



École Doctorale Sciences Physiques, Mathématiques et de l'Information pour l'Ingénieur

THÈSE DE DOCTORAT

DE L'UNIVERSITÉ DU HAVRE

SPÉCIALITÉ : GÉOSCIENCES

JÉRÔME LE COSSEC

La déformation gravitaire des côtes à falaises sédimentaires :

Modélisations numériques et expérimentales du secteur côtier Le Havre - Antifer (Haute-Normandie)

soutenue le 17 Septembre 2010

Devant la commission d'examen composée de :

Joseph MARTINOD	Professeur, Université de Toulouse III	Président du jury
Véronique MERRIEN-SOUKATCHOFF	Professeur, INPL, Nancy	Rapporteur
Alfredo TABOADA	Maître de Conférences HDR, Université de Montpellier II	Rapporteur
Emmanuel TRIC	Professeur, Université de Nice Sophia-Antipolis	Examineur
Said TAIBI	Maître de Conférences HDR, Université du Havre	Examineur
Bruno VENDEVILLE	Professeur, Université de Lille I	Directeur de thèse
Anne DUPERRET	Maître de Conférences HDR, Université du Havre	Co-directrice de thèse

Remerciements

Les remerciements!!! En être à cette partie c'est que l'on est déjà Docteur et que l'on touche à la fin de l'aventure. Ce qui, paradoxalement, fait que ici vous êtes donc à la fin de la thèse. J'ai toujours adoré lire les remerciements dans les thèses, seule portion d'un manuscrit où l'on ressent le caractère de l'individu. Alors Docteur est-ce grave?

Il est donc temps de remercier toutes les personnes qui ont contribué volontairement ou à l'insu de leur plein gré à cette épopée scientifique. J'ai croisé beaucoup de spécimens en cinq ans, je vais essayer de ne pas en oublier mais c'est pas gagné d'avance.

Je commencerais par remercier tous les membres du jury pour avoir accepté d'évaluer mes travaux de doctorat ainsi que pour l'enthousiasme que vous avez témoigné tout au long et à l'issue de la soutenance orale.

Tout d'abord, merci à Véronique Merrien-Soukatchoff et Alfredo Taboada pour cette plongée au coeur des mes résultats et pour les avoir décortiqués minutieusement. Vos avis respectifs ont été très profitables et agréables à lire, tout comme les discussions au cours de congrès que ce soit en France ou à l'étranger.

Je remercie ensuite Joseph Martinod pour avoir accepté d'endosser le rôle de président du jury. Merci également pour avoir fait part de vos remarques et commentaires sur une version préliminaire de l'article.

Vient ensuite le tour d'Emmanuel Tric, ancien encadrant de Master2 et instigateur de cette thèse. S'il n'avait pas gentiment proposé son carnet d'adresses scientifiques pour diffuser ma recherche d'un sujet de thèse tout ceci n'aurait probablement pas eu lieu. Je lui dois également en grande partie mes capacités en modélisation numérique sur les mouvements gravitaires ainsi que ma maîtrise d'ADELI. Grâce à son encadrement j'ai été pratiquement autonome, pratiquement car il y a bien eu quelques mails qui ont circulé pour résoudre des problèmes de fonctionnement. J'en profite également pour remercier Marie-Aude Bonnardot pour avoir mis à ma disposition les fichiers sources d'ADELI, ainsi que Riad Hassani, concepteur du dit code, qui a toujours eu une réponse claire et détaillée concernant les rouages internes de la bête.

Concernant Said Taibi, notre relation a débuté tout simplement au sein d'une salle de classe, pour l'un de mes tous premiers cours de mécanique des sols. Puis Said m'a ouvert les portes de son laboratoire m'initiant,

notamment, au dispositif triaxial avec une pédagogie rare et efficace. La recette a plutôt bien fonctionné, jusqu'à me donner carte blanche dans son laboratoire, en allant de son agencement et en passant notamment par la gestion complète des séances de TP. Les *timing* de Said resteront mémorables que ce soit les rendez-vous nocturnes (de 18 à 23h00) ou les chamboulements pour cause d'emploi du temps à géométrie variable. Tous mes remerciements pour cette confiance totale et réciproque.

Place aux encadrants et hiérarchie oblige, je commencerai par Bruno Vendeville. Les trois mois de stage Lillois ont commencé sous un pluie digne du Havre, étais-je parti ou pas?? Au détour d'un obscur sous-sol j'ai découvert l'antre de la modélisation expérimentale, où se cotoient, bétonnière, sacs de sables, oxydes colorés et une souffleuse à feuilles. C'est avec un air dubitatif que Bruno m'a montré le concept pour faire des falaises : du sable, un pulvérisateur à vitre et 5 minutes plus tard une falaise se dressait sous mes yeux. Ça paye pas de mine mais après quelques ajustements techniques les résultats furent surprenants. Merci Bruno de m'avoir appris à faire mieux que des châteaux avec du sable. Travailler à ton contact a été un vrai bonheur, et je suis vraiment devenu fan de tes petites phrases *so chocking*. Je glisse quelques pensées pour Monique Gentric, brillante secrétaire.

Anne Duperret, l'aventure pourrait se résumer par cinq ans d'un relationnel hautement improbable mais qui a tenu, bon an, mal an, jusqu'à son terme. Il aura fallu de la patience de part et d'autre pour boucler ce doctorat. Mais bon, je suis déloyal en disant celà. Je me dois de remercier Anne pour sa perpétuelle et permanente exigence, la qualité finale de mes travaux y doit beaucoup.

Au-delà de ce cercle restreint, des contributions et participations notables méritent également leurs remerciements.

Merci aux directeurs successifs du laboratoire, Messieurs Jacques Lebas (directeur de l'ex-LMPG) et Innocent Mutabazi (actuel directeur du LOMC) pour m'avoir renouvelé leur confiance pendant 5 années consécutives.

Merci à Laurent Dubois et Philippe Garcia du Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Rouen (CETE Normandie Centre) pour m'avoir accueilli durant une semaine au sein du laboratoire de Géotechnique, me permettant ainsi de martiriser mes prélèvements de craie.

Merci également à Olivier Koffman pour avoir fait le déplacement depuis la Belgique avec femme et enfants pour trois jours de géophysiques battus par les vents automnaux havrais mais sous le soleil tout de même.

J'ai eu l'opportunité d'effectuer des enseignements tout au long de ma thèse, une vraie bouffée d'air frais pour se changer les idées et laisser reposer la thèse. Je remercie l'ensemble de l'équipe pédagogique qui m'a épaulé, Florence Mancel pour le relais auprès des étudiants, Maryvonne Sadeg pour la reprographie, Roland Leseigneur pour les aspects administratifs et la gestion des salles, Anne Meunier pour la préparation des salles de Géologie, les coordinateurs de filières Natalija Lhuissier, François Marin ou encore Huaqing Wang.

Au sein de mon Laboratoire, le LOMC (Laboratoire Ondes et Milieux Complexes), je n’oublie pas le personnel de l’ombre. Carole Leguen notre génialissime secrétaire, toujours un petit mot, toujours le sourire et chaque fois avec le bon renseignement dans les méandres administratifs. Un grand merci à Claude Houssin pour ne pas m’avoir envoyé bouler chaque fois que je passais à l’improviste avec du matériel grippé. Quelle dextérité avec les machines outils pour produire à partir d’un schéma douteux, la pièce manquante pour faire fonctionner les manip!! Je ne peux pas oublier Grégoire Varin Breant, une thèse numérique sans un administrateur informatique hors pair ça serai tout bonnement impossible. Un dernier petit mot à Valerie Lebris pour le coup de main dans la préparation du buffet de thèse en particulier et pour le petit mot au quotidien, chaque matin.

Place aux mentions spéciales, je commencerai par Armelle Jarno Druaux qui m’a offert l’azile dans son bureau pendant trois mois durant la période de rédaction. En tant que coordinatrice de la filière mécanique, elle m’a accompagné et lancé avec justesse dans le grand bain de l’enseignement. Je lui témoigne ici toute ma gratitude et merci d’avoir été une interlocutrice privilégiée.

Au rang des interlocuteurs privilégiés, il y a également Julie Lebunetel. Rien ne vaut les collègues thésards dans les moments de creux. En quatre ans, les discussions furent nombreuses, je n’ai pas été des plus *fair-play* à certains moments, venant blablater pendant le stress final du bouclage de sa thèse. Elle ne m’en a jamais voulu ou du moins n’en a jamais rien dit. Ce qui est sûr c’est que j’ai gagné une super amie à laquelle je témoigne toute ma reconnaissance.

Une sacrée équipe de doctorants s’est formée pendant cinq ans, une équipe internationale! Un bon gros *melting pot*, toujours présent à l’appel. Salutations aux marocains (Tariq, Adil, Mouna, Hind), aux algériens (Akli, Faycal, Samira), aux tunisiens (Mohamed, Amine), aux lybiens (Messi, Khader, Samira), aux camerounais (professeur Waffeu, Davy, Martial, Mireille), au djiboutien (Ala), aux chinois (Chen, Hui), aux vietnamiens (Trin, Tran, Dat), au lorrain (Christopher), au gone (Paul), au presque breton (Sylvain), à l’angevin (Adrien) et enfin aux produits locaux (Aurélien, Sébastien, Raphaël, Jean-Marc, Mathieu).

Des équipes de doctorants bien barrées ça se trouve de partout, petit clin d’oeil aux chevelus et barbus (© Bruno Vendeville) de Lille : Aurélien, Nicolas, Violette, Tomas, Melecio, Benoit et la bande des “paleux”.

Je rajoute quelques mots à nos colocataires de la Cellule de Suivi du Littoral Normand, un merci particulier à la branche historique Aurélien, Camille, Thomas, Jérôme, Serge, Chloé (ne t’en déplaie tu es quand même remerciée) et tous les nouveaux qui ont suivi.

Il est temps d’achever. Je remercie les enfants du pays, pas besoin de les nommer individuellement, il suffit de dire merci les conscrits de 2002, avec ces quelques mots tout est dit. Malgré mes courtes escapades dans le Forez tous les six mois, c’est comme si je n’étais jamais parti.

Je finirai par la famille, toute la famille, toujours là et toujours présente, un soutien infaillible de tous les

instants. Merci à mes deux logiciels personnels de corrections gramaticales et orthographiques, leur dévouement a été bien plus important que ça. Elle n'a pas connu les affres de ma thèse mais en entendra parler encore pendant longtemps, bienvenue à la petite Chloé et félicitations aux deux couramiauds. Bravo à mes deux serveuses champenoises, le timing a été parfait.

Monde moderne version 2.0 oblige, rien ne vaut une fleet battle à 2000 personnes et du lag intersidéral (ELYR, T.C.F., EVE online ©CCP).

*Soon*tm

Les falaises, on ne bouge pas sur la photo!!

Table des matières

Introduction	1
1 Contexte géologique de la côte haut-normande	7
1.1 Contexte géologique	8
1.2 Morphologies côtières	12
1.3 La succession stratigraphique	14
1.3.1 Le Kimméridgien	15
1.3.2 L’Aptien	18
1.3.3 L’Albien	20
1.3.4 Le Cénomanién	23
1.3.5 Le Turonien	26
1.3.6 Le Plio-Quaternaire	26
1.4 Structure de la falaise étudiée	27
1.4.1 Le pendage régional	27
1.4.2 Structuration de détail à Octeville	31
2 Caractérisation des déformations gravitaires	39
2.1 Types de mouvements	40
2.2 Facteurs intervenant dans les processus d’instabilité	48
2.3 Mouvements gravitaires dans les falaises à assise sédimentaire argilo-sableuse	50
2.3.1 Mouvements au Cap Griz-Nez	51
2.3.2 Mouvements sur l’île de Wight (GB)	53
2.3.3 Mouvements en Basse-Normandie	56
2.4 Connaissances le long du secteur d’étude : le site de Sainte-Adresse	57

3	Caractérisation mécanique	63
3.1	Introduction	64
3.2	Les méthodes de caractérisation physique	65
3.2.1	Détermination des paramètres d'état	65
3.2.2	Cisaillement triaxial	66
3.2.2.1	Le dispositif de mesure	68
3.2.2.2	La phase de saturation	69
3.2.2.3	La phase de consolidation	71
3.2.2.4	La phase de cisaillement	72
3.2.2.5	Les caractéristiques mécaniques mesurées	73
3.3	Les propriétés mécaniques par lithologies	75
3.3.1	Les argiles du Kimméridgien	75
3.3.2	Les argiles de l'Albien (Gault)	81
3.3.3	L'argile à silex Plio-quaternaire	88
3.3.4	Les sables de l'Aptien	91
3.3.5	Les craies du Cénomaniens	96
3.4	Synthèse	105
4	Modélisation numérique en éléments finis (ADELI)	107
4.1	Le principe de la modélisation	108
4.2	La méthode des éléments finis	109
4.2.1	Discrétisation spatiale	109
4.2.2	Discrétisation temporelle	109
4.3	Le code de calcul ADELI	110
4.3.1	Modélisation des glissements gravitaires	110
4.3.2	La méthode de relaxation dynamique	111
4.3.3	Critères de détection de l'instabilité d'une maille	112
4.3.4	Lois de comportements mécaniques disponibles dans ADELI	113
4.3.4.1	Élasticité	114
4.3.4.2	Plasticité	114
4.3.5	Choix de critères pour le secteur d'étude	116
4.4	Modélisation de l'instabilité de falaises littorales multi-couches	117
4.4.1	Les conditions aux limites	117
4.4.2	Géométries des couches	120

4.4.3	Validation des paramètres numériques	122
4.4.4	Paramètres mécaniques utilisés	125
4.5	Résultats	125
4.5.1	Mécanisme de glissement de la falaise	125
4.5.2	Variation latérale de la déformation en rapport avec la position des niveaux d'argiles	128
4.5.3	Limitations de la méthode	137
4.5.4	Influence du profil de falaise	140
4.5.5	Composition du dépôt de pied	145
4.5.6	Correspondance des vitesses numériques et mesures à Sainte-Adresse	146
4.6	Discussion	147
5	Modélisation analogique	149
5.1	Introduction	150
5.2	Principe de la modélisation analogique	150
5.2.1	Similitude géométrique	150
5.2.2	Similitude cinématique	151
5.2.3	Similitude dynamique (forces et résistances)	152
5.3	Dispositif expérimental	153
5.3.1	L'hypothèse de travail	156
5.4	Choix des matériaux analogues	157
5.4.1	Matériaux et dimensionnement associé	157
5.5	Modélisation avec un seul niveau de décollement (2D)	160
5.5.1	Construction du modèle et conduite de l'expérience	160
5.5.2	Limitations de la méthode	160
5.5.3	Modèle analogique 2D	161
5.6	Modélisation à deux niveaux de décollements	165
5.6.1	Modèle 1 : surpressions identiques sur les deux niveaux	167
5.6.2	Modèle 2 : surpressions renforcées sur le décollement supérieur	169
5.7	Modèle 3D avec un pendage du niveau de décollement	175
5.8	Discussion	180
6	Article en révision (Tectonophysics)	183
6.1	Résumé de l'article	184
6.2	Introduction	187

6.3	Geological setting	188
6.3.1	Cliff litho-stratigraphy	189
6.4	Mechanical parameters	192
6.4.1	Material sampling	192
6.4.2	Approaches and results	193
6.5	Numerical simulation	195
6.5.1	Mechanical law and code type	195
6.5.2	Model geometry	196
6.5.3	Numerical characteristics	197
6.5.4	Results	199
6.6	Experimental modelling	204
6.6.1	Bases	205
6.6.2	Materials and scalling	206
6.6.3	Geometry	207
6.7	Discussion	216
6.8	Conclusion	221
7	Discussion	227
	Conclusion générale	238
A	Mouvements historiques	273
A.1	Période antérieure à l'aménagement du Nice havrais	273
A.2	Période postérieure à l'aménagement du Nice havrais	274
B	Échantillonnage	275
B.1	Les méthodes de prélèvement	275
B.2	Préparation des éprouvettes	276
C	Identification par immersion	279
C.1	Argiles du Kimméridgien	279
C.2	Argiles de l'Albien	280
C.3	Argiles à silex tertiaire-quadernaire	280
C.4	Sables aptien	281
C.5	La craie glauconieuse à silex cénomaniennne	281
C.5.1	Le silex	281

<i>TABLE DES MATIÈRES</i>	X
C.5.2 La craie	282
C.5.3 La craie à silex	283
D GEOMOD, 2008	284

Liste des symboles

$*$	Rapport de la grandeur physique entre sa valeur dans le modèle réduit et sa valeur dans la réalité [-]
γ	Poid volumique de la roche [kN/m^3]
λ	Coefficient de pression de fluide [-]
$\mu = \tan \varphi$	Coefficient de friction interne [-]
ψ	Angle de dilatance [°]
ρ	Masse volumique de la roche [kg/m^3]
ρ_{sq}	Masse volumique spécifique du squelette minéral [g/cm^3]
$\sigma' = \sigma - u$	Contrainte effective [kPa]
σ_1	Contrainte verticale [kPa]
σ_3	Contrainte de confinement [kPa]
σ_n	Contrainte normale [kPa]
τ	Contrainte cisillante [kPa]
ε_1	Déformation axiale [0/0]
ε_v	Déformation volumique [0/0]
φ	Angle de frottement interne [°]
B	Coefficient de Skempton [-]
c	Cohésion de la roche [kPa]
d	Diamètre de l'éprouvette de roche [mm]
E	Module de déformation élastique [kPa]

e	Indice des vides [-]
E_{50}	Module de déformation élastique sécant passant par la moitié du déviateur maximal et l'origine [kPa].
E_{t50}	Module de déformation élastique tangent déterminé à la moitié du déviateur maximal [kPa].
$El = h/d$	Elancement, rapport entre la hauteur et le diamètre de l'éprouvette de roche [-]
h	Hauteur de l'éprouvette de roche [mm]
I	Gradient hydraulique [-]
K	Perméabilité dynamique en [m/s]
p'	Contrainte effective moyenne [kPa]
Q	Débit d'injection de fluide [m^3/s]
q	Déviateur des contraintes, $q = \sigma_1 - \sigma_3$ [kPa]
Sr	Degré de saturation [0/0]
u	Pression interstitielle [kPa]
u_e	Pression interstitielle à la base de l'échantillon [kPa]
u_s	Pression interstitielle au sommet de l'échantillon [kPa]
W	Teneur en eau [0/0]

Introduction

Le secteur côtier, à différentes échelles de temps, est en évolution constante sous l'effet de multiples facteurs qui en modifient sa morphologie. Le domaine côtier de par son exposition aux éléments naturels est soumis à des processus d'érosion aux conséquences environnementales et sociétales. Les problématiques associées aux phénomènes d'érosion nécessitent d'identifier les paramètres impliqués et d'en comprendre les mécanismes et interactions. Au sein de ces processus, les mouvements gravitaires jouent un rôle important, ils sont parmi les agents de dénudation les plus actifs. Ils entraînent une modification du trait de côte en redessinant son tracé, déplaçant la frontière entre la terre et la plate-forme littorale.

La thématique de l'érosion du trait de côte est d'importance dans les politiques d'aménagement du territoire. Elle doit permettre aux acteurs locaux de définir la nature et l'ampleur du risque auquel est soumis le secteur et de décider en conséquences des mesures à prendre (interdiction de construction, expropriation, démolition, ...). Elle doit également, dans la mesure du possible, permettre de prévoir l'évolution du secteur et ainsi anticiper les conséquences et risques à venir.

En France et en Grande Bretagne, le littoral de la Manche est soumis à un aléa gravitaire impliquant des mouvements de terrain. Ils ont fait l'objet d'études dans le cadre de plusieurs projets européens (ROCC, PROTECT, INFORM), portant sur l'érosion des falaises de craie, notamment le long du trait de côte haut-normand, situé sur la côte Nord-Ouest de la France. Ces études se sont concentrées sur les morphologies de falaises verticales constituées de différentes lithologies de craie. En Normandie et en Picardie, le taux d'érosion moyen sur les 30 dernières années, établi sur ces morphologies, est compris entre 0,23 et 0,30 cm/an (Costa, 2000; Costa *et al.*, 2004), un taux d'érosion fort. L'aléa gravitaire sur ce type de falaise implique des effondrements localisés et soudains dont la fréquence de retour est difficilement prévisible précisément (Duperret *et al.*, 2002, 2004; Mortimore *et al.*, 2004).

Au Sud des côtes de la Haute-Normandie, une portion de falaise est constituée de lithologies argileuses et sableuses situées à la base des lithologies de craie. Dans ce contexte, les mouvements gravitaires affectant cette falaise sont identifiés comme étant des glissements lents (Sinelle, 1989). Les portions affectées par ces glissements de terrain forment alors un amas important de débris, protégeant la base de falaise des

actions marines. Le taux d'érosion le long de ces falaises est méconnu précisément. Cependant sur la base de documents historiques, la gamme serait comprise entre 0,3 et 1 m/an, laissant supposer que l'aléa mouvement de terrain est plus intense sur ce secteur, que le long des falaises de craie.

Sur ce territoire, où existent d'importants enjeux, le risque gravitaire est amplifié. A court terme, il menace les secteurs d'habitations, construits en sommet et en pied de falaise. De plus, un terminal portuaire pétrolier en exploitation est également exposé (port d'Antifer). Les perspectives de développement d'un terminal méthanier sur le même site accroissent les enjeux à moyen terme. A long terme, le risque porte aussi sur l'aérodrome d'Octeville présent en retrait de la falaise. Pour toutes ces raisons, la région Haute Normandie s'est impliquée en soutenant cette étude au travers d'une bourse doctorale.

L'étude engagée porte sur l'identification et la caractérisation des mouvements gravitaires. Elle cherche à déterminer quels sont les facteurs de contrôle de ces glissements de terrains : contrôles lithologiques, hydrologiques, Quelle est l'amplitude des phénomènes, quelles sont leurs vitesses actuelles et comment sont-ils susceptibles d'évoluer.

Le manuscrit est construit de la façon suivante :

- Le premier chapitre présente le contexte géographique et géologique de l'étude, exposant les caractéristiques des falaises côtières à lithologies contrastées affleurant le long du trait de côte entre Sainte-Adresse et le terminal d'Antifer.
- Le second chapitre présente les mouvements gravitaires identifiés dans des contextes géologiques similaires en Picardie, dans le Calvados et sur l'île de Wight en Angleterre.
- Le troisième chapitre couvre la caractérisation mécanique réalisée sur les lithologies majeures constituant la falaise. Ce travail est une étape nécessaire à la réalisation des différentes modélisations du comportement mécanique de la falaise.

Les chapitres quatre, cinq et six concernent les différents modèles du trait de côte.

- Le quatrième chapitre aborde les modélisations numériques en éléments finis réalisées avec le code ADELI, sur des coupes 2D sur 4 sites le long du secteur d'étude. L'influence de la position et du nombre de niveaux d'argiles dans la falaise met en évidence une modification de l'intensité des déformations dont les vitesses sont comparées et discutées.
- Le cinquième chapitre traite des modèles analogiques réalisés à l'Université de Lille 1. Le comportement de la falaise a été étudié sur un dispositif de génération de pression de fluides aux pores. Pour les modèles en 2D, la présence d'un ou deux niveaux d'argiles est étudiée. Sur un modèle 3D, la variation d'élévation d'un seul niveau est analysée. Le rôle joué par le dépôt de pied dans la stabilisation des mouvements gravitaires est précisé.
- Le sixième chapitre correspond à un article soumis à *Tectonophysics* en Février 2010. Il reprend et

synthétise les principaux résultats issus des modèles numériques et analogiques, les utilisant en complémentarité dans l'analyse des mouvements gravitaires affectant les falaises à lithologies contrastées. Sur la base de cette analyse et de la bathymétrie relevée au large du secteur d'étude, un modèle d'évolution du trait de côte est proposé.

