



HAL
open science

**La déformation gravitaire des côtes à falaises
sédimentaires : Modélisations numériques et
expérimentales du secteur côtier Le Havre - Antifer
(Haute-Normandie)**

Jérôme Le Cossec

► **To cite this version:**

Jérôme Le Cossec. La déformation gravitaire des côtes à falaises sédimentaires: Modélisations numériques et expérimentales du secteur côtier Le Havre - Antifer (Haute-Normandie). Géomorphologie. Université du Havre, 2010. Français. NNT: . tel-00531742

HAL Id: tel-00531742

<https://theses.hal.science/tel-00531742>

Submitted on 3 Nov 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

décollement entraînant une avancée du pied de falaise. On distingue deux styles tectoniques différents : un ensemble de blocs basculés près du front auquel se surimpose un ensemble de horst et graben à l'arrière du modèle. La majorité des grabens n'affecte qu'une partie de la couverture. La rétrogression est stoppée après l'apparition d'un graben affectant l'ensemble des couches et se formant tardivement dans la déformation du modèle. L'ensemble des blocs déplacés s'étale sur environ 25 cm dans la déformation finale, la falaise étant affectée sur toute sa hauteur.

5.6 Modélisation à deux niveaux de décollements

En suivant les mêmes principes que pour les modèles à un niveau, une configuration à deux niveaux de décollements a été réalisée (Fig. 5.9). Ce modèle à deux niveaux de décollements sert à caractériser le type de déformation associée à cette configuration. Y a-t-il une répartition des déformations entre les deux décollements ? L'hypothèse de déstabilisation de la falaise impliquant un fonctionnement indépendant des deux niveaux d'argiles est-elle vérifiée ?

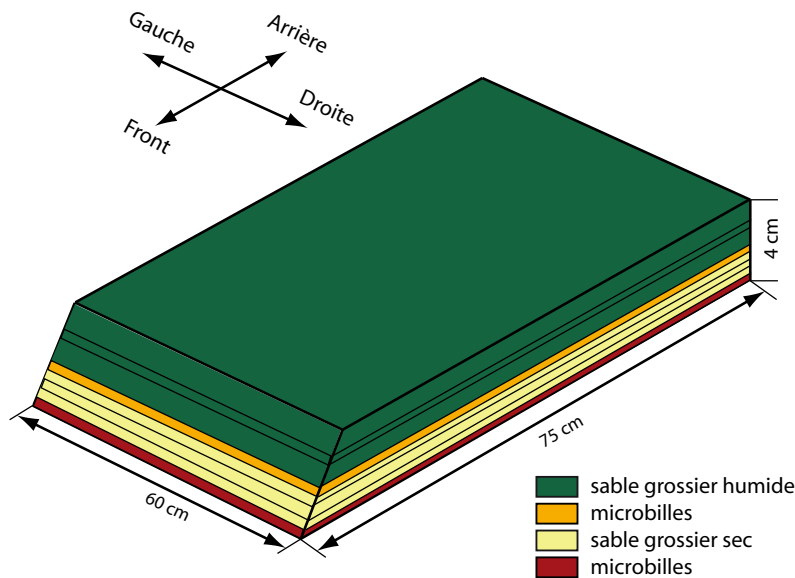


FIGURE 5.9: Géométrie du modèle à deux niveaux de décollements

La falaise est maintenue à 4 cm d'épaisseur (Fig. 5.9). L'échelle des modèles à un décollement est conservée et vaut 1/2500. Deux situations ont été testées : (1) dans la première, le coefficient de pression de fluide est alors identique sur les deux niveaux de décollements pendant l'expérience ($\lambda_{inf} = \lambda_{sup}$), cette configuration est la plus proche des épaisseurs mesurées dans la réalité. Dans la seconde (2), la surpression est renforcée sur le niveau de décollement supérieur ($\lambda_{sup} > \lambda_{inf}$), cette configuration est la plus éloignée de la configuration

réelle de la falaise. Dans la falaise, il est supposé que des variations de pression interstitielle ont lieu suite aux variations de hauteur d'eau dans les aquifères. Ces variations étant liées à l'infiltration et la circulation d'eaux météoriques dans les couches poreuses, limitées à la base par des couches imperméables d'argiles.

analogue	épaisseur des couches (mm)	
	modèle 1	modèle 2
sable grossier humide	20	20
microbilles supérieures	05	07
sable grossier sec	15	15
microbilles inférieures	04	03

TABLE 5.4: Épaisseur de chacun des analogues pour le cas où les surpressions sont identiques sur les deux niveaux de décollements (modèle 1) et où la surpression est renforcée sur le niveau de décollement supérieur (modèle 2).

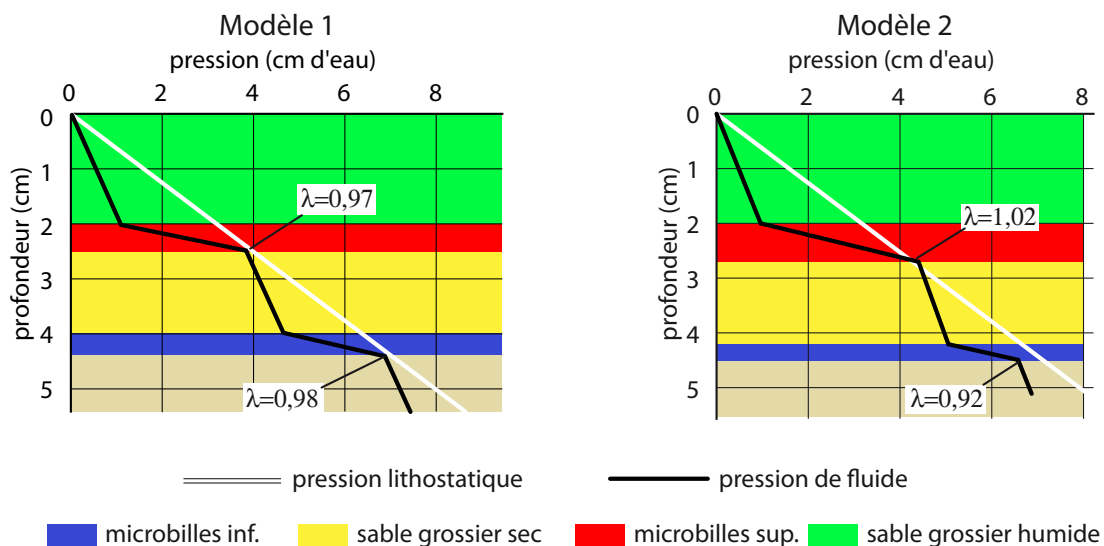


FIGURE 5.10: Schéma des profils de pression des modèles à deux niveaux de décollement.

Aux modèles (1) et (2) correspondent des épaisseurs spécifiques pour chacune des couches d'analogues (Tab. 5.4) et un profil de pression de fluide propre (Fig. 5.10). Les épaisseurs du modèle 1 sont les plus similaires de celles observées dans la falaise à Sainte-Adresse. Le niveau de décollement supérieur, analogue des argiles albiennes, représente un niveau de 12 m, les argiles faisant 12 m dans la réalité. Le niveau de décollement inférieur représente une couche de 10 m d'épaisseur, inférieure aux 20 m des argiles kimméridgiennes dans la réalité. La localisation de la surpression sur un niveau spécifique dépend de la position du niveau de décollement dans la série, ainsi que de son épaisseur. En modifiant l'épaisseur initiale des deux niveaux,

on peut ainsi contrôler leur pression de fluide spécifique. Le modèle 2 favorise la localisation de la pression interstitielle sur le décollement supérieur, il représente, cette fois-ci, une couche de 17 m et le décollement inférieur une couche de 7 m.

Ces modèles sont les analogues du secteur sud de la zone d'étude et plus particulièrement du Cap de la Hève et de Sainte-Adresse du fait de la position des argiles du Kimméridgien à la base de la falaise, au dessus du platier.

5.6.1 Modèle 1 : surpressions identiques sur les deux niveaux

La couverture, analogue de la craie cénomaniennne, est modélisée par le sable grossier sec. Le coefficient de pression de fluide est le même sur les deux niveaux de décollement. Cette configuration est obtenue en ajustant l'épaisseur de chacun des niveaux de manière à ce que la pression interstitielle égale la pression lithostatique à la base de chacun des niveaux.

La déformation du modèle est semblable à celle décrite pour les modèles avec un seul niveau de décollement. Du fait du bord libre et de l'absence d'un dépôt de pied, le front de falaise se détache et glisse vers l'avant (Fig. 5.11 et 5.12). Les deux premiers glissements sont localisés et n'affectent qu'une portion de la falaise.

Ensuite, les mouvements se propagent vers l'intérieur du modèle. Des grabens se forment tardivement à l'arrière du modèle et s'approfondissent pendant les derniers épisodes de glissements.

Une succession de failles normales se propage vers l'intérieur des terres délimitant des blocs basculés et des horst et grabens. Sur les deux niveaux de décollements, la fracturation s'enracine clairement sur le décollement inférieur, le niveau supérieur ne modifie pas le tracé des failles et très peu de déformations s'enracinent sur le décollement supérieur. En revanche dans cette configuration, deux styles tectoniques s'individualisent : un ensemble de blocs basculés à l'avant du modèle et la mise en place d'un système en horsts et grabens à l'arrière du modèle n'entraînant qu'une translation des blocs le long du décollement inférieur (Fig. 5.12 B). Les glissements de la falaise sont entièrement contrôlés par le niveau de décollement inférieur, analogue des argiles du Kimméridgien. Des surpressions équivalentes imposées sur deux niveaux de décollements superposés amènent à favoriser un glissement guidé par le décollement inférieur, là où les forces gravitaires sont les plus fortes.

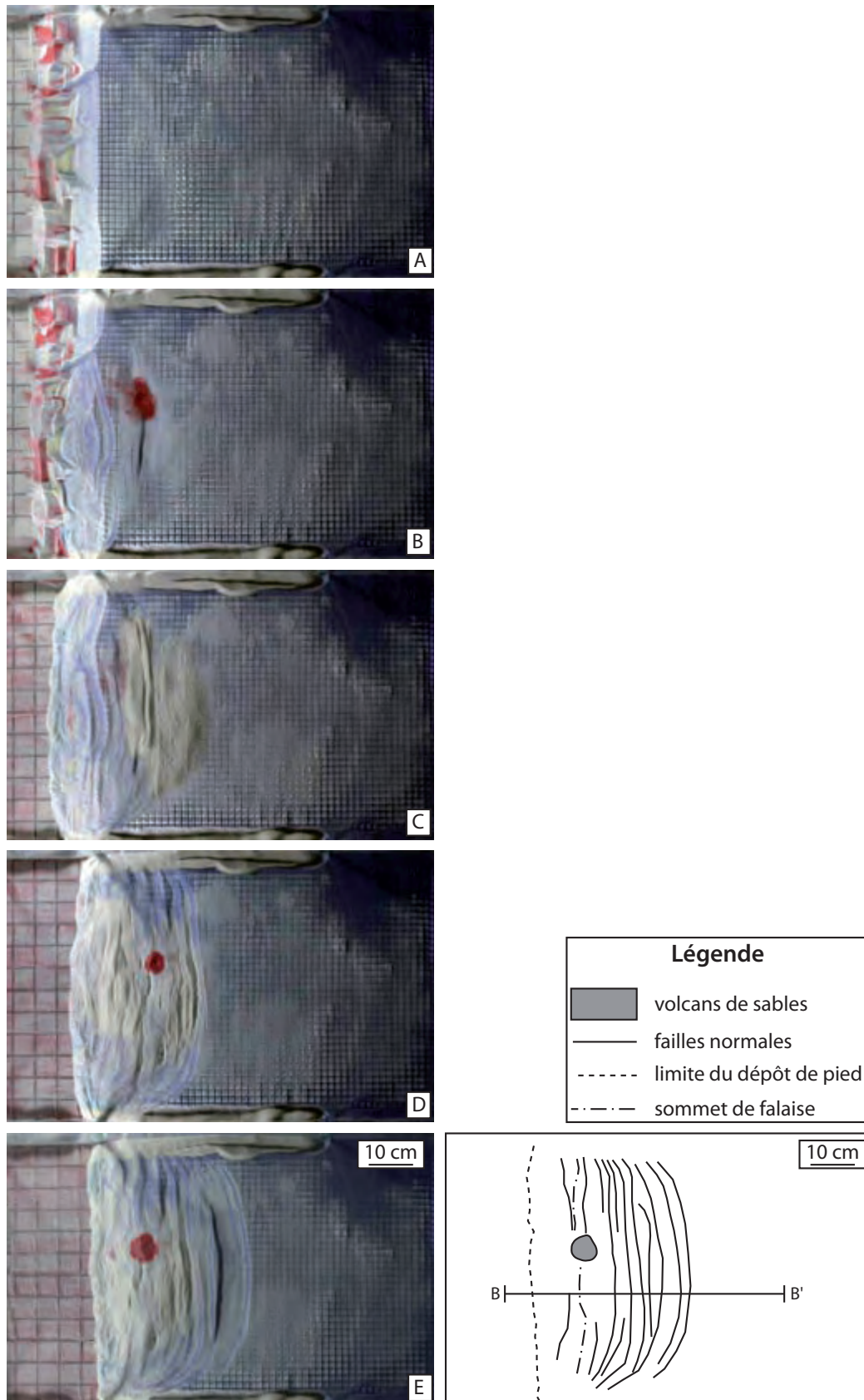


FIGURE 5.11: A gauche : vues de dessus du modèle. A droite : interprétation de la géométrie finale. Le dépôt de pied est rogné trois fois entre B et C, C et D et D et E. Le trait de la coupe B-B' (Fig. 5.12) est indiqué.

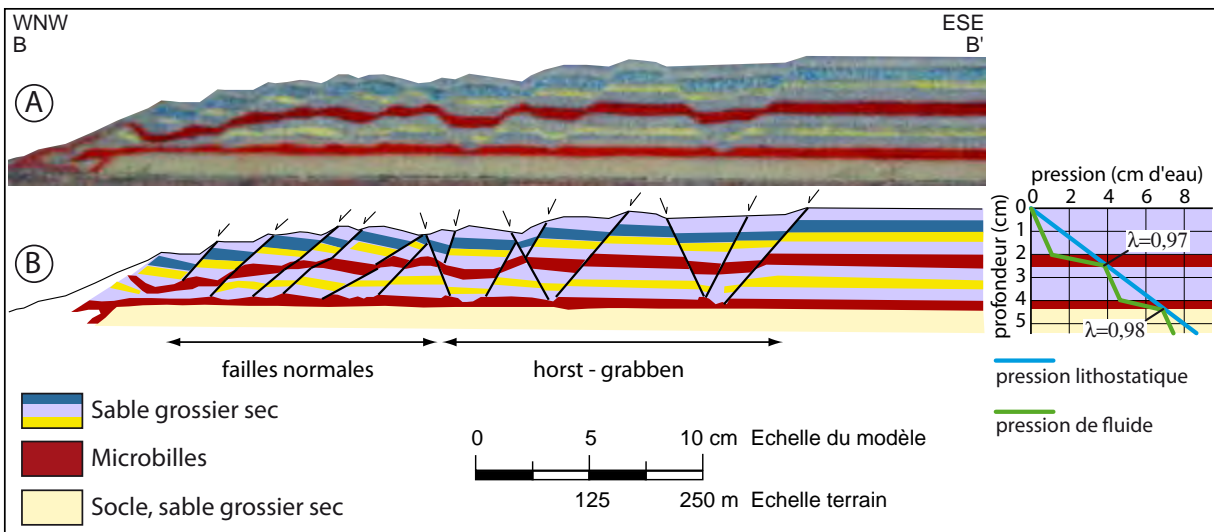


FIGURE 5.12: Modèle à deux niveaux de décollements. Le coefficient de pression de fluide est identique sur les deux niveaux de microbilles pendant l'expérience.

5.6.2 Modèle 2 : surpressions renforcées sur le décollement supérieur

On suppose que les infiltrations météoriques chargent en premier la nappe de la craie positionnée au dessus des argiles de l'Albien. Partant de cette hypothèse, un renforcement de la surpression est induit sur le niveau de décollement supérieur. Ce modèle favorise une déstabilisation de la couverture au dépend des niveaux inférieurs pour identifier quelle est la déformation obtenue dans ce contexte (Fig. 5.13).

Cas 1 : échelle géométrique de 1/2 500

Dans cette configuration, le coefficient de pression de fluide est plus élevé sur le décollement supérieur. Pour une même pression d'air injecté, $\lambda_{sup} = 1$ et $\lambda_{inf} = 0,92$. La différence de pression de fluide induit que le niveau de microbilles supérieur est plus facilement mobilisé que le niveau inférieur. Cela se traduit par l'enracinement, pratiquement exclusif, de la déformation cassante sur le niveau supérieur de décollement (Fig. 5.14).

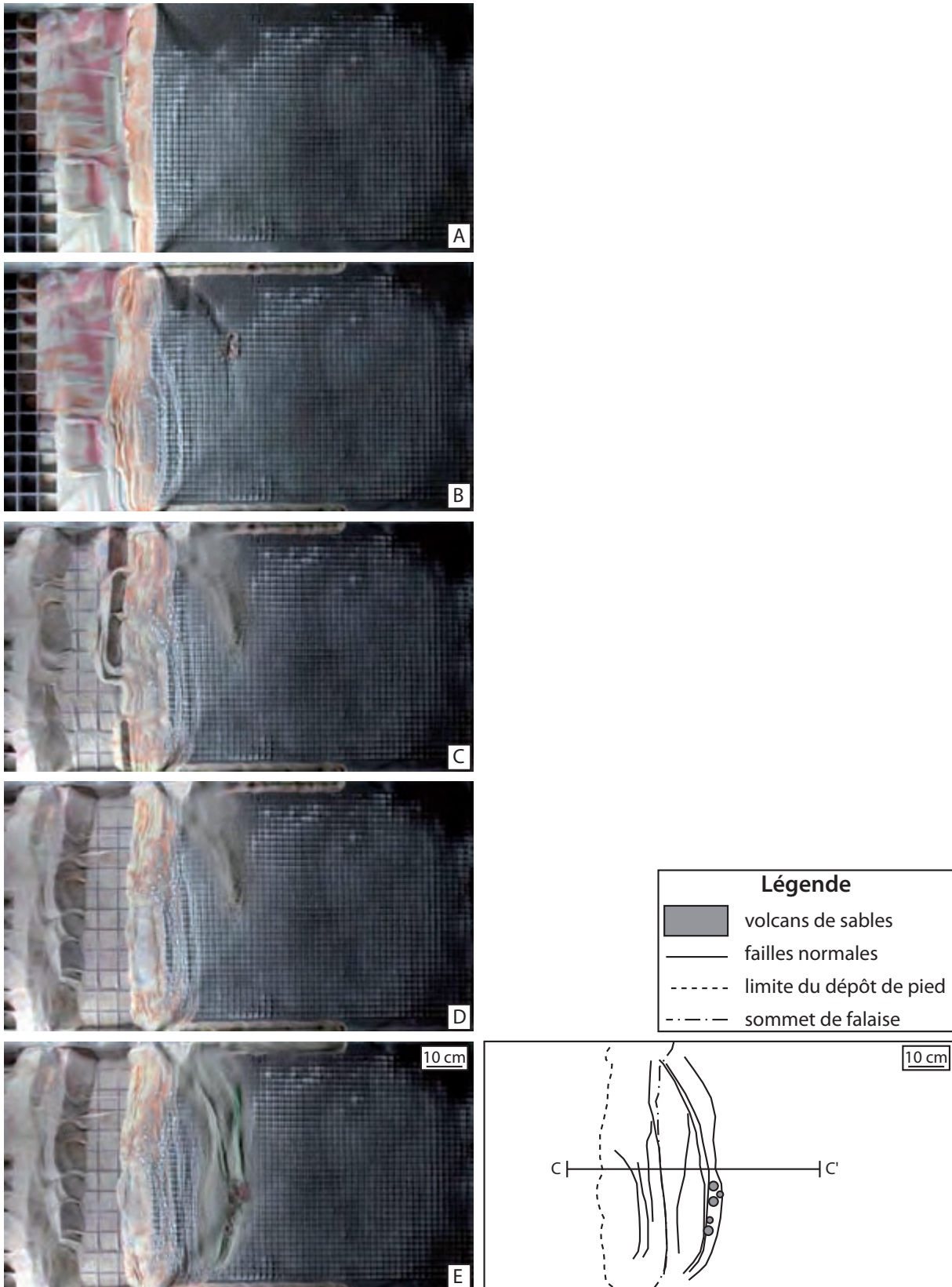


FIGURE 5.13: Cas 1 : modèle au 1/2500. A gauche : vue de dessus de la morphologie du modèle. A droite : interprétation de la géométrie finale. Une érosion complète du dépôt de pied intervient entre B et C. Une séquence d'érosion partielle du dépôt de pied est réalisée entre C et D, permettant de matérialiser la remobilisation locale du dépôt par érosion frontale. La position du trait de coupe C-C' (Fig. 5.14) est indiquée sur l'interprétation de la géométrie finale.

L'évolution de la déformation indique, pour cette configuration également, que les premiers épisodes de glissements mobilisent une portion de la falaise. L'évolution rétrogressive aboutissant à des glissements de plus en plus larges, les derniers glissements englobant le modèle sur toute sa largeur (Fig. 5.13). Le rognage du pied de falaise se fait après avoir arrêté l'injection d'air comprimé. Dans ce modèle, le dépôt n'est pas retiré en une seule fois sur toute sa largeur mais par segments. La diminution du dépôt de pied met en évidence une remobilisation du dépôt et un recul du sommet de falaise (Fig. 5.13 C). Le recul du sommet de falaise par réduction de la butée de pied, n'affecte probablement qu'une partie superficielle de la falaise. En l'absence de surpression, un glissement le long des niveaux de microbilles n'est pas possible.

La couverture, analogue de la craie, est ici constituée par le sable grossier humide. On constate que dans ce modèle, les blocs basculés sont de tailles irrégulières contrairement au modèle précédent. Le système en horst et graben est très réduit et se limite au graben terminal scellant la propagation de la déformation vers l'arrière du modèle. La couche de sable sec, analogue de l'Aptien, prise entre les deux niveaux de décollements, présente des déformations sans que l'on puisse nettement distinguer de plans de faille. Une ondulation des marqueurs colorés affecte toute la couche, et son extension, vers l'arrière du modèle, coïncide avec le graben terminal.

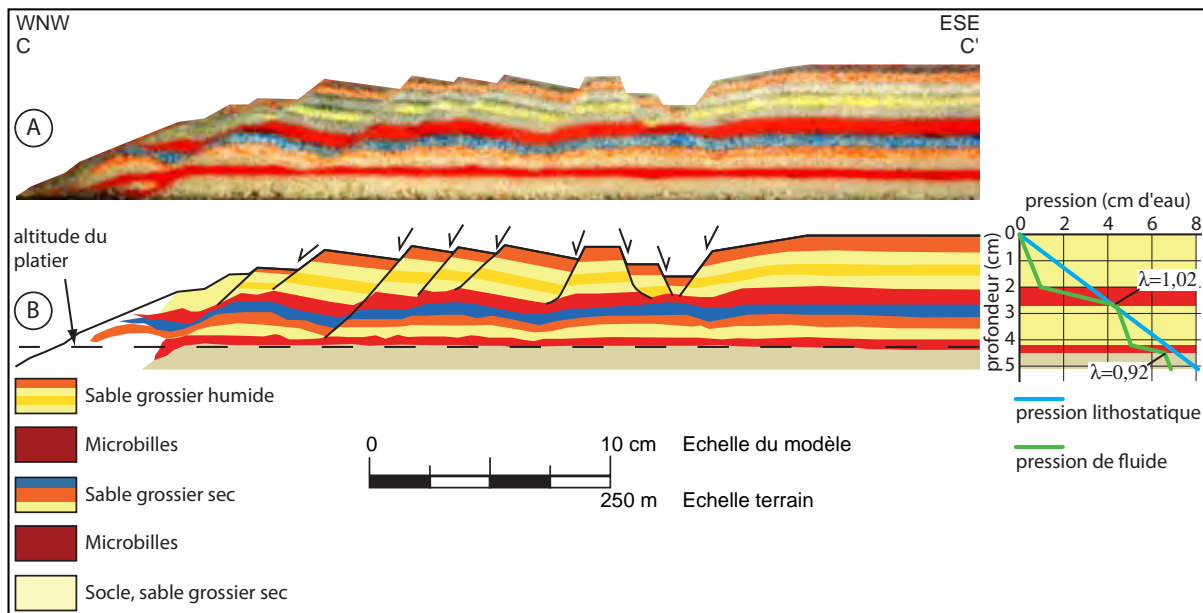


FIGURE 5.14: Modèle à deux niveaux de décollements avec pression de fluide plus forte sur le décollement supérieur, (A) vue en coupe de la déformation finale et (B) interprétation de la coupe.

La localisation de la déformation sur le décollement supérieur, lorsque la pression interstitielle y est renforcée, est logique. La résistance du niveau de microbilles supérieur diminue plus rapidement que celle du niveau inférieur. L'activation du glissement supérieur guide la déformation, le décollement inférieur est trop résistant et empêche la couverture inférieure de se déformer.

Cas 2 : échelle géométrique de 1/1 250

L'épaisseur de l'analogue des sables aptiens (1,5 cm) ne permet pas de bien identifier les déformations l'affectant. Afin de mieux les caractériser, l'épaisseur du modèle est doublée pour avoir plus de marqueurs colorés. La hauteur totale passe de 4 cm à 8 cm. Le rapport d'échelle est modifié et passe à 1/1250 ($L^* = 8.10^{-4}$). Le rapport des cohésions doit s'approcher du rapport d'échelle pour maintenir une similitude dynamique. Pour ce modèle, les analogues du Cénomaniens et de l'Aptien sont humidifiés, le dimensionnement de la cohésion de chacune des lithologies (Tab. 5.5) montre que les analogues sont encore adaptés. Seul l'analogue de l'Aptien est mal dimensionné, la cohésion étant trop élevée pour respecter la similitude.

analogue / lithologie	L^*	c^*
sable grossier humide/ craie du Cénomaniens	8.10 ⁻⁴	1, 21.10 ⁻⁴ - 5, 8.10 ⁻⁴
microbilles / argiles du Gault		5.10 ⁻⁴
sable grossier humide/ sables Aptien		2, 87.10 ⁻³ - 1, 37.10 ⁻²
microbilles / argiles du kimméridgien		6, 9.10 ⁻⁴

TABLE 5.5: Ratio des grandeurs physiques pour le modèle épaissi à deux niveaux de décollements

Comme dans le modèle précédent, la pression de fluide est renforcée sur le niveau de décollement supérieur. L'épaisseur de chacune des couches est de 7 mm pour le décollement inférieur (analogue des argiles du kimméridgien), de 30 mm de sable grossier humide pour la couverture intermédiaire (analogue des sables aptiens), de 17 mm pour le décollement supérieur (analogues des argiles albiennes) et de 40 mm de sable grossier humide pour la couverture (analogue de la craie cénomaniens). Ainsi dimensionné, le coefficient de pression de fluide atteint $\lambda_{inf} = 0,95$ sur le décollement inférieur lorsque $\lambda_{sup} = 1$ la pression de fluide égalant la pression lithostatique sur le décollement supérieur.

Comme pour les modèles précédents, le système est rétrogressif, les déformations se propageant du front de falaise vers l'arrière du modèle (Fig. 5.13). Les premiers glissements affectent toute la largeur du modèle. Un seul style tectonique se met en place. Les failles normales à pendages vers la mer s'enracinent sur le détachement inférieur (Fig. 5.16), avec un changement de pendage au passage du détachement supérieur. On voit que les failles les plus jeunes (positionnées à l'arrière du modèle) sont enracinées sur le niveau supérieur, alors que les plus anciennes peuvent se prolonger jusque sur le décollement inférieur. Les blocs basculés sont de taille semblable excepté pour le premier bloc. La déformation en horsts et grabens se limite à la couche inférieure, analogue de l'Aptien, cependant le système en faille normale affecte toute l'épaisseur de la couche.

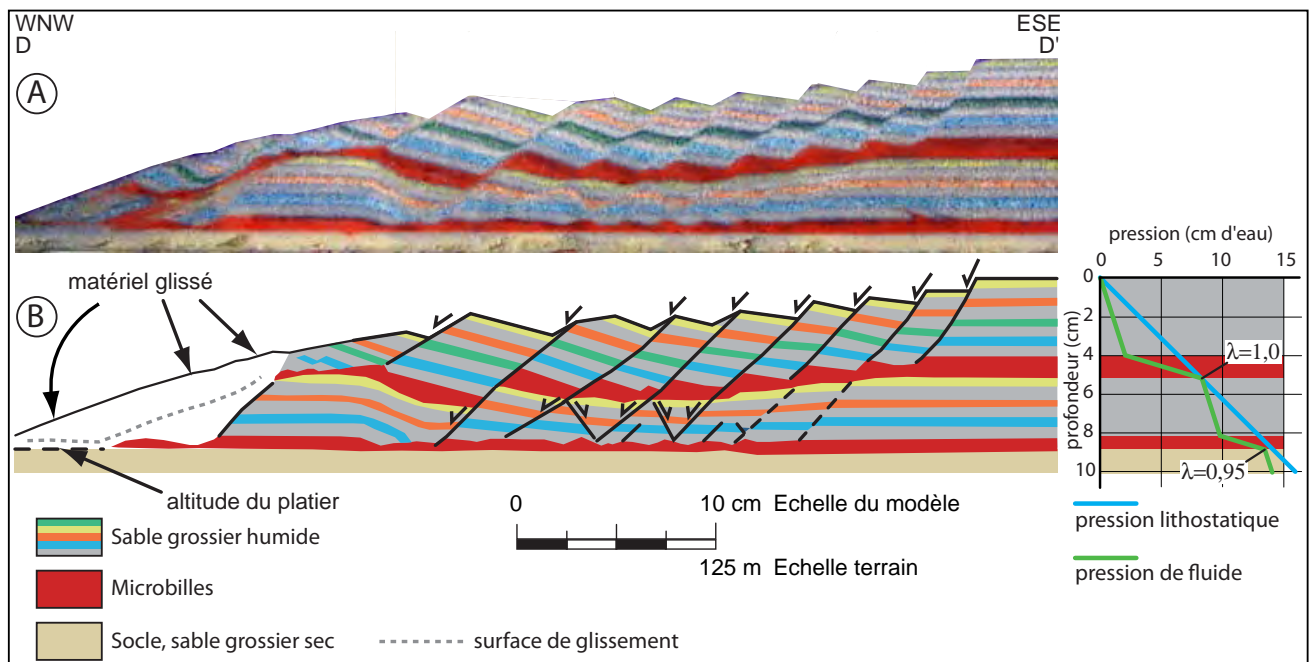


FIGURE 5.16: Modèle à deux niveaux de décollements avec pression de fluide renforcée sur le niveau supérieur. Ce modèle est deux fois plus épais pour visualiser les déformations entre les deux niveaux de décollements. L'état final de déformation est vu en coupe (A) et interprété en (B).

Deux points sont à relever, le premier est l'absence d'un graben venant sceller la propagation des déformations vers l'arrière du modèle et le second est le glissement sur le détachement inférieur d'un tronçon de la couverture inférieure. Ce modèle n'a pas nécessité d'érosion du dépôt, la butée de pied n'étant pas suffisante pour bloquer la déformation au cours de l'expérience.

5.7 Modèle 3D avec un pendage du niveau de décollement

Ce modèle est construit pour observer les effets du pendage d'un niveau de décollement sur la déformation de la falaise. La conception du modèle fait que le niveau de décollement est exposé en falaise sur une moitié du modèle (partie droite) et enfoui sur l'autre moitié (partie gauche) (Fig. 5.17).

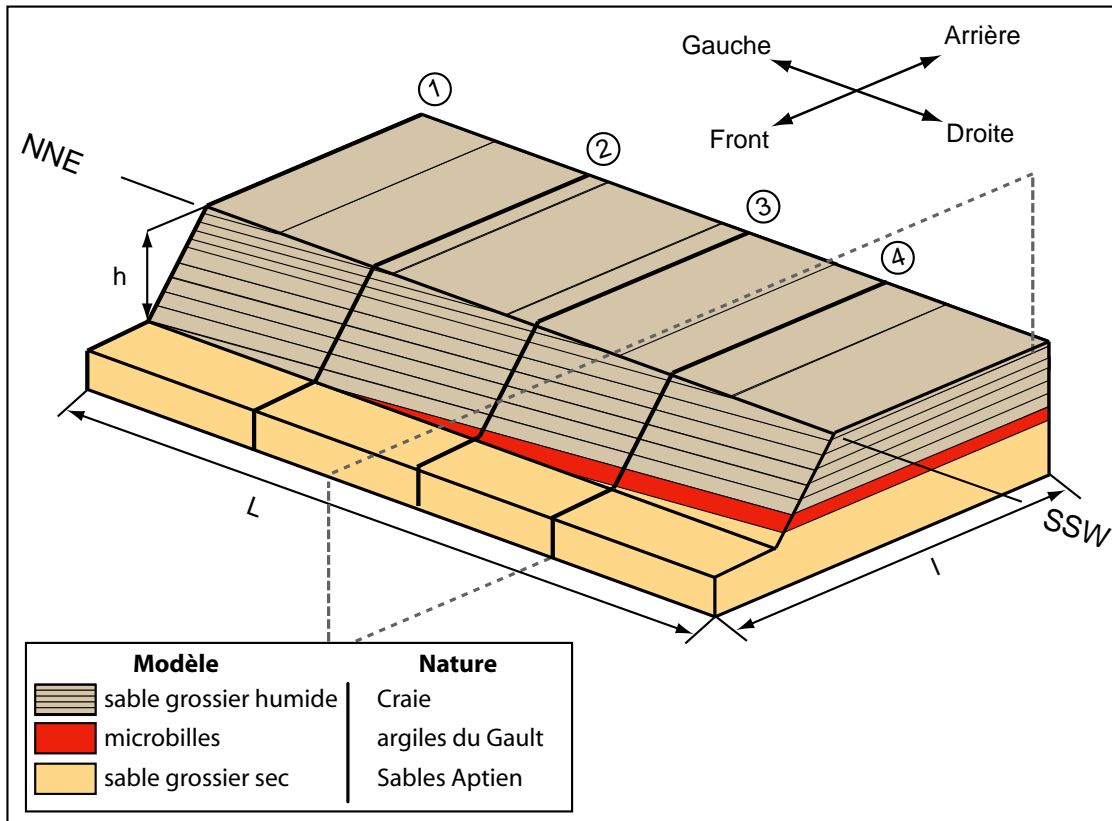


FIGURE 5.17: Bloc diagramme du modèle avec pendage du niveau de décollement. Le modèle fait 150 cm de long (L) pour 60 cm de large (l). La falaise a une hauteur constante de 4 cm (h). Les traits (1), (2), (3) et (4) indiquent la position des coupes réalisées à la fin de l'expérience.

Le modèle fait 150 cm de long, pour 60 cm de large. La distance entre le sommet de falaise et l'arrière du modèle est de 45 cm. La hauteur de falaise dans le modèle est constante à 4 cm, le modèle a une épaisseur de 6 cm à l'arrière de la falaise, à l'avant, le platier est épais de 2 cm. Le modèle est à l'échelle 1/2500 et reproduit une section du trait de côte de 3,75 km. Il s'étend sur 1 km dans les terres et sur 375 m vers la mer.

Trois matériaux sont utilisés, il s'agit de bas en haut d'un sable grossier sec, de microbilles et d'un sable grossier humide analogues respectifs des sables aptiens, des argiles du Gault et de la craie du Cénomaniens. La table de déformation est horizontale et les couches sont déposées avec un pendage de 1° vers le bord gauche du modèle. L'épaisseur des microbilles est constante et fait 5 mm. Les deux autres types de matériaux ont

une épaisseur variable selon la position dans le modèle. A l'extrémité droite, la composition est de 25 mm de sable sec, 5 mm de microbilles et 30 mm de sable humide. A l'extrémité gauche, les microbilles sont au ras de la table de déformation, la répartition est alors de 5 mm de microbilles surmontées par 55 mm de sable humide.

A la différence des modèles où le niveau de décollement est horizontal, et dans lesquels la pression de fluide appliquée à la base ne varie pas latéralement, au travers du caisson la pression de l'air comprimé est régulée et varie latéralement. Un gradient de pression de fluide est ainsi appliqué au modèle, de manière à ce que le coefficient de pression de fluide λ soit constant ($\lambda = 1$) sur tout le niveau de microbilles. Ainsi, l'ensemble du niveau de décollement est activé dans le modèle lorsque la pression est augmentée.

Ce modèle illustre la transition entre les falaises à lithologies contrastées, caractérisées par des formations sablo-argileuse à la base de la craie, et les falaises de craie pure. Géographiquement le modèle est centré sur le port d'Antifer.

Au total, 14 épisodes de glissements successifs ont été produits par l'augmentation de la pression interstitielle dans le modèle. Le dépôt de pied a été érodé une fois entre le 11^{ème} et le 12^{ème} épisode de glissement, pour éviter la propagation de ce dernier jusqu'au bord de la table et former artificiellement des structures compressives.

Les premiers glissements se forment au sud (partie droite) du modèle, là où le niveau de décollement est exposé dans la falaise (Fig. 5.18, 5.19 a et c). Les glissements se propagent vers l'arrière du modèle via des failles normales à pendage vers la mer. Le style tectonique est similaire à celui du modèle 2D à un niveau de décollement (Fig. 5.20 coupe 3 et 4). En même temps que le front de falaise recule, le dépôt de pied se développe et progresse sur le platier. Un graben tardif se positionne à l'arrière des glissements et vient sceller la propagation des déformations à partir du 12^{ème} épisode de glissement.

En progressant vers le nord (en direction du bord gauche), on observe que les glissements se propagent moins loin vers l'intérieur du modèle. Le niveau de décollement est de plus en plus bas dans la falaise, la formation du dépôt de pied augmente rapidement la butée de pied et empêche la formation des glissements. Sur le platier, le dépôt de pied atteint progressivement l'altitude des microbilles opposant une résistance à la formation de nouveaux glissements. Ce phénomène s'accroît avec l'enfouissement du niveau de décollement, jusqu'à l'apparition de structures compressives dans le platier lorsque le niveau de microbilles est enfoui sous l'altitude du platier (Fig. 5.18, Fig. 5.19 b et c et Fig. 5.20 2 et 3). La compression du platier s'accompagne de l'épaississement du niveau de microbilles et entraîne son soulèvement.

