



Géomorphologie : relief, processus, environnement

vol. 25 – n° 1 | 2019

Actes des 19èmes Journées des Jeunes
Géomorphologues

Dynamique des falaises des Vaches Noires : analyse diachronique historique et récente à l'aide de documents multi-sources (Normandie, France)

*Dynamics of the “Vaches Noires” cliffs: historical and recent diachronic analysis
using multi-source documents (Normandy, France)*

**Thomas Roulland, Olivier Maquaire, Stéphane Costa, Vincent Compain,
Robert Davidson et Mohand Medjkane**



Édition électronique

URL : <http://journals.openedition.org/geomorphologie/12989>

DOI : 10.4000/geomorphologie.12989

ISSN : 1957-777X

Éditeur

Groupe français de géomorphologie

Édition imprimée

Date de publication : 15 mai 2019

Pagination : 37-55

ISBN : 978-2-913282-83-4

ISSN : 1266-5304

Ce document vous est offert par Université de Caen Normandie



Référence électronique

Thomas Roulland, Olivier Maquaire, Stéphane Costa, Vincent Compain, Robert Davidson et Mohand Medjkane, « Dynamique des falaises des Vaches Noires : analyse diachronique historique et récente à l'aide de documents multi-sources (Normandie, France) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement* [En ligne], vol. 25 – n° 1 | 2019, mis en ligne le 17 avril 2019, consulté le 13 mai 2019.

URL : <http://journals.openedition.org/geomorphologie/12989> ; DOI : 10.4000/geomorphologie.12989



Dynamique des falaises des Vaches Noires : analyse diachronique historique et récente à l'aide de documents multi-sources (Normandie, France)

Dynamics of the “Vaches Noires” cliffs: historical and recent diachronic analysis using multi-source documents (Normandy, France)

Thomas Roulland*, Olivier Maquaire, Stéphane Costa, Vincent Compain, Robert Davidson, Mohand Medjkane

Université de Caen Normandie, CNRS, LETG UMR 6554, Esplanade de la Paix, 14032 Caen cedex, France

RÉSUMÉ

À l'extrémité nord-ouest du Pays d'Auge, les falaises des Vaches Noires constituent un site côtier long de 4,5 km à la morphologie unique de badlands, évoluant 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. Ce dernier connaît alternativement des phases d'érosion en période de haute marée, 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 que nous cherchons à définir et quantifier. Afin de déterminer l'évolution morphologique historique des versants, une analyse par emboîtement d'échelles spatiales et temporelles est menée. À l'aide de documents cartographiques anciens, de photographies aériennes de l'IGN, de MNT LIDAR, puis de documents historiques (archives, photographies, etc.), nous estimons des distances et des taux de recul de l'escarpement principal et secondaire, ainsi que l'évolution du trait de côte.

L'analyse diachronique de différents documents permet d'estimer les vitesses et rythmes d'évolution des falaises des Vaches Noires sur des pas de temps longs (257 ans) et de les comparer aux vitesses des secteurs côtiers normands marneux avoisinants. Un cycle d'évolution complet des falaises est de 250 à 300 ans est également proposé.

Mots clés : Falaises, badlands, analyse diachronique, trait de côte, processus hydrogravitaires, Normandie.

ABSTRACT

At the north-western end of the Pays d'Auge, the cliffs of the Black Cows constitute a 4.5 km long coastal site with a unique morphology of badlands, evolving under the combined action of subaerial and marine processes. Landslides and limestone/chalk rockfalls occur at the upper part of cliffs. At the downstream part, the chaotic morphology is affected by active mudflows with different dynamics and modalities of extension. The basal scarp (defined as a coastline) is beaten by swells. The latter alternates between marine erosion phases (during heavy agitations), followed by accumulation through the input of materials from the upstream coastal slope. The non-linear functioning in time and space of these cliffs is the result of relays and combinations of processes that we are researching to define and quantify. In order to determine the historical morphological evolution of the slopes, an interlocking analysis of spatial and temporal scales is carried out. Using ancient cartographic documents, IGN aerial photographs, MNT LIDAR, then historical documents (archives, photographs, etc.), we estimate distances and retreat rates of the main and secondary scarp, but also the shoreline from the basal scarp. Cross diachronic analysis of the different documents offers a long-view of velocities and rhythms of the whole cliffs (257 years) and to compare them with others Normandy marl coastal areas. A complete cliff evolution cycle of 250 to 300 years is also proposed.

Keywords: Cliffs, Badlands, diachronic analysis, shoreline, hydrogravity processes, Normandy.

INFORMATION SUR L'ARTICLE

Article soumis le 18 septembre 2018
Reçu sous sa forme révisée le 15 février 2019
Définitivement accepté le 20 février 2019

*Auteur correspondant. Tél : +33 (0)2 31 56 61 46
Courriels :
thomas.roulland@unicaen.fr (T. Roulland)*
olivier.maquaire@unicaen.fr (O. Maquaire)
stephane.costa@unicaen.fr (S. Costa)
vincent.compain@unicaen.fr (V. Compain)
robert.davidson@unicaen.fr (R. Davidson)
mohand.medjkane@unicaen.fr (M. Medjkane)

1. Introduction

Les falaises des Vaches Noires constituent un paysage de badlands à l'aspect ruiforme unique sur le littoral français. Établies dans des formations argilo-marneuses (Callovo-Oxfordien) et surmontées par une série sablo-crayeuse de l'Albien-Cénomaniens, elles forment une bande côtière de 4,5 km situées entre les communes d'Houlgate et de Villers-sur-Mer (fig. 1). Très actives, les facteurs

de déclenchement, ou éléments de forçages internes et externes des mouvements de versant, sont autant naturels (précipitations, ruissellement/infiltration, déversement et élévation de la nappe phréatique, attaque en pied de falaise par la mer), qu'anthropiques (urbanisation croissante, drains, site à haute fréquentation) (Maquaire, 2002). Cela se traduit par plusieurs types de mouvements hydrogravitaires parfois emboîtés (glissements de terrain, chutes

de blocs calcaires et crayeux, érosion aréolaire et coulées de boue). Géomorphosite de renom, les falaises des Vaches Noires ont fait l'objet de nombreuses études paléontologiques et géologiques depuis le 19^{ème} siècle (Brongniart, 1829 ; Hébert, 1860 ; Douvillé ; 1881 ; Bigot, 1891). Ces recherches ont abouti à faire de ces falaises le stratotype de référence pour le Jurassique moyen et supérieur de l'ouest du Bassin parisien, que de nombreux auteurs ont étayé au cours du 20^{ème} siècle (Bigot, 1957 ; Rioult ; 1968 ; Dugué, 1989). Les études géomorphologiques ont été plus tardives. Les premières décrivent les formes et les processus durant les années 1960-1970 (Elhaï, 1963 ; Auger et Mary, 1968, Journaux et al., 1971), suivies par des mémoires de recherche qui se sont intéressés à la quantification des dynamiques géomorphologiques (Loisel, 1990 ; Moysan, 1996). Dans un contexte de surveillance accrue des littoraux français et de forte demande sociale dans la compréhension et la définition des phénomènes d'érosion des falaises, le laboratoire LETG-Caen a engagé des travaux de recherche sur l'évolution morphologique de ces versants côtiers, la surveillance et la quantification de la mobilité du trait de côte (Afchain, 2012 ; Maquaire et al., 2013).

En septembre 2014, à proximité de Villers-sur-Mer, un site

est intégré dans le service national d'observation DYNALIT (Dynamique du Littoral et Trait de Côte) labellisé par l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers). Cela se traduit par un suivi régulier des falaises par scanner laser terrestre et photogrammétrie terrestre (Thomas, 2015 ; Roulland, 2016). Ce suivi vise à comprendre et quantifier les processus hydrogravitaires, et ce à haute résolution spatiale et temporelle (Medjkane et al., 2018). Les processus ici sont emboîtés dans le temps et dans l'espace. Ce type d'emboîtement est souvent appelé mixte, composite ou complexe (Flageollet, 1989 ; Dikau et al., 1996 ; Maquaire, 2002). La compréhension de ce fonctionnement non-linéaire et asynchrone d'un système côtier complexe 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 processus en emboitant les échelles de la plus locale (site de suivi en continu DYNALIT), à la plus globale (intégralité du linéaire côtier des falaises sur des pas de temps plus longs).

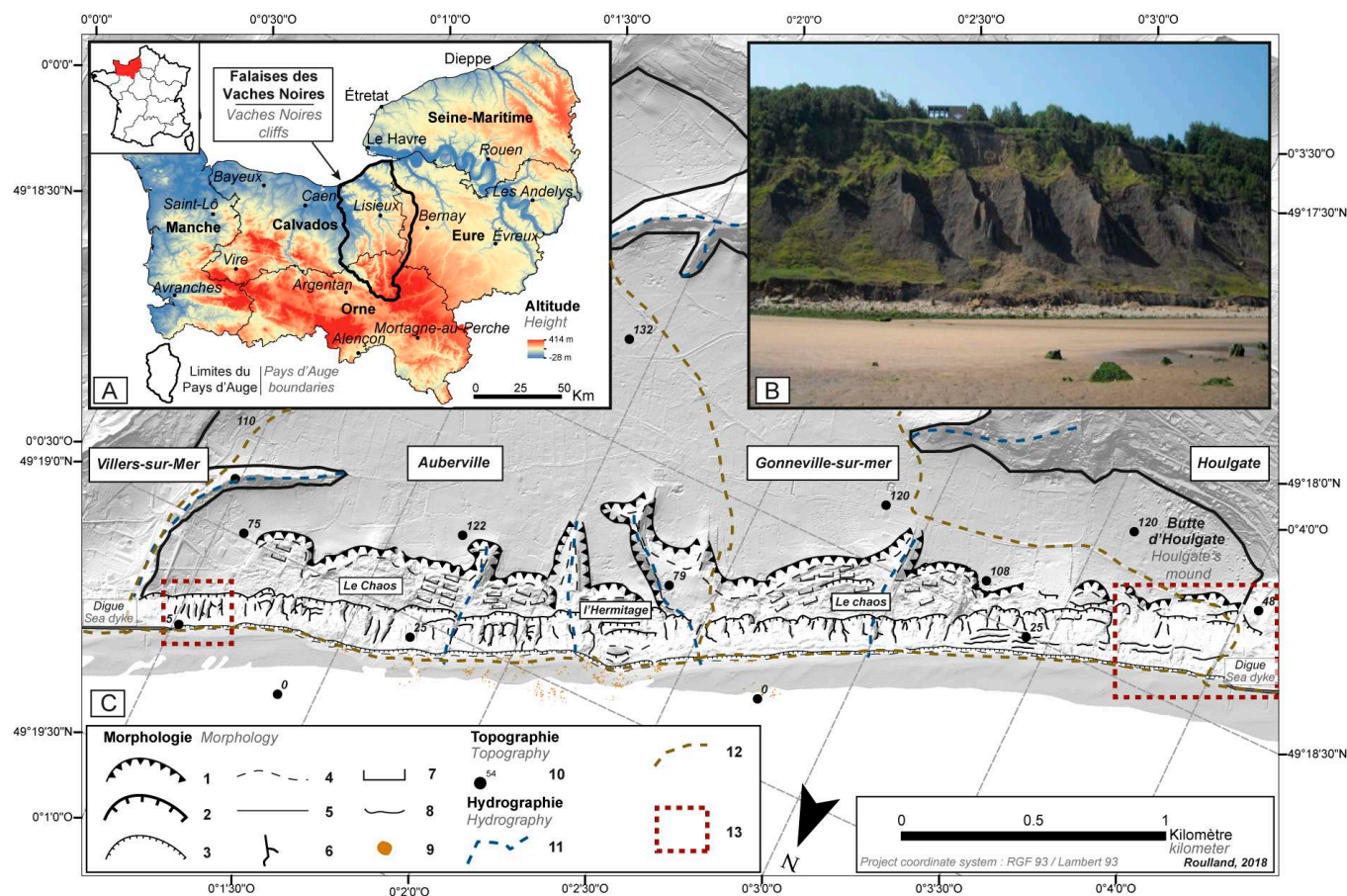


Fig. 1 – Localisation des falaises des Vaches Noires et carte morphologique simplifiée.

A : Localisation des falaises des Vaches Noires dans le territoire normand. B : Photographie des badlands des Vaches Noires (Auberville, 2016). C : Carte morphologique simplifiée des falaises. 1. Escarpement principal ; 2. Escarpement secondaire ; 3. Escarpement basal ; 4. Rupture de pente ; 5. Bordure du plateau ; 6. Crêtes d'interfluvés ; 7. Morphologie bosselée du chaos ; 8. Terrassettes ; 9. Blocs ; 10. Point coté ; 11. Hydrographie temporaire ; 12. Limites municipales ; 13. Emplacement des cartes géomorphologiques (fig. 4).

Fig. 1 – Location of the “Vaches Noires” cliffs and simplified morphological map.

A: Location of the Vaches Noires cliffs in Normandy; B: Photograph of the Vaches Noires badlands (Auberville, 2016); C: Simplified morphological map of the cliffs. 1. Main scarp; 2. Secondary scarp; 3. Basal scarp; 4. Slope break; 5. Plateau border; 6. Interfluvial crest; 7. Bumped morphology of the « Chaos »; 8. Terrace morphology; 9. Boulders; 10. Spot height; 11. Intermittent flow; 13. Municipality boundaries; 14. Geomorphological maps location (fig.4)

De nombreuses études se sont intéressées à l'analyse diachronique des dynamiques évolutives de secteurs côtiers par le croisement de 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 ; Costa, 2005 ; Dornbusch et al., 2008 ; Young et al., 2009 ; Letortu, 2013 ; Letortu et al., 2014) ou encore pour la caractérisation des déplacements de versants littoraux ou continentaux instables (Maquaire, 1990 ; Martin et Weber, 1996 ; Glade et al., 2001 ; Lissak, 2012 ; Lissak et al., 2013). L'étude porte ici sur l'analyse de l'évolution spatiale et temporelle des falaises des Vaches Noires par approche diachronique historique (de 1759 à 2016, soit 257 ans) et récente (de 1947 à 2016, soit 69 ans). Ainsi, par comparaison de documents anciens (plan Terrier, carte d'État-Major, plan cadastral, photographies aériennes, photographie d'une carte postale) et de données plus contemporaines (orthophotographies, vue aérienne Google Earth, levé DGPS, levé LIDAR CLAREC), l'objectif est de quantifier les vitesses d'évolution des falaises des Vaches Noires 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.