Chapitre 1

Contexte géologique de la côte haut-normande

Sommaire

1.1	Contexte géologique	8
1.2	Morphologies côtières	12
1.3	La succession stratigraphique	14
1.3.1	Le Kimméridgien	15
1.3.2	L'Aptien	18
1.3.3	L'Albien	20
1.3.4	Le Cénomanién	23
1.3.5	Le Turonien	26
1.3.6	Le Plio-Quaternaire	26
1.4	Structure de la falaise étudiée	27
1.4.1	Le pendage régional	27
1.4.2	Structuration de détail à Octeville	31

1.1 Contexte géologique

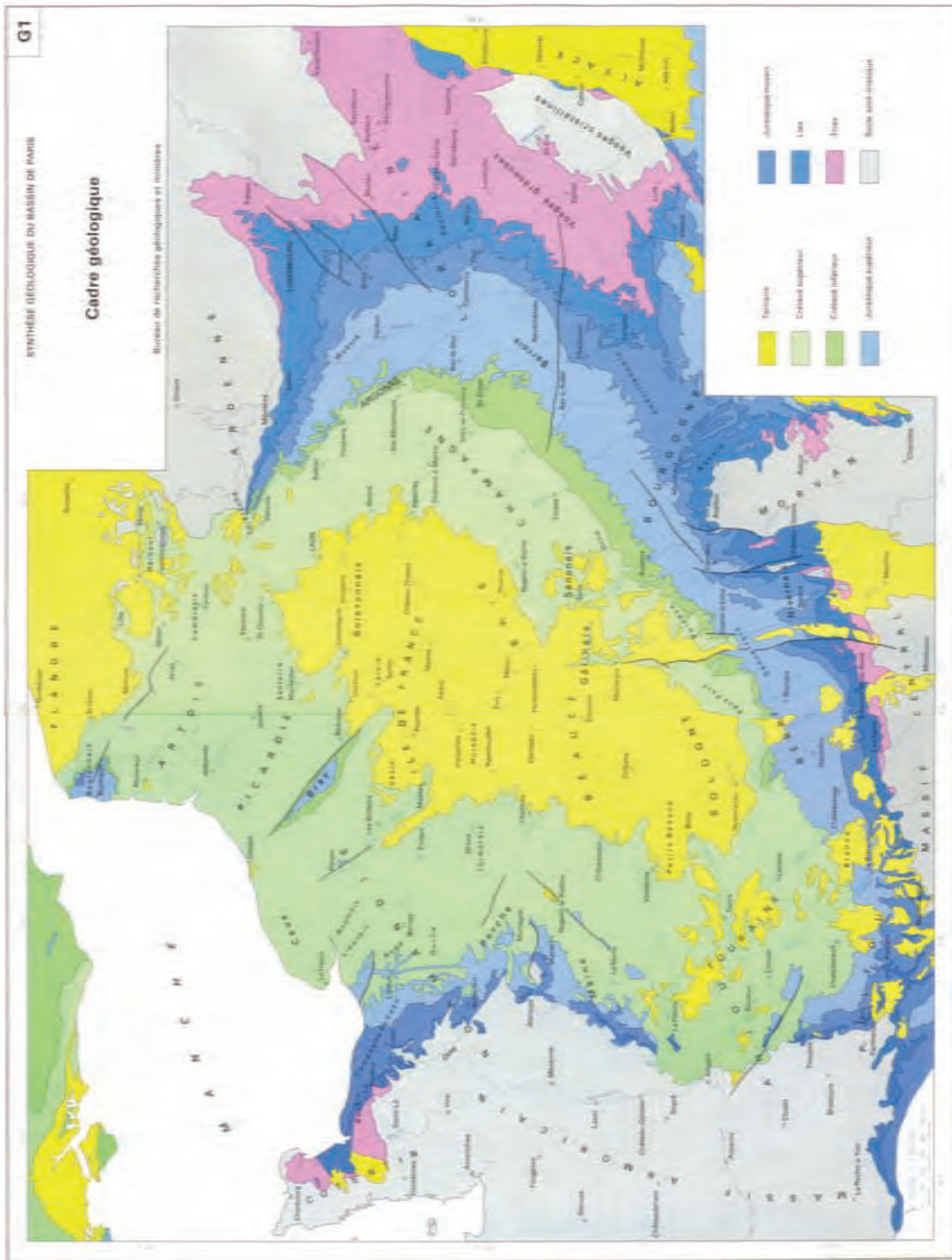


FIGURE 1.1: Carte géologique simplifiée du bassin de Paris (Mégny et Mégny, 1980b).

Le bassin de Paris est bordé à l'ouest par le massif Armoricaïn, au sud par le massif central et au nord-est par les Ardennes. Au nord-ouest, le bassin est coupé par la Manche orientale (entre le détroit du Pas-de-Calais et la faille du Bray (Dieppe - île de Wight)) et la Manche centrale (entre la faille du Bray et l'ouest de la pointe du Cotentin) (Fig. 1.1).

La structuration du bassin de Paris commence au Permien. Suite à l'orogénèse hercynienne, plusieurs épisodes de distension entraînent une évolution différentielle des blocs Armoricaïn, Londres-Brabant et Arverno-Vosgien et le début de la subsidence du socle du bassin de Paris. Ce fonctionnement subsidant va délimiter le bassin et permettre, à partir du Trias des intrusions transgressives marines et la mise en place des premiers dépôts sédimentaires de type gréseux (Mégnyen et Mégnyen, 1980a). Le fonctionnement subsidant du bassin se poursuit pendant tout le secondaire avec une accumulation de 2900 m de sédiments au centre du bassin pendant tout le Mésozoïque. A la fin du Crétacé et pendant le Tertiaire, le fonctionnement tectonique du bassin se modifie, la subsidence diminue fortement ($1/5$) avec l'accumulation de 250 m pendant le Tertiaire. L'émersion du bassin serait liée à l'orogénèse Laramienne fini-Crétacé (Mégnyen et Mégnyen, 1980a).

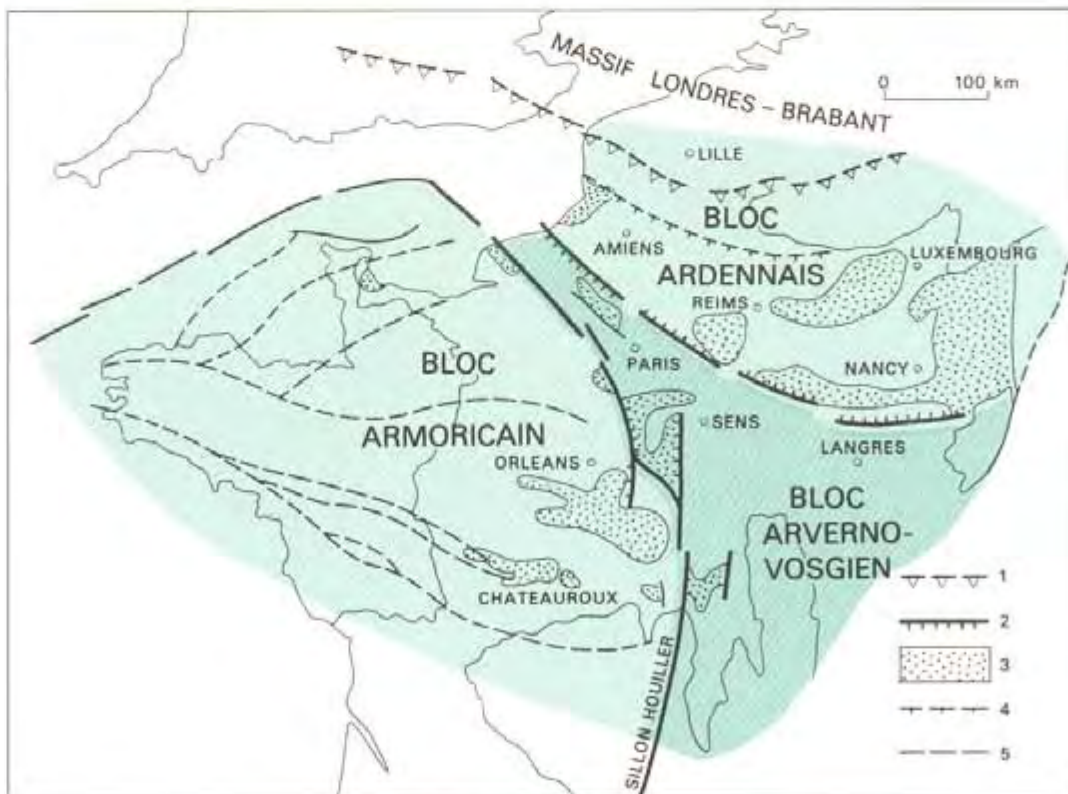


FIGURE 1.2: Schéma structural du socle du bassin parisien (Mégnyen et Mégnyen, 1980b).

1. Front varisque - 2. Principales fractures du socle (et rejet) - 3. Bassins permien - 4. Limite nord d'extension du Permien sur le bloc ardennais - 5. Limites des principales unités du massif armoricain.

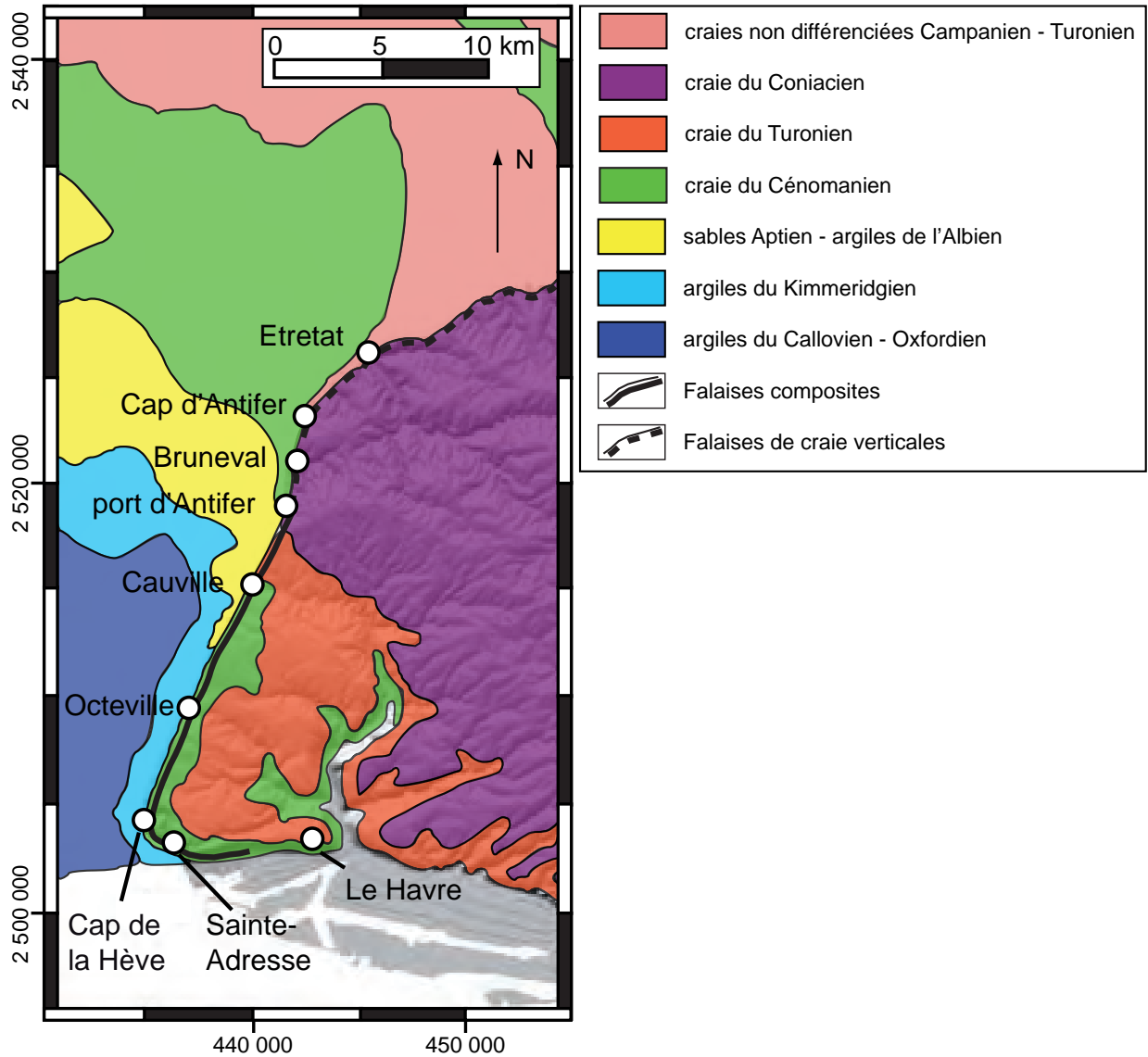
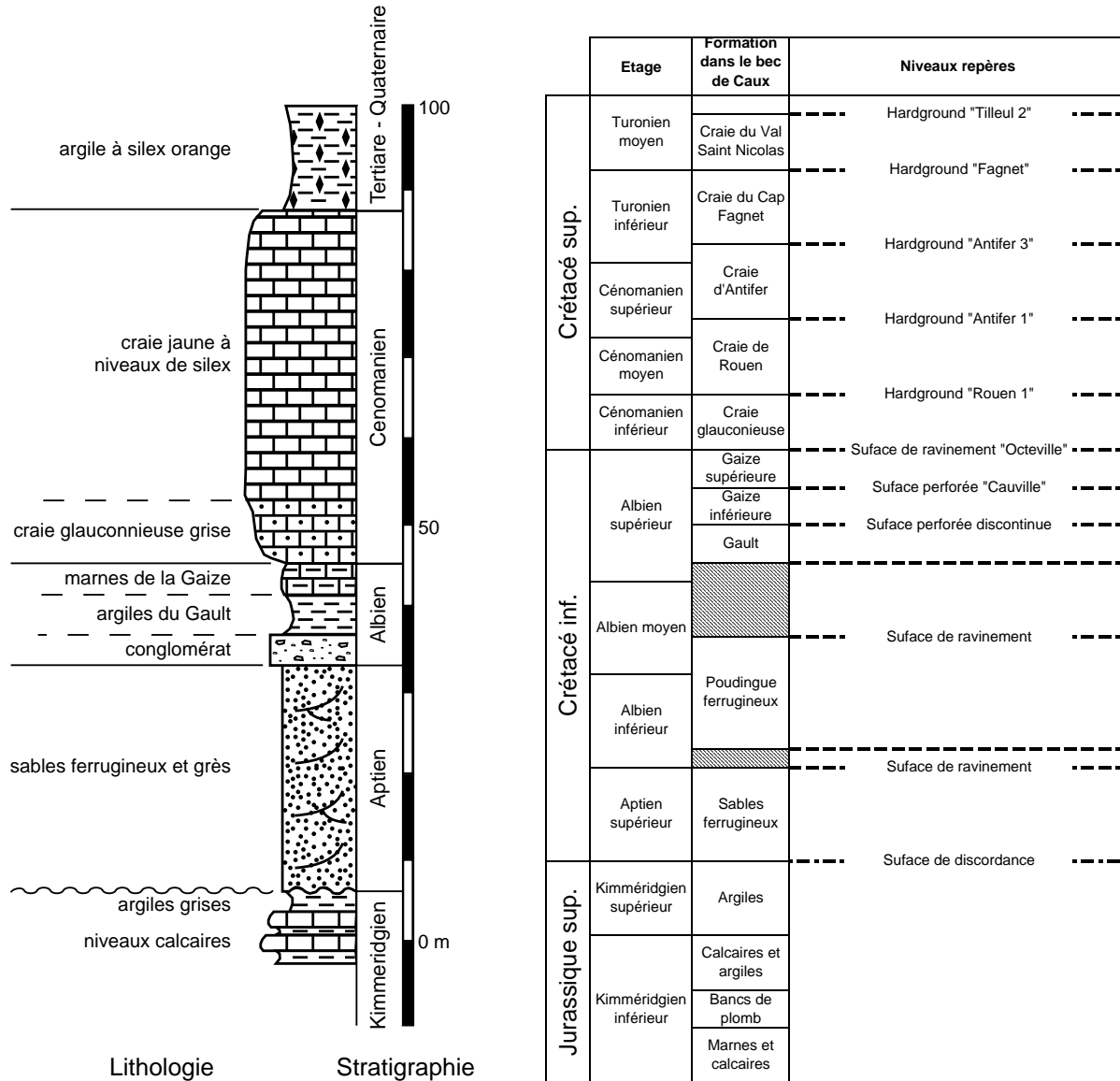


FIGURE 1.3: Carte géologique des formations en Haute-Normandie, entre les Caps de la Hève et d'Antifer. Modifié de la carte géologique Rouen au 1/100 000.

La côte étudiée est située à l'ouest du bassin de Paris. Ce bassin sédimentaire est composé essentiellement de séries allant du Jurassique au Crétacé supérieur (Fig. 1.3). Au nord de l'estuaire de la Seine, le secteur d'étude est situé en Seine-Maritime, au nord du Havre (du Cap de la Hève au port d'Antifer). Entre le Cap de la Hève et le port d'Antifer la succession stratigraphique s'étend du Kimméridgien au Cénomanién avec un plongement progressif des séries vers le NE. La basse falaise est constituée par des niveaux sablo-argileux datés du Kimméridgien à l'Albien, le sommet de falaise est constitué de craies datées du Cénomanién au Turonien et au nord d'Antifer, les falaises ne sont plus constituées que de craies datées du Turonien au Campanien. Les lithologies les plus anciennes n'affleurant qu'au sud, au Cap de la Hève (Fig. 1.4a) où affleurent les argiles du

Kimméridgien, puis progressivement vers le nord apparaissent les sables aptiens et les argiles albiennes pour aboutir à une falaise entièrement faite de craie. Le terminal d'Antifer marque la transition entre les falaises stratifiées au sud et les falaises de craies au nord.



(a) Log synthétique des lithologies affleurantes au Cap de la Hève.

(b) Log synthétique des formations sédimentaires affleurantes en Haute-Normandie au niveau du Bec de Caux. Adapté de Juignet (1974); Lasseur (2007); Lasseur *et al.* (2009) pour les étages Aptien à Turonien et adapté de Samson *et al.* (1996) pour le Kimméridgien.

FIGURE 1.4: Logs synthétiques établis le long du secteur d'étude.

1.2 Morphologies côtières

La portion étudiée se situe au nord de l'embouchure de la Seine, le long du trait de côte haut-normand et concerne le secteur compris entre le Cap de la Hève et le Cap d'Antifer (Fig. 1.5), soit un segment côtier de 20 km de long. Elle porte sur des falaises constituées de successions régulières de roches sédimentaires du Crétacé supérieur au Plio-Quaternaire, situées à la base de la craie constituant le bassin de Paris. L'élément principal de ces côtes étant la présence de niveaux sablo-argileux à la base de la craie. Parmi les caractéristiques de ces falaises, deux éléments sont également singuliers : l'orientation du trait de côte et sa morphologie.

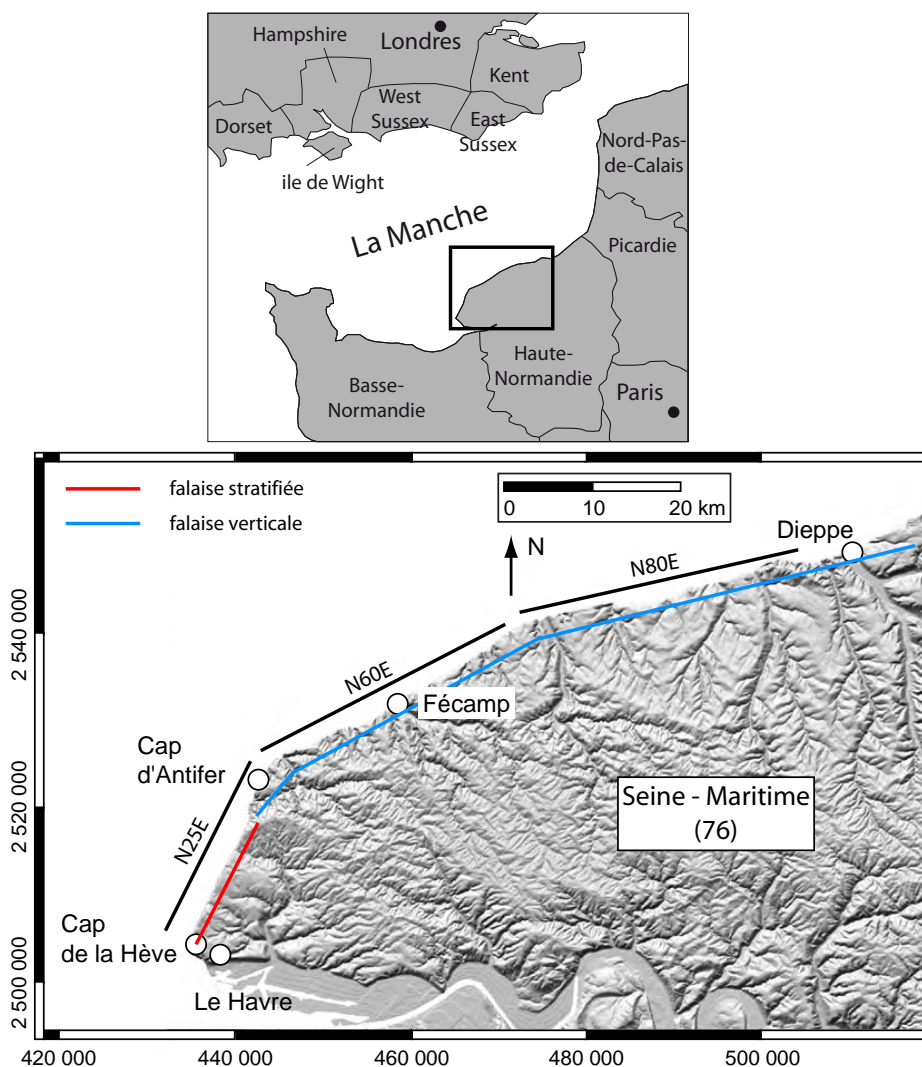


FIGURE 1.5: Carte de localisation de la zone d'étude. Les orientations du trait de côte sont modifiées de Genter *et al.* (2004). Les coordonnées cartographiques sont en projection Lambert II. Le fond de carte est un MNT généré avec le logiciel Synergis du BRGM.

En Haute-Normandie, les falaises côtières présentent une orientation comprise entre $N50^\circ$ et 80° (Genter *et al.*, 2004). En revanche, le secteur d'étude présente une orientation $N25^\circ$, qui reste atypique à l'échelle de la Haute-Normandie et de la Manche (Fig. 1.5). Cette portion se distingue également par une ligne de côte très rectiligne, élément qui ressort nettement à toutes les échelles (de la carte au terrain) (Fig. 1.5).

