne sont pas des côtes rocheuses**. En effet, des côtes taillées dans des matériaux meubles tels que le sable peuvent être prises en compte dans la typologie des falaises (*i.e.* avant dune sableuse nommée « falaise dunaire », Fig. 1.2-C).



Figure 1.2 : Illustration de "côte rocheuse" et "côte à falaise" ; A) Falaises et plate-forme d'érosion littorale des Hachettes (Sainte-Honorine-les-Pertes, Calvados - photo : Alexandre Aubray) ; B) Côte rocheuse basse du Cap Taillat (Ramatuelle, var - photo : sunwhere.fr) ; C) Falaises dunaires de Denulf (Côte d'Opale, Dunkerque - photo : Geodunes)

Les falaises constituent des côtes reculant parallèlement à elles-mêmes, de manière discontinue dans le temps et dans l'espace. On opère une distinction entre **falaise vive** et **falaise morte** (Fig. 1.3).

Dans le premier cas, est considérée **vive une falaise régulièrement battue par la mer**. Du fait de l'érosion marine, une encoche de sapement apparaît en partie basale de falaises, provoquant la déstabilisation progressive du versant qui chutera par appel au vide.

Dans le second cas, une **falaise est considérée morte** du fait de l'inaction de la mer à son pied soit par baisse du niveau marin, soit par éloignement du rivage dû à des phénomènes d'alluvionnement (Paskoff, 1985 ; Sunamura, 1992).

Un troisième état peut être évoqué comme **falaise « stabilisée »** lorsque cette dernière n'est plus atteinte par les vagues à l'exception de tempêtes exceptionnelles. Elle se matérialise

généralement par la présence d'une couverture de matériaux en partie basale faisant office de protection pour le pied de falaise (Emery et Kuhn, 1982).

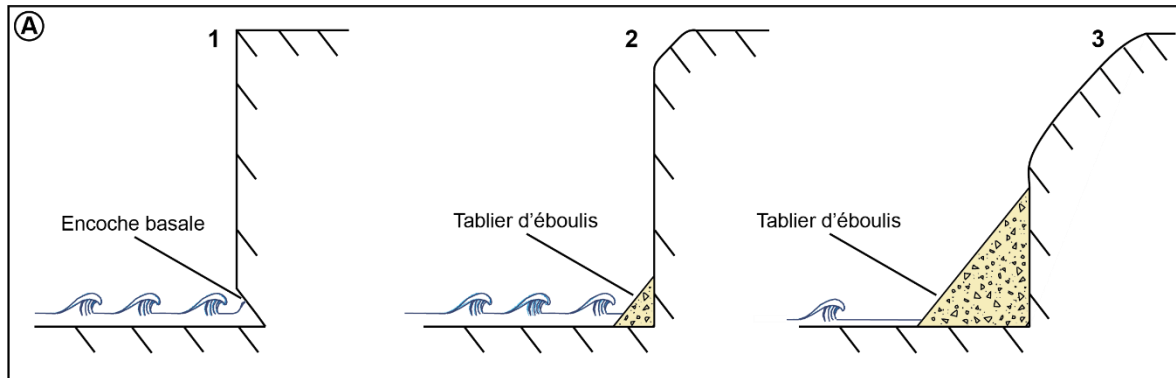


Figure 1.3 : Représentation théorique des falaises vives, stabilisées et mortes (modifiée de Paskoff, 1985)

La morpho-structure des falaises constitue un des éléments primordiaux à considérer pour la compréhension de leurs vitesses, rythmes et modalités d'évolution. Il s'agit d'une caractéristique fréquemment prise en compte par la communauté scientifique internationale afin de distinguer les falaises dites **consolidées (Hard-Rock cliffs)**, falaises **non-consolidées (Soft-Rock cliffs)**, puis falaises **composites (i.e. mixtes ou intermédiaires)**.

Les falaises consolidées (Fig. 1.4-A) désignent communément celles dont la lithologie correspond à des roches cohérentes sédimentaires cohésives, magmatiques ou métamorphiques. De par leur homogénéité et relative résistance, elles présentent généralement des profils sub-verticaux affectés par des processus d'éboulement/écroulement, chutes de blocs ou glissements de terrain profonds qui peuvent être rares à l'échelle humaine pour les abrupts taillés dans les matériaux métamorphiques et magmatiques (Costa, 1997 ; Hénaff *et al.*, 2002 ; Costa *et al.*, 2003 ; Brossard et Duperret, 2004 ; Dornbusch *et al.*, 2008 ; Moses et Robinson, 2011 ; Dewez *et al.*, 2013 ; Letortu, 2013 ; Letortu *et al.*, 2015, 2019 ; Trenhaile, 2019 ; Robinson, 2020).

Les falaises non-consolidées (Fig. 1.4-B) se caractérisent par la nature des matériaux de faibles résistances structurant le versant côtier tels que les argiles, marnes, schistes, sables ou altérites. Elles présentent généralement des pentes moins prononcées que les falaises consolidées, permettant parfois à la végétation de se développer (Lee et Clark, 2002 ; Sunamura, 2015). L'érosion de ces falaises se matérialise généralement sous formes de glissements de terrain, chutes de blocs, coulée de boue ou encore du ravinement (Hutchinson, 1970 ; Kennedy, 1973 ; Hutchinson, 1983 ; Benumof et Griggs, 1999 ; Moore *et al.*, 1999 ; Pierre et Lahousse, 2004 ; Engstrom, 2006 ; Collins et Sitar, 2008 ; Dornbusch *et al.*, 2008 ; Young *et al.*, 2009 ; Johnstone *et al.*, 2016 ; Basara, 2019 ; Young *et al.*, 2021).

Les falaises composites (Fig. 1.4-C-D) comprennent celles dont la superposition de couches alterne entre roches d'inégales résistances. Selon la disposition et l'épaisseur des couches, les profils seront très variés. Dans le cas où le pied de falaise est armé par des roches cohérentes et coiffés par des formations meubles, le profil est généralement concave en partie supérieure, puis raide à la base du versant (Harker et Flick, 1991 ; Young et Ashford, 2006 ; Johnstone *et al.*, 2016). Pour une

configuration inverse, le profil présente généralement un abrupt en partie supérieure de versant pour finalement former une concavité en partie inférieure (Elhai, 1963 ; Maquaire, 1990 ; Barton et Garvey, 2011).



Figure 1.4 : Illustration de falaises aux morpho-structures variées ; A) Falaises de Mober (comté de Clare, Irlande - photo : Lionel Baur) ; B) Falaises de Easton Bavents (comté de Suffolk, Angleterre - photo Evelyn Simak) ; C) Falaises de Solana Beach (San Diego, Californie - photo : Stefani) ; D) Falaises de Barton on Sea (Hampshire, Angleterre)

En lien avec la morpho-structure, **la nature, la fréquence et l'intensité des agents et processus responsables de la déstabilisation**, comprenant les agents **marins** (marnage, direction des houles, fréquences des événements tempétueux, bio-érosion marine, ...), **subaériens** (fréquence et intensité des précipitations, variations des températures, force des vents, hydrologie de surface et souterraine, ...), mais également **anthropiques** (pression foncière, usages et pratiques humaines sur le littoral, ...), **la morphogenèse de ces sites s'effectue à des échelles spatiales et temporelles variées.**

Les vitesses d'érosion et les modalités d'évolution sont de ce fait très variables en fonction des paramètres et configuration des falaises suscitées. Sunamura (1992) a été le premier à effectuer une typologie des vitesses de recul des falaises en fonction de la résistance des matériaux rocheux propre à chaque site, repris et complété ensuite par Woodroffe (2002).

Plus récemment, des études conduites par Prémaillon (2018) et Prémaillon *et al.* (2018) ont revu les valeurs de recul précédemment proposées à partir d'une base de données nommées GlobR2C2 (Global Recession Rates of Coastal Cliffs). Cette synthèse, qui comprend 1 530 falaises et 1 680

taux d'érosion enregistrés en données d'entrées (Fig. 1.5), incorpore dans son analyse la localisation des falaises, la hauteur, la lithologie et structure, les vitesses d'érosion, puis les forçages marins (marée, houle) et subaériens (température moyenne, pluies cumulées, nombre de jours de gel).

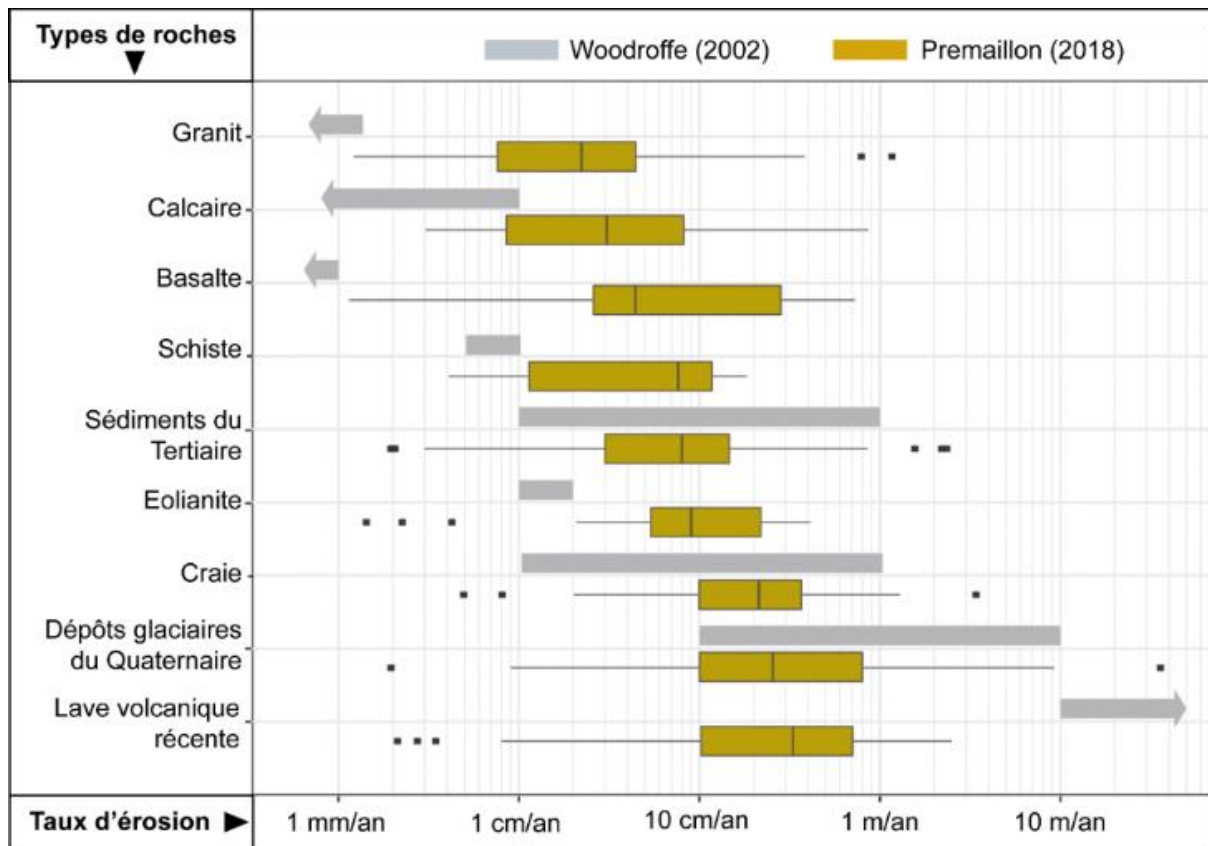


Figure 1.5 : Estimation des taux d'érosion globaux des côtes à falaises dans différentes lithologies (tiré de Prémaillon, 2018)

Héritages d'un riche patrimoine géologique remontant de l'orogénèse Icartienne au Paléoproterozoïque (- 2,5 à - 1,6 Ga) pour la partie occidentale aux dernières grandes transgressions marines du Crétacé du Mésozoïque (- 135 à - 65 Ma) et aux glaciations Quaternaires (- 2,58 Ma à nos jours) pour la partie centrale et orientale, les matériaux constituant les falaises normandes et les forçages continentaux et marins qu'elles ont subies au cours du temps leur confèrent une grande variété de formes et de modelés.

1.2. Le contexte morpho-structural normand

De la baie du Mont-Saint-Michel (Sud-Manche) à l'estuaire de la Bresle au Tréport (Seine-Maritime), les 640 km de côte normande bordant la Manche regroupent quasiment tous les types de relief littoraux de France (Fig. 1.6) : falaises, plages de sables et de galets, dunes, vasières et estuaires (Elhai, 1963).

Tandis que les falaises et côtes rocheuses du Massif armoricain sont plutôt préservées, la frange littorale du bassin sédimentaire parisien est la plus impactée par les problématiques d'érosion côtière. Cela est particulièrement avéré dans les départements du Calvados et de la Seine-Maritime,

où les falaises reculent selon des modalités d'évolution spatiales et temporelles très diverses. Pour contextualiser l'intégration des falaises des Vaches Noires, il est nécessaire de présenter le contexte géologique et géomorphologique dans lequel ces dernières s'inscrivent en Normandie.

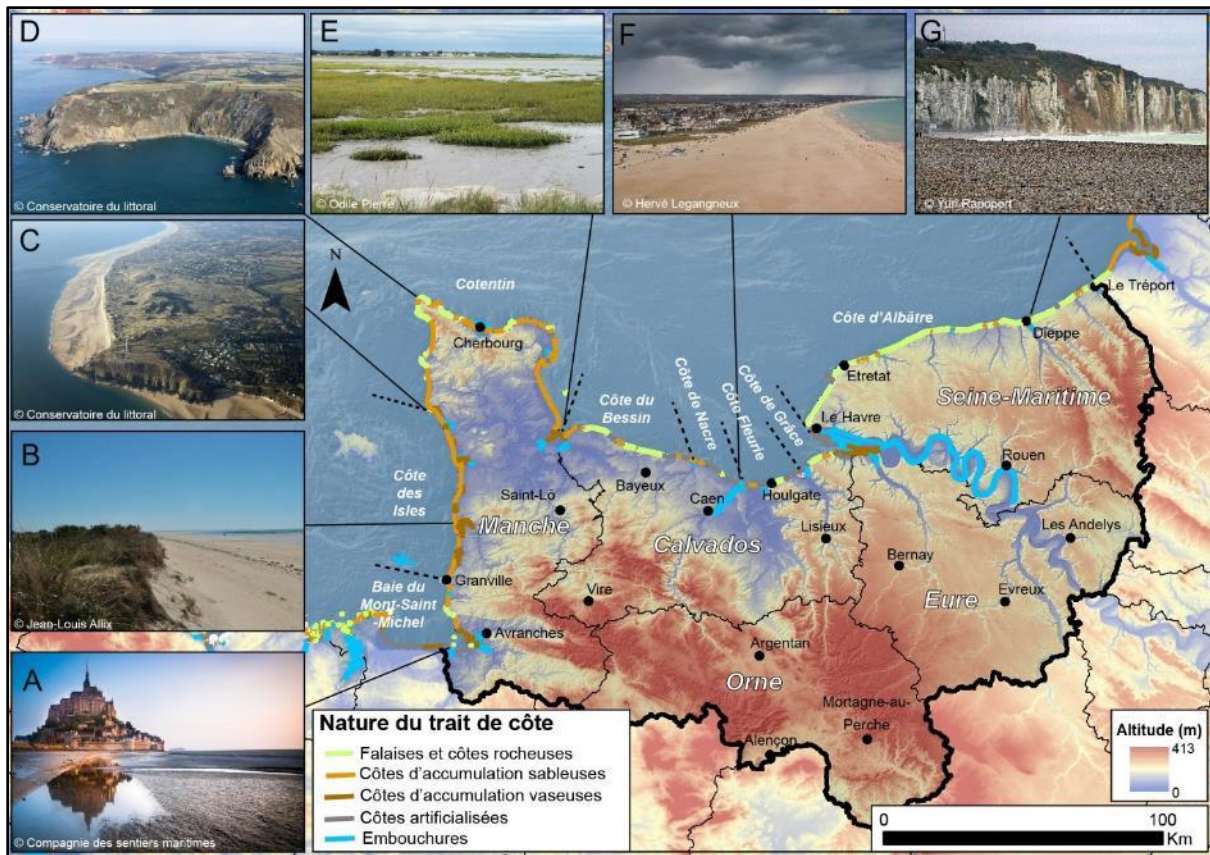


Figure 1.6 : Cartographie et illustrations de diverses côtes normandes ; A) Côte sablo-vaseuse du Mont-Saint-Michel (photo : Compagnie des sentiers maritimes) ; B) Plage sableuse d'Agon-Coutainville (photo : Jean-Louis Allix) ; C) Dunes d'Hattainville et falaises de Barneville-Carteret (photo : Conservatoire du littoral) ; D) Promontoire du Nez de Jobourg (photo : Conservatoire du littoral) ; E) Estuaire de la Baie des Veys (photo : Odile Pierre) ; F) Plage sableuse de Ouistreham (photo : Hervé Legangneux) ; G) Plages de galet et falaises de Dieppe (photo : Yuri Rapoport)

1.2.1. Le contact Massif Ancien et Bassin Sédimentaire Parisien

La Normandie se scinde en deux régions géologiques : à l'ouest, une **Normandie dite cristalline**, fortement plissée, composée d'une succession de collines bocagères mais également de vallées incisées plus ou moins échancrées parcourues de zones humides. À l'est, une **Normandie sédimentaire** au relief plus doux, composé de plaines et plateaux, de quelques collines mais également de vallées ouvertes pour le Pays d'Auge et le Perche, puis constituée de plateaux faiblement ondulés et de vallées de grande envergure en s'enfonçant vers l'est en Seine-Maritime (Fig. 1.7).

Le Massif armoricain constitue l'une des plus anciennes chaînes de montagne façonnée par l'orogénèse cadomienne et hercynienne (Ballevre *et al.*, 2013). D'une étendue de 65 000 km², elle englobe les îles Anglo-Normandes, la Bretagne, une partie des Pays de la Loire, le nord-ouest de la

région Nouvelle-Aquitaine et l'ouest de la Normandie. La Normandie armoricaine, elle, est composée de terrains sédimentaires, magmatiques et métamorphiques datant du Précambrien et du Paléozoïque (Dugué *et al.*, 1998).

Les côtes du Massif armoricain, d'une longueur totale approximative de 240 km, possèdent un tracé globalement rectiligne dans l'ouest du Cotentin (comprenant la Baie du Mont-Saint-Michel au Cap de la Hague) où s'imposent en majorité les côtes basses sableuses. Les cordons littoraux et les dunes s'étendent sur environ 100 km. Tandis que les côtes rocheuses, avec ou sans falaises, se développent sur près de 21 km (Elhaï, 1963).

À compter de Saint-Vaast-La-Hougue, le Bassin parisien succède au Massif armoricain. Ce dernier forme une vaste cuvette sédimentaire d'une profondeur d'environ 3 km installée sur le socle hercynien cristallin. Les dépôts sédimentaires sont principalement d'origines marines, lacustres, lagunaires et fluviales. Les couches les plus récentes affleurent en partie centrale, tandis que les couches les plus anciennes sont situées aux extrémités du bassin où l'on relève des reliefs de cuesta, à l'instar de celle qui limite le plateau du Pays d'Auge en Normandie Centrale.

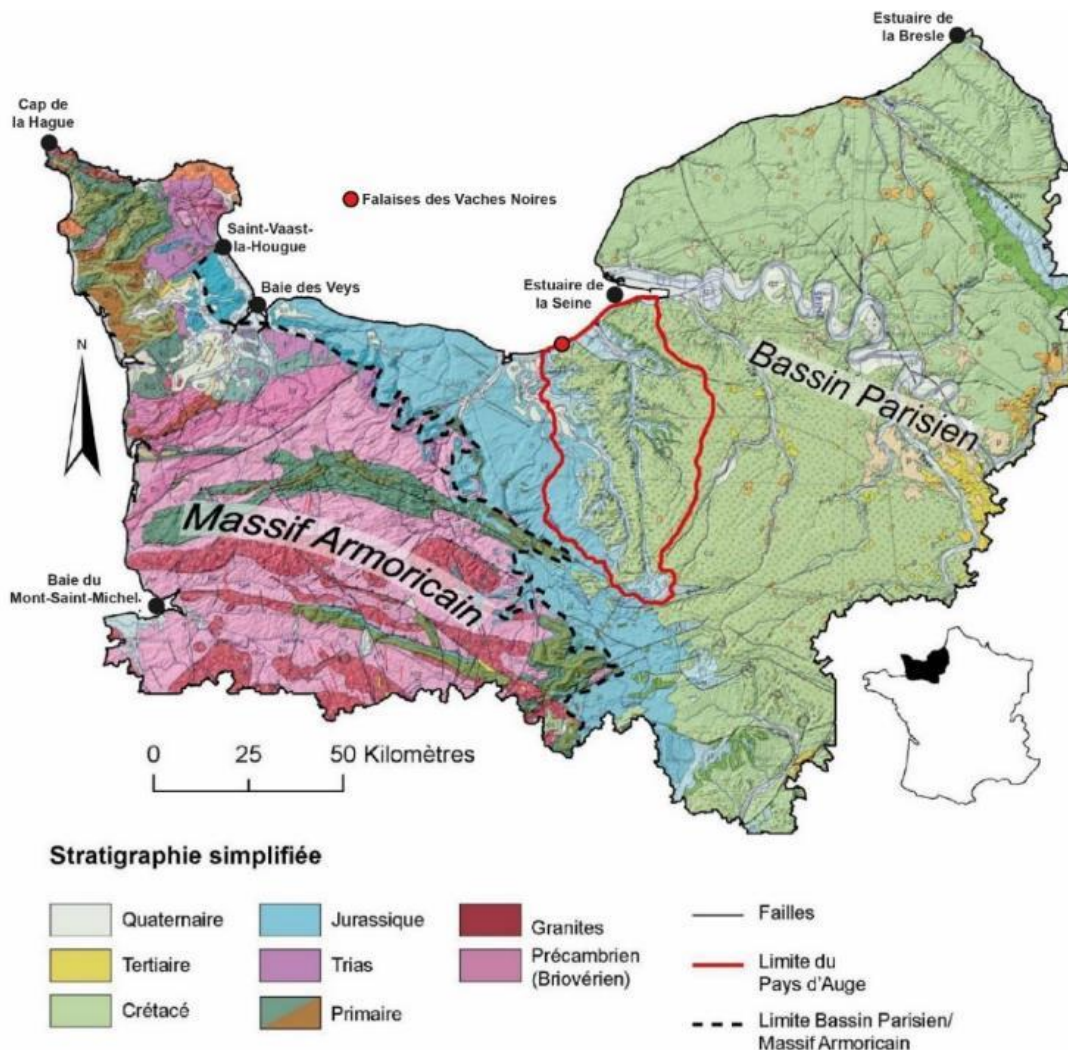


Figure 1.7 : Carte géologique de Normandie (d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 du BRGM - modifiée de Fressard, 2013)

La diversité des faciès et la disposition des couches de l'ère secondaire explique en partie la richesse des côtes du Calvados. De la baie des Veys à l'estuaire de la Seine, sur environ 138 km de côte, le tracé d'orientation ouest-est est régulier, marquée toutefois par d'amples ondulations concaves et convexes. Le long du tracé se succèdent des falaises aux morphologies diverses, des cordons sableux ainsi que des marais maritimes. Les roches datant du Jurassique dans le Bessin et la plaine de Caen alternent grossièrement entre marnes et calcaires. Au niveau du plateau du Pays d'Auge, les formations crétacées coiffent les formations jurassiques avec des sables argileux et de la craie.

Enfin, de l'estuaire de la Seine à l'estuaire de la Bresle en Seine-Maritime, la côte d'Albâtre d'une longueur d'environ 130 km est plus homogène. Son tracé est d'orientation sud-ouest/nord-est du Havre à Étretat, puis d'orientation ouest-sud-ouest à est-nord-est jusqu'au Tréport. Armées par les craies à silex du Crétacé supérieur et recouvertes sur certains secteurs par les formations Cénozoïques, les imposantes falaises blanchâtres, accompagnées de leurs plages de galets, constituent l'essentiel de cette côte septentrionale normande.

1.2.2. Des terrains sédimentaires taillés en falaises à recul rapide

Les morphologies des falaises sédimentaires du Bassin parisien sont extrêmement variées du fait notamment de la diversité des faciès argileux, marneux, calcaires et crayeux qui composent ces dernières.

L'alternance de la disposition des couches plus ou moins cohérentes entre la partie supérieure et basale des falaises a une influence considérable sur le profil général, par ailleurs en grande partie abrupt en Seine-Maritime et très varié dans le Calvados (Fig. 1.8). Cette diversité induit des modalités et des vitesses de recul côtier très hétéroclites d'un point de vue spatiale et temporelle (Costa *et al.*, 2019).

A l'ouest du Calvados, entre Grandcamp-Maisy et Saint-Côme-de-Fresné, **les falaises du Bessin** se déploient sur environ 32 km dans des formations calcaires et marneuses du Jurassique moyen comprenant les étages du Bajocien (- 176 à - 167 Ma) et du Bathonien (- 167 à - 160 Ma).

Ainsi, de la **pointe du Hoc à la pointe de la Percée**, les falaises taillées dans les calcaires du Bessin présentent un profil subvertical dont le commandement varie de 10 à 40 m (Fig. 1.8-a). La base du profil taillé dans des faciès marno-calcaires plus tendres présente une encoche de sapement qui met en surplomb les formations sus-jacentes. Fortement diaclasées, elles subissent de fréquents éboulements et écoulement rocheux (Maquaire, 1990).

Les vitesses de recul historiques de l'ensemble du linéaire sont estimées à 0,01 à 0,1 m/an, avec des valeurs comprises entre 0,11 m/an pour la Pointe de la Percée (période 1824-1966), puis de 0,07 m/an (période 1823-1965) pour le secteur ouest de la Pointe du Hoc (Levoy et Larssonneur, 1995 ; Maquaire *et al.*, 2019).

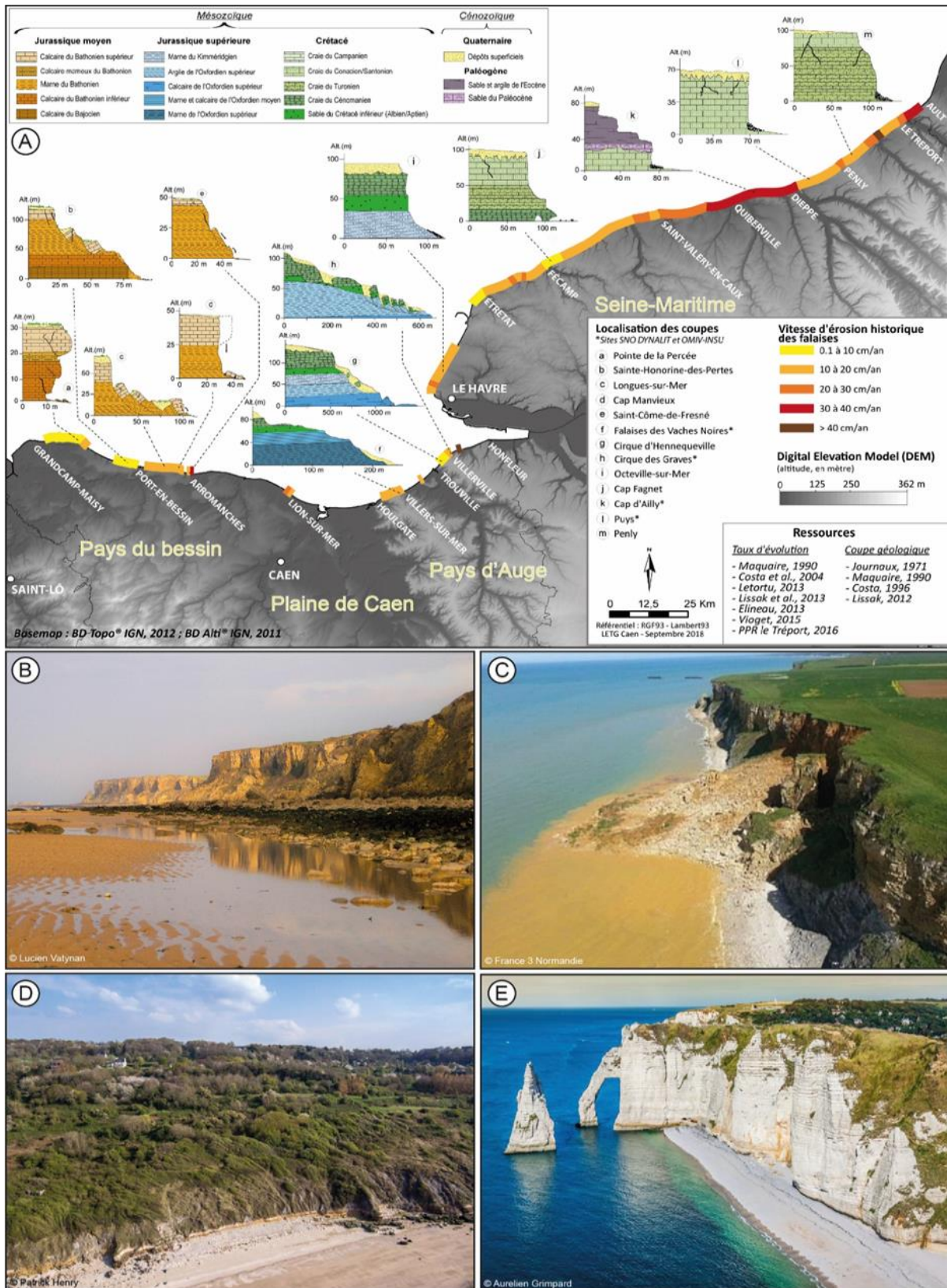


Figure 1.8 : Localisation et typologie des falaises sédimentaires en Normandie ; A) Localisation et profil des falaises sédimentaires normandes (d'après Costa et al., 2019) ; B) Falaises de Longues-sur-Mer (photo : Lucien Vatynan) ; C) Falaises du Cap Manvieux (photo : France 3 Normandie) ; D) Falaises des Roches Noires, Villerville (photo : Patrick Henry) ; E) Falaises d'Étretat (photo : Aurelien Grimpard)

À proximité ouest de Saint-Honorine-des-Pertes jusqu'à Port-en-Bessin, le calcaire à spongiaires du Bajocien arme le pied de falaise. Il est coiffé par les marnes et calcaire de Port-en-Bessin (Fig. 1.8-b). Sur une hauteur de 60 m, le profil de falaise est concave en partie supérieure et médiane de versant, puis rectiligne à sa base. On y observe fréquemment des traces de glissements de terrain rotationnel déclenchés dans le calcaire fracturé de la partie supérieure. Les cônes d'éboulis marno-calcaires offrent une protection temporaire des attaques de la mer au pied de falaise. Les vitesses d'érosion alternent entre 0,01 à 0,1 m/an.

À Longues-sur-Mer, aux falaises de Marigny (ou « chaos de Longues »), le profil globalement concave du tracé trahit des vestiges de glissements de terrains emboîtés déclenchés dans les différentes couches et faciès du calcaire du Bessin (Fig. 1.8-c). Armé par les marnes de Port-en-Bessin à la base, il s'agit du secteur côtier le plus élevé (60 à 75 m d'altitude), ainsi que du plus perturbé (Maquaire, 1990). Soumise à une forte érosion, la falaise recule régulièrement de manière spectaculaire : en 1981, un pan rocheux de plus d'un km de long sur 30 m de hauteur s'écroule sous l'action de la pluie. Les valeurs d'érosion historiques y sont estimées entre 0,1 à 0,2 m/an.

En s'approchant de la commune d'Arromanches, les falaises à base marneuse sont coiffées par une corniche calcaire (Fig. 1.8-d). Le profil est globalement sub-vertical en partie supérieure de falaise avec, soit la présence de surplomb, soit de basculement dû aux instabilités du soubassement marneux au comportement fluant. De nombreux éboulis calcaires camouflent ainsi en de multiples zones le pied de falaise. Au contact des calcaires et des marnes imperméables, de nombreux sourcins participant à l'instabilité générale du massif peuvent être observés. Sur certains secteurs, l'érosion marine qui attaque la base marneuse disperse les éboulis et favorise la création d'un surplomb (Maquaire, 1990). Les vitesses d'érosion sont semblables aux falaises de Longues-sur-Mer, à l'exception des falaises composées par une corniche calcaire de faible épaisseur (Fig. 1.7-e) où les taux d'érosion sont compris entre 0,1 à 0,4 m/an, voire atteignant localement 0,5 m/an sur la période d'analyse 1745-1963 (Levoy et Larsonneur, 1995 ; Maquaire *et al.*, 2019).

Concernant le secteur côtier de la plaine de Caen (Côte de Nacre), entre Bernières-sur-Mer et Lion-sur-Mer, les falaises armées par les marnes et calcaires du Bathonien ont un commandement inférieur à 10 m. Elles sont fréquemment affectées par des éboulements de terrain où les vitesses d'érosion historiques sont comprises entre 0,1 à 0,3 m/an.

En s'enfonçant vers l'est, une fois passé les marais de la Dives, le talus de la côte d'Auge marque une nouvelle apparition de falaises à l'assise marno-calcaires du Callovien (Jurassique moyen, - 166 à -163 Ma) et Oxfordien (Jurassique supérieur, - 163 à - 157 Ma), coiffées par les formations sablo-argileuses de l'Albien (Crétacé moyen, - 133 à - 100 Ma) et crayeuses du Cénomaniens (- 100 à - 94 Ma). Les falaises ont un profil globalement plus long que les falaises du Bessin et de la plaine de Caen.

Les falaises des Vaches Noires sont les premières à pouvoir être observées en partie occidentale du talus (Fig. 1.8-f). D'un commandement variant de 80 à 120 m de l'est vers l'ouest, elles forment une bande côtière de 4,5 km à la morphologie de badlands dont l'aspect ruiforme est unique sur le littoral français (Elhäi, 1963). Le profil général des falaises est très varié, plutôt abrupt puis

rectiligne en partie supérieure de versant, et convexo-concave en partie médiane et inférieure. Elles sont affectées par de multiples processus hydrogravitaires emboîtés tels que des glissements de terrain rotationnels profonds et/ou superficiels, des glissements translationnels, des chutes de blocs calcaires et crayeux, de l'érosion aréolaire ou encore des coulées de boue (Auger et Mary, 1968). Les taux d'érosion annuels historiques estimés entre 0,1 à 0,2 m/an sur l'intégralité du linéaire sont à nuancer selon les secteurs observés (Roulland *et al.*, 2019).

À proximité des falaises des Vaches Noires, encadrée par le marais de Blonville-sur-Mer et la vallée de la Touques, **le mont Canisy** constitue un lambeau de plateau marno-calcaire dont la partie sommitale est constituée par un ancien récif corallien (Coral-Rag de l'Oxfordien moyen). L'altitude moyenne de cette portion de falaise est de 100 m pour un linéaire d'un km dont le profil d'ensemble est plutôt convexo-concave (Savary, 2015). Le mont Canisy est sensible aux phénomènes d'éboulements, mais également aux coulées de boue qui sont évacuées une fois le haut de plage atteint par la mer (Doré *et al.*, 1987). Les vitesses de recul de cette portion du littoral normand sont estimées entre 0,1 à 0,2 m/an.

De Trouville à la pointe du Heurt, les falaises des roches noires à proximité d'Hennequeville forment un linéaire côtier d'environ 3 km (Fig. 1.8-g). Le versant présente un profil de 30 m de commandement armé en partie par les terrains de l'Oxfordien moyen (calcaire oolithique de Trouville, Coral-Rag, calcaire de Blangy), puis de l'Oxfordien supérieur (calcaire gréseux de Hennequeville, marnes de Villerville - Dugué et Riout, 1987 ; Maquaire, 1990). Les falaises sont affectées par d'importants glissements de terrain responsables d'une morphologie en gradins. Elles sont également sensibles aux phénomènes d'éboulements où les blocs déposés sont visibles en pied de falaise et en haut de plage. Les vitesses d'érosion historiques sont évaluées entre 0,01 à 0,1 m/an.

De la pointe du Heurt à Villerville, sur un linéaire d'un km, la base gréseuse des falaises d'Hennequeville cède la place aux formations marneuses tendres de **Villerville** (Fig. 1.8-h). Ce secteur, nommé le « **Cirque des graves** », est constitué d'un vaste glissement s'étendant sur 440 m de long pour une altitude de près de 74 m dont le volume est estimé à 300 000 m³ (Maquaire, 1990 ; Lissak, 2012). Le profil de falaise globalement rectiligne est l'héritage de dynamiques quaternaires dont le départ est attribué au début des périodes froides du Weichsélien (Flageollet et Helluin, 1984, 1987). On observe sur ce dernier l'emboîtement de larges panneaux de craies glauconieuses détachés de la paroi par effondrement et glissement, recouverts en partie par des loess mais également des formations périglaciaires de type « éboulis » (Lautridou, 1985 ; Lautridou *et al.*, 1986). En faveur de fortes précipitations annuelles, le glissement se réactive et occasionne des dégâts sur les infrastructures anthropiques en amont comme cela a pu être observé en 1982, 1988, 1995 ou encore 2001 (Maquaire, 1990 ; Lissak, 2012 ; Lissak *et al.*, 2014b, 2014a ; Thirard *et al.*, 2020). Les vitesses d'érosion historiques au pied de falaise sont estimées entre 0,1 à 0,2 m/an.

Enfin, une fois traversé l'estuaire de la Seine, les imposantes murailles blanchâtres des **falaises de la côte d'Albâtre** s'étendent du Havre jusqu'au Tréport sur environ 130 km. Entrecoupées de valleuses, les altitudes de ces dernières oscillent entre 30 à 110 m. Elles sont principalement armées par les craies du Crétacé supérieur, allant du Cénomaniens (- 96 à - 91 Ma) au Sénonien (subdivision de l'échelle de temps géologique qui regroupe les étages du Coniacien au Maastrichtien, soit - 88 à - 65 Ma). La craie se présente en bancs subhorizontaux plus ou moins épais, avec l'apparition de

temps en temps de lits de silex (Musset, 1951 ; Cavelier et Medioni, 1980). La dynamique régressive de ces falaises se matérialise par des mouvements de masses instantanés affectant tout ou partie de l'abrupt sous forme d'éboulement/écroulement, mais également par des phénomènes d'ébouilisation discontinue principalement due à la cryoclastie. Pour ces sections côtières, le recul est très variable, de 0,1 à 0,5 m/an, selon les légères variations de faciès des craies, ou la mise en place d'ouvrages de défense transversaux (Costa, 1997 ; Hénaff *et al.*, 2002 ; Costa *et al.*, 2003 ; Costa, 2005 ; Letortu, 2013 ; Elineau, 2013 ; Letortu *et al.*, 2019).

1.3. Les falaises des Vaches Noires : une morphologie de badlands unique

Au sein de cet ensemble normand, les falaises des Vaches Noires se démarquent des côtes à falaises avoisinantes de par leurs histoires géologiques, mais également leurs morphologies (Fig. 1.8). Les formations jurassiques qui la composent constituent un stratotype de référence pour les périodes du Jurassique moyen et Jurassique supérieur de l'ouest du Bassin parisien (Arkell, 1939 ; Bigot, 1957 ; Rioult, 1968 ; Dugué, 1989).

Très actives, elles évoluent sous l'action combinée de processus subaériens et marins. Des glissements et éboulements de blocs calcaires/crayeux se produisent en partie sommitale. À l'aval, la morphologie chaotique est affectée par des coulées boueuses actives aux dynamiques et aux modalités d'extension diverses. L'escarpement basal (défini comme trait de côte) est battu par les houles, induisant alternativement des phases d'érosion, puis d'accumulation grâce aux apports de matériaux issus de l'amont du versant côtier. Le fonctionnement non linéaire dans le temps et l'espace de ces falaises sont le résultat de relais et de combinaisons de processus devant être quantifiés pour comprendre l'évolution passée, présente et future du site (Fig. 1.9).

1.3.1. Localisation du site d'étude

Les falaises des Vaches Noires sont localisées en Normandie, plus précisément dans le secteur nord-ouest du plateau du Pays d'Auge où elles en constituent la bordure littorale. S'étendant sur 4,5 km le long d'une orientation ouest-sud-ouest/est-nord-est, elles traversent les communes de Houlgate, Gonneville-sur-Mer, Auberville et Villers-sur-Mer. Elles sont encadrées par la vallée de la Dives et la vallée de la Touques (Fig 1.10).

Les villes d'Houlgate et Villers-sur-Mer, situées aux deux extrémités du plateau, constituent les secteurs où l'implantation humaine est la plus importante. Seule une faible portion de la population résidant en bordure occidentale et orientale du plateau est menacée à moyen et long terme par le recul côtier (manoirs, villas).

Au contraire, pour les communes de Gonneville-sur-Mer et Auberville qui s'étalent sur la majorité de la façade maritime, la présence urbaine est très faible du fait du caractère instable des falaises des Vaches Noires. Cependant, de nombreux hébergements légers de type camping ou village vacances localisés dans des secteurs à risques s'y sont développés de manière importante depuis la seconde moitié du XX^e siècle.



Figure 1.9 : Vue aérienne oblique (direction ouest) du linéaire des falaises des Vaches Noires (Bastien Peuziat, mars 2021)

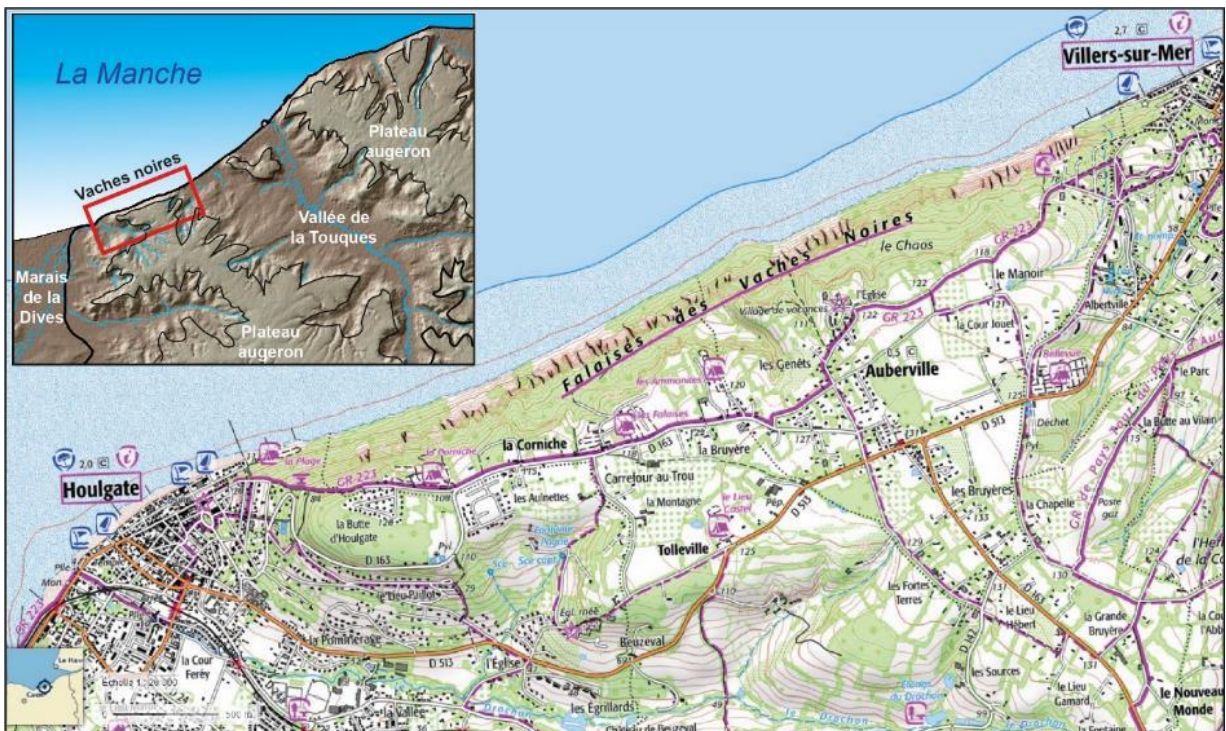


Figure 1.10 : Localisation des falaises des Vaches Noires dans le Pays d'Auge septentrional et carte topographique associée (carte 1/25 000, IGN)

Pour préserver ces territoires, le conservatoire du littoral a fait l'acquisition d'environ 96 hectares (sur un total de 193) dans les communes d'Auberville et Gonneville-sur-Mer depuis 1983. Le site fait l'objet de mesures de préservation depuis 2002 lors de la rédaction du premier plan de gestion, qui a été par la suite actualisé en 2007.

La gestion se traduit par le curage et entretien des zones humides d'intérêt écologiques telles que les mares, le maintien des espaces végétales et du bocage, la réalisation d'inventaire de suivi de la faune-flore locale ou encore des animations de sensibilisations sur les usages et pratiques du site (Fig. 1.11).

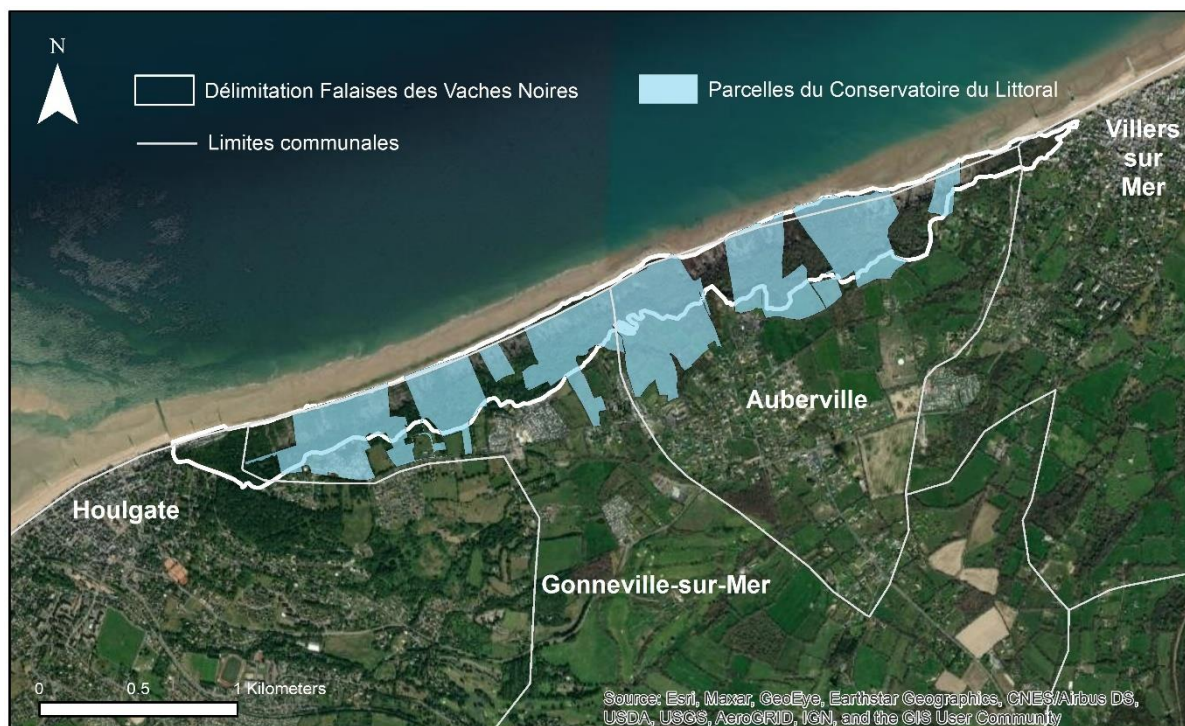


Figure 1.11 : Parcelles protégées par le Conservatoire du Littoral dans les communes de Gonneville-sur-Mer et Auberville

Les falaises des Vaches Noires sont également classées Zone naturelle d'intérêt écologique, faunistique et floristique de type I (Znieff). Depuis le 20 février 1995, le Ministère de l'Environnement les a catégorisées comme « site d'intérêt scientifique et paysager du département du Calvados ».

De par l'importante histoire géologique et paléontologique que représentent ces falaises (stratotype du Jurassique Moyen et Jurassique Supérieur, découverte de faunes et ammonites qui ont constitué des holotypes pour d'autres études ainsi que des indices d'unités bio-chronologiques formelles de la fin du Callovien et début de l'Oxfordien), mais également de par sa morphologie atypique couplée à sa forte activité, **les falaises des Vaches Noires ont constitué au fil du temps un site d'intérêt majeur pour les géomorphologues curieux d'étudier un site côtier en contraste fort avec le reste du littoral normand, français, voire international.**

1.3.2. Un site unique en France de badlands côtiers

Au préalable de la description morpho-structurale du site, il est nécessaire de faire un point sur la rareté des études traitant de badlands côtiers dans la littérature scientifique internationale.

Bien que des sites côtiers voisins aux Vaches Noires présentent de grandes similarités dans la lithologie et les types de processus hydrogravitaires (glissements-coulées) rencontrés pour ces versants actifs (*i.e.* « Bouldnor Cliff » dans l'île de Wight, « Beltinge Cliff » à Herne Bay dans le sud-est de l'Angleterre, « Black Ven cliff » dans le Dorset, au sud-ouest de l'Angleterre ; (Brunsden, 1969 ; Hutchinson, 1983 ; Chandler et Cooper, 1988 ; Koh, 1992 ; Chandler et Brunsden, 1995 ; Fort et Regnauld, 1995 ; Gallois, 2008, 2009), très peu de sites présentent une linéarité de ravinement aussi remarquable que ces dernières.

1.3.2.1. Définition d'un relief dit de badlands

Sans être totalement exhaustif, les prochains paragraphes reviennent sur les définitions et concepts rattachés à l'étude des paysages de badlands, en mettant l'accent sur la rareté des études portant sur les badlands côtiers.

Le terme badlands se traduit littéralement par « mauvaises terres ». Cela renvoie directement à l'activité humaine sur son environnement pour désigner des terres inaptes à toutes pratiques agricoles. Étymologiquement, le terme pourrait provenir des premiers explorateurs européens du XVIII^e siècle traversant les badlands du Dakota du Nord (États-Unis) qui ont qualifié ce relief déchiré de « territoire peu familier, impropre à l'agriculture et difficile à naviguer » (Fairbridge, 1968).

Selon Bryan et Yair (1982), les badlands sont décrits comme « des paysages formés par sédimentation de matériaux non-consolidés, avec peu ou pas de végétation, qui sont impropres à l'agriculture en raison de leur morphologie fortement disséquée. La densité de drainage des vallées en forme de V est généralement très élevée et les causes de ces terrains dégradés sont liées à l'érosion chenalisée par ruissellement, aux mouvements de masses ou à l'affleurement d'eaux souterraines salines peu profondes ».

Les définitions contemporaines s'inscrivent dans des perceptions similaires où l'on qualifie ces paysages de « reliefs fortement disséqués, comprenant des pentes et des lignes de partage des eaux creusées dans des formations meubles dont les sédiments sont mal-consolidés, avec la présence de peu ou pas de végétation ainsi qu'une activité humaine réduite voire nulle » (Moreno-de las Heras et Gallart, 2018).

Martinez-Murillo et Nadal-Romero (2018) complètent cette définition en précisant qu'un large éventail de processus morphogéniques contribue à modeler ce relief à l'aspect ruiniforme tel que : les cycles d'humectation-dessiccation et/ou de gel-dégel (Regüés *et al.*, 1995 ; Pardini, 2003 ; Cantón *et al.*, 2002 ; Descroix et Mathys, 2003 ; Pardini, 2003 ; Nadal-Romero *et al.*, 2007), les mouvements gravitaires comme les glissements de terrain, les coulées de boue ou encore les phénomènes de

reptation (Godfrey, 1997 ; Desir et Marín, 2007), mais également l'activité tectonique et le réseau de drainage qui contrôle sur le long terme l'activité et le développement des secteurs de badlands (Harvey, 2002 ; Mather *et al.*, 2002 ; Alexander *et al.*, 2008 ; Faulkner, 2008).

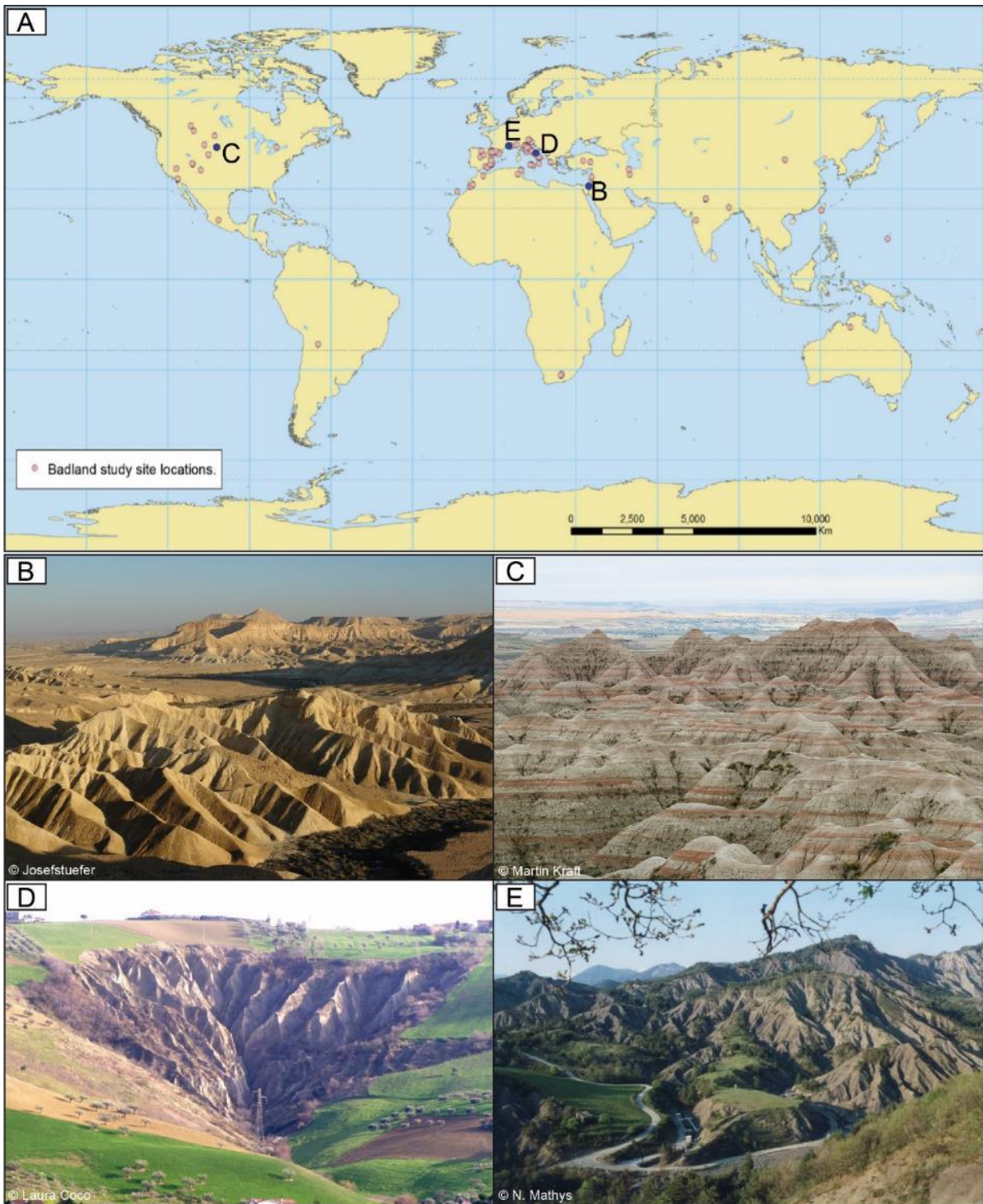


Figure 1.12 : Localisation de badlands continentaux dans le monde ; B) Badlands de la « Zin Valley », désert du Néguev, Israël (photo : Josefstuefer) ; C) Parc national des badlands, Dakota du Sud, États-Unis (photo : Martin Kraft) ; D) Badlands nommés localement « Calanchi » dans l'Appenin central, Atri, Italie (photo : Laura Coco) ; E) Badlands de Draix, Alpes du Sud, France (photo : N. Mathys)

Les badlands sont répartis sur une grande partie du globe dans des conditions climatiques très variées (Fig. 1.12). Les plus connus sont probablement ceux du « Badlands National Park » localisés dans le sud-ouest du Dakota du Sud aux États-Unis où leur superficie atteint environ 982 km² (Retallack, 1983). Sur le même continent, nous recensons des études dans les régions arides (badlands du Dinosaur Park, des monts Henry et de la rivière White ; Bryan *et al.*, 1987 ; Howard, 2009 ; Benton *et al.*, 2015).

Sur le continent africain, nous recensons des badlands en Afrique du sud (badlands du Karoo ; Boardman *et al.*, 2003 ; Boardman, 2014 ; Boardman *et al.*, 2015), en Éthiopie (Feoli *et al.*, 2002) mais également dans les régions montagneuses du nord-ouest de l'Afrique (Mastere *et al.*, 2013). Des études ont également été menées dans des régions plus humides en Chine (Lam, 1977), au Japon (Lin et Oguchi, 2004), en Nouvelle-Zélande (Parkner *et al.*, 2007) ou encore en Amérique du Sud (Hermelin, 2016).

En Europe, on retrouve préférentiellement ce type de relief sous climat méditerranéen comme en Espagne, dans le désert des Bardenas Reales (province de la Navarre, nord de l'Espagne) et dans le secteur des Tabernas (province d'Almeria, sud-est de l'Espagne) où les précipitations peu fréquentes mais très intenses provoquent des phénomènes d'érosion torrentielles de grande envergure (Nogueras *et al.*, 2000 ; Cantón *et al.*, 2004 ; Lázaro *et al.*, 2008).

En Italie, ces reliefs sont nommés localement « calanchi » pour les badlands présentant des reliefs en saillie, mais également « biancane » lorsque les formes sont plus arrondies (Della Seta *et al.*, 2009 ; Battaglia *et al.*, 2011 ; Vergari *et al.*, 2013 ; Giaccone *et al.*, 2015).

Concernant la France, ces paysages de badlands sont localisés dans les formations marneuses Callovo-Oxfordienne des « Terres Noires » des Alpes-de-Haute-Provence dans le bassin de Barcelonnette (Weber, 2001 ; Malet, 2003 ; Maquaire *et al.*, 2003 ; Thiery, 2007 ; Remaître, 2008 ; Travelletti, 2011), ou encore à Digne où elles sont suivies et instrumentées depuis de nombreuses années par l'observatoire Draix-Bléone (Maquaire *et al.*, 2002 ; Mathys, 2006 ; Pereira, 2009 ; Thommeret, 2012 ; Bechet *et al.*, 2016 ; Jantzi *et al.*, 2017).

1.3.2.2. La rareté des études portant sur les falaises à morphologies de badlands

Parmi la richesse de la littérature scientifique concernant l'étude des dynamiques érosives des badlands continentaux, les recherches bibliographiques concernant les études de badlands localisés le long du littoral n'ont montré que peu de résultats satisfaisants (Fig. 1.13).

En Amérique du Nord, dans les États-Unis, les falaises meubles de Californie bordant l'océan Pacifique ont fait l'objet de nombreuses publications du fait des importantes zones à risques qu'elles représentent (Kennedy, 1973 ; Benumof et Griggs, 1999 ; Moore *et al.*, 1999 ; Engstrom, 2006 ; Collins et Sitar, 2008 ; Young *et al.*, 2009 ; Johnstone *et al.*, 2016 ; Young et Carilli, 2019). La lithologie sédimentaire armant ces falaises est propice à développer des reliefs de badlands (siltites, argiles, grès peu consolidés). Cependant, les seules études recensées pour ce type de relief

concernent les côtes situées entre « Half Moon Bay » et « Pescadero » dans le comté de San Mateo (Keefer, 1971 ; Spreiter, 1979 ; Swanson *et al.*, 1989). Au Québec, des falaises à la morphologie de badlands sont mentionnées dans quelques travaux (Dubois, 1999 ; Bernatchez et Dubois, 2004 ; Bernatchez *et al.*, 2014). Ces dernières sont localisées en rive nord du fleuve Saint-Laurent, le long de la route nationale 138, ainsi qu'à Carleton-sur-Mer en Gaspésie.

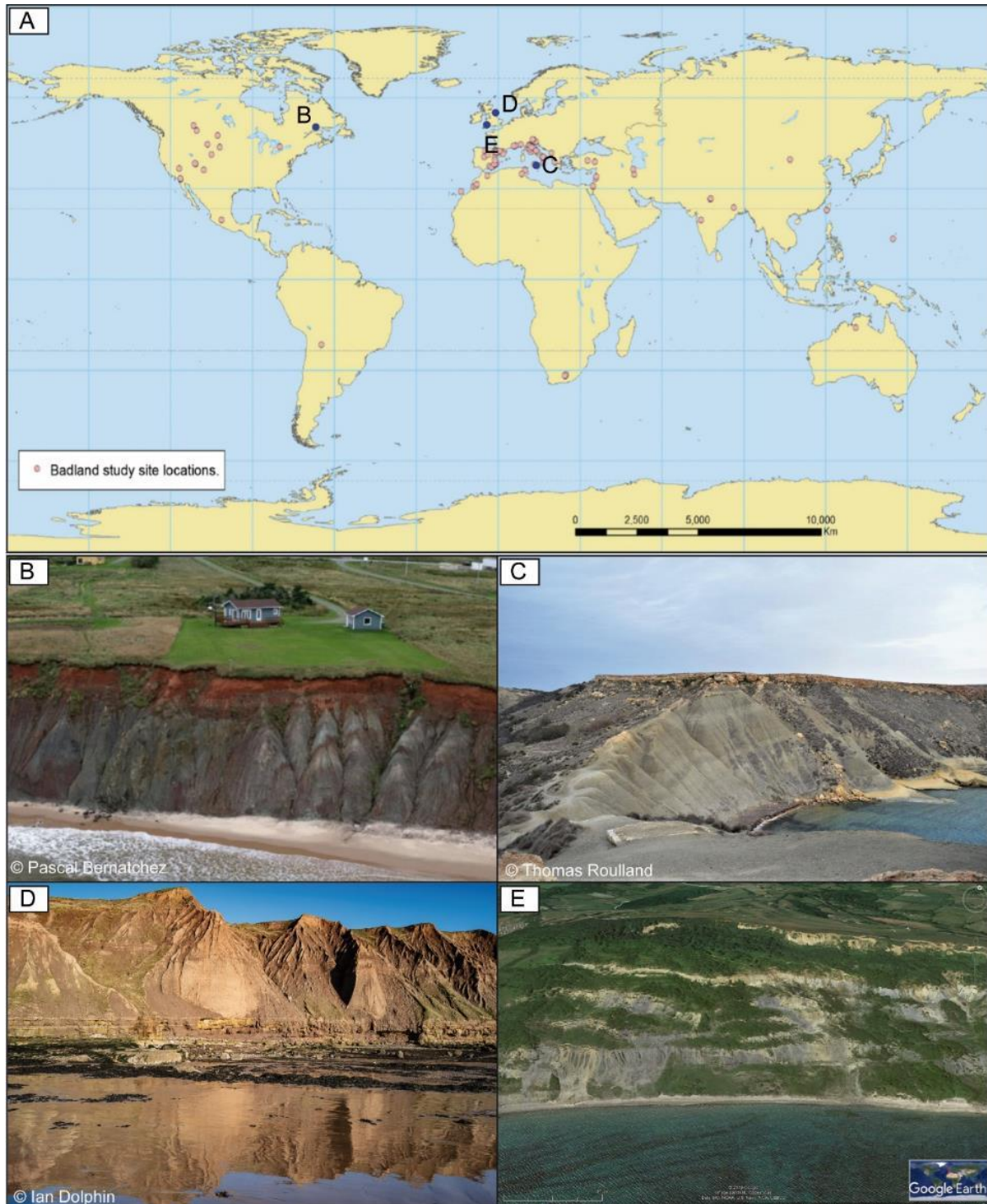


Figure 1.13 : Localisation de badlands côtiers dans le monde ; B) Badlands localisés à proximité de la RN 138, Québec (photo : Pascal Bernatchez) ; C) Badlands à proximité de la Golden Bay, nord-ouest de Malte ; D) Badlands de Filey Briggs, Yorkshire du Nord, Angleterre (photo : Ian Dolphin) ; E) badlands et glissements des « Black Ven », Lyme Regis – Dorset, Angleterre (Source : Google Earth)

En Europe, quelques travaux évoquent les badlands côtiers de l'archipel maltais formés dans les argiles bleues du Tortonien, coiffées par les calcaires du Messinien (Coratza *et al.*, 2011 ; Selmi *et al.*, 2019 ; Soldati *et al.*, 2019). Bien que ces côtes présentent de belles morphologies caractéristiques de ce type de paysage, aucune information n'est fournie concernant leur vitesses et rythmes de développement.

Des badlands côtiers peuvent être observés en Angleterre, dont les plus développés sont probablement localisés dans la péninsule de « Filey Briggs », dans le Yorkshire du Nord et cités dans quelques travaux principalement géologiques (Fox-Strangways, 1897 ; Evans *et al.*, 1995).

Mais c'est principalement sur la côte du Dorset (Sud-Angleterre) que nous retrouvons des morphologies et processus hydrogravitaires similaires aux falaises des Vaches Noires, notamment les falaises des « Black Ven » à Lyme Regis (secteur ouest du comté du Dorset). Connaissant les glissements de terrains parmi les plus vastes d'Europe, de profonds ravinements accompagnés de coulée de boue se produisent sur ce site sédimentaire Jurassique (Hutchinson, 1983 ; Chandler et Brunson, 1995 ; Adams et Chandler, 2002 ; Gallois, 2008, 2009)

En dehors de ces références, aucun autre site côtier présentant des similarités avec la morphologie des falaises des Vaches Noires n'a pu être trouvé. En ce sens, elles constituent un site de recherche privilégié pour l'étude conjointe des dynamiques de badlands en lien avec les problématiques de recul côtier.

Pour mieux comprendre l'intérêt géomorphologique de ces falaises, il est désormais nécessaire de s'intéresser à la **description morpho-structurale de l'ensemble du site**, puis de **détailler les nombreux processus hydrogravitaires** que subissent ces dernières.

1.3.3. Morphologie générale des falaises des Vaches Noires

Les altitudes atteignent 120 m au lieu-dit « la butte de Houlgate » en partie occidentale et se réduisent à l'approche de Villers-sur-Mer où les altitudes oscillent entre 100 et 80 m en partie supérieure de falaise (Fig. 1.14-A). Sur le plateau, la pente de l'axe sud-nord est faible, alternant entre 1 et 3 %. La majorité des habitations sur ce lambeau de plateau se concentre dans les communes d'Auberville et de Houlgate.

Concernant la limite septentrionale du plateau, plusieurs vallons, d'orientations sud-sud-est/nord-nord-ouest, dissèquent ce dernier. Ils forment des impluviums qui drainent les eaux en direction des falaises durant les épisodes pluvieux. Les falaises des Vaches Noires présentent une morphologie complexe et chaotique atypique dans le paysage côtier français, voire mondial (Fig. 1.14-B). D'amont en aval, la morphologie est la suivante :

L'escarpement principal et sommital constitue la limite du plateau. Il a un tracé globalement parallèle au trait de côte quoique très irrégulier. Dans le détail, des concavités sont visibles. Leurs longueurs varient de 220 à 950 m, pour une largeur comprise entre 60 et 200 m. Il forme un abrupt d'un commandement compris entre 10 et 20 m selon les secteurs (Fig. 1.15-A).

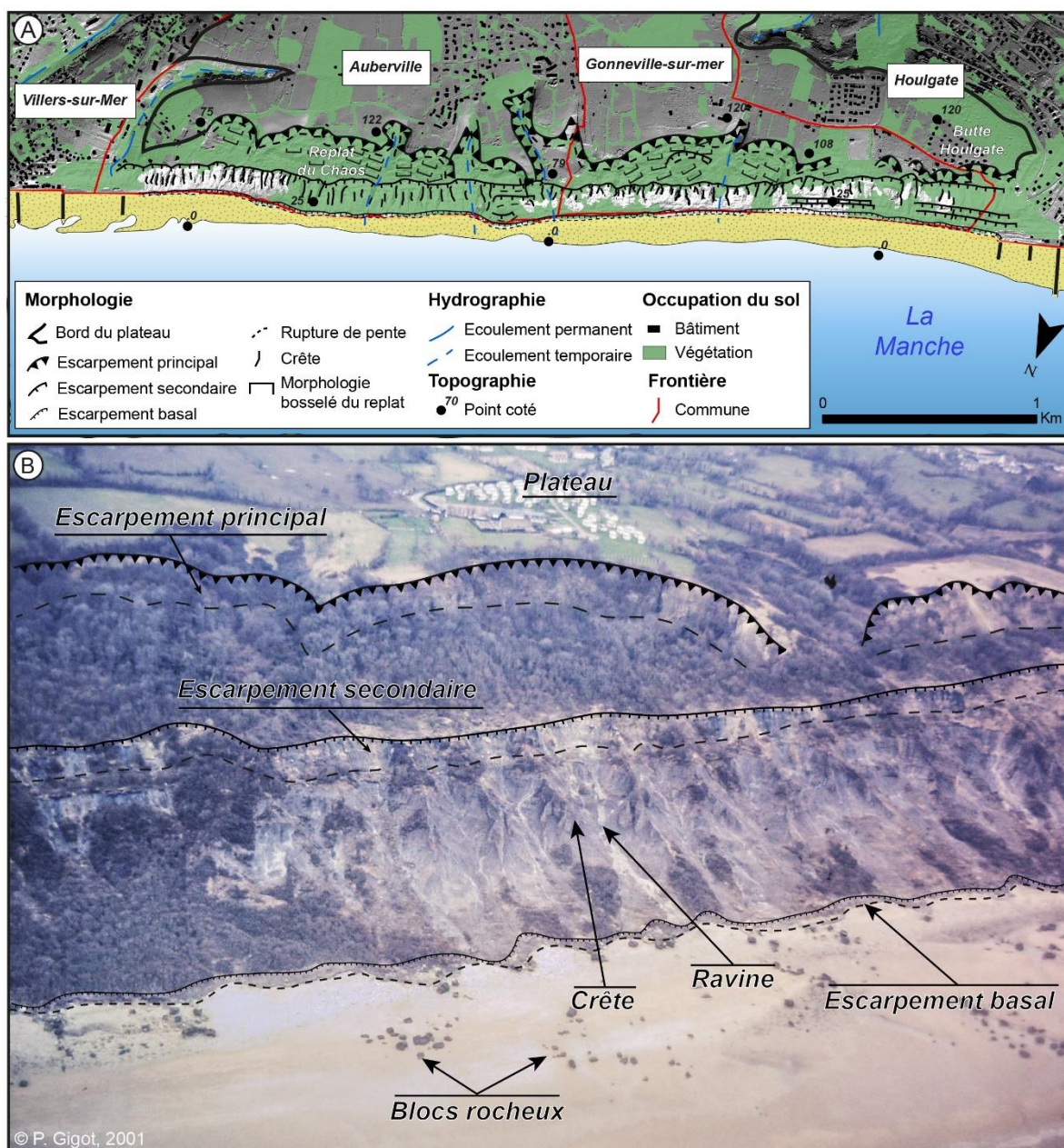


Figure 1.14 : Morphologie générale des falaises des Vaches Noires ; A) Carte de la géomorphologie globale ; B) Photographie aérienne oblique des falaises (photo : P. Gigot, 2001)

Le replat, sous-jacent, nommé « Le Chaos » dans la commune d'Auberville, succède à l'escarpement principal. Fortement boisé, il est constitué de matériel sablo-argileux glauconieux à la cohérence très faible, mais dont l'aptitude à se charger en eau est forte. Il correspond à une zone d'accumulation d'eau jouant le rôle de plan de glissement pour les blocs effondrés.

Sa morphologie chaotique, où de nombreux escarpements inférieurs à 5 m globalement parallèles au trait de côte se succèdent, traduit la présence de glissements de terrains rotationnels et/ou translationnels emboîtés de grande ampleur. Au vu de la densité de la végétation arborée du replat (hêtraies, chênaies), ces mouvements de terrain déclenchés à des dates inconnues semblent stabilisés à l'heure actuelle.

Un **escarpement secondaire**, d'un commandement compris entre 5 et 10 m selon les secteurs, marque la limite du replat (Fig. 1.15-B). Son tracé est globalement rectiligne et parallèle au trait de côte, bien que quelques indentations soient visibles et traduisent le déclenchement de glissements de terrains rotationnels. Il constitue la partie supérieure des reliefs de badlands jurassiques des falaises des Vaches Noires.

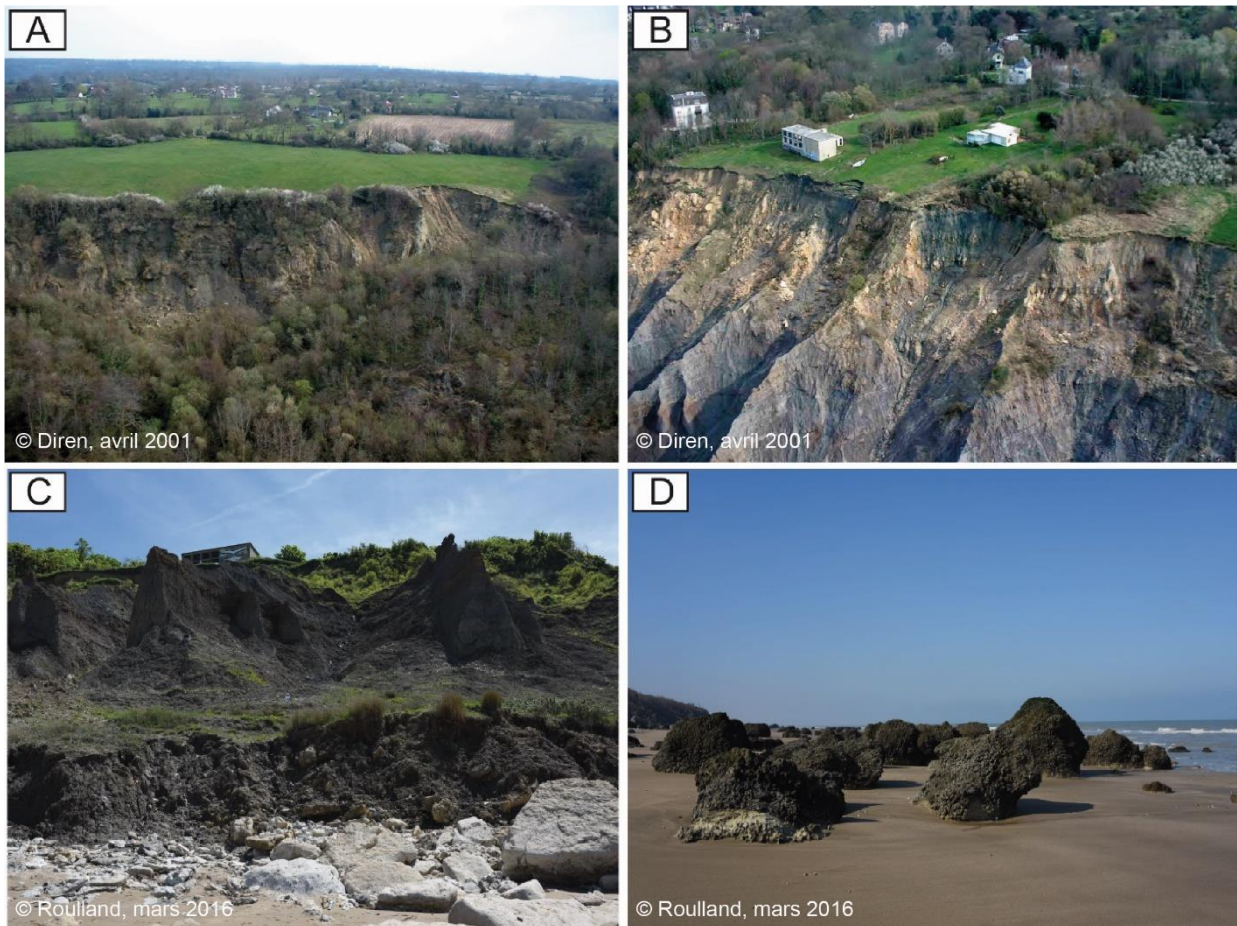


Figure 1.15 : Illustration des compartiments morphologiques des falaises des Vaches Noires ; A) Escarpement principal (photo : Diren, avril 2001) ; B) Escarpement secondaire (photo : Diren, avril 2001) ; C) Relief de badlands ; D) Blocs rocheux déposés sur l'estran

Un **second replat**, n'atteignant pas l'ampleur du replat dit du « chaos », est présent en contrebas de certains secteurs de cet escarpement. Un alignement de crête d'interfluve marque à la suite une rupture avec l'escarpement secondaire (Fig. 1.15-B). Ces crêtes, au nombre d'environ 90, ont un tracé plus ou moins perpendiculaires au trait de côte.

Elles séparent de profonds talwegs (ravines) dans lesquels progressent les coulées de boue aux dynamiques variées. L'écartement entre les deux crêtes successives est très variable, généralement compris entre 20 et 30 m (Fig. 1.15-C). Il faut noter que, selon les secteurs, les crêtes sont bien marquées ou, au contraire, fortement érodées, traduisant des stades d'évolutions variés.

L'escarpement basal possède un tracé globalement rectiligne et régulier avec quelques indentations locales, excepté dans l'axe du lieu-dit « l'Hermitage » où le tracé présente une importante convexité. Cet escarpement, dont le replat supérieur est nommé « fausse terrasse » selon certains auteurs (Auger et Mary, 1968), a un commandement compris entre 1,5 à 5 m et est inexistant dans certains secteurs. Il forme la falaise vive de la côte qui alterne selon les périodes entre progradation et/ou érosion.

Dans l'axe des ravines et des coulées de boue, des blocs de dimensions pluri-métriques sont et ont été déposés sur l'estran, soit de manière isolée, soit par groupes. Selon l'histoire, le terme « Vaches Noires » viendrait de ces blocs recouverts d'algues faisant penser, par temps de brume, à un troupeau de vaches paissant. (Fig. 1.15-D).

Les versants des falaises sont plus ou moins végétalisés, voire totalement boisés dans certains secteurs. Ces zones végétalisées constituent en théorie des secteurs où les processus hydrogravitaires sont momentanément réduits. Les caractéristiques morpho-structurales des Vaches Noires proposent une grande diversité morphologique, accompagnées d'une richesse des processus hydrogravitaires qu'il convient de décrire.

1.3.4. Des caractéristiques structurales favorables aux mouvements gravitaires : binôme roches cohérentes sur roches meubles

Encadrées par les marais de la Dives et les marais de Villers, les falaises des Vaches Noires sont composées de formations argilo-marneuses du Jurassique moyen et supérieur (Callovo-Oxfordien), coiffées par une série sablo-crayeuse du Crétacé Supérieur (Albien-Cénomaniens) discordante du fait de la lacune du Kimméridgien (Fig. 1.16).

La morphologie de badlands est le résultat d'une érosion différentielle entre couches résistantes (calcaires-craies) et couches tendres (marnes). Le pendage général est orienté légèrement vers l'est (0,5 %), vers le cœur du Bassin parisien (Journaux, 1971). Il résulte, de ces caractéristiques structurales et l'espacement relatif des épaisseurs des formations d'ouest en est, une grande diversité de processus hydrogravitaires.

Le caractère aquifère de la craie du Cénomaniens donne naissance à une nappe libre perchée de faible épaisseur en partie sommitale des versants (Juignet, 1974). Dans une moindre mesure, les niveaux sablo-argileux de l'Albien sous-jacent contiennent une nappe plus ou moins en relation avec la craie. Les sources engendrées par ces dernières sont parfois complexes à distinguer de celles issues de la base de la craie cénomaniens. D'autres nappes libres perchées prennent forme au niveau du calcaire de l'Oxfordien, armant la corniche calcaire des badlands.

S'agissant de la fracturation, une faille est localisée approximativement à l'aplomb de la rue principale de Villers-sur-Mer, devant l'ancien casino. Aperçue pour la dernière fois en 1905, suite à une forte tempête qui avait désensablé la plage, elle met en contact sur la plage le sommet du Callovien supérieur du compartiment de Villers avec le sommet du Callovien inférieur du compartiment soulevé de Bénerville.

De plus, près de la gare, elle relève le compartiment du Callovien supérieur de Bénerville avec l'Oxfordien moyen et le Cénomanién de Villers. Elle se raccorde par Saint-Pierre-Azif et Glanville, à la faille de Beaumont-en-Auge (Streiff, 1960 ; Rioult *et al.*, 1989 ; Lebrun et Courville, 2013).

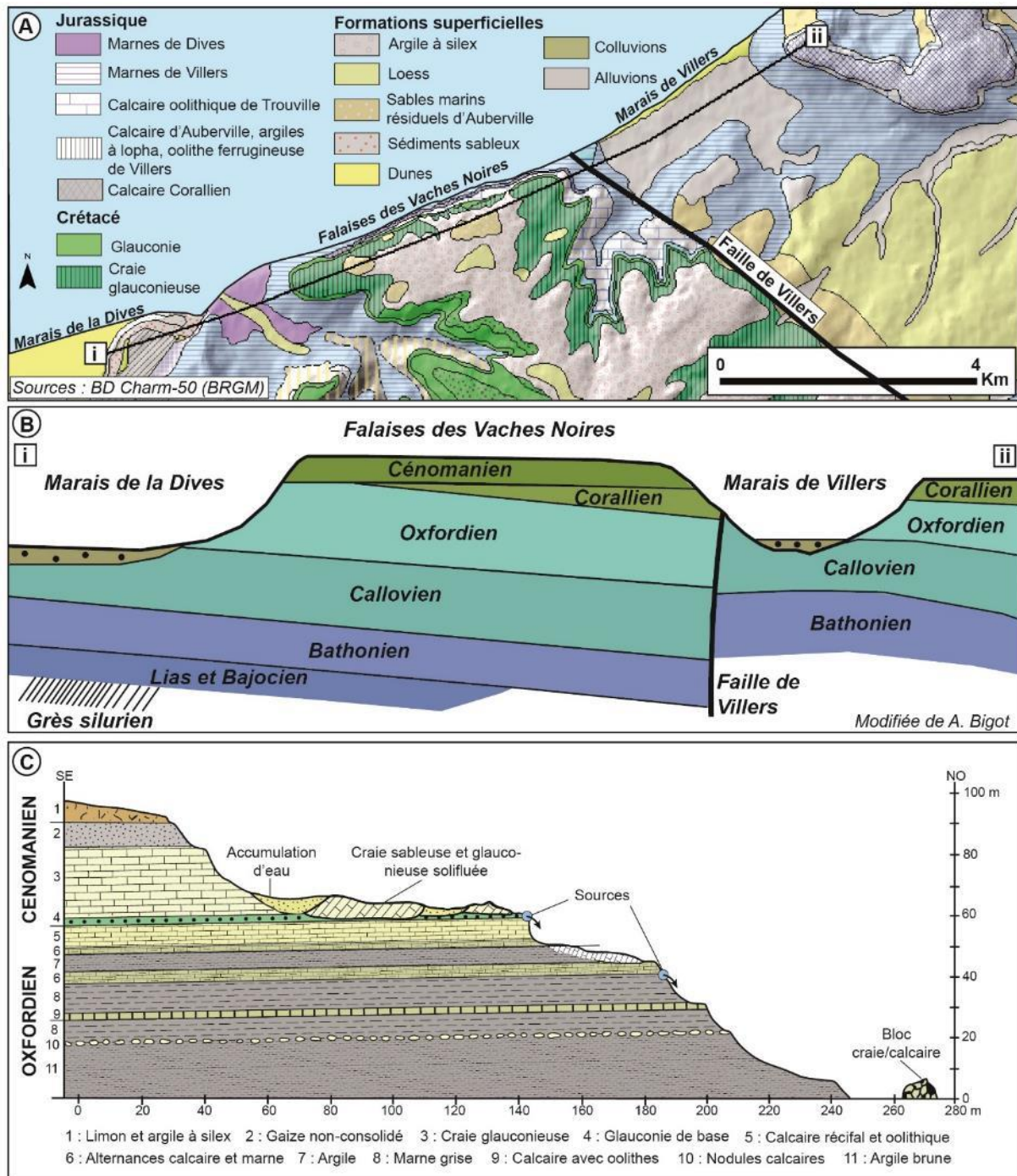


Figure 1.16 : Carte géologique des falaises des Vaches Noires et coupes géologiques associées ; A) Carte géologique au 1/ 50 000 ; B) Coupe géologique simplifiée le long des marais de la Dive au marais de Villers (tirée de Loisel, 1990 ; modifiée d'Alexandre Bigot) ; C) Coupe géologique des falaises des Vaches Noires (modifiée de Loisel, 1990)

La coupe géologique de référence des falaises des Vaches Noires (Dugué, 1989) permet d'observer la grande diversité lithologique de chacune des strates composant les falaises des Vaches Noires (Fig. 1.17).

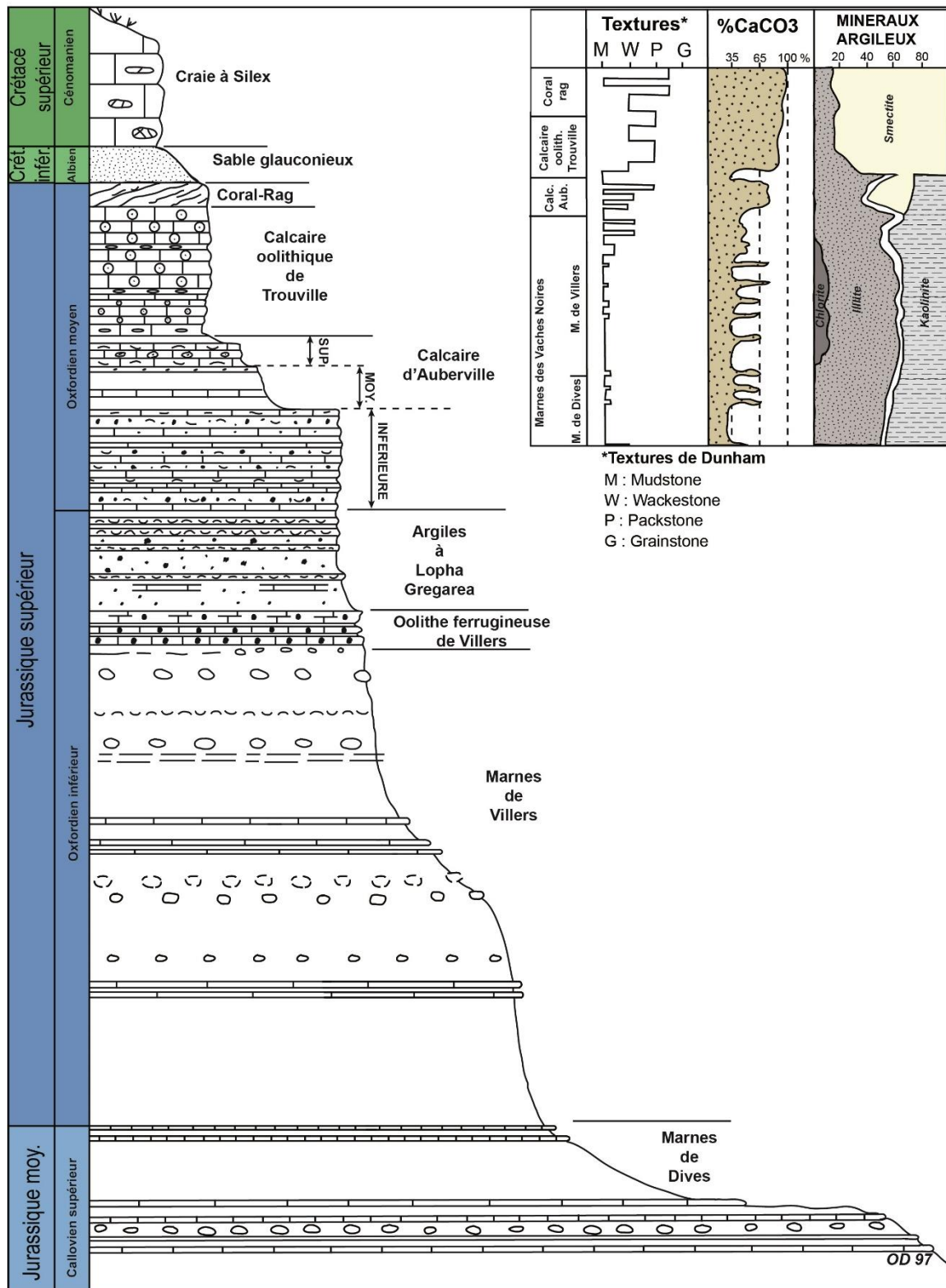


Figure 1.17 : Coupe géologique de référence des falaises des Vaches Noires (modifiée de Dugué, 1989)

1.3.4.1. Les étages du Callovien (- 166,1 à - 163,5 Ma ; Jurassique moyen)

Les marnes de Dives dit « couche du mauvais pas » (Callovien supérieur) sont les formations armant la base des falaises des Vaches Noires. Elles se composent de marnes grises à noirâtres, à passées sableuses, où se chevauchent de petits bancs ou nodules de calcaires biomicritiques avec pyrites (Rioul *et al.*, 1989).

À l'origine, ces couches affleuraient sur la plage et à la base des falaises de Beuzeval (actuellement Houlgate), au niveau de l'embouchure de La Dives. Seuls les 6-7 m finaux sur 20 m sont « visibles » aux Vaches Noires (Lebrun & Courville, 2013).

Depuis la construction de la digue en 1887, l'affleurement est visible soit au pied des falaises vives à l'est d'Houlgate (Fig. 1.18-A), soit sur la plage à marée basse de vive-eau sur le secteur d'Auberville (Fig. 1.18-B). Les marnes de Dives sur ce secteur présentent par ailleurs des traces d'incisions, possibles héritages d'un ravinement ancien où les falaises étaient plus avancées vers une mer qui était plus basse que le niveau actuel.

Les minéraux argileux sont principalement l'illite et la kaolinite. Les silts et sables sont composés de quartz avec quelques micas. La teneur en CaCo₃ varie de 30% pour les marnes à 60% pour les bancs calcaires interstratifiés (Dugué, 1987 - Fig. 1.17).



Figure 1.18 : Photographies des Marnes de Dives ; A) Affleurement des marnes dans le pied de falaise à proximité de Houlgate (photo : Lithothèque de Normandie) ; B) Affleurement des marnes à marée basse à Auberville (photo : Federico Lolli, mars 2018)

1.3.4.2. Les étages de l'Oxfordien (- 163,5 à - 157,3 Ma ; Jurassique supérieur)

Les étages de l'Oxfordien inférieur sont composés de trois formations : **les marnes de Villers**, **les Calcaires oolithiques de Trouville** puis **les argiles à lophogregaria**.

Les marnes de Villers sont des marnes grisâtres à rosées, contenant de petits bancs et cordons de nodules de calcaires biomicritique et la présence de passées d'oolithes ferrugineuses (Rioul *et al.*, 1987). Elles composent le premier front de falaise vertical sur 20 à 25 m de puissance (Fig. 1.19 - A). Cette formation comprend des argiles grises (composées d'un mélange

d'illite dominante et de kaolinite), pyriteuses et bioturbées. Elles intègrent également plusieurs bancs calcaires et cordons de nodules calcaires bioturbés (Lebrun et Courville, 2013). La teneur en CaCO_3 est comprise entre 30 à 35 % dans les marnes et peut atteindre 60 à 80 % dans les nodules à bancs calcaires.

L'oolithe ferrugineuse de Villers coiffe les marnes de Villers (Fig. 1.19 –A). Cette formation, d'une couleur rousse caractéristique, se compose d'une alternance de marnes et de calcaires micritiques, grisâtres à brun rosé, fortement bioturbés, contenant de nombreuses oolithes ferrugineuses intégrées à une matrice boueuse (Rioult *et al.*, 1987). Épaisse de 2,5 à 3 m tout du long du linéaire côtier des Vaches Noires, elle comporte trois séquences argilo-calcaires dans lesquelles les bancs calcaires noduleux sommitaux ont tendance à se développer aux dépens des argiles.

Enfin, les **argiles à lophogregaria** (Fig. 1.19-B), d'une puissance de 5 à 7 m, présentent une formation de 5 à 6 alternances marno-calcaires silteuses et lumachelliques, s'accompagnant d'un apport important de particules détritiques grossières (Lebrun et Courville, 2013). Toujours constituées en majorité par l'illite et la kaolinite, la teneur en CaCO_3 est quasi semblable que celle des marnes de Villers.

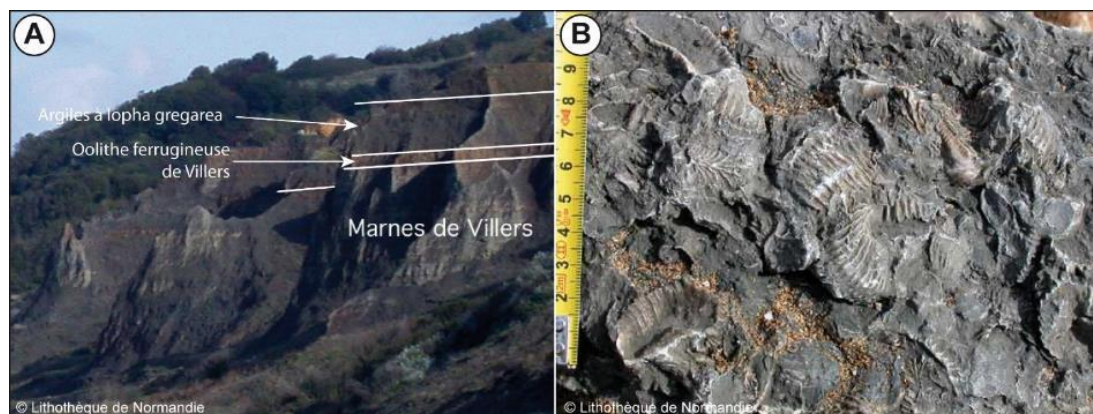


Figure 1.19 : Illustration des affleurements de l'Oxfordien inférieur des badlands ; A) Superposition des couches des marnes de Villers, des oolithes ferrugineuses puis des argiles à lophogregaria (photo : Lithothèque de Normandie) ; B) Échantillon lumachellique des argiles à lophogregaria (photo : Lithothèque de Normandie)

Au-dessus de cette récurrence marneuse, les formations de l'étage de l'Oxfordien moyen comprennent : **le calcaire d'Auberville, le calcaire oolithique de Trouville puis le Coral-Rag de Trouville.**

Le **calcaire d'Auberville** forme une épaisse alternance de couches marno-calcaire de 12 à 15 m (Fig. 1.20-A). Trois bancs peuvent être séparés sur cette formation (Dugué, 1987) : 1°) le banc inférieur marno-calcaire, où des alternances marno-gréso-carbonatées et lumachelliques, à grains ferrugineux et bioturbés sont observées ; 2°) le banc marneux moyen souvent recouvert par des éboulis à dominante marneuse ; 3°) puis, le banc marno-calcaire supérieur où l'on y observe de petits lits calcaires oolithiques intercalés entre les matériaux marneux. Concernant le cortège minéralogique, les kaolinites cèdent ici la place principalement aux smectites, accompagnés de rillites.

Lui succède **Poolithe de Trouville**, formation de larges bancs calcaires oolithiques boueux bioturbés. Elle forme une partie de la corniche du sommet des formations du Jurassique des Vaches Noires. D'aspect jaunâtre, elle est composée de 6 m de calcaire à faciès de « packstone », entrecoupés de galets intraformationnels encroûtés (Lebrun et Courville, 2013). La teneur en CaCo₃ oscille entre 70 et 90 %, accompagné d'un cortège minéralogique principalement composé de smectites, et dans une moindre mesure d'illites. De nombreux blocs éboulés de cette corniche et transportés par les coulées de boue se retrouvent sur le pied de falaise et/ou le haut de plage.

Enfin, la terminaison Jurassique aux falaises des Vaches Noires est constituée par le **Coral-Rag de Trouville** (Fig. 1.20-B). Il est formé par des calcaires bioclastiques à lumachelliques, à débris de polypiers, de mollusques et d'échinodermes (Rioult *et al.*, 1987). Ce dernier amincit considérablement d'est en ouest : épais de 2 m à la limite de Villers-sur-mer, il s'amointrit à 0,5 m entre Auberville et Houlgate. La teneur en CaCo₃ dépasse les 90 %. Le cortège des minéraux prolonge celui des couches sous-jacentes.

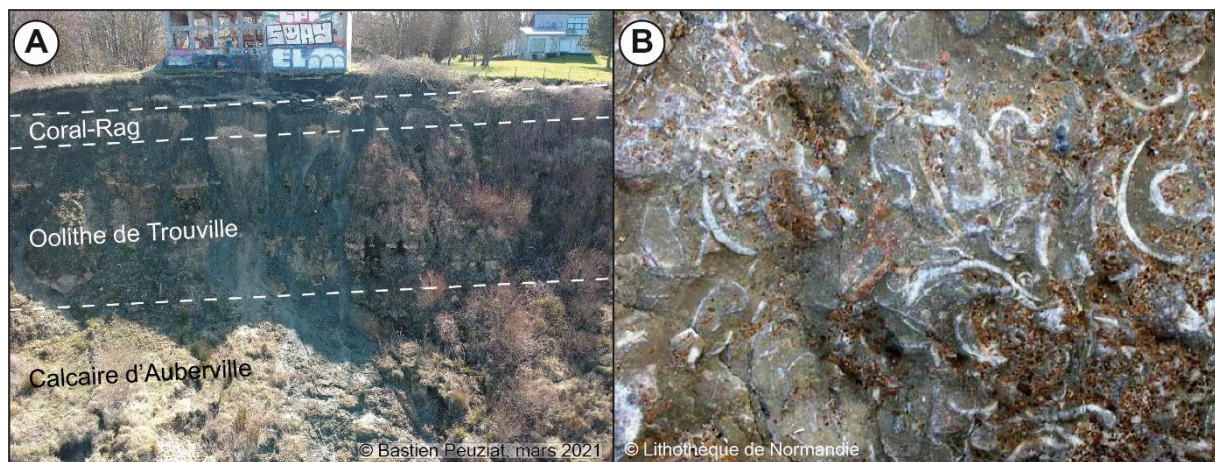


Figure 1.20 : Illustration des affleurements de l'Oxfordien moyen de la partie supérieure des badlands ; A) Superposition du Calcaire d'Auberville, de l'Oolithe de Trouville puis du Coral-Rag (photo : Bastien Peuziat, mars 2021) ; B) Échantillon de Coral-Rag (photo : lithothèque de Normandie)

1.3.4.3. L'étage de l'Albien (- 113 à - 100,5 ma ; Crétacé inférieur)

Après le dépôt du Coral-Rag, la série Jurassique s'interrompt et la sédimentation ne reprend qu'à partir de la fin du Crétacé inférieur à l'Albien. La couche vert noirâtre, appelée « Glauconie de base », est constituée de sables verts argileux qui concentrent des grains de glauconie verte, ainsi que des sables quartzeux et gravier pour la plupart remaniés (Fig. 1.21-A). Elle présente de par sa structure les caractéristiques des sables et de par sa nature minéralogique des propriétés d'argiles (Caron, 1972).

Elle forme le plancher de l'aquifère du Cénomaniens et est ainsi souvent saturée en eau. De par son fluage, elle constitue une formation généralement impliquée dans les mouvements de versant de grande ampleur (Masson, 1976 ; Porcher et Guillope, 1979). D'une épaisseur mal connue et très variable, elle affleure quasiment toujours sous forme de coulée en masse glissée ou de suintement sur la paroi calcaire (Fig. 1.21-B).



Figure 1.21 : Illustration de l'étage Albien ; A) Échantillon de Glauconie de base ; B) Suintement de la Glauconie de base sur la corniche calcaire oxfordienne

1.3.4.4. L'étage du Cénomaniens (- 100,5 à - 93,9 Ma ; Crétacé supérieur)

La craie cénomaniens forme l'ossature du plateau augeron (Fig. 1.22). Elle forme une corniche d'un commandement supérieur à 20 m aux falaises des Vaches Noires. Elle se compose de séquences marno-calcaires rythmées par des ébauches et des faisceaux de hard grounds (Juignet, 1974).

La séquence basale est formée par la craie glauconieuse qui correspond à un calcaire gris verdâtre, gréseux, glauconieux et à cherts noir ou gris (Lebrun & Courville, 2013).

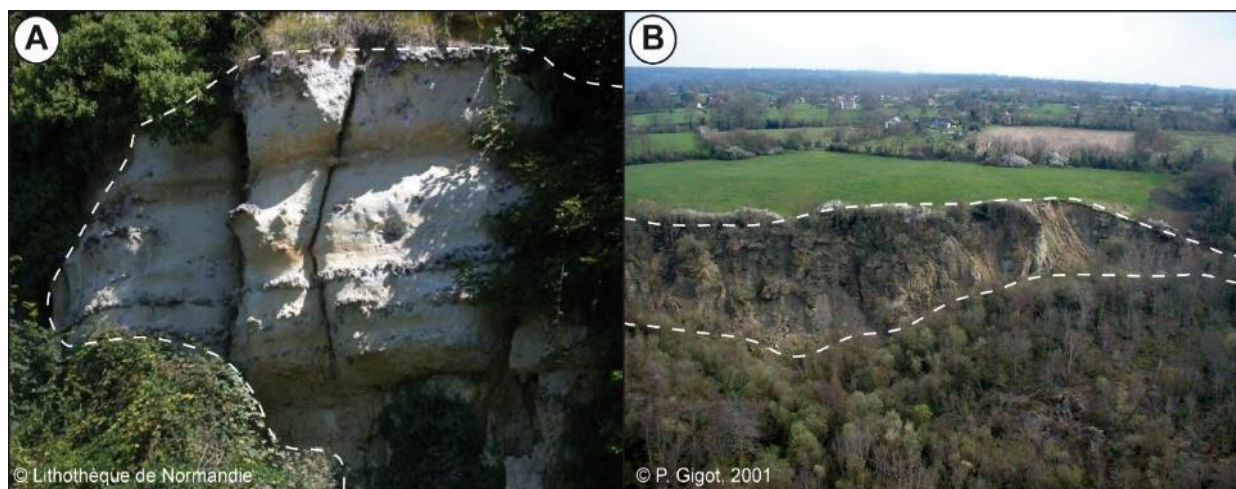


Figure 1.22 : Illustration des affleurements du Cénomaniens ; A) Craie à silex du Cénomaniens (photo : Lithothèque de Normandie) ; B) Affleurement de la Craie du Cénomaniens en partie sommitale des falaises des Vaches Noires (photo : P. Gigot, 2001)

La séquence médiane est formée d'hard-grounds de craie sableuse riche en glauconie et en silex avec d'intenses bioturbations. La séquence supérieure présente un faciès de craie jaunâtre à passées de gaize à spongiaires siliceux et cordons de cherts, recoupée là encore par des hard-grounds de craie blanche à lits de silex (Riout et al., 1987).

La teneur en CaCo₃ varie de 20 à 80 %. Les smectites dominent accompagnées d'illite dans le cortège des minéraux argileux. La glauconite en grains lobés est bien cristallisée. La décalcification de la craie produit en son sommet des argiles à silex (Dewolf, 1971). Quelques placages résiduels de sables et de grès grisâtres azoïques du Tertiaire sont également visibles au sommet du plateau.

1.4. Les processus hydrogravitaires des falaises des Vaches Noires

La configuration morpho-structurale des falaises des Vaches Noires induit une grande diversité et distribution des processus hydrogravitaires, non seulement du sommet à la base, mais également d'est en ouest en lien avec l'épaisseur, la disposition et le pendage des couches sédimentaires.

Ces processus hydrogravitaires sont emboîtés dans le temps et dans l'espace. Ils sont matérialisés par des glissements de terrain, chutes de blocs calcaires et crayeux, de l'érosion aréolaire ou encore des coulées de boue inter-reliés entre eux, pouvant être qualifié de mixtes, composites ou encore complexes (Flageollet, 1989 ; Dikau, 1996 ; Maquaire, 2002).

Type of movement	Rock	Soil
Fall	1. Rock/ice fall ^a	2. Boulder/debris/silt fall ^a
Topple	3. Rock block topple ^a	5. Gravel/sand/silt topple ^a
	4. Rock flexural topple	
Slide	6. Rock rotational slide	11. Clay/silt rotational slide
	7. Rock planar slide ^a	12. Clay/silt planar slide
	8. Rock wedge slide ^a	13. Gravel/sand/debris slide ^a
	9. Rock compound slide	14. Clay/silt compound slide
Spread	10. Rock irregular slide ^a	15. Rock slope spread
		16. Sand/silt liquefaction spread ^a
Flow	18. Rock/ice avalanche ^a	17. Sensitive clay spread ^a
		19. Sand/silt/debris dry flow
		20. Sand/silt/debris flowslide ^a
		21. Sensitive clay flowslide ^a
		22. Debris flow ^a
		23. Mud flow ^a
		24. Debris flood
25. Debris avalanche ^a		
Slope deformation	26. Earthflow	27. Peat flow
		28. Mountain slope deformation
		29. Rock slope deformation
		30. Soil slope deformation
		31. Soil creep
		32. Solifluction

Figure 1.23 : Classification des mouvements de terrain proposé par Hungr *et al.* (2014) sur la base des travaux de Cruden et Varnes (1996), les mouvements visibles aux falaises des Vaches Noires ont été surlignés

En reprenant la typologie des mouvements de terrain initiée par Cruden et Varnes (1996), réactualisée par Hungr *et al.* (2014), on recense aux Vaches Noires cinq des six grands types de mouvements de terrain identifiés à échelle internationale (Fig. 1.23) : les chutes de matériaux (fall), les basculements (topple), les glissements de terrain (slide), les coulées (flow), puis les déformations de versant (slope deformation).

Ces processus hydrogravitaires aux modalités de fonctionnement et de déclenchement diverses sont plus ou moins actifs dans chaque compartiment des falaises (Fig. 1.24). Si l'activité érosive dans les badlands est importante et s'observe tout au long de l'année, les processus au niveau de l'escarpement principal, mais également du replat sous-jacent sont eux moins fréquents. En effet, ces derniers se déclenchent principalement à la faveur des précipitations automnales et hivernales.

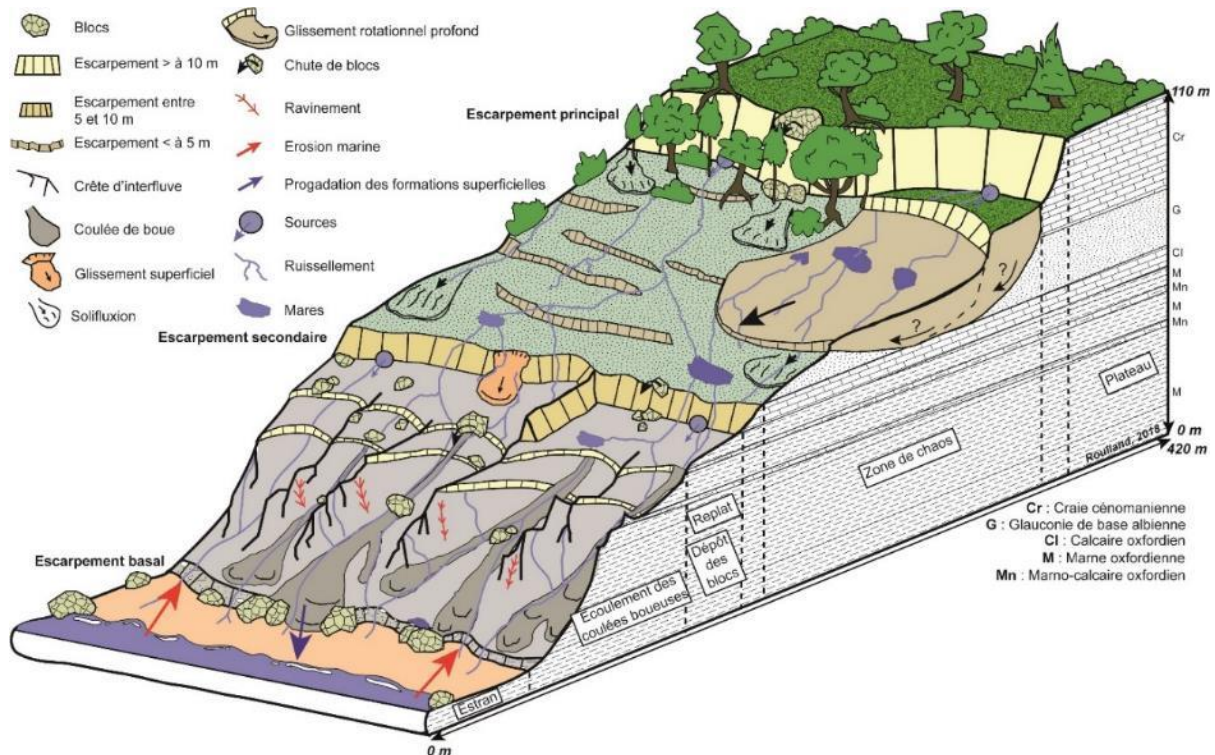


Figure 1.24 : Représentation schématique des principaux processus hydrogravitaires rencontrés aux falaises des Vaches Noires

1.4.1. Les traces morphologiques d'anciens glissements de terrain rotationnels profonds

En effectuant une première analyse des processus hydrogravitaires observables sur les falaises des Vaches Noires, on constate qu'une partie des processus actuels se déclenche sur des glissements de terrain rotationnel profonds plus anciens.

Bien qu'étant difficilement détectable à partir des photographies aériennes du fait de la présence de la végétation, l'observation de cartes topographiques ou encore du relief ombragé provenant de modèles numériques de terrain permet de repérer des indices morphologiques propres à la signature des glissements de terrain rotationnels profonds (Fig. 1.25-A).

En effet, les concavités observables tout du long de la corniche de craie cénomaniennne correspondent à des niches d'arrachements de glissements de grande envergure tels qu'observées dans les versants continentaux du Pays d'Auge (Fressard, 2013). Comme le souligne ce dernier, ces

imposants glissements hérités ont peut-être pour origine la période du Riss-Würm où alternaient périodes froides et interglaciaires (Helluin et Helluin, 1972 ; Flageollet et Helluin, 1984).

En observant plus attentivement les formes, on constate que les typiques bourrelets frontaux localisés en partie inférieure de tout glissement de terrain ne sont plus visibles aux falaises des Vaches Noires. Cela traduit le travail de l'érosion marine selon le principe de la régularisation. Il est ainsi difficile de déterminer l'emprise exacte de ces anciens glissements en partie médiane et avale des falaises.

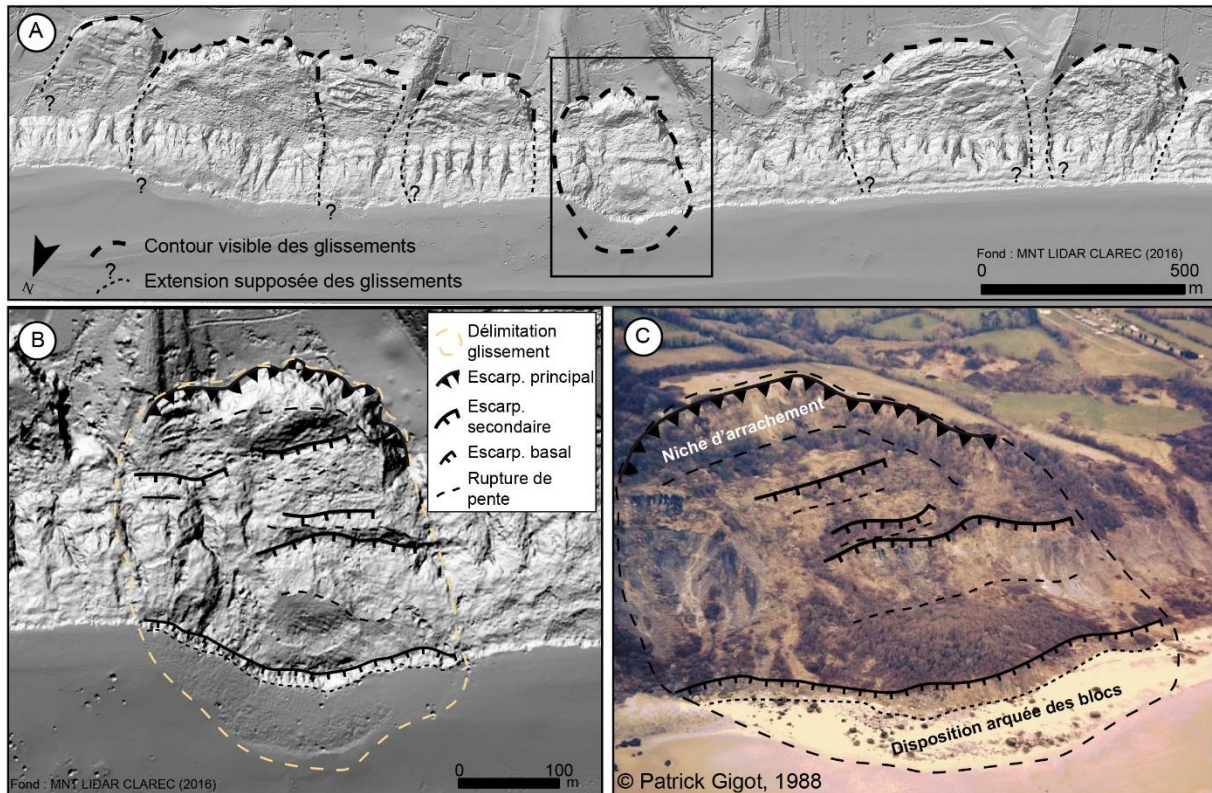


Figure 1.25 : Illustration de glissements de terrain profonds anciens ; A) Localisation et potentielle extension des glissements anciens (Fond : MNT LIDAR CLAREC 2016) ; B) Morphologie du glissement de l'Hermitage (Fond : MNT LIDAR CLAREC 2016) ; C) Photographie aérienne oblique du glissement de l'Hermitage (photo : Patrick Gigot, 1988)

Cependant, un glissement profond localisé en partie centrale des falaises des Vaches Noires a conservé la morphologie caractéristique de ce type de mouvement : le glissement dit de l'Hermitage (Fig. 1.25-B et C). Il est possible de distinguer nettement la morphologie de ce dernier (niche d'arrachement, affaissement des compartiments crayeux, contrepentes, ...), mais surtout le bourrelet frontal, matérialisé par la disposition arquée des blocs rocheux en pied ayant résisté à l'érosion par la mer au cours du temps. La relative « fraîcheur » des formes de ce glissement en comparaison de ces voisins laisse penser qu'il s'agit du dernier grand événement récent s'étant produit sur ce secteur. Par analyse de documents cartographiques anciens, son déclenchement est estimé entre 1837 et 1947, bien qu'aucun témoignage ne puisse confirmer cette hypothèse (Maquaire *et al.*, 2013 ; Roulland *et al.*, 2019).

1.4.2. Les processus hydrogravitaires de la corniche cénomaniennne et du replat chahuté

Dans la partie sommitale des falaises, les principaux mouvements de terrain recensés sont des glissements de terrain rotationnels, accompagnés de phénomènes de basculement de panneau de craie au niveau de la corniche de craie cénomaniennne (Fig. 1.26). Suivant la typologie des mouvements de terrain du Pays d'Auge réalisée par Fressard (2013), les glissements de terrain de ce secteur peuvent être qualifiés de « **profond récent** » au sens où ces derniers affectent directement le substratum (craie cénomaniennne) selon des modes de déclenchement en lien avec les conditions climatiques actuelles.



Figure 1.26 : Glissements de terrain et zone de basculement visibles sur la corniche de craie cénomaniennne ; A) Secteur du "centre de vacances CCAS", Auberville (photo : Diren, 2001) ; B) Secteur de camping à proximité du lieu-dit "la Corniche", Houlgate (photo : Diren, 2001)

Bien que peu fréquents, ces derniers restent toutefois à surveiller puisqu'ils se localisent à proximité de zones anthropiques d'habitats temporaires ou de loisirs (campings, structures sportives), mais également à proximité de parcelles agricoles (parcelles culturales, prairies).

Bien que partiellement masqués par la végétation, de nombreux escarpements (souvent inférieurs à 5 m de commandement) traduisent des phénomènes de glissements de terrain rotationnels et/ou translationnels. Constituant l'assise de la corniche cénomaniennes, le fluage de ce replat lors d'importants épisodes pluvieux a la capacité de déstabiliser la corniche (Fig. 1.27).

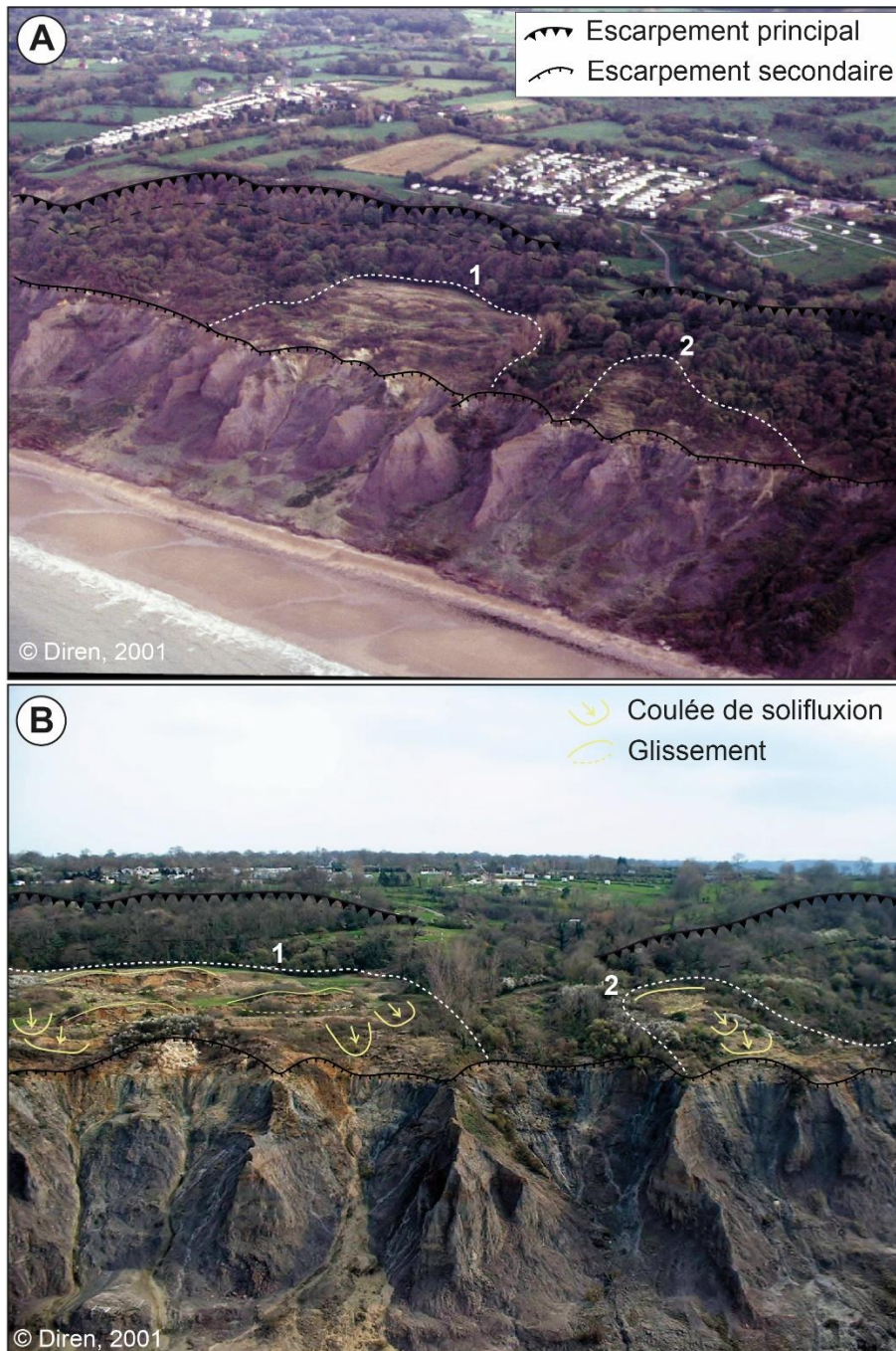


Figure 1.27 : Processus hydro-gravitaires observés sur le replat humide ; A) Localisation des secteurs de solifluxion et de glissements rotationnels et/ou translationnels (photo : Diren, 2001) ; B) Illustration des phénomènes de solifluxion et de glissements (photo : Diren, 2001)

1.4.3. La grande variété des processus hydrogravitaires dans les secteurs de badlands

La dynamique hydrogravitaire dans les badlands est beaucoup plus importante que pour les secteurs sus-jacents. Elle est quasi continue mais également tellement active que les modifications morphologiques sont perceptibles à l'œil nu d'une année sur l'autre.

Pour détailler les processus visibles dans les secteurs de badlands, chaque ravine a fait l'objet d'un découpage en « Unité Morphologique Fonctionnelle » (UMF) permettant de préciser les processus intervenant dans chacune d'elles, ainsi que la quantification de l'ablation, du transport et le dépôt des matériaux d'amont en aval des versants (Fig. 1.29). Ces neuf UMF sont les suivantes :

L'escarpement principal (1), armé par le calcaire de l'Oxfordien, est affecté par des glissements rotationnels (a). Des fractures ouvertes, annonciatrices de ces glissements, cisailent le sol (b). Sous l'effet de la gravité, des chutes de blocs calcaires se produisent également dans cette partie sommitale de versant (c) (Fig. 1.28).

Le replat (2) constitue une zone de stockage temporaire des blocs (d). Lors de périodes de fortes précipitations, les blocs sont remobilisés et déversés dans les ravines par le fluage des formations argileuses des marnes de l'Oxfordien. Cette UMF est également affectée par des glissements de terrain superficiels de type rotationnel et/ou translationnel (e).

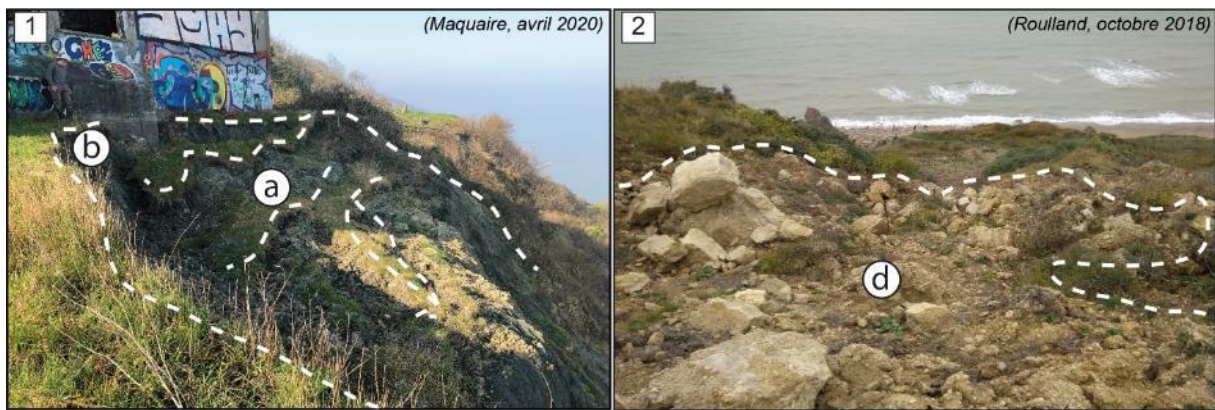
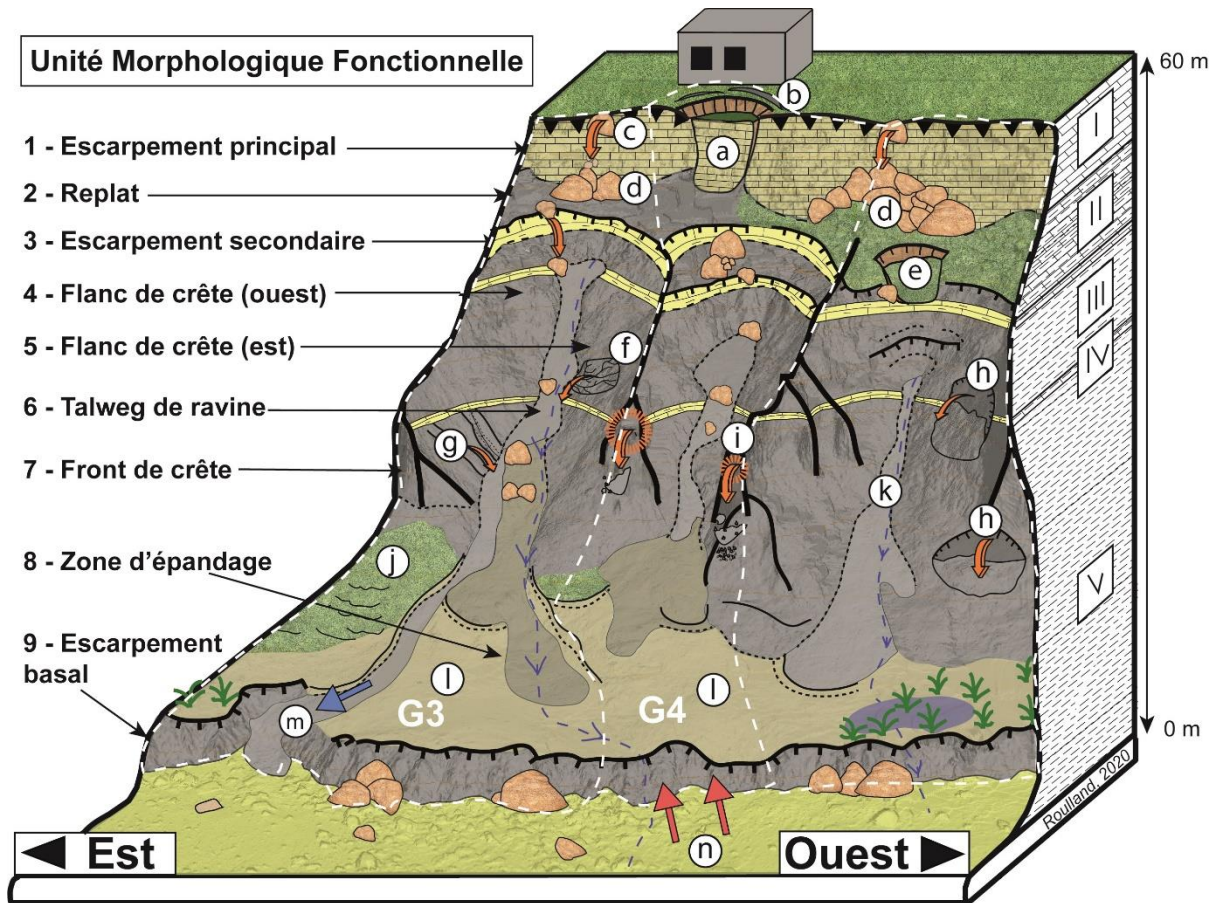


Figure 1.28 : Glissements de terrain et chutes de blocs de la corniche calcaire oxfordienne ; A) Glissement rotationnel en amont du site DYNALIT (photo : Maquaire, avril 2020) ; B) Dépôt des blocs calcaires sur le replat sous-jacent à la corniche

Les escarpements secondaires (3), armés par les bancs marno-calcaires, sont affectés par des glissements de terrain (e) mais de faible ampleur. Des coulées de boues (k) naissent au pied de ces escarpements (Fig. 1.30).



Morphologie		Processus hydrogravitaires							
	Escarpement principal	(a) Glissement rotationnel	(i) Erosion de front de crête						
	Escarpement secondaire	(b) Fissures de traction	(j) Solifluxion						
	Escarpement basal	(c) Chute de blocs	(k) Coulée de boue						
	Rupture de pente convexe	(d) Dépôt de blocs	<table border="1" style="display: inline-table; vertical-align: middle;"> <tr> <td style="background-color: #cccccc;"> </td> <td>Liquide</td> </tr> <tr> <td style="background-color: #999999;"> </td> <td>Visco-plastique</td> </tr> <tr> <td style="background-color: #666666;"> </td> <td>Plastique</td> </tr> </table>		Liquide		Visco-plastique		Plastique
	Liquide								
	Visco-plastique								
	Plastique								
	Rupture de pente concave	(e) Glissement translationnel	(l) Etalement des coulées						
	Crête	(f) Erosion diffuse	(m) Progradation du pied (↓)						
		(g) Erosion linéaire	(n) Erosion marine (↑)						
		(h) Glissement superficiel							
Construction anthropique		Géologie Oxfordienne							
	Bâtiment abandonné	I Calcaire	IV Banc marno-calcaire						
		II Marnes-calcaires	V Marnes						
		III Argiles							

Figure 1.29 : Représentation schématisée des processus hydrogravitaires observables dans les badlands

Les flancs de crête exposés à l'ouest (4) et à l'est (5) sont affectés par une érosion diffuse, parfois une érosion concentrée (g) qui forment un réseau de rigoles, ou encore, par de petits glissements superficiels translationnels (h). Tous les matériaux marneux arrachés à ces flancs par ces processus se déposent dans le talweg des ravines (Fig. 1.30).

Le talweg des ravines (6) constitue l'UMF la plus active avec stockage temporaire, puis transport des matériaux de l'amont à l'aval sous forme de coulées boueuses lorsque les matériaux marneux accumulés passent progressivement d'un état plastique, visqueux à liquide (k). Selon la matrice rocheuse et la classe texturale (argiles, limons, sables) composant les coulées de boue, les dynamiques sont variées (Fig. 1.31).



Figure 1.30 : Glissement de terrain, départ de matériaux des flancs et coulées de boue dans une ravine



Figure 1.31 : Coulée de boue aux matrices variées

Les fronts de crête (6) correspondent aux promontoires en saillie vers la mer. Les promontoires sont affectés par des processus d'éboulement des marnes (Fig. 1.32). Au cours de la météorisation, des fissures de décompression apparaissent et s'élargissent jusqu'à la chute des matériaux en contrebas (i).

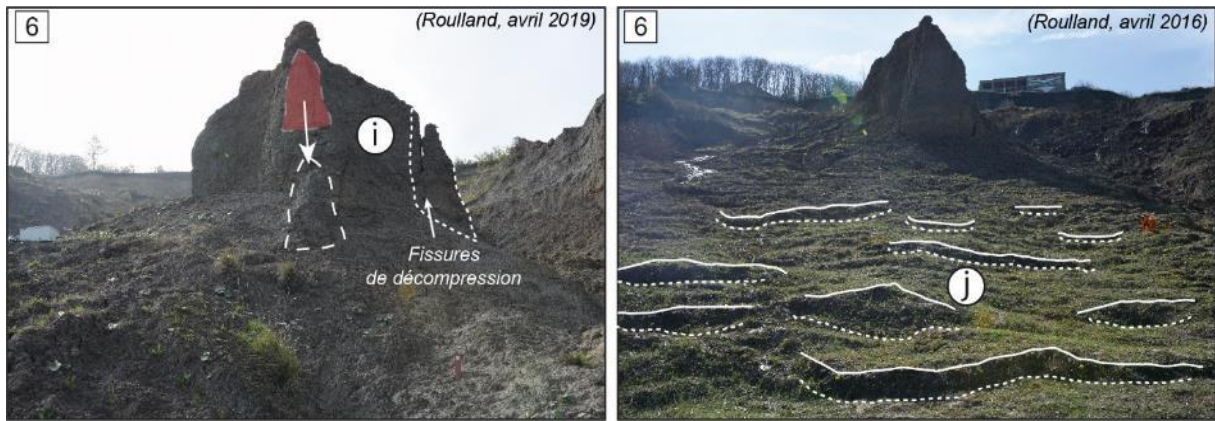


Figure 1.32 : Érosion des fronts de crête et phénomène de déformation lente d'un versant au-devant d'un front de crête affecté par une combinaison de processus de fluage type reptation/solifluxion et glissements superficiels et profonds

La zone d'épandage (8), secteur de coalescence des coulées de boue, correspond à un talus en pente plus ou moins marquée, formé par accumulation des matériaux marno-calcaires (Fig. 1.33). Cette UMF est affectée au-devant des fronts de crête par une combinaison de phénomènes de déformations de versant à la fois marquée par des processus de fluage type reptation/solifluxion avec succession de lobes (j), puis par des glissements superficiels et plus profonds avérés par la présence de multiples escarpements et fissures ouvertes.

L'ensemble de la zone est surtout marqué par les coulées boueuses qui s'étendent et s'épandent à l'exutoire des talwegs des ravines (l). Les volumes de matériaux mobilisés dépendent des conditions climatiques. Ainsi, les coulées plus récentes vont se stabiliser en se superposant aux coulées les plus anciennes, mais également se diriger progressivement jusqu'à l'escarpement basal en recouvrant ce dernier, voire en s'étalant sur le haut de plage (m).



Figure 1.33 : Zone d'épandage et de coalescence des coulées de boue

L'escarpement basal (9), connaît alternativement des périodes de dépôts des matériaux et de progradation lors des phases d'apport par les coulées de boue jusqu'au haut de plage (m), puis des périodes d'érosion lorsque la mer sape le pied en période de vive-eau et/ou de tempête (n) (Fig. 1.34).

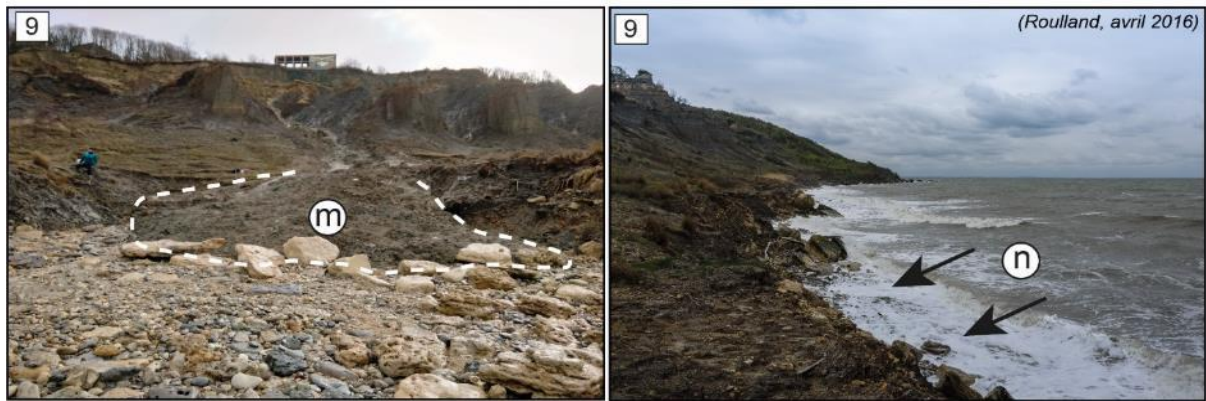


Figure 1.34 : Escarpement basal et processus de progradation et/ou d'érosion associés

Conclusion du chapitre 1

L'aléa érosion côtière en Normandie est majeur, notamment pour ses falaises sédimentaires affectées par de forts reculs. En raison de la proximité de personnes, de biens et d'activité, cette dynamique régressive constitue une problématique majeure nécessitant une gestion appropriée.

Tandis que les falaises résistantes du Massif armoricain présentent des vitesses d'évolution peu perceptibles à échelle humaine, celles taillées dans les formations sédimentaires du Bassin parisien sont fortes et souvent pluri-décimétriques, mais variables spatialement. Parmi cet ensemble côtier, les falaises des Vaches Noires contrastent fortement avec le reste des falaises normandes. Formant un linéaire côtier de 4,5 km, leurs reliefs de badlands, taillés dans les formations marno-calcaires oxfordiennes, ne sont visibles en aucun autre endroit de la région.

Des recherches bibliographiques menées à échelle internationale ont par ailleurs révélé qu'il n'existait que très peu de publications portant sur l'étude des badlands côtiers, contrairement à ceux continentaux. Pour ces raisons, les falaises des Vaches Noires constituent un site d'intérêt majeur pour la compréhension des dynamiques érosives et les modalités de déclenchement des mouvements gravitaires en contexte littoral.

Les processus hydrogravitaires participant à la morphogenèse de ces falaises sont nombreux (glissement de terrain profond et/ou superficiel, chute de blocs, ravinement, solifluxion, coulées de boue, ...). Leurs déclenchements s'effectuent selon des modalités variées et à des échelles spatiales et temporelles distinctes. Ils sont emboîtés et inter-reliés les uns aux autres, le déclenchement d'un compartiment des falaises ayant alors une conséquence plus ou moins forte sur la mise en préparation d'un déclenchement futur d'un autre compartiment selon les forçages subaériens et marins subis par ce dernier.

Ainsi, il est désormais nécessaire de s'intéresser au contexte climatologique, météorologique, hydrologique et marin en vigueur sur le territoire normand, et notamment du secteur d'étude. Cette analyse est primordiale afin de comprendre les forçages qui entreront en action dans les mécanismes de mise en mouvement de ces versants côtiers.

Chapitre 2

Les facteurs de déclenchement des mouvements gravitaires : les conditions météo-marines et hydrogéologiques



Les formes et processus observés aux falaises des Vaches Noires ayant été décrits, il est désormais nécessaire de s'intéresser aux forçages subaériens et marins moteurs de la mise en mouvement des différents compartiments de ce site côtier.

Le chapitre 2 s'attache ainsi à contextualiser le cadre climatique, hydrologique et marin dans lequel s'insèrent les falaises des Vaches Noires. En cela, les principales caractéristiques du climat normand sont présentées, puis les spécificités propres aux falaises sont détaillées, en tenant compte de la répartition et de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations, des températures, mais également du vent. Le contexte hydrologique est ensuite précisé pour l'hydrologie souterraine (description des trois principaux aquifères), puis de surface du site. Enfin, les conditions hydrodynamiques marines générales de la mer de la Manche, puis plus spécifiquement de la baie de Seine, sont présentées et détaillées en fin de chapitre.

Introduction

Ce second chapitre a pour vocation de présenter le contexte climatique et marin sous lequel évoluent les falaises des Vaches Noires. Dans le cas des côtes à falaises, la relation entre forçages subaériens et marins est étroitement liée à l'ambiance climatique régionale. Cette dernière doit être mise en lien avec les configurations lithologiques et morphologiques pour comprendre l'évolution passée, présente et future propre à chaque côte.

La section 2.1 présente la configuration climatique globale dans lequel s'inscrit la Normandie. Les circulations atmosphériques types pour la saison hivernale et estivale en lien avec les grandes masses d'airs sont exposées, accompagnées d'une description de la répartition spatiale des principaux types de climats et de leurs spécificités.

La section 2.2 s'attache à décrire le contexte climatique dans lequel évoluent les falaises des Vaches Noires. Pour cela, la répartition spatiale ainsi que la variabilité temporelle des précipitations régionales sont présentées. Les chroniques de précipitations locales obtenues par implantation d'un pluviomètre en haut de versant sont également mises en avant, puis comparées avec des stations climatiques proches. L'exercice est également réalisé pour caractériser la répartition spatiale et temporelle des températures en Normandie. Leurs effets sur l'état hydrique des versants des Vaches Noires sont exposés. Enfin, le rôle du vent, qui tient une place essentielle dans les conditions hydrodynamiques de surface de la mer Manche (force et direction), est spatialisé puis décrit pour l'intérieur des terres et une partie de la côte normande.

La section 2.3 porte sur le contexte hydrologique de surface et souterrain présent aux falaises des Vaches Noires. Considéré comme facteur majeur de la morphogénèse des versants (agent d'ablation et de transport des matériaux), la section s'attache à mettre en avant les différentes modalités d'actions de l'eau sur le site. L'hydrologie souterraine est dans un premier temps présentée en décrivant les trois principaux aquifères/réservoirs d'eau présents d'amont en aval des falaises (nappe perchée du Cénomaniens, nappe/réservoir perchée de l'Oxfordien, nappe(s) des formations superficielles de bas de versant). Dans un second temps, une description de l'hydrologie de surface observée pour chaque grand compartiment des falaises (haut de plateau, replat chahuté, versants des badlands) est effectuée.

La section 2.4 décrit le contexte marin sous lequel évoluent les Vaches Noires. Une description générale de la mer de la Manche et de ces circulations océaniques associées est d'abord effectuée. L'accent est ensuite mis sur les modalités de fonctionnement hydrodynamique présent en baie de Seine. Ainsi, les conditions de marée sont présentées, puis les niveaux d'eaux observés au port de Ouistreham et du Havre sont exposés. Les niveaux d'eaux extrêmes et leur période de retour lié à des phénomènes de surcote sont par ailleurs discutés. Les valeurs de houles au large (force et direction) sont ensuite décrites à partir de données modélisées (ANEMOC), puis de données observées (CANDHIS). Les valeurs de houle obtenues près du rivage des falaises des Vaches Noires à l'aide d'une étude du GRESARC de 2007 (Groupe de Recherche sur les Environnements Sédimentaires Aménagés et les Risques Côtiers) sont également fournies. Enfin, la dérive littorale et le transfert sédimentaire des matériaux fins sont exposés en fin de section.

2.1. Configuration climatique régionale

Située entre les 49 et 50° parallèles Nord, la Normandie bénéficie d'un climat de type **tempéré océanique** sous **dominance des flux d'ouest** provenant majoritairement de l'Atlantique dû à la position de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande.