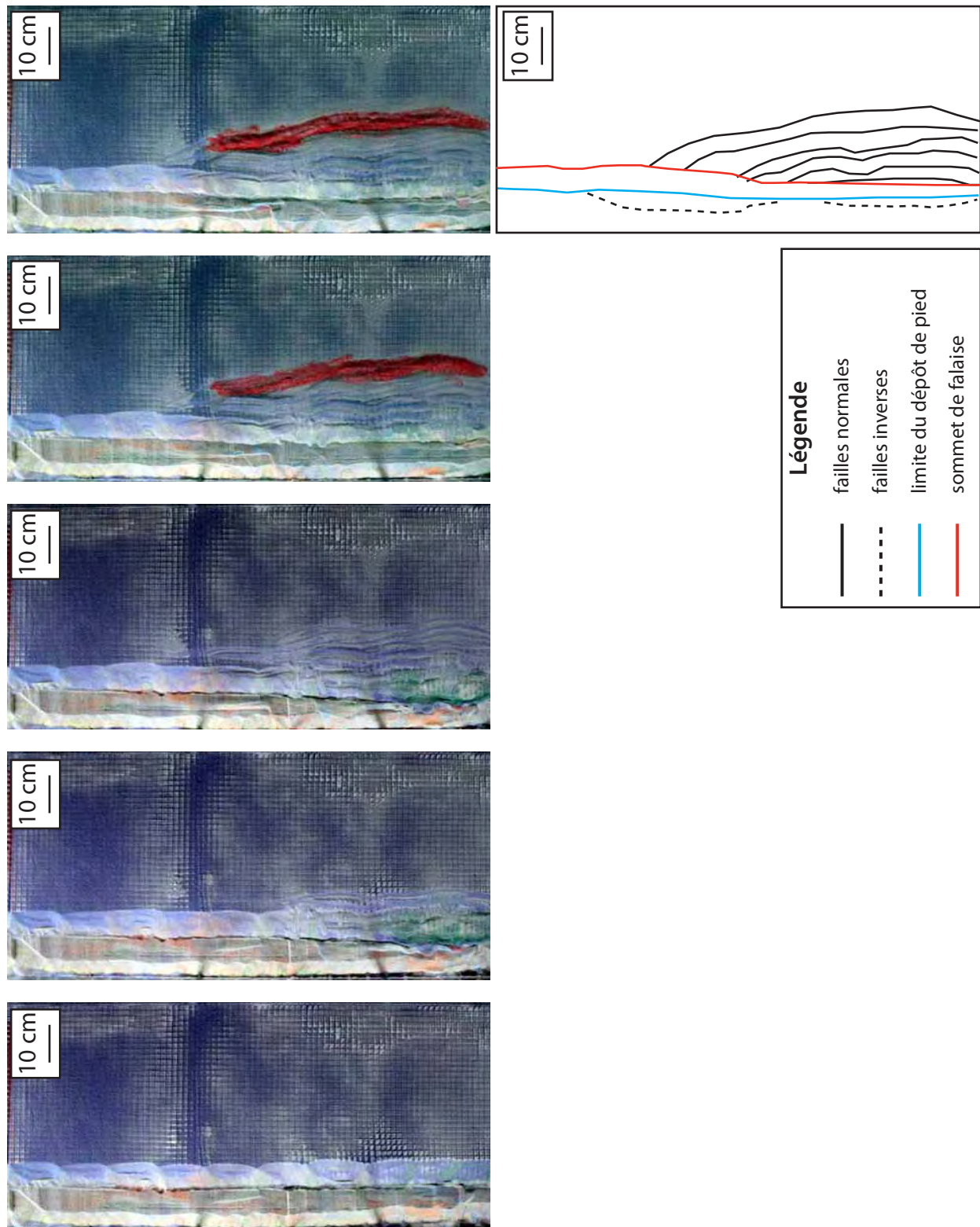


FIGURE 5.18: Évolution de la morphologie du modèle au cours de l'expérience. Une érosion du dépôt de pied intervient entre la 3^{ème} et la 4^{ème} photographie. A partir de la 4^{ème} photographie, du sable rouge est ajouté pour combler le graben en formation et éviter l'apparition d'un volcan de sable.

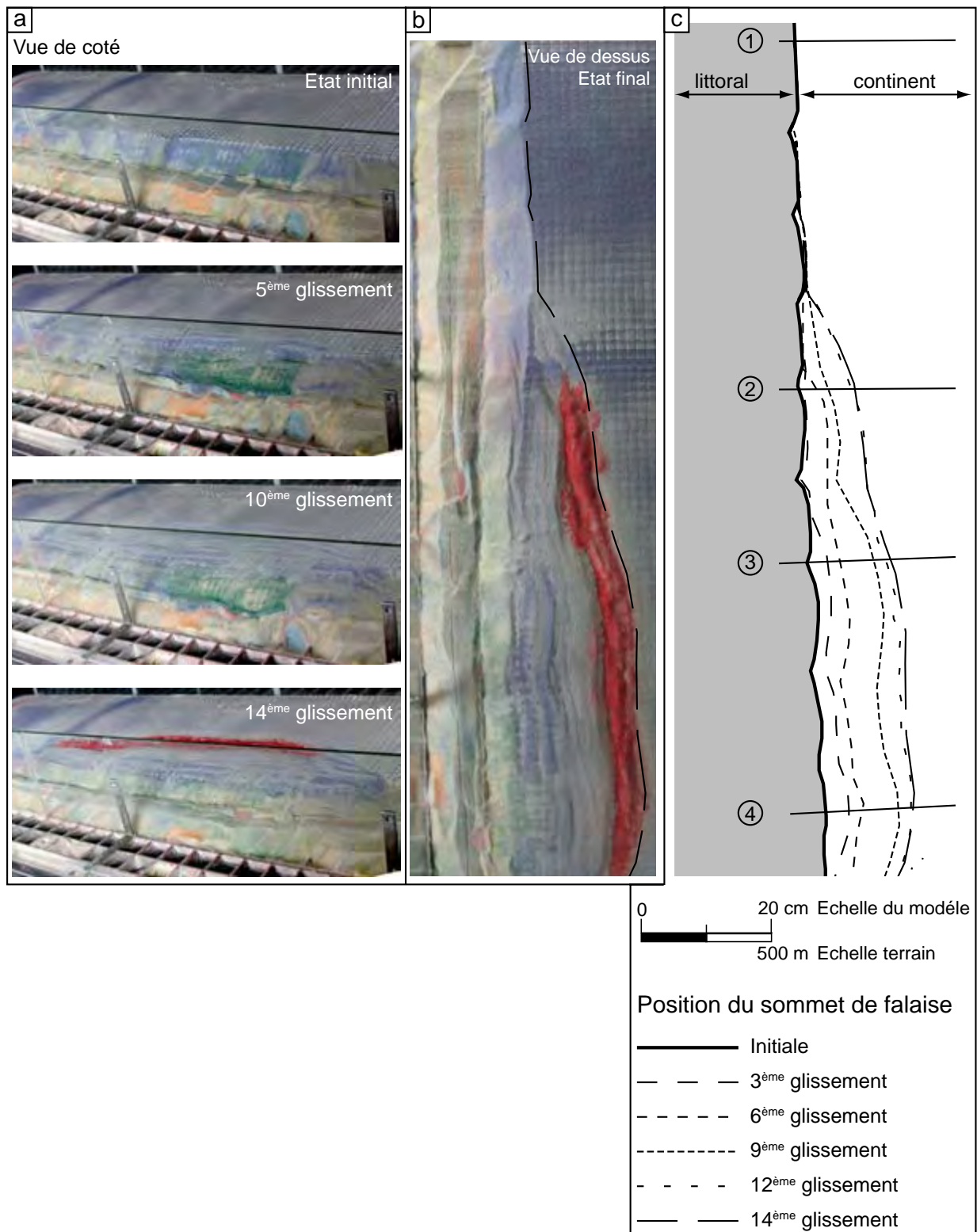


FIGURE 5.19: (a) Suivi de la déformation du modèle en vue de coté, (b) Déformation finale du tronçon de falaise, vue de dessus, (c) Vue de dessus des positions successives du sommet de falaise au cours de l'expérience.

Une fois que le niveau de décollement est en dessous de l'altitude du platier, l'épaisseur de la couverture sédimentaire constitue une butée de pied naturelle empêchant les glissements. L'augmentation de la compression dans le platier s'accompagne d'un nombre plus restreint de glissements dans la falaise, ces derniers se propageant de moins en moins loin vers l'arrière du modèle.

Tout au nord du modèle, le niveau de décollement est profondément enfoui sous le platier et aucune déformation de la falaise n'apparaît pendant toute l'expérience (Fig. 5.18, Fig. 5.19 b et c et Fig. 5.20 1). Le décollement est totalement bloqué du fait de l'épaisseur de la couverture sédimentaire. Cette portion du modèle ne se déforme pas, le sommet de falaise est à la même position entre le début et la fin de l'expérience.

L'extension du dépôt de pied se réduit au fur et à mesure que l'élévation du niveau de décollement diminue, jusqu'à disparaître une fois le décollement enfoui sous le platier. Plus le décollement est haut et plus les glissements sont fréquents et leurs volumes faibles (Fig. 5.20 4). Plus le décollement est profond et plus les glissements sont rares mais mobilisent des blocs plus importants (Fig. 5.20 2).

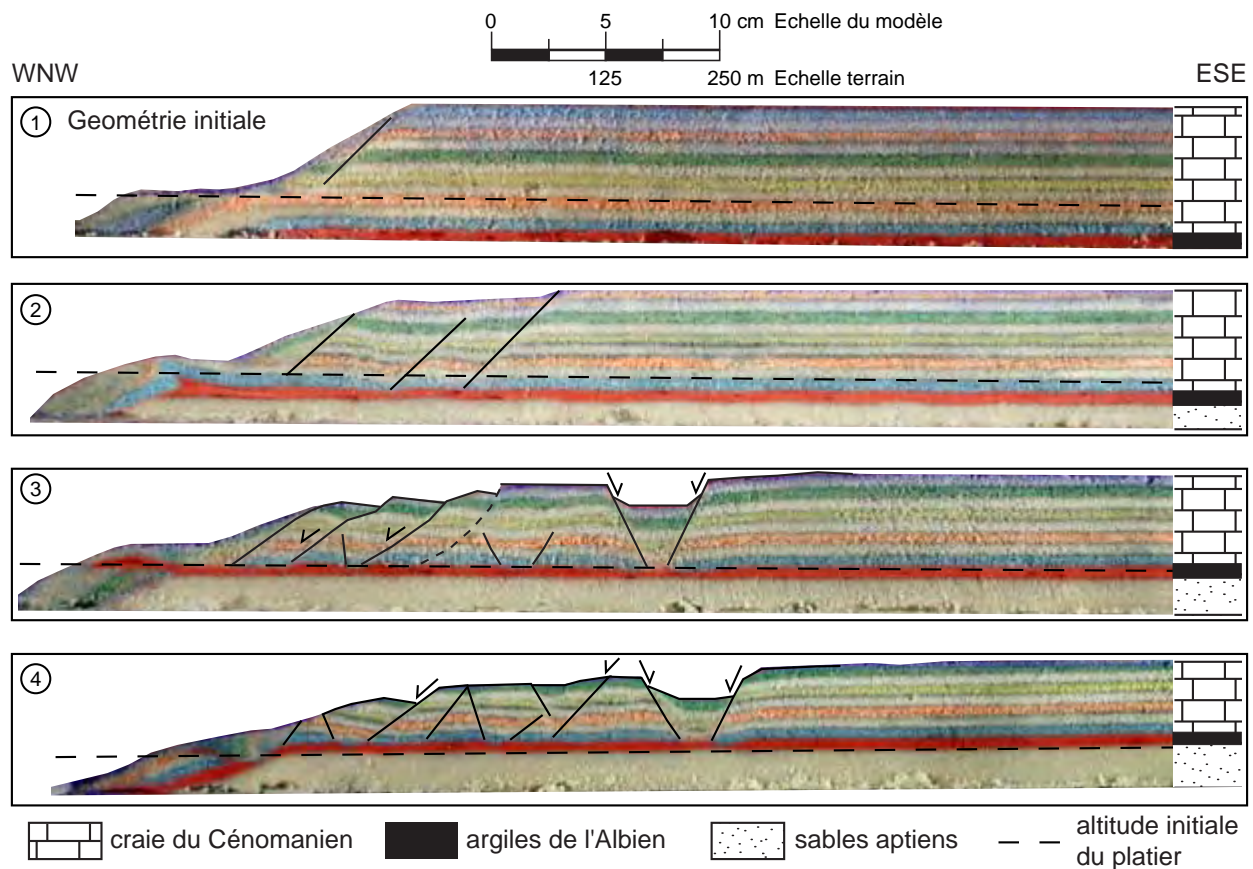


FIGURE 5.20: Déformation finale vue en coupe avec superposition de l'interprétation

L'évolution et la propagation des déformations est très régulière et se fait sans à-coups. Comme le montre les figures 5.18 et 5.19, le tracé du sommet de falaise au cours de l'expérience se caractérise par une transition progressive du taux de déformation et du retrait de falaise. Enfin, en comparant la position finale du sommet de falaise avec sa position initiale, on observe un net recul dans le sud du modèle, là où le niveau de décollement affleure dans la falaise. Ceci suggère fortement qu'une érosion différentielle s'exerce le long du trait de côte. L'érosion modifie son orientation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre avec un point de rotation coïncidant au passage des argiles sous la surface du platier. Plus le niveau de décollement monte en front de falaise et plus le recul du trait de côte augmente.

5.8 Discussion

Les modèles analogiques ont montré qu'en présence de pression de fluide, les déformations s'enracinent sur les niveaux à faible perméabilité localisant les pressions interstitielles. Les déformations affectant la couverture fragile se caractérisent par des failles normales enracinées sur un des niveaux de décollement. Les fractures délimitent des blocs basculés caractéristiques de mouvements rotationnels. Ce mécanisme correspond à ce qui est proposé le long de la Manche. Le guide des déformations est assuré par les niveaux d'argiles, leurs faibles résistances mécaniques et une élévation du niveau des nappes dans les aquifères les transformant alors en niveau de décollement.

En présence d'un seul niveau de décollement, les fractures s'enracinent sur ce dernier. Avec deux niveaux de décollement, l'enracinement de la fracturation est conditionné par la répartition des pressions interstitielles et donc le contraste de résistance entre les deux niveaux. Avec une pression identique sur les deux niveaux, les déformations s'enracinent profondément sur le niveau de glissement le plus bas, le glissement supérieur n'a aucune influence sur le style de déformation. En renforçant les pressions interstitielles sur le niveau de décollement supérieur, les déformations s'enracinent sur ce niveau. Les déformations, au dessus du glissement inférieur, dépendent du contraste de résistance avec le niveau supérieur (contraste entre λ_{inf} et λ_{sup}). Pour un faible contraste ($\Delta\lambda = 0,05$; cas 2) des horsts et grabens se forment sur toute la hauteur. Pour un fort contraste ($\Delta\lambda = 0,1$; cas 1), la déformation est restreinte sur la couche de surface, elle est plus diffuse et s'enracine peu profondément.

Le point commun de tous ces modèles est une déformation rétrogressive se propageant du front de falaise vers l'arrière. Les blocs en front de falaise glissent vers la mer constituant le dépôt de pied. En se propageant à l'arrière du modèle, le style de déformation évolue passant d'une série de blocs basculés à un système de horst-graben où les blocs sont seulement translétés. Enfin la déformation est stoppée par la mise en place tardive d'un graben très actif à l'arrière du modèle.

La variation d'altitude du niveau de décollement montre que lorsque ce dernier est profondément enfoui

sous le platier aucune déformation n'apparaît. Lorsque le niveau se rapproche de l'altitude du platier, un raccourcissement s'installe à l'avant de la falaise, la falaise elle-même étant peu déformée. Une fois le décollement exposé au dessus de la falaise, les déformations se développent avec un nombre croissant de blocs basculés. Plus le niveau de décollement s'élève dans la falaise et plus la déformation se propage vers l'arrière du modèle. Au final, une modification du tracé du sommet de falaise apparaît induite par le gradient latéral de l'extension gravitaire de la falaise.

Les déformations affectant ce type de falaise apparaissent comme contrôlées par les processus continentaux. Une élévation du niveau de nappe dans la craie, augmenterait la pression interstitielle au sein des argiles et déclencherait un glissement de la couverture sédimentaire sus-jacente. Comme l'ont montré les différents modèles, la réduction de la butée de pied par érosion marine permet de relancer le processus de déformation et de maintenir une instabilité de la falaise. Il faudrait un dépôt de pied faisant 1 km de large pour stabiliser la falaise et empêcher le glissement de cette dernière. Hors ce sont des dimensions très largement supérieures à ce qui est observé le long du secteur d'étude, le dépôt ne dépassant pas les 150 m de large. Le rôle stabilisant par augmentation de la butée de pied serait donc assez faible.

Les mécanismes de déstabilisation de la falaise en présence de plusieurs niveaux de décollement mettent en évidence l'importance de la localisation des surpressions interstitielles. Ainsi, pour reprendre les mécanismes proposés sur le secteur de Sainte-Adresse, l'hypothèse à un seul niveau de glissement le long du Kimméridgien implique que le réseau de drainage recharge principalement la nappe des sables. Ce mécanisme reste valable jusqu'à ce que le coefficient de pression de fluide soit égal dans le Kimméridgien et l'Albien. L'hypothèse à deux niveaux de glissements indique que la recharge de la nappe des sables et de la nappe de la craie se font simultanément. Le coefficient de pression de fluide doit être légèrement plus élevé au sein des argiles de l'Albien pour que les deux niveaux de glissements coexistent.

Chapitre 6

How gravitational sliding can reorient an entire coastline. The example of Upper-Normandy cliffs (NW France) analysed using numerical and physical modelling

Sommaire

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 scaling	206
6.6.3	Geometry	207
6.7	Discussion	216
6.8	Conclusion	221

6.1 Résumé de l'article

Il reprend les résultats principaux des modélisations numériques et analogiques, les résume et les met en corrélation pour proposer un schéma d'évolution du trait de côte haut-normand.

L'étude se porte sur le secteur de falaises côtières compris entre les Caps d'Antifer et de la Hève, le long du littoral de la Manche orientale, en Haute-Normandie. Les falaises sont caractérisées par la présence de formations sablo-argileuses, datées du Kimméridgien à l'Albien, à la base des formations de craie à silex du Cénomaniens et du Turonien. Un léger pendage régional de $0,7^\circ$ vers le NE modifie la composition de la falaise et rajeunit les lithologies à l'affleurement le long du trait de côte orienté $N25^\circ$. Un important dépôt de débris continu et permanent, se positionne à la base de la falaise et protège le pied de l'érosion marine.

Le comportement géomécanique de cette falaise est étudié par simulation numérique en éléments finis et modélisation analogique avec pression de fluide aux pores dans le but d'identifier le mécanisme de déstabilisation de la falaise. Les simulations indiquent que la basse falaise est extrudée vers la mer par un mouvement translationnel. La portion de falaise mobilisée est comprise entre les deux niveaux d'argiles de l'Albien et du Kimméridgien. La translation s'accompagne d'une compression et d'un déplacement du dépôt de pied. La haute falaise de craie se déplace faiblement et met en évidence le rôle de niveau de découplage mécanique joué par les argiles de l'Albien. Différentes coupes positionnées le long du trait de côte, mettent en évidence une augmentation et une intensification des déformations en relation avec l'élévation des niveaux d'argiles. Les mouvements sont plus importants dans la partie sud qu'au nord du littoral étudié. Les modèles analogiques avec pression de fluide aux pores sont utilisés pour reproduire les faibles caractéristiques mécaniques des argiles et leurs rôles dans la localisation des aquifères. Les différents modèles mettent tous en évidence un mouvement translationnel affectant toute la falaise. Des failles normales à pendage vers la mer délimitent des blocs basculés. Les mouvements se propagent par régression dans la falaise repoussant vers l'intérieur des terres la position du sommet de falaise. En présence d'un seul niveau d'argiles, la fracturation s'enracine sur ce dernier. En présence de deux niveaux, elle s'enracine sur ces derniers. L'enfouissement d'un niveau d'argiles le long du trait de côte produit un recul différentiel. Plus le niveau de décollement est haut dans la falaise et plus le trait de côte recule profondément vers les terres. A l'opposé, l'enfouissement du niveau d'argiles sous le platier fait apparaître un soulèvement et de la compression dans ce dernier mais pas ou peu de glissement dans la falaise. Un point de rotation apparaît avec au nord de ce point un trait de côte qui n'évolue pas et où le décollement est inhibé car profondément enfoui dans le modèle. Au sud, le trait de côte recule vers les terres. Le point de rotation correspond à une même élévation entre le platier et le niveau d'argiles.

Les deux méthodes de modélisation mettent en évidence un mouvement et une érosion différentielle de la falaise dont l'intensité augmente avec l'élévation des niveaux d'argiles dans cette dernière. Ainsi le long du secteur d'étude, le Cap de la Hève (au sud) s'éroderait plus vite que le Cap d'Antifer (au nord). Sur cette

base, il est suggéré que l'orientation actuelle $N25^\circ$ du trait de côte résulte de cette érosion différentielle et donc que le trait de côte en Haute-Normandie a présenté à un moment une seule et unique orientation $N60^\circ$. L'observation de la bathymétrie vient appuyer cette hypothèse avec une géométrie en éventail le long des falaises à lithologies contrastées, traduisant l'érosion différentielle, alors que le long du littoral de craie, la géométrie de la bathymétrie reste parallèle au trait de côte.

How gravitational sliding can reorient an entire coastline. The example of Upper-Normandy cliffs (NW France) analysed using numerical and physical modelling

Jérôme LE COSSEC^{1,*}, Anne DUPERRET¹, Bruno VENDEVILLE², Said TAIBI¹

¹. FRE CNRS 3102 Laboratoire Ondes et Milieux Complexes, Université du Havre, 53 rue de Prony, BP 540 – 76058 Le Havre Cedex, France

². FRE CNRS 3298 Géosystèmes, Université des Sciences et Technologies de Lille 1, Cité scientifique – bâtiment SN5 – 59655 Villeneuve d’Ascq cedex, France

* corresponding author : E-mail : jerome.lecossec@univ-lehavre.fr , Ph : +33 2 35 21 71 33, Fax : +33 2 35 21 71 98

Abstract

The study area is located along the French eastern Channel coastline, in Upper Normandy, between the La Hève and Antifer capes. The sedimentary series dip North-Eastward by 1° and comprise clay layers (Kimmeridgian and Albian clays) located at varying vertical positions along the cliff. This coastal cliff section is undergoing slow gravitational deformation, assumed to take place on the clay layers. Using numerical and experimental models, we investigated the role of clay layers, acting as potential detachment layers, on the development of gravitational instabilities. In order to properly design our models, we characterized the rock strength parameters using triaxial shear tests on in-situ samples dated from Kimmeridgian to Cenomanian. We ran a series of numerical simulations using a finite-element code applied to 2-D cliff cross section having varying lithological and mechanical layering. Results indicate that the cliff is naturally unstable under the sole effect of gravity forces. The plastic strains are mainly localised along the two clay layers, and the predicted displacements evidence a seaward sliding of the cliff. We further investigated gravitational deformation in the cliff using experimental models using pore pressure generation, with the technique of air injection at the base of the model. The presence of fluid overpressure can trigger spontaneous dismemberment of a cliff that would otherwise remain stable. The region of the model located near the initial cliff spread seaward, which generated a set of normal faults that propagated landward and create a frontal toe bulge. We modelled a more complex initial geometry closer that observed in the field by simulating the northward progressive deepening of a potential décollement (the Gault clay). In the segment of the model where the potential décollement layer lay above or at the cliff’s base, the absence of frontal buttress allowed for a large part of the cliff to slide seaward. Going northward, the potential décollement layer became positioned deeper, below the base of the

cliff. The amount deformation and seaward translation progressively decreased. There, a compressional bulge formed in front of the cliff's base. Assuming that a cliff that is affected by sliding can be eroded faster than a non-deformed one, results lead us to hypothesize that because cliff retreat would be faster along the southern segment, the overall cliff trend would progressively rotate counter clockwise as deformation progresses. This modelling illustrates why the coastline trend presents a drastic change between the north (N60E) and the south segment (N25E). This progressive coastline re-orientation is confirmed by the fan-shape morphology of the bathymetry offshore the southern segment whereas the northern one presents a slight and regular slope.

6.2 Introduction

Along each side of the Eastern English Channel, the sedimentary coastal cliffs are cut in the geological strata of the Anglo-Paris basin and are prone to slope instabilities. Coastal chalk cliffs instabilities have already been described along the Channel, in Upper Normandy and Picardy (France), or in East Sussex and Kent (United Kingdom), where cliffs instabilities occur by unpredictable and sudden collapses on the vertical coastal cliffs made of pure chalk (Hutchinson, 2002; Mortimore *et al.*, 2004; Duperret *et al.*, 2004). Some other coastal areas of the Channel are made of superposed sedimentary layers of marls, sands and overlying chalk. Along these coastal segments, slope movements are slow and regularly reactivated, as observed at Villerville (Lower Normandy, France) (Flageolet et Helluin, 1987; Maquaire, 1990), in Upper Normandy at Sainte-Adresse (Sinelle, 1989) and in northern Boulonnais (Pas-de-Calais, France) (Pierre, 2006; Pierre et Lahousse, 2006). In the United Kingdom, slow slope movements have also been reported along coastal cliffs having similar lithologies in South Kent at Hythe (Bromhead *et al.*, 1998), at Folkestone Warren (Hutchinson, 1969; Bromhead et Ibsen, 2007), and along the South coast of the Isle of Wight at Ventnor and Bonchurch (Hutchinson, 1991; Hutchinson *et al.*, 1991; Palmer *et al.*, 2007b; Moore *et al.*, 2007). Studies conducted on these coastal cliffs have focused mainly on the morphological evolution of the slopes and on in situ geotechnical measurements. All studies have pointed out the role of the water table and rainfalls as main triggering factors governing slope movements.

The Upper-Normandy coast (NW France) may offer an interesting example of how changes in gravitational processes can affect the coastline orientation. Overall, the Upper Normandy coastline trends NE-SW, parallel to the English Channel trend. However, a short (20-km long) segment of the coastline located between the city of Le Havre and the cape of Antifer shows a markedly different trend, about N25E (Fig. 6.1). In this work, we aimed at understanding whether this abrupt change in coastline trend may be related to changes in the nature of gravitational processes and associated rates of cliff retreat.

We follow a dual approach that combines 2-D numerical simulations (Finite-Element Method) and 3-D physical modelling in order to test the impact of cliff lithology and water pressure on gravitational processes.

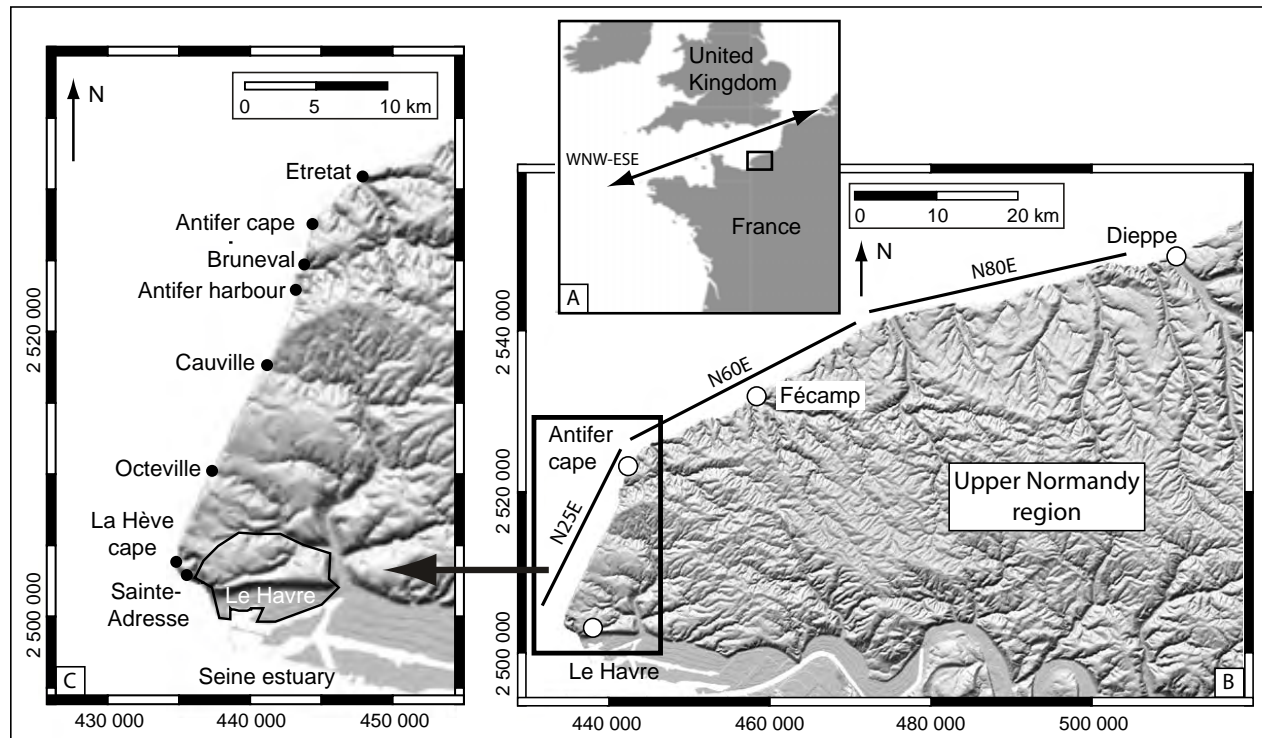


FIGURE 6.1: Location map of the study area at country scale (a), regional scale (b) and local scale (c). Coastal orientations are modified from Genter *et al.* (2004). All coordinates are provided in Lambert II projection format. DEM was produced using topographic data treated using Synergis software of BRGM.

6.3 Geological setting

In Upper Normandy, most of the coastline (east of Antifer cape) is made of Upper Cretaceous chalk (from Turonian to Campanian) (Mégnyen et Mégnyen, 1980a) with a roughly ENE-WSW coastline trend (Fig. 6.1), and having a vertical cliff profile (Fig. 6.2a). This type of chalk cliff retreats by sudden local collapse depending on fracture pattern and Chalk lithology and changes in water table (Duperret *et al.*, 2002, 2004).

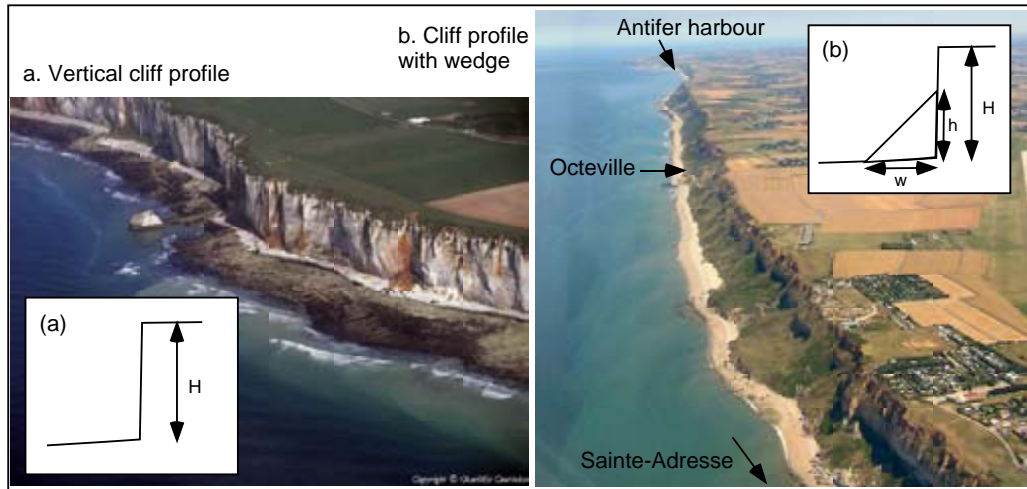


FIGURE 6.2: Two photograph and schematic cross section of the two types of cliff morphology :
 (a) Pure vertical chalk cliff morphology in the Northern segment. H : the total height of the cliff.
 (b) Cliff having a wedge deposit (photography by A. Nicco) located in the southern segment. H : total height of the cliff, h : height of the wedge, w : width of the wedge.

The coastline section of the study area is a particular 20-km-long cliff segment located North of the Seine River's estuary, between Sainte-Adresse (South) and the Antifer cape (North) (Fig. 6.1c). This section differs from the pure vertical chalk cliffs in three ways. First, the coastline there trends $N25^{\circ}E$, whereas the rest of the coastline trends between $N50^{\circ}$ and $N80^{\circ}$ (Genter *et al.*, 2004). Second, the lithological column of the area includes Kimmeridgian clays, Aptian sands and Albian clay layers that crop out below, at, or near the base of the cliff (Evrard et Sinelle, 1980). These strata are overlain by Cretaceous Chalk usually positioned at higher elevations in the cliff (Juignet, 1974). Third, the cliff morphology is also specific, with a continuous and permanent wedge of collapsed material that hides the lower part of the cliff (Fig. 6.2b). The height of the cliff varies between 90 and 100 m high. In the South, at Octeville, the wedge is roughly 60-m high and 100-m wide (Fig. 6.2b). In the North, between the town of Cauville and the Antifer cape, the wedge is 50-m high and 50-m-to-75-m wide.

6.3.1 Cliff litho-stratigraphy

Figure 6.4 is the stratigraphic column from the La Hève cape (Fig. 6.4), also showing the lithological characteristics. There, the lower Kimmeridgian (6 m thick) is made of alternating layers of grey clays and decimetric shelly limestone strata (Guyader, 1968; Samson *et al.*, 1996). During the Cretaceous transgression, the Aptian sands were deposited directly on top of Lower Kimmeridgian units, with a slight angular unconformity (Juignet, 1974). The Aptian deposits are made of 30 m of ferruginous sands, that comprise thin layers of oxidized iron underlining the cross bedding (Cayeux, 1957).

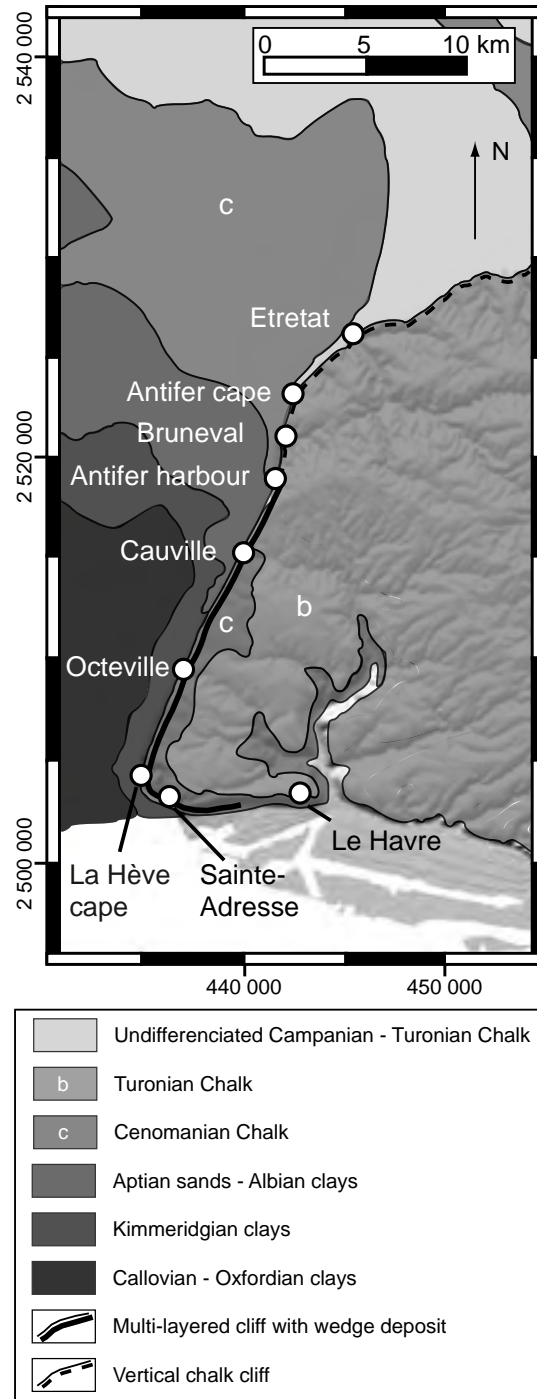


FIGURE 6.3: Synthetic geological map of the study area, adapted from the 1/250 000ème geological map (BRGM).

The lower Albian sequence starts with a 3-m-thick conglomerate made of pebbles and gravels in a clay sand matrix. The upper Albian is made of two units : 3 m of black glauconitic clays with some phosphate, and pyrite nodules at the top, known as the Gault clay, and 5 m of fine grey silty marl called Gaize. Albian

deposits are overlain by Cenomanian Chalk, starting with a 10-m-thick dark grey glauconitic Chalk that contains a few hardgrounds and flints (Juignet, 1974; Lasseur, 2007). The glauconitic Chalk is overlain by a yellowish chalk with flints, called “Craie de Rouen” (Juignet, 1974). The Cenomanian chalk-with-flint is thicker than 30m with regularly alternating beds of chalk and flints bands. The topmost lithological unit is the clay-with-flint, made of orange-red clays with fragments of small flints. This formation is a product of the decalcification of the Cenomanian Chalk during the late Tertiary-early Quaternary, and has a thickness ranging between 15 and 20 m (Quesnel, 1997; Laignel *et al.*, 1998b).

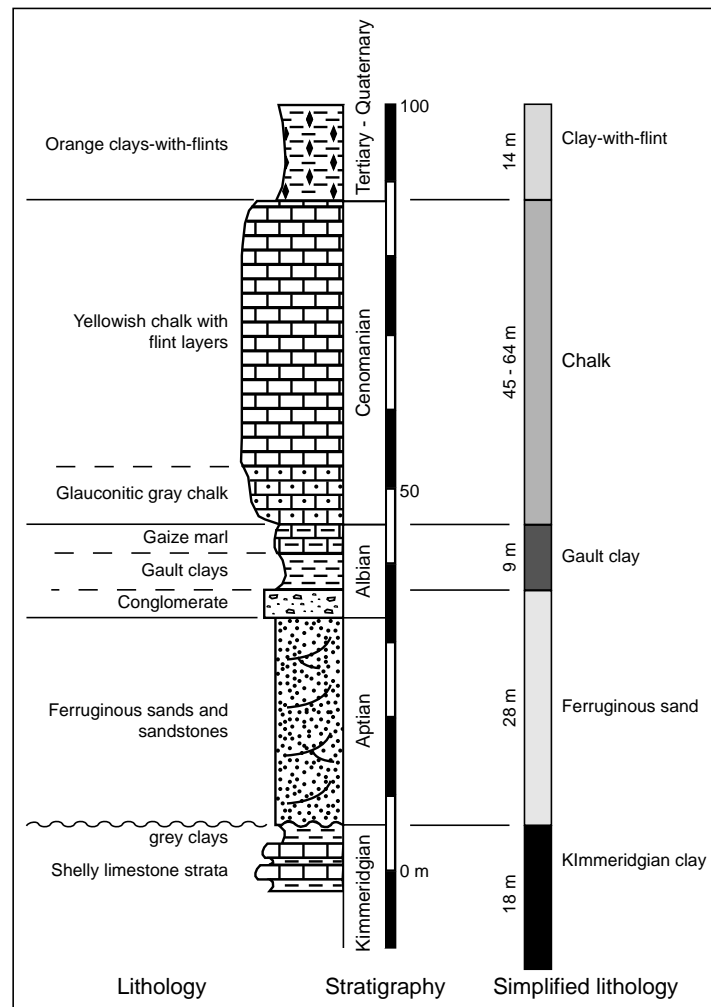


FIGURE 6.4: Lithological and stratigraphic columns of the coastal cliff at the La Hève cape. The 100-m high cliff comprises strata from upper Jurassic to Tertiary-Quaternary. The elevation scale is based on the French national geographic origin. The simplified lithological column was that we used in numerical simulation and experimental modelling.