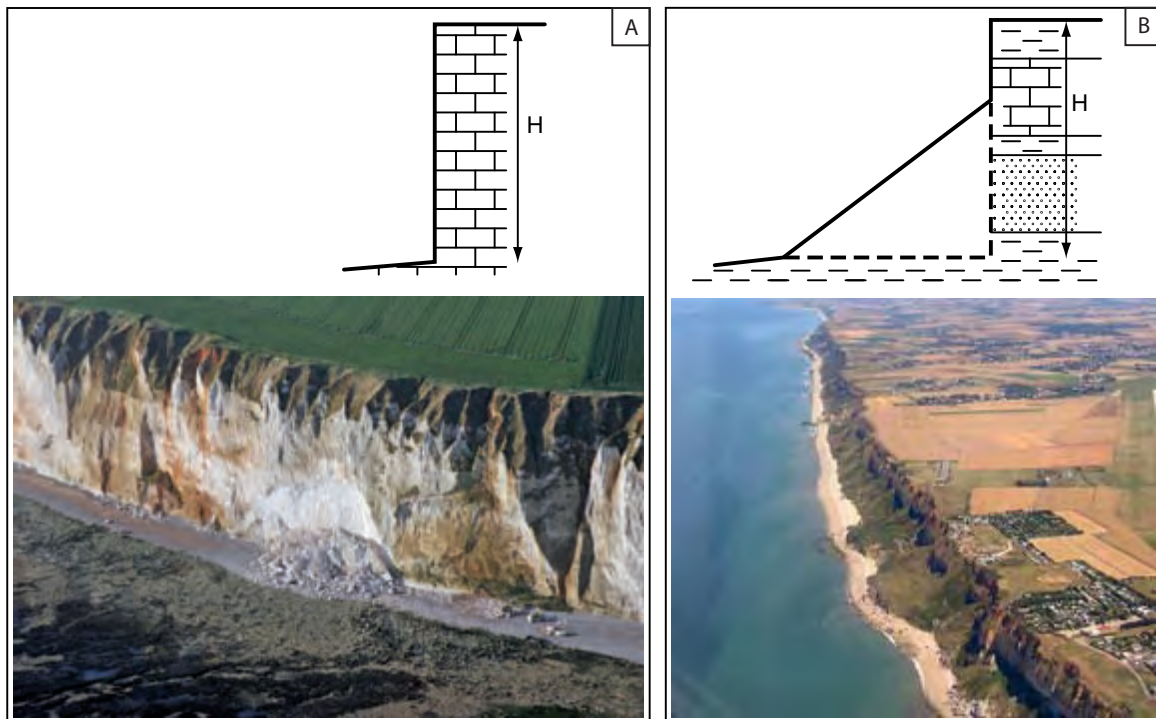


FIGURE 1.6: Morphologie de la falaise selon sa composition lithologique. Les falaises de craies pures présentent un profil vertical (A). Pour les falaises à lithologies contrastées avec une assise argilo-sableuse, un dépôt de pied se forme en pied de falaise masquant et protégeant la base de la falaise (B). La photo est orientée au Nord et prise à Octeville (crédit Alain Nicco, photographe professionnel)

Les falaises de craies pures sont verticales, le niveau marin atteignant la proximité du pied de falaise à marée haute. Les débris d'effondrement de la falaise y sont rapidement déblayés en quelques années et le profil régulièrement "rafraîchi". Dans le secteur étudié, les falaises stratifiées à assise argilo-sableuse présentent un important dépôt de pied à la base de la falaise. Le dépôt est composé de roches éboulées, contenant de la craie, des sables, des argiles à silex ; le dépôt est continu et persistant tout le long du trait de côte.

Les dimensions du dépôt sont les suivantes : la largeur à la base varie de 50 à 75 m pour une hauteur de 50 m. La falaise a une hauteur comprise entre 80 et 100 m, en moyenne le dépôt masque la moitié inférieure de la falaise. Le prisme de débris protège efficacement la falaise contre l'érosion marine. Le prisme n'est jamais totalement déblayé, l'érosion marine forme un abrupt de quelques mètres de haut, taillé dans le dépôt de pied (Fig. 1.7).



FIGURE 1.7: Érosion du dépôt de pied affectant la falaise à Octeville (2001).

1.3 La succession stratigraphique

La reconnaissance des différentes lithologies affleurantes le long du trait de côte a fait l'objet de prélèvements pour déterminer leurs caractéristiques mécaniques. L'échantillonnage des roches constituant la falaise est tributaire de l'accessibilité aux affleurements. Les différentes lithologies sont principalement exposées dans la partie verticale constituant la partie haute de la falaise, la partie basse étant masquée par le dépôt de pied. Certaines roches du pied de falaise peuvent affleurer à quelques endroits selon que le dépôt de pied est absent ou rogné par l'érosion marine.

L'échantillonnage devient possible lorsque l'affleurement est positionné à proximité d'un accès à la mer (valleuse). Au niveau de Sainte-Adresse, la basse falaise est aisément accessible permettant de prélever le Kimméridgien (argiles) et l'Aptien (sables) (Fig. 1.8). Au terminal d'Antifer, le creusement artificiel de la falaise permet d'échantillonner le Cénomaniens (craie). En revanche, l'Albien (argiles) est plus difficile d'accès du fait du nombre limité d'accès à ces affleurements. Des échantillons ont cependant été prélevés au niveau du Croquet (lieu dit Café blanc, Fig. 1.8).

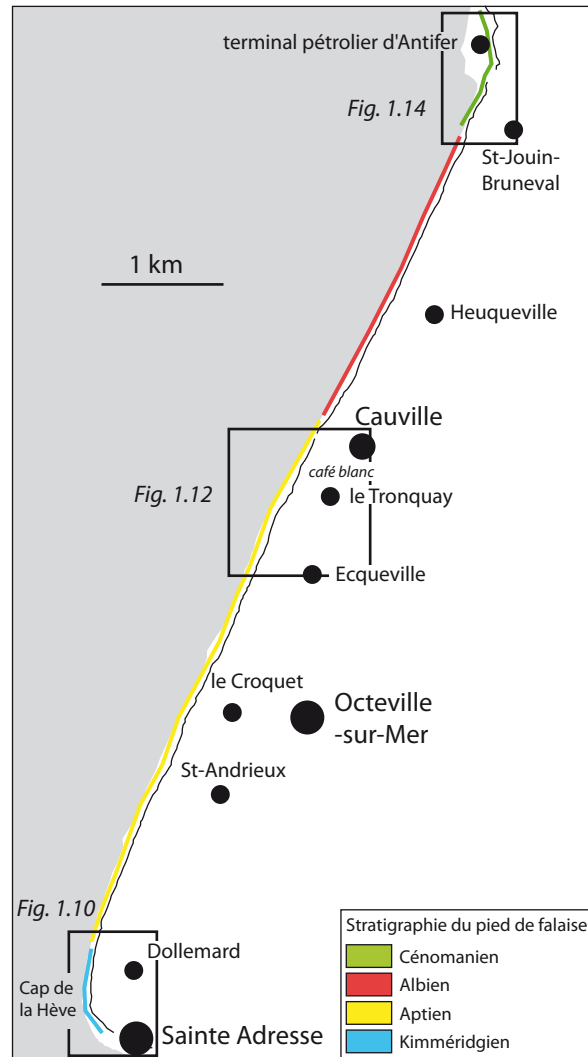


FIGURE 1.8: Carte d'extension des lithologies le long du trait de côte

1.3.1 Le Kimméridgien

Dans le pays de Caux, le Kimméridgien est à l'affleurement dans la falaise entre le Havre et le Cap de la Hève. Les premières descriptions des affleurements datent du XIX^{ème} siècle (*e.g. Lesueur (1843); Lennier (1867)*). Elles sont précisées par Rioult (1958, 1961); Guyader (1968, 1973) et révisées en 1996 par Samson (Samson *et al.*, 1996). Onze formations ont été reconnues et affleurent au sud du secteur d'étude entre le Cap de la Hève et le croquet (Fig. 1.8). Six formations sont datées du Kimméridgien inférieur (Fig. 1.10b) :

- les *Calcaires coquilliers*, les *Argiles à Deltoideum delta*, les *Bancs de Plomb*, les *Marnes de Bléville inférieure*, les *calcaires à Harpagodes*, les *Marnes de Bléville supérieure*,

et cinq du Kimméridgien supérieur :

– les *Argiles du Croquet* (membres inférieur et supérieur), les *Argiles d'Ecqueville* (membres inférieur, médian et supérieur).

Du fait du pendage régional vers le nord et d'une intense érosion post-jurassique, aucun affleurement ne présente la succession kimméridgienne au complet. Alors que le Kimméridgien inférieur affleure au Cap de la Hève, le Kimméridgien supérieur affleure vers Octeville. La série peut cependant être reconstituée à partir des différents affleurements majoritairement localisés sur le platier. Il n'y a qu'à La Hève que le Kimméridgien affleure nettement en base de falaise sur une hauteur de 4 m. La continuité latérale des affleurements est variable. elle dépend du recouvrement par le dépôt d'éboulis en pied de falaise.

L'ensemble du Kimméridgien consiste en une alternance de niveaux argileux et calcaires d'épaisseur variable.

Pour le Kimméridgien inférieur, le membre des *calcaires coquilliers* est constitué de quatre niveaux d'argiles grises à bleues alternés avec trois niveaux de calcaires très coquilliers. Les niveaux d'argiles font chacun 30 cm d'épais les niveaux calcaires font entre 15 et 20 cm d'épais. Les *Argiles à Deltoideum delta* commencent par de fins niveaux d'argiles bleutées et brunes (5 et 17 cm) et de calcaires (1 à 5 cm). elles se poursuivent par 2 m d'argiles grises et se terminent par 20 cm d'argiles lumachelliques.

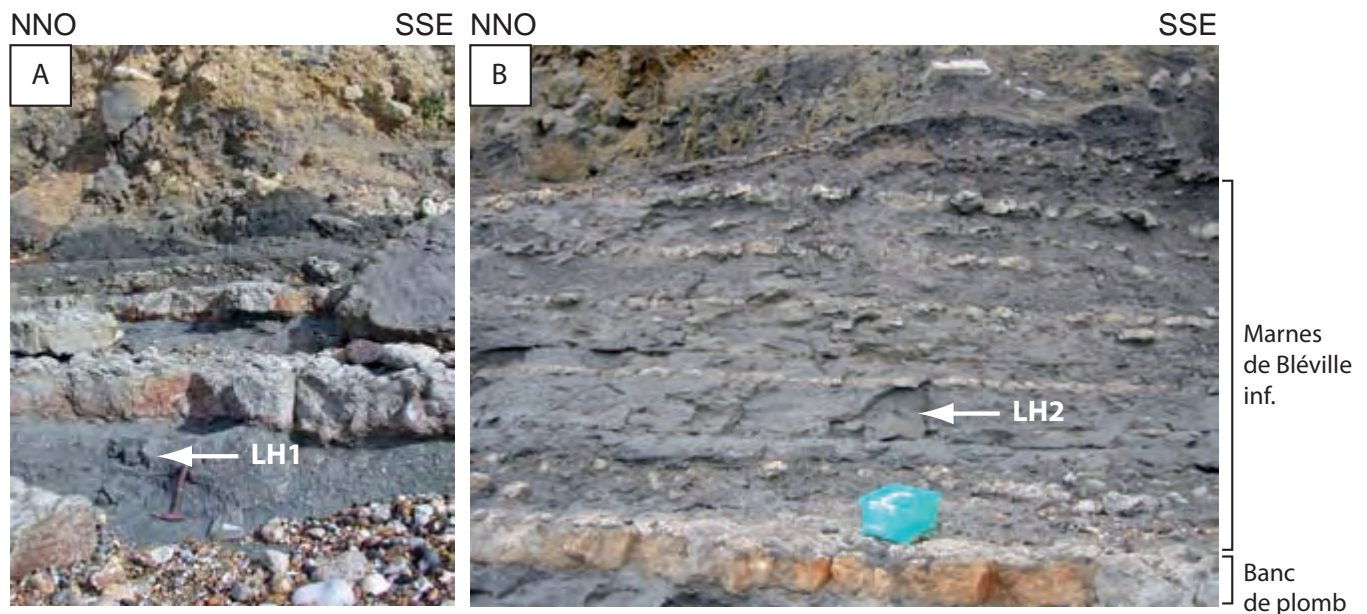


FIGURE 1.9: Kimméridgien inférieur à l'affleurement au Cap de la Hève. Le banc de plomb supérieur est visible sur les deux affleurements. Les premières strates argileuses et calcaires des *Marnes de Bléville inférieure* affleurent directement au dessus du banc de plomb. Seuls les 4 premiers mètres de la série sont visibles, les éboulis de falaise recouvrant la série.

Les *Bancs de Plomb* (Fig. 1.9) sont constitués de deux bancs massifs de calcaires gris dur, un niveau d'argiles grises de 30 cm est intercalé entre les bancs. L'épaisseur des bancs calcaires est variable, le niveau inférieur varie entre 35 et 55 cm, respectivement à La Hève et au Croquet. Le banc supérieur est plus fin avec 10 cm au Croquet et 25 cm à La Hève. Les *Marnes de Bléville (membre inférieur)* (Fig. 1.9) alternent entre des marnes et des calcaires fossilifères plus ou moins bioturbés. Les strates sont fines avec des bancs d'épaisseur comprise entre 5 et 20 cm. Au sein des *calcaires à Harpagodes*, deux bancs calcaires épais (50 cm) gris, très bioturbés se distinguent de bancs d'argiles (20 - 30 cm), de marnes (20 - 35 cm) et de calcaires plus fins (5 - 30 cm). Le Kimméridgien inférieur se termine par les *Marnes de Bléville (membre supérieur)*; les bancs sont faits de marnes (20 à 40 cm) et de calcaires noduleux (10 à 25 cm).

Le Kimméridgien supérieur est constitué dans son ensemble de bancs plus ou moins massifs d'argiles grises, bleues, verdâtres ou noires, d'épaisseurs variables allant de 10 cm à 5 m. Les dépôts alternent avec des passages de calcaires fins (3 cm à 30 cm) et de marnes (20 - 30 cm).

Au total, le Kimméridgien de la région havraise constitue une série de 50 m d'épaisseur. Elle s'épaissit vers l'ouest et le nord, atteignant 100 m. Comparé à d'autres régions, le kimméridgien havrais est peu épais puisqu'il atteint 75 m dans le Boulonnais, 250 m dans le Dorset, 150 m dans le Bassin Aquitain (Samson *et al.*, 1996). Par ailleurs, la transgression Crétacé érode fortement le Kimméridgien, ainsi en forage la série ne dépasse pas 20 m d'épaisseur.

Échantillonnage

Le Kimméridgien inférieur est échantillonné au Cap de la Hève, il est visible en place, en pied de la falaise (Fig. 1.9). Il affleure sur environ 500 m de long, la formation est partiellement observable sous les dépôts de pied, avant de disparaître complètement sous le cordon littoral constitué de galets à hauteur de Dollemard (Fig. 1.8).

Les argiles ont été échantillonnées en Septembre 2006. Le premier prélèvement (LH 1) est réalisé entre les deux bancs massifs de calcaires (1.10a). Le second (LH 2) est situé au dessus du banc de plomb supérieur (Fig. 1.9b et 1.10b), dans le membre inférieur des marnes de Bléville.

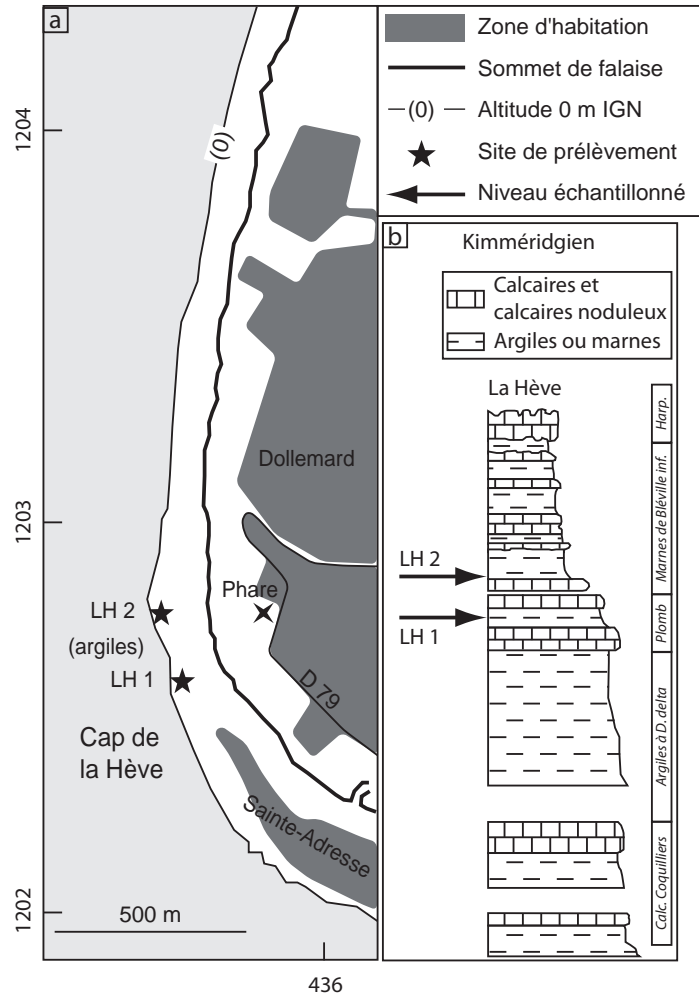


FIGURE 1.10: (a) Localisation des prélèvements du Kimméridgien. (b) Les deux prélèvements d'argiles du Kimméridgien sont positionnés sur le log modifié de Samson *et al.* (1996) au Cap de la Hève. Coordonnées kilométriques en projection Lambert I.

1.3.2 L'Aptien

Il repose en discordance stratigraphique et angulaire sur le Kimméridgien sous-jacent. Une lacune stratigraphique s'étend du Tithonien jusqu'au Barémien. Les dépôts détritiques sont datés de l'Aptien supérieur (Juignet, 1974) et sont constitués de sables ferrugineux caractérisés par des stratifications obliques et des croûtes ferrugineuses (Fig. 1.11).

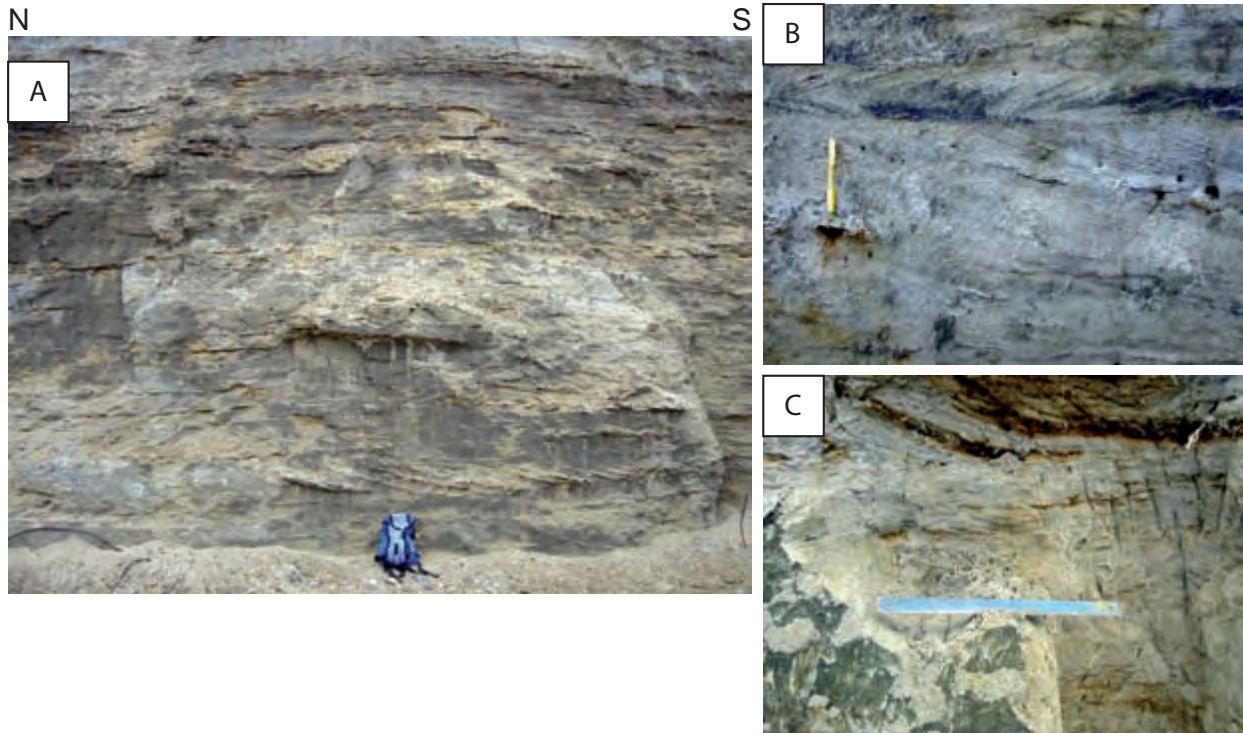


FIGURE 1.11: Affleurement de l'Aptien supérieur au pied des falaises de Dollemard. La stratification oblique est soulignée et visible à la base de l'affleurement (A). L'épaisseur des dépôts ferrugineux, soulignant la stratification, est variable allant de niveaux millimétriques (B, front de falaise non dégagé) à centimétriques, (C, front de falaise décapé).

La formation fait de 20 à 30 m d'épaisseur. Les faciès de dépôt sont caractérisés par des dépôts de sables fins à moyens, de couleur grise, rosé ou jaunâtre contenant de la glauconie et du mica (Fig. 1.11).

La stratification des dépôts est soulignée par des bandes ocres ferrugineuses. On note également des feuillets ligniteux et des débris de végétaux. La teneur en glauconie augmente au sein du sédiment en progressant vers le haut de la série. Le motif de la stratification est oblique ou entrecroisé, les faisceaux sont lenticulaires d'une longueur entre 1 et 5 m et d'une épaisseur moyenne de 30 cm (Fig. 1.11). A noter qu'en forage, les sables ferrugineux sont verts, le fer étant à son état ferreux non oxydé. La partie supérieure de la série est constituée d'*Argiles à Bucaillella*, ces faciès ne sont reconnus qu'à Cauville et sont très localisés. La séquence supérieure des sables ferrugineux est fortement érodée, elle correspond à une surface de ravinement (Juignet, 1974).

Les affleurements de sables ferrugineux ont tous pour caractéristique de former des abrupts sub-verticaux traduisant la cohésion de ces dépôts.

Échantillonnage

Les prélèvements de sables ferrugineux (LH 3) ont été réalisés au pied de la falaise de Dollemard par carottage et découpe de blocs (Fig. 1.12). Une première série de trois carottages réalisée en Février 2006, fut complétée en Août 2006 par quatre carottes supplémentaires et en Juillet 2007 par la découpe d'un bloc.

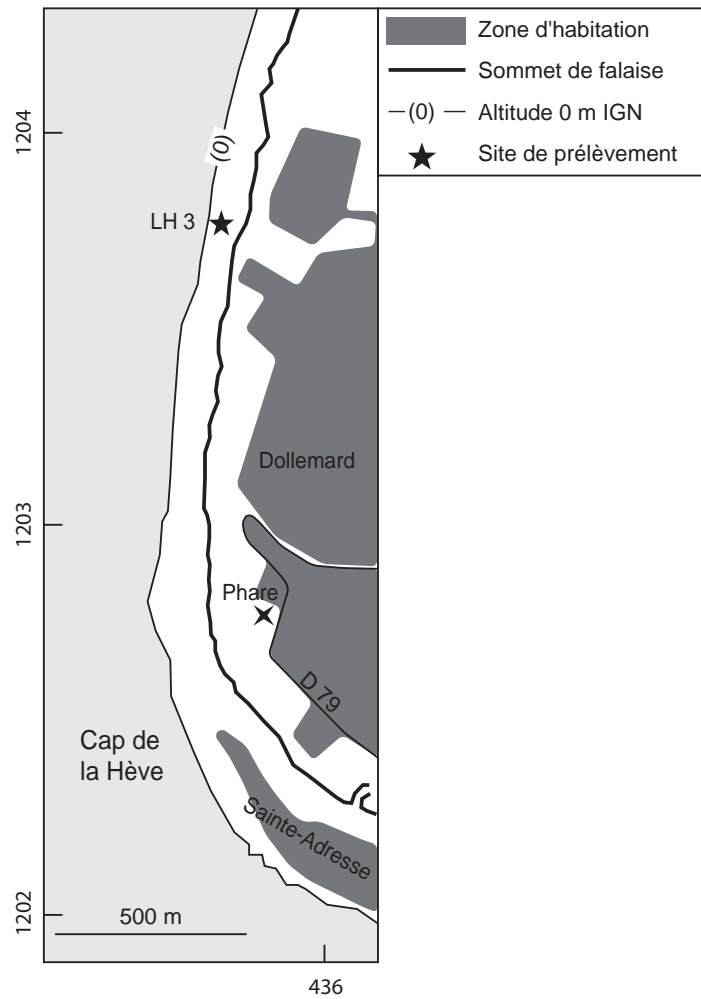


FIGURE 1.12: Localisation des prélèvements de l'Aptien.

1.3.3 L'Albien

Trois formations sont datées de l'Albien en Haute-Normandie, de la plus ancienne à la plus récente, ce sont : un poudingue ferrugineux, des argiles dites du Gault et un niveau de marnes, localement nommées Gaize.