Globalement, les conditions océaniques génèrent des précipitations en toutes saisons, diminuant globalement d'ouest en est. L'amplitude thermique est également relativement faible, augmentant selon le même gradient (DREAL normandie, 2020). L'hiver est caractérisé par des types de climat principalement humides, frais et venteux, conséquence du déplacement au sud de la dépression d'Islande (Fig. 2.1).

L'été est généralement doux et moins perturbé en raison de la montée vers le nord de l'anticyclone des Açores et de la fréquence plus élevée de temps calme et clair qui en résulte (Trzpit, 1970 ; DREAL, 2015 - Fig. 2.2).

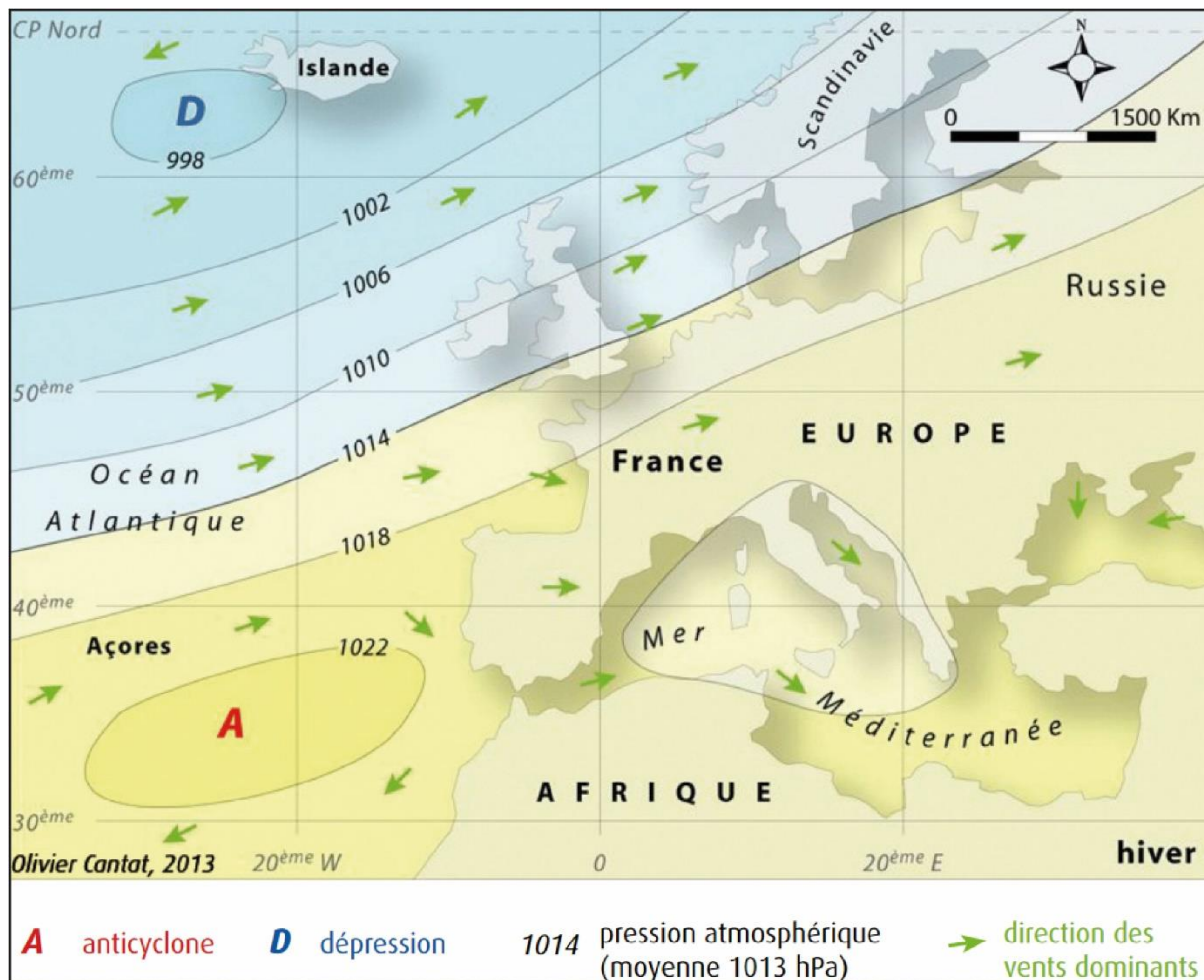


Figure 2.1 : Circulations atmosphériques types de l'Europe de l'ouest en contexte hivernal (Cantat, 2013)

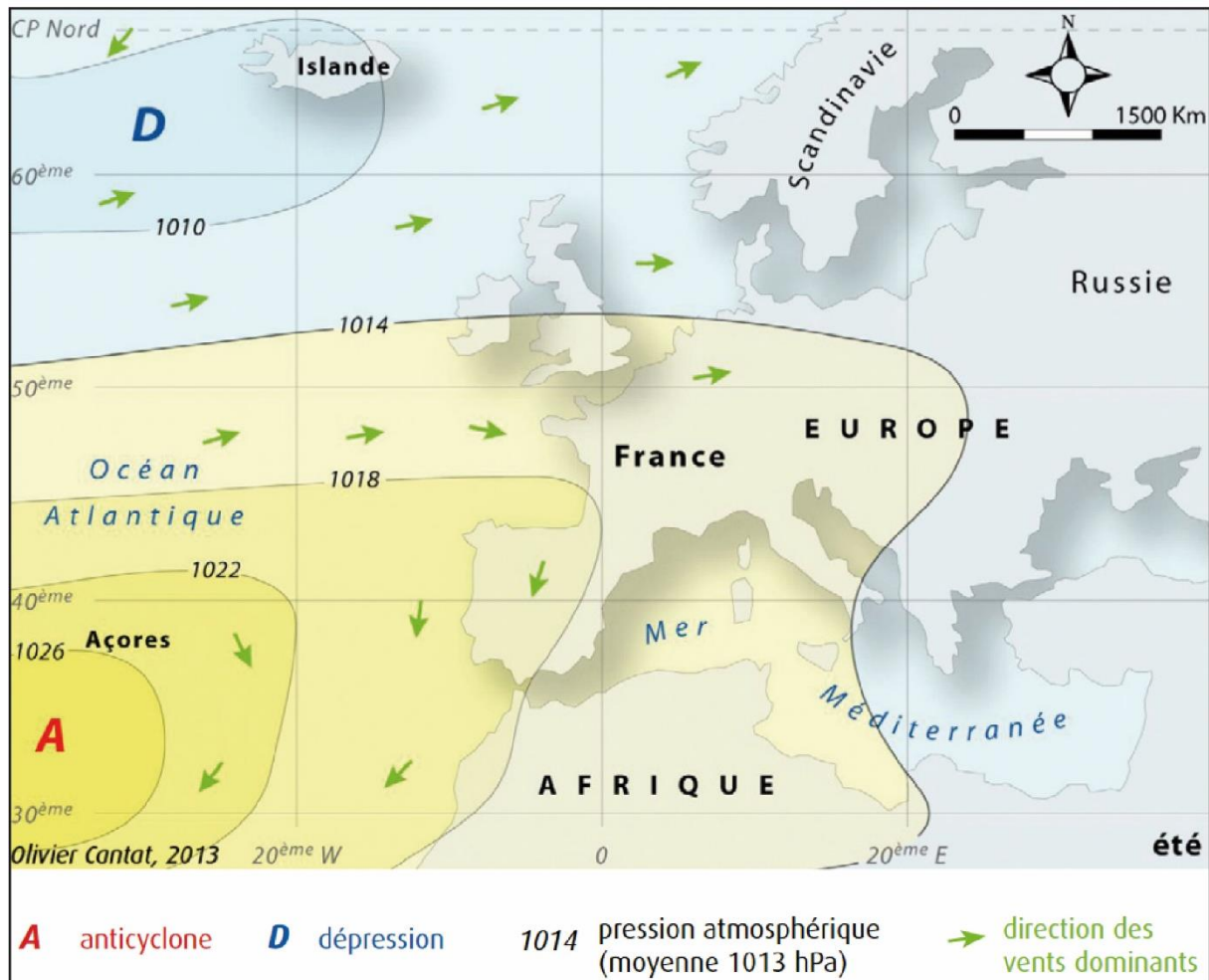


Figure 2.2: Circulations atmosphériques types de l'Europe de l'ouest en contexte estival (Cantat, 2013)

Dans les faits, la région est marquée par une diversité climatique dont la répartition spatiale est induite selon trois facteurs : **la diversité des expositions de la façade maritime, la distance au littoral, mais également l'élévation plus ou moins marquée du relief.**

Ainsi, trois grands types de climat peuvent-être observés (Fig. 2.3) :

1°) le climat maritime compris dans la région du Cotentin, d'une partie du Bessin et du Pays de Caux. Il se caractérise par des températures douces, une atmosphère globalement humide et de fréquents épisodes pluvieux ;

2°) le climat contrasté des collines dans le Bocage normand, le Pays d'Auge, le Pays d'Ouche, le Perche puis le Pays de Bray. Ces secteurs sont généralement bien arrosés et frais en raison de la vigueur plus importante du relief, bien que des contrastes demeurent entre les secteurs de fonds de vallée et/ou de dépression puis les hauteurs ;

3°) le climat d'abri des plateaux comprenant la plaine de Caen, la plaine d'Argentan et la campagne d'Alençon, mais également la plaine du Neubourg, la plaine de Saint-André et le Vexin. Le climat est ici variable selon la plus ou moins grande proximité de ces secteurs à la côte. Par

exemple, la plaine de Caen subit d'importants épisodes de précipitations avec des amplitudes thermiques modérées tandis que la campagne d'Alençon, plus reculée dans les terres, présente une amplitude thermique plus importante avec des épisodes de fortes chaleurs et de grands froids plus intenses.

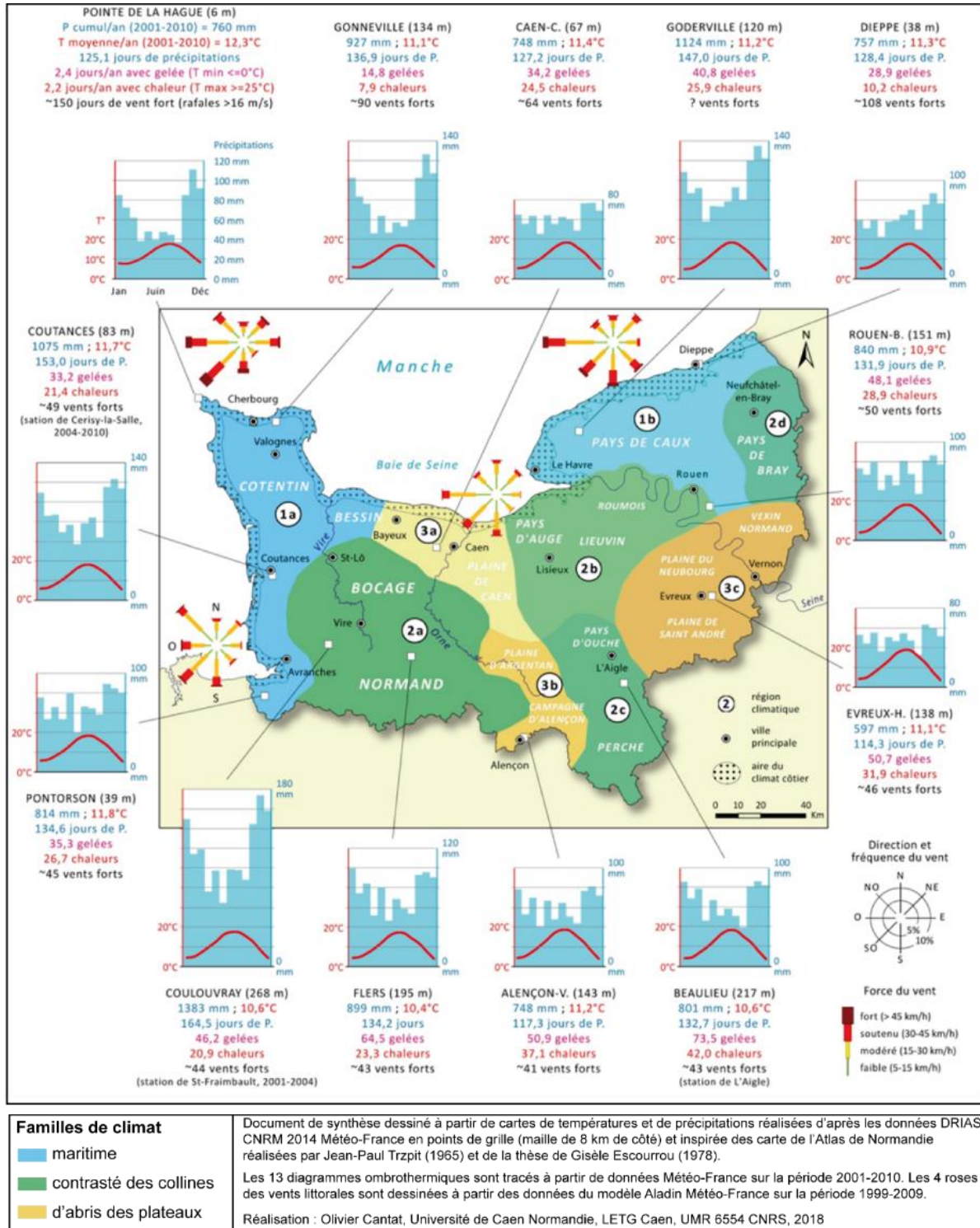


Figure 2.3 : Carte de synthèse des régions climatiques en Normandie (Cantat, 2018)

Parmi ces grandes familles, **un climat spécifique s'étend sur toute la frange littorale**. Il est marqué par la présence de masses d'air constamment chargées d'humidité, mais pas nécessairement plus pluvieuses que les masses d'air présentes dans les terres.

La saison hivernale est généralement douce, marquée par de faibles nombres de jours de gel, tandis que la saison estivale présente des températures inférieures de celles des terres, avec des épisodes de fortes chaleurs moins importants. Les flux d'ouest atlantiques provoquent une forte apparition de vent se projetant dans la façade ouest du Cotentin. Cette dernière constitue un abri pour les côtes du Calvados et de la baie de Seine où les tempêtes et risques de submersions marines sont davantage associés à des vents forts de nord-est peu fréquents.

2.2. Contexte climatique (précipitation, température, vent)

Le contexte climatique régional étant présenté, il est nécessaire de s'intéresser aux facteurs climatiques normands jouant un rôle dans l'érosion des falaises, notamment ceux qui vont conditionner l'activité des versants aux falaises des Vaches Noires.

Les prochains paragraphes se concentreront sur le contexte climatique local (précipitations, température, vent), le contexte hydrologique (souterrain et de surface), ainsi que le contexte marin (marée, hydrodynamisme de la Manche). La variabilité spatiale et temporelle de ces phénomènes constitue une partie des explications relatives à la problématique des vitesses et rythmes de recul des côtes à falaises normandes.

2.2.1. Les précipitations

Les précipitations constituent un des forçages externes les plus importants à prendre en compte dans le déclenchement des mouvements de terrain (Keefer *et al.*, 1987 ; Corominas *et al.*, 2003 ; Guzzetti *et al.*, 2007 ; Bernardie *et al.*, 2015 ; Segoni *et al.*, 2018).

En tenant compte de **l'intensité**, de la **fréquence** mais également de la **durée des précipitations**, des processus de **ruissellement de surface** ayant la capacité d'arracher de la matière aux versants (*i.e.* ablation) peuvent se produire sur des sols saturés en eau ou imperméables (Grierson et Oades, 1977 ; Evelpidou *et al.*, 2013 ; Alavinia *et al.*, 2019). Dans d'autres cas, les eaux de pluie peuvent **s'infiltrer** dans les massifs rocheux poreux qui, par **augmentation de la pression interstitielle** de la roche et **diminution de la résistance au sol**, vont progressivement déstabiliser le versant et l'amener à la rupture (Van Asch *et al.*, 1999 ; Iverson, 2000 ; Bogaard et Greco, 2016 ; Bezak *et al.*, 2019). La **répartition spatiale**, mais également **la variabilité temporelle des précipitations** sur un territoire, sont de ce fait primordiales à prendre en compte pour la compréhension des mécanismes de mise en mouvement des côtes à falaises.

2.2.1.1. La répartition spatiale des précipitations en Normandie

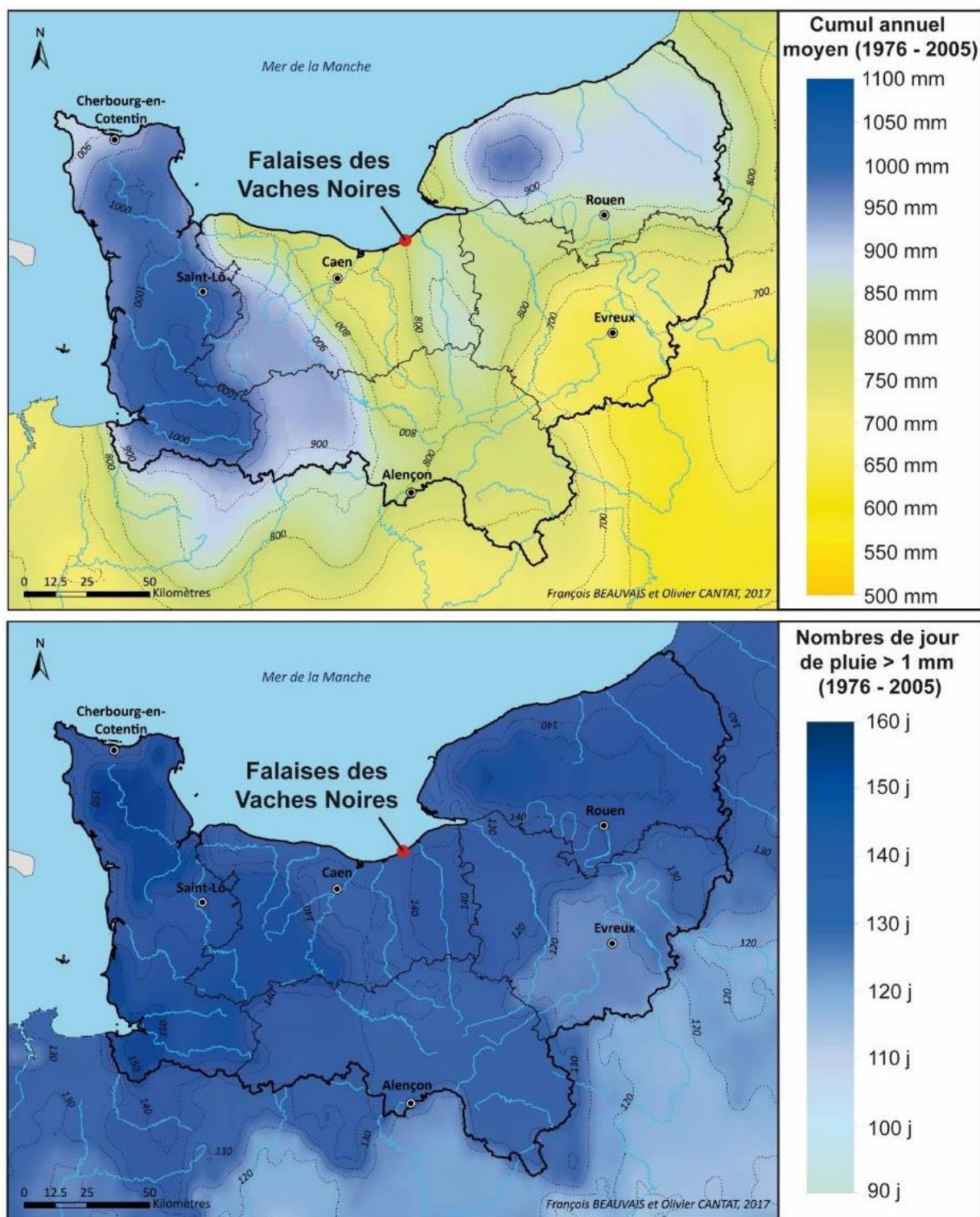


Figure 2.4 : Répartition des précipitations en Normandie (Beauvais et Cantat, 2020) ; A) Répartition du cumul annuel moyen (période de référence 1976 - 2005) ; B) Répartition des nombres de jours de pluie > à 1 mm (période de référence 1976-2005)

Dans la région, les valeurs de précipitations présentent un important contraste en lien direct avec la vigueur du relief rencontré dans chacun des pays normands (Fig. 2.4). Le cumul annuel peut ainsi passer du simple au double selon la topographie rencontrée par les flux humides provenant de l'ouest (Cantat *et al.*, 2020). Ainsi, le cumul annuel atteint 1 300 à 1 400 mm en Normandie occidentale (Cotentin), tandis qu'il se réduit dans les terres en partie orientale à proximité de Rouen et Évreux avec un cumul compris entre 700 à 800 mm de pluie.

Dans les secteurs d'abris comprenant la Plaine de Caen, le secteur de Falaise et Argentan, le cumul annuel est de l'ordre de 700 mm (*i.e.* « diagonale sèche »), tandis que sur les secteurs de plateaux comme le Pays d'Auge, le cumul s'échelonne entre 850 et 950 mm en moyenne.

La répartition spatiale du nombre de jours de pluie (supérieur à 1 mm) s'effectue également selon un gradient décroissant de l'ouest vers l'est dans les terres. Les régions les plus arrosées concernent les hauteurs de l'ouest et du nord-est de la région, avec plus de 140 à 160 jours par an, tandis que les plaines et littoraux contrastent avec des jours de pluie compris entre 120 et 130 jours par an (correspondant ainsi à un tiers de l'année où ces secteurs sont arrosés).

2.2.1.2. La variabilité temporelle des précipitations

La Normandie présente une forte fluctuation interannuelle des précipitations, avec des cumuls qui peuvent varier du simple au double aléatoirement sur un même secteur (Fig. 2.5). En prenant l'exemple de la station climatologique de Caen-Carpiquet, l'année 1959 présente un cumul déficitaire de 528 mm par rapport à la normale 1951-1980, tandis que l'année suivante, un cumul d'environ 1 000 mm a été enregistré à la même station.

Cette variabilité interannuelle peut également être observée à la station de Goderville, située dans les hauteurs de la Seine-Maritime, où le cumul annuel est plus important. L'année 1997 enregistre un cumul de 524 mm, tandis qu'en 2000, le cumul a triplé avec 1 521 mm de précipitations.

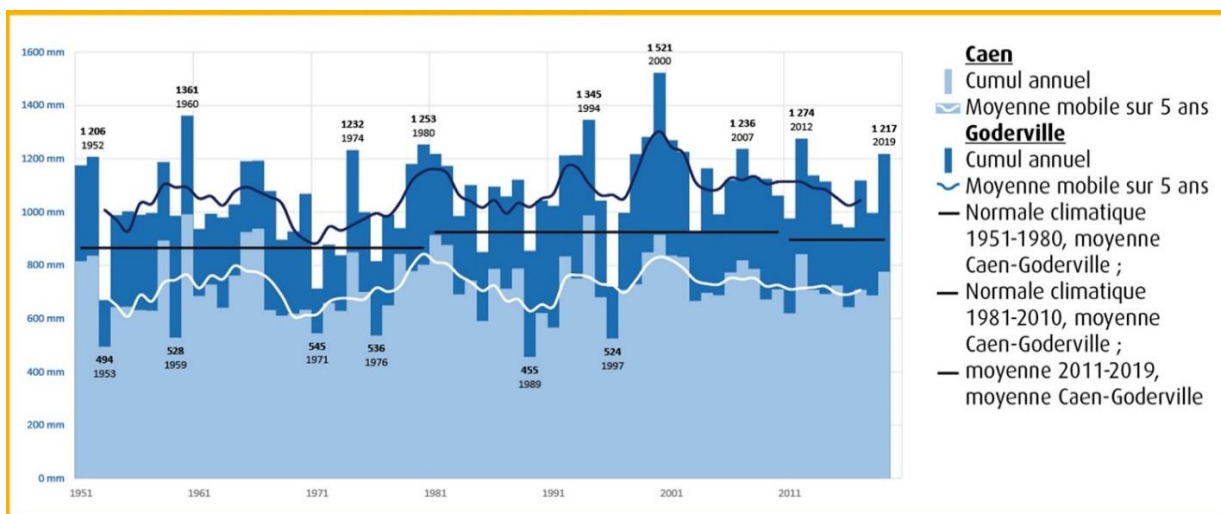


Figure 2.5 : Evolution des précipitations annuelles en Normandie entre 1951 et 2019 (Données Météo-France, Cantat, 2020)

Au regard des normales climatiques de 1951-1980, puis de 1981-2010, on constate une légère augmentation des cumuls annuels de l'ordre de + 4 à + 5% entre les normales des deux stations climatologiques (Cantat *et al.*, 2020).

En ce qui concerne les falaises des Vaches Noires, trois stations climatologiques proches du site ont été sélectionnées afin d'observer la variabilité des précipitations annuelles depuis 1951 (Fig. 2.6). Les stations concernées sont celles de Caen-Carpiquet (chroniques 1951-2019, Normale annuelle 1981-2010 = 739,5 mm), St-Gatien-des-Bois (chroniques 1951-2019, Normale annuelle 1981-2010 = 912,5 mm) et Dozulé (chroniques 1968-2019, Normale annuelle 1981-2010 = 781,3 mm).

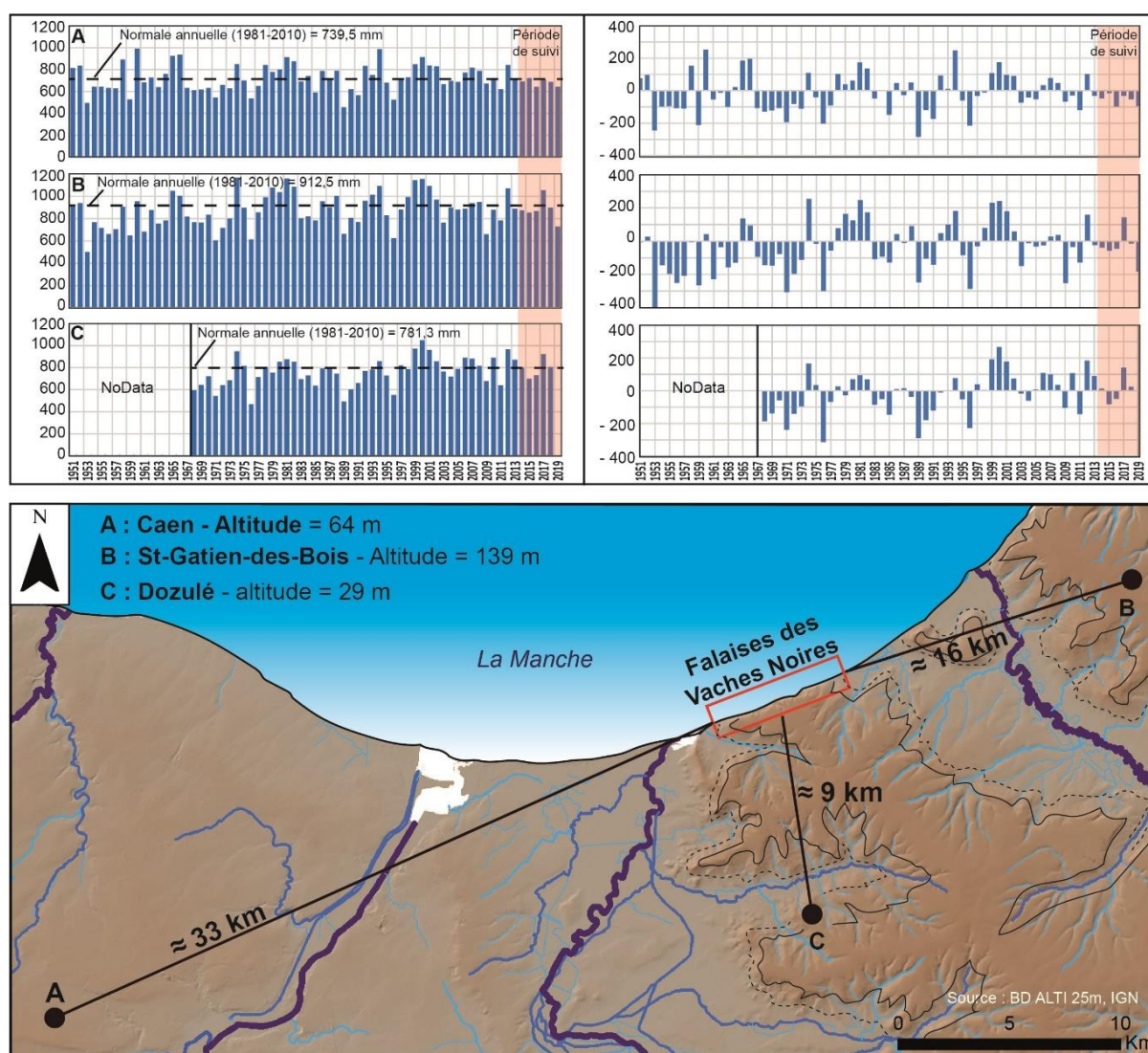


Figure 2.6 : Variations pluviométriques enregistrées à différentes stations climatiques proches des falaises des Vaches Noires

Globalement, on observe à partir des chroniques des périodes d'excédent et/ou de déficit pluviométrique se produisant selon des cycles pluriannuels plus ou moins bien définis. **Concernant les périodes excédentaires**, on peut retenir plusieurs épisodes qui ont fortement impactés le

déclenchement de mouvements de terrain en Normandie de 1978 à 1982, de 1992 à 1994, puis de 1998 à 2002 (Maquaire, 1990 ; Lissak, 2012 ; Fressard, 2013 ; Thirard *et al.*, 2020).

La période de suivi aux falaises des Vaches Noires de 2014 à 2019 **a globalement été en dessous de la normale 1981-2010**, où les déficits pluviométriques annuels s'inscrivent dans une gamme de valeurs comprises entre - 32 mm (2017) et - 97 mm (2016) pour la station de Caen-Carpiquet. L'année 2017 présente au contraire des valeurs excédentaires pour les stations Saint-Gatien-des-Bois (+ 143 mm) et Dozulé (+ 142 mm), puis des valeurs fortement déficitaires en 2019 pour la station de Saint-Gatien-des-Bois (- 182 mm).

2.2.1.3. Mesure des valeurs de précipitations aux falaises des Vaches Noires

Suite à ces descriptions, il faut garder à l'esprit qu'il existe en Normandie des **microclimats** induits par la topographie, la proximité de la mer, l'exposition des versants, la présence ou non de végétation ou encore l'albédo. Ces éléments ont une influence sur les masses d'airs et peuvent créer des conditions climatiques très différentes sur un territoire d'étendue limitée. Pour exemple, un épisode orageux mesuré à la station de Saint-Gatien-des-Bois peut ne pas s'être produit aux falaises des Vaches Noires, alors que les sites sont seulement séparés de 15 km. Afin d'apprécier les précipitations locales des falaises des Vaches Noires, un pluviomètre de type Campbell® a été implanté sur les hauteurs du site DYNALIT à compter de janvier 2017 (Fig. 2.7). L'implantation du pluviomètre a été effectuée dans le but de suivre en continu **les précipitations locales, puis de les mettre en corrélation avec les données piézométriques du site, ainsi que l'activité et dynamique des versants.**

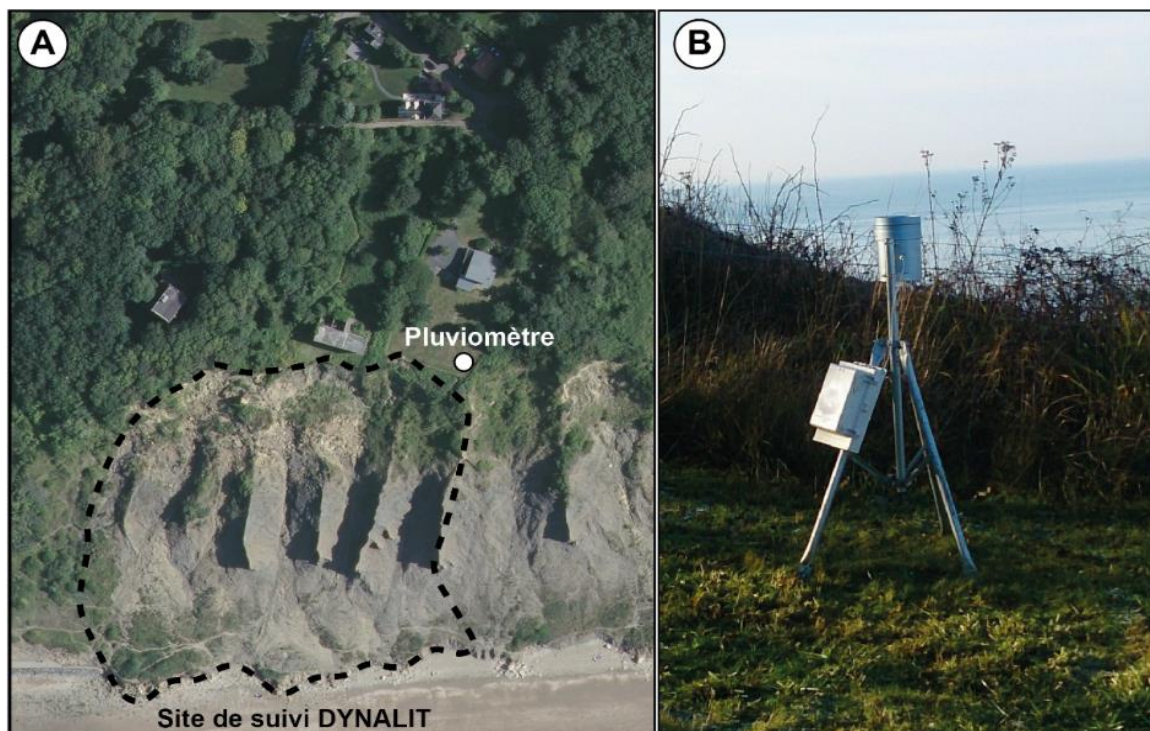


Figure 2.7 : Acquisition des données de précipitations locales ; A) Localisation de la station pluviométrique Campbell® ; B) Photographie de la station pluviométrique Campbell®

Les chroniques de précipitation sont récentes en comparaison de la date de début du suivi des falaises (septembre 2014). Pour les valeurs de précipitations précédant janvier 2017, il a été nécessaire de prendre en considération les valeurs pluviométriques d'une station climatologique proche des Vaches Noires. En ce sens, les cumuls mensuels ont été comparés avec les trois stations de Caen-Carpiquet, Saint-Gatien-des-Bois et Dozulé, l'objectif étant de détecter la station ayant les valeurs les plus proches des valeurs pluviométriques d'Auberville (Fig. 2.8).

Au regard des cumuls mensuels, on constate que les stations de Saint-Gatien-des-Bois et Dozulé présentent des valeurs qui sont toujours supérieures à celles d'Auberville. Les valeurs de Caen-Carpiquet sont globalement plus proches de celles mesurées aux Vaches Noires. Le choix a donc été fait de sélectionner cette station pour l'étude de la dynamique saisonnière des versants de 2014 à 2019 (cf. chapitre 5), puis la station d'Auberville pour l'étude de la dynamique intra-saisonnière (cf. chapitre 6) et journalière (cf. chapitre 7).

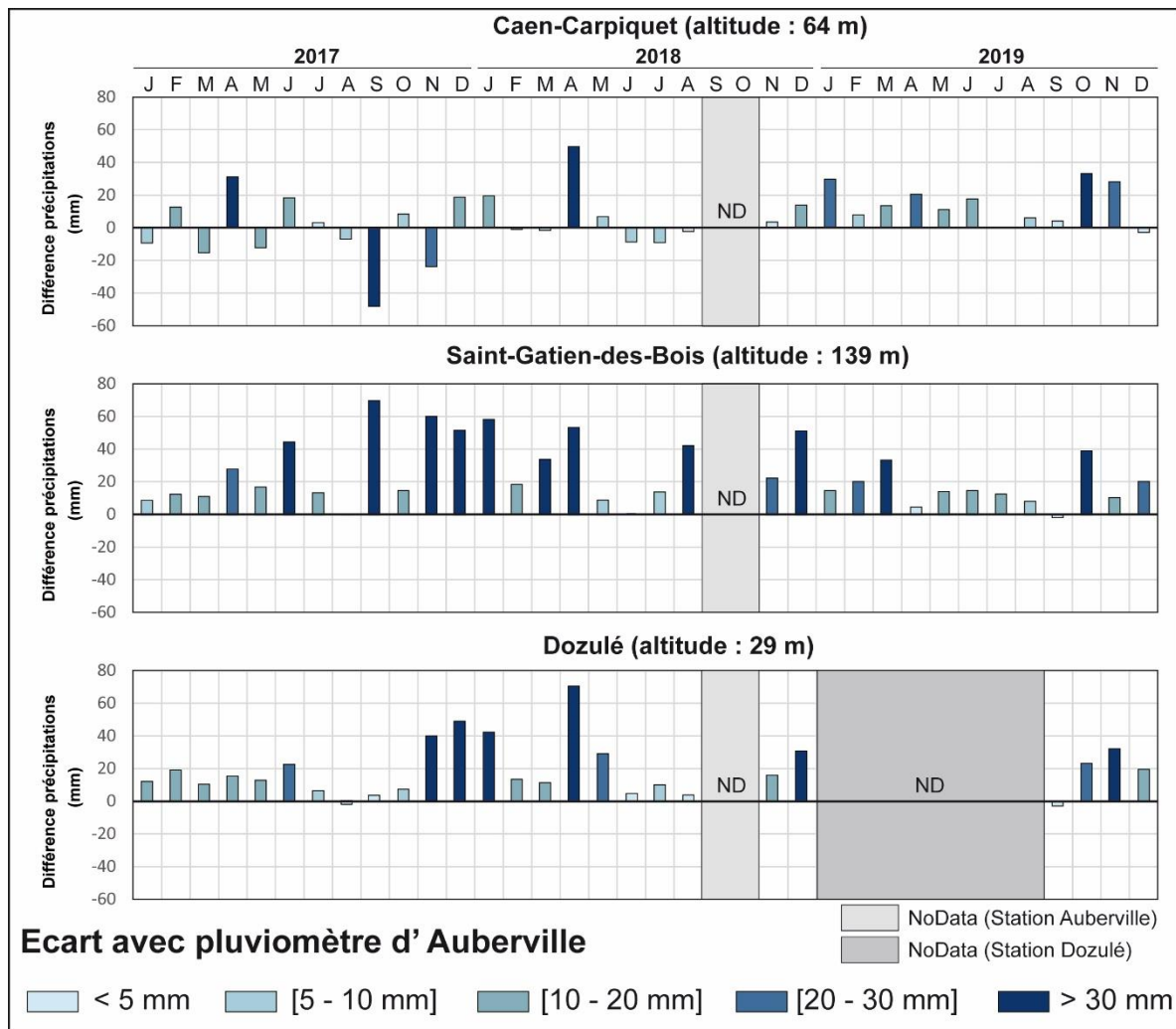


Figure 2.8 : Graphique de comparaison des valeurs mensuelles obtenues à Auberville et des stations climatiques de Caen-Carpiquet, Saint-Gatien-des-Bois et Dozulé

2.2.2. Les températures

Les températures jouent également un rôle non-négligeables dans le déclenchement des mouvements de terrain (Huggel *et al.*, 2012 ; Krzeminska *et al.*, 2012 ; Shibasaki *et al.*, 2016). Par l’alternance de phases de réchauffements et refroidissements, les roches ou encore les couches superficielles du sol peuvent subir une **désagrégation mécanique (i.e. thermoclastie)** qui contribue à une perte progressive de matériaux provenant des versants. Lorsque le gel de l’eau intervient dans ce mécanisme, on parle de **processus de gélifraction (i.e. cryoclastie)** ; Coque, 1977 ; Monnet *et al.*, 2012).

De plus, les températures jouent un rôle dans les **changements d’état hydrique** de certaines roches meubles en raison de la succession des **processus d’humectation** pendant les périodes humides et fraîches, puis les **processus de dessiccation** durant les périodes chaudes et sèches (*i.e. hydroclastie* ; Mathys, 2006 ; Garnier and Lecompte, 1996 ; Lecompte *et al.*, 2005).

Ces processus sont liés au phénomène **d’évapotranspiration** qui correspond à la quantité d’eau transférée à l’atmosphère par l’évaporation au niveau du sol couplée à l’interception des précipitations par les végétaux et aux processus de transpiration de ces derniers.

2.2.2.1. La répartition spatiale des températures en Normandie

La proximité de la mer de la Manche a un effet remarquable dans la distribution régionale des températures (Fig. 2.9). La moyenne annuelle avoisine les 11°C, avec des températures plus fraîches dans les terres et les secteurs où le relief est plus important (perte moyenne de 0,6°C par 100 m d’élévation), puis des variations de températures plus douces le long des côtes.

De par sa position littorale, le secteur des falaises des Vaches Noires est complètement affecté par le caractère océanique tempéré normand. On y retrouve des hivers que l’on considère comme « frais » où les températures moyennes évoluent entre 6 et 7°C. Le nombre de jours de gel est compris entre 20 à 30 jours par an. Les étés sont « doux » avec des températures moyennes avoisinant les 14 et 15°C.

2.2.2.2. La variabilité temporelle des températures

Pour les stations de Caen et du Havre, les températures moyennes annuelles (T_{ma}) sont évaluées à 10,5°C sur la Normale 1951-1980, à 11,3°C sur la Normale 1981-2010 et à 11,8°C pour la période récente 2011-2019 (Fig. 2.10).

Malgré sa position littorale et ses variations de températures moins marquées que dans les terres, on constate avec les longues chroniques qu’une forte variabilité interannuelle est tout de même présente sur la côte. On constate ainsi :

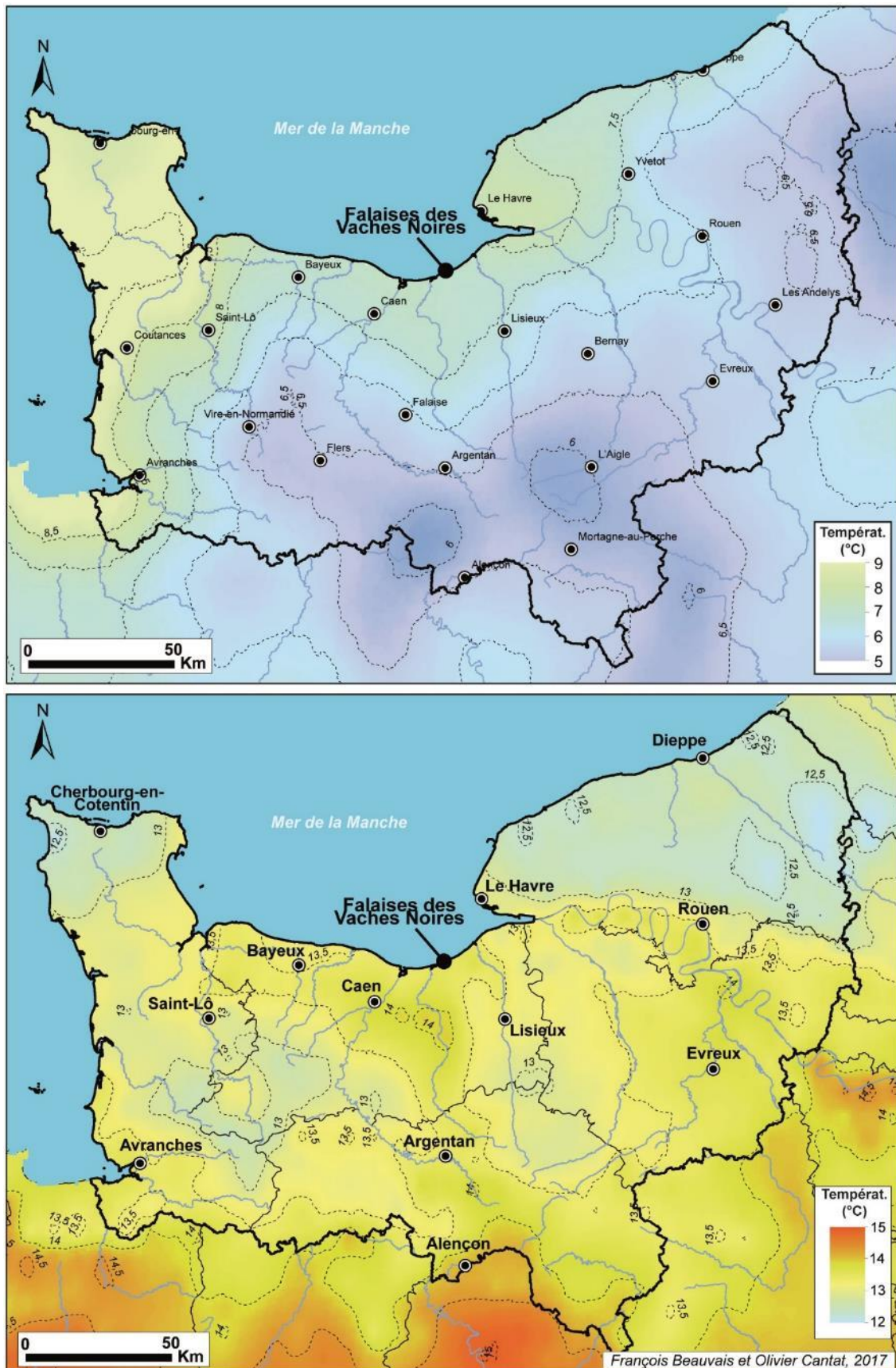


Figure 2.9: Cartographie de la répartition des températures minimales et maximales en Normandie sur la période de référence 1976-2005 (modifiée de Beauvais et Cantat, 2017)

- Des années froides comprenant **1956** (T_{ma} : 9,6°C - T_{mna}^3 : 5,6°C - T_{mxa}^4 : 13,7°C), **1963** (T_{ma} : 9°C - T_{mna} : 5,3°C - T_{mxa} : 12,7°C), **1979** (T_{ma} = 10,1°C - T_{mma} = 6,5°C - T_{mxa} : 13,8°C), **1985** (T_{ma} = 10°C - T_{mma} = 6,2°C - T_{mxa} = 13,9°C), **2010** (T_{ma} = 10,3°C - T_{mma} = 6,2°C - T_{mxa} = 14,2°C) ;
- Des années chaudes comprenant **1959** (T_{ma} : 11,3°C - T_{mna} : 6,7°C - T_{mxa} : 15,9°C), **1989** (T_{ma} : 11,8°C - T_{mna} : 7,4°C - T_{mxa} : 16°C), **2002** (T_{ma} : 12,1°C - T_{mna} : 8,4°C - T_{mxa} : 15,7°C), **2014** (T_{ma} : 12,2°C - T_{mna} : 8,2°C - T_{mxa} : 16,2°C), **2016** (T_{ma} : 11,4°C - T_{mna} : 7,3°C - T_{mxa} : 15,4°C)

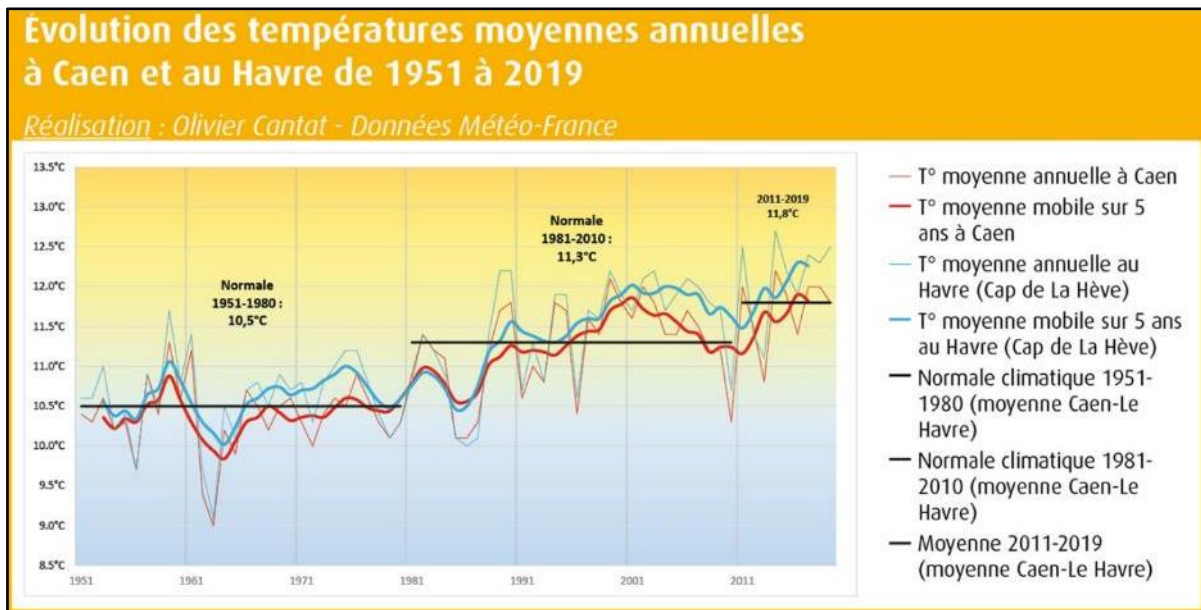


Figure 2.10 : Évolution des températures moyennes annuelles à Caen et au Havre (Dreal Normandie, Olivier Cantat, 2020)

Au sein de cette variabilité interannuelle, on relève tout de même une tendance au réchauffement avec une augmentation globale des températures de l'ordre de + 0,6°C à 0,9°C entre 1951 et 2019. Une première phase de réchauffement s'observe à partir des années 1980. Elle plafonne dans les années 2000, puis semble entrer dans une deuxième phase de réchauffement pour la décennie en cours (Cantat *et al.*, 2020).

2.2.2.3. Effet des températures aux falaises des Vaches Noires

Les variations de températures à prendre en compte aux falaises des Vaches Noires sont importantes puisqu'elles vont avoir un impact direct sur l'état hydrique des matériaux argilo-marneux.

Durant la période estivale (Fig. 2.11), le nombre de jour d'ensoleillement augmente et est compris entre 204 et 213 heures en juin - juillet - août, contre 61 et 84 heures en décembre - janvier

³ T_{mna} : Température moyenne minimale annuelle

⁴ T_{mxa} : Température moyenne maximale annuelle

- février. Dans le même temps, les températures deviennent plus importantes et le nombre de jours de pluie diminue (compris entre 7 et 8 jours par mois en juin - juillet - août, contre 10 à 14 jours en décembre - janvier - février).

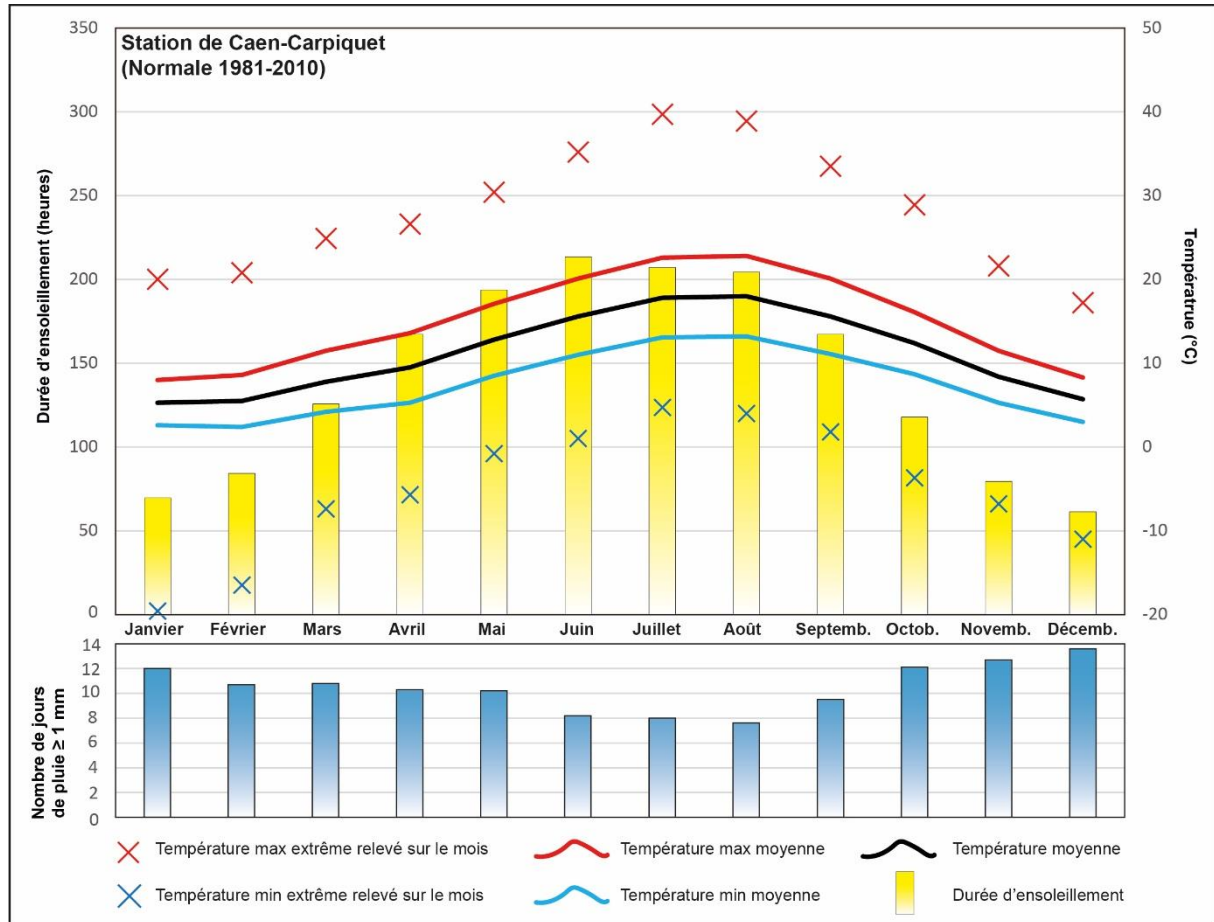


Figure 2.11 : Durée d'ensoleillement, température et nombre de jours de pluies ≥ 1 mm mensuel évalué à partir de la normale climatique 1981-2010 (station de Caen-Carpiquet)

La combinaison de ces phénomènes va avoir pour effet de favoriser les phénomènes d'évapotranspiration sur les versants marneux, jusqu'au dessèchement de ces derniers (Fig. 2.12). D'importantes fentes de dessiccation vont apparaître, créant l'ouverture d'un réseau polygonal de fentes et fissures plus ou moins larges (5 à 10 cm) pour des profondeurs atteignant 20 à 30 cm. Ce processus est d'autant plus intensifié par le fait que les marnes oxfordiennes de couleur noires-grises possèdent un faible albédo. Elles vont ainsi concentrer l'énergie solaire au lieu de la renvoyer, augmentant les effets d'assèchement des argiles par augmentation des phénomènes d'évaporation de l'eau du sol.

Durant la période hivernale, les versants sont généralement constamment humidifiés. Bien que rare, l'alternance entre les températures diurnes/nocturnes peuvent provoquer des phénomènes de gel-dégel qui vont favoriser l'érosion mécanique des matériaux rocheux, à l'instar de ce qui peut être observé pour d'autres conditions climatiques dans les matériaux marneux des « Terres Noires » en zone préalpine (Dumas *et al.*, 1987 ; Garnier et Lecompte, 1996 ; Lecompte *et al.*, 2005). Dans ces secteurs, le constat a été fait que le gel ne pénètre qu'à une faible profondeur

dépassant rarement les 10 cm, à l'exception des ubacs où il peut atteindre 20 cm (pour 81 jours de gel avec 70 jours de gel diurne dans le site de Vers-sur-Méouge).

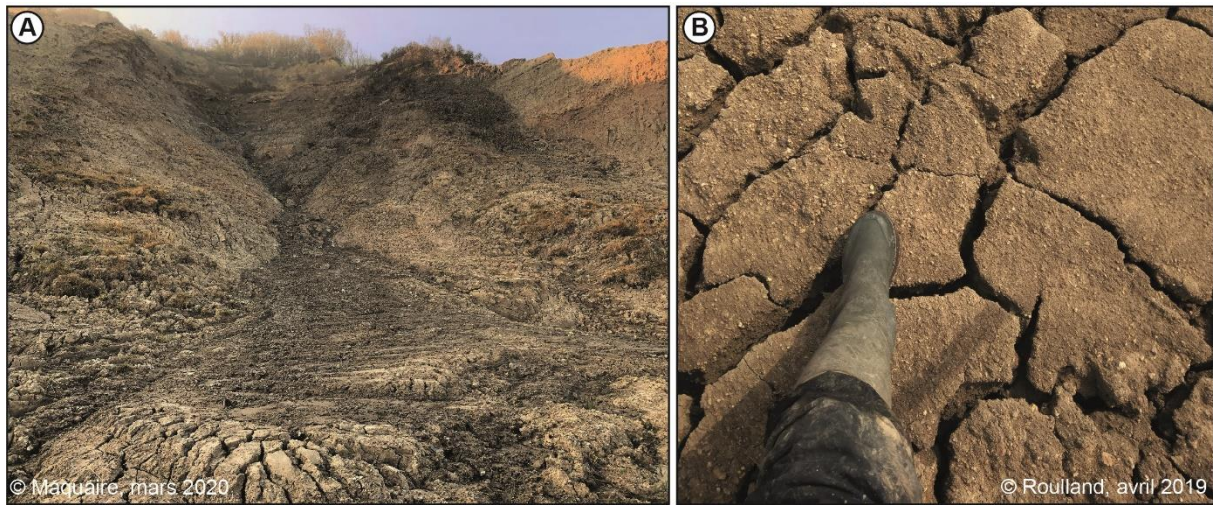


Figure 2.12 : Illustration de la dessiccation des marnes et argiles durant la période estivale ; A) Ravine totalement asséchée (photo : Maquaire, mars 2020) ; B) Réseau de fentes polygonales dans une coulée de boue (

Dans le cas des falaises des Vaches Noires, un très faible nombre de jours de gel a pour conséquence d'avoir un impact somme toute réduit sur l'évolution des falaises, que ce soit autant pour les versants marneux que pour les parties supérieures calcaires. Au regard de la station climatologique de Caen-Carpiquet, les jours de gel durant les cinq années de suivi (compris entre 20 et 30 jours/an) ont toujours été en dessous des valeurs de la normale 1981-2010 comprenant 32 jours/an (Fig. 2.13)

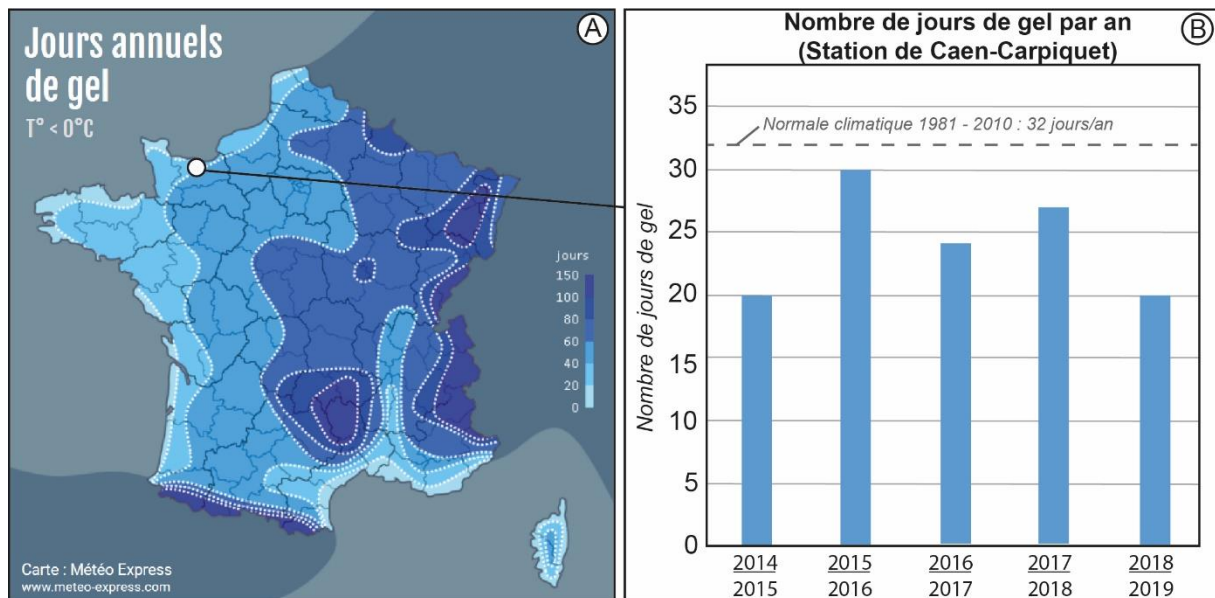


Figure 2.13 : Nombre de jours de gels annuels ; A) Répartition du nombre de jours de gel/an dans le territoire français ; B) Nombre de jours de gel/an recensés de 2014 à 2019 à la station de Caen-Carpiquet

Concrètement, les effets du gel-dégel se matérialisent par des phénomènes de desquamation des blocs calcaires en partie supérieure de versant où a été observé un délitement progressif des

matériaux (Fig. 3.14-A). Cela se matérialise également sur les versants marneux par la création d'aiguilles de glace de type « pipkrakes » (Fig. 3.14-B).

Contrairement aux versants marneux alpins précédemment cités, le gel ne semble pas pénétrer ici au-delà de quelques centimètres de profondeur. Bien qu'existant, l'observation *in situ* semble indiquer que l'effet de ce dernier semble mineur dans les processus de morphogénèse des falaises des Vaches Noires

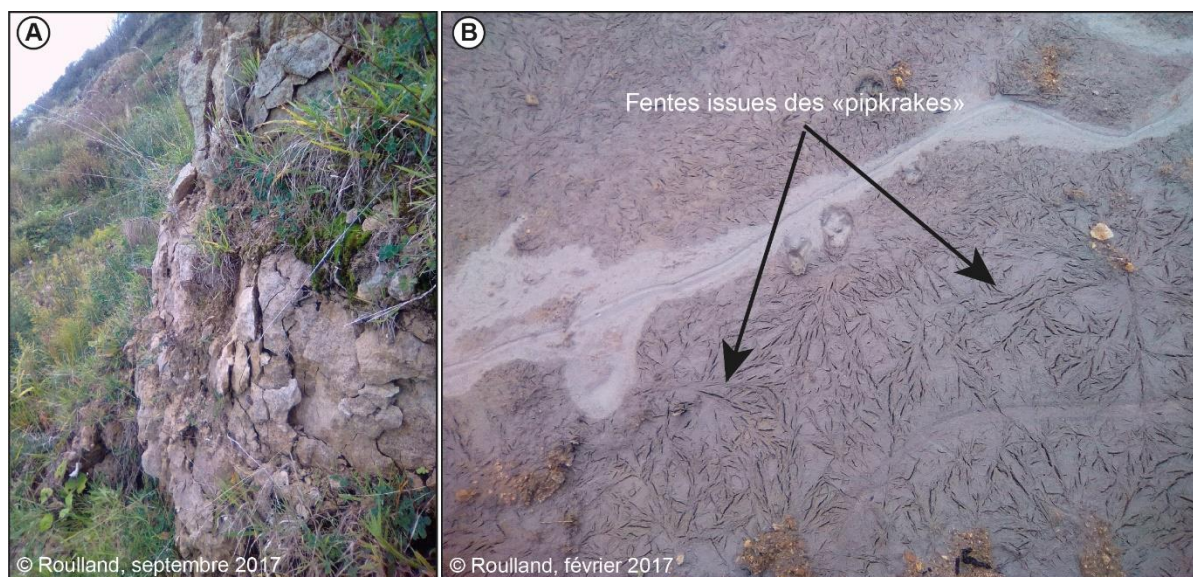


Figure 2.14 : Effet du gel/dégel dans les formations calcaires et marneuses ; A) Desquamation du calcaire en partie supérieure des falaises (site DYNALIT) ; B) Fentes visibles dans les marnes de type « pipkrakes »

2.2.3. Le vent

Le rôle du vent est indirect dans la mise en mouvement des versants côtiers. Il tient cependant une place essentielle dans la mise en place des phénomènes météorologiques morphogènes par les vagues qu'il soulève.

Dans l'ensemble de la région, **les vents dominants proviennent du quadrant sud-ouest à ouest** en relation directe avec le positionnement des basses pressions subpolaires et des hautes pressions subtropicales (DREAL, 2015). Cependant, la force de ces vents présente d'importants contrastes entre le secteur littoral et l'intérieur des terres (Fig. 2.15).

Pour les trois stations littorales retenues (La Hague, Étretat et Bernières-sur-Mer), **les vents modérés** (compris entre 4,5 à 8 m/s) constituent 35,9 à 40,4 % de l'ensemble des vents modélisés par le modèle « Aladin » (Météo-France, période 1999-2009).

Les fréquences d'apparition de ces vents sont quasi-similaires pour les stations retenues à l'intérieur des terres (bocage de Vire, plaine de Caen et pays d'Evreux) où les valeurs sont comprises entre 34,8 et 39,7 %. Cependant, en tenant compte **des vents forts** (supérieurs à 8 m/s), on observe

que leur fréquence d'apparition est beaucoup plus importante sur le littoral (compris entre 25,6 à 37,9 %) qu'à l'intérieur des terres (compris entre 3,1 à 6,9 %).

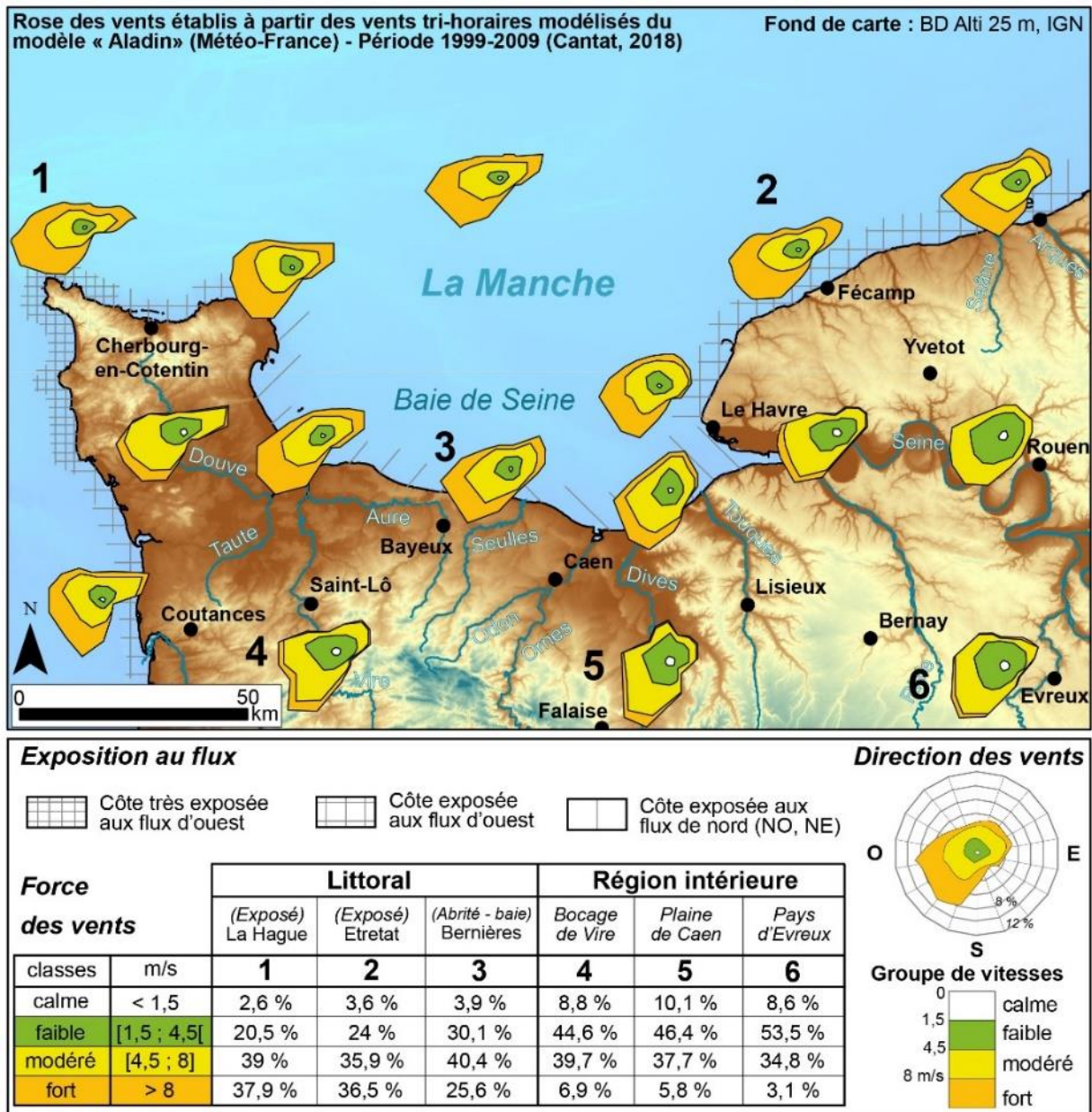


Figure 2.15 : Carte de la répartition spatiale des vents en Normandie (rose des vents - force et direction - Cantat, 2018) et exposition de la côte au flux associés (Letortu, 2013)

Sur le littoral, ce sont les côtes les plus exposées aux flux d'ouest qui enregistrent les vents les plus forts, comprenant le littoral ouest et nord du Cotentin (station de la Hague) et le littoral cauchois (station d'Étretat). Pour la Hague, les vents calmes (inférieurs à 1,5 m/s) et faibles (compris entre 1,5 et 4,5 m/s) représentent 23,1 % de la totalité des vents contre 76,9 % de vents modérés à forts. A Étretat, la fréquence des vents calmes à faibles est de 27 % contre 73 % de vents modérés à forts.

Concernant la Baie de Seine, cette dernière privilégie d'une position d'abri par la côte du Cotentin qui fait barrière aux flux d'ouest à nord-ouest, mais également par la côte cauchoise qui la protège en partie des flux de nord-est. Ainsi, le secteur occidental est plutôt exposé à des flux nord-est, tandis le secteur oriental est exposé aux flux nord-ouest. **Cette position d'abri réduit considérablement la fréquence des vents forts survenant dans cette portion de territoire. Ils représentent 25,6 % de la totalité des vents (station de Bernières-de-Mer) contre 36,5 % à Étretat et 37,9 % à la Hague.**

2.3. Contexte hydrologique

L'hydrologie est le facteur majeur de la morphogénèse des falaises des Vaches Noires. Qu'elle soit **souterraine** (présence des nappes perchées du Cénomaniens et de l'Oxfordien, infiltration de l'eau dans les fissures de tensions de taille décimétriques à pluri-décimétriques), ou en **surface** (ravinement, ruissellement concentré, ruissellement hortonien, présence de zones humides), elle participe activement aux dynamiques hydrogravitaires de ce site côtier comme **agent d'ablation et de transport des matériaux.**

2.3.1. L'hydrologie souterraine

L'alternance entre **formations sédimentaires poreuses** (craie, calcaire) et **formations sédimentaires imperméables** (marnes, argiles) induit une **variété d'aquifères et de réservoirs d'eau** à différentes altitudes d'amont en aval des falaises.

La morpho-structure disparate d'est en ouest des falaises induit également une forte variabilité spatiale en termes de **capacité de stockage** et de **décharge en eau** des différents aquifères/réservoirs. On retient globalement trois types d'aquifères aux falaises des Vaches Noires : l'aquifère formé dans **la craie cénomaniens** (Fig. 2.16-A), l'aquifère/réservoir formé dans les **formations calcaires oxfordiennes** (Pz6, Fig. 2.16-B), la ou les nappe(s) anarchique(s) développée(s) dans les **formations superficielles de bas de versant** (Pz1 à Pz5, Fig. 2.16-C).

2.3.1.1. La nappe perchée de la craie cénomaniens

La craie du Cénomaniens abrite une nappe libre perchée, retenue à sa base par la glauconie de l'Albien. Elle se déverse sur le substratum formé par les argiles du Callovien-Oxfordien inférieur, soit par des sources souvent captées, soit en écoulement diffus (Pareyn *et al.*, 1968 ; Rioult *et al.*, 1989).

Cet aquifère discontinu et fissuré forme un important réseau karstique dont le niveau piézométrique moyen se situe généralement à une côte légèrement supérieure à + 100m NGF (Fig. 2.16-A). L'amplitude des hauteurs d'eau est généralement comprise entre quatre et six mètres, en corrélation directe avec les précipitations (Fig. 2.17). La capacité emmagasinatrice interannuelle du réservoir est assez faible (Rioult *et al.*, 1989).

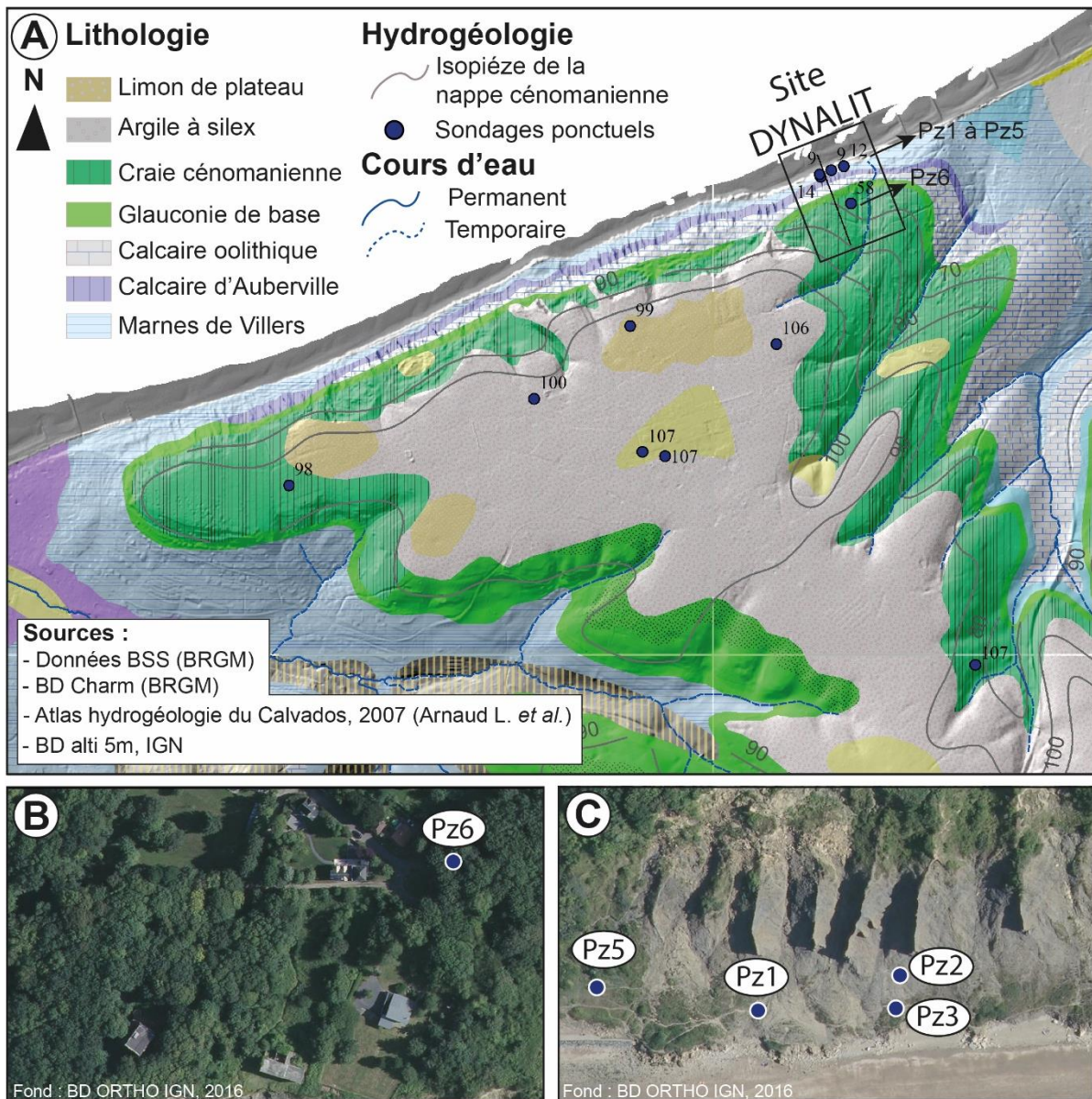


Figure 2.16 : Cartographie et localisation des aquifères/réservoirs des falaises des Vaches Noires ; A) Isopièze théorique obtenue à partir des données du portail ADES⁵ (Données sur les Eaux Souterraines - Données point d'eau BSS) ; B) Localisation du piézomètre Pz6 en amont du site DYNALIT ; C) Localisation des piézomètres Pz1 à Pz5 dans les versants marneux du site DYNALIT

À l'exception de quelques sondages ponctuels réalisés dans les années 1970 par le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières – données BSS, Fig. 2.16-A), il n'existe à l'heure actuelle aucun suivi piézométrique de la nappe cénomanienne sur le site des falaises des Vaches Noires. Cependant, un piézomètre implanté depuis 1974 dans la commune de Danestal (située à environ huit km des Vaches Noires, à une côte de + 118m NGF) permet d'apprécier le comportement global de la nappe phréatique sur plusieurs décennies (Fig. 2.17).

Il constitue le piézomètre de référence pour les glissements de terrains profonds se déclenchant dans le secteur côtier de Villerville (Maquaire, 1990 ; Lissak, 2012 ; Lissak *et al.*, 2014 ; Thirard *et*

⁵ <https://ades.eaufrance.fr/Recherche>

al., 2020), situé à environ 15 km à l'est des Vaches Noires. On observe quatre périodes de fortes recharges en eau en 1977-1985, 1988-1989, 1992-1996 puis 1998-2002 corrélées aux déclenchements d'importants mouvements de terrain qui ont provoqué des dégâts sur les structures anthropiques proches de la côte (manoirs, routes).

Un seuil d'alerte en lien avec une forte probabilité de réactivation des glissements a par ailleurs été fixé à 10-11m en dessous du terrain naturel (TN) à partir de ces chroniques (Maquaire, 1990, 2002 ; Lissak *et al.*, 2014).

La couche argilo-sableuse albienne sous-jacente constitue un second sous-niveau aquifère où les eaux souterraines s'écoulent dans la morphologie chaotique induite par les anciens glissements de terrains. Sur ce secteur, les sources sont compliquées à différencier de celles sortant de la base de la craie.

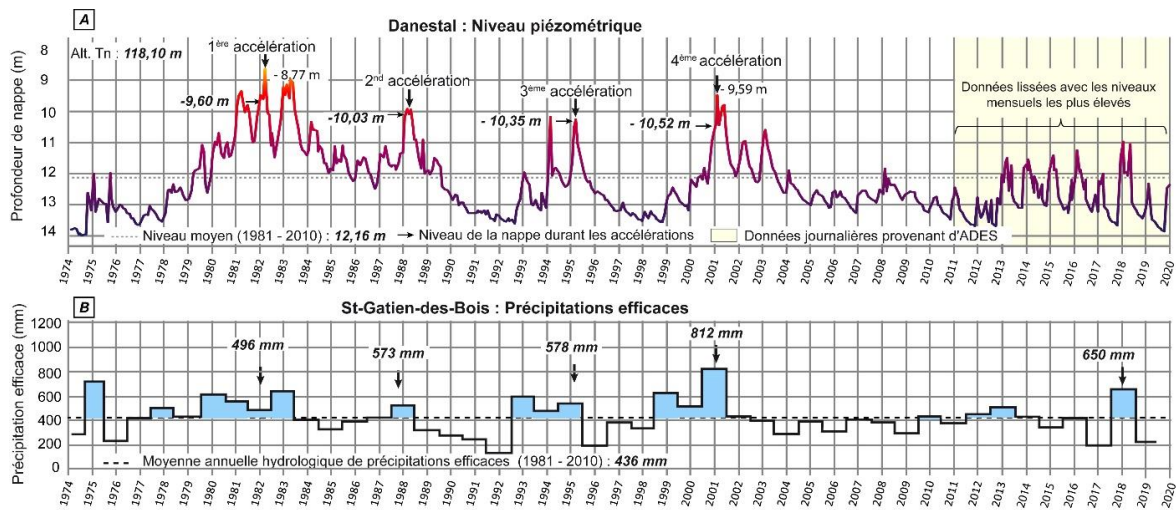


Figure 2.17 : Chronique des données piézométriques de la nappe de Danestal ; A) Chronique des altitudes relatives de la nappe de craie cénomaniennes de 1974 à 2020 (Maquaire, 1990, Lissak, 2012, Lissak *et al.*, 2014, Thirard *et al.*, 2020) ; B) Chronique des précipitations efficaces de la station de Saint-Gatien-des-Bois de 1974 à 2020

2.3.1.2. La nappe et/ou réservoir perchée du calcaire oxfordien

Concernant la ou les nappe(s) contenue(s) dans les calcaires de l'Oxfordien, aucune chronique n'existait sur le site des falaises des Vaches Noires au préalable de cette étude. Cette nappe est pourtant primordiale à quantifier étant donnée l'influence directe qu'elle possède sur les mouvements hydrogravitaires se produisant dans la corniche calcaire oxfordienne, mais également dans les formations oxfordiennes sous-jacentes.

Pour évaluer le comportement de la nappe, un carottage profond a été réalisé dans une parcelle du conservatoire du littoral, à proximité du site DYNALIT en juin 2018. L'objectif était d'implanter un piézomètre dans les formations calcaires oxfordiennes, tout en établissant un log géologique des formations extraites par le carottage (Pz6 - Fig. 2.18). Le piézomètre a été crépiné à environ 14 m de profondeur du TN et équipé d'un appareil type PARATRONIC acquérant de la donnée en

continu. Un second carottage a été réalisé à la fin novembre 2018, à une profondeur de plus de 20 m. L'objectif de ce carottage était d'implanter un piézomètre plus profondément que Pz6 afin de :

- Vérifier l'existence d'une nappe dans les formations marno-calcaires oxfordiennes ;
- obtenir des chroniques de variations de la nappe en continu. Le piézomètre a cependant cassé durant l'installation, aucune donnée n'étant ainsi disponible à ces profondeurs.

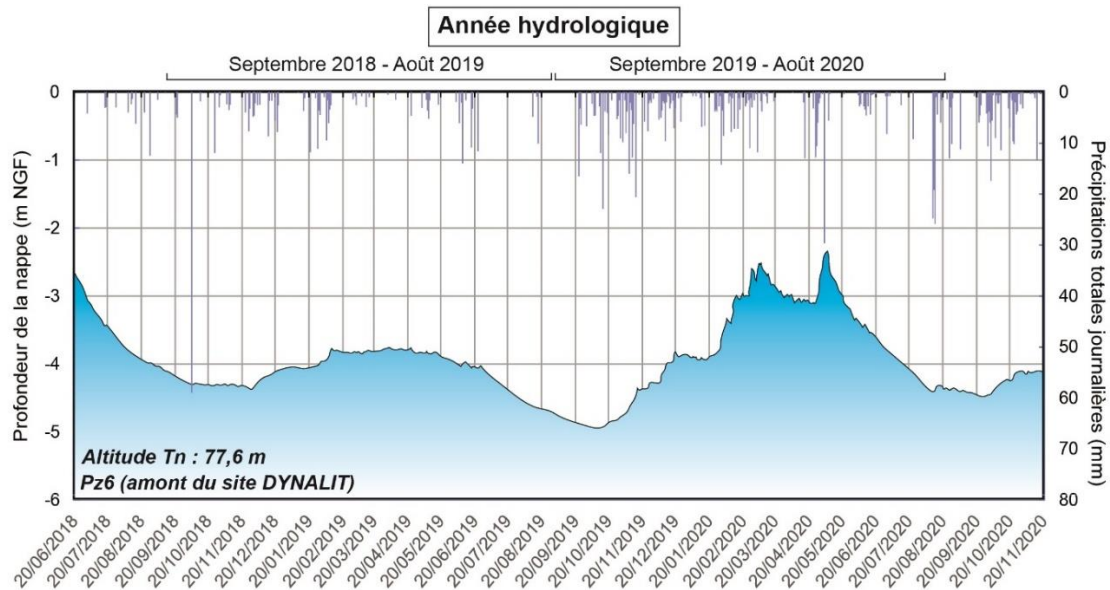


Figure 2.18 : Chronique des altitudes de la nappe de craie oxfordienne de juin 2018 à novembre 2020 (Pz6, en amont du site DYNALIT)

Les chroniques piézométriques du calcaire de l'Oxfordien sont récentes et ne permettent pas de dégager une tendance, sur le long terme, de son comportement hydrologique. Cependant, deux années hydrologiques complètes et totalement contrastées ont été suivies, permettant de dégager certaines informations sur le comportement de cet aquifère :

- Dans un premier temps, on constate que les périodes de basses eaux sont généralement observées entre les mois de septembre, octobre et parfois novembre, suite à la vidange estivale de la nappe. Les niveaux de hautes eaux s'observent globalement de mars à mai suite à la recharge hivernale de décembre à février. Le comportement de la nappe est semblable à l'activité globalement observée dans les aquifères calcaires/crayeux du Calvados (DREAL, 2015).
- Dans un deuxième temps, on relève que la réponse de la nappe aux précipitations est très rapide. On peut prendre le cas du 5 mai 2020 où il est tombé 29,8 mm de précipitations dans la journée, ce qui a instantanément élevé la nappe de 31 cm. Le lendemain, durant une journée accompagnée d'aucune précipitation, la nappe a baissé de 32 cm.

- Enfin, on constate que l'amplitude des hauteurs d'eau est variable. L'amplitude maximale a été mesurée durant la période de recharge 2019-2020 avec un battement de 2,5 m d'octobre 2019 à mai 2020, tandis que l'amplitude maximale de 2018-2019 a été inférieure à 1 m.

2.3.1.3. La ou les nappe(s) des formations superficielles de bas de versant

Concernant les formations superficielles, il n'existait également aucune donnée avant le commencement de ce travail de recherche. Afin d'évaluer la saturation en eaux des matériaux de bas de versant et de pouvoir les corrélérer aux périodes actives des coulées de boue, cinq carottages ont été effectués entre août 2016 et février 2017 avec pour double objectif de récupérer des carottages de sol, mais également d'implanter des piézomètres (Pz1 à Pz5) afin d'obtenir une meilleure représentativité de l'eau souterraine circulant dans les secteurs des badlands des falaises (Fig. 2.19).

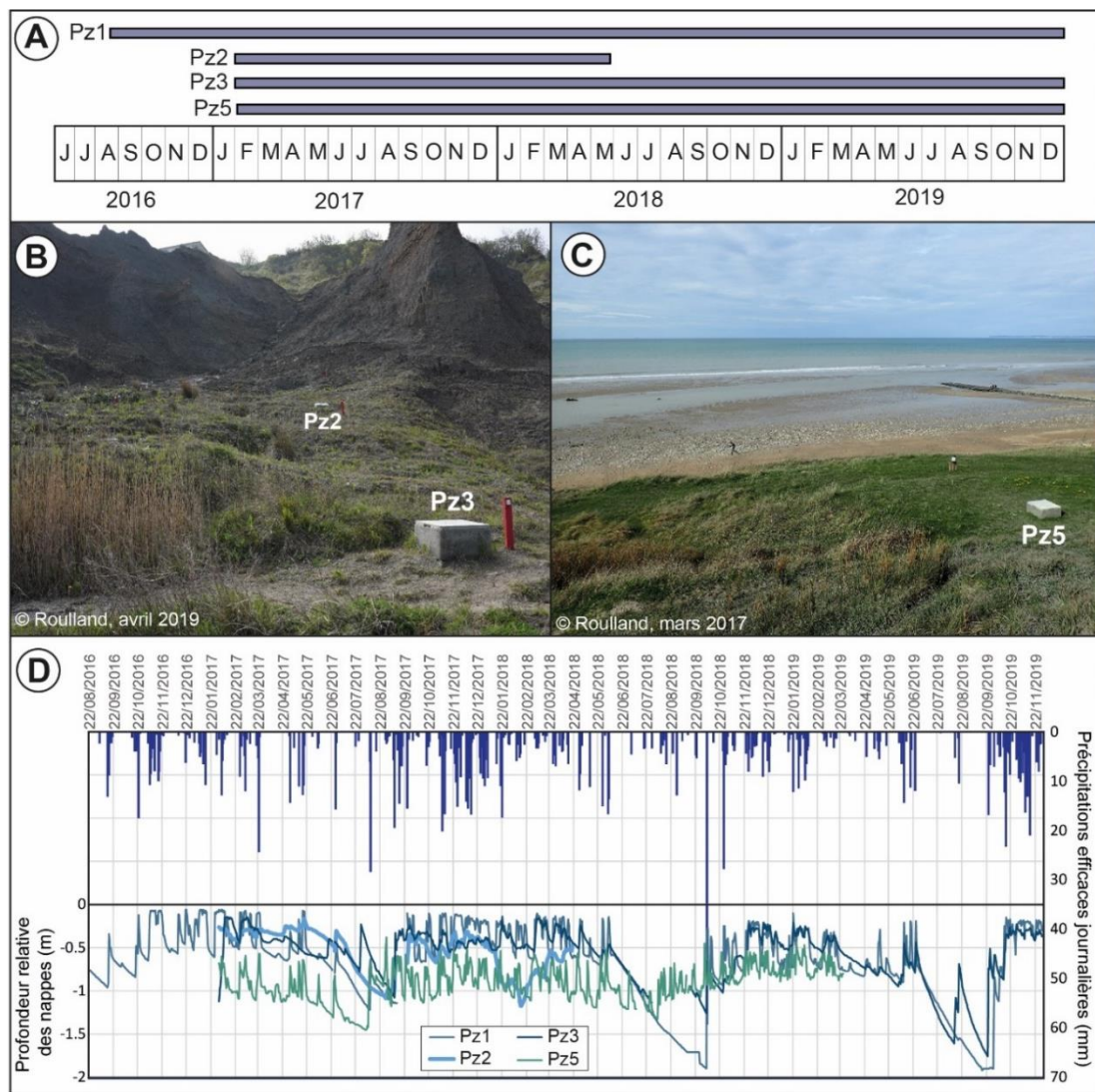


Figure 2.19 : Chronique des mesures piézométriques relevées dans les formations superficielles de bas de versant ; A) Frise récapitulative des périodes de mesures ; B) Illustration de l'emplacement des piézomètres Pz2 et Pz3 ; C) Illustration de l'emplacement du piézomètre Pz5 ; D) Chronique des altitudes relatives des nappes en lien avec les précipitations efficaces journalières

Parmi les cinq piézomètres, Pz4 a été complètement recouvert de boue et détruit quelques jours après la pose. Les chroniques de Pz2 ont été interrompues en janvier 2018, suite à la casse du piézomètre dû à un glissement superficiel. Enfin, Pz5 a été fixé sur un secteur relativement stable et enherbé, afin d'évaluer si l'eau souterraine de ce secteur possédait le même comportement que les autres nappes (Fig. 1.17-C). Les piézomètres ont été implantés à deux mètres de profondeur, puis crépinés à partir des premiers 40 cm.

Au regard des chroniques, on constate que le comportement des piézomètres Pz1, Pz2 et Pz3 est relativement similaire. La réponse aux précipitations est instantanée, puis la décharge directe et progressive durant une période moins pluvieuse (Fig. 2.20). En automne/hiver, les nappes sont généralement comprises entre - 0,50 m et le niveau du TN (saturation de l'ensemble des matériaux de bas de versant). À la fin du printemps puis en été, les nappes se déchargent progressivement pour atteindre des profondeurs de deux mètres en dessous du TN. Par conséquent, les matériaux marno-argileux de bas de versant sont quasi-totalement asséchés durant cette période.

Concernant Pz5, on observe également une réponse instantanée de l'élévation de la nappe en réponse aux précipitations. Bien que le comportement soit similaire à Pz1, la nappe est généralement plus en profondeur que sur les autres secteurs. De plus, l'amplitude altitudinale de la nappe entre la période hivernale et estivale est moins marquée que pour Pz1, Pz2 et Pz3 (amplitude max de Pz5 = 1,07 m).

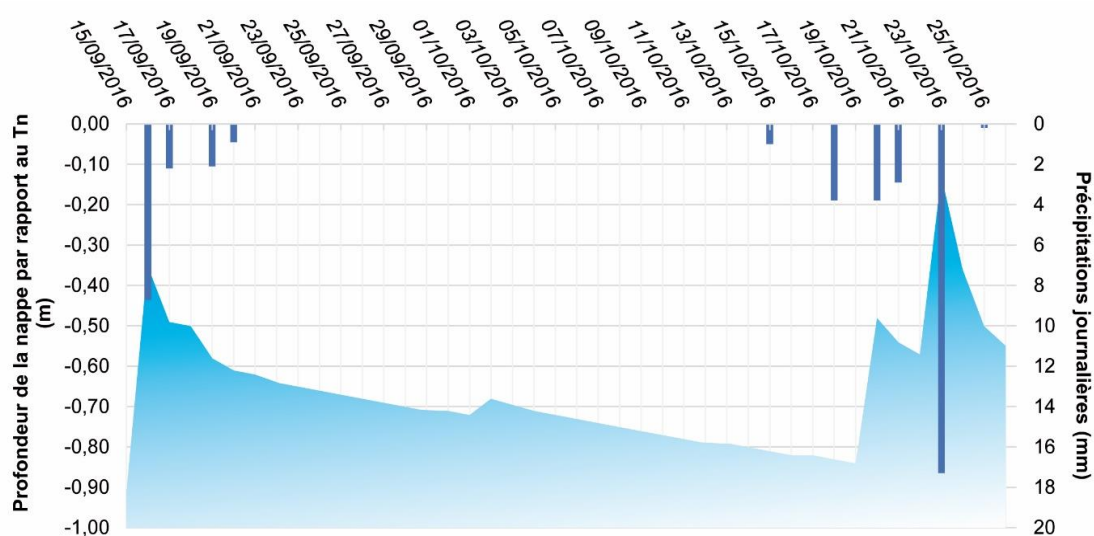


Figure 2.20 : Observation de la réactivité des nappes de bas de versant face aux précipitations (Pz1 - du 15 septembre 2016 au 26 octobre 2016)

2.3.2. L'hydrologie de surface

Les falaises des Vaches Noires sont encadrées entre deux grandes entités hydrologiques : la vallée de la Dives et la vallée de la Touques. Les cours d'eau se développant sur les bords de plateau sont drainés par ces grands systèmes hydrologiques. D'amont en aval des falaises, mais également d'est en ouest, un système hydrologique complexe se développe dans les formations crayo-sableuses cénomaniennes et les formations marno-calcaires oxfordiennes.

2.3.2.1. Du plateau au replat chahuté

Le plateau est entaillé par des valleuses perchées où coulent potentiellement des ruisseaux temporaires. Elles sont aujourd'hui asséchées, mais certaines conservent néanmoins, lors d'hivers humides, un écoulement sporadique réduit (Loisel, 1990).

L'origine de ces valleuses pourrait remonter aux périodes froides du Quaternaire (Würm) selon Loisel (1990) où le creusement aurait pu se faire « à la faveur d'accidents préexistants, de diaclases majeures [...] l'incision se perpétuant jusqu'à une époque récente, notamment durant les périodes où le ravinement dans les marnes oxfordiennes a été intense durant le dernier stade du Würm ». Elles constituent des impluviums qui réceptionnent les eaux de pluie et acheminent ces dernières en direction du replat et des versants marneux (Fig. 2.21-A).

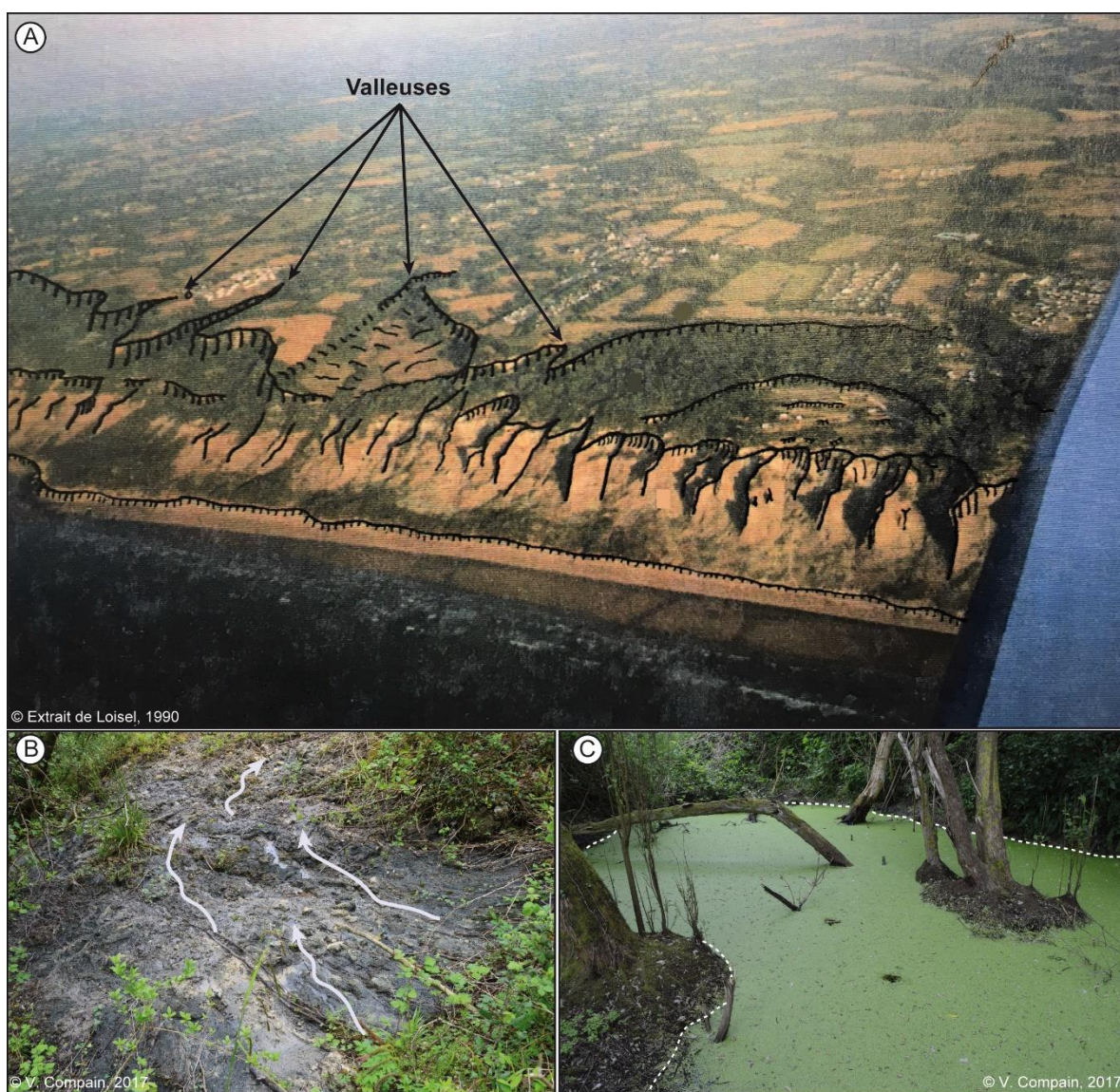


Figure 2.21 : Illustration de l'hydrologie de surface ; A) Vallées disséquant le plateau des falaises (Loisel, 1990) ; B) Écoulement par saturation des matériaux dans le replat humide (Compain, 2017) ; C) Zone humide remplie de glauconie dans le replat (Compain, 2017)

Sur le replat chahuté par l'héritage des anciens glissements de terrain, au contact des sables glauconieux imperméables, l'eau souterraine suintant des parois de la craie cénomaniennne humidifie constamment le replat qui est souvent saturé en eau. Selon la présence ou non de la végétation, la disposition morphologique des anciens panneaux de craie, l'eau a un chemin préférentiel plus ou moins influent sur le déclenchement de glissements superficiels et de processus de solifluxion et/ou de coulée glauconieuse (Fig. 2.21-B). De nombreuses mares et zones humides où se développe une importante végétation hygrophile dans l'eau stagnante ont par ailleurs été observées, témoignant de la présence des sources et exutoires humidifiant constamment ce secteur des falaises (Fig. 2.21 C).

2.3.2.2. Dans les versants de badlands jurassiques

Les badlands, façonnés dans les formations du Jurassique, résultent de l'érosion linéaire dont l'efficacité maximale remonte probablement au cours des dernières périodes froides du Quaternaire (Tardiglaciaire et Holocène, (Elhai, 1963).

À l'heure actuelle, l'hydrologie de surface se matérialise sous diverses formes de ruissellement (Fig. 2.22) plus ou moins concentré dépendant d'une multitude de facteurs : **la fréquence et l'intensité des précipitations, le degré de saturation des matériaux marno-calcaires** ou encore **le degré de pente des versants**.

Cette hydrologie de surface se caractérise par des écoulements intermittents en réponse directe aux précipitations. Selon la saturation en eau des matériaux, un écoulement hortonien (*i.e.* mécanisme apparaissant lorsque l'intensité de pluie excède la capacité d'infiltration du sol) se développe.

Le réseau hydrographique est relativement dense sur l'intégralité des falaises (Fig. 2.22). L'écoulement est principalement concentré dans les ravines (Fig. 2.22-A et B), mais également visible sur les flancs de crête sous forme de ruissellement diffus et/ou concentré (Fig. 2.22-C) où les degrés de pente sont les plus importants.

Lorsque la zone d'épandage est atteinte, le ruissellement peut être concentré (Fig. 2.22-D), ou encore diffus et former des zones humides turbides (Fig. 2.22-E) selon l'énergie du ruissellement mais également le degré de pente plus ou moins important. Durant les périodes d'automne/hiver, il est fréquent d'observer le ruissellement atteindre le haut de plage pour certains secteurs des falaises (Fig. 2.22-F).

Étant donné que la morphologie est constamment remodelée dans les secteurs de badlands, les chemins préférentiels d'écoulement de l'eau sont perpétuellement modifiés suivant le chemin de plus grande pente. À l'approche de l'escarpement basal, le ruissellement concentré se dirigeant dans les zones de fissuration fragilise le pied de falaise et participe à déstabiliser ce dernier, conjointement aux effets de l'érosion marine par la houle.



Figure 2.22 : Illustration des différentes formes de ruissellement observables dans les badlands des Vaches Noires ; A) Ruissellement turbide digité dans une ravine (photo : Lolli, mars 2018) ; B) Ruissellement turbide concentré dans une ravine ; C) Ravinement latéral des flancs de crête ; D) Ruissellement turbide concentré dans la zone d'épandage ; E) Zone humide formée par dispersion des écoulements concentrés dans la zone d'épandage ; F) Ruissellement turbide ayant atteint le haut de plage

2.4. Contexte marin

L'hydrodynamique marine est l'un des facteurs essentiels à prendre en compte pour la compréhension de la dynamique des falaises des Vaches Noires. **Les agents marins (marées, vagues, courants littoraux)** vont avoir pour double effet d'éroder le pied de falaise, généralement lors de conditions météorologiques tempétueuse conjuguées à des périodes de vive-eau, mais également de déblayer les débris et matériaux superficiels issus de cette érosion, rendant impossible la stabilisation du versant côtier.

En ce sens, les agents marins entretiennent une boucle de rétroaction positive du fait de leurs actions qui vont continuellement déstabiliser l'ensemble du versant côtier. En supposant qu'aucune intervention marine n'intervienne sur le pied de falaise, le versant pourrait progressivement se stabiliser par accumulation successive de matériaux en partie basale, diminution du degré de pente et réduction des mécanismes de rupture par régression des forces mécaniques appliquées sur celui-ci (contrainte normale, contrainte de cisaillement). Le versant acquiert ainsi un profil d'équilibre par formation d'une butée stabilisatrice de pied de falaise, comme cela a pu être évoqué pour d'autres versants côtiers du Pays d'Auge (Maquaire, 1990 ; Lissak, 2013).

2.4.1. La baie de Seine : un secteur maritime en position d'abri en Manche centrale

La Manche est une mer épicontinentale située entre la Mer Celtique et la Mer du Nord, séparant la France et le Royaume-Uni (Fig. 2.23). Traditionnellement découpée en trois secteurs, elle s'étend sur une superficie d'environ 75 000 km² selon un axe sud-ouest/nord-est d'une longueur avoisinant les 550 km pour 200 km de large à son entrée occidentale et 32 km à sa terminaison orientale. Sa profondeur maximale avoisine les 170 m pour une valeur moyenne autour de 50 m.

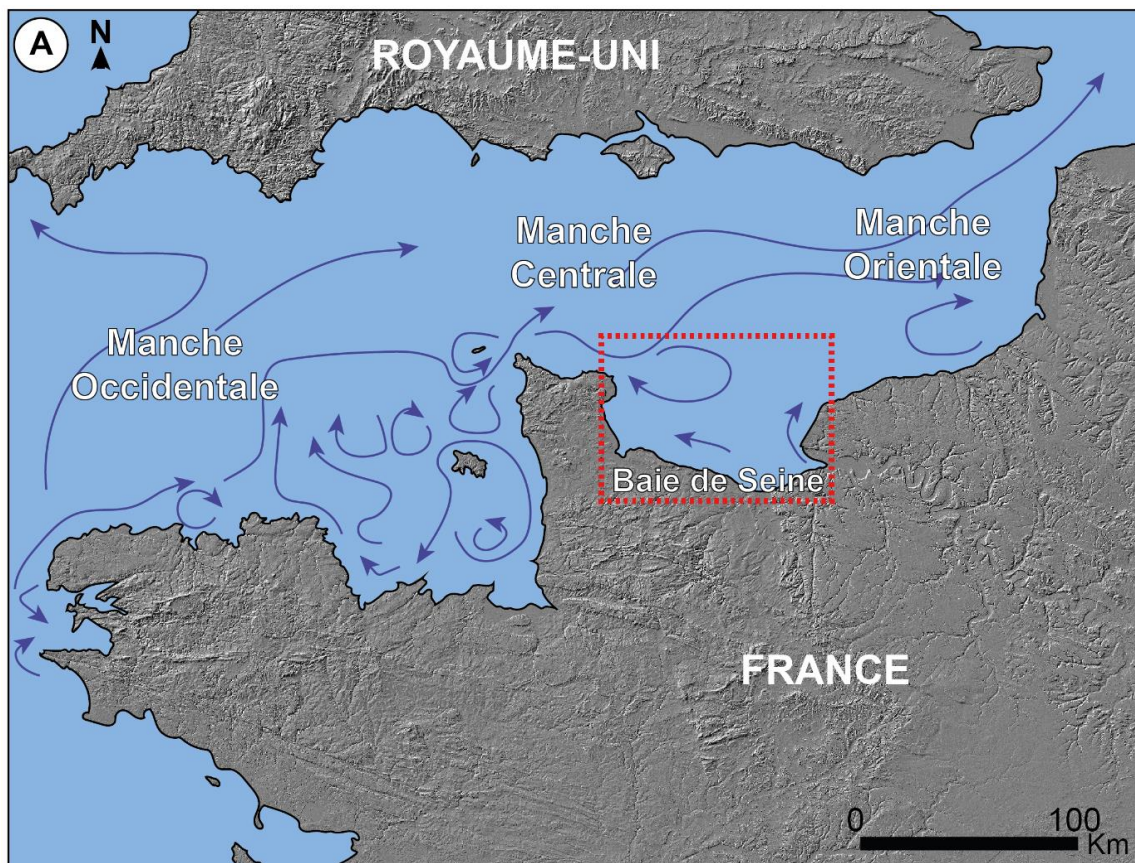


Figure 2.23 : Localisation de la mer Manche et de la baie de Seine et circulation océanique associée (Modifiée de Maquaire et al., 2020, in CEREMA)

Cet environnement est caractérisé par une forte variabilité spatiale des composantes hydrodynamiques dont, à moyenne échelle, les courants sont essentiellement des courants de marée

(Salomon et Breton, 1991 ; Guillou, 2007). Les principaux courants s'orientent vers l'est en période de flot, puis vers l'ouest durant le jusant. On y observe la présence du célèbre courant « Raz Blanchard », considéré comme un des plus puissants d'Europe, localisé à proximité du cap de la Hague. Dans cet ensemble, les falaises des Vaches Noires sont localisées en Manche Centrale dans la baie de Seine qui s'étend de la côte nord-est du Cotentin (pointe de Barfleur) au nord-ouest du Havre (Cap d'Antifer). Les principaux vents dominants de flux d'ouest sont moins efficaces dans ce site par protection de la presqu'île du Cotentin.

2.4.2. La marée et les niveaux d'eaux

La manche est soumise à un régime de marée macro à méga-tidal de type semi diurne. L'onde de marée provient de l'Atlantique et se propage d'ouest en est au flot. L'amplitude de marée, mesurée à l'aide de deux marégraphes proches des falaises des Vaches Noires (Ouireham et le Havre, Fig. 2.24), est de 6,7 m NGF en période de vive-eau (différence entre « niveau des pleines mers de vives-eaux et niveau des basses mers de vives-eaux »), puis de 3,7 m NGF en morte-eau (différence entre « niveau des pleines mers de mortes-eaux et niveau des basses mers de mortes-eaux ») - (SHOM, 2019).

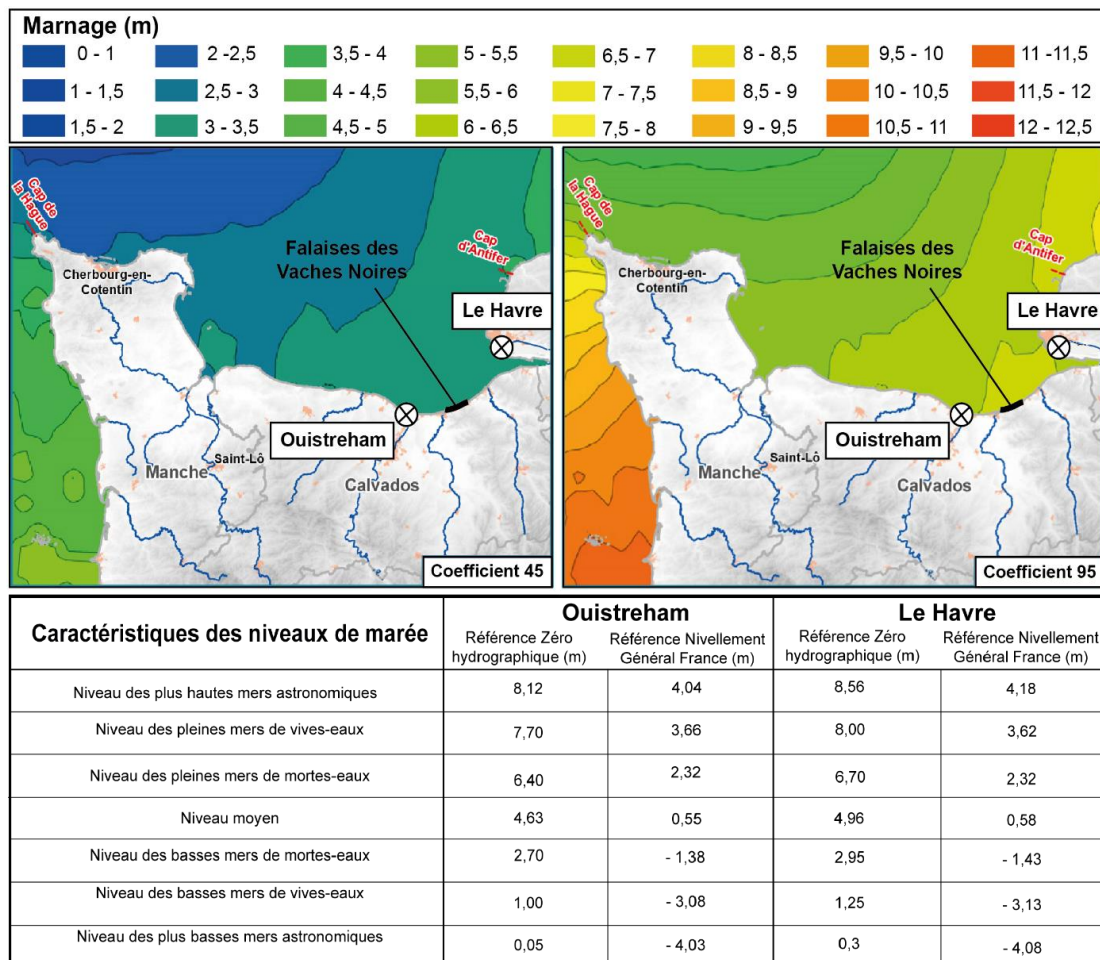


Figure 2.24 : Cartographie des amplitudes de marée pour des coefficients de marée de morte-eau (45) et de vive-eau (95) accompagnée des valeurs de marée pour deux marégraphes proches des falaises des Vaches Noires (sources : SHOM, RAM, 2019)

Par analyse des modèles numériques de terrain réalisés dans le cadre de ce travail de thèse, les altitudes observées pour le pied de falaise aux Vaches Noires sont comprises entre 2 et 4 m NGF. En observant les niveaux d'eau obtenus par les marégraphes situés à Ouistreham et au Havre, on peut considérer que les périodes d'érosion marine du pied de falaise interviennent principalement durant les périodes de pleines mers de vives-eaux (valeurs de 3,66 m NGF pour Ouistreham et 3,62 m NGF pour Le Havre). Dans une ancienne étude, Moysan (1996) considère qu'un coefficient minimum de 90 est nécessaire pour que les vagues soient en butée du pied de falaise. En tenant compte des altitudes observées par les MNT, des observations photographiques, de la surveillance du site durant les cinq années d'étude puis des niveaux de mer observés sur le marégraphe de Ouistreham (Fig. 2.25), le choix a été fait de prendre en compte un coefficient de marée \geq à 95 (correspondant à la pleine mer de vive-eau), avec des vents supérieurs à 20 m/s de direction nord-ouest à nord-est pour que les secteurs les plus consolidés du pied de falaise puissent subir une érosion significative.

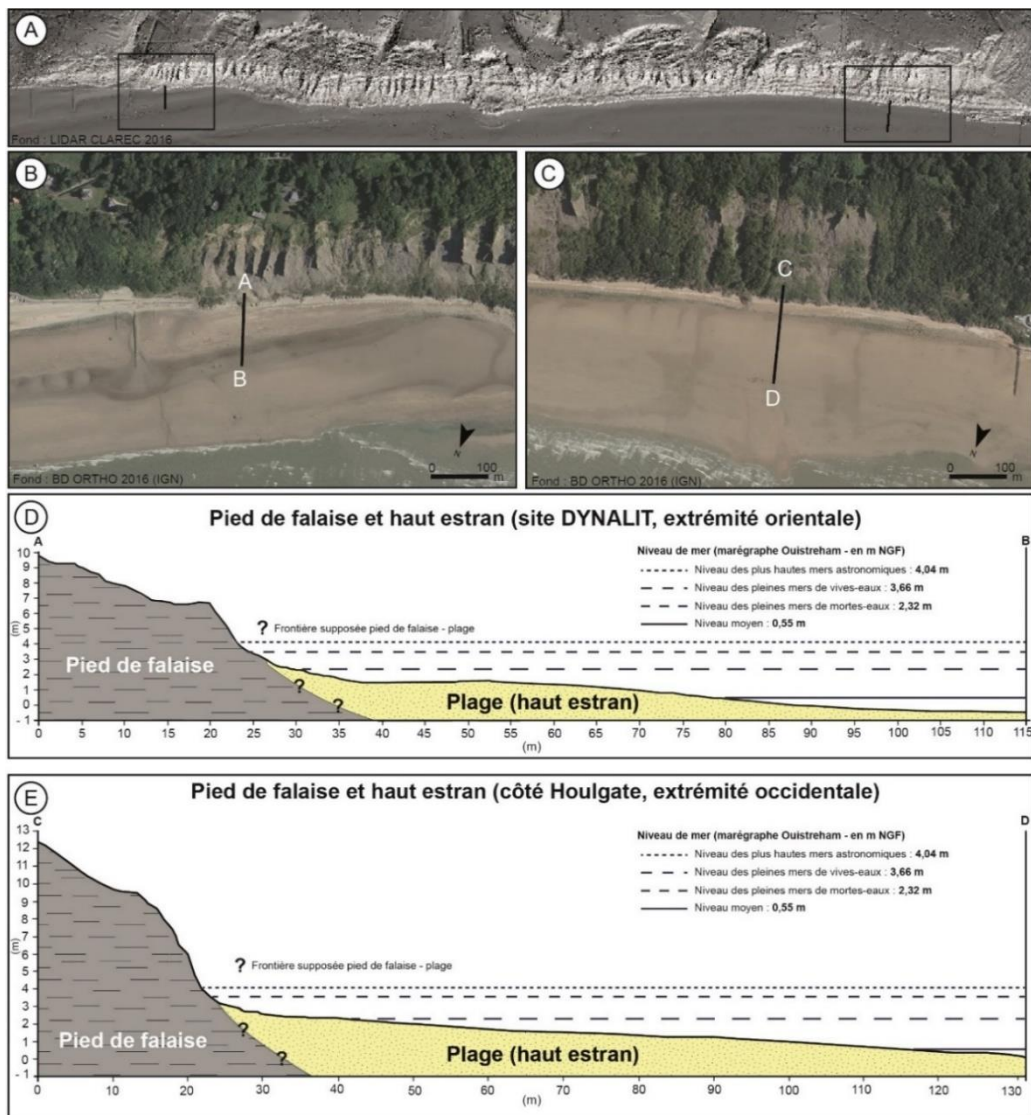


Figure 2.25 : Profils topographiques du pied des falaises des Vaches Noires avec les niveaux de mer observés au marégraphe de Ouistreham ; A) Localisation des profils topographiques ; B) Localisation du profil topographique en partie orientale (Villers-sur-Mer/ Auberville) ; C) Localisation du profil topographique en partie occidentale (Houlgate) ; D) Profil topographique du secteur oriental ; E) Profil topographique du secteur occidental

Ces valeurs de marée correspondent à des valeurs théoriques qui ne prennent pas en compte les **niveaux de surcotes et décotes météorologiques**. Les **surcotes de pleine mer** sont le résultat de la différence entre les observations du niveau de la mer avec les hauteurs prédites au même temps (*i.e.* marée astronomique). Ces surcotes sont utilisées pour évaluer des niveaux d’eaux extrêmes. Les trois principaux paramètres qui vont jouer dessus sont principalement d’ordres météorologiques : la houle et les vagues, le frottement du vent à la surface de l’eau mais également les variations de la pression atmosphérique (*e.g.* on considère qu’une diminution de la pression atmosphérique d’un hPa équivaut à une élévation d’un centimètre de la colonne d’eau).

Proche des falaises des Vaches Noires, le seul marégraphe ayant permis d’obtenir des statistiques de niveaux d’eaux extrêmes et des périodes de retour des phénomènes de surcotes provient de la station du Havre (les chroniques du marégraphe de Ouistreham débutant en septembre 2016 sont encore trop récentes pour avoir de réelles interprétations statistiques des périodes de retour). Les estimations statistiques des valeurs extrêmes de niveau de pleine mer pour le port du Havre proviennent de plusieurs travaux : 1) une étude du CETMEF (2013 - Tab. 2.1) portant sur l’analyse des valeurs extrêmes de surcote de pleine mer (en m) sur la base de deux traitements statistiques : un ajustement d’une loi exponentielle et une distribution généralisée de Pareto (GPD), 2) deux études (SHOM et CETMEF, 2012 ; Kergadallan, 2015) portant sur l’estimation statistique des valeurs extrêmes du niveau de pleine mer (en m NGF)

Concernant l’étude du CETMEF (2013), les valeurs extrêmes de surcote de pleine mer montrent des résultats globalement concordants entre les deux modèles pour les périodes de retour de 10 ans (1,03 et 1,04 m) et de 20 ans (1,15 et 1,2 m). Cependant, les écarts de valeurs deviennent plus importants pour la période de retour 50 ans (1,3 contre 1,47 m) et surtout 100 ans (1,42 contre 1,72 m). Cet écart s’explique du fait que la qualité de l’extrapolation de la donnée est tributaire de la durée de mesures des valeurs de niveaux d’eaux (*e.g.* pour 10 ans de mesure, il est conseillé de se limiter aux estimations de période de retour de 20 à 50 ans). Plus l’on s’éloigne des chroniques, plus les marges d’erreurs seront importantes.

Tableau 2.1 : Estimations statistiques des valeurs extrêmes de surcote de pleine mer (en m) par ajustement d’une loi exponentielle et d’une distribution généralisée de Pareto GPD (CETMEF, 2013)

Loi statistique	Exponentielle				GPD			
	10 ans	20 ans	50 ans	100 ans	10 ans	20 ans	50 ans	100 ans
Période de retour - Le Havre								
Estimations statistiques	1,03	1,15	1,3	1,42	1,04	1,2	1,47	1,72
Intervalle de confiance à 70 %	[0,96 - 1,10]	[1,06 - 1,23]	[1,19 - 1,41]	[1,29 - 1,55]	[0,94 - 1,13]	[1,05 - 1,36]	[1,18 - 1,76]	[1,27 - 2,16]

Concernant les valeurs de niveaux d'eaux extrêmes au port du Havre, la méthode utilisée par le SHOM/CETMEF repose sur la convolution⁶ des surcotes météorologiques avec les niveaux de marée. Les valeurs de niveaux extrêmes obtenues par Kergadallan (2015) sont toujours au-dessus de valeurs estimées par le SHOM/CETMEF, comprises entre 4,53 et 4,61 m NGF pour la période de retour 10 ans, puis entre 4,81 et 5,07 m NGF pour la période de retour 100 ans.

Tableau 2.2 : Estimations statistiques des valeurs extrêmes de niveau de pleine mer (en m NGF) pour le port du Havre tirées de l'étude du SHOM et CETMEF (2012), puis du travail de recherche de Kergadallan (2015)

Période de retour - Le Havre	10 ans	20 ans	50 ans	100 ans
SHOM et CETMEF, 2012	4,53	4,61	4,72	4,81
Kergadallan, 2015 <i>Les valeurs entre crochets correspondent à l'intervalle de confiance à 70%</i>	4,61 [4,59 - 4,64]	4,74 [4,71 - 4,78]	4,93 [4,86 - 4,99]	5,07 [4,98 - 5,16]

2.4.3. Les houles et vagues

Du fait de sa position encastrée entre le Cotentin et le Pays de Caux, la baie de Seine est protégée des houles océaniques du large provenant de l'ouest. Cependant, la baie est soumise aux courtes houles générées par les vents locaux qui soufflent principalement dans les secteurs nord-ouest et nord-est (Larsonneur, 1974).

La hauteur moyenne de la mer est souvent homogène et comprise entre 1 et 1,20 m, pour une période de houle de 5 à 7 secondes (Le Cam et Baraer, 2012). Conformément aux données de vent, les houles significatives les plus fréquentes et les plus intenses surviennent durant la période d'octobre à mars lorsque les vents s'intensifient (Letortu, 2013).

Pour obtenir une vue synoptique de la direction et des forces des houles significatives ($H_{1/3}$ ⁷ et H_{m0} ⁸) en baie de Seine, plusieurs chroniques de mesures modélisées et observées ont été récoltées, puis synthétisées cartographiquement à l'aide de rose des houles (Fig. 2.26). Ces données comprennent :

⁶ Cette méthode repose sur le calcul de la probabilité d'atteindre un niveau d'eau donné, en sommant les probabilités d'occurrence de l'ensemble des couples surcote et marée permettant d'atteindre ce niveau.

⁷ Hauteur significative calculée par la moyenne du tiers supérieur des hauteurs de vagues observées *in situ* sur une durée de 30 min.

⁸ Hauteur significative calculée à partir du moment d'ordre zéro de la densité spectrale.

- Des valeurs de houles reprises de l'atlas du ROL Normandie comprenant les analyses statistiques obtenues dans le cadre de l'élaboration des catalogues sédimentologiques (EDF, 1986) pour Barfleur (nord-est du Cotentin) et le Havre (estuaire de la Seine) ;
- Des valeurs modélisées obtenues à partir de la base de données ANEMOC⁹ pour un point situé à 4 km au large de Courseulles-sur-Mer (Coast-3482), mais également un point situé à 26 km des falaises des Vaches Noires (Coast-3710) ;
- Des valeurs observées obtenues à partir de la base de données CANDHIS¹⁰. Les bouées, situées au large du Havre, comprennent « le Havre - Metzinger » pour lesquelles les chroniques sont inscrites dans la période du 24 février 2011 au 17 juin 2013 (comprenant les valeurs directionnelles de houle), mais également « le Havre - LHA » dont les chroniques plus longues sont comprises entre le 1 janvier 1997 et le 28 septembre 2008, mais pour lesquelles aucune indication de direction n'est fournie ;
- Des valeurs obtenues localement à proximité des falaises des Vaches Noires, sur la côte de Villers-sur-Mer, pour une période comprise entre le 15 mai 2003 et le 10 mai 2006 (GRESARC, 2007).

Les roses de houles obtenues pour chacun de ces points confirment l'activité générale des houles en baie de Seine décrite précédemment. Concernant les roses de Barfleur et le Havre (analyses statistiques EDF, 1986), la majorité des houles proviennent de direction ouest à nord-ouest. Pour Barfleur, les houles de provenance nord-ouest sont les plus importantes, représentant près de 40 % de l'ensemble des valeurs directionnelles. Environ 15 % de houle sur ce secteur proviennent de direction nord-est.

Concernant les données modélisées à proximité de Courseulles-sur-Mer et des falaises des Vaches Noires, les directions de houles sont principalement concentrées dans un quadrant nord-nord-ouest à nord-ouest, avec toutefois une part non-négligeable d'houle provenant du quadrant nord à nord-est pour Courseulles-sur-Mer. Les directions de ces houles présentent de fortes similarités avec les données de Barfleur où l'on observe près de 40 % de houle provenant du nord-ouest et plus de 20 % de houle nord-nord-est. Pour le quadrant nord-ouest, les hauteurs significatives comprises entre [0 - 0,5 m] constituent 30 % des houles et celles comprises entre [0,5 - 1,5 m] près de 10 %. Les houles de plus grande ampleur comprises entre [1,5 - 2,5 m] représentent seulement 2 % de l'ensemble des valeurs.

⁹ La base de données ANEMOC (Atlas Numérique d'États de Mer Océaniques et Côtiers) a été construite à partir de simulations rétrospectives sur une période de 23 ans et 8 mois (01/01/1979 au 31/08/2002) pour la façade Atlantique, la Manche et la Mer du Nord.

¹⁰ Les données observées CANDHIS (Centre d'Archivage National de Données de Houle in-Situ) comprennent des informations de houle portant sur : 1) les données temps réel au jour et le jour et heure par heure, 2) des graphes mensuels des hauteurs des vagues, 3) des données statistiques (histogrammes et corrélogrammes)

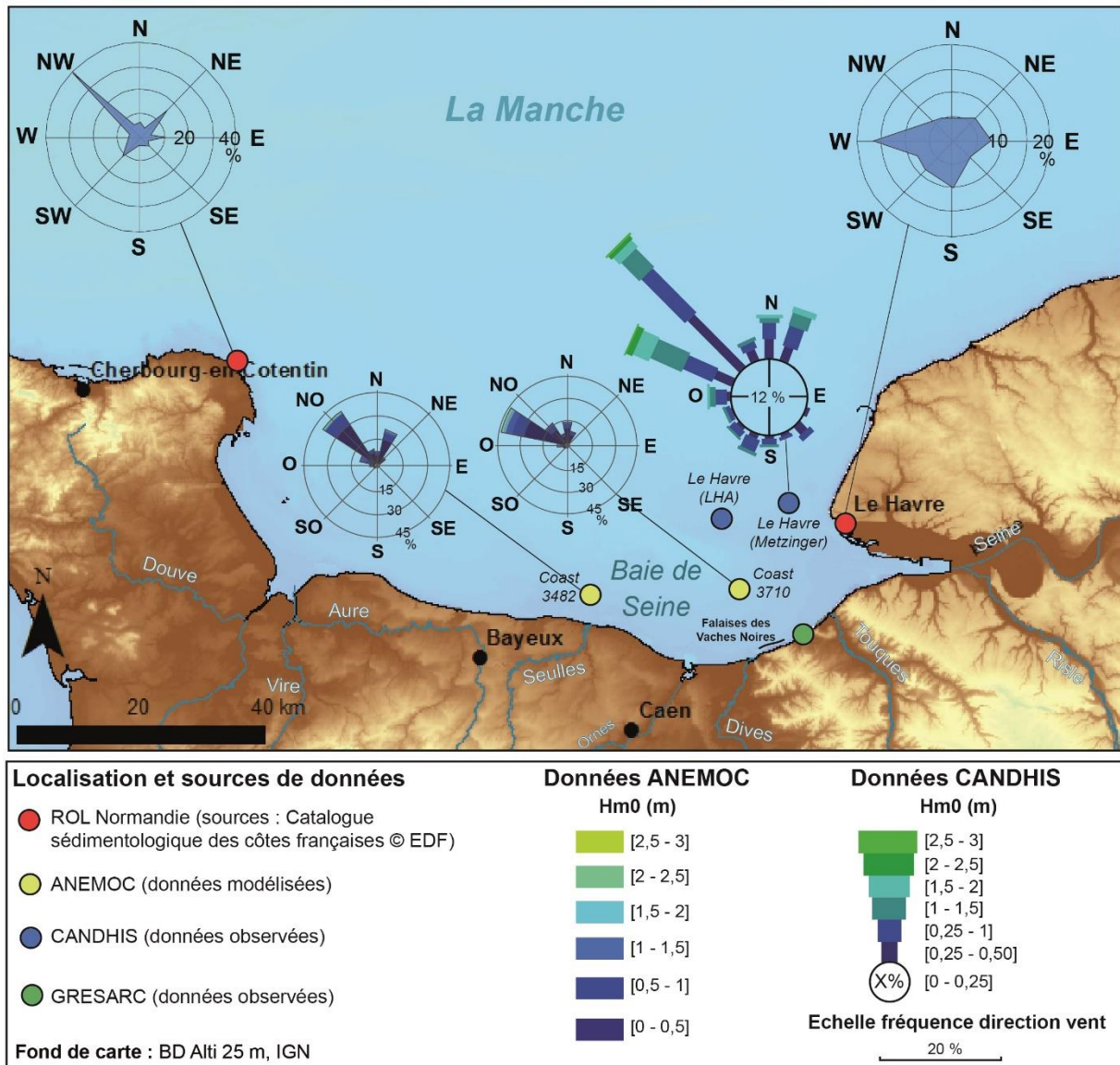


Figure 2.26 : Carte synoptique des directions et forces de houle basée sur les modèles ANEMOC et les observations directes CANDHIS en baie de Seine

Au large des falaises des Vaches Noires, la provenance des houles est principalement concentrée en direction ouest-nord-ouest (représentant 45 % de l'ensemble des valeurs). Les hauteurs significatives sont quasiment semblables à celles de Courseulles-sur-Mer avec environ 30 % des houles comprises entre [0 - 0,5 m], 12 % des houles comprises entre [0,5 à 1,5 m] puis 3 % comprises entre [1,5 et 2,5 m].

Un constat similaire est dressé pour la rose des vents obtenue à partir des données observées de la bouée du Havre (Metzinger) durant une période de 2 ans, 3 mois et 21 jours. Les houles proviennent principalement de quadrant nord-nord-ouest à nord-ouest (représentant plus de 45 % de l'ensemble des valeurs directionnelles), et moins fréquemment de quadrant nord à nord-nord-est (environ 16 %).

Au regard des histogrammes réalisés au Havre (Metzinger et LHA, période de 11 ans, 8 mois et 27 jours), les hauteurs de houles significatives (toutes directions confondues) présentent de fortes similarités, et ce malgré la durée non-similaire de prise de données des deux bouées (Fig. 2.27). En se concentrant sur les statistiques globales (H1/3d - global), les houles comprises entre [0 - 0,5 m] représentent 45 à 50 % de la totalité des houles aux deux stations, tandis que les houles comprises entre [0,5 et 1,5 m] en constituent environ entre 40 et 45 %. Les houles de hauteur supérieures à 1,5 m sont de fait plus rares, représentant 9 à 10 % de la totalité des valeurs.

Le caractère saisonnier d'intensité des houles est par ailleurs bien mis en avant (H1/3d - semestre hivernal et semestre estival). Durant la période hivernale où les houles de plus fortes intensités se produisent, celles entre [0 - 0,5 m] représentent 37 à 39 % contre 54 à 63 % pour la période estivale, celles comprises entre [0,5 - 1 m] représentent 29 à 32 % en hiver contre 24 et 32 % en été, puis celles comprises entre [1 - 1,5] représentent 17 à 18 % en hiver contre 9 à 11 % en été. Pour les houles supérieures à 1,5 m, les valeurs sont comprises entre 9 et 10 % en hiver contre 3 à 4 % pour l'été.

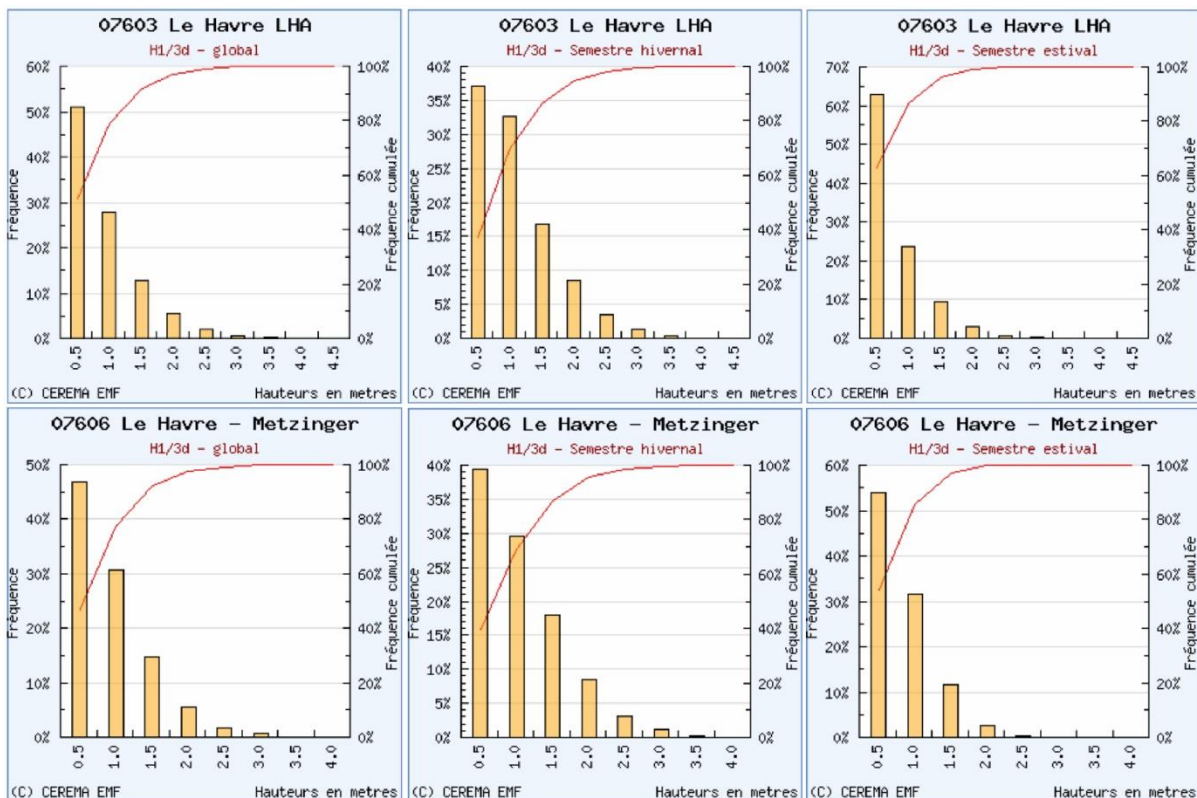


Figure 2.27 : Histogramme des houles significatives globales, hivernales et estivales pour la bouée du Havre LHA et du Havre Metzinger (Les intervalles sont à lire : "Borne inférieure incluse - borne supérieure exclue" (ex : 0.5 -> [0 - 0.5])

La campagne effectuée par l'étude du GRESARC (2007) à proximité de Villers-sur-Mer durant une période de 2 ans, 11 mois et 26 jours permet également d'obtenir des données observées pour des houles proches du rivage des falaises des Vaches Noires (Fig. 2.28).

La rose des houles confirme les statistiques générales obtenues pour les autres stations plus au large. Pour cette côte orientée sud-ouest/nord-est, la majorité des houles provienne des quadrants nord-ouest (47,3 %) à nord-nord-ouest (33,6%).

Pour les houles de nord-ouest, les hauteurs significatives comprises entre [0,1 - 0,5 m] représentent 31,6 % contre 13,8 % comprises entre [0,5 - 3,2 m]. Concernant celles provenant de nord-nord-ouest, 25,8 % constituent les houles de hauteur [0,1 - 0,5 m] contre 7,8 % pour celles comprises entre [0,5 - 3,2 m]. La hauteur significative maximale mesurée sur 34 505 observations entre le 18 avril 2003 et le 10 mai 2006 est de 3,2 m. À noter que pour ce site, les directions de houle nord-est visibles pour d'autres stations de mesure sont ici sous-représentées (0,7 % pour les houles provenant du nord-nord-est et 0,1 % pour celles de nord-est).

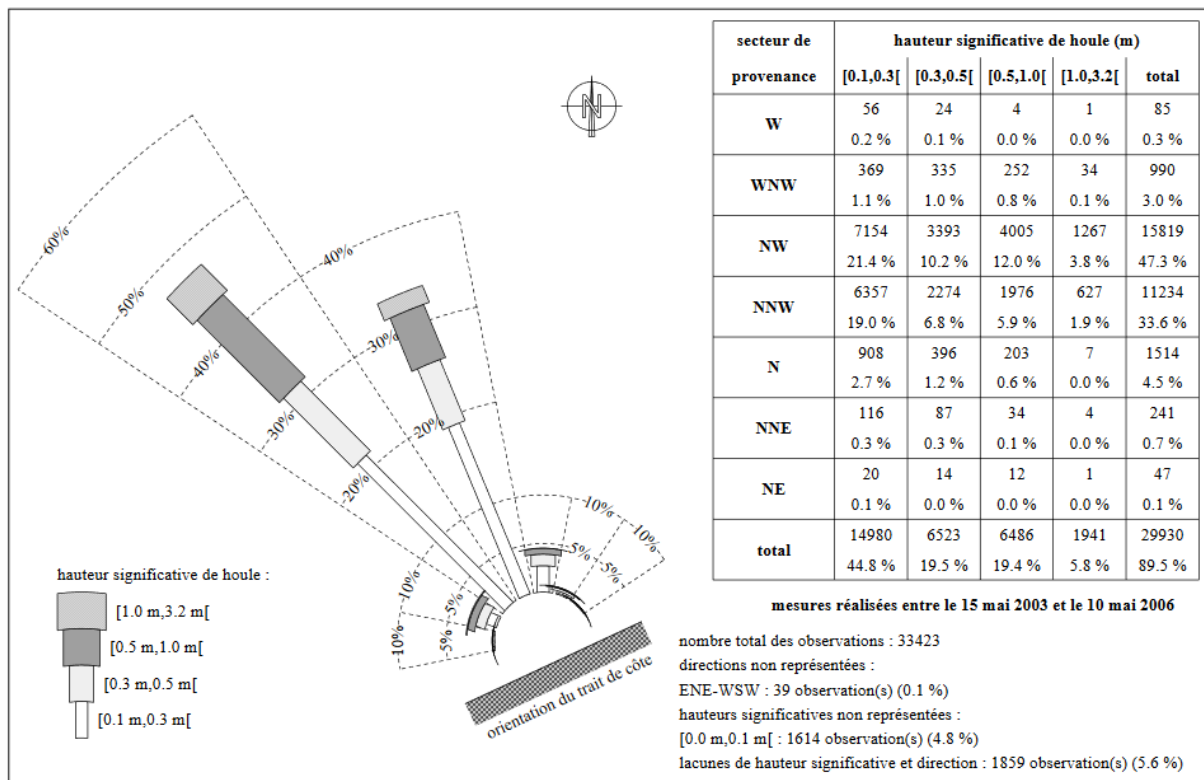


Figure 2.28 : Rose des houles à Villers-sur-Mer entre le 15 mai 2003 et le 10 mai 2006 (GRESARC, 2007)

2.4.4. La dérive littorale et le transfert sédimentaire des matériaux fins

L'orientation des plans de houle ainsi que la dérive littorale jouent un rôle important sur les processus d'ablation et d'accumulation des zones côtières. Les courants de dérive littorale ont pour action le transport des sédiments arrachés au pied de falaise. Ils contribuent indirectement à la déstabilisation de l'ensemble du versant côtier par retrait progressif des matériaux protégeant de l'assaut de la mer en partie basale.

Le secteur des Vaches Noires, en cours d'érosion, est soumis à une dérive littorale orientée ouest/nord-ouest qui va favoriser le transport des sédiments fins vers l'estuaire de la seine (Levoy

et Larsonneur, 1995). À marée haute en période de marée de vive-eau, des panaches turbides résultants de l'érosion des sédiments fins du pied de falaise sont visibles (Fig. 2.29). Une partie de ces sédiments se dirigeront vers « le bouchon vaseux » de l'estuaire de la Seine localisé entre Honfleur et Tancarville.