Dans le cadre de cet article, l'analyse se focalise sur l'évolution de trois marqueurs morphologiques distincts que sont : (i) l'escarpement principal sommital des Vaches Noires, armé par la craie cénomaniennne, siège d'une nappe libre perchée ; (ii) l'escarpement secondaire, armé par le calcaire oxfordien avec nombreuses résurgences ; (iii) l'escarpement basal, défini comme la falaise vive du système et dont le pied a été défini comme trait de côte. 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. Avec pas moins de 45 indicateurs recensés par Boak et Turner (2005), le trait de côte est source de profondes discussions. Pour l'étude de l'évolution du trait de côte des falaises et des côtes rocheuses, de nombreux auteurs préconisent l'utilisation du haut et/ou du pied de falaise (Costa, 1997 ; Pierre et Lahousse, 2004 ; Costa, 2005 ; Young et al., 2009 ; Brooks et Spencer, 2010 ; Letortu, 2013 ; Letortu et al., 2014 ; Giuliano, 2015 ; CEREMA, 2017). Dans cet article, l'analyse est complétée par une observation qualitative de l'évolution morphologique des versants du secteur DYNALIT par comparaison d'un document photographique ancien et d'une vue aérienne oblique *Google Earth*. Après la description géomorphologique du secteur d'étude et des processus hydrogravitaires associés, seront présentés les documents, outils et méthodes retenus pour caractériser la mobilité des marqueurs morphologiques. Les résultats quantitatifs obtenus sont ensuite présentés, puis comparés à d'autres travaux portant sur l'évolution de ce secteur d'étude (Maquaire et al., 2013 ; RONLP et DREAL, 2014 ; Indicateur National d'Erosion du Trait de Côte du CEREMA, 2015 ; Compain, 2016), pour finalement être discutés et replacés dans un contexte plus large.

2. Secteur d'étude

2.1. Localisation et contexte géomorphologique global

En partie nord-ouest du Pays d'Auge, le plateau à la surface relativement plane mais entaillé par quelques vallées drainées et profondément encaissées s'interrompt brutalement au contact de la mer épicontinentale de la Manche par les falaises des Vaches Noires (fig. 1A-B). Les altitudes atteignent 120 m à la butte d'Houlgate (ouest) et se réduisent à l'approche de Villers-sur-Mer (est) où les altitudes oscillent entre 100 et 80 m pour le haut de falaise (fig. 1C). Des vallons perchés drainés par des ruisseaux intermittents orientés sud-sud-est/nord-nord-ouest incisent le plateau dans la partie septentrionale sur une largeur comprise entre 40 m et 130 m. Les profondeurs d'incision varient de 8 m à 37 m.

La morphologie des falaises est complexe et chaotique (fig. 2). L'escarpement principal et sommital a un tracé globalement parallèle au trait de côte quoique très irrégulier. Dans le détail apparaissent des concavités, d'une longueur variant de 220 m à 950 m pour une largeur variant de 60 m à 200 m. L'escarpement forme un abrupt dont le commandement varie de 10 à 20 m selon les secteurs (fig. 1C, 3A). Le replat sous-jacent (nommé le chaos) est en grande partie boisé et présente une morphologie bosselée où alternent les ruptures de pente au tracé convexe et concave. De nombreux escarpements inférieurs à 5 m, associés à des morphologies de glissements de terrain rotationnels et/ou translationnels emboîtés, sont parallèles au trait de côte (fig. 3A). Un escarpement secondaire d'un commandement compris entre 5 et 10 m, plus ou moins parallèle au trait de côte succède au replat. Il marque une limite nette avec un alignement de crêtes d'interfluves dont le tracé est perpendiculaire au trait de côte (fig. 3B). Les crêtes sont séparées par de profonds talwegs (ravines) dans lesquels progressent des coulées de boue. Selon les secteurs, les crêtes sont très marquées ou, au contraire, fortement érodées voire quasiment absentes, traduisant des stades d'évolution variés (fig. 3B-C). L'escarpement basal, d'un commandement de 1,5 à 3 m (fig. 3C), défini dans cette étude comme le trait de côte (limite basale entre escarpement et estran), a un tracé globalement rectiligne, mais présente dans le détail une succession de petites criques (anses) et caps protégés par des amas de blocs. Ces blocs de dimensions pluri-métriques transportés par les coulées boueuses sont déposés sur l'estran (le haut de plage) dans l'axe des ravines (Afchain, 2012, Maquaire et al., 2013) (fig. 3D). Ces blocs ont donné au site le nom de Vaches Noires : leurs aspects noirâtres évoquant, en temps de brume, un troupeau de vaches paissant sur l'estran.

2.2. Structure et typologie des processus hydrogravitaires

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-Cénomaniennne). 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 et al., 1971). Ces caractéristiques structurales et l'espacement relatif des épaisseurs des formations d'ouest en

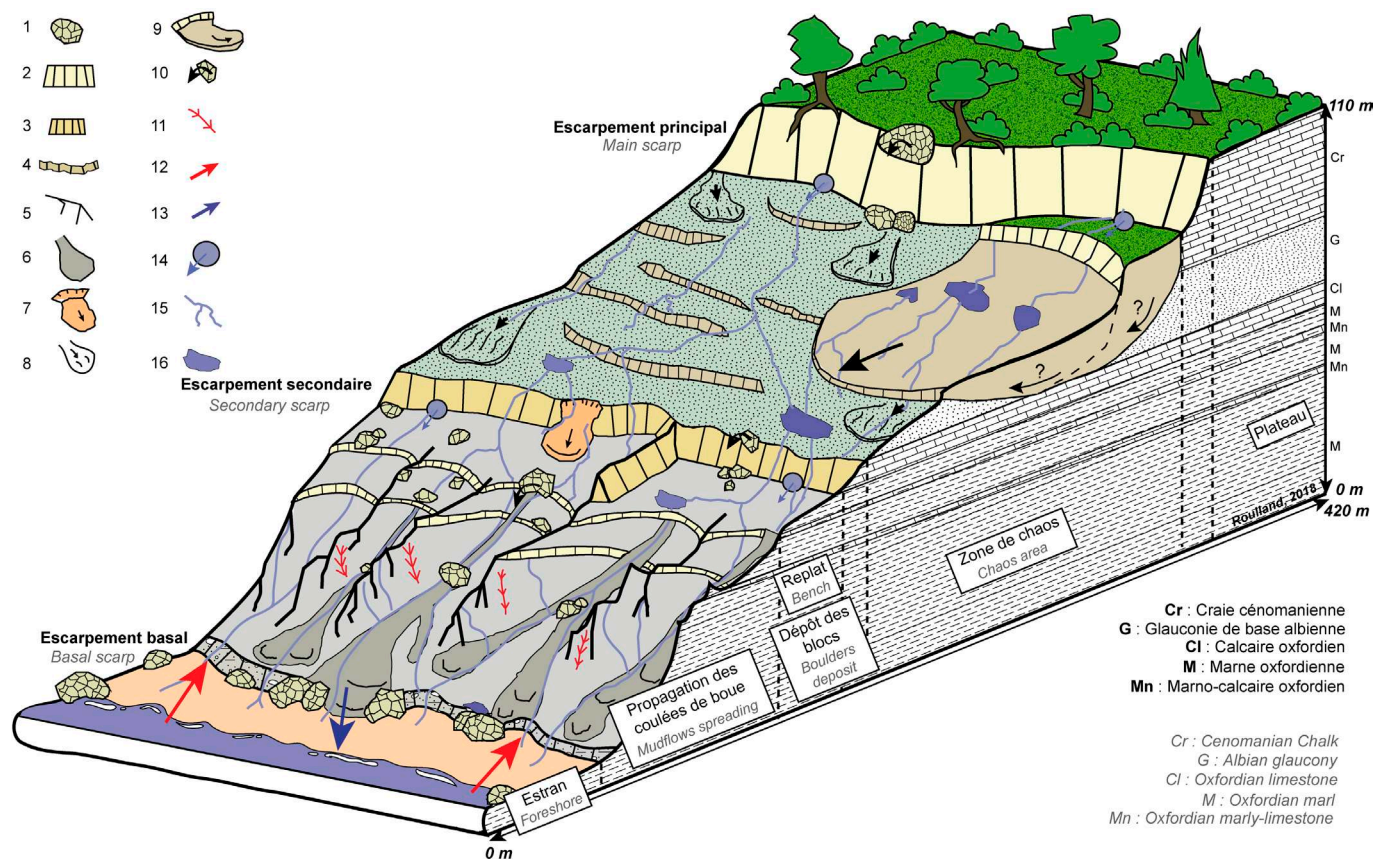


Fig. 2 – Schéma des falaises des Vaches Noires.

1. Bloc ; 2. Escarpement > à 10 m ; 3. Escarpement entre 5 et 10 m ; 4. Escarpement < à 5 m ; 5. Crête d'interfluve ; 6. Coulee de boue ; 7. Glissement superficiel ; 8. Solifluxion ; 9. Glissement rotationnel profond ; 10. Chute de blocs ; 11. Ravinement ; 12. Érosion marine ; 13. Progradation des formations superficielles ; 14. Sources ; 15. Ruissellement ; 16. Zone humide.

Fig. 2 – Scheme of the « Vaches Noires » cliffs.

1. Boulder; 2. Scarp > 10 m; 3. Scarp between 5 and 10 m; 4. Scarp < 5 m; 5. Interfluve crest; 6. Mudflow; 7. Shallow slide; 8. Solifluction; 9. Deep rotational slide; 10. Rockfall; 11. Gully; 12. Marine erosion; 13. Progradation of superficial formations; 14. Water source; 15. Run-off; 16. Humid area

est ont pour conséquence une grande diversité et distribution des processus hydrogravitaires (fig. 3) :

- des glissements et éboulements de blocs calcaires/crayeux se produisent en partie amont des falaises (corniches cénonmaniennes et oxfordiennes) ;
- les blocs demeurent sur le chaos formé dans les sables glauconieux de l'Albien. Ils sont ensuite progressivement remobilisés et déversés dans les ravines par le fluage de cette formation argileuse ;
- dans l'axe principal des ravines, les processus de météorisation transforment les matériaux marneux qui vont progressivement passer à un état plastique, voire liquide, pour former des coulées de boue. Une érosion de type aréolaire des flancs surplombant les ravines est également perceptible, ainsi que de petits glissements translationnels, dont les matériaux alimentent également les coulées ;
- à l'exutoire des ravines, les coulées de boue vont s'épandre progressivement jusqu'à l'escarpement basal voire le haut de plage ;
- l'escarpement basal, battu par les houles, connaît alternativement des périodes d'accumulation et de progradation (lors des phases d'apport des coulées de boue), et des périodes d'érosion (lorsque la mer sape le pied en période de vives-eaux et/ou de tempête) (fig. 3C).

D'est en ouest, les morphologies des falaises des Vaches Noires ne sont pas semblables et traduisent une activité des processus

hydrogravitaires désynchronisée dans le temps et dans l'espace. L'extrémité est du site d'étude (fig. 4A) est marquée par un relief de crêtes fortement incisées par de profondes ravines. Le couvert végétal herbacé et arbustif est clairsemé, en association avec des processus hydrogravitaires actifs. De nombreux blocs sont visibles en pied d'escarpement basal et forment une protection naturelle face à l'érosion marine. Le profil de pente dans l'axe des ravines est globalement concave (pente moyenne ≈ 25°). Le relief de l'extrémité ouest du secteur d'étude est différent (fig. 4B). La morphologie est constituée de gradins successifs où les crêtes sont quasi-inexistantes. Les gradins s'étendent d'ouest en est sur une bande d'un kilomètre, où ils cèdent progressivement la place aux crêtes d'interfluvés. Le profil de pente a un aspect majoritairement rectiligne avec une présence de végétation arborée dense (pente moyenne ≈ 18°).

Les processus sont conditionnés en partie par les forçages climatiques, hydrologiques et marins. En Normandie, le climat est de type tempéré océanique. Les falaises des Vaches Noires subissent des précipitations comprises entre 700 à 900 mm/an. Selon la normale climatique (1981–2010) à la station Météo-France de Saint-Gatien-des-Bois (à 15 km des falaises des Vaches Noires), les précipitations peuvent atteindre 100 mm sur un mois en périodes hivernales, et peuvent être de 30–40 mm en périodes estivales. Les températures varient de 10°C à 20°C, tandis que les minimales sont comprises entre 0°C et 10°C. Le réseau hydrographique est dense. En

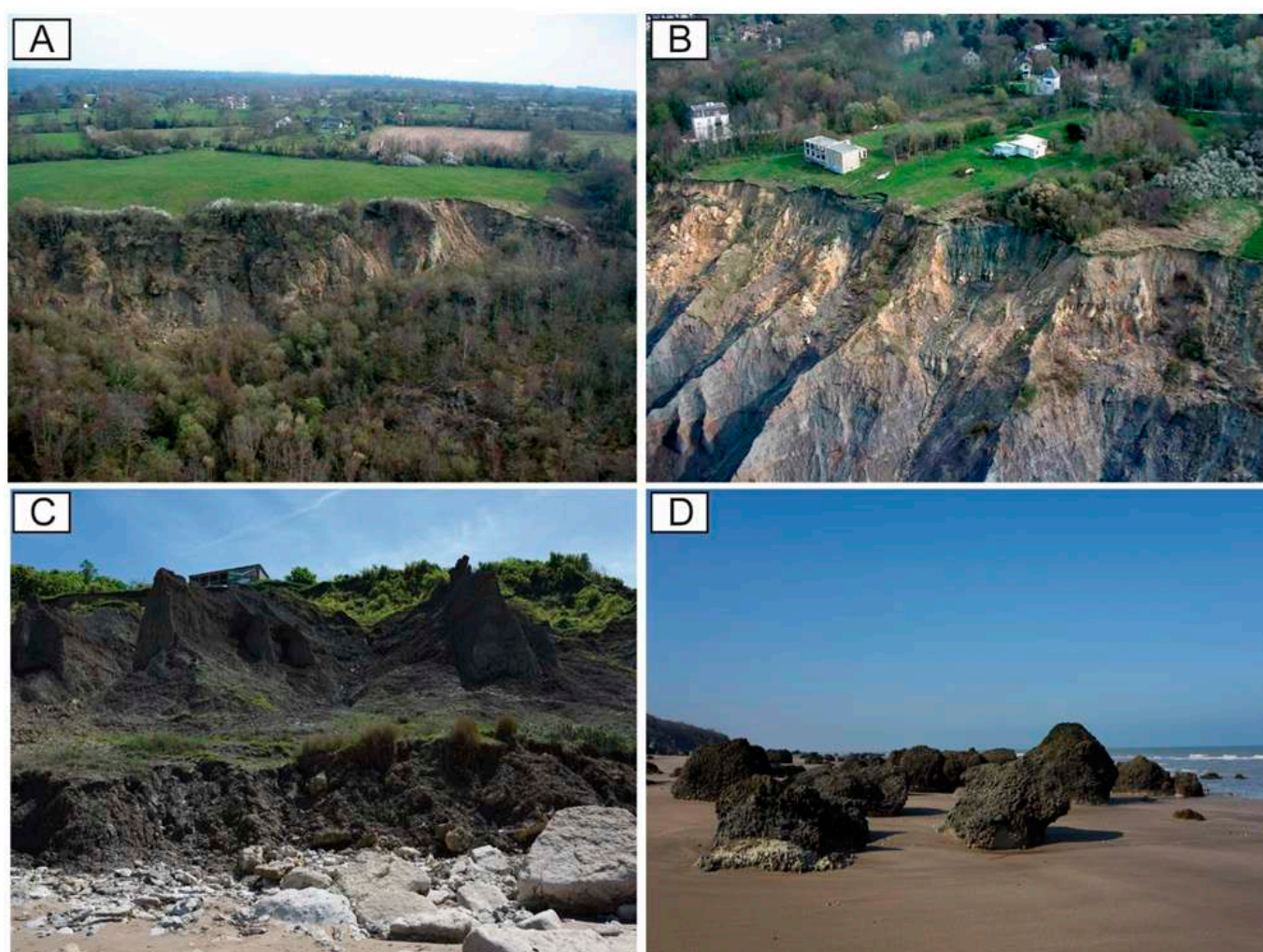


Fig. 3 - Vue d'amont en aval de la morphologie et des processus hydrogravitaires des falaises des Vaches Noires.