– Le poudingue ferrugineux

C'est une formation détritique et lenticulaire, grossière surmontant les sables ferrugineux (Juignet, 1974). Le contact est net et correspond à une surface d'érosion. La séquence sédimentaire est de faible épaisseur (2 à 6 m). Elle est constituée d'un nombre variable de séquences secondaires, lenticulaires (de 30 cm à 1,4 m d'épaisseur). Le poudingue est constitué de graviers et de galets de pétrographies variées dans une matrice argilo-sableuse. Dans les galets, Juignet identifie du quartz filonien, des calcarénites, des dolomies, des grès et des calcaires gréseux. Une partie du matériel du poudingue est issue du remaniement local des formations sous-jacentes. La granulométrie est très hétérogène, des lentilles grossières sont voisines d'horizons silteux et argileux.

Le poudingue est daté de l'Albien inférieur et de la moitié inférieure de l'Albien moyen. A Cauville et Saint-Jouin la formation est de l'Albien moyen. Vers le sud, d'Octeville à La Hève c'est l'Albien moyen inférieur qui affleure. De plus, du nord au sud, des variations de faciès apparaissent. Elles sont mal corrélées du fait de la nature lenticulaire des dépôts.

– les argiles du Gault

Le Gault repose sur le poudingue ferrugineux par l'intermédiaire d'une surface d'érosion. Le nom de "Gault" est attribué à la formation par Lennier (1867) et repris par Pichon (1933). Les meilleurs affleurements de la formation sont entre Le Havre et Saint-Jouin (cf. Fig. 1.8). Le Gault constitue une séquence unique (Juignet, 1974) de faible épaisseur (3 à 5 m) et variable le long du trait de côte. A Sainte-Adresse elle fait 3,30 m, pour passer à 5 m à Saint Andrieux et s'amincir à 4 m à Saint-Jouin. Le Gault se caractérise par des argiles noires plastiques, glauconieuses et micacées. Il contient des éléments quartzeux, détritiques, fins, associés aux argiles. En présence de glauconie abondante la roche prend une texture de sable plus grossier. Le long du secteur d'étude, le Gault est entièrement daté de l'Albien supérieur (Juignet, 1974).

– les marnes de la Gaize

Le passage du Gault à la Gaize est progressif dans la majorité des cas, la transition n'étant marquée que localement par une discontinuité (Juignet, 1974). La formation est nommée en premier par Lap-parent (1879). Juignet distingue deux séquences au sein de la Gaize qu'il sépare en Gaize inférieure et supérieure. Le contact entre le Gault et la Gaize inférieure, lorsqu'il est marqué, est souligné par des horizons à nodules phosphatés. Le contact entre Gaize inférieure et supérieure est nommée "surface perforée Cauville". Il correspond à une discontinuité d'échelle régionale. L'épaisseur visible de la formation varie fortement, entre 5 et 13 m. Le faciès varie le long du trait de côte, à Octeville, la Gaize inférieure correspond à des marnes silteuses, grises, avec des bancs de grès calcaires cherteux. A Saint-Jouin, des niveaux très bioturbés et de glauconite envahissent la section. La Gaize supérieure présente

un faciès similaire vers La Hève, vers Cauville la marne évolue en glauconite grossière, vers Saint-Jouin des marnes très bioturbées avec des niveaux de glauconite affleurent.

Échantillonnage

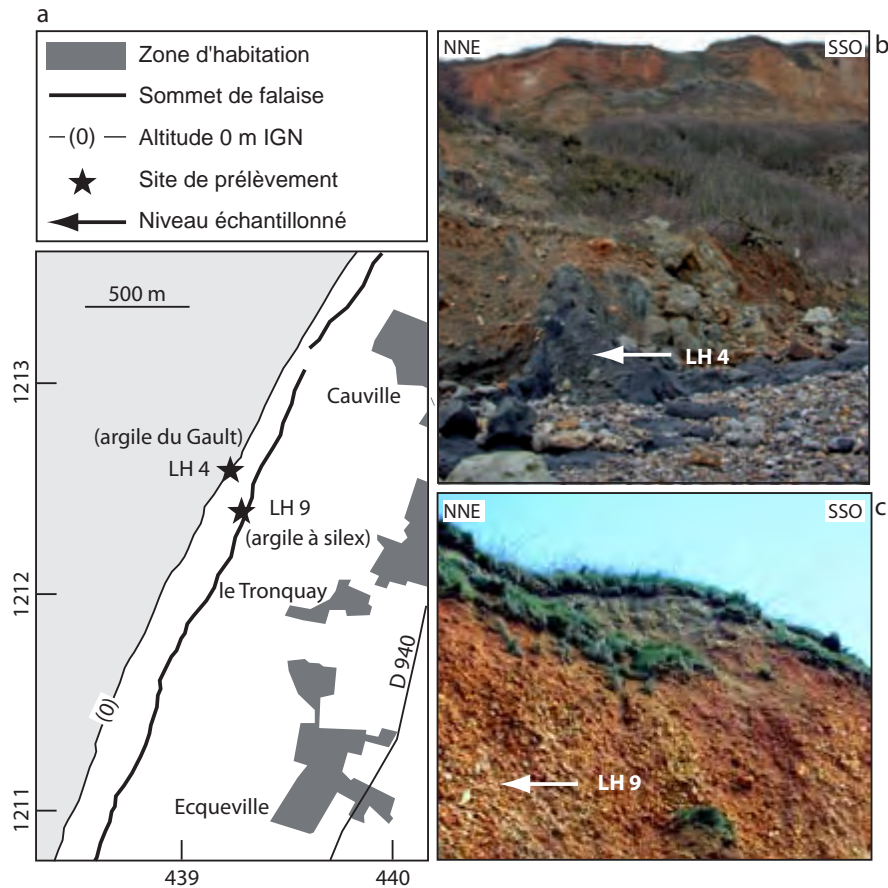


FIGURE 1.13: Localisation des prélèvements d'argiles albiennes et d'argiles à silex Plio-quadernaire. Les argiles du Gault sont partiellement découvertes, affleurant entre le dépôt de pied et le cordon littoral de galets. Les argiles à silex sont prélevées en front de falaise le long du chemin d'accès à la plage. Coordonnées kilométriques en projection Lambert I.

Seule l'argile du Gault a été prélevée pour la caractérisation des couches de l'Albien. En effet le faciès de poudingue ferrugineux est trop lenticulaire pour être représentatif à l'échelle du massif et les marnes de la Gaize présentent une trop grande variabilité lithologique pour permettre une caractérisation homogène.

Un des rares chemins d'accès aménagés à flanc de falaise permet à la fois de prélever les argiles du Gault de l'Albien (LH 4) et les argiles à silex Plio-Quaternaire (LH 8, Fig. 1.13a). Le Gault est collecté au niveau de la plage, l'argile affleurant en pied de falaise au niveau du cordon de galet littoral. L'affleurement correspond aux dépôts terminaux du Gault, les marnes grises (formation de la Gaize) affleurant directement au nord

du prélèvement. Cet affleurement ne présente pas de signes de remaniement, il est donc supposé intact et en place (Fig. 1.13). Trois carottes ($\varnothing=35$ mm) et un bloc ont été extraits de l’affleurement en Mars 2006.

1.3.4 Le Cénomanién

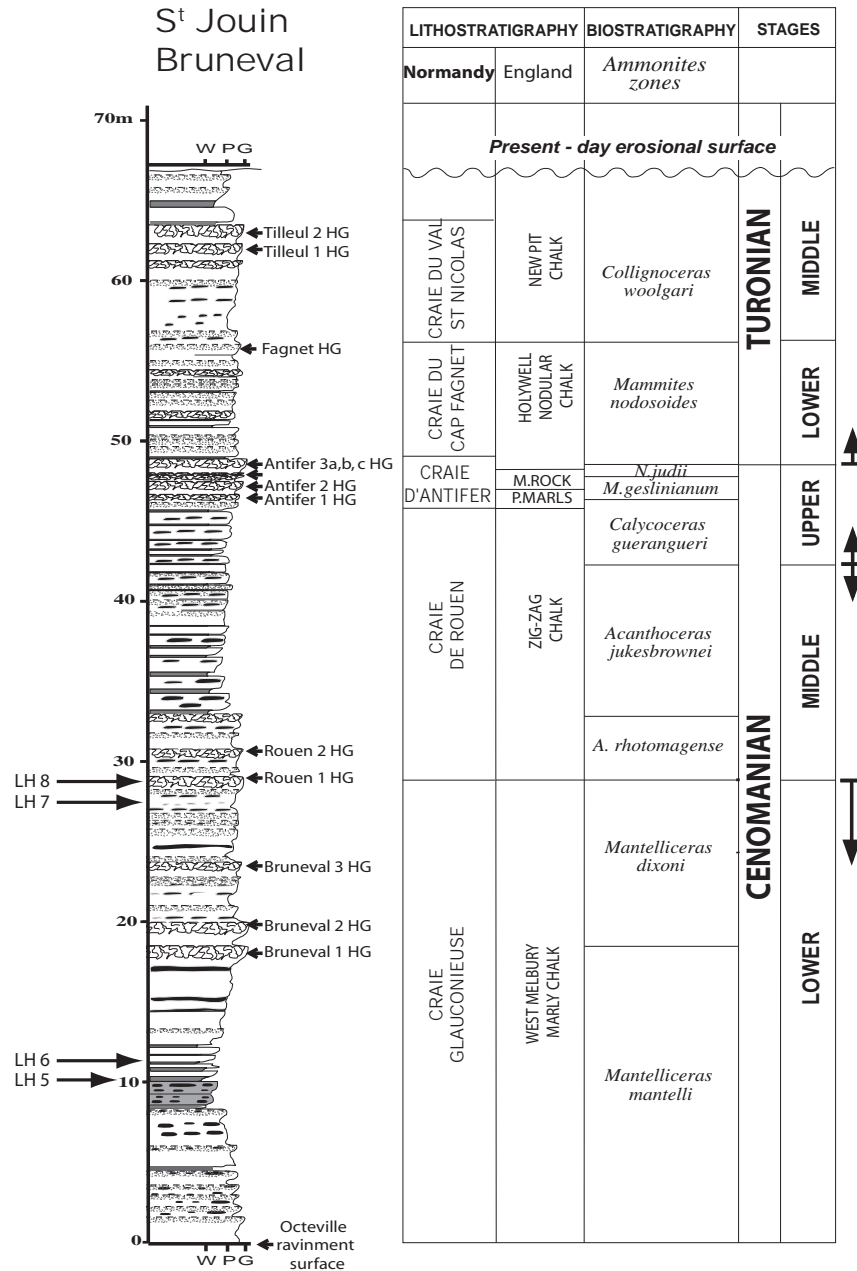


FIGURE 1.14: Positionnement des prélèvements sur le log stratigraphique établi par Lasseur (2007), à Saint Jouin Bruneval.

Le passage du Crétacé inférieur au Crétacé supérieur se distingue par un changement radical de lithologie caractérisé par des faciès crayeux à silex, entrecoupés de hardgrounds. Dans le Bec de Caux, la sédimentation crayeuse est principalement datée du Cénomanién. Trois formations sont individualisées, la craie glauconieuse à la base, la craie de Rouen et la craie d'Antifer au sommet (Juignet, 1974).

– la craie glauconieuse

Le contact avec la Gaize supérieure albienne est marqué par une discontinuité sédimentaire nommée surface de ravinement "Octeville". La craie glauconieuse est datée du Cénomanién inférieur (Juignet, 1974; Lasseur, 2007; Lasseur *et al.*, 2009) (Fig. 1.4bb). D'une façon générale, la richesse en glauconie diminue vers le sommet de la formation. Il existe de nombreuses récurrences de hardgrounds et de niveaux glauconieux, distinguant autant de séquences d'ampleur régionale. De plus, des niveaux de silex prennent également place au sein des séquences. L'épaisseur est stable, 25 m à Cauville et 27 m à Saint Jouin. Cinq séquences sont identifiées et individualisées par 5 niveaux de hardgrounds, respectivement nommés de bas en haut : hardground "Saint Jouin", "Heuqueville", "Bruneval 1", "Bruneval 2" et "Rouen 1". Au sein d'une séquence, le faciès évolue de bas en haut par une glauconite grossière, une marne glauconieuse, une craie et pour finir par un niveau de calcaire compact. La séquence de dépôt présente une augmentation de la teneur en carbonate, liée au développement d'un plancton à test carbonaté (*foraminifères*, *Cocolithophoridae* et *Nannoconidae*), associée à une diminution de la teneur en éléments terrigènes. La craie glauconieuse marque la transition entre les dépôts terrigènes Albien de faible profondeur et les dépôts pélagiques du Cénomanién supérieur et du Turonien (Juignet, 1974).

La craie glauconieuse a été échantillonnée à Saint-Jouin, au niveau de la plage, les prélèvements concernent des faciès de craie marneuse et de craie jaunâtre sans silex (Fig. 1.15c). Les échantillons de craie à silex se situent sous le hardground Rouen 1 (Juignet, 1974; Lasseur, 2007), dans la partie sommitale de l'unité de craie, à la fois dans les faciès noduleux et dans les faciès de craie plus tendre (Fig. 1.15b). Ces prélèvements de craies à silex sont assimilés à la craie de Rouen.

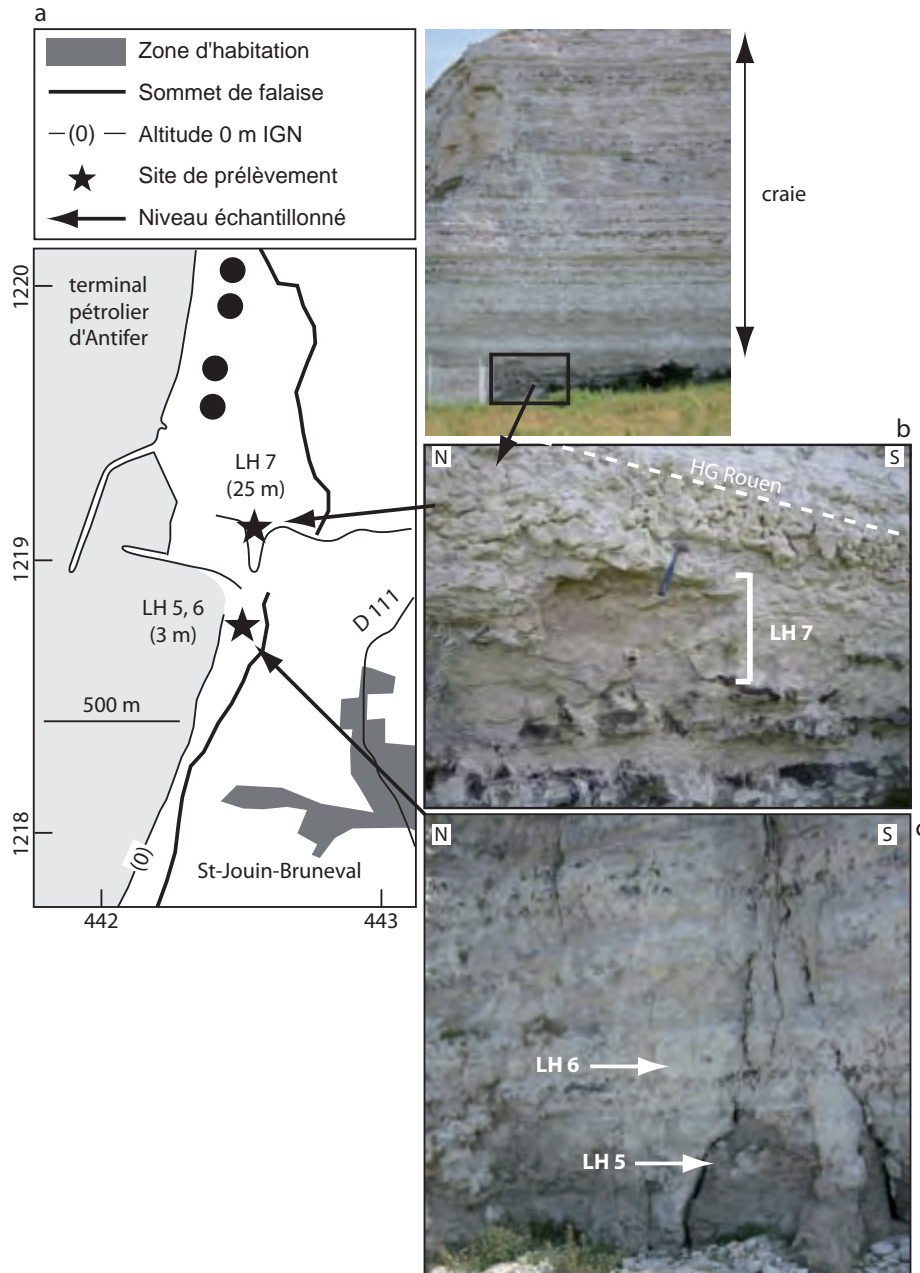


FIGURE 1.15: Localisation des prélèvements Cénomaniens. La craie glauconieuse est prélevée en pied de falaise, au niveau de la plage à St-Jouin-Bruneval (LH 5 et 6). Le faciès de craie à silex est prélevé le long de la route d'accès, dans les falaises aménagées du terminal pétrolier (LH 7). Le niveau de hardground (HG) Rouen 1 est déterminé selon Juignet (1974); Lasseur (2007). Coordonnées kilométriques en projection Lambert I.

– la craie de Rouen

Elle est individualisée entre la craie glauconieuse et la craie d'Antifer (Juignet, 1974; Lasseur, 2007), elle repose sur le hardground "Rouen 1", appartenant à la craie glauconieuse, et se termine par le hardground "Antifer 1" (Fig. 1.4b). Là encore les limites correspondent à des surfaces d'érosion. La caractérisation du faciès se fait par rapport à la craie glauconieuse, la craie de Rouen se caractérisant par des grains plus

fins et moins de résidu insoluble. Elle contient également des niveaux de silex noirs à cortex épais et à cassure irrégulière ainsi que des couches glauconieuses. La rythmicité des dépôts étant particulièrement soulignée par les niveaux à silex. A Antifer, la formation dépasse 14 m d'épaisseur. Trois séquences sont distinguées et séparées par les hardgrounds "Rouen 2", "Pavilly" et "Antifer 1". Sur la base du contenu faunique de la formation (ammonites principalement) (Juignet, 1974), la majorité de la craie de Rouen est datée du Cénomaniens moyen, la dernière séquence appartient en partie au Cénomaniens supérieur. Au Cap de La Hève, la craie de Rouen est la dernière formation cénomaniens affleurante dans la falaise. Du fait du pendage stratigraphique régional, les dépôts plus récents n'affleurent que vers le nord, en remontant vers Antifer.

– La craie d'Antifer

Elle est constituée par une craie noduleuse, glauconieuse, faite d'un empilement de hardgrounds et dépourvue de cordons de silex. Elle ne fait que quelques mètres d'épaisseur (1,70 à 2,50 m). La formation débute au dessus du hardground "Antifer 1" et se termine au dessus du hardground "Antifer 3" (Lasseur, 2007). La craie d'Antifer est datée du Cénomaniens supérieur et se prolonge jusqu'au Turonien inférieur.

1.3.5 Le Turonien

– la craie du Tilleul

C'est la dernière formation visible à Antifer, elle affleure au sommet de la falaise. La craie du Tilleul est subdivisée en deux membres : la craie du Cap Fagnet et la craie du Val Saint Nicolas (Juignet et Breton, 1992).

Le premier membre est une craie noduleuse avec plusieurs hardgrounds, présentant un faciès similaire à la craie d'Antifer. Il est délimité par le hardground "Antifer 3" à sa base et par le hardground "Fagnet" à son sommet.

Le second membre est une craie blanche à silex avec quelques niveaux marneux. Il est délimité à son sommet par le hardground "Tilleul 2" (Lasseur, 2007). Cette craie n'a pas été échantillonnée dans le cadre de cette étude.

1.3.6 Le Plio-Quaternaire

La série sédimentaire affleurante dans les falaises côtières entre le Cap de la Hève et le port d'Antifer se termine par la formation résiduelle à silex ou argiles à silex (Laignel *et al.*, 1998a). Elle correspond aux produits résiduels insolubles issus de l'altération des craies à silex sous-jacentes. Cependant des apports allochtones sont vraisemblables du fait de la présence de minéraux non produits par l'altération météorique. Les apports représentant entre 39 et 86 % de la formation (Laignel, 1997). La datation du dépôt indique

que l'altération a débuté au Pliocène et s'est poursuivie au Quaternaire dans le Pays de Caux (Quesnel, 1997; Laignel *et al.*, 1998a). En moyenne, l'argile à silex fait 10 m d'épaisseur dans le Pays de Caux, ce qui correspondrait au minimum à la dissolution de 43 m de craie (Laignel *et al.*, 1998b, 1999). A La Hève, la surface de la craie est ondulée et l'épaisseur du dépôt varie entre 10 et 25 m. La formation se compose d'une matrice d'argile rouge entourant des silex décolorés et brisés atteignant une taille de 20 à 50 cm (Sinelle, 1989; Breton, 1998).

L'argile à silex (LH 9) est prélevée en front de falaise au sud de Cauville, à environ 1 mètre sous l'horizon de sol (Fig. 1.13c). Huit carottages ont été effectués en Mai 2007.

1.4 Structure de la falaise étudiée

1.4.1 Le pendage régional

Du fait d'un faible pendage stratigraphique régional, la composition de la falaise évolue le long du secteur d'étude. A Sainte-Adresse, la base de falaise est kimméridgienne, les argiles du Gault et la Gaize sont visibles en milieu de falaise, juste au-dessus du dépôt de pied. A l'opposé, au nord, au port d'Antifer, le pied de falaise est constitué par la craie glauconieuse, le restant de la falaise étant composé des craies cénomaniennes et turoniennes. Le pendage régional est évoqué par de nombreux auteurs cependant, sa direction et sa valeur sont mal connus. Il serait inférieur à 1° et orienté N-E (Samson, 2001; Gallois, 2005b).

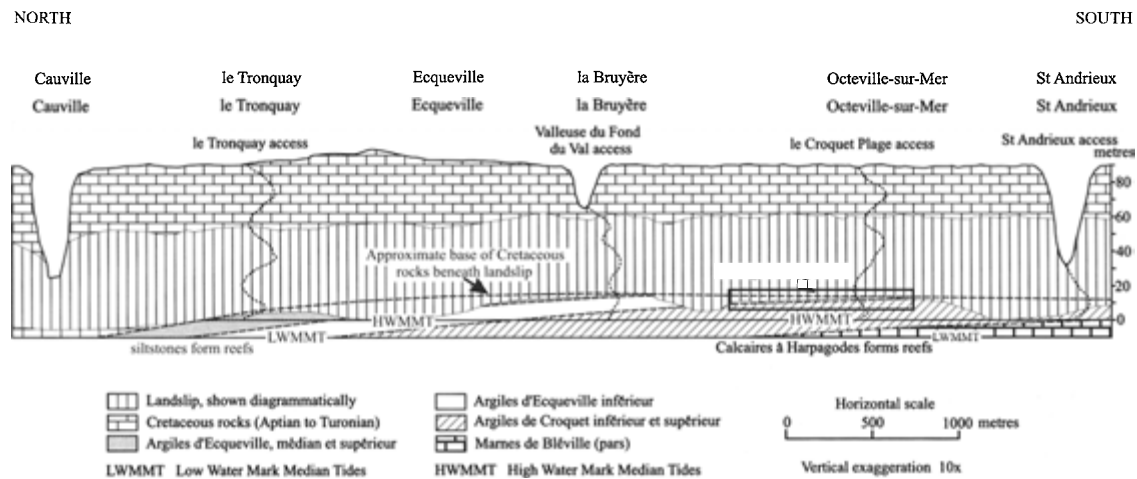


FIGURE 1.16: Schéma interprétatif du front de falaise entre Saint Andrieux et Cauville (Gallois, 2005a).

Le pendage apparent le long du trait de côte vient confirmer les faibles valeurs. A partir de panoramas de la falaise (Gallois, (2005a) (Fig. 1.16), Evrard et Sinelle, (1980) (Fig. 1.17)) ou d'un calcul sommaire, la valeur apparente du pendage est comprise entre 0,00005° et 0,00015°, pour une direction N25°.