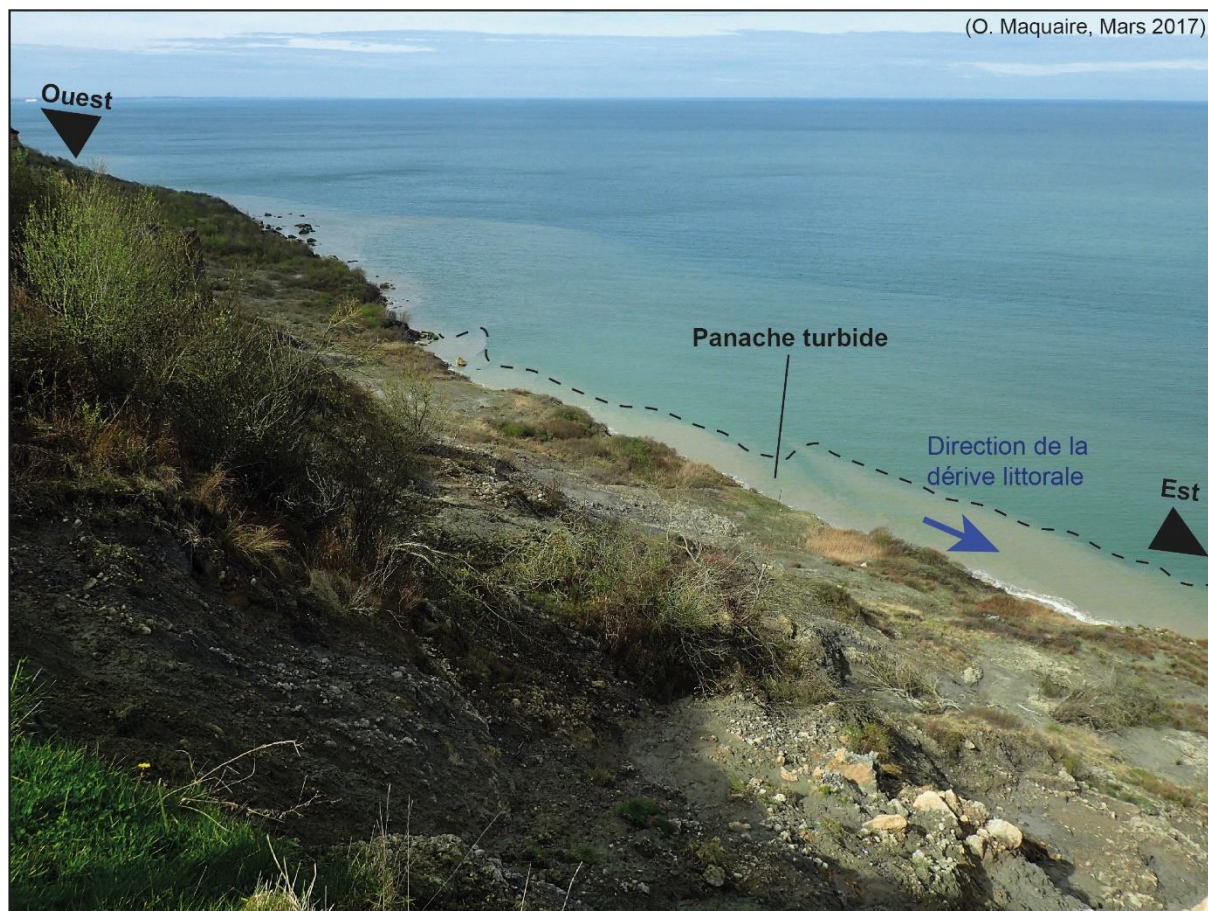


Figure 2.29 : Illustration d'un panache turbide provenant des matériaux fins arrachés au pied de falaise (photo : Maquaire, mars 2017)

Conclusion du chapitre 2

Un grand nombre d'agents subaériens (pluie, température, vent, hydrologie souterraine et hydrologie de surface) et marins (marée, houle, courants associés) agissent sur la dynamique côtière des falaises des Vaches Noires à des échelles spatiales et temporelles variées.

La Normandie bénéficie d'un climat de type tempéré océanique où l'on observe globalement des hivers humides, frais et venteux, tandis que les étés sont plutôt doux et moins perturbés avec une fréquence de temps calme clair plus élevée, bien que d'intenses orages puissent provoquer des phénomènes d'inondations et/ou d'érosion massives.

S'agissant des agents subaériens, les falaises des Vaches Noires présentent une grande sensibilité aux précipitations, mais également aux variations des températures : 1°) dans le premier cas, la

durée, fréquence et intensité des pluies jouent un rôle important dans la déstabilisation du massif marneux qui passe alors progressivement d'un état solide à un état plastique, voire liquide, 2°) dans le second cas, les variations de températures jouent un rôle sur l'état hydrique du sol qui peut passer d'un assèchement important durant la période estivale, à un état de saturation totale des matériaux durant la période automnale/hivernale.

L'action de ces deux agents est essentielle à prendre en compte pour la compréhension de deux autres facteurs de premier ordre dans la morphogenèse des falaises des Vaches Noires : l'hydrologie souterraine et l'hydrologie de surface.

L'alternance entre formations poreuses (craie, calcaire) et formations imperméables (marnes, argiles) a conduit à observer une grande variété d'aquifères et/ou réservoirs d'eau d'amont en aval des falaises. Selon leurs capacités de stockage et leurs modalités de décharge en eau, ces aquifères jouent un rôle primordial dans l'instabilité et le déclenchement des processus hydrogravitaires parmi les différents compartiments des falaises.

Les matériaux arrivant fréquemment à saturation durant la période automnale et hivernale, une hydrologie de surface, fortement développée et variée tout le long du linéaire côtier, est observée durant ces périodes. Sur le replat glauconieux et humide, de nombreux ruisselets intermittents ont été observés, accompagnés de secteurs marécageux où l'eau stagne dans des secteurs de dépression et/ou de contre-pente d'anciens glissements de terrain.

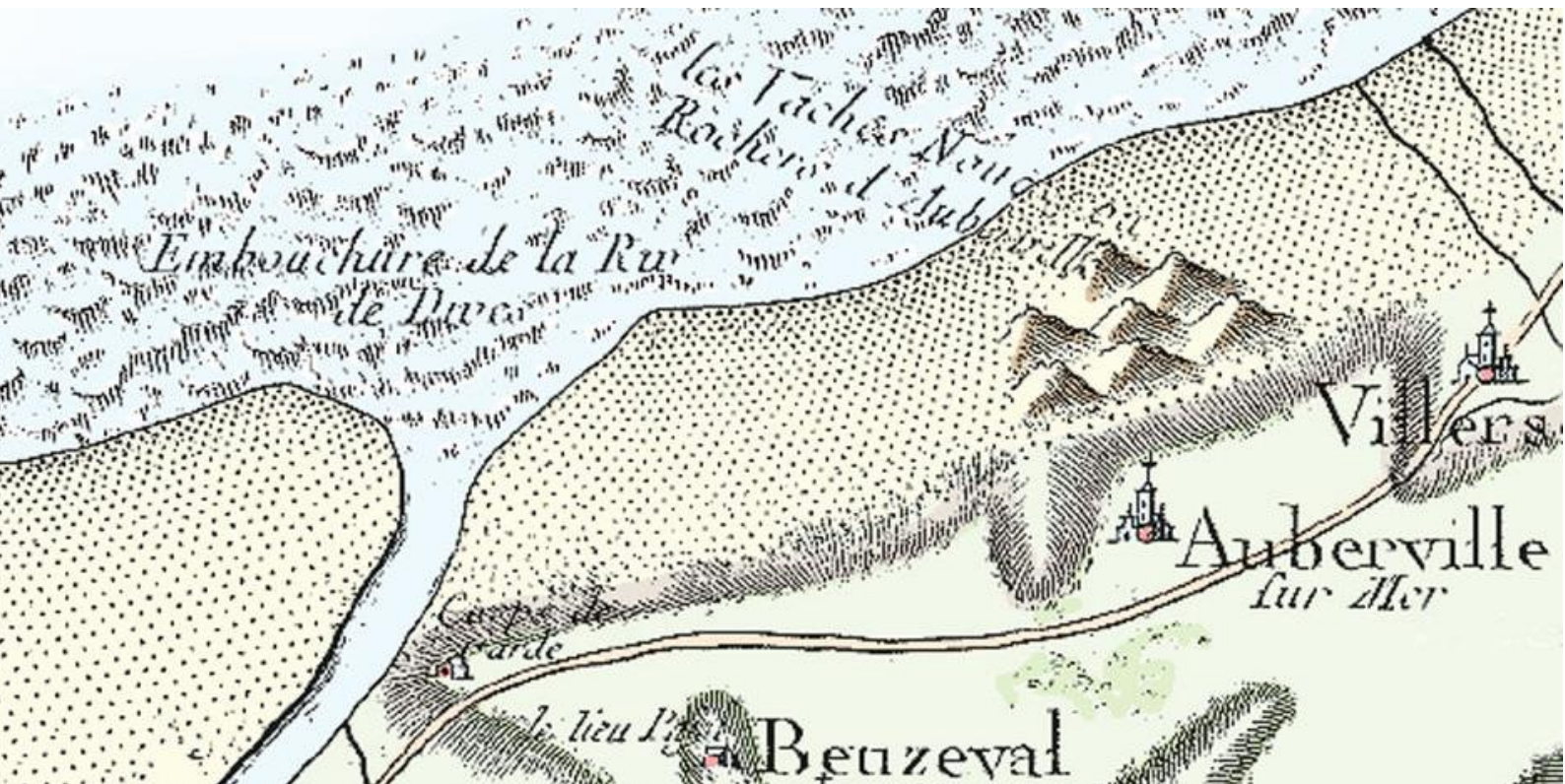
Dans les versants de badlands, l'hydrologie de surface se matérialise sous diverses formes de ruissellement plus ou moins linéaires selon le degré de pente où l'eau circule, plus ou moins turbides selon la puissance et la capacité de l'eau à arracher les matériaux marno-calcaires, mais également plus ou moins intenses selon l'apport en eau provenant de la décharge des nappes perchées.

Enfin, les agents marins (marée, houle, et courants associés) ont également un rôle de premier ordre dans l'instabilité globale de ce site côtier. Ils ont pour double effet d'éroder le pied de falaise, préférentiellement lors de la conjugaison de conditions météorologiques tempétueuses et de périodes de vive-eau, puis de déblayer et transporter les débris provenant des multiples processus hydrogravitaires façonnant les falaises. Ils entretiennent une boucle de rétroaction au sens où sans leurs effets, les dynamiques de versants se seraient depuis longtemps atténuées, voire momentanément stabilisées, comme au droit de la digue de Villers-sur-Mer ou encore pour les versants à l'intérieur des terres du Pays d'Auge façonnées dans les mêmes formations géologiques que celles des Vaches Noires.

L'influence, mais également la concomitance de chacun de ces agents, sont de ce fait primordiales à mettre en lien avec la dynamique des versants et des processus hydrogravitaires afin de comprendre quelles peuvent être les modalités et conditions de fonctionnement des falaises des Vaches Noires.

Chapitre 3

Analyse des vitesses d'évolution à échelle historique (257 ans) et récente (69 ans)



Afin d'obtenir les premiers éléments quantitatifs de l'évolution morphologique des falaises des Vaches Noires, une analyse de la mobilité de l'escarpement principal, de l'escarpement secondaire ainsi que de l'escarpement basal, considéré comme falaise vive, est menée à échelle historique (257 ans) et récente (69 ans) sur l'ensemble du linéaire étudié. L'objectif est d'estimer les vitesses d'évolution de ces trois marqueurs morphologiques sur différentes temporalités, afin de rendre compte des trajectoires et tendances évolutives de ce versant côtier aux dynamiques hétérogènes.

Le chapitre 3 présente ainsi la méthodologie mise en place pour obtenir ces informations par comparaison de documents géo-spatiaux multi-sources comprenant des cartographies anciennes, des photographies aériennes et orthophotographies de l'IGN, un MNT LIDAR, ou encore des documents historiques (archives, photographies aériennes obliques, etc.). Les résultats de cette analyse permettront d'ancrer les vitesses et modalités d'évolutions actuellement observées dans leur contexte historique.

Introduction

Les vitesses de recul des falaises sont variées et s'expliquent par les nombreux paramètres entrant en compte dans les modalités de l'érosion côtière tels que la résistance des roches, la disposition des couches, l'intensité et la fréquence des agents et processus subaériens et marins en présence, voire l'importance de la pression anthropique (Emery et Kuhn, 1982 ; Sunamura, 1992 ; Naylor *et al.*, 2010 ; Kennedy *et al.*, 2014 ; Prémaillon *et al.*, 2018 ; Young et Carilli, 2019 ; Trenhaile, 2019 ; Costa *et al.*, 2019).

Pour quantifier ce recul, une des méthodes traditionnellement utilisées consiste à définir un trait de côte sur des documents de référence et de suivre ce même objet morphologique dans l'espace à divers intervalles de temps. Ces derniers permettront d'évaluer une tendance évolutive historique (pluriséculaire ou pluri-décennal), ou bien encore des étapes intermédiaires sur le court terme (échelle temporelle annuelle, saisonnière et/ou événementielle avant et après tempête), apportant des éléments de réponse quant aux rythmes d'évolution.

Pouvant être simplement défini comme la limite entre la terre et la mer, la notion de trait de côte est en réalité plus complexe. Selon le type de côte étudié (cordons dunaires, falaises abruptes, etc...), les marqueurs morphologiques d'évolution du trait de côte ne seront jamais les mêmes. En ce sens, Boak et Turner (2005) recensent environ 45 indicateurs utilisés internationalement dans les problématiques de recul côtier, repris en partie par Mallet et Michot (2012) dans leur synthèse de référence des techniques du suivi du trait de côte (Fig. 3.1).

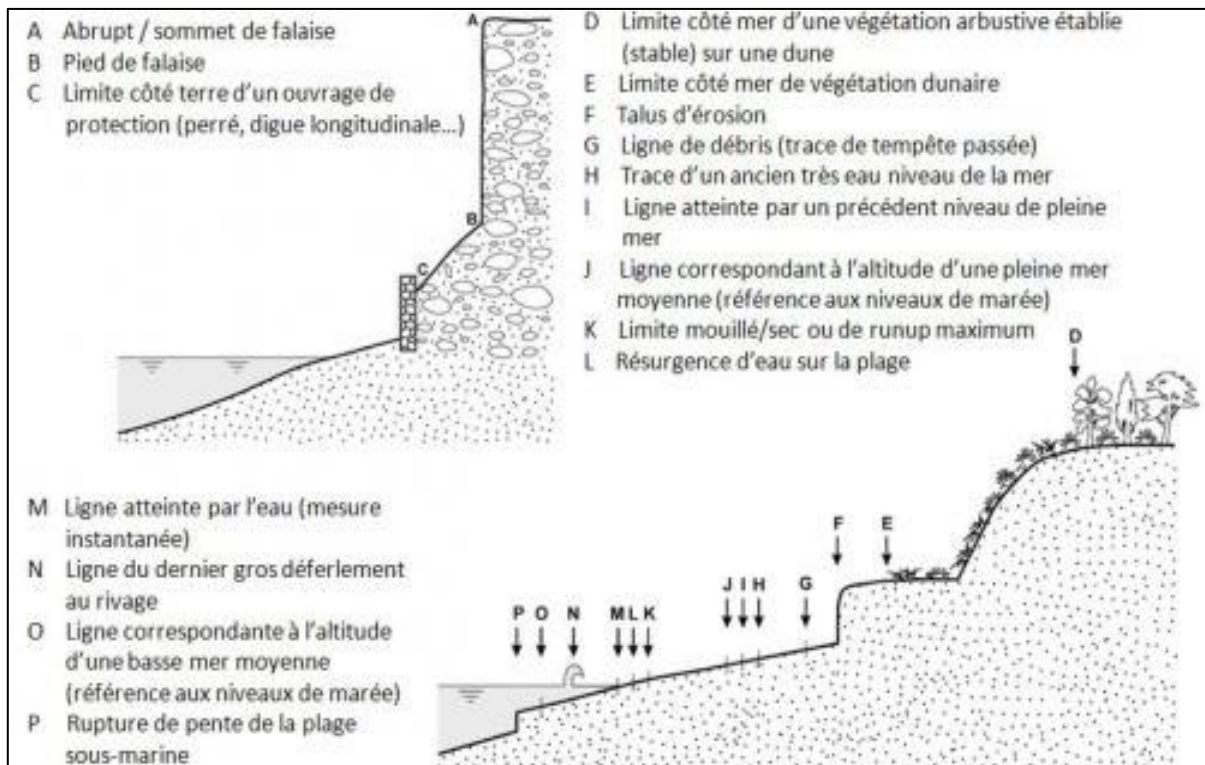


Figure 3.1 : Illustration schématique de différents indicateurs de trait de côte (Boak et Turner ; adapté et traduit par le BRGM, 2012)

Concernant les multiples études portées sur l'évolution du trait de côte des falaises et des côtes rocheuses à l'échelle historique, et au regard des données existantes en la matière, à savoir des informations en plan, de nombreux auteurs préconisent le suivi du haut de falaise pour celles verticales ou sub-verticales, ainsi que le pied de falaise lorsque ce dernier est visible. L'analyse est généralement réalisée par le croisement de données multi-sources telles que des documents géo-spatiaux (plan, carte, cadastre, photographie aérienne verticale, orthophotographie, image satellite, MNT), iconographiques (photographie terrestre et/ou oblique, carte postale, œuvre artistique) ou encore de données ponctuelles prises directement sur le terrain (mesures tachéométriques, DGPS). Les vitesses de recul (ou « taux d'érosion ») sont exprimées en m/an. Pour appréhender les vitesses de recul des falaises des Vaches Noires, l'analyse de leur évolution spatiale et temporelle a été effectuée par une approche diachronique sur deux pas de temps en fonction de la qualité des documents utilisés comprenant : 1°) une analyse à échelle temporelle historique, comprise de 1759 à 2016, soit 257 ans en raison de l'utilisation de plan historique de précision modeste ; 2°) une analyse à échelle récente, comprise de 1947 à 2016, soit 69 ans, en utilisant principalement les photographies aériennes verticales/orthophotographies de l'IGN. **Pour cela, trois marqueurs morphologiques distincts, définis comme trait de côte, ont été sélectionnés :**

- **L'escarpement principal sommital** des Vaches Noires, armé par la craie cénomaniennne, siège d'une nappe libre perchée ;
- **L'escarpement secondaire**, armé par le calcaire oxfordien avec nombreuses résurgences ;
- **L'escarpement basal**, au contact de la mer, défini comme étant la falaise vive du système (Fig. 3.2).

L'objectif est de quantifier les vitesses et dynamiques d'évolution des falaises dans **un contexte temporel large**, afin de détecter les **tendances évolutives de ce versant côtier** qui pourront être comparées avec **les vitesses d'évolution actuelles**, mais également avec celles **des sites côtiers voisins ou de lithologies similaires**. Une grande partie de ce chapitre reprend les développements de l'article « *Dynamique des falaises des Vaches Noires : analyse diachronique historique et récente à l'aide de documents multi-sources (Normandie, France)* » de Thomas Roulland, Olivier Maquaire, Stéphane Costa, Vincent Compain, Robert Davidson et Mohand Medjkane, publié par la revue « Géomorphologie : relief, processus, environnement », vol. 25 – n°1 (Roulland *et al.*, 2019¹¹).

La section 3.1 porte sur la méthodologie d'acquisition des divers documents géo-spatiaux nécessaires à l'étude diachronique. La stratégie de récolte et de construction de la donnée est présentée. La méthodologie d'obtention des vitesses de recul à partir du module DSAS (Digital Shoreline Analysis System)¹² est développée, ainsi que les marges d'erreurs retenues dans l'analyse. Enfin, la stratégie d'analyse diachronique des traits de côte en fonction de la précision et résolution des documents géo-spatiaux est détaillée.

¹¹ <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.12989>

¹² https://www.usgs.gov/centers/whcmssc/science/digital-shoreline-analysis-system-dsas?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects

La section 3.2 se concentre sur les vitesses d'évolutions obtenues pour les trois marqueurs morphologiques à l'échelle historique et récente. Les variabilités spatiales et temporelles de la mobilité des linéaires étudiés sont présentées et discutées par secteurs. Les vitesses d'évolutions récentes de l'escarpement basal, dont les dynamiques présentent de forts contrastes spatiaux, sont mises en confrontation avec les vitesses d'évolutions obtenues à l'échelle historique.

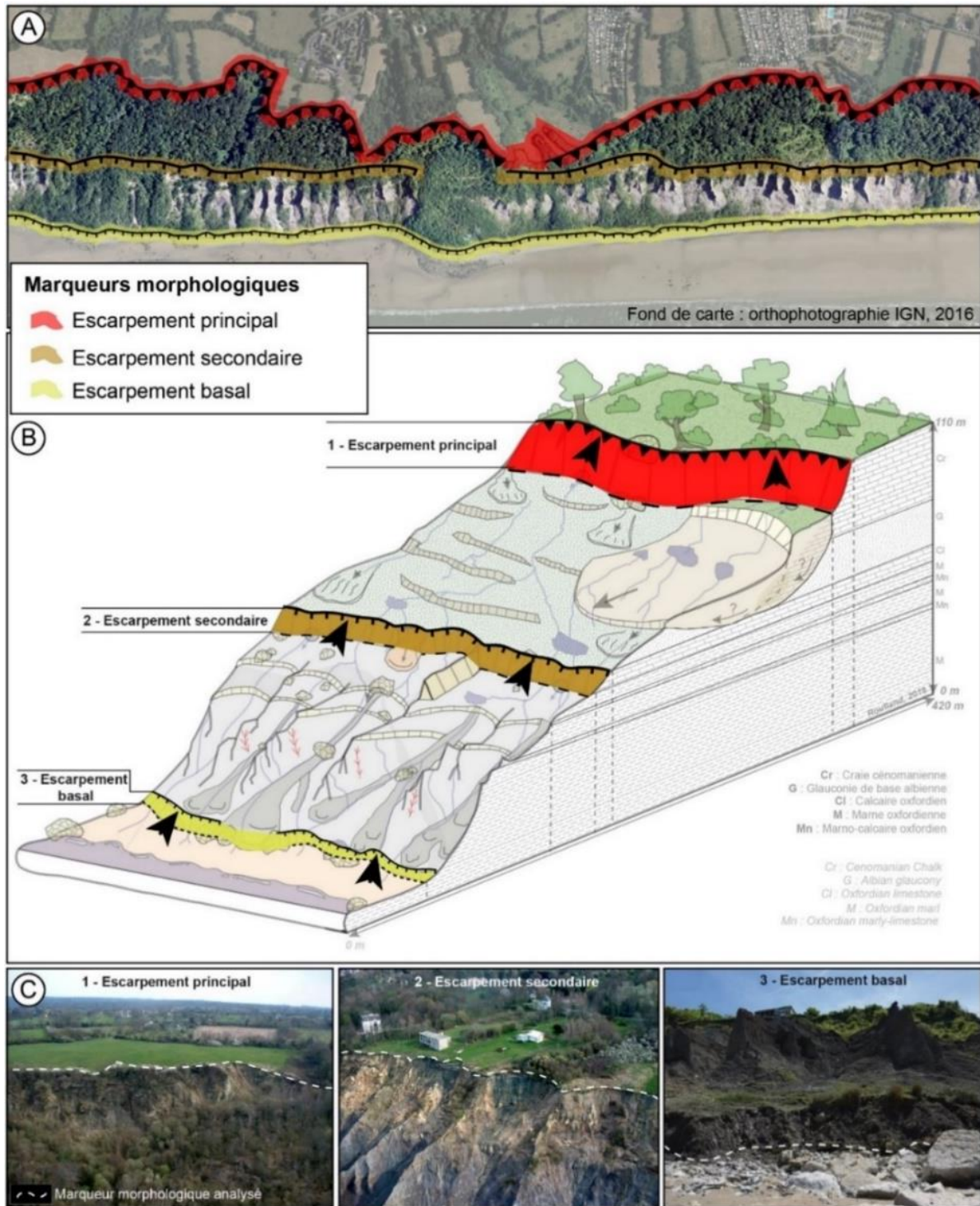


Figure 3.2: Illustration des traits de côte analysés dans l'étude historique et à moyen terme ; A) Vue aérienne des marqueurs morphologiques retenus ; B) Vue schématique des marqueurs morphologiques ; C) Vue photographique des marqueurs morphologiques

La section 3.3 met en avant les dynamiques morphologiques originales des falaises des Vaches Noires. Les évolutions spatiales et temporelles de l'escarpement basal obtenues durant la période 1947 à 2016 sont précisées et nuancées à l'aide d'une série de huit photographies aériennes/orthophotographies s'intercalant entre ces deux dates. Pour compléter l'analyse cartographique, une analyse qualitative d'évolution des versants est ensuite conduite par comparaison photographique entre un document de 1947/1955 et une image satellite de 2016 (Google Earth).

La section 3.4 revient sur les vitesses d'évolution obtenues au niveau de l'escarpement basal, en les mettant en perspective avec les vitesses d'évolutions d'autres sites de falaises à l'assise argilo-marneuse voisines aux Vaches Noires. Enfin, quelques éléments de réflexion et de discussion sont apportés en fin de chapitre sur la notion de « cycle d'évolution » des falaises et d'échelle temporelle à retenir pour observer une complète mobilité de recul des falaises argilo-marneuses.

3.1 Méthodologie d'acquisition et d'analyse des documents géospatiaux

Cette section développe les méthodes mises en place à l'aide des différents **documents géospatiaux** (plan, cadastre, photographie aérienne, orthophotographie, image satellite, MNT LIDAR), **iconographiques** (photographie terrestre/oblique, carte postale, œuvre artistique) ou de **données ponctuelles** prises sur le terrain (tachéomètre, DGPS) pour évaluer et visualiser les mobilités d'évolutions des trois traits de côte retenus.

Les documents mobilisés et les étapes de construction de la donnée sont indiqués, ainsi que leurs précisions et résolutions respectives (3.1.1). Le module DSAS utilisé pour quantifier les vitesses et distances de mobilité des traits de côte est présenté, couplé aux marges d'incertitudes définies et retenues pour chaque document (3.1.2). Les stratégies d'analyses diachroniques quantitatives et qualitatives menées à échelle historique (257 ans) et échelle récente (69 ans) sont finalement définies (3.1.3).

3.1.1. Récolte de documents et construction de la base de données

L'approche diachronique retenue pour cette analyse, autant qualitative que quantitative, suit un protocole classiquement utilisé dans l'étude des problématiques inhérentes aux mobilités côtières, notamment développée pour caractériser **l'évolution de côtes sableuses** (Carter et Bartlett, 1990 ; Durand, 1998 ; Faye *et al.*, 2008), **le recul des côtes à falaises rocheuses** (Emery et Kuhn, 1980 ; Bird, 1985 ; Costa, 1997 ; Moore *et al.*, 1999 ; Hénaff *et al.*, 2002 ; Pierre et Lahousse, 2004 ; Costa, 2005 ; Dornbusch *et al.*, 2008 ; Young *et al.*, 2009 ; Letortu, 2013 ; Letortu *et al.*, 2014 ; Costa *et al.*, 2019) ou encore pour **la caractérisation des déplacements de versants littoraux ou continentaux instables** (Maquaire, 1990 ; Martin et Weber, 1996 ; Glade, 2001 ; Lissak, 2012 ; Lissak *et al.*, 2013). Elle est constituée des étapes suivantes :

- 1) La collecte de documents cartographiques, photographiques et iconographiques complétée par des mesures directement effectuées sur le terrain à partir de levé au DGPS ;

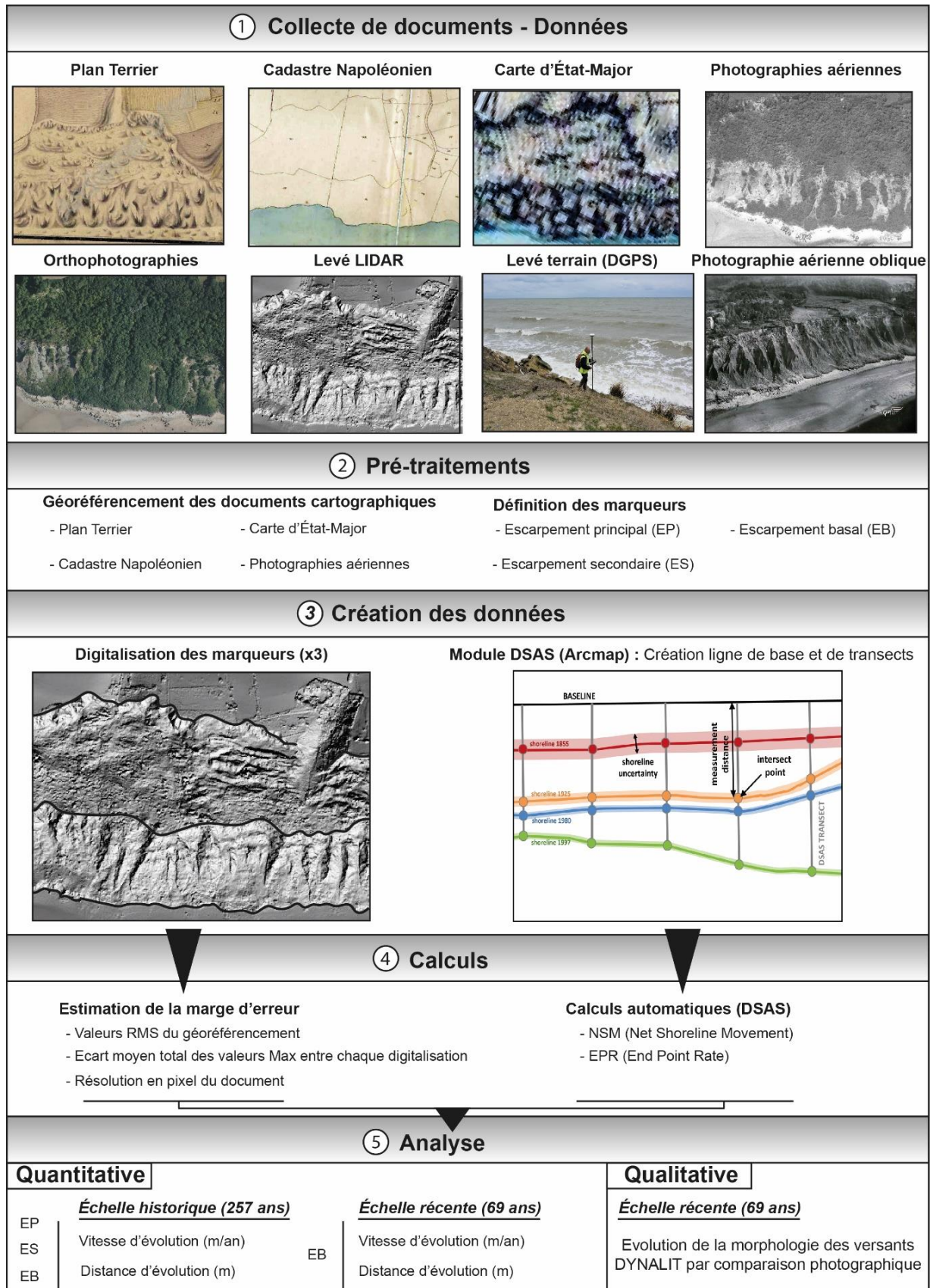


Figure 3.3 : Diagramme synoptique de la méthodologie utilisée pour l'estimation de la mobilité des marqueurs morphologiques des falaises des Vaches Noires

- 2) L'étape de prétraitements de la donnée par géoréférencement des documents cartographiques anciens, puis la définition des marqueurs morphologiques à retenir et à comparer dans les différents documents ;
- 3) La création de la donnée par digitalisation des marqueurs morphologiques dans le logiciel ArcGIS 10.5 (ESRI). L'opération pour un même marqueur est répétée trois fois. Dans le même temps, les étapes préliminaires aux calculs des taux d'évolution des marqueurs par le module DSAS sont réalisées (création de la ligne de base et génération des transects, détail en sous-section 3.1.2) ;
- 4) Le calcul de la marge d'erreur à retenir pour les différents traits de côte digitalisés en combinant les valeurs d'erreur quadratique moyenne (RMS) obtenues par géoréférencement des documents cartographiques, l'écart moyen total des valeurs maximales obtenues par digitalisation répétée d'un même trait de côte et la résolution en pixel du document analysé. Dans le même temps, les taux d'évolutions des traits de côte sont calculés automatiquement par le module DSAS (détail en sous-section 3.1.2) ;
- 5) Les vitesses et distances d'évolutions obtenues à partir du module DSAS sont analysées sur des pas de temps historiques (257 ans) pour l'escarpement principal, l'escarpement secondaire puis l'escarpement basal, puis sur des pas de temps récents (69 ans) pour l'escarpement basal. L'analyse est complétée par une analyse qualitative de l'évolution morphologique des versants du site de suivi DYNALIT en comparant une photographie aérienne oblique (dont la prise de vue est datée entre 1947 et 1955) et une image numérique aérienne oblique (Google Earth, 2016).

Pour chaque document, la date, l'échelle cartographique, la résolution du raster, le format, la source de provenance de la donnée ainsi que le type d'analyse retenue pour chaque marqueur morphologique sont précisées (Tab. 3.1). Les documents sont d'âge et de précisions diverses. Parmi les plus anciens, le Plan Terrier de la Seigneurie d'Auberville date de 1759 et possède une échelle au 1/10 000. Ces documents géo-spatiaux sont considérés comme les plans cadastraux du 18^e siècle (époque seigneuriale). Ils sont d'une grande fiabilité concernant la délimitation parcellaire, à l'instar des cadastres napoléoniens des années 1820-1830 (échelle du 1/2 500). La carte d'Etat-Major possède une échelle au 1/40 000 et présente un scan de faible qualité car fortement pixélisé. Cette dernière a tout de même été conservée du fait de son intéressant marqueur temporel daté de 1837.

Concernant le calage des documents cartographiques, ces derniers ont été géoréférencés en projection RGF/Lambert 93 (EPSG : 2154). Pour les plans et cartes anciennes, les limites parcellaires et communales vectorisées par l'IGN (BD PARCELLAIRE, GEOFLA) ont été utilisées comme référence de calage. Pour les photographies aériennes IGN comprises entre 1947 et 1994, le calage a été effectué sur la base de l'orthophotographie IGN de 2016. La rectification des cartes à l'aide d'une méthode polynomiale classique a été utilisée (Thieler et Danforth, 1994a, 1994b ; Durand, 1998). En théorie, la répartition des points de contrôle de géoréférencement doit être effectuée de part et d'autre du littoral de manière homogène. Cependant, l'exercice s'avère particulier dans les secteurs côtiers où les points de contrôle peuvent être amenés à manquer (impossibilité à trouver des points d'accroches sur l'estran à marée haute). Comme préconisé par

Durand (1998), il a été décidé pour cette étude d'utiliser entre 30 et 50 points de contrôle, puis d'effectuer une transformation polynomiale de 3^e ordre.

Tableau 3.1 : Synthèse des documents retenus dans l'analyse diachronique d'évolution des marqueurs morphologiques (dans Roulland *et al.*, 2019)

Document	Date	Echelle	Résolution raster (m)	Format	Source	Marqueur et type d'analyse
Plan Terrier de la seigneurie d'Auberville	1759	1/10 000	0,5*0,5	Papier numérisé	Archives départementales Calvados	EP, ES, EB (AH)
Cadastré napoléonien	1826	1/2 500	De 0,7*0,7 à 2*2			EB (AH)
Carte d'État-Major	1837	1/40 000	6*6			EP, ES, EB (AH)
Photographies aériennes	1947	1/25 000	0,7*0,7	Numérique N&B	Institut National Géographique (IGN)	EB (AR)
	1955		1*1			
	1969		0,7*0,7			
	1977		0,6*0,6			
	1982		0,5*0,5			
Orthophotographies aériennes	2005	1/5 000	0,5*0,5	Numérique couleur		
	2009					
	2012		0,2*0,2			
	2016					
Levé trait de côte (DGPS)	2012	Centimétrique		DGPS Trimble	LETG-Caen	EB (AR)
Levé Scanner aéroporté LIDAR	2016	Variable (Arcgis)	1*1	MNT	CLAREC	EP, ES, EB (AH et AR)
Vue aérienne oblique	2016			Image numérique	Google Earth	EB (AR)
Carte postale	Entre 1947 et 1955			Photo Numérisée	Archives diverses	EB (AR)
AH = Approche Historique ; AP = Approche Récente				EP = Escarpement principal ES = Escarpement secondaire EB = Escarpement basal		

3.1.2. Utilisation du module DSAS et marge d'erreur retenue

Pour quantifier précisément les taux de recul des trois marqueurs morphologiques du linéaire de 3 800 m des falaises des Vaches Noires, le choix a été fait d'utiliser le module d'extension d'ArcGIS **DSAS** développée par l'USGS (United States Geological Survey) et conçue par Thieler et Danforth (Thieler et Danforth, 1994a, 1994b ; Thieler *et al.*, 2009). À partir de cet outil, les statistiques de

taux de changement des traits de côte préalablement digitalisés peuvent automatiquement être calculées. Pour cela, le module nécessite de définir **une ligne de base fictive** sur laquelle viennent se greffer **des transects séparés d'une longueur définis au préalable par l'opérateur**. Une fois les données d'entrées insérées et les traits de côte digitalisés, le calcul de la mobilité de ces derniers peut-être automatiquement évalué à partir de chaque transect. Pour l'analyse aux Vaches Noires, l'espacement entre les transects est de cinq mètres (Fig 3.4). Deux types de calculs statistiques ont été utilisés pour quantifier le recul des traits de côte : **le NSM (Net Shoreline Movement) et l'EPR (End Point Rate)**. Le NSM correspond à la distance (en m) entre la position la plus ancienne et la plus récente du trait de côte. L'EPR évalue les taux d'érosion ou d'accumulation du tracé le plus ancien au plus récent en divisant la distance séparant ces derniers par le nombre d'années écoulées entre les deux positions. À partir de l'analyse automatique de l'intégralité des transects, il est possible de délimiter par la suite des **secteurs d'évolutions types**, puis d'en calculer les **valeurs moyennes en regroupant les distances de mobilité** obtenues à partir des **différents transects compris dans un même secteur d'évolution**.

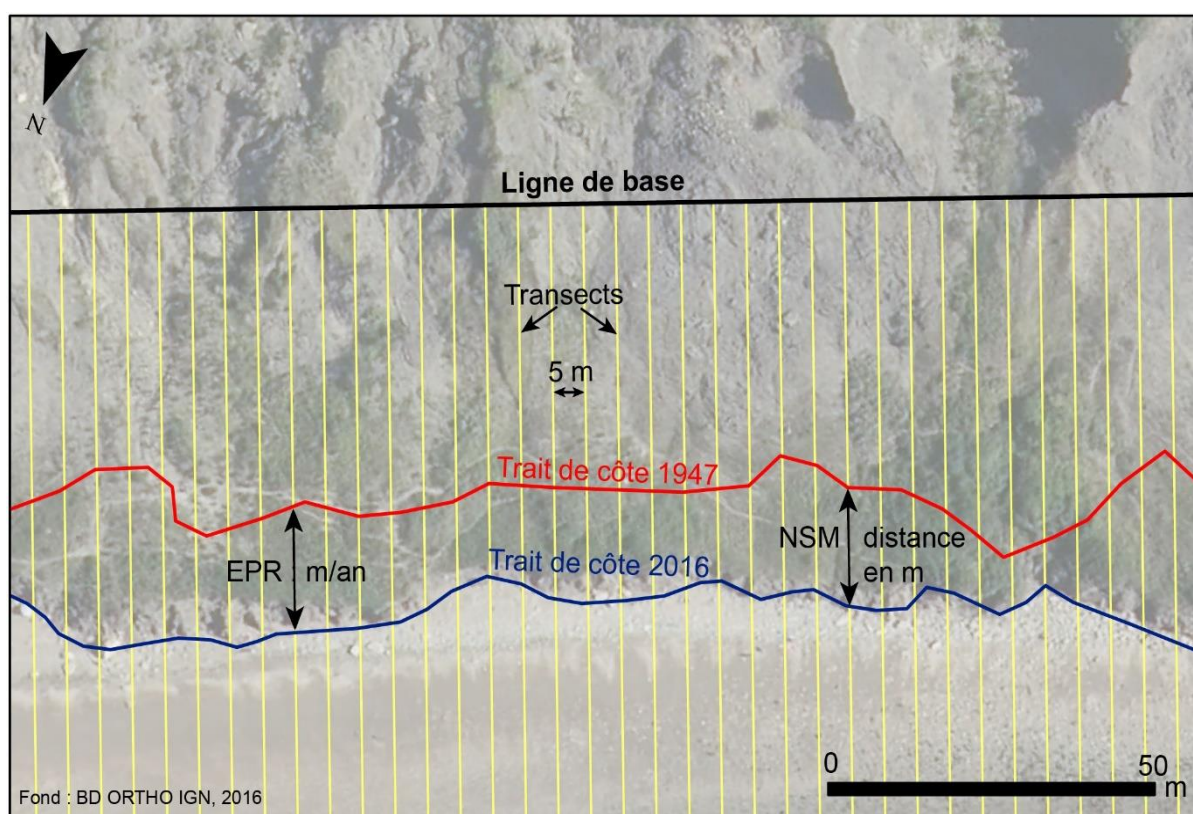


Figure 3.4 : Illustration des fichiers de forme utilisés avec le module DSAS (ligne de base, transects et trait de côte)

Du fait que la qualité, la résolution, mais également l'échelle des documents ne soient jamais similaires, des marges d'erreurs propres à chacun des linéaires digitalisés doivent être estimées (Anders et Byrnes, 1991 ; Crowell *et al.*, 1991 ; Thieler et Danforth, 1994a, 1994b ; Moore, 2000 ; Letortu, 2013 ; Giuliano, 2015). Pour tenir compte de la marge d'erreur, une **valeur d'incertitude globale** a été définie pour chacun des documents cartographiques (Tab. 3.2).

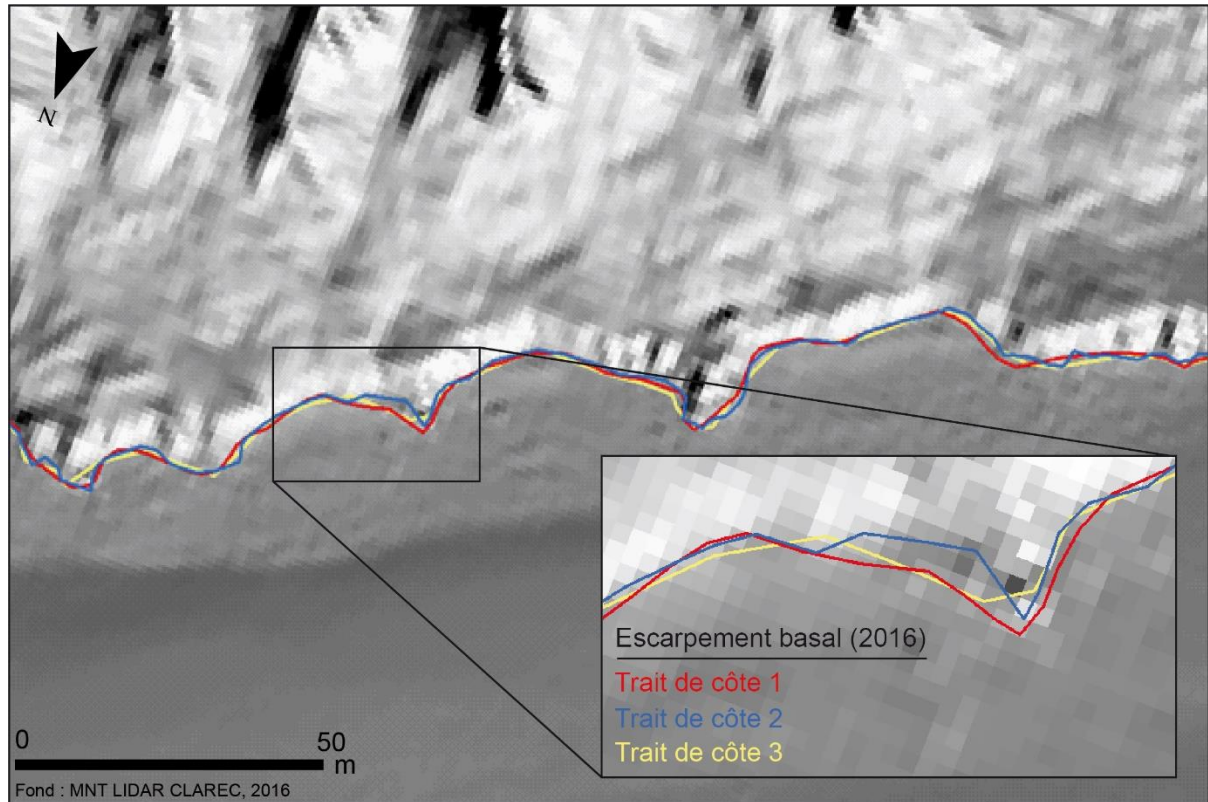
Tableau 3.2 : Marge d'erreur retenue pour chacune des mesures effectuées sur les marqueurs morphologiques

Année	Donnée	Erreur digitalisation (m)			Taille pixel (m)	Erreur RMS géoréférencement (m)	Marge d'erreur retenue (m)			
		EP	ES	EB			EP	ES	EB	
1759	Plan Terrier	11	5	2	1	10	± 11	± 8	± 6,5	
1826	Cadastre napoléonien			3	0,7	8			± 6	
1837	Carte d'État-Major	5	6	2	8	18	± 15,5	± 16	± 14	
1947	Photographies aériennes			2	1	4			± 5	
1955				1	1	6			± 5	
1969				2	0,5	6			± 4	
1977				2	0,6	4			± 1	
1982					1	0,5	0			± 5
1994	Orthophotographies aériennes			2	1	7			± 1	
2005				1	0,5	0			± 1	
2009				1	0,5	0			± 1	
2012	Levé DGPS			0	0	0			0	
2016	Ombrage LIDAR CLAREC	3	2	1	1	0			± 1	
Marqueur		EP	ES	EB			EP	ES	EB	
EP : Escarpement Principal							ES : Escarpement Secondaire		EB : Escarpement Basal	Non analysé

Cette valeur d'incertitude globale tient notamment compte :

- Des valeurs RMSE (Root Mean Square Error) obtenues lors du géoréférencement par une transformation polynomiale de 3^e ordre des photographies aériennes de l'IGN (Durand, 1998) ;
- des erreurs de digitalisation obtenues à partir de la délimitation répétée d'un même marqueur morphologique. Comme préconisé par certains auteurs (Thieler et Danforth, 1994a, 1994b ; Durand, 2000 ; Moore, 2000 ; Letortu, 2013, Peuziat *et al.*, 2021), en raison des multiples facteurs pouvant influencer la perception d'un linéaire lors de la phase de digitalisation (luminosité de l'écran, luminosité extérieure, subjectivité de l'opérateur sur les secteurs précis à digitaliser), les marqueurs morphologiques ont été digitalisés à trois reprises successives. La répétition de cet exercice sert à estimer une marge d'erreur tenant compte de l'écart moyen total des valeurs maximales d'un même trait de côte (Fig. 3.5).
- de la résolution en pixel du document cartographique final intégralement géoréférencé.

La valeur d'incertitude globale correspond ainsi à la somme de l'ensemble des erreurs estimées. Elle doit être considérée comme des seuils pour lesquels une mobilité est significative ou non. Ainsi, les valeurs de mobilité des traits de côte inférieures à cette marge d'erreur ne sont pas prises en compte dans l'analyse (Faye *et al.*, 2008).



3.1.3. Stratégies retenues pour l'analyse diachronique d'évolution des traits de côte

L'objectif souhaité par l'analyse multi-temporelle opérée sur l'ensemble du linéaire des falaises des Vaches Noires est de fournir une profondeur historique à des mobilités côtières traditionnellement évaluées sur des pas de temps pluri-décennales. L'intérêt est d'intégrer les vitesses d'évolution récentes dans un intervalle de temps plus long à échelle historique. En ce sens, le choix a été fait d'estimer l'évolution de chacun des traits de côte (*i.e.* escarpement principal, escarpement secondaire et escarpement basal) sur plusieurs temporalités différentes.

À échelle historique, de 1759 à 2016 (soit sur 257 ans), l'analyse est effectuée avec les documents cartographiques les plus anciens comprenant : le plan Terrier de la Seigneurie d'Auberville de 1759, le cadastre napoléonien de 1826, la carte d'État-Major de 1837, puis plus récents comprenant la photographie aérienne de 1947 et l'ombrage du MNT LIDAR CLAREC de 2016. Étant donné que les marges d'erreurs sont importantes sur les documents anciens (comprises entre $\pm 6,5$ m à $\pm 15,5$ m - Tab. 3.2), nous avons fait le choix de les comparer un à un avec le MNT LIDAR CLAREC qui possède la plus faible marge d'erreur (comprise entre ± 1 m et ± 2 m).

Ainsi, nous avons pu obtenir pour **l'escarpement principal et secondaire**, des distances et vitesses de recul entre **1759 et 2016**, puis entre **1837 et 2016**. Pour **l'escarpement basal**, ces valeurs ont pu être obtenues à différentes dates entre **1759 et 2016**, **1826 et 2016**, **1837 et 2016**, puis **plus récent entre 1947 et 2016**. Les vitesses de mobilité relevées par les transects ont été regroupées par secteurs homogènes d'évolution selon qu'ils soient en érosion ou en progradation. En raison de la difficile identification de l'escarpement principal et de l'escarpement secondaire sur le cadastre napoléonien de 1826, ce dernier a été utilisé exclusivement à titre d'observation et de comparaison visuelle avec les autres documents.

À échelle récente, de 1947 à 2016 (soit sur 69 ans), deux types d'analyses ont été menées :

- La première, **quantitative**, s'intéresse aux évolutions du pied de l'escarpement basal entre 1947 et 2016. Les valeurs moyennes annuelles d'érosion et/ou de progradation sont spatialisées sur le secteur d'étude, puis la mobilité du trait de côte est calculée pour huit dates intermédiaires à 1947 et 2016 à l'aide de photographies aériennes et d'orthophotographies (1955 – 1969 – 1977 – 1982 – 1994 – 2005 – 2009 – 2012) ;
- La seconde, **qualitative**, consiste en une comparaison de la morphologie des versants par observation d'une ancienne photographie aérienne oblique (provenant d'une carte postale datée entre 1947 et 1955) et d'une image aérienne oblique *Google Earth* extraite en 2016. Cette analyse qualitative, permettant de compléter par reconnaissance visuelle les observations du travail cartographique, renseigne sur l'évolution morphologique des versants, sur l'occupation du sol ou encore sur le tracé de l'escarpement secondaire et de l'escarpement basal. De plus, d'anciennes photographies datées entre 1891 et 1900 permettent de confirmer le relief plus vigoureux des versants de badlands en comparaison de la morphologie actuelle.

3.2. Évolution spatiale et temporelle des trois marqueurs morphologiques considérés comme trait de côte

Sur plus de deux siècles (257 ans), l'analyse diachronique a permis de rendre compte des tendances érosives des trois marqueurs morphologiques retenus. Elle représente une information primordiale et unique, **permettant de contextualiser les dynamiques observées à échelle récente pour la période comprise entre 1947 et 2016**. Cette section présente les vitesses d'évolution quantifiées sur l'escarpement principal et secondaire (3.2.1). Les mobilités historiques et récentes obtenues sur l'escarpement basal sont ensuite mises en évidence (3.2.2). Enfin, l'ensemble des résultats est synthétisé et comparé avec d'autres travaux de quantification de la mobilité du pied de falaise des Vaches Noires (3.2.3).

3.2.1. L'inégale évolution de l'escarpement principal et de l'escarpement secondaire

Les vitesses d'évolutions obtenues au niveau de l'escarpement principal et de l'escarpement secondaire indiquent une importante variabilité spatiale et temporelle des dynamiques de recul selon les secteurs (Fig. 3.6).

Concernant l'escarpement principal, sur la période de 1759 – 2016 (257 ans - Fig. 3.6-B), le recul global dans le **secteur oriental des falaises (commune d'Auberville)** est évalué à **- 0,46 m/an**, pour des **valeurs minimales et maximales** comprises entre **- 0,23 et - 0,83 m/an**. Dans le **secteur central (glissement de « l'Hermitage »)**, le recul moyen est dans sa globalité évalué à **- 0,45 m/an**, avec des valeurs minimales et maximales comprises entre **- 0,16 et - 0,60 m/an**. En tenant compte de la totalité de la **partie occidentale** du secteur d'étude (**commune de Gonneville-sur-Mer - Fig. 3.6-C**), sur la **période 1837 – 2016 (179 ans)**, le recul moyen est globalement estimé à **- 0,33 m/an** avec des valeurs minimales et maximales comprises entre **- 0,06 et - 0,80 m/an**. Dans son ensemble, l'escarpement principal recule parallèlement à lui-même sous la forme de vastes amphithéâtres, correspondant à l'évolution des anciens glissements de terrains profonds décrits au chapitre 1 (*cf. section 1.4.1*).

Concernant l'escarpement secondaire, sur la période 1759 – 2016 (257 ans - Fig. 3.6-B), le recul moyen dans le secteur oriental de **Villers-sur-Mer et Auberville** est estimé à **- 0,20 m/an**, pour des vitesses minimales et maximales comprises entre **- 0,06 m/an et - 0,45 m/an**. Au niveau du glissement de « l'Hermitage », le recul moyen est de **- 0,23 m/an**. Dans le **secteur occidental (Gonneville-sur-Mer et Houlgate)**, sur la **période 1837 - 2016 (179 ans - Fig. 3.6-C)** le recul est plus important avec un recul moyen de **- 0,53 m/an** pour des valeurs minimales de **- 0,31 m/an** et maximales de **- 0,97 m/an**. Dans son ensemble, le recul de l'escarpement secondaire s'effectue sous l'action de glissements de terrains et d'éboulements de plus faible ampleur que les importants glissements rotationnels profonds anciens localisés au niveau de l'escarpement principal. Cependant, leurs fréquences de déclenchements sont plus importantes que les glissements anciens actuellement stabilisés.

3.2.2. Les vitesses d'évolution récente de l'escarpement basal (1947 – 2016) dans leur contexte historique (1759-2016)

En tenant compte des différentes périodes d'analyses, on constate que l'escarpement basal présente une mobilité fortement contrastée, en décalage avec le recul observé au niveau de l'escarpement principal et de l'escarpement secondaire : bien que la tendance générale soit sans surprise au recul, des secteurs sont alternativement affectés par des phases de progradation et d'érosion, et cela pour toutes les périodes (Fig. 3.7).

Dans un premier temps, les valeurs obtenues à échelle historique par comparaison du Plan Terrier de 1759, du cadastre napoléonien de 1826 puis de la carte d'État-Major de 1837 avec le tracé de 2016 présentent des mobilités hétérogènes (Fig. 3.7-A).

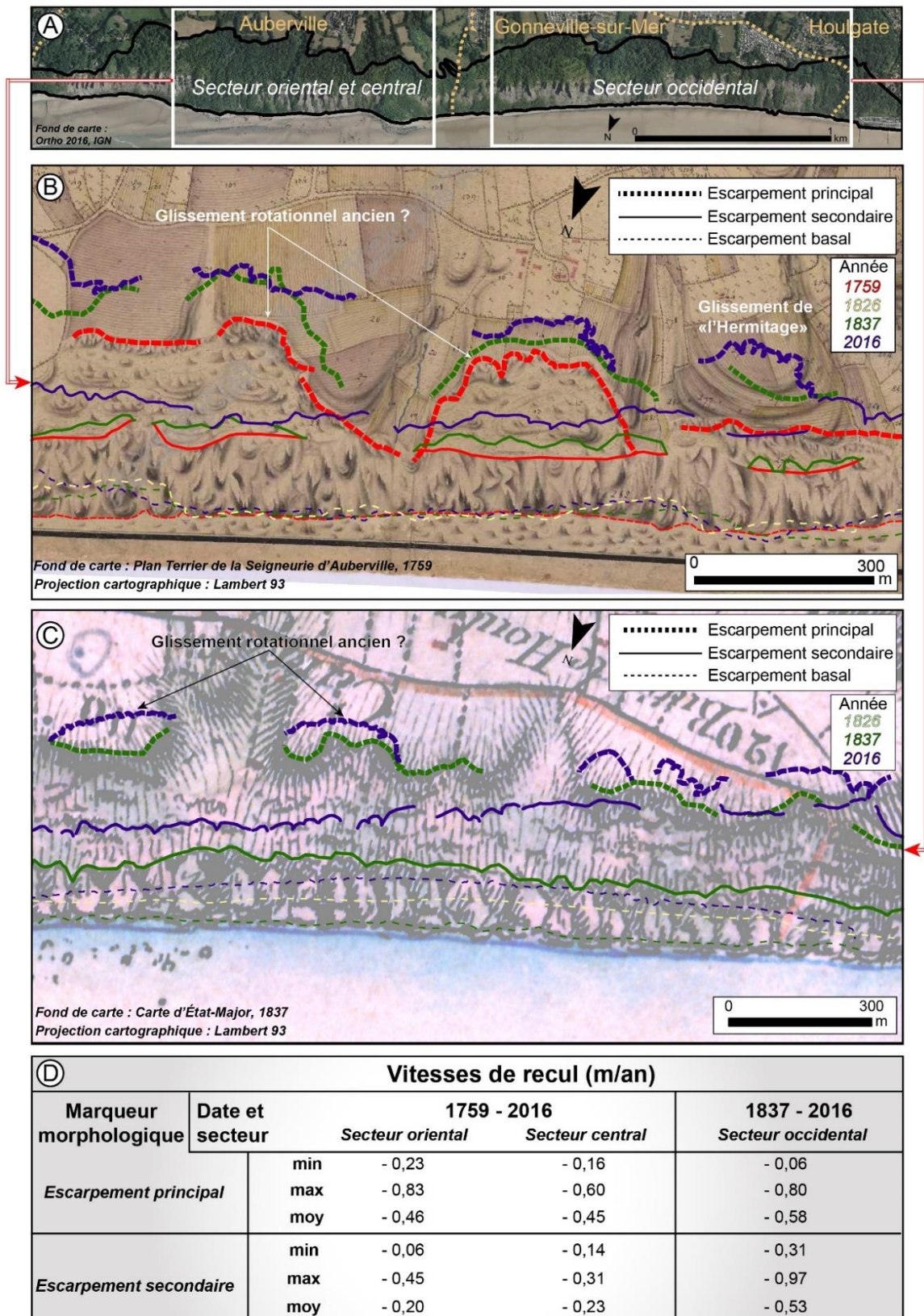


Figure 3.6: Vitesses de recul de l'escarpement principal et de l'escarpement secondaire à échelle historique ; A) Localisation du secteur oriental, du secteur central (B) et du secteur occidental (C) ; B) Comparaison des linéaires de 1759 (plan Terrier), 1826 (cadastre napoléonien), 1837 (État-Major) et 2016 (orthophotographie) (Roulland et al., 2019) ; C) Comparaison des linéaires de 1826 (cadastre napoléonien), 1837 (État-Major) et 20016 (orthophotographie) ; D) Vitesses de recul estimées dans les différents secteurs des falaises des Vaches Noires

1°) En considérant la période la plus longue **1759-2016 (257 ans)**, pour un **linéaire de 1 500 m sur les 3 800 m analysés**, les vitesses de recul varient sur près de 90 % du linéaire entre **- 0,03 m/an** à proximité directe du glissement de « l'Hermitage » à **- 0,08 m/an** dans le secteur d'Auberville. Seul un secteur restreint présente un phénomène de progradation évalué à **+ 0,03 m/an** durant cette longue période d'analyse. Cette avancée est probablement liée au glissement rotationnel profond de « l'Hermitage », dont le déclenchement est estimé entre 1837 et 1947 (Maquaire *et al.*, 2013).

2°) **En tenant compte cette fois de la totalité du secteur d'étude**, en s'appuyant sur l'analyse du **cadastre de 1826 à 2016 (190 ans)**, l'hétérogénéité des mobilités est encore plus marquée. Le recul représente environ 76 % du linéaire. Il est constaté dans plusieurs secteurs localisés entre Villers-sur-Mer et Auberville (**compris entre - 0,04 et - 0,14 m/an**), aux deux extrémités du glissement de « l'Hermitage » (**compris entre - 0,03 et - 0,04 m/an**), puis une grande partie du secteur de Gonneville-sur-Mer/Houlgate (**- 0,15 m/an**). Plusieurs secteurs très localisés présentent des phénomènes de progradation, notamment dans le secteur d'Auberville (**compris entre + 0,05 et 0,10 m/an**), au glissement de « l'Hermitage » comme relevé en 1759-2016 (**+ 0,06 m/an**), ainsi qu'un petit secteur de Gonneville-sur-Mer (**+ 0,05 m/an**).

3°) Pour la période analysée à l'aide de la **carte d'État-Major entre 1837 et 2016, également sur l'ensemble du linéaire**, les mobilités observées au secteur d'Auberville (**recul très faible de - 0,04 m/an**) et du glissement de « l'Hermitage » (**progradation de + 0,07 m/an**) sont quasi-similaires à celles observées par comparaison des autres documents historiques. Cependant, les valeurs de recul de **- 0,30 à - 0,35 m/an** obtenues aux extrémités orientales et occidentales représentent le double des valeurs obtenues à partir du cadastre. **Au regard de l'échelle au 1/40 000 de la carte d'État-Major en comparaison de l'échelle du 1/2 500 du cadastre, les valeurs aberrantes obtenues pour ces portions de territoire semblent exagérées et sont de ce fait non retenues.**

Dans un second temps, si l'on tient compte des valeurs obtenues sur l'analyse à échelle récente entre **1947-2016** (Fig. 3.7-B), on constate des nuances encore plus marquées entre les secteurs en érosion et en progradation. À l'inverse des valeurs mesurées à échelle historique, on observe sur l'ensemble du linéaire **plus de secteurs en progradation (environ 61 %) que de secteurs en érosion (39 %).**

Les reculs s'observent sur de petits secteurs localisés notamment à Auberville (**compris entre - 0,04 et - 0,05 m/an**), et à l'extrémité occidentale du linéaire (Gonneville-sur-Mer et Houlgate) dont les reculs sont compris entre **- 0,05 et - 0,09 m/an**. Contrairement aux valeurs historiques qui présentent une progradation au glissement de « l'Hermitage », (1759 – 2016 ; 1826 – 2016 et 1837- 2016), on constate à cette échelle temporelle un recul évalué à **- 0,05 m/an**.

Les avancées s'observent sur six secteurs dont les trois principaux sont concentrés en partie orientale côté Villers-sur-Mer et Auberville (**+ 0,15 m/an**), au centre d'Auberville (**+ 0,08 m/an**), et sur un large linéaire de Gonneville-sur-Mer à l'ouest immédiat du glissement de « l'Hermitage » (**+ 0,13 m/an**). Les trois autres petits secteurs connaissant des phénomènes similaires sont compris

entre Gonnevilliers-sur-Mer et Houlgate (+ 0,02 et + 0,04 m/an), puis à l'est immédiat du glissement de « l'Hermitage » (+ 0,14 m/an).

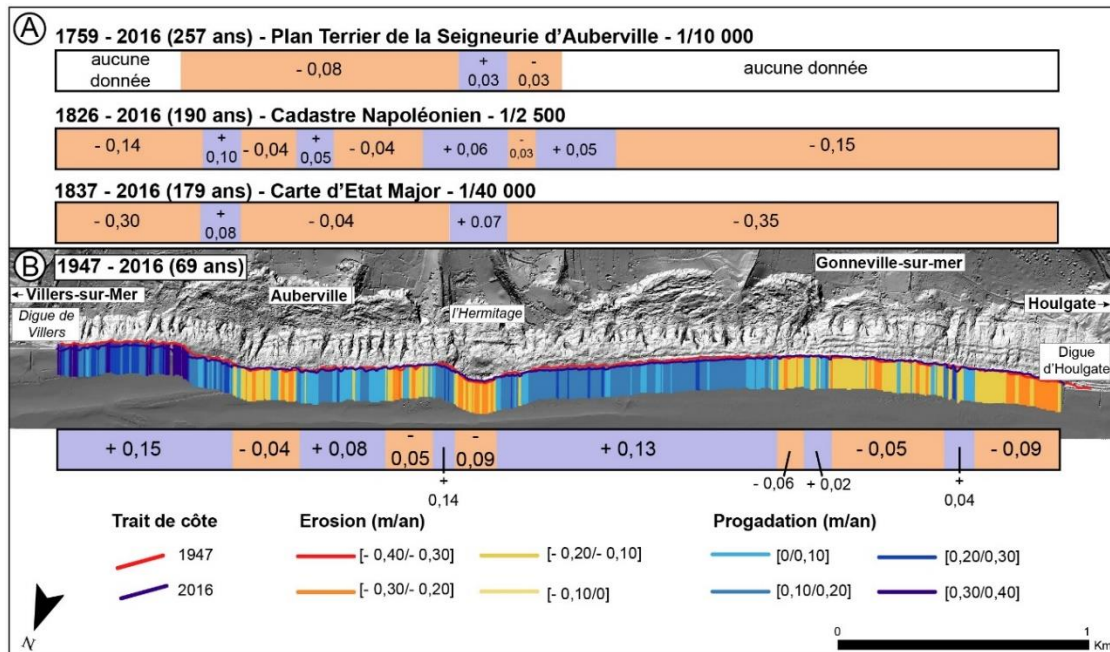


Figure 3.7 : Vitesses moyennes annuelles (en m/an) de l'évolution du trait de côte (pied de l'escarpement basal) ;
 A) Répartition des vitesses moyennes annuelles pour différentes périodes comprises entre 1759 et 2016 ;
 B) Répartition des vitesses moyennes annuelles pour la période 1947 et 2016

3.2.3. Synthèse des résultats obtenus à échelle historique et récente

Les traits de côte présentent de forts contrastes en termes de dynamiques et de vitesses de mobilité. Pour avoir une vue d'ensemble, les principales évolutions ont été synthétisées dans un tableau récapitulatif **la localisation des dynamiques avec la période d'analyse concernée** (Tab. 3.3). Face à ces résultats, il est nécessaire de préciser que **selon l'échelle des documents cartographiques utilisés, leurs qualités mais également leurs résolutions, les marges d'erreurs des différents marqueurs morphologiques peuvent fortement varier. Pour les documents anciens de 1759 à 1837, les valeurs d'incertitudes sont comprises entre $\pm 6,5$ m à $\pm 15,5$ m. Pour les documents récents, compris entre 1947 et 2016, ces valeurs sont comprises entre ± 1 m et ± 5 m.** Par comparaison avec d'autres études, les marges d'erreurs obtenues restent comparables à celles observées par d'autres auteurs (Maquaire, 1990 ; Crowell *et al.*, 1991 ; Martin et Weber, 1996 ; Costa, 1997 ; Faye *et al.*, 2008 ; Young *et al.*, 2009 ; Letortu, 2013 ; Lissak *et al.*, 2013 ; Giuliano, 2015).

En ce sens, les vitesses de recul observées sur l'escarpement principal et l'escarpement secondaire restent suffisamment importantes pour sortir du bruit de fond (*i.e.* sortir des valeurs d'incertitudes) des marges d'erreurs à échelle historique. Cependant, pour l'escarpement basal, les mobilités ne sont pas toujours évidentes à percevoir selon l'échelle temporelle prise en considération. **En ce sens, le choix a été fait de comparer les documents anciens (Plan Terrier, cadastre et carte d'État-Major) avec les linéaires digitalisés à partir des documents récents de 2016, et non deux à deux entre documents anciens.** En effet, les marges d'erreurs entre ces documents sont

trop importantes pour pouvoir constater une quelconque mobilité de l'escarpement basal. Il est également nécessaire de préciser que la carte d'État-Major constitue un document difficile à utiliser pour l'exercice d'évaluation de mobilité d'un trait de côte : sa trop petite échelle (1/40 000) et le tracé du trait de côte très schématisé confirment que de tels documents ne peuvent être utilisés pour des environnements de falaises (Maquaire, 1990 ; Costa, 1997 ; Hénaff *et al.*, 2002)

Tableau 3.3 : Vitesses moyennes d'évolution (m/an) des marqueurs morphologiques pour différentes périodes comprises entre 1759 (plan Terrier) et 2016 (LIDAR CLAREC) et comparaison avec d'autres études (dans Roulland *et al.*, 2019)

Marqueur	Date	Localisation	Vitesses moyennes d'évolution (m/an)
Escarpement principal	1759 - 2016	Villers-sur-Mer et Auberville	- 0,23 à - 0,83
		L'Hermitage	- 0,16 à - 0,60
	1837 - 2016	Gonneville-sur-Mer et Houlgate	- 0,06 à - 0,80
Escarpement secondaire	1759 - 2016	Villers-sur-Mer et Auberville	- 0,06 à - 0,45
		L'Hermitage	- 0,14 à - 0,31
	1837 - 2016	Gonneville-sur-Mer et Houlgate	- 0,31 à - 0,97
Escarpement basal	1759 - 2016	Villers-sur-Mer et Auberville	- 0,03 à - 0,08
		L'Hermitage	+ 0,03
	1826 - 2016	De Villers-sur-Mer à Houlgate	- 0,04 à - 0,15
		Entre Auberville et l'Hermitage	+ 0,05 à + 0,10
	1837 - 2016	De Villers-sur-Mer à Houlgate	- 0,04 à - 0,35
		Le long de deux bandes de 150 m à Auberville et l'Hermitage	+ 0,07 à + 0,08
	1947 - 2016	D'Auberville à Houlgate	- 0,04 à - 0,09
		De Villers-sur-Mer à Gonneville-sur-Mer	+ 0,02 à + 0,15
	1947 - 2010	Villers-sur-Mer et Houlgate*	+ 0,16 à - 0,05
		De la digue de Villers-sur-Mer à l'Hermitage	+ 0,03 à - 0,10
1947 - 2005	De l'Hermitage à la digue d'Houlgate*	+ 0,16 à - 0,10	
1947 - 2012	Le long d'une bande de 500 m de Gonneville-sur-Mer à Houlgate**	- 0,04	

* Données ROLNP-DREAL BN, 2014 ** Données V. Compain (2016)

Concernant les résultats à l'échelle historique (1759 – 2016 ; 1826 – 2016 et 1837 – 2016), on observe pour l'escarpement principal et l'escarpement secondaire des taux de recul très variables spatialement, mais également temporellement selon la période considérée (Fig. 3.6). Ainsi, **l'escarpement principal** comprend des valeurs globalement inscrites **entre - 0,46 m/an** pour le **secteur d'Auberville et du glissement de « l'Hermitage »** contre un recul évalué à **- 0,58 m/an** sur le **secteur de Gonneville-sur-Mer/Houlgate**. **L'escarpement secondaire** a subi **des reculs** alternants entre **- 0,20 m/an** sur le **secteur d'Auberville** à **- 0,53 m/an** sur le **secteur de Gonneville-sur-Mer**.

Toujours à l'échelle historique (Fig. 3.7), on observe pour **l'escarpement basal** des secteurs étant, soit en **recul de - 0,03 à - 0,15 m/an**, soit en **progradation pour des valeurs comprises entre + 0,05 à + 0,10 m/an**. **À l'échelle récente (1947 – 2016)**, les résultats restent concordants avec les valeurs historiques étant donné que le recul moyen varie de **- 0,04 à - 0,09 m/an**, tandis que les taux de **progradation sont compris entre + 0,02 à + 0,15 m/an**. À cette échelle temporelle d'analyse, la répartition des secteurs en érosion et en progradation est toutefois plus contrastée avec une plus grande variété de secteurs alternant entre ces deux dynamiques. **Cela indique que le recul côtier global est visible sans surprise à échelle historique, tandis qu'à une échelle d'analyse pluri-décennale, d'autres formes de dynamiques du pied de falaise peuvent être observées.**

Par comparaison avec d'autres études, les valeurs obtenues pour la mobilité de l'escarpement basal sont conformes à celles issues des travaux menés par le ROLNP (Réseau d'Observation du Littoral Normand et Picard) et la DREAL-BN (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement, Basse-Normandie - 2014). Sur les falaises des Vaches Noires, ces structures ont réalisé une quantification de la dynamique du trait de côte de 1947 à 2005 à partir des photographies aériennes de l'IGN qui fait office de document de référence pour les services de l'État en région (Fig. 3.8). Ce travail a été réalisé conformément aux préconisations établies pour la création de l'Indicateur National de l'Érosion Côtière dans le cadre de la Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de Côte portée par le ministère de l'Écologie (CEREMA et Ministère de l'Écologie, du Développement durable et de l'Énergie, 2015).

Quelques nuances locales existent entre cette étude et la nôtre, liées notamment à la période d'analyse de 1947 et 2005 pour le ROLNP/DREAL avec des transects de mesure séparés tous les dix mètres, tandis que notre analyse est effectuée entre 1947 et 2016 avec des transects séparés tous les cinq mètres. L'étude du ROLNP/DREAL a finalement segmenté la mobilité de l'escarpement basal en sept compartiments d'évolutions (contre 12 dans notre étude). Dans l'ensemble, le résultat de l'analyse traduit également bien la faible mobilité du pied de falaise, avec le secteur de Villers-sur-Mer/Auberville (1) considéré comme « relativement stable avec toutefois une tendance à l'accrétion », le secteur d'Auberville jusqu'au glissement de « l'Hermitage » (2) considéré comme « en érosion faible », une partie du secteur de Gonneville-sur-Mer (3) en « accrétion faible », puis deux autres du même secteur considérés en « relative stabilité avec tendance à l'érosion » (4) et « relative stabilité avec tendance à l'accrétion » (5), tandis que l'extrémité occidentale du site est partagée entre « érosion faible » (6), puis « accrétion faible » (7) à l'approche d'Houlgate.

Pour mieux comprendre les modalités et temporalités de mobilité de l'escarpement basal, il est désormais nécessaire de s'intéresser aux évolutions observées à **des dates intermédiaires comprises entre 1947 et 2016**, permettant de révéler les **dynamiques alternées et contrastées** dans le temps et dans l'espace de ce trait de côte.



Figure 3.8 : Mobilité de l'escarpement basal aux falaises des Vaches Noires évaluée par les travaux du ROLNP et de la DREAL-BN (2014) entre le linéaire de 1947 et 2005 (extraite et modifiée de l'atlas du ROL, chapitre dynamique côtière¹³)

3.3. Les dynamiques morphologiques des falaises des Vaches Noires entre 1947-2016

Bien qu'un recul global soit avéré à échelle historique aux falaises des Vaches Noires, l'analyse récente a mis en avant une dynamique originale du pied de falaise, à contre-courant des dynamiques de recul couramment observées sur d'autres côtes à falaises. Pour mieux comprendre les modalités et temporalités d'évolutions d'érosion et de progradation de l'escarpement basal, une analyse portant spécifiquement sur **la mobilité de ce dernier a été menée durant la période 1947 - 2016**.

Cette section présente ainsi les résultats de l'analyse diachronique quantitative conduite par l'utilisation d'une série de photographies aériennes verticales et orthophotographies de l'IGN (1955 – 1969 – 1977 – 1982 – 1994 – 2005 – 2009 – 2012) s'intercalant entre 1947 et 2016, permettant de mettre en **exergue les secteurs où s'observent les dynamiques successives de recul et d'avancée du pied de falaise** (3.3.1). En complément, **une analyse qualitative portant sur l'observation de l'évolution des versants par comparaison d'une photographie aérienne (datée entre 1947 et 1955) et d'une image satellite Google Earth (2016)** a été réalisée afin d'obtenir un regard complémentaire aux données qualitatives obtenues par l'analyse des documents cartographiques (3.3.2).

¹³ https://maps.rolnhdf.fr/atlas/Dynamique_et_risques/

3.3.1. L'évolution non synchrone de l'escarpement basal

Concernant les dynamiques propres à l'escarpement basal, l'analyse a mis en avant, et ce sans surprise, des dynamiques spatiales et temporelles bien plus alternées et contrastées qu'entre deux états connus, à savoir 1947 et 2016 (Fig. 3.7 et 3.8). Les marges d'erreurs (± 5 m pour la période 1947 et 2005, puis de ± 1 m pour la période 2005 et 2016), ainsi que les intervalles de temps inégaux entre chaque mission aérienne ont été pris en compte dans les interprétations des résultats (Fig. 3.9). En dépit de ces limites, l'analyse de l'évolution de l'escarpement basal a permis de mettre en avant plusieurs éléments :

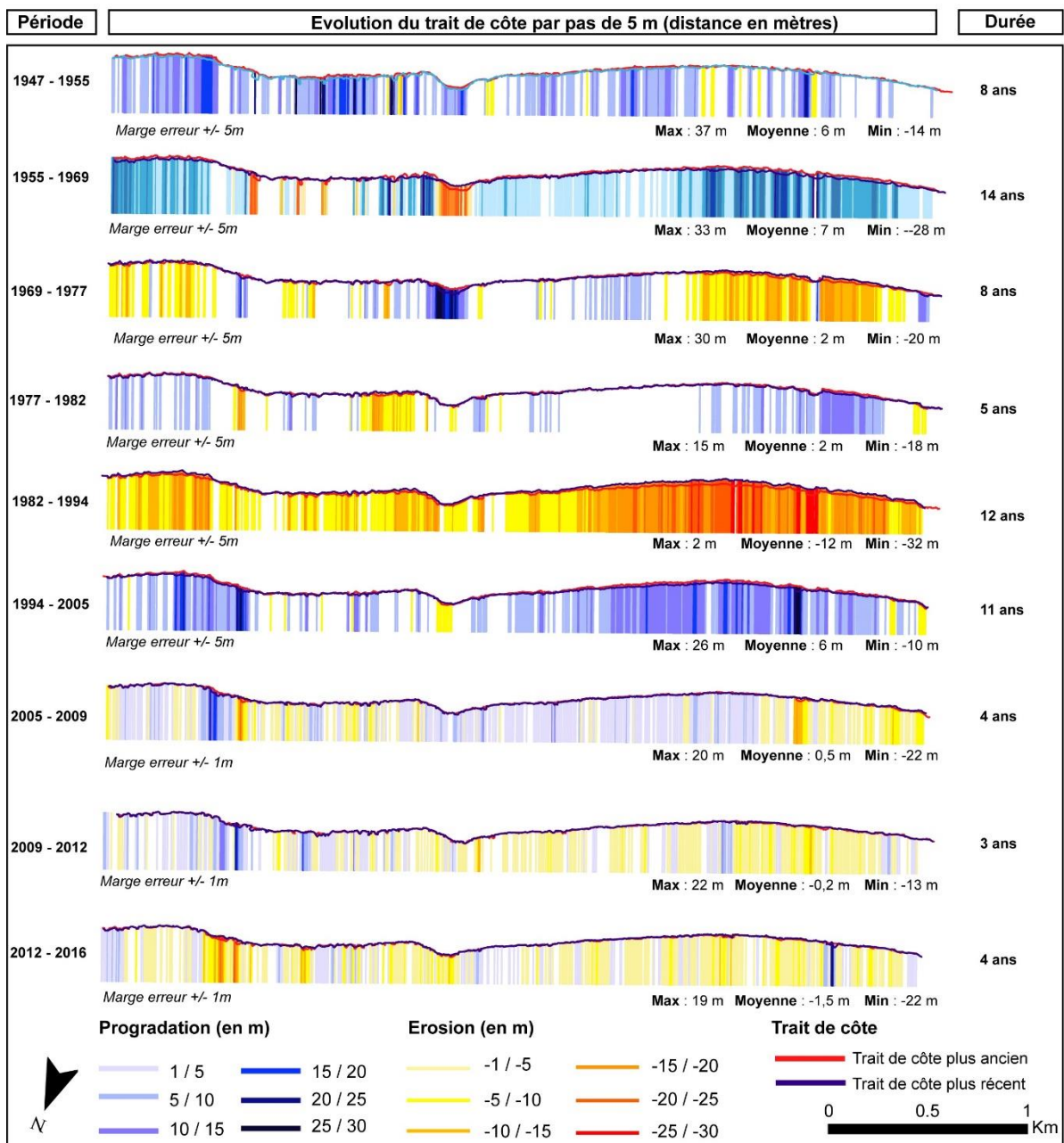


Figure 3.9 : Évolution du trait de côte (pied d'escarpement basal) pour différentes dates comprises entre 1947 et 2016 - distance NSM (en m) évaluée par des transects séparés de 5 m (dans Roulland et al., 2019)

1°) L'ensemble du linéaire est marqué par **d'importantes périodes de progradation**, notamment observable entre 1947 et 1955, 1955 et 1969, 2005 et 2009 puis plus modestement entre 1977 et 1982. Ces périodes sont suivies **de phases érosives** principalement observées entre 1969 et 1977, 1982 et 1994, puis de manière plus contrastée entre 2009 et 2012, et 2012-2016 ;

2°) on a constaté dans les précédentes analyses que le secteur oriental des falaises connaît une dynamique de progradation de l'ordre de + 0,15 m/an sur la période 1947-2016 (Fig. 3.7). **Cependant, on remarque que cette avancée est discontinue dans le temps.** En 69 ans, le secteur oriental a également été marqué **par des phases érosives** comprises entre la période 1969 et 1977, puis 1982 et 1994. Le constat est semblable pour le secteur occidental. Ce dernier est marqué par **une tendance inverse** (recul compris entre - 0,05 à - 0,09 m/an) entre 1947 et 2016. **Cependant, des phases de progradation viennent interrompre cette dynamique régressive** pour les périodes 1947-1955, 1955-1969, 1977-1982 puis 1994-2005 ;

3°) enfin, on observe pour l'ensemble des falaises que les secteurs connaissant une période d'érosion vont être quasi-systématiquement affectés ensuite par une période de progradation. **Selon les secteurs et l'échelle temporelle mobilisée pour cette analyse, on peut estimer que cette dynamique intervient selon des « cycles » pouvant être globalement compris entre 5 et 15 ans.**

3.3.2. Analyse qualitative de l'évolution morphologique des badlands côtiers (1947/1955 à 2016)

Pour compléter l'analyse quantitative de l'évolution des traits de côte, une analyse supplémentaire a été conduite par **comparaison de deux documents photographiques séparés d'environ 69 ans** : une **photographie aérienne oblique**, tirée d'une carte postale, dont la date est estimée entre **1947 et 1955** (Fig. 3.10-A), accompagnée d'une **image satellite aérienne oblique**, tirée de **Google Earth et datée de 2016** (Fig. 3.10-B).

L'objectif de cette analyse est d'apporter un regard complémentaire à la vision verticale, en tentant de relever visuellement les modifications observées au niveau des marqueurs morphologiques, mais également entre ces marqueurs (*i.e.* plateau, replat chahuté, versants de badlands). Cette approche qualitative souhaite apporter des éléments de compréhension supplémentaires quant aux phénomènes de recul relevés au niveau de l'escarpement principal et secondaire, puis aux dynamiques contrastées spatialement et de faible recul de l'escarpement basal. L'observation des documents photographiques met ainsi en évidence :

1°) **L'érosion constante des terrains nus des versants de badlands** (1). Sur les flancs de certaines crêtes principales (C1 et C2), des crêtes secondaires et transverses observées sur l'ancienne photographie ont totalement disparu de l'imagerie satellite récente ;

2°) **Pestompement de la vigueur des reliefs de badlands** (2). Sur la photographie de 1947/1955, on observe entre C7 et C8 un système de badlands fortement disséqué compris dans

un vaste amphithéâtre. Sur l'image de 2016, les ravines et crêtes ont disparu puis ont été partiellement colonisées par une végétation herbacée/arbustive ;

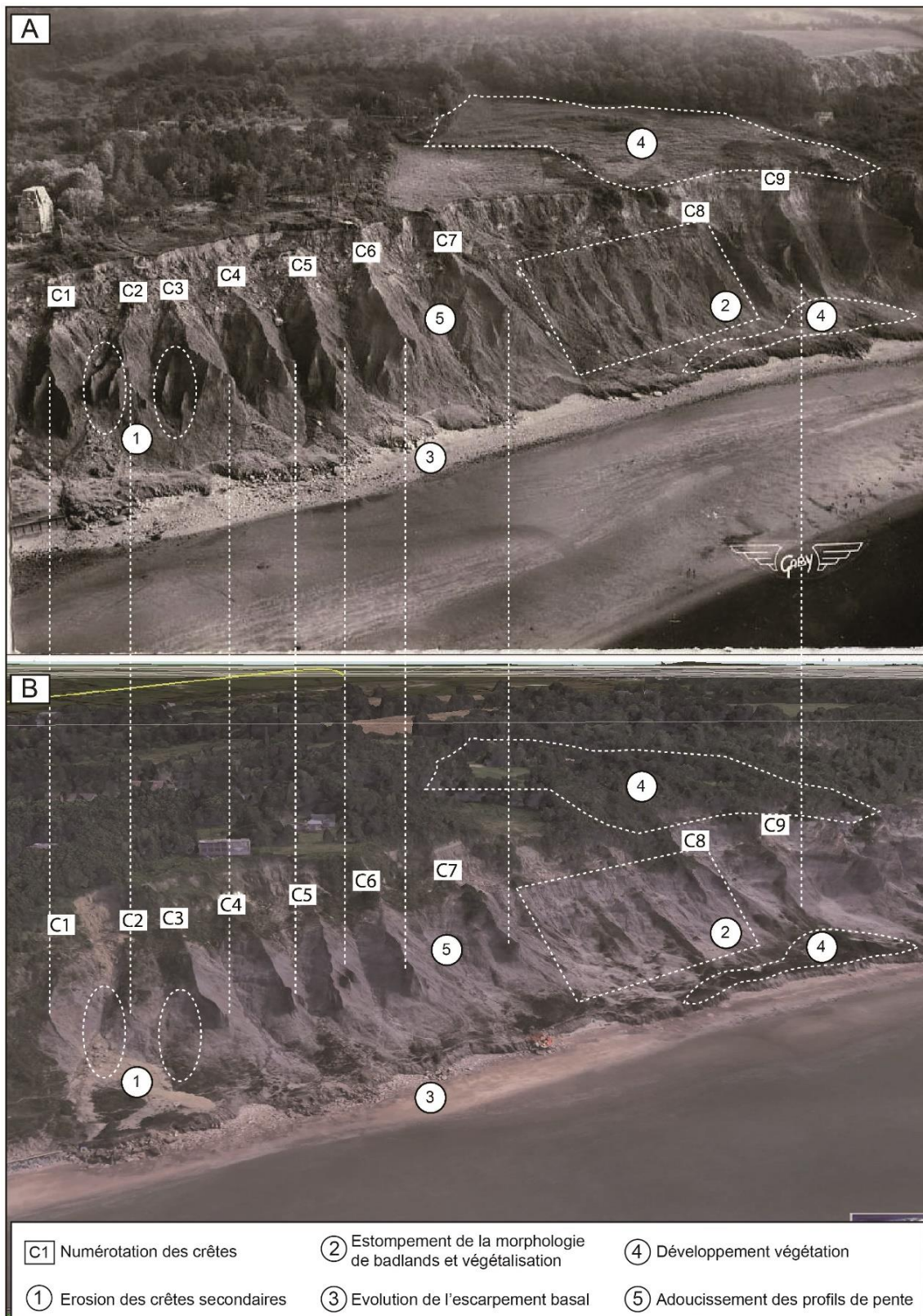


Figure 3.10 : Observation qualitative de l'évolution des versants orientaux (Villers-sur-Mer/ Auberville) des falaises des Vaches Noires ; A) Carte postale des Vaches Noires datée entre 1947 et 1955 ; Vue aérienne oblique des Vaches Noires (Google Earth, extraite en 2016)



Figure 3.11 : Illustration de la morphologie passée des versants orientaux (Villers-sur-Mer/Auberville) des falaises des Vaches Noires (photo : Charles Koechlin)

3°) tandis que l'escarpement secondaire présente des traces de recul par glissements et chutes de blocs, l'escarpement basal semble conserver en 2016 un tracé d'ensemble similaire à celui de 1947/1955 (3). On observe cependant quelques modifications ponctuelles, notamment à l'aval de C6 et C7 où l'escarpement présente une pente douce à l'aspect rectiligne sur l'ancienne photographie, tandis que le profil de pente récent est plus prononcé, formant même un abrupt. De plus, à l'aval de C2 et C3, l'escarpement paraît comme creusé par la mer (forme convexe du tracé),

tandis que son tracé est concave vers la mer sur l'image satellite. Dans l'ensemble, ce secteur de falaises donne plus l'impression générale d'une progradation que d'un réel recul, confirmant les taux de mobilité observés pour la période 1947-2016 (Fig. 3.7 et 3.8) ;

4°) **une végétation qui a progressivement colonisé les versants** (4) aussi bien au niveau du replat chahuté (végétation arborée), que dans les secteurs de coalescence des coulées de boue où une végétation arbustive s'est développée dans les zones moins pentues.

5°) **des ravines dont le profil de pente s'est adouci au cours du temps** (5). En plus de la diminution générale du degré de pente, on constate que l'espacement d'entre-deux crêtes est plus important aujourd'hui que par le passé. La perte de « vigueur » des crêtes d'interfluves et des ravines est par ailleurs attestée à partir de l'observation de photographies antérieures à 1947 (Fig. 3.11). Les photographies prises respectivement en 1891, 1899 et 1900 par le compositeur Charles Koechlin témoignent des plus forts degrés de pente que possédaient les versants des Vaches Noires plus d'un siècle auparavant. Par ailleurs, les cheminées de fée visibles en 1891 sur le secteur de Villers-sur-Mer et Auberville ne sont plus observables à l'heure actuelle ;

Ainsi, l'observation qualitative des différents documents photographiques corrobore les hypothèses émises dans les paragraphes précédents : **tandis que l'escarpement principal et l'escarpement secondaire ne font que reculer, l'escarpement basal connaît des vitesses de mobilité peu marquées du fait des importants jeux d'érosion et progradation qu'il subit au cours du temps.** Entre ces marqueurs morphologiques, les versants de badlands s'érodent et perdent de leur vigueur (pente) au cours du temps. Les matériaux arrachés aux versants sont transférés vers le pied de falaise et le haut de plage. L'action de la mer évacue les matériaux les plus fins, faisant ressortir les blocs de craie et de calcaires transportés préalablement par les processus de versant. Cette forme de « cyclicité » des dynamiques hydrogravitaires explique en partie la faible mobilité inhabituellement observée pour un escarpement basal formé de matériaux meubles.

3.4. Modalités d'évolutions des falaises des Vaches Noires et autres sites côtiers aux lithologies meubles : approche comparative

Cette dernière section met en **perspective les résultats obtenus pour les falaises des Vaches Noires au regard d'autres sites de côtes à falaise meubles**. La faible mobilité du pied de falaise relevée aux échelles historiques et récentes est comparée avec les résultats d'autres études menées sur des sites voisins (3.4.1), puis une réflexion est apportée concernant la notion de « cycle d'évolution » du recul côtier et des temporalités à retenir pour appréhender une mobilité de l'ensemble des falaises des Vaches Noires (3.4.2).

3.4.1. Un pied de falaise meuble à évolution faible et alternée (recul vs progradation)

Les valeurs d'évolution de l'escarpement basal paraissent finalement assez faibles pour des falaises dont la base est constituée par des matériaux meubles argilo-marneux. En effet, des falaises

de sites régionaux aux lithologies dites meubles sont marquées par des reculs plus importants (entre - 0,15 et - 0,35 m/an (Fig. 3.12). Ainsi, en prenant exemple sur des sites côtiers à l'assise argilo-marneuse proches des falaises des Vaches Noires, les vitesses d'évolutions sont les suivantes :

1°) **Pour les falaises du Bessin** (1), les taux de recul sont compris entre - 0,15 à - 0,20 m pour une période d'environ 150 ans. Localement, des valeurs maximales atteignant - 0,25 m/an ont été estimées sur le site du Cap Manvieux (Maquaire, 1990 ; Maquaire *et al.*, 2019 ; Costa *et al.* 2019) ;

2°) à proximité est des falaises des Vaches Noires, sur **le site du Mont Canisy** (2), les taux de recul sont compris entre - 0,10 à - 0,18 m /an entre 1829 et 2012 (soit 183 ans) au sein de la commune de Bénerville (Savary, 2015) ;

3°) en progressant vers l'est du Pays d'Auge, au **Cirque des Graves** à proximité de la commune de Villerville (3), les taux de recul entre 1808 et 2010 (soit 202 ans) ont été évalués à - 0,35 m/an (Lissak *et al.*, 2013).

Les vitesses de recul de ces sites présentent ainsi des valeurs plus importantes que celles observées à échelle historique aux falaises des Vaches Noires. Cependant, **ces études ont également mis en avant le fait que des nuances doivent être apportées sur ces importantes valeurs de recul.**

À des pas de temps d'analyse plus courts, les études portant sur le Cirque des Graves mettent en évidence que sur une période comprise entre 1976 et 2010 (34 ans), et selon les secteurs, le recul du pied de falaise était soit nul, soit évalué à - 0,15 m/an. Cela est dû à la réactivation de glissements de terrains majeurs survenus entre 1982 et 2001. La progression de ces derniers sur l'estran a conduit à une progradation de l'escarpement basal durant ces périodes morphogènes. En ce sens, on constate des processus similaires aux falaises des Vaches Noires pour des événements moins volumineux qu'aux Cirque des Graves, mais cependant plus fréquents. La nature peu résistante des versants argilo-marneux provoque de fréquents mouvements hydrogravitaires comprenant glissements de terrain, chutes et transports de blocs, mais également coulées de boue visqueuses et fluides qui ont la capacité d'atteindre et de s'étaler en partie haute d'estran (*i.e.* phase de progradation). La mer évacue progressivement les matériaux en haut d'estran, qui sont à leur tour compensés par l'arrivée de nouveaux matériaux issus des processus des versants continentaux. Ce « cycle » a pu être observé sur l'ensemble de l'escarpement basal de notre site d'étude à partir de l'analyse effectuée entre 1947 et 2016 (section 3.3.1, fig. 3.8) et explique les faibles valeurs de recul obtenues aux falaises des Vaches Noires en comparaison des autres sites côtiers.

Par ailleurs, un phénomène semblable au Cirque des Graves est visible au lieu-dit « L'Hermitage » à Auberville où un grand glissement évoluant en coulée a pu être mis en évidence. Par analyse des documents géo-spatiaux anciens et récents, on estime que ce dernier s'est produit entre 1837 et 1947, entraînant un recul de l'escarpement principal de plus de 120 m. Dans le même temps, la progression du glissement vers la mer a provoqué une avancée du trait de côte de plus de 50 m, visible par la forme et disposition arquée des blocs sur la plage (Maquaire *et al.*, 2013).

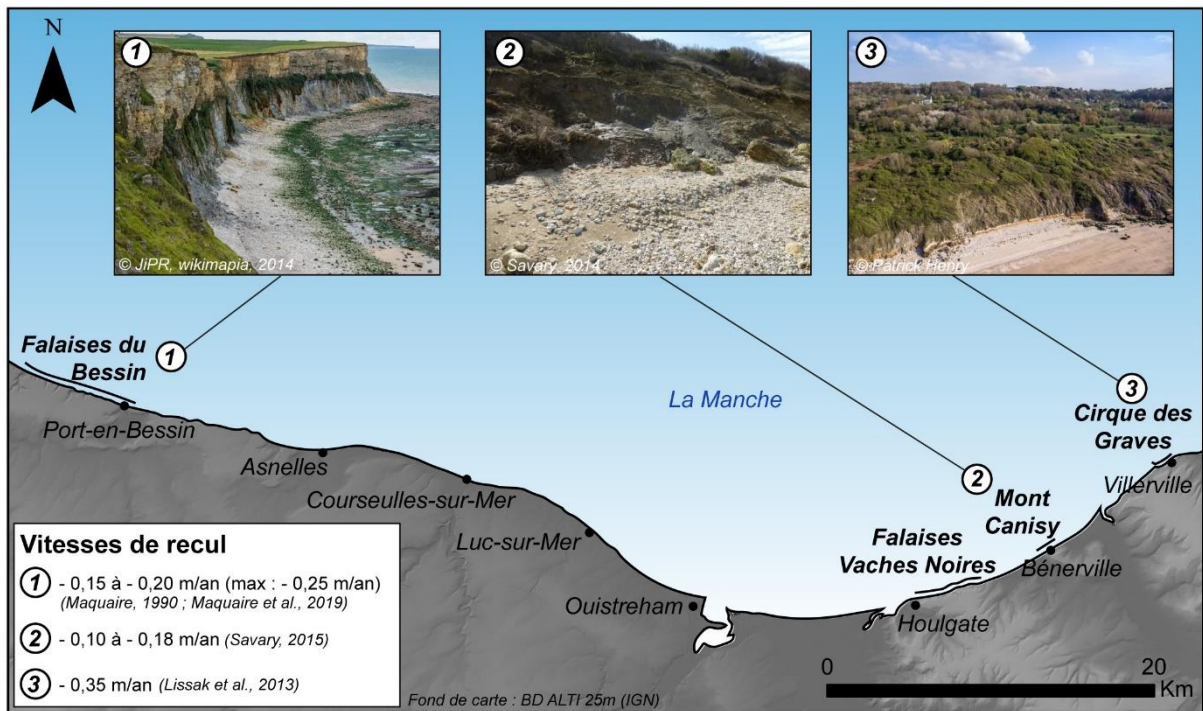


Figure 3.12 : Localisation des côtes à falaises à l'assise argilo-marneuse proche des falaises des Vaches Noires (falaises du Bessin – Maquaire, 1990 ; Maquaire et al., 2019 ; Mont Canisy – Savary, 2015 ; Cirque des Graves ; Lissak et al., 2013)

3.4.2. Réflexion et discussion sur la notion de « cycle d'évolution » et des échelles temporelles d'analyse du recul côtier

Les dynamiques observées aux falaises des Vaches Noires permettent de discuter la notion de « cyclicité » évoquée dans les précédentes lignes. On entend classiquement par « cycle d'évolution » un schéma de fonctionnement type du mécanisme de recul des falaises (Fig. 3.13) qui tient compte d'un état initial du massif à un instant t (1) qui, par action des forçages subaériens et marins, va progressivement se fragiliser (2). La somme de ces sollicitations entraîne une diminution de la résistance mécanique des versants (3), constituant le **facteur préparatoire** précédant le mouvement gravitaire une fois les seuils critiques de stabilité dépassés (*i.e.* **facteur de déclenchement**). Lorsque le mouvement gravitaire s'est produit (4), les matériaux provenant de l'ablation des versants s'accumulent en pied de falaise, offrant une protection temporaire pour l'ensemble du versant des actions marines (*i.e.* **phase d'accumulation**). L'évacuation progressive des matériaux de bas de versant (5) conduisent les versants de falaises à revenir au stade initial (1) qui entraînera un nouveau cycle.

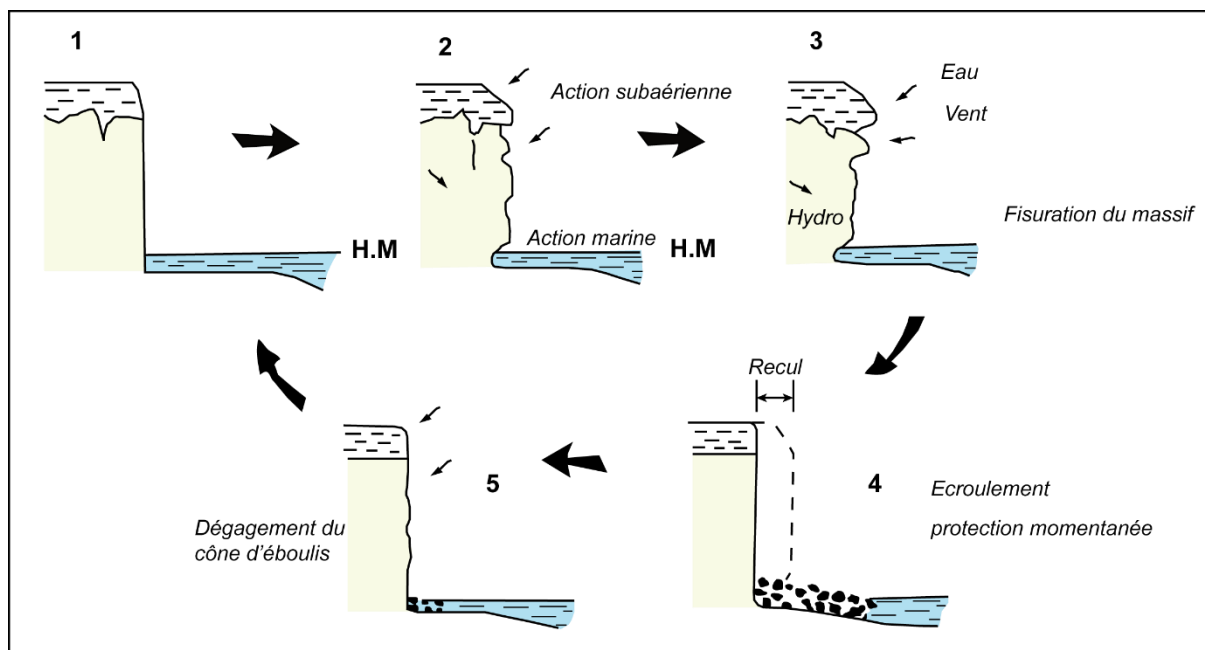


Figure 3.13 : Illustration du fonctionnement type d'un "cycle d'érosion" des falaises (modifiée d'Evrard and Sinelle, 1980)

Même si cette notion de « cycle » apparaît séduisante, elle reste critiquable pour de nombreuses raisons. Comme le précisent certains auteurs (Costa, 1997 ; Letortu, 2013 ; Letortu *et al.*, 2019 ; Costa *et al.*, 2019), le terme de « cycle d'évolution » est inadapté dans le sens où lorsqu'une falaise subit un mouvement gravitaire, cette dernière ne revient pas par la suite à un « stade initial » ou « stade antérieur ». En réalité, un **nouveau front de falaise, possédant sa propre morphologie, de nouveaux degrés de pente mais également d'autres stades de dégradation mécanique liée aux séquences antérieures des événements survenus, est mis en place**. Pour que ce front de falaise subisse à nouveau un recul, il est nécessaire que s'organisent de nouvelles actions hydro-météo-marines, voire anthropiques, pour lesquelles les temporalités d'actions vont parfois être plus ou moins longues que durant le précédent recul, dépendant notamment de la nouvelle résistance mécanique du massif, mais également de la fréquence et de l'intensité des forçages (*i.e.* variabilité climatique).

Comme souligné par ces auteurs en évoquant l'action du déclenchement des mouvements hydrogravitaires des falaises de la côte d'Albâtre, ces derniers résultent d'une combinaison de facteurs propres au **système « complexe »** que représente le milieu littoral. Elle souligne la notion des **phénomènes d'hystérésis**, avec une identification des **facteurs de préparation** et des **facteurs de déclenchement** des mouvements agissant à des **temporalités différentes**, mais **imbriqués les uns aux autres**, impliquant de « *définir les modalités de l'érosion qui se produisent sur des pas de temps longs, puis d'identifier le facteur déclenchant à l'origine de la rupture qui se réalise sur des pas de temps courts* » (Letortu, 2013). Les résultats acquis sur un site sont de ce fait difficilement transposables et ne valent que pour les sites étudiés en raison des spécificités des contextes morpho-structuraux et des conditions hydro-météo-marines locales.

En ce sens, toute étude portant sur l'analyse du recul côtier doit considérer en amont **l'échelle spatiale et temporelle optimale** à prendre en compte pour dégager non seulement **les tendances**

évolutives de mobilité des traits de côte, mais également les successions d'épisodes morphogènes s'intercalant dans ces tendances pour lesquelles d'autres formes de mobilité ou de recul vont pouvoir être mises en avant, comme cela a pu être effectué pour l'analyse des modalités d'évolution de l'escarpement basal des falaises des Vaches Noires. Si la notion de « cycle d'évolution » reste délicate à mobiliser pour évoquer les évolutions à long terme du recul côtier, elle permet toutefois de poser la question des **périodes de retour des événements à retenir pour appréhender une évolution de l'ensemble de la falaise**. Dans le cas des secteurs à falaises taillées dans des formations meubles et évoluant par des phénomènes hydrogravitaires complexes, les relais et combinaisons de processus incluant les glissements en haut d'escarpement, la propagation des coulées, le déblaiement des matériaux par la mer, le recul du pied puis la déstabilisation progressive du profil d'équilibre amorçant un nouveau glissement peuvent être dégagés (Fig. 3.14).

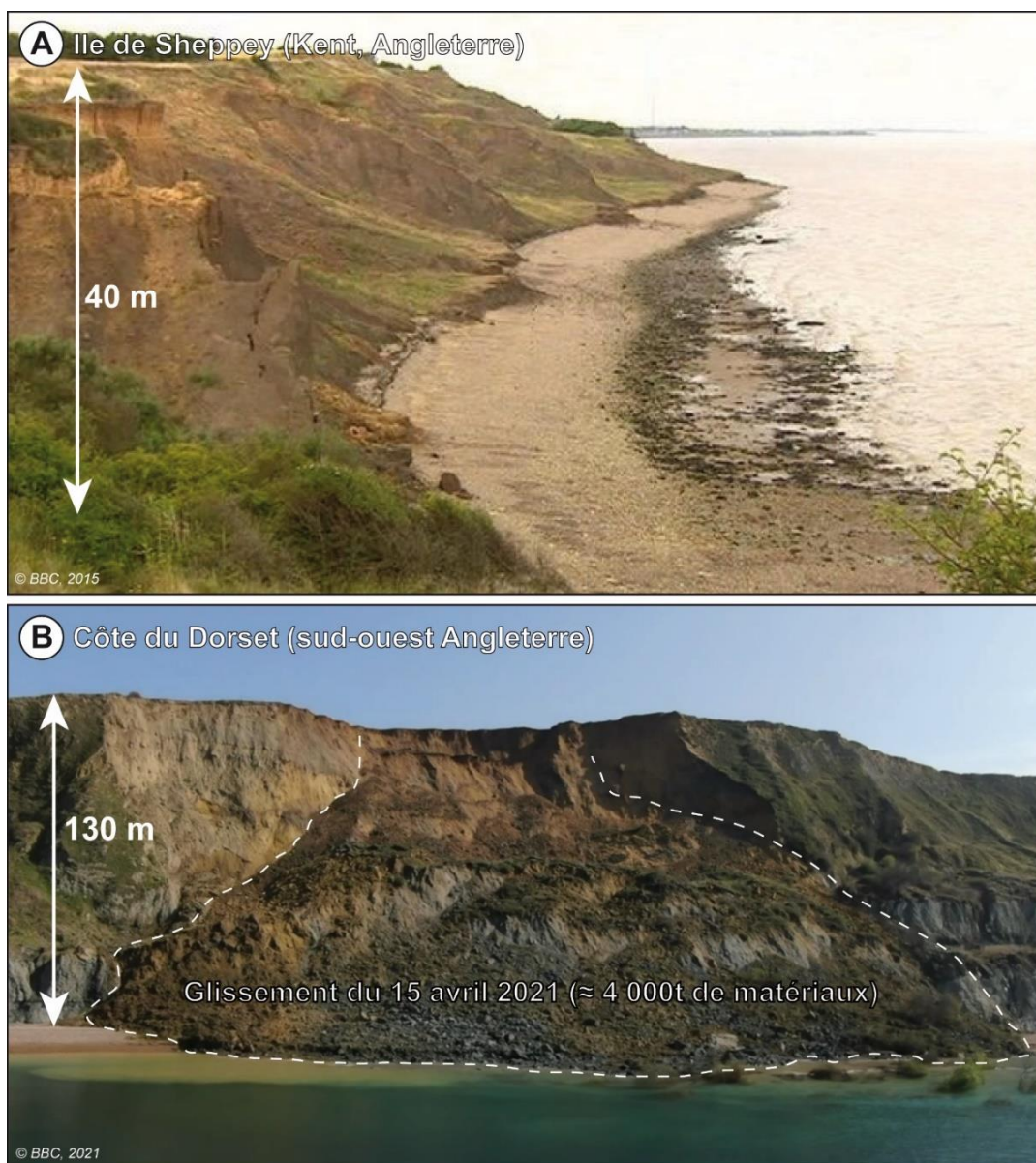


Figure 3.14 : Illustration des falaises argileuses des côtes anglaises ; A) Falaises argileuses à morphologies de badlands localisées le long de l'île de Sheppey, Angleterre (photo : BBC, 2015) ; B) Falaises argileuses de la côte du Dorset avec le glissement de terrain d'environ 4 000 tonnes survenu en avril 2021 (photo : BBC, 2021)

Par comparaison avec d'autres sites (Fig. 3.14), les **falaises d'argiles de Londres** d'un commandement de 40 m le long de **Pîle de Sheppey** (Royaume-Uni – Fig. 3.14-A), cette évolution peut se faire à l'intérieur de **périodes comprises entre 30 à 40 ans** (Hutchinson, 1973). Dans les **falaises argilo-calcaires du Gault en côte ouest du Dorset** (Fig. 3.14-B), de 100 à 200 m de commandement, pour lesquelles l'activation des coulées sommitales dépend en grande partie du recul de la partie basse de la falaise taillée dans les marnes du Lias inférieur, les périodes sont estimées entre **100 à 150 ans** (Brunsdon et Jones, 1980 ; Pierre, 2005). Pour les falaises des Vaches Noires, la périodicité à prendre en compte serait au moins de l'ordre de **250 à 300 ans**, pour pouvoir mettre en évidence une tendance évolutive à long terme du recul (Roulland *et al.*, 2019).

Conclusion du chapitre 3

L'analyse diachronique à échelle historique (257 ans) et récente (69 ans) à partir de documents géo-spatiaux multi-sources a permis de mettre en évidence les premiers éléments de compréhension de la dynamique complexe des falaises des Vaches Noires.

Tandis que l'escarpement principal et l'escarpement secondaire ne peuvent qu'être affectés par des **phénomènes de recul** pour lesquels les **vitesses et rythmes d'évolutions sont très variables spatialement et temporellement**, l'escarpement basal présente sur des **temps longs des phénomènes de recul et de progradation**. Selon les périodes d'observations considérées, on constate que les **résultats obtenus peuvent être très différents pour les trois marqueurs morphologiques**. Très logiquement, bien que la **tendance globale du pied de falaise soit au recul**, on constate tout de même à partir de l'analyse à échelle récente (1947 - 2016) que ce dernier connaît une mobilité de recul et d'avancée comprise pour des périodes inscrites entre **5 et 15 ans**. L'analyse qualitative d'évolution des versants corrobore ce constat où l'on observe en quelques décennies une **réduction de la vigueur des reliefs de badlands**, tandis que **l'escarpement basal semble conserver le même tracé morphologique**.

Sur ce type de falaise qui évolue par différents **processus emboîtés dans l'espace et le temps** (glissements, propagation de coulées boueuses, déblaiement des matériaux par la mer, recul du pied de falaise et déstabilisation progressive annonçant un nouveau glissement), il est nécessaire de prendre en compte une **période d'évolution d'une durée d'au moins 250 à 300 ans** pour pouvoir mettre en évidence une **tendance évolutive à long terme de recul** tenant compte des différentes temporalités des relais de processus sur l'ensemble du versant.

Pour des périodes d'observation plus courtes, les phénomènes sont caractérisés par des évolutions **variables spatialement et temporellement**, et cela pour chaque compartiment morphologique des falaises (escarpement principal, replat chahuté, escarpement secondaire, secteur de badlands, escarpement basal). Ces phénomènes doivent être précisés pour affiner la compréhension du fonctionnement général des Vaches Noires. **En cela, il est nécessaire de dépasser l'analyse des dynamiques d'évolutions des falaises des Vaches Noires par la seule quantification de la mobilité des traits de côte, pour s'intéresser à l'activité hydrogravitaire visibles dans chacun des compartiments morphologiques**. Ainsi, le quatrième chapitre propose d'analyser à échelle récente la dynamique des versants sur l'intégralité des falaises des

Vaches Noires. Un inventaire des mouvements de terrain réalisé à l'aide d'archives et d'observation de photographies aériennes et d'orthophotographies est effectué, complété par une analyse diachronique de l'évolution de la végétation. L'objectif final est de dresser des cartographies morphodynamiques à l'échelle du 1/5 000 pour apporter des précisions quant aux tendances évolutives de l'ensemble du site entre 1955 et 2016

Chapitre 4

État d'activité et trajectoire d'évolution des versants à échelle récente (1955 – 2016) : mobilisation de la cartographie morphodynamique



Si les dynamiques contrastées des escarpements principal, secondaire et basal ont pu être quantifiées à échelle historique et récente, les informations concernant la morphologie, l'activité hydrogravitaire et les évolutions d'occupation du sol entre ces marqueurs morphologiques restent encore à préciser.

En ce sens, le chapitre 4 s'attache à détailler sur l'ensemble des falaises des Vaches Noires l'état d'activité des versants pour la période comprise entre 1955 et 2016. Sur une période de 61 ans, l'objectif principal est de retracer les trajectoires d'évolution des versants afin de contextualiser l'état d'activité actuellement observé. À partir d'un inventaire des mouvements de terrain, de l'évolution de l'occupation du sol, puis de la réalisation de cartes morphologiques, l'activité générale des falaises des Vaches Noires est finalement synthétisée sur la base de cartes morphodynamiques.

Introduction

La quantification de la mobilité des traits de côte a fourni des informations essentielles concernant les **tendances évolutives historiques et récentes des falaises des Vaches Noires**. L'analyse a mis en avant une variabilité importante des taux de recul et des dynamiques hétéroclites sur l'ensemble du site. Si l'on possède désormais des connaissances sur la mobilité des trois principaux escarpements (principal, secondaire puis basal), **l'information concernant les événements hydrogravitaires s'étant produits, dans le temps et dans l'espace, sur et entre ces linéaires (i.e. front de falaise, replat bosselé et chahuté, secteurs de badlands) doit être précisée.**

Pour répondre à cela, les **outils et méthodes de la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa aux mouvements de terrain** sont mobilisés. Traditionnellement, l'évaluation de l'aléa « mouvement de terrain » suit une **approche empirique** (ou dite de type « experte ») fondée sur les **connaissances et données disponibles pour l'expert concernant l'interprétation de l'activité d'un site** (Antoine *et al.*, 2000 ; Thiery, 2007 ; Fressard, 2013 ; Thiery et Terrier, 2018 ; Thiery *et al.*, 2020). L'objectif étant d'établir une relation entre le **déclenchement de mouvements de terrain et les facteurs environnementaux du site étudié**, l'évaluation doit répondre aux questions suivantes : **où se localise le phénomène ? Quand celui-ci est-il survenu ? Comment et pourquoi s'est-il déclenché ?**

En tenant compte de ces interrogations, l'objectif principal du chapitre 4 sera **d'enrichir la connaissance générale des trajectoires d'évolution de l'intégralité du site à échelle récente** (de 1955 à 2016) afin de **contextualiser les dynamiques hydrogravitaires et l'état d'activité des versants observé à l'heure actuelle**. En ce sens, le chapitre a pour objectif de répondre aux questions « **où et quand ?** » se sont produits les phénomènes afin de 1°) déterminer si l'activité de l'ensemble du site s'oriente vers **une diminution, une « stabilité » ou une accentuation des fréquences d'apparition des phénomènes hydrogravitaires** ; 2°) détecter, spatialiser et hiérarchiser les secteurs présentant de plus ou moins fortes susceptibilités à l'activité hydrogravitaire.

Pour répondre à ces objectifs, le choix a été fait de mobiliser **la carte morphodynamique** qui constitue un **mode de représentation cartographique** permettant de **synthétiser les formes et différents degrés d'activité des processus hydrogravitaires sur un territoire**. Au préalable de la réalisation de ces cartes, de multiples informations sur **la localisation** et les **périodes d'activation des processus hydrogravitaires** doivent être obtenues, mais également sur **les évolutions de l'occupation du sol au cours du temps et la morphologie générale du site**.

La section 4.1 présente la stratégie adoptée pour réaliser les cartes morphodynamiques et la récolte des données nécessaires à leur construction. La méthodologie retenue pour construire l'inventaire des mouvements de terrain est développée. Les données obtenues à partir des archives sont présentées, ainsi que les photographies aériennes et orthophotographies retenues pour la photo-interprétation et la détection visuelle des événements. La stratégie de construction et de digitalisation de l'évolution de l'occupation du sol est ensuite détaillée. La section se conclut sur les

choix adoptés concernant la sémiologie graphique et l'échelle de travail mobilisée pour la réalisation des cartes morphodynamiques adaptées aux falaises des Vaches Noires.

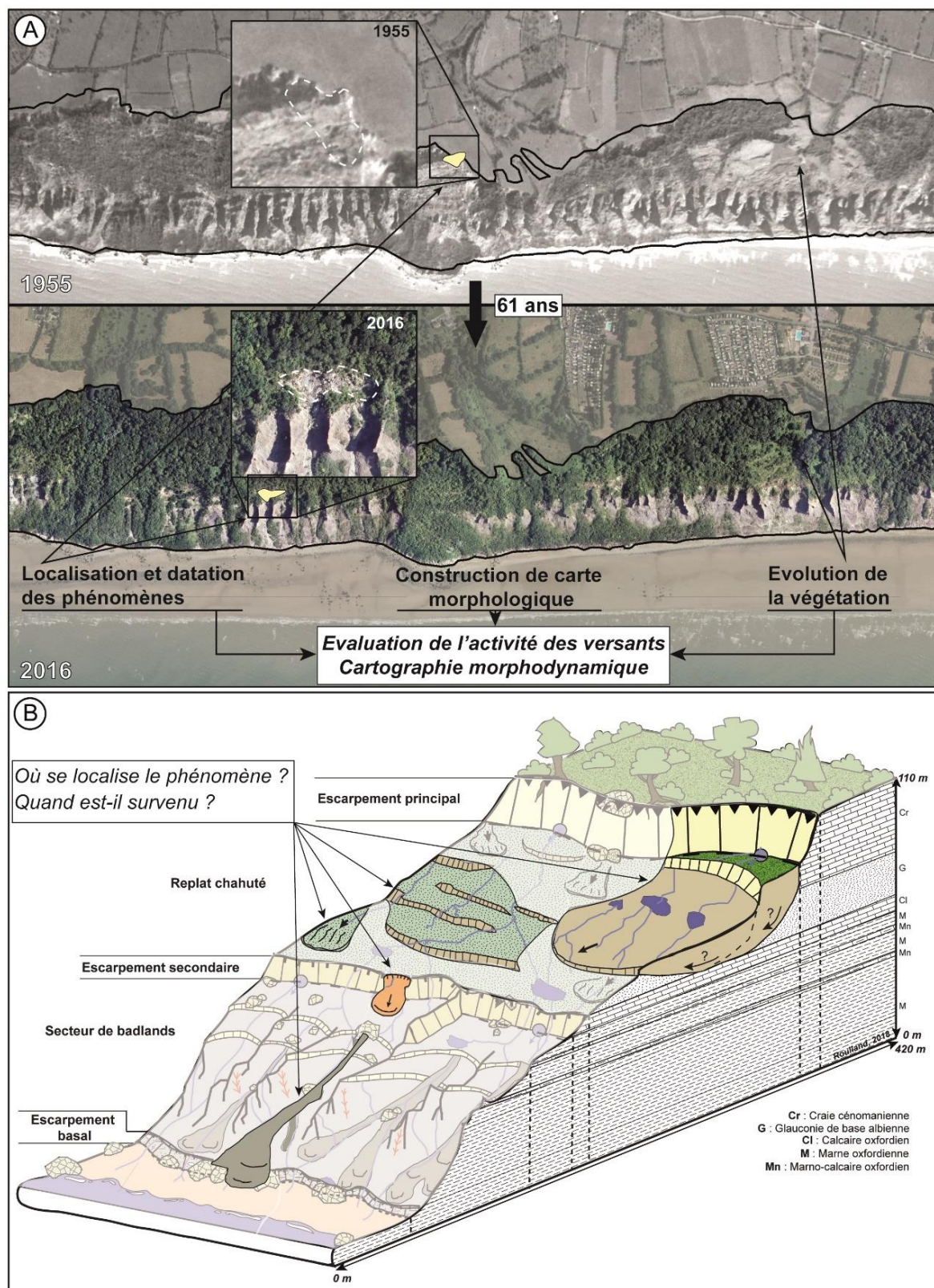


Figure 4.1 : Illustration des objectifs du chapitre ; A) Inventaire des mouvements gravitaires et analyse diachronique d'évolution de la végétation ; B) Schématisation de l'inventaire des mouvements gravitaires et des interrogations retenues pour caractériser l'état d'activité des versants

La section 4.2 expose les résultats obtenus par l'inventaire des mouvements de terrain sur une série de douze missions de photographies aériennes/orthophotographies de l'IGN comprises entre 1955 et 2016. Les résultats de cet inventaire sont combinés sur une unique carte permettant de localiser et de dater de manière synoptique la répartition des événements.

La section 4.3 présente l'évolution de l'occupation du sol observée sur les six dates sélectionnées (1955, 1982, 1969, 1982, 2001 et 2016). L'augmentation ou la régression des différents types d'occupation du sol (végétation arborée et arbustive dense, végétation arbustive éparse, végétation herbacée et sols à nus) sont quantifiées pour le secteur des falaises *stricto sensu* (i.e. de l'escarpement principal à l'escarpement basal, sans tenir compte du plateau et des zones urbaines).

La section 4.4 synthétise les résultats préalablement obtenus pour la construction des cartes morphodynamiques réparties sur quatre secteurs distincts : l'extrémité orientale des falaises à Villers-sur-Mer/Auberville, les parties centrales à Auberville/glisserment de l'Hermitage et Gonnevill-sur-Mer, puis l'extrémité orientale à Gonnevill-sur-Mer/Houlgate. Ces dernières renseignent sur les secteurs ayant présentés ou non une quelconque activité hydrogravitaire au cours du temps, permettant ainsi de contextualiser les dynamiques actuellement observées et quantifiées dans le site SNO DYNALIT.

4.1. Stratégie de réalisation de la carte morphodynamique

La cartographie morphodynamique repose sur la **spatialisation combinée des formes de terrain et de leur mise en relation avec un processus dynamique**, dont l'activité est estimée en fonction des **indices morphologiques de surface** (Thierry, 2007 ; Fressard, 2013). Prenant comme base de travail la **cartographie géomorphologique** (Tricart, 1971 ; Gustavsson *et al.*, 2006, 2008 ; Joly, 1962, 1997 ; Smith *et al.*, 2011), la carte morphodynamique permet idéalement de synthétiser les informations concernant la **géologie (lithologie, tectonique)**, la **morphologie (formes du relief)** et les **processus qui y sont associés (morphogénèse)**, tout en renseignant sur l'**hydrographie** et l'**occupation du sol**.

Sur la base de l'approche « experte » développée dans ce chapitre, la **réalisation de cartes morphodynamiques** opérée sur l'ensemble des falaises des Vaches Noires va permettre d'avoir une **représentation synoptique de l'activité hydrogravitaire du site**, tout en **retracant les dynamiques morphologiques et d'évolution de l'occupation du sol à une échelle pluri-décennale**.

Cette section présente ainsi les différentes étapes de l'analyse menée entre 1955 et 2016 pour apprécier les trajectoires d'évolutions de l'intégralité du site. En ce sens, la stratégie et les documents mobilisés pour l'inventaire des mouvements de terrain sont présentés (4.1.1). En rappelant le rôle de la végétation comme indicateur de la stabilité des versants, la méthode de digitalisation de la donnée d'occupation du sol est détaillée (4.1.2). Les choix opérés concernant l'échelle d'analyse et la légende retenue pour réaliser les cartes morphodynamiques des falaises des Vaches Noires sont finalement développés (4.1.3).

4.1.1. Inventaire des mouvements de terrain

L'**inventaire des mouvements de terrain** est classiquement considéré comme l'une des bases indispensables à acquérir pour toutes études de la susceptibilité et/ou de l'aléa d'un territoire (Soeters et Van Westen, 1996 ; Van Westen, 2000 ; Thiery, 2007 ; Van Westen *et al.*, 2008 ; Corominas *et al.*, 2014 ; Thiery et Terrier, 2018).

Selon l'échelle de travail souhaitée, il peut s'effectuer directement par **observation des formes héritées et/ou actuelles sur le terrain** (cartographie par GPS), ou par **l'analyse de documents géo-spatiaux de diverses résolutions** (photographies aériennes, orthophotographies, modèles numériques de terrain, images satellites). S'insérant parmi les méthodes qualitatives d'approche dite « **experte** » (Fressard, 2013), l'inventaire permet d'obtenir *in fine* une **carte de distribution spatiale des phénomènes**. Couplé à une analyse diachronique, l'inventaire intègre une dimension temporelle renseignant sur **l'état d'activité du processus, sa période de retour mais également sur la date plus ou moins précise de son déclenchement**.

4.1.1.1. Collecte de données dans les archives

L'inventaire des mouvements de terrain a débuté par la récolte d'informations à partir de données multi-sources issues d'archives de provenance diverses (données du Bureau de Recherches Géologiques et Minières - BRGM, articles de presse, travaux scientifiques - Tab. 4.1).

La première étape a été de consulter la Base de Données Nationale des Mouvements de Terrain (BDMVT) du BRGM. Cette base de données, gérée et développée depuis 1994, recense au sein du territoire français les processus hydrogravitaires classifiés en cinq types : **glissement de terrain, éboulement, effondrement, coulée de boue et érosion de berge**. Plus d'une vingtaine d'événements ont pu être recensés à partir de cette base de données. Pour compléter les informations de la BDMVT, une visite dans les locaux du BRGM de Rouen a permis de consulter les archives départementales avec pour double objectif de : 1°) récolter des informations supplémentaires à partir des fiches mouvements de terrain qui n'auraient pas été numérisées et intégrées dans la BDMVT ; 2°) consulter les documents de la Banque du Sous-Sol (BSS) issus de diverses administrations du Calvados récoltés lors des programmes de la BDMVT. Bien que quelques documents portant sur les données hydrogéologiques du sous-sol (type « sondages profonds », levé ponctuel des valeurs altitudinales de la nappe phréatique cénomaniennne) aient pu être récupérés, la recherche s'est avérée peu fructueuse sur l'identification d'autres mouvements de terrain.

La deuxième étape a consisté en une recherche bibliographique à partir d'anciens travaux (scientifiques, techniques ou encore juridiques) évoquant spécifiquement les falaises des Vaches Noires. Quelques informations ont été obtenues dans le « Rapport de présentation » des Plans de Prévention des Risques aux Mouvements de Terrain des falaises des Vaches Noires¹⁴, notamment à partir d'une esquisse cartographique des mouvements historiques du Calvados (Ballais *et al.*,

¹⁴ <http://www.calvados.gouv.fr/le-ppr-de-mouvements-de-terrain-des-falaises-des-a3274.html>

1984), ainsi qu'une carte de localisation des mouvements de terrain dans le Calvados durant la période active de février 1988 (Helluin, 1988).

Tableau 4.1: Données récoltées sur les mouvements de terrain des falaises des Vaches Noires dans les archives selon les quatres communes concernées

Commune	Localisation	Date	Type de mouvement	Sources	Total	
Villers-sur-Mer	?	12 octobre 1990	Coulée de boue	Arrêté de catastrophes naturelles	10	
		25 au 29 décembre 1999	Mouvements de terrain indifférenciés			
		17 mars 2003	Coulée de boue			
		juin 2003				
	Rue de Falaise	1979	Glissement	BDMVT (BRGM)		
	?	23 novembre 1984				
		mars 2001	Effondrement			
		23 mars 2001	Glissement			
1961		Fissuration	Carte J.L. Ballais, O. Maquaire, H. Ballais (1984)			
		1967	Glissement			
Auberville	?	?	Chute de blocs/Eboulement	BDMVT (BRGM)	4	
			Glissement			
	26 juillet 1982	Chute de blocs/Eboulement	PPRMVT Vaches Noires – Article Ouest France			
	28 mai 1986	Glissement				
Gonneville-sur-Mer	?	?	Glissement	BDMVT (BRGM)	11	
		?	Effondrement			
	La Cour de la Forge					1985
	?					30 avril 2000
	Château de Dramard					18 novembre 2000
La Route du Calvaire	juillet 2002					
Houlgate	?	?	Glissement	BDMVT (BRGM)	13	
	Beuzeval	1875	Chute de blocs/Eboulement			
			1970			Glissement
	?	23 novembre 1984				
		23 novembre 1984	Coulée			
		1999	Glissement			
		2001				
		23 février 1988	Coulée			BDMVT (BRGM) – Carte Helluin, 1988
		1974	Glissement			Carte J.L. Ballais, O. Maquaire, H. Ballais (1984)
1983						
Sémaphore	1975		Rapport ingénieur des mines de Rouen			

La troisième étape a été de rechercher des informations directement à partir des moteurs de recherches internet. L'objectif était ici d'obtenir des informations en se rendant directement sur les sites web des différentes communes des falaises des Vaches Noires, de consulter des articles de la presse locale en ligne (« Ouest-France », « Le Pays d'Auge », ...), les archives d'historiens locaux¹⁵, ou encore celles du département du Calvados. Le site de l'Observatoire Permanent des Catastrophes Naturelles et des Risques Naturels¹⁶ actif depuis 2001 a également été consulté.

Au total, **38 événements** ont pu être recensés dans les communes de Villers-sur-Mer, Auberville, Gonneville-sur-Mer et Houlgate **entre 1875 et 2003**. La précision d'information spatiale et temporelle présente de fortes variabilités entre les différentes sources de documents (Tab. 4.1). Le recensement des mouvements de terrain à partir des archives s'est révélé dans l'ensemble peu satisfaisant. La précision du déclenchement des phénomènes ainsi que leur localisation sont très variables d'un événement à un autre. De plus, les données récoltées restent pauvres face à l'importante activité hydrogravitaire observée à l'heure actuelle sur le site des Vaches Noires.

4.1.1.2. Collecte de données par photo-interprétation

Pour compléter les quelques informations issues des archives, **une analyse par photo-interprétation de photographies aériennes/orthophotographies de l'IGN comprises entre 1955 et 2016 a été réalisée. Puis, les mouvements de terrain identifiés ont fait l'objet d'une digitalisation manuelle.** Douze clichés historiques provenant de l'outil « remonter le temps » de l'IGN¹⁷ ont ainsi été sélectionnés en **fonction de la disponibilité de la donnée** (emprise géographique sur tout le secteur des falaises), mais également **en fonction de leurs résolutions devant permettre la reconnaissance des mouvements de terrain** (Tab. 4.2).

Tableau 4.2 : Missions photographiques aériennes retenues pour l'inventaire des mouvements gravitaires

Document	Date	Type	Echelle	Résolution du raster (m)
Photographies aériennes (IGN)	1955	Noir et Blanc	1/25 000	1,2*1,2
	1959		1/5 000	0,4*0,4
	1969		1/25 000	0,7*0,7
	1977		1/20 000	0,7*0,7
	1982			0,5*0,5
	1994		1/30 000	1*1,6
	1998	Couleur	1/20 000	0,7*1,5
Orthophotographies (IGN)	2001	Couleur	1/5 000	0,5*0,5
	2005			
	2009			
	2012			
	2016	1/5 000	0,2*0,2	

¹⁵ <http://merienne.jy.free.fr/01auberville.htm>

¹⁶ <https://www.catnat.net/>

¹⁷ <https://remonterletemps.ign.fr/>

Si à petite échelle les mouvements de terrain recensés sont classiquement représentés par des points, la résolution de travail pour une cartographie à grande échelle et/ou locale permet la représentation de la surface totale observée pour chaque mouvement de terrain (Wieczorek, 1984 ; Thiery et Terrier, 2018 ; Thiery *et al.*, 2020). À cette échelle de travail, seuls les deux principaux mouvements de terrain les plus représentatifs des falaises des Vaches Noires ont été retenus : les glissements de terrain et les coulées de boue. La stratégie de digitalisation retenue a été de recenser exclusivement les secteurs où de nouveaux déclenchements et/ou réactivation d'anciens mouvements étaient visibles (Fig. 4.2). En ce sens, il faut garder à l'esprit que les terrains restant constamment nus dans les secteurs de badlands n'ont pas été pris en compte dans l'analyse, considérant que ces derniers constituent des secteurs actifs.

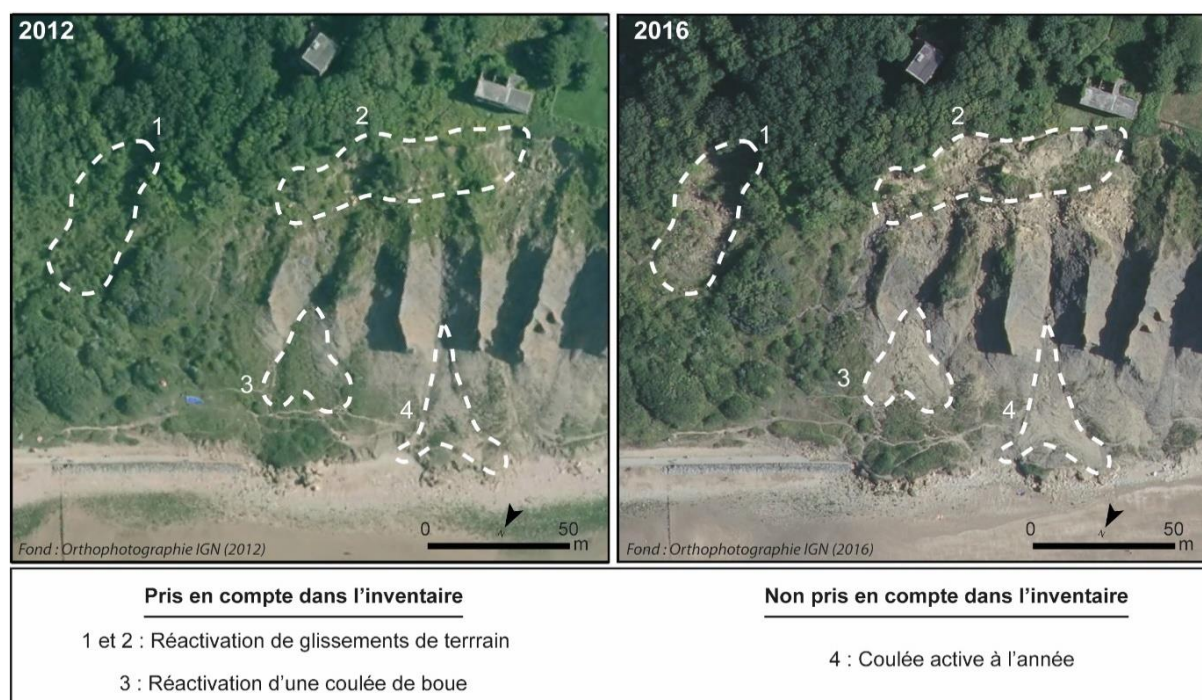


Figure 4.2 : Stratégie de reconnaissance des glissements et coulées retenus dans l'inventaire des mouvements gravitaires

4.1.1.3. Intérêts et limites de l'inventaire réalisé aux falaises des Vaches Noires

L'inventaire a pour avantage de fournir une **vision synoptique des secteurs les plus susceptibles aux phénomènes hydrogravitaires**. Cependant, les données récoltées aux falaises des Vaches Noires présentent plusieurs limites devant être précisées avant d'interpréter les résultats.

Concernant l'inventaire mené à partir des archives multi-sources, **la qualité d'information spatiale et temporelle est très hétérogène selon les différents documents**. Si la BDMVT constitue la base de données d'archives où le plus grand nombre de phénomènes a pu être recensé, le constat est fait que les informations concernant ces derniers restent **quelquefois imprécises**. Sur plus de la vingtaine d'événements répertoriés, seulement six présentent une information spatiale détaillée à **l'échelle de la rue ou du lieu-dit**. Pour les autres, la localisation du phénomène est indiquée seulement à **l'échelle de la commune** où l'événement s'est produit. **La datation des**

phénomènes est variable, précisée soit à l'échelle journalière, soit à l'échelle mensuelle voire à l'échelle annuelle. Quelquefois, seul le type de mouvement est répertorié dans la commune, sans qu'aucune autre information spatiale et temporelle ne soit fournie. L'inventaire mené par photo-interprétation constitue en ce sens une méthode bien plus efficace. **Par reconnaissance à dire « d'expert »**, l'analyse diachronique des photographies aériennes contribue à préciser la localisation des secteurs actifs sur l'ensemble des falaises.

Sur la période d'analyse 1955-2016, les événements répertoriés renseignent sur **les périodes de fortes activités**, sur les **secteurs en voie de stabilisation** ou, au contraire, présentant des **réactivations d'anciens glissements**. Pour cette analyse, les principales difficultés rencontrées concernent la **précision de la localisation des phénomènes**. Bien qu'étant de meilleure qualité que les données provenant de la BDMVT, la précision des phénomènes est quelquefois **d'ordre métrique selon la qualité du géoréférencement des photographies aériennes de l'IGN**.

La principale limite de cette méthode réside dans sa **dimension temporelle**. L'inventaire se base sur l'observation et la digitalisation des secteurs actifs par comparaison de deux photographies aériennes. Suivant l'écart de temps plus ou moins long entre ces deux photographies aériennes, **les indices morphologiques des mouvements de terrain s'étant déclenchés entre ces deux dates peuvent parfois s'estomper** (e.g. reprise de la colonisation de la végétation).

4.1.2. Analyse diachronique de l'évolution de la végétation

En complément du travail d'inventaire, une cartographie de l'évolution de l'occupation du sol, et plus spécifiquement de la végétation, a été menée sur l'ensemble du linéaire côtier des falaises des Vaches Noires. L'analyse de la colonisation de la végétation à partir d'une **échelle temporelle pluri-décennale permet d'enrichir la discussion concernant les trajectoires d'évolution d'un site à forte activité hydrogravitaire**. Couplée à l'analyse morphologique, elle permettra de préciser *in fine* les différents stades d'activités des mouvements gravitaires pouvant alors être répertoriés comme stabilisés, anciens, dormants ou encore actifs dans l'étape ultérieure de réalisation des cartes morphodynamiques (cf. section 4.1.3).

4.1.2.1. La végétation : un indicateur de la stabilité des versants

La présence de végétation sur les versants est primordiale à prendre en compte dans l'étude de la dynamique des mouvements de terrain. **La végétation joue en effet un rôle particulier sur les aspects hydrologiques, mécaniques et de stabilité des versants actifs** (Prandini *et al.*, 1977 ; Marston, 2010 ; McGuire *et al.*, 2016 ; Gonzalez-Ollauri et Mickovski, 2017 ; Emadi-Tafti et Ataie-Ashtiani, 2019 ; Löbmann *et al.*, 2020). Sa présence influe sur les modalités **d'interception des précipitations, d'infiltration/ruissellement de l'eau** puis, *in fine*, **d'érodabilité des versants** (Carriere, 2019).

En plus de jouer un **rôle de piégeage** et de **fixation des sédiments** (Rey *et al.*, 2002), la végétation protège non seulement **les sols de l'ablation par réduction de l'énergie de l'érosion pluviale** (interception par la partie aérienne des plantes fonction de la surface foliaire et de la

structure du couvert végétal), mais également par **réduction de l'énergie de ruissellement en augmentant les phénomènes d'infiltration de l'eau** (Rey *et al.*, 2004). Elle favorise généralement le **maintien du sol grâce aux systèmes racinaires améliorant ainsi la cohésion des sols et renforçant leurs propriétés mécaniques** (Sassa, 1986). À titre d'exemple, les travaux de reforestation menés par les politiques de Restauration des Terrains en Montagne (RTM) depuis la fin du XIX^e siècle dans les Alpes du Sud, le Massif central ainsi que les Pyrénées représentent un bon exemple de gestion de la végétalisation et de réduction des aléas mouvements de terrain dans des versants hautement sensibles aux processus hydrogravitaires (Crécy, 1988 ; Claus, 2013).

De nombreuses études portant sur l'activité des mouvements de terrain ont montré l'importance que revêt la présence de la végétation dans la classification et la typologie des mouvements de terrain (McCalpin, 1984 ; Thiery, 2007 ; Fressard, 2013). **Elle apporte des témoignages sur l'instabilité présente ou passée et permet de renseigner sur l'état d'activité des phénomènes hydrogravitaires.** Tandis que la présence d'une végétation dense, compacte et bien développée marque une forme de stabilité, la présence d'une forêt ivre, d'arbres déracinés, inclinés ou encore morts traduisent une activité hydrogravitaire récente. L'analyse diachronique de l'évolution du couvert végétal permet ainsi d'apporter des informations complémentaires concernant **l'augmentation et/ou diminution de la susceptibilité des versants à subir des mouvements de terrain** depuis la seconde moitié du XX^e siècle jusqu'au début XXI^e sur le site des falaises des Vaches Noires.

4.1.2.2. Méthodologie de digitalisation retenue

Dans l'objectif d'acquérir **une vision globale des évolutions de la végétation sur plusieurs décennies**, et de **contextualiser l'occupation du sol et l'activité hydrogravitaire actuellement observée**, cinq missions photographiques aériennes parmi les douze mobilisées dans l'inventaire des mouvements de terrain ont été choisis : 1955, 1969, 1982, 2001 puis 2016 (Tab. 4.3). Le choix s'est porté sur ces cinq clichés pour deux raisons : 1^o) la résolution acceptable des documents permettant d'identifier le type de couvert végétal des versants, 2^o) des écarts temporels de 13 et 19 ans entre chaque document, permettant d'apprécier l'évolution générale de l'occupation du sol sans être contraint à digitaliser toutes les périodes observées pour l'inventaire des mouvements de terrain.