The Jurassic and Cretaceous series that are exposed along the cliff have a gentle regional dip of 0.7° to the northeast, which results in an apparent dip of 0.1° along the N25E trending coastline (Fig. 6.2). Therefore

the oldest stratigraphic units, such as the Kimmeridgian clays are exposed above the cliff's base in the southern part of the coastline near Sainte-Adresse town, whereas their vertical position deepens progressively northward, so that they eventually become located well beneath the cliff base (Fig. 6.5). The Kimmeridgian clays are exposed at the base of the cliff from La Hève cape to Octeville and the Albian Gault clays reach the cliff base between Cauville and the Antifer cape.

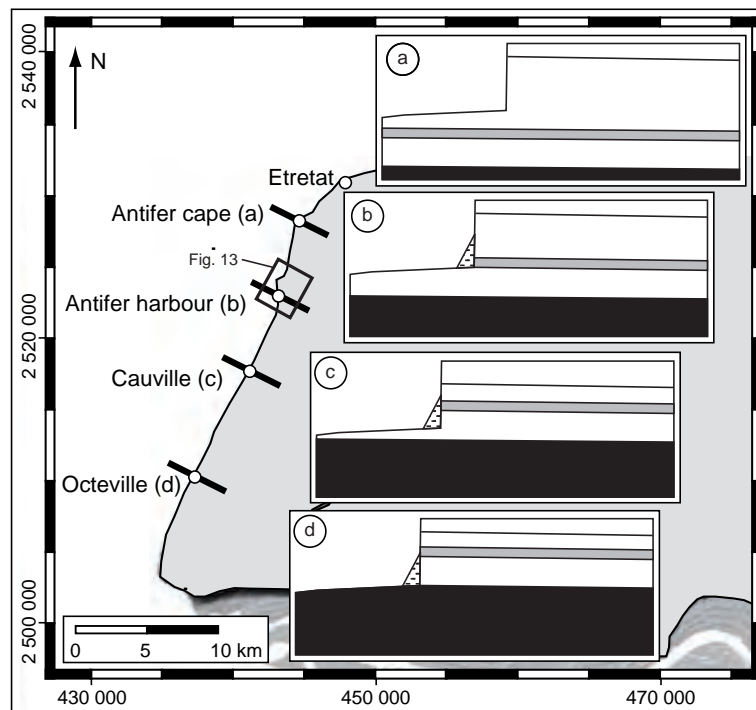


FIGURE 6.5: Location and geometry of the cross sections used to design numerical models : (a) Antifer cape, (b) Antifer harbour, (c) Cauville town and (d) Octeville town. The area simulated by the 3-D analogue model (Fig. 6.13) is indicated by a square. On the four sections, the gray layers represent the Albian Gault clays. The black layers are the Kimmeridgian clays.

6.4 Mechanical parameters

6.4.1 Material sampling

The values of the mechanical parameters we used in our modelling approach were derived from rock mechanics tests conducted on natural undisturbed specimen sampled between the La Hève and Antifer capes. The following five main lithologies of the cliff were sampled (Fig. 6.4) : (1) the Kimmeridgian clays and (2) Aptian sands at the La Hève cape, (3) the Albian Gault clays at the base of the Cauville cliff, (4) the Cenomanian Chalk at the Antifer harbour, and (5) the Clay-with-flints at the top of the cliff, south

of Cauville. Only the Gault clays and the clay-with-flint were directly cored in the field using hand-held cylinders, whereas the Kimmeridgian clay, sand and chalk were sampled as blocks. All samples were cored perpendicularly to bedding. For each lithological unit, at least three cylindrical samples were acquired. All samples were sealed in bags in the field in order to preserve their natural water content. The final core samples were cylindrical, having a diameter close to 35 mm (34.4 - 34.8 mm) for the clays and sands, and close to 50 mm (50.7 - 53.8 mm) for the chalk. The ratio between length and diameter was set to 2 (1.96 - 2.01) for all samples, leading to a core length close to 70 mm (68.46 - 70 mm) for the clays and sands, and 100 mm (100.8 - 107.4 mm) for the chalk.

6.4.2 Approaches and results

For each lithological unit, we performed two different tests, (1) the immersion method aimed at determining densities and water content, and (2) triaxial tests to measure values of rheological parameters (e.g., cohesion, angle of internal friction, elastic modulus).

	Kimmeridgian clays	Ferruginous sands	Gault clays	Pure Chalk	Clay-with-flint
<i>number of samples</i>	12	11	6	22	13
ρ_{sat} ($kg.m^{-3}$)					
min	1908	1774	1729	2015	1931
max	2127	1988	2138	2052	2066
mean	2043	1908	1866	2033	1948
ρ_d ($kg.m^{-3}$)					
min	1488	1242	1200	1312	1496
max	1756	1587	1427	1752	1713
mean	1645	1458	1330	1544	1524
W_n (%)					
min	20.95	3.98	32.36	3.15	16.12
max	28.36	8.64	49.98	37.38	25.97
mean	24.37	5.84	39.82	23.47	21.19
Sr_n (%)					
min	100	22	100	25	76
max	118	35	104	107	84
mean	100	28	100	66	80
e					
min	0.48	0.42	0.82	0.52	0.52
max	0.75	0.72	1.17	1.02	0.82
mean	0.59	0.6	0.96	0.75	0.71

TABLE 6.1: Mechanical properties of natural rocks and sediments measured using the density-immersion method (Fleureau *et al.*, 1993). ρ_{sat} : water saturated bulk density, ρ_d : dry bulk density, W_n : natural water content, Sr_n : natural water saturation degree, e : void ratio. The water saturated bulk density (ρ_{sat}) is calculated $\rho_{sat} = \rho_d + \left(\frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s}\right) \rho_w$ with the water density $\rho_w = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$, the specific density of silica $\rho_s = 2650 \text{ kg.m}^{-3}$ (for sands and clays) and of calcite $\rho_s = 2710 \text{ kg.m}^{-3}$ (for the chalk). The natural saturation degree is expressed by $Sr_n = \frac{\rho_s W_n}{e}$, where W_n is the natural water content and e the void ratio, $e = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s}$

The immersion method (Fleureau *et al.*, 1993) consists of weighing each sample under the three following conditions : Natural condition (i.e., close to sampling conditions), dry condition (after drying in an oven at 100°C for 24 h), and under saturated conditions (pores are fully filled with kerdane oil). Table 6.1 lists the results for all five lithological units.

Triaxial tests were conducted for at least three samples of each lithological unit and under Consolidated-Drained (CD) conditions. The tests were conducted under condition of controlled pore fluid pressure and confining pressure. Each sample was first saturated with water, then a specific confining pressure was applied (sometimes leading to some compaction of the sample). The values for effective consolidation pressures ($\sigma'_3 = \sigma_3 - u$) ranged between 200 and 1 000 kPa for sands and clays, and between 400 and 1 200 kPa for the chalk. Subsequently, the sample was allowed to drain during shortening in order to maintain a constant pore-fluid pressure. Shortening was applied by a loading press at a constant displacement rate of 0.01 mm.min⁻¹ for the clays, 0.1 mm.min⁻¹ for the sand and 0.5 mm.min⁻¹ for the chalk. We chose different rates for clays and sands CD in order to allow for dissipation of the excess pore-fluid pressure, using lower displacement rates for low-permeability samples and higher rates for more permeable samples. During the test, the axial strain ε_1 and the axial strength σ_1 were recorded every 10 seconds. Results are summarized in Table 6.2.

	Kimmeridgian clays	Ferruginous sands	Gault clays	Chalk with flint	Clay-with- flint
<i>number of samples</i>	4	7	5	3	2
<i>c' (kPa)</i>	39	80	54	1890	89
<i>φ' (°)</i>	23	34	26	35	18
<i>E_{t50} (MPa)</i>					
min	4.2	22.1	7.5	928	-
max	13.6	36.3	10.6	1800	-
mean	9.8	28.8	9.6	1297	9.2

TABLE 6.2: Mechanical properties determined from triaxial CD shearing test. The permeability K was measured in a saturated stage, before the samples shear. Effective cohesion (c') and effective internal friction angle (φ') were determined using a Mohr-Coulomb failure criterion. The elastic modulus (E_{t50}) was estimated on stress-strain curve with the tangent modulus at half the value of the maximum deviatoric stress. The high cohesion value (80 kPa) measured on the Aptian sands is truly representative of the rock strength. This strong cohesion allows the sands outcrops to form a 20 m high, nearly vertical cliff.

For each sample, failure occurred when the deviatoric stress reached a maximum value $(\sigma_1 - \sigma_3)_{max}$, corresponding to a specific value of the axial strain : about 10 % for the Kimmeridgian clays, 10 % for the clay-with-flint, 15 % for the albian clays, 12 % for the Aptian sands, 1 % for the Cenomanian Chalk. For each sheared sample, the corresponding Mohr-Coulomb circle was determined at the stage of failure. For each lithology, three samples deformed under different confining pressures provide values for three Mohr circles having different diameters. This allows determining the effective parameters of the Mohr-Coulomb failure

criterion : the effective cohesion (c') and the effective internal friction angle (φ'). In order to estimate the elastic modulus, we chose to measure the tangent modulus at half the value of the maximum deviatoric stress (E_{t50}), on the deviatoric stress-strain plot.

6.5 Numerical simulation

6.5.1 Mechanical law and code type

We ran 2-D numerical simulations using a finite-element method for space discretisation, combined with a dynamic relaxation method for time discretisation. We used the ADELI code, developed by Hassani (1994) and described in Hassani *et al.* (1997).

A finite-element approach also allows discretizing complex geometries using only a limited number of mesh elements. Stresses and strains resulting from externally imposed boundary conditions are computed for each node of the mesh. The following nonlinear system of equation is established, following the dynamic fundamental law :

$$M\ddot{u} = F_{int}(u, \dot{u}, t) + F_{ext}(u, t) + F_c(u, \dot{u}, t) \quad (6.1)$$

where F_{int} , F_{ext} and F_c are, respectively, the internal force, the external nodal force, and the contact reaction. u , \dot{u} and \ddot{u} are nodal displacements, velocities and acceleration, respectively. M is a fictitious mass, chosen in a diagonal form by nodal concentration as described by Hassani *et al.* (1997). This method is coupled with an explicit finite different scheme for the time discretisation of Eq. 6.1. The maximum length of the time step Δt is limited by the stability condition of the explicit scheme, which depends on the values of the mass matrix. As we are only interested by a quasi-static solution of Eq. 6.1, the mass matrix is adjusted in such a way (see Cundall et Board, 1988) that the stability condition is ensured for a given time step. In other words, a fictive density $\tilde{\rho}$ for each mesh is computed from the chosen time step Δt , the element size and the elastic parameters in such a way that the travel time of a P waves to cross a mesh is greater than the user time step Δt :

$$\tilde{\rho} = \left(K + \frac{4}{3}G\right) \left(\frac{r\Delta t}{h}\right)^2 \quad (6.2)$$

where h is the smallest dimension of the mesh, K and G the bulk and shear modulus and r a safety factor chosen greater than 1 (Hassani *et al.*, 1997).

A quasi-static solution can be reached progressively when $M\ddot{u}$, a parameter that measures the inertial forces, may or may not converges toward a value that is negligible compared with the external forces. Applied

to gravitational instability, model convergence (quasi-static deformation) means that the model is slowly strained or remains static. The convergence of the numerical solution is used in this work as a criterion for model stability. In other simulations, no quasi-static solution, hence no convergence, can be reached (Divergence; $M\dot{u} \neq 0$). In practice, divergence means that one or more mesh element starts to be strained to infinite values. The computation is then aborted. However, although a diverging solution indicates that one mesh is unstable, this does not mean that the entire cliff has been destabilized.

The mechanical behaviour of each layer is modelled using a perfect elastoplastic law. The elastic part is modelled using the elastic linear isotropic Hook's law, whereas we use the Drucker-Pragge failure criterion for the transition between elastic and plastic states. A Full description of the rheological characteristics of each lithological unit requires only five parameters. These are the Poisson coefficient (ν) and the Young's modulus (E) for Hook's law, and the effective cohesion (c') and the effective internal friction angle (φ') for the criterion of failure, and, finally, the bulk density (for computing lithostatic stress).

One limitation of the finite-element approach is that no true discrete discontinuities, such as slip planes, can be generated within the mesh. Therefore the approach cannot model the formation and evolution of fault planes. A mesh element can only be stretched, shortened and sheared, but cannot split into multiple elements during simulation. As a consequence, a fault plane in nature is modelled with FEM as a narrow band of high-plastic strain, analogous to shear bands or shear zones in nature. For practical reasons, in all our numerical models, we map the total plastic-strain amplitude using a colour scale restricted between 0 and 5% strain.

6.5.2 Model geometry

The geometric design for all models (Figure 6.6) was inspired from that of the four coast-perpendicular cross sections (illustrated in Figure 6.5) ranging from Antifer Cape (Section a), Antifer Harbour (Section b), Cauville (Section c), to Octeville (Section d).

The models comprised five sub-horizontal layers, each representing a simplified version of the lithological units described in Figure 6.4. At Antifer Cape, the Gault clay was located below the base of the cliff. At Antifer Harbour, the Gault clay was located at the base of the cliff. At Cauville, the Gault clay was positioned at mid cliff, at the top of the wedge. At Octeville, the Gault clay was located also at mid height of the cliff, whereas the Kimmeridgian clay is located at the base of the cliff.

We used two different topographic profiles, depending on the morphology in nature. In the first simulation of Antifer Cape, the cliff was vertical and entirely made of chalk and is vertical. For the other three simulations, the initial geometry comprised a vertical chalk cliff in the upper part, and a wedge of collapsed material in the lower part, as observed in the field between Antifer Harbour and Octeville. In these three simulations, we

assumed that in nature, the lithological layering in the cliff did not prolong seaward into the wedge. Instead we assumed that the wedge material was a mixture of sand/clay matrix containing a few disrupted chalk blocks. Therefore, we chose physical properties closer to those of either sand or clay.

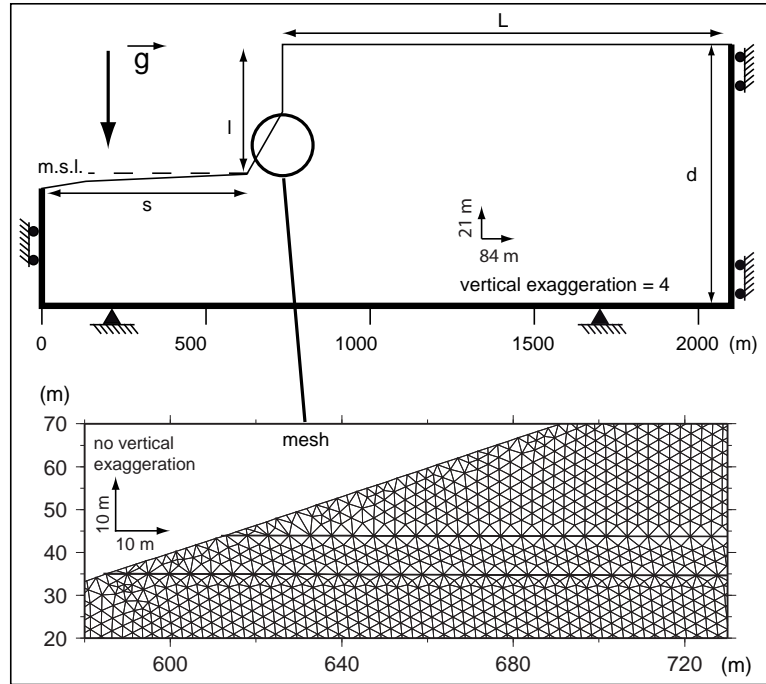


FIGURE 6.6: Geometry and boundary conditions applied to numerical models. The model is 2100 m long with an inland length $L=1365$ m, and a shore platform extension $s=630$ m with a slope of 1° . The total thickness of the model is $d=200$ m, with a cliff height $l=100$ m. This model is drawn with a vertical exaggeration of 4. The mean sea level (m.s.l.) is positioned from the IGN (Institut Géographique National) reference. Only gravity (g) is applied. The detailed area centred on the Albian layer, illustrates the mesh size variation around the interfaces.

6.5.3 Numerical characteristics

The geometric dimensions were based on data from the 1 :25 000 IGN (Institut Géographique National) topographic maps. As shown in Figure 6, the total length for each numerical model was 2 100 m, comprising three segments : a 1 365-m-long onshore segment (L in Figure 6.6) having a constant elevation of 100 m, a seaward-sloping wedge, and a shore segment 630-m long (S in Figure 6.6). Note that the wedge’s length and height varied between the southernmost section and northernmost one in order to account for the above topographic data from the field area. The total thickness of all models was 200 m.

The free surfaces of the model (land, cliff face and shore platform) were topographic surfaces having no restriction on displacements. No normal displacements were allowed along the left, right and bottom boundaries. By contrast, freeslip was allowed along the right and left vertical boundaries, whereas no slip

was allowed along the horizontal base. The entire model was subjected to a natural gravity field having a value of $g=10\text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ and oriented vertically. In all models, gravity was applied instantaneously, rather than progressively.

For any given geometry, we tested each model using varying time steps and numbers of meshes elements to ensure that the computed strains were not artefacts related to specific numerical parameters. Because the rheological laws involved in of our simulations are all independent of time and strain rates (unlike, for example, a viscous behaviour), there were no physical relations between the computed time in a simulation and real time in nature. For that reason, we express durations during our simulations using an arbitrary unit to which we refer as Numerical Time Unit (NTU), and velocities in m/NTU . The total number of tested meshes sizes ranged between 20 000 and 140 000, elements whereas the time-step number ranged between 15 000 and 1.5 million steps, with the same maximum duration of 100 numeric time units (NTU). The time-step length was calculated as the maximum duration divided by the number of steps; it ranged between 2 000 s ($6.34 \cdot 10^{-5}$ NTU) and 200 000 s ($6.34 \cdot 10^{-3}$ NTU). The number of elements has an impact on the spatial resolution (mesh size), whereas the number of time steps has an impact on the time resolution (length of time step) and computation time. A compromise was found between reaching good spatial and temporal resolution and manageable computing duration. The model was sampled using 80 000 meshe elements with a spatial resolution between 1 and 2 m, depending on the entire thickness of the model (d in Fig. 6.6). The time is sampled with $1.5 \cdot 10^5$ steps with a temporal resolution of $6.34 \cdot 10^{-4}$ NTU. The notion of time is only a numerical reference, and all indication of time is relative to these simulations, especially for the time-step length. Although displacement values are real, speed and acceleration values have real meaning in terms of computing time and speed, rather than actual values in nature.

The mechanical properties used for each lithological unit are summarized in Table 6.3. The Poisson coefficient was fixed to a value of 0.3 for all units. We used identical values for the elastic modulus (E_{t50}) of the Kimmeridgian clay and the clay-with-flint. For the chalk layer, E_{t50} , c' and φ' were those measured on samples of chalk with flint, whereas the values of the bulk density came from data from the chalk matrix without flints.

Lithology	E	ν	c'	φ'	ρ_{sat}	ρ_d
	(MPa)		(kPa)	(°)	(kg.m ³)	(kg.m ³)
(1) Clay-with-flint	9.23	0.3	89	18	1949	1524
(2) Chalk	2600	0.3	1890	35	2033	1544
(3) Gault clays	9.57	0.3	54	26	1866	1330
(4) Ferruginous sands	28.78	0.3	80	34	1908	1458
(5) Clays	9.78	0.3	39	23	2043	1645
(6) Wedge	9.57	0.3	54	26	1866	1330

TABLE 6.3: Mechanical properties used for the five layers in the numerical model. They are the Young's modulus (E), the Poisson coefficient (ν), the effective cohesion (c'), the effective internal friction angle (φ') and the bulk densities saturated with water (ρ_{sat}) and at dry state (ρ_d). For the chalk the Young's modulus (E) is calculated from triaxial test data to reproduce dry conditions.

6.5.4 Results

The main results are illustrated in Figures 6.7 to 6.9. In all figures, we illustrate (1) the total plastic strain using a colour scale (blue to red), (2) the final geometry of the topographic surface and of the boundaries of each lithological unit and (3) the instantaneous displacement vectors at the end of the experiment. In addition, for each model, we calculated the average rate of seaward horizontal displacement of selected nodes on the section, a parameter that allows us to estimate displacement rates throughout the entire evolution of the system. In all simulations, only a small part of the model showed significant displacements and strains. Figure 6.7 illustrates the entire section of the deformed model. In all other figures (6.8 and 6.9), we only illustrate the part of the model that has undergone significant strain and displacement (about 400-m long, out of a total model length of 2 100 m ; see in sets in Fig. 6.8 and 6.9).

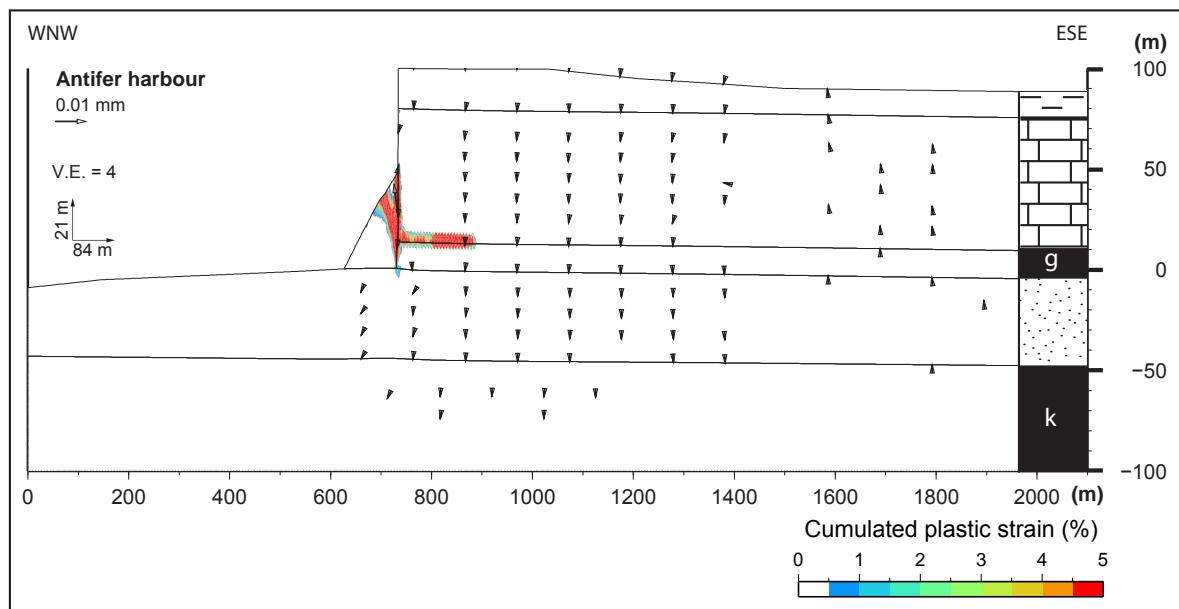


FIGURE 6.7: Numerical model of the Antifer harbour configuration using the ADELI code. The model displays the geometry of the entire model with a vertical exaggeration of 4. The colour scale corresponds to the cumulated plastic deformation. The vectors represent the instantaneous displacements. The imposed lithologies, were from top to bottom : the clays-with-flints, the Cenomanian chalk, the Albian Gault clays, the Aptian sands and the Kimmeridgian clays. Converging solution is at 100 N.T.U.

The model illustrated in figure 6.8 corresponds to a section located at the Antifer Cape, where the Gault clays are located below the cliff's base, and the cliff is vertical and entirely made of chalk. The total duration of the simulation was 100 NTU. For this set-up, a quasi-static solution was found progressively, and the results converged. Values for the instantaneous displacements are extremely low. The strain of the vertical cliff was negligible, as is the value of the average rate of horizontal displacement (0.04 m/NTU, calculated at the point P). Therefore, the cliff was stable and did not deform.

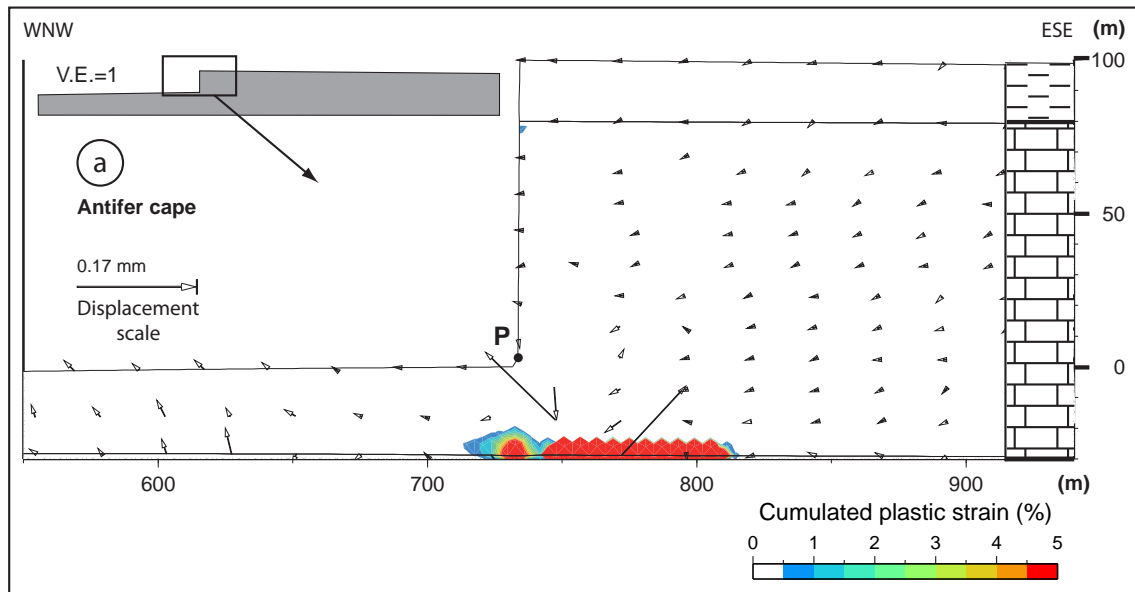


FIGURE 6.8: Numerical model on the Antifer cape section. Detail of the cliff area without vertical exaggeration (V.E. =1). The cliff is vertical; the shore platform and the cliff are mostly composed of chalk. Converging solution at 10 N.T.U.

The next three sections (Figures 6.9 b, c, d) are progressively located southward. In all three models, the field of instantaneous displacement vectors indicates global seaward translation of the wedge and of the adjacent onshore plateau, with displacement vectors oblique with respect to the horizontal in the upper part of the plateau, and becoming horizontal near the base of the system. In all simulations, the cliff base (point P) moves seaward faster than the top cliff (point P'). Plastic strains are localized in two main zones : the first one is 150 to 200-m-wide and 10-m-thick and is located onshore, near the top of the Gault Clay. The second zone is narrower (less than 50 m wide) but much thicker (50 m or more), located at the contact between the wedge and the plateau, and affecting strata comprised between base and the top.

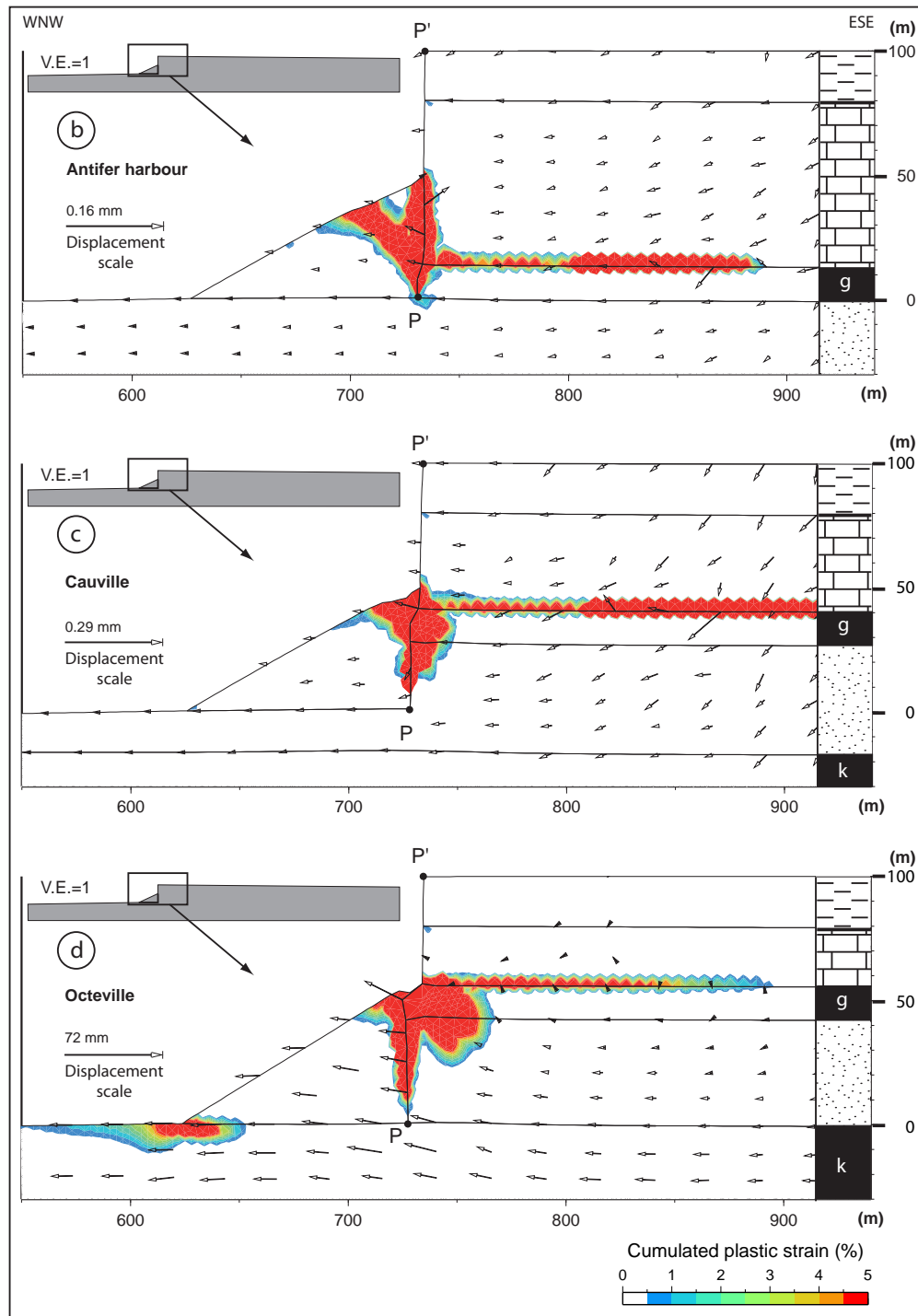


FIGURE 6.9: Numerical models of cliffs located at the Antifer harbour (b), Cauville town (c) and Octeville town (d). The numerical solution converged for the Antifer harbour (b) and Cauville section (c) after 10 N.T.U.. On the Octeville section (c), the solution did not converge, the results are displayed just before code abortion, at 0.16 N.T.U. The instantaneous displacement scale differs between the three sections.

The two models in Figures 6.9 b and c simulated two sections located at Antifer harbour and Cauville, respectively, where the Gault clay layer is located above sea level, either near the wedge's top (Antifer Harbour, Fig. 6.9b) or near the wedge's summit (Cauville, Fig. 6.9c). Both models ran for a total duration of 10NTU and eventually converged toward a quasi-static solution, indicating that the wedge-cliff system had reached a steady-state deformation. The maximum displacements reached about 0.04 mm. There was a displacement differential between the base (Point P) and the top (point P') of the cliff. At Antifer harbour (Fig. 6.9b), the average displacement rate at the base of the cliff (0.3 m/NTU) is five times higher than that at the top cliff (0.06 m/NTU). At Cauville (Fig. 6.9c), the base displacement (0.5 m/NTU) is more than six times higher (625 %) than that at the top cliff (0.08 m/NTU).

The third model (Figures 6.9d) simulated a section located farther South, at Octeville, where the Gault clay layer is located at the top of the wedge, and the Kimmeridgian clay is positioned at sea level. The model ran for a total duration of 0.16NTU before it became unstable and started diverging. Strictly speaking, one should not directly compare converging and diverging simulations, especially in terms of instantaneous displacements. The converging and diverging simulations do not correspond to models having the same total number of iterations. The diverging simulation stopped at an earlier stage than the converging one. As a consequence, the role of inertial forces in the diverging model was greater, and displacements more intense, than in converging models. This explains why instantaneous displacements were much greater than in the two previous models (up to 20 mm at point P). However, this pitfall can be overcome using average displacement rates during the entire simulation, rather than instantaneous rates, thus allowing a direct comparison between converging and diverging models. The average displacement rate was calculated by geometrically comparing the initial (at t_0) and final (at t) positions of selected nodes divided by the elapsed time between t_0 and t . The calculated average displacement rate for the base of the wedge (point P in Fig. 6.9d) was 42.15 m/NTU, almost two orders of magnitude greater than that in the two previous models. The top cliff average displacement rate was 1.75 m/NTU (point P' in Fig. 6.9d). In addition, this model (Fig. 6.9d) comprised a third zone of high plastic strain located in the compressional domain at the toe of the wedge. The differential in displacement rate between the top (point P') and the base cliff (point P) was highest with a basal displacement 24 times more important than the top cliff.

Comparison between these four models reveals a progressive trend from North to South : increasing instantaneous displacements, increasing average displacement rates, and increasing differential velocity increase between the top and the base of the cliff.

The differences in cohesion values between each lithological unit may explain the differences in displacement along the cliff's face. The cliff's top is modelled by chalk having a high cohesion values (1 890 kPa) that had always exhibits small seaward displacements, as shown in Figure 6.8. An increase in the thickness of the

Aptian cropping out along the cliff face favoured seaward extrusion of sands, having a low cohesion (80 kPa, i.e. 24 times lower than the chalk cohesion). Whereas the overlying chalk layers, having high cohesion, are deformed much less. The Gault clay layer has a cohesion of 54 kPa. Simulations predict a mechanical decoupling level located between the base of the Chalk and the top of the Gault clays, decoupling that result from the low-cohesion clays and the highly cohesive chalk. The northern simulations reach a quasi-static equilibrium, whereas the southernmost section becomes unstable after a short period of time. Finally, the volume of material affected by high plastic strain increases southward, with only the southernmost model showing compressional strains at the toe of the wedge. All these observations suggest that going southward, as the potential décollement layers (Gault and Kimmeridgian clays) become shallower, the cliff is potentially less stable and deforms faster and earlier.

Because of the lack of true temporal scaling between the numerical simulations and nature, the models provide trends, rather than actual time predictions, on the evolution of the cliffs. The average displacement rates quoted in the above sections cannot translate directly into displacement rates in nature. Quantitative data do exist in nature : At Sainte-Adresse, real displacements were measured on the wedge surface, where small-scale cracks have formed during the last twenty years. Data from boreholes equipped with inclinometers, have recorded seaward horizontal movements that occur mainly at the contact between the Kimmeridgian clays and the Aptian sands. Continuously measurements using inclinometers indicate that the average displacement rate varies with the water table elevation, from 0.1 to 0.6 cm/year during dry years up to 1-2 cm/year during rainy years (1985 and 1987).

6.6 Experimental modelling

The numerical code we used in the above examples cannot simulate large strains and displacements, particularly once slip or fault planes have formed. Neither can it simulate the mechanical effect of pore-fluid pressure. Finally, it is designed strictly for 2-D models. Because of these reasons, we decided to combine our numerical approach with an experimental (analogue) one. The experimental approach has advantages and limitations. For example, any physical model is, by nature, a 3-D object. Also, they can be deformed up to large amounts of strain, including strains accommodated by slip along fault surfaces. On the other hand, experimental modelling is constrained by the limited availability of materials and techniques. For that reason, the rheology of the materials we used in our experiment could not be tailored to that of the lithologic column in the natural example as precisely as in numerical model. However, it is sufficient to provide insights on how a cliff made of various layers having different mechanical strength can deform under the sole effect of gravity forces, and how the vertical position of these overpressured layers can affect the deformation style in both 2-D and 3-D.

6.6.1 Bases

In the natural example, all the cliff layers of brittle rocks, obeyed a frictional-plastic criterion, but having different effective strength, in part related to the presence of fluids. Hubbert et Rubey (1959) demonstrated that overthrust faulting can be explained by the mechanical influence of interstitial pore pressure on the effective stress in rocks. The role of fluid overpressure as a triggering parameter for gravitational sliding has been successfully tested experimentally by Mourgues and Cobbold (2003; 2006) by injecting compressed air at the base of physical models made of porous materials having varying permeability. Their experiments indicate that, when fluids are injected from the base up, and those fluids are trapped at the base of a low-permeability layer, this interface acts as detachment level. Mourgues and Cobbold (2003; 2006) designed their experiments on examples where the pore fluid was thermogenic gas produced by hydrocarbon cracking at depth. Even if the pore fluid is meteoric water, the mechanical effect remains similar, i.e., a reduction in effective strength of the overpressured layer.

Le Calvez et Vendeville (2004) have also demonstrated that gravitational sliding can occur without fluid overpressure along mechanically weak layers such as evaporites, as along the flanks of the Colorado river in Canyonlands National Park, Utah. Through these two examples, the layers having weak mechanical strength may allow the overlaying strata to slide gravitationally sliding. In the case of the multi-layer coastal cliff, the two clays layers (Kimmeridgian and Albian) are able to act as potential sliding surfaces because of their mechanical properties and their low permeabilities localising the base of the water table and potential fluid overpressure.

The following physical experiments thus illustrate the deformation of a cliff system that includes one or more layers subjected to fluid overpressure, using compressed air injected at the base of the model. But the compressed air does not, in any case, simulate physically the interstitial meteoric water responsible for overpressure in nature. Instead, it is the mechanical weakening of the affected layer that we modelled.

In this article, we tested the effect of the upper Albian clays using experimental models with pore pressure generation. The model simulated the upper part of the cliff : we modelled only the chalk, the Gault clays and the ferruginous sands. The model focused on the transition from a cliff with outcropping clays to a pure chalky cliff beneath which the clays layer progressively buried below sea level (Fig. 6.5). Concentrating the overpressure localisation was achieved by damped dry and wet sands and low-permeability microbeads. In the experiment, the fluid pressure was progressively raised, thus decreasing the effective strength of the model until sliding occurred. Several episodes of fluid pressure increase were performed to obtain a succession of sliding events.

6.6.2 Materials and scaling

We used coarse natural quartz sand as an analogue for the Cenomanian and Aptian layers, and glass microbeads for the Albian clays. These two materials have different particle size distribution of 200-400 10^{-6} m and 53-106 10^{-6} m, respectively, with intrinsic permeability values of $9.2 \cdot 10^{-11}$ m²/s (100 millidarcy) for the sand and $9.2 \cdot 10^{-12}$ m²/s (10 millidarcy) for the microbeads.