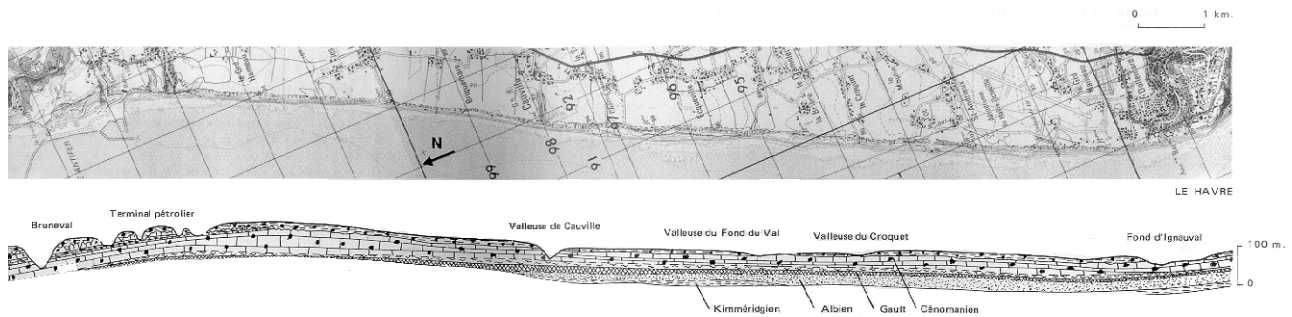


FIGURE 1.17: Évolution de la composition de la falaise le long du trait de côte entre le port d'Antifer au nord (à gauche) et le Cap de La Hève au sud (à droite) (Evrard et Sinelle, 1980).

Pour proposer une valeur et une orientation du pendage régional, les données de la Banque de donnée du Sous Sol (BSS) du BRGM ont été utilisées. Le traitement des informations a été réalisé sous GDM, logiciel développé par le BRGM pour faciliter l'exploitation des données de forage. Les données de la BSS ont été extraites fin 2005/début 2006. La zone couverte est volontairement largement étendue au delà du secteur d'étude en particulier vers l'est et ce pour assurer une meilleure corrélation et un meilleur positionnement des différents horizons géologiques (Fig. 1.18). Compte tenu de la diversité des appellations référencées pour décrire les lithologies, la corrélation des niveaux géologiques est faite à partir des étages stratigraphiques. Le recouvrement entre formations (contact entre le toit et la base de deux formations) a été traité en considérant que la formation supérieure érode la formation inférieure.

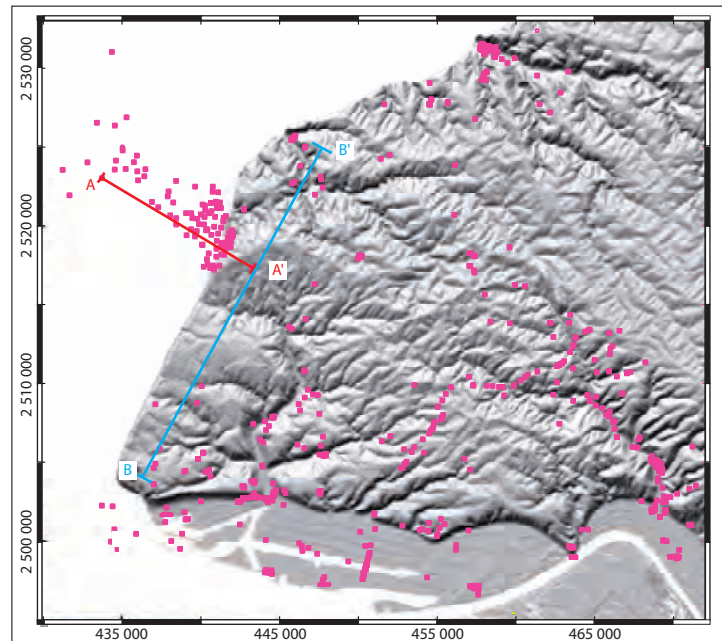


FIGURE 1.18: Répartition géographique des têtes de forages extraites de la BSS (points roses). Deux coupes sont réalisées, A-A' correspond au port d'Antifer et est perpendiculaire au trait de Côte. B-B' est parallèle au trait de côte et en retrait par rapport à la falaise. Les coordonnées sont exprimées en Lambert II étendu.

Une rapide observation des données BSS, de leurs répartitions et des interpolations par GDM fait ressortir les limites de cette méthode. Premièrement, le secteur d'étude est mal couvert, très peu de données sont disponibles. Deuxièmement, une majorité de forages est superficielle et s'arrête dans des niveaux de craies ne permettant pas de positionner les niveaux plus anciens. Les conséquences sont que le logiciel manque de contraintes et aboutit à des interpolations libres peu fiables. Enfin troisièmement, la fiabilité de la donnée BSS est variable. Le BRGM ne fait que collecter les informations et les référencer. Les descriptifs lithologiques sont parfois peu fiables ou improbables, tout comme l'attribution des étages à ces lithologies. L'ensemble de la base de données collectée a été partiellement contrôlée manuellement corrigeant les incohérences les plus flagrantes. Compte tenu du volume de données à traiter, la base n'est pas exempte d'erreurs. La précision du modèle est directement liée à la densité des forages, l'exemple du port d'Antifer comme secteur à forte densité de forage permettant de bien positionner les limites géologiques (Fig. 1.19).

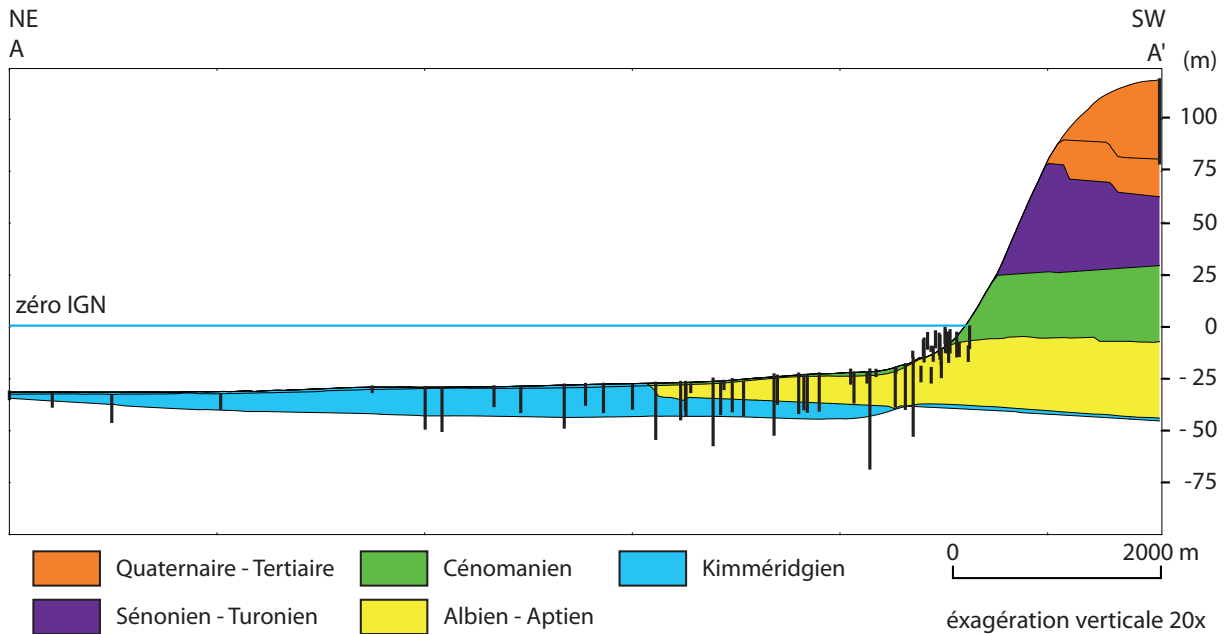


FIGURE 1.19: Coupe géologique au port d'Antifer. Les limites géologiques sont interpolées sous GDM à partir des données de la BSS. Seuls les niveaux Kimméridgien et Albien-Aptien sont correctement corrélés. L'absence de données pour positionner les niveaux Cénomaniens à Quaternaire donne lieu à un positionnement peu fiable des contacts géologiques.

Pour la détermination du pendage régional, un tri est réalisé dans la banque de données. Ne sont retenus que les forages où le contact entre l'Albien et le Cénomaniens est présent. La détermination de l'orientation et de la valeur du pendage se fait sur l'altitude de ce contact. Les têtes de forages sont géo-référencées, en travaillant par paires de forages, on obtient le pendage apparent dans différentes directions. La valeur maximum obtenue correspond alors au pendage régional. Il ressort que le pendage régional est très faible, $0,7^\circ$ vers l'est orienté $N45^\circ$.

Le Sénonien est divisé en trois zones, le Coniacien, le Santonien et le Campanien. Elles correspondent à des dépôts de craies noduleuses blanc-grisâtre riches en bryozoaires et des niveaux de silex fréquents.

La coupe géologique (Fig. 1.20) parallèle au tracé de la côte (du Havre à Etretat) montre clairement qu'entre Le Havre et Octeville, le pendage est pratiquement nul et orienté vers le SSW, alors qu'il plonge de $0,3^\circ$ au NNE entre Octeville et Etretat. Le modèle est en bon accord avec le terrain et la bibliographie (Evrard et Sinelle, 1980; Samson, 2001; Gallois, 2005b). La variation de pendage peut s'expliquer par la présence d'un haut-fond Jurassique et d'un seuil à Octeville au Cénomaniens moyen (Juignet, 1974). Le Kimméridgien disparaît à hauteur d'Octeville et l'Albien vers Saint-Jouin. A Antifer, le Sénonien - Turonien aurait une épaisseur de 20 m selon la coupe GDM, il affleurerait tout le long du trait de côte et diminuerait d'épaisseur jusqu'au Havre. C'est une erreur d'interpolation due au manque de données, les logs stratigraphiques à Antifer

ou au Havre donnant un âge Cénomaniens pour les formations crayeuses (Sinelle, 1989; Breton, 1998).

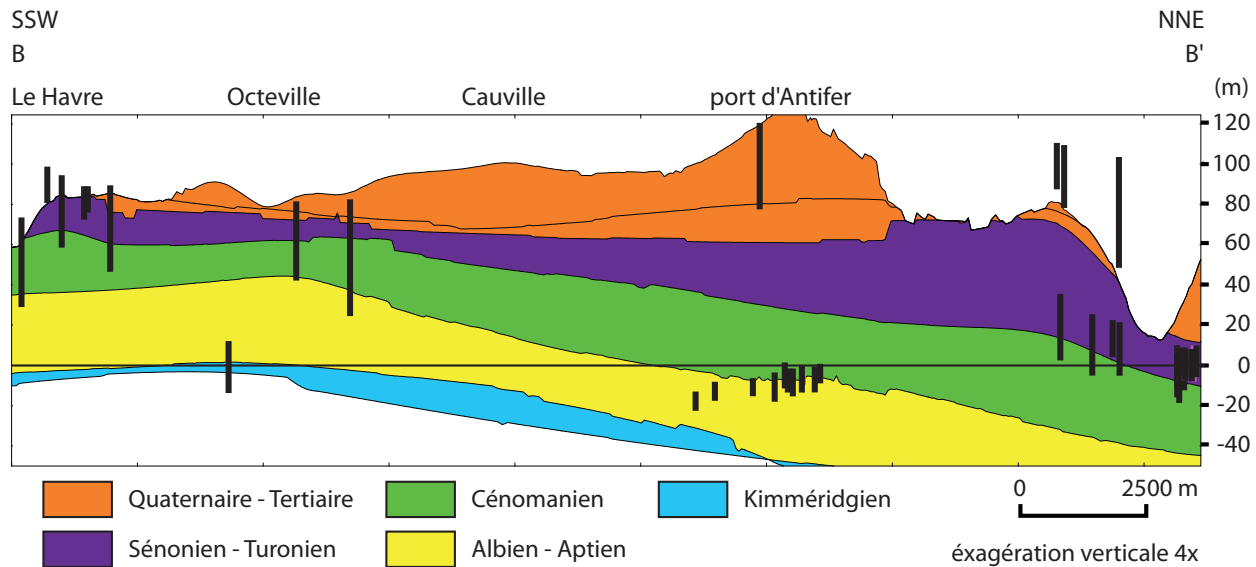


FIGURE 1.20: Coupe géologique parallèle au trait de côte, entre Le Havre et Etretat (cf Fig. 1.18). Elle est établie avec le logiciel GDM, les traits verticaux correspondent aux forages situés de part et d'autre du trait de coupe.

1.4.2 Structuration de détail à Octeville

Pour caractériser l'état de la falaise et déterminer si des fractures sont initialement présentes, une tomographie électrique a été réalisée. L'acquisition et le traitement des profils ont été réalisés en collaboration avec Olivier Kaufmann du service de géologie fondamentale et appliquée de la Faculté Polytechnique de Mons, Belgique. Deux profils de 475 m ont été acquis en Septembre 2007, le site d'acquisition est situé au sud du hameau de Saint-Andrieux (Fig. 1.21). Les deux transects sont parallèles entre eux, orientés N115° perpendiculaires au front de falaise et espacés de 100 m. Ils débutent à 30 m en arrière du front de falaise. Les profils sont acquis par translation d'un dispositif à 48 électrodes avec un espacement de 5 m entre chaque électrode. Une acquisition en configuration dipôle-dipôle, Wenner-Schlumberger et en gradient est faite systématiquement sur chacun des profils. Les configurations dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger sont des dispositifs symétriques où les électrodes de mesure et d'injection sont à distance égale du centre du dispositif. La configuration en gradient est un dispositif asymétrique où les électrodes de mesure ne sont pas nécessairement centrées par rapport aux électrodes d'injection.

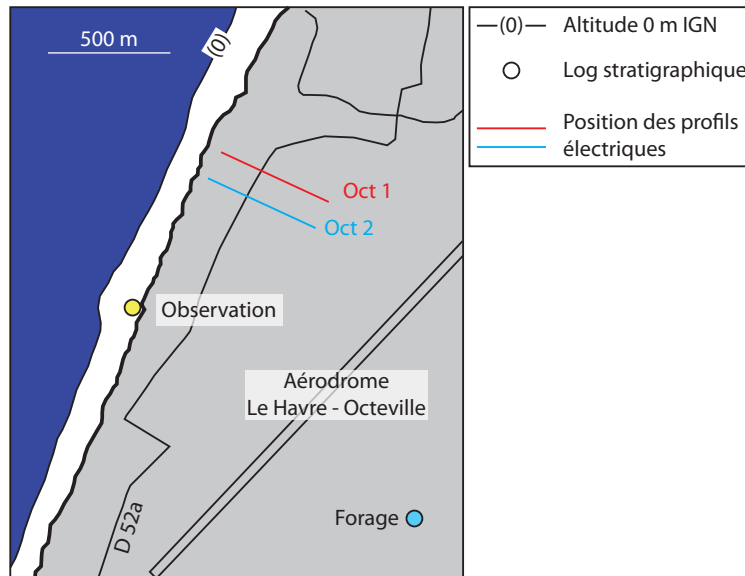


FIGURE 1.21: Localisation des panneaux électriques (Oct 1 et 2) et des logs stratigraphiques. Le forage (à l'est de la piste de l'aérodrome) est détaillé sur la figure 1.22. Le second log correspond à un relevé en front de falaise de l'épaisseur des couches (Fig. 1.23). Seule la partie supérieure de la falaise, affleurante, est mesurée, la partie inférieure est masquée par le dépôt de pied.

Deux logs stratigraphiques sont disponibles, le premier provient d'un forage de la BSS du BRGM et ne couvre que 40 m d'épaisseur s'arrêtant dans la craie de Rouen, à silex, du Cénomaniens (Fig. 1.22). Le second log est levé en front de falaise le long d'un chemin d'accès à la plage (Fig. 1.23). Il couvre l'intégralité de la falaise mais seuls les 30 premiers mètres sont mesurables, le pied de falaise étant masqué par les dépôts. Les deux logs montrent une variation dans l'épaisseur des argiles à silex, passant de 10 m en front de falaise à plus de 28 m à l'intérieur des terres. L'épaisseur de la formation est très variable (Laignel, 1997; Quesnel, 1997) et n'indique pas forcément une augmentation continue de l'épaisseur des argiles à silex, vers l'intérieur des terres.

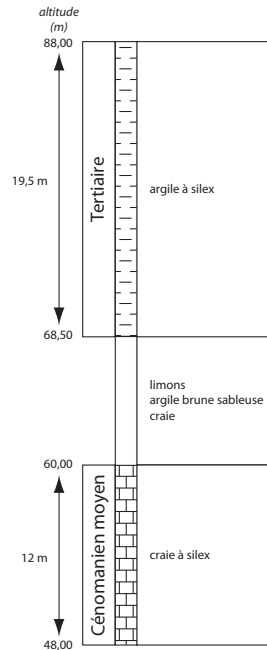


FIGURE 1.22: Log stratigraphique interprété de la falaise à hauteur de l’aérodrome d’Octeville. Les données proviennent de la BSS du BRGM, la référence du forage est 00746X0171/111111. La profondeur du forage est donnée en mètres, l’altitude de la tête du forage est à 88 m. La couche de sédiments situés entre 68,50 et 60 m correspond au passage entre les formations de l’argile à silex Tertiaire et la craie à silex du Cénomannien moyen.

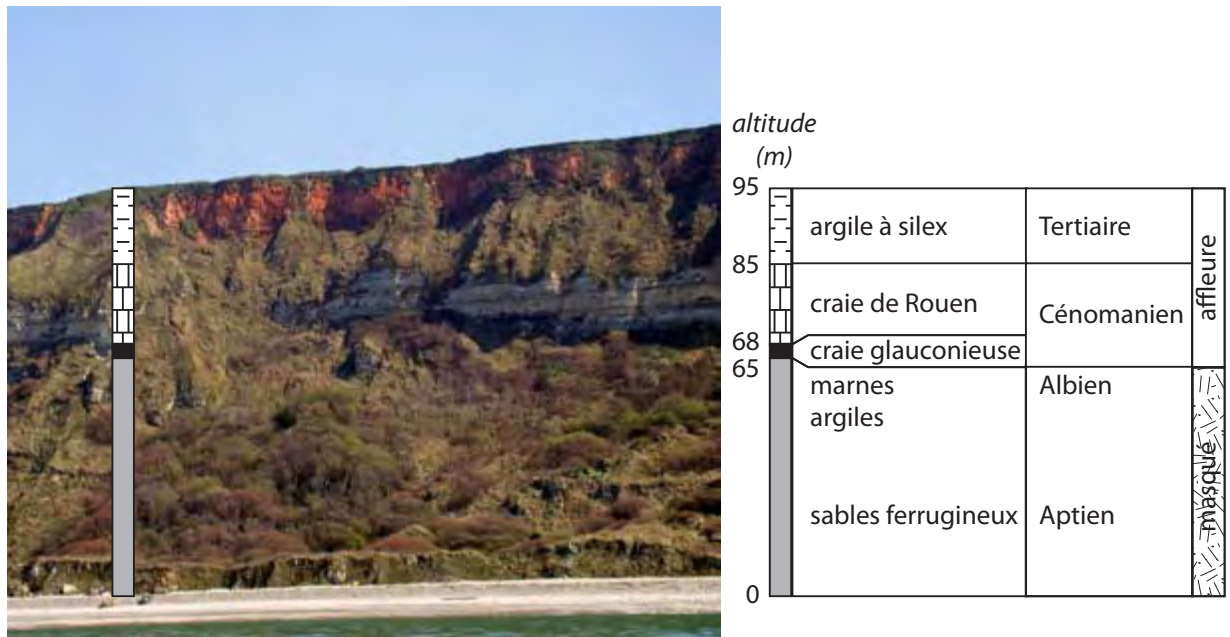


FIGURE 1.23: Descriptif stratigraphique en front de falaise au niveau de l’aérodrome d’Octeville. L’épaisseur des couches affleurantes est mesurée en mètres, les niveaux masqués par le dépôt de pied sont énumérés. L’épaisseur totale des couches masquées (65 m) est obtenue par soustraction entre la hauteur de la falaise (95 m) et l’épaisseur des couches affleurantes (30 m).

Les panneaux de tomographie électrique sont obtenus par inversion des résistivités apparentes. Le calcul d'inversion est réalisé sous RES2DINV® (Loke, 1997) en intégrant les variations topographiques et le bord libre constitué par la falaise. Le front de falaise est un obstacle à la propagation du courant électrique et doit être intégré dans le calcul d'inversion.

Image résistive de la falaise

Les deux profils de résistivité (Fig. 1.24 et 1.25) présentent des caractéristiques très similaires à savoir :

- une gamme de résistivité comprise entre 10 et 150 Ω .m ; des valeurs faibles,
- une stratification horizontale,
- une diminution de la résistivité en profondeur à partir de 280-300 m du bord de falaise.

Trois niveaux sont visibles au sein du profil. Le premier, de la surface jusqu'à 10-15 m de profondeur, correspond aux argiles à silex. Les 3-4 premiers mètres montrent une résistivité de 40-50 Ω .m avec localement des résistivités presque nulles. Cette couche correspond aux sols cultivés, situés au dessus des argiles à silex. Au-dessous, les résistivités sont plus élevées et hétérogènes avec une gamme comprise entre 70 et 150 Ω .m, il s'agit des argiles à silex. Le niveau est discontinu, les différentes coupures correspondent soit à des passées sableuses soit à des niveaux plus humides.

Le second niveau fait 25 m d'épaisseur (de +85 m à +60 m) et se caractérise par des résistivités moyennes à faibles entre 35 et 60 Ω .m du côté de la falaise. La couche est globalement homogène avec des lentilles de faibles résistivité. Par corrélation avec les logs stratigraphiques, ce niveau correspond à la craie de Rouen à silex et la craie glauconieuse du Cénomaniens. Les passages à faible résistivité correspondent très probablement à des poches humides au sein de la craie.

L'alternance entre craie et silex ne se traduit pas dans les mesures de résistivité. Les niveaux de silex sont trop fins et la résolution verticale du dispositif trop faible pour pouvoir l'enregistrer.

Le dernier niveau fait 45 m d'épaisseur, il s'étend jusqu'à la base de la falaise. Sur les 270 premiers mètres des deux profils, il se caractérise par une forte résistivité entre 70 et 125 Ω .m. Au delà, la résistivité chute et atteint 50-70 Ω .m. Sur ce niveau les deux profils montrent des structures légèrement différentes. Le profil Oct1, le plus au nord, montre une variation latérale des résistivités. Au delà de 270 m, la résistivité se maintient à une valeur de 65 Ω .m. Sur le second profil Oct2, la résistivité est homogène en profondeur. La couche est légèrement moins épaisse et commence à 60 m de profondeur, contrairement au profil Oct 1 où la couche démarre à 55 m de profondeur. Vis à vis des logs stratigraphiques, la couche profonde englobe les marnes et argiles de l'Albien ainsi que les sables de l'Aptien.