Tableau 4.3 : Missions photographiques aériennes retenues pour l'analyse diachronique de la végétation

Document	Date	Type	Echelle	Résolution du raster (m)
Photographies aériennes (IGN)	1955	Noir et Blanc	1/25 000	1,2*1,2
	1969			0,7*0,7
	1982			0,5*0,5
Orthophotographies (IGN)	2001	Couleur	1/25 000	0,5*0,5
	2016			0,2*0,2

Pour la reconnaissance du type d'occupation du sol à digitaliser, **une typologie comportant sept classes a été retenue : végétation arborée et arbustive dense, végétation arbustive éparse, végétation herbacée, sol à nu, haie, terrain agricole et zone urbaine** (Fig. 4.3-A). À l'échelle du 1/15 000, les principaux éléments retenus pour les falaises des Vaches Noires *stricto sensu* (i.e. de l'escarpement principal sommital à l'escarpement basal) correspondent dans le détail à :

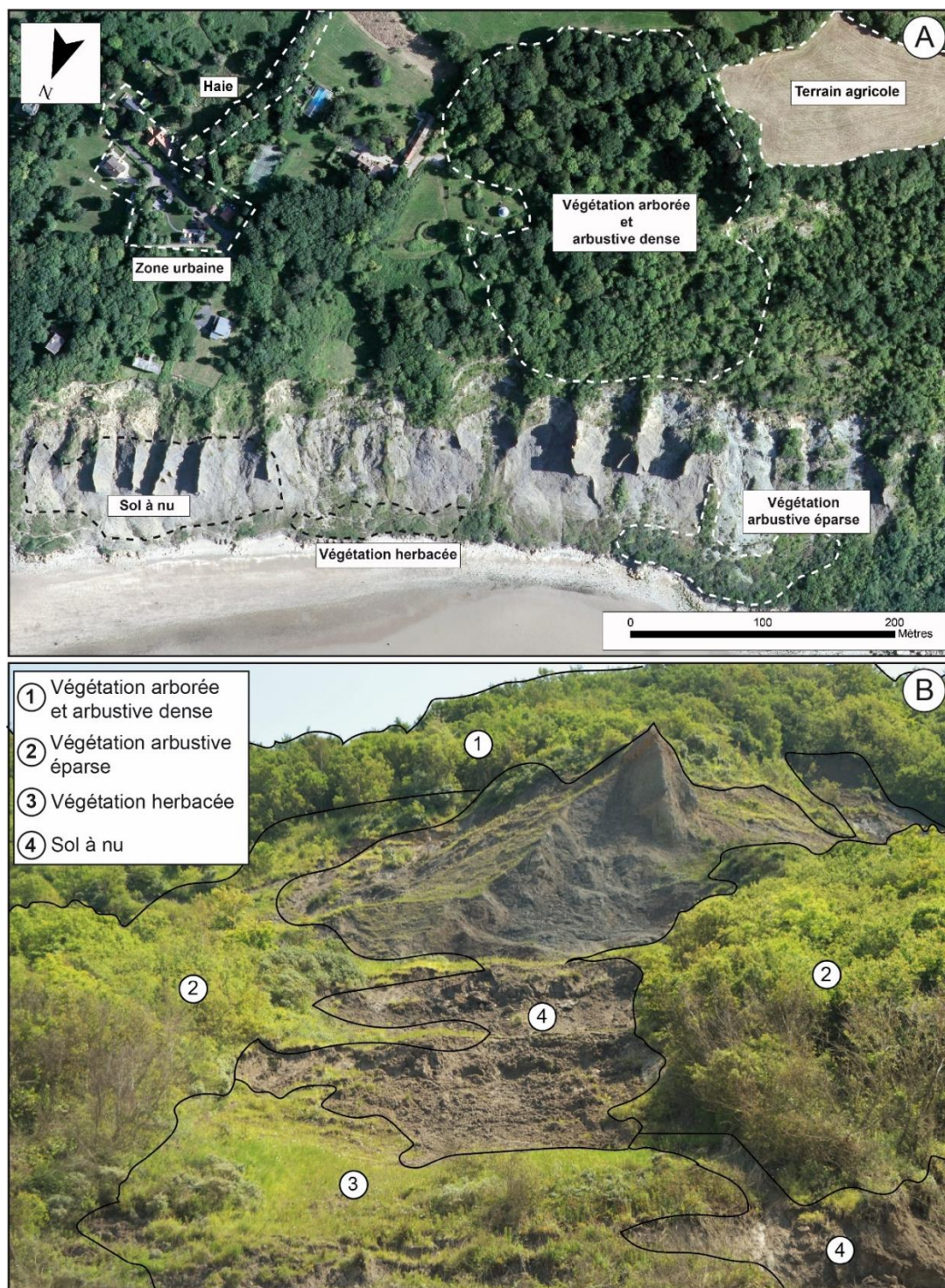


Figure 4.3 : Stratégie de reconnaissance de l'occupation du sol ; A) Reconnaissance à partir des vues aériennes ; B) Illustration des différentes occupations du sol sur les versants de falaises

1°) **la végétation arborée et arbustive dense**, matérialisée par la présence d'arbres développés, atteignant ou dépassant la dizaine de mètres. L'ancrage de cette imposante végétation indique qu'elle a pu se développer au cours du temps sans subir d'importantes pressions dans son développement, renseignant de fait sur une certaine forme de stabilité des versants ;

2°) **la végétation arbustive épars** représente le stade de transition entre la végétation arborée et la végétation herbacée. Moins proéminent que le couvert végétal arboré, elle assure tout de même un rôle marquant quant à la stabilité et à la retenue des matériaux de versant ;

3°) **la végétation herbacée**, représentée par un couvert végétal ras, qui possède également la capacité de réduire les effets du ruissellement de l'eau à la surface des versants ;

4°) **les « sols à nus »** (4) sont les secteurs où aucune végétation n'est présente pour protéger les sols de l'ablation par réduction de l'énergie des agents érosifs (précipitations, ruissellement de surface, ...). Au cours du temps, la disparition de ces derniers suppose une forme de stabilisation progressive des versants, ou du moins de réduction des phénomènes d'érosion par régulation hydrologique de la végétation qui a pour effet de diminuer la quantité, l'intensité et la vitesse du ruissellement sur les versants (Fig. 4.3-B).

5°) Pour les autres classes, **la présence des haies, des terrains agricoles**, mais également des **zones urbaines** permettent de renseigner sur l'évolution de la pression anthropique aux falaises des Vaches Noires. Ils seront indiqués seulement à titre indicatif et ne seront pas pris en compte dans les statistiques d'évolution générale de l'occupation du sol.

4.1.3. La cartographie morphodynamique : échelle et légende retenue

Le croisement des données obtenues à partir de **l'inventaire des mouvements de terrain** et de **l'évolution de la végétation** offre la possibilité de synthétiser **l'information d'état d'activité des versants** sur la base d'un document unique : **la carte morphodynamique**. Le principe de cette carte repose sur la **représentation croisée des formes et des processus** observés sur un territoire, pour lesquels des qualitatifs seront à renseigner en rapport avec **le stade d'activité des versants**. Selon le stade d'activité, **les phénomènes étudiés** pourront être **actifs, dormants, latents, anciens, fossiles, stabilisés, inactifs** (Fig. 4.4-A). On considère que plus la forme d'un phénomène hydrogravitaire est « fraîche », plus ce dernier est considéré comme actif (McCalpin, 1984 ; McCalpin et Rice Jr, 1987 - Fig. 4.4-B).

A Age estimé	Pléistocène		Holocène		Historique		Actuel
	20 000 B.P.		10 000 B.P.		150 B.P.		Présent
Degré d'activité	Fossile		Dormant (Latent)		Actif		
Mouvement de versant					Intermittent		Continu
Action glaciaire							
Action périglaciaire							
Action fluviale							
Action torrentielle							
Action chimique							
Action anthropique							





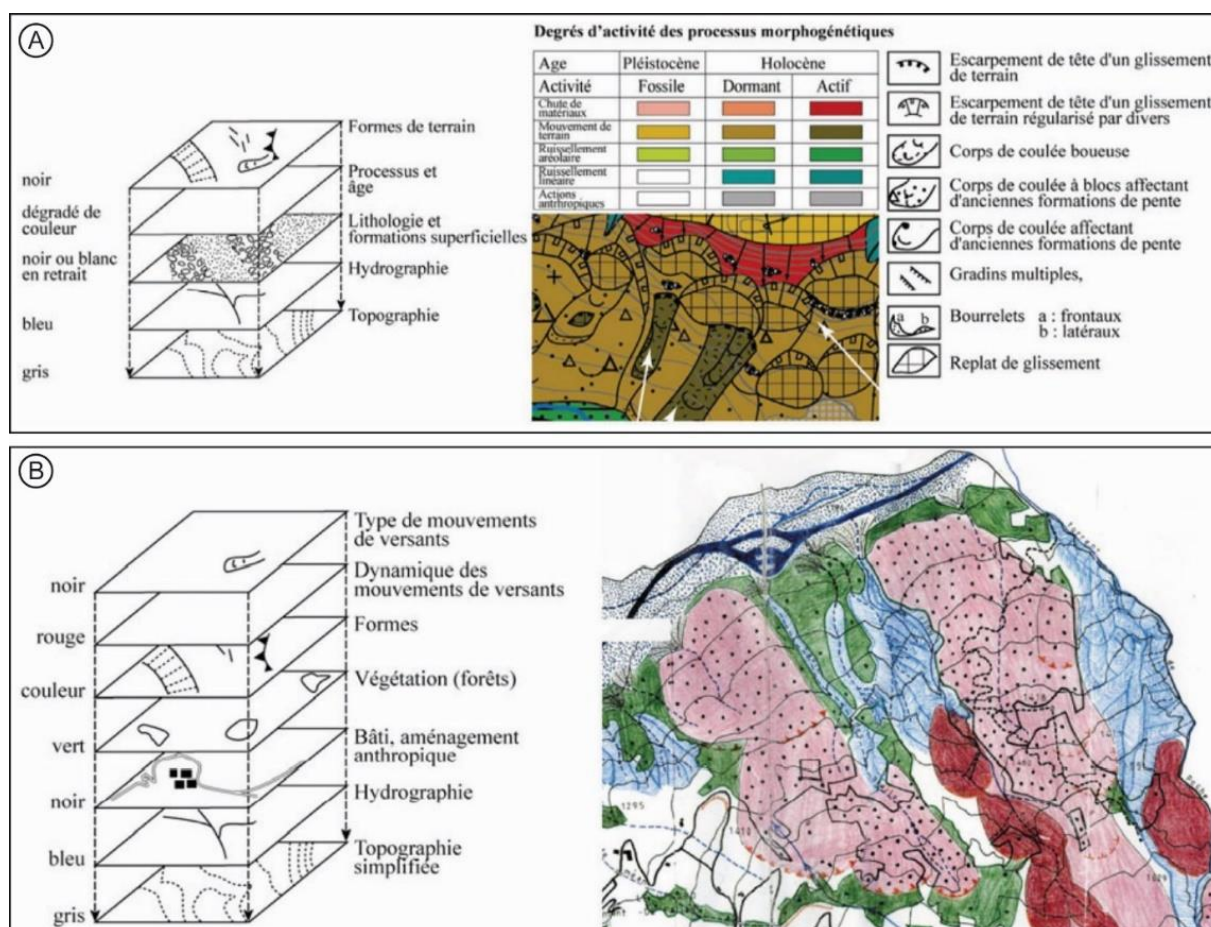
B Activité	Inactif			Actif	
	Stabilisé	Latent		Intermittent	Continu
Age estimé	Pléistocène (20 000 B.P.)	10 000 B.P.	Holocène	Historique (150 B.P.)	Actuel/ présent
Période de retour	Inconnue			10 ans	1 an 1 jour
Morphologie	 Les formes sont légèrement perceptibles, il ne reste que des traces morphologiques du phénomène.	 Les formes sont modifiées par l'érosion de surface et le réseau de drainage. Le glissement est recouvert de végétation.	 La morphologie reste différente des alentours. Les formes sont adoucies par les différents processus d'érosion de surface.	 Les formes sont fraîches, la morphologie est distincte des alentours, les fissures et escarpements sont bien visibles.	

Figure 4.4 : Exemple de légende retenue pour caractériser l'état d'activité des versants actifs ; A) Légende et couleur retenue dans l'illustration des processus morphogénétiques associés à leur âge et activité (Thiery, 2007) ; B) Classification de différents degrés d'activités d'un glissement de terrain en fonction de sa morphologie de surface (d'après Thiery, adapté de McCalpin, 1984)

La réalisation de ce type de carte passe au préalable par la **réalisation d'une carte géomorphologique** décrivant **les formes et processus** observables directement sur le terrain, ou à partir de documents géo-spatiaux (photographies aériennes, orthophotographies, images satellites, MNT, ...). Dans les faits, **aucune codification uniformisée à l'échelle internationale n'existe pour la réalisation de la carte géomorphologique et/ou morphodynamique** (Gustavsson *et al.*, 2006). De nombreuses méthodes ont été proposées dans la littérature (Guérémy et Marre, 1996 ; Joly, 1997 ; Pasuto et Soldati, 1999 ; Van Westen *et al.*, 2003 ; Reynard *et al.*, 2005 ; Thiery, 2007 ; Fressard, 2013), dépendantes de l'approche cartographique souhaitée par l'opérateur et de l'échelle de travail retenue pour la représentation croisée de la morphologie et de l'activité d'un site.

Dans son travail de thèse, Thiery (2007) a opéré une synthèse des systèmes de cartographie morphodynamique existants entre les **systèmes « officiels nationaux »** aux échelles du 1/25 000 au 1/50 000 (Tricart, 1965 ; Barsch et Flügel, 1978 ; Barsch et Liedtke, 1985 ; Schoeneich, 1993 ; Guérémy et Marre, 1996 ; Joly, 1997), puis les **systèmes universitaires** aux échelles du 1/10 000 (Pasuto et Soldati, 1999 ; Reynard *et al.*, 2005) pour lesquels **deux systèmes français**

(« Champenois » et « Strasbourgeois », Fig. 4.4) présentent une **bonne complémentarité dans la représentation des formes et processus des mouvements de terrain** (Dumas *et al.*, 1987 ; Cliquot *et al.*, 1993 ; Thiery, 1999 ; Malet, 2003 ; Thiery, 2007 ; Remaître, 2006).



Aux falaises des Vaches Noires, l'échelle de travail et la légende retenue s'inspirent en partie des cartes réalisées par Fressard (2013) pour les glissements de terrain des versants continentaux du Pays d'Auge. Ces travaux privilégient **une approche « locale » à l'échelle du versant instable au 1/2 000** (Fressard, 2013 ; Fressard *et al.*, 2016), en combinant les systèmes de représentations cartographiques « Champenois » et « Strasbourgeois ». Dans ce type de cas, le travail cartographique a combiné une **investigation géomorphologique multi-méthodes par l'analyse de divers documents géo-spatiaux** (imagerie aérienne historique et récente), **l'analyse de documents d'archives** et **l'analyse géomorphologique engagée directement sur le terrain** (identification et digitalisation des formes par levés « SIG mobile » à l'aide d'une tablette couplée à un GPS, analyse de l'occupation du sol et d'indices hydrologiques, caractérisation de la structure interne des zones instables).

Pour obtenir une représentation synoptique de l'activité hydrogravitaire du site, tout en retraçant les dynamiques morphologiques et d'évolution de l'occupation du sol à une échelle pluri-décennale, le choix a été fait d'adopter une **échelle de travail au 1/5 000**. Elle favorise un bon compromis

entre une **visualisation globale de l'activité des versants** et une **précision acceptable** pour la délimitation des secteurs actifs et la morphologie du site. Les cartes morphologiques ont été réalisées en prenant comme base de travail le MNT LIDAR CLAREC de 2016 possédant une résolution d'un mètre. Ce MNT présente une grande utilité pour détecter des traces de glissements de terrain sur le replat chahuté, non visibles sur les photographies car dissimulé sous l'importante végétation arborée (Fig. 4.6).



Figure 4.6 : Exemple de carte morphologique réalisée dans le secteur d'Auberville et du glissement de l'Hermitage ; A) Représentation en vue 3D du modèle ombragé LIDAR CLAREC (2016) avec exagération verticale $\times 1,5$; B) Carte morphologique réalisée à partir du fond ombragé du LIDAR CLAREC (2016)

Concernant la légende de la carte morphodynamique, **quatre stades d'activités** ont été retenus (Fig. 4.7) :

- **Le stade « stabilisé »** correspond aux événements qui se sont produits antérieurement à 1955. Ces derniers ont été déduits par une interprétation des indices morphologiques visibles sur les anciennes photographies aériennes, mais également sur l'ombrage du MNT LIDAR CLAREC de 2016 (niche d'arrachement, affaissement du terrain et escarpements emboîtés, bourrelet frontal de glissement, ...). À l'heure actuelle, ces secteurs sont totalement colonisés par la végétation arborée et n'ont pas présenté de signe de réactivation lors de l'analyse diachronique.
- **Le stade « ancien »** est attribué aux secteurs marqués par une activité hydrogravitaire postérieure à 1955, mais pour lesquels aucun signe de réactivation n'a été observé après

1977. En quelques décennies, ces sites ont quasi-totalement été colonisés par la végétation arbustive et arborée.

- **Le stade « dormant »** est attribué aux secteurs présentant une activité hydrogravitaire entre la période de 1977 et 2012, sans qu'une réactivation n'ait été constatée durant la période plus récente de 2012 à 2016. Selon l'état « dormant » du secteur, la végétation est généralement soit arbustive, soit herbacée.
- **Le stade « actif »** s'applique aux secteurs où des événements récents compris entre 2012 et 2016 se sont déclenchés et/ou réactivés. Ce stade d'activité est également attribué aux secteurs de badlands dans lesquels aucune végétation ne s'est développée dans les versants depuis 1955, considérant que l'activité hydrogravitaire (*i.e.* coulée de boue) y est constante.

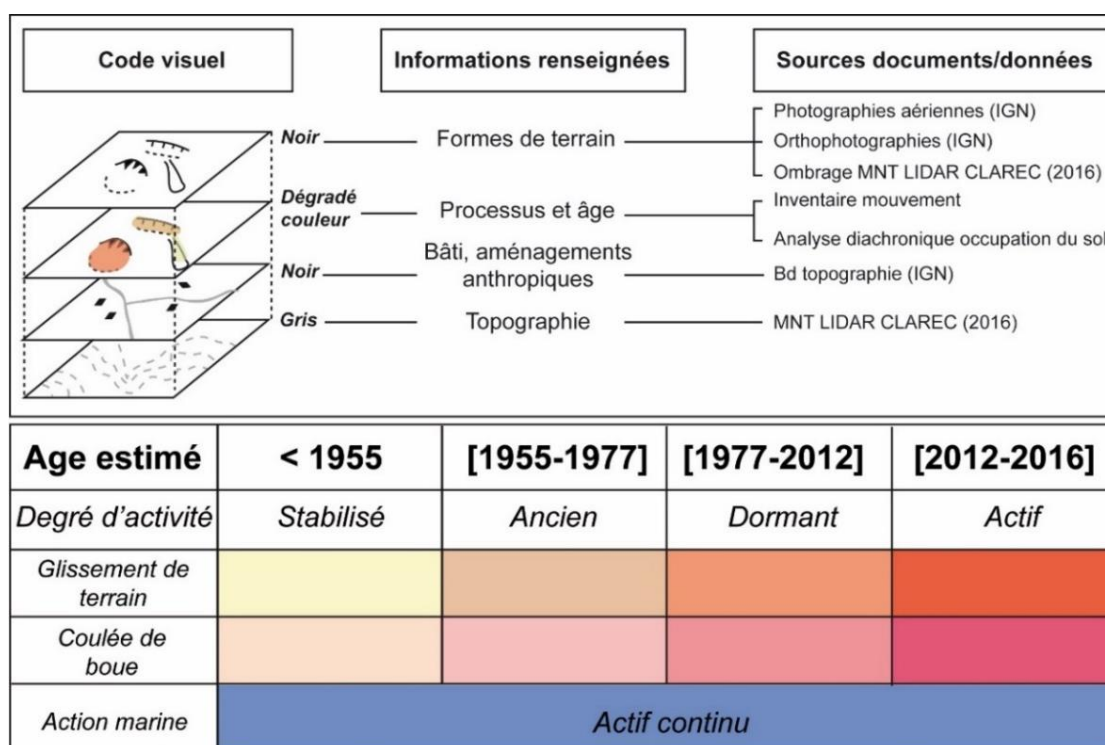


Figure 4.7 : Légende de la cartographie morphodynamique au 1/5 000 retenue pour les falaises des Vaches Noires

4.2. La répartition spatiale et temporelle des phénomènes hydrogravitaires entre 1955 et 2016

L'inventaire des mouvements de terrain entre 1955 et 2016 permet d'obtenir une première vision globale de l'activité hydrogravitaire de l'ensemble des falaises des Vaches Noires sur une période de 61 ans. Il présente l'avantage de contextualiser les dynamiques observées actuellement et d'affiner la compréhension de la répartition des secteurs actifs et non-actifs. Les résultats provenant de la photo-interprétation des douze clichés aériens sont présentés sur une carte synthétisant la répartition spatiale et temporelle des événements permettant de dégager les secteurs présentant soit une **activité ponctuelle**, soit une **réactivation de zones précédemment affectées par des**

glissements de terrain ou des coulées de boue. Au total, **168 événements** ont finalement été inventoriés entre 1955 et 2016 (Fig. 4.8).

La cartographie résultant de cet inventaire met en évidence des dynamiques hydrogravitaires contrastées dans les différents secteurs des falaises. Pour faciliter la lecture, un découpage d'amont en aval a été opéré selon différentes unités morphologiques comprenant **l'escarpement principal et le replat chahuté sous-jacent (Z1)**, **l'escarpement secondaire (Z2)**, puis les **secteurs de badlands (Z3** – Fig. 4.8 et Fig. 4.9). Les périodes les plus actives répertoriées à partir de cette analyse (Fig. 4.10) sont comprises entre **1977-1982** (total de 33 événements), **1998-2001** (total de 54 événements) puis **2012 -2016** (total de 36 événements).

Concernant la zone Z1 (escarpement principal et replat chahuté), 25 événements correspondants tous à des glissements de terrain ont été recensés. **Au niveau de l'escarpement principal**, les principaux déclenchements sont principalement concentrés à la limite du site de Villers-sur-Mer/Auberville (activation en 1959, puis réactivation en 1982, 2001 et 2016), en partie orientale du secteur d'Auberville (activation entre 1977 et 1982, réactivation entre 1998 et 2001) et du glissement de l'Hermitage (réactivation en 1955 et réactivation entre 1977-1982 et 1998 – 2001), puis à Gonneville-sur-Mer en partie occidentale (activation entre 1977 et 1982, réactivation entre 1998 et 2001) et en partie orientale (activation en 1955, réactivation entre 1998 et 2001). Aucun glissement n'est constaté dans le secteur de Gonneville-sur-Mer/Houlgate. **Au niveau du replat chahuté**, seulement deux événements ont été inventoriés en partie centrale du secteur de Gonneville-sur-Mer entre 1998 et 2001.

Concernant la zone Z2 (escarpement secondaire), la quasi-intégralité de cette zone est affectée par des glissements (74 événements). Les secteurs n'ayant présenté aucune activité manifeste sont rares et sont localisés en partie orientale du secteur de Villers-sur-Mer/Auberville, aux deux proches extrémités du glissement de l'Hermitage, puis dans quelques secteurs en parties centrale et occidentale de Gonneville-sur-Mer/Houlgate. Pour les secteurs affectés, les activations et réactivations sont principalement concentrées aux périodes comprises entre 1977 et 1982, entre 1998 et 2001 puis entre 2012 et 2016.

Concernant la zone Z3 (secteur des badlands), 69 événements se sont produits entre 1955 et 2016, principalement composés de coulées de boue (43 événements) mais également de quelques glissements (26 événements) localisés pour la plupart dans le secteur de Gonneville-sur-Mer/Houlgate. Les coulées de boue se répartissent dans l'ensemble des badlands, avec toutefois une forte concentration présente dans le secteur d'Auberville/glissement de l'Hermitage. Peu de nouveaux événements ont été inventoriés dans le secteur de Gonneville-sur-Mer. Une grande partie du secteur de Villers-sur-Mer/Auberville et Gonneville-sur-Mer semble ne pas présenter d'événements hydrogravitaires. De 1955 à 2016, la végétation s'y est peu développée, laissant les sols à nu et indiquant une activité constante des processus hydrogravitaires sur ce secteur. Comme mentionnée en partie méthodologie (sous-section 4.1.1.2), ces terrains présentant une dynamique continue d'une année sur l'autre n'ont pas été pris en compte dans l'inventaire des mouvements de terrain qui privilégie une approche de détection de nouveau déclenchement et/ou de réactivation d'anciens mouvements. **Ils seront cependant considérés à un degré d'activité « actif » dans les cartographies morphodynamiques.**

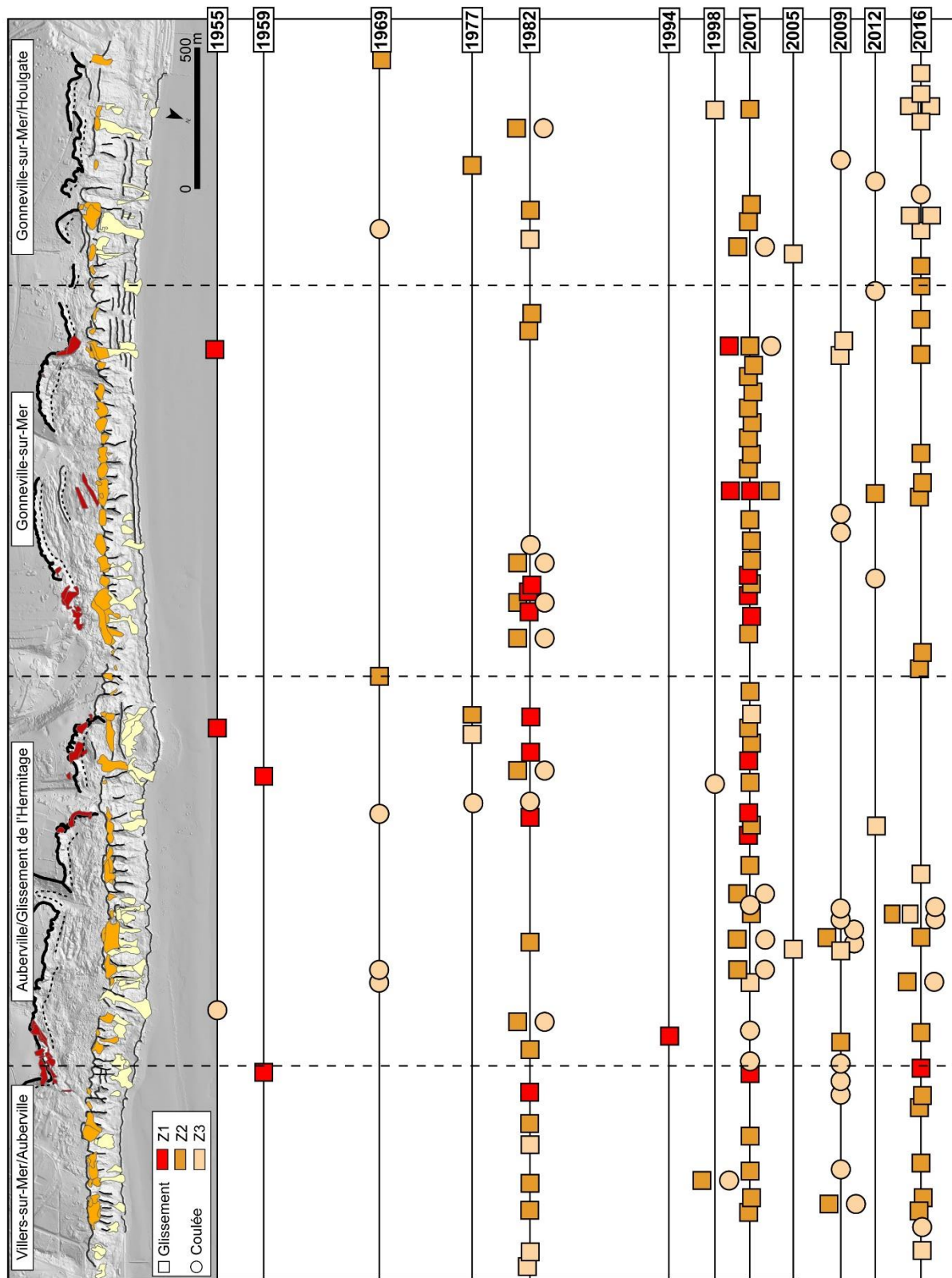


Figure 4.8 : Cartographie de la répartition spatiale et temporelle des mouvements gravitaires pour la période comprise entre 1955 et 2016

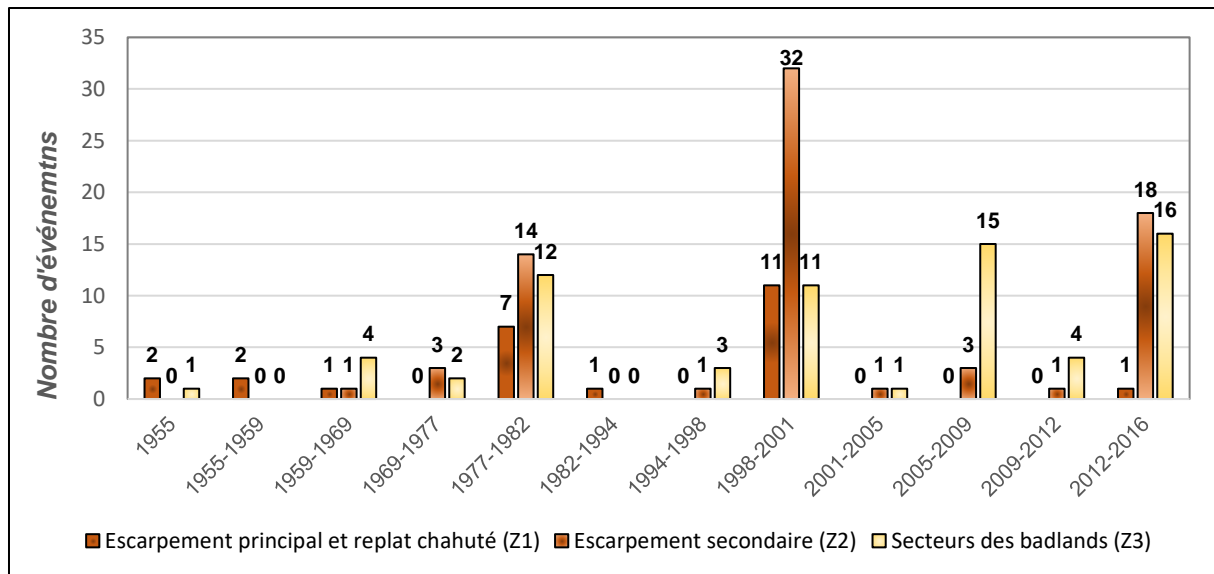


Figure 4.9 : Répartition temporelle des mouvements de terrain recensés par photo-interprétation des douze photographies aériennes sur la période 1955 – 2016 en lien avec leur zone de déclenchement

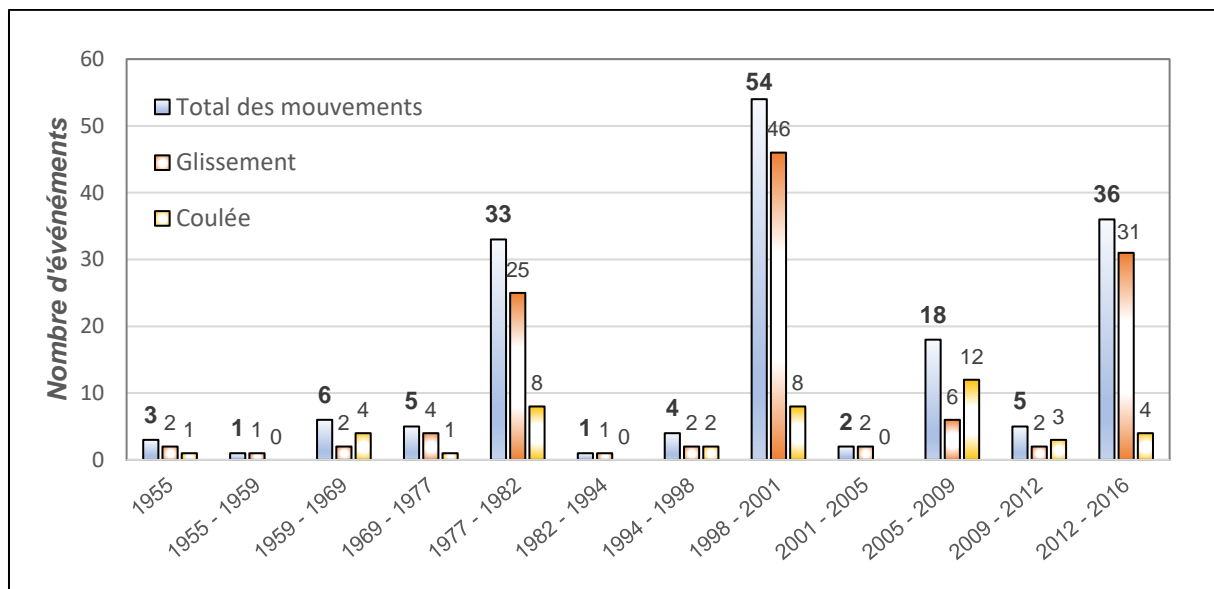


Figure 4.10 : Répartition temporelle des mouvements de terrain recensés par photo-interprétation des douze photographies aériennes sur la période 1955 à 2016

4.3. La colonisation progressive de la végétation sur les versants

Concernant l'évolution de l'occupation du sol (Fig. 4.11), de profonds changements sont observés sur la totalité de la surface cartographiée (représentant environ 390 ha). Au regard des cartes, la première information remarquable concerne **la régression des secteurs de sols à nu au profit de la colonisation de la végétation**. Pour le secteur des falaises *stricto sensu* (allant de l'escarpement principal à l'escarpement basal) nous pouvons retenir les tendances et statistiques suivantes :

Entre 1955 et 2016, **on constate une régression de - 14 % pour les sols à nu, tandis que la végétation arborée et arbustive dense connaît un essor de + 50 %**. Les couverts végétaux arbustifs épars ainsi que la végétation herbacée sont également en régression (respectivement - 13 % pour la végétation arbustive, - 26 % pour la végétation herbacée).

Pour la période de 1955, on émet l'hypothèse que la présence majoritaire des sols à nu (28 %) et de la végétation arbustive (23 %) et herbacée (31 %) en comparaison de la végétation arborée (18 %) est en partie corrélée aux événements survenus durant la Seconde Guerre mondiale. Les troupes présentes sur le territoire ont participé à modérer cet environnement, notamment par la création de galeries souterraines servant de casernement à la compagnie chargée de la surveillance du littoral augeron à Auberville, ou encore l'installation de batteries d'artillerie sur le secteur de Houlgate, qui furent bombardées en avril et juin 1944. Les trous d'impacts sont encore visibles à l'heure actuelle à la butte d'Houlgate (Barast, 2009, 2011).

Au cours du temps, le constat est fait que la colonisation progressive de la végétation arborée a débuté en secteur amont des falaises (escarpement principal et replat chahuté), puis a progressé vers les secteurs de badlands entre 1969 et 1982, en particulier en partie centrale du secteur d'Auberville, sur le glissement de l'Hermitage, puis vers le secteur de Gonnevill-sur-Mer/Houlgate entre 2001 et 2016. À l'heure actuelle, les secteurs où les sols sont à nu sont principalement localisés dans les secteurs de badlands, en partie orientale et occidentale de la commune d'Auberville, puis sur une large bande en partie centrale de la commune de Gonnevill-sur-Mer.

Face à cette augmentation constante de la végétation arborée, qui en 2016 représente 68 % de la surface totale des falaises *stricto sensu*, le constat est fait que la réduction des sols à nus (14 % en 2016) au profit d'une végétation à ancrage racinaire profond est un réel signe d'une **tendance à la « stabilisation » générale des versants de falaises**, ou pour être plus exact, à **une potentialité de réduction de déclenchement des phénomènes** en lien avec les mécanismes de rétention en eau, de stabilité racinaire sur les sols, mais également de retenues et de dépôts des matériaux arrachés aux versants (sous-section 4.1.2.1).

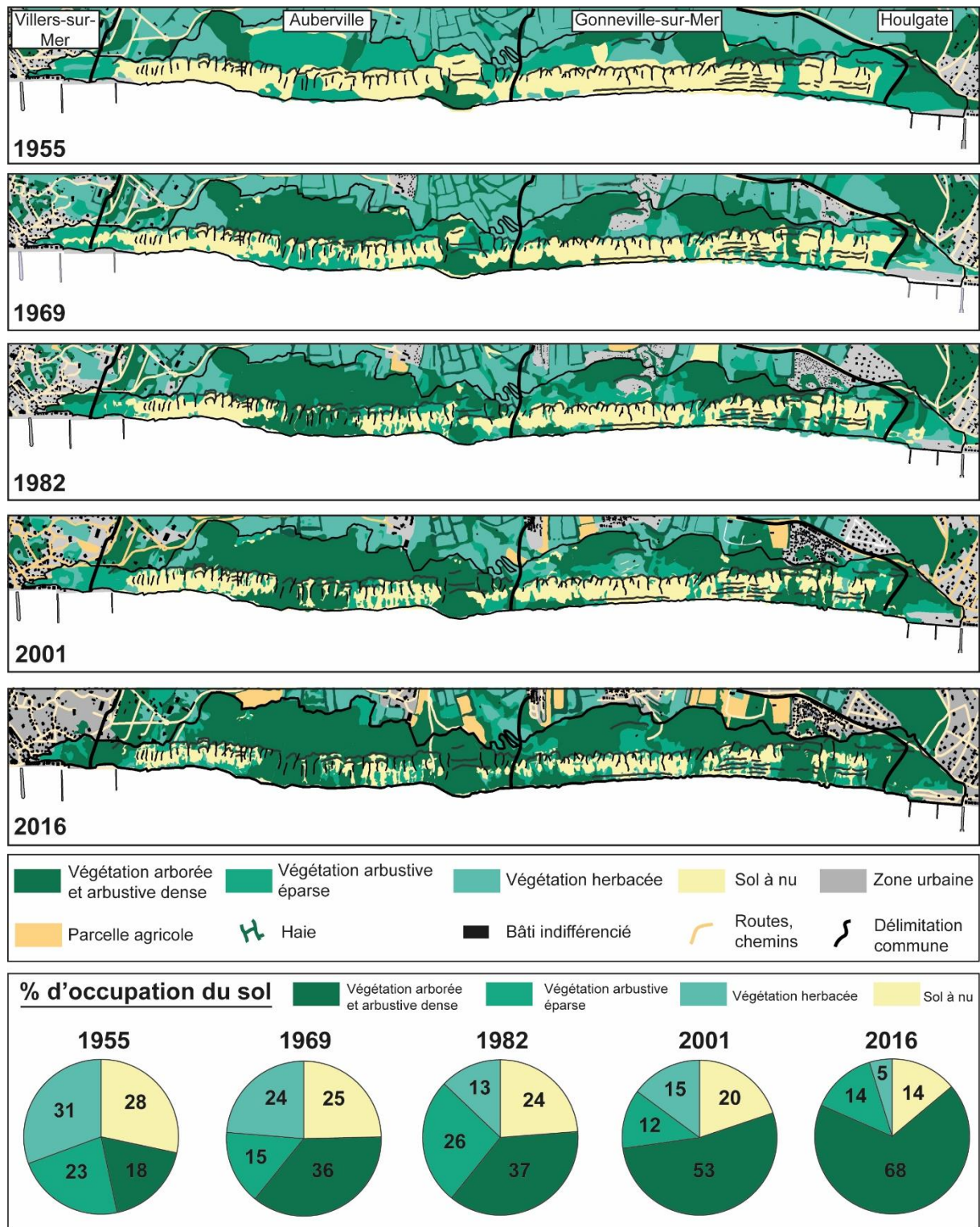


Figure 4.11 : Cartographie de l'évolution de l'occupation du sol des falaises des Vaches Noires entre l'escarpement principal et le pied de falaise sur la période 1955-2016

4.4. La cartographie morphodynamique : synthèse de l'état d'activité des versants entre 1955 et 2016

Des informations obtenues dans les précédentes sections résultent quatre cartes morphodynamiques à échelle du 1/5 000 comprenant le secteur oriental de Villers-sur-Mer/Auberville (Fig. 4.12), le secteur d'Auberville et du glissement de l'Hermitage (Fig. 4.13), le secteur de Gonneville-sur-Mer (Fig. 4.14), puis le secteur occidental de Gonneville-sur-Mer et Houlgate (Fig. 4.15). **Ces cartes permettent ainsi de synthétiser les analyses réalisées à l'ensemble du site, puis de contextualiser les dynamiques observées à l'heure actuelle pour lesquelles les modalités de fonctionnement et de déclenchement seront précisées en troisième partie de manuscrit.**

En se concentrant d'abord sur **l'escarpement principal armé par la craie cénomaniennne**, le constat est fait que peu d'événements se sont produits depuis 1955, une grande partie de l'escarpement étant alors considéré comme **stabilisé**. Dans l'ensemble, seul un petit secteur localisé dans le secteur d'Auberville (Fig. 4.12) présente **un état « actif »** résultant d'une réactivation d'un glissement de terrain s'étant produit en 1959, puis réactivé en 2001 et 2016. Quelques secteurs présentent tout de même une **activité dormante** principalement concentrés à Auberville (Fig. 4.13), dans certaines zones du glissement de l'Hermitage (activées en 1955, puis réactivées entre 1977 - 1982 et 1998 - 2001), mais également dans le secteur de Gonneville-sur-Mer (déclenchement observé durant la période 1977 - 1982, puis réactivation durant la période 1998 - 2001 - Fig. 4.14). On note enfin la présence de secteurs à **activité ancienne** principalement concentrés en partie centrale du secteur d'Auberville/glissement de l'Hermitage où des glissements se sont déclenchés entre 1977 et 1982 sans qu'une réactivation ait été observée depuis lors.

Concernant **le replat chahuté et totalement végétalisé sous-jacent à l'escarpement principal**, de nombreux escarpements concaves indicateurs de glissements ont pu être détectés et cartographiés à l'aide du modèle ombragé du MNT LIDAR CLAREC de 2016 pour lequel la végétation a été extraite. Par comparaison avec les photographies aériennes de 1955, qui présentent une période où la végétation était moins présente sur ce replat, on constate qu'une grande partie de ces escarpements étaient déjà présents à cette époque. En ce sens, nous considérons que l'ensemble du replat présente une **activité stabilisée**, bien qu'un secteur localisé en partie centrale de Gonneville-sur-Mer (Fig. 4.14) soit considéré comme **dormant** car présentant une réactivation de glissements emboîtés entre 1998 et 2001.

À l'heure actuelle, l'activité hydrogravitaire est finalement principalement concentrée au niveau de l'escarpement secondaire, mais également dans les secteurs de badlands. La quasi-intégralité de **l'escarpement secondaire armé par le calcaire oxfordien** présente une activité partagée entre **active, dormante et ancienne**. De forts contrastes sont par ailleurs observés entre les secteurs de Villers-sur-Mer/Auberville et Gonneville-sur-Mer où l'activité hydrogravitaire, se matérialisant principalement par des glissements, est considérée comme **active** pour le premier, tandis que pour le second, la majorité de l'escarpement présente une **activité dormante**, avec des glissements s'étant déclenchés durant la période 1977 - 1982 et 1998 - 2001.

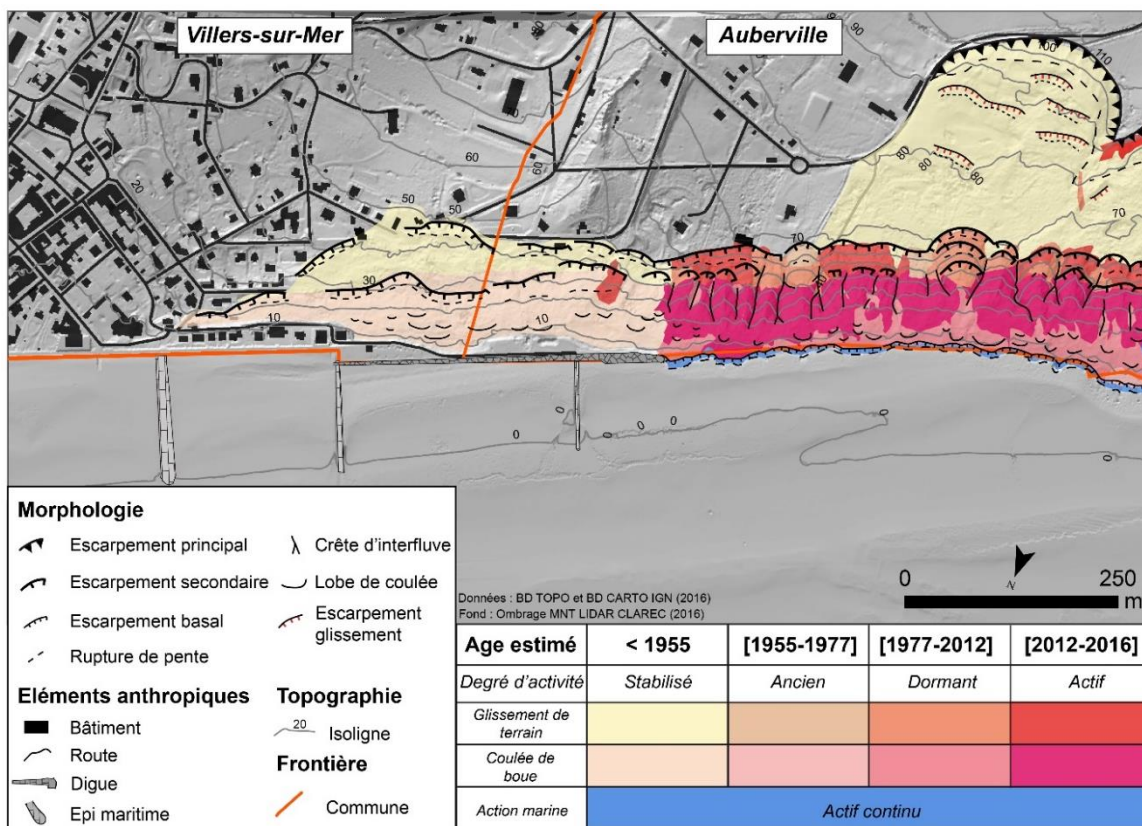


Figure 4.12 : Carte morphodynamique au 1/5 000 de Villers-sur-Mer et Auberville (extrémité orientale des falaises des Vaches Noires)

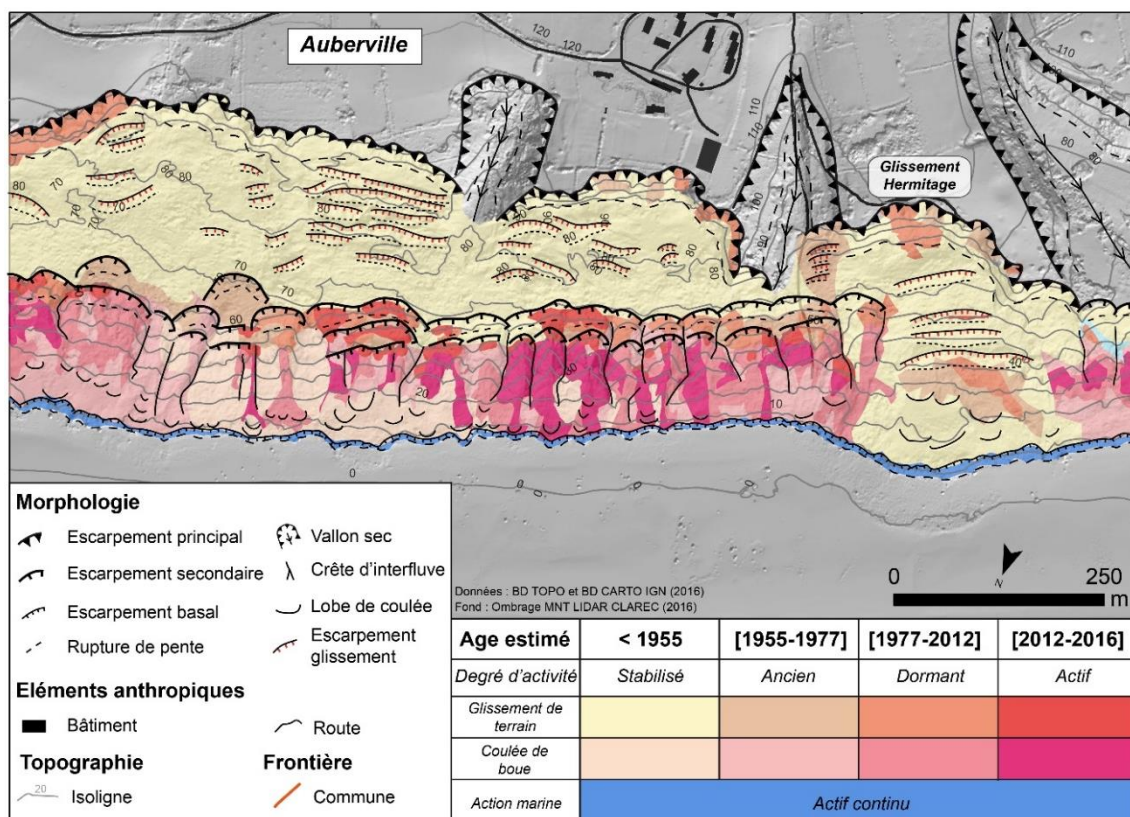


Figure 4.13 : Carte morphodynamique au 1/5 000 du secteur d'Auberville et du glissement de "l'Hermitage"

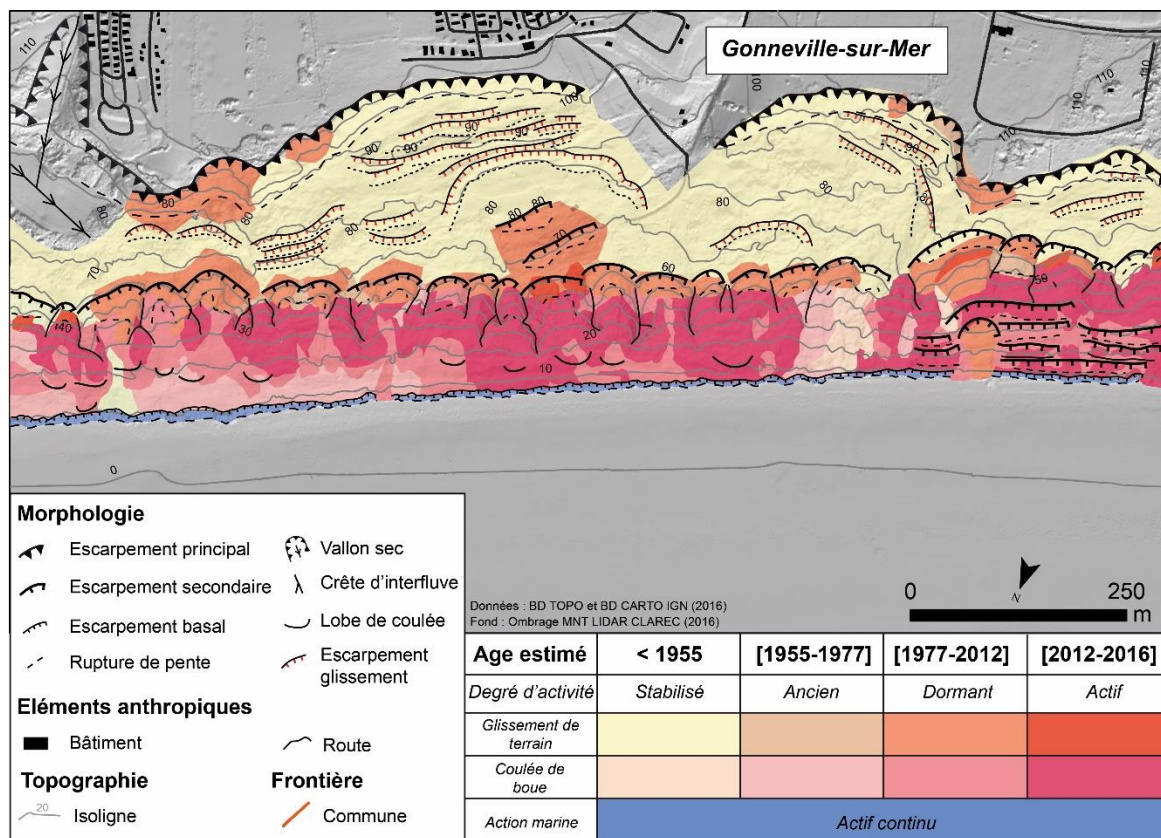


Figure 4.14 : Carte morphodynamique au 1/5 000 du secteur de Gonneville-sur-Mer

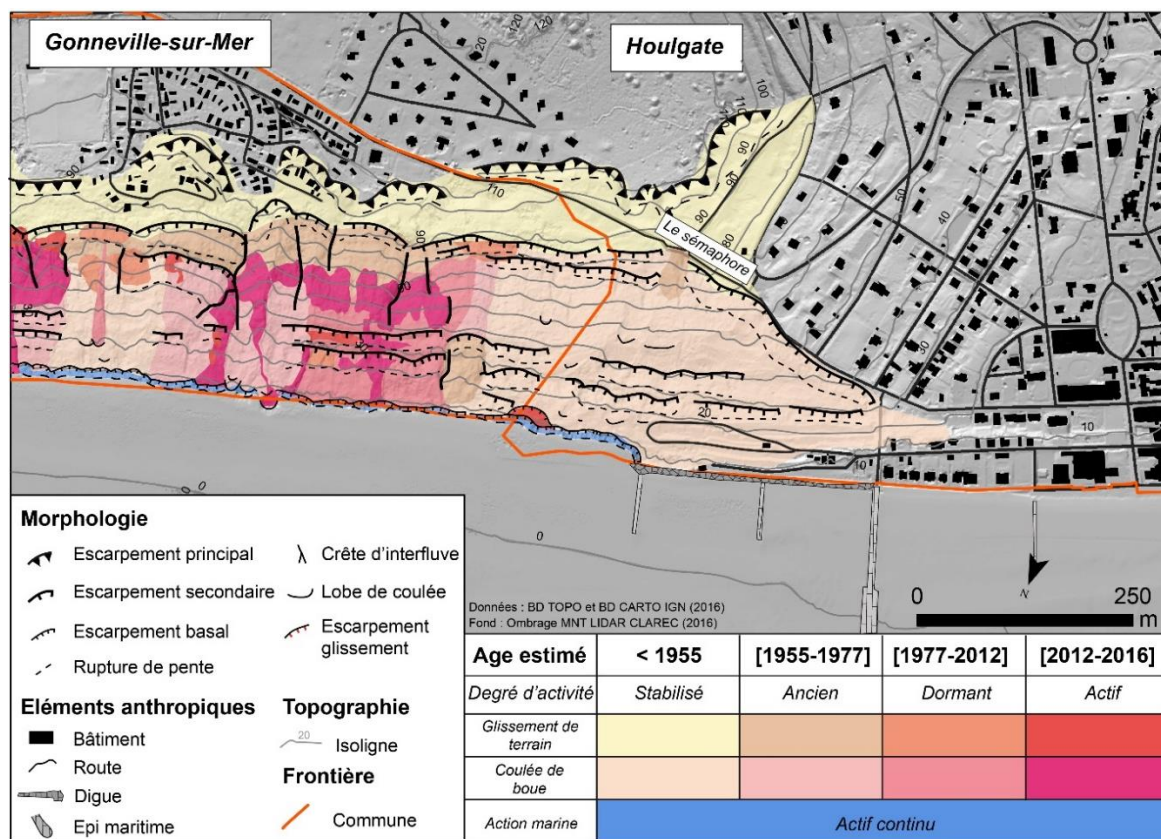


Figure 4.15 : Carte morphodynamique au 1/5 000 du secteur de Gonneville-sur-Mer et Houlgate (extrémité occidentale des falaises des Vaches Noires)

Concernant **les versants marneux des badlands**, l'activité hydrogravitaire principalement matérialisée par les coulées de boue est également contrastée. Les secteurs de Villers-sur-Mer/Auberville et Gonneville-sur-Mer représentent **les sites les plus actifs** de l'ensemble du linéaire côtier, principalement dans les secteurs marqués par un relief de crêtes incisées par de profondes ravines. À l'exutoire des ravines, lorsque les degrés de pente deviennent moins importants, on constate généralement une colonisation de la végétation arborée et arbustive où les coulées ont progressivement évolué vers un **stade dormant**, voire **ancien** pour le secteur de Gonneville-sur-Mer. Le secteur d'Auberville présente dans sa partie centrale des **coulées de boue actives** à proximité est du glissement de l'Hermitage, puis une **activité partagée entre dormante, ancienne et stabilisée** sur de nombreux secteurs. À l'approche d'Houlgate, **le relief de crêtes est interrompu par des escarpements successifs disposés en morphologie de « gradins »**. Les processus hydrogravitaires restent **cependant actifs** sur une large partie de ce secteur, où se conjuguent coulées de boue et glissements de terrain.

Enfin, aux extrémités orientales (Villers-sur-Mer) et occidentales (Houlgate) des falaises, les versants protégés de l'action de la mer par les digues présentent dans leur quasi-globalité **une activité stabilisée**. **À Villers-sur-Mer**, les travaux de défense du littoral ont débuté en 1933 à l'initiative de « l'association syndicale de Villers-sur-Mer et Auberville ». De 1955 à 2016, on constate une colonisation progressive de la végétation arbustive qui évolue vers une végétation arborée. Un glissement de terrain s'est toutefois déclenché entre 2012 et 2016 au niveau de l'escarpement secondaire, illustrant ainsi que des phénomènes très localisés peuvent parfois se déclencher dans des secteurs végétalisés sous l'effet des seules actions subaériennes. **À Houlgate**, les versants à l'arrière de la digue étaient occupés par une végétation arbustive et arborée avant 1955. La morphologie en « gradin » de ce secteur est similaire aux versants voisins actifs de Gonneville-sur-Mer, cependant aucun événement n'a été détecté depuis 1955 amenant à considérer ce secteur également comme **stabilisé**. Il est toutefois nécessaire d'évoquer la présence d'un glissement survenu entre 1959 et 1969 à proximité d'un chemin nommé « **le Sémaphore** » **au niveau de l'escarpement secondaire**. Ce dernier n'a présenté aucun signe de réactivation depuis lors et est ainsi catégorisé comme « **ancien** ».

Conclusion du chapitre 4

Les falaises des Vaches Noires sont affectées par de multiples dynamiques hydrogravitaires. **L'analyse des trajectoires d'évolution sur une période de 61 ans (1955-2016) a permis de rendre compte des secteurs les plus affectés par cette activité hydrogravitaire, de ceux présentant une forme de stabilité progressive, voire plus aucune activité manifeste sur l'ensemble du linéaire côtier.**

Concernant l'inventaire des mouvements de terrain, le faible nombre d'évènements recensés et précisément datés dans les différentes archives est probablement à mettre en relation avec le caractère peu urbanisé et aménagé du territoire arrière littoral avec peu de voies de communication et pas d'accès direct au sommet ou au pied des falaises : sans dégât majeur aux infrastructures et sans observateur direct, les rapports et articles de presse sont donc peu nombreux, sans toutefois réellement refléter la dynamique de ces falaises. Pour rendre compte plus efficacement de l'activité

globale des falaises *stricto sensu* au cours du temps, le travail effectué par photo-interprétation s'est révélé plus satisfaisant, permettant de constater une **relative faible activité hydrogravitaire au niveau de l'escarpement principal et du replat chahuté sous-jacent**, tandis que **l'escarpement secondaire et les secteurs des badlands présentent une activité fortement contrastée et inter-reliée**. La quasi-intégralité de l'escarpement secondaire a été marquée au cours du temps par des glissements de terrain (principalement observés aux périodes 1977 - 1982, 1998 - 2001 et 2012 - 2016), qui ont contribué à alimenter les coulées de boue d'une grande partie des secteurs de badlands principalement concentrées à Villers-sur-Mer/Auberville, à proximité est du glissement de l'Hermitage, ainsi qu'à Gonneville-sur-Mer.

Dans le même temps, **la tendance à la colonisation progressive de la végétation dense et arborée** (passant de 18 à 68 % de la superficie totale des falaises *stricto sensu* entre 1955 et 2016) **et la réduction de la présence des sols à nu** (passant de 28 à 14 % entre 1955 et 2016) semble conduire les falaises des Vaches Noires vers de potentielles réductions de déclenchement des phénomènes hydrogravitaires sur l'ensemble du site. Cette colonisation est principalement observée au niveau du replat chahuté qui est désormais quasi-intégralement occupé par cette végétation arborée, mais également à l'arrière des digues de Villers-sur-Mer et Houlgate, en partie centrale du secteur d'Auberville, sur le glissement de l'Hermitage et à proximité ouest de ce dernier, mais également en secteur ouest de Gonneville-sur-Mer/Houlgate.

Par la combinaison de ces analyses avec les cartes morphologiques, la synthèse obtenue à partir des cartes morphodynamiques à l'échelle du 1/5 000 permet désormais **d'enrichir la discussion et la réflexion sur la répartition des sites actifs et non-actifs**. À cette échelle de travail, la vue synoptique obtenue sur l'état d'activité des versants des falaises des Vaches Noires permet **d'identifier les secteurs pour lesquels il est nécessaire de rester vigilant à l'approche de conditions hydrométéorologiques particulières**. Cependant, en croisant les événements recensés avec les chroniques des précipitations efficaces annuelles (1952 – 2016) de la station de Caen-Carpiquet et des fluctuations de la nappe de la craie cénomaniennne à Danestal (1974 – 2016, piézomètre localisé à environ 8 km des Vaches Noires à une cote de + 118 m NGF), on constate des périodes de forte activité autant pour des périodes d'excédent en eau (1977 – 1982, 1998 – 2001, 2005 – 2009) que pour des périodes de déficit en eau (2012 – 2016 ; Fig. 4.16).

Sans surprise, à cette échelle de travail et compte tenu du manque de précision sur les dates de déclenchement des mouvements de terrain recensés, il n'est pas possible de dégager un schéma type (quantités, seuils, ...) des conditions de déclenchement liées aux forçages hydro-climatiques. En effet, comme de nombreux auteurs l'ont déjà écrit (Maquaire, 1990 ; Flageollet *et al.*, 1999 ; Corominas et Moya, 2008), les configurations hydrométéorologiques pour les périodes « actives » et « peu ou pas actives » sont finalement très diverses, en particulier pour les falaises des Vaches Noires qui présentent une morphologie complexe nécessitant la prise en compte de nombreuses variables pour définir les conditions de déclenchement des mouvements de terrain.

En ce sens, la troisième partie du manuscrit se focalisera sur la détermination et la compréhension fine des modalités de fonctionnement des processus hydrogravitaires d'un secteur de badlands actif (site de suivi SNO DYNALIT) localisé à proximité de Villers-sur-Mer par un

suivi des dynamiques de versants à haute résolution spatiale et temporelle qui permettra d'apporter des éléments de réponse sur ces conditions de déclenchement.

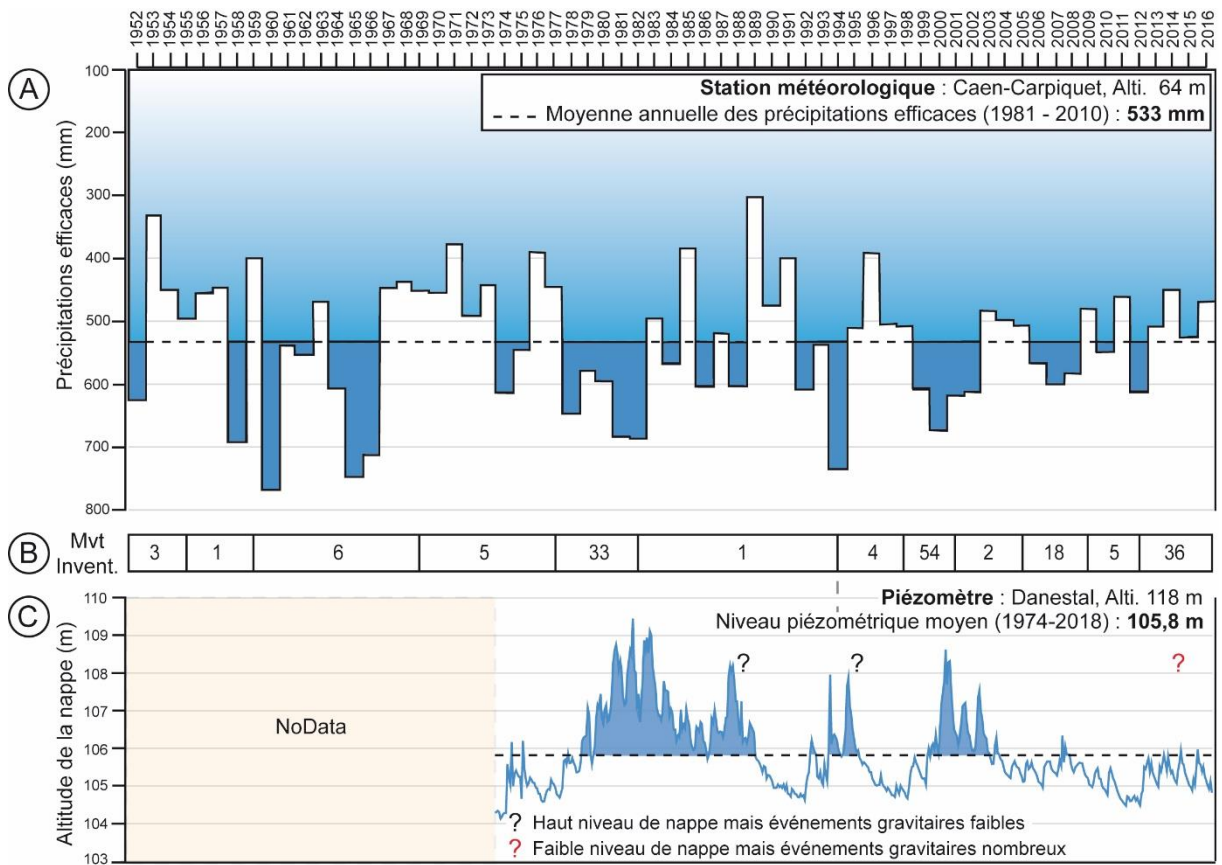


Figure 4.16 : Graphique de comparaison des données hydrométéorologiques annuelles avec les mouvements de terrain recensés aux falaises des Vaches Noires ; A) Chronique des précipitations efficaces annuelles de la station de Caen-Carpique (1952 – 2016, source : Météo France) ; B) Mouvements de terrains recensés aux falaises des Vaches Noires ; C) Chronique des fluctuations de la nappe phréatique de Danestal (1974 – 2016 – source : ADES)

Chapitre 5

Quantification des dynamiques hydrogravitaires saisonnières des ravines par suivi TLS



L'analyse des évolutions morphologiques majeures aux falaises des Vaches Noires a été conduite sur l'ensemble de son linéaire, à une échelle temporelle séculaire puis pluri-décennale. Les résultats obtenus ont permis de cerner les trajectoires et tendances évolutives de ce versant côtier aux dynamiques hétérogènes.

À ce stade, l'objectif est désormais de déterminer la rythmicité du déclenchement des processus hydrogravitaires participant à la morphogenèse du site, puis d'en préciser les secteurs affectés par leurs activités. Pour cela, un scanner laser terrestre (TLS) permettant de reconstruire la topographie des badlands a été mobilisé afin de suivre saisonnièrement les dynamiques de ces versants actifs.

Le chapitre 5 présente ainsi l'activité observée durant les cinq ans de suivi sur plusieurs ravines connexes actives. Les matériaux arrachés, transportés puis déposés dans chaque compartiment des ravines ont été quantifiés. Les configurations climatiques propres à chaque saison sont détaillées, puis mises en relation avec les dynamiques hydrogravitaires observées à partir des modèles TLS. L'ensemble est synthétisé par un modèle conceptuel présentant les modalités de fonctionnement des badlands côtiers durant chaque saison.

Introduction

Si les processus hydrogravitaires sont connus et ont été détaillés pour le site des badlands côtiers des Vaches Noires (*cf.* chapitre 1), **les connaissances portant sur leurs dynamiques spatiales, mais également les relais et combinaisons entre ces derniers, restent encore peu connus.** Par observation des formes et processus sur le terrain, les dynamiques saisonnières peuvent être dégagées d'amont en aval des versants. Pour quantifier ces dynamiques, **un suivi à haute résolution spatiale et temporelle a été mené sur une portion de linéaire côtier d'environ 200 m à l'aide d'un scanner laser terrestre (TLS).** Ce site de suivi régulier est inscrit depuis septembre 2014 dans le SNO DYNALIT¹⁸ (Service National d'Observation de la Dynamique du Littoral et du Trait de Côte) labellisé par l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) du CNRS.

De par son utilisation répétée dans le temps, le TLS a permis d'effectuer un **suivi saisonnier d'évolution des versants à échelle locale** comme cela a été réalisé dans des secteurs de badlands continentaux (Bechet *et al.*, 2016 ; Llana *et al.*, 2020a, 2020b), ou encore de multiples sites côtiers (Collins et Sitar, 2008 ; Dudzińska-Nowak et Weżyk, 2014 ; Kuhn et Prüfer, 2014 ; Johnstone *et al.*, 2016 ; Caputo *et al.*, 2018 ; Letortu *et al.*, 2019 ; Alessio et Keller, 2020). Sur le site des Vaches Noires, trois ravines connexes (numérotées de G2 à G4) ont ainsi été modélisées en trois dimensions. Les modèles numériques de terrain (MNT) produits à partir de ces modèles 3D tentent de montrer **la saisonnalité des processus, mais également de visualiser la variabilité spatiale et temporelle de la mobilité des matériaux dans les zones de départ, de transport et de dépôt.**

Pour estimer les volumes de surface transitant d'amont en aval, les trois ravines ont fait l'objet d'un découpage en « Unité Morphologique Fonctionnelle » (UMF). Elles représentent des compartiments morphologiques communs à chaque ravine (escarpement principal, replat, escarpement secondaire, talweg de ravine, flanc de crête, front de crête, zone d'épandage, escarpement basal) où se produisent des processus hydrogravitaires distincts. Ce chapitre vise à **déterminer les modalités de fonctionnement saisonnières pour chacune des ravines, puis d'identifier d'éventuels rythmes d'activités et leurs possibles relations avec les principaux forçages météorologiques et marins** afin de proposer **un modèle conceptuel d'évolution saisonnière des badlands côtiers des falaises des Vaches Noires** (Fig. 5.1).

La section 5.1 justifie les raisons de l'utilisation de l'outil TLS pour le suivi régulier des ravines du site DYNALIT. Le protocole d'acquisition de la donnée sur le terrain est présenté, ainsi que la méthodologie de traitement et nettoyage de la donnée. La stratégie de reconnaissance des processus hydrogravitaires et de calcul des volumes de surfaces à l'aide de DoD (« DEM of Difference » ou « raster de différence altitudinale ») pour chaque ravine est par la suite exposée.

La section 5.2 présente les résultats obtenus par l'analyse des modèles TLS. Un bilan est dans un premier temps effectué entre le premier et dernier modèle TLS (respectivement du 26 septembre 2014 au 19 novembre 2019) pour analyser l'évolution globale des versants en cinq ans. Une

¹⁸ <https://www.dynalit.fr/>

tentative d'extraction des dynamiques saisonnières est ensuite opérée par comparaison de modèles se suivant consécutivement dans le temps. Puis, les volumes de matériaux de surface arrachés et/ou accumulés dans les secteurs d'ablation, de transport et de dépôt sont présentés et analysés pour déterminer les dynamiques propres à chaque ravine.

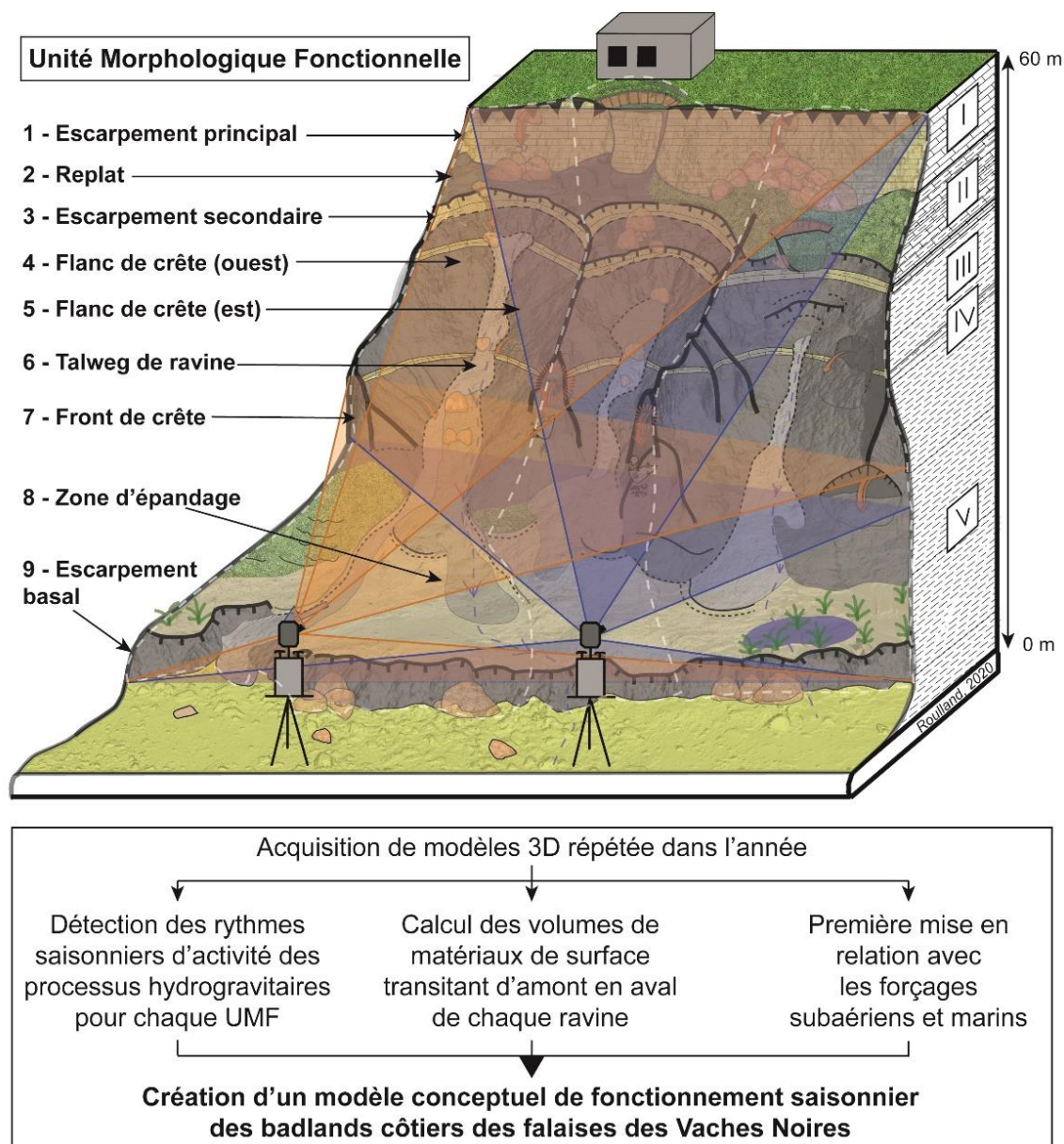


Figure 5.1 : Illustration des objectifs du chapitre basés sur le suivi TLS des ravines actives du site SNO DYNALIT

La section 5.3 précise dans un premier temps les limites inhérentes à l'utilisation d'un TLS pour la modélisation et la création de modèles numériques de terrain dans des secteurs aux morphologies contraignantes tels que les badlands « côtiers ». La pertinence spatiale et temporelle pour ce type de suivi est notamment évoquée puis mise en lien avec d'autres études. Dans un second temps, les configurations saisonnières dans lesquelles interviennent les actions subaériennes et marines pour la morphogénèse de ce site atypique sont décrites et mises en évidence avec le cumul des volumes de surface. Enfin, un modèle conceptuel synthétisant l'ensemble du fonctionnement des ravines

selon les saisons et par UMFs est présenté, puis mis en relation avec d'autres sites à badlands aux processus hydrogravitaires équivalents.

Une grande partie de ce chapitre reprend les développements de l'article « *Seasonal activity quantification of coast badlands by TLS monitoring over five years at the “Vaches Noires” cliffs (Normandy, France)* » de Thomas Roulland, Olivier Maquaire, Stéphane Costa, Mohand Medjkane, Robert Davidson, Cyrille Fauchard et Raphaël Antoine, publié dans la revue « *Geomorphology* » en mars 2022 (Roulland *et al.*, 2022)¹⁹.

5.1. Le scanner laser terrestre (TLS) : un outil de modélisation 3D à haute résolution spatiale

De par leurs précisions, les récents outils et méthodes de télédétection spatiale ont permis d'affiner et d'enrichir la compréhension des processus érosifs à grande échelle. À ce titre, l'utilisation du scanner laser terrestre (TLS) contribue à améliorer la précision et la résolution des modèles numériques de terrain (Heritage et Large, 2009 ; Smith *et al.*, 2011 ; Telling *et al.*, 2017).

Ce développement technologique a été déployé dans de nombreux domaines tels que l'analyse des dynamiques glaciaires (Fischer *et al.*, 2016 ; Xu *et al.*, 2019 ; Zahs *et al.*, 2019) mais également fluviales (Brasington *et al.*, 2012 ; Picco *et al.*, 2013 ; Lague, 2020), l'érosion des sols (Eltner et Baumgart, 2015 ; Yermolaev *et al.*, 2018), les mouvements de terrain (Jaboyedoff *et al.*, 2012 ; Abellán *et al.*, 2014 ; Bechet *et al.*, 2016 ; Jaboyedoff et Derron, 2020), la stabilité des versants en génie civil (Vlastelica *et al.*, 2016 ; Mišćević *et al.*, 2020), l'analyse et la surveillance de sites côtiers (Young *et al.*, 2010 ; Caputo *et al.*, 2018 ; Westoby *et al.*, 2018 ; Letortu *et al.*, 2019).

Du 26 septembre 2014 au 19 novembre 2019, 21 levés par TLS ont été réalisés pour la modélisation et le suivi des dynamiques hydrogravitaires des ravines du site SNO DYNALIT (Fig. 5.3-A). Bien que le nombre de jours séparant chaque modèle soit aléatoire, quatre modèles ont pu être réalisés chaque année afin d'estimer le fonctionnement saisonnier de ces badlands côtiers (Fig. 5.2).

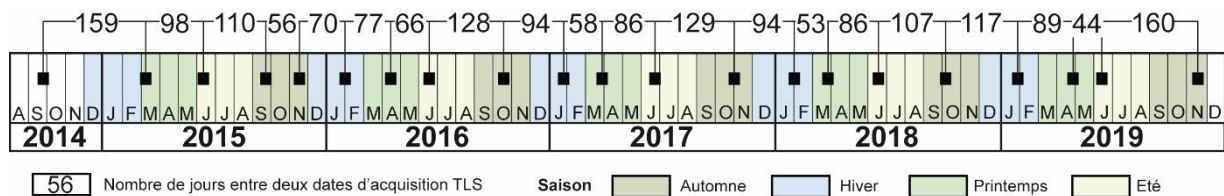


Figure 5.2: Frise chronologique des levés TLS réalisés sur le site SNO DYNALIT

¹⁹ DOI : <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.108083>

5.1.1. Acquisition de la donnée sur le terrain

Les 21 levés (Tab. 1) ont été effectués à l'aide d'un TLS full-waveform RIEGL VZ-400. Le protocole d'acquisition de la donnée est basé sur le travail de Letortu *et al.* (2015, 2019), redéfini sur le site des falaises des Vaches Noires par Medjkane *et al.* (2018). La précision instrumentale du TLS est de $\pm 0,003$ m à une distance de 50 m. La résolution angulaire a été fixée à $0,02^\circ$ (fenêtre horizontale de 130° et verticale de 30°). La durée moyenne d'acquisition de la donnée pour une station est de 45 minutes. La durée d'un levé complet est d'environ 4h. La topographie chaotique du site (contre-pente, morphologie bosselée) ainsi que la présence de végétation génèrent des occlusions dans les modèles (i.e. zones d'ombres considérées comme sans donnée exploitable « NoData »). Afin d'éviter au maximum la présence d'artefacts, le protocole de suivi a évolué au cours du temps en implantant d'autres stations (dont la station 5 directement sur le versant marneux), ainsi qu'en ajoutant des cibles de géoréférencement supplémentaires.

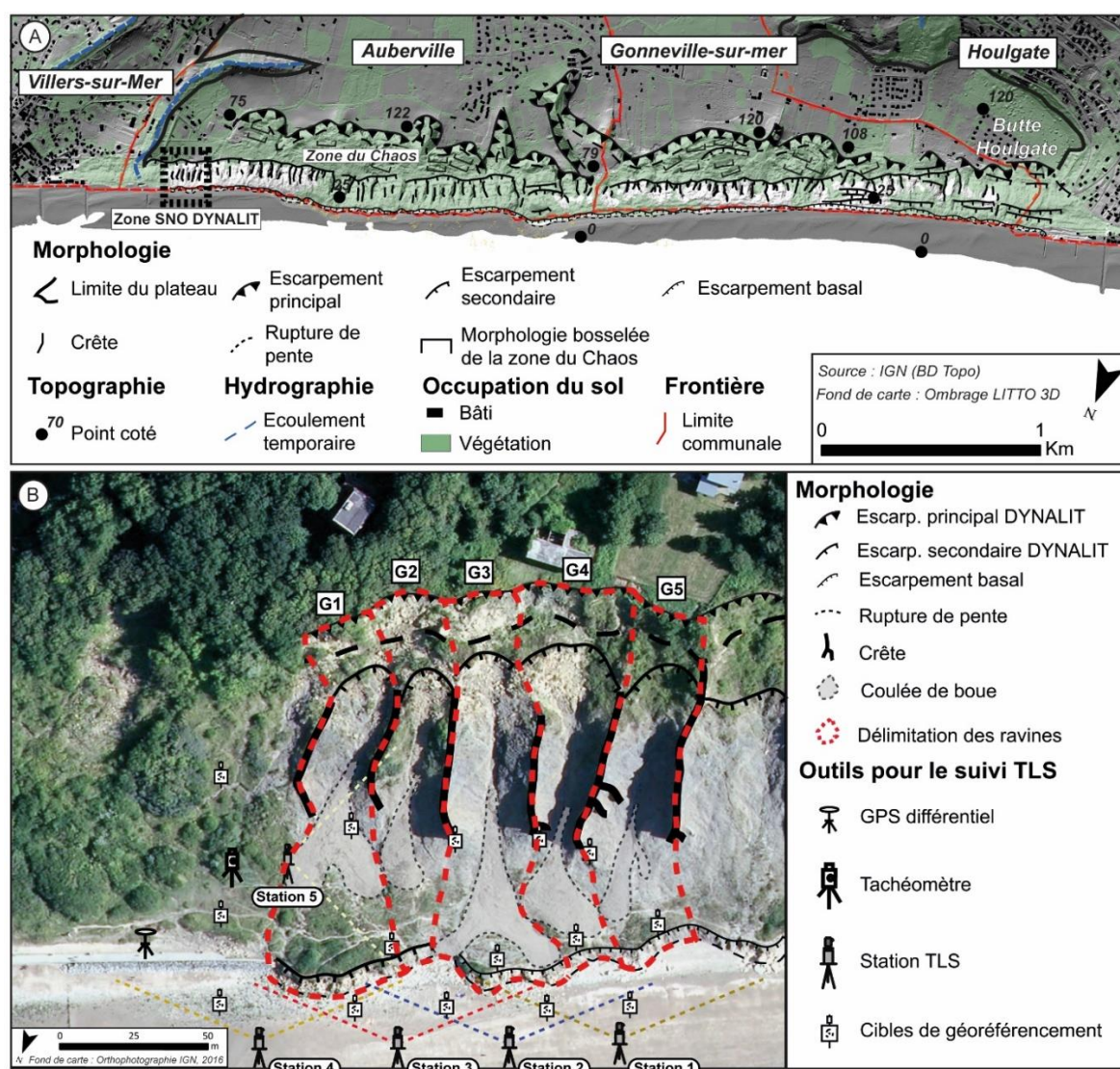


Figure 5.3 : Localisation et stratégie d'acquisition TLS sur le site DYNALIT ; A) Localisation de la zone DYNALIT le long du linéaire des falaises des Vaches Noires ; B) Plan du protocole d'acquisition TLS pour le suivi des dynamiques hydrogravitaires (d'après Roulland *et al.*, 2022)

En outre, les expérimentations initiales menées sur ce site (Medjkane *et al.*, 2018) ont montré une imprécision plus importante de la reconstruction en limite de modèle, c'est la raison pour laquelle il a été choisi ici d'élargir la zone de mesure aux ravines G1 à G5, mais de ne considérer comme zone d'étude significative que la partie centrale composée des ravines G2, G3 et G4.

Les 15 cibles de géoréférencement espacées de 25 m (GCP : Ground Control Points ou « points de contrôle au sol ») sont réparties entre la partie médiane des versants et le haut de plage. Chaque cible est géoréférencée à l'aide d'une station totale (Tachéomètre Trimble M3) permettant d'atteindre une précision de calage centimétrique (± 1 cm). Le système de projection utilisé pour chacun des modèles est le système RGF93/Lambert93, EPSG : 2154. Chaque levé est effectué lorsque les conditions marines sont favorables (marée basse à fort coefficient) ainsi que dans de bonnes conditions météorologiques (temps calme, sans pluie). La distance des stations au pied de falaise est comprise entre 30 et 50 m, puis entre 25 et 30 m entre chaque station (Fig. 5.3-B).

5.1.2. Traitement et nettoyage des données

Le traitement des données suit les méthodologies élaborées par Brodu et Lague (2012), Letortu *et al.* (2015, 2019) et Medjkane *et al.* (2018). **La première étape s'effectue sur le logiciel Riscan Pro V2.0.3, consistant à géoréférencer chaque nuage de point des différentes stations TLS (Station 1 à 5).** Pour cela, on passe de coordonnées relatives (coordonnées du projet) à des coordonnées absolues à partir des cibles détectées par le TLS et relevées à l'aide de la station totale sur le terrain (Fig. 5.4-A).

Une fois les nuages de points géoréférencés et calés sur un système de projection cartographique commun (RGF93), **l'étape d'ajustement multiple des stations est effectuée afin de fusionner les nuages de points en une même entité.** Durant l'étape d'ajustement multiple des stations TLS (« *Iterative closest point algorithm* »), la précision finale du nuage de points (basée sur l'estimation statistique de l'erreur d'écart-type évaluée à partir de trois ajustements consécutifs) est quasi constamment < 1 cm. La précision du géoréférencement du modèle est ainsi comprise entre 0,7 et 1,8 cm (Tab. 5.1). Le nuage de point brut nouvellement créé est alors sélectionné sur les zones d'intérêts (ravines G1 à G5) à l'aide d'un découpage par polygone. Le nuage est ensuite exporté en fichier .las 1.3 pour nettoyage (extraction de la végétation).

Pour la seconde étape de nettoyage du nuage de points, le logiciel CloudCompare (V2.8.1) a été mobilisé (Fig. 5.4-B) pour utiliser le plugin open-source « *Canupo Classifier* » développé par Brodu et Lague²⁰. La méthode, semi-automatique, consiste à sélectionner manuellement dans le nuage de points des secteurs correspondant au sol, puis des secteurs correspondant à la végétation. Le plugin effectue ensuite une classification automatique par reconnaissance de la géométrie des points (correspondant à une forte densité pour le sol, puis à une géométrie plus « dispersée » pour la végétation). Le nuage initial est ensuite segmenté en deux nuages « sol » et « végétation » pour lequel le nuage « végétation » est supprimé. Pour chacun des

²⁰ <https://nicolas.brodu.net/en/recherche/canupo/>

modèles, la densité de points après extraction de la végétation est comprise entre 73 et 105 points/m² (Tab. 5.1).

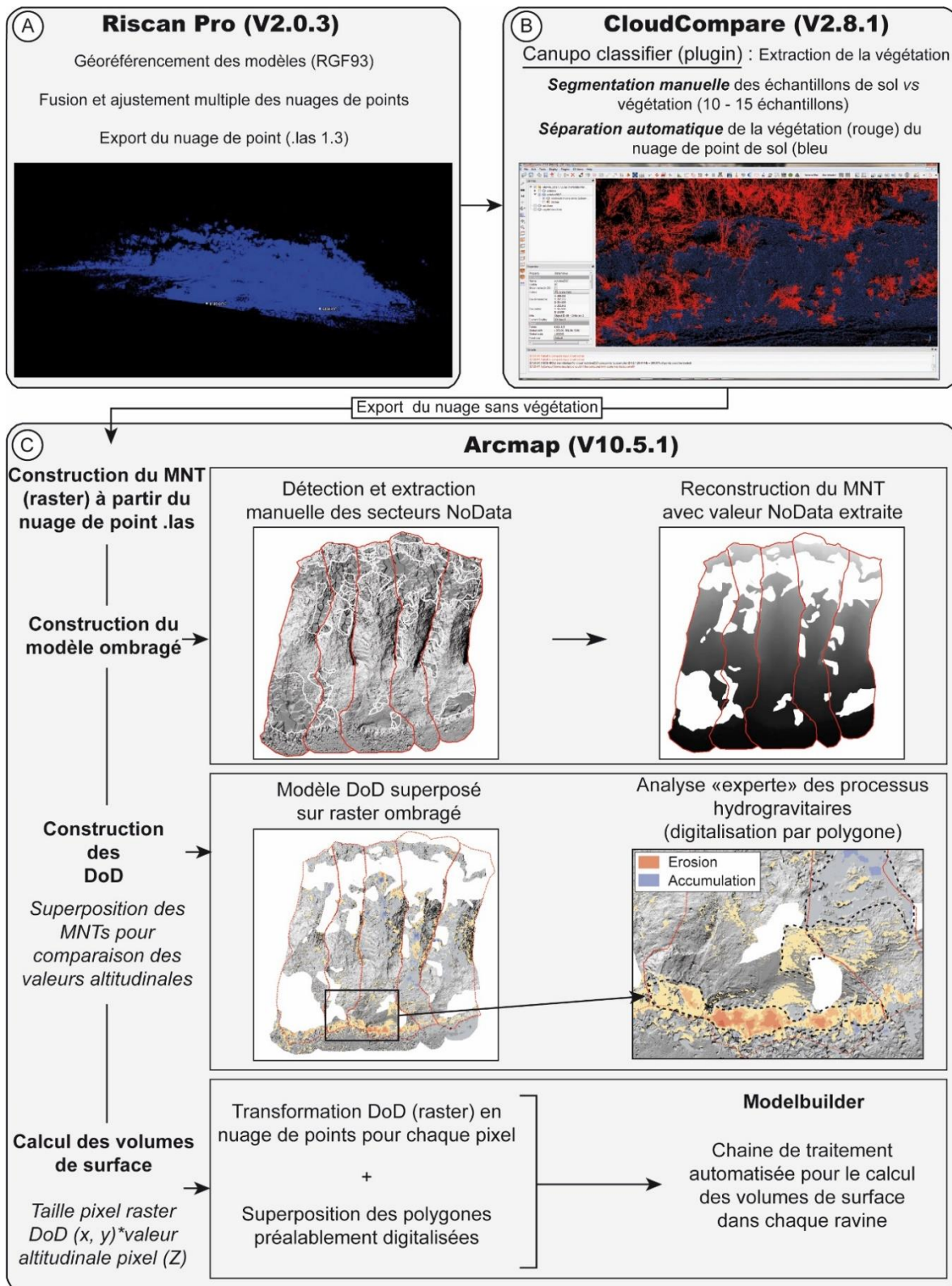


Figure 5.4 : Schéma des différentes étapes de la méthodologie de traitement et d'analyse de la donnée TLS ;
 A) Étape n°1 : Utilisation du logiciel Riscan Pro ; B) Étape n°2 : Utilisation du logiciel CloudCompare ;
 C) Étape n°3 : Utilisation du logiciel Arcmap

La troisième étape s'effectue sur le logiciel ArcMap V10.5.1 (Fig. 5.4-C). Dans un premier temps, le nuage de point .las 1.3 nettoyé est converti en fichier raster pour construire le modèle numérique de terrain. Le MNT est ensuite converti en fichier raster ombragé qui servira de fond cartographique pour : i) la délimitation des UMFs sur chacun des modèles, ii) l'observation des formes et la superposition des rasters de différence altitudinale (DoD) permettant d'identifier les secteurs en érosion et en accumulation, iii) la délimitation et l'extraction des zones topographiquement mal reconstituées considérées comme « *NoData* » dans l'analyse (Fig. 5.5).

Tableau 5.1 : Synthèse des caractéristiques des modèles TLS (in Roulland et al., 2022)

TLS N°	Date d'acquisition TLS	Nombre de mise en station TLS	Nombre de cibles de géoréférencement	Nombre de points après l'extraction de la végétation	Densité de point avec l'extraction de la végétation (pts/m ²)	Précision du géoréférencement (cm)
1	26 septembre 2014	3	12	3 903 147	73	0.8
2	4 mars 2015	3	12	4 178 433	82	0.7
3	10 juin 2015	3	12	6 258 042	79	0.8
4	28 septembre 2015	3	12	7 071 609	84	0.8
5	23 novembre 2015	4	12	6 515 235	105	1
6	1 ^{er} février 2016	4	12	8 357 159	97	0.9
7	18 avril 2016	4	12	6 925 065	98	0.9
8	22 juin 2016	3	12	5 412 357	88	1.1
9	28 octobre 2016	5	15	6 967 458	94	0.8
10	30 janvier 2017	3	15	4 946 711	79	0.7
11	29 mars 2017	4	15	5 282 024	76	0.8
12	23 juin 2017	5	15	6 734 155	80	0.9
13	30 octobre 2017	5	15	8 008 490	80	0.9
14	1 ^{er} février 2018	5	15	7 290 494	85	1
15	26 mars 2018	5	15	8 228 801	83	0.7
16	20 juin 2018	5	15	8 339 516	84	0.8
17	5 octobre 2018	6	15	6 843 027	94	0.8
18	30 janvier 2019	5	15	9 110 933	90	1.8
19	29 avril 2019	5	15	6 454 217	86	1
20	12 juin 2019	5	15	6 857 392	78	0.8
21	19 novembre 2019	5	15	5 485 052	88	0.9

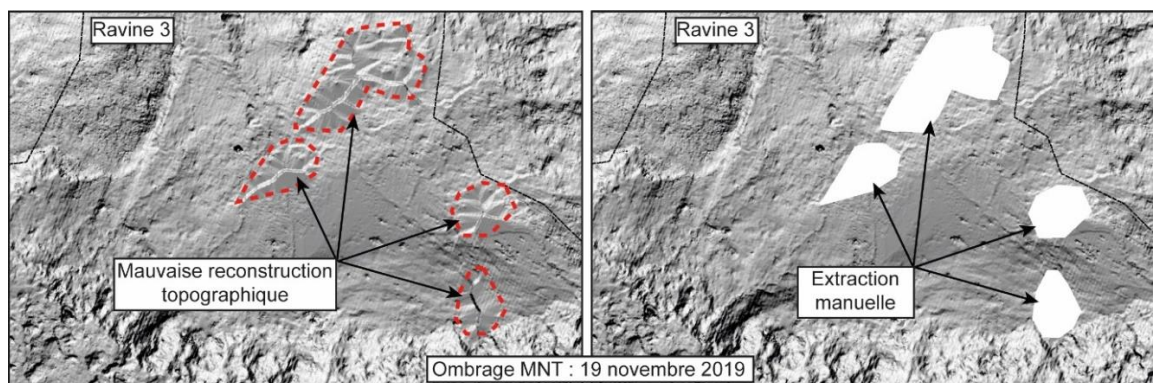


Figure 5.5 : Illustration de l'extraction des zones NoData (in Roulland et al., 2022)

Les secteurs considérés comme « NoData » ne sont pas pris en compte dans les calculs de volume de surface. Le pourcentage de NoData est variable à chaque date, pour chacune des ravines (Tab. 2). Dès lors que les valeurs NoData sont extraites des MNTs, ces derniers nettoyés sont comparés entre eux à l'aide de l'outil d'analyse spatiale « soustraction raster ». Le principe repose sur une superposition de deux MNTs réalisés à des dates différentes, pour laquelle les valeurs altitudinales inscrites dans chaque pixel du MNT le plus récent sont soustraites aux valeurs altitudinales inscrites dans chaque pixel du MNT le plus ancien (Fig. 5.6). Il en ressort en donnée de sortie un raster de différence altitudinale (DoD) permettant de cerner les cellules aux valeurs négatives (correspondant à des secteurs en érosion) et celles aux valeurs positives (correspondant à des secteurs de dépôts).

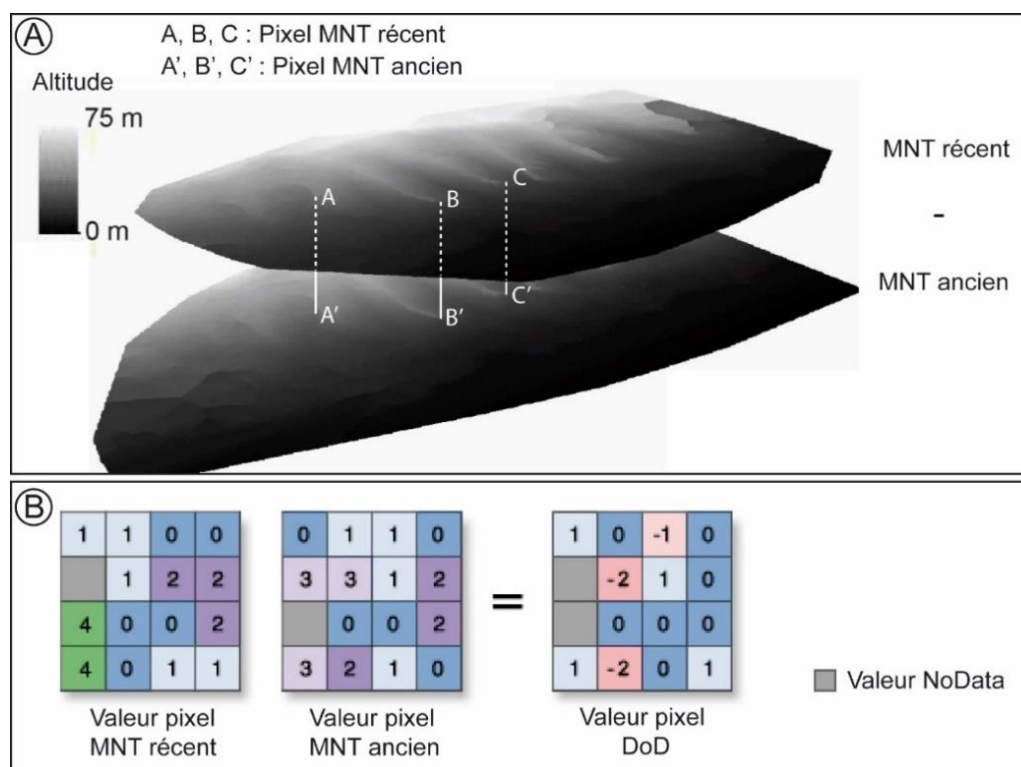


Figure 5.6 : Principe de la soustraction raster ; A) Illustration du principe de comparaison MNT par soustraction raster ; B) Illustration du principe de l'outil « soustraction raster » d'Arcmap (tiré de ESRI²¹)

²¹ <https://desktop.arcgis.com/fr/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/minus.htm>

Le raster DoD constitue le fichier à partir duquel les volumes de surface seront calculés. Pour cela, la méthodologie d'extraction des secteurs affectés par l'érosion et/ou le dépôt est réalisée en deux phases :

- La première consiste à digitaliser manuellement par polygone les secteurs affectés par des processus hydrogravitaires. Pour chaque polygone, des informations sur le type de processus hydrogravitaires ainsi que sa localisation sont inscrites dans une table attributaire ;
- La deuxième consiste à extraire du DoD les valeurs de différence d'altitude. Pour cela, un ModelBuilder (Arcgis Pro 2.7, ESRI) effectue automatiquement la chaîne de traitement nécessaire à l'intégration de ces valeurs au sein des polygones préalablement digitalisés. Au final, les cellules jointes aux polygones sont sommées afin d'obtenir le volume de surface total en érosion et/ou en dépôt relevé sur les différents DoDs (Fig. 5.7).

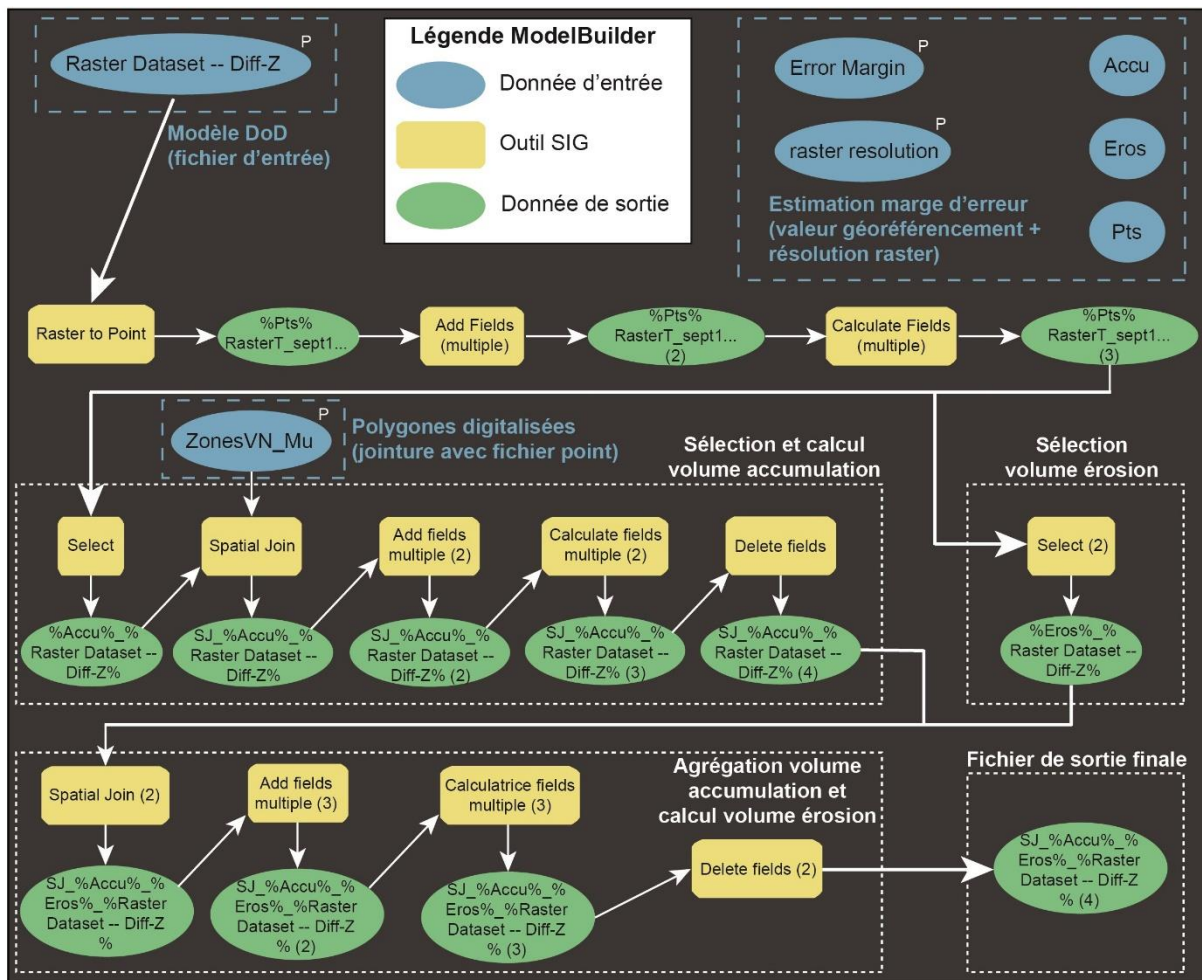


Figure 5.7 : Chaîne de traitement du ModelBuilder pour l'estimation des volumes de surface en érosion et en accumulation des ravines G2 à G4

La marge d'incertitude inhérente au calcul des volumes prend en compte la **résolution du raster** ainsi que la **précision du géoréférencement**. Par conséquent, des valeurs de volume minimal et maximal sont systématiquement calculés pour chacun des modèles DoDs (Fig. 5.8).

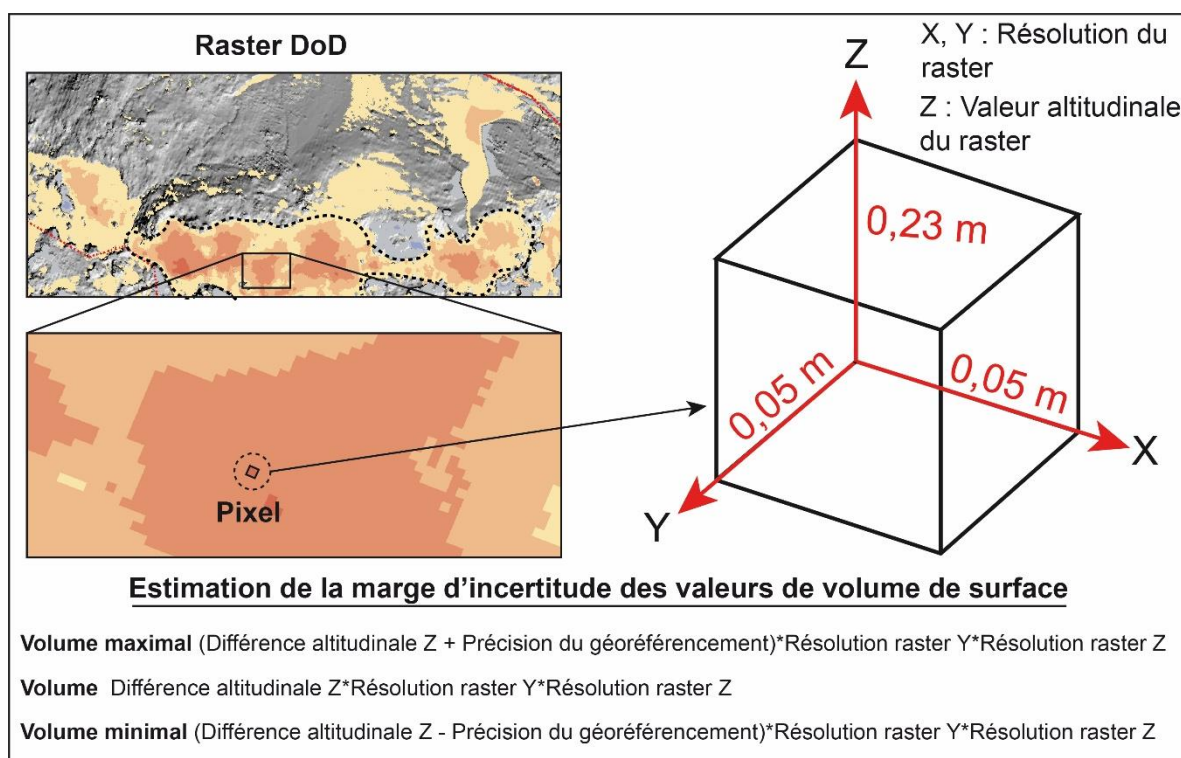


Figure 5.8 : Principe de l'estimation des volumes par « cubage » et principe d'estimation de la marge d'incertitude

5.2. L'analyse des dynamiques hydrogravitaires des ravines du site DYNALIT

En définitive, la comparaison des modèles TLS a permis d'obtenir 20 DoDs pour l'analyse à haute résolution spatiale et temporelle des dynamiques hydrogravitaires de ravines. Les résultats provenant des DoDs TLS ont ainsi fait l'objet d'une analyse en trois points portant notamment sur : le constat d'évolution morphologique des ravines entre le premier modèle TLS (26 septembre 2014) puis le dernier (19 novembre 2019 – 5.2.1), l'observation chronologique des DoDs TLS avec l'objectif de déterminer des modes de fonctionnement saisonnier des ravines (5.2.2), l'observation des volumes de surface évalués pour chaque ravine et leur mise en relation avec les chroniques mensuelles de précipitations et de conditions météorologiques favorisant les forçages marins (coefficient de marée, force et direction du vent – 5.2.3).

5.2.1. Le bilan des évolutions observées entre le 26 septembre 2014 et le 19 novembre 2019

D'un point de vue des variations topographiques (comparaison des Modèles TLS selon le découpage UMF) et sur l'ensemble de la période d'étude (5 ans), nous observons trois espaces aux évolutions distinctes (Fig. 5.9) :

1) **Un espace à forte érosion (- 5 à - 10 m) de la partie sommitale**, notamment de l'escarpement principal (UMF 1) sur l'ensemble des ravines, même si la G4 a été moins affectée. Les événements majeurs observés sont des glissements de terrain rotationnels. Les valeurs en

NoData des deux modèles TLS sont importantes sur le replat (UMF 2) et l'escarpement secondaire (UMF 3). Il est donc difficile de décrire ce qu'il s'est produit entre les deux levés les plus éloignés temporellement, mais la comparaison entre deux dates rapprochées (Fig. 5.10 et 5.11) met en évidence des évacuations de matériaux pouvant être intenses.

2) **Une érosion modérée (de l'ordre du mètre) sur les flancs de crêtes** (UMF 4 et 5) quelle que soit l'exposition, à l'exception du flanc de crête exposé ouest de G2 qui a connu un fort dépôt de matériaux provenant de la partie sommitale des crêtes.

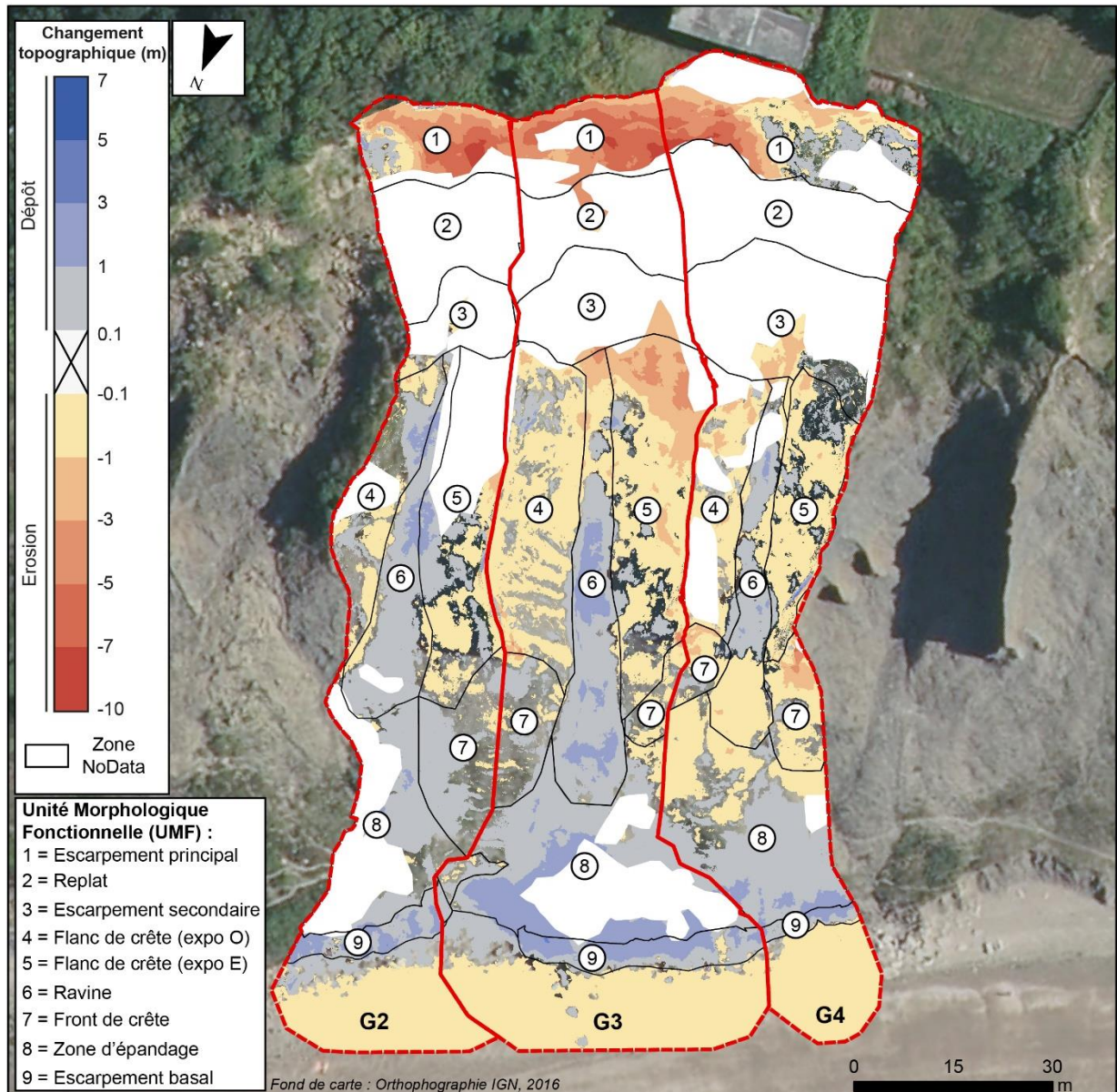


Figure 5.9 : Spatialisation des secteurs en érosion et accumulation du site DYNALIT entre le 26 septembre 2014 et le 19 novembre 2019 (in Roulland et al., 2022)

3) **Des zones en accrétion d'ampleurs variables.** Tout d'abord modérées (1 à 3 m), dans les zones dites d'épandage (UMF 8). Ces secteurs présentent une accumulation sur l'intégralité de G2 et G3. Seule G4 est contrastée, en termes de bilan, avec une ablation de matériaux en partie

supérieure de la zone d'épandage, puis dépôt en partie inférieure. Ensuite nous observons une zone d'accumulation faible (1 m) dans les talwegs des ravines (UMF 6). Ces derniers se sont remplis de matériaux provenant de l'escarpement principal, du replat, de l'escarpement secondaire mais également et de façon plus modeste, de matériaux issus des flancs de crête. L'apex de G4 est le seul secteur ayant subi de l'ablation. Par ailleurs, l'escarpement basal (9), considéré comme pied de falaise, est en progradation (de l'ordre du mètre) pour toutes les ravines. Enfin, les fronts de crête (7) notamment G2 et G3 présentent une relative stabilité (secteurs à végétations herbeuses) qui contraste avec ceux de G4, quasi intégralement en érosion (1 m).

Finalement, la dynamique de mobilité des versants analysée sur cinq ans s'inscrit dans la continuité de celle observée en 69 ans (de 1947 à 2016) à partir de l'analyse qualitative de la photographie aérienne oblique (datée entre 1947 et 1955), puis de la vue satellite oblique tirée de Google Earth (*cf.* chapitre 3).

On y détecte en effet une érosion constante des terrains nus, la disparition de crêtes secondaires et transverses, des ravines dont le degré de pente semble s'adoucir, un élargissement de l'espace d'entre-deux crêtes, accompagné paradoxalement d'un pied de falaise qui semble conserver une morphologie similaire au cours du temps (Fig. 5.10-A et B).

Pour vérifier cela, l'analyse peut désormais être réalisée par l'observation des profils topographiques extraits des MNTs haute résolution du site DYNALIT (Fig. 5.10-C). Au regard des profils effectués d'amont en aval des versants, on constate en effet l'important recul de l'escarpement principal des trois ravines, accompagnées d'une succession de légers secteurs en érosion puis en accumulation au niveau du talweg de ravine et de la zone d'épandage.

Comme évoqué précédemment, la progradation de l'escarpement basal est relativement mineure en comparaison de l'important recul que subit la partie supérieure des versants. Cela montre clairement le rôle des forçages marins dans l'évacuation régulière des matériaux marno-calcaires en pied de falaise, dont le recul est toutefois compensé par l'apport réguliers de matériaux de la partie supérieure et médiane des versants.

En ce sens, le degré de pente général évalué du haut de l'escarpement principal au haut de l'escarpement basal est en légère baisse pour les trois ravines, passant de 26 à 25° pour G2, de 26 à 24° pour G3 et de 28 à 27° pour G4. L'amoindrissement des crêtes et l'élargissement d'entre-deux flancs de crête sont également observés durant cette période de cinq ans (Fig. 5.10-D). Les épaisseurs d'érosion relevées sur les profils aux niveaux des flancs de crête sont comprises dans une fourchette de - 0,18 à - 1,01 m (soit 0,04 à 0,20 m/an), pour une valeur moyenne de 0,50 m (soit 0,1 m/an).

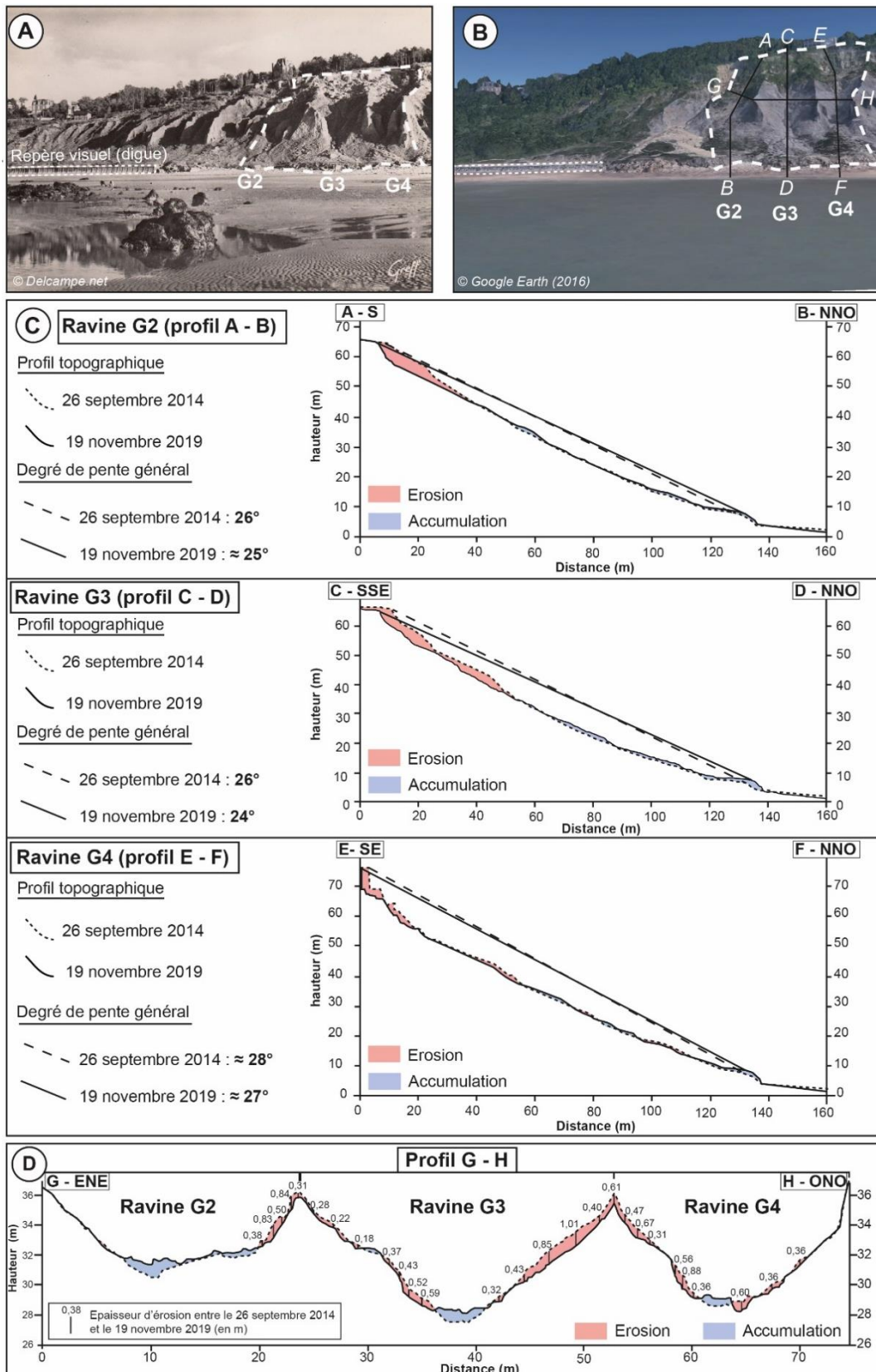


Figure 5.10 : Profils topographiques des versants de ravine G2 à G4 entre le 26 septembre 2014 et le 19 novembre 2019 ; A) Illustration de la morphologie des versants entre 1947 et 1955 (source : delcampe.net, carte postale Greff) ; B) Illustration de la morphologie des versants via image satellite en 2016 (source : Google Earth, 2016) ; C) Profils topographiques AB, CD et EF d'amont en aval des ravines ; D) Profil topographique GH d'est en ouest des ravines

5.2.2. La cartographie du fonctionnement temporel des ravines

L'ensemble des DoDs a été compilé sur des planches de synthèse (Fig. 5.12 et Fig. 5.13) dans l'objectif d'obtenir une vue synoptique du suivi, puis d'identifier des rythmes d'activité des badlands en lien avec l'ambiance météorologique propre à chaque saison (Fig. 5.11).

Au regard des dates de suivi, les DoDs (1, 5, 8, 9, 12, 13, 16 et 20) sont souvent à cheval entre deux saisons. La saisonnalité des relevés n'a pu être systématiquement effectuée en raison de contraintes horaires et des coefficients de marée, ainsi qu'à la nécessité d'opérer dans de bonnes conditions météorologiques (vent faible, pas de précipitations, ...).

Cependant, lorsque cela fut possible, un croisement a été effectué entre les processus hydrogravitaires observés puis les données météorologiques dans l'objectif de déterminer la période de l'année durant laquelle les versants ont été potentiellement les plus actifs. Par exemple, le DoD 6 réalisé entre le 2 février 2016 et le 18 avril 2016 (hiver et printemps) a été associé à la saison hivernale car la majorité des précipitations se sont produites en février et mars. Suivant cette approche, seuls les DoDs 1, 5, 8, 12 et 13 sont considérés comme appartenant à deux saisons. Les autres DoDs ont été classés par saison dans l'ordre suivant :

- **La période automnale (A, Fig. 5.10-A) illustrée par les DoDs 4, 9, 17 et 20.** Il s'agit de la saison la plus humide, le début de la saison hydrologique, où les cumuls mensuels les plus abondants se produisent entre les mois d'octobre et décembre. Elle se caractérise par une reprise d'activité de la partie supérieure et médiane des ravines. Les flancs de crête présentent une activité modérée, puis les matériaux arrachés en partie supérieure atteignent rarement la zone d'épandage et l'escarpement basal. L'automne est marqué par quelques événements météo-marins morphogènes (fortes agitations, tempêtes provenant des flux d'ouest, vents forts de nord-est à faible fréquence) qui induisent une érosion plus ou moins marquée de l'escarpement basal.
- **La période hivernale (H, Fig. 5.10-B) illustrée par les DoDs 6, 10, 14 et 18.** Les pluies restent abondantes avec des épisodes pluvieux longs et de faibles intensités qui permettent aux nappes phréatiques de poursuivre leurs recharges. Toutes les UMFs sont instables avec une forte production de débris qui s'accumulent dans les talwegs puis, dans le même temps, des matériaux accumulés qui changent d'état (passage d'un état solide à un état plastique, puis dépassement du seuil de liquidité). Les matériaux les plus fluides peuvent atteindre l'escarpement basal, voire s'étaler sur le haut de plage. L'escarpement basal peut subir alternativement une érosion importante en période de forte agitation marine (notamment lors des coups de vent et tempêtes de décembre à février), puis des périodes de progradation selon la quantité de matériaux apportés par les coulées.
- **La période printanière (P, Fig. 5.10-C) illustrée par les DoDs 2, 7, 11, 15 et 19.** Les pluies se font plus rares et moins persistantes. L'escarpement principal et les flancs de crêtes sont globalement stables, mais les têtes de ravines au niveau de l'escarpement secondaire restent actives et continuent d'alimenter les talwegs. Les coulées de boue voient leur activité

diminuer pour atteindre une forme de stabilité en fin de printemps. L'escarpement basal évolue peu durant cette période pré-estivale.

- **La période estivale (E, Fig. 5.10-D) illustrée par les DoDS 3 et 16.** Les pluies sont moins fréquentes et les températures plus élevées favorisent les phénomènes d'assèchement des matériaux marneux. Les versants sont globalement stables. Toutefois, de très intenses averses estivales ou orages violents peuvent augmenter en quelques heures le cumul pluviométrique de tout un mois. Ces épisodes participent à la réactivation ponctuelle de glissements superficiels et chutes de blocs en partie supérieure de versant. Ils peuvent être également si intenses qu'ils vont provoquer une activité des versants qui se rapprochent, sans être aussi efficace, de celle observée en période hivernale (*i.e.* DoD 3).

Dans ce schéma saisonnier, on constate que des ravines pourtant voisines présentent une activité non-synchrone. En effet, il est possible d'observer à partir des DoDs des périodes d'inactivité d'un talweg de ravine tandis que celles voisines sont actives (DoDs 2, 12, 17 et 20).

Dans le même temps, pendant une période d'activité commune aux trois ravines (DoDs 8 et 13), les phases de remplissage ou de purge peuvent également se produire de manière asynchrone.

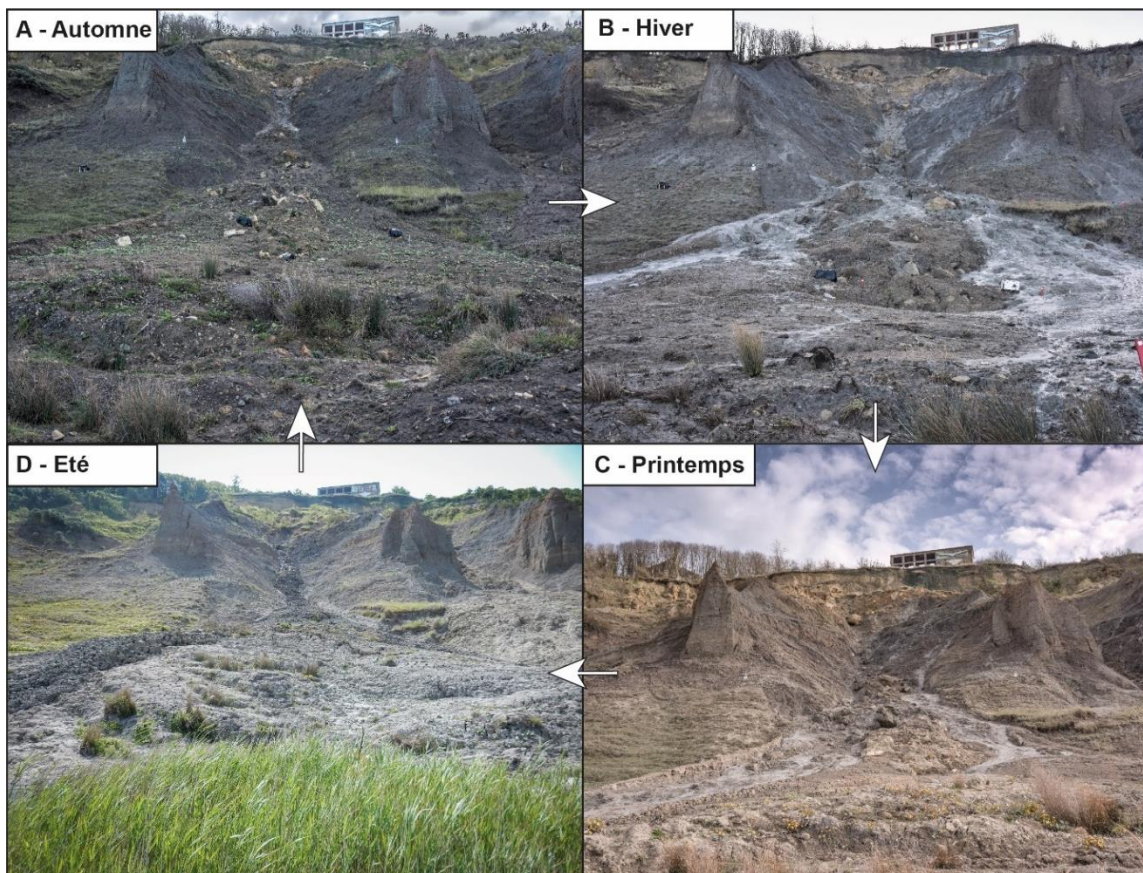


Figure 5.11 : Illustration de l'état de surface de la ravine G3 durant chaque saison (in Roulland et al., 2022)

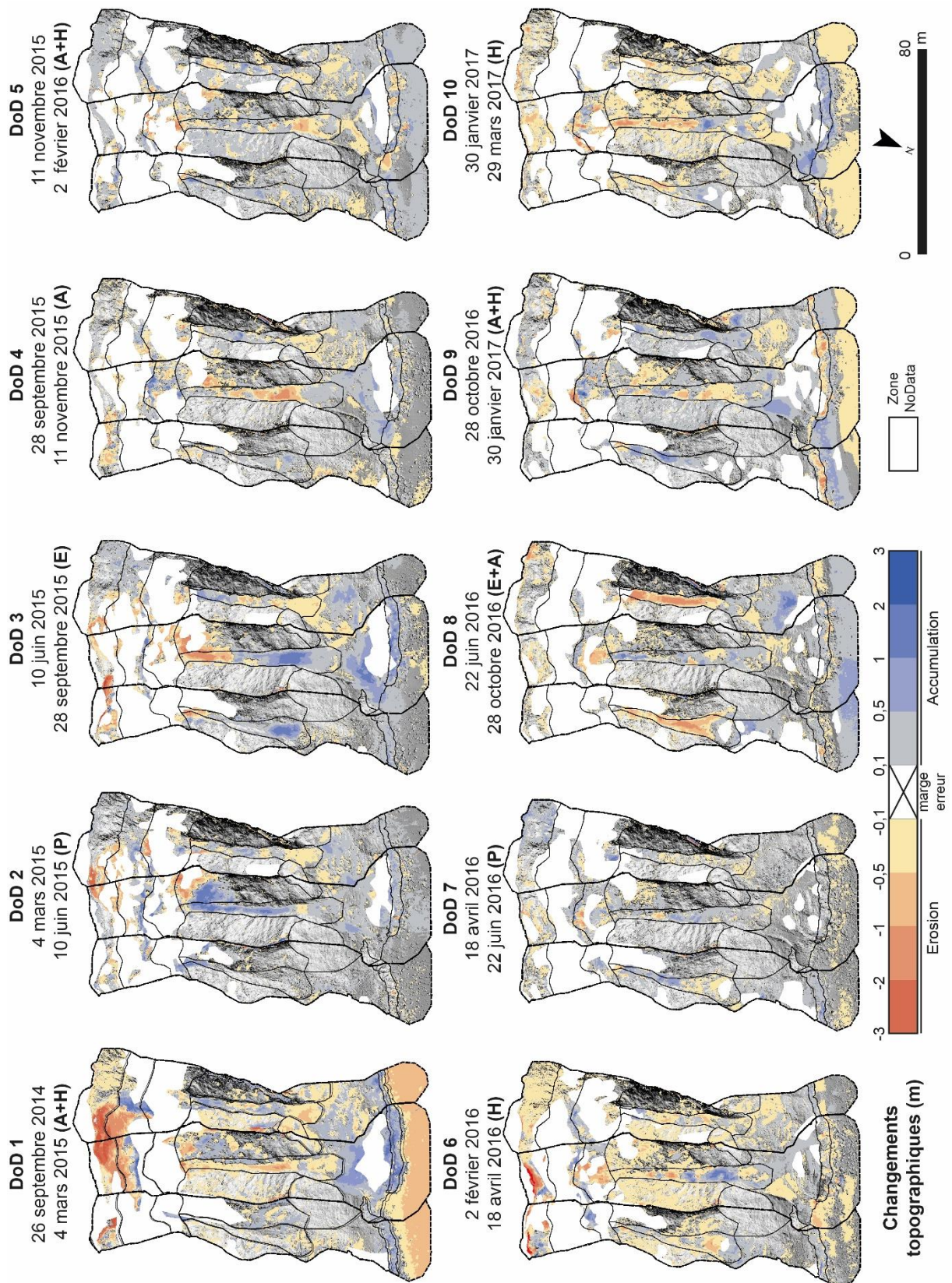


Figure 5.12 : Spatialisation des surfaces d'érosion et d'accumulation des matériaux pour les ravines G2 à G4 entre le 26 septembre 2014 et le 29 mars 2017 (d'après Roulland et al., 2022)

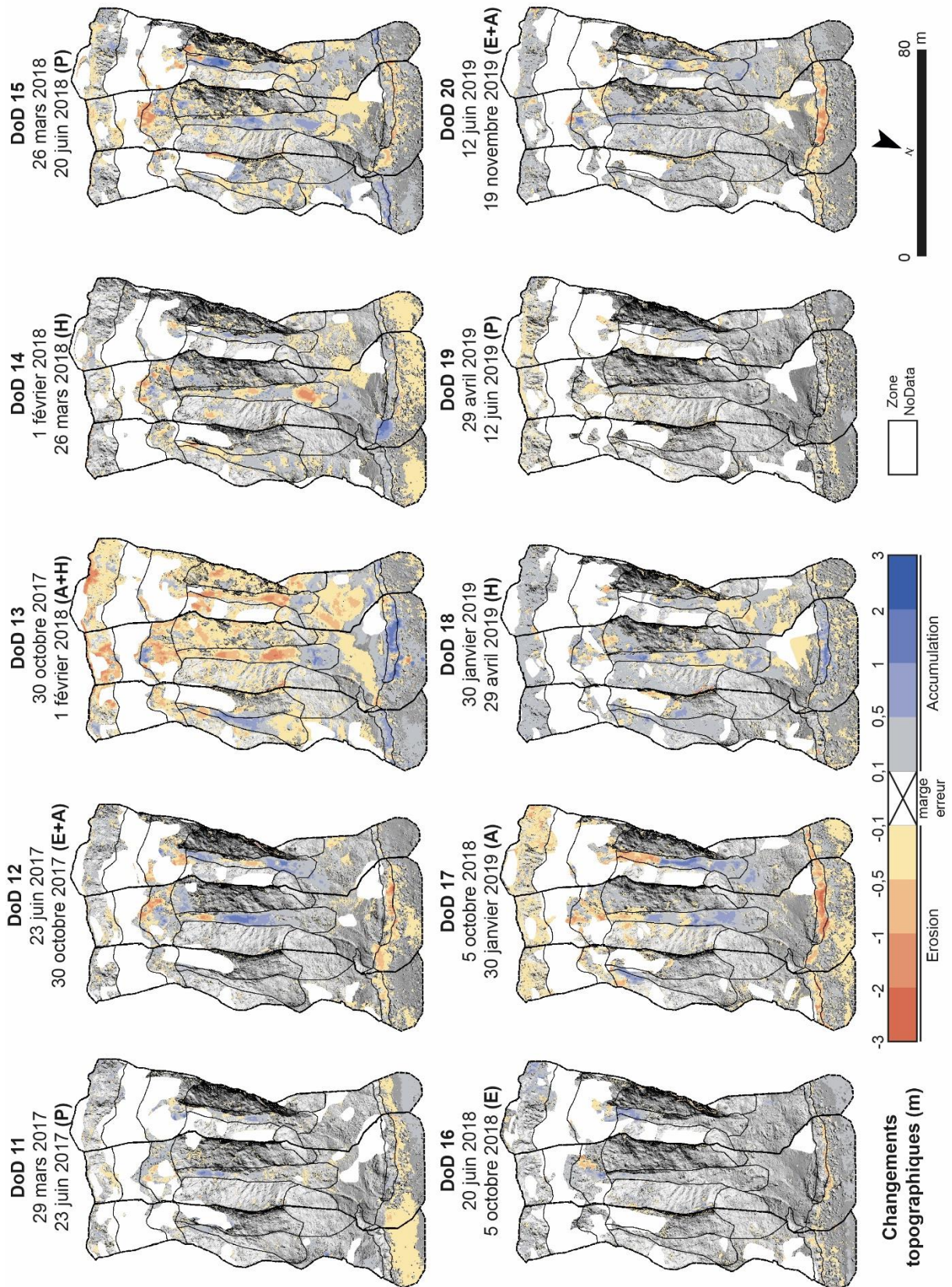


Figure 5.13 : Spatialisation des surfaces d'érosion et d'accumulation des matériaux pour les ravines G2 à G4 entre le 29 mars 2017 et le 19 novembre 2019 (d'après Roulland et al., 2022)

5.2.3. L'inégale dynamique des ravines

Les cubatures réalisées pour chaque UMF corroborent le fonctionnement général temporel/saisonnier des ravines, ainsi que leur évolution parfois asynchrone les unes par rapport aux autres (Tab. 2 ; Fig. 5.14). En termes de bilan, G3 a été la ravine la plus active, avec une érosion totale estimée à $- 4\,478\text{ m}^3 (\pm 665\text{ m}^3)$ et un dépôt de $+ 4\,063\text{ m}^3 (\pm 596\text{ m}^3)$. Elle représente 49 % de l'activité totale des trois ravines durant les cinq années de suivi. G2, $(- 1\,351\text{ m}^3 (\pm 249\text{ m}^3))$ et $+ 1\,631\text{ m}^3 (\pm 250\text{ m}^3)$, représente 17 % de l'activité totale, alors que G4 en représente 34 % $(- 3\,268\text{ m}^3 (\pm 511\text{ m}^3))$ et $+ 2\,458\text{ m}^3 (\pm 432\text{ m}^3)$.

Le cumul des volumes mobilisés (toutes UMFs confondues) permet de visualiser les dynamiques des ravines dans le temps (Fig. 14-A). On note qu'à une même date, les volumes de surface mobilisés sont contrastés. Alors que l'intervalle de temps entre chaque levé n'est pas toujours comparable, une standardisation des résultats a été effectuée pour faciliter les comparaisons. Cette homogénéisation correspond au rapport érosion totale/superficie totale (m^2) de chaque ravine.

Pour faciliter la lecture de la figure 5.14, un figuré en nuance de marron est proposé permettant d'individualiser trois ampleurs d'évolution distinctes par ravine (dénommée : « faible activité des ravines », « activité modérée des ravines » et « forte activité des ravines » (Fig. 5.14-B), mais également les périodes où les trois ravines réunies ont une forte ou faible activité (« forte activité globale » (Fag) et « faible activité globale » (Fagl)).

Il s'avère que l'activité globale, et conformément à la description saisonnière du fonctionnement type, les périodes Fag sont principalement concentrées durant les périodes d'automne/hiver, puis début du printemps. Les périodes Fagl sont, elles, inscrites à la fin du printemps et en été. Durant la période de septembre 2014 à mars 2016 (Fag1), le printemps et été 2015 ont connu une forte activité exceptionnelle. En rentrant dans le détail, G2 est la ravine qui a connu les dynamiques les plus faibles. Sur l'ensemble du suivi, seule la période hivernale du 30 octobre 2017 au 1 février 2018 (DoD 13) est considérée comme fortement active ($- 174\text{ m}^3 \pm 29\text{ m}^3$ en érosion, $134\text{ m}^3 \pm 17\text{ m}^3$ en dépôt), soit durant 5 % du temps. Sur le reste de la période étudiée, 55 % du temps l'activité de cette ravine a été modérée et 40 % faible.

G4 a été plus active que G2. Sur l'ensemble de la période d'étude, elle a connu une forte activité durant 30 % du temps, modérée durant 40 %, et faible durant 30 %. Les périodes considérées comme les plus actives se concentrent sans surprise durant la période d'automne/hiver (DoD 1, 7 et 13), accompagnées de périodes exceptionnelles telles que l'été 2015 (DoD 3), puis le printemps 2018 (DoD 15).

G3 est la ravine dont les dynamiques sont les plus fortes. Elle n'a connu des périodes de faibles activités que durant les périodes de printemps (DoD 11 et 19) et d'été (DoD 16), représentant seulement 15 % de son activité. Elle reste en activité modérée (25 % du temps), et forte (60 % du temps). Cette activité s'effectue, là encore durant les périodes d'automne/hiver, avec toutefois une exception pour le printemps/été 2015 (DoD 2 et 3), ainsi que le printemps 2018 (DoD 15).