A : Escarpement principal et zone boisée du chaos (Diren, 2001) ; B : Escarpement secondaire et crêtes d'interfluves (Diren, 2001) ; C : Crêtes d'interfluves, ravines et escarpement basal (Auberville, 2018) ; D : Blocs éboulés provenant des corniches cénomaniennes et oxfordiennes (Auberville, 2016).

Fig. 3 - Upstream and downstream view of the morphology and hydrogravity processes of the Vaches Noires cliffs.

A: Main scarp and chaos forested area (Diren, 2001); B: Secondary scarp and interfluvial crests (Diren, 2001); C: Interfluvial crests, gullies and basal scarp (Auberville, 2018); D: Boulders falls from the Cenomanian and Oxfordian scarps (Auberville, 2016).

de multiples secteurs des falaises, des sources et exutoires provenant de la nappe perchée du Cénomanien sont visibles. Cette dernière occasionne des déversements importants sur l'ensemble du versant côtier. Les réponses de la nappe aux épisodes pluvieux sont rapides (quelques heures à quelques jours) et participent au ravinement des badlands. L'action érosive de la mer au pied de versant constitue un forçage important, empêchant le versant d'acquiescer un profil d'équilibre (Maquaire, 1990). L'orientation des plans de houle et la dérive littorale orientée ouest/nord-ouest joue un rôle important dans l'ablation du pied de falaise, ainsi que dans le transport des sédiments fins vers l'estuaire de la Seine (Compain, 2018).

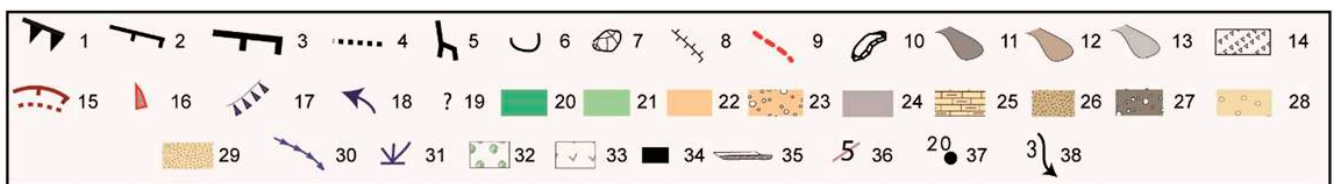
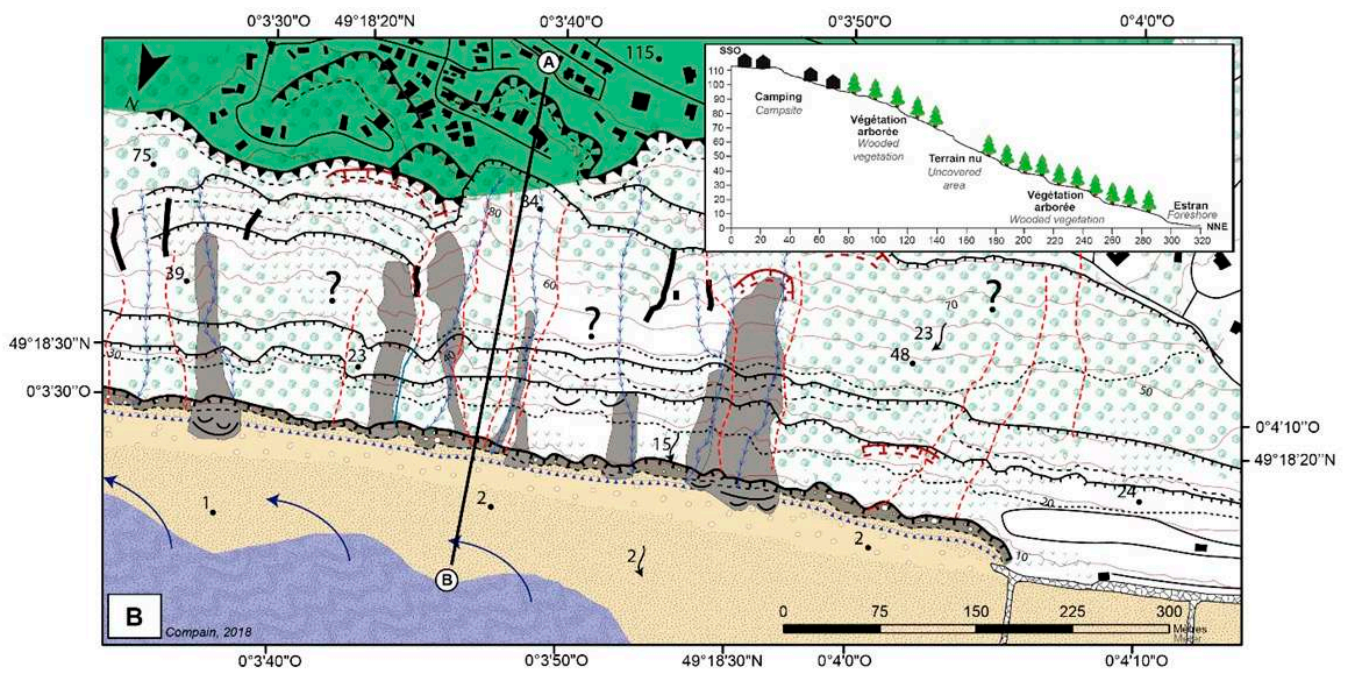
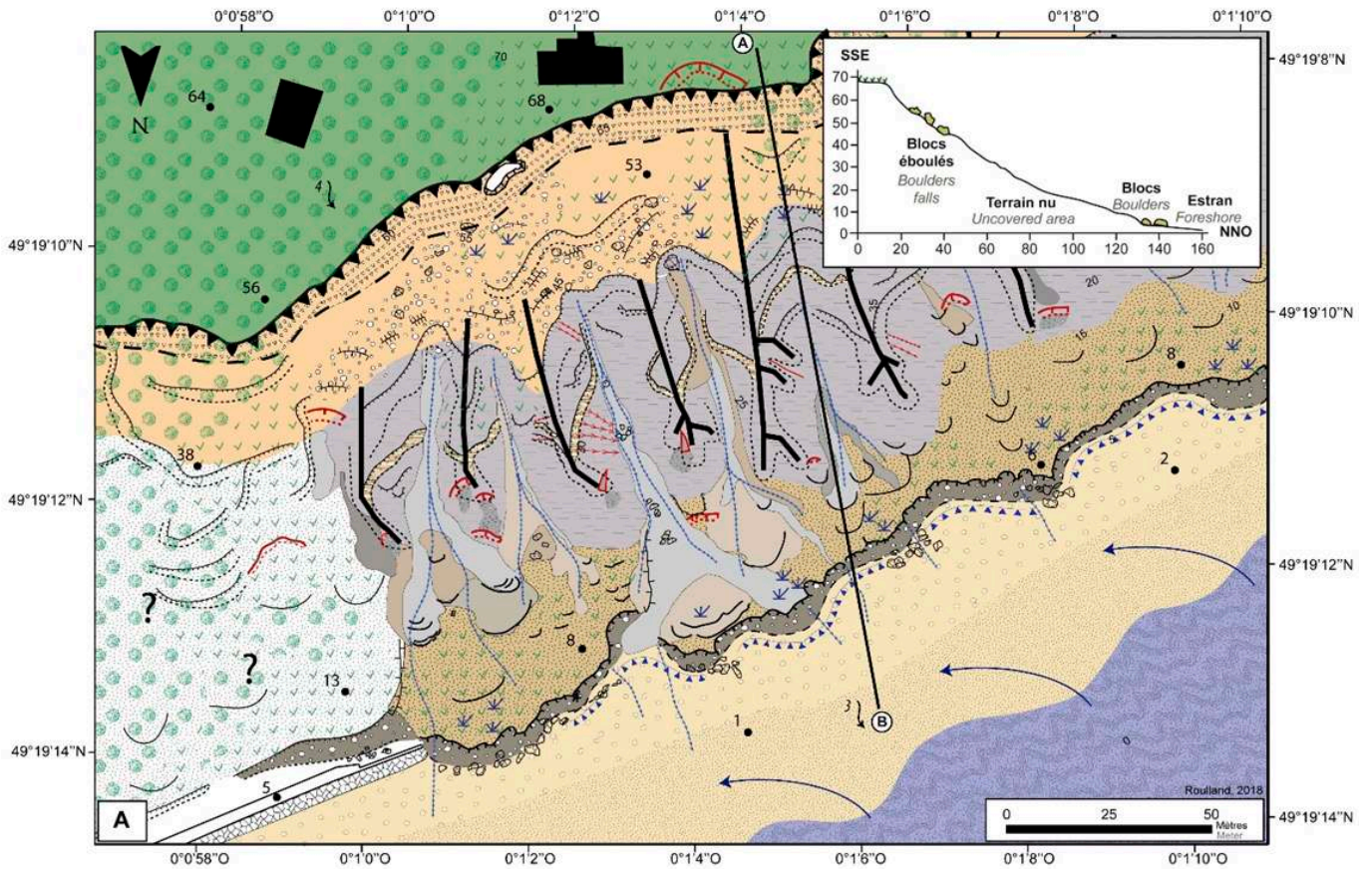
3. Méthodologie

3.1. Documents récoltés et construction de la base de données

L'approche diachronique et quantitative retenue suit un protocole classique passant par (i) la collecte des documents cartographiques,

photographiques, iconographiques et des mesures effectuées sur le terrain (levé DGPS) ; (ii) la définition des marqueurs géomorphologiques et, (iii) le géoréférencement des documents pour la comparaison, la digitalisation des marqueurs (sous logiciel ArcGIS, 10.5, ESRI) et le calcul des évolutions par le module DSAS – *Digital Shoreline Analysis System* (Thieler et al., 2017) (fig. 5).

Les documents utilisés pour l'étude diachronique sont d'âges et de précisions diverses. Il s'agit d'anciens documents datant du 18^{ème} à la seconde moitié du 20^{ème} siècle (plan Terrier, cadastre napoléonien, carte d'État-Major, photographies aériennes) et de documents contemporains de la fin du 20^{ème} et plus récent du début 21^{ème} siècle (orthophotographies, vue aérienne oblique *Google Earth*, levé LIDAR CLAREC, levé DGPS), mais également des documents iconographiques (cartes postales, photographies terrestres/obliques). Les documents sont présentés dans le Tableau 1. Le plan Terrier de la Seigneurie d'Auberville de 1759 à l'échelle du 1/10 000^{ème} constitue le document le plus ancien disponible. Les plans Terrier peuvent être considérés comme les plans cadastraux de l'époque seigneuriale et sont donc d'une grande fiabilité pour la délimitation parcellaire,



◀ Fig. 4 – Cartes géomorphologiques des falaises des Vaches Noires et profils topographiques associés.

A : Carte géomorphologique de l'extrémité orientale ; B : Carte géomorphologique de l'extrémité occidentale. 1. Escarpement principal ; 2. Escarpement secondaire ; 3. Escarpement basal ; 4. Rupture de pente ; 5. Crête d'interfluve ; 6. Lobe de coulée ; 7. Bloc ; 8. Fracture de glissement ; 9. Potentielle fracture de glissement ; 10. Décrochement ; 11. Coulée de boue marneuse ; 12. Coulée de boue matrice marno-sableuse ; 13. Coulée de boue à la matrice hétérogène ; 14. Chute de blocs ; 15. Glissement superficiel ; 16. Eboulement de crête ; 17. Erosion marine ; 18. Dérive littorale ; 19. Lithologie non déterminée ; 20. Craie cenomanienne ; 21. Glauconie albienne ; 22. Calcaire oxfordien ; 23. Matrice hétérogène blocs – sables ; 24. Marnes oxfordiennes ; 25. Bancs marno-calcaires ; 26. Formations superficielles de versant ; 27. Matrice hétérogène de pied de falaise ; 28 Sables et galets ; 29. Sables ; 30. Ecoulement intermittent ; 31. Zone humide ; 32. Végétation arborée ; 33. Végétation herbacée ; 34. Bâtiment ; 35. Digue ; 36. Courbe de niveau ; 37. Point coté ; 38. Degré de pente.

◀ Fig. 4 – Geomorphological maps of Vaches Noires cliffs and associated topographic profiles.

A: Geomorphological map of the eastern end; B: Geomorphological map of the western end. 1. Main scarp; 2. Secondary scarp; 3. Basal scarp; 4. Slope break; 5. Interfluvial crest; 6. Boulders; 8. Slides fractures; 9. Potential slides fractures; 10. Detachment; 11. Marly mudflow; 12. Marly-sandy mudflow; 13. Heterogeneous mudflow; 14. Rock falls; 15. Shallow slide; 16. Crest collapse; 17. Marine erosion; 18. Longshore drift; 19. Unidentified lithology; 20. Cenomanian chalk; 21. Albian glauconite; 22. Oxfordian limestone; 23. Heterogeneous matrix of boulders and sands; 24. Oxfordian marls; 25. Marly-limestone bench; 26. Slope superficial formations; 27. Heterogeneous matrix of cliff's toe; 28. Sands and pebbles; 29. Sands; 30. Intermittent flow; 31. Humid area; 32. Wooded vegetation; 33. Herbaceous vegetation; 34. Building; 35. Sea dyke; 36. Contour line; 37. Spot height; 38. Slope angle (degree).

tout comme les cadastres napoléoniens datant des années 1820-1830, ici à l'échelle du 1/2 500^{ème}. Nous avons également retenu la carte d'État-Major qui est à une échelle du 1/40 000^{ème} et dont le scan est de médiocre qualité car très pixélisé.