Using the equation of dynamics written in dimensionless form, we can calculate a ratio between surface and body stresses ($\sigma/\rho gL$). Keeping this ratio equal between nature and model ensures that dynamic similarity is maintained. This imposed a scaling ratio for stresses expressed as a function of density, length and gravitational acceleration ratios (Hubbert, 1937; Vendeville et al., 1987; Eisensteadt et al., 1997) :

$$\sigma^* = \rho^* g^* L^* \quad (6.3)$$

where

$$\sigma^* = \frac{\sigma_m}{\sigma_n}, \rho^* = \frac{\rho_m}{\rho_n}, g^* = \frac{g_m}{g_n}, L^* = \frac{L_m}{L_n} \quad (6.4)$$

are the model (m) to nature (n) ratios for stresses, density, gravitational acceleration and length, respectively. Experiment was conducted under natural gravity, hence $g^* = 1$. The length ratio was set to $4 \cdot 10^{-4}$. A 150 long sand model represented a 3.75 km long coastline. With the same order of magnitude in the analogue and natural materials equation (6.3) becomes :

$$\sigma^* \approx L^* \approx 4 \cdot 10^{-4} \quad (6.5)$$

For both analogue and natural materials obeying a brittle behaviour, the Mohr-Coulomb criterion is also subjected to scaling rules as follows :

$$\tau = c' + \mu' \sigma' \quad (6.6)$$

Equation (6.6) expresses the shear stress τ as a function of the effective cohesion, the effective coefficient of internal friction, $\mu' = \tan \varphi'$ and the effective normal stress, σ'_n . This requires that μ' be identical in model and nature and that the ratio for cohesion be equal to stress ratio.

The application of the scaling procedure to cohesion values measured on rock samples provides a range of theoretical cohesions that must be used for the analogue material during modelling (Table 6.4). Dry granular materials, such as glass microbeads or quartz sand, have appropriate values for modelling brittle rocks at laboratory scale (Davy et Cobbold, 1991; Schellart, 2000). Dry well-sorted, natural quartz sand presents a

maximal cohesion of about 30 Pa (Mourgues et Cobbold, 2003). This represents a good analogue material for the Aptian sands layer. We used damp natural sand as an analogue of the Cenomanian chalk (with a cohesion estimated to vary between 230 and 1100 Pa) and glass microbeads are used as analogue material for the Kimmeridgian and Albian clays (Table 6.4). However the cohesion of the analogue material used in the model was not measured precisely.

Lithology	unit	Kimmeridgian clays	Aptian sands	Albian clays	Cenomanian chalk
Measured effective cohesion (c')	(kPa)	39	80	54	1890
Cohesion ratio between model and nature		$4 \cdot 10^{-4}$			
Theoretical analogue material cohesion	(Pa)	10	32	22	756
Analogue material used		microbeads	dry sand	microbeads	wet sand

TABLE 6.4: Scaling chart comparing cohesion measured on rock samples and theoretical analogue material cohesions. The natural cohesion is scaled down according to the model-to-nature ratio (see text for details).

We used the technique of air injection at the base of the model, a technique developed by Mourgues and Cobbold (2003), in order to generate differences in effective strength within the sedimentary column. The high pore-fluid pressure concentrate at the base of the low-permeability layers (such as the glass microbeads), making them much weaker than the coarse high-permeability sand layer above and below.

It is important to emphasize here that in the process, we tried to properly scale the decrease in effective strength (which depends on the pressure coefficient, λ , the ratio between fluid pressure and lithostatic pressure), rather than scaling the air flow in the models with the water flow in nature. In all experiments, we tested the models by progressively increasing the fluid pressure until its value approached that of lithostatic pressure. For some of the experiments (not illustrated here) we tried to artificially increase the cohesion of the chalky part of the lithologic column in order to conform to measurements on actual samples by dampening the top of the model.

6.6.3 Geometry

We ran two sets of models. First we conducted experiments on cylindrical (linear) structures whose geometry did not vary along strike. These experiments tested how a cliff system, having one or more low-permeability and low effective strength at the base could spontaneously deform under gravity forces only, somewhat analogous to the 2-D numerical simulations described above. Second, we tested a model in which the vertical position of the potential layer varied along strike, and how it impacted the intensity and aerial extend of deformation.

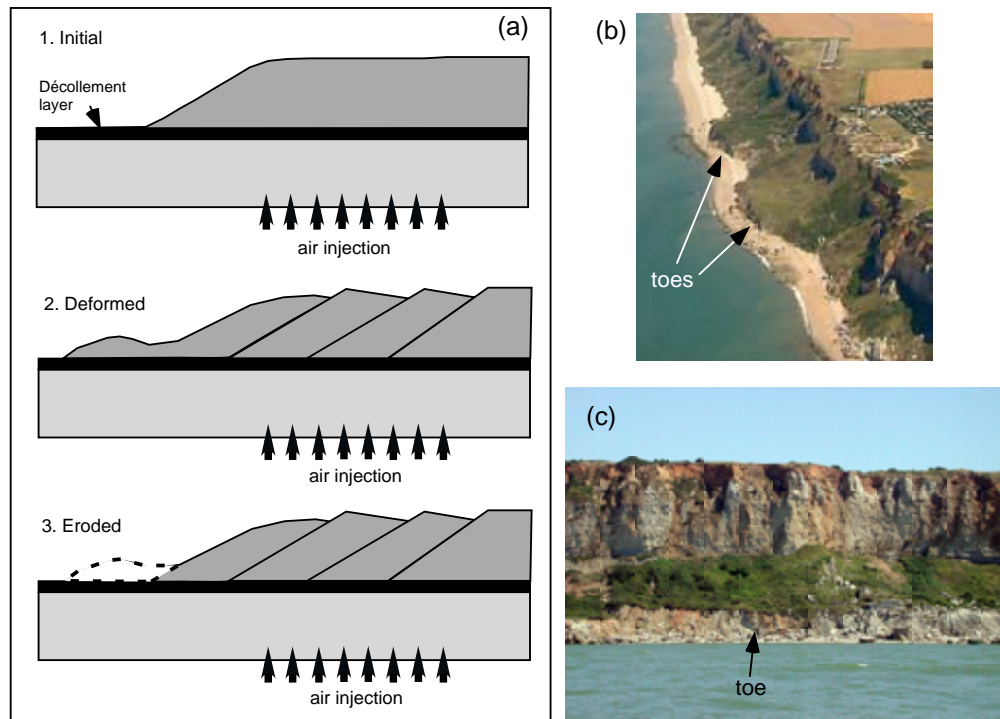


FIGURE 6.10: A) Schematic cartoon showing the evolution of experimental models during air injection at the base of the model.

a) The décollement is located at the base of the cliff on the shore platform. 1. Initial stage. The cliff is at equilibrium. 2. Second stage : deformed cliff with normal faults and a toe buttress. Last stage : cliff after removal of the buttress.

b and c) Aerial photographs showing a partly eroded natural buttress at the toe of the cliffs.

The basic concept is simple (Fig. 6.10; Ramberg, 1981; Vendeville, 2005) : The presence of a local or regional surface slope, such as the bathymetric slope along a passive margin, or, at a smaller scale, a cliff, can generate driving forces great enough for sliding to occur. In most cases, these forces are successfully resisted by the frictional stresses between the beds forming the cliff. However, if one or more of these interfaces is affected by fluid overpressure, the effective resistance to shear drops down, and sliding may occur because of the reduced basal friction and the lack of lateral buttressing resistance. Ideally, if such sliding occurs, a compressional toe forms at the base of the cliff, acting as a buttress that resists further forward advance of the collapsing cliff (Fig. 6.10, A2). However, as is observed along the Normandy coast (Fig. 6.10, B and C), if this toe is then removed by sea erosion, the deformation process can continue. During the experiments, we raised the air pressure until deformation occurred, until it became blocked by the compressional toe. We then stopped the air flow, and eroded the compressional toe. Finally, we raised the air pressure in order to trigger another episode of sliding.

Model I : one horizontal décollement layer at the base of the cliff

In this experiment (Fig. 6.11), all the layers were initially horizontal and tabular. The model comprised (1) a 30-mm-thick basal layer of coarse, high-permeability (100 millidarcy) dry sand, representing the pre-Kimmeridgian section in nature, (2) a 5-mm-thick layer of low-permeability (10 millidarcy) glass microbeads (bright red in Figure 6.11), representing the Kimmeridgian clays, and (3) a 40-mm-thick cover of coarse, high-permeability (100 millidarcy) dry sand, representing the Aptian sands (Fig. 6.11). The model was layered using sands having different colours but similar mechanical properties. The potential décollement layer (microbeads) was positioned right at the base of the cliff, a geometry analogous to that of the Gault clays at the south of Antifer harbour. The model was constructed on the air-injection table and had initial planform dimensions of 80 cm x 60 cm. We created a initial linear cliff by removing the décollement layer and its cover using a scraper. Because the analogue materials had a low cohesion, the initial cliff was not vertical, but its slope was that of dry sand's typical angle of repose, about 30°. We then started to gradually raise the air pressure applied at the model's base until spontaneous gravity-driven deformation occurred. We used a 1-D simple calculation of air flow to estimate the vertical pressure distribution across the model, which indicated that the area of maximum values for the coefficient of fluid pressure (λ), hence of lowest effective strength, was at or near the base of the layer of microbeads. In addition, the effective strength of the overlying coarse-sand cover was also lowered by about one third.

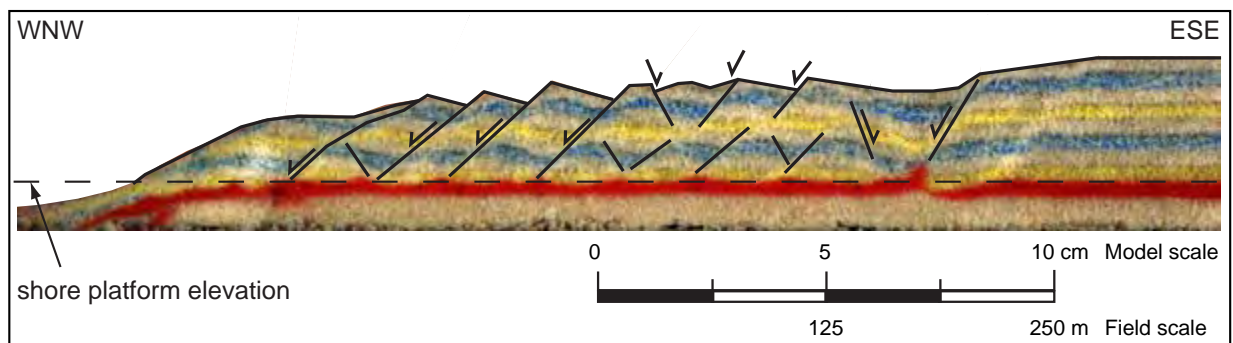


FIGURE 6.11: Cross section in a physical model simulating deformation near Octeville. A glass microbeads décollement layer (red), is an analogue of the kimmeridgian clays. Dry coarse sand models the aptian sands analogue. The shore platform elevation is indicated with dashed line.

The increase in air pressure reduced the frictional resistance at the base of the cliff, thereby allowing it to spread seaward by overall translation of the cover and thinning normal faults that rooted at depth into the microbeads layer (Fig. 6.11). The first faults formed near the initial cliff, and younger faults propagated inland. As the cover spread seaward, a small compressional bulge formed at its toe. We increased the air

pressure until spreading became totally blocked by the resisting toe bulge, which acted as a buttress. We then stopped the air flow and eroded the toe bulge, then repeated the process several times. Figure 6.11 is a cross section cut at the end of the experiment. It illustrates a set of normal faults, most of them seaward-dipping, that root into the microbeads layer (red in Figure 6.11) and affect an area about 3 to 4 times the thickness of the cover.

Clearly, this simple experiment demonstrates that the presence of fluid overpressure can trigger spontaneous dismemberment of a cliff that otherwise would remain stable. Seaward spreading creates a frontal toe bulge similar to what is observed in nature (Fig. 6.10 B and C) whose continuous erosion facilitates further spreading.

Model II : two horizontal décollement layers

This model (Fig. 6.12) was constructed and deformed following the same procedure as Model I, but it comprised two potential décollement layers (Fig. 6.12). The model comprised (1) a 30-mm-thick basal layer of coarse, high-permeability (100 millidarcy) dry sand, representing the pre-Kimmeridgian section in nature, (2) a 7-mm-thick layer of low-permeability (10 millidarcy) glass microbeads, representing the Kimmeridgian clays, (3) a 30-mm-thick layer of coarse, high-permeability (100 millidarcy) damp sand, representing the Aptian sands, (4) a 12-mm-thick layer of low-permeability (10 millidarcy) glass microbeads, representing the Gault clay, and (5) a 40-mm-thick layer of coarse, high-permeability (100 millidarcy) damp sand, representing the Chalk. The model had dimensions of 80 cm x 60 cm.

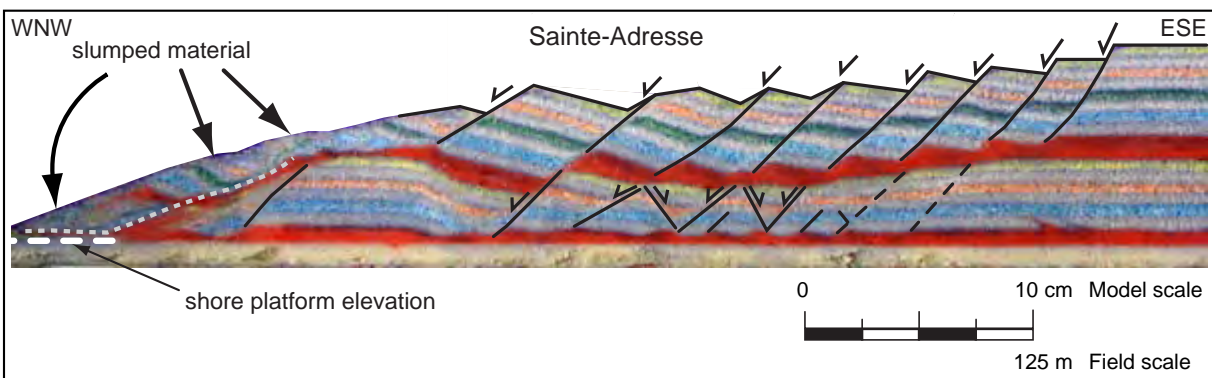


FIGURE 6.12: Cross section in a physical model simulation deformation at Sainte-Adresse. Two microbeads décollement layers (red), represent the Gault clays and the kimmeridgian clays, respectively. The Aptian sands is modelled using damp coarse sand (lowsand section) while the analogue layer of the cenomanian chalk is slightly dampened sand (upper section). The experiment was designed to activate both detachments layers. The short white dashed line delimits the base of the slumped area.

We followed the same deformation procedure as that of in Model I and, overall, the resulting deformation patterns were similar. The region of the model located near the initial cliff spread seaward, which generated a set of normal faults that propagated landward. The main difference between the two models is that there was some amount of decoupling along the mid-cliff décollement layer. Some faults soled out into the upper décollement layer, whereas others rooted into the basal one. Note that in both models, most faults dip seaward.

Model III : one gently dipping décollement layers

Models I and II tested the gravitational deformation of a cliff where all strata were horizontal and tabular. In Model III, we modelled a more complex initial geometry closer to that observed in the field by simulating the progressive deepening of a potential décollement layer (the Gault Clay) northward (Figs. 6.13 to 6.16).

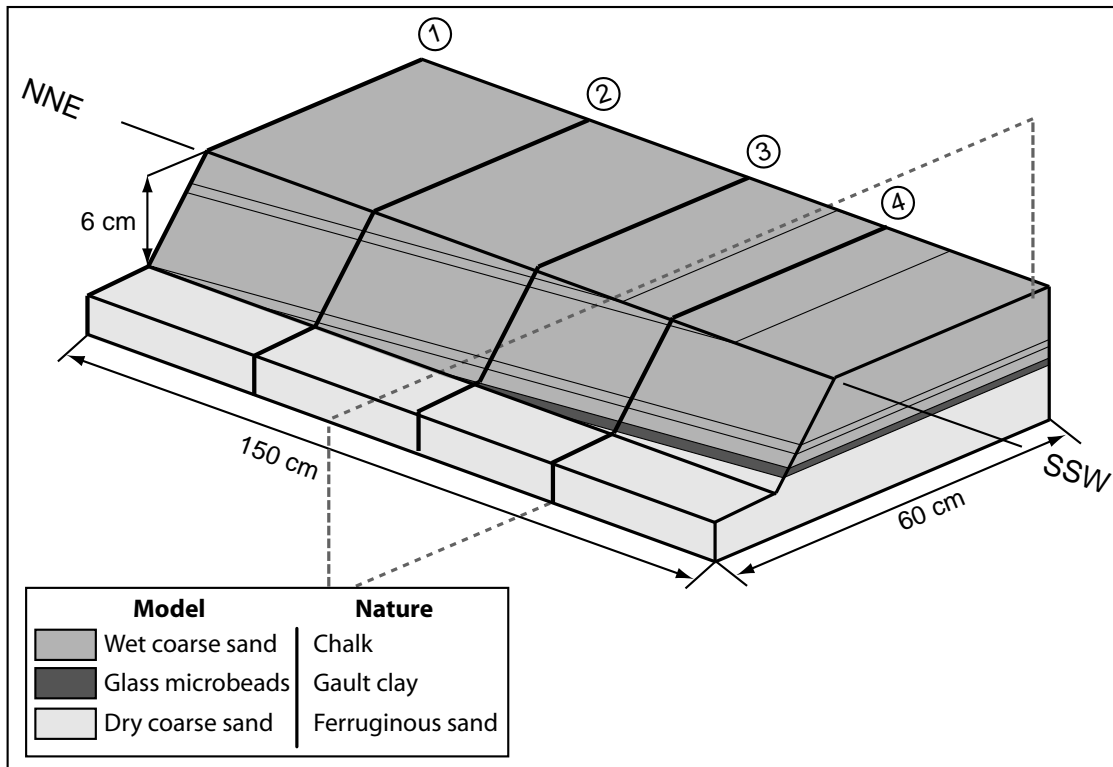


FIGURE 6.13: Diagram illustrating the geometry of the 3D physical model. The layering dips 1° to the NNE. The model coastline is oriented NNE-SSW. 1 to 4 indicates the location of cross sections illustrated in Fig. 6.16.

The sketch in Figure 6.13 illustrates this set up. The model was 150-cm long and 60-cm wide. Its total thickness remained constant (6 cm), but the depth of the microbeads layer increased by 1° towards the NNE. In the SSW part of the model, a 5-mm-thick layer of microbeads was located at or above the cliff’s base,

and was overlain by a 30-mm-thick layer of coarse sand, representing the, Aptian, Gault Clays (Albian) and Cenomanian series. The vertical position of the microbeads layer deepened progressively northward, while its cover thickened. In the NNE the microbeads layer was overlain by a 55-mm-thick layer of coarse sand.

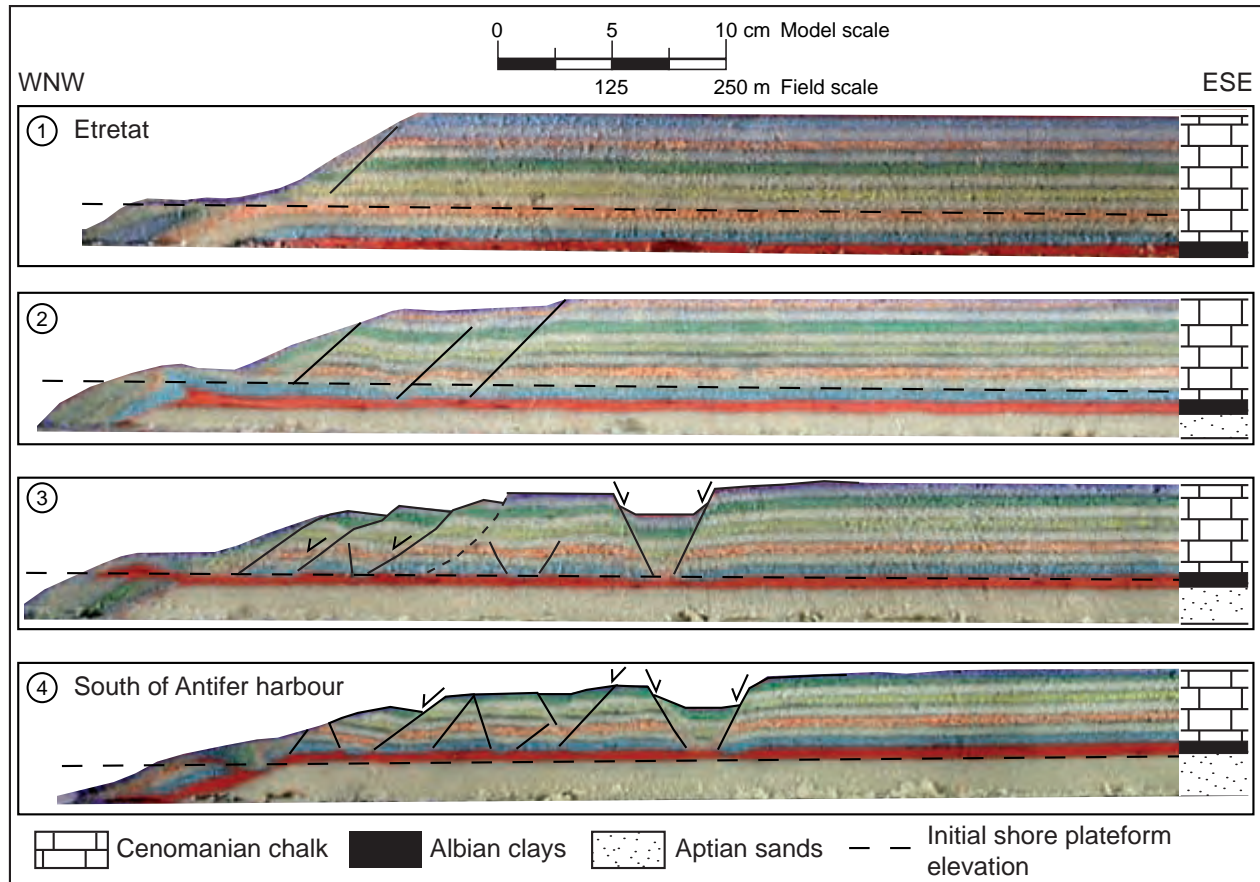


FIGURE 6.14: Serial cross sections after deformation (see localisation in Fig. 6.15).

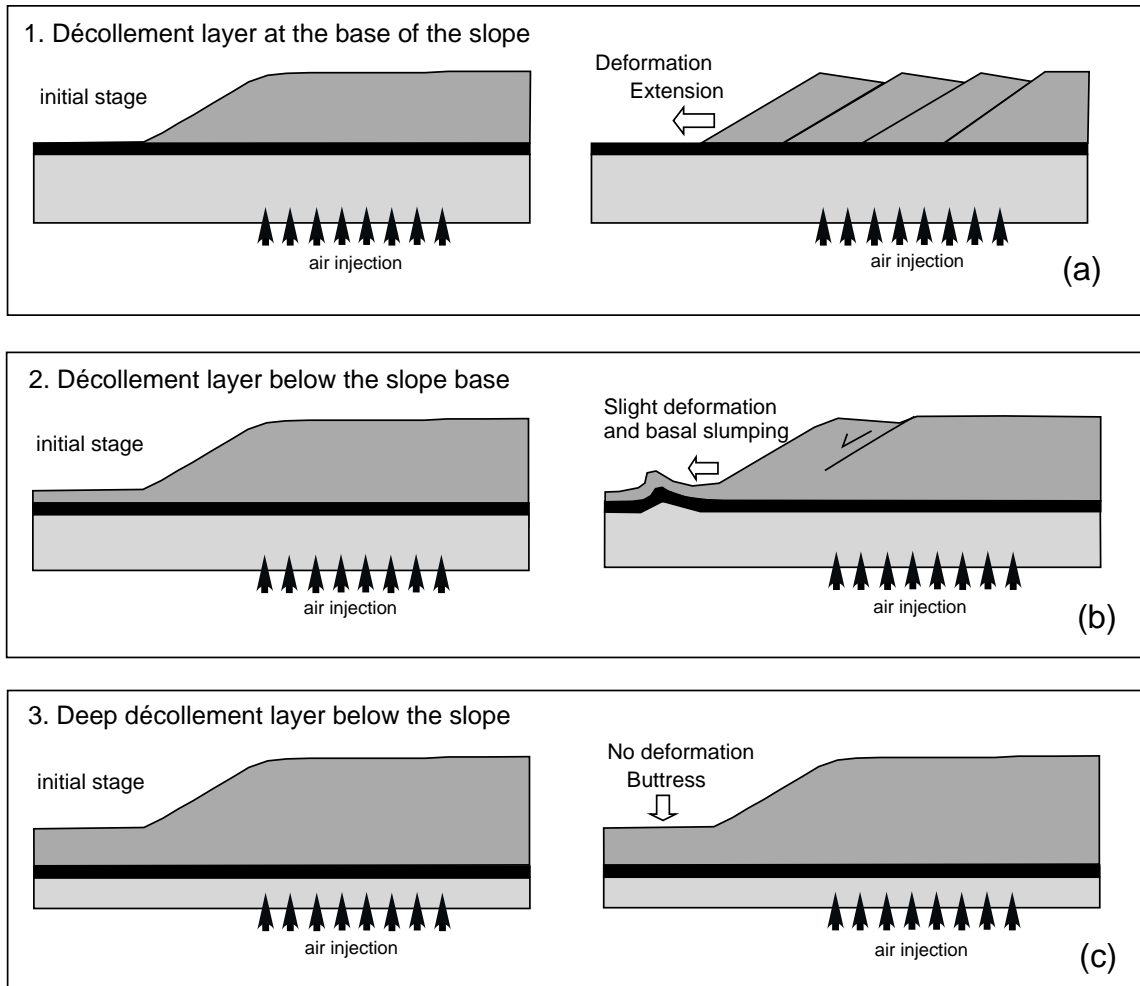


FIGURE 6.15: Cartoon summarizing the evolution of three sections where the vertical position of the potential décollement varies.

- (1) outcropping décollement layer : large cliff sliding.
- (2) slightly buried décollement : cliff sliding with distal contraction.
- (3) buried décollement : stable cliff.

As in the other experiments, we first created a linear initial cliff, then progressively raised the air pressure. There were 14 successive episodes, in between which we continuously removed the compressional toe. The last sliding episode was accommodated inland by a large graben. In order to avoid explosion and the formation of sand volcanoes, as is the case when thinning of the cover by normal faults reduces the lithostatic pressure and thereby raises locally the coefficient of fluid pressure at or above 1, we filled this graben with syntectonic sediments. This did not affect the outcome of the experiment. The overall deformation pattern was similar to those in Models I and II in that the region near the cliff started sliding seaward, and that seaward-dipping normal faults propagated landward. This is illustrated by the cross sections 3 and 4 in Figure 6.14. However, the amount and style of deformation varied along strike. In the segment of the model where the potential

décollement layer (microbeads) was above or at the cliff's base, the absence of frontal buttress allowed a large part of the cliff to slide seaward (Sections 3 and 4 in Figure 6.14). Going northward, the potential décollement layer became positioned deeper, below the base of the cliff. The amount of deformation and seaward translation progressively decreased northward (Section 2, Figure 6.14). There, a compressional bulge formed in front of the cliff's base. The far end of the model (Section 1, Figure 6.14) did not deform at all. The reasons for this change in pattern are summarized in Figure 6.15. Where the potential décollement layer crops out, the cliff is not laterally supported by a buttress and can freely be translated seaward (a in Figure 6.15). Where the potential décollement layer lies beneath the cliff's base (b and c in Figure 6.15), the strata overlying the décollement layer on the shore act as a frontal buttress that resists seaward translation of the cliff. If these strata are thin, their resistance can be overcome by gravitational forces, and they deform by folding or thrusting (b in Figure 6.15). But where these strata are thicker, hence more resistant (c in Figure 6.15), they effectively block any deformation.

Interestingly, the along-strike change in the width of the deformed area is gradual, rather than abrupt. Figure 16 shows both oblique views of the model during its evolution and an overhead photograph at the end of the experiment. On the overhead photograph, the lower part corresponds to the region where the potential décollement layer is at or above the cliff's base. The width of the deformed area there is maximum. The photograph illustrates how this deformed domain progressively narrowed down along-strike, until no deformation at all occurred in the NNW part of the model, even though this area was subjected to the same amount of fluid overpressure. Along strike, the resisting contribution of the buttress varies progressively. During the experiment, the southern part deformed more, and propagated farther and faster landward than in the North. The limit of the area affected by sliding, marked by the fault located most inland was initially parallel to the original cliff. However, as more episodes of sliding took place, and because this limit migrated landward faster in the South than in the North, the limit became more and more oblique with respect to the original cliff direction (Fig. 6.16d). Assuming that a cliff that is affected by sliding can be eroded faster than a non-deformed one, results from Model III lead us to hypothesize that because cliff retreat would be faster along the southern segment, the overall cliff trend would progressively rotate counter clockwise as deformation progresses.

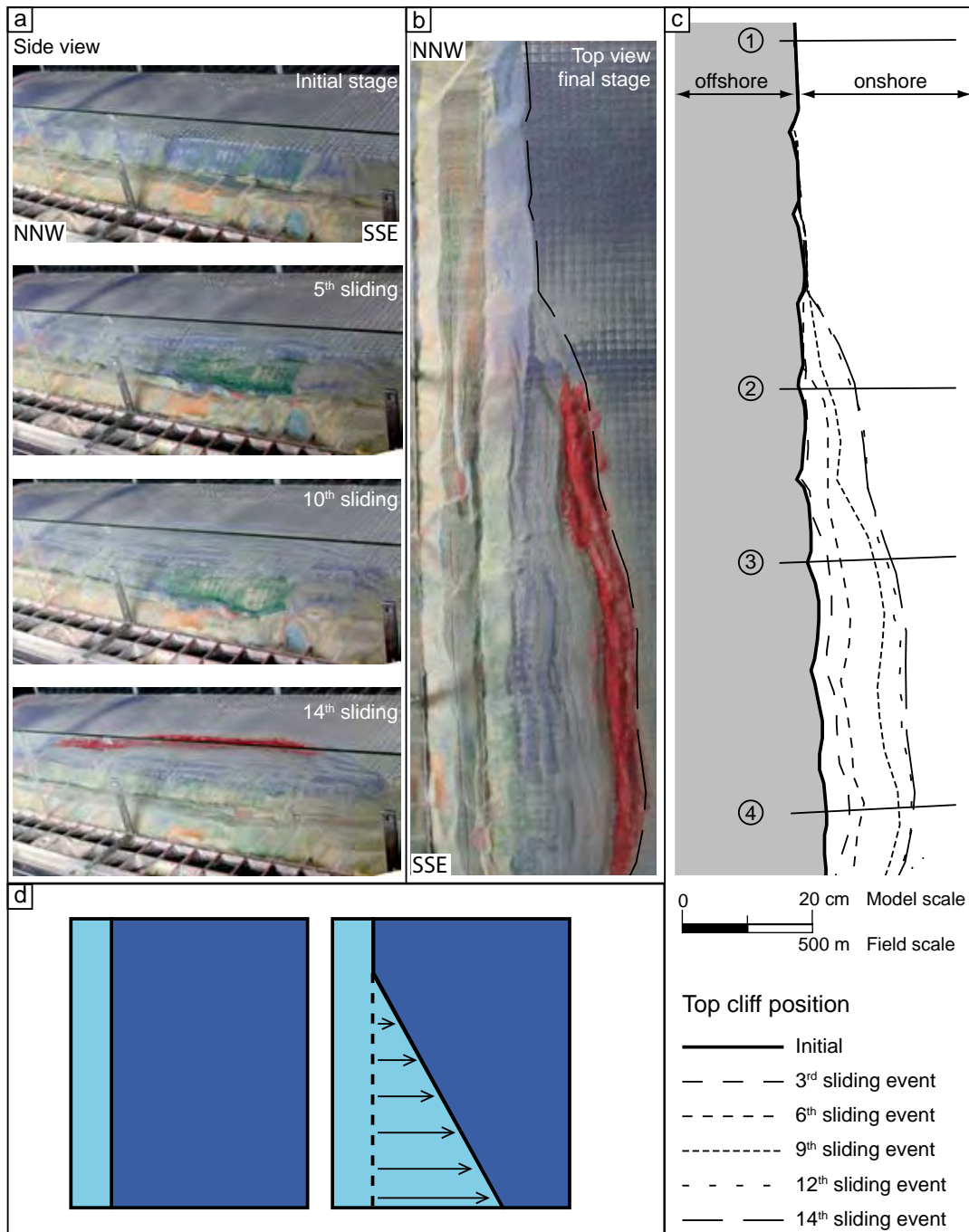


FIGURE 6.16: (a) : Side views illustrating model deformation at different stages of the experiment.
 (b) : Top view after deformation stage.
 (c) : Map showing the cliff top position after several sliding events in the experimental 3D model. 1 to 4 indicates the location of the cross sections in Figure 6.14.
 (d) : Simplified cartoon illustrating how differential sliding can reorient the coastline.

6.7 Discussion

Along the English Channel, some others coastal cliffs are cut into equivalent stratigraphic series as the one presented in our study. This is the case on the opposite side of the Seine estuary in Lower-Normandy (France) and on the opposite side of the English Channel, along the southern coast of the Isle of Wight (UK), where coastal continuous slid is occurring. The lithostratigraphic column mapped at Ventnor (south side of the Isle of Wight) is roughly similar to our study area, with Aptian and Lower Albian sands (Lower Greensand), Gaults clays, Upper Greensands and Cenomanian Chalk, evidenced by borehole data (Palmer *et al.*, 2007a). The Ventnor undercliffs are subjected to deeply rooted retrogressive failure studied by Hutchinson *et al.* (1991), Hutchinson and Bromhead (2002), Moore *et al.* (2007), and Palmer *et al.* (2007a). The Undercliffs is an area of extensive ancient landslides that extend some 12 km along the coast. In cross-section, the landslides extend up to 1 km landward from the shoreline and form a steep, terraced landscape. The earliest reported movements took place in 1810, whereas the last ones occurred in 1995 and 2001 (Palmer *et al.*, 2007b). An evolutionary model based on boreholes recognition and proposed by Moore *et al.* (2007), suggests that the retrogressive failure surface is located at the base or within the Gault clays layer, probably initiated south of the present-day shoreline in the Sainte-Catherine's deep (2.8 km offshore in water dept of about 60 m), by removing the toe of the landslide during the Holocene (i.e. from 13000 years BP to present) (Hutchinson et Bromhead, 2002). In our study area in Upper Normandy the numerical and experimental models evidence strains within the top of the Gault clay layer, as well as retrogressive normal faulting in the overlying sands and chalk. The lithostratigraphic thickness varies between the English and French coastal exposures. In the Isle of Wight (U.K.), weak basal sedimentary layers reach almost 125 m (including 44 m of Gault clays), overlain by 15-31 m of strong chalk. In Upper-Normandy, the total thickness of exposed layers reaches merely about 31-33 m (including 3 m of Gault clays) overlain by 45-65 m of Cenomanian Chalk. In the U.K., retrogressive rotational landslides can root more deeply within the proportionally thicker weak layer such as Gault clays, leading to landward retrogressive blocks tilting, with head scarps several meters high, including inland graben formation. This concept is supported by observations on the other side of the Seine estuary, at the Villerville coastal slide, Lower Normandy, France (Flageolet et Helluin, 1987; Maquaire, 1990), where the great thickness of Kimmeridgian clays (10-40 m) favours rotational sliding along the basal slope, with formation of large escarpments. By contrast, in Upper-Normandy, the cliffs top does not exhibit local escarpments, that would be symptomatic of normal faulting within the Chalk. Nevertheless, a large landslide was reported at Octeville in August 2001, where 400-500 000 m³ of material slid catastrophically into the sea, involving the whole cliff face and its basal wedge. Some others chalky blocks can be eroded by sliding from the upper part of the cliff face, and fall on the basal cliff wedge, as has been observed south of Antifer harbour in November 2006. Shear strain is mainly confined to the contact between weak and stronger

sedimentary layers (*i.e.*, clays and chalk), generating translated slid blocks (or gravity gliding as described by Ramberg, (1981); Shultz-Ela, (2001) and Vendeville, (2005)) with a very low vertical movement in the chalk.

In our study area, in the North, where weak sedimentary layers are located beneath the shore platform (from Antifer cape northward), no cliff sliding occurred (Fig. 6.8, Fig. 6.14a, Fig. 6.15c). Southward, where the Gault clay layer is positioned just below the shore platform (between the Antifer cape and the Antifer harbour) (Fig. 6.14-2 and Fig. 6.15b), some slight amount of deformation of the cliff may occur, with the formation of a basal toe made of thrust and folded basal material. Where the Gault clay layer is vertically positioned near the shore platform, at the base of the cliff (north of Antifer harbour; Fig. 6.11, Fig. 6.14-3 and Fig. 6.15a), the cliff begins to deform by seaward translation along a basal décollement layer. Where the clay layer is positioned above the shore platform in the cliff face (at Antifer harbour) deformation is mainly affecting the cover above the décollement layer (Fig. 6.9b) and sliding increases, as illustrated by Figure 6.14-3-4. Where the position of the clay layers rises above the cliff's base, sliding of the cliff increases in intensity and width, as evidenced by numerical modelling (Fig. 6.9). Moreover, the amount of sliding is amplified by when the vertical position of some additional weak layers, such as the Aptian sands layer and the Kimmeridgian clay are exposed at or near the cliff's base, as is the case in the southern part of the coastline (Sainte-Adresse) (Fig. 6.12). The weak layers in the cliff thus act as efficient décollement layers, and the elevation of the weak clay layers in the cliff face (Gault clays and Aptian sands) favours the amount of gravitational sliding of the cliff.

Numerical models of the two cliff configurations at Antifer harbour and Octeville show that a 30 m elevation of the Gault clay is enough to increase displacements and deformation by almost two orders of magnitude. From North to South, the velocities of seaward translation and related onshore deformation increase (Fig. 6.9), with a rise in the vertical position of the Gault clay layer causing retrogressive landward propagation of normal faulting of the overlying chalk (Fig. 6.14). The increase in horizontal displacements is also correlated with the amplitude of the cliff dismemberment in nature, with the collapse-sliding of small chalk blocks from the upper part of the cliff, as observed south of Antifer harbour in November 2006 and, large-scale sliding involving the entire cliff, as observed at Octeville in August 2001 (Fig. 6.17).



FIGURE 6.17: Photograph illustrating variation in the intensity of the cliff dismemberment along the coastline. (a) : At Antifer, the collapses only affects the upper chalky cliff, with the fallen blocks staying on the wedge. The lower cliff is unaffected and remains undisturbed. (photograph by Anne Duperret) (b) : At Octeville, a large scale sliding affects both the upper and lower cliff. The disturbed material runs out on the shingle beach and up to the shore platform. (photograph by Pascal Le Fichant).

In the field (Fig. 6.10 b, c), where the slope wedges are expanding seaward onto the beach, erosion of the toe occurs naturally under the effect of the sea. At high tide, the mean sea level reaches the widest wedge's toes and is favouring the basal erosion of the slid material. In some places, the wedge's toe may be bound by an abrupt limit of several meters high. In this coastal context, the mean sea level position thus appears to be a powerful natural parameter that progressively erodes the wedge toe and thus maintains the position of the coastline, while the cliff is sliding seaward. Experimental modelling results (Fig. 6.10a), suggest that if the wedge is maintained, the slope deformation stops. But progressively removing the wedge's toe, simulating

the role of mean sea level, allowed the instability to remain active.