Tableau 5.2 : Volumes de surface mobilisés dans les ravines G2, G3 et G4 (in Roulland et al., 2022)

Dod N°	Date	Nod	G2				G3				G4			
			E	D	C	Nd	E	D	C	Nd	E	D	C	Nd
1 A+H	26.09.14/ 04.03.15	159	-81 (±24)	84 (±20)	165	30	-431 (±60)	321 (±44)	752	19	-630 (±65)	184 (±31)	814	22
2 P	04.03.15/ 10.06.15	98	-38 (±5)	113 (±13)	316	23	-121 (±10)	329 (±34)	1202	18	-145 (±5)	150 (±21)	1109	20
3 E	10.06.15/ 28.09.15	110	-89 (±9)	151 (±18)	556	23	-308 (±25)	480 (±45)	1990	23	-214 (±28)	191 (±30)	1514	24
4 A	28.09.15/ 23.11.15	56	-65 (±9)	55 (±10)	676	27	-195 (±23)	253 (±58)	2438	20	-97 (±9)	84 (±15)	1696	26
5 A+H	23.11.15/ 01.02.16	70	-47 (±10)	130 (±23)	853	26	-216 (±29)	235 (±44)	2890	21	-80 (±29)	169 (±35)	1945	27
6 H	01.02.16/ 18.04.16	77	-119 (±21)	119 (±17)	1091	26	-376 (±57)	201 (±27)	3467	17	-190 (±46)	75 (±13)	2210	26
7 P	18.04.16/2 2.06.16	66	-34 (±7)	123 (±20)	1248	25	-77 (±16)	117 (±20)	3661	14	-24 (±8)	106 (±20)	2341	29
8 E+A	22.06.16/ 28.10.16	128	-166 (±17)	78 (±13)	1492	30	-135 (±25)	138 (±24)	3933	17	-218 (±84)	138 (±22)	2696	30
9 A+H	28.10.16/ 30.01.17	94	-41 (±4)	77 (±10)	1610	38	-183 (±41)	206 (±61)	4322	19	-95 (±17)	134 (±26)	2925	31
10 H	30.01.17/ 29.03.17	58	-70 (±13)	37 (±6)	1717	34	-342 (±61)	260 (±52)	4924	20	-164 (±35)	71 (±12)	3160	34
11 P	29.03.17/ 23.06.17	86	-6 (±1)	34 (±7)	1757	28	-65 (±31)	65 (±10)	5053	17	-12 (±3)	57 (±9)	3229	27
12 E+A	23.06.17/ 30.10.17	129	-32 (±6)	18 (±3)	1807	26	-190 (±23)	177 (±22)	5420	13	-75 (±10)	146 (±3)	3450	29
13 A+H	30.10.17/ 01.02.18	94	-174 (±29)	134 (±17)	2115	25	-592 (±73)	280 (±31)	6291	12	-590 (±73)	71 (±12)	4111	26
14 H	01.02.18/ 26.03.18	53	-50 (±9)	62 (±13)	2227	21	-192 (±28)	173 (±20)	6657	10	-42 (±12)	56 (±9)	4209	26
15 P	26.03.18/ 20.06.18	86	-86 (±15)	152 (±23)	2465	29	-299 (±48)	139 (±19)	7095	10	-188 (±49)	175 (±23)	4571	28
16 E	20.06.18/ 05.10.18	107	-12 (±2)	7 (±2)	2484	29	-42 (±5)	40 (±7)	7177	10	-13 (±2)	92 (±12)	4676	30
17 A	05.10.18/ 30.01.19	117	-103 (±16)	43 (±5)	2630	25	-285 (±33)	143 (±20)	7605	13	-218 (±27)	148 (±18)	5043	35
18 H	30.01.19/ 29.04.19	89	-42 (±10)	142 (±37)	2814	27	-117 (±31)	304 (±66)	8025	15	-97 (±24)	154 (±42)	5294	34
19 P	29.04.19/ 12.06.19	44	-41 (±20)	9 (±4)	2864	31	-94 (±48)	15 (±4)	8134	16	-70 (±30)	52 (±12)	5416	34
20 E+A	12.06.19/ 19.11.19	160	-54 (±15)	63 (±4)	2981	32	-218 (±45)	189 (±53)	8542	14	-104 (±26)	206 (±52)	5726	34
Total			-1351 (±249)	1631 (±250)			-4478 (±665)	4063 (±596)			-3268 (±511)	2458 (±432)		

Nod = Nombre de jours entre deux suivis / E = Erosion ; A = Accumulation ; C = Cumul de volume (en m³) / Nd = NoData (%)

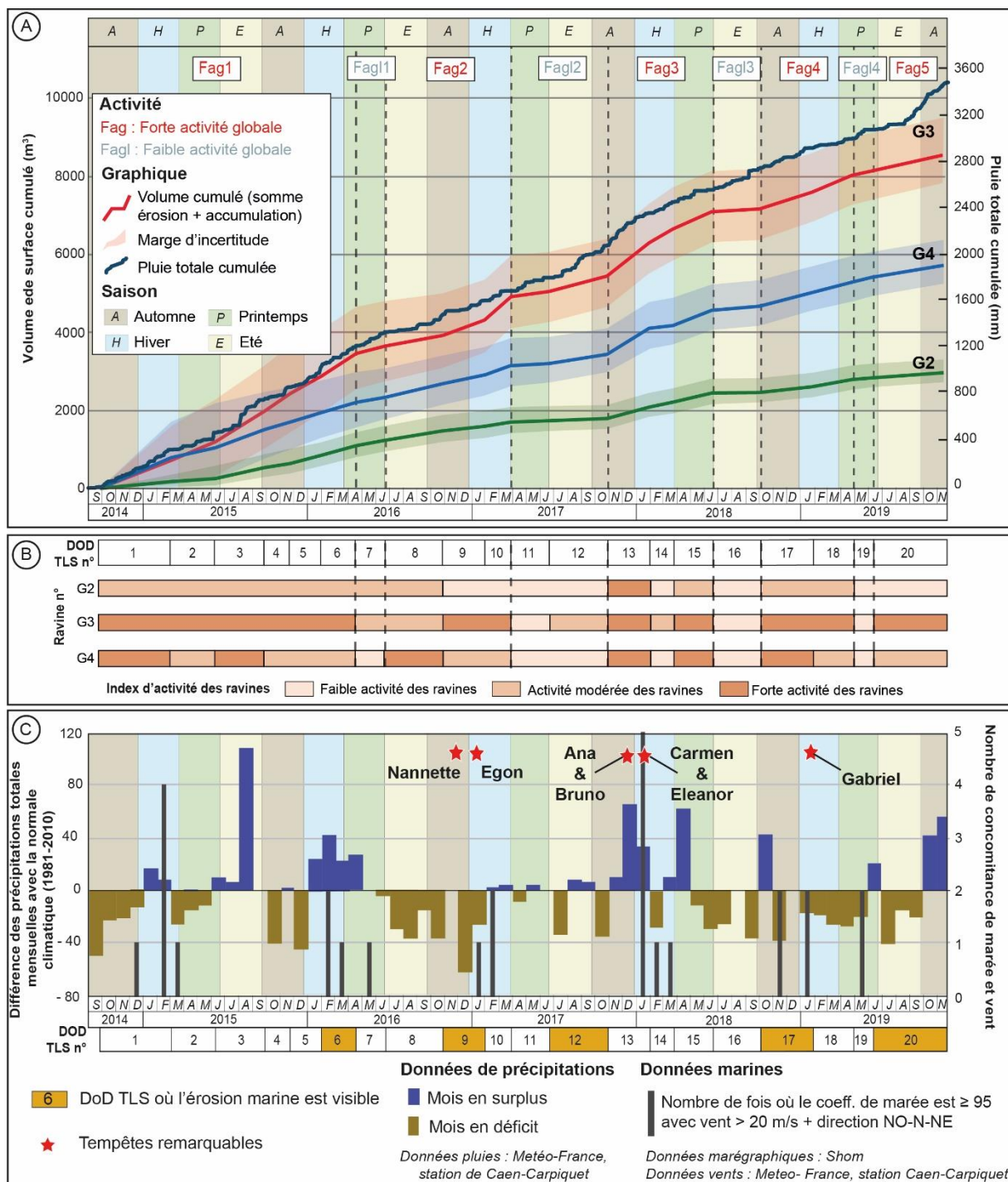


Figure 5.14 : Rythme saisonnier des volumes de surface mobilisés entre le 26 septembre 2014 et le 19 novembre 2019 pour les ravines G2, G3 et G4 ; A) Volume cumulé d'érosion et d'accumulation additionné pour chaque ravine ; B) Indice d'activité des ravines ; C) Données pluviométriques (différence mensuelle avec la normale climatique 1981-2010) et données marines (nombre de fois où le coefficient de marée ≥ 95 , avec un vent > 20 m/s et une direction NO, N ou NE) (in Roulland et al., 2022)

5.3. Discussion des résultats et modèle conceptuel des dynamiques saisonnières

Au regard des résultats, trois points sont au moins à considérer sur l'utilisation du TLS dans le cadre de cette étude : la pertinence spatiale et temporelle de l'outil TLS pour le suivi des falaises présentant une morphologie de badland (5.3.1), la relation entre les dynamiques de versants observées et les principaux forçages météorologiques et marins *a priori* responsables (5.3.2), un modèle conceptuel du fonctionnement saisonnier des ravines et des UMFs (5.3.3).

5.3.1. Les limites de l'outil TLS pour le suivi des falaises de badlands

L'étude montre certaines limites de l'outil TLS quant au suivi de falaises aux topographies complexes et aux évolutions rapides.

La première limite est d'ordre spatial. Le relief accidenté typique des badlands, accompagnés des zones végétalisées, induisent des zones d'ombres dans les modèles. À partir de l'emplacement des lignes de vue TLS, une multitude de petits secteurs masqués par les contrepentes ou encore la morphologie bosselée de la zone d'épandage ne sont pas balayés par le laser.

Ces zones d'ombres constituent une catégorie dite « NoData » qui a été retirée des MNTs finaux. Ces espaces sont non négligeables car ils peuvent atteindre entre 10 % (i.e. DoD 14, 15 et 16 – G3) et 38% de la surface totale observée (DoD 9 – G2, Tab. 2). Les UMFs les moins correctement reconstitués sont, en partie supérieure, le replat et l'escarpement secondaire, les flancs orientaux des crêtes, notamment pour G2 et quelquefois la zone d'épandage en partie inférieure. Il est ainsi nécessaire d'être prudent concernant l'interprétation des résultats et de garder à l'esprit que les valeurs de volumes obtenues pour ces zones sont sous-estimées.

Pour pallier ce problème, plusieurs auteurs préconisent l'utilisation de la photogrammétrie « Structure from Motion - SfM » par voie aérienne et/ou terrestre en couple du TLS (Leslar, 2015 ; Šašak *et al.*, 2019 ; Cucchiario *et al.*, 2020 ; Kordić *et al.*, 2020). En fusionnant les nuages de points obtenus par les deux méthodes, il est possible de combler les vides topographiques induits par les outils de télédétection spatiale terrestre.

La seconde limite est d'ordre temporel. Dans un premier temps, la fréquence d'acquisition des modèles TLS ne permet pas d'identifier précisément la période de déclenchement des différents compartiments des ravines. Il est donc très difficile de relier cette activité morphogène à des facteurs responsables. En cela, plusieurs auteurs recommandent une instrumentation multi-appareillage (suivi GPS continu, suivi ponctuel de repère GPS, piézomètre, pluviomètre, inclinomètre, ...) pour pouvoir suivre la cinématique des mouvements de terrain à l'échelle journalière, horaire voire infra-horaire (Malet *et al.*, 2002 ; Malet, 2003 ; Lissak, 2012 ; Lissak *et al.*, 2014 ; Benoit *et al.*, 2015 ; Rodriguez *et al.*, 2018).

La question de la fréquence d'acquisition des mesures se pose également concernant les dynamiques du pied de falaise. L'intervalle de temps entre deux campagnes de mesure ne permet

pas d'identifier l'ampleur des effets des tempêtes. Cela a été observé durant l'hiver 2017 – 2018 où plusieurs événements tempétueux se sont succédés (tempêtes Ana et Bruno en décembre 2017, tempêtes Carmen et Eléonor en janvier 2018). Durant cette période, la digue de Villers-sur-Mer a subi d'importants dégâts. Cependant, au niveau du pied de falaise, les modèles ne montrent aucun signe d'érosion, mais au contraire un phénomène de progradation (DoD 13).

5.3.2. Les premières déterminations des actions subaériennes et marines saisonnières dans la morphogenèse des côtes de badlands

En dépit de l'intervalle de temps entre chaque campagne de levé sur les falaises des Vaches Noires, des tentatives de détermination des principaux facteurs pouvant être responsables des périodes de forte activité morphologique ont été conduites.

La communauté scientifique est partagée sur la primauté des agents et processus responsables des instabilités de falaises (Sunamura, 1992 ; Kogure *et al.*, 2006 ; Dornbusch *et al.*, 2008 ; Costa *et al.*, 2019). Alors que des travaux indiquent que les facteurs continentaux sont principaux (Greenwood et Orford, 2008 ; Kuhn et Prüfer, 2014), d'autres suggèrent la primauté des actions marines (Larson *et al.*, 2010; Vann Jones *et al.*, 2015). Des travaux récents insistent sur la nécessité de considérer l'ensemble des facteurs qui agissent de façon combinée et parfois selon des relais de processus dans le temps et l'espace (Trenhaile, 2002 ; Colantoni *et al.*, 2004 ; Collins et Sitar, 2008 ; Young *et al.*, 2009 ; Brooks *et al.*, 2012 ; Costa *et al.*, 2019).

Parmi ces forçages, **les précipitations intenses et instantanées ainsi que celles cumulées sont communément admises comme étant un facteur majeur de déclenchement des mouvements de terrain** (Van Asch *et al.*, 1999 ; Piciullo *et al.*, 2018). Cela se vérifie dans le pays d'Auge où des travaux ont prouvé que les plus importantes phases d'instabilité de versant (côtiers et continentaux) étaient corrélées aux années hydrologiques excédentaires avec de fortes élévations des nappes phréatiques (Maquaire, 1990 ; Lissak, 2012 ; Bogaard *et al.*, 2013 ; Fressard, 2013 ; Costa *et al.*, 2019 ; Thirard *et al.*, 2020).

Le graphique croisant le cumul des volumes de matériaux de G2 – G3 – G4 avec les précipitations totales montre une forte corrélation entre les deux phénomènes (Fig. 5.14-A). Les précipitations se produisent en toutes saisons en Normandie, **l'automne et l'hiver** sont les saisons les plus humides (DREAL normandie, 2020). Accompagnées d'une baisse des températures, les précipitations d'automne et d'hiver sont de longs épisodes pluvieux de faible intensité qui contribuent à l'humidification et à la saturation des formations superficielles et du régoilite, ainsi qu'à la réalimentation progressive de la nappe phréatique. Par conséquent, les phases de forte activité des ravines se produisent durant cette période (voir Fig. 14-A et Fig. 14-C, Fag 1 - DoD 3, 4 et 5 ; Fag 3 - DoD 13 et 14).

L'hiver 2017 - 2018 a été la période d'érosion la plus intense observée en cinq ans. Un fort cumul de précipitations (novembre 2017 : + 12,9 mm ; décembre 2017 : + 60,7 mm ; janvier 2018 : + 30,1 mm), couplé aux mois secs précédents (juin 2016 à octobre 2017) peut en partie expliquer cette phase érosive.

Durant ces saisons humides, le cumul des pluies couplées aux baisses des températures réduit les phénomènes d'évapotranspiration. Les nappes se chargent et deviennent maximales au début du printemps, les matériaux marno-calcaires saturés en eau favorisent l'instabilité de l'ensemble des versants (augmentation des pressions interstitielles et diminution des contraintes effectives). Cela se traduit par une augmentation de l'ablation en partie supérieure et médiane de la ravine. Les coulées de boue évoluent d'un état plastique à visqueux (voire liquide) et vont avoir la capacité de transporter le produit de cette ablation en partie inférieure de ravine.

En période estivale, les pluies sont moins fréquentes. Les températures élevées et une durée d'ensoleillement prolongée amplifient les phénomènes d'évapotranspiration qui entraînent un assèchement des matériaux marneux sur plusieurs décimètres d'épaisseur. Au sein de ce schéma, un cas exceptionnel survient durant l'été 2015. Les précipitations ont été excédentaires durant le mois de juin et de juillet (respectivement + 6,4 mm et + 1,5 mm par rapport à la normale mensuelle), mais surtout durant le mois d'août, qui a battu les records mensuels sur l'ensemble du suivi (+ 109,9 mm). Dans ce cas de figure, on constate que le fonctionnement des ravines est sensiblement le même que durant la période hivernale, à l'exception d'une relative inactivité habituelle des flancs et fronts de crête.

Dans le même temps, en automne/hiver, l'apport saisonnier de matériaux en bas de versant, conjugué aux actions marines, provoquent l'alternance de périodes d'érosion et/ou de progradation du pied de falaise. Le chapitre 3 a montré que le pied argilo-marneux des falaises des Vaches Noires alterne entre des secteurs en recul moyen annuel compris entre - 0,04 à - 0,09 m/an, puis en progradation variant de + 0,02 à + 0,15 m/an pour la période 1947 – 2016, représentant des valeurs de mobilité finalement assez faibles pour des falaises à l'assise argilo-marneuse (Roulland *et al.*, 2019). Sur la même période, l'analyse qualitative d'évolution des versants a mis en évidence cette faible mobilité du pied de falaise, avec toutefois un recul marqué de l'escarpement principal et de l'escarpement secondaire. Cette mobilité a également été observée à partir des DoDs synthétisant l'évolution sur une période plus réduite de cinq ans (26 septembre 2014 au 19 novembre 2019), mais également à partir des profils topographiques qui illustrent clairement l'important recul et ablation de la partie continentale, tandis que le linéaire d'interface « pied de falaise » ne prograde finalement que très peu.

De plus, en raison de l'intervalle de temps trop long entre deux relevés, ce travail d'analyse sur cinq ans n'a pas permis de mettre en avant une temporalité saisonnière de l'évolution du pied de falaise en lien avec des conditions dites tempétueuses ou favorables à l'érosion. Au regard de l'altitude du pied de falaise, couplé à des observations de terrain et aux niveaux marins obtenus dans le RAM (Références Altimétriques Marines) du SHOM, nous considérons qu'un coefficient de marée supérieur ou égal à 95 (correspondant à une marée de vive-eau moyenne), associé à des vents supérieurs à 20 m/s de direction nord-ouest à nord-est est susceptible de générer des vagues pouvant atteindre le pied de falaise et lui faire subir une érosion significative (Fig. 5.14-C).

Ces conditions météo-marines morphogènes se concentrent généralement durant la période automnale et hivernale et sont plus rares au printemps/été. Cependant, nos résultats ne montrent pas d'érosion en relation avec ces périodes de fortes agitations marines, et souvent, au contraire, un pied de falaise en progradation durant les périodes hivernales. Ainsi, lors de l'hiver 2017

(DoD 10, Fig. 5.12), période durant laquelle est apparue la tempête Egon, nous observons une forte activité morphogène alors que les précipitations mensuelles sont en dessous de la normale. Doit-on y voir ici l'influence de la tempête qui, en érodant le pied de la falaise, permet la réactivation de l'instabilité de l'ensemble du versant ? De même, les fortes activités morphogènes observées après la succession de tempêtes Ana, Bruno, Carmen, Eleanor (hiver 2017-2018, Dod 13 et 14, Fig. 5.13) sont-elles le résultat des phénomènes météo-marins agissant à la base de la falaise, et/ou l'influence des fortes précipitations qui accompagnent les fronts perturbés des dépressions atmosphériques ?

Il s'avère donc que, aussi précises soient-elles, les données TLS, dont la récurrence d'acquisition est trop faible, ne permettent pas de faire la part précise des facteurs et processus responsables de la dynamique des versants comme cela fut par ailleurs évoqué par d'autres auteurs (Brooks *et al.*, 2012 ; Terefenko *et al.*, 2019 ; Young *et al.*, 2021). Cela étant, l'observation terrain indique que le pied de falaise évolue rapidement, parfois en seulement quelques jours. Cela suggère que l'arrachement des matériaux en pied de falaise appelle l'arrivée de matériaux empêchant le versant d'acquiescer un profil d'équilibre, comme cela a pu être évoqué pour d'autres versants côtiers du pays d'Auge (Maquaire, 1990 ; Lissak, 2012). En supposant qu'aucune action n'intervienne au pied, le versant pourrait progressivement atteindre un profil dit « d'équilibre » (profil d'une falaise morte) par l'accumulation successive des matériaux en partie basale. Cette hypothèse se vérifie d'autant plus qu'à proximité du site de suivi, les versants protégés par la digue se sont « stabilisés » et végétalisés (Fig. 5.10-A et B). Ce phénomène s'observe également pour les versants aux lithologies similaires à l'intérieur des terres du pays d'Auge qui subissent exclusivement des forçages hydro-météorologiques (Fressard, 2013).

5.3.3. Modèle conceptuel de l'évolution saisonnière des ravines et le fonctionnement imbriqué des processus hydrogravitaires

Le fonctionnement général des badlands côtiers du site DYNALIT peut-être synthétisé par un modèle conceptuel prenant en compte les dynamiques saisonnières des ravines et de leurs UMFs (Fig. 5.15). Les rythmes saisonniers sont principalement contrôlés par les précipitations et les instabilités de versant provoquées par l'érosion marine.

Aux falaises des Vaches Noires, les processus hydrogravitaires saisonniers sont contrôlés par les précipitations et les instabilités de pente causées par l'érosion marine, comme observé dans d'autres sites de falaises côtières dans le monde (Bernatchez et Dubois, 2008 ; Greenwood et Orford, 2008 ; Johnstone *et al.*, 2016 ; Alessio et Keller, 2020). Compte tenu du climat de type tempéré océanique, avec des précipitations annuelles comprises entre 700 et 900 mm, les badlands des falaises des Vaches Noires pourraient être intégrés dans la catégorie des "badlands humides" selon la classification opérée par Gallart *et al.* (2002), avec une morphogénèse saisonnière principalement contrôlée par **l'état hydrique des sols argileux en lien avec les facteurs climatiques** (Regüés *et al.*, 1995 ; Regüés et Gallart, 2004 ; Nadal-Romero *et al.*, 2007 ; Bechet *et al.*, 2016 ; Llena *et al.*, 2020a). Bien que des cas d'activité hydrogravitaire exceptionnelle ressortent du suivi (DoD 3), des similitudes saisonnières se retrouvent dans les séquences d'érosion et de dépôts des matériaux de chaque UMF.

Durant l'automne (Fig. 5.15-A), les épisodes pluvieux longs et de faibles intensités (cumul moyen de 213 mm réparties sur 34 jours de pluie significative \geq à 1 mm sur la normale 1981-2010) accompagnés d'une baisse des températures (moyenne de 12°C) par rapport à la saison estivale favorisent l'humidification et la saturation des formations superficielles et du régolithe. Les nappes phréatiques se rechargent progressivement. L'activité en partie supérieure des versants se matérialise sous formes de glissements de terrain, accompagnés de chutes de blocs et de débris de toutes tailles. Durant le suivi, les volumes moyens d'érosion évalués dans l'escarpement principal ont été de 21 m³, pour des valeurs maximales ayant atteint 110 m³ \pm 17 m³. Les flancs de crête évoluent principalement par détachements de petits glissements superficiels et par incision liée au ruissellement concentrée dont les valeurs moyennes de départ de matériaux sont comprises entre 5 et 18 m³. Les matériaux alimentent la partie supérieure et médiane des talwegs où les valeurs moyennes sont estimées à 67 m³ au sein des ravines, pour une érosion moyenne de 26 m³. Les matériaux atteignent peu la partie inférieure du versant dont l'accumulation moyenne est estimée à 15 m³, généralement concentrée à l'apex des ravines et sur les bords supérieurs de la zone d'épandage.

Cette période marque une intensification de l'activité érosive de l'escarpement basal. La cause principale est le retour des conditions de perturbations atmosphériques favorables à l'apparition d'événements tempétueux morphogènes. Si les conditions sont réunies (fort coefficient de marée, basses pressions, vent de nord-ouest, nord, nord-est), d'importants volumes de matériaux peuvent être arrachés de l'escarpement basal (moyenne de 32 m³). S'ajoute à cela le fait que les matériaux marno-calcaires provenant de la réactivation des processus hydrogravitaires en amont n'ont pas encore atteint le pied de falaise. Cela a pour effet d'empêcher toute progression de l'escarpement basal vers la mer.

Durant l'hiver (Fig. 15-B), les précipitations restent importantes mais à un degré moindre qu'en automne (cumul moyen de 197 mm sur la normale 1981-2010). Les fréquences restent quasi semblables (36 jours de pluie significative \geq à 1 mm sur la normale 1981-2010), mais la saison s'accompagne d'une baisse générale des températures (température moyenne de 6°C). Les précipitations continuent de recharger les nappes phréatiques tandis que les matériaux marneux préalablement humidifiés arrivent à saturation, provoquant des phénomènes de ruissellement « hortonien » et par saturation où l'érosion prend différentes formes : érosion diffuse, érosion par rigoles et érosion concentrée. Les modes de ruissellement et d'érosion présentent par ailleurs une forte variabilité spatiale et temporelle interannuelle liée notamment à la topographie en constante évolution, comme présenté dans les travaux de Kuhn et Yair (2004) et Nadal-Romero *et al.* (2018).

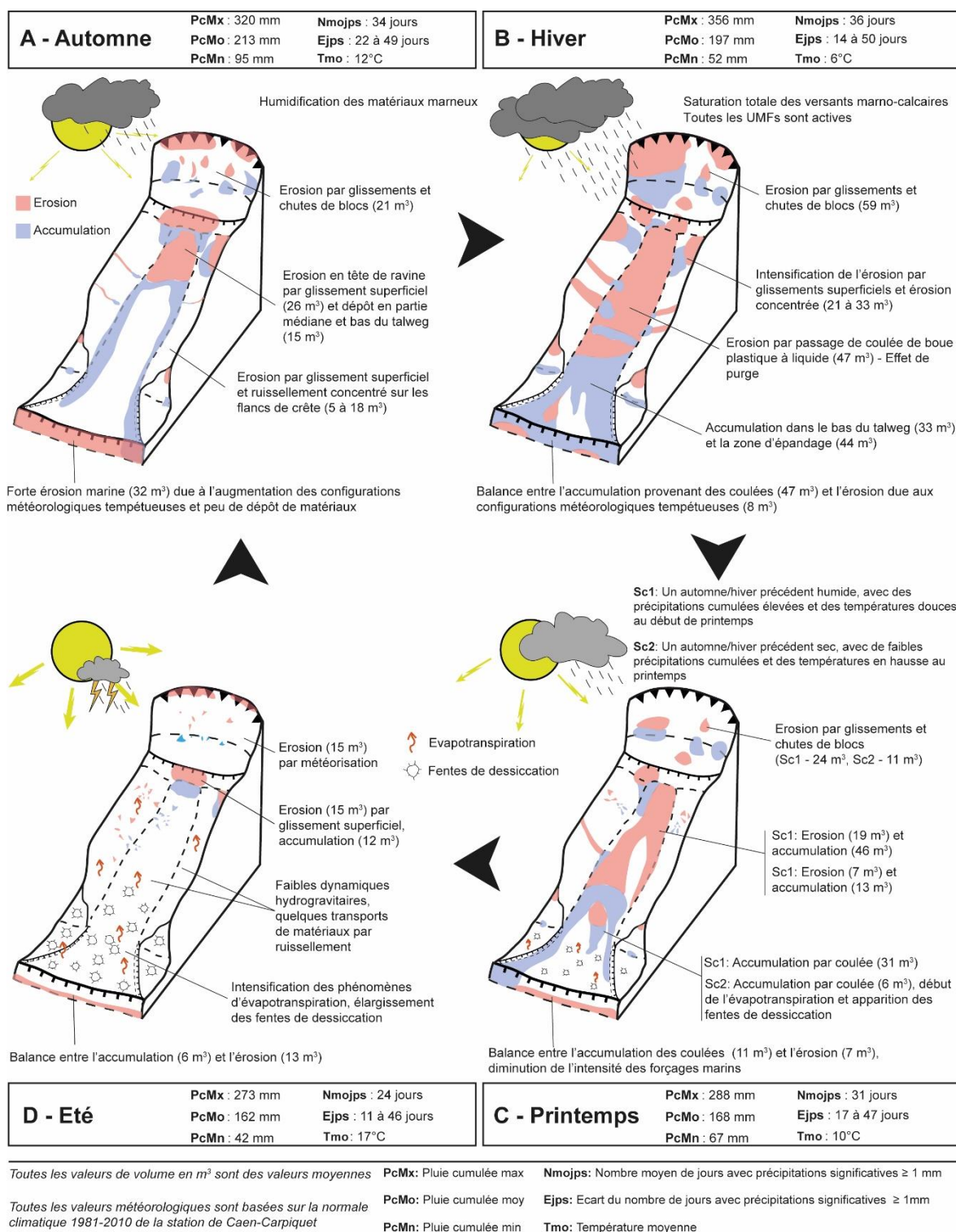


Figure 5.15 : Modèle conceptuel de l'évolution saisonnière des ravines de badlands (in Roulland et al., 2022)

Toutes les UMFs deviennent actives durant cette période. Sous l'effet des nappes phréatiques, la pression interstitielle du calcaire augmente et sa cohésion diminue. Couplée au fluage des marnes sous-jacentes, la corniche se déstabilise et favorise le déclenchement de glissements de terrain rotationnels. Les valeurs moyennes de départ de matériaux sont évaluées à 59 m³ durant le suivi, avec un maximum de 103 m³ ± 8 m³ arrachés à la corniche calcaire durant l'hiver 2017-2018 (DoD 13). Les flancs de crête sont totalement actifs et contribuent à alimenter les ravines par des

glissements par paquets de marnes, accompagnés de phénomènes d'érosion concentrée (contribution moyenne de 21 m³ pour le flanc ouest, 33 m³ pour le flanc est). Il s'agit également de la seule saison où les fronts de crête sont actifs.

Dans le même temps, les matériaux accumulés dans le talweg changent d'état (passage d'un état solide à un état visqueux, puis liquide). Couplés aux glissements de la partie supérieure, le déclenchement des coulées boueuses constituent le phénomène le plus caractéristique de la saison. Des purges vont se produire de l'amont à l'aval des ravines (moyenne de 47 m³ en érosion), avec un étalement des matériaux dans la zone d'épandage (moyenne de 44 m³ d'accumulation). Par apport constant de matériaux, les plus importantes phases de progradation du pied de falaise se produisent durant cette période (moyenne de 27 m³ d'accumulation). Dans le même temps, ce dernier subit des phénomènes d'érosion (moyenne de 8 m³) en raison de la forte agitation hivernale générée par de fréquents vents forts à très forts, couplées aux tempêtes se produisant généralement entre décembre et février. Avec de faibles amplitudes thermiques hivernales couplées à peu de jours de gel (entre 20 et 30/an), les phénomènes de cryoclastie sont mineurs, contrastant avec les marnes noires oxfordiennes des Alpes du Sud où les durées de cycle de gel-dégel de 100 jours (Lecompte *et al.*, 1998 ; Wijdenes et Ergenzinger, 1998 ; Bechet *et al.*, 2016) fragilisent la couche jusqu'à une profondeur de 5-10 cm (Rovéra *et al.*, 1999 ; Descroix et Olivry, 2002), voire 30 cm sur les ubacs (Rovéra et Robert, 2005).

Au printemps (Fig. 15-C), les pluies sont toujours présentes et couplées à un réchauffement des températures (moyenne de 168 mm sur 31 jours de pluie significative \geq à 1 mm sur la normale 1981-2010, température moyenne de 10°C). Les nappes phréatiques enregistrent généralement les niveaux de plus hautes eaux jusqu'au milieu de saison. Il s'agit de la période où les dynamiques de versant vont commencer à devenir moins importantes. On enregistre cependant deux cas de figure selon les conditions météorologiques des mois précédents :

Scénario 1 (Sc1) : Si un fort cumul de précipitations s'est produit en automne et hiver, suivi par des températures douces en début du printemps, on observe une poursuite des mouvements de versants semblables à ceux observés durant la période hivernale (DoD 2, 7 et 15). Les volumes mobilisés sont moins importants qu'en hiver en raison des précédents effets de purge, mais la spatialisation des processus hydrogravitaires est semblable. On note un départ de matériaux de l'escarpement principal de 24 m³ en moyenne, puis de 28 m³ pour l'escarpement secondaire. L'activité du talweg reste importante avec 19 m³ d'érosion moyenne contre 46 m³ d'accumulation.

Scénario 2 (Sc2) : Si l'automne/hiver ont été relativement secs avec de faibles cumuls de précipitations, puis que les températures printanières s'élèvent fortement, les processus d'évapotranspiration vont commencer à évacuer l'eau présente en surface et en faible profondeur (DoD 11 et 19). Tandis que la partie supérieure conserve une dynamique érosive (moyenne de 11 m³ de départ de matériaux pour l'escarpement principal, 6 m³ pour l'escarpement secondaire), la partie médiane et inférieure des ravines commencent à adopter un comportement pré-estival avec un phénomène de dessiccation des argiles et d'érosion particulière.

Dans les deux cas, l'escarpement basal évolue peu durant cette saison (moyenne de 11 m³ d'accumulation et 7 m³ d'érosion) compte tenu des conditions météorologiques peu tempétueuses durant cette période.

Durant l'été (Fig. 15-D), le cumul moyen de précipitations est quasi semblable aux cumuls moyens du printemps (moyenne de 162 mm), mais les fréquences des pluies significatives font partie des moins importantes de l'année (24 jours de pluie significative \geq à 1 mm sur la normale 1981-2010). Les températures sont plus élevées (moyenne de 17°C) et, couplées à une durée d'ensoleillement prolongée, les phénomènes d'évapotranspiration s'amplifient et entraînent un assèchement des matériaux marneux sur plusieurs décimètres d'épaisseur. Cela conduit à une faible dynamique des versants et peu de transferts de matériaux entre la partie supérieure et inférieure des versants.

Tandis que l'escarpement principal et l'escarpement secondaire subissent de légères ablations (moyenne de 15 m³ pour les deux entités), les flancs et fronts de crête, mais également la zone d'épandage sont quasi-inactifs. Les alternances d'humectation et de dessiccation entraînent la production de débris de surface (altération du régoilite, apparition de légers mouvements particuliers) et l'ouverture d'un réseau polygonal de fentes et fissures dont les largeurs varient de 5 à 10 cm pour des profondeurs atteignant 20 à 30 cm. Ces processus sont communs à d'autres sites de badlands, mais de manière moins prononcés notamment dans les badlands pyrénéens (5 à 10 cm de profondeur - (Regüés *et al.*, 1995) ou dans les Alpes du Sud (1 à 2 cm de profondeur - (Malet *et al.*, 2003 ; Thommeret, 2012).

Les fissures vont constituer un facteur de préparation pour la mise en mouvement des versants lors de l'automne suivant en facilitant l'infiltration de l'eau au cours des prochains épisodes pluvieux (Neave et Rayburg, 2007). Le phénomène d'assèchement est particulièrement intense aux falaises des Vaches Noires du fait des faibles valeurs d'albédo des marnes noires oxfordiennes qui vont concentrer l'énergie solaire.

Outre ces exceptions, les processus continentaux étant au repos, le pied de l'escarpement basal ne subit que les effets de l'érosion marine. Les effets morphogènes de cette dernière sont cependant faibles du fait des conditions atmosphériques et marines habituellement calmes de cette période.

Conclusion du chapitre 5

L'utilisation répétée du TLS durant les cinq ans de suivi a permis de préciser les modalités de fonctionnement des badlands côtiers des falaises des Vaches Noires. Les processus hydrogravitaires au sein des ravines sont multiples et emboîtés et ont pu être quantifiés pour la première fois à haute résolution spatiale et temporelle. Ces derniers se déclenchent selon des rythmes liés à l'intensité des forçages subaériens et marins propres aux configurations météorologiques de chaque saison.

Les ravines et UMFs ne présentent pas de similarité dans leur mode de fonctionnement, les volumes de matériaux de surface transitant de la partie supérieure vers la partie inférieure sont

inégaux pour chacune d'entre elles. Cela est lié en partie à la morphologie propre de chaque ravine, au stock de matériaux préalablement arrachés des versants pouvant être transportés dès la survenue des pluies, ainsi qu'à la présence ou non de la végétation qui limite les effets érosifs et l'apport de matériel en partie inférieure de versant. La végétation conditionne les écoulements et la distribution de l'eau. Elle peut jouer un rôle sur la stabilité de la corniche calcaire, mais également sur le ruissellement et l'infiltration de l'eau dans les marnes limitant de ce fait le passage des marnes à un état solide vers un état plastique, visqueux puis liquide.

Si un schéma conceptuel du mode de fonctionnement saisonnier a pu être établi, il est nécessaire de garder à l'esprit que les dynamiques hydrogravitaires sont à nuancer d'une ravine à une autre. Pour des mêmes sollicitations météorologiques et marines, on observe un comportement assez différent des ravines voisines. Il faut en ce sens être prudent concernant la transposition des processus visibles sur ce site à d'autres segments des falaises, l'extrémité occidentale ayant par ailleurs une morphologie et des dynamiques bien différentes du secteur oriental.

Par ailleurs, si l'approche saisonnière est intéressante pour formaliser les grands traits de la dynamique de ces versants, la dynamique des falaises reste non-linéaire dans le temps. Leurs évolutions résultent d'une combinaison de facteurs préparatoires et déclenchants découlant d'effets cumulatifs (*i.e.* combinaisons des différents forçages hydrologiques, météorologiques et marins et leurs effets cumulés sur la préparation et la mise en mouvement des versants) et de phénomènes d'hystérésis (*i.e.* retard d'un effet sur sa cause, comme le déclenchement d'un glissement de terrain pouvant survenir quelques jours après une période d'intenses précipitations) difficilement identifiables à cette échelle de travail. Il faut de plus prendre en compte les variabilités climatiques interrannuelles et saisonnières (*i.e.* l'exceptionnelle dynamique hydrogravitaire de l'été 2015) qui viennent briser le rythme saisonnier observé dans cette analyse.

L'instrument TLS a toutefois montré ici sa pertinence pour le suivi et la quantification fine des processus hydrogravitaires. Son usage sur les sites côtiers aux topographies complexes et aux rapides dynamiques présente certaines limites d'un point de vue spatial (présence d'artefacts considérés comme NoData) et d'un point de vue temporel (périodicité de la mesure à prendre en compte pour caractériser au mieux les dynamiques de versants et du pied de falaise). Cependant, le constat est fait que sa grande précision participe à améliorer les connaissances scientifiques d'évolution des côtes, d'autant plus dans un contexte de changements climatiques propres à modifier les conditions et modalités d'érosion de ces dernières. Il constitue une excellente clé d'entrée aux réflexions à apporter concernant les outils et méthodes à déployer pour l'analyse d'autres ravines actives à l'échelle de l'ensemble du site. Il fournit également de précieuses informations pour les différents gestionnaires du territoire, enrichissant les discussions dans le cadre des futures stratégies de gestion des sites côtiers à risques.

Chapitre 6

Analyse des dynamiques hydrogravitaires par la photogrammétrie « SfM » terrestre



Le chapitre 6 s'attache à préciser les dynamiques hydrogravitaires observées à échelle saisonnière durant des périodes considérées comme les plus morphogènes (automne et hiver). Pour cela, la photogrammétrie « Structure from Motion » (SfM) terrestre a été mobilisée afin de créer des modèles 3D s'intercalant entre les modèles TLS parfois séparés temporellement de trois-quatre mois.

Si les modèles SfM terrestres présentent un certain nombre de lacunes spatiales pour reproduire convenablement la morphologie des versants, la résolution temporelle de suivi, plus importante que celle obtenues avec les modèles TLS, permet de retracer plus finement la manière dont se sont enchaînés les processus hydrogravitaires au sein des différentes unités morphologiques fonctionnelles (UMFs), puis de préciser les forçages subaériens et marins responsables de leurs mobilités.

Trois périodes présentant des dynamiques hydrogravitaires et des conditions climatiques contrastées ont été sélectionnées. L'analyse a permis d'extraire plusieurs configurations hydro-météo-marines durant lesquelles une activité est constatée, mais également d'observer des évolutions morphologiques non perceptibles sur les modèles TLS. Les résultats de cette étude sont synthétisés, puis mis en perspective avec d'autres travaux sur la question des échelles spatiales et temporelles pertinentes à mobiliser pour le suivi des dynamiques des côtes à falaises.

Introduction

Si l'analyse des modèles réalisés à partir du suivi TLS a permis de préciser les dynamiques saisonnières des versants, **les résultats ont montré que la fréquence d'acquisition temporelle des mesures ne permettait pas de corrélérer précisément l'activité hydrogravitaire observée avec les facteurs responsables de ces déclenchements.** Pour combler ces lacunes, d'autres méthodes de suivi ont été mises en place afin d'affiner la compréhension des modalités d'évolution du site DYNALIT. En ce sens, **un suivi complémentaire à l'aide de la photogrammétrie « SfM » par voie terrestre a été entrepris.** Par son aspect pratique et sa facilité de mobilisation, **cette méthode a pu être mobilisée afin d'intercaler des modèles 3D entre deux dates de levés TLS.** Elle a ainsi permis de **préciser les dynamiques de versant parfois non détectables entre deux modèles TLS temporellement trop éloignés, puis de segmenter les conditions hydro-météo-marines responsables de la mise en mouvement des versants durant ces périodes morphogènes.**

Ce sixième chapitre a vocation d'apporter des précisions quant à la dynamique des versants durant trois périodes actives d'automne/hiver (du 28 octobre 2016 au 30 janvier 2017, du 30 octobre 2017 au 1^{er} février 2018, et du 5 octobre 2018 au 30 janvier 2019) analysées initialement par les modèles TLS où **sont survenus des processus hydrogravitaires en condition de déficit hydrique mensuel** (DoD TLS 9 - 28 octobre 2016 au 30 janvier 2017), mais également en **condition d'excédent hydrique mensuel** (DoD TLS 13 - 30 octobre 2017 au 1^{er} février 2018), **marqués ou non par des événements tempétueux.** Il s'agit d'apporter une **meilleure interprétation des relations entre les événements hydrogravitaires observés dans chaque unité morphologique fonctionnelle (UMFs) de ravines en lien avec des conditions météorologiques, hydrologiques et marines journalières.**

La section 6.1 s'attache à présenter le principe général de la photogrammétrie SfM terrestre et d'en décrire brièvement les domaines d'application pour lesquels cette technologie émergente est mobilisée. Le protocole d'acquisition de la donnée sur le terrain et de construction des modèles 3D en laboratoire est détaillé, les vérifications menées sur les modèles pour contrôler la qualité et la pertinence de la donnée sont développées, puis les lacunes rencontrées concernant la spatialisation des processus sont exposées.

La section 6.2 décrit la stratégie adoptée dans le choix des périodes à analyser à partir des modèles photogrammétriques SfM et des modèles TLS. Les paramètres hydro-météo-marins retenus contribuant à apporter des éléments explicatifs quant aux déclenchements des processus hydrogravitaires et aux mobilités du pied de falaise sont également présentés.

La section 6.3 présente les résultats obtenus pour les trois périodes d'analyses retenues, en présentant systématiquement les principales dynamiques hydrogravitaires observées à l'échelle saisonnière (DoD TLS), puis ensuite par « phase » grâce à la segmentation des modèles SfM intercalés entre les modèles TLS. Ces dynamiques hydrogravitaires sont ensuite mises en relation avec les forçages hydro-météo-marins pour l'interprétation de leurs déclenchements.

La section 6.4 met en perspective les résultats obtenus à l'aide de la photogrammétrie SfM terrestre avec d'autres études sur le recul côtier à échelle internationale utilisant des procédés similaires. La question de l'acquisition temporelle des modèles SfM adéquate à adopter selon le contexte morpho-structural et climatique des côtes à falaises est discutée, puis les limites concernant la résolution spatiale induite par la photogrammétrie SfM terrestre sur un relief à la morphologie complexe sont évoquées. La section se clot sur une synthèse des avantages et limites de la méthodologie SfM appliquée sur le site DYNALIT en comparaison avec les modèles TLS terrestres, puis les modèles SfM par voie aérienne.

6.1. La photogrammétrie « SfM » terrestre : un outil complémentaire au suivi par TLS

La photogrammétrie « Structure from Motion » (ou « SfM ») repose sur un principe amélioré de la stéréoscopie visant à reproduire une perception du relief à partir de deux images planes à l'instar de la vision humaine. L'objectif est de modéliser un objet ou environnement réel en trois dimensions à partir d'une multitude d'images en deux dimensions sur la base d'algorithmes ayant la capacité de détecter et d'identifier des éléments similaires entre deux images (i.e. « Scale Invariant Feature Transform - SIFT » - Lowe, 1999, 2004).

Par le biais d'un certain nombre de photographies, l'algorithme va se baser sur les pixels communs de chaque image afin de reconstituer la géométrie de l'objet devant être modélisé (Fig. 6.1). Il s'agit d'une technique de modélisation rapide, peu coûteuse et accessible à tous, qui est actuellement utilisée dans un nombre important de domaines scientifiques (Westoby *et al.*, 2012 ; Micheletti *et al.*, 2015 ; Eltner *et al.*, 2016).

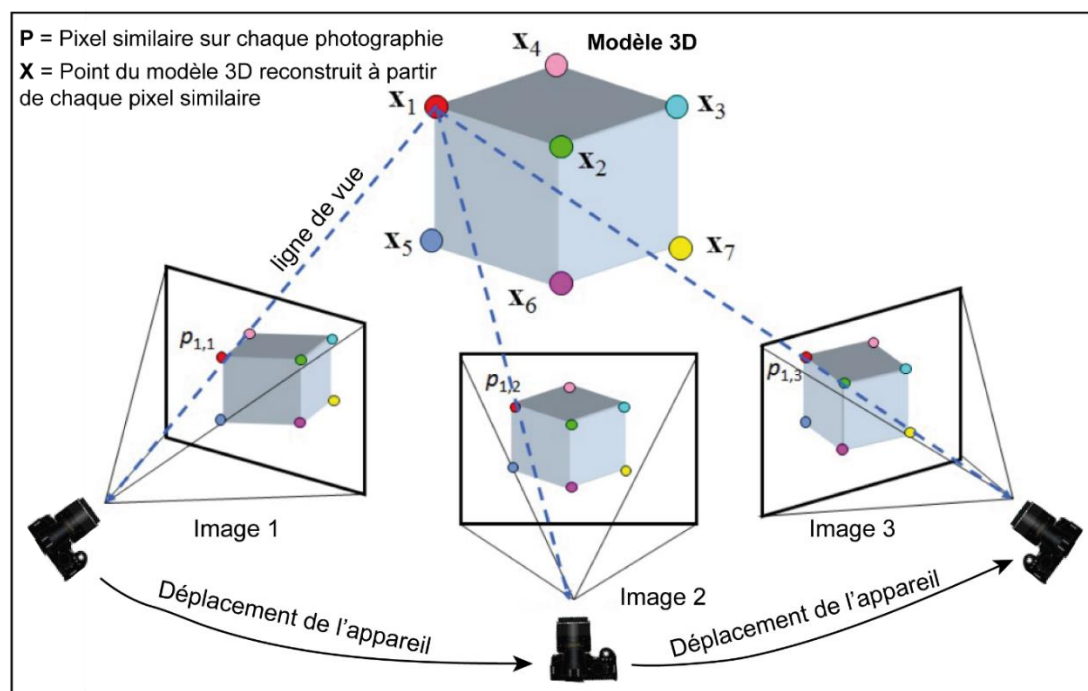


Figure 6.1 : Illustration du processus de construction d'objet 3D « Structure from Motion » à partir d'une « multi-view stereo » (modifié de Yilmaz et Karakus, 2013)

Dans le domaine des sciences de l'environnement, le développement de cet outil a permis de créer des **modèles numériques de terrain à haute résolution spatiale** (pouvant atteindre une résolution infra-décimétrique) **et temporelle** (du fait que cette technique est simple à utiliser et peut être répétée de façon rapprochée dans le temps). La photogrammétrie « SfM » est par exemple mobilisée dans l'étude de l'érosion fine des sols (Gudino-Elizondo *et al.*, 2018 ; Heindel *et al.*, 2018 ; Di Stefano *et al.*, 2019), de l'activité volcanique (Gomez et Kennedy, 2018 ; Carr *et al.*, 2019 ; Biass *et al.*, 2019), des dynamiques d'évolution et de fonte des glaciers (Brun *et al.*, 2016 ; Rossini *et al.*, 2018 ; Groos *et al.*, 2019), ainsi que dans l'étude de la géométrie des cours d'eau et leurs évolutions morphologiques (Marteau *et al.*, 2017 ; Jugie *et al.*, 2018 ; Rusnák *et al.*, 2019).

Dans le cadre de la problématique d'analyse et de compréhension des déclenchements des mouvements de terrain, la photogrammétrie « SfM » a permis de développer à faible coût des **méthodes de surveillance autant en partie continentale** (Stumpf *et al.*, 2015 ; Saito *et al.*, 2018 ; Kromer *et al.*, 2019 ; Peppas *et al.*, 2019), **qu'en secteur littoral** (Westoby *et al.*, 2018 ; Costa *et al.*, 2019 ; Gilham *et al.*, 2019 ; Jaud *et al.*, 2019 ; Warrick *et al.*, 2017, 2019).

6.1.1. Protocole d'acquisition de la donnée

Concernant l'acquisition des modèles « SfM » terrestre, le protocole de terrain est quasi-similaire à celui des levés TLS pour la répartition et le levé des cibles nécessaires au géoréférencement (Medjkane *et al.*, 2018). La différence notable est l'utilisation de cibles codées de formes carrées qui vont être automatiquement reconnues par le logiciel de construction des modèles photogrammétriques « Agisoft Photoscan » (nommé désormais « Agisoft Metashape ») durant l'étape d'alignement des photographies (Fig. 6.2-B).

Le matériel photographique mobilisé sur le terrain comprend un Nikon D810 avec capteur FX plein format (36 x 24 mm) de 36,3 millions de pixel, accompagné d'un objectif à focale fixe SIGMA 35mm F1.4 DG HSM. Le capteur plein format de l'appareil, couplé à un objectif grand angle, permet d'obtenir de larges prises de vue à haute résolution (i.e. nombre élevé de pixels), directement corrélées à la qualité du modèle produit lors de l'étape de construction du nuage dense de points dans le logiciel Agisoft Photoscan (Clapuyt *et al.*, 2016). De plus, l'objectif Sigma 35 mm présente des valeurs de distorsions minimales et de faibles aberrations chromatiques propices à une bonne reconstruction photogrammétrique.

Lors de l'acquisition photographique, les réglages de l'appareil (sensibilité ISO, vitesse d'obturation et ouverture du diaphragme) ne doivent pas être modifiés afin d'optimiser au maximum la reconstruction en trois dimensions du modèle final. En ce sens, **les prises de vue photographiques ont constamment été effectuées en mode manuel, préalablement réglé avant chaque levé photogrammétrique en fonction du contexte d'éclairage de la scène.**

Pour conserver une netteté maximale en tout point de la photographie, il est préconisé de conserver une sensibilité ISO faible ainsi qu'une profondeur de champ élevé. En ce sens, les prises de vue ont préférentiellement été réalisées avec un ISO 100 pour une profondeur de champ $f/16$. C'est ensuite la vitesse d'obturation qui est ajustée en fonction des conditions d'éclairages *in situ*

(vitesse d'obturation longue lors d'un ciel couvert, rapide lors d'un ciel dégagé). Si la scène est réellement sombre, une augmentation de la sensibilité ISO est parfois effectuée, mais de façon limitée, afin d'éviter au maximum le bruit numérique sur les photographies. Par ailleurs, le format de fichier brut des photographies (format « .raw ») a été sélectionné, permettant en post-traitement d'ajuster précisément les paramètres de prise de vue si nécessaire (sous-exposition/surexposition d'une scène, déboucher les secteurs d'ombres, etc ...). Lorsque ce fut le cas, les photographies ont été post-traitées avec le logiciel LightRoom CC (Adobe) pour obtenir une amélioration globale de la netteté des photographies, ainsi qu'une harmonisation de la qualité de ces dernières.

Concernant l'acquisition terrain, plusieurs expérimentations ont été menées en termes de prises de vue. Pour une bonne reconstruction du modèle et pour pouvoir traiter efficacement l'ensemble de la zone d'étude, il est préconisé : 1°) d'avoir un recouvrement important entre les photographies (au moins 80% en largeur et en hauteur), 2°) de multiplier au maximum le nombre de ces dernières, 3°) puis de réaliser des prises de vue à plusieurs distances des cibles. Cependant, il est à noter que le temps de calcul augmente en fonction du nombre d'images à traiter (Eltner *et al.*, 2016).

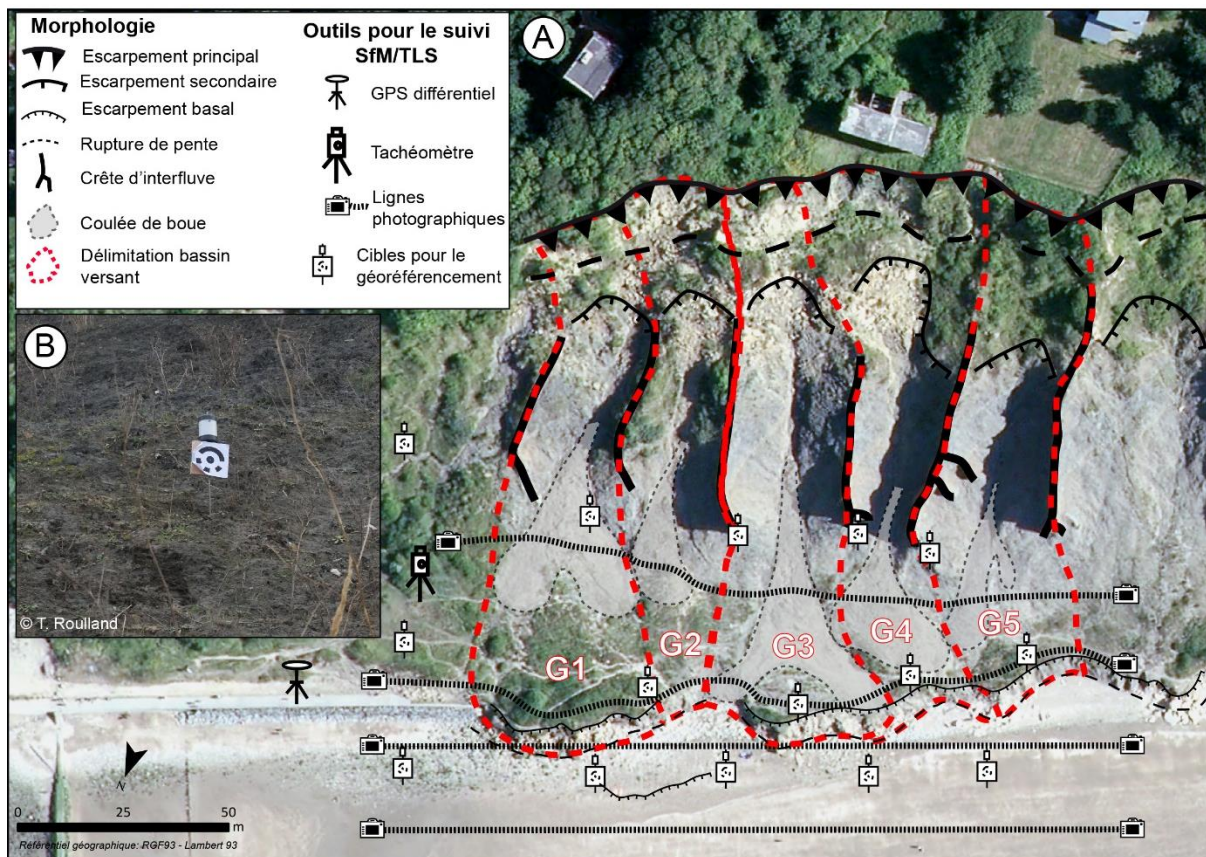


Figure 6.2 : Illustration de la stratégie terrain mise en place pour l'acquisition de modèle photogramétrique SfM terrestre ; A) Plan du déploiement sur le site DYNALIT ; B) Cible photogramétrique codée utilisée pour la reconnaissance automatique dans le logiciel Agisoft Photoscan

Il s'avère également que les modèles produits avec une ou deux lignes de prise de vue ont pour conséquence de produire une faible résolution sur le haut de versant. Par ailleurs, des prises de vue divergentes (i.e. plusieurs photos prises depuis le même point mais avec un angle horizontal différent) sur plusieurs lignes ont généré des erreurs de reconstruction très importantes, allant

parfois jusqu'à l'impossibilité du logiciel à déterminer des points de rattachement homologues pour des pixels similaires entre deux photographies.

Finalement, trois ou quatre lignes de prise de vue dans une orientation généralement similaire constituent le meilleur compromis pour à la fois permettre un chevauchement suffisant entre les photographies, puis permettre de balayer l'ensemble de la scène d'étude avec une résolution convenable, de la plage à la corniche calcaire supérieure (Fig. 6.2-A). Les linéaires de prises de vue photographiques sont globalement compris entre 100 et 130 m, avec une photographie prise environ tous les 50 cm.

6.1.2. Construction du modèle photogrammétrique « SfM »

Pour la reconstruction en trois dimensions des photographies prises sur le terrain, le logiciel Agisoft Photoscan a été mobilisé. Selon le nombre de photographies et la résolution/précision souhaitée (faible, moyenne, haute), la construction d'un modèle prend de deux à cinq jours. Ce logiciel a été sélectionné pour ses qualités de reconstruction 3D d'environnements complexes (Chiabrando *et al.*, 2014 ; Kaiser *et al.*, 2014 ; Koutsoudis *et al.*, 2014) ainsi que son ergonomie d'utilisation permettant l'automatisation de la procédure (Eltner *et al.*, 2016). La construction du modèle est établie à partir des **huit étapes** suivantes :

1°) Intégration des photographies : cette étape consiste à intégrer les photographies (préalablement traitées si nécessaires sur le logiciel de retouche Adobe Lightroom) dans le logiciel Agisoft Photoscan (6.3-A). Une fois les photographies prêtes à être traitées par l'algorithme SIFT, une étape de pré-nettoyage est réalisée sur chacune des photographies à l'aide d'un masquage automatique par l'outil « baguette magique » (Fig. 6.3-B). Ce procédé permet d'éliminer les secteurs ne devant pas être pris en compte lors de la construction du modèle afin de gagner en rapidité de calcul, mais également pour optimiser la reconnaissance pixel par pixel de chacune des photographies.



Figure 6.3 : Première étape de la création des modèles photogrammétriques SfM ; A) Intégration des photographies dans le logiciel ; B) Masquage automatique des zones à retirer des modèles à l'aide de l'outil "baguette magique"

2°) Alignement des photographies : durant cette étape, le logiciel détecte automatiquement la correspondance entre pixels analogues de chaque photographie, puis détermine la position des

caméras et l'orientation de chacune des photographies, matérialisées sous formes de rectangles bleus. Il résulte de ce premier traitement un nuage de points clairsemés correspondant aux points de liaison entre photographies (Fig. 6.4-A).

3°) Géoréférencement du nuage de points : il s'agit de géoréférencer le nuage de points clairsemés dans un système de coordonnées géographiques commun à chaque modèle (RGF93/Lambert-93, EPSG:2154). Pour cela, les coordonnées géographiques relevées sur le terrain sont insérées dans chacune des cibles visibles sur les photographies (Fig. 6.4-B). Grâce à l'utilisation de cibles codées, la reconnaissance est effectuée automatiquement par le logiciel Agisoft Photoscan. Il est toutefois nécessaire de procéder systématiquement à une vérification visuelle du ciblage automatique des cibles, ce dernier pouvant être parfois décalé de quelques centimètres du centre de la cible et devant être corrigé manuellement. Dès lors que le modèle est géoréférencé, une valeur de RMSE (Root Mean Square Error) est indiquée pour chacune des cibles, ainsi que pour l'ensemble du modèle. Il s'agit d'une des valeurs qui sera retenue *in fine* pour déterminer la marge d'incertitude globale des DoDs postérieurement réalisés à partir des MNTs « SfM ».

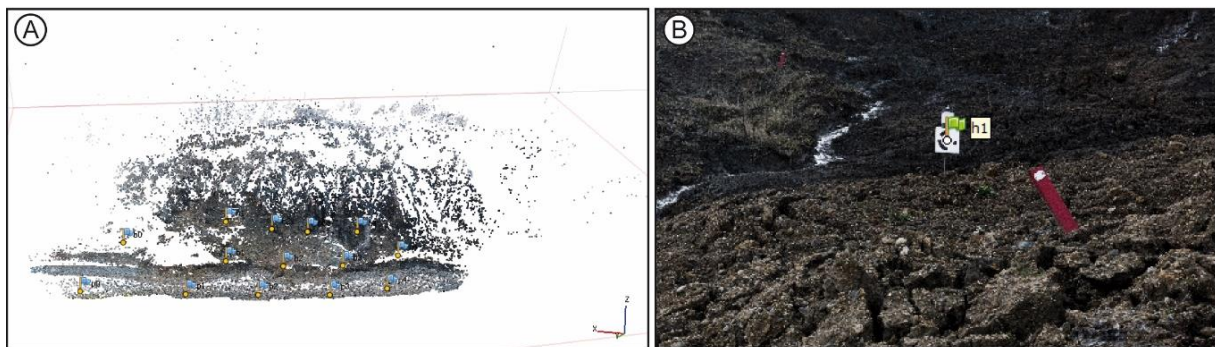


Figure 6.4 : Illustration des étapes 2 et 3 de création des modèles photogrammétriques SfM ; A) Étape 2 correspondant à la création du nuage clairsemé ; B) Étape 3 correspondant au géoréférencement du modèle photogrammétrique à partir des cibles codées

4°) Nettoyage du nuage de points clairsemés : il s'agit dans cette étape de nettoyer le nuage de points des quelques scories ne correspondant pas à des pixels nécessaires à la reconstitution en trois dimensions des versants de falaises. Suite à ce nettoyage, il est nécessaire de positionner la « région de reconstruction » sur le nuage de point devant être reconstruit. La région de reconstruction correspond à une box pour laquelle les points localisés en dehors de celle-ci ne seront pas pris en compte dans les étapes de calcul suivant la création du nuage clairsemé (Fig. 6.5 A).

5°) Génération du nuage de points denses : un nuage de points dense est généré à partir du précédent nuage de points clairsemés pré-nettoyé (Fig. 6.5-B). Le filtrage de la profondeur est généralement paramétré sur « modéré », permettant un compromis entre un filtrage « léger » (mobilisé pour une reconstruction de scène à géométrie complexe avec nombreux détails) et « agressif » (mobilisé pour une reconstruction de scène large, sans besoin d'avoir une restitution précise des détails). Une fois le nuage dense construit, une dernière étape de nettoyage est effectuée afin d'extraire au maximum les scories présentes en bord de modèle.

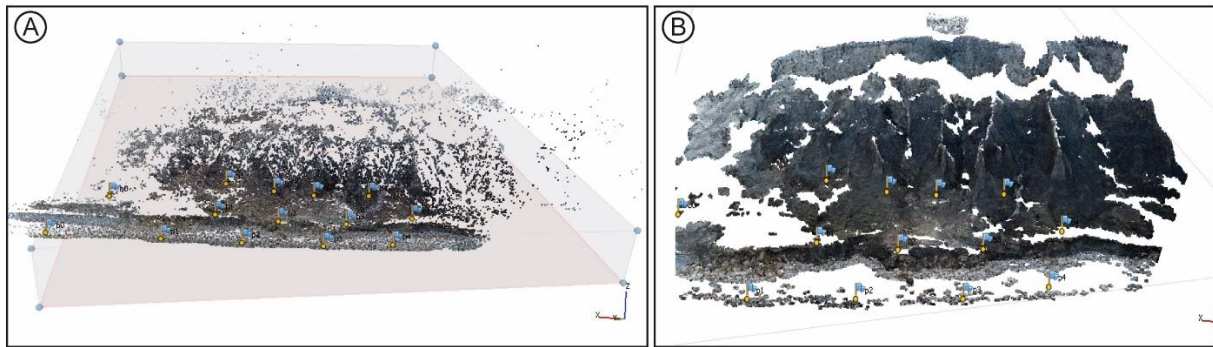


Figure 6.5 : Illustration des étapes 4 et 5 de construction des modèles photogrammétriques SfM ; A) Étape 4 correspondant au nettoyage du nuage de point clairsemé et positionnement de la région de reconstruction ; B) Étape 5 correspondant à la réalisation du nuage de points denses

6°) Réalisation du maillage du nuage de points denses : cette étape permet de reproduire la surface des versants de falaise (Fig. 6.6-A). Pour se faire, l'option de « type de surface » est sélectionnée sur « arbitraire », permettant par défaut de modéliser tout type de surface contrairement à « Height field », préconisé pour des modèles construits à partir de vol aérien.

7°) Texturation du modèle : cette étape consiste à texturer le modèle précédemment maillé à partir des photographies. L'option de mappage « Orthophoto » est sélectionnée durant cette étape afin de texturer l'ensemble de la surface du modèle en projection orthophographique (Fig. 6.6-B). Le modèle texturé 3D est finalement mobilisé pour faciliter l'observation des processus hydrogravitaires à travers divers angles de vue.

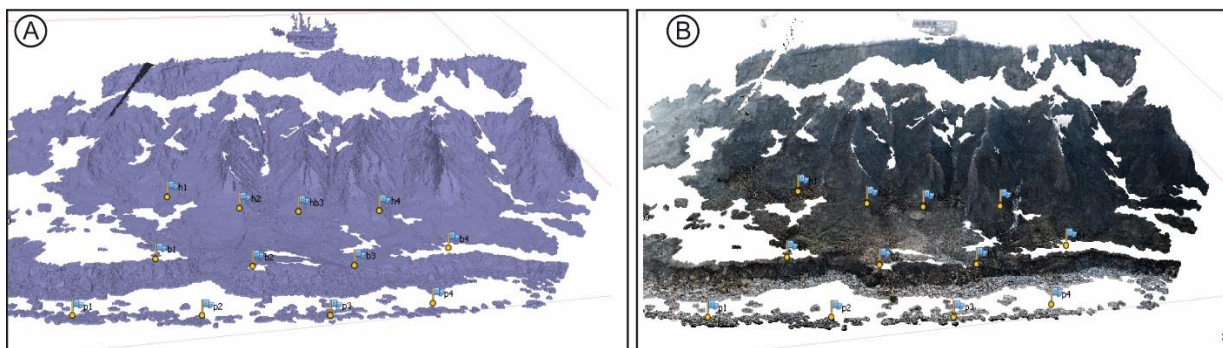


Figure 6.6 : Illustration des étapes 6 et 7 de construction des modèles photogrammétriques SfM ; A) Étape 6 correspondant à la création du maillage du modèle à partir du nuage dense ; B) Étape 7 illustrant la texturation du modèle final par aplats de pixels provenant des photographies

8°) Construction et export du MNT : La résolution finale retenue pour chaque MNT correspond à la valeur RMSE de géoréférencement générale du modèle. Un rapport PDF résumant les différentes étapes de construction du modèle est également exporté en toute fin de projet.

6.1.3. Validation de la donnée photogrammétrique « SfM » terrestre

Pour vérifier la pertinence des modèles créés à partir de la photogrammétrie SfM terrestre, plusieurs contrôles ont été effectués, notamment par comparaison avec les modèles TLS, mais également par vérification sur les photographies des secteurs présentant de l'érosion et/ou de l'accumulation sur les DoDs.

6.1.3.1. Comparaison des modèles SfM aux modèles TLS

Afin d'estimer la qualité et les erreurs de modélisation relatives à la méthode photogrammétrique, **la première vérification effectuée est une comparaison d'un MNT SfM avec un MNT TLS acquis durant la même mission de terrain** (Fig. 6.7). Par comparaison topographique des deux modèles, les variations altitudinales peuvent être dégagées afin de mettre en évidence les marges d'erreurs de chaque secteur des modèles SfM. Le TLS est considéré comme MNT de référence du fait de sa meilleure précision et résolution.

Une première comparaison a été réalisée par Medjkane *et al.* (2018) sur des modèles datant de juin 2015. Ces derniers se concentraient principalement dans les ravines G3 à G5 (fig. 6.7-A). Le DoD montre globalement une précision de 0,1 m sur la partie inférieure et médiane du modèle, puis localement entre 0,2 à 0,5 m sur certains secteurs de flancs de crête. Dans les secteurs de zones d'ombres, dues à une mauvaise reconstruction topographique et/ou à la présence de la végétation, la précision est de ± 1 m. En bord de modèle, où les distances de prises de vue photographiques et le nombre de photographies sont les moins importants, mais également où le géoréférencement est moins marqué car éloigné des cibles, la précision est évaluée à ± 3 m. Cette première comparaison était peu satisfaisante. L'une des raisons de cet échec partiel résulte du fait que les modèles de juin 2015 ont été effectués avec 12 cibles réparties sur le terrain (contre 15 par la suite), mais également avec un appareil photographique Nikon Coolpix S9700 (16 millions de pixel, capteur de 6,17 x 4,55 mm, distance focale de 25 mm) moins performant que le Nikon D810 accompagné de l'objectif grand angle SIGMA 35 mm.

Par conséquent, une deuxième comparaison a été réalisée à partir de modèles plus récents datant de février 2018 (fig. 6.7-B) suivant l'évolution progressive des protocoles d'acquisitions sur le terrain évoqué en section 6.1.1. On constate une nette amélioration de la qualité des modèles « SfM » avec une précision inférieure à 0,1 m sur une vaste partie du modèle. La précision est également améliorée au niveau des flancs de crête où les précisions comprises entre 0,1 et 0,5 m sont fortement réduites. De plus, le DoD de comparaison de février 2018 prend en compte l'escarpement principal et le replat, non visible sur le modèle de juin 2015. Concernant l'escarpement principal, en dehors de quelques artefacts, la précision est globalement comprise entre 0,1 et 1 m. En revanche, les zones du replat en partie supérieure de versant présentent de plus fortes imprécisions globalement supérieures à 2 m, rendant impossible la lecture des dynamiques hydrogravitaires dans ce secteur.

L'ajout de cibles de géoréférencement, ainsi que leur meilleure répartition dans l'espace, a permis d'étendre la zone d'analyse aux ravines G1 à G5, avec une précision de l'ordre de 10 cm pour la

moitié inférieure de la zone d'étude (à l'exception de zones localisées sur les replats ou sur la partie sommitale des badlands avec des marges d'erreur métrique), et des marges d'erreur plus élevées, pouvant dépasser le mètre pour la partie supérieure du secteur d'étude. Il sera donc nécessaire d'être prudent dans l'analyse des modèles photogrammétriques en partie supérieure de versant où les erreurs sont plus importantes. De ce fait, aucun modèle « SfM » n'a été utilisé pour quantifier les volumes de surface transitant d'amont en aval des versants entre deux dates de suivi.

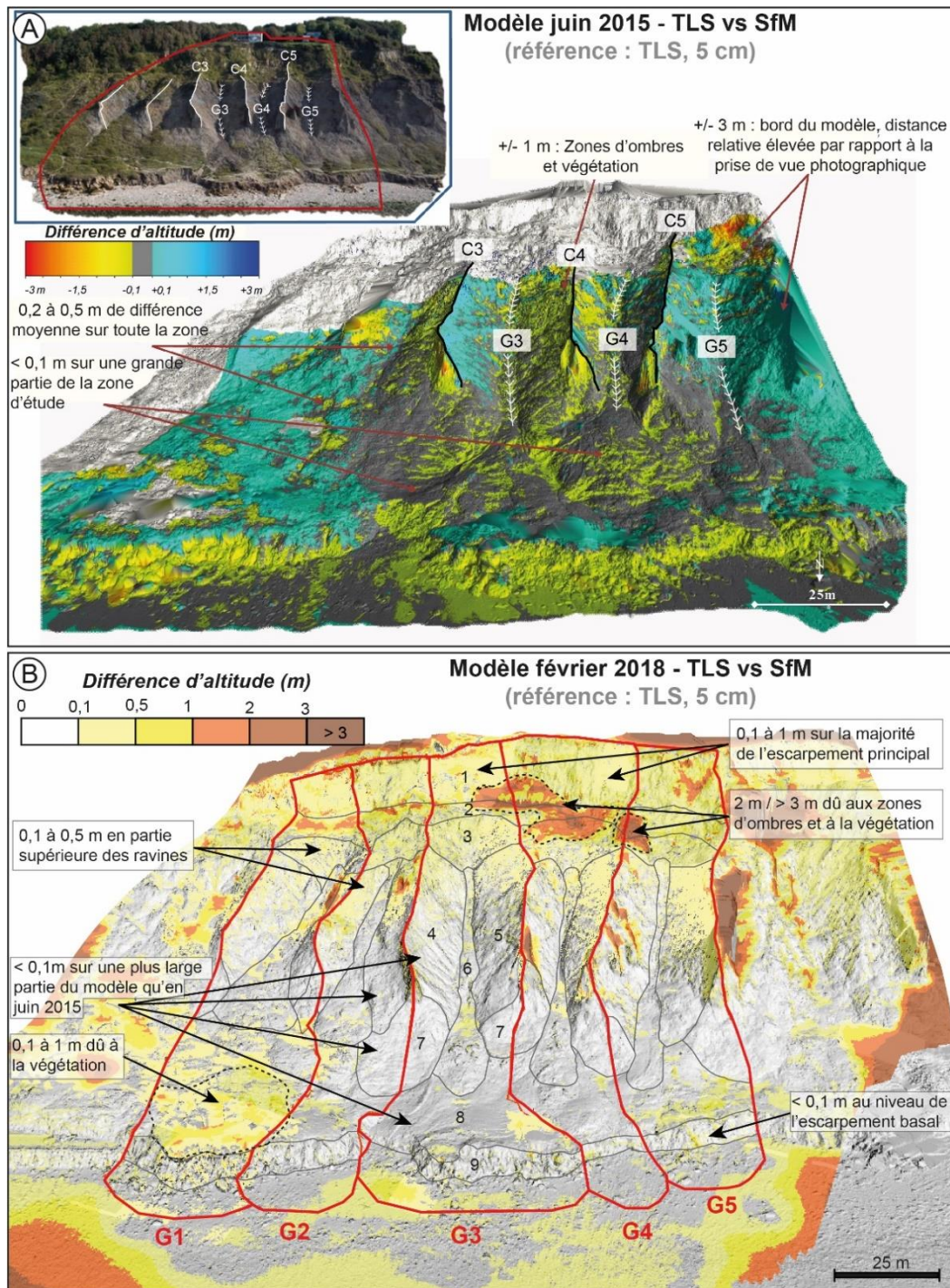


Figure 6.7 : DoD réalisé entre les MNT SfM et MNT TLS durant une même mission terrain ; A) Comparaison du modèle de juin 2015 comprenant 12 cibles, sans l'évaluation du replat et de l'escarpement principal (tiré de Medjkeane et al., 2018) ; B) Comparaison du modèle de février 2018 comprenant 15 cibles et tenant compte du replat et de l'escarpement principal

6.1.3.2. La spatialisation des processus entre modèle SfM et modèles TLS

La deuxième vérification a été de comparer des DoDs TLS et SfM pour une même période de suivi (du 1^{er} février au 22 juin 2016) afin d'observer si les modèles présentaient une cohérence mutuelle en termes de spatialisation des processus hydrogravitaires (Fig. 6.8).

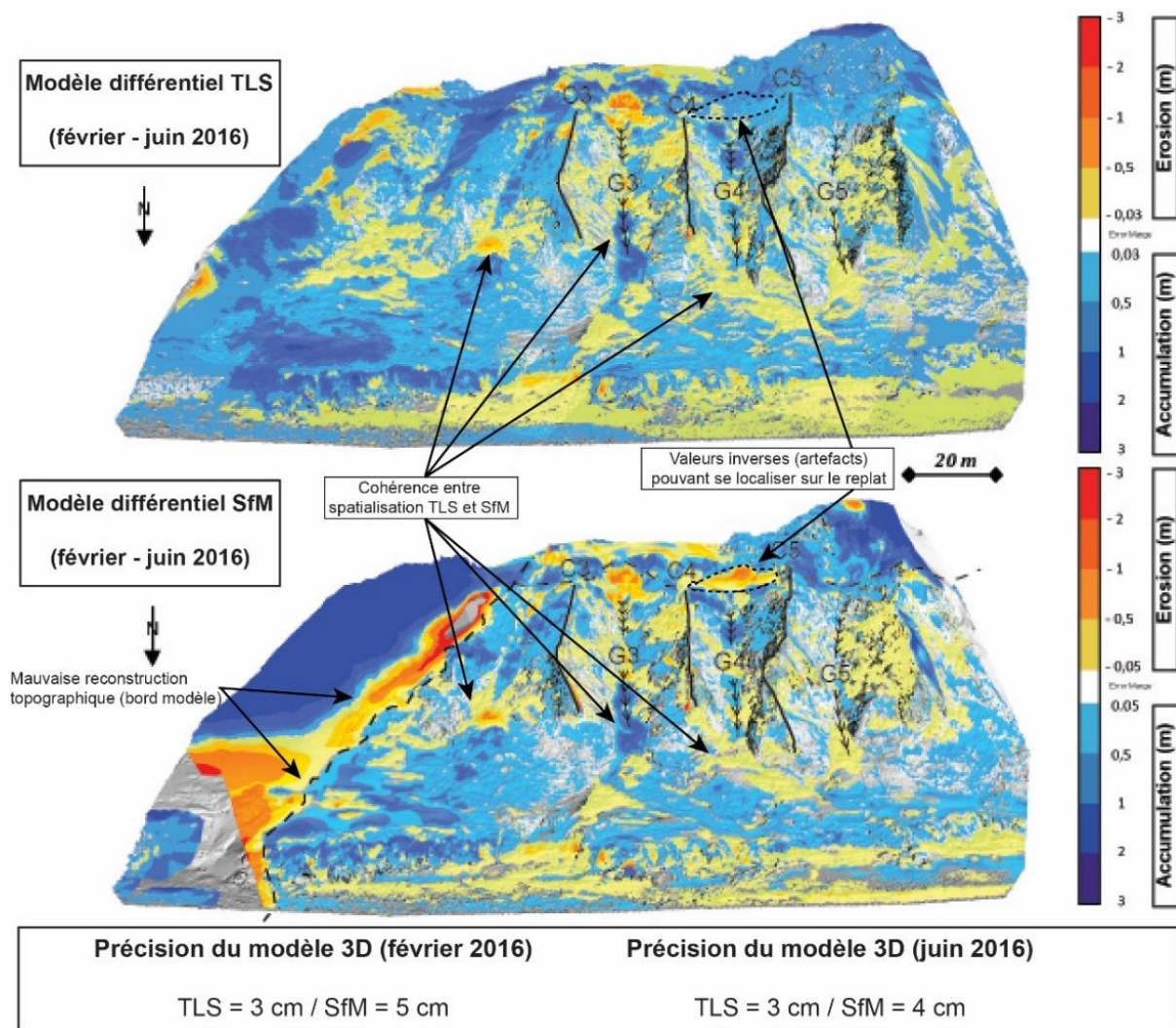


Figure 6.8 : Vérification de la spatialisation des secteurs en accumulation et en érosion entre les DoDs TLS et SfM compris entre février et juin 2016, modifiée de Medjkane et al. (2018)

Par comparaison des DoDs, on observe une restitution convenable des surfaces en érosion et en accumulation entre les deux méthodes, notamment dans les secteurs où les erreurs de modélisation décrites dans la précédente section sont les moins importantes. Quelques artefacts sont toutefois notables notamment en bord de modèle, mais également sur quelques secteurs du replat en partie supérieure où le DoD TLS présente une zone en accumulation qui est considérée en érosion sur le DoD SfM en partie supérieure de G4. Cette comparaison confirme l'utilité des modèles photogrammétriques comme complément des modèles TLS dans l'exercice d'observation fine des processus hydrogravitaires. En calant ces derniers entre deux dates d'acquisitions TLS, puis en les croisant à l'analyse des données hydro-météo-marines journalières, la compréhension de la mise en activité des versants du site DYNALIT peut être optimisée.

6.1.3.3. Comparaison des DoDs SfM avec les photographies

En troisième vérification, l'idée a été de **confronter les zones en érosion et/ou accumulation observées sur les DoDs SfM directement avec les photographies prises pour la réalisation des modèles** (Fig. 6.9). Ainsi, le DoD réalisé entre le 1^{er} février et 22 juin 2016 a permis d'observer une zone d'accumulation de blocs et de matériaux argilo-marneux localisés dans la partie inférieure du talweg de ravine de G3 également constatée sur les photographies (Fig. 6.9-A). Dans le même temps, des phénomènes de basculements observés sur les fronts de crête compris entre G2 et G3 (Fig. 6.9-B), puis d'éboulements sur celui de G3 (Fig. 6.9-C) ont également pu être validés.

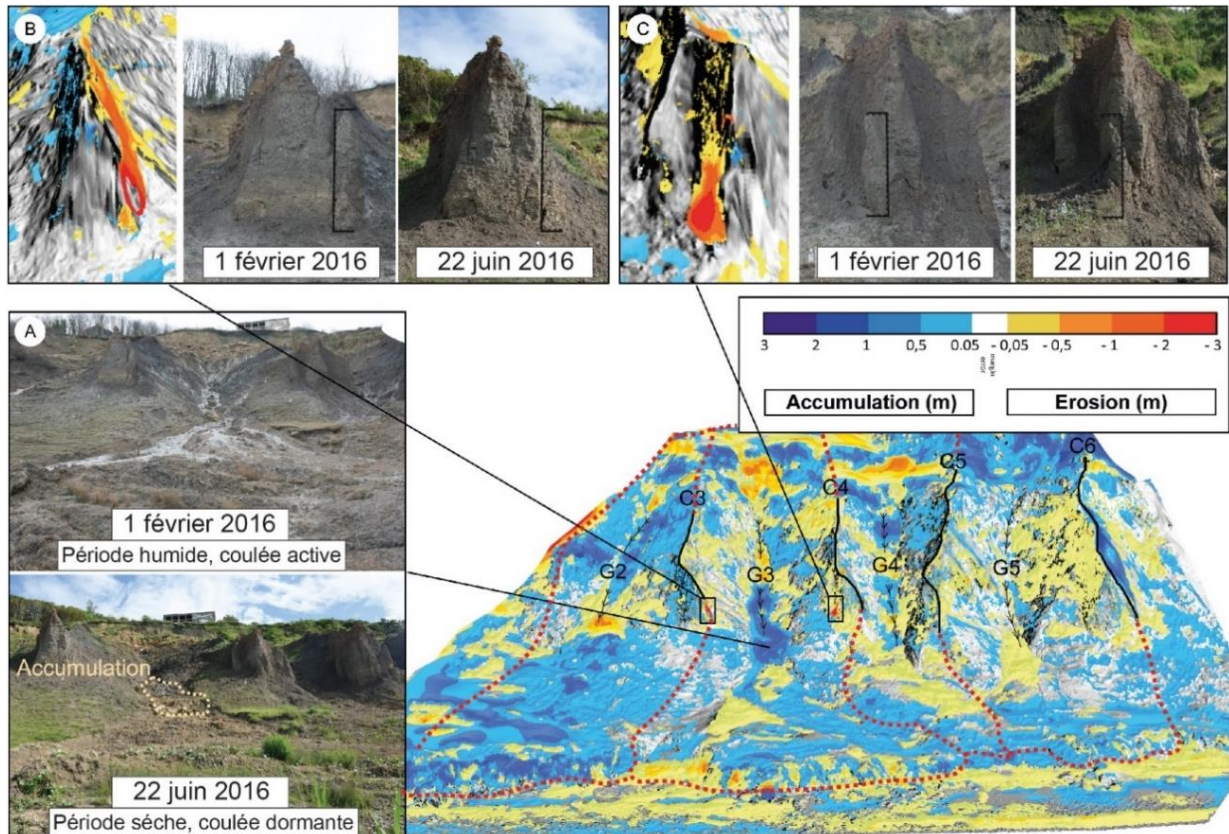


Figure 6.9 : Vérification d'un DoD SfM (1^{er} février au 22 juin 2016) par observation photographique ; A) Illustration d'une accumulation de coulée de boue ; B) Illustration d'un basculement en front de crête ; C) Illustration d'un éboulement en front de crête (tiré de Medjkane et al., 2018)

6.1.3.4. L'utilité des modèles 3D SfM pour l'observation des processus hydrogravitaires

Contrairement aux modèles produits par TLS, les modèles photogrammétriques présentent le grand avantage d'avoir une modélisation 3D texturée de l'objet. Lors de l'acquisition TLS, la station ne prend que deux ou trois photos selon l'angle horizontal préalablement choisi pour balayer la zone d'étude, insuffisant pour obtenir un modèle texturé observable sous tous les angles. Le processus SfM implique l'utilisation de centaines de photographies haute résolution, obtenues sous une multitude d'angles différents. Cela permet *in fine* à l'algorithme de déterminer les photographies pertinentes pour texturer chaque parcelle du modèle. En ce sens, **le réalisme du modèle final 3D**

texturé constitue un grand atout pour l'analyse morphologique et l'interprétation du déclenchement des processus hydrogravitaires, ce dernier permettant d'observer les versants sous tous les angles avec une résolution de modèle proche des résolutions photographiques (Fig. 6.10).

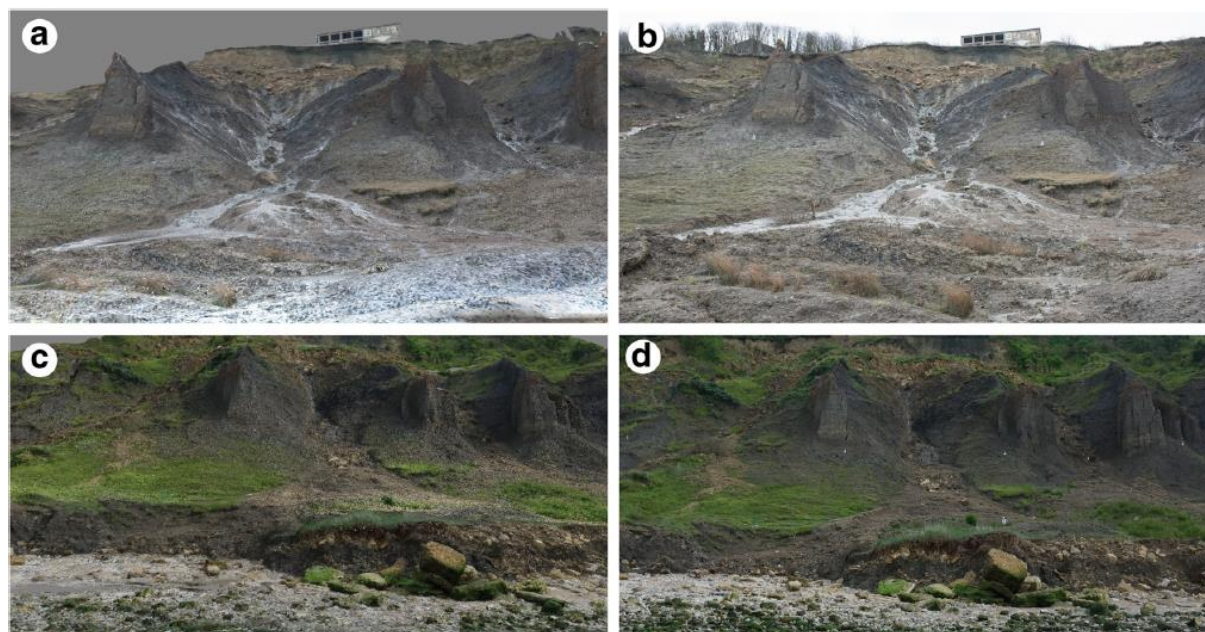


Figure 6.10 : Comparaison entre les modèles photogrammétriques SfM et les photographies prises sur le terrain (A : modèle texturé février 2016 ; B : photographie février 2016 ; C : modèle texturé juin 2016 ; D : photographie juin 2016 - tiré de Medjkane *et al.*, 2018)

6.1.4. Synthèse et conclusion sur l'utilisation de la photogrammétrie SfM terrestre

Comme souligné par de nombreux auteurs (Basara, 2019 ; Francioni *et al.*, 2019 ; Kršák *et al.*, 2016 ; Medjkane *et al.*, 2018 ; Westoby *et al.*, 2012, 2018), la photogrammétrie SfM présente une méthodologie de faible coût, nécessitant l'acquisition d'un appareil photographique et d'un logiciel de reconstruction 3D payant ou open-source. L'outil est adapté pour des levés rapides sur le terrain, permettant d'être réactif avant et après un épisode tempétueux avec la présence de seulement deux opérateurs pour l'acquisition de la donnée. De plus, le fait de pouvoir draper les textures photographiques sur le modèle 3D SfM constitue un ajout majeur pour les géomorphologues pour l'analyse et l'interprétation des dynamiques de versant.

Cependant, **certaines limites concernant la résolution spatiale des modèles** sont à relever avec la méthode SfM terrestre. **Deux problèmes majeurs** ont été soulignés par Medjkane *et al.* (2018) : 1°) la topographie complexe et escarpée du site limitant les prises de vue photographique, 2°) la présence de la végétation sur les modèles.

1°) **Sur les limites de la méthode liées à la topographie**, le relief chahuté aux falaises des Vaches Noires induit des zones de contre-pentes pour lesquelles le manque de prise de vue photographique conduit à des secteurs d'ombres où la topographie est mal reconstituée sur les

modèles finaux SfM (Fig. 6.11). Ces mêmes secteurs sont observés à l'arrière de divers obstacles tels que les blocs présents au droit de l'escarpement basal ou dans les talwegs de ravines, mais également à l'arrière de secteurs de végétation. Bien que des lignes de vue supplémentaires aient été rajoutées au cours du suivi, permettant d'améliorer la résolution des modèles ainsi que la qualité de la profondeur de champ des photographies, il reste toujours des secteurs non capturés par l'appareil photographique lors de l'acquisition de la donnée sur le terrain. De plus, la spatialisation de ces secteurs est fortement variable du fait de la rapidité d'action des processus hydrogravitaires qui modifient constamment la morphologie des versants, ne permettant pas un rendu homogène sur l'ensemble de la zone d'étude d'un modèle à un autre.

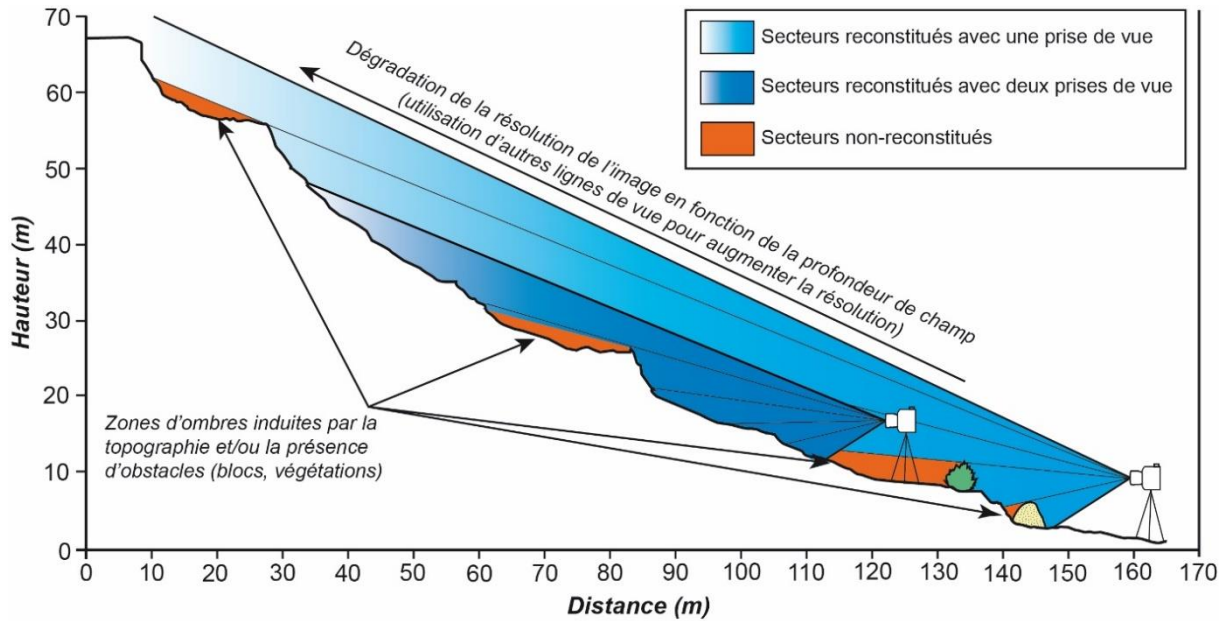


Figure 6.11 : Illustration schématique de la problématique SfM terrestre concernant les zones d'ombres pour un versant à morphologie complexe

Afin de s'affranchir de ces limites, de nombreux auteurs ont recours à la photogrammétrie SfM par voie aérienne à l'aide de drone ou cerf-volant pour des précisions proches de celles obtenues par photogrammétrie terrestre (Clapuyt *et al.*, 2016 ; Duffy *et al.*, 2018). Ces méthodes de survol drones à basse altitude permettent généralement de pallier les problèmes de visibilité induites par les captations terrestres (Hugenholtz *et al.*, 2013 ; Tonkin *et al.*, 2014 ; Tonkin et Midgley, 2016 ; Cawood *et al.*, 2017).

En collaboration avec l'équipe de recherche ENDSUM (Evaluation Non Destructive des Structures et des Matériaux) du CEREMA (Centre d'Etudes et d'Expertises sur les Risques, l'Environnement, la Mobilité et l'Aménagement) de Rouen, quelques essais de modélisations 3D par photogrammétrie SfM en voie aérienne (drone DJI - Phantom 4) ont pu être réalisés sur le site DYNALIT. Une comparaison a alors été effectuée entre deux modèles drones datant du 22 février et du 24 mai 2018 (Fig. 6.12).

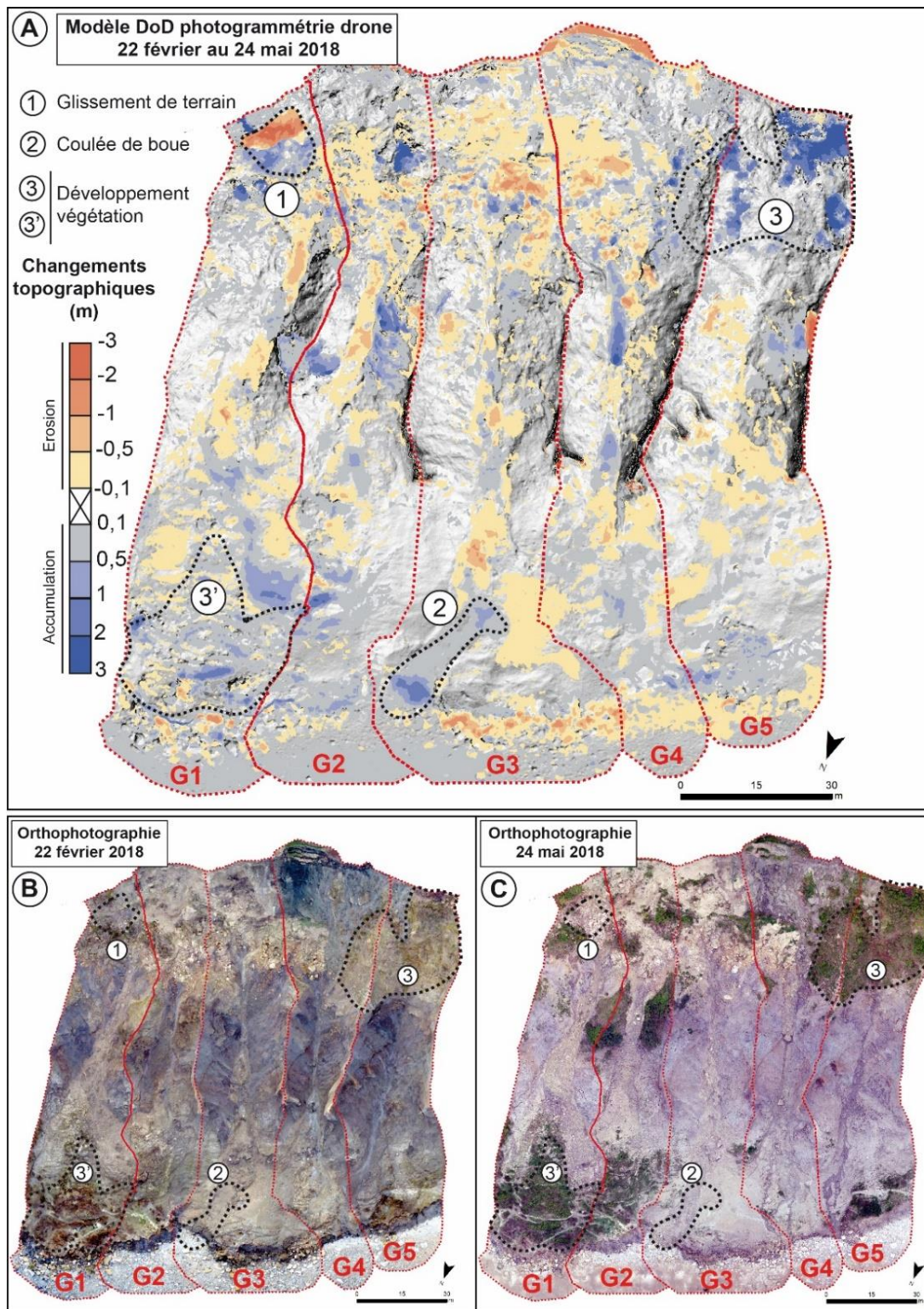


Figure 6.12 : Illustration des modèles drone SfM réalisés sur le site DYNALIT en collaboration avec le CEREMA entre le 22 février et 24 mai 2018 ; A) DoD des MNTs du 22 février et 24 mai 2018 ; B) Orthophotographie du modèle drone du 22 février 2018 ; C) Orthophotographie du modèle drone du 24 mai 2018

Dans l'ensemble, on observe une excellente reconstitution de la topographie des versants sur les modèles. Les zones d'ombres apparentes dans les modèles photogrammétriques SfM terrestre sont ici totalement comblées, apportant une vision complète des ravines G1 à G5. Les orthophotographies permettent une parfaite observation des processus hydrogravitaires avec des

résolutions comprises entre 3 et 4 cm de taille de pixel. La haute résolution de l'orthophotographie permet d'observer à échelle très fine l'état de surface des versants (fissures, tracé du ruissellement de surface diffus et concentré, ...) mais également des processus hydrogravitaires plus importants tels que : les glissements de terrain (1) où la niche d'arrachement et la zone de dépôt au niveau de l'escarpement principal et du replat sont délimitées et vérifiées sur les orthophotographies, les coulées de boue (2) où sont bien identifiées les zones d'ablation et de dépôt des matériaux marno-calcaires. Cependant, on observe aussi sur ces modèles des zones en dépôt/accumulation au niveau de l'escarpement principal (3) et de la zone d'épandage (3') qui ne correspondent pas à des processus hydrogravitaires, mais au développement de la végétation entre la période de février et mai.

2°) Sur les limites de la méthode liées à la présence de la végétation sur le terrain, la mobilité des branches ou feuilles empêche une bonne corrélation des images par les algorithmes de reconstruction photogrammétrique (Jaud, 2011), conduisant à une mauvaise reconstruction topographique de détail ou encore aux zones d'ombres visibles sur les modèles aux Vaches Noires. Contrairement à la technologie LIDAR qui a la capacité de traverser le couvert végétal clairsemé pour obtenir de réelles mesures topographiques de la surface (Sithole et Vosselman, 2004 ; Spaete *et al.*, 2011), la technologie SfM basée sur la reconnaissance par pixels analogues n'offre pas cette possibilité.

Ainsi, même si des levés par drone auraient permis de réduire les zones d'ombre et d'obtenir une reconstitution de la morphologie des versants plus complète pour les zones sans végétation, en l'absence d'un tel matériel disponible au laboratoire (ou de la possibilité de faire intervenir rapidement un prestataire), nous avons choisi d'utiliser tout de même la photogrammétrie SfM terrestre en complément des modèles obtenus par TLS. **En effet, cette méthode rapide à déployer sur le terrain permettra de compléter les observations entre deux levés TLS, en particulier dans les périodes considérées comme les plus morphogènes d'automne et d'hiver (par exemple, intervention à la suite d'un évènement tempétueux). Les levés SfM seront utilisés pour préciser de façon qualitative, les secteurs en érosion et en accumulation, sans chercher à quantifier les volumes de surface transitant d'amont en aval des versants.** Ainsi, 29 levés SfM ont été réalisés au total entre la période du 26 septembre 2014 au 19 novembre 2019, dont dix s'intercalant durant certaines périodes des 21 levés réalisés par TLS (Fig. 6.13). Nous allons dans la section suivante développer la stratégie d'analyse de l'activité des versants à l'aide de ces modèles photogrammétriques SfM terrestre.

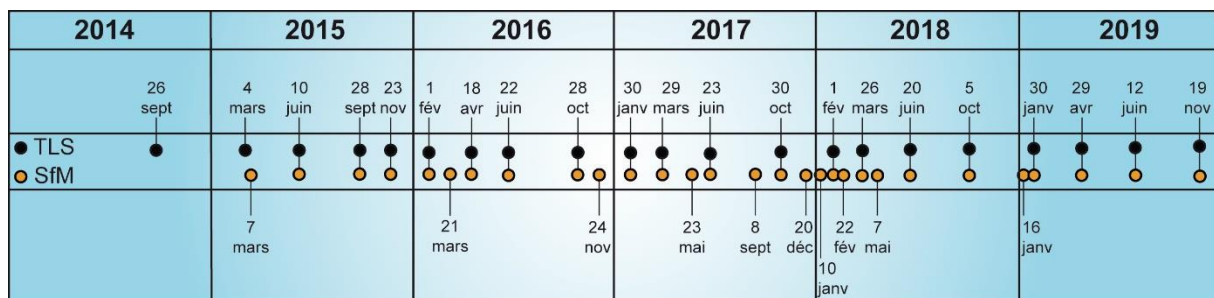


Figure 6.13 : Frise chronologique des modèles TLS et SfM réalisés du 26 septembre 2014 au 19 novembre 2019

6.2. Stratégie d'analyse de l'activité des versants à l'aide des modèles photogrammétriques SfM terrestre

Face aux différents levés SfM réalisés avant et durant ce travail de thèse, des périodes clés à analyser ont été choisies pour préciser les relations entre la dynamique des processus et les forçages responsables. Cette section s'attache à présenter ces périodes et modèles retenus pour l'analyse plus approfondie des dynamiques de versant du site DYNALIT (6.2.1). Les paramètres hydrologiques, météorologiques et marins participant à la morphogénèse de l'ensemble du site sont également exposés (6.2.2).

6.2.1. Les modèles photogrammétriques SfM retenus pour l'analyse de l'activité hydrogravitaire à haute résolution temporelle

Sur l'ensemble du suivi, trois périodes préalablement analysées à échelle saisonnière à l'aide des modèles TLS ont finalement été sélectionnées pour affiner la compréhension des dynamiques de versant (Fig. 6.14). Ces périodes, provenant des saisons considérées comme les plus morphogènes aux falaises des Vaches Noires (automne et hiver), sont les suivantes (Fig. 6.14-B) : **1°) une période de déficit hydrique mais marquée par des tempêtes, 2°) une période de fortes précipitations et de tempêtes majeures, 3°) des périodes isolées de marée de vive-eau sans apport de matériaux en amont des versants.**

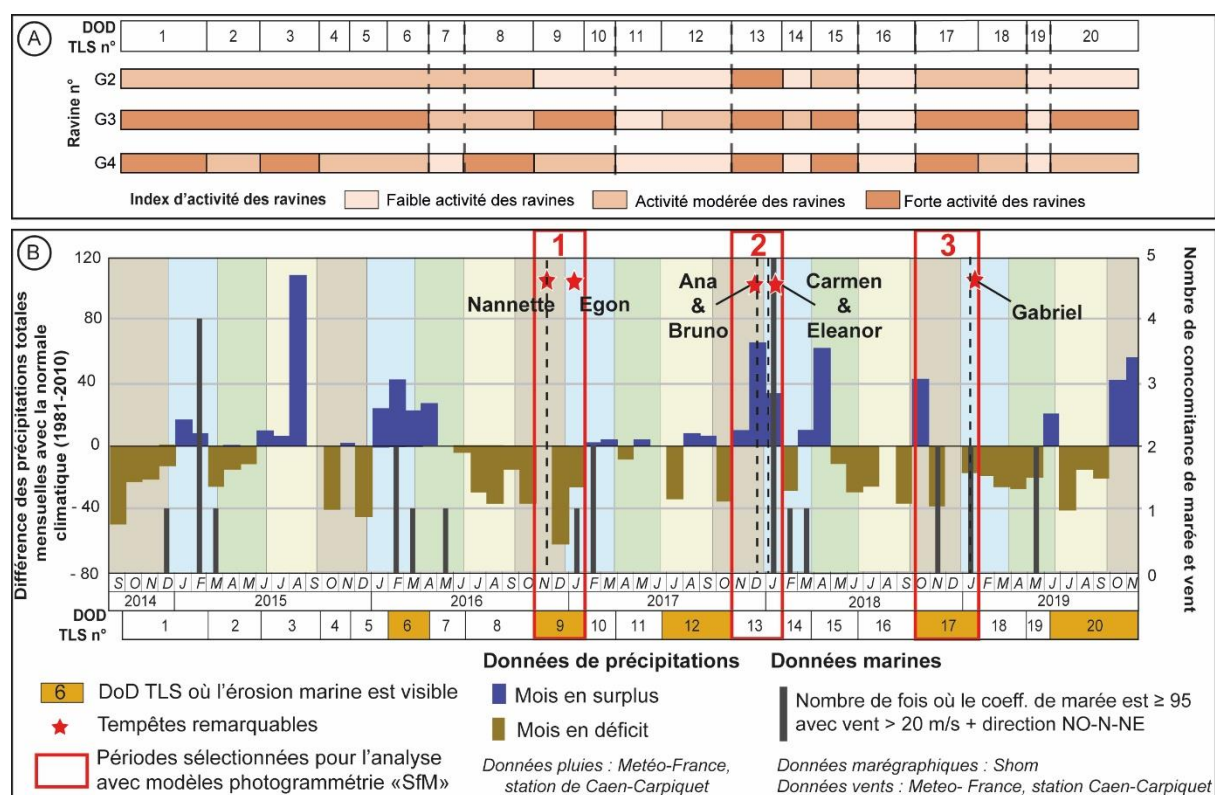


Figure 6.14 : Récapitulatif de l'activité saisonnière des ravines G2 à G4 en lien avec les conditions météo-marines ; A) Indice d'activité de l'activité des ravines ; B) Données pluviométriques et marines mensuelles avec le choix des périodes utilisées pour l'analyse SfM

1°) La période de déficit hydrique mais marquée par des tempêtes est comprise entre le 28 octobre 2016 et le 30 janvier 2017 (DoD TLS 9), où s’intercale **un modèle SfM le 24 novembre 2016**. Cette période est retenue étant donné que les ravines présentaient lors de l’analyse du DoD TLS 9 une activité hydrogravitaire contrastée (faible pour G2, modérée pour G4 et forte pour G3), tandis que les cumuls mensuels de précipitations montraient clairement un déficit. L’intérêt est également ici d’isoler deux événements tempétueux (Nannette, le 20 novembre 2016 ; Egon les 12 et 13 janvier 2017) et de constater leurs effets respectifs sur le pied de falaise ;

2°) la période de fortes précipitations et de tempêtes majeures est comprise entre le 30 octobre 2017 et le 1^{er} février 2018 (DoD TLS 13), où s’intercale **deux modèles SfM au 20 décembre 2017, puis au 10 janvier 2018**. L’intérêt est ici de constater les rapides évolutions morphologiques subies par les versants durant la période la plus morphogène du suivi, où se sont succédées quatre tempêtes (Ana, les 10 et 11 décembre 2017 ; Bruno, les 27 et 28 décembre 2017 ; Carmen, le 1^{er} janvier 2018 ; Eléonor, les 2 et 3 janvier 2018). Là où le DoD TLS 13 montre principalement une progradation du pied de falaise durant cette période, les modèles SfM viennent nuancer le film d’évolution des événements ;

3°) les périodes isolées de marée de vive-eau sans apport de matériaux en amont des versants est comprise entre le 5 octobre 2018 et 30 janvier 2019 (DoD TLS 17), où s’intercale **un modèle SfM le 16 janvier 2019**. Cette période a été retenue car elle permet d’analyser une période de recul du pied de falaise prononcée dans des conditions de déficit pluviométrique (à l’exception du mois d’octobre 2018) qui ont peu déstabilisé les versants, et apporté aucun matériau en partie basale. De plus, la phase analysée entre le 16 et 30 janvier 2019 présente la spécificité d’être le plus rapprochée temporellement entre deux dates d’acquisitions sur l’ensemble du suivi mené au site DYNALIT (14 jours). Elle permet d’isoler une unique période de marée de vive-eau, puis d’en observer les conséquences directes sur le pied de falaise.

Les principales caractéristiques des modèles photogrammétriques SfM sont fournies dans le tableau 6.1. Pour tenir compte des marges d’incertitudes à retenir dans la spatialisation des processus hydrogravitaires ressortant des DoDs, le choix a été fait de prendre en compte l’erreur de géoréférencement RMSE, couplée à la résolution finale obtenue pour chacun des modèles. Au final, les marges d’incertitudes sont toujours comprises entre $\pm 0,10$ m, à l’exception du modèle du 24 novembre 2016 pour laquelle la marge est estimée à $\pm 0,15$ m.

Tableau 6.1: Caractéristiques des modèles photogrammétriques « SfM » retenues dans l’analyse

Date d’acquisition du SfM	Nombre de photographies	Erreur de géoréférencement RMSE (m)	Densité de points (pts/m ²)	Résolution finale du modèle (cm/pix)	Marge d’incertitude retenue (Analyse DoD) (m)
24 novembre 2016	423	0,14	5 820	1,31	$\pm 0,15$
20 décembre 2017	487	0,04	8 510	1,08	$\pm 0,10$
10 janvier 2018	431	0,04	8 130	1,11	$\pm 0,10$
16 janvier 2019	630	0,05	4 220	1,54	$\pm 0,10$

6.2.2. Les paramètres hydro-météo-marins retenus dans l'analyse des DoD SfM et TLS

Tandis que le travail réalisé à partir des modèles TLS privilégiait une approche saisonnière de l'analyse des dynamiques de versants en lien avec les chroniques météo-marines mensuelles, **l'analyse des modèles SfM s'est basée sur des chroniques journalières en tenant compte de sept paramètres hydro-météo-marins** classiquement considérés dans la littérature comme responsable du déclenchement des mouvements de versant (Fig. 6.15).

De septembre 2014 au 5 janvier 2017, les chroniques de précipitations proviennent de la station de Caen-Carpique (voir justification du choix de cette station dans le chapitre 2, section 2.2.1.3, fig. 2.8). À partir du 6 janvier 2017, les chroniques de pluie proviennent du pluviomètre local installé sur le site DYNALIT (à l'exception d'une courte période en septembre/octobre 2018 où le pluviomètre fut dysfonctionnel). Pour évaluer dans le même temps les valeurs de précipitations efficaces, les données d'évapotranspiration potentielle de la station de Caen-Carpique ont été mobilisées. Les chroniques de températures (minimale, moyenne, maximale), de vent (vitesse moyenne journalière, vitesse moyenne maximale sur 10 min, vitesse maximale instantanée et direction) et de pression atmosphérique proviennent également de cette même station.

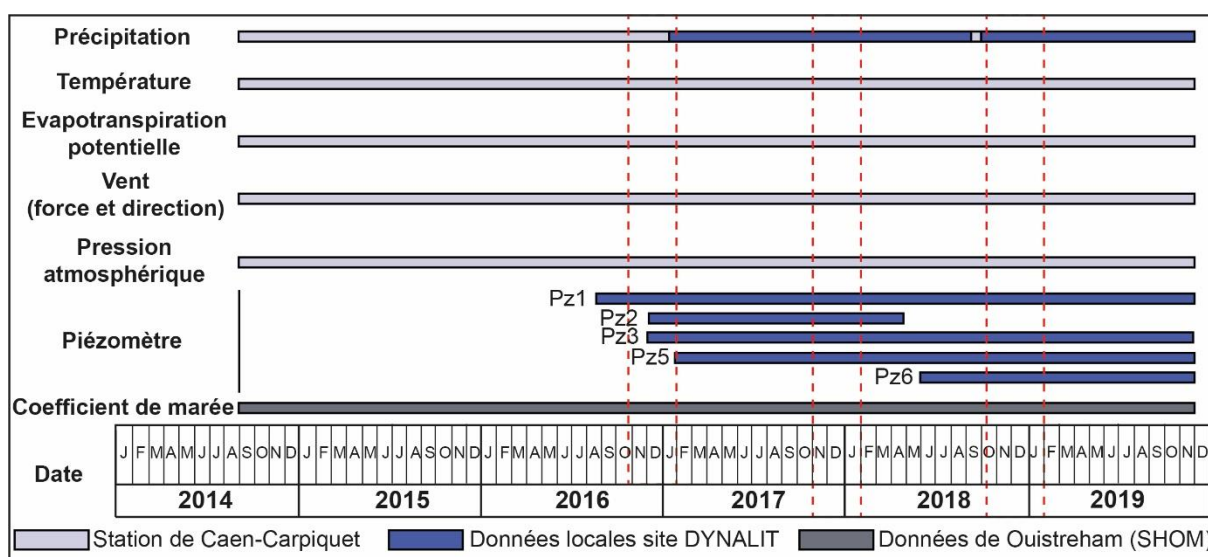


Figure 6.15 : Présentation des chroniques hydrologiques (piézomètre), météorologiques (précipitations, température, évapotranspiration potentielle, vent, pression atmosphérique) et marines (coefficient de marée) retenues dans l'analyse de l'activité hydrogravitaire du site DYNALIT à partir des modèles SfM

Les chroniques piézométriques ont pu être récoltées à compter de mai 2016 (Pz1), puis décembre 2016 (Pz2 et Pz3) pour les formations superficielles de bas de versant. Pour le secteur enherbé supposé stable à proximité des ravines (Pz5), les chroniques débutent en février 2017. Les chroniques piézométriques de la nappe oxfordienne ont, elles, débuté en juin 2018. Les valeurs de coefficient de marée proviennent des chroniques de la station de Ouistreham fournies par le SHOM.

6.3. L'analyse des dynamiques hydrogravitaires par croisement des modèles TLS et SfM

Cette section présente successivement pour chacune des trois périodes retenues les évolutions morphologiques observées dans les différentes UMFs des ravines (G1 à G5) suivies au site DYNALIT. Pour chaque période, une description complète des processus observés sur les DoDs TLS est fournie, puis nuancée à l'aide des modèles SfM qui viennent segmenter le film du déroulement des événements.

L'interprétation de la mise en mouvement des versants relevée sur chacun des DoDs est conduite en confrontant les processus hydrogravitaires observés aux chroniques hydro-météo-marines journalières. **Des conditions de mise en activité des versants tentent alors d'être extraites autant pour le déclenchement des processus observés sur les versants (glissements, chutes de blocs, coulées, ravinements), que pour l'évolution du pied de falaise.**

6.3.1. Les dynamiques hydrogravitaires dans un contexte de déficit hydrique marquées par des tempêtes

L'activité hydrogravitaire notable sur le DoD TLS 9 correspond, sur quelques secteurs localisés, à de petits glissements et chutes de blocs de l'escarpement principal, avec dépôt de matériaux sur le replat et l'escarpement secondaire (seulement visible pour G3 – Fig. 6.16-A). Les talwegs de ravines de G1, G2, G4 et G5 se remplissent, tandis que le talweg de G3 rencontre à la fois de l'érosion et de l'accumulation. La seule activité notable des flancs de crêtes est visible sur le flanc exposé ouest de G1 (glissement superficiel), ainsi que le flanc exposé est de G3 (glissement superficiel et érosion concentrée). Deux secteurs de front de crête (G1 et G4) présentent des éboulements avec accumulation de matériaux marneux fragmentés à leur pied. La zone d'épandage de G3 est quasi totalement en accumulation, tandis que celle de G4 présente plusieurs secteurs en légère érosion. Les autres ravines ne présentent pas d'activité notable dans cette UMF. **Dans le même temps, l'escarpement basal est en forte érosion sur l'intégralité du secteur.** Le DoD TLS ne permet pas de préciser si ces phénomènes se sont produits durant les épisodes de la **tempête Nannette** ou encore de la **tempête Egon**.

6.3.1.1. Une activité plus marquée par le recul du pied de falaise que les dynamiques de versant

La description des dynamiques et processus hydrogravitaires durant cette période est segmentée en deux phases : **la phase 1-1** du 28 octobre au 24 novembre 2016 (soit 27 jours), puis la **phase 1-2** du 24 novembre 2016 au 30 janvier 2017 (soit 67 jours).

Phase 1-1 : du 28 octobre au 24 novembre 2016 (Fig. 6.16-B)

Pour la partie continentale (UMFs 1 à 8), l'activité notable est visible dans les talwegs de ravines (UMF 6) où l'on constate un léger remplissage dans G1, G3 et G4 provenant d'un apport

de matériaux de l'escarpement secondaire (UMF 3). On observe un dépôt de matériaux dans la zone d'épandage (UMF 8) de G1, puis quelques secteurs en ablation dans G3 et G4. L'éboulement de front de crête (UMF 7) observé dans G1 s'est produit durant cette période.

Concernant l'escarpement basal affecté par l'érosion marine (UMF 9), la période est marquée par une faible érosion, visible notamment dans quelques secteurs au pied de G1, G2 et G3. Aucun signe d'érosion n'est constaté au pied de G4 et G5.

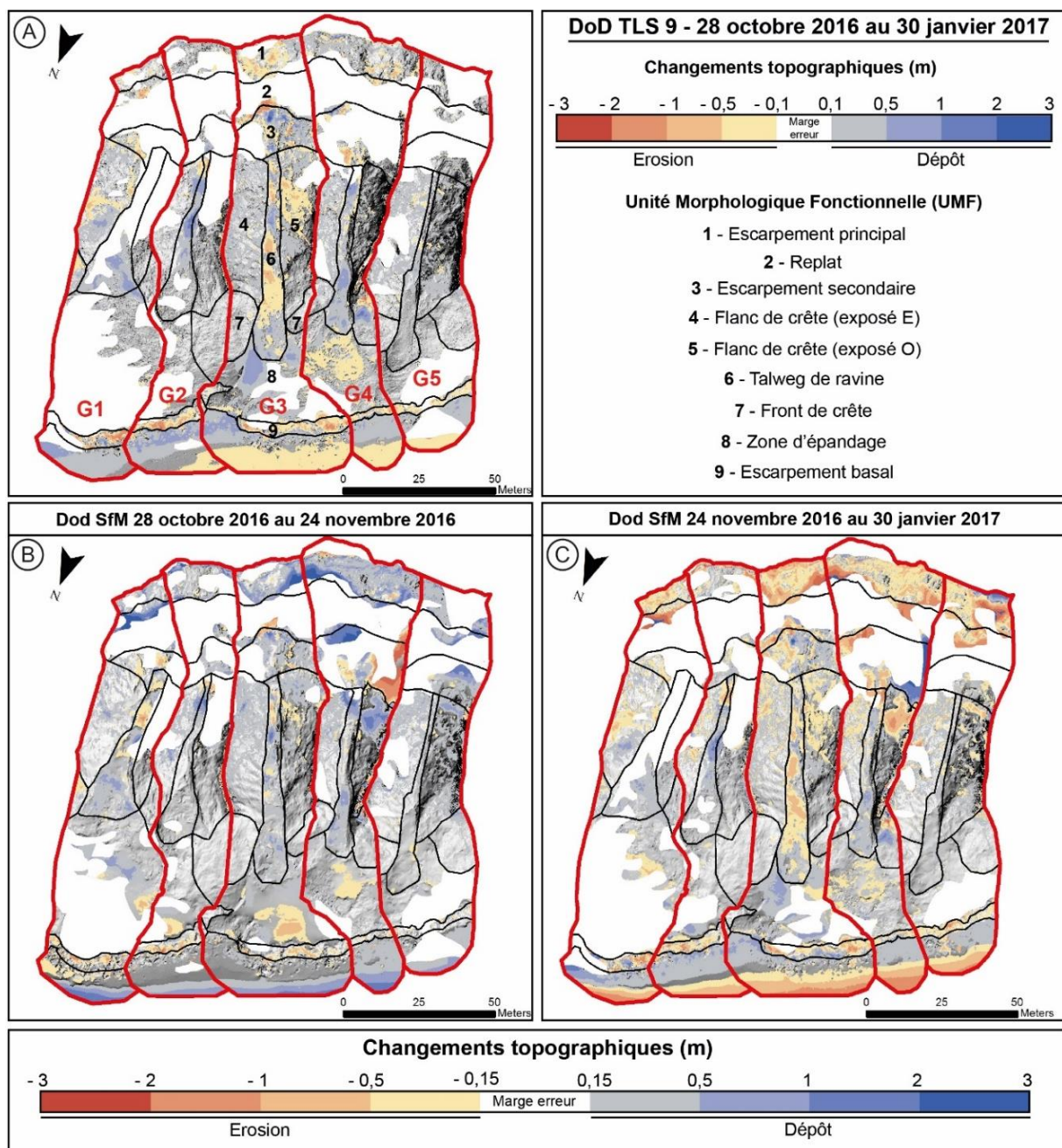


Figure 6.16 : Illustration de l'activité observée sur les ravines G1 à G5 ; A) À partir du DoD TLS 9 entre la période du 28 octobre 2016 au 30 janvier 2017 ; B) À partir du DoD SfM compris entre la période du 28 octobre 2016 au 24 novembre 2016 ; C) À partir du DoD SfM compris entre période du 24 novembre 2016 au 30 janvier 2017

Phase 1-2 : du 24 novembre 2016 au 30 janvier 2017 (Fig. 6.16-C)

Dans l'ensemble, la spatialisation des processus hydrogravitaires visibles sur ce DoD présente de fortes similitudes avec le DoD TLS 9, induisant le fait que la majorité des dynamiques observées se sont produites durant cette phase.

Pour la partie continentale, à l'exception de G5 qui présente une faible activité, les flancs de crêtes des ravines de G1, G2, G3 présentent des traces de glissements superficiels et d'érosions concentrées qui se vérifient par observation photographique (Fig. 6.17). Les talwegs de ravine de G1, G2 et G4 s'alimentent ainsi en matériaux, tandis que celui de G3 se purge. L'éboulement de front de crête de G4 s'est produit durant cette période. **Contrairement à la phase 1-1, l'escarpement basal est marqué par une forte érosion observée pour toutes les ravines.**

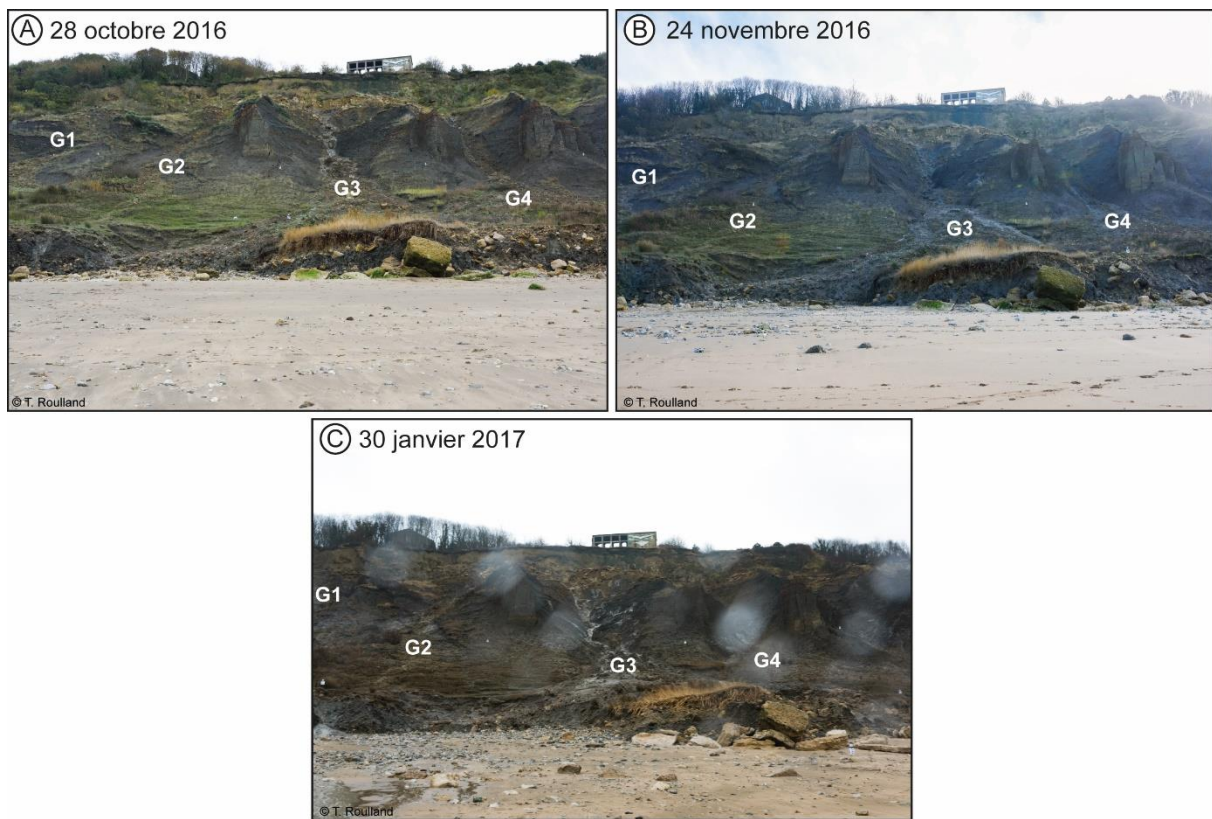


Figure 6.17 : Illustration de l'état de surface des versants entre la période du 28 octobre 2016 au 30 janvier 2017

6.3.1.2. Des épisodes pluvieux et des alternances gel/dégel jouant sur la dynamique des versants, couplés à une tempête morphogène pour le pied de falaise

D'octobre 2016 à janvier 2017, les précipitations mensuelles sont globalement déficitaires en comparaison de la normale 1981-2010 de la station de Caen-Carpiquet. Les mois d'octobre 2016, décembre 2016 et janvier 2017 sont secs (respectivement 40,2 mm, 67,4 mm et 29,1 mm de déficit), tandis que celui de novembre 2016 est conforme à la normale (0,9 mm d'excédent). Par observation des DoDs obtenus à l'aide du modèle SfM du 24 novembre 2016 (Fig. 6.16-B et C),

on observe une activité hydrogravitaire des versants bien plus marquée durant la phase 1-2 du suivi (du 24 novembre 2016 au 30 janvier 2017), que durant la phase 1-2 (du 28 octobre au 24 novembre 2016) au sein de plusieurs UMFs (escarpement secondaire, flancs de crête, talweg de ravine, zone d'épandage). Ce constat est surprenant étant donné que la première période de suivi (période moins active) concentre un cumul de pluie plus important et sur une période de temps plus courte que la seconde période (**respectivement 78,8 mm en 27 jours contre 55,4 mm en 67 jours** – Fig. 6.18). Conséquemment à ces pluies, la nappe de bas de versant (Pz1) a contribué à saturer les matériaux durant la première période de suivi avec des niveaux d'eau proches du terrain naturel (TN) compris constamment entre **- 0,10 et - 0,20 m de ce dernier**. Sur la seconde période, les niveaux oscillent entre **- 0,10 et - 0,60 m du TN**.

Les températures, douces et sans excès, restent conformes aux normales de saisons durant la première période du suivi. Ces dernières sont plus contrastées durant la seconde, avec **quelques jours de températures négatives gelant les eaux**. La courbe du niveau piézométrique Pz1 concorde avec la courbe des températures : **durant les jours de gel, les niveaux d'eaux stagnent à - 0,50 et - 0,60 m**. Ces épisodes de gel-dégel ont probablement participé à une **décohésion progressive des matériaux marno-calcaires en surface par cryoclastie**. Les matériaux arrachés des versants, puis transportés dans les talwegs de ravine G1, G2, G3 et G4 par les quelques épisodes de précipitations (globalement compris entre 6 et 10 mm), expliquent **probablement la plus forte activité observée durant la seconde période que durant la première**. Ces épisodes de gel-dégel ont de plus pu contribuer à l'éboulement observé en front de crête G4.

Les évolutions les plus significatives sont observées sur l'escarpement basal **intégralement en érosion durant la période du 24 novembre 2016 au 30 janvier 2017 (Fig. 6.16-C)**. Le modèle SfM du 24 novembre 2016 a permis de distinguer les effets de la tempête Nanette, survenue durant la phase 1-1 du suivi, des effets de la tempête Egon intervenue durant la phase 1-2.

Par observation de la faible présence de secteurs en érosion du pied de falaise en phase 1-1, **une tempête présentant les configurations météorologiques telles que Nanette** ($P_a = 990,9$ hPa, coefficient de marée de 72, vent de sud-ouest avec rafales maximales instantanées de 31,4 m/s, surcote estimée à environ + 0,20 m à Ouistreham puis entre + 0,06 et + 0,15 m au Havre en phase de pleine mer) **ne joue finalement qu'un rôle mineur dans le processus de recul du pied**. **L'érosion observée est probablement plus à attribuer aux niveaux de pleines mers de vive-eau** (coefficient ≥ 95 , dont le niveau est évalué à 3,66 m NGF au marégraphe de Ouistreham) **survenues du 13 au 18 novembre 2016** (comprenant des vents d'ouest, en conditions de hautes pressions atmosphériques du 13 au 16 novembre, puis de basses pressions les 17 et 18, avec des vents moyens compris entre 2,7 et 8,1 m/s). **L'altitude du pied de falaise étant globalement comprise entre 3,7 et 4,6 NGF, seule cette période a présentement dû avoir un effet concernant ces quelques secteurs en érosion**.

En revanche, les configurations météorologiques **dépressionnaires d'une tempête telle qu'Egon** ($P_a = 1008$ hPa et 1013,7 hPa, coefficient de marée de 99 et 102, vent fort de provenance ouest avec vitesse maximale instantanée enregistrée à 36,3 m/s, surcote maximale atteinte le 12

janvier durant la pleine mer où elle est estimée à + 1,4 m à Ouistreham, puis à + 1,5 m au Havre) **montrent clairement l'effet de ce type d'événement sur le recul du pied de falaise**. Il faut toutefois ne pas écarter la période comprise du 13 décembre au 17 décembre 2016 où les coefficients de marée ont dépassé les valeurs de marée de vive-eau moyenne. Cependant, les valeurs de haute pression atmosphérique (compris entre 1019 et 1022 hPa) et les vents calmes (vitesses moyennes journalières comprises entre 1 et 3,9 m/s) de direction sud/sud-ouest ont dû limiter l'action de la mer sur l'érosion du pied.

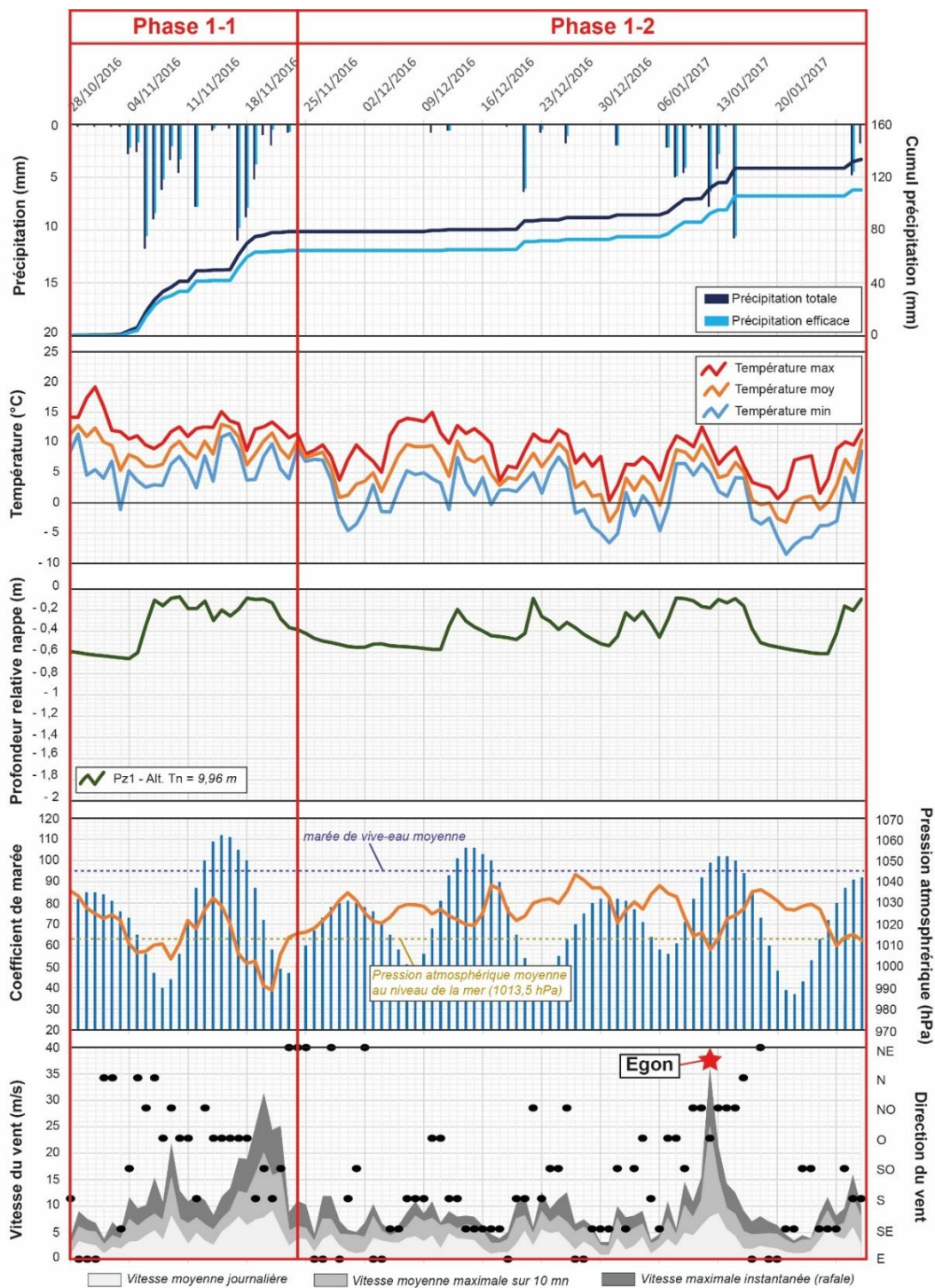


Figure 6.18 : Graphique des conditions hydro-météo-marines journalières du 28 octobre 2016 au 30 janvier 2017

6.3.2. Les dynamiques hydrogravitaires dans un contexte de fort excédent hydrique et de tempêtes majeures

La période du 30 octobre 2017 au 1^{er} février 2018 (DoD TLS 13, Fig. 6.19-A) présente l'activité hydrogravitaire la plus importante recensée sur l'intégralité du suivi. De l'escarpement principal à la zone d'épandage des coulées, l'ensemble des versants ont subi des phénomènes d'érosions majeures, pour lesquels les matériaux se sont majoritairement concentrés au niveau de l'escarpement basal, conduisant à une phase de progradation hivernale classique, mais intense du pied de falaise. **Quatre tempêtes Ana, Bruno, Carmen et Eléonor se sont produites durant cette période. Ces dernières ont certainement eu un rôle à jouer concernant l'érosion du pied de falaise visible sur quelques zones du DoD TLS 13 aux ravines G1, G4 et G5. Cependant, l'érosion est en partie compensée dans G2 et G3, par l'important apport de matériaux des versants en amont.**

L'analyse de cette période active avec l'aide des deux modèles photogrammétriques « SfM » complémentaires (20 décembre 2017 et 10 janvier 2018) aux modèles TLS vont permettre de décomposer le déroulement des rapides évolutions morphologiques observées au site DYNALIT dans un contexte de concomitance entre excédent pluviométrique et tempêtes morphogènes pour le pied de falaise.

6.3.2.1. Une dynamique marquée conjointement par les processus de versant et le recul du pied de falaise

La description des dynamiques hydrogravitaires pour cette période est segmentée en trois phases : la **phase 2-1** du 30 octobre au 20 décembre 2017 (soit 51 jours), la **phase 2-2** du 20 décembre 2017 au 10 janvier 2018 (soit 21 jours), puis la **phase 2-3** du 10 janvier 2018 au 1^{er} février 2018 (soit 22 jours).

Phase 2-1 : du 30 octobre au 20 décembre 2017 (Fig. 6.19-B)

La dynamique hydrogravitaire est classique pour la saison d'automne/hiver, avec une **reprise d'activité de la partie supérieure et médiane des ravines**. On distingue de **l'ablation au niveau des escarpements secondaires (UMF 3)**, également visibles par observation photographique (Fig. 6.20). **Les flancs de crête (UMF 4 et 5) se réactivent dans toutes les ravines, à l'exception de celles de G2 qui présentent une faible activité.** Les **matériaux arrachés** de ces zones d'ablation sont conduits dans **les talwegs de ravines (UMF 6)** conduisant à un **important remplissage pour G1, plus faible pour G2 et G5. A contrario, les talwegs de G3 et G4 se purgent, avec un important dépôt de matériaux dans la zone d'épandage (UMF 8) de G3.** Excepté le front de crête (UMF 7) faisant la jonction entre G1 et G2, des signes apparents d'érosion s'observent dans les autres, dont les plus importants sont localisés sur le front de crête G4.

Pour le pied de falaise, le secteur G1 alterne entre zones en érosion et en accumulation. Les secteurs G2 et G5 subissent de l'érosion dans des zones très localisées, tandis que les secteurs G3 et G4 sont totalement en progradation.

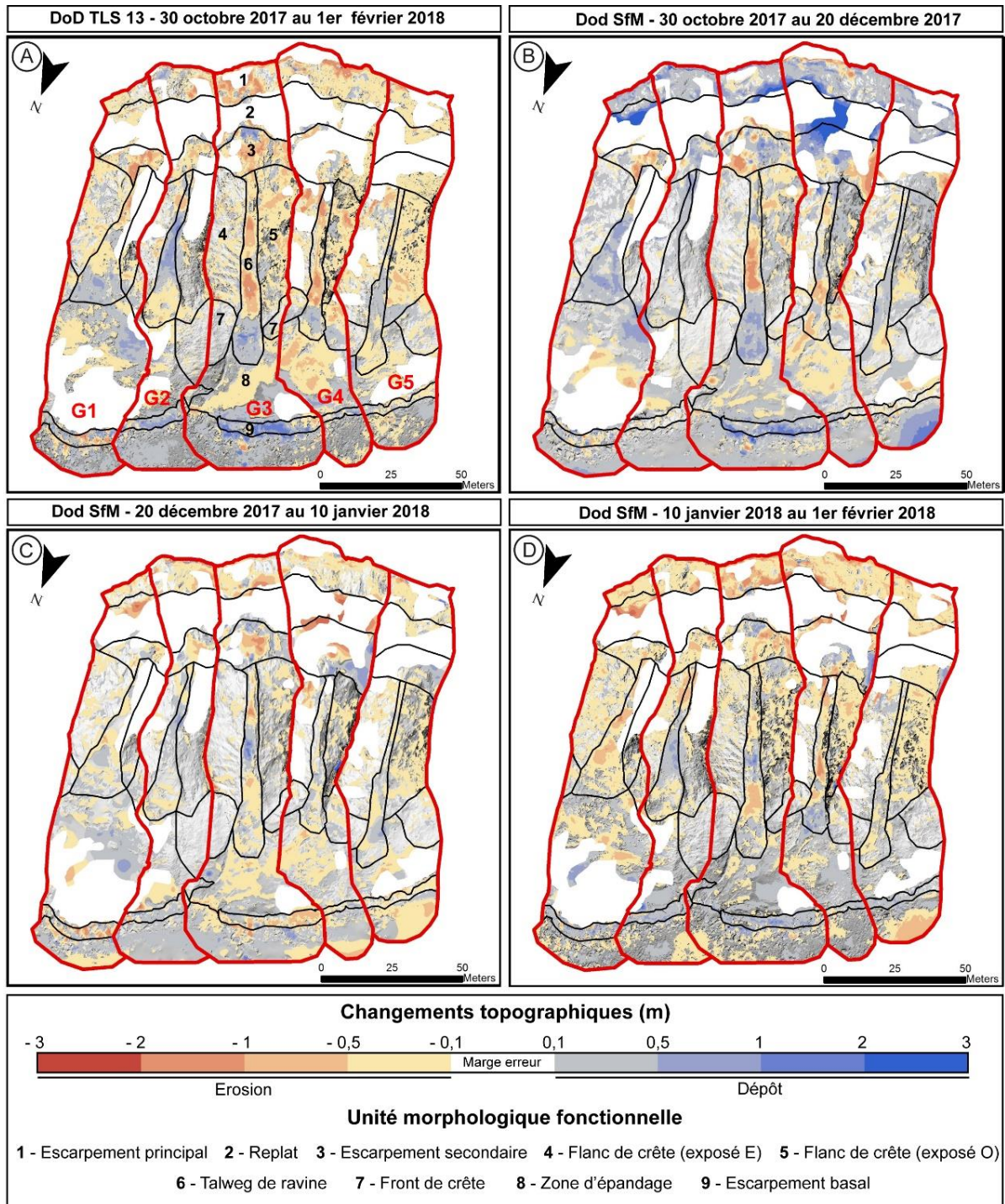


Figure 6.19 : Illustration de l'activité observée sur les ravines G1 à G5 ; A) À partir du DoD TLS 13 entre la période du 30 octobre 2017 au 1^{er} février 2018 ; B) À partir du DoD SfM compris entre la période du 30 octobre 2017 au 20 décembre 2017 ; C) À partir du DoD SfM compris entre la période du 20 décembre 2017 au 10 janvier 2018 ; D) À partir du DoD SfM compris entre la période du 10 janvier 2018 au 1^{er} février 2018



Figure 6.20 : Illustration de l'état de surface des versants entre la période du 30 octobre au 20 décembre 2017

Phase 2-2 : du 20 décembre 2017 au 10 janvier 2018 (Fig. 6.19-C)

La dynamique hydrogravitaire est dans la continuité des précédents jours (Fig. 6.21). Les observations *in situ* conduites le 22 décembre 2017 ont permis de mettre en évidence le **déclenchement de glissements de terrain rotationnel au-devant du bâtiment abandonné, mais également au niveau de la piste de décollage des parapentistes localisée à proximité du site DYNALIT** (Fig. 6.22).