Les documents ont été géoréférencés en projection RGF93/Lambert 93 (EPSG: 2154), en utilisant, pour les plans et cartes anciennes, les limites parcellaires et communales vectorisées par l'IGN (Bd_parcellaire, Bd_geofla). Les photographies aériennes IGN de 1947 à 1994 ont été calées sur l'orthophotographie IGN de 2016. La rectification des cartes à l'aide d'une méthode polynomiale classique a été utilisée (Thieler et Danforth, 1994 ; Durand, 1998). En principe, les points de contrôle pour le géoréférencement doivent être répartis de part et d'autre du littoral de façon homogène, même si cet exercice peut s'avérer compliqué sur les secteurs côtiers où

les points de contrôle peuvent manquer. Il a été décidé pour cette étude d'utiliser entre 30 et 50 points de contrôle, puis d'effectuer une transformation polynomiale de 3^{ème} ordre comme préconisé par Durand (1998). Concernant la digitalisation des marqueurs morphologiques, ceux-ci n'apparaissent pas sur tous les documents. Par exemple, l'escarpement principal et l'escarpement secondaire sont généralement peu visibles sur les photographies aériennes car recouverts par une végétation arborée dense, exception faite pour certaines zones des photographies aériennes de 1947 et 1955. Ces deux marqueurs ont donc été identifiés et digitalisés seulement sur le plan Terrier de 1759, sur la carte d'État-Major de 1837, puis sur l'ombrage LIDAR CLAREC de 2016, et dans les secteurs propices des photographies de 1947 et 1955. En revanche, l'escarpement basal a été digitalisé à partir de tous les documents y compris sur la carte d'État-Major, même si le tracé de cet escarpement sur cette carte nous apparaissait peu fiable, car dessiné très schématiquement, principalement dans la partie orientale entre le lieu-dit Hermitage et Houlgate.

3.2. Outils utilisés et marges d'erreur retenues

Le module DSAS de l'USGS – United States Geological Survey (Thieler et al., 2017) a été utilisé sur le logiciel ArcGIS 10.5 (ESRI) pour le calcul de la mobilité des différents marqueurs. Cet outil permet de calculer automatiquement des statistiques de taux de changement des rivages à partir de plusieurs traits de côte digitalisés. Deux types de calcul ont été employés pour évaluer la mobilité de ces marqueurs : le NSM (Net Shoreline Movement) qui indique la distance du littoral entre la date la plus ancienne et la plus récente, puis le EPR (End Point Rate) qui estime le taux d'érosion ou d'accumulation en divisant la distance du mouvement du littoral par le nombre d'années écoulées entre les deux positions. Ces deux statistiques ont été calculées à partir de transects réalisés le long du trait de côte tous les cinq mètres.

L'échelle, la résolution et la qualité des documents analysés n'étant jamais les mêmes, il est nécessaire d'estimer des marges d'erreurs

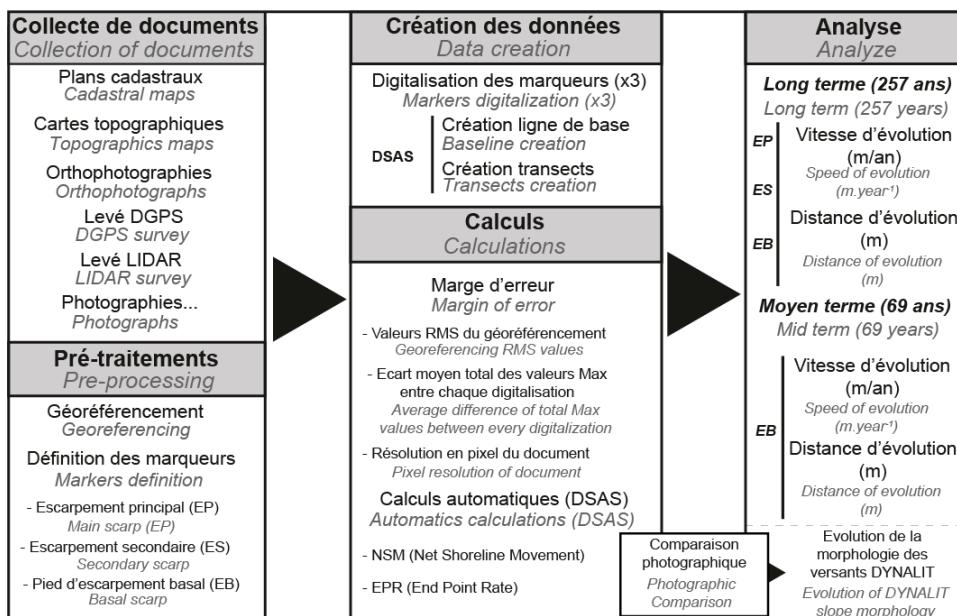


Fig. 5 – Diagramme des différentes étapes pour l'estimation de la mobilité des falaises des Vaches Noires.

Fig. 5 – Flowchart of the step to follow to estimate the mobility of Vaches Noires cliffs.



Tab. 1 – Synthèse des documents utilisés pour l'étude diachronique.

Tab. 1– Synthesis of documents used for diachronic analysis.

Document <i>Document</i>	Date <i>Date</i>	Échelle <i>Scale</i>	Résolution raster (m) <i>Raster resolution (meter)</i>	Format <i>Format</i>	Source <i>Source</i>	Marqueur et type d'analyse <i>Markers and type of analysis</i>
an Terrier de la seigneurie d'Auberville <i>Estate map of the seigneurie of Auberville</i>	1759	1/10 000	0,5*0,5	Papier numérisé <i>Digitized paper</i>	Archives départementales Calvados <i>Calvados departmental archive</i>	EP, ES, EB (AH)
Cadastre napoléonien <i>Napoleonic cadastre</i>	1826	1/2 500	De 0,7*0,7 à 2*2 <i>From 0,7*0,7 to 2*2</i>	Papier numérisé <i>Digitized paper</i>	Archives départementales Calvados <i>Calvados departmental archive</i>	EB (AH)
Carte d'État-Major <i>Etat-Major map</i>	1837	1/40 000	6*6	Papier numérisé <i>Digitized paper</i>	Archives départementales Calvados <i>Calvados departmental archive</i>	EP, ES, EB (AH)
Photographies aériennes <i>Aerials photographs</i>	1947 1955 1969 1977 1982 1994	1/25 000	0,7*0,7 1*1 0,7*0,7 0,6*0,6 0,5*0,5 1*1	Numérique N&B <i>Digital B&W</i>	Institut National Géographique (IGN) <i>National Institute of Geographic</i>	EB (AR)
Orthophotographies aériennes <i>Aerials orthophotographs</i>	2005 2009 2012 2016	1/5 000	0,5*0,5 0,2*2	Numérique couleur <i>Digital color</i>	Institut National Géographique (IGN) <i>National Geographical Institute</i>	EB (AR)
Levé trait de côte (DGPS) <i>Shoreline survey (DGPS)</i>	2012	Centimétrique <i>Centimetric</i>		DGPS Trimble	LETG-Caen	EB (AR)
Levé scanner aéroporté LIDAR <i>Scanner survey airborne LIDAR</i>	2016	Variable (Arcgis)	1*1	MNT <i>DTM</i>	CLAREC	EP, ES, EB (AH et AR)
Vue aérienne oblique <i>Oblique aerial view</i>	2016			Image numérique <i>Digital image</i>	Google Earth	EB, M (AR)
Carte postale <i>Postal card</i>	Entre 1947 et 1955 <i>Between 1947 and 1955</i>			Photographie numérisée <i>Digital photography</i>	Archives diverses <i>Various archives</i>	EB, M (AR)
AH = Approche Historique <i>Historical approach</i>	AP = Approche Récente <i>Recent approach</i>			EP = Escarp. Princip. <i>Main scarp</i>	ES = Escarp. Second. <i>Secondary scarp</i>	EB = Escarp. Basal <i>Basal scarp</i>

sur chacun des linéaires digitalisés (Anders et Byrnes, 1991 ; Crowell et al., 1991 ; Thieler et Danforth, 1994 ; Moore, 2000 ; Letortu, 2013 ; Giuliano, 2015). Une valeur d'incertitude globale a été définie (Tab. 2) en prenant en compte : (i) les valeurs RMSE (*Root Mean Square Error*) obtenues lors du géoréférencement des photographies aériennes de l'IGN par une transformation polynomiale de 3^{ème} ordre (Durand, 2008) ; (ii) les erreurs de digitalisation d'un même marqueur morphologique ; (iii) la résolution en pixel du document final. Les marqueurs morphologiques ont été digitalisés à trois

reprises successives en raison de la variété de facteurs influençant la perception du linéaire lors de la phase de digitalisation (luminosité de l'écran, luminosité extérieure ou encore impression de l'opérateur) (Thieler et Danforth, 1994 ; Durand, 2000 ; Moore, 2000 ; Letortu, 2013). La répétition de cet exercice permet d'estimer une marge d'erreur prenant en compte l'écart moyen total des valeurs maximales sur un même trait de côte digitalisé à plusieurs reprises. La valeur d'incertitude globale pour chacun des documents correspond à la somme de l'ensemble des erreurs estimées (Tab. 2). Il

Tab. 2 – Marge d'erreur retenue pour chacune des mesures effectuées sur un marqueur.

Tab. 2 – Margin of error retained for each measurement done on a linear object.

Année <i>Year</i>	Donnée <i>Data</i>	Erreur digitalisation (m)			Taille du pixel (m)	Erreur RMS géoréférencement (m)	Marge d'erreur retenue (m)		
		<i>Digitalization error (m)</i>					<i>Margin of error retained (m)</i>		
1759	Plan Terrier <i>Estate map</i>	11	5	2	1	10	± 11	± 8	± 6,5
1826	Cadastré Napoléonien <i>Napoleonic cadastre</i>			3	0,7	8			± 6
1837	Carte d'État-Major <i>Etat-Major map</i>	5	6	2	8	18	± 15,5	± 16	± 14
1947	Photographies aériennes <i>Aerials photographs</i>			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				2	1	7			± 1
2005	Orthophotographies aériennes <i>Aerials orthophotographs</i>			1	0,5	0			± 1
2009				1	0,5	0			± 1
2012	Levé DGPS <i>DGPS survey</i>			0	0	0			0
2016	Ombre LIDAR CLAREC <i>LIDAR CLAREC hillshade</i>	3	2	1	1	0	± 2	± 1,5	± 1
Marqueur <i>Marker</i>		EP	ES	EB			EP	ES	EB
<i>EP = Escarp. Princ</i> <i>Main scarp</i>		<i>ES = Escarp. Sec.</i> <i>Secondary scarp</i>				<i>EB = Escarp. Basal</i> <i>Basal scarp</i>	<i>Non analysé</i> <i>Not analyzed</i>		

s'agit de seuils à partir desquels une mobilité est jugée significative. Les valeurs inférieures à cette marge d'erreur ne sont donc pas prises en compte (Faye et al., 2008).

3.3. Stratégie d'analyse diachronique

Compte tenu des résolutions très différentes des documents utilisés et des marges d'erreur associées, nous avons choisi pour cet article d'estimer l'évolution de chacun des marqueurs sur deux périodes différentes : de 1759 à 2016 soit sur 257 ans avec les documents les plus anciens pour avoir une profondeur temporelle la plus importante et tenter de mettre en évidence une tendance évolutive significative, et de 1947 à 2016 soit sur 69 ans à partir principalement des photographies aériennes pour pouvoir cerner plus finement les modifications successives. Entre 1759 et 2016 (257 ans), quatre documents cartographiques ont été utilisés : le plan Terrier de la Seigneurie d'Auberville de 1759, le cadastre napoléonien de 1826, la carte d'État-Major de 1837, puis l'ombrage du MNT LIDAR CLAREC de 2016. Etant donné que les marges d'erreurs sont importantes sur les documents anciens (comprises entre ± 6,5 m à ± 15,5 m) (Tab. 2), nous avons fait le choix de les comparer chacun un à un avec le MNT LIDAR CLAREC qui possède la plus faible marge d'erreur (comprise entre ± 1m et ± 2 m).

Ainsi, nous avons pu obtenir pour les escarpements principal et secondaire, des distances de recul entre 1759 et 2016, puis entre 1837 et 2016. Pour l'escarpement basal, et à différentes dates (1759 – 2016, 1826 – 2016 et 1837 – 2016), des valeurs moyennes d'évolution ont pu être obtenues, puis ensuite 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. Entre 1947 et 2016 (69 ans), deux types d'analyses ont été menées. La première est 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. L'analyse qualitative renseigne sur l'évolution morphologique des versants, de l'occupation du sol ou encore le tracé de l'escarpement secondaire et de l'escarpement basal. La seconde analyse s'intéresse aux évolutions du pied de l'escarpement basal des falaises des Vaches Noires 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 (1955 – 1969 – 1977 – 1982 – 1994 – 2005 – 2009 – 2012).

4. Résultats

4.1. Evolution des escarpements entre 1759 et 2016 (257 ans)

En 257 ans, l'évolution des falaises des Vaches Noires a été marquée par une variabilité spatiale et temporelle importante. Sans surprise, les marqueurs « escarpement principal » et « escarpement secondaire » ont reculé, et de manière très hétérogène selon les secteurs (fig. 6). En revanche, pour le marqueur « escarpement basal ou trait de côte », l'évolution est beaucoup plus contrastée, avec, selon les périodes, des secteurs en érosion ou en progradation.

L'escarpement principal, sur la période 1759 – 2016 (257 ans), a reculé entre –60 m et –213 m de Villers-sur-Mer à Auberville, soit un recul moyen de –0,46 m/an (min = –0,23 m/an ; max = –0,60 m/an). Au droit du lieu-dit l'Hermitage, ce recul est compris entre –83 à –150 m, soit une vitesse moyenne annuelle sur la période considérée de –0,45 m/an (min = –0,16 m/an ; max = –0,60 m/an). Sur la période 1837–2016 (179 ans), la partie occidentale comprenant Gonnevill-sur-Mer et Houlgate, a reculé entre –10 et –143 m, soit un recul moyen de –0,58 m/an (min = –0,06 m/an ; max = –0,80 m/an). Le tracé concave de l'escarpement principal et la morphologie bosselée du chaos (fig. 6), sont liés à des glissements rotationnels peu fréquents, mais de grande envergure (Maquaire et al., 2013).