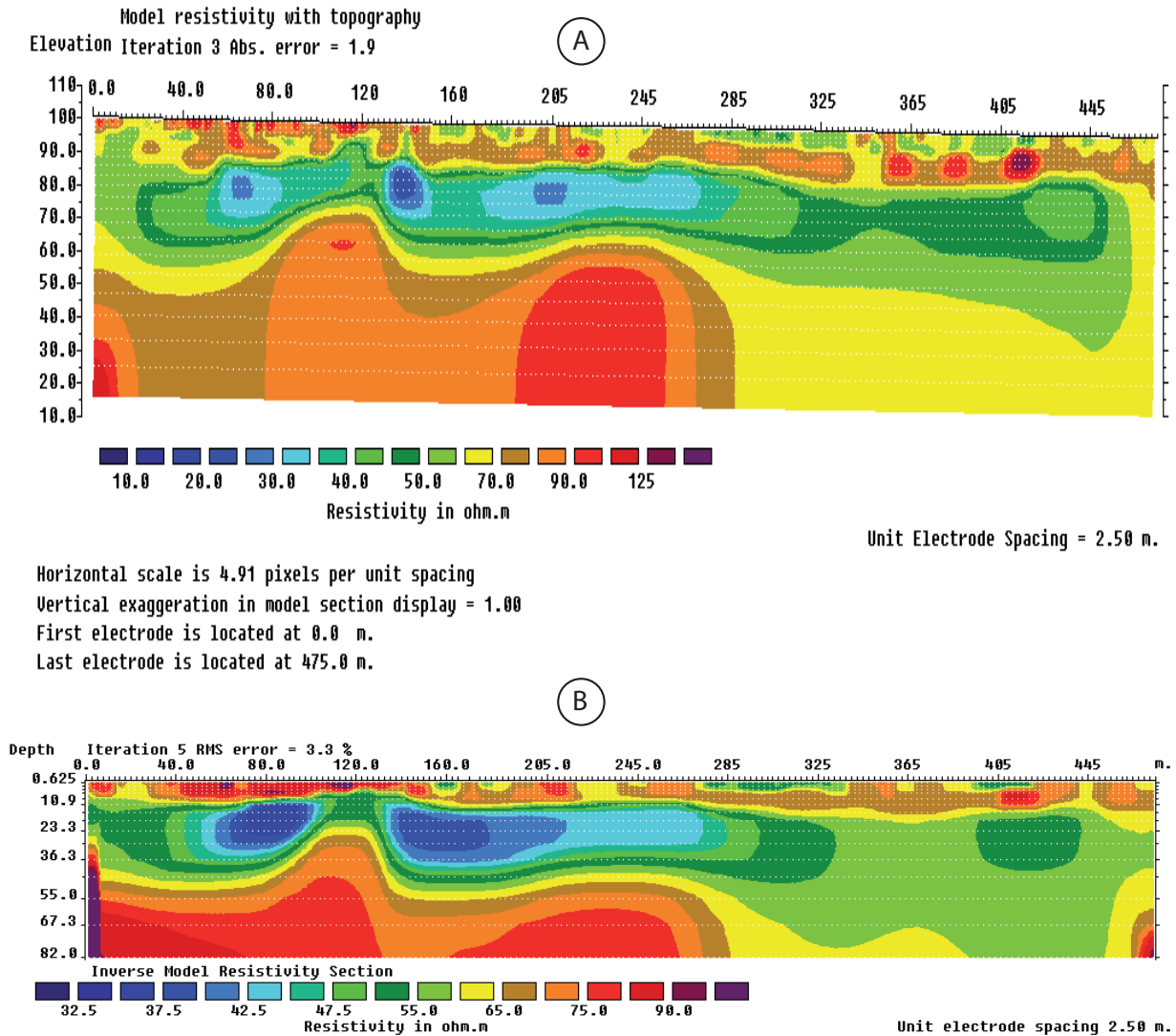


FIGURE 1.24: Tomographie électrique de la falaise réalisée à Octeville en Septembre 2007 le long du profil Oct1 (Fig.1.21). (A) correspond à l'inversion des données provenant de l'acquisition en dipôle-dipôle et en Wenner-Schlumberger. Le calcul par inversion prend en compte la topographie et l'effet de la falaise (forte résistivité imposée au bord du modèle). (B) Le calcul par inversion ajoute les mesures en gradient aux mesures en dipôle-dipôle et en Wenner-Schlumberger. L'effet de la falaise est pris en compte en imposant une forte résistivité sur le bord gauche du modèle.

Il est difficile de distinguer électriquement ces couches compte tenu de l'absence de contraste horizontal. On peut supposer que sur le profil Oct 2, le niveau entre +55 et +45 m correspond aux marnes et argiles de l'Albien, le fond du profil étant caractérisé par les sables aptiens.

Sur le profil Oct1, le rajout des mesures en gradient aux mesures obtenues en dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger améliore la définition verticale du panneau de résistivité au dépend de la sensibilité horizontale (Fig. 1.24b).

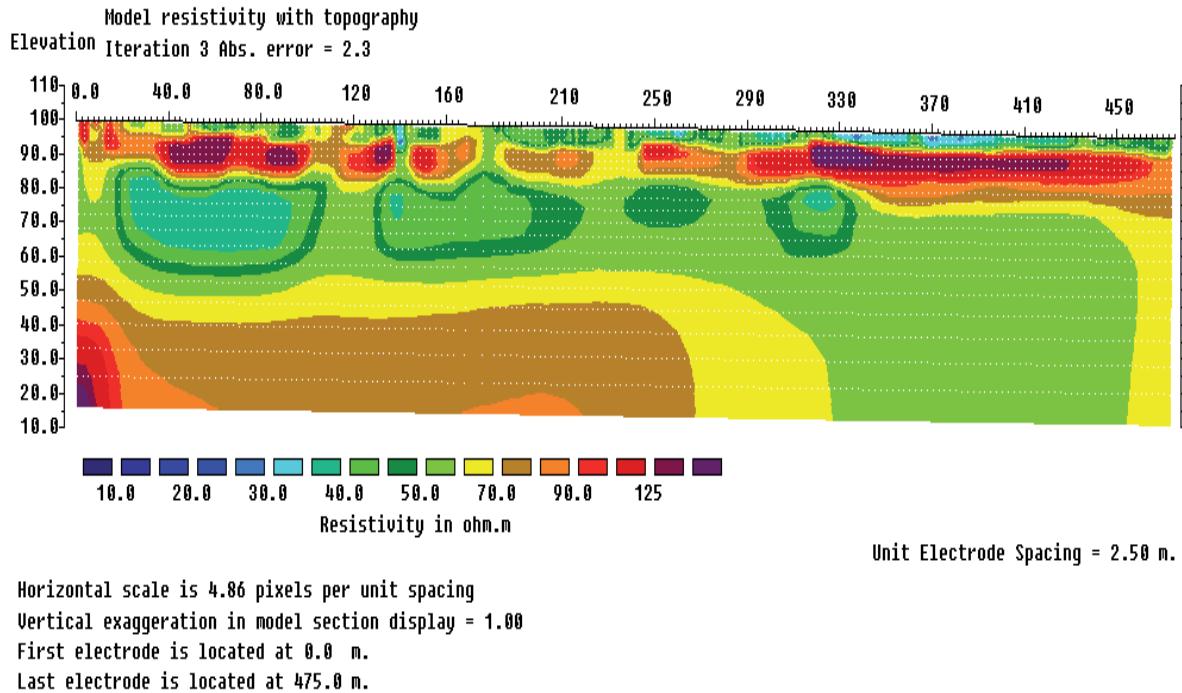


FIGURE 1.25: Tomographie électrique de la falaise réalisée à Octeville en Septembre 2007 le long du profil Oct2 (Fig.1.21). L'inversion des données utilise les acquisitions en dipôle-dipôle et en Wenner-Schlumberger. Le calcul par inversion prend en compte la topographie et l'effet de la falaise (forte résistivité imposée au bord du modèle).

Une anomalie positive de résistivité se détache nettement à 120m. Cette anomalie est verticale et affecte tout le panneau sur 70 m d'épaisseur affectant la craie du Cénomaniens, les marnes et les argiles albiennes et les sables aptiens. Cette anomalie pourrait correspondre à une zone fracturée partiellement remplie de débris. Le plan de fracture ne s'étend pas au sud, l'anomalie de résistance n'est pas visible sur le profil Oct 2.

Une seconde discontinuité affecte la falaise en profondeur, à partir de 300 m du front de falaise et 55 m de profondeur. La résistivité chute globalement dans toute cette portion du panneau de résistivité et marque une variation latérale nette des résistivités sur les deux profils. En arrière du front de falaise, la teneur en eau augmenterait au sein des sables aptiens. Une circulation d'eau de la nappe de la craie vers la nappe des sables pourrait expliquer une telle augmentation de teneur en eau.

La tomographie électrique confirme la présence de discontinuités verticales localisées, dans la falaise. Elles sont associées à des remplissages argileux de fractures et d'autre part à des variations de teneur en eau, notamment en profondeur dans la falaise.

Chapitre 2

Caractérisation des déformations gravitaires

Sommaire

2.1	Types de mouvements	40
2.2	Facteurs intervenant dans les processus d'instabilité	48
2.3	Mouvements gravitaires dans les falaises à assise sédimentaire argilo-sableuse 50	
2.3.1	Mouvements au Cap Griz-Nez	51
2.3.2	Mouvements sur l'île de Wight (GB)	53
2.3.3	Mouvements en Basse-Normandie	56
2.4	Connaissances le long du secteur d'étude : le site de Sainte-Adresse	57

2.1 Types de mouvements

L'appellation "mouvement gravitaire" regroupe les mouvements qui affectent à la fois roches et sols le long d'une pente (Cruden, 1991). Le moteur principal de ces mouvements est leur poids propre soumis à l'effet de la gravité. On distingue plusieurs familles de mouvements gravitaires en fonction de la morphologie, des lithologies impliquées, des vitesses et des mécanismes d'évolutions.

Selon les critères retenus, plusieurs classifications sont proposées. La plus communément utilisée est celle de Varnes (1978) basée sur une reconnaissance géomorphologique et lithologique. On peut également mentionner la classification de Crozier (1986), croisant la nomenclature de Varnes avec la vitesse des mouvements ou bien celle de Millies-Lacroix (1981) sur la cinématique du mouvement.

La classification de Varnes est une classification à double entrée. Elle distingue 15 classes de mouvements selon cinq types morphologiques et trois types de lithologies (Tab. 2.1 et Fig. 2.1). Les roches, les débris et les sols sont séparés pour chaque type de lithologie. Le classement morphologique distingue : écroulements, basculements, glissements, étalements latéraux et écoulements.

Les phénomènes étudiés dans cette thèse concernent les mouvements gravitaires en milieu rocheux. La présentation des différents mouvements n'abordera pas les cas concernant les sols et les débris.

<i>Type of movement</i>		<i>Type of material</i>		
		<i>Bed Rock</i>	<i>Enginnering soil</i>	
			<i>Coarse</i>	<i>Fine</i>
<i>Falls</i>		<i>Rock fall</i>	<i>Debris fall</i>	<i>Earth fall</i>
<i>Topples</i>		<i>Rock topple</i>	<i>Debris topple</i>	<i>Earth topple</i>
<i>Slides</i>	<i>Rotational</i>	<i>Rock slump</i>	<i>Debris slump</i>	<i>Earth slump</i>
	<i>Translational</i>	<i>Rock (block) slide</i>	<i>Debris (block) slide</i>	<i>Earth (block) slide</i>
<i>Lateral spreads</i>		<i>Rock lateral spread</i>	<i>Debris spread</i>	<i>Earth lateral spread</i>
<i>Flows</i>		<i>Rock flow (Deep creep)</i>	<i>Debris flow (Soil creep)</i>	<i>Earth flow (Soil creep)</i>
<i>Complex</i>		<i>Combinaition of 2 or more principal types of movement</i>		

TABLE 2.1: Classification des mouvements de terrain, selon Varnes (1978).

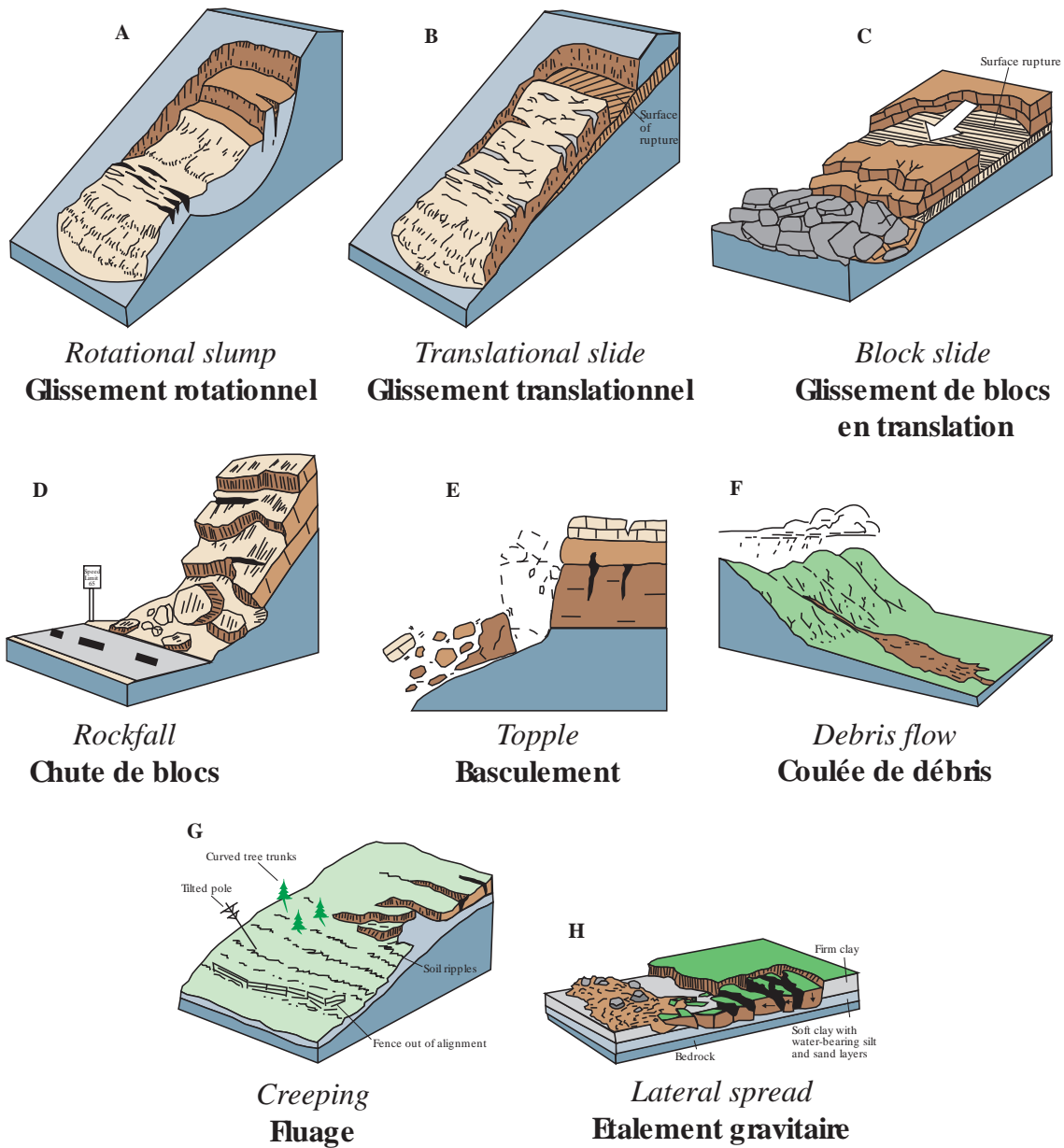


FIGURE 2.1: Schématisation des principales formes de mouvements gravitaires tels que définis par Varnes (1978), (USGS, 2004).

Les écroulements (*Rock fall*) et effondrements (*Collapse*)

L'écroulement correspond à la chute de blocs à partir d'une falaise ou d'un secteur à forte pente. Le mouvement est très rapide, entre 1 et plusieurs 100^{aine} de mètres par seconde (Crozier, 1986; Azzoni *et al.*, 1995; Cruden et Varnes, 1996). Le bloc détaché n'est pas en contact permanent avec la surface de glissement au cours du mouvement. Pendant la chute, le secteur affecté perd sa structure initiale et se désagrège. Le

volume des écroulements est variable, le phénomène affectant à la fois des blocs isolés de faible volume (milliers de mètres cube, Hutchinson (1988); Duperret *et al.* (2002, 2004); Lim *et al.* (2009)) et des pans de falaises ou de versants de plusieurs centaines de milliers à des millions de mètres cubes (Eberhardt *et al.*, 2004; Hermanns *et al.*, 2006; Sosio *et al.*, 2008; Recorbet *et al.*, 2009) (Fig. 2.2). L'extension des écroulements est limitée par les discontinuités présentes dans la roche, principalement les fractures.

Le terme d'effondrement correspond plus particulièrement à un écroulement le long d'un plan de rupture vertical. C'est le cas des mouvements observés en présence d'une falaise, notamment le long de falaises littorales verticales creusées dans la craie (Duperret *et al.*, 2002; Mortimore *et al.*, 2004) (Fig. 2.2).

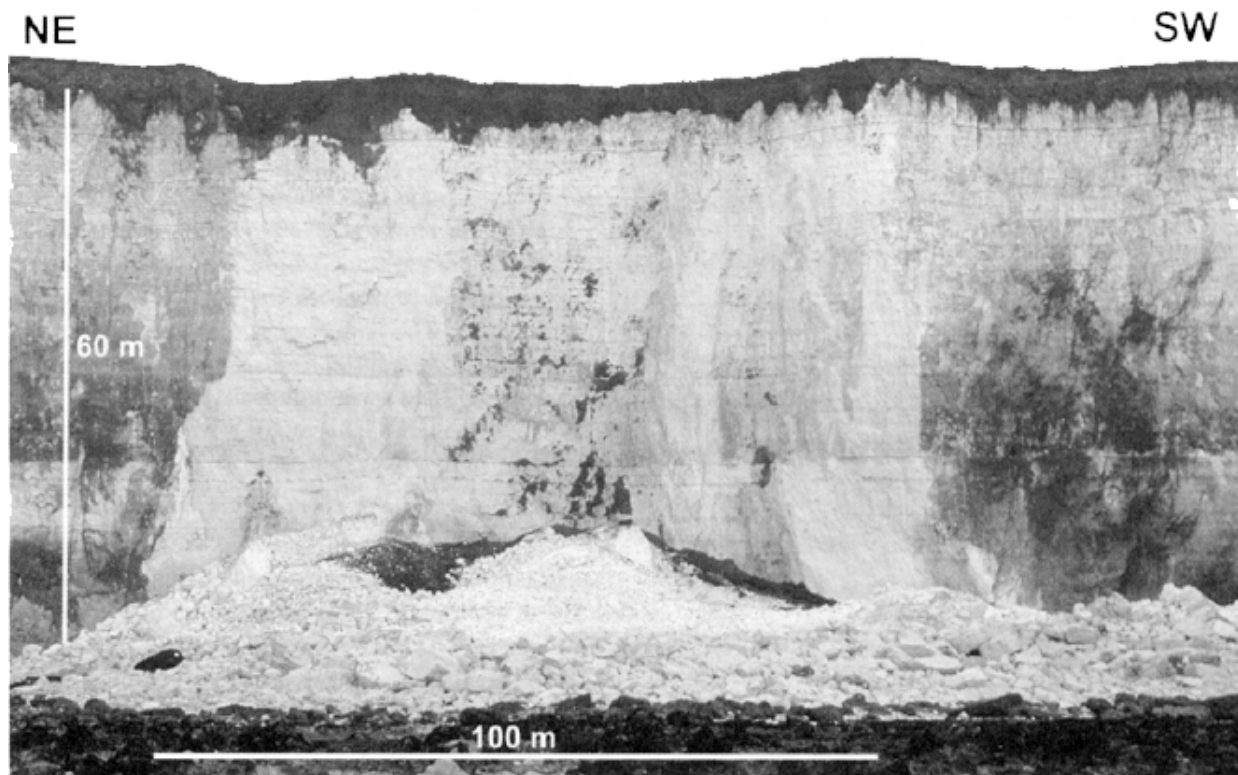


FIGURE 2.2: Exemple d'écroulement rocheux. Effondrement côtier d'une falaise de craie à Puys (France), 2000, (Duperret *et al.*, 2002).

Les basculements ou fauchages (*Topples*)

Les basculements correspondent à une rotation vers l'avant de colonnes de roches. Ce mouvement se rencontre sur des pentes traversées par de profondes discontinuités (stratification, schistosité, foliation, fractures) verticales ou à pendage amont plongeant vers l'intérieur du talus (Merrien-Soukatchoff *et al.*, 2001). On distingue le basculement primaire, exclusivement gravitaire, du basculement secondaire induit par des

mouvements tectoniques (Goodman et Bray, 1976).

Les processus

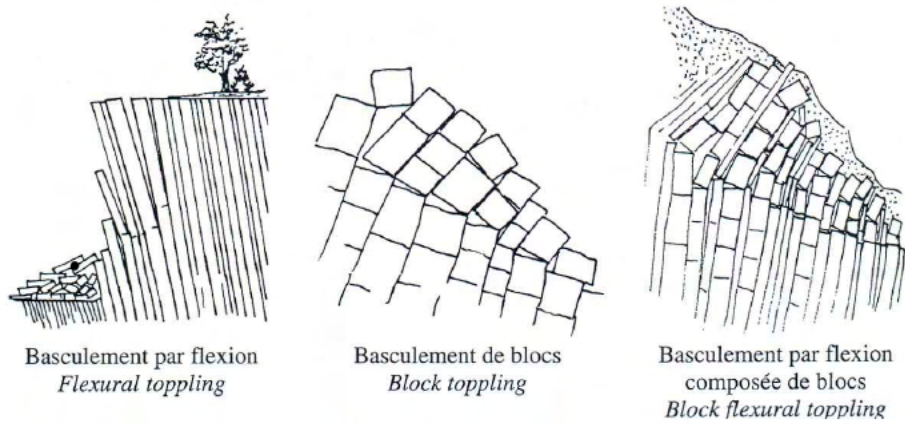


FIGURE 2.3: Différents types de fauchage d'après Hoek et Bray (1981).

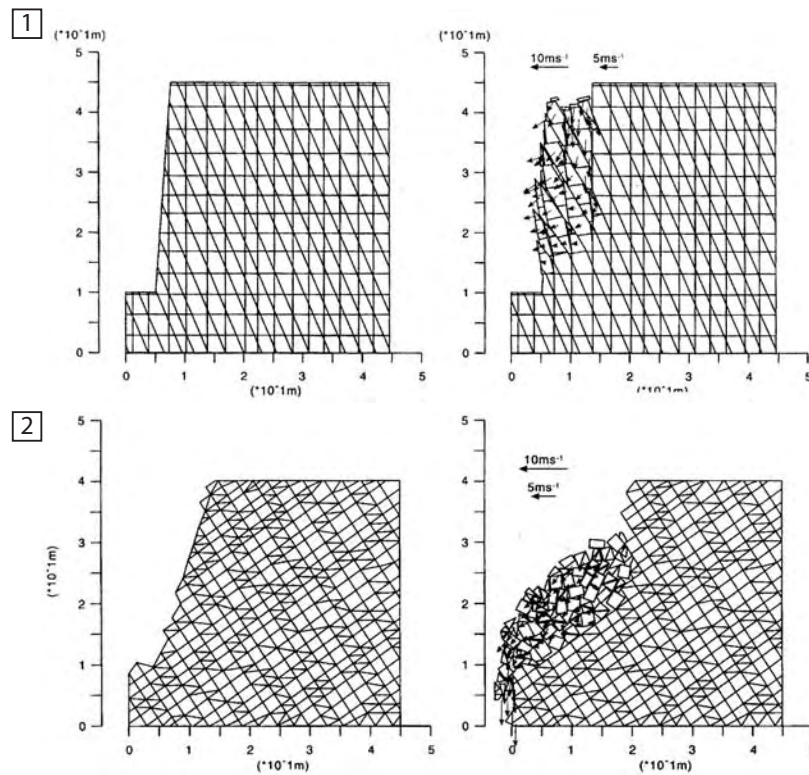


FIGURE 2.4: Mouvements complexes impliquant du basculement, affectant des falaises de craie. Modélisation numérique (UDEc) des falaises côtières de craie de l'île de Purbeck (côte sud du Royaume-Uni, Dorset). L'effondrement du sommet de falaise entraîne un basculement de la base (1). L'interaction de trois réseaux de joints et leurs orientations par rapport à la falaise aboutit à un basculement associé à du glissement (2). (Allison et Kimber, 1998).

Le basculement par flexion (*flexural toppling*, Fig. 2.3) s’amorce par une sape du pied de talus, les colonnes se rompent lorsque le fléchissement devient trop important. Le phénomène se propage par régression dans le massif. Le basculement de blocs (*block toppling*) s’obtient en présence d’un second jeu de discontinuité, perpendiculaire au premier. La superposition des deux réseaux délimite des blocs, le mouvement est dû au poids exercé par les blocs sus-jacent et le mouvement se développe de façon régressive. Enfin, le basculement par flexion composée de blocs (*block flexure toppling*) est une flexion le long de colonnes rocheuses découpées par de nombreux joints. Le mouvement résulte de la somme de petits déplacements le long des joints.