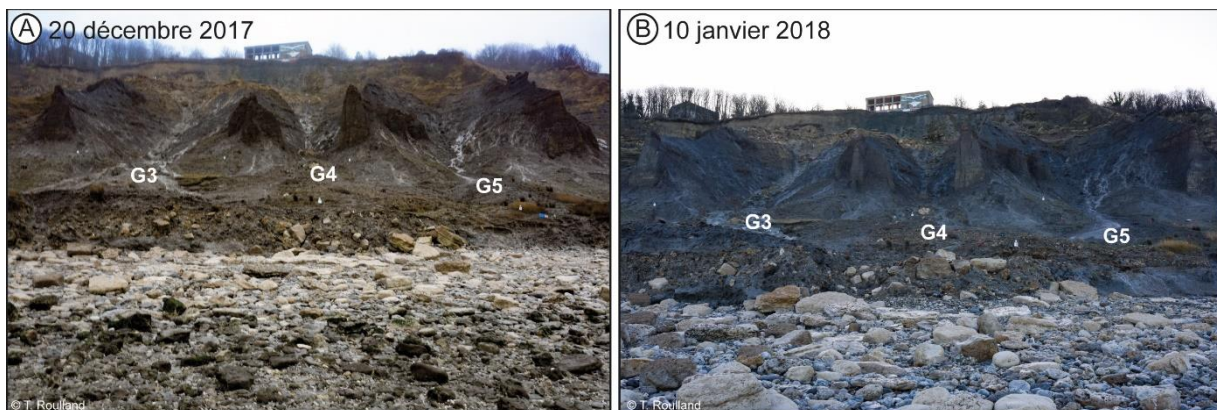


Figure 6.21 : Illustration de l'état de surface des versants entre la période du 20 décembre 2017 au 10 janvier 2018

Les talwegs de ravine (UMF 6) G1 et G3 se purgent des matériaux accumulés lors de la phase 1. Ces derniers vont s'étaler dans la zone d'épandage (UMF 8) pour G1, tandis qu'ils seront totalement évacués dans G3. Les talwegs de ravine de G2, G4 et G5 présentent également une érosion, toutefois modérée en comparaison de G1 et G3. L'activité des flancs et fronts de crête (UMF 4, 5 et 7) est semblable au précédent suivi dans toutes les ravines avec combinaisons de glissements superficiels et de phénomènes d'érosion linéaire et concentrée.

L'activité du pied de falaise est inverse de la phase 2-1. Tandis que l'escarpement basal (UMF 9) de G2 et G5 est désormais en progradation, G3 et G4 présentent une forte érosion. G1 présente quelques traces de progradation, mais reste toutefois en forte érosion.

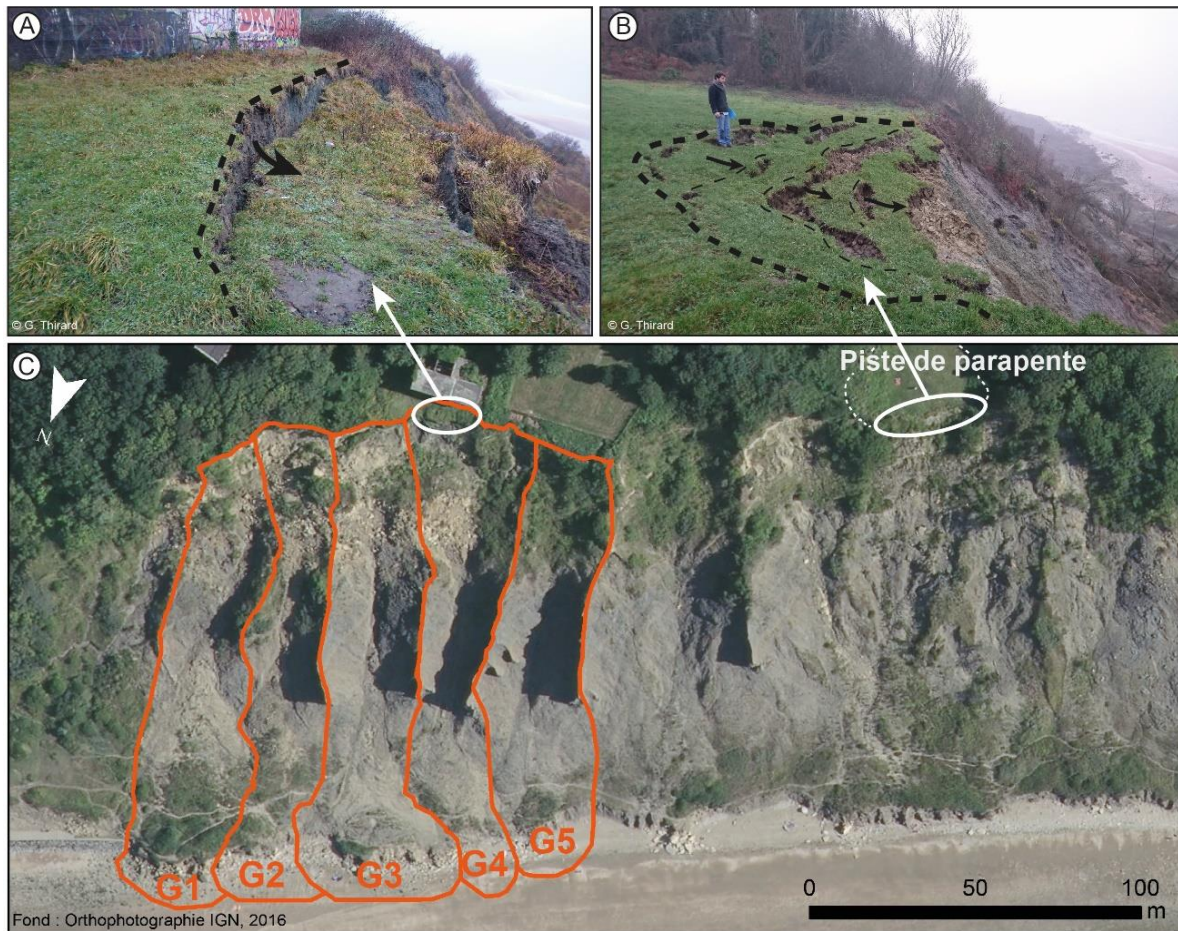


Figure 6.22 : Illustration des glissements de terrain observés au niveau de l'escarpement principal le 22 décembre 2017 ; A) Glissement de terrain rotationnel devant le bâtiment abandonné ; B) Glissement de terrain rotationnel emboîté au niveau de la piste de décollage des parapentistes ; C) Localisation des glissements de terrain

Phase 2-3 : du 10 janvier 2018 au 1^{er} février 2018 (Fig. 6.19-D)

Les principales dynamiques hydrogravitaires observées en phase 2-2 sont toujours présentes. Tous les compartiments de l'escarpement principal sont en érosion, **le glissement rotationnel précédemment observé au droit du bâtiment abandonné est toujours actif** (Fig. 6.23-A). L'escarpement secondaire (UMF 3) est en érosion dans l'ensemble des ravines. L'activité érosive des flancs et fronts de crête reste importante avec glissements superficiels, ravinements et écoulements concentrés (Fig. 6.23-B).

L'activité des talwegs de ravine (UMF 6) de G3, G4 et G5 est similaire avec une érosion en partie supérieure et médiane des talwegs. Le talweg de G1 se purge, tandis que celui de G2 se remplit. Les matériaux transportés dans les talwegs sont déposés à l'apex, mais également dans la zone d'épandage (UMF 8), pour finalement **atteindre l'escarpement basal (UMF 9) qui se retrouve en quelques jours totalement en progradation.**



Figure 6.23 : Illustration des processus hydrogravitaires actifs durant la période de janvier et février 2018 ; A) Poursuite de l'activité du glissement de terrain rotationnel devant le bâtiment abandonné ; B) Ravinement et ruissellement concentrés sur les flancs de crête

6.3.2.2. Une saison d'automne/hiver marquée par une concomitance de forts cumuls de précipitations et de tempêtes majeures

Si le mois d'octobre 2017 présente un déficit en eau de - 39,7 mm en comparaison de la normale 1981-2010 (station de Caen-Carpiquet), les mois de novembre/décembre 2018 et janvier 2017 sont clairement excédentaires (respectivement + 12,9 mm ; + 60,7 mm et + 30,1 mm). Cinq épisodes de cumuls de pluie sont relevés allant de 34,8 mm en trois jours à 81,7 mm sur neuf jours consécutifs pour des intensités journalières variant globalement de 5 à 20 mm (Fig. 6.24).

Concernant les niveaux de nappes de bas de versant (Pz1, Pz2 - cassé début janvier 2018, et Pz3), durant les pics de précipitation, Pz1 est situé en moyenne à - 0,20 m du TN, avec ponctuellement des niveaux max atteignant - 0,14 m. Pz2 et Pz3 restent globalement à des niveaux compris entre - 0,60 et - 0,40 m du TN, pour atteindre - 0,20 m pour Pz3 durant le pic de précipitations de fin janvier 2018. Pz5 localisé sur un secteur enherbé relativement stable, connaît des variations du niveau d'eau similaire aux autres piézomètres, mais pour des profondeurs comprises entre - 1,11 et - 0,72 m du TN. **Corrélés à des températures relativement douces pour la saison, sans quasiment aucun jour de gel, les versants sont restés constamment humides durant cette période, dans toutes les UMFs. L'effet cumulé des épisodes de précipitations aux fortes intensités journalières a maintenu l'instabilité des versants, avec l'intégralité des processus hydrogravitaires actifs (glissements de terrain rotationnels, chutes de blocs, coulées de boue, ravinement, érosion concentrée, glissements superficiels translationnels, éboulement des fronts de crête) conduisant à une forte accumulation de matériaux en bas de versant.**

Face à ces importants épisodes de pluie et fortes dynamiques hydrogravitaires de la partie continentale (UMFs 1 à 8), le rôle respectif de quatre tempêtes survenues durant cette même

période sur la mobilité de l'escarpement basal a pu être analysé à partir des modèles photogrammétriques SfM (UMF 9) :

1) **La tempête Ana**, du 10 au 11 décembre 2017, se caractérise par une chute drastique des valeurs de pressions atmosphériques (985 et 980 hPa), avec des vents de nord/ouest dont les vitesses moyennes sont comprises entre 7 et 8 m/s avec rafales maximales instantanées évaluées à 24,4 et 24,5 m/s (soit 88 km/h). Cependant, cette tempête intervient durant une marée de morte-eau (coefficient 65 et 55), avec un niveau d'eau maximal évalué à + 3,30 m NGF durant la surcote de pleine mer au port de Ouistreham. Dans ces conditions, il semble que **la tempête Ana n'ait finalement joué aucun rôle sur les quelques secteurs en érosion visibles sur le pied de falaise** durant cette période. **Ces derniers sont plutôt à attribuer aux deux épisodes de marée de vive-eau ≥ 95 compris entre le 3 et 8 novembre 2018 (pression atmosphérique comprise entre 1007 et 1026 hPa, vents d'ouest relativement calmes compris entre 4 et 10 m/s), puis du 3 au 7 décembre 2018 (pression atmosphérique comprise entre 1016 et 1037 hPa, vents d'ouest/nord-ouest et sud relativement calmes compris entre 4 et 13 m/s) ;**

2) **La tempête Bruno**, du 27 au 28 décembre 2018, présente également des conditions de basses pressions atmosphériques (991 et 1006 hPa), avec des vents de nord-ouest et ouest aux vitesses moyennes de 8,8 m/s, avec rafale maximale instantanée recensée à 30,8 m/s (soit 110 km/h). A l'instar de la tempête Ana, cette dernière s'est produite en marée de morte-eau (coefficient de 47 et 51), avec un niveau d'eau maximal évalué à + 2,51 m NGF au port de Ouistreham durant la surcote de pleine mer. **Cette dernière n'a donc joué aucun rôle sur l'importante érosion visible sur le DoD compris entre la période du 20 décembre 2017 au 10 janvier 2018 ;**

3) **La tempête Carmen** survenue dans la nuit du 31 décembre 2017 au 1^{er} janvier 2018 intervient durant une marée de vive-eau ≥ 95 (coefficient de 98), en condition de basse pression atmosphérique (1005 hPa) et des vents de nord-ouest avec vents moyens de 9,2 m/s et rafale maximale évaluée à 25,1 m/s (soit 90 km/h). Les niveaux d'eaux durant les deux phases de pleine mer sont mesurés respectivement à + 3,84 et + 4,30 m NGF au port de Ouistreham. **La concomitance de ces conditions météorologiques et forts coefficients de marée ont été de fait totalement propices au recul du pied de falaise ;**

4) **La tempête Eléonor**, intervenant du 2 au 3 janvier 2018, présente **des conditions météorologiques potentiellement autant morphogènes pour le pied de falaise que la tempête Carmen**. Les coefficients de marée sont de 105 et 107, avec des basses pressions atmosphériques de 1006 à 1010 hPa. Le 2 janvier, les vents sont de provenance sud-ouest pour des vitesses moyennes de 7,1 m/s et des rafales de 21,4 m/s (77 km/h). Le 3 janvier, les vents sont de provenance ouest pour des vitesses moyennes de 10,9 m/s et des rafales de 34,1 m/s (122 km/h). Le niveau d'eau est évalué à + 4,28 m NGF au port de Ouistreham durant la surcote de pleine mer.

L'analyse entre les modèles SfM du 20 décembre 2017 et du 10 janvier 2018 ont ainsi **permis de faire ressortir le caractère morphogène des tempêtes Carmen et Eléonor sur le pied de falaise, totalement invisible sur le modèle saisonnier du DoD TLS 13**. Le pied de falaise n'a sensiblement connu aucun épisode de recul entre le 10 janvier et 1^{er} février 2018 où les coefficients

de marée (compris entre 45 et 81) sont inférieurs aux valeurs de marée de vive-eau moyenne. Ce dernier repart d'ailleurs sur une phase de progradation par apport de matériaux en amont.

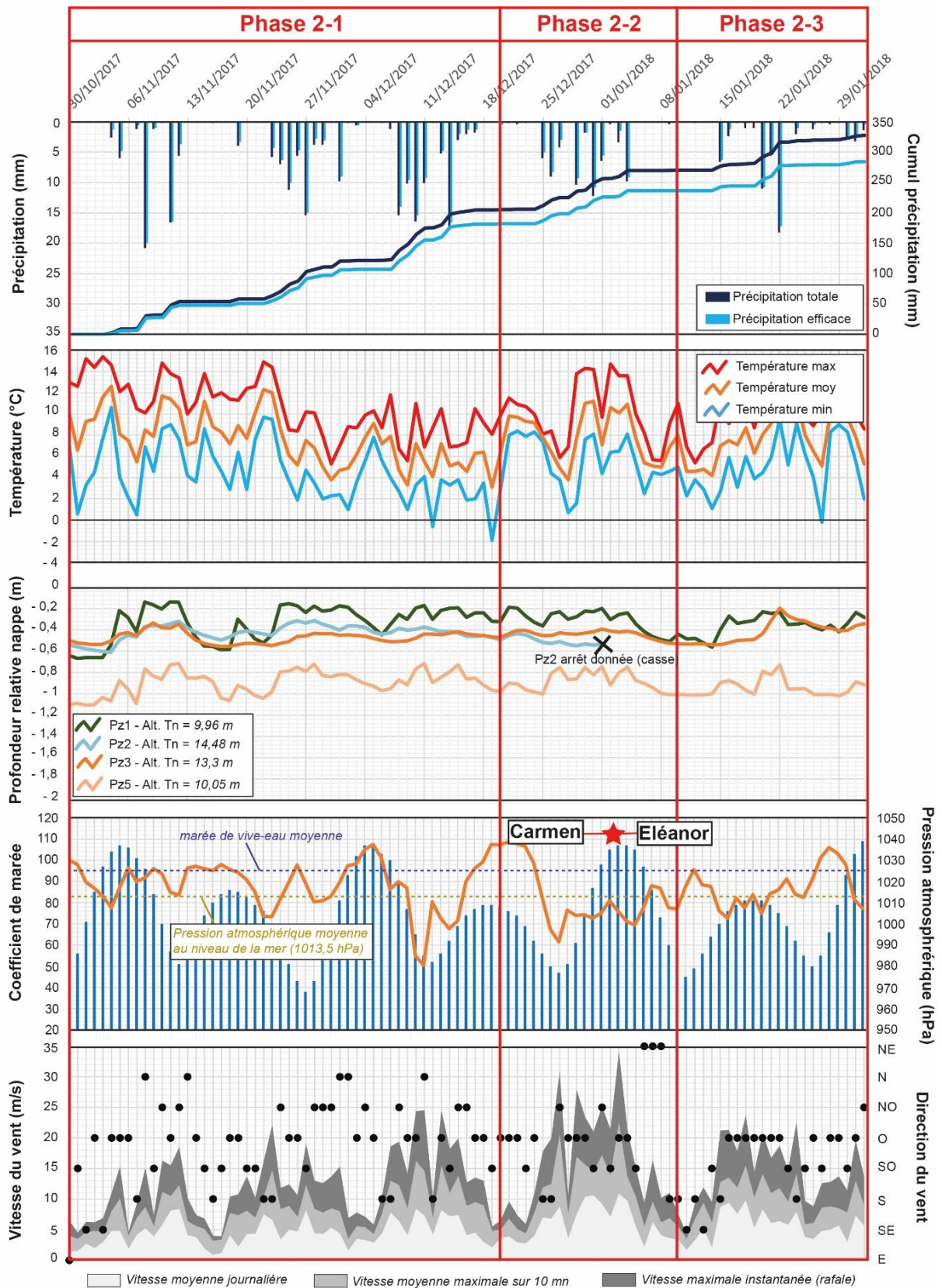


Figure 6.24 : Graphique des conditions hydro-météo-marines du 30 octobre 2017 au 1^{er} février 2018

6.3.3. Les dynamiques hydrogravitaires dans un contexte de déficit hydrique sans présence de tempêtes majeures

L'activité hydrogravitaire notable sur le DoD TLS 17 (Fig. 25-A) se concentre au niveau de **l'escarpement principal, du replat et de l'escarpement secondaire où l'on observe des secteurs en érosion. Les matériaux arrachés de ces UMFs se déposent principalement dans les talwegs de ravine G1, G3 et G4, légèrement dans celui de G5 et quasi aucunement dans celui de G2, à l'exception d'un petit secteur en tête de ravine.** L'activité des flancs de crête est relativement faible, avec toutefois la présence de quelques traces de glissements superficiels se concentrant en partie supérieure de ces flancs. Les fronts de crête ne présentent aucune activité manifeste, à l'instar de la **zone d'épandage pour laquelle aucun matériau provenant de l'amont des versants n'a pu atteindre cette UMF comme observé traditionnellement pour la saison d'automne/hiver. En conséquence, l'escarpement basal qui n'a reçu également aucun apport de matériaux présente une érosion prononcée pour l'intégralité des ravines suivies.**

L'analyse de cette période relativement calme pour la partie continentale (UMF 1 à 8), sans apport de matériaux pour l'escarpement basal (UMF 9), permet **d'analyser une période où seuls les forçages marins ont eu un rôle à jouer sur la mobilité du pied de falaise.** Le modèle photogrammétrique SfM intermédiaire du 16 janvier 2019, mis en comparaison avec le modèle TLS du 30 janvier 2019, **permet de plus d'isoler une unique période de marée de vive-eau, puis d'en observer les conséquences directes sur le recul du pied.**

6.3.2.1. Une dynamique hydrogravitaire quasi exclusivement marquée par le recul côtier

La description des dynamiques et processus hydrogravitaires pour cette période est segmentée en deux phases : la **phase 3-1** du 5 octobre 2018 au 16 janvier 2019 (soit 103 jours), puis la **phase 3-2** du 16 au 30 janvier 2019 (soit 21 jours).

Phase 3-1 : du 5 octobre 2018 au 16 janvier 2019 (Fig. 6.25-B)

L'activité hydrogravitaire précédemment décrite lors de l'analyse du DoD TLS 17 s'est visiblement produite durant la période d'octobre 2018 à mi-janvier 2019, **avec un remplissage des talwegs de ravines vérifié par l'observation des photographies** (Fig. 6.26). Les matériaux accumulés dans les talwegs se sont pour la plupart stoppés à l'apex des ravines, sans déversement dans la zone d'épandage. Sans surprise, l'escarpement basal ne présente alors aucun signe de progradation, mais **une érosion prononcée de l'ensemble des ravines, où une forte intensité est observée au niveau des pieds de G3 et G4.**

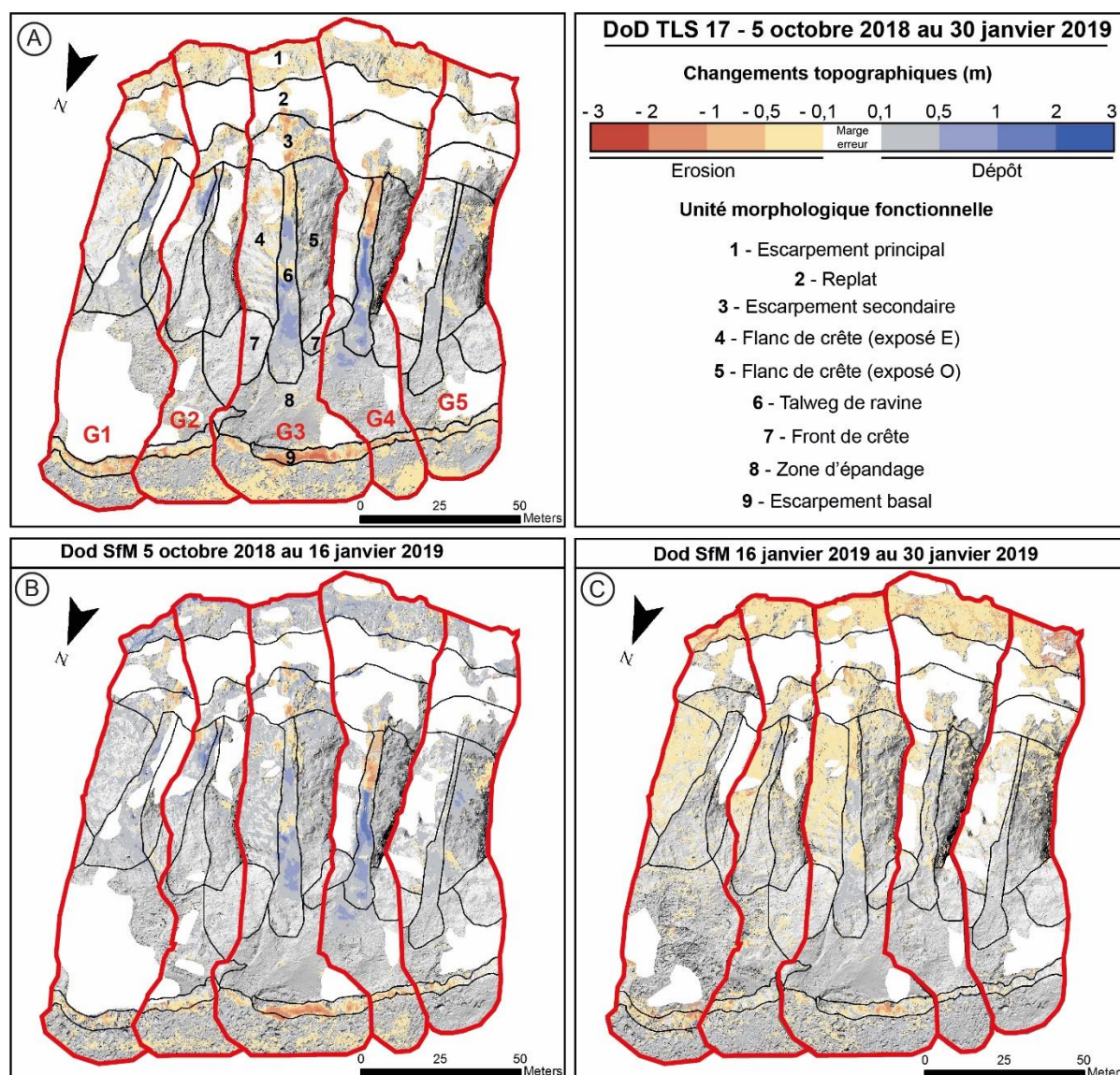


Figure 6.25 : Illustration de l'activité observée sur les ravines G1 à G5 ; A) À partir du DoD TLS 17 entre la période du 5 octobre 2018 au 30 janvier 2019 ; B) À partir du DoD SfM compris entre la période du 5 octobre 2018 au 16 janvier 2019 ; C) À partir du DoD SfM compris entre la période du 16 janvier 2019 au 30 janvier 2019

Phase 3-2 : du 16 janvier au 30 janvier 2019 (Fig. 6.25-C)

Durant la seconde quinzaine de janvier, l'activité des versants est principalement visible dans la ravine G3 au niveau de l'escarpement secondaire qui est en érosion, puis dans le talweg de ravine qui alterne entre érosion et dépôt, comme observé sur les photographies d'entre deux dates (Fig. 6.26). Ici encore, l'escarpement basal subit une érosion principalement concentrée au pied de G1, G2 et G3, puis moins prononcée et plus locale dans G4 et G5.

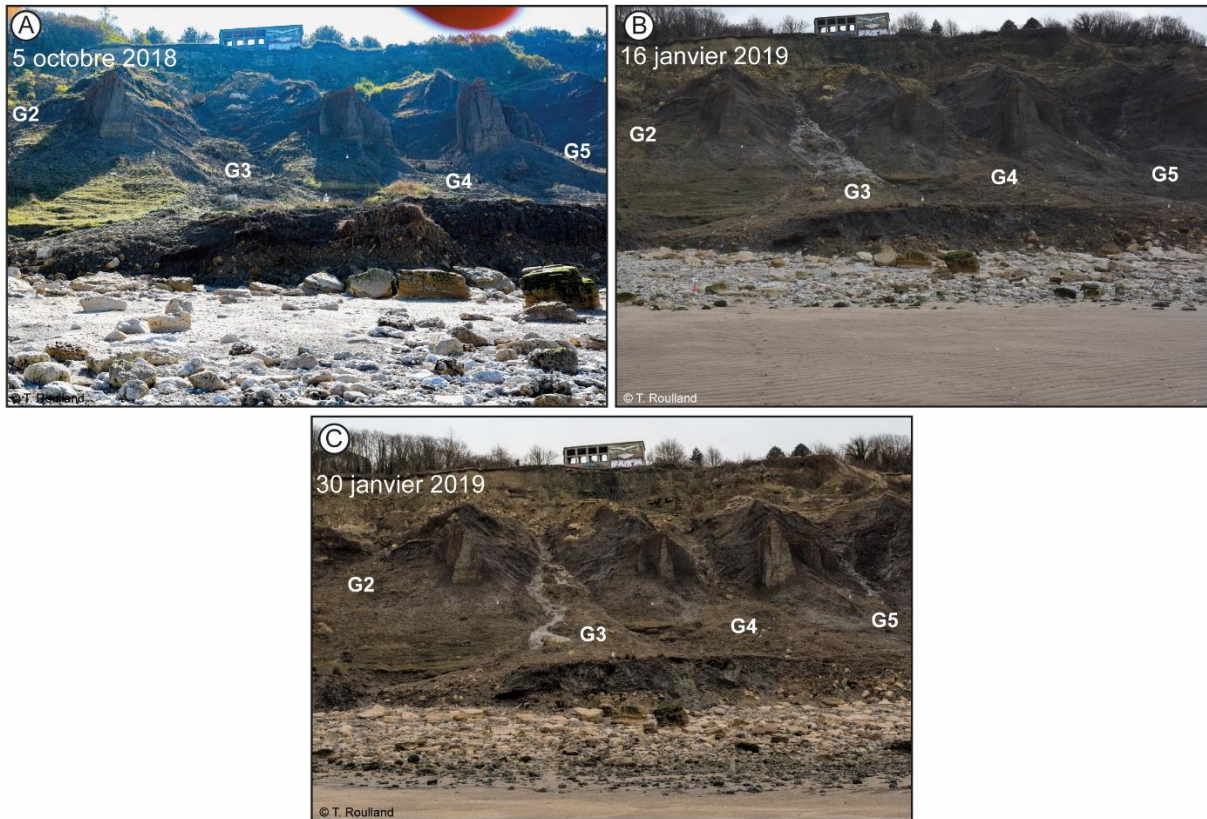


Figure 6.26 : Illustration de l'état de surface des versants entre la période de 5 octobre 2018 au 30 janvier 2019

6.3.3.2. Une saison d'automne/hiver sèche, sans tempêtes majeures

Outre l'exceptionnelle journée du 6 octobre 2018 où l'on recense 59,9 mm de précipitations (correspondant quasiment au cumul mensuel de la normale évaluée à la station de Caen-Carpiquet de 77,5 mm), pour un excédent mensuel de + 37,9 mm durant ce même mois, aucun jour de précipitations exceptionnelles ne ressort des chroniques (Fig. 6.27). **Les mois de novembre et décembre 2018, puis janvier 2019 sont tous déficitaires (respectivement - 35,4 mm ; - 6,7 mm et - 18,9 mm).** En conséquence de ces faibles pluies, la moyenne des niveaux d'eaux en bas de versant (Pz1 et Pz5) est comprise respectivement à - 0,62 m et - 0,58 m/TN. **Aucune réelle saturation en eau des versants n'étant alors constatée durant cette période en dehors de quelques processus hydrogravitaires actifs (glissements superficiels en partie supérieure de versants, coulées de boue ne dépassant pas l'apex des ravines).** Les températures sont globalement douces pour la saison, avec toutefois la présence de quelques jours de gel observés en décembre et début janvier.

Les évolutions les plus significatives pour cette période de suivi sont observées sur l'escarpement basal. Les reculs observés sur l'ensemble du pied de falaise durant la phase 3-1 se sont produits sur une période d'observation assez longue (103 jours) où **plusieurs épisodes de marée de vive-eau ≥ 95 , non marqués par des événements tempétueux, se sont succédés.** Ces marées de vive-eau s'accompagnent de basses et hautes pressions atmosphériques (min : 1001 hPa ; max : 1034 hPa), avec de légères brises (vitesses moyennes journalières comprises entre 1 et 7 m/s) provenant de toutes les directions.

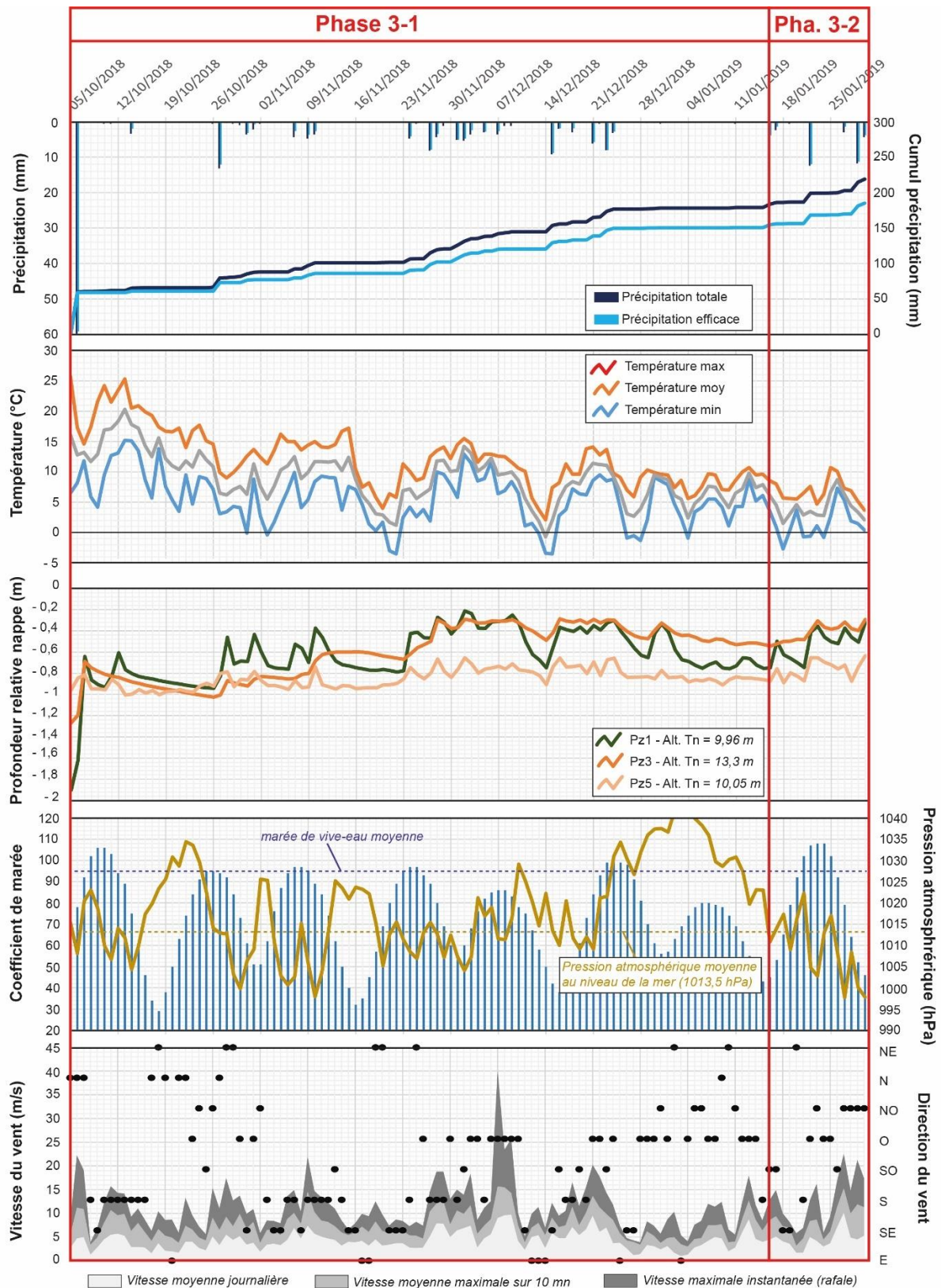


Figure 6.27 : Graphique des conditions hydro-météo-marines du 5 octobre 2018 au 30 janvier 2019

Une période particulière ressort des chroniques entre le 6 et 9 décembre 2018. Les coefficients de marée, compris entre 83 et 86, sont inférieurs aux valeurs de marée de vive-eau moyenne, pour des conditions de basses et hautes pressions atmosphériques comprises entre

1011,4 et 1018,9 hPa. Cependant, **les vents de provenance ouest s'intensifient avec des vitesses moyennes journalières comprises entre 5,6 et 9,7 m/s, puis de fortes rafales comprises entre 12,6 et 25,7 m/s.** Le 7 décembre 2018, une journée record est observée avec la deuxième plus grande rafale enregistrée depuis 1944 à la station de Caen-Carpiquet d'une vitesse de 40,1 m/s (soit 144 km/h). **Durant la phase de pleine mer, la surcote est évaluée à + 0,36 m au marégraphe de Ouistreham, correspondant à un niveau d'eau de + 3,65 m NGF suffisant pour atteindre le pied de falaise.**

La phase 3-2 a permis d'isoler et de constater pour la première fois une période de marée de vive-eau ≥ 95 , non marquée par des événements tempétueux et morphogènes pour le pied de falaise (principalement observé au pied de G1, G2 et G3) du 21 au 25 janvier 2019. On y observe des **conditions de basses pressions atmosphériques comprises entre 1002,8 et 1013,1 hPa, avec des vents provenant principalement d'ouest aux vitesses moyennes relativement faibles comprises entre 3 et 5 m/s.**

6.3.4. Synthèse sur les périodes analysées à l'aide des modèles photogrammétriques SfM

Sans pouvoir obtenir à ce stade des seuils précis de déclenchement, **le croisement des modèles TLS et SfM avec les chroniques hydro-météo-marines journalières a permis d'affiner les conditions de mise en déclenchement des versants de la partie continentale (UMFs 1 à 8), mais également de progradation et/ou d'érosion de l'escarpement basal (UMF 9) selon différents scénarios.**

En condition de déficit hydrique, (DoD TLS 9 - 28 octobre 2016 au 30 janvier 2017 ; DoD TLS 17 - 5 octobre 2018 au 30 janvier 2019), les versants du site DYNALIT présentent tout de même une activité avec des processus hydrogravitaires spécifiques comprenant : **une évacuation des blocs calcaires stagnant sur le replat supérieur, des glissements translationnels et superficiels au niveau de l'escarpement secondaire, des coulées de boue principalement localisées dans les talwegs de ravine où sont observés des effets de purge et/ou de remplissage, avec une possibilité d'extension des coulées jusque dans la zone d'épandage sans atteinte toutefois de l'escarpement basal.** Une légère activité des **flancs et fronts de crête (glissement superficiel, érosion concentrée et aréolaire)** peut également être observée. **Ces dynamiques hydrogravitaires ne se produisent pas dans toutes les ravines, les plus actives étant G1, G3 et G4 aux deux périodes suivies.**

Pour la période du 28 octobre 2016 au 30 janvier 2017, ce mode de fonctionnement est globalement observé pour des jours de pluie consécutifs dont le cumul est compris entre 25 mm sur trois jours à 35-40 mm sur neuf jours (valeurs journalières variant de 2 à 11 mm). On observe une **activité hydrogravitaire plus importante en seconde phase de suivi qu'en première, pourtant plus humide (phase 1-1 : cumul total d'environ 79 mm en 27 jours, niveaux de nappe à - 0,10 et - 0,20 m/ TN ; phase 1-2 : cumul total d'environ 55 mm en 67 jours, niveaux de nappe variant de - 0,10 à - 0,60 m/TN).** **Durant la phase 1-2, on recense 29 jours où les températures minimales ont globalement atteintes - 1 à - 9°C.** L'activité hydrogravitaire ici est donc plus à

attribuer aux **effets du gel/dégel** sur les versants marno-calcaires avec **fracturation et désagrégation des matériaux, accumulation de ces derniers dans les talwegs de ravine puis évacuation par les coulées de boue liquides saturées en eau** durant les périodes de dégel.

Pour la période du **5 octobre 2018 au 30 janvier 2017**, la phase 3-1 est temporellement trop longue pour interpréter convenablement les dynamiques hydrogravitaires en lien avec les forçages subaériens. Il convient tout de même de rappeler que la **journée record du 6 octobre 2018** où l'on recense environ **60 mm de précipitations** (la normale 1981-2010 pour le mois d'octobre étant de 77,5 mm à la station de Caen-Carpiquet) a contribué à relever les **niveaux de nappe - 1,62 m à - 0,64 m/TN** au piézomètre Pz1. Les niveaux d'eaux ont ensuite globalement alterné entre **- 0,90 et - 0,20 m/TN**, la **saturation des versants étant alors faible, à l'exception des matériaux marno-calcaires remaniés localisés dans les talwegs de ravine**. On observe simplement durant la phase 3-2 une **érosion modérée de l'escarpement secondaire**, accompagnée d'une **légère alternance entre érosion et dépôt de matériaux** dans le talweg de ravine **G3**, probablement mobilisés par **deux journées où ont été recensés 12 mm de précipitations (22 et 29 janvier 2019)**.

Par analyse de ces deux périodes où aucuns matériaux n'ont atteint l'escarpement basal, **les conditions marines conduisant à une érosion du pied de falaise avérée ont pu être précisées** pour des périodes : 1) isolant une unique marée de vive-eau sans conditions tempétueuses ; 2) où se sont succédées plusieurs marées de vive-eau, sans conditions tempétueuses 3) de marée de vive-eau avec une tempête majeure (Egon).

- 1) Ainsi, **une érosion faible à modérée du pied de falaise est avérée durant les périodes de marée de vive-eau \geq à un coefficient de 95** (correspondant au niveau de pleine mer de vive-eau du marégraphe de Ouistreham évalué à + 3,66 m NGF, suffisant pour atteindre le pied de l'escarpement basal, cf. *chapitre 2, section 2.4.2, Fig. 2.25*). Ce cas de figure est attesté par les périodes du **28 octobre 2016 au 24 novembre 2016** et du **16 au 30 janvier 2019** où dans les deux situations, **une unique période isolée de marée de vive-eau** a permis de constater ce type d'érosion, dans des conditions de **basses et hautes pressions atmosphériques (min : 1002 hPa ; max : 1032 hPa)**, avec des **vents de direction ouest/nord-ouest communes aux deux périodes**, puis des **vitesses moyennes journalières comprises entre 2 et 8 m/s** (correspondant à une légère et bonne brise dans l'échelle de Beaufort²²). Il est nécessaire d'ajouter que pour de telles conditions, on ne relève parfois **aucune activité manifeste d'érosion du pied de falaise comme cela a pu être constaté au pied des ravines G4 et G5** (période du 28 octobre 2016 au 24 novembre 2016).
- 2) Les effets cumulés de ce type d'épisode de marée de vive-eau ont pu être visualisés entre la **période du 5 octobre 2018 au 16 janvier 2019**. Suite à la **succession de cinq marées \geq 95**, on observe une **érosion modérée (au pied des ravines G1, G2 et G5) à forte (au pied de G3 et G4)**, toujours dans des conditions de **basses et hautes pressions**

²² L'échelle de Beaufort est un indicateur utilisé en météorologie marine (également applicable sur la terre ferme) comprenant 13 degrés de classification des vents tenant compte de la vitesse moyenne évaluée sur une durée de dix minutes et leurs conséquences sur l'état de mer : <https://i0.wp.com/audierne-plaisance.fr/wp-content/uploads/2015/09/25535-43.jpg>

atmosphériques (min : 1001 hPa ; max : 1034 hPa), avec de légères brises (vitesses moyennes journalières comprises entre 1 et 7 m/s) provenant de toutes les directions. Des nuances à cette configuration minimale requise pour constater un recul du pied de falaise sont toutefois à apporter : une journée comme le **7 décembre 2018**, présentant un **coefficient de marée de 86**, une **pression atmosphérique de 1011 hPa**, avec des **vents moyens journaliers de 9 m/s** (« bonne brise » selon l'échelle de beaufort) mais comprenant une **rafale maximale instantanée record de 144 km/h** mesurée à la station de **Caen-Carpiquet** ont relevé les niveaux d'eaux de pleine mer à une altitude de **+ 3,65 m NGF**, suffisant pour atteindre la base du pied de falaise du site **DYNALIT**.

- 3) Enfin, et conformément aux attentes, on observe une **forte érosion de l'intégralité du pied de falaise** lorsque intervient une **concomitance entre coefficient de marée de vive-eau ≥ 95 et vents de provenance ouest à nord-ouest**, dont les **vitesses moyennes maximales sur 10 min sont comprises entre 15 et 25 m/s** (considérés selon l'échelle de Beaufort comme « grand frais » et « tempête »), pour des **rafales maximales instantanées relevées à 22 et 36 m/s** (« fort coup de vent » et « ouragan »).

En condition d'excédent hydrique (DoD TLS 13 - 30 octobre 2017 au 1^{er} février 2018), toutes les UMFS de toutes les ravines présentent de fortes dynamiques hydrogravitaires : des glissements de terrain rotationnels et chutes de blocs ont affectés l'escarpement principal, les matériaux temporairement déposés sur le replat sous-jacent ont été évacués vers les talwegs de ravines, les glissements translationnels de l'escarpement secondaire accompagnés des glissements superficiels/érosion par paquets de marne/érosion concentrée ont contribué à alimenter les talwegs, qui ont constamment alterné entre période de purge et de remplissage. En conséquence, la zone d'épandage est affectée par des épisodes d'érosion/accumulation, contribuant à **apporter continuellement des matériaux au niveau de l'escarpement basal.** Cette constante et hétérogène activité hydrogravitaire s'est produite suite à **cinq épisodes de cumuls de pluie variant de 34,8 mm en trois jours à 81,7 mm sur neuf jours consécutifs** pour des **intensités journalières globalement comprises entre 5 à 20 mm.** Les niveaux d'eaux sont en moyenne compris entre **- 0,20 m (piézomètre Pz1)**, puis entre **- 0,60 à - 0,40 m (piézomètre Pz2 et Pz3) du niveau du TN.**

Le suivi photogrammétrique SfM s'est révélé particulièrement précieux pour relever des dynamiques **d'érosion du pied de falaise totalement invisibles sur le DoD TLS 13.** À l'instar des périodes décrites précédemment, les **faibles secteurs en érosion** observés durant la phase 2-1 (30 octobre au 20 décembre 2017) sont à attribuer à **deux épisodes de marée de vive-eau ≥ 95** , dans des conditions de **basses et hautes pressions atmosphériques (min : 1007 hPa ; max : 1037 hPa)**, et des **vents principalement d'ouest/nord-ouest aux vitesses moyennes journalières comprises entre 2 et 8 m/s.** Lorsque ces conditions ne sont pas réunies, **aucune érosion significative de l'escarpement basal n'est observée** (phase 2-3 du 10 janvier au 1^{er} février 2018).

La forte érosion visible durant la phase 2-2 (20 décembre 2017 au 10 janvier 2018) est l'œuvre commune de la **tempête Carmen et Eléanor (coefficient de 98 à 107, 1005 à 1010 hPa, vents de nord-ouest et sud-ouest, avec vitesses moyennes journalières comprises entre 7 à**

10 m/s, pour des rafales maximales instantanées comprises entre 21 à 34 m/s). Contrairement au fort recul visible sur l'intégralité du pied de falaise durant la tempête Egon, **l'érosion est ici contrastée par quelques secteurs en progradation** (notamment au pied de la ravine G2) dû au constant apport de matériaux précédemment décrits.

Ce dernier cas de figure illustre parfaitement toute la complexité que représente l'analyse des dynamiques hydrogravitaires aux falaises des Vaches Noires. Cette complexité est notamment due **aux rapides évolutions morphologiques s'exerçant d'amont en aval des versants de badlands, provoquées par des processus hydrogravitaires hétérogènes pour lesquels les modalités de déclenchement vont être différentes** (*i.e.* un glissement de terrain survenant dans les formations calcaires requiert des conditions hydrologiques différentes d'une coulée de boue se formant dans des formations préalablement remaniées et chenalées dans les talwegs de ravine).

Si la segmentation temporelle de l'activité saisonnière par les modèles SfM a contribué à nuancer et mieux évaluer la répartition et l'extension des processus hydrogravitaires dans le temps et dans l'espace, **l'interprétation des conditions précises de déclenchement des processus hydrogravitaires se produisant en partie continentale (UMFs 1 à 8) reste encore problématique** à partir d'un tel suivi irrégulier ou épisodique. Cependant, ce suivi a montré une certaine efficacité pour **évaluer les conditions météo-marines minimales requises nécessaires à un recul faible et modéré de l'escarpement basal (UMF 9), mais également pour les forts reculs observés durant les périodes de vive-eau accompagnées de tempêtes.**

En ce sens, les analyses menées sur le site DYNALIT permettent de questionner **le mode de suivi optimal à mettre en place pour caractériser au mieux le lien entre dynamiques hydrogravitaires et forçages hydro-météo-marins responsables de leurs mises en mouvement, notamment dans un contexte de sites côtiers à la morphologie de badlands peu évoqués dans la littérature scientifique nationale et internationale** (*cf chapitre 1, section 1.3.2.2*). Ce type d'analyse permet également de **contribuer à l'actuel débat scientifique concernant la détermination de la part respective des forçages subaériens et des forçages marins dans les modalités de mobilité des côtes à falaises.** Plusieurs exemples mobilisant la méthode SfM seront ainsi évoqués en section 6.4 afin de **discuter des échelles temporelles et spatiales pertinentes à prendre en compte pour le suivi de sites complexes à évolutions rapides.**

6.4. Discussion sur les échelles spatiales et temporelles pertinentes à mobiliser pour le suivi des côtes à falaises

Cette section met en perspective les résultats obtenus à l'aide de la photogrammétrie SfM terrestre et revient sur la pertinence spatiale et temporelle des méthodes de la photogrammétrie SfM (aérienne et/ou terrestre) pour le suivi des dynamiques de versant côtier. Les échelles temporelles de suivi à adopter pour discriminer la part des forçages subaériens et des forçages marins dans la mise en déclenchement des versants côtiers selon le contexte morpho-structural et le contexte climatique sont discutées (6.4.1), tandis que les limites spatiales d'une utilisation par voie terrestre sont présentées et confrontées à des données aériennes et TLS (6.4.2). Une synthèse

des avantages et limites propres à chaque technique de modélisation 3D utilisée dans le cadre de cette étude (photogrammétrie « SfM » terrestre/aérienne et TLS) est finalement fournie (6.4.3).

6.4.1. Une méthode pertinente et flexible quant aux résolutions temporelles à adopter pour le suivi des dynamiques côtières

Comme évoqué par Bray et Hooke (1997), on observe fréquemment dans les sites de falaises meubles (notamment argileuses) des morphologies complexes en perpétuelle évolution, **induites notamment par les nombreuses combinaisons de facteurs interagissant à des échelles spatiales et temporelles variables**. Malgré la multiplication des recherches portant sur les modalités du recul des falaises au cours de ces dernières années, **la compréhension et la distinction des facteurs préparatoires et des facteurs déclenchant responsables des phénomènes érosifs représentent encore un challenge scientifique compliqué à déterminer de façon précise** (Naylor *et al.*, 2010 ; Lim *et al.*, 2011 ; Letortu *et al.*, 2015).

La mobilisation de la photogrammétrie SfM est encore trop récente pour pouvoir extraire des tendances évolutives des versants côtiers représentatives sur des laps de temps suffisants. Toutefois, des levés fréquents permettent de détecter les variabilités induites par les événements ponctuels qui marquent le recul côtier. **Cela permet ainsi de nuancer, par exemple, les taux d'érosion annuels relevés à partir d'une analyse diachronique à échelle historique ou pluri-décennales** (Letortu *et al.*, 2018 ; Basara, 2019 ; Costa *et al.*, 2019 ; Roulland *et al.*, 2019). En ce sens, plusieurs études mobilisant cette méthode pour le suivi des côtes à falaises évoquent la **question de la résolution temporelle idéale à adopter selon les vitesses d'évolution des sites**.

Au Japon, dans l'est de la préfecture de Chiba, un rocher péninsulaire autour du Cap Taitosaki armé par des grès et mudstones connaît des taux de recul importants estimés à 0,02 à 0,36 m/an, matérialisés par des chutes de pierres induites par l'action marine et sismique de la région (Obanawa et Hayakawa, 2018). Le suivi photogrammétrique SfM réalisé sur une période de deux ans (juin 2014 à juin 2016), comprenant **sept modèles séparés chacun de quatre mois**, a permis de rendre compte de la plus **grande efficacité des actions marines face à l'activité sismique dans la mise en mouvements de ces versants côtiers**.

Dans l'ouest de l'Angleterre, sur le site de Sunderland Point (comté du Lancashire), les falaises composées de tills glaciaires non-consolidés affectées par des **effondrements et éboulements** ont fait l'objet d'un suivi photogrammétrique SfM sur **une période de 13 mois comprenant sept modèles** (James et Robson, 2012). Cette résolution temporelle d'acquisition de la donnée SfM a permis non seulement de relever **la forte variabilité saisonnière existante entre la période érosive hivernale et la période « dormante » estivale**, mais également **d'isoler plusieurs événements d'éboulements rocheux et d'érosion du pied de falaise en lien direct avec la tempête « Berit » du 25 novembre 2011**.

Sur la côte sud de l'Italie, les falaises armées par des formations volcaniques (tufs, ponces, laves trachytiques compactées) bordant la colline de Monte di Procida à proximité de Naples ont fait l'objet d'un suivi SfM suite à un important **glissement de terrain ayant emporté 40 000 m³ de**

matériaux (Esposito *et al.*, 2017). La surveillance du glissement, s'étalant sur **deux ans et mobilisant l'utilisation de quatre modèles photogrammétriques**, a constitué une **résolution temporelle suffisante pour déterminer que les forçages marins ont joué un rôle majeur sur le déclenchement du glissement de terrain.**

Dans le sud-ouest de l'Espagne, les falaises meubles de Torre Bermeja armées par des conglomérats et des formations sableuses et argileuses sont particulièrement sensibles à **divers phénomènes d'érosion** (del Río *et al.*, 2020a; Del Río *et al.*, 2020b). Le suivi de deux sites à l'aide de **14 relevés photogrammétriques sur une période de neuf mois** a été effectué afin de **détecter les rapides changements morphologiques en lien avec les forçages subaériens et marins.** L'analyse a mis en avant un **fort caractère épisodique d'événement érosif qui s'accompagnait d'une longue période de stabilité.** Les **précipitations ont été considérées comme déclencheur de la plupart des périodes d'érosion**, bien que les **conditions d'instabilités nécessaires aux effondrements à grande échelle soient avant tout générées par l'attaque des houles.**

En France, le suivi photogrammétrique SfM mené sur les falaises meubles de Bretagne par N. Basara (2019) durant une **période de deux ans a permis de suivre l'activité saisonnière de six sites d'études (quatre DoDs séparés de 6-7 mois par site).** Si la **fréquence temporelle d'acquisition des levés paraît insuffisante pour identifier les événements météo-marins responsables du déclenchement des mouvements de masse ou des phénomènes d'éboulement et de mouvements particuliers,** l'analyse a tout de même permis de **discriminer les falaises affectées par les actions marines de celles plutôt affectées par les actions subaériennes.**

Les différents exemples d'analyses par photogrammétrie SfM montrent ainsi tout **leur intérêt pour la compréhension fine des dynamiques de versants en lien avec les forçages hydro-météo-marins.** Le constat est fait que les protocoles de suivi adoptent une **échelle temporelle d'analyse très variable pour discriminer la part des forçages subaériens et marins selon le type de côte et de processus hydrogravitaires analysés.** L'échelle temporelle adéquate pour évaluer ces dynamiques doit ainsi prendre en compte **les vitesses et rythmes d'évolution des côtes en lien avec la morpho-structure de ces dernières** (matériaux en présence, nature, résistance, épaisseur, ...), couplées au contexte climatique du site d'étude et à la **détermination des actions subaériennes** (précipitations, températures, hydrologie de surface, hydrologie souterraine, ...) **et des actions marines** (coefficient de marée, houles, tempêtes, ...) **pour lesquelles des dynamiques hydrogravitaires sont avérées.**

En ce sens, les modèles SfM produits aux falaises des Vaches Noires constituent une banque de données satisfaisante. Cependant, les résultats obtenus durant les périodes les plus actives ont montré que la **résolution temporelle d'acquisition des modèles pourrait toutefois être optimisée pour mieux distinguer les conditions de déclenchement des nombreux phénomènes hydrogravitaires observés et d'en préciser les relais de processus.** Un protocole de suivi favorisant l'acquisition de modèle photogrammétrique SfM entre **chaque période de vive-eau** pourrait constituer à l'avenir une **amélioration de la méthodologie initiale de surveillance du site.** L'isolement de chaque **période de grande marée et leurs effets sur le pied de falaise,**

couplée aux **forçages subaériens en vigueur durant ces périodes**, permettraient d'apporter encore plus de précision et de compréhension sur l'impact des différents forçages dans la dynamique des versants de badlands côtiers.

6.4.2. Une acquisition terrestre induisant des erreurs dans la reconstruction morphologique des versants

Si la résolution temporelle d'analyse de la dynamique des versants est un apport fondamental dans la détermination des rapides évolutions morphologiques, **les limites spatiales relevées en section 6.1.4** (*i.e.* topographie complexe et escarpée du site limitant les prises de vue photographique, présence de végétation ne pouvant être extraite des modèles) **constituent des inconvénients majeurs pour une parfaite reconstruction de la morphologie des versants.**

À cet égard, la mobilisation de la photogrammétrie SfM terrestre sur le site d'étude a présenté certaines **inégalités spatiales concernant la modélisation des différentes UMFs, la lecture de l'activité hydrogravitaire** alors variables selon les différents secteurs : quasi-impossible pour le replat supérieur (UMF 2), complexe pour l'escarpement principal (UMF 1), variable pour l'escarpement secondaire (UMF 3), le talweg de ravine (UMF 6), les flancs de crête (UMFs 4 et 5) et la zone d'épandage (UMF 8). *A contrario*, pour les **deux abrupts verticaux que sont les fronts de crête (UMF 6) et l'escarpement basal (UMF 9), l'angle de prise de vue photographique permet une bonne restitution de leurs morphologies.**

Les nombreuses zones « NoData » présentes sur les modèles SfM n'ont ainsi **pas permis de quantifier les volumes de surface tel qu'effectué par identification et digitalisation des différents processus hydrogravitaires sur les DoDs TLS** (*cf.* chapitre 5) qui présentent pour leur part moins de zones « NoData ».

Face à cette problématique, l'évolution de la technologie drone, couplée aux différentes études menées sur les prises de vue optimales à obtenir pour une reconstruction à haute résolution spatiale des fronts de falaise, permet aujourd'hui de réaliser **des prises de vue multiples à différents angles (verticales et obliques) et hauteurs de vol pour un rendu de qualité des modèles SfM aériens parfois similaire à l'outil TLS** (Mancini *et al.*, 2017 ; Rossi *et al.*, 2017 ; Jaud *et al.*, 2019). Toutefois, la présence de végétation sur les versants constitue toujours un inconvénient majeur, la récupération des données de sol par extraction de la végétation telle qu'effectuée avec la technologie LIDAR n'étant pas opérationnelle avec la photogrammétrie SfM terrestre et/ou aérienne.

Pour répondre à ces deux principales problématiques, certains auteurs préconisent l'utilisation croisée de données SfM et TLS afin de fusionner les nuages de points pour la reconstruction de topographie complexe (Nouwakpo *et al.*, 2016 ; Wallace *et al.*, 2016 ; Cucchiaro *et al.*, 2020). La fusion des deux modèles, en plus d'améliorer la reconstruction fine de la topographie, offre la possibilité de compléter les lacunes de chaque technique : **l'imagerie SfM aérienne permet de texturer l'ensemble du modèle final et facilite l'analyse des dynamiques de versant, tandis que l'acquisition LIDAR permet d'extraire la végétation par des procédés qui sont désormais semi-automatisés** (Brodu et Lague, 2012 ; Lague *et al.*, 2013).

6.4.3. Synthèse et comparaison des méthodes de la photogrammétrie « SfM » terrestre/aérienne et du TLS pour le suivi des falaises des Vaches Noires

À partir des différentes méthodologies de reconstruction 3D mobilisées pour le suivi de l'activité hydrogravitaire des falaises des Vaches Noires, les avantages et inconvénients de chacune de ces méthodes sont synthétisés en tenant compte **de l'étendue spatiale et de l'échelle de temps souhaitable pour l'observation et l'analyse des phénomènes hydrogravitaires en lien avec les forçages hydro-météo-marins**. Chaque DoDs obtenues par comparaison de ces trois méthodes sont commentées (Fig. 6.28), contribuant à apporter des points d'améliorations pour les futurs suivis du site selon les besoins recherchés :

- A) **La comparaison entre deux modèles SfM terrestre** présente l'avantage de pouvoir effectuer des analyses sur des modèles étant les plus rapprochés temporellement (mobilisation rapide du matériel sur le terrain avant et après des événements météo-marins morphogènes). Les rapides évolutions morphologiques, parfois camouflées sur des analyses à pas de temps plus longs (*i.e.* DoD TLS 13), peuvent alors être mieux observées, en particulier au niveau de l'escarpement basal (*i.e.* pied de falaise) parfaitement reconstitué. Cependant, la forte présence de secteurs en NoData dans les autres UMFs limitent la lecture des dynamiques hydrogravitaires, puis empêchent la quantification des volumes de surface transitant d'amont en aval des versants ;
- B) **La comparaison entre un modèle SfM terrestre et un modèle TLS** présente également une résolution temporelle convenable pour préciser les dynamiques saisonnières et intra-saisonnières obtenues. Cependant, la présence de NoData reste toutefois encore trop importante dans les différentes UMFs (exception faite ici encore de l'escarpement basal) pour quantifier convenablement les volumes ;
- C) **La comparaison entre un modèle SfM terrestre et un modèle SfM aérien** réduit légèrement les zones de NoData, notamment en partie inférieure de versant. Cependant, ces dernières restent encore trop importantes pour quantifier les volumes. La mobilisation de ces deux méthodes présente toutefois l'avantage d'être rapidement mobilisée sur le terrain, en plus d'obtenir un important catalogue de photographies terrestres et aériennes pour l'observation des processus ;
- D) **La comparaison entre deux modèles TLS** comme mobilisée dans le chapitre 5 présente l'avantage de réduire les zones NoData très présente sur les modèles SfM. Même si ces zones restent importantes sur le replat supérieur, quelques secteurs de flancs de crête et les secteurs végétalisés de la zone d'épandage, la reconstitution morphologique des versants présente une convenable résolution autorisant la quantification des volumes de surface. La résolution temporelle du suivi est suffisante pour suivre l'activité saisonnière des versants. Cependant, l'interprétation des rapides évolutions morphologiques en lien avec les forçages hydro-météo-marins perd en pertinence ;

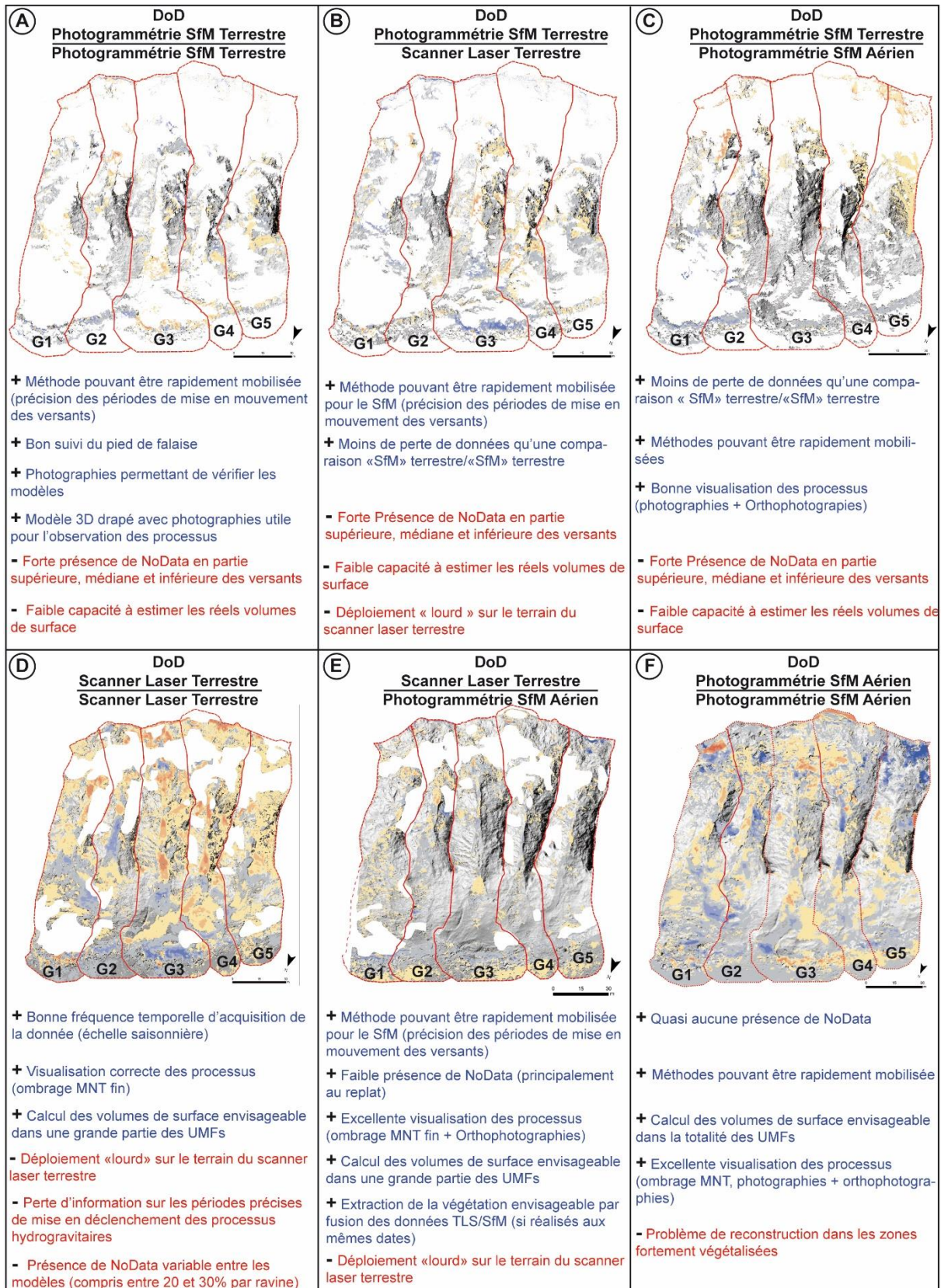


Figure 6.28 : Synthèse des différentes méthodes de modélisation 3D (TLS, SfM par voie terrestre et par voie aérienne) mobilisées pour le suivi des dynamiques hydrogravitaires des versants du site DYNALIT par comparaison de DoDs

- E) **La comparaison entre un TLS terrestre et un modèle SfM aérien** offre une très bonne reconstitution de la morphologie des versants, avec des zones en NoData toujours présente dans les zones décrites précédemment, mais pour des superficies moins importantes. La visualisation des processus hydrogravitaires est très correcte, permettant de visualiser ces derniers à partir des modèles ombragés haute résolution créés à partir des modèles TLS, ou encore des orthophotographies provenant des modèles SfM aérien. À l'instar des modèles SfM terrestre, la rapide mobilisation d'un SfM aérien constitue un avantage pour le suivi des dynamiques hydrogravitaires. De plus, la réalisation conjointe durant une même date d'un modèle TLS et d'un modèle SfM aérien peut offrir la possibilité d'extraire certaines zones en végétation par fusion des deux modèles ;
- F) **La comparaison entre deux modèles SfM aérien** offre une très bonne reconstitution de la morphologie des versants, avec des zones en NoData toujours présente dans les zones décrites précédemment, mais pour des superficies moins importantes. La visualisation des processus hydrogravitaires est très correcte, permettant d'observer ces derniers à partir des modèles ombragés, des photographies et des orthophotographies produites. L'inconvénient notable est la présence de la végétation qui empêche une correcte reconstitution de la morphologie pour ces secteurs.

Conclusion du chapitre 6

La mobilisation de la photogrammétrie « Structure from Motion » terrestre a présenté un certain intérêt pour compléter le suivi saisonnier par TLS. Elle a permis de reconstituer en 3D texturé les ravines du site DYNALIT, puis d'en produire des MNTs aux précisions infra-décimétriques s'intercalant entre deux levés TLS généralement séparés de plusieurs mois. Cette intercalation a notamment permis de décomposer la dynamique hydrogravitaire saisonnière durant les périodes les plus morphogènes des falaises des Vaches Noires (automne et hiver), puis d'y rattacher des conditions hydro-météo-marines observées à échelle journalière durant lesquelles se sont activés ces processus au sein des différentes UMFs.

Toutefois, compte tenu des nombreuses zones d'ombre considérées comme NoData présentes sur les modèles, les processus hydrogravitaires n'ont pas pu être quantifiés sur ces zones d'ombre. Les essais de modélisation par photogrammétrie SfM à l'aide d'un drone ont montré une meilleure reconstitution topographique des ravines. Cependant, le matériel n'étant pas disponible au laboratoire durant la réalisation de ce travail, **le choix a été fait de conserver la méthode SfM terrestre, en partie pour sa rapidité de déploiement sur le terrain durant les périodes de forte activité des badlands côtiers du site DYNALIT.**

En ce sens, les trois périodes analysées ont permis de **discriminer la part des actions subaériennes et des actions marines dans la mise en mouvement des différentes UMFs**, pour un **déficit hydrique avec ou sans tempêtes**, puis pour un **excédent hydrique avec tempêtes**, révélant les **rapides transformations morphologiques et relais de processus** se produisant aux falaises des Vaches Noires durant la concomitance de ces phénomènes.

Concernant les UMFs en partie continentale, l'analyse a permis de mettre en avant le rôle primordial des **cumuls de jours de pluie consécutifs dans la mise en activité des versants** (globalement compris dans des fourchettes de valeurs de 25 mm sur trois jours et 82 mm sur neuf jours), mais également le **rôle des températures (alternance gel/dégel)** dans la mise en activité de secteurs où les **matériaux sont préalablement remaniés** (coulées de boue dans les talwegs de ravine), ou encore les **secteurs préalablement fissurés et fragilisés** (fronts de crête).

Pour l'escarpement basal en situation d'interface continentale/littorale, l'analyse a permis d'observer que des **marées de vive-eau ≥ 95 , toutes conditions atmosphériques et configurations venteuses (force et direction) confondues**, étaient suffisantes pour **éroder faiblement ou modérément le pied de falaise** de façon très localisée (**certains secteurs ne présentant aucun signe d'activité**). Sans surprise, la **concomitance entre marée de vive-eau et tempêtes avec basses pressions atmosphériques et vent fort d'ouest à nord-ouest durant la phase de pleine mer conduit à une forte érosion de la totalité du pied de falaise**.

Bien que la photogrammétrie SfM terrestre ait montré un intérêt manifeste pour compléter des levés préalablement réalisés par TLS, force est de constater **qu'elle ne constitue pas une méthode optimale pour suivre les dynamiques hydrogravitaires d'un site complexe de badlands**. À l'exception des fronts de crête et de l'escarpement basal correctement reconstitués, les nombreuses zones d'ombre relevées sur les modèles empêchent toute lecture synoptique de l'activité des versants. Compte-tenu de cette expérience acquise entre septembre 2014 à novembre 2019, et des informations apportées sur les modalités de fonctionnement des versants à l'échelle saisonnière (TLS) et intra-saisonnière (SfM terrestre), **le suivi par SfM aérien par drone est désormais réalisé pour suivre l'évolution du site DYNALIT**. En étant attentif aux erreurs de reconstitution topographique des versants induites par la végétation, sa mobilisation peut être envisagée au moins **deux fois par année en début de saison hydrologique à l'automne, puis vers la mi-printemps lorsque les pluies se font plus rares et moins persistantes**. De plus, les périodes de concomitance entre fort excédent hydrique et tempêtes en pleine mer de vive-eau morphogènes pour l'ensemble des versants étant désormais clairement identifiées, **des levés complémentaires et intermédiaires pourront être nécessaires pour préciser les rapides évolutions morphologiques intervenant avant/après identification préalable de ces périodes de forte activité**. À partir de 2024, ce suivi pourra être réalisé par lidar embarqué sur drone car ce matériel sera disponible au laboratoire. Cela permettra de s'affranchir des contraintes liées à la végétation tout en obtenant des modèles de très haute résolution spatiale.

Les conditions de mise en mouvement ayant été désormais formalisées et nuancées dans les différentes UMFs, une tentative de détermination des seuils de déclenchement pour différents processus hydrogravitaires (glissements de terrain à l'interface replat/escarpement secondaire, coulées de boue en zone d'épandage et mouvements s'apparentant à de la reptation/solifluxion en contrebas des fronts de crête) est proposée dans le septième et dernier chapitre du manuscrit, en présentant le suivi expérimental conduit à l'aide de GPS mono-fréquence « Géocubes » entre l'hiver-printemps 2017-2018 et 2018-2019.

Chapitre 7

Les cinématiques de versant à échelle journalière et détermination de seuils de déclenchement



Si les rythmes et dynamiques d'évolution des falaises des Vaches Noires ont pu être évalués à une échelle saisonnière et intra-saisonnière, les seuils de déclenchement des divers processus hydrogravitaires affectant les versants doivent encore être clarifiés.

En ce sens, le chapitre 7 porte sur l'analyse des cinématiques à échelle journalière des coulées de boue, des glissements de terrain à l'interface replat/escarpement secondaire, mais également des phénomènes de déformation composites localisés au-devant des fronts de crête du site DYNALIT. Pour cela, neuf modules GNSS mono-fréquence type géocube, enregistrant les déplacements en continu, ont été implantés dans les versants de badlands pour deux périodes de suivi hydrologiquement contrastées (hiver - printemps 2017/2018, puis hiver - printemps 2018/2019).

Croisées avec les chroniques pluviométriques et piézométriques journalières, des seuils de mise en activité pour les trois types de processus ont pu être extraits, en détaillant les conditions hydrométéorologiques avant, pendant et après la mise en mouvement. Un retour d'expérience sur les expérimentations menées aux falaises des Vaches Noires avec les géocubes est fourni en fin de chapitre, accompagné d'une synthèse des conditions de déclenchement des différents processus hydrogravitaires suivis.

Introduction

Pour tout site présentant des instabilités hydrogravitaires liées à des mouvements de terrain, **la surveillance, à plus ou moins long terme, des dynamiques de surface constitue une étape primordiale pour caractériser les vitesses, modalités et mécanismes de déplacement des versants en lien avec les facteurs hydrométéorologiques qui vont conditionner le déclenchement** (Angeli *et al.*, 2000 ; Lombardi, 2016 ; Pecoraro *et al.*, 2019).

Le suivi spatio-temporel de la cinématique des mouvements mobilise **une multitude de techniques** comprenant entre autre des **mesures ponctuelles** par levé tachéométrique de la position de bornes-repères (réseau topométrique) dans et hors des zones actives (Bromhead *et al.*, 1988 ; Maquaire, 1990 ; Varnes *et al.*, 1996), des suivis de coulées ou de laves torrentielles par implantation de transpondeurs passifs RFID-PIT tags dans la masse active (Graff *et al.*, 2018), ou plus récemment par la mobilisation de la photogrammétrie SfM (méthode PLaS) pour le calcul des vitesses de déplacement sur des glissements sans végétation par reconnaissance de pixels analogues entre deux modèles 3D (Chanut *et al.*, 2017, 2021).

Depuis plus d'une vingtaine d'années, le développement des **systèmes de positionnement global (GPS)** a offert la possibilité d'apprécier **en continu** les déplacements de surface des mouvements de terrain, en implantant des antennes en différents points des zones actives afin de suivre en temps réel ou différé les évolutions de versant à des **précisions centimétriques et infra-centimétriques** (Gili *et al.*, 2000 ; Malet *et al.*, 2002b ; Lissak, 2012 ; Malet *et al.*, 2013 ; Thirard *et al.*, 2020). Récemment, des **systèmes GNSS « low-cost »** ont été développés pour la surveillance de glissements de terrain, dont notamment **les capteurs de mouvement en temps réel mono-fréquences géocube**, développés par le laboratoire LOEMI (Laboratoire d'Opto-Électronique, de Métrologie et d'Instrumentation) de l'IGN depuis 2006, puis industrialisés et commercialisés par la société Ophelia Sensors (anciennement Kylaia) depuis 2018. **Ces capteurs ont été mobilisés à titre exploratoire aux falaises des Vaches Noires dans l'objectif d'apprécier la cinématique à l'échelle journalière des versants de badlands du site DYNALIT.**

Ce septième et dernier chapitre porte ainsi sur l'analyse des dynamiques de surface, enregistrées en continu à l'aide de neuf capteurs géocubes, de trois secteurs affectés par des processus hydrogravitaires distincts comprenant **les coulées de boue à l'exutoire des ravines, les glissements de terrain en amont à l'interface replat/escarpement secondaire, les phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête marqués à la fois par des processus de fluage type reptation/solifluxion et des glissements superficiels et plus profonds** (*c.f. chapitre 1, sous-section 1.4.3*). Si par le passé, l'étude des mobilités des coulées de boue a pu être effectuée par le biais de suivis ponctuels de points repères mobilisant les outils de tachéométrie ou de DGPS (Moysan, 1996 ; Thomas, 2015), **la mobilisation des géocubes permet à l'heure actuelle de préciser les épisodes d'accélération et de décélération des différents processus hydrogravitaires à une précision centimétrique**. Croisée avec les chroniques de précipitations et de fluctuations des nappes à échelle journalière, l'objectif principal est de **préciser des seuils de mise en mouvement des différents processus hydrogravitaires**

à une échelle spatiale et temporelle fine, mais également de relever les différentes conditions hydrométéorologiques initiant le déclenchement.

La section 7.1 s'attache à présenter la méthodologie mise en place pour la surveillance des cinématiques de versant à l'aide des géocubes. Après un bref rappel des sites mobilisant ce système, le principe de fonctionnement de ces capteurs de mouvement en temps réel mono-fréquence est présenté. La stratégie de déploiement sur le site DYNALIT est par la suite détaillée pour les deux périodes de suivi, puis la précision des mesures et les vérifications de pertinence de la donnée sont exposées.

La section 7.2 décrit les chroniques de déplacement journalières et cumulées obtenues pour chacun des trois types de processus hydrogravitaires durant les deux périodes de suivi. Les inégalités de mobilité des processus durant une période de suivi similaire, mais également entre deux années distinctes (2017-2018/2018-2019) sont présentées.

La section 7.3 met en relation les forçages hydrométéorologiques avec les déplacements de surface pour la détermination des seuils de déclenchement des processus par le biais d'une analyse pluie-nappe-déplacement. Le contexte hydrométéorologique fortement contrasté des deux années hydrologiques 2017-2018 et 2018-2019 est retracé, puis les conditions hydrométéorologiques avant, pendant et après les périodes d'accélération les plus significatives sont détaillées.

La section 7.4 apporte des éléments de discussion quant à la contribution des géocubes pour la surveillance à échelle temporelle fine des déplacements de versant sur un site à forte et rapide instabilité hydrogravitaire. Un retour d'expérience sur le suivi mené aux falaises des Vaches Noires est dans un premier temps fourni, en relevant notamment les principales difficultés techniques et pratiques rencontrées sur le terrain, puis en fournissant quelques recommandations pour de futures mobilisations de cet appareillage. La section se clôt sur une synthèse des différentes configurations hydrométéorologiques ayant la capacité d'initier le déclenchement de ces processus hydrogravitaires complexes aux falaises des Vaches Noires, en mettant en perspective les résultats obtenus à d'autres sites d'études.

7.1. Méthodologie de suivi des déplacements de surface

Aux falaises des Vaches Noires, le système géocube a été déployé dans l'objectif de préciser non seulement les vitesses de mobilité des versants pour différents processus hydrogravitaires (coulées de boue, glissements de terrain, phénomènes de déformations composites), mais également les conditions hydrométéorologiques (précipitations et niveaux d'eau en subsurface) propices à mettre en activité ces processus.

Au préalable de la présentation des résultats, cette section s'attache à présenter le principe de fonctionnement du dispositif géocube (7.1.1) et la stratégie d'implantation de ces capteurs sur le site DYNALIT durant les deux périodes de suivi (7.1.2), tout en apportant quelques éléments sur les méthodes d'évaluation des déplacements, la précision de l'appareil et la méthode de

vérification et de contrôle des mesures obtenues avec le dispositif géocube par suivi ponctuel de leur position au DGPS (7.1.3).

7.1.1. Principe de fonctionnement des capteurs géocube

Les géocubes ont été conçus pour le suivi et la surveillance des glissements de terrain. Ces capteurs de mouvement en temps réel basés sur la technologie GNSS ont été expérimentés sur plusieurs sites d'études comprenant **le glissement de terrain de Super Sauze** (bassin de Barcelonnette) dans les Alpes-de-Haute-Provence (Benoit *et al.*, 2014 ; Benoit, 2014 ; Benoit *et al.*, 2015a), **le suivi du glacier d'Argentière** dans le massif alpin en Haute-Savoie (Benoit, 2014 ; Benoit *et al.*, 2015b), mais également pour le suivi de mouvements de terrain au Canada comprenant **le suivi du glissement du « 10 mile »** en province de Colombie-Britannique (Macciotta *et al.*, 2017 ; Rodriguez *et al.*, 2018), mais également celui de **« Chin Coulee »** en province d'Alberta (Deane *et al.*, 2019 ; Deane, 2020).

Cet appareillage a également fait l'objet d'un déploiement en Antarctique afin de suivre **les évolutions des masses glaciaires** (Lombardi *et al.*, 2016), ou encore **en secteur volcanique pour évaluer les déformations de surface des flancs sud-est de l'Etna** (Lasri, 2018). Ces GPS mono-fréquence ont par ailleurs récemment été mobilisés pour **la surveillance structurale de grands ouvrages en béton** tels que le pont de Brotonne sur la Seine en Normandie (Manzini *et al.*, 2018, 2020).

Les unités mobiles géocube sont composées d'un capteur central comprenant un module GNSS (Géolocalisation et Navigation par un Système de Satellites) **muni d'une antenne interne**. Fonctionnant en réseau, chaque géocube **communique constamment sa position avec ses proches voisins par communication radio** (Fig. 7.1-A). Formant par ce biais un réseau en maillage, **chaque géocube reçoit le signal GNSS provenant de plusieurs satellites, calcule sa position et la transfère à la station de base** (*i.e.* nommée « coordinateur »), **correspondant à une unité centrale de gestion de la communication du système et du traitement de la donnée** (Fig. 7.1-B). Le coordinateur gère le réseau et peut être accessible par l'utilisateur *via* internet ou un port Ethernet.

Le géocube constitue un dispositif autonome de faible consommation électrique, compris entre 3 mW en mode veille et 650 mW lors du plein fonctionnement de l'appareil. Il comprend plusieurs options d'alimentation en énergie (énergie solaire, alimentation par batterie 12V, Fig. 7.1-C). **Dans des conditions de fonctionnement optimal, la précision de la mesure est annoncée comme étant d'ordre millimétrique**. Le temps de rafraîchissement de la mesure s'effectue toutes les 30 secondes. Aux falaises des Vaches Noires, l'ensemble des mesures de déplacement des géocubes a été évalué à des pas de temps journaliers, car constituant une échelle temporelle de suivi suffisamment représentative pour déterminer les seuils de déclenchement des processus hydrogravitaires avant, pendant et après déplacement en lien avec les chroniques de précipitations et de niveaux d'eau enregistrées sur le site.

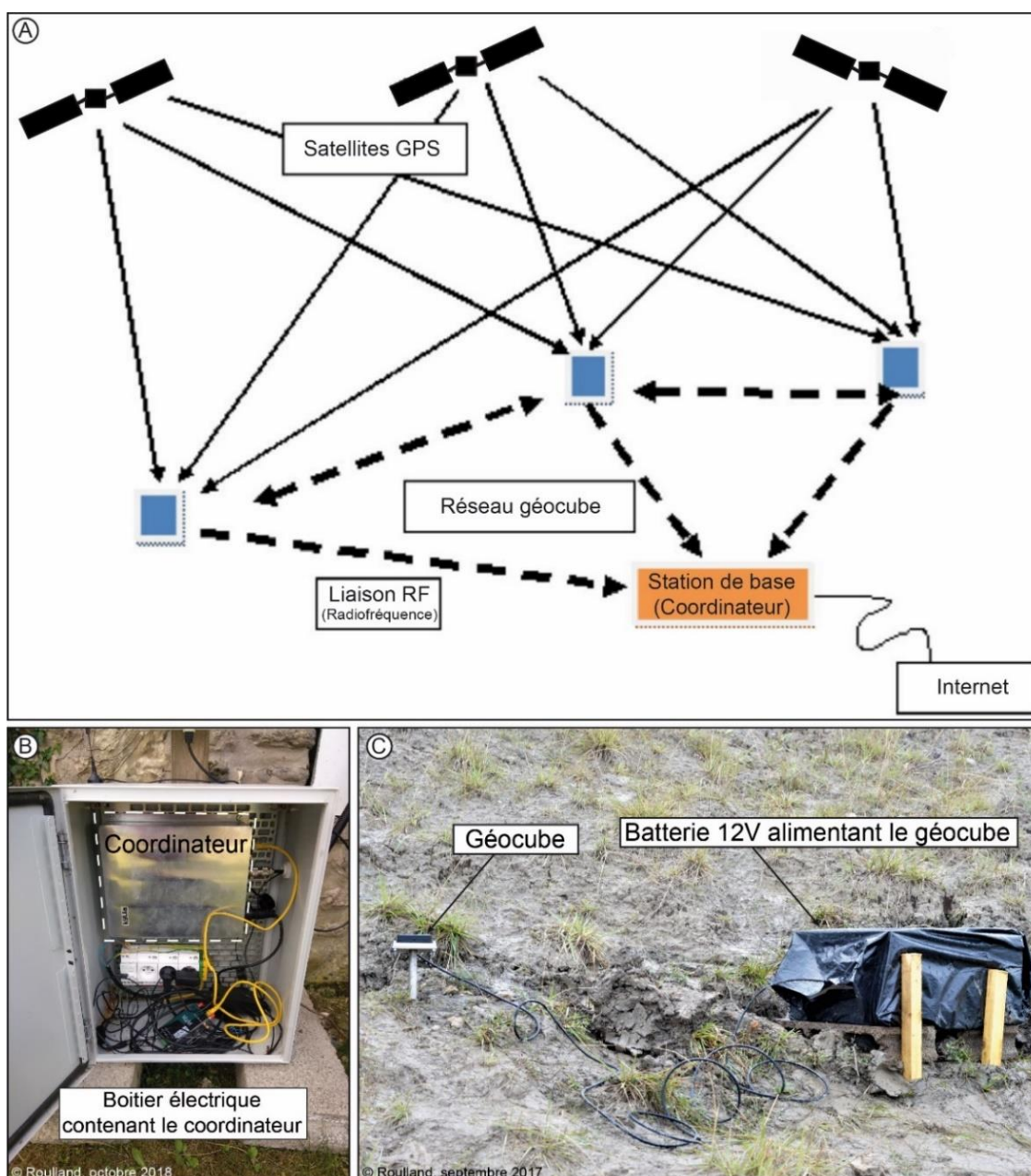


Figure 7.1 : Principe de fonctionnement des géocubes ; A) Illustration du fonctionnement des géocubes (d'après la notice technique de Kylia) ; B) Coordinateur (station de base) de réception de la donnée ; C) Géocube implanté sur les falaises des Vaches Noires accompagné de son alimentation par batterie de 12V

7.1.2. Le déploiement des géocubes sur le site de suivi DYNALIT

Pour le suivi des déplacements de surface des versants du site DYNALIT, **neuf géocubes** ont été déployés sur le terrain pour deux périodes de suivi comprises entre **le 30 novembre 2017 et le 15 mai 2018** (Fig. 7.2), puis entre **le 21 décembre 2018 et le 25 juin 2019** (Fig. 7.3). Durant les deux périodes de suivi, le protocole de disposition des modules et des antennes radios, mais également de récupération de la donnée, a dû être modifié. Pour le premier suivi, les géocubes ont été implantés sur le terrain en fin septembre 2017, pour une mise en fonctionnement effective du système seulement le 30 novembre 2017.

La première implantation du système comprend :

- Le coordinateur et son antenne radio, installés en hauteur sur un poteau électrique EDF, puis branchés sur un boîtier électrique provisoire d'une puissance de 3 kVA pour son alimentation (Fig. 7.2-B).
- Le coordinateur est en communication radio avec le géocube fixe (n°59) implanté sur le replat en arrière de l'escarpement principal. Pour que la communication radio soit établie entre le coordinateur et le géocube, des antennes radios unidirectionnelles ont été raccordées à ce dernier (Fig. 7.2-C). La distance séparant les deux antennes radios (coordinateur et géocube) était de 120 m.
- Pour que la communication puisse opérer entre le géocube fixe puis les géocubes mobiles (n°14, 15, 54, 55, 56, 57, 58), un géocube mobile (n°57) a été implanté sur le replat compris entre l'escarpement principal et la tête de ravine de G3, permettant par la même occasion de suivre les glissements superficiels localisés dans ce secteur. Deux antennes unidirectionnelles ont également été raccordées à ce dernier (Fig. 7.2-D), dont une est dirigée vers une des antennes du géocube fixe (distance de 68 m), puis l'autre dirigée vers le géocube 58 en aval (distance de 88 m) sur lequel une antenne omnidirectionnelle a été insérée.

Tous les géocubes ont été alimentés durant cette période à l'aide d'une batterie 12V, devant être remplacée une fois par mois. Un essai a été mené pour alimenter un géocube 16 mobile à partir d'un panneau solaire en partie supérieure de versant (limite replat/escarpement secondaire). Cependant, le panneau solaire n'a pas fonctionné durablement durant la prise de mesure. L'orientation nord-nord-est des versants, couplée à la topographie complexe du site, a limité la pleine exposition au soleil de ce dernier, rendant obsolète les données obtenues à partir de ce géocube.

Durant le printemps, à compter du 15 mai 2018, l'enregistrement des déplacements fut stoppé indépendamment de notre volonté. En effet, le développement du couvert végétal a interrompu la communication radio entre le coordinateur puis les antennes radios du géocube 59 fixe, stoppant de fait l'acquisition de données pour cette période. Les géocubes ont été rapatriés durant l'été 2018 pour éviter tout vandalisme durant la période touristique estivale, mais également afin de nettoyer et tester les appareils, puis redéfinir un protocole d'implantation plus optimal pour le suivi de la saison 2018-2019.

Pour la seconde implantation, le déploiement a débuté fin septembre 2018. Cependant, la mise en marche du système a seulement pu être effective le 22 décembre 2018, dû à de nombreuses défaillances du matériel (coordinateur défectueux ayant dû être remplacé par un « géoport », antennes panoramiques n'étant plus opérationnelles et remplacées par des antennes omnidirectionnelles). Le nouveau plan d'implantation de l'ensemble de l'appareillage est présenté sur la figure 7.3-A. Afin de limiter les problèmes de communication radio entre les géocubes, le géoport (ayant remplacé l'ancien coordinateur) a pu être installé et alimenté en courant directement chez les propriétaires du site (Fig. 7.3-C), permettant une communication directe avec le géocube 59 fixe (Fig. 7.3-B) et de s'affranchir des problèmes rencontrés lors du premier suivi (végétation masquant les communications radio).



Figure 7.2 : Présentation de l'implantation du dispositif géocube sur le site DYNALIT pour l'année 2017 - 2018 ; A) Plan d'implantation et de répartition du dispositif géocube ; B) Illustration du coordinateur, de l'antenne radio et du boîtier électrique ENEDIS implantés sur poteau électrique ; C) Illustration des antennes unidirectionnelles implantées en haut de versant pour le géocube 59 fixe ; D) Illustration des antennes unidirectionnelles implantées sur le replat sous-jacent à la corniche calcaire oxfordienne d'un géocube 57 mobile



Figure 7.3 : Présentation de l'implantation du dispositif géocube sur le site DYNALIT pour l'année 2018 - 2019 ; A) Plan d'implantation et de répartition du dispositif géocube ; B) Illustration de l'antenne radio unidirectionnelle du géocube 59 fixe en liaison directe avec le géoport ; C) Illustration du nouveau dispositif de réception des données géocubes (géoport)

La disposition des géocubes a également dû être modifiée durant ce second suivi. Le géocube 58, auparavant positionné dans la coulée n°3, a été placé sur le front de crête à la frontière G3 et G4. Étant un des seuls géocubes en bas de versant ayant la capacité à se connecter à une antenne omnidirectionnelle, ce dernier a été implanté ici stratégiquement pour obtenir une communication optimale entre les géocubes localisés en haut et bas de versant.

7.1.3. Calcul des déplacements et vérification de la mesure géocube à l'aide d'un DGPS

Les géocubes constituent des récepteurs GNSS mono-fréquence précis à l'échelle sub-centimétrique, voire millimétrique dans des conditions de fonctionnement optimal. Pour évaluer et vérifier la précision du positionnement des géocubes, les positions horizontales (en X et Y) et verticales (en Z) ont été extraites du géocube 59 fixe pour la période comprise entre la fin novembre 2017 et la mi-mai 2018 (Fig. 7.4). Par observation des chroniques des positions relatives, l'amplitude maximale (*i.e.* le delta) de la précision en X est de 0,27 mm, de 0,30 mm en Y, puis de 0,14 mm en Z.

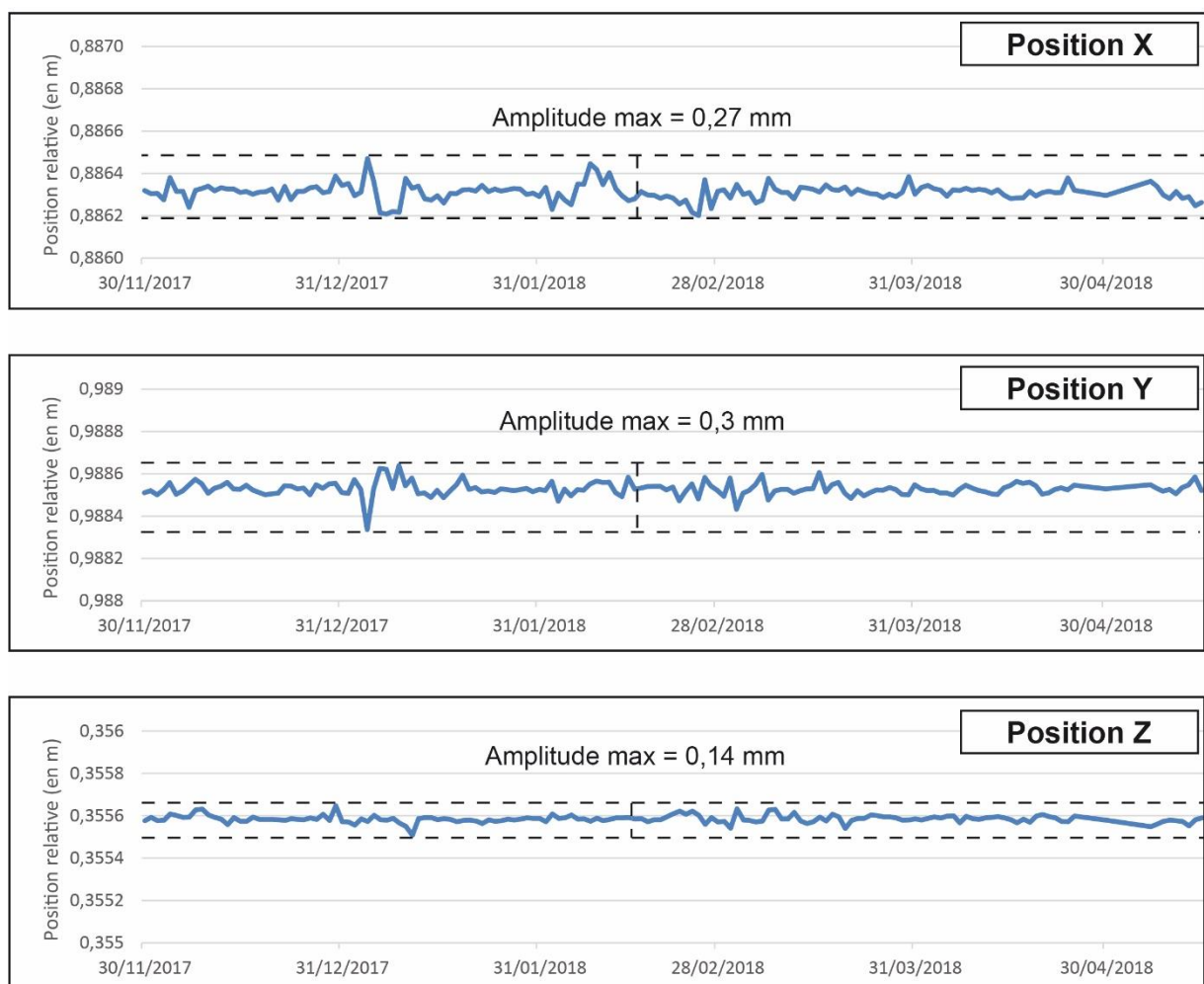


Figure 7.4 : Illustration de la précision de mesure de positionnement du géocube 59 fixe évaluée de novembre 2017 à mai 2018

Inscrit dans un système de coordonnées géocentriques cartésien 3D, les valeurs de déplacement X et Y des géocubes sont obtenues à partir d'un calcul des distances entre le géocube fixe et chacun des géocubes mobiles (ligne de base), en appliquant l'équation suivante :

$$AB = \sqrt{((Xb - Xa)^2 + (Yb - Ya)^2)}$$

Pour contrôler les déplacements de surface évalués par ces derniers, des levés réguliers de contrôle de leurs positions à l'aide d'un DGPS ont été effectués (Fig. 7.5). Afin d'éviter au maximum les erreurs de positionnement du DGPS, un guide en bois de la taille des géocubes muni d'un trou en partie centrale correspondant au centre de la mesure prise par le module permet d'axer correctement le pied du DGPS lors de la prise de la mesure (Fig. 7.15-A et B).

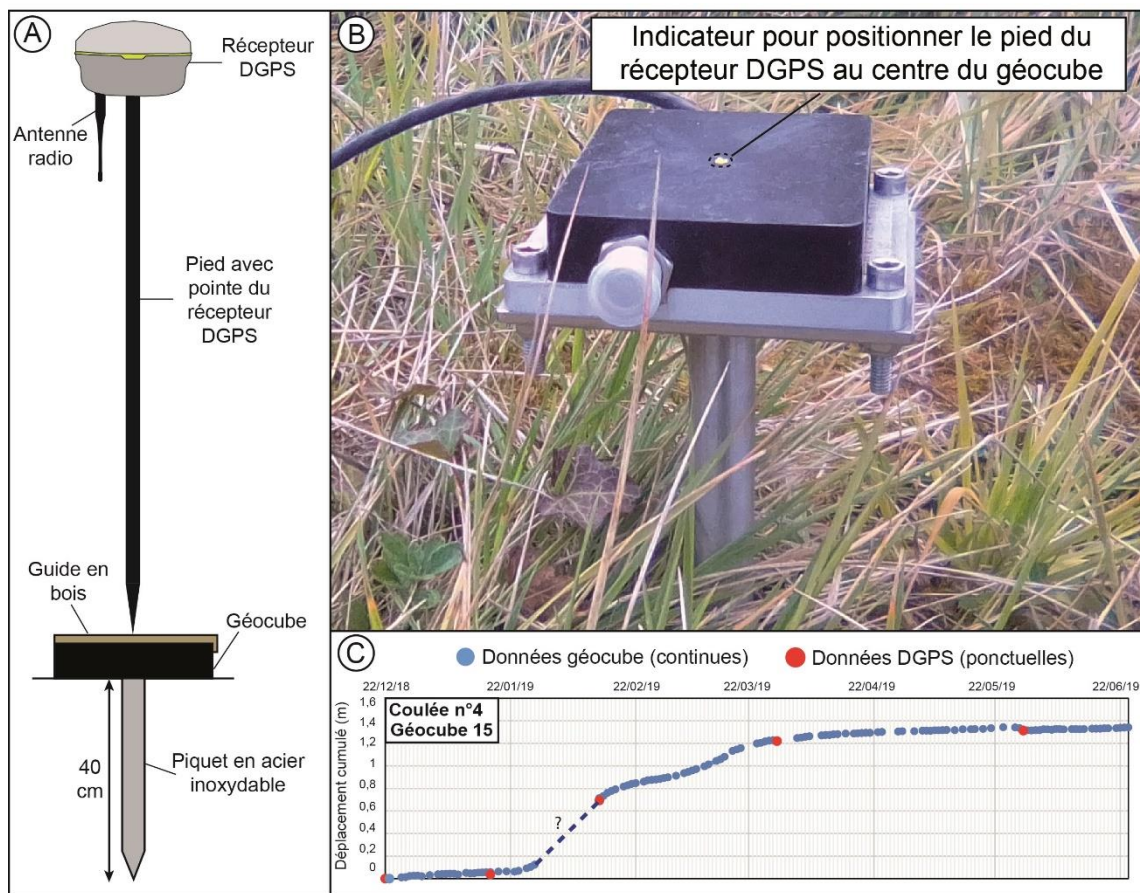


Figure 7.5 : Exemple d'un cumul de déplacement obtenu à partir des géocubes et de sa vérification par mesure ponctuelle au DGPS ; A) Schéma d'illustration du levé au DGPS sur les géocubes ; B) Photographie du géocube 57 et de la marque centrée pour positionner le témoin en bois ; C) Graphique illustrant les déplacements continus obtenus par le géocube 15 et la validation par position DGPS

Durant le suivi, très nombreux ont été les problèmes rencontrés, liés d'une part au dispositif géocube lui-même et à son principe d'acquisition des données en réseau interne communiquant, et d'autre part, aux conditions particulières du site des Vaches Noires et aux dynamiques associées. Ainsi, des pertes de données sont souvent observées dans les chroniques (Fig. 7.5-C). Ces pertes sont notamment dues à plusieurs raisons telles qu'une mauvaise communication radio entre les

géocubes mobiles et le géocube fixe, ou encore entre les géocubes et le coordinateur qui enregistre et traite les données. Les sauts peuvent également provenir de déplacements brusques et soudains qui feront « décrocher » les mesures des géocubes. Dans ce cas, il est nécessaire d'attendre 3 heures après la fin de ces déplacements pour que ces derniers puissent reprendre leurs enregistrements. Parfois, les coulées ont recouvert les géocubes en les empêchant de capter les satellites, mais également de communiquer par radio avec leurs proches voisins.

7.2. Les déplacements journaliers de surface mesurés par les géocubes sur le site DYNALIT

Les chroniques de déplacements journaliers ont finalement été obtenues pour deux saisons d'hiver-printemps contrastées en termes d'activité : la première comprise entre le **1^{er} décembre 2017 et le 15 mai 2018**, la seconde comprise entre le **22 décembre 2018 et le 24 juin 2019**. Les chroniques de déplacements journaliers et leurs cumuls sont désormais détaillés pour les coulées de boue (7.2.1), les glissements à l'interface replat/escarpement secondaire (7.2.2), puis les phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête (7.2.3).

7.2.1. Pour les coulées de boue

Durant la première campagne de suivi en hiver-printemps 2017 - 2018, les coulées de boue ont connu la plus forte activité observée depuis le début du suivi DYNALIT comme évoqué au chapitre 5 (sous-section 5.2.3). Cette activité fut parfois si importante (Fig. 7.6) que les déplacements cumulés n'ont pas pu être obtenus pour l'intégralité de la saison (Fig. 7.7).

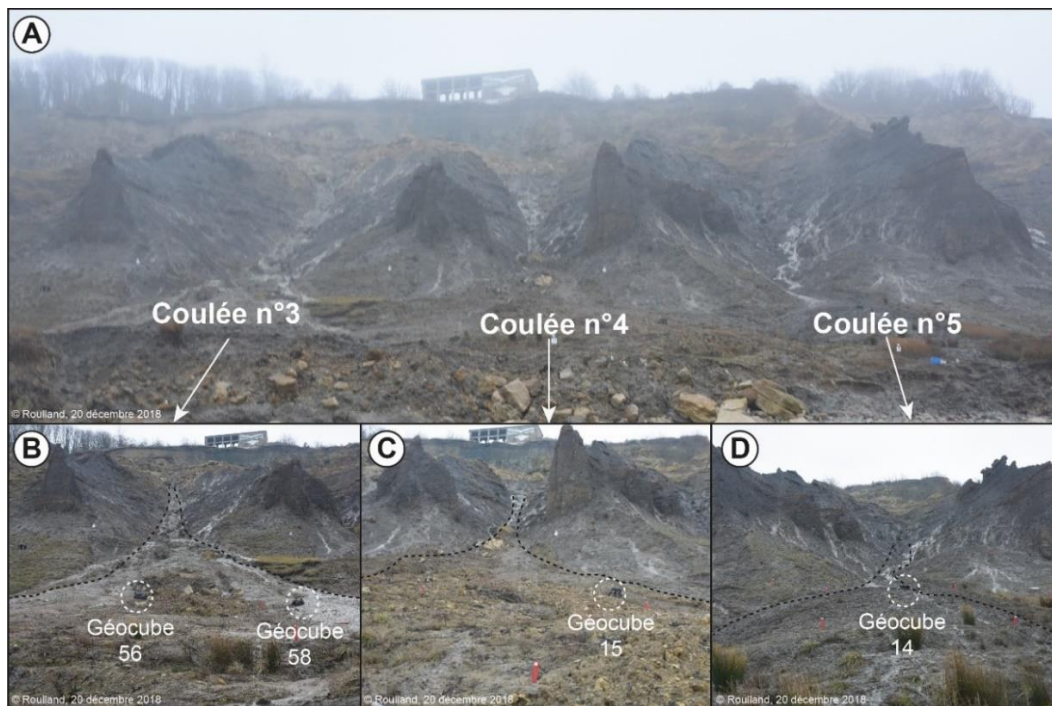


Figure 7.6 : État des coulées n°3, 4 et 5 le 20 décembre 2018 ; A) Vue d'ensemble des trois coulées de boue ; B) Coulée n°3 en état « liquide » ; C) Coulée n°4 en état « plastique » ; D) Coulée n°5 en état « plastique »

Cela est notamment le cas de **la coulée n°3** qui a évolué vers un **comportement très fluide (état liquide)** dès le départ du suivi. Les matériaux marno-calcaires ont souvent recouvert les géocubes et limité de fait l'acquisition des données, notamment pour le géocube 58 qui a enregistré des déplacements seulement entre le 1^{er} et 20 décembre 2017.

Les coulées n°4 et 5, au **comportement plus plastique**, ont pu être suivies du 1^{er} décembre 2017 à la mi-mai 2018. Dans l'ensemble, on note une bonne corrélation entre les déplacements cumulés des géocubes et les données ponctuelles obtenues à l'aide du DGPS, bien que le géocube 56 présente un écart de 0,30 et 0,36 m avec les données DGPS des 20 décembre 2017 et 10 janvier 2018 (Fig. 7.7).

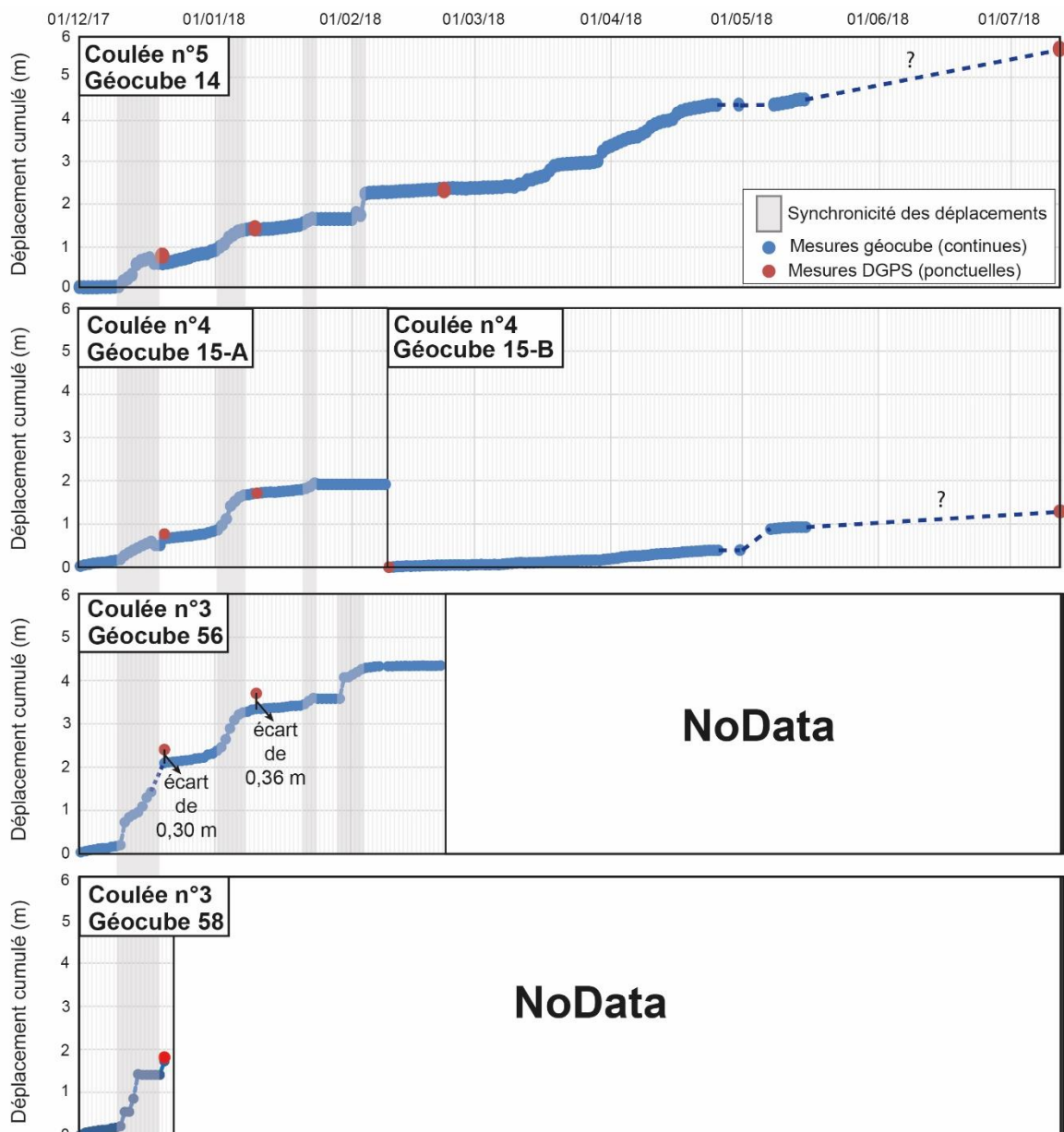


Figure 7.7: Déplacements cumulés des coulées de boue n°3, 4 et 5 entre le 1^{er} décembre 2017 et le 12 juillet 2018

De ce fait, les déplacements cumulés totaux des coulées n'ont pas pu être évalués sur des périodes de temps similaires. On recense toutefois des déplacements compris entre **1,80 m en 20 jours** et **4,34 m en 82 jours pour la coulée n°3**, évalués à **1,90 m durant 69 jours en période hivernale pour la coulée n°4**, puis à **1,27 m en 153 jours durant la période printanière**, enfin atteignant un total de **5,71 m pour la coulée n°5 en 223 jours**. En dehors des déplacements cumulés, il est intéressant de noter que **les phases d'accélération et de décélération des trois coulées sont quasi systématiquement synchrones dans le temps**. Pour une même sollicitation hydrométéorologique, **les déplacements sont simultanés**, bien que présentant des **distances et vitesses différentes**. Cela est à attribuer probablement en grande partie à **l'état des matériaux marno-calcaires** plus ou moins imbibés en eau, dont le comportement passe successivement d'un état solide à plastique puis liquide (*i.e.* limites d'Atterberg) comme cela est bien observé sur le terrain (Fig. 7.6).

Le suivi opéré entre le 22 décembre 2018 et le 27 juin 2019 a été effectué sur les coulées n°4 et n°5 aux comportements très différents (Fig. 7.8) et donc aux mobilités très contrastées : **la coulée n°4 « plus visco-plastique » enregistre un déplacement cumulé de 1,33 m avec deux phases d'accélération**, tandis que la coulée n°5 « plus rigide-plastique » s'est déplacée de seulement **0,10 m sur la totalité du suivi (187 jours)**.

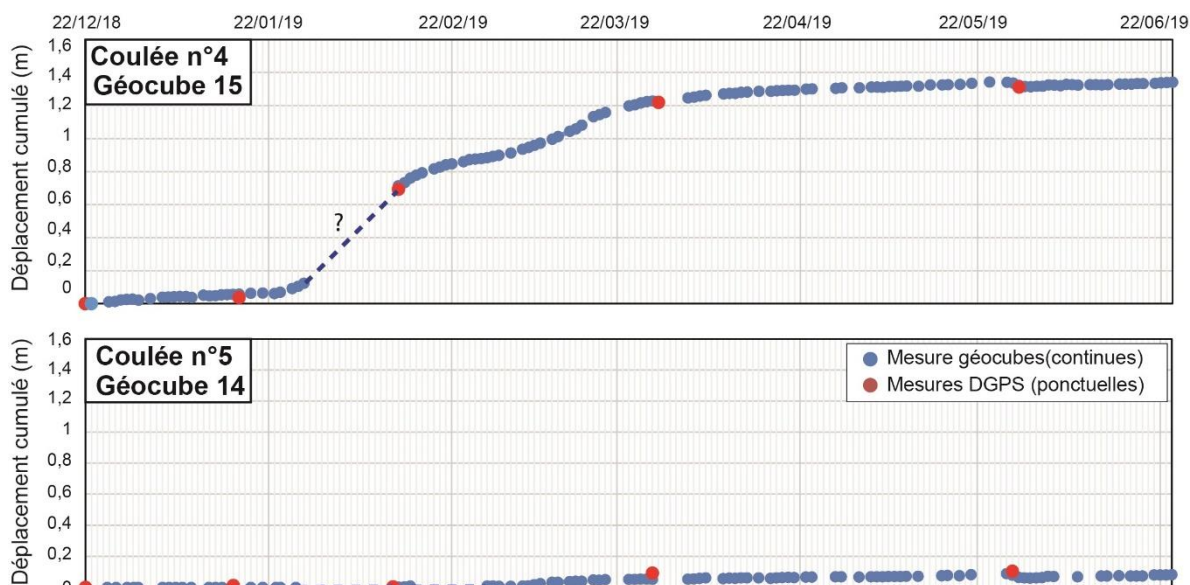


Figure 7.8 : Déplacements cumulés des coulées de boue n°4 et 5 entre le 22 décembre 2018 et le 27 juin 2019

7.2.2. Pour les glissements superficiels à l'interface replat/escarpement secondaire

Concernant les déplacements des glissements superficiels localisés à l'interface entre le replat et l'escarpement secondaire (Fig. 7.9), les déplacements enregistrés présentent de forts contrastes entre les deux périodes de suivi. Pour la période 2017 - 2018 (Fig. 7.10), d'importants écarts sont visibles entre les mesures effectuées par les géocubes et les mesures ponctuelles au DGPS. Sans en connaître la réelle raison, l'erreur est probablement liée aux problèmes de sauts de connexion radio rencontrés durant les suivis. En ce sens, **les déplacements cumulés recensés** sur les glissements

sont ici compris **dans une fourchette de 0,33 m** (valeurs géocubes) et **0,90 m** (valeurs DGPS, plus en accord avec l'activité hydrogravitaire observée durant cette période).

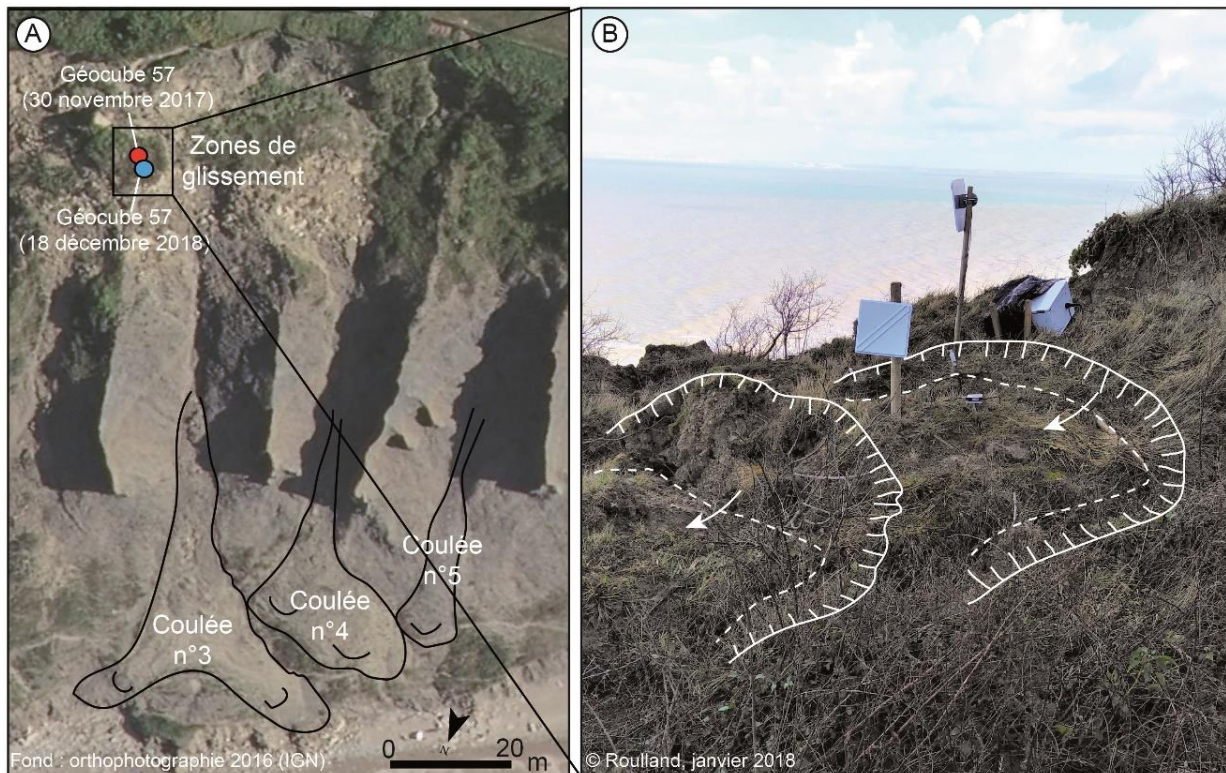


Figure 7.9 : Illustration des glissements localisés à l'interface replat/escarpement secondaire du site DYNALIT ; A) Localisation du géocube 57 ; B) Illustration des glissements

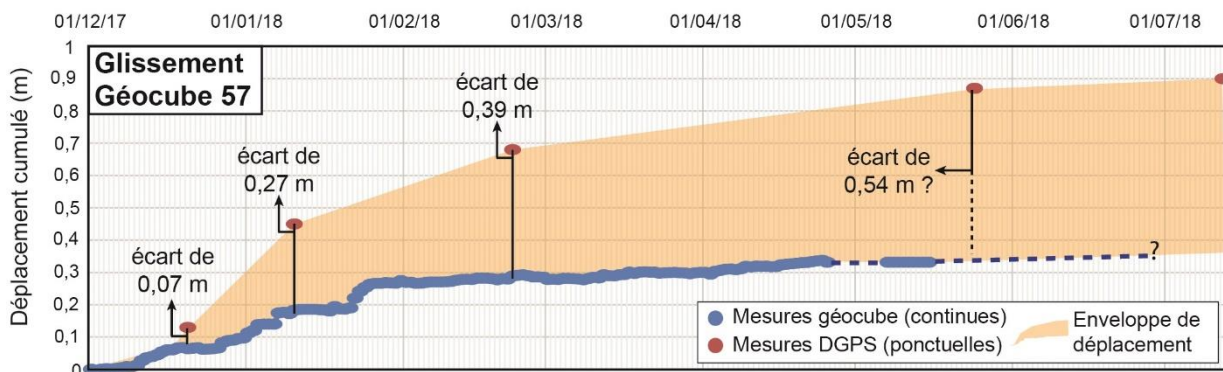


Figure 7.10 : Déplacements cumulés des glissements localisés à l'interface replat/escarpement secondaire du site DYNALIT entre le 1^{er} décembre 2017 et le 12 juillet 2018

Durant la campagne 2018 - 2019 (Fig. 7.11), deux suivis distincts ont été réalisés (géocube 57-A et géocube 57-B), notamment au fait que ce géocube ait été déplacé en cours de prise de mesure pour pouvoir remplacer les antennes unidirectionnelles hors-service par des antennes omnidirectionnelles. Pour les deux suivis, la cohérence entre les mesures géocubes et DGPS sont globalement concordantes, avec de légers écarts compris entre 0,01 et 0,07 m durant le suivi géocube 57-B. Les déplacements totaux ont été globalement faibles : **entre 0,03 et 0,04 m** du 22 décembre 2018 au 12 février 2019, puis **entre 0,06 et 0,07 m** entre le 12 février et le 24 juin 2019. Si les faibles déplacements apparaissent assez réguliers durant la période géocube 57-A, les

déplacements de la période géocube 57-B alternent entre **épisodes d'accélération et de décélération de l'ordre millimétrique**.

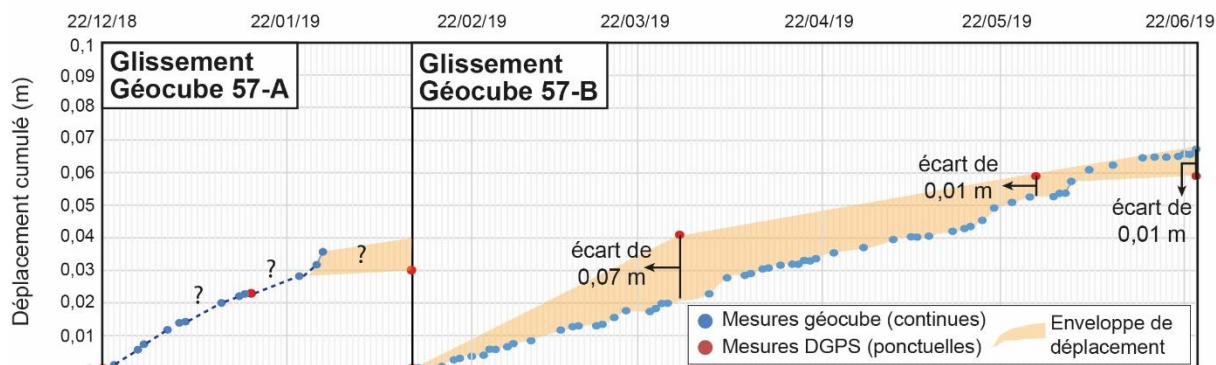


Figure 7.11 : Déplacements cumulés des glissements localisés à l'interface replat/escarpement secondaire du site DYNALIT entre le 22 décembre 2018 et le 27 juin 2019

7.2.3. Pour les phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête

Au-devant des fronts de crête pouvant être assimilés à des secteurs d'interfluves pour chacune des coulées se produisant à l'exutoire des ravines, les processus hydrogravitaires s'apparentent plus à des phénomènes de déformations composites marquées par des processus de fluage (type reptation/solifluxion) qu'à de réelles coulées de boue (Fig. 7.12). Ils constituent des processus de déformation lents au comportement viscoplastique, caractérisés par l'absence d'une surface de rupture clairement identifiable, dont les déplacements ont pu être évalués par les géocubes 54 et 55 (Fig. 7.12-A). Dans le même temps, des escarpements et fissures ouvertes indiquent que ces secteurs sont affectés par des glissements de terrain plus profonds, comme l'atteste la surface de cisaillement latérale visible à proximité des phénomènes de fluage (7.12-B). Le géocube 56, initialement implanté sur la coulée n°3, a été relocalisé en 2018 - 2019 à proximité de cette surface de rupture afin de mesurer de potentiels déplacements de ces glissements.

Pour les phénomènes de déformations composites, des contrastes de mobilité sont également observés. Au regard du suivi 2017 - 2018 (Fig. 7.13), tandis que le géocube 54 enregistre des déplacements totaux compris entre **0,37 m (données DGPS) et 0,65 m (données géocubes)**, le géocube 55 enregistre **aucun déplacement significatif**. Cette différence en termes de mobilité peut s'expliquer en partie du fait que le géocube 54 a été implanté durant cette période sur un **secteur en forte pente à 25°**, tandis que le géocube 55 était **sur une pente moins prononcée à 12°**. Par ailleurs, on observe également sur ce dernier des phases d'accélération des mouvements, également plus ou moins synchrones avec les périodes d'accélération des coulées de boue et des glissements en partie supérieure de versant.

Durant la période 2018 - 2019 (Fig. 7.14), les phénomènes de déformations composites au droit des fronts de crête ont été enregistrés par les géocubes 54, 55 et 58. Les déplacements cumulés sont globalement compris entre **0,03 et 0,09 m pour les géocubes 54 et 55**, tandis qu'ils ont été évalués

à **0,20 m pour le géocube 58**, avec une excellente correspondance avec les données au DPGS. Les phases d'accélération, seulement visibles sur le géocube 58 et dans une moindre mesure sur le géocube 54-A, sont concordantes avec les accélérations enregistrées sur la coulée n°4.

Concernant le « potentiel glissement profond » où a été implanté le géocube 56, le déplacement cumulé est évalué **entre 0,02 m (données géocubes) et 0,10 m (données DGPS)**, sans qu'aucune accélération notable ne soit perçue durant cette période de suivi.

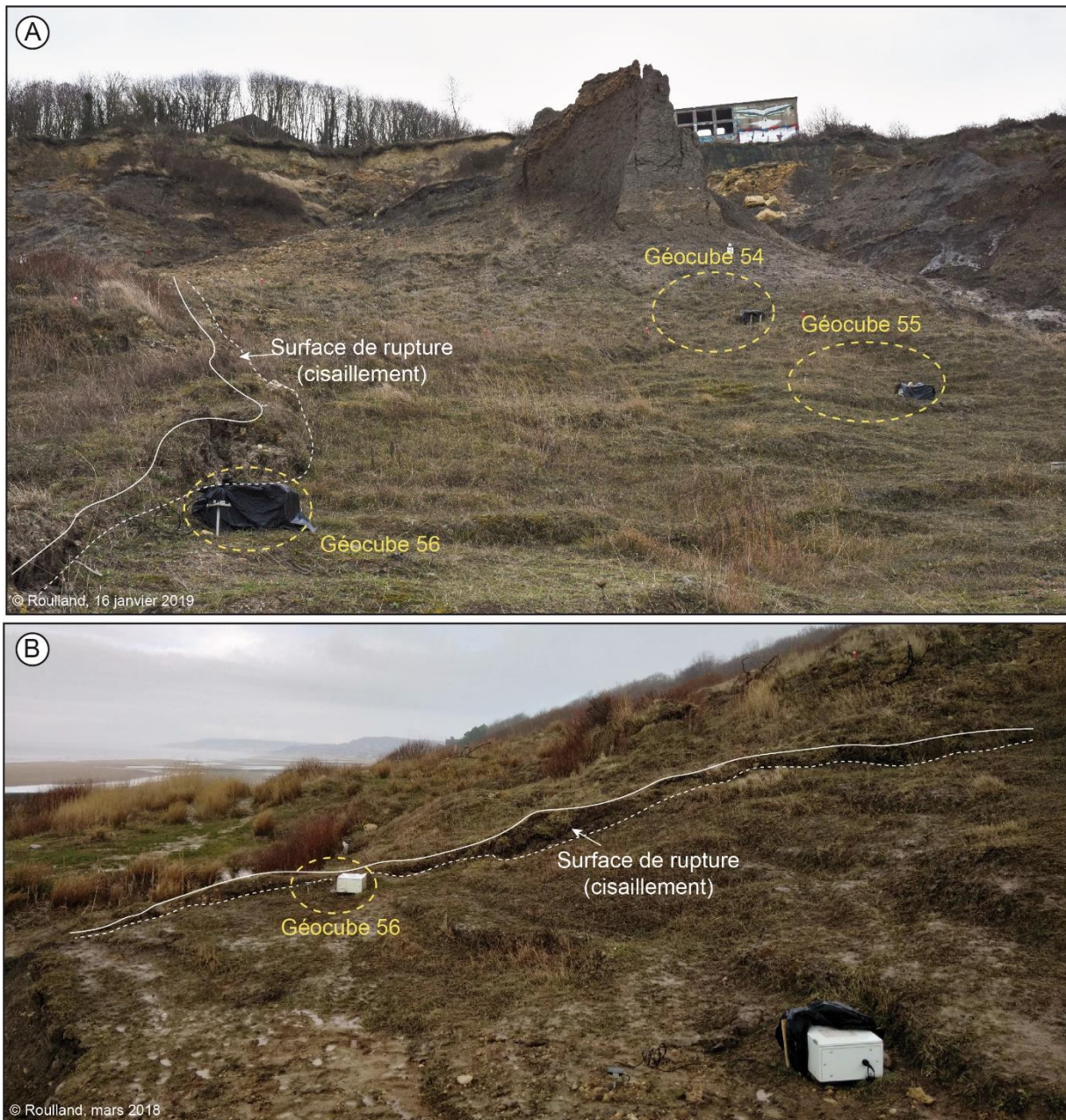


Figure 7.12 : Illustration des phénomènes de déformations composites et des indices de glissements profonds devant le front de crête G2/G3 ; A) Vue de face des processus hydrogravitaires et position des géocubes 54, 55 et 56 ; B) Vue de côté des processus hydrogravitaires et position du géocube 56

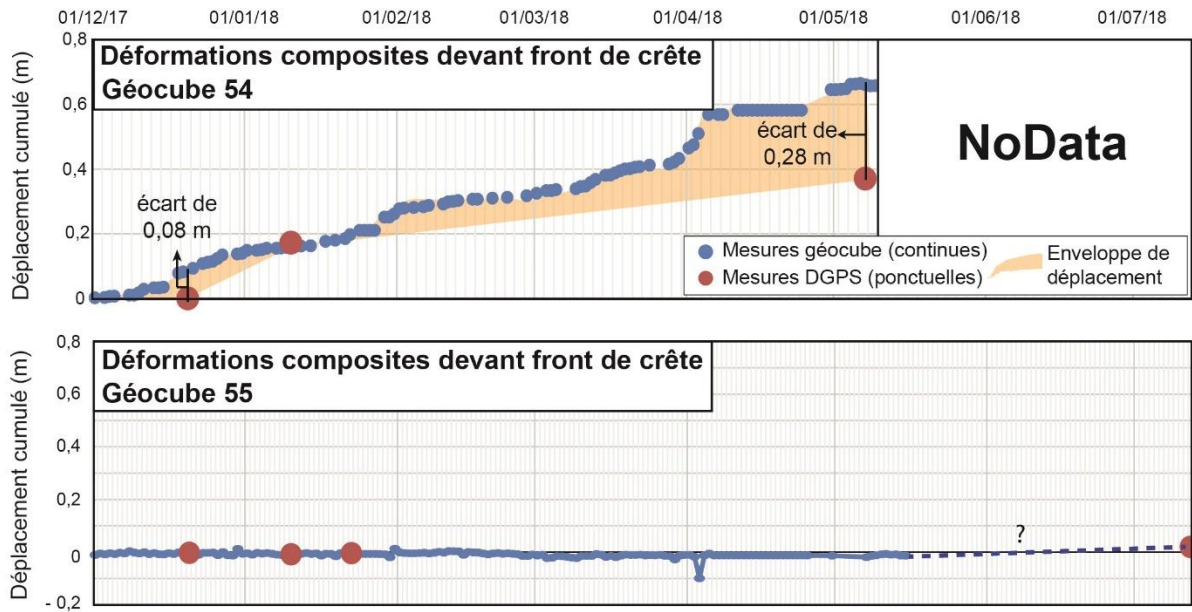


Figure 7.13 : Déplacements cumulés des phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête entre le 1^{er} décembre 2017 et le 12 juillet 2018

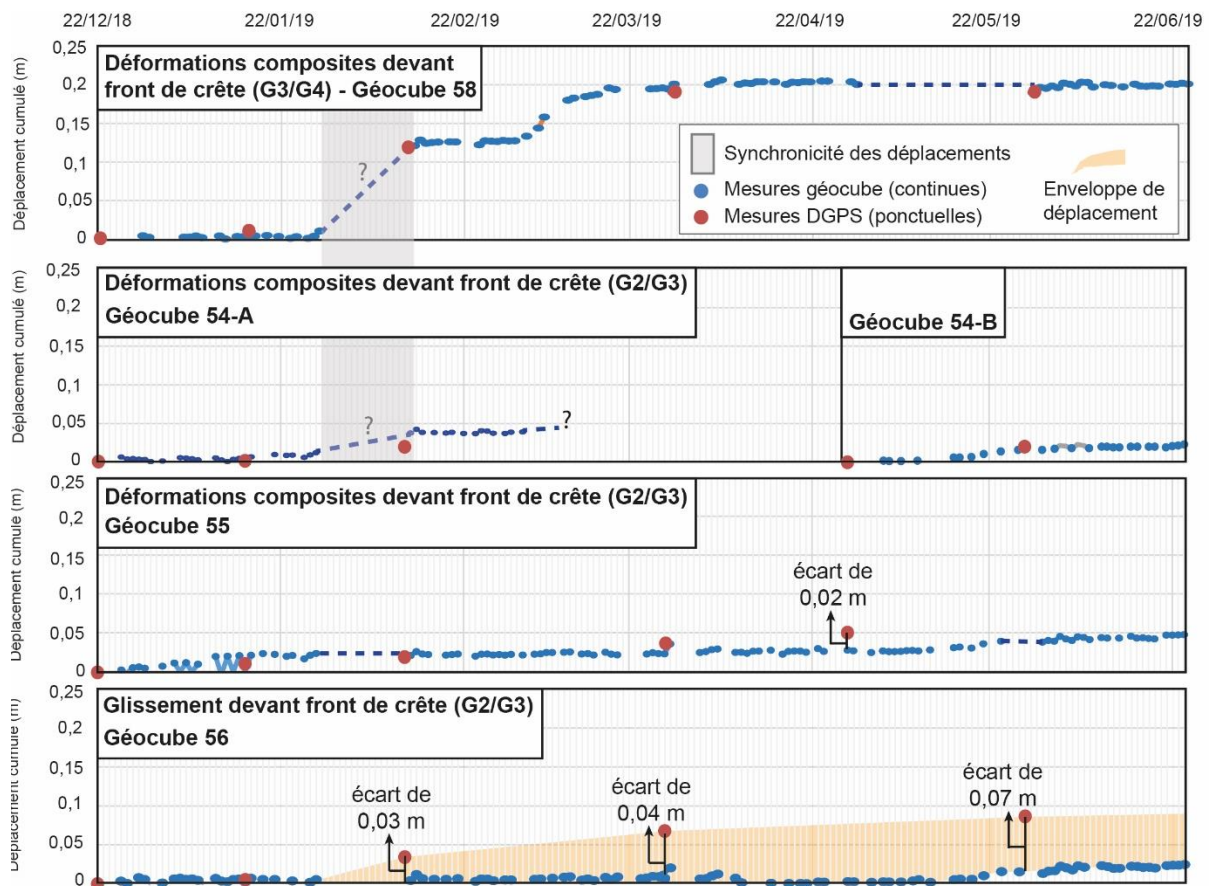


Figure 7.14 : Déplacements cumulés des phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête (géocubes 58, 54 et 55), puis du potentiel glissement profond (géocube 55) entre le 22 décembre 2018 et le 27 juin 2019

7.3. Relations entre les forçages hydrométéorologiques et les déplacements de surface

Les déplacements de surface des trois processus hydrogravitaires distincts ont pu être précisés à une échelle spatiale et temporelle fine. **Les phases d'accélération et de stabilité temporaire ont pu être identifiées à l'aide des géocubes**, mettant en évidence non seulement des **inégalités de mobilité pour un même processus durant des périodes de suivi similaire** (*i.e.* coulées n°3, 4 et 5 durant l'hiver-printemps 2017 - 2018), mais également **des dynamiques contrastées d'une année sur l'autre en lien avec les forçages hydrométéorologiques**. À cette échelle de suivi journalière, **l'objectif est désormais de déterminer, ou du moins d'approximer, des seuils à partir desquels ces processus hydrogravitaires auront la capacité de pouvoir se mettre en mouvement**. Traditionnellement, les seuils de déclenchement des mouvements de terrain sont déterminés par analyse statistique des durées/intensités de pluie à échelle locale, régionale voire globale, sur des pas de temps longs tenant compte d'un nombre de mouvements de terrain conséquents (Caine, 1980 ; Guzzetti *et al.*, 2007, 2008 ; Martelloni *et al.*, 2012 ; Maturidi *et al.*, 2021 ; Segoni *et al.*, 2018). Cependant, à notre échelle de travail et sur un suivi s'étalant sur uniquement deux saisons d'hiver-printemps, **le nombre d'événements significatifs est trop réduit pour déterminer des seuils de déclenchement empiriques basés sur cette approche classique**.

En ce sens, nous avons privilégié une **approche par analyse des relations pluies-nappes-déplacements**, à l'instar d'autres travaux menés sur le glissement-coulée de Super Sauze dans les marnes noires Callovo-Oxfordiennes en Alpes-de-Haute-Provence (Malet *et al.*, 2000 ; Maquaire *et al.*, 2001 ; Malet *et al.*, 2002a, 2002b), sur le site du Cirque des Graves, à Villerville en Normandie (Lissak, 2012 ; Lissak *et al.*, 2014 ; Maquaire, 1990) ou encore sur les coulées de boue de la côte d'Antrim du nord-est de l'Irlande (Prior *et al.*, 1968 ; Prior et Stephens, 1971, 1972). L'objectif sera ici d'analyser conjointement les chroniques journalières de précipitations, de niveaux des nappes puis de mise en mouvement des processus hydrogravitaires en tentant de caractériser **les conditions hydrométéorologiques avant, pendant et après** les périodes d'accélération les plus significatives.

7.3.1. Un contexte hydrométéorologique contrasté durant les deux périodes de suivi

Comme cela fut évoqué en chapitre 6 (sous-section 6.3.4), le suivi des déplacements de surface des versants du site DYNALIT a été réalisé **durant deux années hydrologiquement très contrastées** (Fig. 7.15). En portant désormais le regard au niveau des cumuls de précipitations totales et efficaces, **l'année 2017 - 2018 a reçu le double de précipitations que l'année 2018 - 2019** (respectivement **758 mm contre 488,1 mm de cumul total**, correspondant à **564,9 mm contre 334,6 mm de cumul efficace**). Les précipitations sont par ailleurs restées constantes durant l'automne, hiver et printemps 2017 - 2018, tandis qu'elles sont plus éparées durant cette même période en 2018 - 2019.

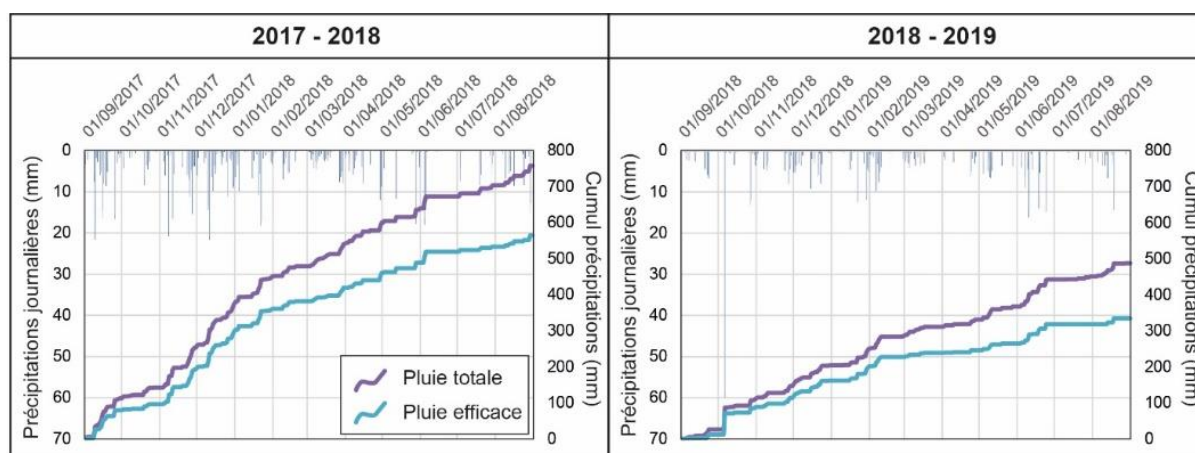


Figure 7.15 : Cumul des précipitations journalières pour l'année hydrologique de 2017 - 2018 et 2018 - 2019

En comparant les valeurs mensuelles aux normales climatiques 1981-2010 de la station de Caen-Carpiquet (Fig. 7.16), **l'hiver 2017 - 2018 présente une succession de mois pluvieux supérieurs à la normale saisonnière hivernale** comprenant novembre (+ 12,9 mm à Caen, + 36,4 mm au pluviomètre local d'Auberville) et décembre 2017 (+ 60,7 mm à Caen, + 41,9 mm à Auberville), puis en janvier 2018 (+ 30,1 mm à Caen, + 10,5 mm à Auberville), **mais également à la normale saisonnière printanière** en mars (+ 5 mm à Caen, + 6,9 mm à Auberville) et avril 2018 (+ 58,2 mm à Caen, + 8,40 mm à Auberville). À l'inverse, **les cumuls mensuels sont quasi intégralement déficitaires durant l'année 2018 - 2019**, dont notamment durant la période de suivi des géocubes (décembre 2018 à juin 2019) où **les déficits** sont inscrits dans une fourchette de valeurs comprises entre **- 35,6 à - 6,8 mm**.