L'escarpement secondaire a reculé sous l'action de glissements et éboulements de plus faible ampleur, mais dont la fréquence d'apparition est plus importante. Sur la période 1759 – 2016 (257 ans), il a reculé entre –15 et –116 m pour les secteurs de Villers-sur-Mer et Auberville, soit un recul moyen de –0,20 m/an (min = –0,06 m/an ; max = –0,45 m/an). A l'Hermitage, l'escarpement secondaire a reculé entre –35 et –80 m, soit un recul moyen de –0,23 m/an (min = –0,14 m/an ; max = –0,31 m/an). Entre 1837 et 2016 (179 ans), les reculs sont plus importants à Gonnevill-sur-Mer et Houlgate, où le recul est évalué entre –56 et –173 m, soit un recul moyen de –0,53 m/an (min = –0,31 m/an ; max = –0,97 m/an).

Sur les différentes périodes considérées, l'évolution de l'escarpement basal est plus contrastée avec des secteurs en recul et d'autres en progradation (fig. 7a, tab. 3). Ainsi, sur la période

la plus longue (257 ans), entre 1759 (à partir du plan Terrier à l'échelle du 1/10 000^{ème}), et 2016, et pour un linéaire de 1 500 m sur les 3 800 m de linéaire côtier calculés des falaises des Vaches Noires, l'évolution est la suivante : une vitesse moyenne de recul variant de –0,03 à –0,08 m/an sur 90 % du linéaire considéré, le reste est en progradation de +0,03 m/an. Cette dernière situation est le résultat d'un glissement important survenu à L'Hermitage entre 1837 et 1947, entraînant une avancée de l'escarpement basal (Maquaire et al., 2013). Sur la période 1826–2016 (190 ans), à partir du cadastre (échelle du 1/2 500^{ème}), et pour la totalité du secteur d'étude, il est également mis en évidence : cinq secteurs en érosion avec des vitesses moyennes de recul de –0,03 à –0,15 m/an sur 76 % du linéaire, et quatre secteurs en progradation de +0,05 à +0,10 m/an sur 24 % du linéaire. Enfin, sur la période 1837–2016 (179 ans), à partir de la carte d'État-Major (échelle du 1/40 000^{ème}), et pour la totalité du linéaire des falaises, les évolutions mesurées sont proches de celles obtenues précédemment sur le secteur Auberville et l'Hermitage. En revanche, de part et d'autre, les vitesses d'érosion atteignent des valeurs de –0,30 à –0,35 m/an, c'est-à-dire près du double que celles obtenues à partir du cadastre.

4.2. Évolution entre 1947 et 2016 (69 ans)

4.2.1. Évaluation de la morphologie des versants par approche qualitative

Sur des pas de temps plus courts (69 ans), la comparaison de la photographie aérienne oblique (carte postale) avec une image aérienne oblique (*Google Earth*) met en évidence qualitativement des dynamiques de plusieurs ordres (fig. 8) :

- Une érosion constante des terrains nus des badlands. Sur les flancs de certaines crêtes principales (C1 et C2), des crêtes secondaires et transverses visibles sur l'ancienne photographie ont disparu de l'image récente ;
- Entre C7 et C8, un système de badlands compris dans un amphithéâtre qui avait auparavant une morphologie très accidentée, mais qui est aujourd'hui estompée et partiellement végétalisée ;

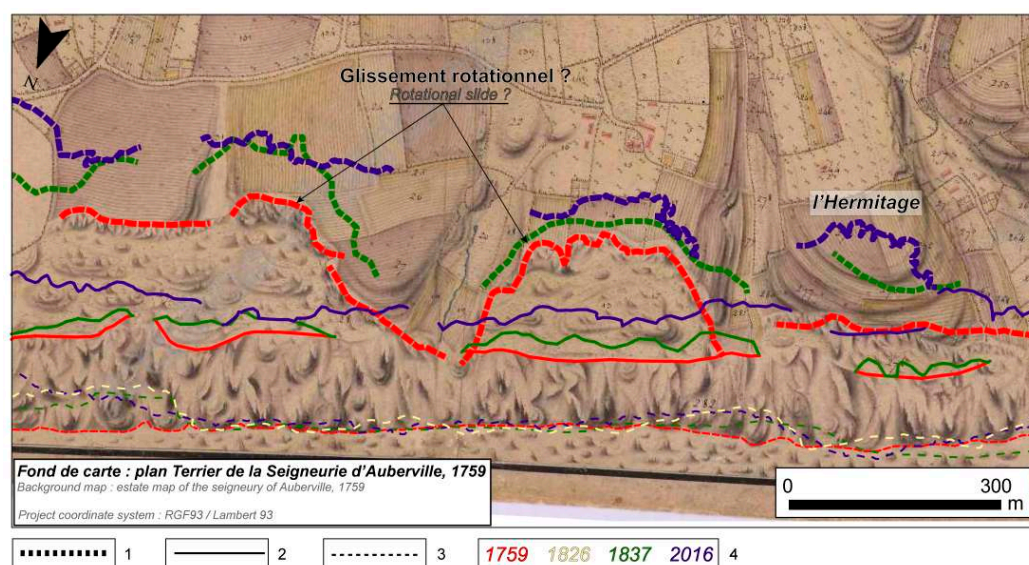


Fig. 6 - Comparaison des linéaires de 1759 (plan Terrier), 1826 (cadastre napoléonien), 1837 (État-Major) et 2016 (orthophotographie) (fond de carte : plan Terrier de la seigneurie d'Auberville, 1759).

1. Escarpement principal ; 2. Escarpement secondaire ; 3. Escarpement basal ; 4. Année du marqueur morphologique étudié.

Fig. 6 - Comparison of the linear features of 1759 (estate Map), 1826 (napoleonic cadastre), 1837 (Etat-Major) and 2016 (orthophotography) (background map: Estate map, 1759).

1. Main scarp; 2. Secondary scarp; 3. Basal scarp; 4. Year of the morphological marker studied.

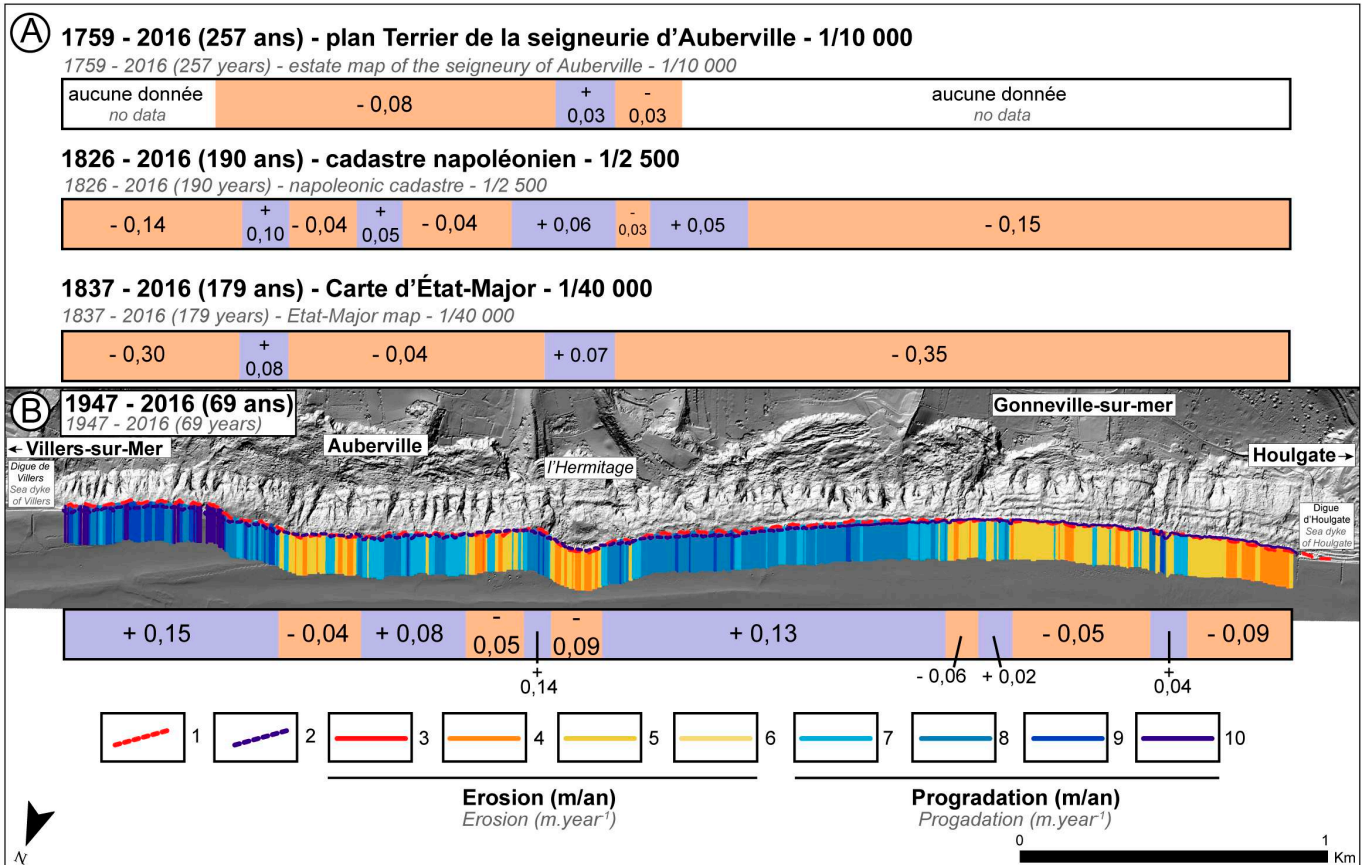


Fig. 7 – Vitesses moyennes annuelles (en mètre/an) de l'évolution du trait de côte (pied de l'escarpement basal) pour différentes périodes entre 1759 et 2016.

A : Évolution en m/an entre 1759 – 2016 / 1826 – 2016 / 1837 – 2016 ; B : Évolution en m/an entre 1947 et 2016. Trait de côte (1947) ; 2. Trait de côte (2016) ; 3. Érosion comprise entre [-0,40/-0,30] m/an ; 4. Entre [-0,30/-0,20] m/an ; 5. Entre [-0,20/-0,10] m/an ; 6. Entre [-0,10/0] m/an ; 7. Progradation comprise entre [+0/+0,10] m/an ; 8. Entre [+0,10/+0,20] ; 9. Entre [+0,20/+0,30] m/an ; 10. Entre [+0,30/+0,40] m/an.

Fig. 7 – Average annual velocities (in meter.year⁻¹) of shoreline evolution (foot of the basal scarp) at different times from 1759 to 2016.

A: Evolution in m.year⁻¹ between 1759 – 2016 / 1826 – 2016 / 1837 – 2016 ; B: Evolution in m.year⁻¹ between 1947 and 2016. 1. Shoreline (1947); 2. Shoreline (2016); 3. Erosion between [-0.40/-0.30] m.year⁻¹; 4. Between [-0.30/-0.20] m.year⁻¹; 5. Between [-0.20/-0.10] m.year⁻¹; 6. Between [-0.10/0] m.year⁻¹; 7. Progradation between [+0/+0.10] m.year⁻¹; 8. Between [+0.10/+0.20] m.year⁻¹; 9. Between [+0.20/+0.30] m.year⁻¹; 10. Between [+0.30/+0.40] m.year⁻¹.

- Un trait de côte (pied de falaise) dont le tracé d'ensemble paraît similaire au tracé actuel, mais avec des changements ponctuels visibles comme à l'aval de C6 et C7 : sur l'ancienne photographie, l'escarpement basal présente une pente douce à l'aspect rectiligne, tandis que sur l'image récente, le profil de pente apparaît plus important et forme un abrupt. L'impression générale d'évolution de ce secteur tendrait plutôt vers une progradation qu'à un recul ;
- Une végétation qui s'est fortement développée en amont et en aval des versants ;
- Des ravines dont le profil de pente semble s'adoucir, et dont la largeur d'entre-deux crêtes s'accroît sur l'image satellite de 2016.

4.2.2. Evolution du trait de côte (pied de l'escarpement basal) par approche quantitative

Sur la période 1947 à 2016 (69 ans), la comparaison des photographies aériennes montre également une alternance de secteurs en érosion et de secteurs en progradation (fig. 7, tab. 3). Ainsi, les valeurs moyennes d'évolution calculées sur cette période montrent que six secteurs sont en érosion (représentant un linéaire total de 1 500 m, soit 39 % du linéaire de falaises) avec un recul

moyen annuel variant selon les secteurs de -0,04 à +0,09 m/an, et six secteurs en progradation (linéaire de 2 300 m, soit 61 %), avec des vitesses moyennes variant de +0,02 à +0,15 m/an. Les valeurs moyennes d'évolution présentées ci-dessus pour la période 1947 à 2016 peuvent être complétées et nuancées par l'utilisation des séries intermédiaires de photographies aériennes verticales de l'IGN (1955 – 1969 – 1977 – 1982 – 1994 – 2005 – 2009 – 2012), ce qui va permettre de révéler des dynamiques dans le temps et dans l'espace bien plus alternées et contrastées (fig. 9).

En étant précautionneux, d'une part, face aux marges d'erreurs de ± 5 m entre 1947 et 2005, puis de ± 1 m entre 2005 et 2016, et d'autre part, aux intervalles de temps de comparaison des traits de côte qui ne sont pas réguliers (compris entre 5 et 14 ans entre 1947 et 2005, puis entre 3 et 4 ans entre 2005 et 2016). Trois constats principaux ressortent de cette analyse :

- Le secteur d'étude est marqué par de grandes périodes de progradation (visible entre 1947 et 1955, 1955 et 1969, 2005 et 2009, et plus modestement 1977 et 1982), suivies de phases d'érosion (entre 1969 et 1977, 1982 et 1994, puis plus contrastées entre 2009 et 2012, puis 2012 et 2016).
- Tandis que la partie orientale des falaises connaît depuis 69 ans une progradation de l'ordre de +0,23 m/an, ce travail montre que

Tab. 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.