Photogrammetric analysis acquired along coastal chalk cliffs of Upper-Normandy (northeast of the Antifer cape) has evidenced average coastal erosion rates of about 0.23 m/year during a 30-year period (from 1966 to 1995) (Costa *et al.*, 2004); Southwest of the Antifer cape, short-term average erosion rates are poorly known (no photogrammetric acquisition). On one hand, northeast of the Antifer cape, the present day coast trends roughly N60E (Fig. 6.18, Genter *et al.*, 2004), and the offshore bathymetry up to about 30 m water depth. On this coastal section made of pure chalk, erosion rates seem to have remained relatively constant through time, with similar average velocity, as is attested by the smooth and regular bathymetric slope, which represents the paleo-position of the cliff base. On another hand, southwest of the Antifer cape, the present day coast trends N25E. The offshore data shows a fan-shaped bathymetry, varying from a N60E trend at 30-25 m water depth up to a N25E trend at 15 m water depth. These trends change markedly in present day coastline and bathymetry between the Antifer cape and the Antifer harbour, where the Gault clay layer begins to crop out on the cliff. Southwest of the Antifer cape, the N60E trending, 25 m isobath may be considered as a paleo-position of the coastline. The geometric reconstruction of the cliff at this paleo-position suggests greater velocities of erosion cliff retreat in the southern part of the coast than in the northern part (Antifer harbour). Geomorphological analysis of the bathymetry confirms the idea that at geological time scale, the erosion rates increase southward. We thus assume that the change of coastline orientation at the Antifer harbour correlates with of the gravitational sliding that gradually increase southward with the progressive exposure of weak sedimentary layers along the coastline (Fig. 6.18b). In this conceptual model, the average sea level position is capital because, only high sea level may favour wedge's toe erosion and maintain gravitational sliding of the slope, and thus erosion of the coastline. This would imply that coastal erosion was only effective during interglacial periods (high-stand sea level) and mainly inactive during glacial periods (low-stand sea level).

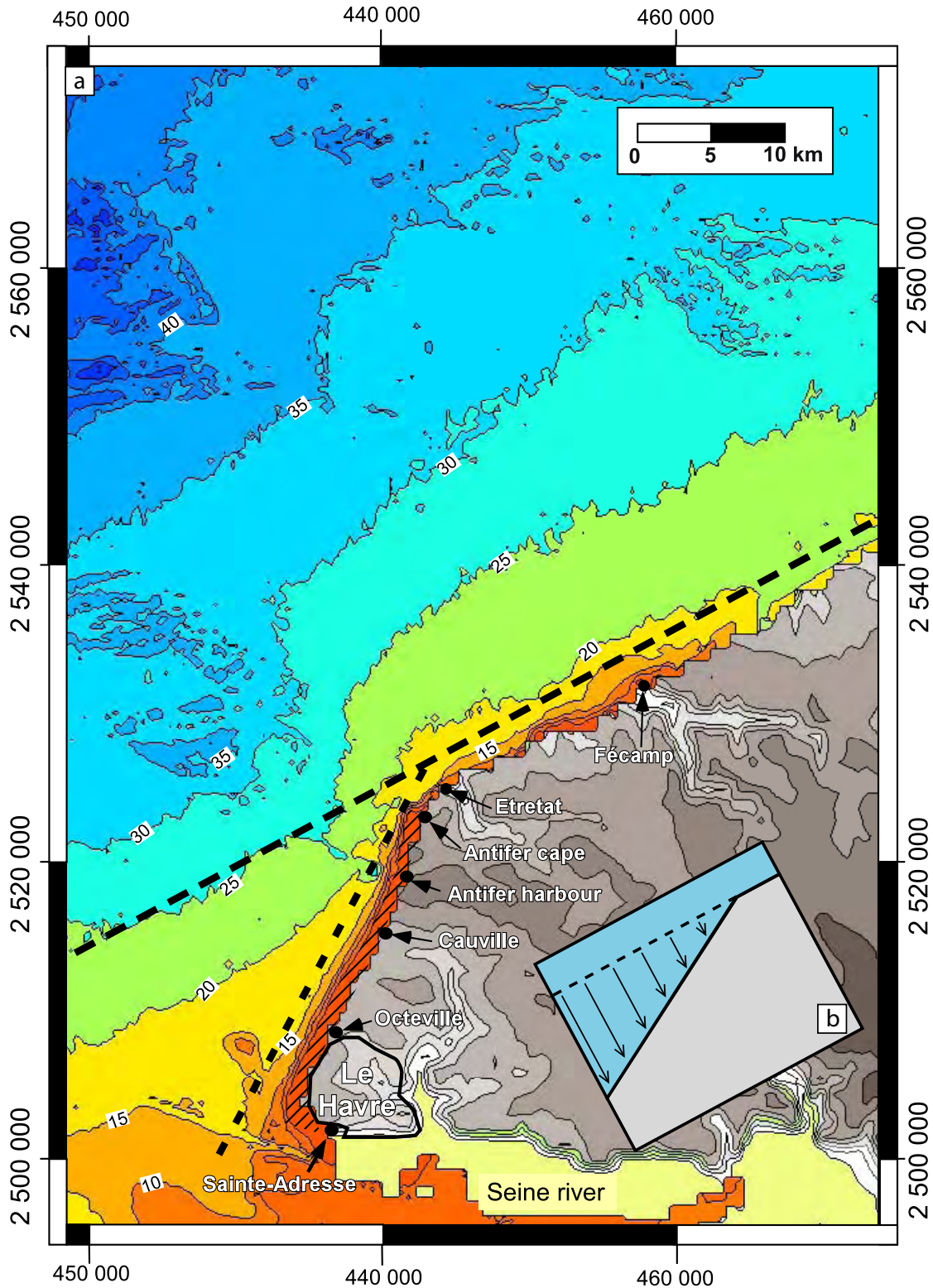


FIGURE 6.18: Present day bathymetric and topographic maps of Upper Normandy. (a) : Onshore topographic contour intervals = 20 m. Offshore bathymetric contour intervals = 5 m. The bathymetric data were provided by the French Hydrographic and Oceanographic Maritime Office (SHOM), with the agreement S/719/99. (b) : Cartoon illustrating the progressive reorientation of the coastline between Le Havre and Antifer Cape.

6.8 Conclusion

We investigated gravitational deformation of coastal cliffs made of sedimentary layers using numerical and experimental models. The various numerical simulations on 2-D cliff cross sections indicate that the cliff is naturally unstable under the sole effect of gravity forces. The plastic strains are mainly localised along the two clay layers, and the predicted displacement fields indicate overall seaward sliding of the cliff. The main plastic deformation is localised between the Albian Gault clay and the brittle Cenomanian chalk. The Gault Clay is identified as a mechanical decoupling layer splitting the cliff in two parts, with a strong upper chalky cliff above the Gault clays and a lower weak cliff made of Aptian sands and Kimmeridgian clays. The upper chalky cliff moves slowly seaward under the sole effect of gravity, whereas the lower cliff is strongly extruded seaward with higher displacements. The intensity of the lower cliff displacement increases with increasing elevation of the Gault layer in the cliff, leading to a differential displacement 24 times more important in the lower part where the Gault clays layer is positioned at mid-cliff height (at Octeville), than in the upper part of the cliff.

Gravitational deformations in the cliff were also investigated using experimental models using pore pressure generation. The region of the model located near the initial cliff spread seaward, generating a set of normal faults that propagated landward and, forming a frontal toe bulge. Clay layers clearly acted as décollement layers, onto which normal faults are rooted. The configuration with one and two clays layers indicates that brittle deformation is always rooted onto the lower one which is the Gault clays in the northern part of the study area (Antifer harbour) and the kimmeridgian clays in the southern area (Sainte-Adresse). We modelled a more complex initial 3-D geometry closer to that observed in the field by simulating the progressive deepening of a décollement layer (the Gault clay) northward. In the segment of the model where the potential décollement layer was above or at the cliff's base, the absence of frontal buttress allowed for a large part of the cliff to slide seaward. Going northward, the potential décollement layer lay deeper, below the base of the cliff. The amount deformation and seaward translation progressively decreased northward. There, a compressional bulge formed in front of the cliff's base. Assuming that a cliff that is affected by sliding can be eroded faster than a non-deformed one, results lead us to hypothesize that because cliff retreat would be faster along the southern segment, the overall cliff trend there would progressively rotate counter clockwise as deformation progresses. Modelling illustrates why the coastline trend presents a drastic change between the north (N60E) and the south segment (N25E). This progressive coastline re-orientation is confirmed by the fan-shape morphology of the bathymetry offshore the southern segment whereas the northern one presents a smooth and regular slope.

References

- Bromhead, E., Ibsen, M.-L., 2007. Folkestone Warren landslides and the impact of the past rainfall record. In : McInnes R., Jakeways J., Fairbank H. & Mathie E. (Eds.), *Landslides and Climate Change*. Taylor & Francis Group, London, 17-24.
- Bromhead, E., Hopper, A., Ibsen, M.-L., 1998. Landslides in the Lower Greensand escarpment in south Kent. *Bull Eng Geol Env*, 57, 131-144.
- Cayeux, L., 1957. La zone remaniée de l'Albien au cap de la Hève. *Bulletin de la société géologique de Normandie*. 47, 12-13.
- Costa S., Delahaye D., Freiré-Diaz S., Di Nocera L., Davidson R. and Plessis E., 2004. Quantification of Normandy and Picardy chalk cliff retreat by photogrammetric analysis, in : Mortimore R.N. and Duperret A. (Eds.), *Coastal chalk Cliff Instability*. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, 20, 139-148.
- Cundall P.A., Board, M., 1988. A microcomputer program for modelling large-strain plasticity problems. In : Swoboda, G. & Balkema, A.A. (Eds.), *6th International Conference in Numerical Methods in Geomechanics*. Brookfield, Vt., 2101-2108.
- Davy, Ph., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188, 1-25.
- Duperret, A., Genter, A. Martinez, A., Mortimore, R.N., 2004. Coastal chalk cliff instability in NW France : role of lithology, fracture pattern and rainfall. In : Mortimore R.N. & Duperret A. (Eds.), *Coastal Chalk Cliff Instability*. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, 20, 33-55.
- Duperret, A., Genter, A., Mortimore, R. N., Delacourt, B., De Pomerai, M.R., 2002. Coastal rock cliff erosion by collapse at Puys, France : the role of impervious marl seams within chalk of NW Europe. *Journal of Coastal Research*, 18 (1), 52-61.
- Eisenstadt, G., Vendeville, B. C., and Withjack, M. O., 1997. Experimental Modelling of Tectonic Processes. Course notes, AAPG Student Chapter course #19, unpaginated.
- Evrard H., Sinelle, C, 1980. Stabilité des falaises du pays de Caux, CETE, LRPC, Le Grand Quevilly.
- Flageollet, J.-C., Helluin, E. 1987. Morphological investigations of the sliding areas along the coast of Pays d'Auge, near Villerville, Normandy, France. *International Geomorphology 1986. Proc. 1st Conference*. Vol. 1, pp. 477-486.
- Fleureau, J., Kheirbek-Saoud, S., Soemitro, R., Taibi, S., 1993. Behaviour of clayey soils on drying wetting paths. *Canadian Geotechnical Journal*, 30, 287-296 .
- Genter, A., Duperret, A., Martinez, A., Mortimore, R.N., Vila, J.-L., 2004. Multiscale fracture analysis along the French chalk coastline for investigating cliff collapse erosion. In : Mortimore R.N. & Duperret A.

(Eds.), *Coastal Chalk Cliff Instability*. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, 20, 55-74.

Guyader, J., 1968. Le jurassique supérieur de la baie de Seine. Etude stratigraphique et micropaléontologique. Thèse, Faculté des Sciences de Paris, 269 p.

Hassani, R., 1994. Modélisation numérique de la déformation des systèmes géologiques. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 137 p.

Hassani, R., Jongmans, D., Chéry, J., 1997. Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *Journal of Geophysical Research*, 102, 17,951-17,965.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin*, 48, 1459-1520.

Hubbert, M.K., Rubey, W. W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. America Bull.*, 70(2), 115-166.

Hutchinson J.N., 1969, A reconsideration of the coastal landslides at Folkestone Warren, Kent, *Géotechnique* 19, 6-38.

Hutchinson, J.N., 1991. The landslide forming the South Wight Undercliff. In : R.J. Chandler (Ed.), *Slope stability : Engineering, Developments and Applications*, London, Thomas Telford, 169-181.

Hutchinson, J.N., Brunsten, D., Lee, E.M., 1991. The Geomorphology of the landslide complex at Ventnor, Isle of Wight, in : R.J. Chandler (Ed.), *Slope stability : Engineering, Developments and Applications*. London, Thomas Telford, 213-218.

Hutchinson, J.N., 2002. Chalk flows from the coastal cliffs of north-west Europe. In : DeGraff J.V., Evans S.G. (Eds.), *Catastrophic landslides : effects, occurrence and mechanisms*, Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology, 15, 257-302.

Hutchinson, J.N., Bromhead, E.N., 2002. Isle of Wight landslides, keynote paper. In : McInnes R. and Jakeways J. (Eds.), *Instability, Planning and Management : seeking solutions to ground movements problems*. Proceedings of the International Conference organised by the Centre of the Coastal Environment, Isle of Wight Council, Ventnor, Isle of Wight, Thomas Telford, p. 3-70.

Juignet, P., 1974. Transgression Crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain (Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine). Le stratotype du Cénomaniens. Thèse d'Etat, Université de Caen, 806 p.

Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. In : Cobbold P.R. (Ed.), *Experimental and Numerical Modelling of Continental Deformation, Tectonophysics*, 188, 203-207.

Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R., Macaire, J.J., 1998, Relations quantitatives entre les craies à silex et

les formations résiduelles à silex de l'ouest du bassin de Paris. *Geodinamica Acta*, 11-4, 171-181.

Lasseur, E., 2007. La craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campaniens, Crétacé Supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D, Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes 1, France, 423p.

Le Calvez, J., Vendeville, B., 2004, Map patterns of Rafted Blocks in Outcrops and Experimental Models. Proceeding of the 24th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference, Salt-Sediment Interactions and Hydrocarbon Prospectivity : Concepts, Applications, and Case Studies for the 21st Century.

Maquaire, O., 1990. Les mouvements de terrain de la côte du Calvados. Recherches et prévention. Thèse de doctorat de l'Université de Caen, Documents du B.R.G.M., n° 197. Editions du B.R.G.M., 430 p.

Mégny, C., Mégny, F., 1980. Synthèse géologique du bassin de Paris. Volume 1 : Stratigraphie et Paléogéographie, Mémoire du Bureau de Recherche Géologiques et Minières, 101, Orléans, France.

Mortimore, R.N., Lawrence, J., Pope, D., Duperret, A., Genter, A., 2004. Coastal cliff geohazards in weak rock : the UK Chalk cliffs of Sussex, In : Mortimore R.N. & Duperret A. (Eds.), *Coastal Chalk Cliff Instability*, Geological Society. London, Engineering Geology Special Publications, 20, 3-31.

Moore, R., Turner, M.D., Palmer, M.J., Carey, J.M., 2007. The Ventnor Undercliff : Landslide model, mechanisms and causes, and the implications of climate change induced ground behaviour and risk. In : McInnes R., Jakeways J., Fairbank H. & Mathie E. (Eds.), *Landslides and Climate Change*. Taylor & Francis Group, London, 365-375.

Mourgues, R., Cobbold, P.R., 2003. Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling. *Tectonophysics*, 376, 75-97.

Mourgues, R., Cobbold, P.R., 2006. Sandbox experiments on gravitational spreading and gliding in the presence of fluid overpressures. *Journal of Structural Geology*, 28, 887-901.

Palmer, M.J., Moore, R., McInnes, R.G., 2007a. Reactivation of an ancient landslip, Bonchurch, Isle of Wight : Event history, mechanisms, causes, climate change and landslip potential. In : McInnes R., Jakeways J., Fairbank H. & Mathie E. (Eds.), *Landslides and Climate Change*. Taylor & Francis Group, London, 355-364.

Palmer, M.J., Carey, J.M., Turner, M.D., 2007b. Litho-stratigraphy of the Ventnor Undercliffs and determination of critical horizons through borehole geophysics. In : McInnes R., Jakeways J., Fairbank H. & Mathie E. (Eds.), *Landslides and Climate Change*. Taylor & Francis Group, London, 377-385.

Pierre, G., 2006. Process and rate of retreat of the clay and sandstone sea cliffs of the northern Boulonnais (France), *Geomorphology*, 73, 64-77.

Pierre, G., Lahousse, P., 2006. The role of groundwater in cliff instability ; an example at Cape Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France), *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 31-45.

Quesnel, F., 1997. Cartographie numérique en géologie de surface. Applications aux altérites à silex à l'ouest du bassin de Paris. Thèse de Doctorat, Université de Rouen, 204 p.

Ramberg, H., 1981, Gravity, deformation and the earth's crust : In theory, experiments and geological application, 2nd ed., Academic Press (London and New York), 452p.

Samson, Y., Lepage, G., Hantzpergue, P., Guyader, J., Saint-Gèrmes, M., Baudin, F., Bignot, G., 1996. Révision lithostratigraphique et biostratigraphique du Kimméridgien de la région havraise (Normandie, France). *Géologie de la France*, 3, 3-19, Orléans.

Schellart, W.P., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials : scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, 324, 1-16.

Schultz-Ela, D.D., 2001. Excursus on gravity gliding and gravity spreading. *Journal of structural geology*, 23, 725-731.

Sinelle, C., 1989. Les glissements de terrain du nice havrais. Mémoire d'ingénieur, Conservatoire National des Arts et Métiers de Paris, 295 p.

Vendeville, B., Cobbold, P. R., Davy, P., Brun, J. P., and Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales, In : Coward, M. P., Dewey, J. F., and Hancock, P. L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*. London, Geological Society Special Publication No. 28, p. 95- 107.

Vendeville, B. C., 2005. Salt tectonics driven by sediment progradation : Part I – Mechanics and kinematics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 89, pp. 1071-1079.

Chapitre 7

Discussion

Trois images différentes de la falaise ont été obtenues dans cette étude. Une représentation de l'état actuel de la falaise au moyen de la tomographie électrique. Une image actuelle et potentiellement prédictive à court terme du comportement de la falaise via les modélisations numériques. Enfin, la modélisation analogique fournit une vision à grande échelle de l'évolution du littoral renseignant la morphologie antérieure du littoral. Ces trois images de la falaise sont-elles concordantes ? Le recouplement de ces informations donne-t-il des éléments complémentaires ?

La tomographie électrique, réalisée à Octeville, est comparée aux modèles correspondant au mieux à cette localisation à savoir, la simulation numérique Octeville (cf. Fig. 4.17).

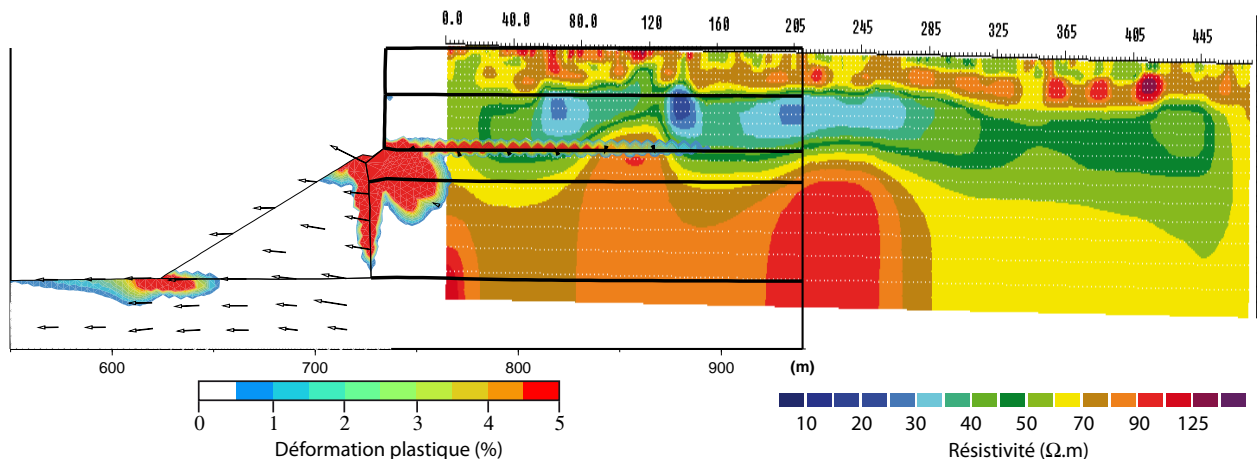


FIGURE 7.1: Superposition du profil de tomographie électrique Oct1 sur la simulation numérique Octeville. Le dispositif d'acquisition utilisé (Wenner-Schlumberger et dipôle-dipôle) renforce la résolution horizontale et délimite plus précisément les variations horizontales de résistivité.

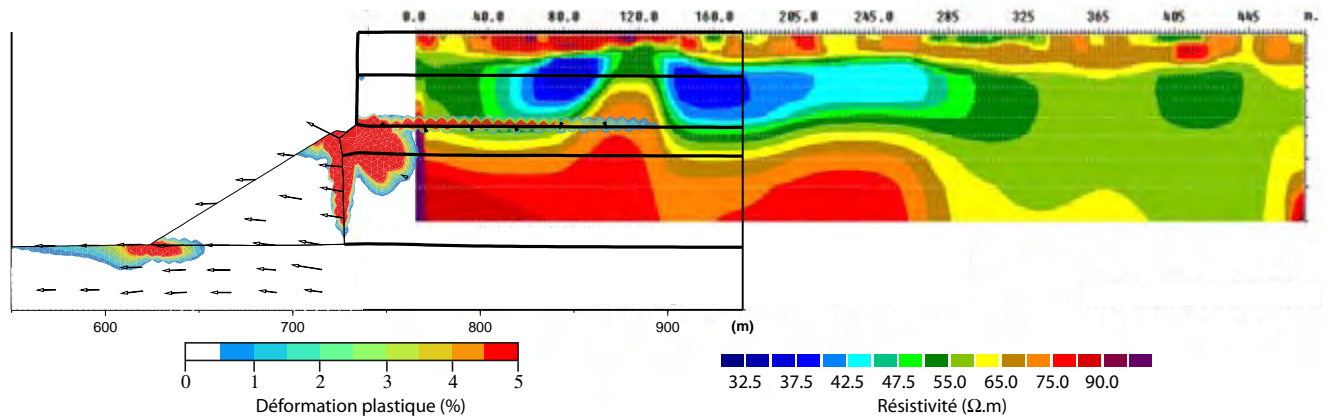


FIGURE 7.2: Superposition du profil de tomographie électrique Oct1grad sur la simulation numérique Octeville. Le dispositif d'acquisition utilisé (Wenner-Schlumberger, dipôle-dipôle et gradient) renforce la résolution verticale au détriment de la sensibilité horizontale.

Sur la simulation d'Octeville, le profil tomographique est remis en situation en tenant compte du décalage de 30 m entre le début du profil et le sommet de falaise (Fig. 7.1 et 7.2). La corrélation entre les différentes lithologies de la falaise et la tomographie est très bonne. La délimitation entre les argiles à silex avec leur signature électrique très hétérogène et la craie à silex avec ses poches de faible résistivité est en parfait accord avec les limites de couches. Tout comme pour les sables aptiens dont la forte résistivité correspond bien à la position de la couche dans la falaise. En revanche, l'Albien ne se distingue pas dans le profil tomographique, sa position en falaise n'a pas de signature électrique propre. L'Albien est intercalé entre les sables aptiens et la craie à silex, ce qui correspond dans le profil à la transition entre la faible résistivité de la craie et la forte résistivité des sables.

Les déformations plastiques localisées dans la simulation sont, pour leur majorité, en dehors du profil tomographique. La plastification le long du contact entre les argiles de l'Albien et la craie du Cénomaniens n'a pas de traduction électrique, probablement du fait de sa faible épaisseur et de la concordance avec le changement lithologique. La déformation plastique des sables aptiens peut éventuellement correspondre à la forte résistivité localisée dans le coin inférieur gauche des panneaux de résistivités. Cette forte signature résistive pourrait être le prolongement de la plastification des sables.

Pour ce qui concerne la zone de fracturation identifiée sur les tomographies électriques (à 120 m), il n'y a pas d'équivalence dans la simulation numérique.

La tomographie est également comparée au modèle analogique à deux niveaux de décollements où le coefficient de pression de fluide est identique sur les deux décollements (cf. Fig. 5.12). Ce modèle reproduit la falaise à Sainte-Adresse, situé au sud d'Octeville.

En partant du style de déformation obtenu dans le modèle analogique une interprétation géologique du

profil électrique est proposée (Fig. 7.3).

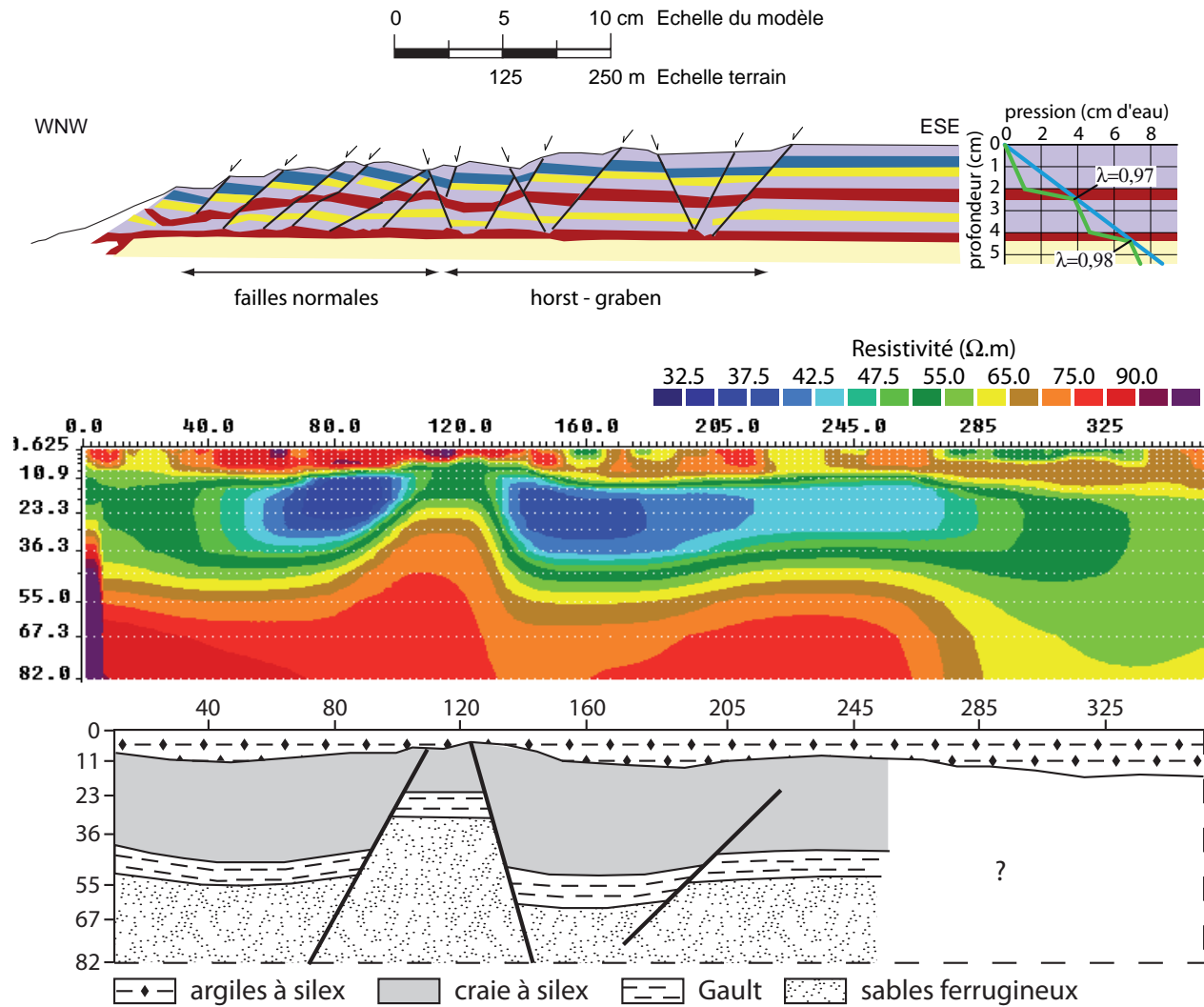


FIGURE 7.3: Mise en parallèle de la tomographie électrique (profil Oct1 avec mesures en gradient) avec le modèle analogique à deux niveaux de décollements (même coefficient de pression de fluide sur les deux décollements, déformation guidée par le décollement inférieur) et une interprétation géologique possible du profil électrique, inspirée des déformations observées sur les modèles analogiques.

La zone de forte résistivité située à 120m du front de falaise, initialement interprétée comme une zone fracturée avec un remplissage de broyage (de type gouge) peut être associée à un horst. Un assez bon accord peut être trouvé entre le style de déformation des modèles analogiques et l'interprétation géologique du profil électrique. La tomographie électrique donne une image de la falaise qui peut être interprétée comme un début de déformation de la falaise. A l'aplomb des profils électriques, au sud d'Octeville, un bloc d'environ 150 m de large semble donc s'individualiser au sein de la falaise. Est-ce la trace d'un début de déstabilisation de la

falaise, par action gravitaire ou la trace de réseaux faillés en systèmes extensifs postérieurs au Cénomaniens et scellés par les argiles à silex Plio-Quaternaire ?

Sous un aspect différent, les modélisations aussi bien numériques, qu'analogiques ont mis en évidence une évolution différentielle des falaises stratifiées.

Les simulations numériques montrent que l'intensité des déformations est variable le long du littoral. Les différents modèles en 2D indiquent qu'en allant du port d'Antifer vers le Cap de la Hève, les déformations affectant la falaise sont de plus en plus fortes et ce en relation avec l'élévation, au sein de la falaise, des niveaux d'argiles du Gault de l'Albien.

Les modèles analogiques, tout particulièrement le modèle en 3D, ont également montré qu'avec l'élévation d'un niveau de décollement dans la falaise, les glissements étaient plus nombreux affectant profondément le littoral et entraînant une modification de la position du sommet de falaise. Par ailleurs, l'enfouissement du niveau de décollement sous le platier s'accompagne d'une absence de glissement dans la falaise et d'une déformation compressive dans le platier. Enfin lorsque le décollement est profondément enfoui, aucun glissement et aucune déformation de la falaise n'apparaissent, le décollement étant totalement inhibé. Ainsi, la variation d'élévation du niveau de décollement au sein de la falaise entraîne une érosion différentielle, conduisant à une réorientation du trait de côte (cf. Fig. 5.18 et 5.19). Les processus de déformation par gravité et d'érosion de la falaise sont plus rapides le long des falaises stratifiées que le long des falaises de craies (cf. Fig. 5.18 et 5.19).

Le trait de côte étudié présente une orientation N25° ce qui marque une rupture nette avec l'orientation moyenne N60° du reste du littoral haut-normand. En plus de cette orientation spécifique au secteur des falaises stratifiées, la morphologie de la bathymétrie est également singulière (Fig. 7.4). Au large, elle présente une forme en éventail le long des falaises stratifiées alors que le long des falaises de craie pure, la bathymétrie est plus ou moins parallèle au trait de côte. Les changements de morphologie de la bathymétrie ainsi que d'orientation du trait de côte correspondent au changement du type de falaise.

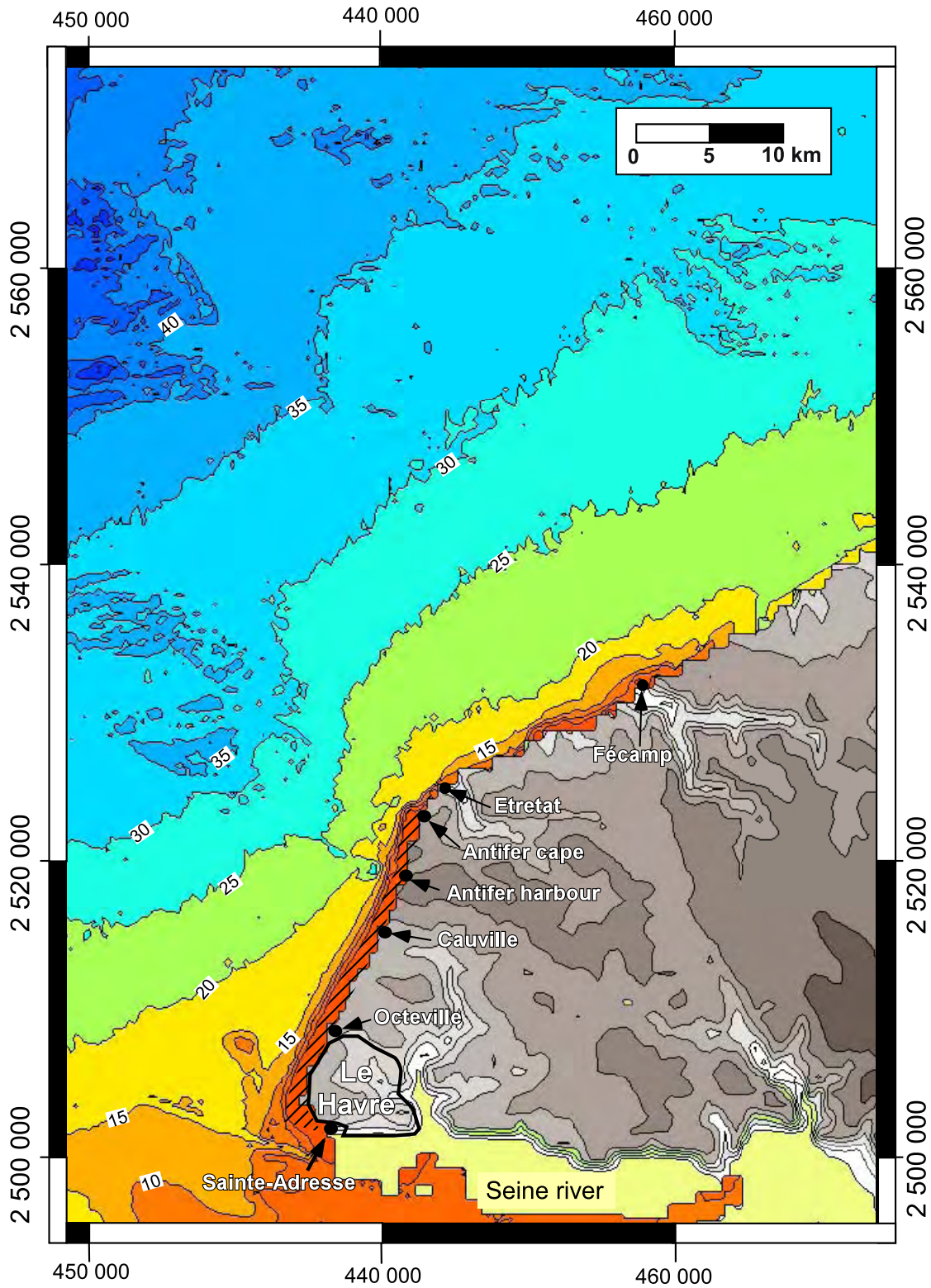


FIGURE 7.4: Bathymétrie actuelle et carte topographique en Seine-Maritime. L'équidistance des isobathes est de 5 m, l'équidistance de la topographie est de 20 m. Les données bathymétriques sont fournies par le SHOM (agrément S/719/99).

La réorientation du trait de côte peut s'expliquer uniquement par un changement des processus gravitaires affectant les falaises stratifiées. Le tracé particulièrement linéaire du secteur d'étude n'est pas guidé par la présence d'un linéament tectonique mais est seulement l'expression des glissements lents affectant ces falaises.

Suivant cette hypothèse, il est possible de penser que l'ensemble du secteur de falaise présentait initialement une orientation (N60°) semblable à celle des secteurs situés au NO. Ainsi, l'orientation actuelle (N25°) du secteur Antifer-Le Havre peut résulter d'une érosion différentielle induite par la présence et le léger pendage des couches et en particulier des niveaux d'argiles. La morphologie de la bathymétrie représente alors une trace fossile de l'emplacement du trait de côte au cours de son évolution géologique. La forme en éventail le long des falaises stratifiées traduit alors l'érosion différentielle affectant le secteur. Les taux de déformation et de recul du sommet de falaise étant de plus en plus importants en allant vers le Cap de la Hève, le littoral recule plus vite au Cap de la Hève qu'au Cap d'Antifer ce qui aboutit à la formation d'une bathymétrie en éventail.

Il est difficile de préciser l'âge et la position de ce paléo-littoral linéaire N60°. En effet, l'érosion des falaises littorales n'est vraiment active qu'en période interglaciaire lorsque le niveau marin est suffisamment haut pour déblayer des blocs de craies effondrés ou éroder un dépôt de pied. Bien que les processus continentaux soient dominants dans le déclenchement d'un glissement, il faut que le dépôt de pied soit rogné pour que les glissements s'enchaînent. Ce point est confirmé par les modélisations analogiques en 2D.

Sur le secteur Cap d'Antifer-Fécamp constitué de falaises de craies pures, le taux d'érosion sur les 30 dernières années est entre 0,08 et 0,013 m/an (Costa, 2000) qui témoigne d'un recul variant entre 40 cm et 4 m sur la période considérée. C'est un faible taux d'érosion, la moyenne le long des falaises de craies de Haute-Normandie et de Picardie sur la même période étant de 0,23 m/an (Costa *et al.*, 2004).