Conjointement aux cumuls de pluie, **le nombre de jours de pluie significative ≥ 1 mm** (Fig. 7.16-B) est également plus important que la normale climatique durant l'intégralité de l'hiver et printemps 2017 -2018 (sauf exception du mois de mai 2018) où l'on recense de novembre à avril des mois avec **deux à sept jours de pluie supplémentaires**. À l'inverse, l'année 2018 - 2019 possède globalement des mois avec **moins de jours de pluie que la normale**. Seuls les mois de décembre 2017, mars et juin 2018 présentent un nombre de jours de pluie plus important que la normale durant la période de suivi géocube (respectivement un, deux et trois jours).

En tenant compte des températures moyennes mensuelles (Fig. 7.16-C), on observe des mois globalement plus chauds durant les deux années de suivi. Les différences de température positives sont comprises entre + 0,2 à 2,4°C (durant 18 mois sur 24), puis entre - 0,1 et - 2,1°C pour les six autres mois. En conséquence de ces conditions météorologiques, **les nappes du site DYNALIT présentent également des niveaux altitudinaux inégaux entre les deux périodes de suivi**. En prenant l'exemple du piézomètre Pz1 (Fig. 7.16-D), les écarts sont parfois fortement contrastés comme en atteste les valeurs moyennes saisonnières. **L'automne présente l'écart le plus important avec 0,55 m de différence entre les deux périodes** (- 0,56 m en 2017 - 2018, puis - 1,11 m en 2018 - 2019). **En hiver puis au printemps, l'écart est respectivement de 0,17 m** (- 0,36 m en 2017 - 2018, puis - 0,53 m en 2018 - 2019) et de **0,20 m** (- 0,51 m en 2017 - 2018, - 0,71 m en 2018 - 2019). **La période estivale a connu un comportement globalement similaire** durant les deux périodes de suivi avec des moyennes saisonnières de **- 1,07 m et - 1,11 m**.

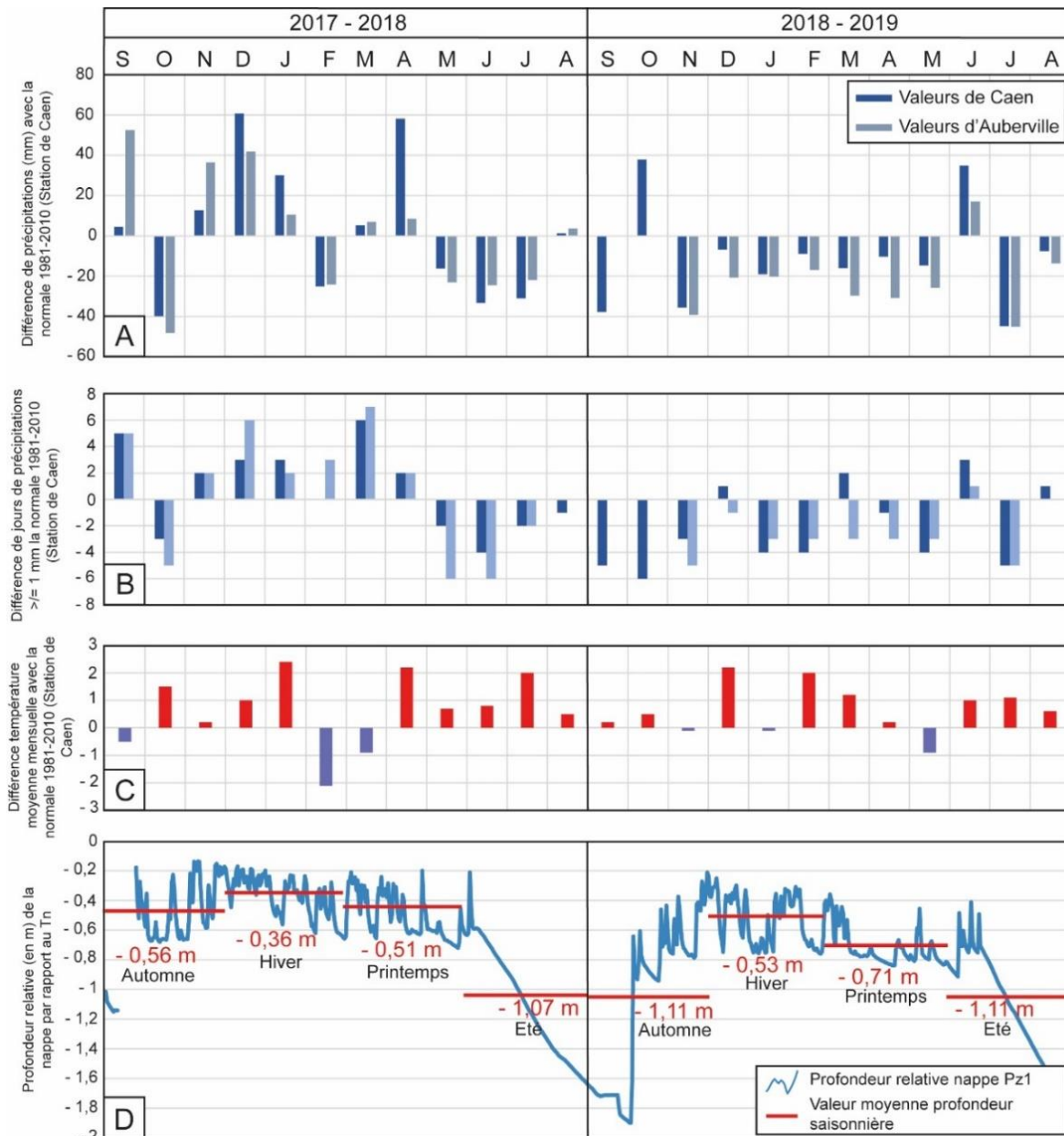


Figure 7.16 : Conditions hydrométéorologiques durant les périodes de suivi ; A) Différences des valeurs de précipitations mensuelles d'Auberville avec les valeurs mensuelles de la normale 1981 - 2010 de la station de Caen-Carpiquet ; B) Différences du nombre de jours de précipitations ≥ 1 mm entre Auberville et la normale 1981 - 2010 de la station de Caen-Carpiquet ; C) Différences des températures moyennes mensuelles avec la normale 1981 - 2010 de la station de Caen-Carpiquet ; D) Variations journalières des niveaux d'eau de la nappe Pz1 accompagnées des moyennes altitudinales saisonnières

7.3.2. Les relations pluies-nappes-déplacements des différents processus hydrogravitaires

Bien que les précipitations, l'hydrologie de surface mais également souterraine, soient reconnues comme étant les principaux moteurs de la mise en déclenchement des mouvements de terrain (Bogaard et Greco, 2016 ; Polemio et Petrucci, 2000 ; Singh et Kumar, 2021 ; Tohari, 2018 ; Van Asch *et al.*, 1999), ceux-ci recouvrent des formes et des modalités d'actions variées liées à une multitude de paramètres (nature et structure des terrains, morphologie du site, pente

topographique, présence d'eau, etc...), qui ne répondront pas de la même manière aux sollicitations hydrologiques. Tandis que les coulées de boue et les processus de solifluxion possèdent un comportement au croisement de la mécanique des sols et des fluides (Avenard, 1990 ; Coussot et Meunier, 1996 ; Coussot et Proust, 1996 ; Matsuoka, 2001), les glissements de terrain profonds et superficiels possèdent un comportement à attribuer à la mécanique des sols et des roches (Bogaard et Greco, 2016 ; Flageollet, 1989 ; Hungr *et al.*, 2014).

L'objectif de l'instrumentation du site DYNALIT avec les géocubes est de préciser pour ces trois processus hydrogravitaires des **conditions de précipitation et de saturation en eau pour lesquelles une mise en activité puisse être initiée**. En croisant désormais les valeurs de déplacement avec la pluviométrie locale du site, mais également les niveaux de nappe, les relations pluies-nappes-déplacements peuvent être analysées dans le détail pour fournir une première détermination des seuils de déclenchement de ces trois types de processus aux comportements distincts.

7.3.2.1. Détermination de seuils de déclenchement pour les coulées de boue

Comme évoqué en sous-section 7.3.1, l'automne/hiver/printemps 2017-2018 ont été particulièrement humides, avec des cumuls mensuels dépassant les valeurs provenant de la normale climatique de la station de Caen-Carpique. En conséquence, les versants constamment humidifiés ont présenté une forte activité hydrogravitaire se traduisant notamment par **d'importantes mises en mouvement des processus de coulées de boue dans l'ensemble des ravines**.

Au regard des graphiques compilant les chroniques journalières des précipitations, des déplacements puis des niveaux d'eau (Fig. 7.17), on constate à première vue une forte **corrélation entre les courbes de cumul des précipitations et de cumul des déplacements**, et ce pour toutes les coulées. Afin de faciliter la lecture des relations pluies-nappes-déplacements, chaque phase d'accélération des coulées a été numérotée (*i.e.* 14-1 pour la première phase d'accélération de la coulée n°5), quelquefois segmentée en épisodes d'accélération (*i.e.* 14-1 a, 14-1 b, ...), puis présentées en détail dans le tableau 7.1.

Il est nécessaire de préciser que **seuls les piézomètres Pz1 et Pz3 ont été pris en compte dans cette analyse car représentatifs des niveaux d'eau subsurface des secteurs de coulées**. Le piézomètre Pz2 n'a pas été pris en compte car cisailé par un glissement en début janvier 2018. Le piézomètre Pz5 figure lui à titre d'indication sur les graphiques, mais n'est pas pris en compte pour la détermination des seuils étant donné que ce dernier est localisé sur un secteur enherbé à l'entrée du site de suivi, non représentatif des niveaux d'eau dans les coulées.

Ainsi, en observant plus précisément les chroniques, on constate que **les phases d'accélération des coulées de boue ne se produisent pas systématiquement dès la survenue des pluies, mais s'initient plutôt à la suite d'un cumul de pluie journalière antécédente à cette accélération**. Ce phénomène est observé dans chacune des coulées pour lesquelles **les jours de pluie antécédentes aux accélérations sont compris entre 3 et 9 jours, pour des cumuls compris dans une fourchette variant de 5 à 38 mm**. Dans le même temps, et comme cela fut présenté au chapitre 2 (2.3.1.3), les niveaux de nappe de ce secteur fluctuent beaucoup, avec **une**

réponse aux précipitations instantanée et une décharge progressive durant les périodes sans pluies.

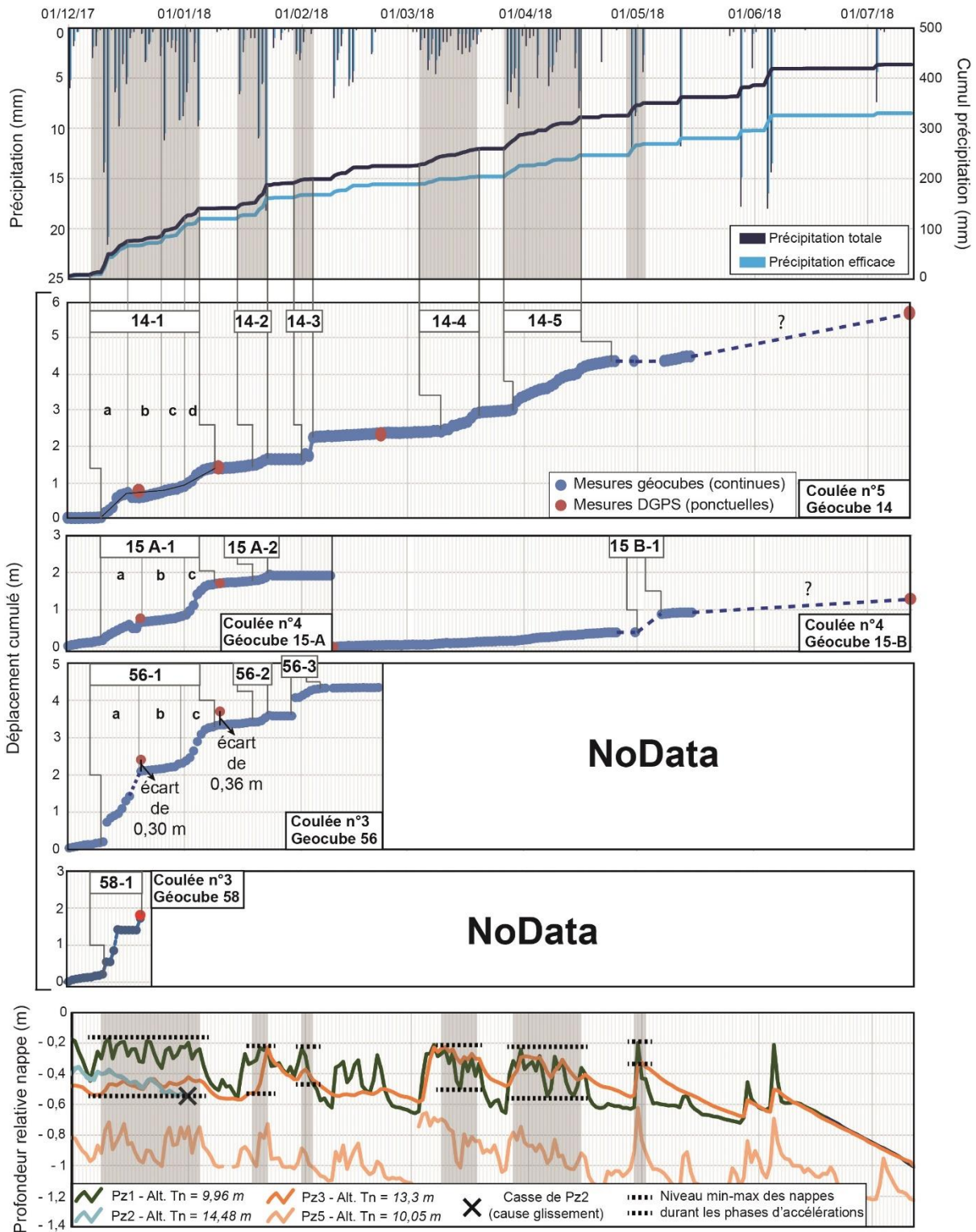


Figure 7.17: Relations entre les précipitations totales et efficaces, les déplacements cumulés des coulées n°3, 4 et 5, puis les niveaux d'eau des piézomètres Pz1, Pz2 et Pz5 pour la période de suivi du 1^{er} décembre 2017 au 12 juillet 2018 (en gris : les principales phases d'accélération observées)

Tableau 7.1: Synthèse des relations pluies-nappes-déplacements des coulées de boue n°3, 4 et 5 avant, durant et après les épisodes d'accélération durant l'hiver-printemps 2017-2018

	Avant accélération	Durant accélération	Conditions après accélération
14 1-a	7 au 9 décembre 2017 (3 jours)		10 au 17 décembre 2017 (8 jours)
	P	5 mm	62,6 mm
	D	0,01 m (0,003 m/jour)	0,67 m (0,08 m/jour)
	Pz	Pz1 : -0,35 à -0,30 / Pz3 : -0,54 à -0,53	Pz1 : -0,30 à -0,17 / Pz3 : -0,51 à -0,45
	25 au 31 décembre 2017 (7 jours)		1 au 4 janvier 2018 (4 jours)
14 1-d	P	37,8 mm	20 mm
	D	0,17 m (0,02 m/jour)	0,30 m (0,07 m/jour)
	Pz	Pz1 : -0,36 à -0,22 / Pz3 : -0,48 à -0,45	Pz1 : -0,30 à -0,20 / Pz3 : -0,45 à -0,42
14 2	15 au 19 janvier 2018 (5 jours)		20 au 23 janvier 2018 (4 jours)
	P	11,2 mm	34,8 mm
	D	0,06 m (0,01 m/jour)	0,15 m (0,04 m/jour)
14 3	30 janv. au 1 ^{er} février 2018 (3 jours)		2 au 4 février 2018 (3 jours)
	P	7,2 mm	0,6 mm
	D	Aucun déplacement manifeste	0,46 m (0,15 m/jour)
14 4	4 au 10 mars 2018 (7 jours)		11 au 20 mars 2018 (10 jours)
	P	18,8 mm	14,6 mm
	D	0,01 m (0,001 m/jour)	0,47 m (0,05 m/jour)
14 5	27 au 29 mars 2018 (3 jours)		30 mars au 15 avril 2018 (17 jours)
	P	19 mm	43,2 mm
	D	0,04 m (0,01 m/jour)	0,77 m (0,05 m/jour)
15 1-a	1 ^{er} au 9 décembre 2017 (9 jours)		10 au 16 décembre 2017 (7 jours)
	P	13,2 mm	61,6 mm
	D	0,13 m (0,01 m/jour)	0,37 m (0,05 m/jour)
15 1-c	25 au 31 décembre 2017 (7 jours)		1 au 4 janvier 2018 (4 jours)
	P	37,8 mm	20 mm
	D	0,11 m (0,02 m/jour)	0,55 m (0,14 m/jour)
15 2	15 au 19 janvier 2018 (5 jours)		20 au 23 janvier 2018 (4 jours)
	P	11,2 mm	34,8 mm
	D	0,04 m (0,008 m/jour)	0,15 m (0,04 m/jour)
15 3	29 au 30 avril 2018 (2 jours)		1 au 3 mai 2018 (3 jours)
	P	20,8 mm	4,4 mm
	D	0,01 m (0,005 m/jour)	0,17 m (0,06 m/jour)
56 1-a	7 au 9 décembre 2017 (3 jours)		10 au 16 décembre 2017 (7 jours)
	P	5 mm	61,6 mm
	D	0,01 m (0,003 m/jour)	0,01 m (0,003 m/jour)
56 1-c	25 au 30 décembre 2017 (6 jours)		31 déc. 2017 au 4 janv. 2018 (5 jours)
	P	29 mm	28,8 mm
	D	0,13 m (0,02 m/jour)	0,58 m (0,12 m/jour)
56 2	15 au 19 janvier 2018 (5 jours)		20 au 23 janvier 2018 (4 jours)
	P	11,2 mm	34,8 mm
	D	0,04 m (0,008 m/jour)	0,04 m (0,007 m/jour)
14 3	26 au 28 janvier 2018 (3 jours)		29 janvier au 2 février 2018 (5 jours)
	P	1,8 mm	7,4 mm
	D	Aucun déplacement manifeste	0,61 m (0,12 m/jour)

P : Précipitations D : Déplacement Pz : Profondeur nappe/TN Coulée n°5 Coulée n°4 Coulée n°3

Durant les phases d'accélération, on observe deux types de configuration : **soit d'importants déplacements avec un apport de pluie constant, soit d'importants déplacements sans précipitation remarquable**. Dans le premier cas, les vitesses de déplacement sont globalement comprises entre **0,04 et 0,14 m/jour**, pour des cumuls de précipitations compris entre **15 et 62 mm sur 4 à 17 jours** et des niveaux d'eau globalement compris entre **- 0,40 à - 0,20 m/TN**. Dans le second cas, les vitesses de déplacement sont similaires aux valeurs évoquées précédemment, mais pour **des précipitations comprises entre 1 et 7 mm** et des niveaux d'eau compris entre **- 0,25 à - 0,50 m/TN**. Dans le même ordre d'idée, l'observation fine des chroniques permet de mettre en avant le fait que **l'arrêt des précipitations ne signifie pas systématiquement l'arrêt des déplacements**. En effet, sauf rares exceptions, on observe généralement une forme d'inertie dans la mobilité des coulées où les **déplacements persistent entre 4 et 9 jours après l'arrêt des pluies**, pour des vitesses comprises entre **0,02 à 0,08 m/jour**.

L'année hydrologique 2018 – 2019, relativement « sèche », avec des précipitations mensuelles quasiment déficitaires tout au long de l'année, puis des valeurs de températures au-dessus des normales climatiques, a pour conséquence **des niveaux de nappe situés à un niveau nettement plus bas que les moyennes saisonnières de la précédente saison hydrologique**.

Sur les deux coulées suivies (n°4 et 5), la coulée n°5 n'a connu quasiment aucun déplacement significatif, à l'exception d'un déplacement de 6 cm entre le 1^{er} et 28 mars 2019 (soit 27 jours). Elle ne figure donc pas dans les illustrations des mises en relation pluie-nappe-déplacement. À l'inverse, la coulée n°4 a connu un déplacement total de 1,4 m, comprenant deux phases d'accélération où l'on observe un mécanisme de mise en mouvement similaire à la période de suivi 2017 - 2018 (Fig. 7.18 ; Tab. 7.2).

Avant l'accélération, les pluies cumulées sont comprises entre **12 et 20 mm** et s'étalent sur une période de **6 à 8 jours**. **Durant l'accélération**, les deux épisodes sont contrastés. Pour **l'épisode 4-1**, les précipitations sont de **58 mm s'étalant sur 18 jours**, avec des niveaux de nappe globalement compris entre **- 0,50 et - 0,30 m/TN** provoquant un déplacement **de 0,62 m (soit 0,03 m/jour)**. **L'épisode 4-2** connaît des précipitations de **15 mm s'étalant sur 14 jours**, pour des niveaux de nappe globalement compris entre **- 0,70 et - 0,40 m/TN**, provoquant un **déplacement de 0,21 m (soit 0,01 m/jour)**. Après la fin des précipitations, les coulées perdent de leur inertie au **bout de 8 à 12 jours** avec des vitesses d'environ **0,01 m/jour**.

Pour cette période de suivi, il est intéressant de noter que deux épisodes de précipitations marquant pour l'année sont observés durant : 1°) les mois **d'avril à mi-mai** avec un cumul de **41,4 mm de précipitations totales (20,9 mm de précipitations efficaces)** s'étalant sur **18 jours** ; 2°) le mois de **juin** avec un cumul de **75 mm de précipitations totales (53,1 mm de précipitations efficaces)** sur **23 jours**, où **aucune accélération dans la mobilité des coulées de boue n'est constatée**. Le déplacement est plutôt continu et progressif de 0,2 m en quasiment trois mois.

Ce phénomène est représentatif de **l'efficacité moindre des précipitations durant les périodes de hausse de valeurs des températures printanières et estivales** (*i.e.* phénomène d'évapotranspiration, assèchement des argiles). La masse argilo-marneuse n'étant plus humidifiée,

les coulées de boue vont se stabiliser. Les précipitations, aussi intenses soient-elles, auront tendance à ruisseler et à seulement humidifier la surface sur quelques centimètres des versants.

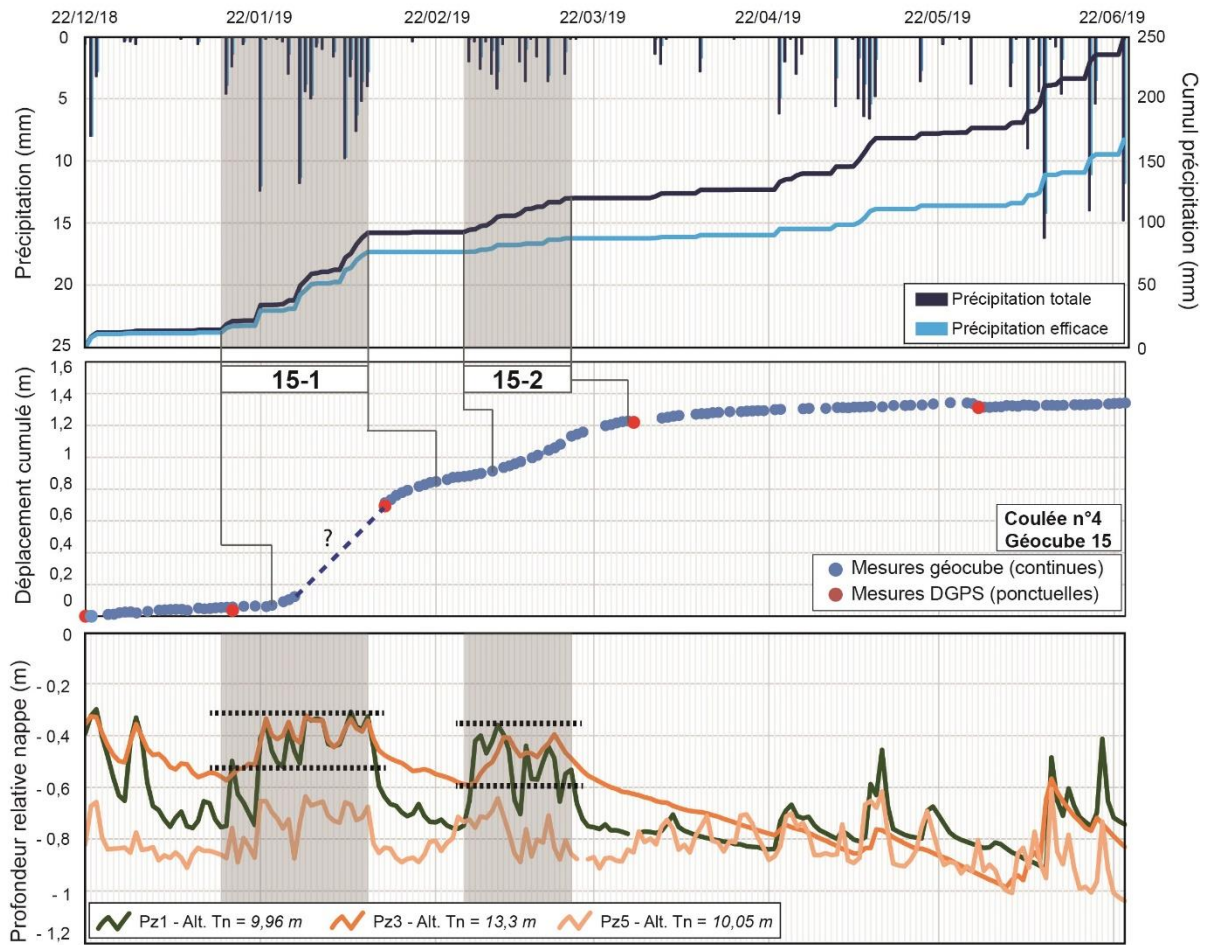


Figure 7.18 : Relations entre les précipitations totales et efficaces, les déplacements cumulés de la coulée n°4, puis les niveaux d'eau des piézomètres Pz1, Pz2 et Pz5 pour la période de suivi du 22 décembre 2018 au 24 juin 2019 (en grisé : les principales phases d'accélération observées)

Tableau 7.2 : Synthèse des relations pluies-nappes-déplacements de la coulée de boue n°4 avant, durant et après les épisodes d'accélération durant l'hiver-printemps 2018-2019

	Avant accélération	Durant accélération	Déplacement observé après réduction des précipitations
15-1	16 au 23 janvier 2019 (8 jours)	24 janvier au 10 février 2019 (18 jours)	11 février au 22 février 2019 (12 jours)
	P 20,2 mm	58 mm	0,4 mm
	D Aucun déplacement	0,62 m (0,03 m/jour)	0,16 m (0,01 m/jour)
Pz Pz1 : -0,75 à -0,36 / Pz3 : -0,57 à -0,34	Pz1 : -0,52 à -0,31 / Pz3 : -0,44 à -0,32	Pz1 : -0,74 à -0,45 / Pz3 : -0,55 à -0,41	
15-2	28 février au 5 mars 2019 (6 jours)	6 mars au 19 mars 2019 (14 jours)	20 au 28 mars 2019 (8 jours)
	P 12,6 mm	15 mm	0,4 mm
	D 0,05 m (0,009 m/jour)	0,21 m (0,01 m/jour)	0,07 m (0,008 m/jour)
Pz Pz1 : -0,65 à -0,36 / Pz3 : -0,59 à -0,46	Pz1 : -0,70 à -0,40 / Pz3 : -0,51 à -0,40	Pz1 : -0,78 à -0,72 / Pz3 : -0,62 à -0,54	

P : Précipitations D : Déplacement Pz : Profondeur nappe/TN

7.3.2.2. Détermination de seuils de déclenchement pour les glissements de terrain à l'interface replat/escarpement secondaire

Concernant les glissements superficiels localisés à l'interface replat/escarpement secondaire, on constate également une bonne corrélation entre les précipitations et les déplacements cumulés (Fig. 719). Pour le suivi 2017-2018, seules trois périodes d'accélération ont pu être réellement analysées (*i.e.* 57-1, 57-2 et 57-3) étant donné qu'aucune accélération significative n'a été enregistrée par la suite par le géocube 57 durant les périodes d'importants cumuls de pluie, mais également du fait que les valeurs ponctuelles obtenues par DGPS n'ont pas permis de détecter ces accélérations. Aucune corrélation n'a pu être effectuée entre le rôle de la nappe oxfordienne et la mise en activité des glissements car le piézomètre Pz6 a été implanté qu'en juin 2018.

En regardant dans le détail les conditions de déclenchement des glissements (Tab. 7.3), on constate également un **déphasage entre le début des précipitations et la mise en mouvement** pour ce type de processus hydrogravitaire. **Avant les phases d'accélération**, les cumuls de pluie sont compris entre **5 et 28 mm** répartis sur **3 à 7 jours**. Aucun déplacement significatif n'est recensé durant ces phases. **Durant la phase d'accélération**, les cumuls de pluie sont compris entre **18 et 63 mm** sur une période de **1 à 9 jours**. En tenant compte des valeurs du géocube 57 puis des valeurs DGPS, on estime que les déplacements sont compris durant ces phases entre **0,05 et 0,33 m**, correspondant à des vitesses s'échelonnant entre **0,006 à 0,05 m/jour**. **À l'arrêt des précipitations**, les déplacements se poursuivent pour des valeurs comprises entre **0,02 et 0,34 m** (soit **0,005 et 0,08 m/jour**), sur des périodes comprises entre **4 et 5 jours**.

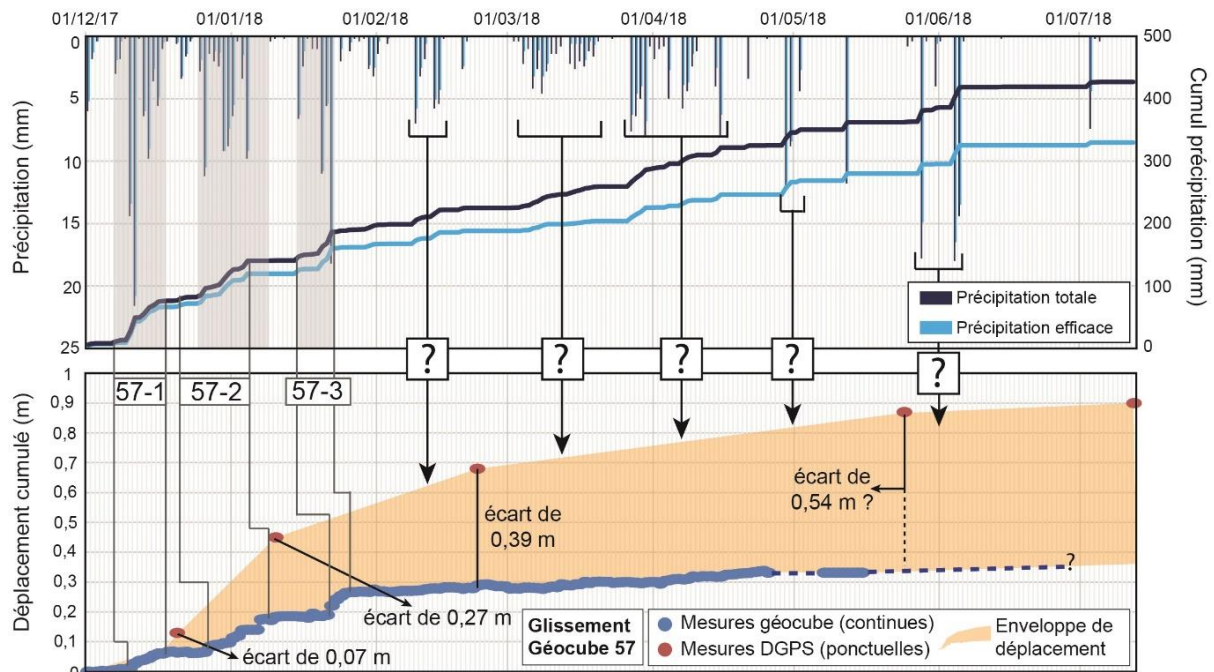


Figure 7.19 : Relations entre les précipitations totales et efficaces, puis les déplacements cumulés des glissements à l'interface replat/escarpement secondaire pour la période de suivi du 1^{er} décembre 2017 au 12 juillet 2018 (en grisé : les principales phases d'accélération observées)

Tableau 7.3 : Synthèse des relations pluies-déplacements des glissements à l'interface replat/escarpement secondaire avant, durant et après les épisodes d'accélération durant l'hiver-printemps 2017-2018

	Avant accélération	Durant accélération	Déplacement observé après réduction des précipitations
57-1	7 au 9 décembre 2017 (3 jours)	10 au 18 décembre 2017 (9 jours)	Aucun déplacement manifeste
	P : 5 mm D : Aucun déplacement manifeste	63 mm 0,05 m (0,006 m/jour)	
57-2	21 au 26 décembre 2017 (6 jours)	27 déc. 2017 au 4 janv. 2018 (9 jours)	5 au 8 janvier 2018 (4 jours)
	P : 19 mm D : Aucun déplacement manifeste	43,8 mm Estimé entre 0,06 m (0,006 m/jour) et 0,28 m (0,03 m/jour)	Aucune précipitation Estimé entre 0,04 m (0,01 m/jour) et 0,31 m (0,08 m/jour)
57-3	15 au 21 janvier 2018 (7 jours)	22 janvier 2018 (1 jour)	23 au 27 janvier 2018 (5 jours)
	P : 27,8 mm D : Aucun déplacement manifeste	18,2 mm Estimé entre 0,03 m et 0,30 m	3,4 mm Estimé entre 0,02 m (0,005 m/jour) et 0,32 m (0,06 m/jour)

P : Précipitations D : Déplacement

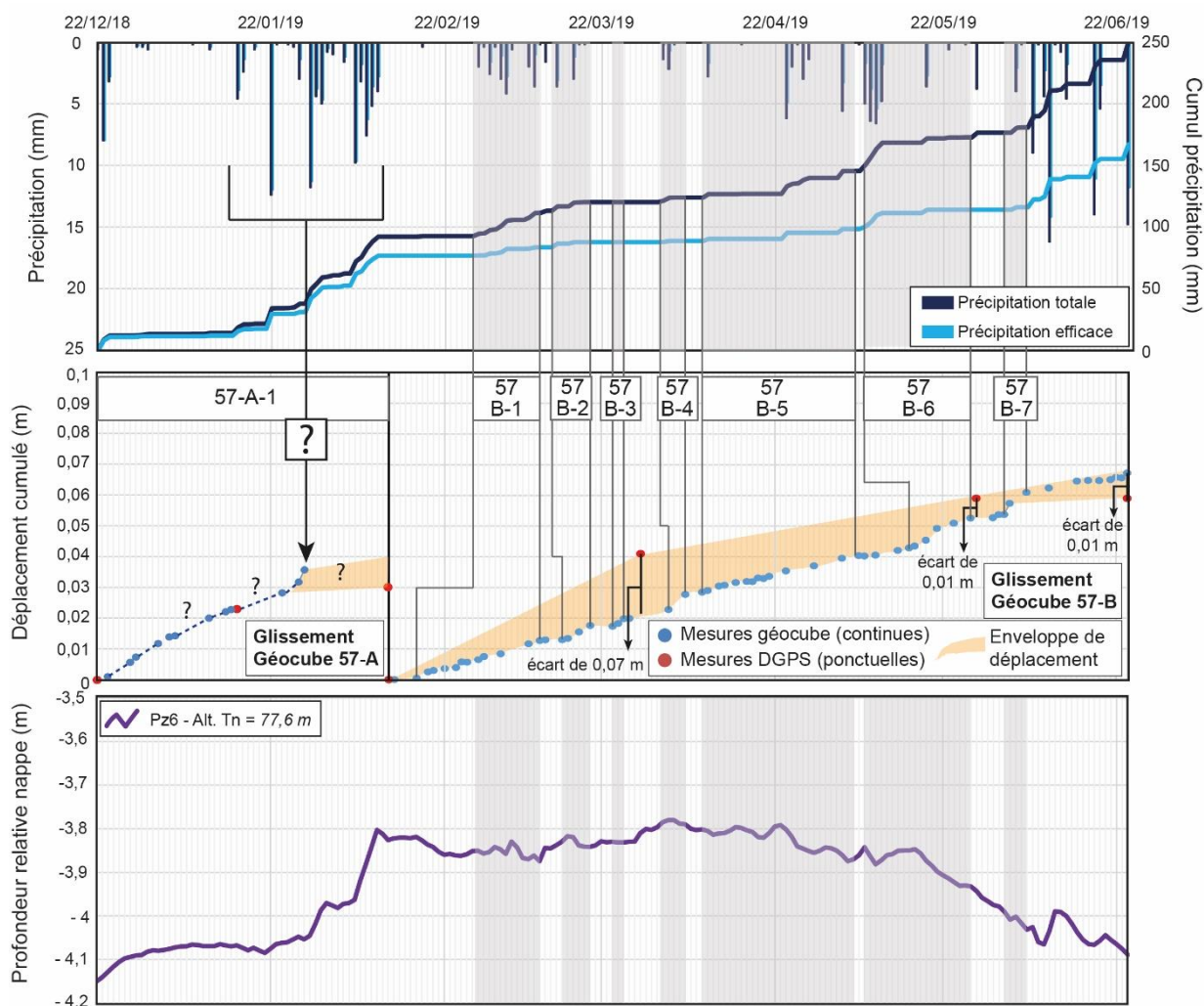


Figure 7.20 : Relations entre les précipitations totales et efficaces, les déplacements cumulés des glissements à l'interface replat/escarpement secondaire, puis les niveaux d'eau du piézomètre Pz6 pour la période de suivi du 22 décembre 2018 au 24 juin 2019 (en grisé : les principales phases d'accélération observées)

Pour la période 2018-2019 (Fig. 20 ; Tab. 7.4), les déplacements ont été très faibles et sont de l'ordre centimétrique. La première phase de suivi (57-A-1) présente un déplacement continu de **0,03 à 0,04 m sans accélération**, et ceux même durant la période du 16 janvier au 10 février 2019 où l'on recense pourtant un cumul pluviométrique de **78,2 mm s'étalant sur 25 jours**, avec des intensités journalières globalement comprises entre **4 et 12 mm**.

Pour la seconde phase du suivi (57-B), le déplacement cumulé d'un total de 0,06 à 0,07 m présente une mobilité moins linéaire, marquée par de **légères phases d'accélération d'ordre millimétrique** en lien avec de multiples configurations hydrométéorologiques (Tab. 7.4) : soit on observe des **périodes sans aucune précipitation avec des faibles déplacements compris entre 0,003 et 0,20 m** (57 B-1 ; 57 B-3), soit on observe des **périodes avec des cumuls de précipitations (compris entre 4 et 22 mm) pour des faibles déplacements compris entre 0,002 et 0,01 m** (57 B-2 ; 57 B-5 ; 57 B-6).

Dans l'ensemble, les niveaux d'eau de la nappe oxfordienne enregistrés par le piézomètre Pz6 indiquent un niveau compris entre **- 3,9 et - 3,8 m/TN**, sans qu'aucune réelle corrélation ne soient relevée entre les faibles déplacements et les niveaux de nappe.

Tableau 7.4 : Synthèse des relations pluies-nappes-déplacements des glissements à l'interface replat/escarpement secondaire avant, durant et après les épisodes d'accélération durant l'hiver-printemps 2018-2019

	Avant accélération	Durant accélération	Conditions après accélération	
57 B-1	17 au 27 février 2019 (11 jours)		Aucun déplacement manifeste	
	P	0,4 mm		18,8 mm
	D	0,007 m		0,005 m
	Pz	Pz6 : -3,86 à -3,82		Pz6 : -3,87 à -3,83
57 B-2	14 au 16 mars 2019 (3 jours)		Aucun déplacement manifeste	
	P	3,6 mm		3,4 mm
	D	Aucun déplacement manifeste		0,003 m
	Pz	Pz6 : -3,84 à -3,82		Pz6 : -3,84 à -3,82
57 B-3	24 au 27 mars 2019 (4 jours)			
	P	Aucune précipitation		
	D	Estimé entre 0,003 et 0,02 m		
	Pz	Pz6 : -3,83		
57 B-4	2 au 4 avril 2019 (3 jours)		Aucun déplacement manifeste	
	P	3,8 mm		Aucune précipitation
	D	Aucun déplacement manifeste		0,005 m
	Pz	Pz6 : -3,78		Pz6 : -3,79
57 B-5	10 avril au 5 mai 2019 (26 jours)			
	P	21,4 mm		
	D	0,01 m		
	Pz	Pz6 : -3,87 à -3,79		
57 B-6	8 au 14 mai 2019 (7 jours)		Aucun déplacement manifeste	
	P	22,8 mm		4,4 mm
	D	0,002 m		0,01 m
	Pz	Pz6 : -3,87 à -3,84		Pz6 : -3,93 à -3,85
57 B-7	2 au 5 juin 2019 (4 jours)			
	P	4,2 mm		
	D	0,007 m		
	Pz	Pz6 : -4,02 à -3,99		

P : Précipitations D : Déplacement Pz : Profondeur nappe/TN

7.3.2.3. Détermination de seuils de déclenchement pour les phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crêtes

Concernant les phénomènes de déformations composites observés au-devant des fronts de crête, une bonne corrélation entre les précipitations et déplacements cumulés est également observée. Pour le suivi 2017-2018 (Fig. 7.21 ; Tab. 7.5), seul le géocube 54, localisé sur la zone de plus forte pente, a enregistré des déplacements (le géocube 55 n'ayant enregistré aucun mouvement manifeste).

À l'instar des coulées de boue et glissements de terrain précédemment analysés, les pics d'accélération sont généralement provoqués par des **précipitations antécédentes** (phase 54-1 ; 54-2 ; 54-4) correspondant à des cumuls compris **entre 14 et 52 mm répartis entre 5 à 6 jours**, initiant aucun déplacement ou alors des déplacements très faibles (vitesses comprises entre **0,002 à 0,003 m/jour**), pour des niveaux d'eau compris entre **- 0,50 et - 0,20 m/TN**.

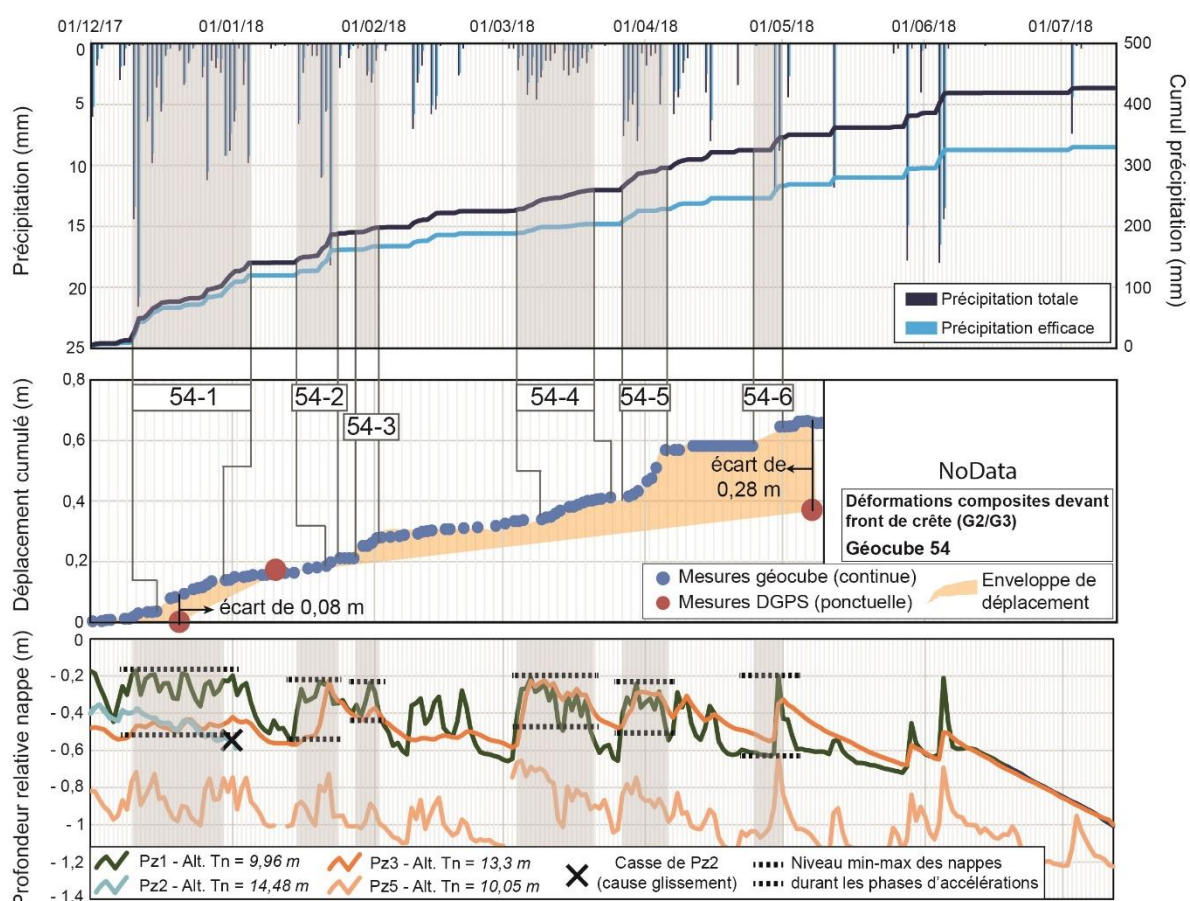


Figure 7.21 : Relations entre les précipitations totales et efficaces, les déplacements cumulés des phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête, puis les niveaux d'eau des piézomètres Pz1, Pz2 et Pz5 pour la période de suivi du 1^{er} décembre 2017 au 12 juillet 2018 (en grisé : les principales phases d'accélération observées)

Durant l'accélération, les précipitations cumulées sont comprises entre **8 et 46 mm** pour des périodes comprises entre **4 à 15 jours**, pour des vitesses de déplacement comprises entre **0,005 à 0,02 m/jour**, et des niveaux d'eau également situés entre **- 0,50 et - 0,20 m/TN**. Dans l'ensemble,

on observe un arrêt temporaire des déplacements conjointement avec l'arrêt des précipitations. Il est également intéressant de noter que durant certains épisodes pluvieux, aucune activité n'est enregistrée.

Tableau 7.5 : Synthèse des relations pluies-nappes-déplacements des phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête avant, durant et après les épisodes d'accélération durant l'hiver-printemps 2017-2018

	Avant accélération		Durant accélération		Déplacement observé après réduction des précipitations	
	10 au 14 décembre 2017 (5 jours)		15 au 29 décembre 2017 (15 jours)		30 déc. 2017 au 4 janv. 2018 (6 jours)	
54 1	P	52,4 mm	46,2 mm		38 mm	
	D	0,01 m (0,002 m/jour)	0,10 m (0,007 m/jour)		Aucun déplacement manifeste	
	Pz	Pz1 : -0,30 à -0,17 / Pz3 : -0,51 à -0,46	Pz1 : -0,36 à -0,19 / Pz3 : -0,50 à -0,43		Pz1 : -0,30 à -0,20 / Pz3 : -0,46 à -0,42	
	15 au 20 janvier 2018 (6 jours)		21 au 24 janvier 2018 (4 jours)			
54 2	P	22,8 mm	25,8 mm		Aucun déplacement manifeste	
	D	0,02 m (0,003 m/jour)	0,03 m (0,007 m/jour)			
	Pz	Pz1 : -0,40 à -0,23 / Pz3 : -0,57 à -0,34	Pz1 : -0,35 à -0,23 / Pz3 : -0,34 à -0,23			
			28 janv. au 1 fev. 2018 (5 jours)			
54 3	P	Aucun déplacement manifeste	7,8 mm		Aucun déplacement manifeste	
	D		0,07 m (0,01 m/jour)			
	Pz		Pz1 : -0,42 à -0,24 / Pz3 : -0,44 à -0,37			
	4 au 8 mars 2018 (5 jours)		9 au 20 mars 2018 (12 jours)		21 au 24 mars 2018 (4 jours)	
54 4	P	14,6 mm	18,8 mm		0,2 mm	
	D	Aucun déplacement manifeste	0,06 m (0,005 m/jour)		0,007 m (0,002 m/jour)	
	Pz	Pz1 : -0,41 à -0,21 / Pz3 : -0,57 à -0,23	Pz1 : -0,49 à -0,24 / Pz3 : -0,36 à -0,22		Pz1 : -0,61 à -0,56 / Pz3 : -0,46 à -0,41	
			27 mars au 4 avril 2018 (9 jours)			
54 5	P		36,4 mm		Aucun déplacement manifeste	
	D		0,15 m (0,02 m/jour)			
	Pz		Pz1 : -0,40 à -0,24 / Pz3 : -0,47 à -0,29			
			24 au 30 avril 2018 (7 jours)			
54 6	P	Aucun déplacement manifeste	21 mm		Aucun déplacement manifeste	
	D		0,06 m (0,009 m/jour)			
	Pz		Pz1 : -0,63 à -0,20 / Pz3 : -0,55 à -0,35			

P : Précipitations D : Déplacement Pz : Profondeur nappe/TN

Pour le suivi 2018 – 2019 (Fig. 7.22 ; Tab. 7.6), seuls les géocubes 54 et 58 ont été retenus étant donné que le géocube 55 (enregistrant les phénomènes de déformations composites) et le géocube 58 (enregistrant le glissement de bas versant à proximité d'une surface de cisaillement latérale) ont présenté des déplacements continus (de 0,05 m pour le premier, puis compris entre 0,02 et 0,10 m pour le second) sans accélération notable durant l'intégralité du suivi. Implantés au-devant de deux fronts de crête localisés sur les bords extérieurs de la coulée n°3, les géocubes ont permis de mettre en avant des dynamiques différenciées de ces secteurs pour des sollicitations hydrologiques communes.

Ainsi, les phases 58-1 et 54-1 se sont produites simultanément, avec des cumuls de précipitation antécédents aux accélérations de **23,8 mm réparties sur 12 jours**, qui ont initiés des déplacements **durant 14 jours de 0,09 m** pour le géocube 58 (**0,006 m/jour**), puis de **0,04 m** pour le géocube 54 (**0,003 m/jour**), pour des niveaux d'eau compris entre **- 0,50 et - 0,30 m/TN**. Dans les deux cas, à la fin des précipitations, le mouvement se poursuit durant **4 jours** pour des vitesses comprises entre **0,003 à 0,008 m/jour**. Vers la fin du printemps et début été, des mouvements peuvent encore être initiés, comme observé avec le géocube 54 (phase 54 B-1), qui enregistre des déplacements **de 0,06 m** durant **10 jours (0,005 m/jour)**, pour des précipitations de **8,2 mm** et des **niveaux de nappes compris entre - 0,90 et - 0,60 m**.



Figure 7.22 : Relations entre les précipitations totales et efficaces, les déplacements cumulés des phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête, puis les niveaux d'eau des piézomètres Pz1, Pz2 et Pz5 pour la période de suivi du 22 décembre 2018 au 24 juin 2019 (en gris : les principales phases d'accélération observées)

Tableau 7.6 : Synthèse des relations pluies-nappes-déplacements des phénomènes déformations composites au-devant des fronts de crête avant, durant et après les épisodes d'accélération durant l'hiver-printemps 2018-2019

	Avant accélération	Durant accélération	Conditions après accélération
58 - 1	16 au 27 janvier 2019 (12 jours)	28 janv. au 10 fév. 2019 (14 jours)	11 au 14 février 2019 (4 jours)
	P 23,8 mm	54,4 mm	Aucune précipitation
	D Aucun déplacement manifeste	0,09 m (0,006 m/jour)	0,03 m (0,008 m/jour)
Pz Pz1 : -0,75 à -0,36 / Pz3 : -0,57 à -0,34	Pz1 : -0,51 à -0,31 / Pz3 : -0,44 à -0,32	Pz1 : -0,66 à -0,45 / Pz3 : -0,49 à -0,41	
58 - 2	28 fév. au 3 mars 2019 (4 jours)	4 au 18 mars 2019 (15 jours)	
	P 5,4 mm	22 mm	Aucun déplacement manifeste
	D Aucun déplacement manifeste	0,06 m (0,004 m/jour)	
Pz Pz1 : -0,65 à -0,40 / Pz3 : -0,59 à -0,52	Pz1 : -0,70 à -0,36 / Pz3 : -0,50 à -0,40		
54 A-1	16 au 27 janvier 2019 (12 jours)	28 janv. au 10 fév. 2019 (14 jours)	11 au 14 février 2019 (4 jours)
	P 23,8 mm	54,4 mm	Aucune précipitation
	D Aucun déplacement manifeste	0,04 m (0,003 m/jour)	0,01 m (0,003 m/jour)
Pz Pz1 : -0,75 à -0,36 / Pz3 : -0,57 à -0,34	Pz1 : -0,51 à -0,31 / Pz3 : -0,44 à -0,32	Pz1 : -0,66 à -0,45 / Pz3 : -0,49 à -0,41	
54 B-1		19 au 28 mai 2019 (10 jours)	
	P	8,2 mm	Aucun déplacement manifeste
	D Aucun déplacement manifeste	0,06 m (0,005 m/jour)	
Pz Pz1 : -0,82 à -0,67 / Pz3 : -0,92 à -0,84			

P : Précipitations D : Déplacement Pz : Profondeur nappe/TN

7.4. Discussion sur la mobilisation des géocubes pour la détermination de seuils de déclenchement

Mobilisé à titre exploratoire, le dispositif géocube implanté sur les versants du site DYNALIT a permis de préciser grandement les modalités de déclenchement de divers processus hydrogravitaires par la mise en relations pluies-nappes-déplacements à échelle journalière. Toutefois, il convient de revenir sur certains aspects techniques et préconisations à prendre pour la mobilisation d'un tel appareillage sur des sites actifs à la topographie complexe tels qu'aux falaises des Vaches Noires (7.4.1). Une synthèse des seuils de déclenchement observés est proposée permettant de discuter de la variété des conditions hydrométéorologiques pour lesquelles ces processus aux mécaniques complexes ont la capacité de se mettre en mouvement (7.4.2).

7.4.1. Retour d'expérience sur le suivi opéré aux falaises des Vaches Noires par les géocubes

L'implantation des géocubes a présenté un certain intérêt pour pouvoir préciser les conditions et seuils de mise en déclenchement de différents processus hydrogravitaires affectant les versants. La précision spatiale et temporelle des enregistrements constitue un atout majeur pour le suivi fin des mouvements et des déformations de versant. Toutefois, dans le contexte d'un suivi sur un site tel que les falaises des Vaches Noires, ce dispositif a présenté un certain nombre de limites devant être exposées afin de fournir quelques préconisations pour de potentielles mobilisations sur des sites similaires nécessitant de prendre en compte : 1°) la question de la communication radio en lien avec la végétation mais également la topographie du site ; 2°) la vitesse des phénomènes à observer ; 3°) les conditions d'alimentation électrique des géocubes ; 4°) la corrosion du matériel sur un site côtier ; 5°) le risque de vandalisme sur un site touristique :

1°) **La communication radio est un aspect essentiel à réfléchir en amont de toute implantation sur le terrain.** Contrairement à des stations GPS bi-fréquences telles que mobilisées pour le glissement de Super Sauze dans les Alpes (Malet *et al.*, 2000, 2002a) ou encore le site de Villerville en Normandie (Lissak, 2012 ; Lissak *et al.*, 2014) qui offrent l'avantage de prospecter des sites de grande ampleur sans qu'une vision directe entre les stations ne soit nécessaire, les géocubes doivent être en visibilité permanente les uns aux autres non seulement pour pouvoir communiquer entre eux, mais également pour transmettre leurs positions géographiques vers le coordinateur. En ce sens, leur implantation aux falaises des Vaches Noires s'est heurtée à deux problématiques : **la croissance de la végétation durant la période printanière, mais également le dénivelé trop important entre les dispositifs localisés à l'amont et à l'aval couplé à la topographie complexe du site**

- **Concernant la végétation**, pour la période de suivi 2017 - 2018, le développement des feuillus sortant de leur dormance et déployant leurs feuilles a créé un écran provoquant un arrêt des enregistrements durant la fin du mois d'avril, dû à une interruption de la communication entre le géocube 59 fixe et le coordinateur installé sur un poteau électrique EDF distants de 120 m. Ce problème a été résolu durant la période de suivi 2018 - 2019, en

déplaçant et en alimentant directement en électricité le géoport dans la maison d'habitation localisée au-dessus du site DYNALIT et séparé de 35 m du géocube 59 fixe.

- **Concernant les dénivelés**, les problématiques évoqués dans la thèse de L. Benoit (2014) mais également de M.A. Lasri (2018) concernent principalement une perte de précision pour des dénivelés supérieurs à 300 m. Dans notre cas, le dénivelé de 70 m entre le géocube fixe et les géocubes mobiles n'a pas engendré de problème. Toutefois, la topographie chaotique du site avec la présence de nombreuses parois (*i.e.* crêtes) a nécessité l'acquisition d'un grand nombre d'antennes radios pour obtenir une communication sans interruption. Durant l'hiver 2017 - 2018, le géocube 59 fixe communiquait avec le géocube 57 (localisé à l'interface replat/escarpement secondaire) à l'aide d'antennes unidirectionnelles, elles-mêmes redirigées vers les géocubes localisés entre contrebas dans les zones de coulées. Les antennes unidirectionnelles ne concentrant leur puissance radio que dans une seule direction, ces dernières doivent être parfaitement alignées entre elles afin que le contact puisse être établi. Dans notre cas, des pertes radio se sont produites lorsque de légers décalages entre ces antennes ont eu lieu durant des épisodes actifs des processus hydrogravitaires. En ce sens, et comme effectué durant le suivi 2018 - 2019, **nous recommandons de mobiliser conjointement des antennes omnidirectionnelles avec les antennes unidirectionnelles, système plus performant qui limite fortement les pertes radios sur ce type de site à topographie complexe.**

2°) Si le dispositif semble être convaincant pour le suivi des déplacements lents (*i.e.* glissements, reptation/solifluxion), **il présente de nombreuses limites pour les processus à forte mobilité** (*i.e.* coulée de boue). En effet, pour les coulées les plus rapides, il n'est pas rare d'observer des « trous » dans les chroniques de déplacement dus à un déplacement soudain de ces dernières. Dans ce cas, le géocube décroche et met environ 3 h pour pouvoir réinitialiser sa position à une position sub-centimétrique. De plus, le suivi a montré qu'il était extrêmement complexe de suivre les coulées les plus actives (*i.e.* coulée n°3) au sens où la masse argilo-marneuse, dès lors qu'elle a atteint un comportement fluide, aura tendance à s'écouler en surface et à recouvrir les géocubes (Fig. 7.23-A et B). Cela a pour effet de couper la communication radio du géocube enseveli avec ses proches voisins et donc à perdre les enregistrements des déplacements. Il est donc nécessaire de se rendre régulièrement sur le terrain pour vérifier le bon état du matériel, en se munissant dans le même temps d'un DGPS afin de prendre la position du géocube avant et après la nouvelle localisation d'implantation si ce dernier s'est retrouvé enseveli. Pour de futurs suivis, il serait certainement nécessaire d'intervenir le support en piquet en inox sur lequel repose le géocube par un support plat, plus apte à suivre naturellement les déplacements des coulées les plus liquides.

3°) **L'alimentation en électricité peut représenter une contrainte majeure pour un suivi sur le long terme.** Chaque géocube est alimenté par une batterie 12V, pesant près de 20 kg et installée dans des boîtes étanches la sécurisant (Fig. 7.23-B). Toutefois, ces batteries doivent être changées environ une fois par mois, et parfois dans des conditions d'extrêmes saturations en eau des versants, rendant la tâche compliquée voire impossible lorsqu'il s'agit de traverser des coulées de boue liquide en bas de versant. La batterie du géocube 57, localisée en partie amont, nécessite l'intervention d'au moins deux opérateurs pour pouvoir être descendue par cordage au niveau de la corniche calcaire. Selon le site d'étude et l'accessibilité du site, il est ainsi recommandé d'avoir

recours aux panneaux solaires pour pouvoir s'affranchir de ces problématiques comme cela est observé dans d'autres travaux (Benoit *et al.*, 2014, 2015a, 2015b ; Lasri, 2018 ; Rodriguez *et al.*, 2018 ; Deane *et al.*, 2019). Cependant, l'essai ne fut pas concluant aux falaises des Vaches Noires du fait de la faible exposition aux rayons du soleil sur un site orienté nord-nord-est.



Figure 7.23 : Illustration de certaines problématiques inhérentes au suivi du site actif DYNALIT des falaises des Vaches Noires ; A) Changement de position d'un géocube recouvert par la coulée n°3 liquide (photo : Lolli, mars 2018) ; B) Illustration d'un géocube enseveli par la coulée n°3 liquide ; C) Corrosion visible sur la surface du piquet en acier et sur la plaque métallique d'un géocube ; D) Géocube arraché et déconnecté de son alimentation durant le début de la saison touristique

4°) Le **déploiement d'instruments de mesure en milieu littoral suppose un état d'usure plus rapide qu'en milieu continental**. Aux falaises des Vaches Noires, les géocubes subissent l'effet des **embruns marins chargés en sels minéraux**. De fines couches salines peuvent ainsi se développer entre la plaque métallique du géocube et le support du piquet en acier, favorisant de fait la corrosion progressive du matériel qui doit être alors régulièrement entretenu (Fig. 7.23-C).

5°) Il convient de rappeler que sur un lieu aussi touristique que celui des falaises des Vaches Noires, le **risque de vandalisme constitue un facteur à ne pas négliger**. Sur le site DYNALIT, il est arrivé que des géocubes soient arrachés non seulement de leurs alimentations électriques, mais également de leurs implantations dans le sol, nécessitant ainsi de devoir se rendre régulièrement sur le site pour effectuer des contrôles et des remises en état (Fig. 7.23-D).

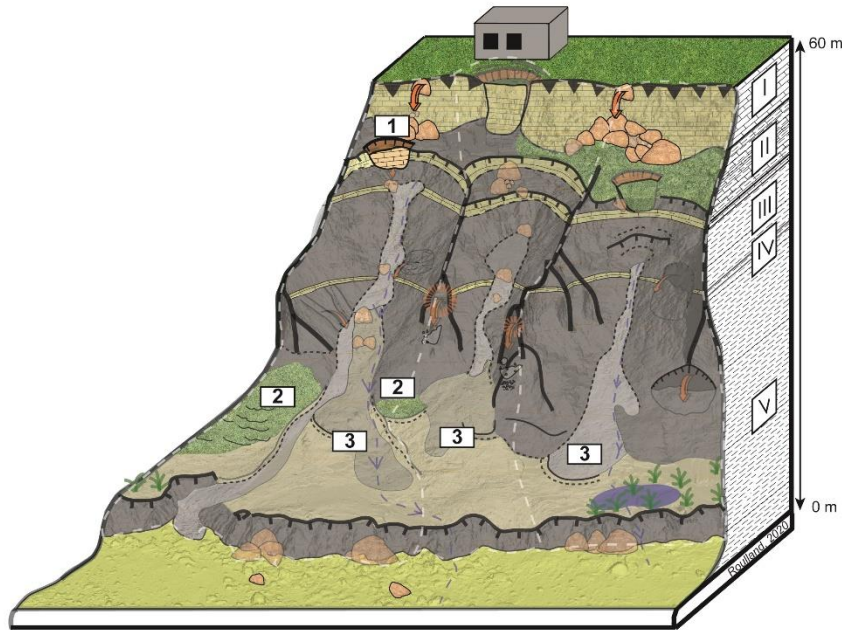
7.4.2. Des mécanismes complexes se déclenchant sous diverses configurations hydrométéorologiques

En dépit des nombreux soucis et problèmes techniques et pratiques rencontrés, le suivi de mobilités de surface à l'aide des géocubes a tout de même permis d'extraire une donnée de qualité pour appréhender les relations pluies-nappes-déplacements journalières à une précision sub-centimétrique. Dans l'ensemble, **les résultats ont montré une bonne corrélation entre les courbes cumulées des précipitations et des déplacements pour les trois processus hydrogravitaires analysés.**

Les conditions de précipitations et de niveaux d'eau **avant, pendant et après les épisodes de déplacement**, ont pu être mises en évidence **pour deux années hydrologiquement contrastées** (Fig. 7.24). Le constat ainsi fait est que **la mise en mouvement des versants s'initie selon une grande variété de configurations hydrométéorologiques**, mettant en évidence **la complexité des mécanismes de déclenchement de ces processus hydrogravitaires. Si les précipitations et les niveaux d'eau en subsurface constituent les principaux facteurs des déclenchements, l'initiation des déplacements fait parfois appel à d'autres facteurs que la seule relation pluie-niveaux des nappes.**

Pour les glissements de terrain à l'interface replat/escarpement secondaire, durant les années humides, le déclenchement se produit dès lors qu'il a plu entre **5 à 28 mm de pluie durant 3 à 7 jours** précédant l'initiation du mouvement. Une fois le mouvement initié, les vitesses de déplacement sont comprises entre **0,006 à 0,05 m/jour**, avec des pluies toujours présentes comprises entre **18 à 63 mm durant 1 à 9 jours**. Les déplacements persistent **4 à 5 jours après l'arrêt des pluies** pour des vitesses comprises entre **0,005 à 0,008 m/jour. En année « sèche », les vitesses de déplacement sont évidemment plus réduites**, comprises entre **0,001 à 0,005 m/jour** durant les principales périodes d'accélération, avec des **pluies antécédentes comprises entre 0,4 et 23 mm durant 3 à 11 jours**, puis des **pluies durant le mouvement soit absentes, soit atteignant 22 mm.**

Dans tous les cas de figure, et pendant les périodes d'enregistrement des déplacements, **les glissements de terrain dans ce secteur des badlands peuvent être considérés comme actifs au sens donné par Varnes (1978)** correspondant à « *des glissements ayant affectés des versants par un ou plusieurs déplacements dans l'année, marquée par une morphologie fraîche avec surface de rupture visible* », **cela même sans totaux pluviométriques importants.** Cela a notamment été enregistré par le géocube 57 entre le 22 décembre 2018 et le 12 février 2019, où l'on observe **un déplacement continu de 0,03 m durant 52 jours, sans accélération**, alors que les pluies ont seulement été de **12 mm sur 3 jours** en tout début de suivi. Dans un même cas de figure, vers **la fin du printemps/début été** (entre le 2 et 5 juin 2019) avec des niveaux de la nappe et/ou du réservoir oxfordien relativement bas (**entre - 0,90 et - 0,70/TN**), **un faible déplacement de 0,005 m/jour** est observé pour **un seul jour de pluie de 4 mm.**



En année hydrologique humide (2017 - 2018)	Condition avant mise en mouvement	Conditions durant le mouvement	Conditions après le mouvement
1 Glissement de terrain	<ul style="list-style-type: none"> ● 5 à 28 mm de pluie sur 3 à 7 jours ● Niveau d'eau (nappe oxfordienne) : Pas de données ● Aucun déplacement significatif 	<ul style="list-style-type: none"> ● 18 à 63 mm de pluie sur 1 à 9 jours ● Niveau d'eau (nappe oxfordienne) : Pas de données ● Vitesse : entre 0,006 m/jour et 0,05 m/jour 	<p>Persistance des déplacements entre 4 et 5 jours après les précipitations</p> <p>Vitesses comprises entre 0,005 à 0,008 m/jour</p>
2 Phénomènes de déformations composites	<ul style="list-style-type: none"> ● 14 à 52 mm de pluie sur 5 à 6 jours ● Niveau d'eau (bas de versant) : entre - 0,50/- 0,20 m ● Aucun déplacement à 0,003 m/jour 	<ul style="list-style-type: none"> ● 8 à 46 mm de pluie sur 4 à 15 jours ● Niveau d'eau (bas de versant) : entre - 0,50/- 0,20 m ● Vitesse : entre 0,005 m/jour et 0,02 m/jour 	<p>Aucune persistance des déplacements après les précipitations</p>
3 Coulée de boue	<ul style="list-style-type: none"> ● 5 à 38 mm sur 3 à 9 jours ● Niveau d'eau (bas de versant) : entre - 0,50/- 0,20 m ● Aucun déplacement à 0,02 m/jour 	<ul style="list-style-type: none"> ● 5 à 62 mm sur 4 à 18 jours ● Niveau d'eau (bas de versant) : entre - 0,40/- 0,20 m ● Vitesse : entre 0,03 et 0,21 m/jour 	<p>Persistance des déplacements entre 4 et 9 jours après les précipitations</p> <p>Vitesses comprises entre 0,02 à 0,08 m/jour</p>
En année hydrologique sèche (2018 - 2019)	Condition avant mise en mouvement	Conditions durant le mouvement	Conditions après le mouvement
1 Glissement de terrain	<ul style="list-style-type: none"> ● 0,4 à 23 mm de pluie sur 3 à 11 jours ● Niveau d'eau (nappe oxfordienne) compris entre - 3,9/- 3,8 m/TN ● Aucun déplacement significatif 	<ul style="list-style-type: none"> ● D'aucune pluie à 22 mm de pluie ● Niveau d'eau (nappe oxfordienne) compris entre - 3,9/- 3,8 m/TN ● Vitesse : entre 0,001 m/jour et 0,005 m/jour 	<p>Aucune persistance des déplacements après les précipitations</p>
2 Phénomènes de déformations composites	<ul style="list-style-type: none"> ● 24 mm de pluie sur 12 jours ● Niveau d'eau (bas de versant) : entre - 0,75/- 0,35 m ● Aucun déplacement significatif 	<ul style="list-style-type: none"> ● 22 à 54 mm de pluie sur 14 et 15 jours ● Niveau d'eau (bas de versant) : entre - 0,70/- 0,30 m ● Vitesse : entre 0,003 m/jour et 0,006 m/jour 	<p>Persistance des déplacements durant 4 jours après les précipitations</p> <p>Vitesses comprises entre 0,003 à 0,008 m/jour</p>
3 Coulée de boue	<ul style="list-style-type: none"> ● 12 à 20 mm sur 6 à 8 jours ● Niveau d'eau (bas de versant) : entre - 0,75/- 0,35 m ● Aucun déplacement à 0,009 m/jour 	<ul style="list-style-type: none"> ● 15 à 58 mm sur 14 à 18 jours ● Niveau d'eau (bas de versant) : entre - 0,70/- 0,30 m ● Vitesse : entre 0,01 et 0,03 m/jour 	<p>Persistance des déplacements durant 8 et 12 jours après les précipitations</p> <p>Vitesse de 0,01 m/jour</p>

Figure 7.24 : Synthèse de conditions hydrométéorologiques observées avant, pendant et après la mise en mouvement des processus hydrogravitaires surveillés sur le site DYNALIT

Les niveaux de la nappe et/ou du réservoir oxfordien n'ont pu être obtenus que pour le suivi de l'année hydrologique 2018 – 2019. **Aucune réelle corrélation n'a pu être mise en évidence entre les niveaux d'eau et les faibles déplacements, mais également aucune comparaison avec une année hydrologiquement plus humide n'a pu être effectuée.** Pour ces glissements, les résultats montrent ainsi que ces derniers sont autant affectés par **les épisodes de faibles et de fortes précipitations, avec un rôle direct des infiltrations d'eau de pluie dans les cicatrices d'arrachement des différents compartiments du glissement.**

Pour les phénomènes de déformations composites (reptation/solifluxion et glissement superficiels et plus profonds) au-devant des fronts de crête, durant une année humide, les vitesses de déplacement sont globalement comprises entre **0,005 et 0,02 m/jour**, avec des précipitations antécédentes comprises entre **14 à 52 mm sur 5 à 6 jours**, puis des précipitations comprises entre **8 à 46 mm sur 4 à 51 jours durant le déplacement, pour des niveaux d'eau compris entre - 0,50 et - 0,20 m.** **Durant une année sèche,** les vitesses de déplacement sont globalement comprises entre **0,003 et 0,006 m/jour** avec des pluies antécédentes recensées uniquement sur un seul événement (**24 mm sur 12 jours**), puis comprises entre **22 et 54 mm sur 14 à 15 jours durant le déplacement, pour des niveaux d'eau compris entre - 0,75 et - 0,30 m.**

Au regard de la synthèse établie par Saunders et Young (1983) sur les valeurs de déplacement à échelle mondiale des phénomènes de reptation et de solifluxion, les valeurs dégagées aux falaises des Vaches Noires sont conformes avec les **vitesses de reptation comprises entre 0,006 et 0,01 m/an** observées sur des sites argileux et de badlands soumis à un climat tempéré continental (Clayton et Tinker, 1971 ; Eden, 1977), et des vitesses de solifluxion comprises entre **0,03 m/an** dans les marnes noires du Callovo-Oxfordien des Alpes du Sud (Descroix et Olivry, 2002) et **0,05 m/an** dans les lobes de solifluxion humides des cordillères Cantabrique en Espagne (Sanjosé Blasco *et al.*, 2016).

Pour les coulées de boue, le suivi mené sur les différentes coulées a permis de mettre en évidence des dynamiques contrastées, telles qu'observées par les analyses TLS et SfM des précédents chapitres. **Durant une année humide,** les vitesses de déplacement peuvent être comprises entre **0,03 à 0,21 m/jour**, avec des **précipitations antécédentes** aux mouvements comprises entre **5 à 38 mm réparties sur 3 à 9 jours**, puis des **précipitations comprises entre 5 à 62 mm sur 4 à 18 jours durant le déplacement.** Les coulées de boue peuvent conserver un mouvement **durant 4 à 9 jours après la tombée des pluies**, pour des vitesses comprises entre **0,02 à 0,08 m/jour.** Durant ces épisodes, les niveaux de nappe sont situés **entre - 0,40 et - 0,20 m/TN**, similaires aux niveaux d'eau de - 0,30 m/TN pour des accélérations de 0,1 m/jour dans les coulées des marnes noires callovo-oxfordiennes de Super-Sauze en Alpes-de-Haute-Provence (Maquaire *et al.*, 2001).

Durant une année « de déficit hydrique », il est intéressant de constater que les accélérations affectant une coulée (n°4) durant des épisodes pluvieux ne sont pas observées pour une coulée située à proximité (n°5) qui n'a recensé quasiment aucun déplacement. Les déplacements observés dans la coulée n°4 sont faibles et compris entre **0,01 à 0,03 m/jour**, pour des **précipitations antécédentes** aux mouvements comprises entre **12 à 20 mm étalées sur 6 à 8 jours**, puis comprises entre **15 à 58 mm sur 14 à 18 jours durant le déplacement** avec des niveaux d'eau situés entre

- 0,70 et - 0,30/TN. Dans cette configuration, les mouvements peuvent se poursuivre durant **8 à 12 jours** après les précipitations pour des vitesses de **0,01 m/jour**. Il est nécessaire d'ajouter qu'en période de fin printemps/début été, un important épisode de pluie cumulé d'environ **74 mm répartie sur 21 jours** n'a provoqué aucun déplacement des deux coulées suivies.

Ces inégalités en termes de vitesses de déplacement pour des coulées voisines stimulées par des sollicitations hydrométéorologiques semblables mettent en évidence **la nécessité de devoir prendre en compte d'autres facteurs que la simple relation pluie-nappe dans la mise en déclenchement de ces processus**. Comme évoqué dans la littérature (Coussot, 1997 ; Coussot et Meunier, 1996 ; Coussot et Proust, 1996 ; United Nations, 1996), les modalités de mise en mouvement et de propagation des coulées nécessitent également de prendre en compte des facteurs tels **le degré de pente, les effets de « poussée » des matériaux en partie supérieure de la coulée, la teneur en eau contenue dans les pores des matériaux remaniés, ou encore les caractéristiques physiques, mécaniques et rhéologiques** permettant de déterminer les classes texturales des matériaux des coulées, mais également les **conditions hydrologiques nécessaires au passage d'un état solide, à un état plastique puis liquide**.

En ce sens, et à titre indicatif, des échantillons ont été récupérés sur le terrain pour pouvoir constater si les caractéristiques physiques des matériaux de coulée pouvaient expliquer en partie l'inégalité d'activité des ravines (Tab. 7.7). Au regard des différents essais menés en laboratoire (granulométrie, limites d'Atterberg, valeur au bleu de méthylène, calcimétrie et détermination des masses volumiques humides et sèches), **les coulées semblent posséder des caractéristiques physiques similaires, à l'exception de la coulée n°3, considérée comme la plus active, où l'on observe un indice de plasticité « peu plastique »**.

Tableau 7.7 : Synthèse des caractéristiques physiques des coulées de boue n°1 à 5 du site DYNALIT

Coulée de boue	Granulométrie %				Limites d'Atterberg			Bleu méthylène	CaCO3 %	MV humide kg/m3	MV sèche kg/m3
	Argile	Limon	Sable	Classe texturale	WL%	WP%	IP % (Indice plasticité)				
Coulée n°1	30,1	39,3	30,6	Limon argilo-sableux	45,5	20,6	25 Plastique	Sol limoneux plasticité moyenne	46,4	1971	1540
Coulée n°2	37,8	39,9	22,3	Argile	50	20,6	29 Plastique		35,1	1703	1142
Coulée n°3	30,8	32,6	36,6	Limon sablo-argileux	47	23,5	23 Peu plastique		39,1	2003	1571
Coulée n°4	37,9	39,6	22,5	Argile	45	18,5	26 Plastique		33,2	1963	1552
Coulée n°5	30,7	37,6	31,7	Limon argilo-sableux	49	21,4	28 Plastique		33,2	2020	1562

Pour approfondir l'analyse des mécanismes de déclenchement des coulées de boue, il serait envisageable à l'avenir de croiser les résultats des relations pluies-nappes-déplacements avec **les**

valeurs d'humidité du sol durant les périodes d'accélération des coulées en complétant l'instrumentation du site DYNALIT par des capteurs d'humidité et de succion du sol (Petkovšek *et al.*, 2009 ; Chelidze *et al.*, 2021) ou encore par **l'implantation d'inclinomètres** pour déterminer les champs de vitesses des coulées entre la surface et les niveaux plus en profondeur (Maquaire *et al.*, 2001 ; Malet et Maquaire, 2003). En complétant l'analyse par des essais géotechniques et géophysiques de l'analyse de la structure interne des versants, des **modélisations hydro-mécaniques** pourraient finalement être réalisées dans l'objectif **d'affiner la compréhension des modes de déclenchement de ces processus, ainsi que du poids respectif des facteurs de prédisposition et de déclenchement de ces processus hydrogravitaires** (Malet, 2003 ; Malet *et al.*, 2003 ; Remaître, 2006) pouvant conduire à l'avenir sur des **modélisations prospectives d'évolution des falaises des Vaches Noires dans d'autres conditions hydroclimatiques**.

Conclusion du chapitre 7

Constituant un **système GNSS « low-cost »** mobilisé à titre exploratoire aux falaises des Vaches Noires, **les géocubes ont permis de suivre à échelle journalière les cinématiques de déplacement de plusieurs processus hydrogravitaires distincts à une précision sub-centimétrique**. Implantés sur site durant deux années hydrologiquement contrastées, la mise en relation avec les chroniques de précipitations et des niveaux de nappes a permis d'apprécier le comportement des versants de badlands pour des périodes en excédent pluviométrique (hiver-printemps 2017/2018), puis en déficit hydrique (hiver-printemps 2018/2019).

Si les nombreux soucis techniques et matériels indépendants de notre volonté ont empêché l'acquisition d'un suivi sur une année hydrologique complète (de septembre à août de l'année suivante) pour déterminer la dynamique d'initiation des mouvements en automne, de pleine activité hivernale, puis de progressive stabilité printanière et estivale, les chroniques de déplacement relevées ont tout de même permis d'apporter **des seuils conditionnant la mise en mouvement des versants**.

Comme observé sur les analyses menées par spatialisation des processus à l'aide des méthodes TLS et SfM, **les coulées actives** de ravines voisines ont présenté de nombreuses inégalités en termes de comportement (état « liquide » pour la coulée n°3 et « plastique » pour les coulées n°4 et 5) et en termes de vitesses de déplacement globalement comprises entre **0,03 à 0,21 m/jour en année humide**, puis entre **aucun déplacement à 0,01 et 0,03 m/jour durant une année sèche**. L'analyse des chroniques a permis de détecter une mise en activité des coulées dès lors que les précipitations antécédentes aux mouvements sont comprises entre **5 à 38 mm durant 3 à 9 jours**. Les niveaux d'eau de bas de versant sont globalement situés entre **- 0,40 et - 0,20 m/TN** durant les importantes périodes de déplacement.

Les glissements localisés entre le replat et l'escarpement secondaire ont présenté durant les deux saisons une activité continue dont les vitesses sont estimées entre **0,006 à 0,05 m/jour en période humide et 0,005 m/jour en période sèche**. Les précipitations antécédentes aux déclenchements sont logiquement plus importantes que pour les coulées, comprises entre **18 à 63 mm** durant **1 à 9 jours**. Le suivi piézométrique de la nappe perchée oxfordienne ayant débuté

seulement durant l'année sèche 2018-2019, aucune corrélation entre les niveaux de nappe et de potentielles accélérations pour ce type processus n'a pu être établie.

Les phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête en saison humide ne connaissent soit **aucun déplacement pour les secteurs en faible pente (12°)**, soit des déplacements compris entre **0,05 et 0,02 m/jour pour les secteurs de plus forte pente (25°)**. En saison « de déficit hydrique », les vitesses sont globalement comprises entre **0,003 et 0,006 m/jour**. Pour que ces processus puissent être initiés, des précipitations antécédentes aux mouvements comprises entre **14 à 52 mm** réparties sur **5 à 6 jours** sont nécessaires.

Les géocubes étant des outils de mesure récents et mobilisés sur seulement quelques sites d'études dans le monde pour analyser entre autres, les dynamiques des glissements de terrain dans les Alpes-de-Haute-Provence, des glissements de terrain en Colombie-Britannique ou encore pour suivre les évolutions des masses glaciaires en Antarctique, **la mobilisation de ce type d'appareillage pour un site de badlands côtiers est inédite et a permis d'apporter un retour d'expérience complémentaire aux autres travaux, sur un site actif en perpétuel mobilité et à la topographie complexe.**

N'étant pas opérationnel pour suivre les coulées liquides aux plus fortes mobilités, le dispositif reste pertinent pour suivre **les déplacements des comportements plastiques de ces dernières, les glissements de terrain puis les phénomènes de fluage type reptation/solifluxion aux mobilités plus réduites**. Croisé à l'avenir avec des données *in situ* d'humidité et de température des sols, des essais physiques, mécaniques et rhéologiques sur échantillon en laboratoire, puis compléter par une caractérisation de la structure interne des versants, une prochaine étape serait de construire des modèles hydro-mécaniques permettant de détailler le comportement de ces différents processus hydrogravitaires complexes inscrit au croisement de la mécanique des fluides, des sols mais également des roches.

Dans tous les cas, ce système prouve encore une fois tout l'intérêt **d'une approche multi-méthodes pour le suivi et l'analyse de sites actifs**. Les comparaisons de ces dynamiques de surface journalière avec les précédents suivis ponctuels TLS et SfM permettent d'ajuster et de valider les différents résultats obtenus, offrant la possibilité de reconstituer le plus justement possible **la cinématique des versants en lien avec les nombreux forçages initiant les mouvements**. Dans un contexte de changement global aux enjeux forts pour les populations côtières, **l'analyse systémique à différentes échelles spatiales et temporelles permet *in fine* d'améliorer la compréhension des modalités de fonctionnement et d'évolution des falaises Vaches Noires, permettant d'anticiper à terme les probables évolutions futures de ce site original de badlands littoral aux mécanismes complexes.**

Conclusion générale

Rappel des objectifs et des choix méthodologiques

En Normandie, **les falaises des Vaches Noires constituent un relief de badlands côtiers en contraste fort avec les falaises sédimentaires environnantes**. Si des travaux précurseurs à ce travail de thèse s'étaient concentrés sur la description des formes et des processus responsables (Elhai, 1963 ; Auger et Mary, 1968 ; Journaux, 1971 ; Loisel, 1990 ; Deprez, 1991 ; Moysan, 1996), des travaux plus récents ont apporté des éléments quantitatifs quant aux dynamiques régressives qui affublent ces falaises (Afchain, 2012 ; Maquaire *et al.*, 2013 ; Thomas, 2015). Cependant, en comparaison d'autres sites côtiers normands, peu de recherche n'avait encore été menée sur **la caractérisation précise des dynamiques de mobilité de ce site côtier atypique**.

Dans un contexte de changement global, la compréhension des dynamiques des milieux côtiers pour une gestion durable, concertée et partagée, représente un enjeu fort à échelle nationale mais également pour le territoire normand. Financé par la région Normandie et intégré dans des programmes de recherche collaboratifs tels que l'ANR RICOCHET²³, le RIN TELEDETAC, mais également le Service National d'Observation DYNALIT (INSU), ce travail de thèse vise à améliorer les connaissances sur le fonctionnement et les modalités d'évolution passée et présente des falaises des Vaches Noires. Il s'agit d'enrichir les nombreux travaux scientifiques menés sur la compréhension des dynamiques des falaises normandes, tout en se référant aux réflexions scientifiques internationales sur les concepts, outils et méthodes à mobiliser pour l'étude des côtes d'ablation. **La sensibilité des falaises des Vaches Noires aux diverses instabilités hydrogravitaires** (glissement de terrain, chute de blocs calcaires et crayeux, ravinement, coulée de boue, ...) est conditionnée par la présence de **facteurs de prédisposition et de forçages spécifiques** comprenant :

1) Des caractéristiques structurales favorables à l'activité hydrogravitaire reposant sur un binôme de roches cohérentes (formations calcaires de l'Oxfordien, puis sablo-crayeuses de l'Albien-Cénomaniens) et de roches meubles (formations argilo-marneuses du Callovo-Oxfordien) aux comportements mécaniques sensibles et hétérogènes ;

2) Une grande variété d'aquifères et/ou de réservoirs d'eau (nappes perchées de la craie cénomaniens et du calcaire oxfordien) en partie responsable de l'importante saturation en eau des versants ;

3) Des agents subaériens tels que les pluies dont les durées, fréquences et intensités jouent un rôle primordial dans la déstabilisation des versants, mais également les températures qui influent

²³ Projet ANR RICOCHET (2017-2021), n° ANR-16-CE03-0008 : <http://anr-ricochet.unicaen.fr/>

sur l'état hydrique du sol (assèchement important en période estivale, forte saturation en période automnale/hivernale) ;

4) Des agents marins (marée, houle et courants associés) ayant pour effet d'éroder le pied de falaise, en déblayant et transportant les matériaux les plus fins. Cependant, en raison des caractéristiques lithologiques des badlands, cette érosion entretient l'instabilité de l'ensemble du versant dont les mouvements gravitaires empêchent l'acquisition d'un profil d'équilibre, et compensent les départs induits par l'érosion marine.

La volonté de comprendre comment **un site côtier à la morphologie de badlands peut évoluer dans le temps et dans l'espace sous l'action des forçages subaériens et marins actuellement en vigueur** a constitué le fil conducteur de cette étude. Le travail de recherche s'est ainsi dirigé vers la nécessité, d'une part, de déterminer **les vitesses et les modalités d'évolution passées et présentes du site**, mais également **les rythmes, les relais et les discontinuités des phénomènes**, et d'autre part, de caractériser **les modalités et seuils de déclenchement** des différents processus hydrogravitaires en lien avec les forçages **hydro-météo-marins responsables** de leurs activités.

En ce sens, ce travail a été entrepris autour d'une démarche pluridisciplinaire mobilisant des compétences en géomorphologie, géologie et géotechnique, guidée par une approche naturaliste à forte composante d'observations et de mesures de terrain. L'étude a été effectuée par une **analyse multi-méthodes et multi-scalaires**, fournissant à la fois une **vision synoptique** (étude de l'ensemble du linéaire côtier à des pas de temps historique et récent) **et détaillée** (étude de cinq ravines connexes à des pas de temps saisonniers, intra-saisonniers puis journaliers) **des modalités de fonctionnement de ces falaises de badlands**.

À l'échelle historique (1759-2016, soit 257 ans) **puis récente** (1947-2016, soit 69 ans), l'étude a été conduite sur l'ensemble du linéaire côtier (4,5 km) par analyse quantitative et qualitative de la mobilité de trois marqueurs morphologiques (escarpement principal, escarpement secondaire, escarpement basal). Ce travail a été réalisé au travers d'une approche diachronique par croisement de documents géo-spatiaux (plan, carte, cadastre, photographie aérienne, orthophotographie, image satellite, MNT LIDAR), iconographiques (photographie terrestre/oblique, carte postale, œuvre artistique) ou encore de données terrain (DGPS). Elle a été complétée par une analyse des trajectoires d'évolution du **front de falaise à l'échelle récente** (1955-2016) à partir d'un inventaire des mouvements de terrain, d'une quantification de l'évolution de la végétation, puis de cartes morphologiques. L'objectif a été *in fine* de synthétiser l'ensemble de ces informations sur des cartes morphodynamiques, permettant d'enrichir les connaissances sur l'évolution des dynamiques hydrogravitaires du site, puis sur l'état d'activité des versants observé à l'heure actuelle.

À l'échelle pluriannuelle et saisonnière (2014-2019), l'étude a été conduite sur le site SNO DYNALIT (bande de 200 m) à proximité de Villers-sur-Mer. Un suivi des dynamiques de surface de cinq ravines connexes a été entrepris en mobilisant un scanner laser terrestre (TLS), mais également la photogrammétrie « *Structure from Motion* » (SfM), afin de produire des modèles numériques de terrain (MNT) de façon répétée dans l'année. Par comparaison successive de ces modèles, les nombreux processus hydrogravitaires affectant les versants ont pu être spatialisés, puis

les dynamiques hétérogènes des ravines mises en lumière par quantification des volumes de surface. En relation avec les configurations hydro-météo-marines propres à chaque saison, **un modèle conceptuel du fonctionnement saisonnier des badlands côtiers a ainsi pu être formalisé**. Dans le même temps, une analyse à l'échelle **intra-saisonnière** durant les périodes les plus morphogènes (automne et hiver) a été entreprise. Elle a permis de préciser les rapides évolutions morphologiques observées pour chacune des ravines, puis de discriminer la part des actions subaériennes et des actions marines motrices de la mise en activité des versants. Enfin, le site a fait l'objet d'un **suivi continu** des conditions pluviométriques locales et des niveaux d'eau de sub-surface par implantation d'un pluviomètre, puis de cinq piézomètres. En complétant l'instrumentation par la mise en place d'un réseau de capteurs GNSS de type Géocube surveillant en continu les déplacements de surface durant deux périodes d'hiver-printemps hydrologiquement contrastées (2017-2018 et 2018-2019), des seuils de déclenchement ont pu être obtenus par la mise en relation des chroniques de pluies-nappes-déplacements à l'échelle **journalière**.

Ce travail de recherche présente ainsi un **caractère fondamental**, à la fois par **l'originalité de son site d'étude de badlands côtiers peu commun à l'échelle mondiale**, mais également par **l'analyse multi-méthodes et multi-scalaires mobilisée pour l'appréhension systémique** de ce dernier. Il présente également un **caractère appliqué** par son souhait **d'alimenter les différents programmes scientifiques et projets de gestion des littoraux normands** (*i.e.* Stratégie nationale de gestion intégrée du trait de côte, Stratégie « Littoraux normands 2027 »).

Principaux résultats

- **Mise en évidence de dynamiques hétérogènes à l'échelle historique (1759 – 2016, soit 257 ans) et récente (1947 – 2016, soit 69 ans)**

La première partie de ce travail visait, sur les 4,5 km de côte des falaises des Vaches Noires, à quantifier les vitesses d'évolution de trois marqueurs morphologiques (escarpement principal, escarpement secondaire puis escarpement basal) sur différentes temporalités, afin de rendre compte des trajectoires et tendances évolutives de ce versant côtier. À l'échelle historique (1759 - 2016, 1826 - 2016, puis 1837 - 2016), on observe pour les différents marqueurs morphologiques :

- 1) **Un escarpement principal** en recul où sont visibles de vastes amphithéâtres correspondant à l'évolution d'anciens glissements. Pour la période 1759 - 2016, dans la commune d'Auberville, le recul moyen est évalué à **- 0,46 m/an**, puis à **- 0,45 m/an** au glissement de « l'Hermitage ». En considérant la période 1837 - 2016 pour la partie occidentale des falaises (commune de Gonneville-sur-Mer), le recul moyen est évalué à **- 0,33 m/an** ;
- 2) **Un escarpement secondaire** reculant sous l'effet de glissements de terrain et d'éboulements de plus faibles ampleurs que les grands glissements de l'escarpement principal, mais aux fréquences de déclenchement toutefois plus prononcées. Sur la période 1759 - 2016, le recul moyen est évalué à **- 0,20 m/an** dans les communes de Villers-sur-Mer et Auberville, puis à **- 0,23 m/an** au glissement de « l'Hermitage ». Sur la période 1837 -

2016, le recul moyen est évalué à **- 0,53 m/an** dans le secteur de Gonneville-sur-Mer et Houlgate ;

- 3) **Un escarpement basal** présentant une tendance générale au recul selon les trois périodes d'analyses considérées (1759 - 2016 : entre **- 0,03 et - 0,08 m/an** ; 1826 - 2016 : entre **- 0,03 et - 0,15 m/an** ; 1837 - 2016 : entre **- 0,04 et - 0,35 m/an**), toutefois marqué par un secteur en progradation au niveau du **glissement de « l'Hermitage »**, où les avancées sont évaluées à **+ 0,03 et + 0,07 m/an** selon la période considérée.

À l'échelle récente (1947 - 2016), la dynamique de l'escarpement basal est inversée car une **majorité de secteurs est en progradation (61 % de l'ensemble du linéaire)**, avec des vitesses comprises entre **+ 0,02 à + 0,15 m/an** pour la partie orientale vers Villers-sur-Mer/Auberville, au centre d'Auberville, puis sur un long linéaire de Gonneville-sur-Mer à l'ouest du glissement de « l'Hermitage ». **Les secteurs en érosion constituent 39 % de l'ensemble du linéaire**, avec des vitesses comprises entre **- 0,04 et - 0,09 m/an** principalement à Auberville, à Gonneville-sur-Mer et Houlgate en extrémité occidentale des falaises, mais également au glissement de « l'Hermitage » - contrairement à la progradation observée à échelle historique pour ce secteur. En approfondissant l'analyse des dynamiques observées entre 1947 et 2016, il semble que **l'alternance entre période de recul et période de progradation se produit au sein de « cycles » compris entre 5 et 15 ans**. Cette mobilité, à contre-courant des dynamiques de recul habituellement observées sur les côtes à falaises, explique en partie les faibles vitesses de recul de l'escarpement basal en comparaison d'autres falaises normandes aux assises argilo-marneuses, dont les vitesses de recul sont globalement comprises entre **- 0,10 à - 0,35 m/an**.

Toute étude sur la mobilité côtière doit considérer en amont l'échelle spatiale et temporelle optimale à prendre en compte pour dégager les tendances évolutives des traits de côte. Si la notion de « cycle d'évolution » reste délicate à mobiliser pour évoquer les évolutions à long terme du recul côtier, elle permet toutefois de poser la question des périodes de retour des événements à retenir pour appréhender une évolution de l'ensemble de la falaise. Pour ce type de falaise taillée dans des formations meubles et évoluant par différents processus emboîtés dans l'espace et le temps (glissements, coulées boueuses, déblaiement des matériaux par la mer, ...) qui entraînent un recul du pied de falaise et la déstabilisation progressive amorçant un nouveau glissement, il semble nécessaire de prendre en compte une périodicité de 250 à 300 ans pour pouvoir mettre en évidence une tendance évolutive à long terme de recul.

- **Détermination des trajectoires d'évolution des versants et des différents compartiments des falaises à échelle récente (1955 - 2016)**

Conduite également sur l'intégralité du linéaire côtier des falaises des Vaches Noires et sur l'ensemble du front de falaise, l'analyse menée sur la période 1955 - 2016 a permis **d'enrichir la connaissance générale des trajectoires d'évolution du site, puis de contextualiser les dynamiques hydrogravitaires et l'état d'activité des versants observé à l'heure actuelle**. Pour cela, des cartes morphodynamiques à l'échelle du 1/5 000 ont été réalisées. Par approche experte, ces dernières ont été élaborées sur la base (1) d'une caractérisation de la morphologie générale du

site, (2) d'un inventaire des mouvements de terrain réalisé par collecte d'informations disponibles dans des bases de données types « BDMvt » et archives diverses (rapports de PPR, esquisse cartographique, articles de presse locale, ...), mais également par photo-interprétation à « vue d'expert » d'une série de 12 photographies aériennes/orthophotographies de l'IGN, (3) d'une détermination de l'évolution de l'occupation du sol à échelle pluri-décennale.

L'inventaire a montré une relative faiblesse **de l'activité de l'escarpement principal et du replat chahuté sous-jacent**. En revanche, on observe une **forte activité entre l'escarpement secondaire et les secteurs de badlands**. Celle-ci correspond à des glissements de terrain contribuant à alimenter les coulées de boue des badlands, et ce, principalement durant les périodes 1977 - 1982, 1998 - 2001 et 2012 - 2016.

Conjointement menée avec l'inventaire des mouvements de terrain, l'analyse diachronique d'évolution de la végétation a mis en avant une colonisation progressive et forte de la végétation dense et arborée au détriment des sols nus. **Entre 1955 et 2016, l'occupation de la végétation arborée passe de 18 à 68 % de la superficie totale des falaises des Vaches Noires, tandis que les sols nus régressent de 24 à 14 %**. Cette colonisation est principalement observée au niveau du replat sous-jacent à l'escarpement principal crayeux, ainsi qu'à l'arrière des digues de Villers-sur-Mer et Houlgate. On retrouve cette situation en partie centrale des secteurs de badlands d'Auberville, au glissement de l'Hermitage mais également en secteur ouest de Gonnevilliers-sur-Mer/Houlgate. Par l'influence de la végétation sur les versants (interception des précipitations, limitation des effets du ruissellement sur les sols et réduction de l'érodabilité), cette configuration d'occupation du sol laisse supposer qu'une **potentielle réduction de déclenchement de phénomènes hydrogravitaires (de type glissements superficiels, coulées de boue ou encore ravinement) pourrait être observée sur l'ensemble du linéaire des falaises des Vaches Noires** pour une période qui ne peut cependant être déterminée en l'état actuel des connaissances.

Par combinaison de ces différentes informations, l'état d'activité générale des versants synthétisé sur les cartes morphodynamiques renseigne sur les secteurs identifiés comme actifs, dormants, anciens ou stabilisés. La réalisation de ces cartes a permis d'identifier les **secteurs sensibles affectés continuellement et/ou par des réactivations de mouvements de terrain**, offrant ainsi une **vue synoptique des zones pour lesquelles il sera nécessaire de rester vigilant quant à de futures activations de processus hydrogravitaires sous conditions hydrométéorologiques particulières**.

- **Vers la caractérisation d'une dynamique saisonnière des versants de badlands**

Le travail de recherche s'est concentré par la suite sur l'étude et le suivi à haute résolution spatiale et temporelle d'un secteur de badlands d'une longueur de 200 m, localisé à proximité immédiate de Villers-sur-Mer (site intégré au SNO DYNALIT depuis septembre 2014). Par utilisation répétée d'un scanner laser terrestre (TLS) durant cinq ans, les modalités de fonctionnement des badlands côtiers des falaises des Vaches Noires ont pu être précisées, puis les volumes de surface transitant dans les différentes « Unités Morphologiques Fonctionnelles » (UMF) d'amont en aval des versants ont pu être quantifiés.

Au regard du bilan d'évolution générale du site par comparaison du premier modèle TLS (26 septembre 2014) au dernier produit (19 novembre 2019), **les dynamiques observées dans les badlands s'inscrivent dans la continuité de celles observées à partir de l'analyse qualitative de la photographie aérienne oblique (datée entre 1947 et 1955), puis de la vue satellite oblique tirée de Google Earth** comprenant notamment **(1) un recul prononcé en partie sommitale de versant, (2) une érosion modérée sur les flancs de crête**, avec une réduction de la vigueur de ces dernières, des ravines dont le degré de pente semble s'adoucir, mais également un élargissement de l'espace d'entre-deux crêtes, **(3) un important dépôt de matériaux à l'aval des versants** induisant une faible évolution du pied de falaise, voire localement une progradation.

Bien que proches et affectées par des forçages subaériens et marins similaires, **les ravines présentent des fonctionnements variés, notamment en termes de volume de matériaux transitant d'amont en aval des versants**. Ce fonctionnement variable dans le temps et l'espace est à attribuer à plusieurs facteurs, tels que (1) la morphologie propre à chaque ravine (degré de pente des différentes UMFs, largeur entre deux crêtes, ...), (2) la présence à l'amont de sources, (3) la présence de végétation pouvant limiter les effets érosifs, ou conditionner la distribution et les écoulements des eaux superficielles et hypodermiques, (4) mais également le stock de matériaux disponibles à l'intérieur de chaque ravine (phénomène de stockage et déstockage).

En croisant la spatialisation des zones en érosion et/ou en accumulation (selon les divers processus hydrogravitaires) avec les principaux paramètres météorologiques (précipitations, températures, vent de la normale climatique 1981 - 2010 - station de Caen-Carpiquet), **un modèle conceptuel du fonctionnement saisonnier des secteurs de badlands a été établi**, comprenant :

- 1) Une mise en **activité automnale** marquée par (a) des épisodes pluvieux longs et de faibles intensités, (b) une baisse des températures en comparaison de la saison estivale, (c) accompagnée d'une recharge progressive des nappes phréatiques. L'instabilité hydrogravitaire est principalement observée en haut et milieu de versant, couplée à une intensification de l'activité érosive du pied de falaise par retour des conditions de perturbations atmosphériques favorables à l'apparition d'événements tempétueux morphogènes ;
- 2) Une **activité hivernale** également marquée par (a) des épisodes pluvieux de fortes intensités (b) et une élévation des niveaux des nappes phréatiques, (c) avec une forte saturation en eau des matériaux marno-calcaires. L'activité hydrogravitaire est généralement observée dans l'ensemble des UMFs de chaque ravine, avec un important dépôt de matériaux en bas de versant et au pied de falaise qui connaît alors à la fois des phases de progradation, mais également des phases d'érosion en lien avec la forte agitation marine hivernale générée par de fréquents vents forts à très forts se produisant généralement entre décembre et février ;
- 3) Une **activité printanière** toujours marquée par (a) l'existence de précipitations toutefois moins fréquentes qu'en hiver, (b) accompagnées d'une élévation des températures et (c) des nappes qui enregistrent les niveaux de plus hautes eaux. Cette saison correspond à la période où l'activité hydrogravitaire commence à devenir moins importante, avec une intensité des

processus dépendante des conditions météorologiques des mois précédents (poursuite de l'activité hivernale si de forts cumuls de pluie se sont produits en automne/hiver, évolution progressive vers une activité estivale si l'automne/hiver ont été secs). Dans les deux cas, le pied de falaise évolue peu compte tenu des conditions météorologiques peu tempétueuses de cette période ;

- 4) Une **activité estivale** marquée par (a) des pluies dont le cumul peut être similaire à celui du printemps, mais dont l'intensité est souvent plus forte, notamment lors d'orages estivaux, (b) une élévation des températures et de la durée d'ensoleillement journalier, amplifiant les phénomènes d'évapotranspiration et d'assèchement des matériaux marno-calcaires. Sauf cas exceptionnel tel qu'observé en été 2015, les processus hydrogravitaires sont globalement aux repos avec toutefois des phénomènes d'érosion « particulière » par altération du régolithe, mais également d'ouverture de fentes et fissures par alternation de cycle d'humectation et de dessiccation facilitant l'infiltration de l'eau pour les prochaines pluies d'automne. Le pied de falaise subit une faible érosion en raison des conditions marines calmes durant cette saison.

Si cette approche des rythmes saisonniers reste intéressante pour formaliser le fonctionnement des badlands, il est toutefois nécessaire de rappeler que **la dynamique des falaises reste non-linéaire dans le temps et que de multiples facteurs d'échelles temporelles plus restreintes sont également à prendre en compte, tout comme les effets cumulatifs ou encore les phénomènes d'hystérésis**. Cela appelle donc en complémentarité une analyse à plus haute fréquence temporelle.

- **Mise en évidence des rapides évolutions morphologiques des saisons morphogènes (automne/hiver) par suivi photogrammétrique « SfM » terrestre à plus haute fréquence temporelle**

Si l'analyse des modalités de fonctionnement des versants de badlands à échelle saisonnière s'est avérée globalement satisfaisante, les acquisitions des modèles, tous les 3/4 mois, furent parfois trop espacées pour apprécier les rapides évolutions morphologiques des versants, notamment durant les périodes les plus morphogènes d'automne/hiver où se déclenchent de nombreux processus hydrogravitaires inter-reliés et emboîtés les uns aux autres. **Pour obtenir une meilleure interprétation du déroulement des événements, la photogrammétrie « SfM » par voie terrestre a été mobilisée**, permettant de mieux apprécier les **dynamiques de versant parfois non détectables entre deux modèles TLS trop éloignés dans le temps**.

Si la photogrammétrie « SfM » terrestre a présenté certains avantages dus notamment à son faible coût, sa rapidité de mobilisation sur le terrain permettant d'être réactif avant et après un épisode tempétueux avec la présence de seulement deux opérateurs, mais également la possibilité de créer des modèles 3D texturés aidant à l'observation et à l'interprétation des dynamiques de versant, son utilisation aux falaises des Vaches Noires ne s'est pas avérée optimale. Deux limites majeures ont notamment joué sur la qualité finale des modèles affectés par de nombreuses zones d'ombres considérées comme « NoData » : l'importante présence de la végétation ayant conduit à une

mauvaise reconstruction de détail du relief sur les modèles, mais également la topographie chaotée des versants avec de nombreuses zones de contre-pentes, et la présence de blocs ou divers obstacles qui ont empêché de reconstruire parfaitement la morphologie du site.

Outre ces limites, la photogrammétrie « SfM » durant trois périodes d'automne/hiver aux conditions hydro-météo-marines contrastées a permis **de discriminer la part des actions subaériennes et des actions marines dans la mise en activité des processus hydrogravitaires au sein des différentes UMFs**, puis de discuter des échelles temporelles et spatiales pertinentes à prendre en compte pour le suivi de sites complexes aux évolutions rapides. En saison d'automne/hiver morphogène, les résultats obtenus sont les suivants :

- 1) **Pour les UMFs comprises en partie continentale** (*i.e.* de la corniche calcaire sommitale à la zone d'étalement des coulées de boue), l'analyse a mis en évidence qu'une importante activité hydrogravitaire est observée pour des périodes de cumul de pluie globalement compris entre 25 mm pendant trois jours à 82 mm pendant neuf jours. Les quelques épisodes d'alternance gel/dégel peuvent jouer un rôle pour la mise en activité de matériaux préalablement remaniés dans les coulées de boue, mais également dans les secteurs préalablement fissurés et fragilisés tels que les fronts de crête ;
 - 2) **Pour l'escarpement basal en situation d'interface continentale/littorale**, l'analyse a permis de confirmer qu'il est nécessaire d'atteindre des marées de vive-eau ≥ 95 , pour toutes conditions atmosphériques et configurations venteuses (force et direction) confondues, pour qu'une érosion faible à modérée du pied de falaise (voire aucune activité manifeste) puisse être observée. Finalement, ce sont les périodes de concomitances entre marées de vive-eau, tempêtes avec basses pressions atmosphériques couplées à des vents forts d'ouest à nord-ouest durant les phases de pleine mer qui provoqueront une forte érosion totale du pied de falaise.
- **La détermination de seuils de déclenchement de divers processus hydrogravitaires de badlands par suivi GNSS**

La dernière partie de l'étude s'est focalisée sur l'analyse de la cinématique des versants à échelle journalière pour trois processus hydrogravitaires distincts comprenant : les glissements en partie supérieure de versant localisés à l'interface du replat/escarpement secondaire, les coulées de boue des ravines, puis les phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crêtes. Pour suivre les déplacements de surface journaliers de ces processus, des GNSS mono-fréquence type Géocube ont été mobilisés à titre exploratoire aux falaises des Vaches Noires durant deux périodes d'hiver/printemps hydrologiquement contrastées (du 30 novembre 2017 au 15 mai 2018, puis du 21 décembre 2018 au 25 juin 2019).

En croisant les valeurs de déplacement journalier avec les chroniques locales de précipitations et de niveaux d'eau en subsurface, des seuils de déclenchement ont pu être précisés et mis en évidence pour les trois processus hydrogravitaires :

- 1) **Les glissements en partie supérieure de versant** ont présenté durant les deux saisons une activité continue, dont les vitesses sont estimées entre 0,006 à 0,05 m/jour en période humide et 0,005 m/jour en période sèche. Les précipitations antécédentes aux déclenchements sont comprises entre 18 à 63 mm durant 1 à 9 jours. Le suivi piézométrique de la nappe perchée oxfordienne ayant débuté seulement durant l'année sèche 2018-2019, aucune corrélation entre les niveaux de nappe et de potentielles vitesses d'accélération pour ce type processus n'a pu être établie ;
- 2) **Les coulées** ont présenté des vitesses de déplacement globalement comprises entre 0,03 à 0,21 m/jour en année humide, puis entre aucun déplacement à 0,01 et 0,03 m/jour durant une année « sèche ». L'analyse des chroniques a permis de détecter une mise en activité des coulées dès lors que les précipitations antécédentes aux mouvements sont comprises entre 5 à 38 mm durant 3 à 9 jours. Les niveaux d'eau de bas de versant sont globalement situés entre - 0,40 et - 0,20 m/TN durant les importantes périodes de déplacement.
- 3) **Les phénomènes de déformations composites au droit des fronts de crête** en saison humide peuvent connaître soit aucun déplacement pour les secteurs en faible pente (12°), soit des déplacements compris entre 0,05 et 0,02 m/jour pour les secteurs de plus forte pente (25°). En saison sèche, les vitesses sont globalement comprises entre 0,003 et 0,006 m/jour. Pour que ces processus puissent être initiés, des précipitations antécédentes aux mouvements comprises entre 14 à 52 mm réparties sur 5 à 6 jours sont nécessaires.

Au préalable de ce travail de thèse, ce type d'appareillage GNSS n'avait jamais été expérimenté pour le suivi d'un site de badlands côtiers. Si le géocube n'est pas recommandé pour le suivi des coulées rapides et très fluides, l'appareil reste pertinent pour le suivi des coulées plastiques, mais également des déformations de versants plus lents tels que les glissements et phénomènes de fluage. Il présente par ailleurs une bonne complémentarité avec le suivi ponctuel mené par TLS et SfM.

Perspectives et pistes de recherche

Ce travail de recherche a permis de fournir de nouvelles informations sur les modalités, vitesses et rythmes d'évolution des falaises des Vaches Noires, qui constituent un type de système côtier (badlands) finalement peu renseigné dans la littérature scientifique. En privilégiant une approche multi-scalaire et multi-méthodes, de nombreuses informations ont pu être apportées sur les dynamiques passées et actuelles du site. Toutefois, de nombreuses analyses restent encore à conduire pour approfondir la compréhension du fonctionnement de ce type de falaises.

- **Approfondir les connaissances sur la structure interne des versants et sur la circulation hydrologique de surface et souterraine**

La morphologie des versants, la spatialisation des processus et la quantification des dynamiques de surface affectant les falaises des Vaches Noires ont été bien précisées. Toutefois, des incertitudes résident encore sur les **épaisseurs réelles des formations superficielles et du substratum**. Quelques **sondages géophysiques** (*i.e.* tomographie électrique) et **géotechniques** (*i.e.*

pénétrromètre dynamique de type PANDA), accompagnés de **sondages au carottier avec prélèvement d'échantillon** ont été réalisés sur le site DYNALIT. Si quelques informations ont pu être obtenues par ce biais sur les différents horizons de sol ainsi que sur leurs caractéristiques physiques, il serait nécessaire d'approfondir les analyses et essais menés sur ces derniers. En effet, il serait ainsi possible de mieux appréhender **les volumes réels** pouvant être mobilisés lors des périodes actives des coulées de boue, mais également de pouvoir disposer d'une meilleure représentation de la **géométrie interne des versants** pour la réalisation de modèles hydro-mécanique de comportement des glissements (Maquaire *et al.*, 2002 ; Malet, 2003 ; Lissak, 2012 ; Thirard, 2022).

De même, **les circulations des eaux de surface et des eaux souterraines** doivent être analysées et cartographiées précisément. Le rôle de l'eau a été démontré comme la cause majeure de déclenchement ou de la réactivation de glissements de terrain (Van Asch *et al.*, 1999 ; Bogaard, 2001 ; Bogaard et Greco, 2016). Pour approfondir la compréhension de la variabilité spatiale et temporelle de l'activité hydrogravitaires des falaises, une des clefs de compréhension passe par une **cartographie précise** des sourcins, des résurgences des nappes perchées cénomaniennes et oxfordiennes, tout en détaillant les secteurs hydrologiquement marqués par des mares, des écoulements pérennes ou intermittents pour tous les compartiments des falaises (du plateau à l'escarpement basal). Ce travail permettrait d'apporter des informations complémentaires sur les secteurs les plus susceptibles aux mouvements. Il pourrait également être intéressant d'analyser **l'hydrodynamisme des différents aquifères**. Il s'agirait ici de caractériser la perméabilité des matériaux mais également la conductivité hydraulique. Pour cela, **des essais hydrodynamique *in situ*** de type « pompage » ou « slug » directement dans les piézomètres (Banton et Bangoy, 1997 ; Chapuis et Chenaf, 2003 ; Lissak, 2012), ou par **essais de caractérisation de la conductivité hydraulique à saturation en laboratoire** (Bogaard, 2001 ; Malet, 2003) pourraient être réalisés.

- **Affiner la compréhension de la mise en activité des versants de badlands par modélisation hydro-mécanique**

Si les observations sur le terrain et les différents suivis menés dans le cadre de ce travail de thèse ont permis d'acquérir un certain nombre d'informations sur le comportement et l'emboîtement des différents processus hydrogravitaires affectant les versants, **il reste encore de nombreuses interrogations concernant, d'une part, la cinématique des glissements évoluant vers des coulées boueuses, et d'autre part, leurs relations avec le régime hydrologique et hydrogéologique du site**. Les glissements-coulées constituent des processus à la frontière de la mécanique des roches, de la mécanique des sols puis de la mécanique des fluides (Meunier, 1991). Ces derniers connaissent différents stades d'évolution de leurs initiations à leurs propagations d'amont en aval des falaises (transition solide, élasto-plastique, viscoélastique, visco-élastoplastique), **La connaissance des modalités de transition entre ces stades qui conditionnent la cinématique des versants doit encore faire l'objet d'approfondissement**.

Pour cela, il est nécessaire d'établir une modélisation en « chaîne » par emboîtement de modèles 1D, 2D ou 3D qui devront prendre en compte les caractéristiques hydrologiques, rhéologiques et géomécaniques des versants et des matériaux (Malet, 2003 ; Remaître 2006 ; Thirard, 2022). Les

résultats des analyses et des essais réalisés sur les formations argilo-marneuses dans le cadre des projets collaboratifs contribueront à renseigner une partie des données d'entrée nécessaires à la construction des différents modèles hydro-mécaniques. Une thèse en cours, menée en co-direction avec le laboratoire GEOPHEN (UMR 6266 CNRS - IDEES) et le BRGM, s'intéresse au développement d'une chaîne de modélisation numérique multi-échelles tenant compte des changements d'état et de comportement des matériaux dans l'espace et dans le temps, de la partie amont des falaises (initiation des glissements) à la partie aval (propagation des matériaux). L'objectif *in fine* est de caler les modèles hydro-mécaniques sur les observations et sur des événements morphogènes connus, pour faire « tourner » ensuite les modèles sur des scénarios d'évolution tenant compte du changement climatique (modification des régimes de précipitations, élévation du niveau moyen de la mer), dans une perspective d'amélioration de la compréhension générale du fonctionnement de ce site côtier et d'une meilleure définition des secteurs à « risques ».

- **Prendre en compte l'influence du changement climatique sur les dynamiques d'évolution futures**

Le fonctionnement et les dynamiques des falaises des Vaches Noires ont pu être précisés expliquant la mobilité des versants sous diverses conditions hydro-météo-marines actuelles. En raison du changement climatique, de nombreuses modifications sont à venir concernant **les régimes saisonniers des précipitations, des températures et des durées d'ensoleillement, mais également de l'érosion marine liée à l'élévation du niveau moyen des mers.**

Au regard des projections sur l'évolution du climat en Normandie à l'horizon 2100, les récents travaux du GIEC normand indiquent qu'une élévation de la température atmosphérique comprise entre + 1°C (scénario optimiste « RCP 2.6 ») à + 3,5°C (scénario pessimiste « RCP 8.5 », sans politique climatique de réduction des gaz à effet de serre à l'échelle mondiale) est à considérer dans la région, avec **toutefois un littoral qui serait moins touché que l'intérieur des terres** (Cantat *et al.*, 2021). Dans le cadre du scénario RCP 8.5, l'évolution des cumuls annuels de pluie tendrait vers une diminution de l'ordre de 10%, avec toutefois **une saisonnalité contrastée des précipitations. Ainsi, les hivers seraient plus arrosés (+ 13,6 %), et les étés seraient plus chauds et plus secs (- 26,9 %)**. En revanche, sur toutes les saisons et notamment l'été et l'hiver, **les forts abats d'eau instantanés (types orageux) seront plus fréquents et violents**. Dans le même temps, les modèles actuels de projection climatique semblent n'indiquer aucune **évolution significative de la fréquence et de l'intensité des tempêtes hivernales agissant sur le pied des falaises** (Ouzeau *et al.*, 2014; Cantat *et al.*, 2021). Toutefois, le réchauffement climatique va se répercuter fortement sur le **niveau moyen de la mer**, où l'actuelle élévation moyenne de 3 mm/an en Normandie (hausse du niveau marin évaluée à 20 cm sur les cent dernières années²⁴) pourrait s'accroître et mener le niveau de la mer à **+ 1,1 à + 1,8 m à l'horizon 2100** selon le scénario RCP 8.5 (GIEC, 2019 ; Costa *et al.*, 2021 ; Masson-Delmotte *et al.*, 2021).

Sur la base des données obtenues dans ce travail de thèse, puis des données observées et modélisées sur la région concernant les changements globaux, il semble désormais possible d'établir des **modèles prospectifs d'évolution des falaises des Vaches Noires**. Il s'agirait ici, à l'instar

²⁴ <https://www.psmsl.org/products/trends/>

d'autres travaux ayant lié le changement climatique et l'activité des mouvements de versant (Buma et Dehn, 1998 ; Collison *et al.*, 2000 ; Promper *et al.*, 2014 ; Thirard, 2022) de proposer des scénarios d'évolution aux divers acteurs et gestionnaires de ce territoire côtier. Au regard des dynamiques actuelles des falaises des Vaches Noires, il est envisageable que le changement climatique contribue à **accélérer l'instabilité globale de ce type de côte** si l'on tient compte **(1) de l'élévation du niveau moyen de la mer** et de l'érosion du pied de versant qui en découle, **(2) des épisodes orageux plus intenses et fréquents**, favorables à l'ablation des matériaux argilo-marno-calcaires et donc aux dynamiques d'évacuation des débris, **(3) de l'augmentation des températures**, qui impacteront fortement les phénomènes d'évapotranspiration des sols, conduisant à une dessiccation des argiles et une fissuration des versants marneux en période estivale en facilitant l'infiltration de l'eau au cours des prochains épisodes pluvieux lors de l'automne suivant, et donc la mise en mouvement des versants. En revanche, une **baisse attendue des cumuls de précipitations annuelles induisant un fort rabattement des nappes phréatiques** (abaissement général des niveaux de l'aquifère de la craie cénomaniennne pouvant atteindre 8 m en partie sommitale du plateau du Pays d'Auge - Stollsteiner, 2012), pourrait drastiquement réduire la principale source d'alimentation des glissements de terrain plus profonds.

Bibliographie**A**

-
- ABELLÁN A., OPPIKOFER T., JABOYEDOFF M., ROSSER N. J., LIM M., LATO M. J., 2014, "Terrestrial laser scanning of rock slope instabilities: State-of-science (Terrestrial Lidar vs. rock slope instabilities)", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.39, N°1, 80-97.
- ADAMS J., CHANDLER J., 2002, "Evaluation of LIDAR and medium scale photogrammetry for detecting soft-cliff coastal change", *The Photogrammetric Record*, Vol.17, N°99, 405-418.
- ALAVINIA M., SALEH F. N., ASADI H., 2019, "Effects of rainfall patterns on runoff and rainfall-induced erosion", *International Journal of Sediment Research*, Vol.34, N°3, 270-278.
- ALESSIO P., KELLER E. A., 2020, "Short-term patterns and processes of coastal cliff erosion in Santa Barbara, California", *Geomorphology*, Vol.353, 106994, 12 p.
- ALEXANDER R. W., CALVO-CASES A., ARNAU-ROSALÉN E., MATHER A. E., LÁZARO-SUAU R., 2008, "Erosion and stabilisation sequences in relation to base level changes in the El Cautivo badlands, SE Spain", *Geomorphology*, Vol.100, N°1-2, 83-90.
- ANDERBERG S., 2004, "Systems analysis in geography", In Mats-Olov Olsson & Gunnar Sjöstedt (eds.): *Systems Approaches and Their Applications - Examples from Sweden*, Springer Netherlands, 79-93.
- ANDERS F. J., BYRNES M. R., 1991, "Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs", *Shore and Beach*, Vol.59, N°1, 17-26.
- ANGELI M.-G., PASUTO A., SILVANO S., 2000, "A critical review of landslide monitoring experiences", *Engineering Geology*, Vol.55, N°3, 133-147.
- ANTOINE P., COJEAN R., DURVILLE J.-L., LANDRY J., LEROI E., MARIE R., POTHERAT P., TOULEMONT M., VILLAIN J., 2000, *Caractérisation et cartographie de l'aléa dû aux mouvements de terrain*. Paris, Laboratoire Centrale des Ponts et Chaussées, 91 p.
- ARKELL W. J., 1939, "L'Oxfordien des falaises du Calvados", *Bull. Soc. Linnéenne de Normandie*, Vol.9, N°1, 213-222.
- AUGER P., MARY G., 1968, "Glissements et coulées boueuses en Basse-Normandie", *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, Vol.10, N°2, 213-224.
- AVENARD J.-M., 1990, "Sensibilité aux mouvements en masse (solifluxion)", *Cah. ORSTOM, sér. Pédol*, Vol.25, N°1-2, 119-129.

B

-
- BALLAIS J.-L., MAQUAIRE O., BALLAIS H., 1984, "Esquisse d'une histoire des mouvements de terrain dans le Calvados depuis deux siècles", 476-483 in: J.-C. Flageollet (Éd.), *Documents du B.R.G.M.* Orléans, BRGM.
- BALLEVRE M., BOSSE V., DABARD M.-P., DUCASSOU C., FOURCADE S., PAQUETTE J.-L., PEUCAT J.-J., PITRA P., 2013, "Histoire géologique du Massif armoricain : actualité de la recherche", *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, Vol.500, 5-96.

- BAMBER J. L., DAWSON G. J., 2020, "Complex evolving patterns of mass loss from Antarctica's largest glacier", *Nature Geoscience*, Vol.13, N°2, 127-131.
- BANTON O., BANGOY L. M., 1997, *Hydrogéologie : multiscience environnementale des eaux souterraines*. Montréal, 460 p .
- BARAST G., 2009, "Les falaises des Vaches Noires dans la guerre 1939-1945, deux épisodes méconnus", *Le Pays d'Auge*, Vol.59, N°2, 7 p.
- BARAST G., 2011, "Juillet 1944, un épisode original dans les falaises des Vaches Noires", *le Pays d'Auge*, Vol.61, N°5, 2 p.
- BARLOW J., GILHAM J., IBARRA COFRÀ I., 2017, "Kinematic analysis of sea cliff stability using UAV photogrammetry", *International Journal of Remote Sensing*, Vol.38, N°8-10, 2464-2479.
- BARON N., 2017, "Politique publique du littoral et recherche finalisée: des pratiques et concepts en co-évolution", *Natures Sciences Sociétés*, N°Supp. 4, 36-41.
- BARSCH D., FLÜGEL W.-A., 1978, "The Hydrological-Geomorphological Test Field of the Geographical Institute, Heidelberg University, at Hollmuth", *Erdkunde*, Vol.32, N°1, 61-70.
- BARSCH D., LIEDTKE H., 1985, *Geomorphological mapping in the Federal Republic of Germany*. Selbstverl. des Inst. für Phys. Geographie der Freien Univ. Berlin, Berlin, 95 p.
- BARTON M. E., GARVEY P. M., 2011, "Reactivation of landsliding following partial cliff stabilization at Barton-on-Sea, Hampshire, UK", *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, Vol.44, N°2, 233-248.
- BASARA N., 2019, *L'érosion des littoraux à falaises meubles en Bretagne : aléa, enjeux et gestion du risque*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 413 p.
- BATTAGLIA S., LEONI L., RAPETTI F., SPAGNOLO M., 2011, "Dynamic evolution of badlands in the Roglio basin (Tuscany, Italy)", *Catena*, Vol.86, N°1, 14-23.
- BECHET J., DUC J., LOYE A., JABOYEDOFF M., MATHYS N., MALET J.-P., KLOTZ S., LE BOUTEILLER C., RUDAZ B., TRAVELLETTI J., 2016, "Detection of seasonal cycles of erosion processes in a black marl gully from a time series of high-resolution digital elevation models (DEMs)", *Earth Surface Dynamics*, Vol.4, N°4, 781-798.
- BENOIT L., 2014, *Positionnement GPS précis et en temps-réel dans le contexte de réseaux de capteurs sans fil type Geocube : application à des objets géophysiques de taille kilométrique*. Thèse de doctorat, Ecole normale supérieure-ENS PARIS, 130 p.
- BENOIT L., BRIOLE P., MARTIN O., THOM C., 2014, "Real-time deformation monitoring by a wireless network of low-cost GPS", *Journal of Applied Geodesy*, Vol.8, N°2, 119-128.
- BENOIT L., BRIOLE P., MARTIN O., THOM C., MALET J.-P., ULRICH P., 2015, "Monitoring landslide displacements with the Geocube wireless network of low-cost GPS", *Engineering Geology*, Vol.195, 111-121.
- BENOIT LIONEL, DEHECQ A., PHAM H.-T., VERNIER F., TROUVÉ E., MOREAU L., ET AL., 2015, "Multi-method monitoring of Glacier d'Argentière dynamics", *Annals of Glaciology*, Vol.56, N°70, 118-128.
- BENTON R. C., TERRY JR D. O., EVANOFF E., MCDONALD H. G., 2015, *The White River Badlands: Geology and Paleontology*. Indiana University Press, 623 p.

- BENUMOF B. T., GRIGGS G. B., 1999, "The dependence of seacliff erosion rates on cliff material properties and physical processes: San Diego County, California", *Shore & Beach*, Vol.67, N°4, 29-41.
- BERNARDIE S., DESRAMAUT N., MALET J.-P., GOURLAY M., GRANDJEAN G., 2015, "Prediction of changes in landslide rates induced by rainfall", *Landslides*, Vol.12, N°3, 481-494.
- BERNATCHEZ P., BOUCHER-BROSSARD G., CORRIVEAU M., JOLIVET Y., 2014, Impacts des changements climatiques sur l'érosion des falaises de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, 166 p.
- BERNATCHEZ P., DUBOIS J.-M., 2004, "Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien", *Géographie physique et Quaternaire*, Vol.58, N°1, 45-71.
- BERNATCHEZ P., DUBOIS J.-M. M., 2008, "Seasonal Quantification of Coastal Processes and Cliff Erosion on Fine Sediment Shorelines in a Cold Temperate Climate, North Shore of the St. Lawrence Maritime Estuary, Québec", *Journal of Coastal Research*, Vol.1, 169-180.
- BERTRAND G., 1991, *La nature en géographie : un paradigme d'interface*. Toulouse, Institut de géographie, 16 p .
- BERTRAND G., TRICART J., 1968, "Paysage et géographie physique globale. Esquisse méthodologique", *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Vol.39, N°3, 249-272.
- BEZAK N., JEMEC AUFLIČ M., MIKOŠ M., 2019, "Application of hydrological modelling for temporal prediction of rainfall-induced shallow landslides", *Landslides*, Vol.16, N°7, 1273-1283.
- BIASS S., ORR T. R., HOUGHTON B. F., PATRICK M. R., JAMES M. R., TURNER N., 2019, "Insights into pāhoehoe lava emplacement using visible and thermal structure-from-motion photogrammetry", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol.124, N°6, 5678-5695.
- BIGOT A., 1891, "Esquisse géologique de la Basse-Normandie", *Bulletin du Laboratoire de la Faculté des Sciences de Caen*, Vol.1, 65-92.
- BIGOT A. P. D., 1957, *Notice géologique sur Villers-sur-Mer et ses environs*. Macon, Le Syndicat d'Initiative de Villers-sur-Mer, 16 p .
- BIRD E. C. F., 1985, *Coastline changes. A global review*. New York, John Wiley, 219 p .
- BOAK E. H., TURNER I. L., 2005, "Shoreline definition and detection: a review", *Journal of coastal research*, Vol.21, N°4, 688-703.
- BOARDMAN J., 2014, "How old are the gullies (dongas) of the Sneeuwberg uplands, Eastern Karoo, South Africa?", *Catena*, Vol.113, 79-85.
- BOARDMAN J., FAVIS-MORTLOCK D., FOSTER I., 2015, "A 13-year record of erosion on badland sites in the Karoo, South Africa: A 13-Year Record of Erosion on Badland Sites in the Karoo", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.40, N°14, 1964-1981.
- BOARDMAN J., PARSONS A. J., HOLLAND R., HOLMES P. J., WASHINGTON R., 2003, "Development of badlands and gullies in the Sneeuwberg, Great Karoo, South Africa", *Catena*, Vol.50, N°2-4, 165-184.
- BOGAARD T. A., 2001, *Analysis of hydrological processes in unstable clayey slopes*. Thèse de doctorat, University d'Utrecht, Pays-Bas, 191 p .
- BOGAARD T. A., GRECO R., 2016, "Landslide hydrology: from hydrology to pore pressure", *WIREs Water*, Vol.3, N°3, 439-459.

- BOGAARD T., MAHARJAN L. D., MAQUAIRE O., LISSAK C., MALET J.-P., 2013, "Identification of Hydro-Meteorological Triggers for Villerville Coastal Landslide", 141-145 in: C. Margottini, P. Canuti, & K. Sassa (Éd.), *Landslide Science and Practice: Volume 5: Complex Environment*. Berlin, Springer.
- BRASINGTON J., VERICAT D., RYCHKOV I., 2012, "Modeling river bed morphology, roughness, and surface sedimentology using high resolution terrestrial laser scanning", *Water Resources Research*, Vol.48, N°11, W11519, 18 p.
- BRAY M. J., CARTER D. J., HOOKE J. M., 1995, "Littoral cell definition and budgets for central southern England", *Journal of Coastal Research*, 381-400.
- BRAY M. J., HOOKE J. M., 1997, "Prediction of soft-cliff retreat with accelerating sea-level rise", *Journal of Coastal Research*, 453-467.
- BRODU N., LAGUE D., 2012, "3D terrestrial lidar data classification of complex natural scenes using a multi-scale dimensionality criterion: Applications in geomorphology", *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol.68, 121-134.
- BROMHEAD E. N., CURTIS R. D., SCHOFIELD W., 1988, "Observation and adjustment of a geodetic survey network for measurement of landslide movement", 383-386 in: *International symposium on landslides. 5, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides*, Lausanne.
- BRONGNIART A., 1829, *Tableau des terrains qui composent l'écorce du globe ou « Essai sur la structure de la partie connue de la Terre »*. Monographie, Strasbourg, 465 p.
- BROOKS S. M., SPENCER T., BOREHAM S., 2012, "Deriving mechanisms and thresholds for cliff retreat in soft-rock cliffs under changing climates: Rapidly retreating cliffs of the Suffolk coast, UK", *Geomorphology*, Vol.153-154, 48-60.
- BROSSARD J., DUPERRET A., 2004, "Coastal chalk cliff erosion: experimental investigation on the role of marine factors", *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, Vol.20, N°1, 109-120.
- BRUN F., BURI P., MILES E. S., WAGNON P., STEINER J., BERTHIER E., RAGETTLE S., KRAAIJENBRINK P., IMMERZEEL W., PELLICCIOTTI F., 2016, "Quantifying volume loss from ice cliffs on debris-covered glaciers using high-resolution terrestrial and aerial photogrammetry", *Journal of Glaciology*, Vol.62, N°234, 684-695.
- BRUNSDEN D., 1969, "The moving cliffs of Black Ven", *Geographical Magazine*, Vol.41, N°5, 372-374.
- BRUNSDEN D., JONES D. C., 1980, "Relative time scales and formative events in coastal landslide systems in Coasts under stress", *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband Stuttgart*, N°34, 1-19.
- BRYAN R. B., CAMPBELL I. A., YAIR A., 1987, "Postglacial geomorphic development of the Dinosaur Provincial Park badlands, Alberta", *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol.24, N°1, 135-146.
- BRYAN R., YAIR A., 1982, *Badland geomorphology and piping*. Norwich, England, Geo Books, 408 p.
- BUMA J., DEHN M., 1998, "A method for predicting the impact of climate change on slope stability", *Environmental Geology*, Vol.35, N°2, 190-196.

C

- CAINE N., 1980, "The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows", *Geografiska annaler: series A, physical geography*, Vol.62, N°1-2, 23-27.

- CANTAT O., LAIGNEL B., NOUACEUR Z., COSTA S., 2021, Changement climatique et aléas météorologiques. GIEC Normand, 45 p.
- CANTÓN Y., DOMINGO F., SOLÉ-BENET A., PUIGDEFÁBREGAS J., 2002, "Influence of soil-surface types on the overall runoff of the Tabernas badlands (south-east Spain): field data and model approaches", *Hydrological Processes*, Vol.16, N°13, 2621-2643.
- CANTÓN Y., SOLÉ-BENET A., DOMINGO F., 2004, "Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain", *Journal of Hydrology*, Vol.285, N°1-4, 199-214.
- CAPUTO T., MARINO E., MATANO F., SOMMA R., TROISE C., DE NATALE G., 2018, "Terrestrial Laser Scanning (TLS) data for the analysis of coastal tuff cliff retreat: application to Coroglio cliff, Naples, Italy.", *Annals of Geophysics*, Vol.61, N°1, 18 p.
- CARON A., 1972, Formations superficielles et solifluxion dans le Vallon des Bottentuits (Calvados). Basse-Normandie, Caen, 117 p.
- CARR B. B., CLARKE A. B., ARROWSMITH J. R., VANDERKLUYSEN L., DHANU B. E., 2019, "The emplacement of the active lava flow at Sinabung Volcano, Sumatra, Indonesia, documented by structure-from-motion photogrammetry", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol.382, 164-172.
- CARRIERE A., 2019, Impact de la végétation sur l'érosion de bassins versants marneux. Thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes, 175 p.
- CARTER R. W. G., BARTLETT D. J., 1990, "Coastal Erosion in Northeast Ireland-Part I: Sand beaches, dunes and river mouths", *Irish Geography*, Vol.23, N°1, 1-16.
- CASTEDO R., PAREDES C., VEGA-PANIZO R. DE LA, SANTOS A. P., 2017, "The Modelling of Coastal Cliffs and Future Trends", 53-78 in: D. P. Shukla (Dir.), *Hydro-Geomorphology - Models and Trends*. InTechOpen.
- CAVELIER C., MEDIONI R., 1980, "Carte géologique de Rouen à 1/250 000 et notice explicative", BRGM.
- CAWOOD A. J., BOND C. E., HOWELL J. A., BUTLER R. W., TOTAKE Y., 2017, "LiDAR, UAV or compass-clinometer? Accuracy, coverage and the effects on structural models", *Journal of Structural Geology*, Vol.98, 67-82.
- CEREMA, MINISTERE DE L'ÉCOLOGIE, DU DEVELOPPEMENT DURABLE ET DE L'ÉNERGIE., 2015, Développer la connaissance et l'observation du trait de côte, 23 p.
- CETMEF., 2013, Analyse statistique des niveaux d'eau extrêmes : environnements maritime et estuarien, 182 p.
- CHANDLER J. H., BRUNSDEN D., 1995, "Steady state behaviour of the Black Ven mudslide: the application of archival analytical photogrammetry to studies of landform change", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.20, N°3, 255-275.
- CHANDLER J. H., COOPER M., 1988, "Monitoring the development of landslides using archival photography and analytical photogrammetry", *Land and Minerals Surveying*, Vol.6, N°11, 576-584.
- CHANUT M.-A., GASC-BARBIER M., DUBOIS L., CAROTTE A., 2021, "Automatic identification of continuous or non-continuous evolution of landslides and quantification of deformations", *Landslides*, Vol.18, N°9, 3101-3118.

- CHANUT M.-A., KASPERSKI J., DUBOIS L., DAUPHIN S., DURANTHON J.-P., 2017, "Quantification des déplacements 3D par la méthode PLaS- application au glissement du Chambon (Isère)", *Revue Française de Géotechnique*, N°150, 4., 14 p.
- CHAPUIS R. P., CHENAF D., 2003, "Effects of monitoring and pumping well pipe capacities during pumping tests in confined aquifers", *Canadian geotechnical journal*, Vol.40, N°6, 1093-1103.
- CHARPENTIER E., 2009, *Le littoral et les hommes : espaces et sociétés des côtes nord de la Bretagne au XVIIIe siècle*. Rennes, Université Rennes 2 ; Université Européenne de Bretagne, 1089 p .
- CHELIDZE Z., VARAMASHVILI N., CHELIDZE T., KIRIA T., TSAMALASHVILI T., 2021, "Automatic Telemetric Monitoring/Early Warning Systems, with Multi-task Sensor, Applied to Mass Movements", 429-442 in: *Building Knowledge for Geohazard Assessment and Management in the Caucasus and other Orogenic Regions*. Springer.
- CHIABRANDO F., LINGUA A., NOARDO F., SPANÒ A., 2014, "3D modelling of trompe l'oeil decorated vaults using dense matching techniques", *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol.2, N°5, 8.
- CLAPUYT F., VANACKER V., VAN OOST K., 2016, "Reproducibility of UAV-based earth topography reconstructions based on Structure-from-Motion algorithms", *Geomorphology*, Vol.260, 4-15.
- CLAUS S., 2013, "Les archives de la restauration des terrains de montagne", *Gazette des archives*, Vol.230, N°2, 109-114.
- CLAYTON L., TINKER J. R., 1971, *Rates of Hillslope Lowering in the Badlands of North Dakota*. North Dakota Water Resources Research Institute, 46 p.
- CLIQUOT E., GUEREMY P., LHENAFF R., MARRE A., 1993, "Une carte de la dynamique des formes de terrain : la dépression de Ponchille (massif des Baronnies, Préalpes françaises du Sud)", *Géomorphologie et aménagement, livre en hommage à P. Gabert*, CNRS, Caen, 231-240.
- COLANTONI P., MENCUCCI D., NESCI O., 2004, "Coastal processes and cliff recession between Gabicce and Pesaro (northern Adriatic Sea): a case history", *Geomorphology*, Vol.62, N°3-4, 257-268.
- COLLINS B. D., SITAR N., 2008, "Processes of coastal bluff erosion in weakly lithified sands, Pacifica, California, USA", *Geomorphology*, Vol.97, N°3-4, 483-501.
- COLLISON A., WADE S., GRIFFITHS J., DEHN M., 2000, "Modelling the impact of predicted climate change on landslide frequency and magnitude in SE England", *Engineering Geology*, Vol.55, N°3, 205-218.
- COQUE R., 1977, *Géomorphologie*. Paris, Armand Colin, 430 p.
- CORATZA P., BRUSCHI V. M., PIACENTINI D., SALIBA D., SOLDATI M., 2011, "Recognition and assessment of geomorphosites in Malta at the Il-Majjistral Nature and History Park", *Geoheritage*, Vol.3, N°3, 175-185.
- CORBIN A., 2010, *Le territoire du vide : l'Occident et le désir du rivage*. Paris, Flammarion, 416 p .
- COROMINAS J., COPONS R., VILAPLANA J. M., ALTIMIR J., AMIGÓ J., 2003, "Integrated Landslide Susceptibility Analysis and Hazard Assessment in the Principality of Andorra", *Natural Hazards*, Vol.30, N°3, 421-435.
- COROMINAS J., MOYA J., 2008, "A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes", *Engineering geology*, Vol.102, N°3-4, 193-213.