Tab. 3 - Average speeds (m.year⁻¹) of the evolution of morphological markers between 1759 (Estate map) and 2016 (LIDAR CLAREC) and comparison with others studies

Marqueur <i>Marker</i>	Date <i>Date</i>	Localisation <i>Location</i>	Vitesses moyennes d'évolution (m/an) <i>Average speeds of evolution (m.year⁻¹)</i>
Escarpement principal <i>Main scarp</i>	1759 - 2016	Villers-sur-Mer et Auberville <i>Villers-sur-Mer and Auberville</i>	- 0,23 à -0,83
		L'Hermitage	-0,16 à -0,60
Escarpement secondaire <i>Secondary scarp</i>	1837 - 2016	Gonneville-sur-Mer et Houlgate <i>Gonneville-sur-Mer and Houlgate</i>	-0,06 à -0,80
		Villers-sur-Mer et Auberville <i>Villers-sur-Mer and Auberville</i>	-0,06 à -0,45
	1759 - 2016	L'Hermitage	-0,14 à -0,31
		Gonneville-sur-Mer et Houlgate <i>Gonneville-sur-Mer and Houlgate</i>	-0,31 à -0,97
	1759 - 2016 Plan Terrier (Long. = 1500 m) <i>Estate map (Length = 1500m)</i>	Villers-sur-Mer et Auberville <i>Villers-sur-Mer and Auberville</i>	-0,03 à -0,08 90%***
		L'Hermitage	+0,03 10%
	1826 - 2016 Cadastre napoléonien (Long. = 3800 m) <i>Napoleonic cadastre (Length = 3800m)</i>	De Villers-sur-Mer à Houlgate <i>From Villers-sur-Mer to Houlgate</i>	-0,15 à -0,04 76%
		Entre Auberville et l'Hermitage <i>Between Auberville and l'Hermitage</i>	+0,05 à +0,10 24%
	1837 - 2016 Carte d'État-Major (Long. = 3800 m) <i>Etat-Major map (Length = 3800m)</i>	De Villers-sur-Mer à Houlgate <i>From Villers-sur-Mer to Houlgate</i>	-0,04 à -0,35 93%
		Le long de deux bandes de 150 m à Auberville et à l'Hermitage <i>Along two 150m strips at Auberville and l'Hermitage</i>	+0,07 à +0,08 7%
Escarpement basal (trait de côte) <i>Basal scarp (shoreline)</i>	1947 - 2016 Photographie aérienne (Long. = 3800 m) <i>Aerials photographs (Length = 3800m)</i>	D'Auberville à Houlgate <i>From Auberville to Houlgate</i>	-0,04 à -0,09 39%
		De Villers-sur-Mer à Gonneville-sur-Mer <i>From Villers-sur-Mer to Gonneville-sur-Mer</i>	+0,02 à +0,15 à 61%
	1947 - 2010	Villers-sur-Mer/Houlgate*	+0,16 à -0,05
	1947 - 2010	De la digue de Villers-sur-Mer à l'Hermitage* <i>From the sea dyke of Villers-sur-Mer to l'Hermitage</i>	+0,03 à -0,10
		De l'Hermitage à la digue d'Houlgate* <i>From l'Hermitage to the sea dyke of Houlgate</i>	+0,16 à -0,10
	1947 - 2005	De l'Hermitage à la digue d'Houlgate* <i>From l'Hermitage to the sea dyke of Houlgate</i>	+0,16 à -0,10
	1947 - 2012	Le long d'une bande de 500 m de Gonneville-sur-Mer à Houlgate** <i>Along 500m strip from Gonneville-sur-Mer to Houlgate</i>	-0,04

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

*** Proportion (%) sur l'ensemble du linéaire
Proportion (%) on the whole linear

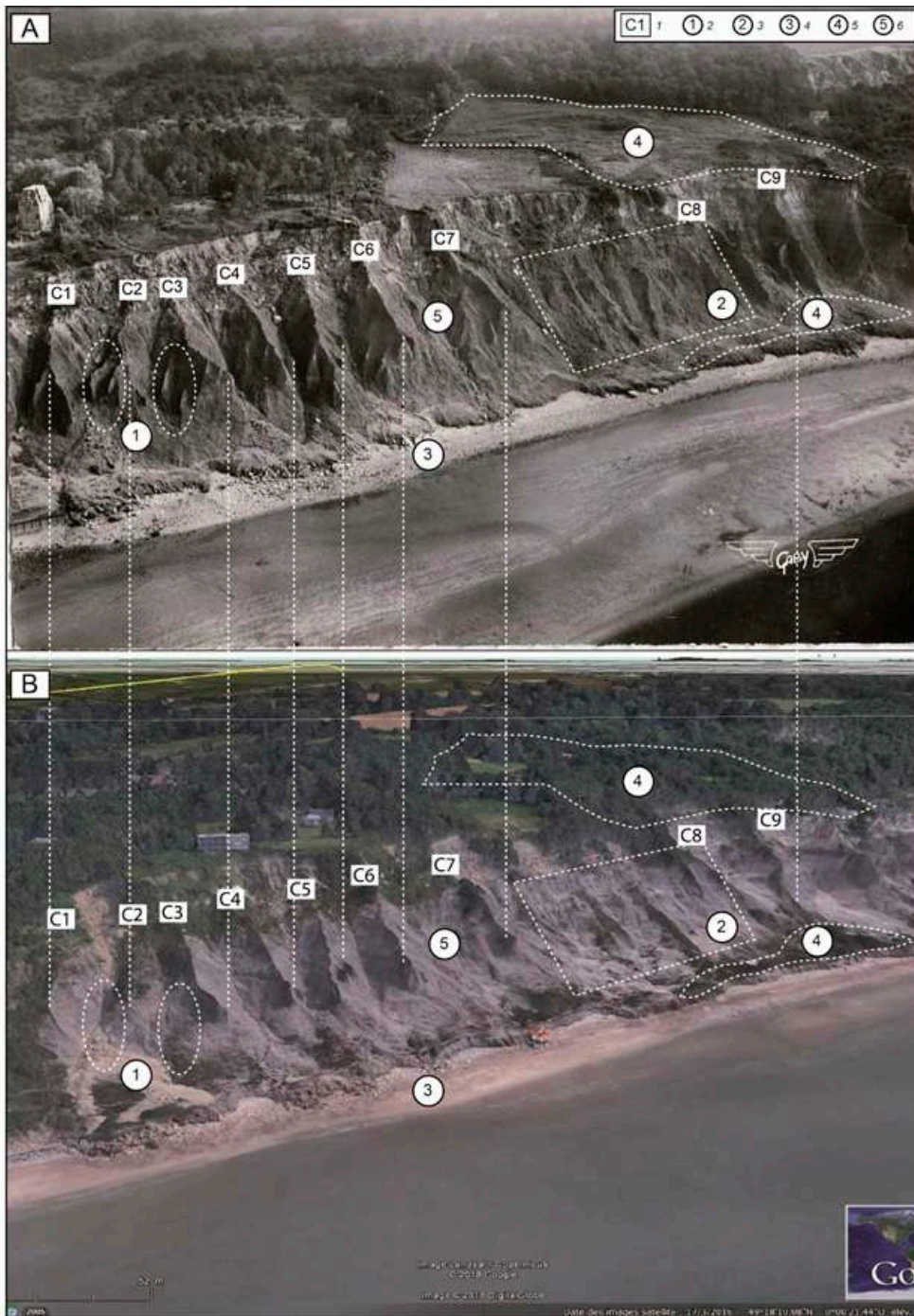


Fig. 8 – Évolution de la morphologie des falaises du secteur DYNALIT par comparaison photographiques.

A : Carte postale des falaises des Vaches Noires (datée entre 1947 et 1955) ; B : Vue aérienne oblique des falaises des Vaches Noires (Google Earth, extraite en 2016). 1. Numérotation des crêtes ; 2. Érosion des crêtes secondaires ; 3. Estompement de la morphologie de badlands et végétalisation ; 4. Évolution du trait de côte ; 5. Développement de la végétation ; 6. Adoucissement des profils de pente.

Fig. 8 – Evolution of cliff morphology of the DYNALIT sector by photographic comparison.

A: Postal card of Vaches Noires cliffs (dated between 1947 and 1955); B: Oblique aerial view of Vaches Noires cliffs (Google Earth, extracted in 2016). 1. Crest numbering; 2. Erosion of secondary crests; 3. Blurring of badland morphology and revegetation; 4. Shoreline evolution; 5. Development of vegetation; 6. Softening of slopes profiles.

cette avancée n'est pas continue dans le temps. Elle est également marquée par des phases érosives (1969 et 1977, 1982 et 1994). Il en est de même pour le secteur occidental, marqué par une tendance inverse de recul compris entre $-0,05$ m/an à $-0,09$ m/an entre 1947 et 2016, mais qui a également connu quatre phases d'accrétion entre 1947 et 1955, 1955 et 1969, 1977 et 1982, puis 1994 et 2005.

- Pour l'ensemble des falaises, les secteurs qui vont connaître une période d'érosion sont quasi-systématiquement affectés ensuite, et ce sur le même espace, par une période de progradation.

5. Discussion

Les résultats présentés sur l'évolution des trois marqueurs morphologiques sur les différentes périodes entre 1759 et 2016 (257 ans) soit une évolution historique, puis entre 1947 et 2016 (69 ans), soit une évolution récente permettent de discuter et mettre en perspective trois points : les marges d'erreur selon la qualité des documents et la validation des résultats, une évolution finalement assez peu marquée du trait de côte (escarpement basal) pour des falaises constituées à la base par des roches argilo-marneuses peu résistantes, permettant d'introduire la notion de cycle d'évolution et d'emboîtements de processus.

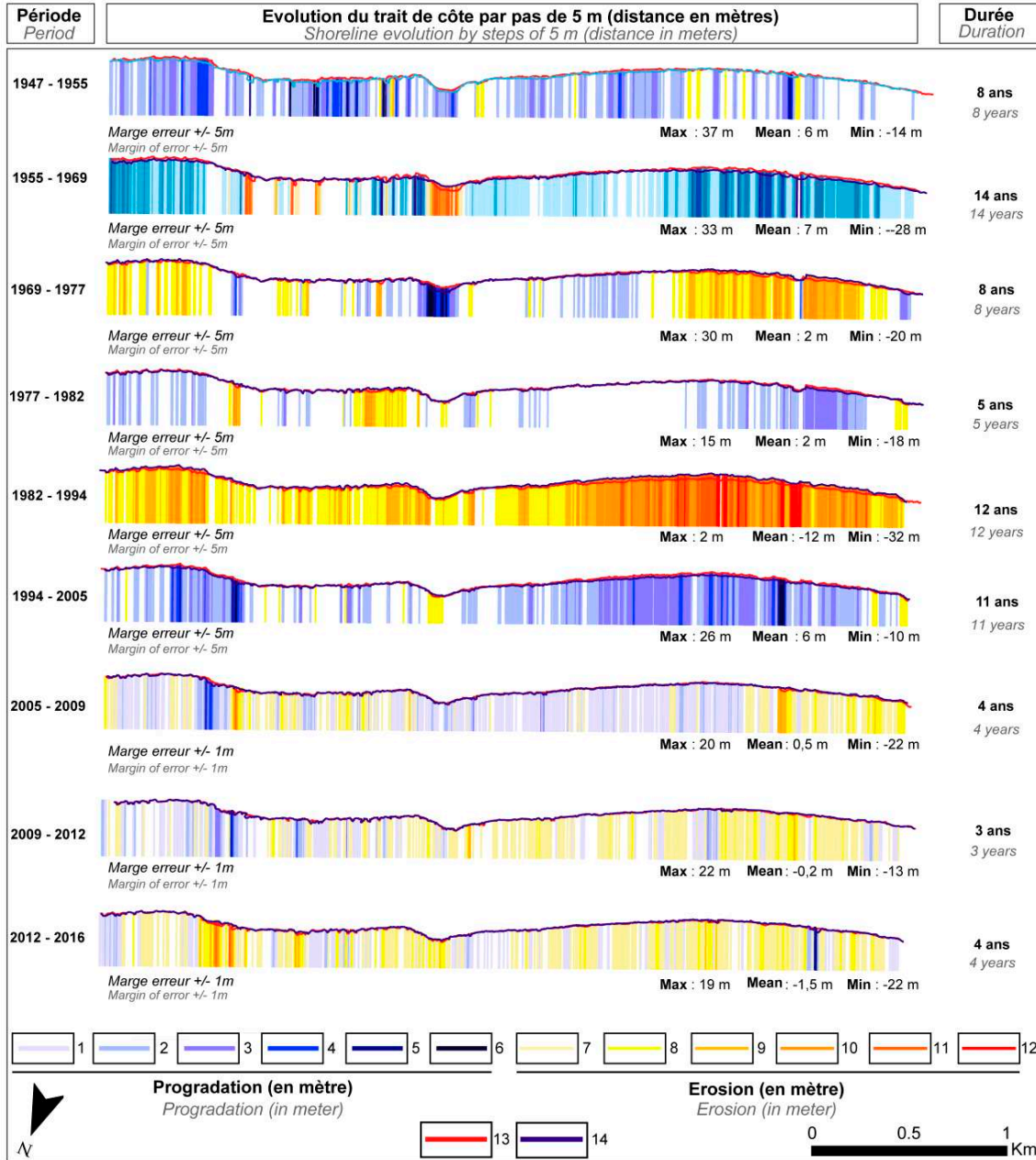


Fig. 9 – Évolution du trait de côte (pied de l’escarpement basal) à différentes dates comprises entre 1947 et 2016 – distance en mètre par transect de 5 m.

1. Progradation comprise entre [+1/+5] m ; 2. Entre [+5/+10] m ; 3. Entre [+10/+15] m ; 4. Entre [+15/+20] m ; 5. Entre [+20/+25] m ; 6. Entre [+25/+30] m ; 7. Erosion comprise entre [-1/-5] m ; 8. Entre [-5/-10] m ; 9. Entre [-10/-15] m ; 10. Entre [-15/-20] m ; 11. Entre [-20/-25] m ; 12. Entre [-25/-30] m ; 13. Trait de côte ancien ; 14. Trait de côte récent.

Fig. 9 – Shoreline evolution (foot of the basal scarp) at different dates between 1947 and 2016 – distance in meter per transect of 5 m.

1. Progradation between [+1/+5] m ; 2. Between [+5/+10] m ; 3. Between [+10/+15] m ; 4. Between [+15/+20] m ; 5. Between [+20/+25] m ; 6. Between [+25/+30] m ; 7. Erosion between [-1/-5] m ; 8. Between [-5/-10] m ; 9. Between [-10/-15] m ; 10. Between [-15/-20] m ; 11. Between [-20/-25] m ; 12. Between [-25/-30] m ; 13. Oldest shoreline ; 14. Latest shoreline.

5.1. Marge d’erreur, qualité des documents et validation avec d’autres études

En fonction de la qualité et de la résolution des documents utilisés, les marges d’erreurs sur l’identification des différents marqueurs varient entre $\pm 6,5$ m et $\pm 15,5$ m pour les documents anciens de 1759 et 1837, et entre ± 1 m et ± 5 m pour les documents plus récents datés entre 1947 et 2016. Ces valeurs sont conformes avec celles annoncées par différents autres auteurs (Maquaire, 1990 ; Crowell et al., 1991 ; Martin et Weber, 1996 ; Costa, 1997 ;

Faye et al., 2008 ; Young et al., 2009 ; Lissak et al., 2013 ; Letortu, 2013 ; Giuliano, 2015). Si parfois ces marges d’erreur apparaissent fortes, les évolutions de l’escarpement principal et de l’escarpement secondaire sont suffisamment importantes pour sortir du bruit de fond (*i.e.*, les barres d’erreur), et pouvoir mettre en évidence des variabilités spatio-temporelles marquées. En revanche, cette évolution n’est pas toujours perceptible pour l’escarpement basal selon les périodes de temps considérées. Pour cette raison, nous n’avons pas comparé deux à deux les différents documents anciens comme le plan Terrier, le cadastre et la carte d’État-Major. Pour cette



dernière, sa trop petite échelle (1/40 000^{ème}) et le tracé du trait de côte très schématique confirment que de tels documents ne peuvent être utilisés pour des environnements de falaises (Maquaire, 1990 ; Costa, 1997 ; Hénaff et al., 2002).