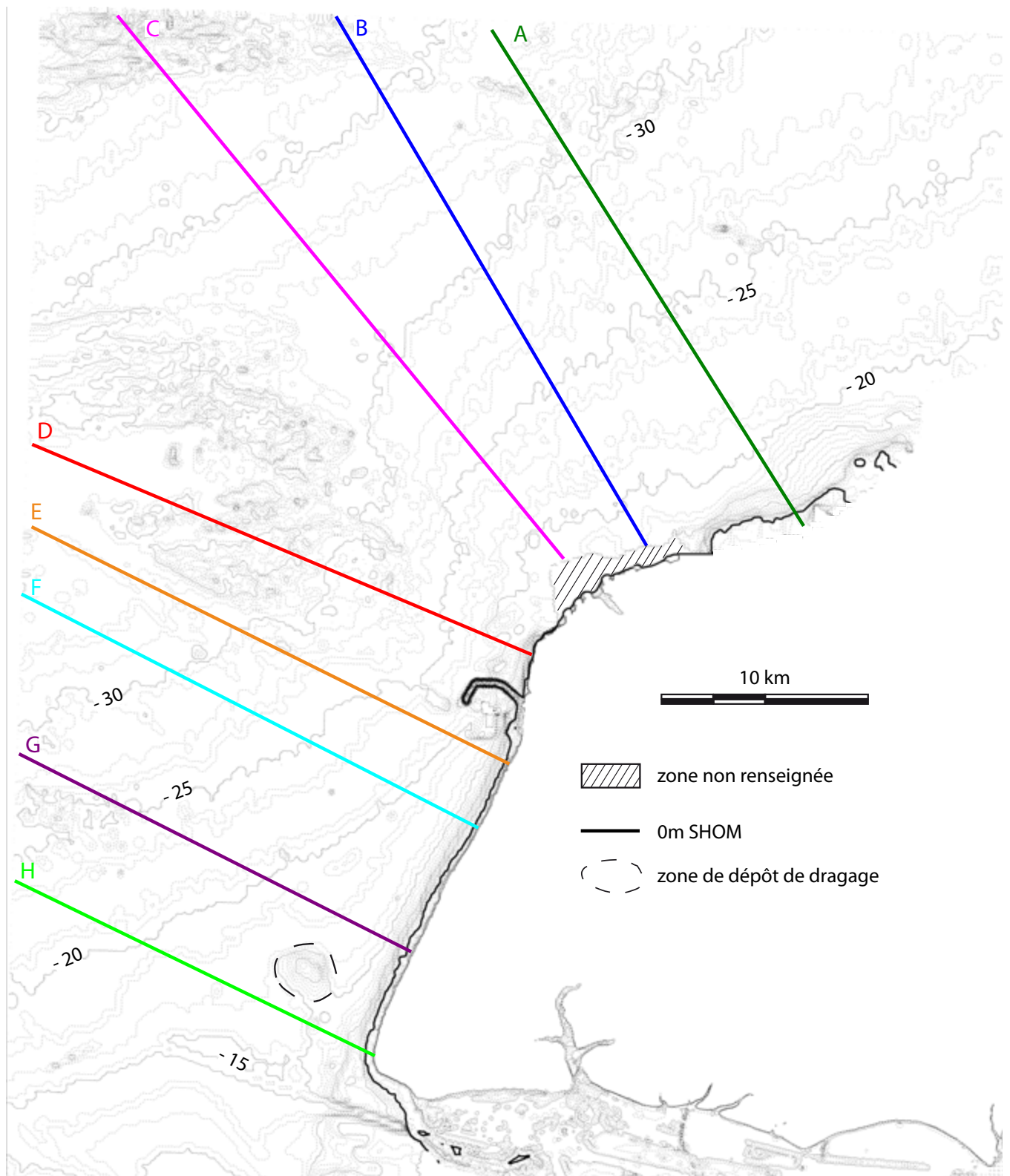


FIGURE 7.5: Carte bathymétrique au large du secteur d'étude. Les différents profils bathymétriques sont perpendiculaires au trait de côte. Les transects A, B, C et D sont faits au large des falaises de craies pures, les transects E, F, G et H sont associés aux falaises stratifiées. L'équidistance est de 1 m. Au Nord-ouest du Cap de la Hève, une zone d'accumulation sédimentaire d'origine anthropique est présente (zone de dépôt de dragage).

Pour tenter de trouver une trace morphologique d'un changement de vitesse d'érosion de falaise sur le long terme, nous avons mené une observation fine des plateformes par comparaison de leurs pentes bathymétriques.

En partant du principe que la bathymétrie est une trace du paléo-littoral dans le temps, huit profils bathymétriques sont réalisés. Quatre sont perpendiculaires au littoral de craie compris entre le Port d'Antifer et Fécamp, les 4 autres sont perpendiculaires aux falaises stratifiées entre le Cap de la Hève et le Port d'Antifer (Fig. 7.5). Le profil bathymétrique D est choisi comme référence pour comparer les deux secteurs entre eux car il est situé à la charnière entre les deux secteurs de falaises. Les profils bathymétriques sont décalés en horizontal pour les faire coïncider à la profondeur -20 m (Fig. 7.6). Pour exemple, un calage à une profondeur de -20 m consiste simplement à translater en latéral les différents profils bathymétriques jusqu'à ce que les points -20 m de chacune des courbes se superposent sur le -20 m choisi comme profil de référence, en l'occurrence le profil D dans notre cas.

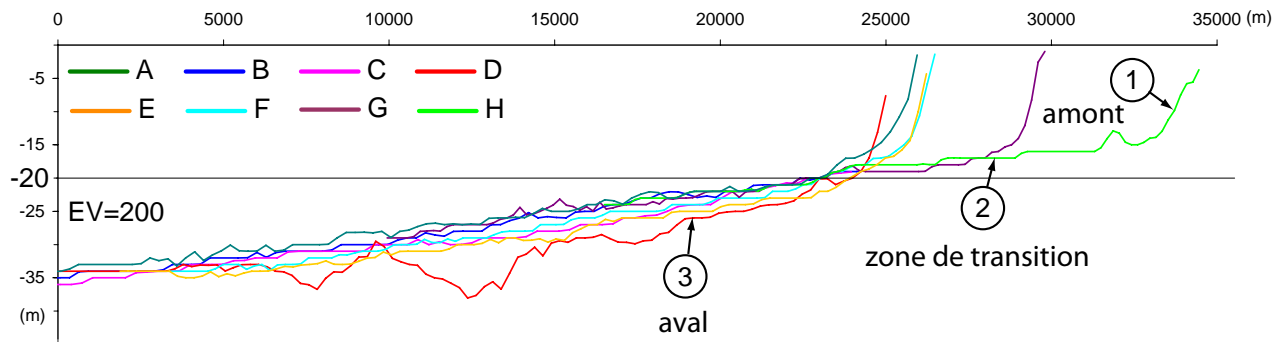


FIGURE 7.6: Calibration à -20 m des 8 profils bathymétriques orientés perpendiculairement au littoral de craie (A, B, C, D) et aux falaises stratifiées (E, F, G, H). Trois pentes bathymétriques sont à distinguer : 1) De -5 à -15 m avec une pente moyenne de $1,2^\circ$; 2) de -15 à -20 m sur les profils (E, F, G, H) uniquement avec une pente moyenne de $0,03^\circ$; et de -20 m jusqu'à la fin du profil avec une pente moyenne de $0,04^\circ$.

La superposition des 8 profils fait ressortir trois sections bathymétriques : une section amont, une zone de transition et un secteur aval (Fig. 7.6). Les profils sont séparés en deux classes : les profils face au littoral de craie (A, B, C, D, Fig. 7.7) et les profils face au littoral à falaises stratifiées (E, F, G, H, Fig. 7.8).

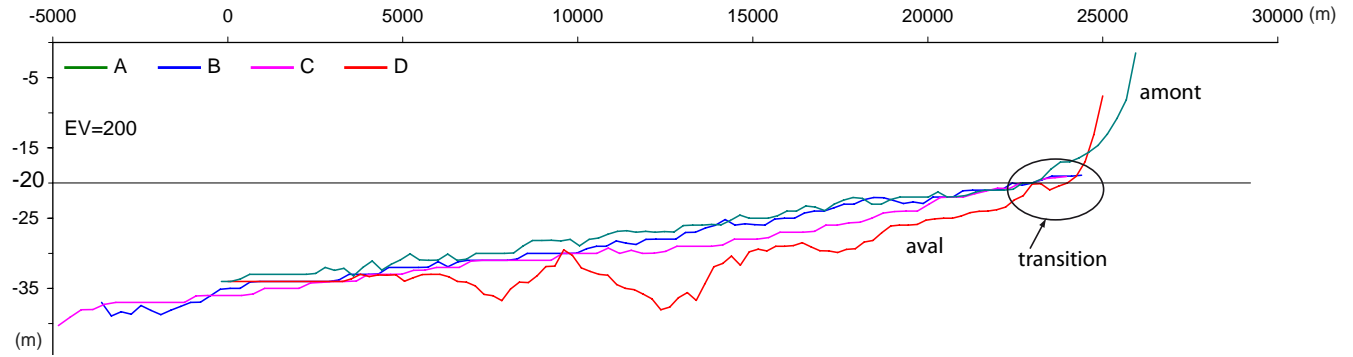


FIGURE 7.7: Superposition des profils bathymétriques perpendiculaires au littoral de craie. L'exagération verticale est de 200.

Les profils A, B, C et D le long des falaises de craie (au Nord-Est) (Fig. 7.7) sont caractérisés par 2 segments de pente. Sur le secteur amont, entre -5 et -15 m la pente moyenne est supérieure à 1° . La zone de transition entre -15 m et -20 m n'existe pas. Enfin sur le secteur aval, entre -20 m et -35 m, la pente moyenne s'adoucit à $0,4^\circ$.

Les profils E, F, G et H le long des falaises stratifiées au Sud-Ouest sont caractérisés par 3 segments de pentes (Fig. 7.8).

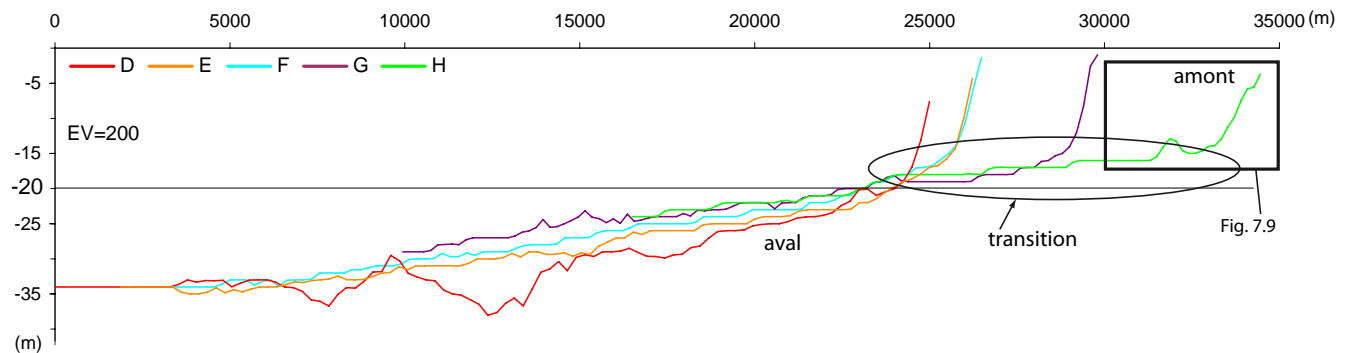


FIGURE 7.8: Profils bathymétriques le long des falaises stratifiées. L'exagération verticale est de 200.

Le littoral situé entre -5 et -15 m a une pente moyenne supérieure à 1° (portion amont). Le long des falaises stratifiées (Fig. 7.8), la zone de transition s'étend de -15 m à -20 m, la pente moyennée atteignant $0,3^\circ$ (subhorizontale). Sur le profil H cette zone est très longue (6 000 m) et la pente réelle vaut $0,016^\circ$, alors que sur le profil G elle fait 4 000 m et la pente réelle est alors de $0,4^\circ$ (une pente comparable au secteur aval entre -20 et -35 m). La zone de transition est bien marquée sur les profils G et H et moins sur les profils E et F. Sur ces derniers, elle s'apparente à la zone de transition faiblement développée du secteur Nord (profils A, B,

C, D, Fig. 7.7). A noter que la plateforme du profil H est sensiblement plus élevée que sur les profils G et F, il est possible que cela corresponde à une accumulation sédimentaire de surface liée aux apports de la Seine (Fig. 7.9). De -20 m à -35 m (portion aval), la pente moyenne augmente légèrement et atteint $0,4^\circ$.

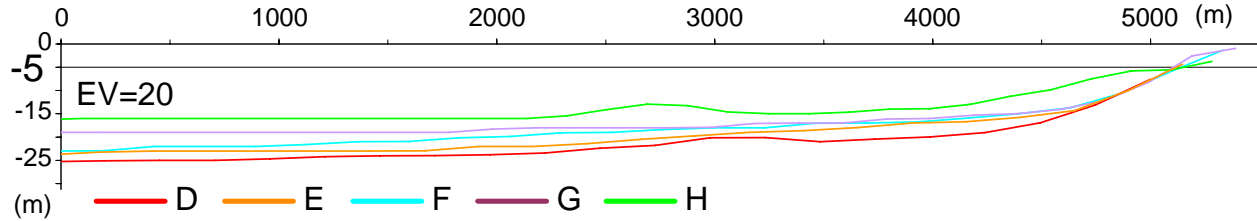


FIGURE 7.9: Sur le secteur amont (-5 -15 m), calibration à -5 m des profils bathymétriques orientés perpendiculairement au littoral de craie (D) et aux falaises stratifiées (E, F, G, H), secteur sud. Le profil H, le plus au sud est sensiblement plus haut que les autres profils, probablement du fait d'un dépôt sédimentaire en provenance de la Seine.

Le profil D est à la charnière entre les profils le long des falaises de craies au nord (A, B, C) et les profils le long des falaises sédimentaires au sud (E, F, G, H). Il présente une spécificité comparé à l'ensemble des transects à savoir une bathymétrie très accidentée à partir de -30 m. L'observation de la carte géologique explique ces fortes variations, elles correspondent à un changement de lithologie, en l'occurrence le passage de la craie aux sables aptiens (Fig. 7.10). Les portions creusées correspondent à un fond constitué des sables de l'Aptien facilement érodables alors que la portion constituée de craie du Cénomaniens, plus dure et moins érodable, constitue un relief.

L'homogénéité de la pente bathymétrique sous l'isobathe -20 m, sur l'ensemble des profils témoigne d'un processus d'érosion régulier durant la formation de la Manche. Entre -15 m et -20 m, des différences apparaissent, les profils réalisés le long des falaises stratifiées (E, F, G, H) sont caractérisés par un secteur de plateforme dont la longueur augmente en progressant vers le sud, en direction du Cap de la Hève (Fig. 7.8). Cette portion subhorizontale est l'expression de l'érosion différentielle affectant le trait de côte, plus la plateforme est longue et plus le recul de la falaise est important.

Le changement radical de pente de la bathymétrie le long du littoral des falaises stratifiées souligne une modification des taux d'érosion de la falaise. Dans ce cas si, une accélération des vitesses de recul de la falaise. Cela met également en évidence que le mécanisme d'érosion différentielle était inhibé au moment où le paléo-littoral se positionnait en avant de l'actuelle isobathe -20 m. L'accord remarquable de la bathymétrie en dessous de -20 m tout le long du littoral et indifféremment du type de falaise rencontré souligne également que le littoral était érodé à taux constant et ce malgré une composition lithologique différente. Le léger pendage régional NE fait qu'une partie du littoral était toujours constituée de falaises stratifiées (Fig. 7.10). L'inhibition

de l'érosion différentielle est certainement reliée à un accroissement du dépôt de pied par accumulation de matériaux glissés non érodés régulièrement. Les modèles analogiques ont montré que ce mécanisme permettait de stopper les glissements gravitaires et donc de stabiliser la falaise. Ce phénomène de blocage a donc été effectif lors des bas niveaux marins, c'est-à-dire durant les périodes glaciaires et lors des remontées de niveau marin avant leurs stabilisations inerglaciaires hautes. Par la suite, au cours de la déglaciation et de l'interglaciaire, le niveau marin remonte et se stabilise à une hauteur permettant la reprise de l'érosion du dépôt de pied réactivant de fait l'érosion différentielle.

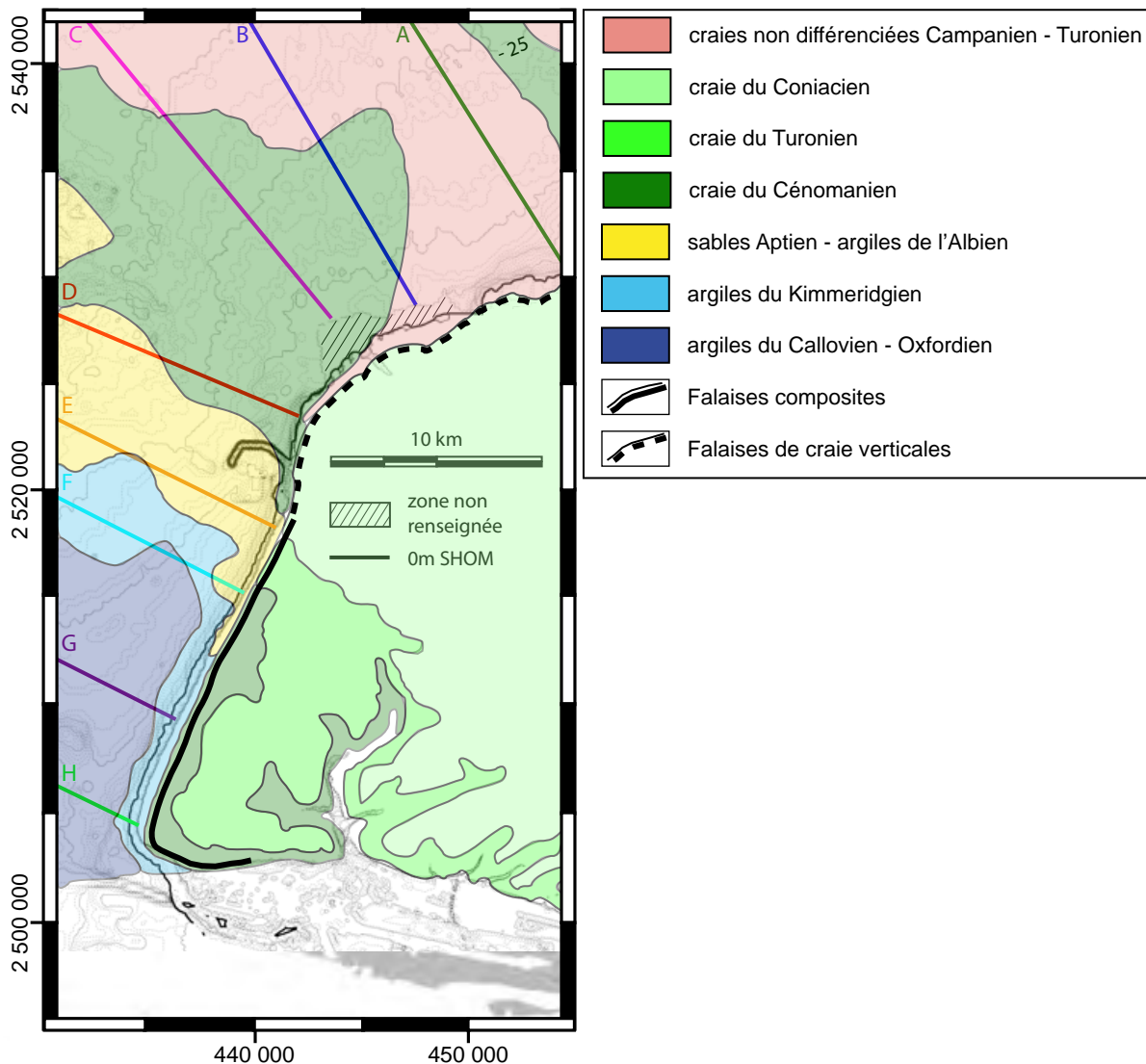


FIGURE 7.10: Mise en concordance de la carte géologique (extrait de la carte Rouen au 1/100 000) avec la carte bathymétrique.

L'observation plus fine des profils bathymétriques (Fig. 7.7, 7.8 et 7.9) fait ressortir un approfondissement

de la bathymétrie autour du profil D perpendiculaire au Cap d'Antifer, le long du littoral de craie pure. En isolant les profils le long des falaises stratifiées (Fig. 7.8), on constate un approfondissement progressif en direction du NNE, le profil au Cap de la Hève est plus haut que celui au droit du Port d'Antifer. Cette tendance se retrouve le long du littoral de craie, avec cette fois un approfondissement vers le Sud-Ouest, le profil à Fécamp étant plus haut que celui du Cap d'Antifer. Cet approfondissement se fait en maintenant la pente de la bathymétrie située sous l'isobathe - 20 m. La "gouttière" se formant de part et d'autre du profil D correspond bien à un changement de lithologie. Vers le NNE, à partir du Cap de la Hève, le fond passe des alternances argilo-calcaires oxfordiennes-kimméridgiennes aux sables aptiens. Vers le Sud-Ouest, à partir de Fécamp, le fond constitué de craie passe aux mêmes sables aptiens (Fig. 7.10). Le mécanisme d'abrasion de la plateforme continentale ayant la même intensité, l'approfondissement s'expliquerait par la plus faible résistance mécanique de ces niveaux de sables. La pente bathymétrique est ainsi maintenue mais à plus forte profondeur.

Les secteurs de plateforme situés entre -5 et -15 m présentent tous une pente de 1° , quel que soit le secteur d'étude, ce qui tend à prouver que les vitesses d'érosion sur ces secteurs étaient semblables. L'érosion différentielle du secteur sud (falaises stratifiées) indiquée par les modèles analogiques traduirait une augmentation des vitesses d'érosion vers le sud. Cette accélération pourrait être visualisée par la morphologie subhorizontale (pente de $0,3^\circ$) des secteurs de transition (-15 à -20 m) apparaissant au sud de la zone (profils G et H). Ce qui tend à penser que sur cette période, l'érosion était essentiellement translationnelle. Au delà de -20 m, les pentes redeviennent régulières et témoignent de nouveau d'un processus d'érosion régulier plus ancien. L'érosion différentielle apparaît donc comme marquée dans la bathymétrie de plateforme sur une période temporelle restreinte du Pléistocène.

Conclusion générale

L'étude des mécanismes de déformation gravitaire affectant les côtes à falaise sédimentaire en Haute-Normandie a permis de préciser les mécanismes de déstabilisation et d'en spécifier les caractéristiques. La conduite de cette étude a amené à utiliser plusieurs méthodes issues de secteurs scientifiques variés :

- la mécanique des roches, pour la détermination des propriétés des lithologies affleurantes dans la falaise,
- la modélisation numérique, avec l'utilisation du code en éléments finis ADELI,
- la modélisation analogique et une technique de localisation de surpression de fluides aux pores,
- le traitement de base de données SIG par l'exploitation de la Banque de données du Sous-Sol sous GDM ainsi que l'analyse de la bathymétrie au large.
- les méthodes géophysiques de reconnaissance du sous-sol, avec la mise en oeuvre de tomographies électrique.

Entre le cap de la Hève et le port d'Antifer, sur une hauteur de 100 m, la falaise présente une succession lithologique composée, de haut en bas, de craie à silex, d'argiles, de sables et d'argiles. Le faible pendage régional ($<1^\circ$ vers le NE) entraîne un approfondissement des lithologies vers le nord et entraîne une modification de sa composition pour aboutir à une falaise entièrement constituée de craie au nord du port d'Antifer. A ces caractéristiques lithologiques s'ajoutent une morphologie spécifique. En effet, le long des 20 km du secteur d'étude, un important dépôt de pied permanent et continu se constitue à la base de la falaise, la protégeant de l'érosion marine. La composition lithologique de ce dépôt indique qu'il est constitué de blocs en provenance de la falaise. Les mouvements gravitaires affectant la falaise sont des glissements translationnels guidés par les niveaux d'argiles. La présence de deux niveaux d'argiles au sein de la falaise a amené deux hypothèses de glissement de la falaise :

- un mouvement translationnel/rotationnel de l'ensemble de la falaise guidé par le niveau d'argile le plus bas,
- et deux glissements imbriqués, chacun étant enraciné sur l'un des niveaux d'argiles superposés.

La modélisation numérique en éléments finis reprend la géométrie de la falaise et identifie les sections affectées par de la déformation plastique synonyme de rupture. Sur des coupes 2D perpendiculaires au trait

de côte, réparti le long du littoral, les simulations ont mise en évidence un mouvement d'extrusion de la basse falaise en direction de la mer. Cette extrusion est accompagnée par une plastification le long du contact entre les argiles de l'Albien et la craie à silex du Cénomaniens. On observe également une plastification au contact entre le dépôt de pied et la falaise. En front de falaise, les argiles albiennes sont rapidement mobilisées ce qui marque l'arrêt des simulations.

Ces déformations infiquent un mécanisme de glissement de la falaise à deux niveaux imbriqués, le glissement inférieur le long des argiles kimméridgiennes étant le premier à se mettre en place.

Enfin la comparaison des différentes coupes entre-elles fait ressortir une intensité décroissante des déformations en progressant du cap de la Hève vers Antifer en relation avec l'élévation et la composition de la falaise. Les modèles numériques mettent en évidence une déformation différentielle des côtes sédimentaires.

Les modélisations analogiques ont permis d'utiliser une technique innovante permettant de générer des pressions de fluide aux pores. La création d'un contraste de perméabilité entre matériaux granulaires de différentes perméabilités (sables et microbilles) permet de localiser des pressions de fluides et ainsi de réduire localement la contrainte effective. Cette technique permet de produire des niveaux de décollement et d'identifier le style de déformation associée. Trois situations observées le long du secteur d'étude ont été reproduites : en 2D, une falaise à deux niveaux de décollements telle qu'observée à Sainte Adresse et une falaise avec un seul niveau de décollement, telle qu'observée au port d'Antifer et en 3D, la transition entre les falaises sédimentaires avec un seul niveau de décollement et les falaises de craie pure.

Les différents modèles ont montré un style de déformation caractérisé par des failles normales avec pendage vers la mer, délimitant des blocs basculés se détachant de la falaise par glissements rotationnels. L'enracinement de la déformation se fait à la base des niveaux à faible perméabilité, analogues des argiles. En présence de plusieurs niveaux de décollements au sein de la falaise, l'enracinement s'effectue en fonction de la répartition des pressions de fluides entre les deux niveaux. Pour une même contrainte effective entre les deux niveaux, les failles s'enracinent sur le décollement inférieur alors que pour une contrainte effective plus faible sur le décollement supérieur, les failles s'enracinent sur ce dernier. La persistance du dépôt de pied apparaît comme un paramètre de contrôle de l'enchaînement des déformations gravitaires. Sans érosion marine de ce dernier, les glissements se stabilisent par accumulation dans le dépôt et augmentation de la butée de pied. Les variations eustatiques du niveau marin au cours du quaternaire ont donc joué un rôle fondamental dans l'érosion de ces falaises sédimentaires.

Enfin, la variation d'altitude des niveaux d'argiles au sein de la falaise est à l'origine d'une érosion différentielle du trait de côte, les taux de déformation gravitaire et d'érosion étant plus fort au cap de la Hève qu'au port d'Antifer. L'érosion différentielle serait à l'origine de l'orientation atypique N25° du secteur étudié, comparé à l'orientation moyenne N60° du littoral en Haute-Normandie. L'expression de cette érosion

différentielle se retrouve dans la bathymétrie par la présence d'une géométrie en éventail le long des falaises sédimentaires alors que le long des falaises de craie, la bathymétrie est parallèle au trait de côte.

Perspectives

Les perspectives qui peuvent être envisagées pour compléter cette problématique sont :

- L'identification de la fracturation prédite par les modèles analogiques. La comparaison avec les tomographies électriques montre un bon accord entre les déformations et les différents horizons électriques. Cependant la présence de failles n'est que supposée, sans pouvoir être confirmée. L'hétérogénéité de composition des différentes couches (argiles à silex, craie à silex) rend les interprétations délicates. Une réflexion préalable serait nécessaire afin de déterminer qu'elle(s) technique(s) serait(-ent) à même d'identifier sans équivoque les failles au sein de la falaise. Dans le même ordre d'idée, l'acquisition de différentes images du dépôt de pied (tomographie électrique, sismique, géoradar) permettrait d'en préciser les caractéristiques tels que la structuration du dépôt ou bien encore le positionnement de l'aquifère.
- La détermination du taux d'érosion actuel le long de ce littoral pour confirmer ou infirmer l'érosion différentielle soulignée par les modélisations numériques et analogiques. Compte tenu du taux attendu sur le secteur (entre 0,5 et 1 m/an) et du fait que le recul de la falaise est ponctuel et non continu dans le temps, l'emploi de données à forte résolution est requise. Par conséquent, le taux d'érosion pourra, au mieux, être mesuré sur une cinquantaine d'année. Les techniques LIDAR, d'orthorectification de photos et d'interférométrie SAR d'images satellite sont les plus à même de produire ces MNT à forte résolution permettant ainsi leurs comparaisons.
- Les variations de hauteur des aquifères étant identifiées comme le facteur principal de déclenchement des glissements, une caractérisation de ces amplitudes piezométriques et de l'hydrogéologie de la falaise serait une piste intéressante dans la compréhension des mécanismes de glissements. Cette approche permettrait également de rajouter la composante hydraulique au sein de modèles numériques.

Bibliographie

- F. AGLIARDI, G. CROSTA et A. ZANCHI : **2001**. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics, *Engineering geology*, 59:83–102.
- R. J. ALLISON et O. G. KIMBER : **1998**. Modelling failure mechanisms to explain rock slope change along the isle of Purbeck coast, UK., *Earth Surface Processes and Landforms*, 23:731–750.
- A. AZZONI, G. LA BARBERA et A. ZANINETTI : **1995**. Analysis and prediction of rockfalls using a matematical model, *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci & Geochem. Abstr.*, 32, 7:709–724.
- D. BACHMANN, S. BOUISSOU et A. CHEMENDA : **2008**. Analysis of massif fracturing during Depp-Seated Gravitational Slope Deformation by physical and numerical modeling, *Geomorphology*, 103, issue 1:130–135.
- A. C. BECK : **1968**. Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 11:191–199.
- A. BERGER : **2004**. *Crises volcano-tectoniques et divergence de plaques en Islande : mesure par GPS et modélisation numérique.*, Thèse de doctorat, Université de Savoie.
- A. BERGER, F. JOUANNE, R. HASSANI et J. L. MUGNIER : **2004**. Modelling the spatial distribution of present-day deformation in Nepal : how cylindrical is the Main Himalayan Thrust in Nepal?, *Geophysical Journal International*, 156:94–114.
- M.-A. BONNARDOT, R. HASSANI et E. TRIC : **2008**. Numerical modelling of lithosphere-asthenosphere interaction in a subduction zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 272:698–708.
- G. BRETON : **1998**. Excursions géologiques sur le littoral entre Le Havre et Fécamp (Normandie, France), *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et Amis Muséum du Havre*, 85, 1, 1er trim.:40 p.
- E. N. BROMHEAD et M.-L. IBSEN : **2007**. Folkextone Warren landslides and the impact of the past rainfall record., *In* MCINNES, JAKEWAYS, FAIRBANK et MATHIE, (éditeurs) : *Landslides and Climate Change*, pages 17–24.

- E.N. BROMHEAD, A.C. HOPPER et M.-L. IBSEN : **1998**. Landslides in the Lower Greensand escarpment in south Kent, *Bull Eng Geol Env*, 57:131–144.
- M. BUISSON : **1952**. Les glissements de la falaise de Sainte-Adresse, *Anales de l'institut technique du bâtiment et des travaux publics*, 59:1130–1145.
- J. BYERLEE : **1978**. Friction of Rocks, *Pageoph*, 116:615–626.
- F. CAPPÀ, Y. GUGLIELMI, V. MERRIEN-SOUKATCHOFF, J. MUDRY, C. BERTRAND et A. CHARMOILLE : **2004**. Hydromechanical modeling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring : example of the La Clapière landslide (Southern Alps, France), *Journal of Hydrology*, 291:67–90.
- L. CAYEUX : **1957**. La zone remaniée de l'Albien au cap de la Hève, *Bulletin de la société géologique de Normandie*, 47:12–13.
- A. I. CHEMENDA, T. BOIS, S. BOUSSOU et E. TRIC : **2009**. Numerical modelling of the gravity-induced destabilization of a slope : The example of the La Clapière landslide, southern France., *Geomorphology*, 109, issue 3-4:89–93.
- A. I. CHEMENDA, S. BUISSOU et D. BACHMANN : **2005**. 3-D physical modelling of Deep-Seated landslides : new technique and first results, *Journal of Geophysical Research*, 110.
- A. I. CHEMENDA, D. HURPIN, J.-C. TANG, J.-F. STEPHAN et G. BUFFET : **2001**. Impact of arc-continent collision on the conditions of burial and exhumation of UHP/LT rocks : experimental and numerical modelling, *Tectonophysics*, 342, issues 1-2:137–161.
- J. CHÉRY, M. D. ZOBACK et R. HASSANI : **2001**. An integrated mechanical model of the San Andreas fault in central and northern California, *Journal of Geophysical Research*, 106:22051–22066.
- S. COSTA : **2000**. Le recul des falaises du pays de Caux, *Bulletin de l'Association des Géologues du Bassin Parisien*, 37 - 1:31–34.
- S. COSTA, D. DELAHAYE, S. FREIRÉ-DIAZ, L. DI NOCERA, R. DAVIDSON et E. PLESSIS : **2004**. Quantification of Normandy and Picardy chalk cliff retreat by photogrammetric analysis., In R.N. MORTIMORE et A. DUPERRÉ, (éditeurs) : *Coastal Chalk Cliff Instability*, volume 20, pages 139–148. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications.
- J. C. CRIPPS et R. K. TAYLOR : **1987**. Engineering characteristics of British overconsolidated clays and mudrocks. 2 Mesozoic deposits., *Engineering geology*, 23:213–253.

- M. J. CROZIER : **1986**. *Landslides : causes, consequences and environment*. Croom helm, London - Sydney.
- D. M. CRUDEN : **1991**. A simple definition of a landslide, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 43:27–29.
- D. M. CRUDEN et D. J. VARNES : **1996**. Landslide types and processes, In A. K. TURNER et R. I. SCHUSTER, (éditeurs) : *Landslides, Investigation and Mitigation*, volume Special Report 247, pages 36–75. Transportation Research Board, National Research Council.
- P. A. CUNDALL et M. BOARD : **1988**. *A microcomputer program for modeling large strain plasticity problems*. In *Numerical Methods in Geomechanics*. Balkema, Rotterdam.
- P. DAVY et P. R. COBBOLD : **1991**. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, 188:1–25.
- J. M. DIXON : **1974**. A new method of determining finite strain in models of geological structures., *Tectonophysics*, 24:99–114.
- J. M. DIXON : **1975**. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures, *Tectonophysics*, 28:89–124.
- J. M. DIXON et J. M. SUMMERS : **1985**. Recent developments in centrifuge modelling of tectonic processes; equipment, model construction techniques and rheology of model materials, *Journal of Structural Geology*, 7:83–102.
- C. DOREMUS et J. P. HENRY : **1985**. Caractérisation des craies du Nord de la France par porosimétrie mercure, *Annales de la Société Géologique du Nord*, CIV:49–56.
- A. DUPERRET, A. GENTER, A. MARTINEZ et R. N. MORTIMORE : **2004**. Coastal chalk cliff instability in NW France : role of lithology, fracture pattern and rainfall, In R.N. MORTIMORE et A. DUPERRET, (éditeurs) : *Coastal Chalk Cliff Instability*, volume 20, pages 33–55. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications.
- A. DUPERRET, A. GENTER, R. N. MORTIMORE, B. DELACOURT et M. R. DE POMERAI : **2002**. Coastal rock cliff erosion by collapse at Puys, France : the role of impervious marl seams within chalk of NW Europe, *Journal of Coastal Research*, 18 (1):52–61.
- E. EBERHARDT, D. STEAD et J. S. COGGAN : **2004**. Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes—the 1991 Randa rockslide, *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 41:69–87.

- G. EISENSTADT, B. C. VENDEVILLE et M. O. WITHJACK : **1997**. *Experimental Modeling of Tectonic Processes*. Course notes, AAPG Student chapter 19.
- N. ESPURT, F. FUNICIELLO, J. MARTINOD, B. GUILLAUME, V. REGARD, C. FACCENNA et S. BRUSSET : **2008**. Subduction dynamics and deformations of the south american plate. Insights from analogue modelling, *Tectonics*, 27.
- EVRRARD et C. SINELLE, **1980**, Stabilité des falaises du pays de Caux, Rapport technique, Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Rouen.
- J. C. FLAGEOLET et E. HELLUIN : **1987**. Morphological investigations of the slidings areas along the coast of Pays d’Auge, near Villerville, Normandy, France, *In* V. GARDINER, (éditeur) : *International geomorphology*, pages 477–486. John Wiley and Sons, London.
- J. M. FLEUREAU, S. KHEIRBEK-SAOUD, R. SOEMITRO et S. TAIBI : **1993**. Behaviour of clayey soils on drying-wetting paths, *Canadian Geotechnical Journal*, 30:287–296.
- F. FORLATI, G. GIODA et C. SCAVIA : **2001**. Finite Element analysis of a deep seated slope deformation, *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 34 (2):135–159.
- R. GALLOIS : **2005a**. Correlation of the Kimmeridgian succession of the Normandy coast, northern France with that of the Dorset-type area, southern England, *Comptes Rendus Géoscience*, 337:347–355.
- R. W. GALLOIS : **2005b**. On the Kimmeridgian (Jurassic) succession of the Normandy Coast, northern France, *Proceedings of the Geologists’ Association*, 116:33–43.
- A. GENTER, A. DUPERRÉ, A. MARTINEZ, R. N. MORTIMORE et J.-L. VILA : **2004**. Multiscale fracture analysis along the French chalk coastline for investigating cliff collapse erosion., *In* R.N. MORTIMORE et A. DUPERRÉ, (éditeurs) : *Coastal Chalk Cliff Instability*, volume 20, pages 55–74. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications.
- R. E. GOODMAN et J. W. BRAY : **1976**. Toppling of rock slopes : Rock engineering for foundations and slopes, *In ASCE special conferences*, pages 201–234.
- F. GRAVELEAU et S. DOMINGUEZ : **2008**. Analogue modelling of the interaction between tectonics erosion and sedimentation in foreland thrust belts, *C.R. Geosciences*, 340:324–333.
- Y. GUNZGURGER, V. MERRIEN-SOUKATCHOFF et Y. GUGLIELMI : **2005**. Influence of daily surface temperature fluctuation on rock slope stability : case study of the Rochers de Valabres slope (France), *International Journal of Rock Mechanics & Rock Engineering*, 42:331–349.

- J. GUYADER : **1968**. *Le Jurassique supérieur de la baie de la Seine. Etude stratigraphique et micropaléontologique*, Thèse de doctorat, Faculté des sciences de Paris.
- J. GUYADER : **1973**. Le Crétacé inférieur et ses rapports avec le Jurassique dans la région du Cap d'Antifer (Seine Maritime), *Bulletin de la Société Géologique de Normandie*, 61:107–115.
- R. HASSANI : **1994**. *Modélisation numérique de la déformation des systèmes géologiques*, Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- R. HASSANI, D. JONGMANS et J. CHÉRY : **1997**. Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models, *Journal of Geophysical Research*, 102:17951–17965.
- J. HE et S. LU : **2007**. Lower friction of the Xianshuihe Xiaojiang fault system and its effect on active deformation around the south-eastern Tibetan margin, *Terra Nova*, 19:204–210.
- M. HELLUIN et J. C. OZOUF : **1977**. Evolution morphologique des versants du Sud de l'estuaire de la Seine, *Bulletin de la Société géologique de Normandie et des amis du Muséum du Havre*.
- R. L. HERMANS, L. H. BLIKRA, M. NAUMANN, B. NILSEN, K. K. PANTHI, D. STROMEYER et O. LONGVA : **2006**. Examples of multiple rock-slope collapses from Köfels (Ötz valley, Austria) and western Norway., *Engineering geology*, 83:94 – 108.
- G. HETÉNYI, R. CATTIN, J. VERGNE et J. L. NABELEK : **2006**. The effective elastic thickness of the India Plate from receiver function imaging, gravity anomalies and thermomechanical modelling, *Geophysical Journal International*, 167:1106–1118.
- P. Y. HICHER et J. F. SHAO : **2002**. *Elastoplasticité des sols et des roches*. Hermès.
- E. HOEK et J. W. BRAY : **1981**. *Rock slope engineering*. The Institution of Mining and Metallurgy, London.
- M. HÜRLIMANN, A. LEDESMA, J. COROMINAS et P. C. PRAT : **2006**. The deep-seated slope deformation at Encampadan, Andorra : Representation of morphologic features by numerical modelling, *Engineering geology*, 83:343–357.
- M. K. HUBBERT : **1937**. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures, *Geological Society of America Bulletin*, 48:1459–1520.
- M. K. HUBBERT : **1945**. Strength of the earth, *Bulletin of the american association of petroleum geologists*, 28, n°11:1630–1653.
- M. K. HUBBERT : **1951**. Mechanical basis for certain geologic structures, *Geological Society of America Bulletin*, 62:355–372.