Les glissements translationnels (*Translational slides*)

Ils se produisent lorsque des discontinuités lithologiques (stratification, foliation) ou des réseaux de fractures plongent dans le sens de la pente. La surface de glissement est plane et plus ou moins inclinée vers le bas et les déplacements sont parallèles à cette surface (Fig. 2.5 et 2.6). Le sommet de la zone glissée comporte souvent des fissures de tension. La forme de la surface de glissement est plane.

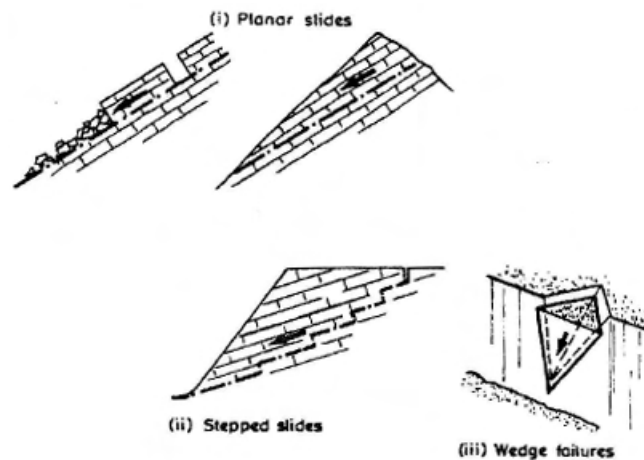


FIGURE 2.5: Glissement translationnel en milieu rocheux, mode de fonctionnement (i) glissement plan, (ii) glissement en escalier, (iii) rupture en coin ou dièdre (Hutchinson, 1988).

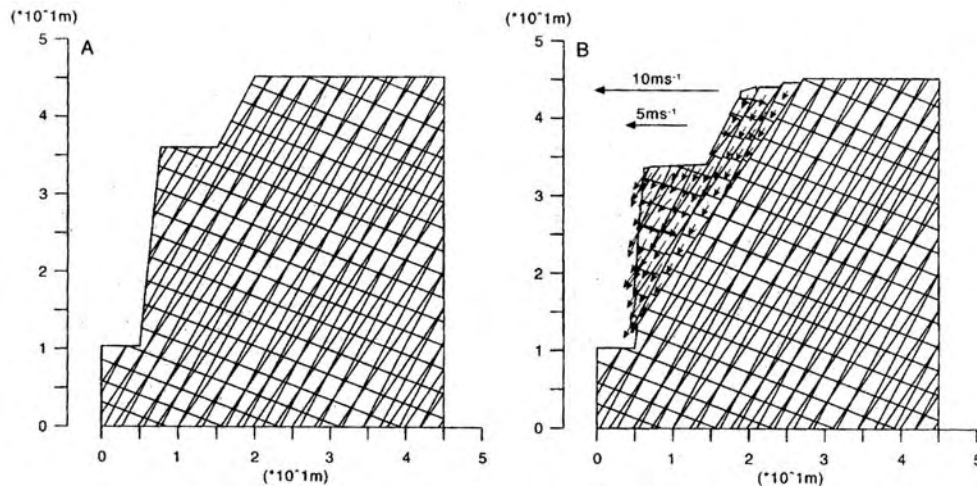


FIGURE 2.6: Modélisation numérique des glissements affectant les falaises côtières de craie de l'île de Purbeck (côte sud du Royaume-Uni, Dorset), (Allison et Kimber, 1998). Le mouvement plan est ici guidé par les réseaux de joints de la craie à pendage conforme à la pente.

Les glissements rotationnels (*Rotational slumps*)

Ils affectent préférentiellement des massifs homogènes (Varnes, 1978) ou sans discontinuités mécaniques susceptibles de localiser la déformation. La surface de glissement est une courbe concave. Les déplacements se font le long de cette surface avec une composante rotationnelle. Par simplification et idéalisation, la surface de glissement est souvent ramenée à un arc de cercle permettant de calculer le coefficient de sécurité d'une pente instable. D'un point de vue morphologique (Fig. 2.7), on peut distinguer trois secteurs dans un glissement rotationnel : la zone d'arrachement en haut de pente avec une structure en gradin correspondant aux blocs glissés successifs, la zone de transit caractérisée par une réduction de la pente par rapport à la pente topographique intacte et la zone d'accumulation située en pied de glissement où s'accumulent les matériaux glissés aboutissant à des pentes topographiques nulles ou des contre-pentes. La zone de transit est une zone préférentielle de rétention des eaux de surface. Selon la configuration du versant affecté, les zones de transit et d'accumulation peuvent être absentes car déblayées ou érodées (la Clapière, rivière en pied de pente (Cappa *et al.*, 2004)).

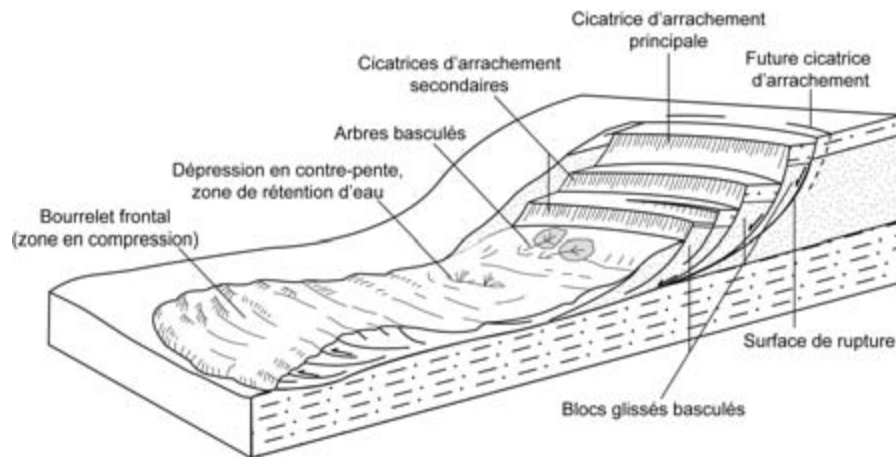


FIGURE 2.7: Description et nomenclature d'un glissement rotationnel idéalisé. Le glissement schématisé est un glissement imbriqué, les surfaces de rupture des blocs basculés se rejoignent sur une surface de glissement unique (d'après Varnes (1978), in : Lacoste (2009)).

Les étalements gravitaires (*Lateral spreads*)

Tels que définis dans la classification de Varnes (1978), écoulements et étalements en domaine rocheux sont des mouvements lents dont les caractéristiques morphologiques sont floues. Les étalements se font le long de faibles pentes avec un déplacement horizontal. Un étalement au sens propre du terme correspond à l'extension et l'amincissement d'une couche de roche fragile au dessus d'une couche ductile (argiles, évaporites) conduisant à un boudinage à grande échelle. La notion d'étalement gravitaire a été précisée par l'utilisation récente de modèles numériques (Schultz-Ela et Walsh, 2002) et analogiques (Le Calvez et Vendeville, 2004).

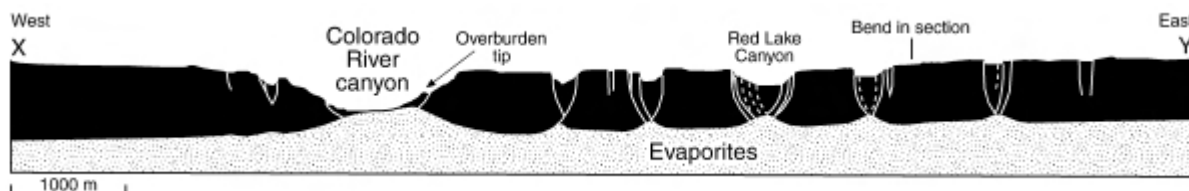


FIGURE 2.8: Étalement gravitaire de calcaires et grès au dessus d'un niveau d'évaporites, Canyonlands National Park, Utah, États-Unis (Schultz-Ela et Walsh, 2002).

Les Deep Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD)

Dans les chaînes de montagne, pour des pentes de versant fortes, les termes d'écoulements et étalements rocheux sont remplacés par le terme de Deep Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD). Ce type de

déformation porte également le nom de “Sagging” ou “Sackung”. Ces mouvements affectent de forts reliefs, mobilisant l’ensemble du versant avec des déplacements faibles en comparaison de la taille du versant. Des morphologies particulières les caractérisent à savoir la présence de contre-pentes, double-crêtes et de tranchées (Fig. 2.9a). Des mouvements gravitaires de petite taille au sein du volume du DSGDS sont également notés (Agliardi *et al.*, 2001) (Fig. 2.9b).

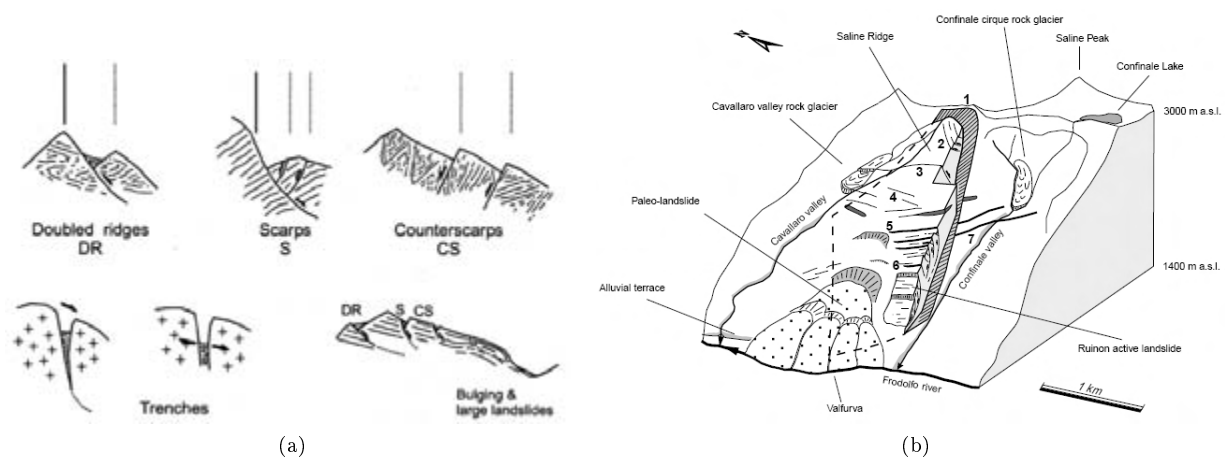


FIGURE 2.9: Morphologie d’un DSGSD. (a) structures caractéristiques d’un DSGSD. (b) Bloc diagramme d’un DSGSD dans les Alpes italiennes (Valfurna à l’est de Bornio). (Agliardi *et al.*, 2001).

Les vitesses de déformation sont très faibles, inférieures au millimètre par an (Varnes *et al.*, 2000), si bien que le phénomène est masqué par les processus d’érosion et d’altération. De tels mouvements sont identifiés en Nouvelle-Zélande dans les alpes du sud (Beck, 1968), en Europe dans les Apenins et les Alpes (françaises et suisses) le long de profondes vallées glaciaires (Agliardi *et al.*, 2001; Forlati *et al.*, 2001; Bachmann *et al.*, 2008) ainsi que dans les Pyrénées (Hürlimann *et al.*, 2006). Leur mécanisme de formation fait toujours l’objet de discussions. Un fluage à l’échelle du massif est évoqué ainsi que la présence d’une surface de rupture profonde (> 100 m) localisant les déformations (Jahn, 1964; Zischinsky, 1966; Beck, 1968).

Les mouvements complexes

Un exemple de mouvement gravitaire complexe se caractérise par la présence de deux ou plusieurs types de mouvements. L’exemple de Beachy Head en Grande Bretagne illustre ce type d’instabilité (Fig. 2.10). La falaise est constituée de plusieurs formations de craies différentes, chacune avec des caractéristiques géomécaniques propres. Les craies entre la base et le milieu de falaise présentent une forte fracturation entraînant des mouvements translationnels plans ou en dièdres. Le sommet est constitué d’une craie plus tendre présentant une fracturation verticale (Seaford chalk). Cette partie fonctionne par effondrement, les blocs glissant le long

des plans verticaux. Les facteurs préparateurs de ce mouvement complexe sont ici l'orientation et la densité de fracturation intrinsèquement liées aux types de craies et leurs caractéristiques mécaniques (Mortimore *et al.*, 2004).

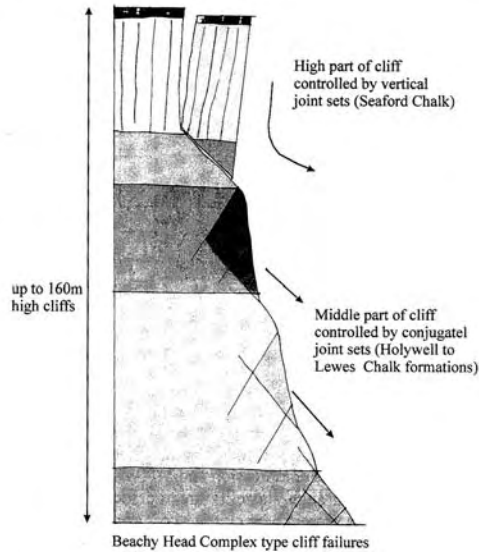


FIGURE 2.10: Mouvement complexe dans différentes litologies de craie à Beachy Head, (côte sud du Royaume-Uni, East Sussex), (adapté de Mortimore *et al.* (2004)).

2.2 Facteurs intervenant dans les processus d'instabilité

Pour chaque pente, il existe des forces favorisant les déplacements vers le bas et des forces qui tendent à s'opposer aux déplacements. Cette approche générale aboutit à la définition du coefficient de sécurité F d'une pente, défini comme le rapport entre la résistance au cisaillement de la roche le long d'une surface supposée ou connue et les forces cisailantes développées dans la pente. Partant de cette définition, Terzaghi (1950) évoque des facteurs externes et internes intervenant dans un mouvement de terrain. Les facteurs externes sont ceux qui augmentent les forces cisailantes dans la pente (*e.g.* modification de la géométrie, décharge du pied de pente, surcharge en sommet de pente, chocs et vibrations, rabattement de la nappe, modifications du réseau hydraulique). Les facteurs internes sont ceux qui réduisent la résistance au cisaillement de la roche (*e.g.* fissuration progressive, altération, érosion par infiltration) (Popescu, 2002). Un certain nombre de facteurs internes ou externes peuvent agir à la fois dans la réduction de la résistance au cisaillement de la roche ou dans l'augmentation des forces cisailantes (Varnes, 1978). De ce fait, il apparaît plus judicieux de parler de facteurs préparatoires, nécessaires à l'apparition d'un mouvement et de facteurs déclencheurs (Popescu, 2002). Popescu (2002) propose une liste de facteurs intervenants dans la préparation puis le déclenchement

de mouvements gravitaires de type glissements. Il distingue quatre catégories : l'état de la roche, les processus géomorphologiques, les processus physiques et les processus anthropiques (Tab. 2.2).

1. État de la roche
Matériel plastique peu résistant Matériel sensible à l'eau Matériel altéré Matériel cisailé Matériel fissuré ou avec joints Discontinuités dans la masse (stratification, schistosité, clivage) Discontinuités structurales (failles, discordances, cisaillement par flexion, contact sédimentaire)
2. Processus géomorphologique
Soulèvement tectonique Soulèvement volcanique Rebond post-glaciaire Érosion fluviale en pied de pente Érosion marine en pied de pente Érosion glaciaire en pied de pente Érosion des marges latérales Érosion souterraine (dissolution, transport sédimentaire) Surcharge de la pente ou du sommet de pente Perte du couvert végétal (par érosion des sols, feux de forêt, sécheresse)
3. Processus physique
Intense et courte précipitation Fonte de neige Précipitation élevée sur une durée prolongée Infiltration rapide suite à des inondations, marées hautes ou rupture de digue naturelle Séisme Éruption volcanique Vidange des lacs de cratère Déglaciation du permafrost Altération mécanique par gel/dégel Altération des roches par retrait/gonflement
4. Processus anthropiques
Excavation dans la pente ou au pied Surcharge en sommet ou dans la pente Rabattement de nappe (pompage) Irrigation Obstruction des systèmes de drainage Fuites dans les réseaux (alimentation, déversoirs, bassin de tempête) Déforestation Activités minières (puits de mine et galeries) Décharges Vibration (trafic routier, pieux vibrofoncés, machinerie lourde)

TABLE 2.2: Ensemble de paramètres intervenant dans les glissements (modifié de Popescu (2002)).

La notion de coefficient de sécurité est une notion instantanée qui fait une distinction simple et claire entre pente stable et instable, bien adaptée pour un traitement systématique informatisé. En revanche, d'un

point de vue physique, il faut différencier pente stable, instabilité épisodique et instabilité avérée (Crozier, 1986). Une pente stable possède une marge de stabilité suffisante pour supporter n'importe quelle force déstabilisatrice. Une instabilité épisodique correspond à une pente mise en mouvement pour certains niveaux de déstabilisation. Enfin l'instabilité avérée s'applique pour une pente où les forces déstabilisatrices produisent des mouvements continus ou intermittents (Popescu, 2002). Dans le cas d'un glissement, la pente passe par les trois états au cours du temps, jusqu'à sa rupture.

2.3 Mouvements gravitaires dans les falaises à assise sédimentaire argilo-sableuse

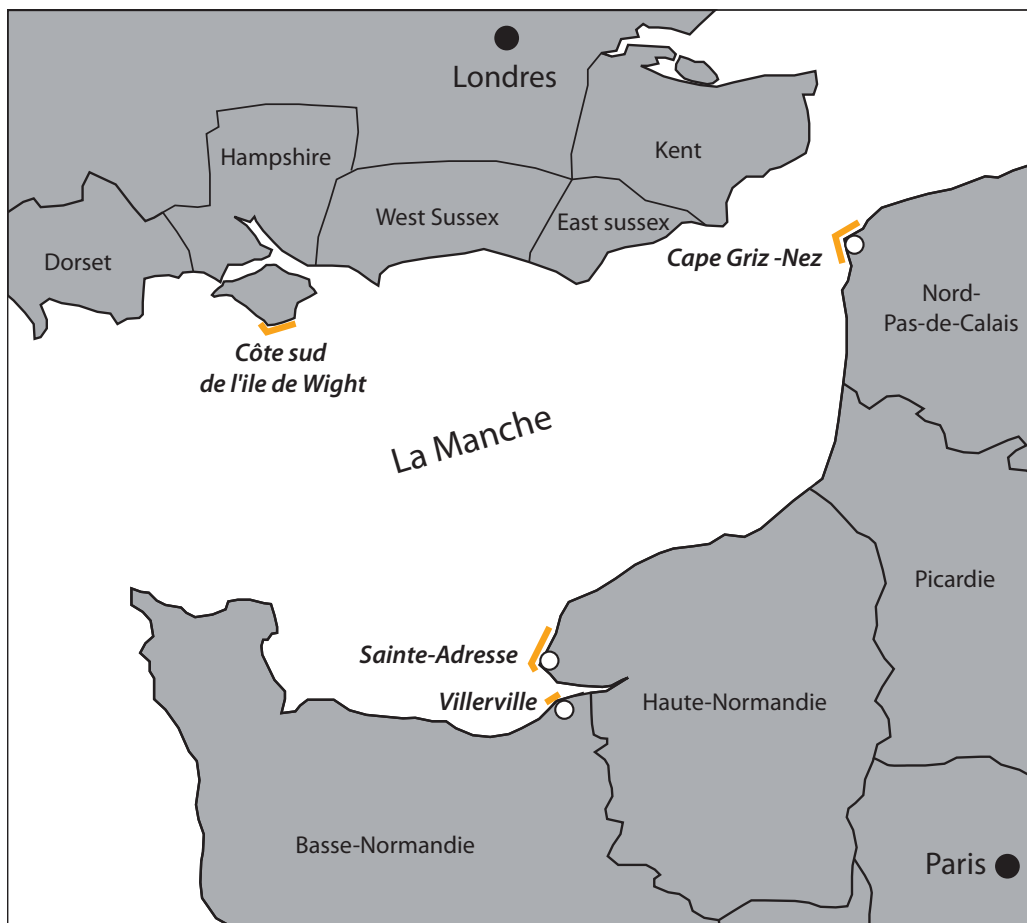


FIGURE 2.11: Localisation des falaises sédimentaires à assise peu résistante surmontée de roches fragiles.

Le long du littoral de la Manche orientale, plusieurs portions de côtes présentent à l'affleurement une composition lithologique similaire à celle observée au Sud-Ouest de la Haute-Normandie. Dans la mesure où

les côtes de la Manche Est sont creusées dans les couches du bassin Anglo-Parisien (Crétacé sup.), un certain nombre de secteurs côtiers à comportement analogue apparaissent en Manche. Trois sites sont présentés, deux en France et un en Angleterre (Fig. 2.11). En France, se sont les secteurs du Cap Griz-Nez, dans le Nord-Pas-de-Calais et de Villerville, en Basse-Normandie, au sud de l'embouchure de la Seine. En Angleterre, l'analogie terrain est situé sur la côte sud de l'île de Wight.

2.3.1 Mouvements au Cap Griz-Nez

Au sud du Cap Griz-Nez, la falaise côtière fait entre 4 et 15 m de haut. Ce sont des falaises gréseuses constituées à la base par des calcaires (14m) et grès (5m) datés du Kimméridgien, surmontés d'une série massive d'argiles (18 à 25 m) allant du Kimméridgien au Thithonien, le sommet de la série sédimentaire se termine par des grès Thithonien (10 m) (Pierre, 2006).

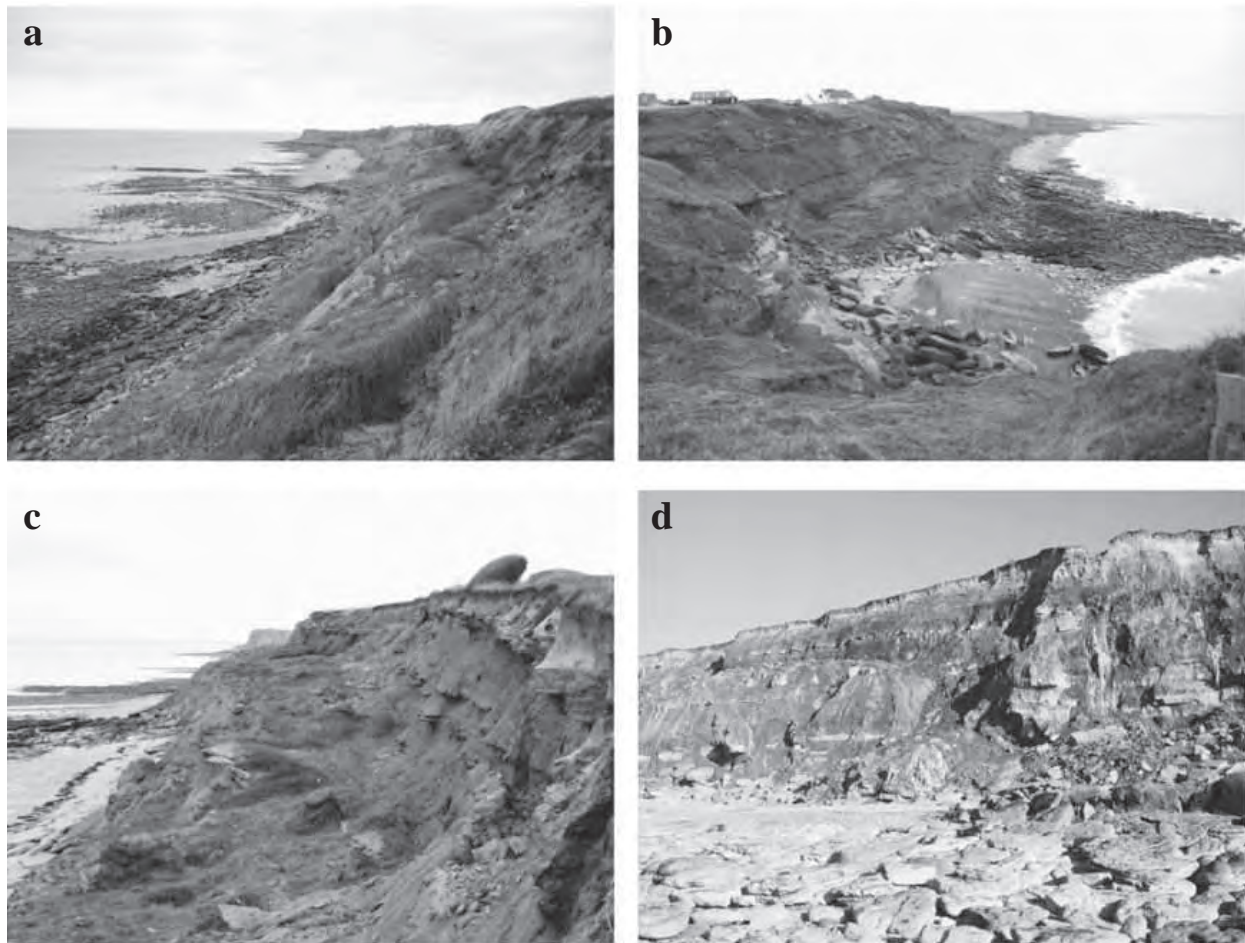


FIGURE 2.12: Mouvements de terrains le long des falaises côtières au sud du Cap Griz-Nez, modifié de Pierre (2006). a, b et c : glissements rotationnels et d : effondrement.