À l'échelle historique (entre 1759 et 2016), selon la période considérée, l'escarpement principal et l'escarpement secondaire ont reculé à des vitesses moyennes très variables comprises globalement entre -0,46 et -0,58 m/an pour l'escarpement principal, et entre -0,20 et -0,53 m/an pour l'escarpement secondaire. L'escarpement basal (trait de côte), et selon différents secteurs, a été soit en recul faible de -0,03 à -0,15 m/an, soit en progradation de l'ordre de +0,05 à +0,10 m/an (tab. 3). A l'échelle récente (entre 1947 et 2016), les résultats obtenus sont quelque peu différents avec une alternance de secteurs en érosion (39 % du linéaire étudié) avec un recul moyen annuel variant de -0,04 à -0,09 m/an, et en progradation (60 % du linéaire étudié) avec des vitesses moyennes variant de +0,02 à +0,15 m/an. Ces valeurs sont également 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 pour les services de l'État en région de document de référence. Ce travail a été réalisé conformément aux préconisations établies pour la création de l'Indicateur National de l'Erosion Côtière dans le cadre de la Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de Côte portée par le ministère de l'Écologie. Quelques nuances locales existent entre cette étude et la nôtre. Ces dernières sont liées à la période d'analyse comprise entre 1947 et 2005 pour le ROLNP/DREAL, tandis que notre analyse est comprise entre 1947 et 2016 (tab. 3).

5.2. Un pied de falaise à l'évolution faible et alternée (recul vs progradation)

Les valeurs d'évolution du trait de côte (escarpement basal) proposées ci-dessus sont finalement assez faibles pour des falaises dont la base est argilo-marneuse. En effet, pour de telles lithologies, on s'attendrait à avoir des falaises en érosion, avec des vitesses de recul comprises entre -0,15 à -0,30 m/an comme cela a été montré ailleurs en Normandie. On peut citer : (i) les falaises du Bessin aux assises marneuses, où les vitesses de recul sont de l'ordre de -0,15 m/an à -0,20 m/an pour une période de 150 années, avec des maxima locaux atteignant -0,25 m/an au Cap Manvieux (Maquaire, 1990) ; (ii) dans le Pays d'Auge, au Cirque des Graves à l'ouest immédiat de la commune de Villerville, où les vitesses de recul ont été estimées à -0,35 m/an entre 1808 et 2010, soit 202 ans (Lissak et al., 2013) ; (iii) le Mont Canisy, à Bénerville-sur-Mer, où le recul a été estimé entre -0,10 m/an et -0,18 m/an entre 1829 et 2012 dans des faciès argilo-marneux (Savary, 2015). Toutefois, ces études ont montré que des nuances devaient également être apportées dans l'évaluation des vitesses d'évolution à des pas de temps plus courts. Dans le cas du Cirque des Graves, le recul du trait de côte entre 1976 et 2010 (34 ans) était soit nul, soit de l'ordre de -0,15 m/an, en raison de la réactivation et de la progression sur l'estran de glissements majeurs apparus entre 1982 et 2001. Il en est de même pour les falaises des

Vaches Noires. Comme décrits précédemment, les formations argileuses et marneuses peu résistantes sont propices à des mouvements gravitaires fréquents et de grande ampleur, avec des coulées boueuses visqueuses et fluides qui atteignent et s'étalent sur le haut de plage. Les matériaux évacués par la mer sont compensés par l'arrivée régulière de matériaux issus des processus de versant (coulées boueuses, glissements, etc.). Cela est particulièrement bien visible au droit du lieu-dit L'Hermitage à Auberville où un grand glissement évoluant en coulée a pu être mis en évidence : il s'est produit entre 1837 et 1947, entraînant un recul de l'escarpement principal de plus de 120 m et une avancée du trait de côte de plus de 50 m de forme arquée caractéristique (Maquaire et al., 2013).

5.3. Cycle d'évolution

Sur ces secteurs à falaises évoluant par glissements et coulées, des nuances doivent donc être apportées selon les secteurs et selon les périodes considérées. En effet, l'évolution historique calculée sur une période longue est probablement plus significative, la seule prise en compte des phénomènes de variabilité à court terme n'étant pas suffisante. Il s'agit donc ici de prendre en considération l'ensemble d'un cycle d'évolution de la falaise (incluant glissements, propagation de la coulée, déblaiement des matériaux par la mer, recul du pied de falaise et déstabilisation progressive annonçant un nouveau glissement). La durée des cycles d'évolution d'une falaise est fonction de sa lithologie, de sa morphostructure, de la résistance des matériaux face à différents forçages (Paskoff, 1985 ; Evrard et Sinelle, 1980 ; Maquaire ; 1990 ; Lee et al., 2001 ; Costa, 1997 ; 2005 ; Letortu, 2013 ; Giuliano, 2015). Pour des falaises taillées dans des matériaux meubles de différentes configurations, l'évolution peut se faire à l'intérieur de périodes comprises entre 30 à 40 ans dans des argiles de Londres (Hutchinson, 1973), ou encore d'une centaine d'années dans les falaises argileuses du Gault, dans le Dorset (Brunsdon et Jones, 1980) où 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 (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 de recul. Par ailleurs, sur le long terme (plusieurs centaines ou milliers d'années), le recul des falaises des Vaches Noires est attesté par la présence des blocs de calcaires de plusieurs dizaines de mètres cubes, initialement déposés au pied de la falaise par les coulées boueuses, et qui sont aujourd'hui situés à près de 150 mètres du pied de la falaise. Mais en l'absence de datation disponible, il n'est pas possible d'estimer un recul moyen annuel. Toutefois, en première approximation, en considérant la position de la rupture de pente de bas estran (située à environ 350 à 400 m du pied de la falaise actuelle) pouvant correspondre à la stabilisation du niveau marin il y a 2000 ans BP, la valeur moyenne de recul de la falaise serait également de l'ordre de -0,10 m/an. Cette valeur très approximative pourra être vérifiée lorsque nous pourrons disposer du levé topobathymétrique LIDAR du ROLNP-SHOM en début 2019. Cette valeur est néanmoins assez conforme avec les taux de recul de -0,11 à -0,13 m/an depuis le milieu de l'Holocène mis en évidence par datation au ¹⁰Be sur le platier des falaises crayeuses de Mesnil-Val dans le Pays de Caux (Regard et al., 2012).

6. Conclusion

L'analyse diachronique historique et récente à l'aide de documents multi-sources a permis de mettre en évidence la dynamique complexe des falaises des Vaches Noires. Selon les durées des périodes considérées (évolution historique sur 257 ans entre 1759 et 2016 et évolution récente sur 69 ans entre 1947 et 2016), les résultats obtenus peuvent être très différents selon les trois marqueurs morphologiques utilisés (escarpement principal, escarpement secondaire, escarpement basal). 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 un cycle 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. Pour des périodes d'observation plus courtes, les phénomènes sont caractérisés par des variabilités spatiales et temporelles dans leurs évolutions.

Pour mieux comprendre les rythmes d'évolution, les seuils et les forçages associés, un suivi haute résolution spatiale et temporelle a été mis en œuvre depuis septembre 2014, sur un site localisé immédiatement à l'ouest de la commune de Villers-sur-Mer, par le laboratoire LETG-Caen dans le cadre du SNO Dynalit. Ce suivi diachronique couplant modélisation 3D à l'aide de levés par photogrammétrie terrestre (7-8 levés/an) de type SfM (structure from motion), par drone (2-3 levés/an), et par TLS (scanner laser terrestre) (3-4 levés/an) est complété par des mesures des déplacements de surface en continu à l'aide de GPS mono fréquence, et d'une investigation géotechnique et géophysique pour donner des clefs d'interprétation quant à cette forte variabilité spatio-temporelle à une échelle fine (Medjkane et al., 2018 ; Roulland, 2016 ; Roulland, thèse de doctorat en cours).

Remerciements

Cette recherche bénéficie du soutien du SNO DYNALIT labellisé par le CNRS INSU (Institut des Sciences de l'Univers). Elle est financée par la région Normandie dans le cadre d'un contrat doctoral, et par plusieurs projets de recherche : Manche 2021 (action I : gestion intégrée et durable du littoral, CPER 2015-2020) ; RICOCHET (Evaluation multirisques de territoires côtiers en contexte de changement global, 2017-2020, financé par l'Agence Nationale de la Recherche, n°ANR-16-CE03-0008). Nous remercions les deux relecteurs anonymes pour leurs commentaires et suggestions constructives.

T. Roulland a élaboré le travail de recherche, réalisé le traitement des données et écrit la version initiale de l'article. O. Maquaire et S. Costa ont complété le manuscrit. M. Medjkane a contribué à la partie méthodologique. V. Compain a réalisé la carte géomorphologique de la Figure 4B, et a fourni des valeurs d'évolution de ces précédents travaux dans le secteur compris entre Gonnevilliers-sur-Mer et Houlgate. R. Davison a contribué à la collecte et au géoréférencement des documents, ainsi qu'au levé du trait de côte au DGPS en 2012.

Références

- Afchain P. (2012)** – Évolution diachronique des falaises des Vaches Noires. Mémoire de stage de fin d'études, Université de Caen, 48 p.
- Anders F.J., Byrnes M.R. (1991)** – Accuracy of shoreline change rates as determined from map and aerial photographs. *Shore and Beach*, 59 (1), 17-26.
- Auger P., Mary G. (1968)** – Glissements et coulées boueuses en Basse-Normandie. *Revue de géographie physique et géologie dynamique*, 213-224.
- Bigot A. (1891)** – Esquisse géologique de la Basse-Normandie. *Bulletin du laboratoire de géologie de la faculté des sciences de Caen, Université de Caen*, 2 (2), 65-92.
- Bigot A. (1957)** – Notice géologique sur Villers-sur-Mer et ses environs. *Le syndicat d'Initiative de Villers-sur-Mer*, n° 69, Combiér imprimerie, Macon, 16 p.
- Boak E.H., Turner I.L. (2005)** – Shoreline definition and detection: A review. *Journal of coastal research*, 21 (4), 668-703. DOI : 10.2112/03-0071.1
- Brooks S.M., Spencer T. (2010)** – Temporal and spatial variations in recession rates and sediment release from soft cliffs, Suffolk coast, UK. *Geomorphology*, 124 (1-2), 26-41. DOI : 10.1016/j.geomorph.2010.08.005
- Brongniart A. (1829)** – Tableau des terrains sédimentaires ou essai sur la structure de la partie connue de la Terre. *Dictionnaire des sciences naturelles*, Paris, 1-256.
- Brunsdon D., Jones D. K. C. (1980)** – Relative time scales and formative events in coastal landslide systems. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 34, 1-19.
- Carter R.W.G., Bartlett D.J. (1990)** – Coastal erosion in northeast Ireland – Part 1: sand beaches, dunes and river mouths. *Irish Geography*, 23 (1), 1-16. DOI : 10.1080/00750779009478762
- De Caumont A. (1828)** – Essai sur la topographie géognostique du département du Calvados. *Mémoire de la société linnéenne de Normandie*, 4, 59-236.
- CEREMA (2017)** – Spécification technique de l'indicateur national de l'érosion côtière. <http://www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr/strategie-nationale-de-gestion-integree-du-trait-r434.html>, 16p.
- Compain V. (2016)** – Évolution des mouvements de terrain d'un secteur à falaise marneuse supposé stabilisé : le cas de la bordure occidentale des falaises des « Vaches Noires ». *Cartographie et tentative de quantification d'un secteur végétalisé*. Mémoire de recherche de Master 1, Université de Caen, 111 p.
- Costa S. (1997)** – Dynamique littorale et risques naturels : l'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la Baie de Seine et la Baie de Somme. *Thèse de doctorat, Université de 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*, 330 p.
- Crowell M., Stephen P. Leatherman, Buckley M.K. (1991)** – Historical shoreline change: Error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, 7 (3), 839-852.