- M. K. HUBBERT et W. W. RUBEY : **1959**. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, *Geological Society of America Bulletin*, 70 (2):115–166.
- J. N. HUTCHINSON : **1969**. A reconsideration of the coastal landslides at Folkestone Warren - Kent, *Geotechnique*, 19:6–38.
- J. N. HUTCHINSON : **1988**. General report : Morphological and geotechnical parameters of landslide in relation to geology and hydrogeology, In C. BONARD, (éditeur) : *Landslides, Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides*, pages 3–35. Balkema, Rotterdam.
- J. N. HUTCHINSON : **1991**. The landslides forming the South Wight Undercliff, In R. J. CHANDLER, (éditeur) : *Slope Stability : Engineering, Developments and Applications*, pages 169–181. Thomas Telford, London.
- J. N. HUTCHINSON : **2002**. Chalk flow from the coastal cliffs of the north-west Europe, In J. V. DEGRAFF et Evans S. G., (éditeurs) : *Catastrophic landslides : effects, occurrence and mechanisms, Geological Society of America. Reviews in Engineering geology*, numéro 15, pages 257–302.
- J. N. HUTCHINSON et E. N. BROMHEAD : **2002**. Isle of Wight landslides, keynote paper., In R. MCINNES et J. JAKEWAYS, (éditeurs) : *Instability, Planning and Management : seeking solutions to ground movements problems. Proceedings of the International Conference organised by the Centre of the Coastal Environment, Isle of Wight Council, Ventnor, Isle of Wight.*, pages 3–70.
- J. N. HUTCHINSON, E. N. BROMHEAD et J. F. LUPINI : **1980**. Additional observations of the Folkestone Warren Landslides, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 13 - 1:1–31.
- J. N. HUTCHINSON, D. BRUNSDEN et E. M. LEE : **1991**. The geomorphology of the landslide complex at Ventnor, Isle of Wight, In *Slope Stability : Engineering, Developments and Applications*, pages 213–218. Thomas Telford ltd.
- A. JAHN : **1964**. Slopes morphological features resulting from gravitation, *Zeitschr. Geomorphol.*, Suppl. 5:59–72.
- P. JUIGNET : **1974**. *La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine, le stratotype du Cénomaniens.*, Thèse de doctorat, Université de Caen.
- P. JUIGNET et G. BRETON : **1992**. Mid-cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris basin, *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 91:197–218.

- A. LACOSTE : **2009**. *Glissements de terrain, surpressions de fluide et incisions : caractérisation géologique et modélisation. Exemple du complexe de Waitawhiti, Nouvelle-Zélande.*, Thèse de doctorat, Université de Lille 1.
- A. LACOSTE, L. LONCKE, F. CHANIER, J. BAILLEUL, B. C. VENDEVILLE et G. MAHIEUX : **2009**. Morphology and structure of a landslide complex in active margin setting : The Waitawhiti complex, North Island, New Zealand., *Geomorphology*, 109:184–196.
- B. LAIGNEL : **1997**. *Les altérites à silex de l'ouest du bassin de Paris. Caractérisation lithologique, génèse et utilisation potentielle comme granulats*, Thèse de doctorat, Université de Rouen.
- B. LAIGNEL, F. QUESNEL, M.-N. LECOUSTUMER et R. MEYER : **1998a**. Variabilité du cortège argileux des formations résiduelles à silex de l'Ouest du bassin de Paris, *Comptes Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la terre et des planètes, Géomatériaux*, 326:467–472.
- B. LAIGNEL, F. QUESNEL, R. MEYER et C. BOURDILLON : **1999**. Reconstruction of the Upper Cretaceous chalks removed by dissolution during the Cenozoic in the western Paris Basin, *International Journal of Earth Sciences*, 88:467–474.
- B. LAIGNEL, F. QUESNEL, R. MEYER et J.-J. MACAIRE : **1998b**. Relations quantitatives entre les craies à silex et les formations résiduelles à silex de l'ouest du bassin de Paris, *Geodinamica Acta*, 11 (4):171–181.
- A. LAPPARENT : **1879**. *Le pays de Bray. Mémoire de la Carte Géologique Française*.
- E. LASSEUR : **2007**. *La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campaniens, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D*, Thèse de doctorat, Université de Rennes 1.
- E. LASSEUR, F. GUILLOCHEAU, C. ROBIN, F. HANOT, D. VASLET, R. COUEFFE et D. NERAUDEAU : **2009**. A relative water-depth model for the Normandy Chalk (Cenomanian-Middle Coniacian, Paris basin, France) based on facies patterns of metre-scale cycles, *Sedimentary Geology*, 123:1–26.
- J.-P. LAUTRIDOU : **1985**. *Le cycle périglaciaire Pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie.*, Thèse de doctorat, Université de Caen.
- J. H. LE CALVEZ et B. C. VENDEVILLE : **2004**. Map patterns of rafted blocks in outcrops and experimental models, *In proceeding of the 24th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference, Salt-Sediment Interactions and Hydrocarbon Prospectivity : Concepts, Applications, and Case Studies for the 21st Century*, pages 271–291.
- G. LENNIER : **1867**. *Etudes géologiques et paléontologiques sur l'embouchure de la Seine et les falaises de Haute-Normandie*.

- C. LESUEUR : **1843**. Vues et coupes du Cap de la Hève, près Le Havre, *Bulletin de la Société Géologique de Normandie*, 9:82–84.
- M. LIM, N. J. ROSSER, R. J. ALLISON et D. N. PETLEY : **2009**. Erosional processes in the hard rock coastal cliff at Staithes, North Yorkshire, *Geomorphology*.
- M.H. LOKE : *Res2Dinv software user's manual*, **1997**.
- O. MAQUAIRE : **1990**. *Les mouvements de terrain de la côte du Calvados. Recherche et prévention.*, Thèse de doctorat, Université de Caen.
- V. MERRIEN-SOUKATCHOFF, X. QUENOT et Y. GUGLIELMI : **2001**. Modélisation par éléments distincts du phénomène de fauchage gravitaire. Application au glissement de La Clapière (Saint-Etienne-de-Tinée, Alpes-Maritimes)., *Revue Française de Géotechnique*, 95/96:133–142.
- C. MÉGNIEN et F. MÉGNIEN : **1980a**. *Synthèse géologique du Bassin de Paris. Volume 1 : Stratigraphie et Paléogéographie*, volume n° 103. Mémoire du Bureau de Recherche Géologiques et Minières, Orléans, France.
- C. MÉGNIEN et F. MÉGNIEN : **1980b**. *Synthèse géologique du Bassin de Paris. Volume 2 : Atlas*, volume n° 103. Mémoire du Bureau de Recherche Géologiques et Minières, Orléans, France.
- A. MILLIES-LACROIX : **1981**. Classification des talus et versant instables, 26ème Cong. Géol. Int. (section 17 : "risques géologiques - Mouvements de terrain"), *Bulletin de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées*, n° special X:55–62.
- R. MOORE, T. D. TURNER, M. J. PALMER et J. M. CAREY : **2007**. The ventnor Udercliff : Landslide model, mechanism and causes, and the implications of climate change induced ground behaviour and risk, *In* MCINNES, JAKEWAYS, FAIRBANK et MATHIE, (éditeurs) : *Landslides and Climate Change*, pages 365–375.
- R. N. MORTIMORE, J. LAWRENCE, D. POPE, A. DUPERRET et A. GENTER : **2004**. Coastal cliffs geohazards in weak rocks : the UK Chalk cliffs of Sussex, *In* R.N. MORTIMORE et A. DUPERRET, (éditeurs) : *Coastal Chalk Cliff Instability*, volume 20, pages 3–31. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications.
- R. MOURGUES : **2003**. *Surpressions de fluide et décollements Modelisations analogique et numérique*, Thèse de doctorat, Université Rennes 1.
- R. MOURGUES et P. R. COBBOLD : **2006**. Sandbox experiments on gravitational spreading and gliding in the presence of fluid overpressures, *Journal of Structural Geology*, 28:887–901.

- R. MOURGUES et P.R. COBBOLD : **2003**. Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling, *Tectonophysics*, 376:75–97.
- NFP94-410-1 : **Mai 2001**. *Roches - Essais pour déterminer les propriétés physiques des roches - Partie 1 : détermination de la teneur en eau pondérale - Méthode par étuvage*.
- K. OMRACI, V. MERRIEN-SOUKATCHOFF, J.-P. TISOT, J.-P. PIGUET et Le NICKEL-SLN : **2003**. Stability analysis of lateritic waste deposits, *Engineering geology*, 68:189–199.
- M. J. PALMER, J. M. CAREY et M. D. TURNER : **2007a**. Litho-stratigraphy of the Ventnor Undercliff and determination of critical horizons through borehole geophysics, In MCINNES, JAKEWAYS, FAIRBANK et MATHIE, (éditeurs) : *Landslides and Climate Change*, pages 377–385.
- M. J. PALMER, R. MOORE et R. G. MCINNES : **2007b**. Reactivation of an ancient landslip, Bonchurch, Isle of Wight : Event history, mechanisms causes, climate change and landslip potential, In MCINNES, JAKEWAYS, FAIRBANK et MATHIE, (éditeurs) : *Landslides and Climate Change*, pages 355–364.
- M. PANIEN, G. SCHREURS et A. PFIFFNER : **2006**. Mechanical behaviour of granular materials used in analogue modelling : insights from grain characterisation, ring-shear tests and analogue experiments, *Journal of Structural Geology*, 28:1710–1724.
- C. PICHON : **1933**. Contribution à l'étude des falaises cauchoise, *Bulletin mensuel de la Société Géologique de Normandie*, 63:67.
- G. PIERRE : **2006**. Processes and rate of retreat of the clay and sandstone sea cliffs of the northern Boulonnais (France), *Geomorphology*, 73:64–77.
- G. PIERRE et P. LAHOUSSE : **2004**. L'évolution des falaises argilo-crayeuses et limoneuses du nord du Boulonnais (Strouanne, Sangatte, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3:211–224.
- G. PIERRE et P. LAHOUSSE : **2006**. The role of groundwater in cliff instability ; an example at Cape Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France), *Earth Surface Processes and Landforms*, 31:31–45.
- M. E. POPESCU : **2002**. Landslide Causal Factors and Landslide Remedial Options, Keynote Lecture., In *Proceedings 3rd International Conference on Landslides, Slope Stability and Safety of Infra-Structures, Singapore*, pages 61–81.
- F. QUESNEL : **1997**. *Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris.*, Thèse de doctorat, Université de Rouen.

- H. RAMBERG : **1967**. Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 14:307–329.
- H. RAMBERG : **1981**. *Gravity, deformation and the Earth's crust*. Academic Press, London.
- F. RECORBET, P. ROCHETTE, R. BRAUCHER, D. BOURLÈS, L. BENEDETTI, D. HANTZ et R. C. FINKEL : **2009**. Evidence for major collapse of a coastal cliff 2ka ago in Cassis (South East France), *Geomorphology*, accepted manuscript.
- M. RIOULT : **1958**. Sur le Kimméridgien de Normandie, *Bulletin de la Société Géologique de Normandie*, 48:12–15.
- M. RIOULT : **1961**. Problèmes de géologie havraise, *Bulletin de la Société Géologique de Normandie*, 51:32–48.
- F. ROBAZYNSKI et F. AMÉDRO : **1993**. Les falaises crétacée du Boulonnais. La coupe de référence du Cap Blanc-Nez dans un contexte sédimentaire global, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 2:31–44.
- M. SAINT-GERMÈS, F. BAUDIN, J.-F. DECONINCK, P. HANTZPERGUE et Y. SAMSON : **1996**. Sédimentologie de la matière organique et des argiles du Kimméridgien de Normandie (région du Havre)., *Géologie de la France*, 3:21–33.
- Y. SAMSON : **2001**. Foraminifères et reconstruction des variations bathymétriques : exemple du Kimméridgien de la région du Havre (Seine-Maritime, Normandie, France), *Revue de Micropaléontologie*, 44:59–91.
- Y. SAMSON, G. LEPAGE, P. HANTZPERGUE, J. GUYADER, M. SAINT-GERMÈS, F. BAUDIN et G. BIGNOT : **1996**. Révision lithostratigraphique et biostratigraphique du Kimméridgien de la région havraise (Normandie)., *Géologie de la France*, 3:3–19.
- W. P. SCHELLART : **2000**. Shear test results for cohesion and friction coefficient for different granular materials : scaling implication for their usage in analogue modelling, *Tectonophysics*, 324:1–16.
- D. D. SCHULTZ-ELA : **2001**. Excursus on gravity gliding and gravity spreading, *Journal of Structural Geology*, 23:725–731.
- D. D. SCHULTZ-ELA et P. WALSH : **2002**. Modeling of grabens extending above evaporites in Canyonlands National Park, Utah, *Journal of Structural Geology*, 24:247–275.
- C. SINELLE : **1989**. *Les glissements de terrain du nice havrais*, Thèse de doctorat, Conservatoire National des Arts et Metiers - Paris.
- C. SORGI et V. DE GENNARO : **2007**. Analyse microstructurale au MEB environnemental d'une craie soumise à chargement hydrique et mécanique, *C.R. Geosciences*, 339:468–481.

- R. SOSIO, B. C. GIOVANNI et H. OLDRICH : **2008**. Complete dynamic modeling calibration for the Thurwieser rock avalanche (Italian Central Alps), *Engineering geology*, 100:11–26.
- K. J. L. STONE et V. MERRIEN-SOUKATCHOFF : **2007**. Physical and numerical modelling of chalk slopes, *In* MCINNES, JAKEWAYS, FAIRBANK et MATHIE, (éditeurs) : *Landslides and Climate Change*, pages 217–221.
- S. TAIBI, A. ALEM et J. M. FLEUREAU : **2005**. Capillary forces between grains, *In ASME/ASCE/SES Conference on Mechanics and Materials (McMAT2005), Louisiana, USA*.
- S. TAIBI, A. DUPERRET et J.-M. FLEUREAU : **2009**. The effect of suction on the hydro-mechanical behaviour of chalk rocks, *Engineering Geology*, 106:40–50.
- K. TERZAGHI : **1950**. Mechanisms Of Landslides, *Geological Society of America*, pages 83–123.
- C. TIREL, J.-P. BRUN et D. SOKOUTIS : **2006**. Extension of thickened and hot lithospheres : Inferences from laboratory modeling, *Tectonics*, 25:1–13.
- E. TRIC, T. LEBOURG, H. JOMARD et J. LE COSSEC : **2010**. Study of large-scale deformation induced by gravity on the La Clapière landslide (Saint-Etienne de Tinée, France) using numerical and geophysical approaches, *Journal of Applied Geophysics*, In press.
- D. L. TURCOTTE et G. SCHUBERT : **1982**. *Geodynamics, Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. John Wiley, New York.
- USGS : **2004**. *Landslide Types and Processes*. URL <http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/pdf/fs2004-3072.pdf>.
- Y. VANBRABANT, D. JONGMANS, R. HASSANI et D. BELLINO : **1999**. An application of two-dimensional finite-element modelling for studying the deformation of the Variscan fold-and-thrust belt (Belgium), *Tectonophysics*, 309:141–159.
- D. J. VARNES : **1978**. Slopes movements types and processes, *In* R. I. SCHUSTER et R. J. KRIZEK, (éditeurs) : *Landslides-Analysis and control : National Research Council, Washington D.C., Transportation Research board*, volume Special report 176, pages 11–33.
- D. J. VARNES, J. A. COE, J. W. GODT, W. Z. SAVAGE et J. E. SAVAGE : **2000**. *Measurements of ridgespreading movemets (Sackungen) at Bald Eagle Mountain, Lake County, Colorado, II : continuation of the 1975-1989 measurements using a Global Positioning System in 1997 and 1999*. USGS, on-line edition.
- B. C. VENDEVILLE : **2005**. Salt tectonics driven by sediment propagation : Part I - Mechanics and kinematics, *AAPG bulletin*, 89, 8:1071–1079.

- R. WEIJERMARS et H. SCHMELING : **1986**. Scaling of newtonian and non newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity), *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 43:316–330.
- U. ZISCHINSKY : **1966**. On the deformation of high slopes., *Proc. 1st conf. Int. Soc. Rock. Mech., Lisbon, Sect. 2*, pages 179–185.

Table des figures

1.1	Carte géologique simplifiée du bassin de Paris (Mégnyen et Mégnyen, 1980b).	8
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.	9
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.	10
1.4	Logs synthétiques établis le long du secteur d'étude.	11
1.5	Carte de localisation de la zone d'étude. Les orientations du trait de côte sont modifiées de Genter <i>et al.</i> (2004). Les coordonnées cartographiques sont en projection Lambert II. Le fond de carte est un MNT généré avec le logiciel Synergis du BRGM.	12
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)	13
1.7	Érosion du dépôt de pied affectant la falaise à Octeville (2001).	14
1.8	Carte d'extension des lithologies le long du trait de côte	15
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 <i>Marnes de Bléville inférieur</i> 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.	16
1.10	(a) Localisation des prélèvements du Kimméridgien. (b) Les deux prélèvements d'argiles du Kimméridgien sont positionnés sur le log modifié de Samson <i>et al.</i> (1996) au Cap de la Hève. Coordonnées kilométriques en projection Lambert I.	18

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).	19
1.12	Localisation des prélèvements de l'Aptien.	20
1.13	Localisation des prélèvements d'argiles albiennes et d'argiles à silex Plio-quaternaire. 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.	22
1.14	Positionnement des prélèvements sur le log stratigraphique établi par Lasseur (2007), à Saint Jouin Bruneval.	23
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.	25
1.16	Schéma interprétatif du front de falaise entre Saint Andrieux et Cauville (Gallois, 2005a).	27
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).	28
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.	29
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.	30
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.	31

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.	32
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 Cénomaniens moyen.	33
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).	33
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.	35
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).	36
2.1	Schématisation des principales formes de mouvements gravitaires tels que définis par Varnes (1978), (USGS, 2004).	41
2.2	Exemple d'écroulement rocheux. Effondrement côtier d'une falaise de craie à Puys (France), 2000, (Duperret <i>et al.</i> , 2002).	42
2.3	Différents types de fauchage d'après Hoek et Bray (1981).	43
2.4	Mouvements complexes impliquant du basculement, affectant des falaises de craie. Modélisation numérique (UDEEC) 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).	43

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).	44
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.	45
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)).	46
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).	46
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 <i>et al.</i> , 2001). . .	47
2.10	Mouvement complexe dans différentes lithologies de craie à Beachy Head, (côte sud du Royaume-Uni, East Sussex), (adapté de Mortimore <i>et al.</i> (2004)).	48
2.11	Localisation des falaises sédimentaires à assise peu résistante surmontée de roches fragiles. . .	50
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.	51
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). . .	52
2.14	Localisation et extension des undercliffs sur la côte sud de l'île de Wight (Palmer <i>et al.</i> , 2007a). . .	53
2.15	Modèle du glissement affectant les undercliffs à Ventnor (Moore <i>et al.</i> , 2007).	54
2.16	Modèle d'évolution des undercliffs de Ventnor (Moore <i>et al.</i> , 2007).	55
2.17	Glissement de terrain affectant les falaises côtières à Villerville, en Basse-Normandie (Flageolet et Helluin, 1987).	56
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).	57
2.19	Vue aérienne du quartier du Nice havrais à Sainte Adresse.	58
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).	58

2.21	Hypothèse de fonctionnement de la falaise à Sainte-Adresse vers le Havre. Un seul niveau de glissement au sommet des argiles du Kimméridgien (Sinelle, 1989). Modèle qui semble également corespondre aux déformations de pente au cap de la Hève.	59
2.22	Première hypothèse de déstabilisation de la falaise selon Sinelle (1989). Le Kimméridgien contrôle les déformations. Un seul niveau d'argile donne lieu à un seul glissement.	60
2.23	a) Seconde hypothèse de déstabilisation de la falaise impliquant deux niveaux de décollements (Sinelle, 1989). b) Fluage et écoulement des argiles du Gault liés à la résurgence de la nappe de la craie dans la falaise (Sinelle, 1989). Deux niveaux d'argiles donnent lieu à deux glissements imbriqués.	61
2.24	Remobilisation et écoulement dans le dépôt de pied suite à une résurgence. Falaise de Dolle-mard.	61
3.1	Schéma de principe de l'essai triaxial	67
3.2	Schéma en coupe du dispositif triaxial complet (cellule et presse)	68
3.3	Schématisation, à l'échelle du grain, d'une roche non saturée	69
3.4	Échantillon en cours de saturation dans le dispositif triaxial	71
3.5	Détermination des modules de déformations E_{50} et E_{t50} , q_m est la résistance maximum de l'échantillon.	73
3.6	Détermination du paramètre β à partir de l'évolution d' ε_v en fonction d' ε_1	74
3.7	Détermination de la droite d'état critique à partir de plusieurs cisaillements consolidés, pour différentes valeurs de σ'_3 . Pour un essai drainé, le chemin de contrainte d'un échantillon suit une pente de $1/3$, $p' = \frac{1}{3}q' + \sigma'_3$ (eq. 3.13 et 3.14).	75
3.8	Perméabilité des argiles du Kimméridgien en fonction de la contrainte de confinement	77
3.9	Déviateur des contraintes en fonction de la déformation axiale. Cisaillement triaxial consolidé drainé sur les éprouvettes d'argiles du Kimméridgien	79
3.10	Déviateur des contraintes en fonction de la contrainte moyenne. Cisaillement triaxial consolidé drainé sur les éprouvettes d'argiles du Kimméridgien	80
3.11	Granulométrie des argiles de l'Albien par densimétrie.	83
3.12	Positionnement dans un diagramme de Cassagrande des argiles de l'Albien.	84
3.13	Perméabilité des argiles de l'Albien en fonction de la contrainte de confinement. La perméabilité n'est pas significativement réduite avec l'augmentation de la contrainte effective, par conséquent il n'y a pas de courbe de tendance pour cette lithologie.	85
3.14	Cisaillement consolidé drainé sur les argiles de l'Albien. Déviateur des contraintes en fonction de la déformation axiale.	86

3.15	Déviateur des contraintes en fonction de la contrainte effective moyenne. Cisaillement consolidé drainé sur les argiles de l'Albien	87
3.16	Perméabilité des argiles à silex en fonction de la contrainte de confinement. La taille des plus gros fragments de silex atteint 1,5 cm comme illustré sur chaque photo.	89
3.17	Essais de cisaillement consolidé drainé sur les argiles à silex	90
3.18	Granulométrie des sables aptiens. Tamisats cumulés (en bleu) et répartition en fréquence (en rouge).	91
3.19	Cisaillement triaxial consolidé drainé sur les sables aptiens et pic de résistance en compression simple (UCS). Déviateur des contraintes en fonction de la déformation axiale	94
3.20	Cisaillement triaxial consolidé drainé sur les sables aptiens. Déviateur des contraintes en fonction de la contrainte moyenne	94
3.21	Cisaillement triaxial consolidé drainé sur les sables aptiens. Déviateur des contraintes en fonction de la contrainte moyenne	96
3.22	Carottes des différents faciès de la craie glauconieuse	97
3.23	Chemins déviatoires, représentés dans le plan S-T (avec $S = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}$ et $T = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$), des essais CU+u sur la craie sans silex (LH 7d) et sur la craie à silex (LH 7a et c)	102
3.24	Cisaillement triaxial consolidé non-drainé sur les craies du Cénomaniens. Déviateur des contraintes en fonction de la déformation axiale.	103
4.1	Représentation d'un problème mécanique. Ω : le domaine d'étude, F_v : frontière du corps soumis à une contrainte en vitesse, F_p : domaine soumis à une condition aux limites en pression, g : force de gravité.	108
4.2	Discrétisation de l'axe des temps par différences finies explicites. (Hassani, 1994)	110
4.3	Illustration des comportements élastoplastiques typiques. Sur une représentation de la contrainte (σ) en fonction de la déformation (ε), la partie élastique se caractérise par un segment de droite jusqu'à la contrainte seuil (σ_s). Au delà, trois comportements différents sont possibles : l'écroutissage soit une augmentation de la résistance du matériau, l'adoucissement soit une diminution de la résistance du matériau et la plasticité parfaite soit une résistance constante du matériau.	113
4.4	Représentation dans l'espace des contraintes des surfaces de charge des critères de plasticité de Von Mises et de Drucker-Prager. La trisectrice (ligne en pointillé) correspond à un état de contrainte isotrope.	115

4.5	Conditions aux limites des modèles numériques. La surface topographique (en rouge) est une surface libre. Sur les frontières gauche et droite, des conditions de type “ <i>free slip</i> ” sont appliquées autorisant les mouvement verticaux. La base du modèle est fixe, avec des déplacements verticaux et latéraux interdits.	118
4.6	Sensibilité du modèle numérique à un changement de la condition limite à la base. Simulation avec une condition fixe à la base ($u=0$ et $v=0$). Simulation convergente représentée à $t_n=10$ ans. (Exemple de la simulation à Cauville).	119
4.7	Sensibilité du modèle numérique à un changement de la condition limite à la base. Simulation avec une condition <i>free slip</i> à la base ($u=0$ et v =libre). Simulation divergeante après 100 jours et présentée à $t_n= 55$ j. (Exemple de la simulation à Cauville).	119
4.8	Géométrie utilisée dans les simulations numériques. Les blocs 1 à 6 correspondent aux différents ensembles lithologiques utilisés. Cette configuration (altitude des blocs 1 à 5) est analogue à celle du terminal d’Antifer.	121
4.9	Modèle lithologique simplifié utilisé dans la simulation des instabilités gravitaires des falaises.	122
4.10	Géométrie de la falaise utilisée pour la validation des paramètres numériques	123
4.11	Exemple de maillage obtenu sur une géométrie typique. Le zoom présente le maillage à proximité de la surface topographique (surface libre en rouge). La maille double en taille de part et d’autre des interfaces entre blocs (traits bleus) passant de 3 à 6 m.	124
4.12	Initiation et propagation des déformations affectant les falaises côtières. Les paramètres mécaniques utilisés correspondent à un massif sec. Les caractéristiques du Gault sont affectées au dépôt de pied. Le temps exprimé en jours correspond à un temps numérique. Sur la dernière sortie graphique ($t_n=60$ j) le profil initial de la falaise est superposé afin de mieux visualiser la déformation totale de la falaise. La configuration d’Octeville est utilisée (Fig. 4.8 d); une déstabilisation numérique apparaît entraînant l’arrêt du calcul au bout de 62 jours.	127
4.13	Positionnement géographique des 5 configurations testées dans les simulations numériques.	129
4.14	Zoom sur la partie de falaise côtière pour la configuration au Cap d’Antifer. La sortie graphique est obtenue à $t_n=10$ ans. Les déplacements instantanés sont très faibles, le vecteur échelle représente un déplacement de 0,1 mm.	130
4.15	Intensité de la déformation plastique et déplacements instantanés représentés sur la configuration du port d’Antifer. La sortie graphique est réalisée à $t_n=10$ ans; la simulation atteint un état convergé sur la durée totale de la modélisation. La figure est un extrait du modèle complet, centré sur la falaise sans exagération verticale.	131

4.16	Déformation plastique et déplacements instantanés sur la configuration de Cauville. La sortie graphique est réalisée à $t_n=10$ ans. La falaise atteint un état statique sur la durée de la simulation.	132
4.17	Sortie graphique à $t_n=60$ jours de la configuration d’Octeville. Ce modèle diverge rapidement, traduisant une instabilité de la falaise.	133
4.18	Résultat de la simulation numérique sur la configuration de Sainte-Adresse. La sortie graphique est réalisée à $t_n=90$ jours, dans une simulation divergeant à $t_n=98$ jours.	135
4.19	Exemples de plans de fractures dans un modèle en éléments finis. La fracturation prend place dans un niveau de craie.	137
4.20	Tests de sensibilité mécanique du modèle numérique. Deux facteurs sont testés, (1) un changement de densité entre lithologies sèches et saturées en eau associé à (2) une variation de la rigidité de la craie via la valeur du module d’Young. Particularité de ce modèle, une condition “ <i>free slip</i> ” s’applique à la base du modèle.	139
4.21	Géométries des différents fronts de falaise testés. (a) profils préliminaires à pente unique entre le pied du dépôt et le sommet de la falaise. Plusieurs pentes sont utilisées, entre 40 et 80°. (b) profil de falaise à deux pentes. La haute falaise est verticale, et la basse falaise est inclinée. Les lithologies sont continues dans le dépôt de pied. (c) profil de falaise à deux pentes. le dépôt de pied est séparé de la falaise et a ses caractéristiques mécaniques propres.	140
4.22	Variation de pente sur un modèle à pente moyenné. Les deux modèles convergent et sont présentés à $t_n = 100$ ans. Le même jeu de paramètres mécaniques est utilisé sur les deux simulations.	141
4.23	Individualisation du dépôt de pied et plastification associée.	141
4.24	Influence du profil de falaise sur sa déformation. La géométrie et le positionnement des couches correspondent à la configuration d’Octeville. Chacun des modèles atteint un état divergé. . .	143
4.25	Effets de la lithologie du dépôt de pied sur la déformation de la falaise. Ces simulations illustrent les cas 1 et 2 où le dépôt est cohésif sur la configuration de Cauville.	146
5.1	Exemple de mise à l’échelle géométrique. Le modèle 1 est correctement dimensionné, comparé au système géologique (<i>natural prototype</i>) toutes les dimensions sont réduites avec le même rapport. Le modèle 2 est en revanche mal dimensionné, la hauteur du modèle est moins réduite que la longueur du modèle (Eisenstadt <i>et al.</i> , 1997).	151
5.2	Dispositif expérimental. A : Schéma simplifié, B : vue de coté de l’appareillage, C : vue latérale de la table de déformation et des cellules d’injection de fluide interstitiel. Les couches de sable sont déposées sur la table de déformation.	155

5.3 Représentation de la chute de résistance liée à la pression interstitielle dans un plan de Mohr-Coulomb 156

5.4 Principe de fonctionnement des modèles analogiques avec pression de fluide aux pores. Le fluide est de l'air comprimé, injecté à la base du modèle. La différence de granulométrie (et donc de perméabilité) entre les microbilles de verre et les sables moyen ou grossier fait que l'air comprimé est "piégé" à la base du niveau de microbilles. La pression de fluide (P_{fluide}) est augmentée progressivement jusqu'à qu'elle atteigne une valeur proche de la pression lithostatique. La contrainte effective dans les microbilles est alors proche de zéro (et λ le coefficient de pression de fluide est proche de 1), la résistance mécanique du niveau devenant très faible, il se comporte alors comme un niveau de glissement. Plus λ se rapproche de 1 et plus la contrainte effective est faible. 157

5.5 Modèle de falaise défectueux. Le sable grossier est trop humidifié (niveaux blancs, jaunes et bleus) le rendant trop cohésif. L'application d'une pression de fluide sur le niveau de microbilles (en rose) expulse la couche propulsant le matériau à l'avant du modèle. 159

5.6 Géométrie et dimensions du modèle à un seul niveau de décollement. 162

5.7 A gauche : Vues de dessus de la géométrie du modèle au cours de l'expérience. A droite : interprétation de la géométrie finale. (A) Morphologie initiale, (B) Formation d'un volcan de sable, et premier épisode d'érosion, (C) Succession de glissements effaçant le premier volcan de sable accompagné d'une seconde érosion du dépôt de pied, (D) Poursuite des épisodes de glissements, (E) Morphologie à la fin de l'expérience.
A-A' : localisation de la coupe illustrée en figure 5.8. 163

5.8 Déformation finale du modèle à un niveau de décollement, vue en coupe (A) et interprétée (B) 164

5.9 Géométrie du modèle à deux niveaux de décollements 165

5.10 Schéma des profils de pression des modèles à deux niveaux de décollement. 166

5.11 A gauche : vues de dessus du modèle. A droite : interprétation de la géométrie finale. Le dépôt de pied est rogné trois fois entre B et C, C et D et D et E. Le trait de la coupe B-B' (Fig. 5.12) est indiqué. 168

5.12 Modèle à deux niveaux de décollements. Le coefficient de pression de fluide est identique sur les deux niveaux de microbilles pendant l'expérience. 169

5.13	Cas 1 : modèle au 1/2 500. A gauche : vue de dessus de la morphologie du modèle. A droite : interprétation de la géométrie finale. Une érosion complète du dépôt de pied intervient entre B et C. Une séquence d'érosion partielle du dépôt de pied est réalisée entre C et D, permettant de matérialiser la remobilisation locale du dépôt par érosion frontale. La position du trait de coupe C-C' (Fig. 5.14) est indiquée sur l'interprétation de la géométrie finale.	170
5.14	Modèle à deux niveaux de décollements avec pression de fluide plus forte sur le décollement supérieur, (A) vue en coupe de la déformation finale et (B) interprétation de la coupe.	171
5.15	Cas 2 : modèle au 1/2 500. A gauche : vue de dessus de l'évolution du modèle. A droite : photo-interprétation de la géométrie finale. Aucune érosion du pied n'est réalisée, le trait de coupe D-D' (Fig. 5.16) est localisé.	173
5.16	Modèle à deux niveaux de décollements avec pression de fluide renforcée sur le niveau supérieur. Ce modèle est deux fois plus épais pour visualiser les déformations entre les deux niveaux de décollements. L'état final de déformation est vu en coupe (A) et interprété en (B).	174
5.17	Bloc diagramme du modèle avec pendage du niveau de décollement. Le modèle fait 150 cm de long (L) pour 60 cm de large (l). La falaise a une hauteur constante de 4 cm (h). Les traits (1), (2), (3) et (4) indiquent la position des coupes réalisées à la fin de l'expérience.	175
5.18	Évolution de la morphologie du modèle au cours de l'expérience. Une érosion du dépôt de pied intervient entre la 3 ^{ème} et la 4 ^{ème} photographie. A partir de la 4 ^{ème} photographie, du sable rouge est ajouté pour combler le graben en formation et éviter l'apparition d'un volcan de sable. 177	
5.19	(a) Suivi de la déformation du modèle en vue de coté, (b) Déformation finale du tronçon de falaise, vue de dessus, (c) Vue de dessus des positions successives du sommet de falaise au cours de l'expérience.	178
5.20	Déformation finale vue en coupe avec superposition de l'interprétation	179
6.1	Location map of the study area at country scale (a), regional scale (b) and local scale (c). Coastal orientations are modified from Genter <i>et al.</i> (2004). All coordinates are provided in Lambert II projection format. DEM was produced using topographic data treated using Synergis software of BRGM.	188
6.2	Two photograph and schematic cross section of the two types of cliff morphology : (a) Pure vertical chalk cliff morphology in the Northern segment. H : the total height of the cliff. (b) Cliff having a wedge deposit (photography by A. Nicco) located in the southern segment. H : total height of the cliff, h : height of the wedge, w : width of the wedge.	189

6.3	Synthetic geological map of the study area, adapted from the 1/250 000ème geological map (BRGM).	190
6.4	Lithological and stratigraphic columns of the coastal cliff at the La Hève cape. The 100-m high cliff comprises strata from upper Jurassic to Tertiary-Quaternary. The elevation scale is based on the French national geographic origin. The simplified lithological column was that we used in numerical simulation and experimental modelling.	191
6.5	Location and geometry of the cross sections used to design numerical models : (a) Antifer cape, (b) Antifer harbour, (c) Cauville town and (d) Octeville town. The area simulated by the 3-D analogue model (Fig. 6.13) is indicated by a square. On the four sections, the gray layers represent the Albian Gault clays. The black layers are the Kimmeridgian clays.	192
6.6	Geometry and boundary conditions applied to numerical models. The model is 2100 m long with an inland length $L=1365$ m, and a shore platform extension $s=630$ m with a slope of 1° . The total thickness of the model is $d=200$ m, with a cliff height $l=100$ m. This model is drawn with a vertical exaggeration of 4. The mean sea level (m.s.l.) is positioned from the IGN (Institut Géographique National) reference. Only gravity (g) is applied. The detailed area centred on the Albian layer, illustrates the mesh size variation around the interfaces.	197
6.7	Numerical model of the Antifer harbour configuration using the ADELI code. The model displays the geometry of the entire model with a vertical exaggeration of 4. The colour scale corresponds to the cumulated plastic deformation. The vectors represent the instantaneous displacements. The imposed lithologies, were from top to bottom : the clays-with-flints, the Cenomanian chalk, the Albian Gault clays, the Aptian sands and the Kimmeridgian clays. Converging solution is at 100 N.T.U.	200
6.8	Numerical model on the Antifer cape section. Detail of the cliff area without vertical exaggeration (V.E. =1). The cliff is vertical; the shore platform and the cliff are mostly composed of chalk. Converging solution at 10 N.T.U.	201
6.9	Numerical models of cliffs located at the Antifer harbour (b), Cauville town (c) and Octeville town (d). The numerical solution converged for the Antifer harbour (b) and Cauville section (c) after 10 N.T.U.. On the Octeville section (c), the solution did not converge, the results are displayed just before code abortion, at 0.16 N.T.U. The instantaneous displacement scale differs between the three sections.	202

6.10 A) Schematic cartoon showing the evolution of experimental models during air injection at the base of the model.

a) The décollement is located at the base of the cliff on the shore platform. 1. Initial stage. The cliff is at equilibrium. 2. Second stage : deformed cliff with normal faults and a toe buttress. Last stage : cliff after removal of the buttress.

b and c) Aerial photographs showing a partly eroded natural buttress at the toe of the cliffs. 208

6.11 Cross section in a physical model simulating deformation near Octeville. A glass microbeads décollement layer (red), is an analogue of the kimmeridgian clays. Dry coarse sand models the aptian sands analogue. The shore platform elevation is indicated with dashed line. 209

6.12 Cross section in a physical model simulation deformation at Sainte-Adresse. Two microbeads décollement layers (red), represent the Gault clays and the kimmeridgian clays, respectively. The Aptian sands is modelled using damp coarse sand (lowersand section) while the analogue layer of the cenomanian chalk is slightly dampened sand (upper section). The experiment was designed to activate both detachments layers. The short white dashed line delimits the base of the slumped area. 210

6.13 Diagram illustrating the geometry of the 3D physical model. The layering dips 1° to the NNE. The model coastline is oriented NNE-SSW. 1 to 4 indicates the location of cross sections illustrated in Fig. 6.16. 211

6.14 Serial cross sections after deformation (see localisation in Fig. 6.15). 212

6.15 Cartoon summarizing the evolution of three sections where the vertical position of the potential décollement varies.

(1) outcropping décollement layer : large cliff sliding.

(2) slightly buried décollement : cliff sliding with distal contraction.

(3) buried décollement : stable cliff. 213

6.16 (a) : Side views illustrating model deformation at different stages of the experiment.

(b) : Top view after deformation stage.

(c) : Map showing the cliff top position after several sliding events in the experimental 3D model. 1 to 4 indicates the location of the cross sections in Figure 6.14.