La falaise est affectée par des glissements rotationnels et effondrements en fonction de la roche concernée par le mouvement (Fig. 2.12). Le taux moyen d'érosion mesuré sur 64 ans est de 0,08 m/an avec des secteurs plus actifs atteignant 0,15 et 0,25 m/an. Parmi les facteurs contrôlant les glissements, l'érosion marine du pied de falaise est indiquée. Le taux d'érosion est réduit lorsque la pente de la plate forme est raide, lorsque des abrupts rocheux sont présents ou lorsque la plage est épaisse. Tous ces facteurs agissent en réduisant l'abrasion marine sur la plate-forme littorale. Les forts taux d'érosion sont reliés à l'activité humaine et à l'extraction de galets notamment (Pierre, 2006).

A l'est du Cap Griz-Nez, de Strouanne au Petit Blanc-Nez, la hauteur de la falaise passe de 14 à 50 m (Pierre et Lahousse, 2004). La falaise est constituée d'argiles du Gault albiennes et de craie bleue cénomaniennne (Robazynski et Amédro, 1993). La craie a une faible épaisseur, la falaise étant composée en majorité d'argiles. Par fort coefficient de marée, la mer se positionne entre 1 et 30 m du pied de falaise. Le pied de la falaise n'est donc érodé que pendant les tempêtes. Sur une durée de 154 ans (1833-1987), sur la base de relevés cadastraux, le taux d'érosion est compris entre 0,06 et à 0,26 m/an. Sur une durée plus courte de 58 et 64 ans (1939-2000) en utilisant la photogrammétrie, le taux d'érosion moyen est de 0,20 m/an, variant de 0,11 à 0,30 m/an (Fig. 2.13).

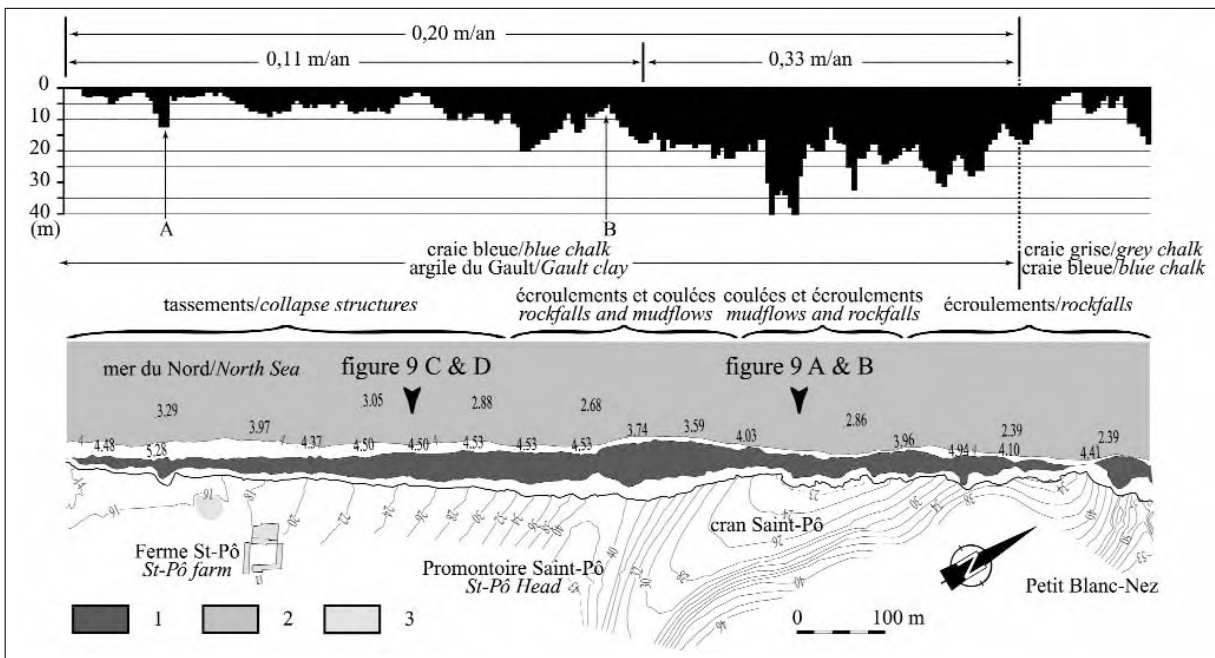


FIGURE 2.13: Vitesses d'érosion et mécanismes de déstabilisation de la falaise entre Strouanne et le Petit Blanc-Nez. 1) Matériaux déplacés (craie et argiles; la limite vers la mer correspond au bas de la falaise), 2) Haute mer de coefficient 111, 3) Mare artificielle (Pierre et Lahousse, 2004).

Le taux d'érosion augmente avec la hauteur de la falaise (Pierre et Lahousse, 2004). Les déstabilisations de la falaise se font par tassement, écoulement et effondrement, le type de mouvement dépend du rapport argiles/craies le long de la falaise. Les effondrements se produisent lorsque la craie est dominante. Lorsque l'argile est majoritaire, se sont les tassements et écoulements qui se produisent préférentiellement, la mise en mouvement étant liée au comportement géomécanique de l'argile dépendant de sa teneur en eau. La régularisation de la base de la falaise par l'érosion marine est limitée à la conjonction de tempêtes avec de forts coefficients de marée. Les processus continentaux, et plus particulièrement l'infiltration et la circulation des eaux météoriques au sein de la falaise, sont les facteurs majeurs dans la déstabilisation de la falaise.

2.3.2 Mouvements sur l'île de Wight (GB)

En Angleterre, la pointe sud de l'île de Wight présente, sur environ 10 km, un système de glissement côtier dénommé *undercliff landslide complex* (Fig. 2.14). Il s'étend sur 1 km dans les terres à partir du littoral et affecte une population supérieure à 6000 personnes concentrées dans quatre secteurs résidentiels (Bonchurch, Ventnor, St Lawrence and Niton, Fig. 2.14).

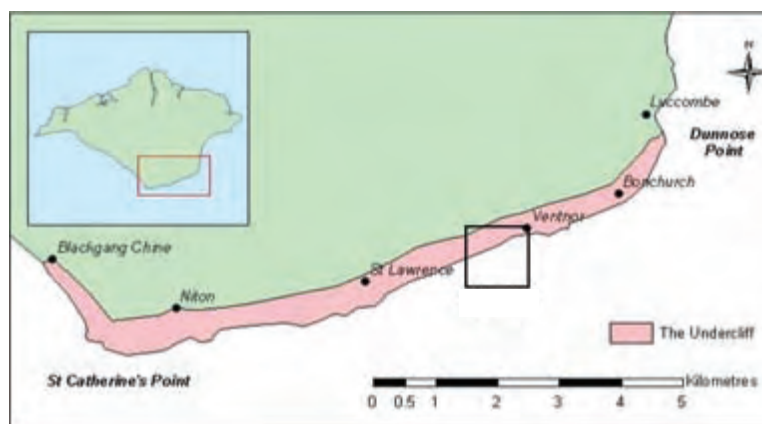


FIGURE 2.14: Localisation et extension des undercliffs sur la côte sud de l'île de Wight (Palmer *et al.*, 2007a).

Les undercliffs se développent dans un contexte géologique analogue au secteur SO haut-normand, les lithologies et stratigraphies sont similaires, des corrélations établissant l'équivalence des dépôts entre côtes françaises et anglaises (Tab. 2.3). Les formations des undercliffs sont de bas en haut des *ferruginous sand*, *sandrock*, *Gault*, *malm rock*, *chert beds* et *lower chalk*. Elles affleurent le long d'une falaise d'environ 140 m de haut et présentent un faible pendage de 1,5-2° vers le sud, en direction de la mer. Une campagne de reconnaissance géotechnique du secteur de Ventnor, impliquant cinq forages de reconnaissance, et la mise en place de piézomètres et d'inclinomètres a permis de proposer un modèle de glissement des undercliffs (Fig.

2.15). L'ensemble des reconnaissances ayant été effectué jusqu'à une profondeur atteignant 150 m. Le Gault est très épais et fait 45 m, représentant 1/3 de la falaise. Quatre nappes hydrauliques ont été identifiées : un aquifère ouvert au dessus du Gault alimenté par les infiltrations météoriques et trois aquifères fermés, confinés au sein du sandrock (unités 2e, 2c et 2a).

Étage	Cap de la Hève	île de Wight	
Cénomanién	craie de Rouen	Lower chalk	Chalk marl
	craie glauconieuse		Glauconitic marl
Albien	marnes de la Gaize	Malm rock	
	argiles du Gault	Gault clay	
	Poudingue	Carstone	
Aptien	sables ferrugineux	Sandrock series	

TABLE 2.3: Corrélations stratigraphiques entre le Cap de la Hève et l'île de Wight, modifié de Rioult (1961) et Palmer *et al.* (2007a).

Sur la base des reconnaissances géotechniques et de calcul de stabilité, le modèle de glissement des undercliffs distingue deux sections, le glissement supérieur (*upper landslides section*), caractérisé par des glissements rotationnels enracinés dans le Gault avec basculement des blocs détachés et le glissement inférieur (*lower landslide section*) correspondant à un reliquat de glissements rotationnels multiples recouvert de débris de craie, la surface de glissement étant positionnée dans le sandrock. La partie inférieure du glissement serait la tête d'un ancien système de glissement s'étendant plus loin en mer avant d'être submergé par les variations du niveau marin au cours de l'Holocène (Moore *et al.*, 2007).

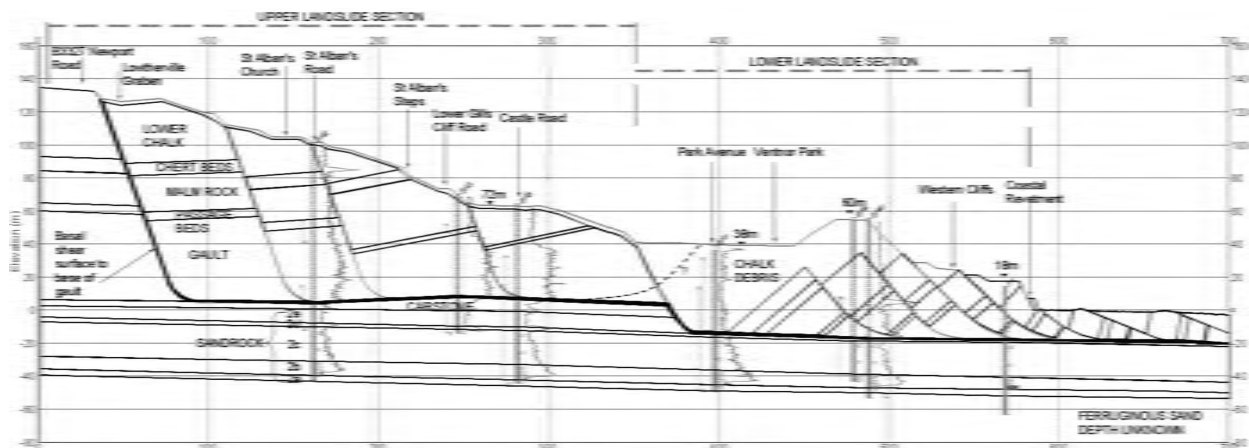


FIGURE 2.15: Modèle du glissement affectant les undercliffs à Ventnor (Moore *et al.*, 2007).

Des reconnaissances en mer indiquent que des restes de glissements sont reconnus jusqu'à -40 m. Les vitesses de déformations, enregistrées sur les 20 à 30 dernières années, sont comprises entre 6 et 39 mm/an.

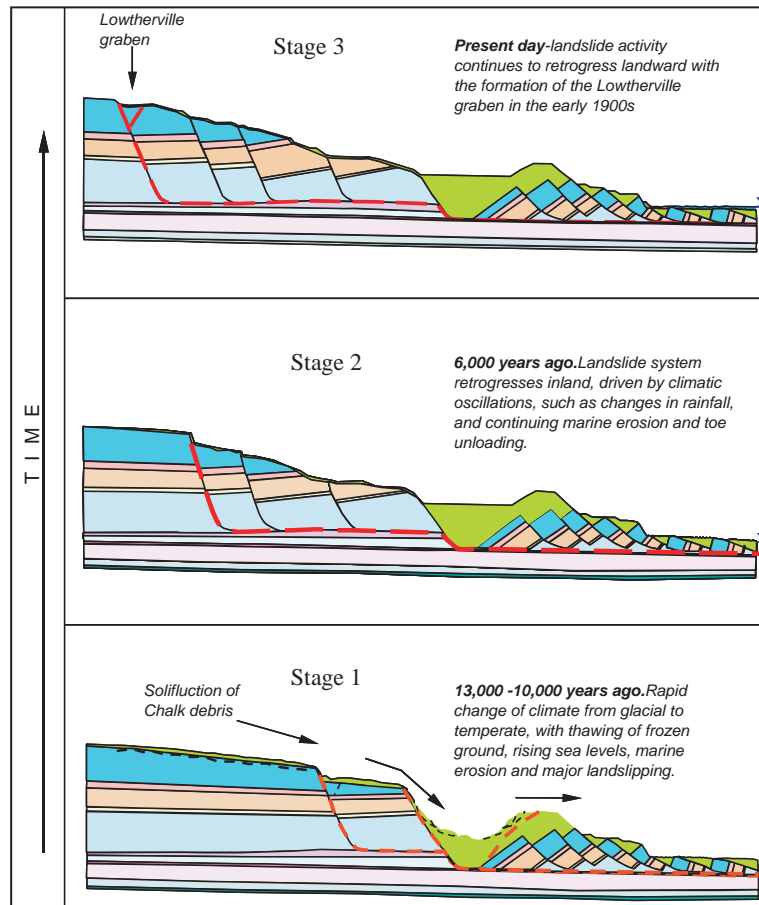


FIGURE 2.16: Modèle d'évolution des undercliffs de Ventnor (Moore *et al.*, 2007).

Un scénario d'évolution des undercliffs en trois étapes depuis le dernier âge glaciaire est proposé. De -13 000 à -10 000 BP, le glissement inférieur serait réactivé par érosion du pied de pente suite à la rapide remontée du niveau marin, par élévation des nappes phréatiques avec augmentation de la pression interstitielle dans le sandrock et surcharge par des débris de craie. Il est estimé que le glissement inférieur se déplace de 50 m vers la mer. La base de la falaise est alors exposée ainsi que le Gault en place, ce qui permettrait la mise en place d'une surface de glissement aboutissant à la formation du premier bloc glissé du glissement supérieur. Le glissement supérieur aurait continué à se développer pendant l'Holocène moyen, cette période étant humide elle favorise un niveau élevé des nappes phréatiques favorisant de fortes pressions interstitielles. En rajoutant l'érosion et la décharge du pied de pente, consécutives aux mouvements des blocs basculés, le glissement supérieur se propagerait par régression (Fig. 2.16) (Moore *et al.*, 2007).

Le mécanisme préparatoire invoqué serait une réduction de la butée de pied par érosion marine et le mécanisme déclencheur serait d'origine continentale, lié à l'augmentation de la pression interstitielle au dessus du Gault suite aux infiltrations d'eaux météoriques.

2.3.3 Mouvements en Basse-Normandie

Des mouvements gravitaires affectent également le secteur côtier à Villerville, situé au sud de l'embouchure de la Seine, en Basse-Normandie (Fig. 2.11). Du fait du pendage régional Nord-Est, la base de la falaise est constituée des formations argilo-calcaires du Callovo-Oxfordien. Le sommet de falaise reprend les mêmes lithologies qu'observées au nord de la Seine. Le glissement est séparé en deux parties. La partie inférieure, affectant les lithologies argileuses et sableuses, est caractérisée par des mouvements rotationnels imbriqués. La surface de glissement se positionne au contact calcaire/argiles oxfordiennes et remonte progressivement jusqu'au sommet des argiles kimméridgiennes (Fig. 2.17). La partie supérieure de la falaise présente de larges blocs détachés qui semblent plutôt être en translation le long des sables et argiles Aptien/Albien. La position du niveau marin au pied du glissement inférieur implique une érosion et une diminution de la butée de pied.

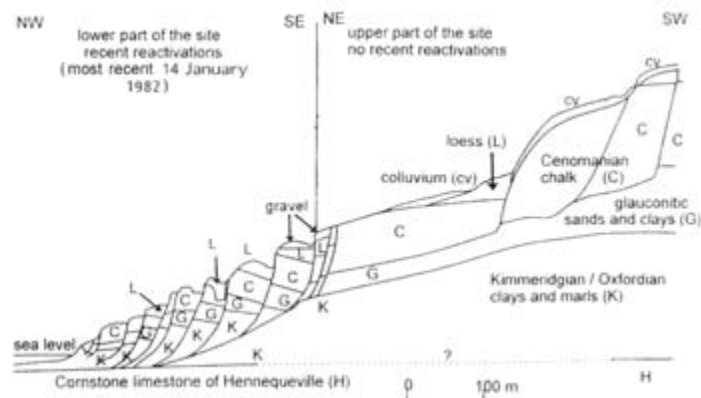


FIGURE 2.17: Glissement de terrain affectant les falaises côtières à Villerville, en Basse-Normandie (Flageolet et Helluin, 1987).

En avant de la falaise, le long de la plage, les lithologies sont inclinées à 45° soulignant un redressement des structures par les mouvements rotationnels (Fig. 2.18). La datation de placages de loess, déposés horizontalement sur ces structures redressées à Villerville, correspond au pléniglaciaire supérieur. Les mouvements sont donc antérieurs à -12 000 BP, les mouvements ayant lieu au cours de la période glaciaire (Helluin et Ozouf, 1977).

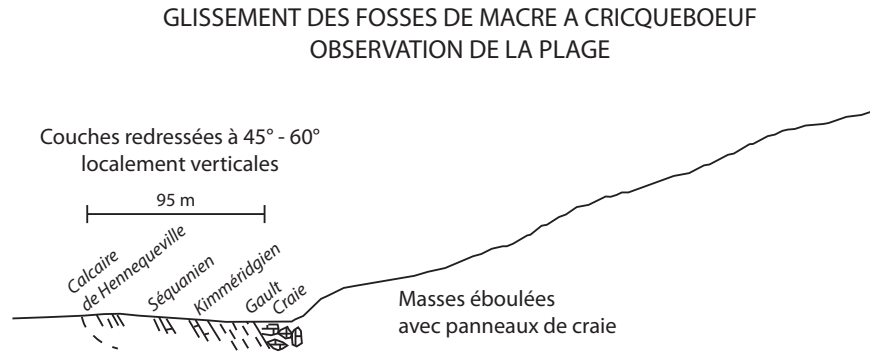


FIGURE 2.18: Détails de l'orientation des lithologies au niveau de la plage à Criqueboeuf (au sud de Villerville). Le redressement des lithologies correspond à la rotation d'un bloc basculé (Sinelle, 1989).

La morphologie du trait de côte pendant les périodes glaciaires serait alors caractérisée par une pente plus douce. Le niveau marin étant plus bas, le système glissé devait s'étendre sur de plus grandes distances. La remontée du niveau marin depuis le dernier âge glaciaire entraîne donc un déblaiement du pied de falaise (Sinelle, 1989). Le glissement inférieur correspondrait à une remobilisation du fait de la réduction de la butée de pied.

2.4 Connaissances le long du secteur d'étude : le site de Sainte-Adresse

Sur le trait de côte étudié, seul le quartier du Nice havrais à Sainte-Adresse, au sud est du Cap de la Hève, a fait l'objet d'études et de reconnaissances géotechniques (Fig. 2.19).

Le quartier du Nice havrais a été construit en 1905, en aménageant la partie inférieure de la falaise. Du Cap de la Hève, jusqu'à Sainte-Adresse, plusieurs épisodes de mouvements gravitaires ont été enregistrés avant l'aménagement du pied de falaise (voir Tab.A.1 en annexe). Les descriptifs mettent en évidence un mécanisme d'effondrement de la falaise en deux temps. Dans un premier temps, le dépôt de pied (ou basse falaise) se déplace vers la mer, l'érosion marine favorisant ce mouvement par retrait de la butée de pied. Dans un second temps la falaise de craie s'effondre avec apparition de fentes de tension au sommet. Il faut également noter que des effondrements de craie de faible ampleur se produisent sans relation apparente avec une déformation du dépôt de pied.



FIGURE 2.19: Vue aérienne du quartier du Nice havrais à Sainte Adresse.

Depuis l'aménagement du Nice havrais, la construction de la digue de pied et des épis empêche l'érosion de la basse falaise et pourtant des déformations persistent (voir Tab. A.2 en annexe). L'action marine n'est donc pas le seul paramètre à l'origine des déstabilisations.

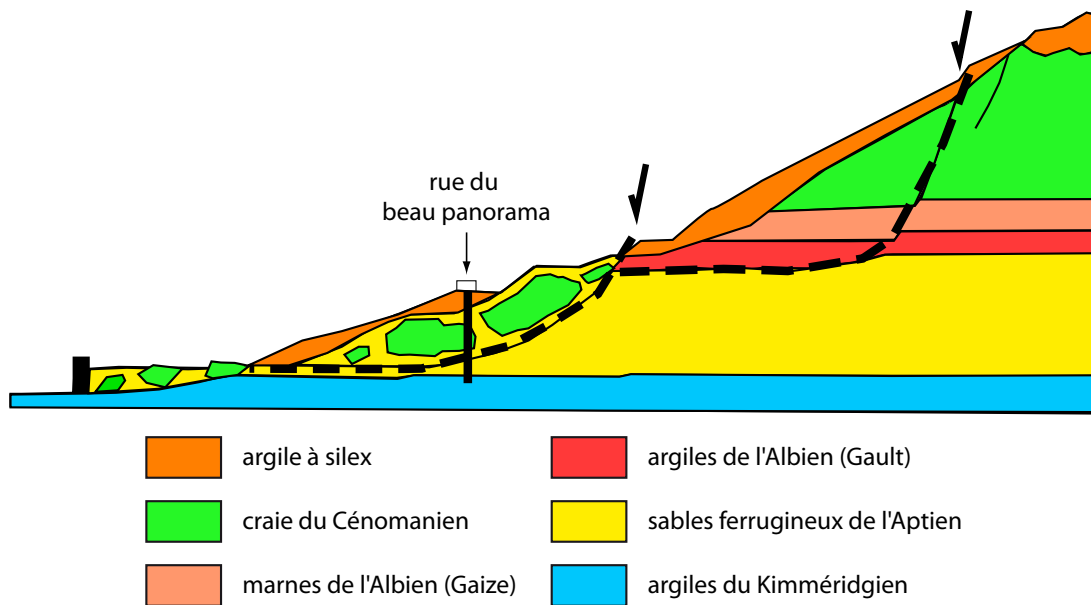


FIGURE 2.20: Hypothèse de fonctionnement de la falaise à Saint-Adresse en secteur urbanisé. Glissements imbriqués impliquant les niveaux d'argiles Kimméridgien et Albien (Sinelle, 1989).