- Dikau R., Brunsten D., Schrott L., Ibsen M. (1996)** – Landslide recognition: identification, movement and causes. Wiley, 274 p.
- Douvillé H. (1881)** – Note sur la partie moyenne du terrain jurassique dans le bassin de Paris et sur le terrain corallien en particulier. Bulletin de la société géologique de France, 3 (9), 439-474.
- Dugué 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.
- Durand P. (1998)** – Cinématique d'un littoral sableux à partir de photographies aériennes et cartes topographiques. Exemple du littoral d'Argelès-Plage à Saint-Cyprien (Roussillon – France). Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 4 (2), 155-166.
DOI : 10.3406/morfo.1998.952
- Elhaï H. (1963)** – La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Étude morphologique. Thèse d'état, Université de Paris, 624 p.
- Evrard H., Sinelle C. (1980)** – Stabilité des falaises du Pays de Caux. Centre d'étude technique de l'Équipement, Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées, Le Petit-Quevilly, 88 p.
- Faye I., Hénaff A., Gourmelon F., Tahirou Diaw A. (2008)** – Évolution du trait de côte à Nouakchott (Mauritanie) de 1954 à 2000 par photo-interprétation. Norois, 208 (3), 11-27.
DOI : 10.4000/norois.2146
- Flageollet J.C. (1989)** – Les mouvements de terrain et leur prévention. Masson, Paris, 224 p.
- Glade T., Albin P., Frances F. (2001)** – The use of historical data in natural hazard assessments, Kluwer, 17, 249 p.
DOI : 10.1007/978-94-017-3490-5
- Giuliano J. (2015)** – Érosion des falaises de la région Provençes-Alpes-Côte d'Azur : évolution et origine de la morphologie côtière en Méditerranée : télédétection, géochronologie, géomorphologie. Thèse de doctorat, Université de Nice, 443 p.
- Hébert E. (1860)** – Du terrain jurassique supérieur sur les côtes de la Manche. Bulletin de la société géologique de France, 2 (17), 300-316.
- Helluin E., Helluin M. (1972)** – Les terrains du Pays d'Auge et les travaux d'aménagement. Cahier de géographie de Caen, numéro spécial le Pays d'Auge, 29-34.
- Hénaff A., Lageat Y., Costa S., Plessis E. (2002)** – Modalités du recul des falaises crayeuses du Pays de Caux : détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution. Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 8 (2), 107-118.
DOI : 10.3406/morfo.2002.1132
- Hinschberger F. (1984)** – Observation de phénomènes d'érosion récente sur les côtes du Calvados. Norois, 122, 295-298.
DOI : 10.3406/noroi.1984.4180
- Hutchinson J.N. (1973)** – The response of London Clay cliffs to different rates of toe erosion. Geologica Applicata e Idrogeologica, 8, 221-239.
- Journaux A. (1971)** – Formations superficielles et dynamiques des versants dans le Pays d'Auge. Colloque international de géomorphologie, Comité national de géographie, 28 p.
- Lee E.M., Hall J.W., Meadowcroft I.C. (2001)** – Coastal cliff recession: the use of probabilistic prediction methods. Geomorphology, 40 (3-4), 253-269.
DOI : 10.1016/S0169-555X(01)00053-8
- Lecureur A. (1876)** – Excursion de 1876 (extrait du journal Le havre). Société géologique de Normandie, Imprimerie F. Santallier et Cie, 21 p.
- 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, 408 p.
- Letortu P., Costa S., Bensaid A., Cadot J.M., Quénot, H. (2014)** – Vitesses et modalités de recul des falaises crayeuses de Haute-Normandie (France) : méthodologie et variabilité du recul. Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 20 (2), 133-144.
DOI : 10.4000/geomorphologie.10588
- 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, 316 p.
- Lissak C., Puissant A., Maquaire O., Malet J.P. (2013)** – Analyse spatio-temporelle de glissements de terrain littoraux par l'exploitation de données géospatiales multi-sources. Revue Internationale de Géomatique, 23 (2), 119-225.
DOI : 10.3166/RIG.23.199-225
- Loisel B. (1990)** – Un exemple d'instabilité sur le littoral bas-normand : les falaises des Vaches Noires. Étude géomorpho-dynamique. Mémoire de maîtrise, Université de Paris 1, 182 p.
- Maquaire O. (1990)** – Les mouvements de terrain de la côte du Calvados : recherche et prévention. Éditions du BRGM. 431 p.
- Maquaire O. (2002)** – Aléas géomorphologiques (mouvement de terrain) : processus, fonctionnement, cartographie. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Université de Strasbourg I, 219 p. + 1 volume d'annexes.
- Maquaire O., Afchain P., Costa S., Lissak C., Fressard M., Letortu P., Davidson R., Thiery Y. (2013)** – Évolution à long terme des falaises des « Vaches Noires » et occurrence de glissements (Calvados, Basse-Normandie, France). Communications aux Journées 'Aléa Gravitaire', Grenoble, Recueil des actes des journées « Aléa Gravitaire », 7 p.
- 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, 84 (2), 57-66.
DOI : 10.3406/rga.1996.3858
- Medjkane M., Maquaire O., Costa S., Roulland T., Letortu P., Fauchard C., Antoine R., Davidson R. (2018)** – High resolution monitoring of complex coastal morphology changes: cross-efficiency of SfM and TLS-based survey (Vaches-Noires cliffs, Normandy, France). Landslides, 15 (6), 1097-1108.
DOI : 10.1007/s10346-017-0942-4
- 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, 28, 121-139.
- Moore L.J. (2000)** – Shoreline mapping techniques. Journal of Coastal Research, 16 (1), 111-124.

- Moysan L.E. (1996)** – Les falaises des Vaches Noires et leurs coulées boueuses : Étude géomorphologique. Mémoire de maîtrise, Université de Caen, 193 p.
- Paskoff R. (1985)** – Les littoraux : impact des aménagements sur leur évolution. Masson, 185 p.
- Pierre G. (2005)** – Évolution morphotectonique et morphodynamique à long terme dans les domaines de socle (Appalaches, Massif Central, Ardennes). Mémoire d'habilitation à diriger des recherches (document de synthèse), Université de Lille, 175 p.
- Pierre G., Lahousse P. (2004)** – L'évolution des falaises argilo-crazeuses et limoneuses du nord du bouloonnais (Strouanne, Sangatte, France). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 10 (3), 211-224.
DOI : 10.3406/morfo.2004.1219
- Regard V., Dewez T., Bourlès D.L., Anderson R.S., Maillet G.M. (2012)** – Late Holocene seacliff retreat recorded by 10Be profiles across a coastal platform: Theory and example from the English Channel. *Quaternary Geochronology*, 11, 87-97.
DOI : 10.1016/j.quageo.2012.02.027
- Réseau d'Observation du Littoral Normand-Picard (ROLNP) et Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement (2014)** – Atlas du Réseau d'Observation du Littoral de Normandie et des Hauts-de-France : dynamiques et risques côtiers.
- Riout M. (1968)** – Sédiments et milieux du Jurassique normand. Essai de paléocologie et sédimentologie comparée. 2^{ème} Thèse de doctorat, Université de Caen, 94 p.
- Roulland T. (2016)** – Modalités et rythmes d'évolution des falaises des Vaches Noires : de la quantification des dynamiques aux risques induits. Mémoire de recherche de master 2, Université de Caen, 128 p.
- Savary N. (2015)** – Les mouvements de terrain de la façade maritime du Mont Canisy (Calvados) : approche multi-temporelle. Mémoire de master 1, Université de Caen, 100 p.
- Thieler E.R., Danforth W. W. (1994)** – Historical shoreline mapping I: Improving techniques and reducing positioning errors. *Journal of Coastal Research*, 10 (3), 549-563.
- Thieler E.R., Danforth W. W. (1994)** – 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*, 10 (3), 600-620.
- Thieler E.R., Himmelstoss E.A., Zichichi J.L., Ergul A. (2017)** – Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 – An ArcGIS extension for calculating shoreline change (ver. 4.4, July 2017). U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278.
DOI : 10.3133/ofr20081278
- 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 master 1, Université de Caen, 136 p.
- Young A. P., Flick R.E., Gutierrez R., Guza R.T. (2009)** – Comparison of short-term sea, cliff retreat measurement methods in Del Mar, California. *Geomorphology*, 112 (3-4), 318-323.
DOI : 10.1016/j.geomorph.2009.06.018

English Abridged version

Located on the north-western part of the Pays d'Auge, in Calvados (Normandy), the Vaches Noires cliffs constitute a badlands landscape with a ruiniform appearance unique on the French coast (fig. 1). They include clay-marly formations (Callovo-Oxfordian) and overlap by a sandy-chalky formation of the Albian-Cenomanien layers. These are very active cliffs that are attacked by both natural forcing (rainfall, runoff/infiltration, groundwater discharge and its elevation, undermined by the sea at the foot of the cliff), and anthropogenic forcing (increasing urbanization, drains, highly-frequented area), which result in several types of hydro-gravity movements such as landslides, falls of limestone/chalk blocks, superficial weathering and mudflows (fig. 2).

The processes from upstream to downstream are as follows (fig. 3): (i) rockfalls and landslides at the upstream part of the cliffs; (ii) the blocks remain for a while in the « chaos » area, are then remobilized and discharged into the gullies by the flow processes of the clay-sand formations of this sector; (iii) in the main axis of the gullies, the weathering processes loosen the marl materials which will gradually change to a plastic state, then liquid to form mudflows. The blocks are transported by these mudflows. Superficial weathering of the flanks overhanging the gullies occurs, as well as small translational landslides; (iv) at the outlet of the gullies, mudflows with various dynamics and extension modalities spread; (v) the basal scarp, beaten by swells, alternately experiences periods of accumulation and progradation (during the mudflow active phases), and periods of erosion (when the sea attacks the foot of cliff).

Hydrogravity processes do not have the same evolution between the eastern and western parts of the cliff (fig. 4). Understanding this non-linear and asynchronous functioning of a complex coastal system is the main thread of the current thinking, focused on characterizing the modalities and velocities/rythms of evolution of the Vaches Noires cliffs.

To this end, the study focuses on the analysis of the spatial and temporal evolution of these cliffs using a historical (1759 to 2016, or 257 years) and recent (1947 to 2016, or 69 years) diachronic approach. Thus, by comparing old documents (estate maps, land register maps, aerial photographs, postcard photography) and more contemporary data (orthophotographs, satellite images, dGPS surveys, LIDAR surveys) (tab. 1), the objective is to quantify the evolution rates in a large temporal context, in order to detect the evolutionary trends of this coastal slope that can then be compared in the near future with current rates. The analysis focuses on the quantitative and qualitative evaluation of the evolution of three distinct morphological markers: the main scarp, the secondary scarp, and the basal scarp, defined as an active cliff of the system, whose foot has been defined as a shoreline.

The diachronic approach adopted follows a classic protocol that aims to: (i) collect cartographic, photographic, iconographic documents and field measurements (DGPS survey); (ii) define geomorphological markers and; (iii) geo-reference the acquired documents for comparison, digitize markers (using ArcGIS software, 10.5, ESRI) and calculate changes by the DSAS module (Digital Shoreline Analysis System) (fig. 5).

The DSAS module used on the ArcGIS 10.5 software (ESRI) allows the automatic calculation of the mobility of the different markers that have previously been digitized on the different documents. Two calculations were used: the “Net Shoreline Movement” which indicates the distance from the shoreline between the earliest and most recent dates, and the “End Point Rate” which estimates the rate of erosion and accumulation by dividing the distance of the shoreline movement by the number of years elapsed between the two positions. An overall uncertainty value has been defined for each analyzed marker that corresponds to the sum of all estimated errors (tab. 2) These errors are related to (i) the root mean square error of georeferencing documents; (ii) the resolution in pixels of the document and; (iii) the digitization error of the marks. The main scarp from Villers-sur-Mer to Auberville declined between 60 m and 213 m over the period 1759-2016 (257 years), i.e., a decrease ranging from -0.23 to -0.83 m.yr^{-1} (average of -0.46 m.yr^{-1}). At “Hermitage”, this decline is between 83 and 150 m, or annual average speeds over the period ranging of -0.16 to -0.60 m.yr^{-1} (average of -0.45 m.yr^{-1}). Over the period 1837-2016 (179 years), the western part including Gonneville-sur-Mer and Houlgate, declined between 10 and 143 m, or an average of -0.58 m.yr^{-1} for spaced values of -0.06 to 0.80 m.yr^{-1} . The concave delineation of the main scarp and the bumpy morphology of “chaos” (fig. 6), are related to infrequent rotational landslides, but large-scale (Maquaire et al., 2013). The secondary scarp falls under the action of landslides and rock falls of more low magnitude, but the frequency of occurrence is more significant. Over the period 1759-2016 (257 years), it declined between 15 and 116 m for the sectors of Villers-sur-Mer and Auberville, or an average of between -0.06 to -0.45 m.yr^{-1} (average drop of -0.20 m.yr^{-1}). At “Hermitage”, the secondary scarp declined between 35 and 80 m or an average of -0.23 m.yr^{-1} , for values between -0.14 to -0.31 m.yr^{-1} . Between 1837 and 2016 (179 years), retreats are more significant in Gonneville-sur-Mer and Houlgate, where the decline is estimated between 56 and 173 m, namely an average of between -0.31 to -0.97 m.yr^{-1} (average decrease of -0.53 m.yr^{-1}).

Over the different periods considered, evolution of the basal scarp is more contrasted with areas in retreat and others in progradation (fig. 7a, tab. 3). Thus, over the longest period (257 years), between 1759 (from a 1/10,000 scale estate map), and 2016, and for a linear of 1,500 m on the 3,800 m of coastal linear calculated at Vaches Noires cliffs, evolution is as follows: an average rate of retreat ranging from -0.03 to -0.08 m.yr^{-1} on 90% of the line considered, the rest is progradation of $+0.03$ m.yr^{-1} . This last situation is the result of a major landslide in “Hermitage” between 1837 and 1947, leading to an advance of the basal scarp (Maquaire et al., 2013). Over the period 1826-2016 (190 years), from the Napoleonic cadastre (scale 1/2,500th), and for the entire study area, highlights: five eroding sectors with average speeds of retreat of -0.03 to -0.15 m.yr^{-1} on 76% of the linear, and four sectors in progradation of $+0.05$ to $+0.10$ m.yr^{-1} on 24% of the linear. Finally, over the period 1837-2016 (179 years), from the

“État-Major” map (scale of 1:40,000), and for the whole of the linear cliffs, evolutions measured are close to those previously obtained on the Auberville and Hermitage sectors. On the other hand, on both sides, the erosion rates reached values of -0.30 to -0.35 m.yr^{-1} , that is to say nearly double that obtained from the land registry map (fig. 6-7, tab. 3).

Between 1947 and 2016 (69 years), the analysis highlighted two things: (i) the qualitative analysis by comparing photographic/satellite images shows a strong erosion and incision of the badlands, as well as a softening of the slope profiles. However, the basal scarp seems to be in progress (fig. 8); (ii) a large spatial and temporal variability of the scarp foot that alternates at a very localized sector between phases of progradation and erosion between -0.09 m.yr^{-1} and $+0.15$ m.yr^{-1} (fig. 8). The analysis of eight intermediate dates in 1947 and 2016 showed that the same sector could experience a rhythmicity of these phases that could be of the order of ten years (9).

The results were calibrated and validated by comparing them with other studies on Vaches Noires cliffs (tab. 3). Comparison with the average evolution rates (in m.yr^{-1}) of other Normandy clay and marl cliffs (ranging from -0.15 to -0.30 m.yr^{-1}) showed that the foot of the basal scarp suffered a slight overall decline. These studies showed that nuances needed to be made in the evaluation of shorter time step velocities due to the reactivation and progression of major landslides on the foreshore that alter the coastline. At the cliffs of the Vaches Noires, this is visible in the area known as l’Hermitage where a large landslide occurred between 1837 and 1947, causing the main scarp to retreat by more than 120 m and the coastline to advance by more than 50 m (Maquaire et al., 2013). Thus, on sectors with cliff changes by landslides and mudflows, nuances in the evolutions must be made according to the sectors and according to the periods considered. The evolution calculated over a long period is probably more significant when considering the “cycle” of evolution of the cliff. For marl cliffs of different configurations, evolution can occur within cycles of 30 to 40 years in London clays (Hutchinson, 1973), or of a hundred years in the Gault clay cliffs of Dorset (Brunsdon and Jones, 1980) where the activation of summit flows depends largely on the retreat of the lower part of the cliff (Pierre, 2005). Thus, for the Vaches Noires cliffs, the duration of the cycle to be considered would be at least around 250 to 300 years in order to set a long-term evolutionary trend of decline.

To better understand the evolution rates, thresholds and associated forcings, high spatial and temporal resolution monitoring has been carried out since 2014 at a DYNALIT national observation laboratory site near Villers-sur-Mer. 3D modeling monitoring using terrestrial TLS surveys, terrestrial and drone photogrammetry, followed by surface displacement measurements using single-frequency GPS, supplemented by geotechnical and geophysical investigations. These data will have to be cross-referenced with historical data in order to detect the evolution of Vaches Noires cliffs at different spatial and temporal scales.