- COROMINAS J., VAN WESTEN C., FRATTINI P., CASCINI L., MALET J.-P., FOTOPOULOU S., ET AL., 2014, "Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk", *Bulletin of engineering geology and the environment*, Vol.73, N°2, 209-263.
- COSTA S., 1997, *Dynamique littoral 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 (Haute-Normandie; France)*. Thèse de doctorat, Université Paris I, 376 p.
- COSTA S., 2005, *Falaises à recul rapide et plages de galets : de la quantification des dynamiques d'un système complexe à la caractérisation des risques induits*. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Université de Bretagne occidentale, Brest, 330 p.
- COSTA S., DELAHAYE D., FREIRÉ-DIAZ S., DI NOCERA L., DAVIDSON R., PLESSIS E., 2004, "Quantification of the Normandy and Picardy chalk cliff retreat by photogrammetric analysis", *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, Vol.20, N°1, 139-148.
- COSTA S., DELOFFRE J., LACOSTE J. P., LEYMARIE R., LAIGNEL B., 2021, *Systèmes côtiers : risques naturels et restauration des écosystèmes*. GIEC normand, 25 p.
- COSTA S., LAGEAT Y., HENAFF A., DELAHAYE D., PLESSIS E., 2003, "Origine de la variabilité spatiale du recul des falaises crayeuses du nord-ouest du Bassin de Paris. L'exemple du littoral haut-normand (France)", *Hommes et Terres du Nord*, Vol.1, N°1, 22-31.
- COSTA S., LE CŒUR C., LAGEAT Y., 2007, *Vers la quantification du budget sédimentaire des plages de galets du littoral haut-normand. Théories et pratiques en géographie physique (Hommage au Professeur Alain Godard)*. Presses Universitaires Blaise Pascal, 457-468 p.
- 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", *Journal of Coastal Research*, Vol.88, N°sp1, 46.
- COUSSOT P., 1997, *Mudflow rheology and dynamics*. Routledge, Rotterdam, 58 p.
- COUSSOT P., MEUNIER M., 1996, "Recognition, classification and mechanical description of debris flows", *Earth-Science Reviews*, Vol.40, N°3-4, 209-227.
- COUSSOT P., PROUST S., 1996, "Slow, unconfined spreading of a mudflow", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol.101, N°B11, 25217-25229.
- CRECY L. DE., 1988, "L'histoire de la RTM : quelques réflexions d'un praticien", *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Sud-Ouest Européen*, Vol.59, N°1, 16-28.
- CROWELL M., LEATHERMAN S. P., BUCKLEY M. K., 1991, "Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy", *Journal of coastal research*, 839-852.
- CUCCHIARO S., FALLU D. J., ZHANG H., WALSH K., VAN OOST K., BROWN A. G., TAROLLI P., 2020, "Multiplatform-SfM and TLS Data Fusion for Monitoring Agricultural Terraces in Complex Topographic and Landcover Conditions", *Remote Sensing*, Vol.12, N°12, 29.

D

- DEANE E., 2020, "The Application of Emerging Monitoring Technologies on Very Slow Vegetated Landslides", *Mémoire de maîtrise, Université d'Alberta*, 133 p.

- DEANE E., MACCIOTTA R., HENDRY M., GRÄPEL C., SKIRROW R., 2019, "The use and limitations of modern technologies for slow vegetated landslide monitoring—Chin Coulee landslide", in: Proceedings of the 72nd Canadian Geotechnical Conference, Geo St. John's, 9 p.
- DEL RÍO L., POSANSKI D., GRACIA F. J., PÉREZ-ROMERO A. M., 2020, "A comparative approach of monitoring techniques to assess erosion processes on soft cliffs", Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Vol.79, N°4, 1797-1814.
- DELANNOY J.-J., DELINE P., LHENAFF R., 2016, Géographie physique: aspects et dynamique du géosystème terrestre. Vuibert, 977 p.
- DELLA SETA M., DEL MONTE M., FREDI P., PALMIERI E. L., 2009, "Space–time variability of denudation rates at the catchment and hillslope scales on the Tyrrhenian side of Central Italy", Geomorphology, Vol.107, N°3-4, 161-177.
- DELSINNE N., 2005, Évolution pluri-millénaire à pluri-annuelle du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine. Facteurs de contrôle naturels et d'origine anthropique. Thèse de doctorat, Université de Caen, 179 p.
- DEPREZ D., 1991, Les falaises des Vaches Noires entre Houlgate et Villers-sur-Mer (Calvados): essai sur les conditions d'évolution à court et moyen terme et sur la caractérisation et la prévention des risques. Paris, Conservatoire national des arts et métiers, 13 p.
- DESCROIX L., MATHYS N., 2003, "Processes, spatio-temporal factors and measurements of current erosion in the French Southern Alps: a review", Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group, Vol.28, N°9, 993-1011.
- DESCROIX L., OLIVRY J.-C., 2002, "Spatial and temporal factors of erosion by water of black marls in the badlands of the French southern Alps", Hydrological Sciences Journal, Vol.47, N°2, 227-242.
- DESIR G., MARÍN C., 2007, "Factors controlling the erosion rates in a semi-arid zone (Bardenas Reales, NE Spain)", Catena, Vol.71, N°1, 31-40.
- DEWEZ T. J. B., ROHMER J., REGARD V., CNUUDE C., 2013, "Probabilistic coastal cliff collapse hazard from repeated terrestrial laser surveys: case study from Mesnil Val (Normandy, northern France)", Journal of Coastal Research, Vol.65, 702-707.
- DEWOLF Y., 1971, "Les formations superficielles et leur cartographie", Serv. Doc. Cart. Geom., Mém. et Documents, 193-204.
- DI STEFANO C., PALMERI V., PAMPALONE V., 2019, "An automatic approach for rill network extraction to measure rill erosion by terrestrial and low-cost unmanned aerial vehicle photogrammetry", Hydrological Processes, Vol.33, N°13, 1883-1895.
- DIKAU R. AUTOR, BRUNSDEN D., SCHROTT L., IBSEN M., 1996, Landslide recognition: identification, movement and causes. Wiley-Blackwell, 274 p.
- DORE F., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M., JUIGNET P., 1987, Guide géologique régional Normandie-Maine. Paris, Masson, 216 p.
- DORNBUSCH U., ROBINSON D. A., MOSES C. A., WILLIAMS RENDEL B. G., 2008, "Temporal and spatial variations of chalk cliff retreat in East Sussex, 1873 to 2001", Marine Geology, Vol.249, N°3-4, 271-282.
- DOUVILLE H., 1881, Note sur la partie moyenne du terrain jurassique dans le bassin de Paris et sur le terrain corallien en particulier. Paris, 439-474 p.

- DREAL., 2015, Profil environnemental de Basse-Normandie. Caen, Direction régionale de l'environnement, de l'aménagement et du logement de Basse-Normandie, 80 p.
- DREAL NORMANDIE., 2020, Le climat en Normandie. Profil Environnemental de Normandie. Direction régionale de l'environnement, de l'aménagement et du logement de Basse-Normandie, 96 p.
- DUBOIS J. M. M., 1999, "Dynamique de l'érosion littorale sur la Côte-Nord du Saint-Laurent", 20-52, in: Proceedings of the regional reunion Colloque régional sur l'érosion des berges: vers une gestion intégrée des interventions en milieu marin, Baie-Comeau, Quebec, Comité de la zone d'intervention prioritaire de la rive nord de l'estuaire, MRC de Manicouagan (éd.).
- DUDZIŃSKA-NOWAK J., WEŻYK P., 2014, "Volumetric changes of a soft cliff coast 2008–2012 based on DTM from airborne laser scanning (Wolin Island, southern Baltic Sea)", *Journal of Coastal Research*, Vol.70, 59-64.
- DUFFY J. P., SHUTLER J. D., WITT M. J., DEBELL L., ANDERSON K., 2018, "Tracking fine-scale structural changes in coastal dune morphology using kite aerial photography and uncertainty-assessed structure-from-motion photogrammetry", *Remote Sensing*, Vol.10, N°9, 1494.
- DUGUE O., 1989, Géodynamique d'une bordure de massifs anciens : la bordure occidentale du bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien : pulsations épirogéniques et cycles eustatiques. Thèse de doctorat, Université de Caen, 593 p.
- DUGUE O., FILY G., RIOULT M., 1998, "Le Jurassique des côtes du Calvados : biostratigraphie, sédimentologie, paléocéologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle", *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, Vol.85, N°2, 132.
- DUGUE O., RIOULT M., 1987, "Renversement majeur dans la dynamique sédimentaire de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Jurassique supérieur : son enregistrement dans le « calcaire gréseux de Hennequeville », *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, Vol.304, N°8, 365-370.
- DUMAS B., GUEREMY P., LECOMPTE M., LHENAFF R., RAFFY J., 1987, "Mouvements de terrain et érosion hydrique dans les Baronnies méridionales : méthodes d'étude et premiers résultats", *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, Vol.69, N°1, 69-93.
- DURAND P., 1998, "Cinématique d'un littoral sableux à partir de photographies aériennes et de cartes topographiques. Exemple du littoral d'Argelès-Plage à Saint-Cyprien (Roussillon, France)", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.4, N°2, 155-166.

E

- EDEN W. J., 1977, "Evidence of creep in steep natural slopes of Champlain Sea clay", *Canadian Geotechnical Journal*, Vol.14, N°4, 620-627.
- ELHAI H., 1963, La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Etude morphologique. Paris, Université de Paris, 624 p.
- ELINEAU S., 2013, Le risque naturel côtier sur la communauté d'agglomération du Havre (Haute-Normandie) : Une évaluation des aléas. le Havre, Université du Havre, 278 p.
- ELTNER A., BAUMGART P., 2015, "Accuracy constraints of terrestrial Lidar data for soil erosion measurement: Application to a Mediterranean field plot", *Geomorphology*, Vol.245, 243-254.

- ELTNER A., KAISER A., CASTILLO C., ROCK G., NEUGIRG F., ABELLÁN A., 2016, "Image-based surface reconstruction in geomorphometry—merits, limits and developments", *Earth Surface Dynamics*, Vol.4, N°2, 359-389.
- EMADI-TAFTI M., ATAIE-ASHTIANI B., 2019, "A modeling platform for landslide stability: A hydrological approach", *Water*, Vol.11, N°10, 2146.
- EMERY K. O., KUHN G. G., 1980, "Erosion of rock shores at La Jolla, California", *Marine Geology*, Vol.37, N°3-4, 197-208.
- EMERY K. O., KUHN G. G., 1982, "Sea cliffs: Their processes, profiles, and classification", *GSA Bulletin*, Vol.93, N°7, 644-654.
- ENGSTROM W. N., 2006, "Nineteenth century coastal geomorphology of southern California", *Journal of Coastal Research*, Vol.22, N°4, 847-861.
- ESPOSITO G., SALVINI R., MATANO F., SACCHI M., DANZI M., SOMMA R., TROISE C., 2017, "Multitemporal monitoring of a coastal landslide through SfM-derived point cloud comparison", *The Photogrammetric Record*, Vol.32, N°160, 459-479.
- EVANS D. J., OWEN L. A., ROBERTS D., 1995, "Stratigraphy and sedimentology of Devensian (Dimlington Stadial) glacial deposits, east Yorkshire, England", *Journal of Quaternary Science*, Vol.10, N°3, 241-265.
- EVELPIDOU N., CORDIER S., MERINO A., FIGUEIREDO T. DE, CENTERI C., 2013, *Runoff erosion*. University of Athens, 378 p.
- EVRRARD H., SINELLE C., 1980, "Stabilité des falaises du Pays de Caux", CETE, LRPC, Le Grand Quevilly, Vol.92, 85.

F

- FAIRBRIDGE R. W., 1968, *The encyclopedia of geomorphology*. New York, Reinhold Book Corp, 1295 p.
- FAULKNER H., 2008, "Connectivity as a crucial determinant of badland morphology and evolution", *Geomorphology*, Vol.100, N°1-2, 91-103.
- FAYE I. B. N., HENAFF A., GOURMELON F., DIAW A. T., 2008, "Évolution du trait de côte à Nouakchott (Mauritanie) de 1954 à 2005 par photo-interprétation", *Noréis. Environnement, aménagement, société*, N°208, 11-27.
- FEOLI E., VUERICH L. G., WOLDU Z., 2002, "Processes of environmental degradation and opportunities for rehabilitation in Adwa, Northern Ethiopia", *Landscape ecology*, Vol.17, N°4, 315-325.
- FISCHER M., HUSS M., KUMMERT M., HOELZLE M., 2016, "Application and validation of long-range terrestrial laser scanning to monitor the mass balance of very small glaciers in the Swiss Alps", *The Cryosphere*, Vol.10, N°3, 1279-1295.
- FLAGEOLLET J. C., HELLUIN E., 1984, "Formations quaternaires et zonage des risques de glissements de terrain à Villerville et à Cricquebœuf (Calvados)", *Documents-BRGM*, N°83, 173-183.
- FLAGEOLLET J. C., HELLUIN E., 1987, "Morphological investigations in the sliding areas along coast of Pays d'Auge, near Villerville, Normandy, France", *International Geomorphology*, Vol.1, 447-486.
- FLAGEOLLET J.-C., 1989, *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Paris, Masson, 224 p.

- FLAGEOLLET J.-C., MAQUAIRE O., MARTIN B., WEBER D., 1999, "Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France)", *Geomorphology*, Vol.30, N°1-2, 65-78.
- FORT M., REGNAULD H., 1995, "L'évolution du littoral anglais de Lyme Regis à Portsmouth : une approche par les bilans sédimentaires et les impacts de l'aménagement sur leur équilibre", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.1, N°2, 115-124.
- FOX-STRANGWAYS C., 1897, "Filey Bay and Brigg", 338-345 in: *Proceedings of the Yorkshire Geological and Polytechnic Society*. Geological Society of London.
- FRANCIONI M., SIMONE M., STEAD D., SCIARRA N., MATALONI G., CALAMITA F., 2019, "A new fast and low-cost photogrammetry method for the engineering characterization of rock slopes", *Remote Sensing*, Vol.11, N°11, 24.
- FRESSARD M., 2013, *Les glissements de terrain du Pays d'Auge continental : Caractérisation, cartographie, analyse spatiale et modélisation*. Thèse de doctorat, Université de Caen, 337 p.
- FRESSARD M., MAQUAIRE O., THIERY Y., DAVIDSON R., LISSAK C., 2016, "Multi-method characterisation of an active landslide: Case study in the Pays d'Auge plateau (Normandy, France)", *Geomorphology*, Vol.270, 22-39.

G

- GALLART F., SOLÉ-BENET A., PUIGDEFABREGAS J., LAZARO R., 2002, "Badland systems in the Mediterranean", 299-306 in: *Dryland Rivers: hydrology and geomorphology of semi-arid channels*. Wiley, Chichester, UK.
- GALLOIS R. W., 2008, "Geological controls on the failure mechanisms within the Black Ven-Spittles landslip complex, Lyme Regis, Dorset", *Geoscience in south-west england: proceedings of the Ussher Society*, Vol.12, N°1, 9-14.
- GALLOIS R. W., 2009, "A recent large landslide at The Spittles, Lyme Regis, Dorset and its implications for the stability of the adjacent urban area", *Geoscience in Southwest England: Proceedings of the Ussher Society*, Vol.12, N°2, 101-108.
- GARNIER P., LECOMPTE M., 1996, "Essai sur les mécanismes de fragmentation des marnes des Baronnies (France)/Trials carried out on the disintegration mechanisms of marls in the Baronnies Mountains (Southern Alps, France)", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.2, N°1, 23-49.
- GIACCONE E., VERGARI F., DEL MONTE M., FRATIANNI S., 2015, "L'impact du climat sur les dynamiques morphologiques en Toscane (Italie Centrale)", 485-490 in: *XXVIIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Liège, Belgique.
- GIEC., 2019, *L'océan et la cryosphère dans le contexte du changement climatique. Rapport spécial du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*, 39 p.
- GIEC R., 2014, *Changements climatiques 2014 : Rapport de synthèse*. GIEC Genève, Suisse.
- GILHAM J., BARLOW J., MOORE R., 2019, "Detection and analysis of mass wasting events in chalk sea cliffs using UAV photogrammetry", *Engineering geology*, Vol.250, 101-112.
- GILI J. A., COROMINAS J., RIUS J., 2000, "Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring", *Engineering geology*, Vol.55, N°3, 167-192.

- GIULIANO J., 2015, "Erosion des falaises de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur : évolution et origine de la morphologie côtière en Méditerranée.". Thèse de doctorat, Université Nice Sophia Antipolis, 442 p.
- GLADE T., 2001, "Landslide hazard assessment and historical landslide data: an inseparable couple?", 153-168 in: GLADE T., ALBINI P., FRANCES, F., The use of historical data in natural hazard assessments. Dordrecht, Springer.
- GODFREY A. E., 1997, "Mass movement of Mancos Shale crust near Caineville, Utah: a 30-year record", *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, Vol.79, N°3, 185-194.
- GOMEZ C., KENNEDY B., 2018, "Capturing volcanic plumes in 3D with UAV-based photogrammetry at Yasur Volcano–Vanuatu", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol.350, 84-88.
- GÓMEZ-GUTIÉRREZ Á., GONÇALVES G. R., 2020, "Surveying coastal cliffs using two UAV platforms (multirotor and fixed-wing) and three different approaches for the estimation of volumetric changes", *International Journal of Remote Sensing*, Vol.41, N°21, 8143-8175.
- GONZALEZ-OLLAURI A., MICKOVSKI S. B., 2017, "Hydrological effect of vegetation against rainfall-induced landslides", *Journal of Hydrology*, Vol.549, 374-387.
- GRAFF K., 2020, Contribution à la cartographie multirisques de territoires côtiers : approche quantitative des conséquences potentielles et des concomitances hydrologiques (Normandie, France). Thèse de doctorat, Université de Caen, 425 p.
- GRAFF K., VIEL V., CARLIER B., LISSAK C., MADELIN M., ARNAUD-FASSETTA G., FORT M., 2018, "Traçage sédimentaire d'une lave torrentielle dans le bassin de la Peyronnelle (Queyras, Alpes françaises du Sud)", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.24, N°1, 43-57.
- GREENWOOD R. O., ORFORD J. D., 2008, "Temporal patterns and processes of retreat of drumlin coastal cliffs - Strangford Lough, Northern Ireland", *Geomorphology*, Vol.94, N°1-2, 153-169.
- GRESARC., 2007, Mise au point d'un modèle prévisionnel d'évolution d'une plage macrotidale sous l'effet d'un procédé de drainage, 37 p.
- GRIERSON I. T., OADES J. M., 1977, "A rainfall simulator for field studies of run-off and soil erosion", *Journal of Agricultural Engineering Research*, Vol.22, N°1, 37-44.
- GROOS A. R., BERTSCHINGER T. J., KUMMER C. M., ERLWEIN S., MUNZ L., PHILIPP A., 2019, "The potential of low-cost UAVs and open-source photogrammetry software for high-resolution monitoring of Alpine glaciers: a case study from the Kanderfirn (Swiss Alps)", *Geosciences*, Vol.9, N°8, 21 p.
- GUDINO-ELIZONDO N., BIGGS T. W., CASTILLO C., BINGNER R. L., LANGENDOEN E. J., TANIGUCHI K. T., ET AL., 2018, "Measuring ephemeral gully erosion rates and topographical thresholds in an urban watershed using unmanned aerial systems and structure from motion photogrammetric techniques", *Land degradation & development*, Vol.29, N°6, 1896-1905.
- GUEREMY P., MARRE A., 1996, "Une nouvelle méthode de cartographie géomorphologique applicable aux aléas naturels", *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, Vol.24, N°93, 5-40.
- GUILCHER A., 1954, Morphologie littorale et sous-marine. Paris, Presses Universitaires de France, 216 p.
- GUILLOU N., 2007, Rôles de l'hétérogénéité des sédiments de fond et des interactions houle-courant sur l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire en zone subtidale-applications en Manche orientale et à la pointe de la Bretagne. Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale-Brest, 469 p.

- GUSTAVSSON M., KOLSTRUP E., SEIJMONSBERGEN A. C., 2006, "A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development", *Geomorphology*, Vol.77, N°1-2, 90-111.
- GUSTAVSSON M., SEIJMONSBERGEN A. C., KOLSTRUP E., 2008, "Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map - With an example from Liden, central Sweden", *Geomorphology*, Vol.95, N°3-4, 335-349.
- GUZZETTI F., PERUCCACCI S., ROSSI M., STARK C. P., 2007, "Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe", *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol.98, N°3-4, 239-267.
- GUZZETTI F., PERUCCACCI S., ROSSI M., STARK C. P., 2008, "The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update", *Landslides*, Vol.5, N°1, 3-17.

H

- HARKER A. H., FLICK R. E., 1991, "Beach and cliff erosion processes at Solana Beach, California, 1984-1990", 2122-2135 in: *Coastal Zone'91*. ASCE.
- HARVEY A. M., 2002, "Effective timescales of coupling within fluvial systems", *Geomorphology*, Vol.44, N°3-4, 175-201.
- HEBERT E., 1860, *Du terrain jurassique supérieur sur les côtes de la manche*. Paris, L. Martinet, 300-361.
- HEDOU F., ROCHE A., TRMAL C., MORAUD S., DENIAUD Y., 2018, "Élaboration de l'indicateur national de l'érosion côtière", *Journées nationales Génie Côtier Génie Civil*, 647-654.
- HEINDEL R. C., CHIPMAN J. W., DIETRICH J. T., VIRGINIA R. A., 2018, "Quantifying rates of soil deflation with Structure-from-Motion photogrammetry in west Greenland", *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, Vol.50, N°1, 13 p.
- HELLUIN, E., 1988, *Les mouvements de terrain de février 1988 dans le Calvados. Cahiers du CREGEPE, Risques naturels et analyses pour une prévision - L'hiver 1987-1988 en Basse-Normandie*, Note du CREGEPE, université de Caen, 1, p. 7-10.
- HELLUIN E., HELLUIN M., 1972, "Les terrains en Pays d'Auge et les travaux d'aménagement", *Cahier de géographie de Caen*, N°numéro spécial le Pays d'Auge, 29-34.
- HENAFF A., LAGEAT Y., COSTA S., PLESSIS E., 2002, "Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux : détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.8, N°2, 107-118.
- HERITAGE G. L., LARGE A. R. G., 2009, *Laser scanning for the environmental sciences*. UK, Wiley-Blackwell, 288 p.
- HERMELIN M., 2016, "La Playa Badlands and Their Earth Pillars", 65-72 in: HERMELIN M., *Landscapes and Landforms of Colombia*. Springer.
- HOWARD A. D., 2009, "Badlands and gullying", 265-299 in: PARSONS A.J., ABRAHAM A.D., *Geomorphology of desert environments*. Dordrecht, Springer.
- HUGENHOLTZ C. H., WHITEHEAD K., BROWN O. W., BARCHYN T. E., MOORMAN B. J., LECLAIR A., ET AL., 2013, "Geomorphological mapping with a small unmanned aircraft system (sUAS): Feature

detection and accuracy assessment of a photogrammetrically-derived digital terrain model", *Geomorphology*, Vol.194, 16-24.

HUGGEL C., CLAGUE J. J., KORUP O., 2012, "Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains?", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.37, N°1, 77-91.

HUNGR O., LEROUEIL S., PICARELLI L., 2014, "The Varnes classification of landslide types, an update", *Landslides*, Vol.11, N°2, 167-194.

HUTCHINSON J., 1973, "The response of London Clay cliffs to differing rates of toe erosion", *Geologia Applicata Idrogeologia*, Vol.8, 221-239.

HUTCHINSON J. N., 1970, "A coastal mudflow on the London Clay cliffs at Beltinge, North Kent", *Geotechnique*, Vol.20, N°4, 412-438.

HUTCHINSON J. N., 1983, "A pattern in the incidence of major coastal mudslides", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.8, N°4, 391-397.

I

INSEE ET SOES., 2004, *Démographie et économie du littoral. L'observatoire du littoral*, Aquitaine, INSEE, 22 p.

IVERSON R. M., 2000, "Landslide triggering by rain infiltration", *Water Resources Research*, Vol.36, N°7, 1897-1910.

J

JABOYEDOFF M., DERRON M.-H., 2020, "Chapter 7 - Landslide analysis using laser scanners", 207-230 in: P. Tarolli & S. M. Mudd (Éd.), *Developments in Earth Surface Processes. Remote Sensing of Geomorphology*. Elsevier.

JABOYEDOFF M., OPPIKOFER T., ABELLÁN A., DERRON M.-H., LOYE A., METZGER R., ET AL., 2012, "Use of LIDAR in landslide investigations: a review", *Natural Hazards*, Vol.61, N°1, 5-28.

JAMES M. R., ROBSON S., 2012, "Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application", *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Vol.117, F03017, 2-17.

JANTZI H., LIÉBAULT F., KLOTZ S., 2017, "Sediment residence time in alluvial storage of black marl badlands", *Catena*, Vol.156, 82-91.

JAUD M., 2011, *Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale Brest, 244 p.

JAUD M., LETORTU P., THERY C., GRANDJEAN P., COSTA S., MAQUAIRE O., ET AL., 2019, "UAV survey of a coastal cliff face – Selection of the best imaging angle", *Measurement*, Vol.139, 10-20.

JOHNSTONE E., RAYMOND J., OLSEN M. J., DRISCOLL N., 2016a, "Morphological expressions of coastal cliff erosion processes in San Diego County", *Journal of Coastal Research*, N°76, 174-184.

JOHNSTONE E., RAYMOND J., OLSEN M. J., DRISCOLL N., 2016b, "Morphological Expressions of Coastal Cliff Erosion Processes in San Diego County", *Journal of Coastal Research*, N°76 (10076), 174-184.

- JOLY F., 1962, "Principes pour une méthode de cartographie géomorphologique", Bulletin de l'Association de géographes français, Vol.39, N°309, 270-278.
- JOLY F., 1997, Glossaire de géomorphologie : base de données sémiologiques pour la cartographie. Paris, Armand Colin, 361 p.
- JOURNAUX A., 1971, "Formations superficielles et dynamique des versants dans le pays d'Auge", 27 p., in: Colloque International de Géomorphologie, Réunion de la commission d'études des formations superficielles et de la dynamique des versants du Comité National de Géographie, Excursion dans le Pays d'Auge. Caen.
- JUGIE M., GOB F., VIRMOUX C., BRUNSTEIN D., TAMISIER V., LE COEUR C., ET AL., 2018, "Characterizing and quantifying the discontinuous bank erosion of a small low energy river using Structure-from-Motion Photogrammetry and erosion pins", Journal of hydrology, Vol.563, 418-434.
- JUIGNET P., 1974, La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain aptien, albien, cénonanien de Normandie et du Maine le stratotype du cénonanien. Thèse de doctorat, Université de Caen, 806 p.

K

- KAISER A., NEUGIRG F., ROCK G., MÜLLER C., HAAS F., RIES J., ET AL., 2014, "Small-scale surface reconstruction and volume calculation of soil erosion in complex Moroccan gully morphology using structure from motion", Remote Sensing, Vol.6, N°8, 7050-7080.
- KEEFER D., 1971, Gully formation at Gravantz-Beffa Hill. Stanford University. Department of Geology., 104 p.
- KEEFER D. K., WILSON R. C., MARK R. K., BRABB E. E., BROWN W. M., ELLEN S. D., ET AL., 1987, "Real-time landslide warning during heavy rainfall", Science, Vol.238, N°4829, 921-925.
- KEMP A. C., HORTON B. P., DONNELLY J. P., MANN M. E., VERMEER M., RAHMSTORF S., 2011, "Climate related sea-level variations over the past two millennia", Proceedings of the National Academy of Sciences, Vol.108, N°27, 11017-11022.
- KENNEDY D. M., STEPHENSON W. J., NAYLOR L. A., 2014, Rock Coast Geomorphology: A Global Synthesis. London, Geological Society of London, 291 p.
- KENNEDY M. P., 1973, "Sea-cliff erosion at sunset cliffs, San Diego", California Geology, 27-31.
- KERGADALLAN X., 2015, Estimation des niveaux marins extrêmes avec et sans l'action des vagues le long du littoral métropolitain. Thèse de doctorat, Université Paris Est, 402 p.
- KOGURE T., AOKI H., MAEKADO A., HIROSE T., MATSUKURA Y., 2006, "Effect of the development of notches and tension cracks on instability of limestone coastal cliffs in the Ryukyus, Japan", Geomorphology, Vol.80, N°3, 236-244.
- KOH A., 1992, "Black Ven", The coastal landforms of West Dorset (Ed., Allison, R.), Geologists Association Guide, N°47, 67-79.
- KOMAR P. D., 1996, "The budget of littoral sediment: concepts and applications", Shore and Beach, Vol.64, 18-26.
- KORDIĆ B., GAŠPAROVIĆ M., OBERITER B. L., ĐAPO A., VLASTELICA G., 2020, "Spatial data performance test of mid-cost UAS with direct georeferencing", Periodica Polytechnica Civil Engineering, Vol.64, N°3, 859-868.

- KOUTSOUDIS A., VIDMAR B., IOANNAKIS G., ARNAOUTOGLOU F., PAVLIDIS G., CHAMZAS C., 2014, "Multi-image 3D reconstruction data evaluation", *Journal of cultural heritage*, Vol.15, N°1, 73-79.
- KROMER R., WALTON G., GRAY B., LATO M., 2019, "Development and optimization of an automated fixed-location time lapse photogrammetric rock slope monitoring system", *Remote Sensing*, Vol.11, N°16, 1890, 18 p.
- KRŠÁK B., BLIŠŤAN P., PAULIKOVÁ A., PUŠKÁROVÁ P., KOVANIČ L., PALKOVÁ J., ZELIŽŇAKOVÁ V., 2016, "Use of low-cost UAV photogrammetry to analyze the accuracy of a digital elevation model in a case study", *Measurement*, Vol.91, 276-287.
- KRZEMINSKA D. M., STEELE-DUNNE S. C., BOGAARD T. A., RUTTEN M. M., SAILHAC P., GERAUD Y., 2012, "High-resolution temperature observations to monitor soil thermal properties as a proxy for soil moisture condition in clay-shale landslide", *Hydrological Processes*, Vol.26, N°14, 2143-2156.
- KUHN D., PRÜFER S., 2014, "Coastal cliff monitoring and analysis of mass wasting processes with the application of terrestrial laser scanning: A case study of Rügen, Germany", *Geomorphology*, Vol.213, 153-165.
- KUHN N. J., YAIR A., 2004, "Spatial distribution of surface conditions and runoff generation in small arid watersheds, Zin Valley Badlands, Israel", *Geomorphology*, Vol.57, N°3-4, 183-200.

L

- LAGUE D., 2020, "Chapter 8 - Terrestrial laser scanner applied to fluvial geomorphology", 231-254 in: P. Tarolli & S. M. Mudd (Éd.), *Developments in Earth Surface Processes. Remote Sensing of Geomorphology*. Elsevier.
- LAGUE D., BRODU N., LEROUX J., 2013, "Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (NZ)", *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing*, Vol.82, 10-26.
- LAM K.-C., 1977, "Patterns and rates of slopewash on the badlands of Hong Kong", *Earth Surface Processes*, Vol.2, N°4, 319-332.
- LAMBECK K., ROUBY H., PURCELL A., SUN Y., SAMBRIDGE M., 2014, "Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene", *Proceedings of the National Academy of Sciences*, Vol.111, N°43, 15296-15303.
- LARSON M., SUNAMURA T., ERIKSON L., BAYRAM A., HANSON H., 2010, "An analytical model to predict dune and cliff notching due to wave impact", *Coastal Engineering*, 11. 43-57.
- LARSONNEUR C., 1971, *Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles*. Caen, Sc. nat. Caen. 1971., 394 p.
- LARSONNEUR C., 1974, "Données scientifiques générales sur le littoral de la Baie de Seine, compléments sur l'hydrologie de la Baie de Seine.", 11.
- LASRI M. A., 2018, *Utilisation des réseaux de capteurs Géocubes pour la mesure de déformation des volcans en temps réel par GNSS*. Thèse de doctorat, Université Paris sciences et lettres, 123 p.
- LAUTRIDOU J. P., 1985, *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest*. Thèse de doctorat, Université de caen, 908 p.

- LAUTRIDOU J.-P., SOMME J., HEIM J., MAUCORPS J., PUISSEGUR J.-J., 1986, "Corrélations entre sédiments quaternaires continentaux et marins (littoraux et profonds) dans le domaine France septentrionale-Manche", *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, Vol.27, N°2, 105-112.
- LÁZARO R., CANTÓN Y., SOLÉ-BENET A., BEVAN J., ALEXANDER R., SANCHO L. G., ET AL., 2008, "The influence of competition between lichen colonization and erosion on the evolution of soil surfaces in the Tabernas badlands (SE Spain) and its landscape effects", *Geomorphology*, Vol.102, N°2, 252-266.
- LE CAM H., BARAER F., 2012, "Climatologie marine. Sous-région marine Manche-Mer du Nord. Evaluation initiale DCSMM.", 10 p.
- LEBRUN P., COURVILLE P., 2013, "Le Jurassique des falaises des Vaches-Noires", *Fossiles*, 16-27.
- LECOMPTE M., LHENAFF R., MARRE A., 1998, "Huit ans de mesures du ravinement des marnes dans les baronnies méridionales (Préalpes françaises du sud)", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.4, N°4, 351-373.
- LECOMPTE M., LHENAFF R., MARRE A., 2005, "Processus, rythme et bilan de la morphogénèse dans les bad-lands des Baronnies Méridionales (Préalpes du Sud-France)", *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, Vol.31, N°123, 7-25.
- LEE E. M., CLARK A. R., 2002, *Investigation and management of soft rock cliffs*. Thomas Telford, 382 p.
- LESLAR M., 2015, "Integrating Terrestrial Lidar With Point Clouds Created From Unmanned Aerial Vehicle Imagery", *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol.XL-1/W4, 97-101.
- LETORTU P., 2013, *Le recul des falaises crayeuses haut-normandes et les inondations par la mer en Manche centrale et orientale : de la quantification de l'aléa à la caractérisation des risques induits*. Thèse de doctorat, Université de Caen, 415 p.
- LETORTU P., COSTA S., BENSALD A., CADOR J.-M., QUENOL H., 2014, "Vitesses et modalités de recul des falaises crayeuses de Haute-Normandie (France) : méthodologie et variabilité du recul", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.20, N°2, 133-144.
- LETORTU P., COSTA S., CADOR J.-M., COINAUD C., CANTAT O., 2015, "Statistical and empirical analyses of the triggers of coastal chalk cliff failure", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.40, N°10, 1371-1386.
- LETORTU P., COSTA S., MAQUAIRE O., DAVIDSON R., 2019, "Marine and subaerial controls of coastal chalk cliff erosion in Normandy (France) based on a 7-year laser scanner monitoring", *Geomorphology*, Vol.335, 76-91.
- LETORTU P., COSTA S., MAQUAIRE O., DELACOURT C., AUGEREAU E., DAVIDSON R., ET AL., 2015, "Retreat rates, modalities and agents responsible for erosion along the coastal chalk cliffs of Upper Normandy: The contribution of terrestrial laser scanning", *Geomorphology*, Vol.245, 3-14.
- LETORTU P., JAUD M., GRANDJEAN P., AMMANN J., COSTA S., MAQUAIRE O., ET AL., 2018, "Examining high-resolution survey methods for monitoring cliff erosion at an operational scale", *GIScience & Remote Sensing*, Vol.55, N°4, 457-476.
- LETORTU P., LAUTE K., LE DANTEC N., AUGEREAU E., AMMANN J., PRUNIER C., ET AL., 2017, "Impacts des vagues et de la circulation d'eau sur la microfracturation des falaises rocheuses : mise en place d'un suivi multiparamètre en Bretagne", *Cahiers de géographie*, 251-256.

- LEVOY F., LARSONNEUR C., 1995, Étude des risques d'érosion et de submersion sur les côtes du Calvados, synthèse bibliographique. Conseil Général du Calvados, 81 p.
- LIM M., ROSSER N. J., PETLEY D. N., KEEN M., 2011, "Quantifying the controls and influence of tide and wave impacts on coastal rock cliff erosion", *Journal of Coastal Research*, Vol.27, N°1, 46-56.
- LIMBER P. W., BARNARD P. L., VITOUSEK S., ERIKSON L. H., 2018, "A model ensemble for projecting multidecadal coastal cliff retreat during the 21st century", *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Vol.123, N°7, 1566-1589.
- LIN Z., OGUCHI T., 2004, "Drainage density, slope angle, and relative basin position in Japanese bare lands from high-resolution DEMs", *Geomorphology*, Vol.63, N°3-4, 159-173.
- LISSAK C., 2012, Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : morphologie, fonctionnement et gestion du risque. Thèse de doctorat, Université de Caen, 312 p.
- LISSAK C., MAQUAIRE O., DAVIDSON R., MALET J.-P., 2014, "Piezometric thresholds for triggering landslides along the Normandy coast, France", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.20, N°vol. 20-n° 2, 145-158.
- LISSAK C., MAQUAIRE O., MALET J.-P., BITRI A., SAMYN K., GRANDJEAN G., ET AL., 2014, "Airborne and ground-based data sources for characterizing the morpho-structure of a coastal landslide", *Geomorphology*, Vol.217, 140-151.
- LISSAK C., PUISSANT A., MAQUAIRE O., MALET J.-P., 2013, "Analyse spatiotemporelle de glissements de terrain littoraux par l'exploitation de données géospatiales multisources.", *Revue internationale de géomatique*, Vol.23, N°2, 199-225.
- LLENA M., SMITH M. W., WHEATON J. M., VERICAT D., 2020, "Geomorphic process signatures reshaping sub-humid Mediterranean badlands: 2. Application to 5-year dataset", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.45, N°5, 1292-1310.
- LLENA M., VERICAT D., SMITH M. W., WHEATON J. M., 2020, "Geomorphic process signatures reshaping sub-humid Mediterranean badlands: 1. Methodological development based on high-resolution topography", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.45, N°5, 1335-1346.
- LÖBMAN M. T., GEITNER C., WELLSTEIN C., ZERBE S., 2020, "The influence of herbaceous vegetation on slope stability – A review", *Earth-Science Reviews*, Vol.209, 103328, 17 p.
- LOISEL B., 1990, Un exemple d'instabilité sur le littoral bas-normand : les falaises des Vaches Noires. Etude géomorpho-dynamique. Mémoire de maîtrise, Paris I, 182 p.
- LOMBARDI C. B., 2016, Surveillance des pentes et des falaises instables : Conception et mise en oeuvre des dispositifs de mesure-Acquisition et traitement de l'information : Guide technique. IFSTTAR, 171 p.
- LOMBARDI D., BENOIT L., CAMELBEECK T., MARTIN O., MEYNARD C., THOM C., 2016, "Bimodal pattern of seismicity detected at the ocean margin of an Antarctic ice shelf", *Geophysical Journal International*, Vol.206, N°2, 1375-1381.
- LOWE D. G., 1999, "Object recognition from local scale-invariant features", 1150-1157 in: *Proceedings of the seventh IEEE international conference on computer vision*. Ieee.
- LOWE D. G., 2004, "Distinctive image features from scale-invariant keypoints", *International journal of computer vision*, Vol.60, N°2, 91-110.

M

- MACCIOTTA R., RODRIGUEZ J., HENDRY M., MARTIN C. D., EDWARDS T., EVANS T., 2017, "The 10-mile Slide north of Lillooet, British Columbia—history, characteristics and monitoring", in: Proceedings, 3rd north American symposium on landslides, 12 p.
- MALET J. P., MAQUAIRE O., 2003, "Black marl earthflows mobility and long-term seasonal dynamic in southeastern France", 333-340 in: Proc. 1st Int. Conf. on Fast Slope Movements.
- MALET J.-P., 2003, Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Thèse de doctorat, université Louis Pasteur-Strasbourg I, 364 p.
- MALET J.-P., AUZET A.-V., MAQUAIRE O., AMBROISE B., DESCROIX L., ESTEVES M., ET AL., 2003, "Soil surface characteristics influence on infiltration in black marls: application to the Super-Sauze earthflow (southern Alps, France)", *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, Vol.28, N°5, 547-564.
- MALET J.-P., HARTIG S., CALAIS E., MAQUAIRE O., 2000, "Apport du GPS au suivi en continu des mouvements de terrain. Application au glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France)", *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, Vol.331, N°3, 175-182.
- MALET JEAN-PHILIPPE, MAQUAIRE O., CALAIS E., 2002, "Le GPS en géomorphologie dynamique. Application à la surveillance de mouvements de terrain (Super-Sauze, Alpes du Sud, France)", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.8, N°2, 165-179.
- MALET J. -P, MAQUAIRE O., CALAIS E., 2002, "The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides: application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France)", *Geomorphology*, Vol.43, N°1, 33-54.
- MALET J.-P., ULRICH P., DÉPREZ A., MASSON F., LISSAK C., MAQUAIRE O., 2013, "Continuous monitoring and near-real time processing of GPS observations for landslide analysis: a methodological framework", 201-209 in: *Landslide science and practice*. Springer.
- MALLET C., MICHOT A., 2012, Synthèse de référence des techniques de suivi du trait de côte. BRGM, 201 p.
- MANCINI F., CASTAGNETTI C., ROSSI P., DUBBINI M., FAZIO N. L., PERROTTI M., ET AL., 2017, "An integrated procedure to assess the stability of coastal rocky cliffs: From UAV close-range photogrammetry to geomechanical finite element modeling", *Remote Sensing*, Vol.9, N°12, 1235.
- MANCINI F., DUBBINI M., GATTELLI M., STECCHI F., FABBRI S., GABBIANELLI G., 2013, "Using unmanned aerial vehicles (UAV) for high-resolution reconstruction of topography: The structure from motion approach on coastal environments.", *Remote sensing*, Vol.5, N°12, 6880-6898.
- MANZINI N., ORCESI A., THOM C., BROSSAULT M.-A., BOTTON S., ORTIZ M., ET AL., 2020, "Surveillance d'un ouvrage d'art en béton par un réseau de capteurs GPS", *Academic Journal of Civil Engineering*, Vol.38, N°2, 48-51.
- MANZINI N., ORCESI A., THOM C., CLÉMENT A., BOTTON S., ORTIZ M., ET AL., 2018, "Structural Health Monitoring using a GPS sensor network", 10-13 in: *Proceedings of the 9th European Workshop on Structural Health Monitoring Series (EWSHM)*, Manchester, UK.
- MAQUAIRE O., 1990, Les mouvements de terrain de la côte du Calvados : recherche et prévention. Thèse de doctorat, université de Strasbourg, Editions du BRGM, 224 p.

- MAQUAIRE O., 2002, Aléas géomorphologiques (mouvement de terrain) : processus, fonctionnement, cartographie. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 219 p.
- MAQUAIRE O., AFCHAIN P., COSTA S., LISSAK C., FRESSARD M., LETORTU P., DAVIDSON R., THIERY Y. 2013, "Evolution à long terme des falaises des « Vaches Noires » et occurrence de glissements (Calvados, Basse-Normandie, France)", 7 in: Recueil des actes des journées « Aléa Gravitaire ». Grenoble.
- MAQUAIRE O., DETOURBE S., COUDRAY N., 2019, Synthèse des connaissances du cap d'Antifer au cap de la Hague. 609 p.
- MAQUAIRE O., FLAGEOLLET J.-C., MALET J.-P., SCHMUTZ M., WEBER D., KLOTZ S., ET AL., 2001, "Une approche multidisciplinaire pour la connaissance d'un glissement-coulée dans les marnes noires du Callovien-Oxfordien-(Super-Sauze, Alpes-de-Haute-Provence, France)", *Revue française de géotechnique*, N°95-96, 15-31.
- MAQUAIRE O., GIGOT P., 1988, "An explorative seismic refraction study of decompression and of the instability of the active Bessin cliffs", *Geodinamica Acta*, Vol.2, N°3, 151-159.
- MAQUAIRE O., MALET J.-P., REMAITRE A., LOCAT J., KLOTZ S., GUILLON J., 2003, "Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullying? The case of the Barcelonnette Basin, South East France", *Engineering geology*, Vol.70, N°1-2, 109-130.
- MAQUAIRE O., RITZENTHALER A., FABRE D., AMBROISE B., THIERY Y., TRUCHET E., ET AL., 2002, "Caractérisation des profils de formations superficielles par pénétrométrie dynamique à énergie variable : application aux marnes noires de Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France)", *Comptes Rendus Geoscience*, Vol.334, N°11, 835-841.
- MARSTON R. A., 2010, "Geomorphology and vegetation on hillslopes: interactions, dependencies, and feedback loops", *Geomorphology*, Vol.116, N°3-4, 206-217.
- MARTEAU B., VERICAT D., GIBBINS C., BATALLA R. J., GREEN D. R., 2017, "Application of Structure-from-Motion photogrammetry to river restoration", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.42, N°3, 503-515.
- MARTELLONI G., SEGONI S., FANTI R., CATANI F., 2012, "Rainfall thresholds for the forecasting of landslide occurrence at regional scale", *Landslides*, Vol.9, N°4, 485-495.
- MARTIN B., WEBER D., 1996, "Vitesses de déplacement des mouvements de terrain à Vars (Hautes-Alpes, France) : le recours aux archives et à la topométrie", *Revue de Géographie alpine*, Vol.84, N°2, 57-66.
- MARTÍNEZ-MURILLO J. F., NADAL-ROMERO E., 2018, "Perspectives on Badland Studies in the Context of Global Change", 1-25 in: NADAL-ROMERO E., MARTINEZ-MURILLO J.F., KUHN N.J., *Badlands Dynamics in a Context of Global Change*. Elsevier.
- MASSON M., 1976, "Influence des héritages périglaciaires sur l'instabilité des pentes naturelles. Application à la Normandie.", *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.*, No. Spécial, 77-89.
- MASSON-DELMOTTE V., ZHAI P., PIRANI A., CONNORS S. L., PEAN C., BERGER S., ET AL., 2021, *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, 3949 p.

- MASTERE M., VAN VLIET-LANOË B., BRAHIM L. A., 2013, "Land use mapping and its relation to mass wasting and gullyng in North-Western Rif (Morocco)", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.3, 335-352.
- MATHER A. E., STOKES M., GRIFFITHS J. S., 2002, "Quaternary landscape evolution: a framework for understanding contemporary erosion, southeast Spain", *Land Degradation & Development*, Vol.13, N°2, 89-109.
- MATHYS N., 2006, *Analyse et modélisation à différentes échelles des mécanismes d'érosion et de transport de matériaux solides. Cas des petits bassins versants de montagne sur marne (Draix, Alpes-de-Haute-Provence)*. Grenoble, Université de Grenoble, 341 p .
- MATSUOKA N., 2001, "Solifluction rates, processes and landforms: a global review", *Earth-Science Reviews*, Vol.55, N°1-2, 107-134.
- MATURIDI A. M. A. M., KASIM N., TAIB K. A., AZAHAR W. N. A. W., 2021, "Rainfall-Induced Landslide Thresholds Development by Considering Different Rainfall Parameters: A Review", *Journal of Ecological Engineering*, Vol.22, N°10, 85-97.
- MCCALPIN J., 1984, "Preliminary age classification of landslides for inventory mapping", 99-111 in: *Proceedings 21st annual Engineering Geology and Soils Engineering Symposium*, University of Idaho, Moscow.
- MCCALPIN J., RICE JR J. B., 1987, "Spatial and temporal analysis of 1200 landslides in a 900 km² area, Middle rocky mountains", in: *Proceedings of fifth international conference on field workshop landslides*. Christchurch, New Zealand.
- MCGUIRE L. A., RENGERS F. K., KEAN J. W., COE J. A., MIRUS B. B., BAUM R. L., ET AL., 2016, "Elucidating the role of vegetation in the initiation of rainfall-induced shallow landslides: Insights from an extreme rainfall event in the Colorado Front Range", *Geophysical Research Letters*, Vol.43, N°17, 9084-9092.
- MEDJKANE M., MAQUAIRE O., COSTA S., ROULLAND TH., LETORTU P., FAUCHARD C., ET AL., 2018, "High-resolution monitoring of complex coastal morphology changes: cross-efficiency of SfM and TLS-based survey (Vaches-Noires cliffs, Normandy, France)", *Landslides*, Vol.15, N°6, 1097-1108.
- MICHELETTI N., CHANDLER J. H., LANE S. N., 2015, "Investigating the geomorphological potential of freely available and accessible structure-from-motion photogrammetry using a smartphone", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.40, N°4, 473-486.
- MICHOUD C., CARREA D., COSTA S., DERRON M.-H., JABOYEDOFF M., DELACOURT C., ET AL., 2015, "Landslide detection and monitoring capability of boat-based mobile laser scanning along Dieppe coastal cliffs, Normandy", *Landslides*, Vol.12, N°2, 403-418.
- MIŠČEVIĆ P., CVITANOVIĆ N. Š., VLASTELICA G., 2020, "Degradation processes in civil engineering slopes in soft rocks", 335-371 in: KANJI M., HE M., SOUSA L.R., *Soft Rock Mechanics and Engineering*. Springer.
- MONNET J., FABRE D., ZIELIBSKI M., 2012, "Cycles Gel-Dégel et Altération des Roches Marneuses : Exemple des Terres Noires", *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur JNGG2012*. Bordeaux, Vol.4.
- MOORE L. J., 2000, "Shoreline mapping techniques", *Journal of coastal research*, Vol.16, N°1, 111-124.
- MOORE L. J., BENUMOF B. T., GRIGGS G. B., 1999, "Coastal erosion hazards in Santa Cruz and San Diego Counties, California", *Journal of Coastal Research*, 121-139.

- MORENO-DE LAS HERAS M., GALLART F., 2018, "The origin of badlands", 27-59 in: NADAL-ROMERO E., MARTINEZ-MURILLO J.F.M., KUHN N.J., *Badlands Dynamics in a Context of Global Change*. Elsevier.
- MOSES C., ROBINSON D., 2011, "Chalk coast dynamics: Implications for understanding rock coast evolution", *Earth-Science Reviews*, Vol.109, N°3-4, 63-73.
- MOYSAN L.-E., 1996, *Les falaises des vaches Noires et leurs coulées boueuses. Etude géomorphologique*. Caen, Université de Caen, 133 p.
- MUSSET R., 1951, "La Côte du pays de Caux", *Annales de Normandie*, Vol.1, N°2, 110-117.

N

- NADAL-ROMERO E., PEÑA-ANGULO D., REGÜÉS D., 2018, "Rainfall, run-off, and sediment transport dynamics in a humid mountain badland area: Long-term results from a small catchment", *Hydrological Processes*, Vol.32, N°11, 1588-1606.
- NADAL-ROMERO E., REGÜÉS D., MARTÍ-BONO C., SERRANO-MUELA P., 2007, "Badland dynamics in the Central Pyrenees: temporal and spatial patterns of weathering processes", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.32, N°6, 888-904.
- NAYLOR L. A., KENNEDY D. M., STEPHENSON W. J., 2014, "Synthesis and conclusion to the rock coast geomorphology of the world", *Geological Society, London, Memoirs*, Vol.40, N°1, 283-286.
- NAYLOR L. A., STEPHENSON W. J., TRENHAILE A. S., 2010, "Rock coast geomorphology: recent advances and future research directions", *Geomorphology*, Vol.114, N°1-2, 3-11.
- NEAVE M., RAYBURG S., 2007, "A field investigation into the effects of progressive rainfall-induced soil seal and crust development on runoff and erosion rates: The impact of surface cover", *Geomorphology*, Vol.87, N°4, 378-390.
- NIKOLAKOPOULOS K., KYRIOU A., KOUKOUVELAS I., ZYGOURI V., APOSTOLOPOULOS D., 2019, "Combination of aerial, satellite, and UAV photogrammetry for mapping the diachronic coastline evolution: the case of Lefkada Island", *ISPRS International Journal of Geo-Information*, Vol.8, N°11, 26.
- NOGUERAS P., BURJACHS F., GALLART F., PUIGDEFÀBREGAS J., 2000, "Recent gully erosion in the El Cautivo badlands (Tabernas, SE Spain)", *Catena*, Vol.40, N°2, 203-215.
- NOIN D., 1999, "La population des littoraux du monde", *L'information géographique*, Vol.63, N°2, 65-73.
- NOUWAKPO S. K., WELTZ M. A., MCGWIRE K., 2016, "Assessing the performance of structure-from-motion photogrammetry and terrestrial LiDAR for reconstructing soil surface microtopography of naturally vegetated plots", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.41, N°3, 308-322.

O

- OBANAWA H., HAYAKAWA Y. S., 2018, "Variations in volumetric erosion rates of bedrock cliffs on a small inaccessible coastal island determined using measurements by an unmanned aerial vehicle with structure-from-motion and terrestrial laser scanning", *Progress in Earth and Planetary Science*, Vol.5, N°1, 1-10.

OLSEN M. J., JOHNSTONE E., DRISCOLL N., ASHFORD S. A., KUESTER F., 2009, "Terrestrial laser scanning of extended cliff sections in dynamic environments: Parameter analysis", *Journal of Surveying Engineering*, Vol.135, N°4, 161-169.

OUZEAU G., DEQUE M., JOUINI M., PLANTON S., VAUTARD R., 2014, Scénarios régionalisés. Le climat de la France au XXI^e siècle. Rapport de la direction générale de l'énergie et du climat, 63 p.

P

PARDINI G., 2003, "Fractal scaling of surface roughness in artificially weathered smectite-rich soil regoliths", *Geoderma*, Vol.117, N°1-2, 157-167.

PAREYN C., VIALLEFOND L., GUYADER J., 1968, "Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), Feuille Le Havre (n°97).

PARKNER T., PAGE M., MARDEN M., MARUTANI T., 2007, "Gully systems under undisturbed indigenous forest, East Coast region, New Zealand", *Geomorphology*, Vol.84, N°3-4, 241-253.

PASKOFF R., 1985, *Les littoraux : impact des aménagements sur leur évolution*. Paris, Armand Collin, 264 p.

PASUTO A., SOLDATI M., 1999, "The use of landslide units in geomorphological mapping: an example in the Italian Dolomites", *Geomorphology*, Vol.30, N°1, 53-64.

PECORARO G., CALVELLO M., PICIULLO L., 2019, "Monitoring strategies for local landslide early warning systems", *Landslides*, Vol.16, N°2, 213-231.

PEPPA M. V., MILLS J. P., MOORE P., MILLER P. E., CHAMBERS J. E., 2019, "Automated co-registration and calibration in SfM photogrammetry for landslide change detection", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.44, N°1, 287-303.

PEREIRA A. J., 2009, *MNT à très haute résolution spatiale pour la représentation 3D de ravines d'érosion en montagne*. Thèse de doctorat, AgroParisTech, 243 p.

PETKOVŠEK A., MAČEK M., KOČEVAR M., BENKO I., MAJES B., 2009, "Soil matric suction as an indicator of the mud flow occurrence", 1855-1860 in: *Proceedings of the 17th International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering (Volumes 1, 2, 3 and 4)*. IOS Press.

PEUZIAT B., COSTA S., TESSIER B., 2021, "Évolution historique contemporaine de l'ensablement de la plateforme d'érosion du littoral à falaises de Seine-Maritime", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.27, N°3, 189-204.

PICCO L., MAO L., CAVALLI M., BUZZI E., RAINATO R., LENZI M. A., 2013, "Evaluating short-term morphological changes in a gravel-bed braided river using terrestrial laser scanner", *Geomorphology*, Vol.201, 323-334.

PICIULLO L., CALVELLO M., CEPEDA J. M., 2018, "Territorial early warning systems for rainfall-induced landslides", *Earth-Science Reviews*, Vol.179, 228-247.

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). Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Université de Lille, 176 p.

- PIERRE G., LAHOUSSE P., 2004, "L'évolution des falaises argilo-crayeuses et limoneuses du nord du Boulonnais (Strouanne, Sangatte, France)", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.10, N°3, 211-223.
- PLANTON S., CAZENAVE A., DELECLUSE P., 2015, "Changement climatique et niveau de la mer : de la planète aux côtes françaises". Ministère de l'écologie et du développement durable, 70 p.
- POLEMIO M., PETRUCCI O., 2000, "Rainfall as a landslide triggering factor an overview of recent international research", *Landslides in research, theory and practice*, 9 p.
- PORCHER M., GUILLOPE P., 1979, "Cartographie des risques ZERMOS appliquée à des plans d'occupation des sols en Normandie", *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, Vol.99, 43-54.
- PRANDINI L., GUIDIINI G., BOTTURA J. A., PANÇANO W. L., SANTOS A. R., 1977, "Behavior of the vegetation in slope stability: a critical review", *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, Vol.16, N°1, 51-55.
- PREMAILLON M., 2018, *Hierarchisation des facteurs d'érosion des falaises côtières du site au globe. Thèse de doctorat, université Paul-Sabatier Toulouse III*, 208 p.
- PREMAILLON M., REGARD V., DEWEZ T. J., AUDA Y., 2018, "GlobR2C2 (Global Recession Rates of Coastal Cliffs): a global relational database to investigate coastal rocky cliff erosion rate variations", *Earth Surface Dynamics*, Vol.6, N°3, 651-668.
- PRIOR D. B., STEPHENS N., 1971, "A method of monitoring mudflow movements", *Engineering Geology*, Vol.5, N°3, 239-246.
- PRIOR D. B., STEPHENS N., 1972, "Some movement patterns of temperate mudflows: examples from northeastern Ireland", *Geological Society of America Bulletin*, Vol.83, N°8, 2533-2544.
- PRIOR D. B., STEPHENS N., ARCHER D. R., 1968, "Composite mudflows on the Antrim coast of north-east Ireland", *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, Vol.50, N°2, 65-78.
- PROMPER C., PUISSANT A., MALET J.-P., GLADE T., 2014, "Analysis of land cover changes in the past and the future as contribution to landslide risk scenarios", *Applied Geography*, Vol.53, 11-19.

R

- REGÜÉS D., GALLART F., 2004, "Seasonal patterns of runoff and erosion responses to simulated rainfall in a badland area in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre, Southeastern Pyrenees)", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.29, N°6, 755-767.
- REGÜÉS D., PARDINI G., GALLART F., 1995, "Regolith behaviour and physical weathering of clayey mudrock as dependent on seasonal weather conditions in a badland area at Vallcebre, Eastern Pyrenees", *Catena*, Vol.25, N°1-4, 199-212.
- REMAITRE A., 2006, *Morphologie et dynamique des laves torrentielles : Applications aux torrents des Terres Noires du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud)*. Thèse de doctorat, université de Caen, 374 p.
- (ROLNP), 2014, "Atlas du Réseau d'Observation du Littoral de Normandie et des Hauts-de-France : dynamiques et risques côtiers"
- RETALLACK G. J., 1983, *Late Eocene and Oligocene paleosols from Badlands National Park, South Dakota*. Geological Society of America, 82 p .

- REY F., BALLAIS J.-L., MARRE A., ROVERA G., 2004, "Rôle de la végétation dans la protection contre l'érosion hydrique de surface", *Comptes rendus géoscience*, Vol.336, N°11, 991-998.
- REY F., ROBERT Y., VENTO O., 2002, "Influence de la végétation forestière sur la formation de dépôts sédimentaires en terrains marneux", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.8, N°1, 85-92.
- REYNARD E., HOLZMANN C., LAMBIEL C., PHILLIPS M., 2005, *Légende géomorphologique de l'IGUL et Guide pratique pour le levé de cartes géomorphologiques*. Lausanne, Institution de Géographie, 33 p.
- DEL RÍO L., POSANSKI D., GRACIA F. J., PÉREZ-ROMERO A. M., 2020, "Application of Structure-from-Motion Terrestrial Photogrammetry to the Assessment of Coastal Cliff Erosion Processes in SW Spain", *Journal of Coastal Research*, Vol.95, 1057-1061.
- RIOULT M., 1968, *Sédiments et milieux du Jurassique normand. Essai de paléocologie et sédimentologie comparée*. Thèse doctorale d'état, université de Caen, 94 p.
- RIOULT M., COUTARD J. P., DE LA QUERIERE P., HELLUIN M., LARSONNEUR C., PELLERIN J., 1989, "Notice explicative de la feuille de Caen à 1/50000", Editions du BRGM, 1-104.
- ROBINSON D. A., 2020, "The Chalk Coast of Sussex", 119-143 in: GOUDIE A., MIGON P., *Landscapes and Landforms of England and Wales*. Springer.
- RODRIGUEZ J., HENDRY M., MACCIOTTA R., EVANS T., 2018, "Cost-effective Landslide Monitoring GPS System: Characteristics, Implementation and Results", 8 p.
- ROSSI P., MANCINI F., DUBBINI M., MAZZONE F., CAPRA A., 2017, "Combining nadir and oblique UAV imagery to reconstruct quarry topography: methodology and feasibility analysis", *European Journal of Remote Sensing*, Vol.50, N°1, 211-221.
- ROSSINI M., DI MAURO B., GARZONIO R., BACCOLO G., CAVALLINI G., MATTAVELLI M., ET AL., 2018, "Rapid melting dynamics of an alpine glacier with repeated UAV photogrammetry", *Geomorphology*, Vol.304, 159-172.
- ROULLAND T., MAQUAIRE O., COSTA S., COMPAIN V., DAVIDSON R., MEDJKANE M., 2019, "Dynamique des falaises des Vaches Noires : analyse diachronique historique et récente à l'aide de documents multi-sources (Normandie, France)", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.25, N°1, 37-55.
- ROULLAND T., MAQUAIRE O., COSTA S., MEDJKANE M., DAVIDSON R., FAUCHARD C., ANTOINE R., 2022, "Seasonal activity quantification of coast badlands by TLS monitoring over five years at the "Vaches Noires" cliffs (Normandy, France)", *Geomorphology*, 108083, 17 p.
- ROVERA G., ROBERT Y., 2005, "Conditions climatiques hivernales et processus d'érosion périglaciaires dans les badlands marneux de Draix (800 m, Alpes du Sud, France)", *Géographie physique et Quaternaire*, Vol.59, N°1, 31-48.
- ROVERA G., ROBERT Y., COUBAT M., 1999, "L'action des processus périglaciaires dans les badlands marneux des Alpes du Sud: l'exemple du bassin-versant du Saignon (800 m, commune de la Motte du Caire, Alpes de Haute Provence)", *Environnements périglaciaires*, Vol.6, N°24, 41-52.
- ROYER P., 2012, *Géopolitique des mers et des océans*. Paris, Presses Universitaires de France, 208 p.

RUSNÁK M., SLÁDEK J., PACINA J., KIDOVÁ A., 2019, "Monitoring of avulsion channel evolution and river morphology changes using UAV photogrammetry: Case study of the gravel bed Ondava River in Outer Western Carpathians", *Area*, Vol.51, N°3, 549-560.

RUŽIĆ I., MAROVIĆ I., BENAC Č., ILIĆ S., 2014, "Coastal cliff geometry derived from structure-from-motion photogrammetry at Stara Baška, Krk Island, Croatia.", Vol.34, N°6, 555-565.

S

SAITO H., UCHIYAMA S., HAYAKAWA Y. S., OBANAWA H., 2018, "Landslides triggered by an earthquake and heavy rainfalls at Aso volcano, Japan, detected by UAS and SfM-MVS photogrammetry", *Progress in Earth and Planetary Science*, Vol.5, N°1, 1-10.

SALOMON J.-C., BRETON M., 1991, "Courants résiduels de marée dans la Manche", *Oceanologica Acta*, Special issue, 47-53.

SANJOSE BLASCO J. J. DE, SERRANO CAÑADAS E., GOMEZ LENDE M., 2016, "Análisis geomático de bloques aradores y lóbulos en los Puertos de Áliva (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica)", *Polígonos, Revista de geografía*, 16 p.

ŠAŠAK J., GALLAY M., KAŇUK J., HOFIERKA J., MINÁR J., 2019, "Combined Use of Terrestrial Laser Scanning and UAV Photogrammetry in Mapping Alpine Terrain", *Remote Sensing*, Vol.11, N°18, 2154.

SASSA K., 1986, "The mechanism of debris flows and the forest effect on their prevention", in: 18th IUFRO World Congress, Ljubljana, Yugoslavia, IUFRO.

SAUNDERS I., YOUNG A., 1983, "Rates of surface processes on slopes, slope retreat and denudation", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.8, N°5, 473-501.

SAVARY N., 2015, *Les mouvements de terrain de la façade maritime du Mont Canisy (Calvados) : approche multi-temporelle. Mémoire de maîtrise, université de Caen*, 100 p.

SCHOENEICH P., 1993, "Comparaison des systèmes de légende français, allemand et suisse". *Cartographie géomorphologique-Cartographie des risques*, 15-24.

SEGONI S., PICIULLO L., GARIANO S. L., 2018, "A review of the recent literature on rainfall thresholds for landslide occurrence", *Landslides*, Vol.15, N°8, 1483-1501.

SELM I., CORATZA P., GAUCI R., SOLDATI M., 2019, "Geoheritage as a tool for environmental management: A case study in Northern Malta (Central Mediterranean Sea)", *Resources*, Vol.8, N°4, 25 p.

SHIBASAKI T., MATSUURA S., OKAMOTO T., 2016, "Experimental evidence for shallow, slow-moving landslides activated by a decrease in ground temperature", *Geophysical Research Letters*, Vol.43, N°13, 6975-6984.

SHOM., 2019, *Références altimétriques marines. Descriptif de contenu de produit externe*, 6 p.

SHOM, CETMEF., 2012, *Statistiques des niveaux marins extrêmes des côtes de France (Manche et Atlantique)*.

SINGH K., KUMAR V., 2021, "Rainfall thresholds triggering landslides: A review", *Sustainable Environment and Infrastructure*, 455-464.

- SITHOLE G., VOSSELMAN G., 2004, "Experimental comparison of filter algorithms for bare-Earth extraction from airborne laser scanning point clouds", *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing*, Vol.59, N°1-2, 85-101.
- SMITH MIKE J, PARON P., GRIFFITHS J. S., 2011, *Geomorphological mapping: methods and applications*. Amsterdam; Boston, Elsevier, 610 p.
- SOETERS R., VAN WESTEN C. J., 1996, "Slope instability recognition, analysis and zonation", *Landslides: investigation and mitigation*, Vol.247, 129-177.
- SOLDATI M., DEVOTO S., PRAMPOLINI M., PASUTO A., 2019, "The spectacular landslide-controlled landscape of the northwestern coast of Malta", 167-178 in: GAUCI R., SCHEMBRI J.A., *Landscapes and Landforms of the Maltese Islands*. Springer.
- SPAETE L. P., GLENN N. F., DERRYBERRY D. R., SANKEY T. T., MITCHELL J. J., HARDEGREE S. P., 2011, "Vegetation and slope effects on accuracy of a LiDAR-derived DEM in the sagebrush steppe", *Remote Sensing Letters*, Vol.2, N°4, 317-326.
- SPREITER T. A., 1979, *Factors affecting gully formation and distribution in coastal San Mateo County, California*. Stanford University. Department of Applied Earth Sciences., 58 p.
- STEPHAN P., GOSLIN J., 2014, "Évolution du niveau marin relatif à l'Holocène le long des côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche : réactualisation des données par la méthode des «sea-level index points»", *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, Vol.25, N°4, 295-312.
- STOLLSTEINER P., 2012, *Changement climatique - EXPLORE 2070. Rapport BRGM/RP-61483-FR-vol 1*. 190 p.
- STREIFF R., 1960, "La côte fleurie", *Études Normandes*, Vol.35, N°124, 55-72.
- STUMPF A., MALET J.-P., ALLEMAND P., PIERROT-DESEILLIGNY M., SKUPINSKI G., 2015, "Ground-based multi-view photogrammetry for the monitoring of landslide deformation and erosion", *Geomorphology*, Vol.231, 130-145.
- SUANEZ S., 2009, *La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation. Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, université de Caen*, 212 p.
- SUNAMURA T., 1992, *Geomorphology of rocky coasts*. New York, John Wiley and sons, 302 p.
- SUNAMURA T., 2015, "Rocky coast processes: with special reference to the recession of soft rock cliffs", *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, Vol.91, N°9, 481-500.
- SWANSON M. L., KONDOLF G. M., BOISON P. J., 1989, "An example of rapid gully initiation and extension by subsurface erosion: coastal San Mateo County, California", *Geomorphology*, Vol.2, N°4, 393-403.

T

- TELLING J., LYDA A., HARTZELL P., GLENNIE C., 2017, "Review of Earth science research using terrestrial laser scanning", *Earth-Science Reviews*, Vol.169, 35-68.

- TEREFENKO P., PAPROTNY D., GIZA A., MORALES-NÁPOLES O., KUBICKI A., WALCZAKIEWICZ S., 2019, "Monitoring cliff erosion with LiDAR surveys and bayesian network-based data analysis", *Remote Sensing*, Vol.11, N°7, 16.
- TERS M., 1973, "Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans le long du littoral atlantique français", 114-135 in: *Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphie et environnement*. CNRS Paris, 114-135.
- THIELER E. R., DANFORTH W. W., 1994a, "Historical shoreline mapping (I): improving techniques and reducing positioning errors", *Journal of Coastal Research*, 549-563.
- THIELER E. R., DANFORTH W. W., 1994b, "Historical shoreline mapping (II): application of the digital shoreline mapping and analysis systems (DSMS/DSAS) to shoreline change mapping in Puerto Rico", *Journal of Coastal Research*, 600-620.
- THIELER E. R., HIMMELSTOSS E. A., ZICHICHI J. L., ERGUL A., 2009, *The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0-an ArcGIS extension for calculating shoreline change*. US Geological Survey. Open File Report.
- THIERY Y., 1999, "Evolution géomorphologique et dynamique de versants de la haute vallée du Charuis (Baronnies méridionales, France)". *Mémoire de maîtrise, université de Reims Champagne-Ardenne*, 126 p.
- THIERY Y., 2007, *Susceptibilité aux mouvements de versant dans le bassin de Barcelonnette : cartographie morphodynamique, analyse spatiale et modélisation probabiliste*. Thèse de doctorat, université de Caen 1 vol., 442 p.
- THIERY Y., TERRIER M., 2018, "Évaluation de l'aléa glissements de terrain : État de l'art et perspectives pour la cartographie réglementaire en France", *Revue Française de Géotechnique*, N°156, 19.
- THIERY Y., TERRIER M., COLAS B., FRESSARD M., MAQUAIRE O., GRANDJEAN G., ET AL., 2020, "Improvement of landslide hazard assessments for regulatory zoning in France: State-of-the-art perspectives and considerations", *International journal of disaster risk reduction*, Vol.47, 101562.
- THIRARD G., 2022, *Glissements de terrain littoraux et rétro-littoraux du Pays d'Auge (Normandie) : caractérisation hydromécanique et modélisation spatialisée de l'aléa dans un contexte de changement global*. Thèse de doctorat, université de Caen, 417 p.
- THIRARD G., GRANDJEAN G., THIERY Y., MAQUAIRE O., FRANÇOIS B., LISSAK C., COSTA S., 2020, "Hydrogeological assessment of a deep-seated coastal landslide based on a multi-disciplinary approach", *Geomorphology*, Vol. 371, 17.
- THOMAS A., 2015, *Les glissements de terrain sur les falaises des Vaches Noires : Inventaire, cartographie et fonctionnement d'un secteur situé à l'ouest de Villers-sur-Mer*. *Mémoire de maîtrise, université de Caen*, 136 p.
- THOMMERET N., 2012, *Analyse spatiale de réseaux de ravines hiérarchisées à partir de MNT à différentes résolutions : application aux badlands de Draix (Alpes de Haute-Provence)*. Thèse de doctorat, université Paris 1, 284 p.
- TOHARI A., 2018, "Study of rainfall-induced landslide: a review", 012036 in: *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. IOP Publishing, 7 p.
- TONKIN T. N., MIDGLEY N. G., 2016, "Ground-control networks for image-based surface reconstruction: An investigation of optimum survey designs using UAV derived imagery and structure-from-motion photogrammetry", *Remote Sensing*, Vol.8, N°9, 8.

- TONKIN T. N., MIDGLEY N. G., GRAHAM D. J., LABADZ J. C., 2014, "The potential of small unmanned aircraft systems and structure-from-motion for topographic surveys: A test of emerging integrated approaches at Cwm Idwal, North Wales", *Geomorphology*, Vol.226, 35-43, p.
- TRAVELLETTI J., 2011, *Imagerie multi-paramètres et multi-résolutions pour l'observation et la caractérisation des mécanismes de glissements-coulées*. Thèse de doctorat, université de Caen, 321 p.
- TRENHAILE A., 2019, "Hard-Rock Coastal Modelling: Past Practice and Future Prospects in a Changing World", *Journal of Marine Science and Engineering*, Vol.7, 34, 16 p.
- TRENHAILE A. S., 1987, *The geomorphology of rock coasts*. Oxford, Clarendon Press, 384 p.
- TRENHAILE A. S., 2002, "Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms", *Geomorphology*, Vol.48, N°1, 7-22.
- TRENHAILE A. S., 2014, "Climate change and its impact on rock coasts", *Geological Society, London, Memoirs*, Vol.40, N°1, 7-17.
- TRICART J., 1965, *Principes et Méthodes de la Géomorphologie*. Paris, Masson, 300 p.
- TRICART J., 1971, "Cartographie géomorphologique. Travaux de la RCP 77", *Mémoires et documents*. Paris : Service de documentation et de cartographie géographique, 263 p.
- TRZPIT J. P., 1970, "Présentation du climat normand", *Atlas de Normandie*, Caen, Association pour l'Atlas de Normandie, Vol.3, 3.

U

- UNITED NATIONS., 1996, *Mudflows: experience and lessons learned from the management of major disasters*. New York, United Nations.

V

- VAN ASCH TH. W. J., BUMA J., VAN BEEK L. P. H., 1999, "A view on some hydrological triggering systems in landslides", *Geomorphology*, Vol.30, N°1, 25-32.
- VAN WESTEN C. J., 2000, "The modelling of landslide hazards using GIS", *Surveys in Geophysics*, Vol.21, N°2, 241-255.
- VAN WESTEN C. J., CASTELLANOS E., KURIAKOSE S. L., 2008, "Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview", *Engineering Geology*, Vol.102, N°3, 112-131.
- VAN WESTEN C. J., RENGERS N., SOETERS R., 2003, "Use of geomorphological information in indirect landslide susceptibility assessment", *Natural hazards*, Vol.30, N°3, 399-419.
- VANN JONES E. C., ROSSER N. J., BRAIN M. J., PETLEY D. N., 2015, "Quantifying the environmental controls on erosion of a hard rock cliff", *Marine Geology*, Vol.363, 230-242.
- VARNES D. J., CRUDEN D. M., 1996, "Landslide types and processes", *Landslides: investigation and mitigation*, Transportation Research Board special report, Vol.247, 36-75.
- VARNES D. J., SMITH W. K., SAVAGE W. Z., POWERS P. S., 1996, "Deformation and control surveys", *The Slumgullion Earth Flow: A Large-Scale Natural Laboratory*, N°2130, 43, 17 p.

VERGARI F., DELLA SETA M., DEL MONTE M., BARBIERI M., 2013, "Badlands denudation "hot spots": the role of parent material properties on geomorphic processes in 20-years monitored sites of Southern Tuscany (Italy)", *Catena*, Vol.106, 31-41.

VLASTELICA G., MISCEVIC P., FUKUOKA H., 2016, "Monitoring of vertical cuts in soft rock mass, defining erosion rates and modelling time-dependent geometrical development of the slope", in: ISRM International Symposium-EUROCK 2016. OnePetro.

W

WALLACE L., LUCIEER A., MALENOVSKÝ Z., TURNER D., VOPĚNKA P., 2016, "Assessment of forest structure using two UAV techniques: A comparison of airborne laser scanning and structure from motion (SfM) point clouds", *Forests*, Vol.7, N°3, 16.

WANGENSTEEN B., EIKEN T., ØDEGÅRD R. S., LUDVIG SOLLID J., 2007, "Measuring coastal cliff retreat in the Kongsfjorden area, Svalbard, using terrestrial photogrammetry", *Polar Research*, Vol.26, N°1, 14-21.

WARRICK J. A., RITCHIE A. C., ADELMAN G., ADELMAN K., LIMBER P. W., 2017, "New techniques to measure cliff change from historical oblique aerial photographs and structure-from-motion photogrammetry", *Journal of Coastal Research*, Vol.33, N°1, 39-55.

WARRICK J. A., RITCHIE A. C., SCHMIDT K. M., REID M. E., LOGAN J., 2019, "Characterizing the catastrophic 2017 Mud Creek landslide, California, using repeat structure-from-motion (SfM) photogrammetry", *Landslides*, Vol.16, N°6, 1201-1219.

WEBER D., 2001, *Contribution de la geomorphologie a la connaissance des mouvements de terrain dans les " terres noires" alpines : le glissement-coulee de super-sauze (alpes de haute-provence, france)*. Thèse de doctorat, université Louis Pasteur, Strasbourg, 311 p.

WEISSENBERGER S., NOBLET M., PLANTE S., CHOUINARD O., GUILLEMOT J., AUBE M., ET AL., 2016, "Changements climatiques, changements du littoral et évolution de la vulnérabilité côtière au fil du temps: comparaison de territoires français, canadien et sénégalais", *VertigO-la revue électronique en sciences de l'environnement*, Vol.16, N°3, 43 p.

WESTOBY M. J., BRASINGTON J., GLASSER N. F., HAMBREY M. J., REYNOLDS J. M., 2012, "« Structure-from-Motion » photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications", *Geomorphology*, Vol.179, 300-314.

WESTOBY M. J., LIM M., HOGG M., POUND M. J., DUNLOP L., WOODWARD J., 2018, "Cost-effective erosion monitoring of coastal cliffs", *Coastal Engineering*, Vol.138, 152-164.

WIECZOREK G. F., 1984, "Preparing a detailed landslide-inventory map for hazard evaluation and reduction", *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, Vol.21, N°3, 337-342.

WIJDENES D. O., ERGENZINGER P., 1998, "Erosion and sediment transport on steep marly hillslopes, Draix, Haute-Provence, France: an experimental field study", *Catena*, Vol.33, N°3-4, 179-200.

WOODROFFE C. D., 2002, *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge, Cambridge University Press, 638 p.

X

XU C., LI Z., LI H., WANG F., ZHOU P., 2019, "Long-range terrestrial laser scanning measurements of annual and intra-annual mass balances for Urumqi Glacier No. 1, eastern Tien Shan, China", *The Cryosphere*, Vol.13, N°9, 2361-2383.

Y

YERMOLAEV O. P., GAFUROV A. M., USMANOV B. M., 2018, "Evaluation of Erosion Intensity and Dynamics Using Terrestrial Laser Scanning", *Eurasian Soil Science*, Vol.51, N°7, 814-826.

YILMAZ O., KARAKUS F., 2013, "Stereo and kinect fusion for continuous 3D reconstruction and visual odometry", 115-118 in: *International Conference on Electronics, Computer and Computation (ICECCO)*. IEEE.

YOUNG A., ASHFORD S. A., 2006, "Performance evaluation of seacliff erosion control methods", *Shore & Beach*, Vol.74, N°4, 16-24.

YOUNG A. P., 2018, "Decadal-scale coastal cliff retreat in southern and central California", *Geomorphology*, Vol.300, 164-175.

YOUNG A. P., CARILLI J. E., 2019, "Global distribution of coastal cliffs", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.44, N°6, 1309-1316.

YOUNG A. P., FLICK R. E., GUTIERREZ R., GUZA R. T., 2009, "Comparison of short-term seacliff retreat measurement methods in Del Mar, California", *Geomorphology*, Vol.112, N°3-4, 318-323.

YOUNG A. P., GUZA R. T., MATSUMOTO H., MERRIFIELD M. A., O'REILLY W. C., SWIRAD Z. M., 2021a, "Three years of weekly observations of coastal cliff erosion by waves and rainfall", *Geomorphology*, Vol.375, 7.

YOUNG A. P., GUZA R. T., MATSUMOTO H., MERRIFIELD M. A., O'REILLY W. C., SWIRAD Z. M., 2021b, "Three years of weekly observations of coastal cliff erosion by waves and rainfall", *Geomorphology*, Vol.375, 107545.

YOUNG A. P., GUZA R. T., O'REILLY W. C., BURVINGT O., FLICK R. E., 2016, "Observations of coastal cliff base waves, sand levels, and cliff top shaking", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.41, N°11, 1564-1573.

YOUNG A. P., OLSEN M. J., DRISCOLL N., FLICK R. E., GUTIERREZ R., GUZA R. T., ET AL., 2010, "Comparison of Airborne and Terrestrial Lidar Estimates of Seacliff Erosion in Southern California", *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, Vol.76, N°4, 421-427.

ZAHS V., HÄMMERLE M., ANDERS K., HECHT S., SAILER R., RUTZINGER M., ET AL., 2019, "Multi-temporal 3D point cloud-based quantification and analysis of geomorphological activity at an alpine rock glacier using airborne and terrestrial LiDAR", *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol.30, N°3, 222-238.

Z

ZANINETTI J.-M., 2006, "L'urbanisation du littoral en France", *Population Avenir*, N°2, 4-8.

ZANINETTI J.-M., 2008, "Le peuplement de la Terre", *Population Avenir*, N°4, 14-16.

ZEMP M., HUSS M., THIBERT E., ECKERT N., MCNABB R., HUBER J., ET AL., 2019, "Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016", Nature, Vol.568, N°7752, 382-386.

Liste des figures

Figure 0.1 : Évolution et dynamique du trait de côte au sein des différents départements français (Cerema, 2018).....	17
Figure 0.2 : Exemple de sites côtiers normands étudiés dans les problématiques de recul côtier ; A) Localisation de la Normandie ; B) Carte de localisation du littoral normand ; C) Glissement de la falaise du Bouffay à proximité de Port-en-Bessin ; D) Habitation endommagée par le glissement de Villerville en 1982 ; E) Éboulement de falaise à proximité d'habitations à Criel-sur-Mer.....	18
Figure 0.3 : Illustration des falaises des Vaches Noires ; A) Photographie aérienne oblique des badlands localisés à l'extrémité est des falaises (Peuziat, 2021) ; B) Photographie des badlands localisés à l'extrémité ouest des falaises (Compain, 2017).....	19
Figure 0.4 : Échelle spatiale utilisée dans l'étude des dynamiques des processus hydrogravitaires des falaises des Vaches Noires ; A) Échelles d'analyses retenues pour l'évaluation des aléas d'érosion littorale et de déclenchement des processus hydrogravitaires ; B) Échelle retenue au 1/15 000 pour l'étude historique et récente à l'ensemble du site ; C) Échelle retenue au 1/5 000 pour la cartographie morphologique et morphodynamique ; D) Échelle retenue au 1/1 000 pour l'étude à haute résolution spatiale et temporelle des processus hydrogravitaires des badlands.....	24
Figure 0.5 : Diagramme synoptique d'organisation du manuscrit de recherche.....	27
Figure 1.1 : Représentation schématique de falaises aux morpho-structures hétérogènes (tiré de Guilcher, 1954).....	33
Figure 1.2 : Illustration de "côte rocheuse" et "côte à falaise" ; A) Falaises et plate-forme d'érosion littorale des Hachettes (Sainte-Honorine-les-Pertes, Calvados - photo : Alexandre Aubray) ; B) Côte rocheuse basse du Cap Taillat (Ramatuëlle, var - photo : sunwhere.fr) ; C) Falaises dunaires de Dewulf (Côte d'Opale, Dunkerque - photo : Geodunes).....	34
Figure 1.3 : Représentation théorique des falaises vives, stabilisées et mortes (modifiée de Paskoff, 1985).....	35
Figure 1.4 : Illustration de falaises aux morpho-structures variées ; A) Falaises de Moher (comté de Clare, Irlande - photo : Lionel Baur) ; B) Falaises de Easton Bavents (comté de Suffolk, Angleterre - photo Evelyn Simak) ; C) Falaises de Solana Beach (San Diego, Californie - photo : Stefani) ; D) Falaises de Barton on Sea (Hampshire, Angleterre).....	36
Figure 1.5 : Estimation des taux d'érosion globaux des côtes à falaises dans différentes lithologies (tiré de Prémaillon, 2018).....	37
Figure 1.6 : Cartographie et illustrations de diverses côtes normandes ; A) Côte sablo-vaseuse du Mont-Saint-Michel (photo : Compagnie des sentiers maritimes) ; B) Plage sableuse d'Agon-Coutainville (photo : Jean-Louis Allix) ; C) Dunes d'Hattainville et falaises de Barneville-Carteret (photo : Conservatoire du littoral) ; D) Promontoire du Nez de Jobourg (photo : Conservatoire du littoral) ; E) Estuaire de la Baie des Veys (photo : Odile Pierre) ; F) Plage sableuse de Ouistreham (photo : Hervé Legangneux) ; G) Plages de galet et falaises de Dieppe (photo : Yuri Rapoport).....	38
Figure 1.7 : Carte géologique de Normandie (d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 du BRGM - modifiée de Fressard, 2013).....	39
Figure 1.8 : Localisation et typologie des falaises sédimentaires en Normandie ; A) Localisation et profil des falaises sédimentaires normandes (d'après Costa et al., 2019) ; B) Falaises de Longues-sur-Mer (photo : Lucien Vatynan) ; C) Falaises du Cap Manvieux (photo : France 3 Normandie) ; D) Falaises des Roches Noires, Villerville (photo : Patrick Henry) ; E) Falaises d'Étretat (photo : Aurelien Grimpard).....	41
Figure 1.9 : Vue aérienne oblique (direction ouest) du linéaire des falaises des Vaches Noires (Bastien Peuziat, mars 2021).....	45

Figure 1.10 : Localisation des falaises des Vaches Noires dans le Pays d'Auge septentrional et carte topographique associée (carte 1/25 000, IGN).....	45
Figure 1.11 : Parcelles protégées par le Conservatoire du Littoral dans les communes de Gonneville-sur-Mer et Auberville.....	46
Figure 1.12 : Localisation de badlands continentaux dans le monde ; B) Badlands de la « Zin Valley », désert du Néguev, Israël (photo : Josefstuefer) ; C) Parc national des badlands, Dakota du Sud, États-Unis (photo : Martin Kraft) ; D) Badlands nommés localement « Calanchi » dans l'Appenin central, Atri, Italie (photo : Laura Coco) ; E) Badlands de Draix, Alpes du Sud, France (photo : N. Mathys).....	48
Figure 1.13 : Localisation de badlands côtiers dans le monde ; B) Badlands localisés à proximité de la RN 138, Québec (photo : Pascal Bernatchez) ; C) Badlands à proximité de la Golden Bay, nord-ouest de Malte ; D) Badlands de Filey Briggs, Yorkshire du Nord, Angleterre (photo : Ian Dolphin) ; E) badlands et glissements des « Black Ven », Lyme Regis – Dorset, Angleterre (Source : Google Earth).....	50
Figure 1.14 : Morphologie générale des falaises des Vaches Noires ; A) Carte de la géomorphologie globale ; B) Photographie aérienne oblique des falaises (photo : P. Gigot, 2001).....	52
Figure 1.15 : Illustration des compartiments morphologiques des falaises des Vaches Noires ; A) Escarpement principal (photo : Diren, avril 2001) ; B) Escarpement secondaire (photo : Diren, avril 2001) ; C) Relief de badlands ; D) Blocs rocheux déposés sur l'estran.....	53
Figure 1.16 : Carte géologique des falaises des Vaches Noires et coupes géologiques associées ; A) Carte géologique au 1/50 000 ; B) Coupe géologique simplifiée le long des marais de la Dive au marais de Villers (tirée de Loisel, 1990 ; modifiée d'Alexandre Bigot) ; C) Coupe géologique des falaises des Vaches Noires (modifiée de Loisel, 1990).....	55
Figure 1.17 : Coupe géologique de référence des falaises des Vaches Noires (modifiée de Dugué, 1989).....	56
Figure 1.18 : Photographies des Marnes de Dives ; A) Affleurement des marnes dans le pied de falaise à proximité de Houlgate (photo : Lithothèque de Normandie) ; B) Affleurement des marnes à marée basse à Auberville (photo : Federico Lolli, mars 2018).....	57
Figure 1.19 : Illustration des affleurements de l'Oxfordien inférieur des badlands ; A) Superposition des couches des marnes de Villers, des oolites ferrugineuses puis des argiles à lophogregaria (photo : Lithothèque de Normandie) ; B) Échantillon lumachelique des argiles à lophogregaria (photo : Lithothèque de Normandie).....	58
Figure 1.20 : Illustration des affleurements de l'Oxfordien moyen de la partie supérieure des badlands ; A) Superposition du Calcaire d'Auberville, de l'Oolithe de Trouville puis du Coral-Rag (photo : Bastien Peuziat, mars 2021) ; B) Échantillon de Coral-Rag (photo : lithothèque de Normandie).....	59
Figure 1.21 : Illustration de l'étage Albien ; A) Échantillon de Glauconie de base ; B) Suintement de la Glauconie de base sur la corniche calcaire oxfordienne.....	60
Figure 1.22 : Illustration des affleurements du Cénomaniens ; A) Craie à silex du Cénomaniens (photo : Lithothèque de Normandie) ; B) Affleurement de la Craie du Cénomaniens en partie sommitale des falaises des Vaches Noires (photo : P. Gigot, 2001).....	60
Figure 1.23 : Classification des mouvements de terrain proposé par Hungr et al. (2014) sur la base des travaux de Cruden et Varnes (1996), les mouvements visibles aux falaises des Vaches Noires ont été surlignés.....	61
Figure 1.24 : Représentation schématique des principaux processus hydrogravitaires rencontrés aux falaises des Vaches Noires.....	62
Figure 1.25 : Illustration de glissements de terrain profonds anciens ; A) Localisation et potentielle extension des glissements anciens (Fond : MNT LIDAR CLAREC 2016) ; B) Morphologie du glissement de l'Hermitage (Fond : MNT LIDAR CLAREC 2016) ; C) Photographie aérienne oblique du glissement de l'Hermitage (photo : Patrick Gigot, 1988).....	63
Figure 1.26 : Glissements de terrain et zone de basculement visibles sur la corniche de craie cénomaniens ; A) Secteur du "centre de vacances CCAS", Auberville (photo : Diren, 2001) ; B) Secteur de camping à proximité du lieu-dit "la Corniche", Houlgate (photo : Diren, 2001).....	64
Figure 1.27 : Processus hydro-gravitaires observés sur le replat humide ; A) Localisation des secteurs de solifluxion et de glissements rotationnels et/ou translationnels (photo : Diren, 2001) ; B) Illustration des phénomènes de solifluxion et de glissements (photo : Diren, 2001).....	65

Figure 1.28 : Glissements de terrain et chutes de blocs de la corniche calcaire oxfordienne ; A) Glissement rotationnel en amont du site DYNALIT (photo : Maquaire, avril 2020) ; B) Dépôt des blocs calcaires sur le replat sous-jacent à la corniche.....	66
Figure 1.29 : Représentation schématique des processus hydrogravitaires observables dans les badlands.....	67
Figure 1.30 : Glissement de terrain, départ de matériaux des flancs et coulées de boue dans une ravine.....	68
Figure 1.31 : Coulée de boue aux matrices variées.....	68
Figure 1.32 : Érosion des fronts de crête et phénomène de déformation lente d'un versant au-devant d'un front de crête affecté par une combinaison de processus de fluage type reptation/solifluxion et glissements superficiels et profonds	69
Figure 1.33 : Zone d'épandage et de coalescence des coulées de boue.....	69
Figure 1.34 : Escarpement basal et processus de progradation et/ou d'érosion associés	70
Figure 2.1 : Circulations atmosphériques types de l'Europe de l'ouest en contexte hivernal (Cantat, 2013)	74
Figure 2.2 : Circulations atmosphériques types de l'Europe de l'ouest en contexte estival (Cantat, 2013)	75
Figure 2.3 : Carte de synthèse des régions climatiques en Normandie (Cantat, 2018).....	76
Figure 2.4 : Répartition des précipitations en Normandie (Beauvais et Cantat, 2020) ; A) Répartition du cumul annuel moyen (période de référence 1976 - 2005) ; B) Répartition des nombres de jours de pluie > à 1 mm (période de référence 1976-2005).....	78
Figure 2.5 : Evolution des précipitations annuelles en Normandie entre 1951 et 2019 (Données Météo-France, Cantat, 2020)	79
Figure 2.6 : Variations pluviométriques enregistrées à différentes stations climatiques proches des falaises des Vaches Noires	80
Figure 2.7 : Acquisition des données de précipitations locales ; A) Localisation de la station pluviométrique Campbell© ; B) Photographie de la station pluviométrique Campbell©.....	81
Figure 2.8 : Graphique de comparaison des valeurs mensuelles obtenues à Auberville et des stations climatiques de Caen-Carpiquet, Saint-Gatien-des-Bois et Dozulé	82
Figure 2.9 : Cartographie de la répartition des températures minimales et maximales en Normandie sur la période de référence 1976-2005 (modifiée de Beauvais et Cantat, 2017).....	84
Figure 2.10 : Évolution des températures moyennes annuelles à Caen et au Havre (Dreal Normandie, Olivier Cantat, 2020).....	85
Figure 2.11 : Durée d'ensoleillement, température et nombre de jours de pluies \geq à 1 mm mensuel évalué à partir de la normale climatique 1981-2010 (station de Caen-Carpiquet)	86
Figure 2.12 : Illustration de la dessiccation des marnes et argiles durant la période estivale ; A) Ravine totalement asséchée (photo : Maquaire, mars 2020) ; B) Réseau de fentes polygonales dans une coulée de boue (.....	87
Figure 2.13 : Nombre de jours de gels annuels ; A) Répartition du nombre de jours de gel/an dans le territoire français ; B) Nombre de jours de gel/an recensés de 2014 à 2019 à la station de Caen-Carpiquet	87
Figure 2.14 : Effet du gel/dégel dans les formations calcaires et marneuses ; A) Desquamation du calcaire en partie supérieure des falaises (site DYNALIT) ; B) Fentes visibles dans les marnes de type « pipkrakes »	88
Figure 2.15 : Carte de la répartition spatiale des vents en Normandie (rose des vents - force et direction - Cantat, 2018) et exposition de la côte au flux associés (Letortu, 2013).....	89
Figure 2.16 : Cartographie et localisation des aquifères/réservoirs des falaises des Vaches Noires ; A) Isopièze théorique obtenue à partir des données du portail ADES (Données sur les Eaux Souterraines - Données point d'eau BSS) ; B) Localisation du piézomètre PZ6 en amont du site DYNALIT ; C) Localisation des piézomètres Pz1 à Pz5 dans les versants marneux du site DYNALIT.....	91
Figure 2.17 : Chronique des données piézométriques de la nappe de Danestal ; A) Chronique des altitudes relatives de la nappe de craie cénomaniennne de 1974 à 2020 (Maquaire, 1990, Lissak, 2012, Lissak et al.,	

2014, Thirard et al., 2020) ; B) Chronique des précipitations efficaces de la station de Saint-Gatien-des-Bois de 1974 à 2020	92
Figure 2.18 : Chronique des altitudes de la nappe de craie oxfordienne de juin 2018 à novembre 2020 (Pz6, en amont du site DYNALIT).....	93
Figure 2.19 : Chronique des mesures piézométriques relevées dans les formations superficielles de bas de versant ; A) Frise récapitulative des périodes de mesures ; B) Illustration de l'emplacement des piézomètres Pz2 et Pz3 ; C) Illustration de l'emplacement du piézomètre Pz5 ; D) Chronique des altitudes relatives des nappes en lien avec les précipitations efficaces journalières.....	94
Figure 2.20 : Observation de la réactivité des nappes de bas de versant face aux précipitations (Pz1 - du 15 septembre 2016 au 26 octobre 2016.....	95
Figure 2.21 : Illustration de l'hydrologie de surface ; A) Valleuses disséquant le plateau des falaises (Loisel, 1990) ; B) Écoulement par saturation des matériaux dans le replat humide (Compain, 2017) ; C) Zone humide remplie de glauconie dans le replat (Compain, 2017)	96
Figure 2.22 : Illustration des différentes formes de ruissellement observables dans les badlands des Vaches Noires ; A) Ruissellement turbide digité dans une ravine (photo : Lollé, mars 2018) ; B) Ruissellement turbide concentré dans une ravine ; C) Ravinement latéral des flancs de crête ; D) Ruissellement turbide concentré dans la zone d'épandage ; E) Zone humide formée par dispersion des écoulements concentrés dans la zone d'épandage ; F) Ruissellement turbide ayant atteint le haut de plage.....	98
Figure 2.23 : Localisation de la mer Manche et de la baie de Seine et circulation océanique associée (Modifiée de Maquaire et al., 2020, in CEREMA)	99
Figure 2.24 : Cartographie des amplitudes de marée pour des coefficients de marée de morte-eau (45) et de vive-eau (95) accompagnée des valeurs de marée pour deux marégraphes proches des falaises des Vaches Noires (sources : SHOM, RAM, 2019).....	100
Figure 2.25 : Profils topographiques du pied des falaises des Vaches Noires avec les niveaux de mer observés au marégraphe de Ouistreham ; A) Localisation des profils topographiques ; B) Localisation du profil topographique en partie orientale (Villers-sur-Mer/Auberville) ; C) Localisation du profil topographique en partie occidentale (Houlgate) ; D) Profil topographique du secteur oriental ; E) Profil topographique du secteur occidental.....	101
Figure 2.26 : Carte synoptique des directions et forces de houle basée sur les modèles ANEMOC et les observations directes CANDHIS en baie de Seine.....	105
Figure 2.27 : Histogramme des houles significatives globales, hivernales et estivales pour la bouée du Havre LHA et du Havre Metzinger (Les intervalles sont à lire : "Borne inférieure incluse - borne supérieure exclue" (ex : 0.5 -> [0 - 0.5])	106
Figure 2.28 : Rose des houles à Villers-sur-Mer entre le 15 mai 2003 et le 10 mai 2006 (GRESARC, 2007)	107
Figure 2.29 : Illustration d'un panache turbide provenant des matériaux fins arrachés au pied de falaise (photo : Maquaire, mars 2017)	108
Figure 3.1 : Illustration schématique de différents indicateurs de trait de côte (Boak et Turner ; adapté et traduit par le BRGM, 2012)	113
Figure 3.2 : Illustration des traits de côte analysés dans l'étude historique et à moyen terme ; A) Vue aérienne des marqueurs morphologiques retenus ; B) Vue schématique des marqueurs morphologiques ; C) Vue photographique des marqueurs morphologiques.....	115
Figure 3.3 : Diagramme synoptique de la méthodologie utilisée pour l'estimation de la mobilité des marqueurs morphologiques des falaises des Vaches Noires	117
Figure 3.4 : Illustration des fichiers de forme utilisés avec le module DSAS (ligne de base, transects et trait de côte).....	120
Figure 3.5 : Exemple de digitalisation d'un même trait de côte (escarpement basal, 2016) répétée trois fois pour l'estimation de la marge d'erreur propre à l'analyse de l'opérateur.....	122
Figure 3.6 : Vitesses de recul de l'escarpement principal et de l'escarpement secondaire à échelle historique ; A) Localisation du secteur oriental, du secteur central (B) et du secteur occidental (C) ; B) Comparaison des	

linéaires de 1759 (plan Terrier), 1826 (cadastre napoléonien), 1837 (État-Major) et 2016 (orthophotographie) (Roulland et al., 2019) ; C) Comparaison des linéaires de 1826 (cadastre napoléonien), 1837 (État-Major) et 20016 (orthophotographie) ; D) Vitesses de recul estimées dans les différents secteurs des falaises des Vaches Noires.....	125
Figure 3.7 : Vitesses moyennes annuelles (en m/an) de l'évolution du trait de côte (pied de l'escarpement basal) ; A) Répartition des vitesses moyennes annuelles pour différentes périodes comprises entre 1759 et 2016 ; B) Répartition des vitesses moyennes annuelles pour la période 1947 et 2016.....	127
Figure 3.8 : Mobilité de l'escarpement basal aux falaises des Vaches Noires évaluée par les travaux du ROLNP et de la DREAL-BN (2014) entre le linéaire de 1947 et 2005 (extraite et modifiée de l'atlas du ROL, chapitre dynamique côtière).....	130
Figure 3.9 : Évolution du trait de côte (pied d'escarpement basal) pour différentes dates comprises entre 1947 et 2016 - distance NSM (en m) évaluée par des transects séparés de 5 m (dans Roulland et al., 2019)	131
Figure 3.10 : Observation qualitative de l'évolution des versants orientaux (Villers-sur-Mer/Auberville) des falaises des Vaches Noires ; A) Carte postale des Vaches Noires datée entre 1947 et 1955 ; Vue aérienne oblique des Vaches Noires (Google Earth, extraite en 2016)	133
Figure 3.11 : Illustration de la morphologie passée des versants orientaux (Villers-sur-Mer/Auberville) des falaises des Vaches Noires (photo : Charles Koechlin).....	134
Figure 3.12 : Localisation des côtes à falaises à l'assise argilo-marneuse proche des falaises des Vaches Noires (falaises du Bessin – Maquaire, 1990 ; Maquaire et al., 2019 ; Mont Canisy – Savary, 2015 ; Cirque des Graves ; Lissak et al., 2013)	137
Figure 3.13 : Illustration du fonctionnement type d'un "cycle d'érosion" des falaises (modifiée d'Evrard and Sinelle, 1980)	138
Figure 3.14 : Illustration des falaises argileuses des côtes anglaises ; A) Falaises argileuses à morphologies de badlands localisées le long de l'île de Sheppey, Angleterre (photo : BBC, 2015) ; B) Falaises argileuses de la côte du Dorset avec le glissement de terrain d'environ 4 000 tonnes survenu en avril 2021(photo : BBC, 2021)	139
Figure 4.1 : Illustration des objectifs du chapitre ; A) Inventaire des mouvements gravitaires et analyse diachronique d'évolution de la végétation ; B) Schématisation de l'inventaire des mouvements gravitaires et des interrogations retenues pour caractériser l'état d'activité des versants	146
Figure 4.2 : Stratégie de reconnaissance des glissements et coulées retenus dans l'inventaire des mouvements gravitaires	151
Figure 4.3 : Stratégie de reconnaissance de l'occupation du sol ; A) Reconnaissance à partir des vues aériennes ; B) Illustration des différentes occupations du sol sur les versants de falaises.....	154
Figure 4.4 : Exemple de légende retenue pour caractériser l'état d'activité des versants actifs ; A) Légende et couleur retenue dans l'illustration des processus morphogénétiques associés à leur âge et activité (Thiery, 2007) ; B) Classification de différents degrés d'activités d'un glissement de terrain en fonction de sa morphologie de surface (d'après Thiery, adapté de McCalpin, 1984).....	156
Figure 4.5 : Exemple de système de cartographie morphodynamique ; A) Exemple du système « Champenois » ; B) Exemple du système « Strasbourgeois » (Thiery ; 2007).....	157
Figure 4.6 : Exemple de carte morphologique réalisée dans le secteur d'Auberville et du glissement de l'Hermitage ; A) Représentation en vue 3D du modèle ombragé LIDAR CLAREC (2016) avec exagération verticale x 1,5 ; B) Carte morphologique réalisée à partir du fond ombragé du LIDAR CLAREC (2016).....	158
Figure 4.7 : Légende de la cartographie morphodynamique au 1/5 000 retenue pour les falaises des Vaches Noires.....	159
Figure 4.8 : Cartographie de la répartition spatiale et temporelle des mouvements gravitaires pour la période comprise entre 1955 et 2016.....	161
Figure 4.9 : Répartition temporelle des mouvements de terrain recensés par photo-interprétation des douze photographies aériennes sur la période 1955 – 2016 en lien avec leur zone de déclenchement	162

Figure 4.10 : Répartition temporelle des mouvements de terrain recensés par photo-interprétation des douze photographies aériennes sur la période 1955 à 2016	162
Figure 4.11 : Cartographie de l'évolution de l'occupation du sol des falaises des Vaches Noires entre l'escarpement principal et le pied de falaise sur la période 1955-2016.....	164
Figure 4.12 : Carte morphodynamique au 1/5 000 de Villers-sur-Mer et Auberville (extrémité orientale des falaises des Vaches Noires)	166
Figure 4.13 : Carte morphodynamique au 1/5 000 du secteur d'Auberville et du glissement de "l'Hermitage"	166
Figure 4.14 : Carte morphodynamique au 1/5 000 du secteur de Gonneville-sur-Mer	167
Figure 4.15 : Carte morphodynamique au 1/5 000 du secteur de Gonneville-sur-Mer et Houlgate (extrémité occidentale des falaises des Vaches Noires).....	167
Figure 4.16 : Graphique de comparaison des données hydrométéorologiques annuelles avec les mouvements de terrain recensés aux falaises des Vaches Noires ; A) Chronique des précipitations efficaces annuelles de la station de Caen-Carpiquet (1952 – 2016, source : Météo France) ; B) Mouvements de terrains recensés aux falaises des Vaches Noires ; C) Chronique des fluctuations de la nappe phréatique de Danestal (1974 – 2016 – source : ADES)	170
Figure 5.1 : Illustration des objectifs du chapitre basés sur le suivi TLS des ravines actives du site SNO DYNALIT.....	174
Figure 5.2 : Frise chronologique des levés TLS réalisés sur le site SNO DYNALIT.....	175
Figure 5.3 : Localisation et stratégie d'acquisition TLS sur le site DYNALIT ; A) Localisation de la zone DYNALIT le long du linéaire des falaises des Vaches Noires ; B) Plan du protocole d'acquisition TLS pour le suivi des dynamiques hydrogravitaires (d'après Roulland et al., 2022)	176
Figure 5.4 : Schéma des différentes étapes de la méthodologie de traitement et d'analyse de la donnée TLS ; A) Étape n°1 : Utilisation du logiciel Riscan Pro ; B) Étape n°2 : Utilisation du logiciel CloudCompare ; C) Étape n°3 : Utilisation du logiciel Arcmap	178
Figure 5.5 : Illustration de l'extraction des zones NoData (in Roulland et al., 2022)	180
Figure 5.6 : Principe de la soustraction raster ; A) Illustration du principe de comparaison MNT par soustraction raster ; B) Illustration du principe de l'outil « soustraction raster » d'Arcmap (tiré de ESRI).....	180
Figure 5.7 : Chaîne de traitement du ModelBuilder pour l'estimation des volumes de surface en érosion et en accumulation des ravines G2 à G4.....	181
Figure 5.8 : Principe de l'estimation des volumes par « cubage » et principe d'estimation de la marge d'incertitude.....	182
Figure 5.9 : Spatialisation des secteurs en érosion et accumulation du site DYNALIT entre le 26 septembre 2014 et le 19 novembre 2019 (in Roulland et al., 2022).....	183
Figure 5.10 : Profils topographiques des versants de ravine G2 à G4 entre le 26 septembre 2014 et le 19 novembre 2019 ; A) Illustration de la morphologie des versants entre 1947 et 1955 (source : delcampe.net, carte postale Greff) ; B) Illustration de la morphologie des versants via image satellite en 2016 (source : Google Earth, 2016) ; C) Profils topographiques AB, CD et EF d'amont en aval des ravines ; D) Profil topographique GH d'est en ouest des ravines.....	185
Figure 5.11 : Illustration de l'état de surface de la ravine G3 durant chaque saison (in Roulland et al., 2022)	187
Figure 5.12 : Spatialisation des surfaces d'érosion et d'accumulation des matériaux pour les ravines G2 à G4 entre le 26 septembre 2014 et le 29 mars 2017 (d'après Roulland et al., 2022)	188
Figure 5.13 : Spatialisation des surfaces d'érosion et d'accumulation des matériaux pour les ravines G2 à G4 entre le 29 mars 2017 et le 19 novembre 2019 (d'après Roulland et al., 2022)	189
Figure 5.14 : Rythme saisonnier des volumes de surface mobilisés entre le 26 septembre 2014 et le 19 novembre 2019 pour les ravines G2, G3 et G4 ; A) Volume cumulé d'érosion et d'accumulation additionné pour chaque ravine ; B) Indice d'activité des ravines ; C) Données pluviométriques (différence mensuelle avec la normale climatique 1981-2010) et données marines (nombre de fois où le coefficient de marée ≥ 95 , avec un vent > 20 m/s et une direction NO, N ou NE) (in Roulland et al., 2022).....	192

Figure 5.15 : Modèle conceptuel de l'évolution saisonnière des ravines de badlands (in Roulland et al., 2022)	198
Figure 6.1 : Illustration du processus de construction d'objet 3D « Structure from Motion » à partir d'une « multi-view stereo » (modifié de Yilmaz et Karakus, 2013)	206
Figure 6.2 : Illustration de la stratégie terrain mise en place pour l'acquisition de modèle photogrammétrique SfM terrestre ; A) Plan du déploiement sur le site DYNALIT ; B) Cible photogrammétrique codée utilisée pour la reconnaissance automatique dans le logiciel Agisoft Photoscan	208
Figure 6.3 : Première étape de la création des modèles photogrammétriques SfM ; A) Intégration des photographies dans le logiciel ; B) Masquage automatique des zones à retirer des modèles à l'aide de l'outil "baguette magique"	209
Figure 6.4 : Illustration des étapes 2 et 3 de création des modèles photogrammétriques SfM ; A) Étape 2 correspondant à la création du nuage clairsemé ; B) Étape 3 correspondant au géoréférencement du modèle photogrammétrique à partir des cibles codées	210
Figure 6.5 : Illustration des étapes 4 et 5 de construction des modèles photogrammétriques SfM ; A) Étape 4 correspondant au nettoyage du nuage de point clairsemé et positionnement de la région de reconstruction ; B) Étape 5 correspondant à la réalisation du nuage de points denses	211
Figure 6.6 : Illustration des étapes 6 et 7 de construction des modèles photogrammétriques SfM ; A) Étape 6 correspondant à la création du maillage du modèle à partir du nuage dense ; B) Étape 7 illustrant la texturation du modèle final par aplat des pixels provenant des photographies	211
Figure 6.7 : DoD réalisé entre les MNT SfM et MNT TLS durant une même mission terrain ; A) Comparaison du modèle de juin 2015 comprenant 12 cibles, sans l'évaluation du replat et de l'escarpement principal (tiré de Medjkane et al., 2018) ; B) Comparaison du modèle de février 2018 comprenant 15 cibles et tenant compte du replat et de l'escarpement principal	213
Figure 6.8 : Vérification de la spatialisaiton des secteurs en accumulation et en érosion entre les DoDs TLS et SfM compris entre février et juin 2016, modifiée de Medjkane et al. (2018)	214
Figure 6.9 : Vérification d'un DoD SfM (1 ^{er} février au 22 juin 2016) par observation photographique ; A) Illustration d'une accumulation de coulée de boue ; B) Illustration d'un basculement en front de crête ; C) Illustration d'un éboulement en front de crête (tiré de Medjkane et al., 2018)	215
Figure 6.10 : Comparaison entre les modèles photogrammétriques SfM et les photographies prises sur le terrain (A : modèle texturé février 2016 ; B : photographie février 2016 ; C : modèle texturé juin 2016 ; D : photographie juin 2016 - tiré de Medjkane et al., 2018)	216
Figure 6.11 : Illustration schématique de la problématique SfM terrestre concernant les zones d'ombres pour un versant à morphologie complexe	217
Figure 6.12 : Illustration des modèles drone SfM réalisés sur le site DYNALIT en collaboration avec le CEREMA entre le 22 février et 24 mai 2018 ; A) DoD des MNTs du 22 février et 24 mai 2018 ; B) Orthophotographie du modèle drone du 22 février 2018 ; C) Orthophotographie du modèle drone du 24 mai 2018	218
Figure 6.13 : Frise chronologique des modèles TLS et SfM réalisés du 26 septembre 2014 au 19 novembre 2019	219
Figure 6.14 : Récapitulatif de l'activité saisonnière des ravines G2 à G4 en lien avec les conditions météorologiques ; A) Indice d'activité de l'activité des ravines ; B) Données pluviométriques et marines mensuelles avec le choix des périodes utilisées pour l'analyse SfM	220
Figure 6.15 : Présentation des chroniques hydrologiques (piézomètre), météorologiques (précipitations, température, évapotranspiration potentielle, vent, pression atmosphérique) et marines (coefficient de marée) retenues dans l'analyse de l'activité hydrogravitaire du site DYNALIT à partir des modèles SfM	222
Figure 6.16 : Illustration de l'activité observée sur les ravines G1 à G5 ; A) À partir du DoD TLS 9 entre la période du 28 octobre 2016 au 30 janvier 2017 ; B) À partir du DoD SfM compris entre la période du 28 octobre 2016 au 24 novembre 2016 ; C) À partir du DoD SfM compris entre période du 24 novembre 2016 au 30 janvier 2017	224
Figure 6.17 : Illustration de l'état de surface des versants entre la période du 28 octobre 2016 au 30 janvier 2017	225

Figure 6.18 : Graphique des conditions hydro-météo-marines journalières du 28 octobre 2016 au 30 janvier 2017	227
Figure 6.19 : Illustration de l'activité observée sur les ravines G1 à G5 ; A) À partir du DoD TLS 13 entre la période du 30 octobre 2017 au 1 ^{er} février 2018 ; B) À partir du DoD SfM compris entre la période du 30 octobre 2017 au 20 décembre 2017 ; C) À partir du DoD SfM compris entre la période du 20 décembre 2017 au 10 janvier 2018 ; D) À partir du DoD SfM compris entre la période du 10 janvier 2018 au 1 ^{er} février 2018	229
Figure 6.20 : Illustration de l'état de surface des versants entre la période du 30 octobre au 20 décembre 2017	230
Figure 6.21 : Illustration de l'état de surface des versants entre la période du 20 décembre 2017 au 10 janvier 2018	230
Figure 6.22 : Illustration des glissements de terrain observés au niveau de l'escarpement principal le 22 décembre 2017 ; A) Glissement de terrain rotationnel devant le bâtiment abandonné ; B) Glissement de terrain rotationnel emboîté au niveau de la piste de décollage des parapentistes ; C) Localisation des glissements de terrain.....	231
Figure 6.23 : Illustration des processus hydrogravitaires actifs durant la période de janvier et février 2018 ; A) Poursuite de l'activité du glissement de terrain rotationnel devant le bâtiment abandonné ; B) Ravinement et ruissellement concentrés sur les flancs de crête	232
Figure 6.24 : Graphique des conditions hydro-météo-marines du 30 octobre 2017 au 1 ^{er} février 2018..	234
Figure 6.25 : Illustration de l'activité observée sur les ravines G1 à G5 ; A) À partir du DoD TLS 17 entre la période du 5 octobre 2018 au 30 janvier 2019 ; B) À partir du DoD SfM compris entre la période du 5 octobre 2018 au 16 janvier 2019 ; C) À partir du DoD SfM compris entre la période du 16 janvier 2019 au 30 janvier 2019.....	236
Figure 6.26 : Illustration de l'état de surface des versants entre la période de 5 octobre 2018 au 30 janvier 2019	237
Figure 6.27 : Graphique des conditions hydro-météo-marines du 5 octobre 2018 au 30 janvier 2019....	238
Figure 6.28 : Synthèse des différentes méthodes de modélisation 3D (TLS, SfM par voie terrestre et par voie aérienne) mobilisées pour le suivi des dynamiques hydrogravitaires des versants du site DYNALIT par comparaison de DoDs.....	247
Figure 7.1 : Principe de fonctionnement des géocubes ; A) Illustration du fonctionnement des géocubes (d'après la notice technique de Kylia) ; B) Coordinateur (station de base) de réception de la donnée ; C) Géocube implanté sur les falaises des Vaches Noires accompagné de son alimentation par batterie de 12V	256
Figure 7.2 : Présentation de l'implantation du dispositif géocube sur le site DYNALIT pour l'année 2017 - 2018 ; A) Plan d'implantation et de répartition du dispositif géocube ; B) Illustration du coordinateur, de l'antenne radio et du boîtier électrique ENEDIS implantés sur poteau électrique ; C) Illustration des antennes unidirectionnelles implantées en haut de versant pour le géocube 59 fixe ; D) Illustration des antennes unidirectionnelles implantées sur le replat sous-jacent à la corniche calcaire oxfordienne d'un géocube 57 mobile.....	258
Figure 7.3 : Présentation de l'implantation du dispositif géocube sur le site DYNALIT pour l'année 2018 - 2019 ; A) Plan d'implantation et de répartition du dispositif géocube ; B) Illustration de l'antenne radio unidirectionnelle du géocube 59 fixe en liaison directe avec le géoport ; C) Illustration du nouveau dispositif de réception des données géocubes (géoport).....	259
Figure 7.4 : Illustration de la précision de mesure de positionnement du géocube 59 fixe évaluée de novembre 2017 à mai 2018.....	260
Figure 7.5 : Exemple d'un cumul de déplacement obtenu à partir des géocubes et de sa vérification par mesure ponctuelle au DGPS ; A) Schéma d'illustration du levé au DGPS sur les géocubes ; B) Photographie du géocube 57 et de la marque centrée pour positionner le témoin en bois ; C) Graphique illustrant les déplacements continus obtenus par le géocube 15 et la validation par position DGPS.....	261

Figure 7.6 : État des coulées n°3, 4 et 5 le 20 décembre 2018 ; A) Vue d'ensemble des trois coulées de boue ; B) Coulée n°3 en état « liquide » ; C) Coulée n°4 en état « plastique » ; D) Coulée n°5 en état « plastique ».....	262
Figure 7.7 : Déplacements cumulés des coulées de boue n°3, 4 et 5 entre le 1 ^{er} décembre 2017 et le 12 juillet 2018	263
Figure 7.8 : Déplacements cumulés des coulées de boue n°4 et 5 entre le 22 décembre 2018 et le 27 juin 2019	264
Figure 7.9 : Illustration des glissements localisés à l'interface replat/escarpement secondaire du site DYNALIT ; A) Localisation du géocube 57 ; B) Illustration des glissements	265
Figure 7.10 : Déplacements cumulés des glissements localisés à l'interface replat/escarpement secondaire du site DYNALIT entre le 1 ^{er} décembre 2017 et le 12 juillet 2018	265
Figure 7.11 : Déplacements cumulés des glissements localisés à l'interface replat/escarpement secondaire du site DYNALIT entre le 22 décembre 2018 et le 27 juin 2019.....	266
Figure 7.12 : Illustration des phénomènes de déformations composites et des indices de glissements profonds devant le front de crête G2/G3 ; A) Vue de face des processus hydrogravitaires et position des géocubes 54, 55 et 56 ; B) Vue de côté des processus hydrogravitaires et position du géocube 56.....	267
Figure 7.13 : Déplacements cumulés des phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête entre le 1 ^{er} décembre 2017 et le 12 juillet 2018.....	268
Figure 7.14 : Déplacements cumulés des phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête (géocubes 58, 54 et 55), puis du potentiel glissement profond (géocube 55) entre le 22 décembre 2018 et le 27 juin 2019.....	268
Figure 7.15 : Cumul des précipitations journalières pour l'année hydrologique de 2017 - 2018 et 2018 - 2019	270
Figure 7.16 : Conditions hydrométéorologiques durant les périodes de suivi ; A) Différences des valeurs de précipitations mensuelles d'Auberville avec les valeurs mensuelles de la normale 1981 - 2010 de la station de Caen-Carpiquet ; B) Différences du nombre de jours de précipitations ≥ 1 mm entre Auberville et la normale 1981 - 2010 de la station de Caen-Carpiquet ; C) Différences des températures moyennes mensuelles avec la normale 1981 - 2010 de la station de Caen-Carpiquet ; D) Variations journalières des niveaux d'eau de la nappe Pz1 accompagnées des moyennes altitudinales saisonnières	271
Figure 7.17 : Relations entre les précipitations totales et efficaces, les déplacements cumulés des coulées n°3, 4 et 5, puis les niveaux d'eau des piézomètres Pz1, Pz2 et Pz5 pour la période de suivi du 1 ^{er} décembre 2017 au 12 juillet 2018 (en grisé : les principales phases d'accélération observées).....	273
Figure 7.18 : Relations entre les précipitations totales et efficaces, les déplacements cumulés de la coulée n°4, puis les niveaux d'eau des piézomètres Pz1, Pz2 et Pz5 pour la période de suivi du 22 décembre 2018 au 24 juin 2019 (en grisé : les principales phases d'accélération observées).....	276
Figure 7.19 : Relations entre les précipitations totales et efficaces, puis les déplacements cumulés des glissements à l'interface replat/escarpement secondaire pour la période de suivi du 1 ^{er} décembre 2017 au 12 juillet 2018 (en grisé : les principales phases d'accélération observées)	277
Figure 7.20 : Relations entre les précipitations totales et efficaces, les déplacements cumulés des glissements à l'interface replat/escarpement secondaire, puis les niveaux d'eau du piézomètre Pz6 pour la période de suivi du 22 décembre 2018 au 24 juin 2019 (en grisé : les principales phases d'accélération observées) .	278
Figure 7.21 : Relations entre les précipitations totales et efficaces, les déplacements cumulés des phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête, puis les niveaux d'eau des piézomètres Pz1, Pz2 et Pz5 pour la période de suivi du 1 ^{er} décembre 2017 au 12 juillet 2018 (en grisé : les principales phases d'accélération observées).....	280
Figure 7.22 : Relations entre les précipitations totales et efficaces, les déplacements cumulés des phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête, puis les niveaux d'eau des piézomètres Pz1, Pz2 et Pz5 pour la période de suivi du 22 décembre 2018 au 24 juin 2019 (en grisé : les principales phases d'accélération observées).....	282
Figure 7.23 : Illustration de certaines problématiques inhérentes au suivi du site actif DYNALIT des falaises des Vaches Noires ; A) Changement de position d'un géocube recouvert par la coulée n°3 liquide (photo : Lolli, mars 2018) ; B) Illustration d'un géocube enseveli par la coulée n°3 liquide ; C) Corrosion visible sur	

la surface du piquet en acier et sur la plaque métallique d'un géocube ; D) Géocube arraché et déconnecté de son alimentation durant le début de la saison touristique 285

Figure 7.24 : Synthèse de conditions hydrométéorologiques observées avant, pendant et après la mise en mouvement des processus hydrogravitaires surveillés sur le site DYNALIT 287

Liste des tableaux

Tableau 2.1 : Estimations statistiques des valeurs extrêmes de surcote de pleine mer (en m) par ajustement d'une loi exponentielle et d'une distribution généralisée de Pareto GPD (CETMEF, 2013).....	102
Tableau 2.2 : Estimations statistiques des valeurs extrêmes de niveau de pleine mer (en m NGF) pour le port du Havre tirées de l'étude du SHOM et CETMEF (2012), puis du travail de recherche de Kergadallan (2015).....	103
Tableau 3.1 : Synthèse des documents retenus dans l'analyse diachronique d'évolution des marqueurs morphologiques (dans Roulland et al., 2019).....	119
Tableau 3.2 : Marge d'erreur retenue pour chacune des mesures effectuées sur les marqueurs morphologiques.....	121
Tableau 3.3 : Vitesses moyennes d'évolution (m/an) des marqueurs morphologiques pour différentes périodes comprises entre 1759 (plan Terrier) et 2016 (LIDAR CLAREC) et comparaison avec d'autres études (dans Roulland et al., 2019)	128
Tableau 4.1 : Données récoltées sur les mouvements de terrain des falaises des Vaches Noires dans les archives selon les quatre communes concernées.....	149
Tableau 4.2 : Missions photographiques aériennes retenues pour l'inventaire des mouvements gravitaires	150
Tableau 4.3 : Missions photographiques aériennes retenues pour l'analyse diachronique de la végétation	153
Tableau 5.1 : Synthèse des caractéristiques des modèles TLS (in Roulland et al., 2022)	179
Tableau 5.2 : Volumes de surface mobilisés dans les ravines G2, G3 et G4 (in Roulland et al., 2022) ...	191
Tableau 6.1 : Caractéristiques des modèles photogrammétriques « SfM » retenues dans l'analyse.....	221
Tableau 7.1 : Synthèse des relations pluies-nappes-déplacements des coulées de boue n°3, 4 et 5 avant, durant et après les épisodes d'accélération durant l'hiver-printemps 2017-2018.....	274
Tableau 7.2 : Synthèse des relations pluies-nappes-déplacements de la coulée de boue n°4 avant, durant et après les épisodes d'accélération durant l'hiver-printemps 2018-2019	276
Tableau 7.3 : Synthèse des relations pluies-déplacements des glissements à l'interface replat/escarpement secondaire avant, durant et après les épisodes d'accélération durant l'hiver-printemps 2017-2018.....	278
Tableau 7.4 : Synthèse des relations pluies-nappes-déplacements des glissements à l'interface replat/escarpement secondaire avant, durant et après les épisodes d'accélération durant l'hiver-printemps 2018-2019	279
Tableau 7.5 : Synthèse des relations pluies-nappes-déplacements des phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête avant, durant et après les épisodes d'accélération durant l'hiver-printemps 2017-2018	281
Tableau 7.6 : Synthèse des relations pluies-nappes-déplacements des phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête avant, durant et après les épisodes d'accélération durant l'hiver-printemps 2018-2019	282
Tableau 7.7 : Synthèse des caractéristiques physiques des coulées de boue n°1 à 5 du site DYNALIT .	289

Table des Matières

<i>Sommaire</i>	3
<i>Remerciements</i>	5
<i>Liste des sigles et abréviations</i>	11
<i>Introduction générale</i>	15
<i>Contexte de recherche</i>	15
<i>Enjeux et positionnement de la recherche</i>	20
<i>Problématique de la recherche</i>	21
<i>Objectif de la recherche</i>	22
<i>Méthodologie générale</i>	23
<i>Structure du manuscrit</i>	25
<i>Chapitre 1. Contexte morpho-structural et processus hydrogravitaires des falaises des Vaches Noires</i>	29
<i>Introduction</i>	31
<i>1.1. Retour sur les notions et concepts rattachés aux falaises</i>	31
<i>1.2. Le contexte morpho-structural normand</i>	37
1.2.1. Le contact Massif Ancien et Bassin Sédimentaire Parisien.....	38
1.2.2. Des terrains sédimentaires taillés en falaises à recul rapide	40
<i>1.3. Les falaises des Vaches Noires : une morphologie de badlands unique</i>	44
1.3.1. Localisation du site d'étude.....	44
1.3.2. Un site unique en France de badlands côtiers.....	47
1.3.2.1. Définition d'un relief dit de badlands.....	47
1.3.2.2. La rareté des études portant sur les falaises à morphologies de badlands	49
1.3.3. Morphologie générale des falaises des Vaches Noires.....	51
1.3.4. Des caractéristiques structurales favorables aux mouvements gravitaires : binôme roches cohérentes sur roches meubles	54
1.3.4.1. Les étages du Callovien (- 166,1 à - 163,5 Ma ; Jurassique moyen)	57
1.3.4.2. Les étages de l'Oxfordien (- 163,5 à - 157,3 Ma ; Jurassique supérieur)	57
1.3.4.3. L'étage de l'Albien (- 113 à - 100,5 ma ; Crétacé inférieur).....	59
1.3.4.4. L'étage du Cénomaniens (- 100,5 à - 93,9 Ma ; Crétacé supérieur)	60
<i>1.4. Les processus hydrogravitaires des falaises des Vaches Noires</i>	61
1.4.1. Les traces morphologiques d'anciens glissements de terrain rotationnels profonds	62

1.4.2. Les processus hydrogravitaires de la corniche cénomaniennne et du replat chahuté.....	64
1.4.3. La grande variété des processus hydrogravitaires dans les secteurs de badlands	66
Conclusion du chapitre 1.....	70
Chapitre 2. Les facteurs de déclenchement des mouvements gravitaires : les conditions météo-marines et hydrogéologiques	71
Introduction	73
2.1. Configuration climatique régionale	74
2.2. Contexte climatique (précipitation, température, vent)	77
2.2.1. Les précipitations.....	77
2.2.1.1. La répartition spatiale des précipitations en Normandie	78
2.2.1.2. La variabilité temporelle des précipitations	79
2.2.1.3. Mesure des valeurs de précipitations aux falaises des Vaches Noires	81
2.2.2. Les températures.....	83
2.2.2.1. La répartition spatiale des températures en Normandie.....	83
2.2.2.2. La variabilité temporelle des températures	83
2.2.2.3. Effet des températures aux falaises des Vaches Noires.....	85
2.2.3. Le vent.....	88
2.3. Contexte hydrologique	90
2.3.1. L'hydrologie souterraine	90
2.3.1.1. La nappe perchée de la craie cénomaniennne	90
2.3.1.2. La nappe et/ou réservoir perchée du calcaire oxfordien.....	92
2.3.1.3. La ou les nappe(s) des formations superficielles de bas de versant	94
2.3.2. L'hydrologie de surface.....	95
2.3.2.1. Du plateau au replat chahuté	96
2.3.2.2. Dans les versants de badlands jurassiques	97
2.4. Contexte marin	98
2.4.1. La baie de Seine : un secteur maritime en position d'abri en Manche centrale	99
2.4.2. La marée et les niveaux d'eaux	100
2.4.3. Les houles et vagues.....	103
2.4.4. La dérive littorale et le transfert sédimentaire des matériaux fins.....	107
Conclusion du chapitre 2.....	108
Chapitre 3. Analyse des vitesses d'évolution à échelle historique (257 ans) et récente (69 ans).....	111
Introduction	113

3.1 Méthodologie d'acquisition et d'analyse des documents géo-spatiaux	116
3.1.1. Récolte de documents et construction de la base de données	116
3.1.2. Utilisation du module DSAS et marge d'erreur retenue.....	119
3.1.3. Stratégies retenues pour l'analyse diachronique d'évolution des traits de côte.....	122
3.2. Évolution spatiale et temporelle des trois marqueurs morphologiques considérés comme trait de côte	123
3.2.1. L'inégale évolution de l'escarpement principal et de l'escarpement secondaire.....	124
3.2.2. Les vitesses d'évolution récente de l'escarpement basal (1947 – 2016) dans leur contexte historique (1759-2016).....	124
3.2.3. Synthèse des résultats obtenus à échelle historique et récente	127
3.3. Les dynamiques morphologiques des falaises des Vaches Noires entre 1947-2016	130
3.3.1. L'évolution non synchrone de l'escarpement basal.....	131
3.3.2. Analyse qualitative de l'évolution morphologique des badlands côtiers (1947/1955 à 2016)..	132
3.4. Modalités d'évolutions des falaises des Vaches Noires et autres sites côtiers aux lithologies meubles : approche comparative.....	135
3.4.1. Un pied de falaise meuble à évolution faible et alternée (recul vs progradation).....	135
3.4.2. Réflexion et discussion sur la notion de « cycle d'évolution » et des échelles temporelles d'analyse du recul côtier	137
Conclusion du chapitre 3.....	140
Chapitre 4. État d'activité et trajectoire d'évolution des versants à échelle récente (1955 – 2016) : mobilisation de la cartographie morphodynamique.....	143
Introduction	145
4.1. Stratégie de réalisation de la carte morphodynamique.....	147
4.1.1. Inventaire des mouvements de terrain.....	148
4.1.1.1. Collecte de données dans les archives	148
4.1.1.2. Collecte de données par photo-interprétation	150
4.1.1.3. Intérêts et limites de l'inventaire réalisé aux falaises des Vaches Noires	151
4.1.2. Analyse diachronique de l'évolution de la végétation.....	152
4.1.2.1. La végétation : un indicateur de la stabilité des versants	152
4.1.2.2. Méthodologie de digitalisation retenue.....	153
4.1.3. La cartographie morphodynamique : échelle et légende retenue.....	155
4.2. La répartition spatiale et temporelle des phénomènes hydrogravitaires entre 1955 et 2016... 159	
4.3. La colonisation progressive de la végétation sur les versants	162
4.4. La cartographie morphodynamique : synthèse de l'état d'activité des versants entre 1955 et 2016.....	165
Conclusion du chapitre 4.....	168

Chapitre 5. Quantification des dynamiques hydrogravitaires saisonnières des ravines par suivi TLS.....	171
Introduction	173
5.1. Le scanner laser terrestre (TLS) : un outil de modélisation 3D à haute résolution spatiale ..	175
5.1.1. Acquisition de la donnée sur le terrain.....	176
5.1.2. Traitement et nettoyage des données	177
5.2. L'analyse des dynamiques hydrogravitaires des ravines du site DYNALIT.....	182
5.2.1. Le bilan des évolutions observées entre le 26 septembre 2014 et le 19 novembre 2019.....	182
5.2.2. La cartographie du fonctionnement temporel des ravines	186
5.2.3. L'inégale dynamique des ravines	190
5.3. Discussion des résultats et modèle conceptuel des dynamiques saisonnières	193
5.3.1. Les limites de l'outil TLS pour le suivi des falaises de badlands.....	193
5.3.2. Les premières déterminations des actions subaériennes et marines saisonnières dans la morphogénèse des côtes de badlands	194
5.3.3. Modèle conceptuel de l'évolution saisonnière des ravines et le fonctionnement imbriqué des processus hydrogravitaires	196
Conclusion du chapitre 5.....	200
Chapitre 6. Analyse des dynamiques hydrogravitaires par la photogrammétrie « SfM » terrestre.....	203
Introduction	205
6.1. La photogrammétrie « SfM » terrestre : un outil complémentaire au suivi par TLS.....	206
6.1.1. Protocole d'acquisition de la donnée.....	207
6.1.2. Construction du modèle photogrammétrique « SfM »	209
6.1.3. Validation de la donnée photogrammétrique « SfM » terrestre.....	212
6.1.3.1. Comparaison des modèles SfM aux modèles TLS	212
6.1.3.2. La spatialisation des processus entre modèle SfM et modèles TLS.....	214
6.1.3.3. Comparaison des DoDs SfM avec les photographies.....	215
6.1.3.4. L'utilité des modèles 3D SfM pour l'observation des processus hydrogravitaires	215
6.1.4. Synthèse et conclusion sur l'utilisation de la photogrammétrie SfM terrestre.....	216
6.2. Stratégie d'analyse de l'activité des versants à l'aide des modèles photogrammétriques SfM terrestre.....	220
6.2.1. Les modèles photogrammétriques SfM retenus pour l'analyse de l'activité hydrogravitaire à haute résolution temporelle	220
6.2.2. Les paramètres hydro-météo-marins retenus dans l'analyse des DoD SfM et TLS	222
6.3. L'analyse des dynamiques hydrogravitaires par croisement des modèles TLS et SfM	223
6.3.1. Les dynamiques hydrogravitaires dans un contexte de déficit hydrique marquées par des tempêtes.....	223

6.3.1.1. Une activité plus marquée par le recul du pied de falaise que les dynamiques de versant	223
6.3.1.2. Des épisodes pluvieux et des alternances gel/dégel jouant sur la dynamique des versants, couplés à une tempête morphogène pour le pied de falaise	225
6.3.2. Les dynamiques hydrogravitaires dans un contexte de fort excédent hydrique et de tempêtes majeures	228
6.3.2.1. Une dynamique marquée conjointement par les processus de versant et le recul du pied de falaise	228
6.3.2.2. Une saison d'automne/hiver marquée par une concomitance de forts cumuls de précipitations et de tempêtes majeures	232
6.3.3. Les dynamiques hydrogravitaires dans un contexte de déficit hydrique sans présence de tempêtes majeures	235
6.3.3.1. Une dynamique hydrogravitaire quasi exclusivement marquée par le recul côtier	235
6.3.3.2. Une saison d'automne/hiver sèche, sans tempêtes majeures	237
6.3.4. Synthèse sur les périodes analysées à l'aide des modèles photogrammétriques SfM	239
6.4. Discussion sur les échelles spatiales et temporelles pertinentes à mobiliser pour le suivi des côtes à falaises	242
6.4.1. Une méthode pertinente et flexible quant aux résolutions temporelles à adopter pour le suivi des dynamiques côtières	243
6.4.2. Une acquisition terrestre induisant des erreurs dans la reconstruction morphologique des versants	245
6.4.3. Synthèse et comparaison des méthodes de la photogrammétrie « SfM » terrestre/aérienne et du TLS pour le suivi des falaises des Vaches Noires	246
Conclusion du chapitre 6	248
Chapitre 7. Les cinématiques de versant à échelle journalière et détermination de seuils de déclenchement	251
Introduction	253
7.1. Méthodologie de suivi des déplacements de surface	254
7.1.1. Principe de fonctionnement des capteurs géocube	255
7.1.2. Le déploiement des géocubes sur le site de suivi DYNALIT	256
7.1.3. Calcul des déplacements et vérification de la mesure géocube à l'aide d'un DGPS	260
7.2. Les déplacements journaliers de surface mesurés par les géocubes sur le site DYNALIT	262
7.2.1. Pour les coulées de boue	262
7.2.2. Pour les glissements superficiels à l'interface replat/escarpement secondaire	264
7.2.3. Pour les phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crête	266
7.3. Relations entre les forçages hydrométéorologiques et les déplacements de surface	269
7.3.1. Un contexte hydrométéorologique contrasté durant les deux périodes de suivi	269
7.3.2. Les relations pluies-nappes-déplacements des différents processus hydrogravitaires	271
7.3.2.1. Détermination de seuils de déclenchement pour les coulées de boue	272

7.3.2.2. Détermination de seuils de déclenchement pour les glissements de terrain à l'interface replat/escarpement secondaire.....	277
7.3.2.3. Détermination de seuils de déclenchement pour les phénomènes de déformations composites au-devant des fronts de crêtes.....	280
7.4. Discussion sur la mobilisation des géocubes pour la détermination de seuils de déclenchement	283
7.4.1. Retour d'expérience sur le suivi opéré aux falaises des Vaches Noires par les géocubes	283
7.4.2. Des mécanismes complexes se déclenchant sous diverses configurations hydrométéorologiques	286
Conclusion du chapitre 7.....	290
Conclusion générale.....	293
Rappel des objectifs et des choix méthodologiques	293
Principaux résultats.....	295
Perspectives et pistes de recherche.....	301
Bibliographie.....	305
Liste des figures.....	337
Liste des tableaux.....	347
Table des Matières.....	349

Modalités et rythmes d'évolution des falaises des Vaches Noires (Normandie, France) : caractérisation et quantification des dynamiques hydrogravitaires par approches multi-scalaires

Parmi les côtes rocheuses sédimentaires à recul rapide du littoral normand, les falaises des Vaches Noires constituent **un secteur original à la morphologie de badlands, affecté par des processus hydrogravitaires de diverses natures** (coulées de boue, glissements de terrain, chutes de blocs calcaires et crayeux, ravinement, ...) emboîtés dans le temps et dans l'espace. Ce travail de thèse vise à améliorer les connaissances sur **le fonctionnement et les modalités d'évolution passée et présente des falaises des Vaches Noires**. En cela, l'étude a porté sur la caractérisation et la formalisation des relais des processus hydrogravitaires, sur la détermination des modalités et vitesses/rythmes d'évolution des différents compartiments des falaises, puis sur la définition des forçages hydro-météo-marins responsables du déclenchement.

Par approche systémique, une analyse multi-méthodes a été mise en place en **emboitant les échelles spatiales et temporelles (1) de la plus globale** (sur l'intégralité du linéaire côtier) à des pas de temps historiques (1759 et 2016), mais également récents (1947/1955 et 2016) en comparant divers documents géo-spatiaux et d'archives afin d'analyser les dynamiques de mobilité de trois marqueurs morphologiques (escarpement principal, escarpement secondaire, escarpement basal), puis d'élaborer un inventaire des mouvements de terrain couplé à une analyse diachronique de l'occupation du sol pour formaliser les trajectoires d'évolution des falaises sur la base de cartes morphodynamiques ; **(2) à la plus locale** (comprenant une bande de 200 m correspondant à un site SNO DYNALIT entre 2014 et 2019) afin de suivre les déformations et déplacements de surface par scanner laser terrestre (TLS), photogrammétrie « *structure from motion* » (SfM), et suivi en continu à l'aide de capteurs GNSS Géocube à des pas de temps pluriannuels, saisonniers et journaliers.

Mots-clés : falaises, badlands, recul du trait de côte, glissement de terrain, géomorphologie, Normandie

Modalities and rhythms of evolution of the Vaches Noires cliffs (Normandy, France): characterization and quantification of hydrogravitational dynamics by multi-scalar approach

Among the rapidly retreating sedimentary rocky coasts of Normandy coastline, the Vaches Noires cliffs constitute **an original sector with a badlands morphology, affected by various types of hydro-gravitational processes** (mudflows, landslides, limestone and chalk rock falls, gullyng, ...) interlocked in time and space. This PhD thesis aims to improve knowledge on **the functioning and modalities of past and present evolution of these cliffs**. To that end, the study focused on the characterization and formalization of the relays of the hydro-gravitational processes, on the determination of the modalities and speed/rhythms of evolution of the various compartments of the cliffs, then on the definition of the hydro-meteorological and marine forcings responsible for the triggering.

Using a systemic approach, a multi-method analysis was implemented by **interlocking spatial and temporal scales (1) from the most global** (on the entire coastline) at historical (1759 to 2016) and recent (1947/1955 to 2016) time steps, by comparing various geo-spatial and archival documents to analyze the mobility dynamics of three morphological markers (main scarp, secondary scarp, basal scarp), then to elaborate an inventory of landslides coupled with a diachronic analysis of land use, in order to formalize the evolutionary trajectories of cliffs on the basis of morphodynamic maps; **(2) at the most local scale** (including a 200 m SNO DYNALIT monitoring site between 2014 and 2019) in order to monitor surface deformations and displacements by terrestrial laser scanning (TLS), "structure from motion" (SfM) photogrammetry, and continuous monitoring using Geocube GNSS sensors at multiannual, seasonal and daily time steps.

Keywords: cliffs, badlands, coastline retreat, landslide, geomorphology, Normandy

Thomas Roulland (2022)

Discipline : Géographie

Spécialité : Géomorphologie dynamique

Laboratoire :

IDEES-Caen UMR 6266 CNRS

Esplanade de la Paix

14032 Caen Cedex, France