(d) : Simplified cartoon illustrating how differential sliding can reorient the coastline. 215

6.17 Photograph illustrating variation in the intensity of the cliff dismemberment along the coastline.
 (a) : At Antifer, the collapses only affects the upper chalky cliff, with the fallen blocks staying on the wedge. The lower cliff is unaffected and remains undisturbed. (photograph by Anne Duperret)
 (b) : At Octeville, a large scale sliding affects both the upper and lower cliff. The disturbed material runs out on the shingle beach and up to the shore plateform. (photograph by Pascal Le Fichant). 218

6.18 Present day bathymetric and topographic maps of Upper Normandy. (a) : Onshore topographic contour intervals = 20 m. Offshore bathymetric contour intervals = 5 m. The bathymetric data were provided by the French Hydrographic and Oceanographic Maritime Office (SHOM), with the agreement S/719/99. (b) : Cartoon illustrating the progressive reorientation of the coastline between Le Havre and Antifer Cape. 220

7.1 Superposition du profil de tomographie électrique Oct1 sur la simulation numérique Octeville. Le dispositif d'acquisition utilisé (Wenner-Schlumberger et dipôle-dipôle) renforce la résolution horizontale et délimite plus précisément les variations horizontales de résistivité. 227

7.2 Superposition du profil de tomographie électrique Oct1grad sur la simulation numérique Octeville. Le dispositif d'acquisition utilisé (Wenner-Schlumberger, dipôle-dipôle et gradient) renforce la résolution verticale au détriment de la sensibilité horizontale. 228

7.3 Mise en parallèle de la tomographie électrique (profil Oct1 avec mesures en gradient) avec le modèle analogique à deux niveaux de décollements (même coefficient de pression de fluide sur les deux décollements, déformation guidée par le décollement inférieur) et une interprétation géologique possible du profil électrique, inspirée des déformations observées sur les modèles analogiques. 229

7.4 Bathymétrie actuelle et carte topographique en Seine-Maritime. L'équidistance des isobathes est de 5 m, l'équidistance de la topographie est de 20 m. Les données bathymétriques sont fournies par le SHOM (agrément S/719/99). 231

7.5 Carte bathymétrique au large du secteur d'étude. Les différents profils bathymétriques sont perpendiculaires au trait de côte. Les transects A, B, C et D sont faits au large des falaises de craies pures, les transects E, F, G et H sont associés aux falaises stratifiées. L'équidistance est de 1 m. Au Nord-ouest du Cap de la Hève, une zone d'accumulation sédimentaire d'origine anthropique est présente (zone de dépôt de dragage). 233

7.6	Calibration à -20 m des 8 profils bathymétriques orientés perpendiculairement au littoral de craie (A, B, C, D) et aux falaises stratifiées (E, F, G, H). Trois pentes bathymétriques sont à distinguer :	
	1) De -5 à -15 m avec une pente moyenne de 1,2° ; 2) de -15 à -20 m sur les profils (E, F, G, H) uniquement avec une pente moyenne de 0,03° ; et de -20 m jusqu'à la fin du profil avec une pente moyenne de 0,04°	234
7.7	Superposition des profils bathymétriques perpendiculaires au littoral de craie. L'exagération verticale est de 200.	235
7.8	Profils bathymétriques le long des falaises stratifiées. L'exagération verticale est de 200.	235
7.9	Sur le secteur amont (-5 -15 m), calibration à -5 m des profils bathymétriques orientés perpendiculairement au littoral de craie (D) et aux falaises stratifiées (E, F, G, H), secteur sud. Le profil H, le plus au sud est sensiblement plus haut que les autres profils, probablement du fait d'un dépôt sédimentaire en provenance de la Seine.	236
7.10	Mise en concordance de la carte géologique (extrait de la carte Rouen au 1/100 000) avec la carte bathymétrique.	237
B.1	Échantillonnage en blocs et préparation des éprouvettes de roche pour les sables ferrugineux aptiens. (a) matériel utilisé pour le façonnage des éprouvettes, (b) découpe sur le terrain des blocs de sables, (c) débit en parallépipèdes pour façonnage, (d) mise en place de l'échantillon sur le tour, (e) forme finale de l'éprouvette de roche, après façonnage.	277

Liste des tableaux

2.1	Classification des mouvements de terrain, selon Varnes (1978).	40
2.2	Ensemble de paramètres intervenant dans les glissements (modifié de Popescu (2002)).	49
2.3	Corrélations stratigraphiques entre le Cap de la Hève et l'île de Wight, modifié de Rioult (1961) et Palmer <i>et al.</i> (2007a).	54
3.1	Résultats de l'identification des argiles du Kimméridgien (LH 1) par la méthode d'immersion. La masse volumique du squelette utilisée pour le calcul des masses volumiques vaut, $\rho_{sq} = 2,65 \text{ g/cm}^3$. Le détail des résultats se trouve en annexe C.1.	76
3.2	Valeurs du déviateur des contraintes et de la déformation axiale à la rupture de l'échantillon pour les argiles du Kimméridgien.	79
3.3	Valeurs du module élastique en fonction de la contrainte effective de confinement pour les argiles du Kimméridgien.	80
3.4	Caractéristiques mécaniques représentatives des argiles du Kimméridgien.	81
3.5	Identification des argiles albiennes par la méthode d'immersion. Le détail des résultats est en annexe C.2.	82
3.6	Limites de liquidité et de plasticité des argiles du Gault en France (a) et en Angleterre, sur l'île de Wight (b et c)	84
3.7	Valeur du déviateur des contraintes à la rupture (q_m) et du module élastique (E_{50}) selon la contrainte de confinement appliquée pour les argiles de l'Albien.	87
3.8	Valeurs caractéristiques des propriétés mécaniques des argiles du Gault Albien.	88
3.9	Identification par pesées immergées de l'argile à silex. Le détail des analyses se trouve en annexe C.3.	88
3.10	Valeur du déviateur des contraintes à la rupture (q_m) et du module élastique selon la contrainte de confinement appliquée pour les argiles à silex.	90

3.11 Valeurs caractéristiques des propriétés mécaniques des argiles à silex. La densité à saturation est calculée, contrairement aux autres paramètres mesurés.	91
3.12 Résultat de l'identification des sables aptiens par la méthode d'immersion. Les résultats d'analyse des échantillons se trouvent en annexe C.4.	92
3.13 Valeurs du déviateur des contraintes à la rupture, déviateur au palier de résistance résiduel et module élastique en fonction de la contrainte de confinement effective pour les sables aptiens.	95
3.14 Valeurs caractéristiques des propriétés mécaniques des sables aptiens. la densité à saturation n'est pas mesurée, elle est calculée.	96
3.15 Matrice crayeuse naturelle sans silex identifiée par pesées immergées. Les mesures sont réalisées directement suite à la collecte de Mars 2006. L'annexe C.6 contient l'ensemble des mesures réalisées sur les échantillons LH 6. L'annexe C.8 contient les résultats des mesures sur la craie riche en glauconie.	98
3.16 Les mesures sont faites sur le bloc LH 7, prélevé en Septembre 2006, à la fois sur les carottes extraites de ce bloc et sur des fragments. Le bloc a séjourné plusieurs mois au laboratoire avant d'être caractérisé; du fait de sa taille il n'a pas été emballé. Ainsi, la teneur en eau (W), le degré de saturation (Sr) et la masse volumique humide (ρ_{humide}) mesurés sont associés à une teneur en eau résiduelle de la craie. Les masses volumiques saturées sont obtenues après saturation au laboratoire. Détails des mesures en annexe C.7.	98
3.17 Masses volumiques de la craie à silex pour différents teneurs en eau. La masse volumique à saturation est calculée et non mesurée. Le pourcentage de silex est estimé visuellement (voir annexe C.9).	101
3.18 Valeur du module élastique en fonction de la contrainte effective de confinement pour la craie à silex et sans silex.	103
3.19 Valeurs moyennes caractéristiques des propriétés mécaniques des craies à silex cénomaniennes. la densité à saturation n'est pas mesurée, elle est calculée.	104
3.20 Méthode d'immersion appliquée à des éclats de silex Cénomaniens. L'annexe C.5 résume le détail des mesures.	104
3.21 Synthèse des caractéristiques mécaniques des lithologies. Le chiffre entre crochets rappelle le nombre d'échantillons analysés.	105
4.1 Influence du nombre de pas de temps et du nombre d'éléments sur le nombre d'itérations requises pour atteindre un état convergé. Le temps pour atteindre cette convergence est exprimé en pourcentage, c'est le rapport entre le nombre d'itérations multiplié par la longueur du pas de temps et divisé par le temps total de la simulation (100 ans).	123

4.2	Valeurs des caractéristiques mécaniques décrivant chacune des lithologies dans les simulations numériques.	125
4.3	Vitesses moyennes de déformation de la falaise inférieure déduites des différentes positions du pied de falaise au cours des simulations. Ces vitesses sont purement relatives, les modèles n'étant pas calibrés d'un point de vue temporel. La vitesse numérique moyenne s'obtient en divisant le déplacement cumulé de la basse falaise par la durée numérique écoulée au moment de la mesure. Cette méthode permet alors de comparer le même paramètre sur des configurations convergeantes et divergeantes.	136
4.4	Paramètres mécaniques spécifiques aux simulations portant sur la géométrie du profil de falaise.	142
5.1	Propriétés mécaniques des matériaux analogues. ^a (Schellart, 2000), ^b (Panien <i>et al.</i> , 2006), ^c (Mourgues, 2003), ^d (Lacoste <i>et al.</i> , 2009)	158
5.2	Rapport des grandeurs physiques entre les roches et leurs analogues	158
5.3	Rapport des grandeurs physiques entre le sable grossier humide et la craie	160
5.4	Épaisseur de chacun des analogues pour le cas où les surpressions sont identiques sur les deux niveaux de décollements (modèle 1) et où la surpression est renforcée sur le niveau de décollement supérieur (modèle 2).	166
5.5	Ratio des grandeurs physiques pour le modèle épaissi à deux niveaux de décollements	172
6.1	Mechanical properties of natural rocks and sediments measured using the density-immersion method (Fleureau <i>et al.</i> , 1993). ρ_{sat} : water saturated bulk density, ρ_d : dry bulk density, W_n : natural water content, Sr_n : natural water saturation degree, e : void ratio. The water saturated bulk density (ρ_{sat}) is calculated $\rho_{sat} = \rho_d + \left(\frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s}\right) \rho_w$ with the water density $\rho_w = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$, the specific density of silica $\rho_s = 2650 \text{ kg.m}^{-3}$ (for sands and clays) and of calcite $\rho_s = 2710 \text{ kg.m}^{-3}$ (for the chalk). The natural saturation degree is expressed by $Sr_n = \frac{\rho_s W_n}{e}$, where W_n is the natural water content and e the void ratio, $e = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s}$	193
6.2	Mechanical properties determined from triaxial CD shearing test. The permeability K was measured in a saturated stage, before the samples shear. Effective cohesion (c') and effective internal friction angle (φ') were determined using a Mohr-Coulomb failure criterion. The elastic modulus (E_{t50}) was estimated on stress-strain curve with the tangent modulus at half the value of the maximum deviatoric stress. The high cohesion value (80 kPa) measured on the Aptian sands is truly representative of the rock strength. This strong cohesion allows the sands outcrops to form a 20 m high, nearly vertical cliff.	194

6.3	Mechanical properties used for the five layers in the numerical model. They are the Young's modulus (E), the Poisson coefficient (ν), the effective cohesion (c'), the effective internal friction angle (φ') and the bulk densities saturated with water (ρ_{sat}) and at dry state (ρ_d). For the chalk the Young's modulus (E) is calculated from triaxial test data to reproduce dry conditions.	199
6.4	Scaling chart comparing cohesion measured on rock samples and theoretical analogue material cohesions. The natural cohesion is scaled down according to the model-to-nature ratio (see text for details).	207
A.1	Mouvements gravitaires décrits entre le Cap de la Hève et Sainte-Adresse jusqu'en 1905 (Sinelle, 1989).	273
A.2	Inventaires des mouvements observés au nice havrais entre 1905 et 1954 (Sinelle, 1989).	274
C.1	Résultat de l'identification des argiles du kimméridgien par la méthode d'immersion. $\rho_{sq} = 2,74 \text{ g/cm}^3$.	279
C.2	Identification des argiles albiennes par la méthode d'immersion	280
C.3	Identification par pesées immergées de l'argile à silex	280
C.4	Résultat de l'identification des sables aptiens par la méthode d'immersion	281
C.5	Méthode d'immersion appliquée à des éclats de silex Cénomaniens.	281
C.6	Matrice crayeuse naturelle sans silex identifiée par pesées immergées. Les mesures sont réalisées directement suite à la collecte de Mars 2006.	282
C.7	Les mesures sont faites sur le bloc LH 7, prélevé en Septembre 2006, à la fois sur les carottes extraites de ce bloc et sur des fragments. Le bloc a séjourné plusieurs mois au laboratoire avant d'être caractérisé; du fait de sa taille il n'a pas été emballé. Ainsi, la teneur en eau (W), le degré de saturation (Sr) et la densité humide (ρ_{humide}) mesurés sont associés à une teneur en eau résiduelle de la craie. Les densités saturées sont obtenues après saturation au laboratoire.	282
C.8	Matrice crayeuse riche en glauconie identifiée par pesée immergée. La teneur en eau mesurée correspond à la teneur en eau naturelle des prélèvements.	283
C.9	Densités de la craie à silex pour différents teneurs en eau. La densité à saturation est calculée et non mesurée. Le pourcentage de silex est estimé visuellement.	283

Annexe A

Historique des mouvements enregistrés entre le Cap de la Hève et Sainte-Adresse

A.1 Période antérieure à l'aménagement du Nice havrais

Année	Date	Évènement
XVI ^{ème}		destruction d'une jeté en bois
1523		mur de protection en bord de mer
1667		réparation d'une digue à la Hève
1785	2 Février	éboulement considérable
1830	11 Janvier	formidable effondrement, forte extension en mer
1838		inondation et destruction d'un moulin
1841	4 Décembre	affaissements général et plusieurs éboulements
1842	3 Septembre	effondrement de la falaise, les éboulis s'étalent sur 2 km x 30 m
1860	14 Juin	glissement lent de la basse falaise et soulèvement de la plage
1860	15 Juin	ouverture de fente de tension et effondrement de la falaise de 40 000 m ³
1866	Avril	mouvements continus de la basse falaise
1866	30 Juin	Apparition de fente en sommet de falaise
1866	1 ^{er} Juillet	Effondrement de la falaise sur 500 m, volume éboulé large de 200 m
1881	18-19 Février	Détachement d'une bande en sommet de falaise de 200 m de long par 15 m de large
1881	24 Février	cicatrice d'arrachement dans la basse falaise
1892	Mars	Effondrement épars de petite taille de la falaise de craie
1895	7 Septembre	éboulement
1903		fissure dans la basse falaise
1905	7 Septembre	éboulement de falaise sur 160 m de long et 20 m de large, bourrelet frontal sur le littoral

TABLE A.1: Mouvements gravitaires décrits entre le Cap de la Hève et Sainte-Adresse jusqu'en 1905 (Sinelle, 1989).

A.2 Période postérieure à l'aménagement du Nice havrais

Année	Date	Évènement
1905		aménagement du nice havrais, digue avec épis le long de la mer, purge de la falaise, réseau de drainage
1925-1927		déformations des routes, chemins et circulations interdits
1940-1944		surcharge du sommet de falaise (Blockhaus), vibrations, rupture du réseau de drainage, destruction de la digue et extraction de galets
1944	Septembre	glissement dans la basse falaise
1944-1945		tassement de 1,60 m
1947-1948		tassement de 0,50 m à 0,80 m dans différents secteurs du glissement
1948	Printemps	cisaillement d'un égout
1948	8 Septembre	tassements, fissures et destruction d'un regard d'assainissement
1949		observation d'une surface de glissement
1950-1954		poursuite des désordres

TABLE A.2: Inventaires des mouvements observés au nice havrais entre 1905 et 1954 (Sinelle, 1989).

Annexe B

Techniques de prélèvement et de préparation des échantillons

B.1 Les méthodes de prélèvement

Deux méthodes de prélèvements différentes ont été utilisées selon la taille de l’affleurement, son accessibilité et le type de roche échantillonnée. Lorsque la roche est exposée dans la falaise, le prélèvement de blocs a été privilégié. Dans le cas contraire, pour des affleurements partiels situés au niveau de la plage, en partie recouverts par le dépôt de pied et difficile à dégager, le carottage à la main a été préféré.

– Prélèvement de blocs

Le prélèvement en blocs consiste à dégager des morceaux de falaise suffisamment volumineux afin de débiter plusieurs éprouvettes de roches au laboratoire. Les blocs sont emballés hermétiquement pour maintenir la teneur en eau naturelle au moment du prélèvement. Ils sont de forme parallélépipédique avec une largeur comprise entre 30 cm et 1,5 m pour une hauteur de 20 à 60 cm. Pour les formations sableuses et argileuses, le bloc est littéralement découpé au moyen d’une scie ou d’une spatule. Pour la craie, le bloc est détaché au marteau en s’appuyant sur la fissuration de la roche.

Pour chaque bloc prélevé, l’orientation en place est indiquée afin d’obtenir des éprouvettes perpendiculaires au plan de stratification horizontale.

– Carottage

Le carottage est réalisé au moyen de cylindre en PVC. Le carottage est vertical, perpendiculaire à la stratification. La zone de carottage est préparée en enlevant une tranche de quelques centimètres de roche altérée par les embruns et contaminée par les éléments du dépôt de pied ou l’argile à silice. Le carottier est initialement

enfoncé à la main, la progression est achevée au marteau lorsque la progression manuelle devient impossible. Les prélèvements sont scellés sur le terrain afin de maintenir leurs teneurs en eau naturelle. Il a été utilisé sur les argiles et les sables, le carottier produit des éprouvettes de roches de 70 mm de haut par 35 mm de large pouvant directement être utilisées au laboratoire.

B.2 Préparation des éprouvettes

A partir des carottages et des blocs prélevés, des éprouvettes cylindriques de roche sont façonnées. Deux tailles sont réalisées : pour les argiles et les sables, les éprouvettes ont un diamètre (d) de 35 mm pour une hauteur (h) de 70 mm, soit un élancement de 2 ($El=h/d$). Pour la craie, l'élancement de 2 est conservé pour un diamètre de 50 mm et une hauteur de 100 mm.

Les carottages in situ sont déballés au laboratoire et préparés pour obtenir des éprouvettes aux dimensions requises. Le carottier faisant 70 mm de long, le prélèvement est arasé aux deux extrémités afin d'obtenir deux surfaces planes et parallèles. L'éprouvette est extraite de la chemise du carottier au moyen d'un emporte pièce. L'extraction se fait verticalement en veillant à ne pas produire de contrainte cisailante susceptible d'endommager l'échantillon prématurément. Pour les carottes d'argiles, les interstices présents à la périphérie de l'éprouvette sont comblés afin d'en maintenir la forme cylindrique.

L'obtention d'éprouvettes de roches à partir des prélèvements en blocs a nécessité différentes procédures selon la nature de la roche :

– Argiles

A partir des blocs prélevés, des carottages manuels sont réalisés au laboratoire. Le bloc est repositionné afin d'obtenir une carotte orientée perpendiculairement à la stratification. La procédure de récupération des carottes est identique à celle décrite ci-dessus.

– Sables

La procédure de carottage s'est avérée être mal adaptée pour les sables Aptien. Sur les 7 carottages réalisés, seulement 3 étaient intacts après extraction du carottier. Une méthode alternative a été utilisée pour préparer les éprouvettes de sables à partir de blocs.

Une fois découpé et ramené au laboratoire (Fig. B.1b), le prélèvement est débité en bloc parallépipédique de taille proche de la dimension finale de l'éprouvette (Fig. B.1c), il est alors façonné sur un tour à roche jusqu'à obtention de la forme finale. Le tour à roche est constitué de deux plateaux et d'un cadre métallique servant de guide pour les outils de façonnage (Fig. B.1a). Le façonnage commence par définir les surfaces planes à la base et au sommet de l'échantillon. La base est obtenue par découpe, le sommet est décapé à la scie puis ajusté jusqu'à obtenir un contact parfait avec le plateau supérieur assurant ainsi que la base

et le sommet sont parallèles entre eux. Le façonnage se poursuit alors sur le périmètre du prélèvement. En s'appuyant sur le cadre métallique, le pourtour est dégrossi à la scie puis affiné au moyen d'un fil métallique. Une succession de rotations de l'échantillon permet d'obtenir la forme finale cylindrique (Fig. B.1e). Enfin, l'éprouvette est démontée du tour, positionnée sur un berceau et découpée à la longueur requise.

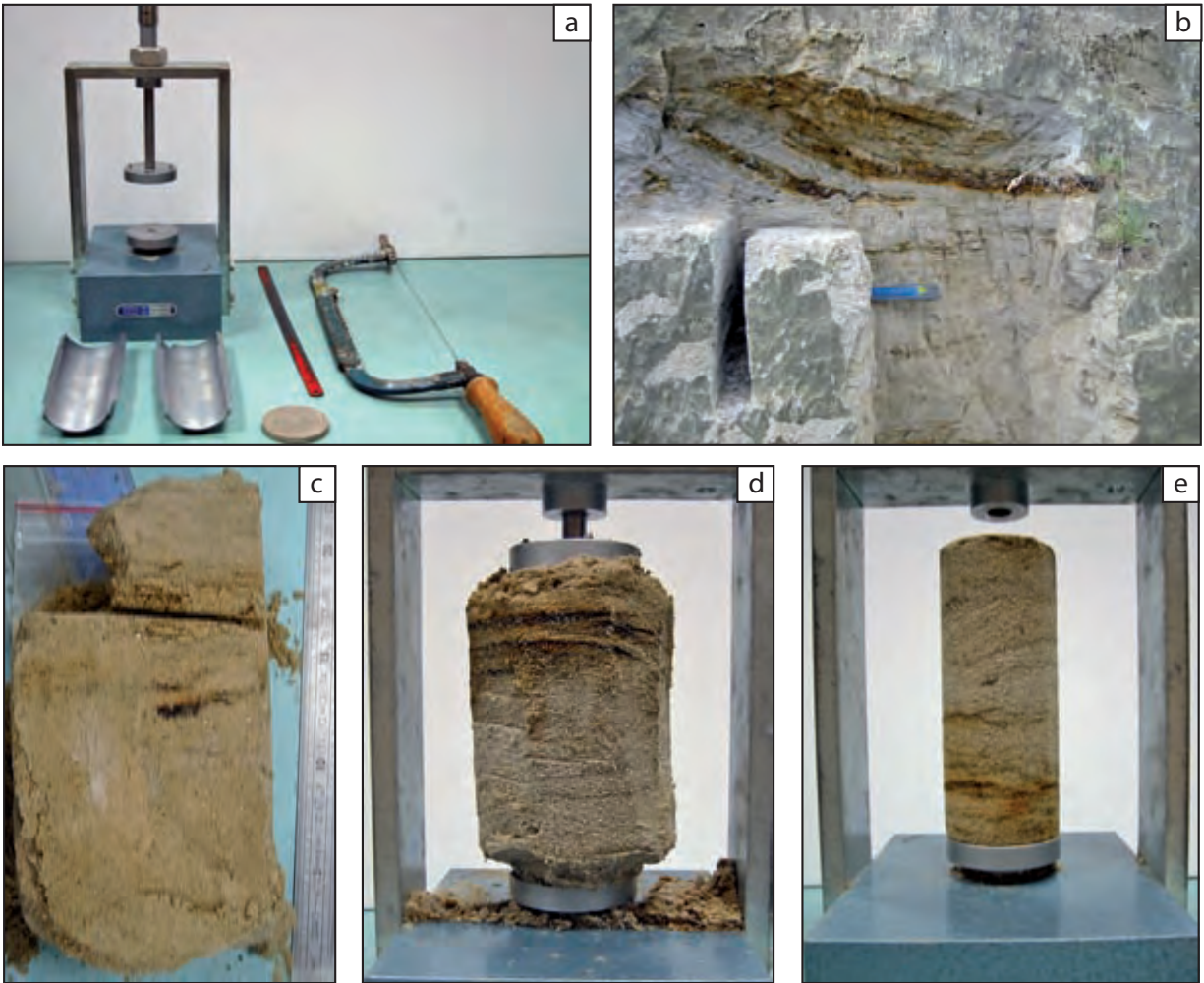


FIGURE B.1: Échantillonnage en blocs et préparation des éprouvettes de roche pour les sables ferrugineux aptiens. (a) matériel utilisé pour le façonnage des éprouvettes, (b) découpe sur le terrain des blocs de sables, (c) débit en parallélépipèdes pour façonnage, (d) mise en place de l'échantillon sur le tour, (e) forme finale de l'éprouvette de roche, après façonnage.

– Craie à silex

Du fait de la dureté variable de la craie et de la présence de silex dans les blocs prélevés, le carottage d'éprouvettes a demandé l'emploi d'un carottier muni d'une tête de forage diamant. Le carottier est monté sur un banc mécanique vertical permettant de guider le forage et d'obtenir une éprouvette cylindrique sur

toute sa longueur. L'éprouvette est alors extraite du carottier et posée dans une boîte à onglet afin de la découper à la longueur souhaitée.

Annexe C

Détails de l'identification par immersion des lithologies constituant la falaise

C.1 Argiles du Kimméridgien

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{humide} (kg/m ³)	W_{nat} (0/0)	e	Sr_{nat} (0/0)	échantillon
1487,59	1907,91	28,25	0,81	95,94	LH 1
1503,46	1929,89	28,36	0,79	98,64	LH 1
1537,57	1946,67	26,60	0,75	97,44	LH 1
1518,45	1933,24	27,31	0,77	97,18	LH 1
-	-	27,91	-	-	LH 1
1511,77	1929,43	27,69	0,78	97,30	<i>moyenne</i>
1756,28	2126,90	21,10	0,53	109,00	LH 1
1729,95	2118,03	22,43	0,55	111,00	LH 1
1685,27	2079,45	23,38	0,59	107,72	LH 1
1708,05	2102,22	23,07	0,57	110,22	LH 1
1714,42	2107,89	22,95	0,57	110,74	LH 1
1737,68	2122,01	22,11	0,55	110,82	LH 1
1717,54	2101,60	22,36	0,56	108,44	LH 1
-	-	20,95	-	-	LH 1
1721,32	2108,31	22,30	0,56	109,71	<i>moyenne</i>

TABLE C.1: Résultat de l'identification des argiles du kimméridgien par la méthode d'immersion. $\rho_{sq} = 2,74$ g/cm³.

C.2 Argiles de l'Albien

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{humide} (kg/m ³)	W_{nat} (0/0)	e	Sr_{nat} (0/0)	échantillon
1241,93	1771,79	42,66	1,09	103,41	LH 4
1425,32	2137,64	49,97	0,82	160,74	LH 4
1199,51	1728,94	44,13	1,16	100,20	LH 4
1269,61	1792,36	41,17	1,04	104,15	LH 4
1416,57	1875,03	32,36	0,83	102,69	LH 4
1427,42	1889,67	36,04	0,82	104,49	LH 4
1330,06	1865,91	39,82	0,96	112,61	<i>moyenne</i>

TABLE C.2: Identification des argiles albiennes par la méthode d'immersion

C.3 Argiles à silex tertiaire-quaternaire

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{nat} (kg/m ³)	W_{nat} (0/0)	e	Sr_{nat} (0/0)	échantillon
1426,21	1796,55	25,96	0,82	83,63	LH 9
1478,46	1822,26	29,90	0,75	81,34	LH 9
1436,51	1781,27	24,00	0,80	78,54	LH 9
1521,03	1831,83	20,43	0,71	76,36	LH 9
1536,32	1864,34	21,35	0,69	81,74	LH 9
1583,31	1881,76	18,85	0,64	77,81	LH 9
1495,75	1815,80	21,39	0,74	76,83	LH 9
1712,61	1988,68	16,11	0,51	82,47	LH 9
-	-	16,45	-	-	LH 9
-	-	17,42	-	-	LH 9
-	-	24,46	-	-	LH 9
-	-	24,57	-	-	LH 9
1523,78	1847,86	21,19	0,71	79,84	<i>moyenne</i>

TABLE C.3: Identification par pesées immergées de l'argile à silex

C.4 Sables aptien

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{humide} (kg/m ³)	W_{nat} (0/0)	e	Sr_{nat} (0/0)	échantillon	mode de préparation	date du prélèvement
-	-	10,71	-	-	LH 3	-	28/02/2006
-	-	14,49	-	-	LH 3	-	28/02/2006
-	-	5,64	-	-	LH 3	-	-
-	-	3,97	-	-	LH 3	-	22/06/2007
1536,74	1669,60	8,64	0,42	54,53	LH 3 a	façonnage	22/06/2007
1586,81	1675,20	5,57	0,40	36,79	LH 3 b	façonnage	22/06/2007
1536,23	1628,07	5,97	0,42	37,69	LH 3 c	façonnage	22/06/2007
1527,78	1528,64	5,65	0,42	35,35	LH 3 d	carottage	28/02/2006
1242,41	1243,11	5,65	0,53	28,18	LH 3 e	carottage	30/08/2006
1317,92	1318,67	5,65	0,50	29,78	LH 3 f	carottage	30/08/2006
1457,98	1510,55	7,19	0,44	37,05	moyenne globale		

TABLE C.4: Résultat de l'identification des sables aptiens par la méthode d'immersion

C.5 La craie glauconieuse à silex cénomanienne

C.5.1 Le silex

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{humide} (kg/m ³)	W_{eau} (0/0)	e	Sr_{nat} (0/0)	
2401,60	2417,82	0,67	0,08	21,70	
2356,42	2373,69	0,73	0,10	18,80	
2255,24	2275,19	0,88	0,15	15,34	
2221,96	2258,75	1,65	0,16	25,81	
2166,24	2191,87	1,18	0,20	15,67	
2208,96	2238,75	1,34	0,17	20,20	
2268,41	2292,68	0,93	0,14	16,82	
2251,31	2274,89	1,04	0,15	17,93	
2214,98	2236,15	0,95	0,17	14,58	
2260,57	2284,42	1,04	0,15	18,54	<i>moyenne</i>

TABLE C.5: Méthode d'immersion appliquée à des éclats de silex Cénomaniens.

C.5.2 La craie

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{nat} (kg/m ³)	W_{nat} (0/0)	e	Sr_{nat} (0/0)	identifiant
1351,54	1495,61	10,65	0,96	29,87	LH 6
1340,87	1479,76	10,35	0,98	28,56	LH 6
1325,26	1465,97	10,61	1,00	28,60	LH 6
1312,24	1434,80	9,34	1,02	24,67	LH 6
-	-	10,36	-	-	LH 6
1332	1468	10,26	0,99	27,92	<i>moyenne</i>
1337,51	1806,95	35,09	0,98	96,30	LH 6
1349,92	1796,10	33,05	0,96	92,40	LH 6
1324,07	1795,89	35,63	1,00	95,81	LH 6
1367,13	1808,28	32,26	0,94	92,57	LH 6
1439,43	1919,92	33,37	0,84	106,81	LH 6
		37,37			LH 6
1363	1824	34,46	0,94	96,77	<i>moyenne</i>

TABLE C.6: Matrice crayeuse naturelle sans silex identifiée par pesées immergées. Les mesures sont réalisées directement suite à la collecte de Mars 2006.

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{humide} (kg/m ³)	ρ_{sat} (kg/m ³)	W (0/0)	e	Sr (0/0)	identifiant
1686,49	1752,43	2051,71	3,90	0,60	-	LH 7
1681,13	1809,69	2015,04	7,63	0,61	-	LH 7
1720,45	1739,13	-	1,08	0,54	5,39	LH 7
1736,16	1760,94	-	1,42	0,53	7,28	LH 7
1722,77	1738,57	-	0,91	0,54	4,57	LH 7
1725,63	1746,14	-	1,18	0,54	5,95	LH 7
1687,79	1724,70	-	2,18	0,57	10,30	LH 7
1699,44	1732,69	-	1,95	0,56	9,39	LH 7
1631,24	1672,75	-	2,54	0,62	10,95	LH 7
1751,78	1783,28	-	1,79	0,51	9,41	LH 7
1687,22	1722,04	-	2,06	0,57	9,71	LH 7
1711,69	1755,28	2033,38	2,28	0,56	8,10	<i>moyenne</i>

TABLE C.7: Les mesures sont faites sur le bloc LH 7, prélevé en Septembre 2006, à la fois sur les carottes extraites de ce bloc et sur des fragments. Le bloc a séjourné plusieurs mois au laboratoire avant d'être caractérisé; du fait de sa taille il n'a pas été emballé. Ainsi, la teneur en eau (W), le degré de saturation (Sr) et la densité humide (ρ_{humide}) mesurés sont associés à une teneur en eau résiduelle de la craie. Les densités saturées sont obtenues après saturation au laboratoire.

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{humide} (kg/m ³)	W_{nat} (0/0)	e	Sr_{nat} (0/0)	identifiant
1339,61	1633,64	21,95	0,98	60,42	LH 5
1502,23	1856,49	23,58	0,77	83,03	LH 5
1344,87	1639,82	21,93	0,98	60,85	LH 5
1395,57	1709,98	22,48	0,91	68,10	<i>moyenne</i>

TABLE C.8: Matrice crayeuse riche en glauconie identifiée par pesée immergée. La teneur en eau mesurée correspond à la teneur en eau naturelle des prélèvements.

C.5.3 La craie à silex

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{humide} (kg/m ³)	ρ_{sat} (kg/m ³)	W (0/0)	e	Sr (0/0)	silex (%)	identifiant
1727,21	1781,59	-	3,14	-	-	5	LH 7a
1688,70	1936,38	2003,93	14,66	0,60	83,64	80	LH 7b
1687,19	1789,23	2113,84	6,04	-	113,04	10	LH 7c
1608,88	1725,66	2886,91	7,25	0,69	94,20	-	LH 7
1678,00	1808,21	2334,89	7,78	0,65	96,96		<i>moyenne</i>

TABLE C.9: Densités de la craie à silex pour différentes teneurs en eau. La densité a saturation est calculée et non mesurée. Le pourcentage de silex est estimé visuellement.

Annexe D

GEOMOD, 2008

Publié dans *Bolletino di Geofisica teorica ed applicata*, 49 n°2 supplement, pp. 462-464

DIFFERENTIAL EROSION OF MULILAYER COASTAL CHALK CLIFFS (ENGLISH CHANNEL, NW FRANCE): IMPUTS FROM NUMERICAL AND EXPERIMENTAL MODELLING

Jérôme Le Cossec^(*), Anne Duperret^(*), Bruno C. Vendeville^(**), Said Taibi^(*)

^(*) *Laboratoire Ondes et Milieux Complexe (FRE CNRS 3102 LOMC), Université du Havre, 53, rue de Prony BP 540 – 76058 Le Havre Cedex (France)*

^(**) *Laboratoire Géosystèmes (UMR CNRS 8157), Université des Sciences et Technologies de Lille 1, Cité scientifique – bâtiment SN5 – 59655 Villeneuve d'Ascq cedex (France)*

Summary

This study focuses on the effect of clay and sand layers on the gravity instabilities affecting the coastal chalk cliffs located along the French eastern English Channel coastline. The impact of these potential detachment layers is investigated using finite element numeric simulations and experimental modeling under conditions of pore-fluid overpressure. The different results show that the cliff retreat rate is related to the position of the clays layers with respect to the base of the cliff. As a consequence of a slight northward regional dip of the various lithological units forming the cliff, the position of the décollement level deepens northward, and so does the amount and rate of cliff collapse. The cliff instability is characterized by seaward movement associated with an onshore fracture network. The upper part of the cliff made of chalk presents a vertical displacement and normal fault network with a seaward vergence. The clay chalk interface represents a decoupling surface between the upper and the lower part of the cliff.

Introduction

The study focuses on gravitational instabilities affecting the Anglo-Paris basin chalk cliff outcrops along the french coastline of the eastern English Channel. In Upper Normandy, the entire cliff faces are made of Cretaceous chalk with a roughly N60° coastline trend and a vertical profile. This type of chalk cliff retreats by brutal local collapse (Duperret et al., 2004). The coastline section of the study area is a particular 20 km long cliff section located north of the Seine River's estuary between Sainte-Adresse (located South) and the Antifer harbour (located North) (Fig.1). This section differs from the pure vertical chalk cliffs in two ways. First, it trend N25°, a direction oblique to the rest of the coastline. Second, the lithology of the area includes sand and clays layers from Kimmeridgian to Albian that crop out at the base of the Cenomanian chalk, below at or near the base of the cliff. The sands and clays layers can slide under the sole effect of gravity because of the weak mechanical properties of the clay. Furthermore the clay's low permeability may generate fluid overpressures and increase cliff instability. These layers are suspected to produce the permanent wedge of collapsed material lying at the base of the cliff. The stratigraphic series are affected by a 0.7° dip to the North East, which means that the two clay layers are buried well below sea level in the North segment, but crop out in the southern segment. We try to determine using 2-D numerical and 3-D experimental modelling how the cliff instability processes are influenced by the sands and clay layers

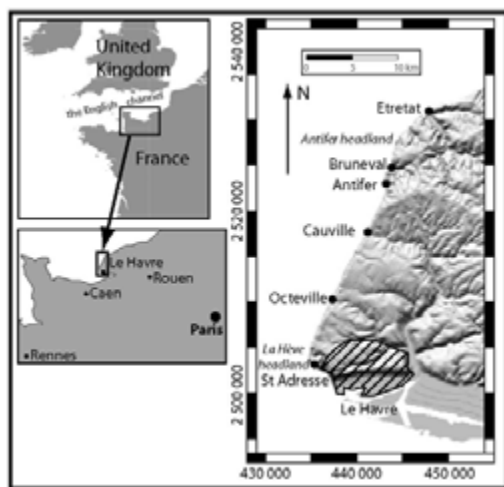


Figure 1: location of the study area. Coordinates are in Lambert II projection format

Numerical approach

Numeric simulations were conducted using the ADELI code (Hassani et al., 1997). The model used finite elements and dynamic relaxation method to study the temporal evolution of thermo-mechanical parameters on a two-or three-dimensional domain. Finite-element method allows for discretisation of complex geometries in order to resolve

continuum mechanics equation under external solicitation. Precisely, it consists to find on each node of the numeric system stress and strain in response to applied external solicitations. The dynamic relaxation method is used for the temporal discretisation of the dynamic problem. Analysis of the various simulations indicates plastic strain variation (localization and intensity) and the calculated displacement field.

The mechanical behaviour of each layer is reproduced using an elastoplastic perfect law. The elastic part is described using the elastic linear isotropic Hook's law; the Drucker-Prager failure criterion indicates the transition between elastic and plastic state. The plastic strain is calculated from the associated plastic flow rule.

The cliff geometry is reproduced using 2-D perpendicular cross sections trending N115 across the coastline. Five layers are modeled, representing the lithologic column. They are, from bottom to top: the Kimmeridgian clay, the Aptian sand, the Albian clay (Gault clay), the Cenomanian chalk and the Tertiary-Quaternary clay-with-flint. Each modelled geological section is 2100 m long with a 100-m-high cliff. The cliff profile is a simplified version of the natural geometry, where a simplified slope profile has been drawn from the top to the cliff base, whereas in the field, the top half of the cliff is vertical. The resulting average slope gradient of the cliff is 37°.

Boundary conditions are set to stop horizontal displacements seaward and inland (at each sides of the model) and to stop vertical displacement at the base of the model. Only the gravitational field is applied. Each layer of the cliff is divided using a mesh with a 1-m-average triangular element size conducting to a general grid with 80000 meshes. The time step is set to $\Delta t = 2 \cdot 10^4$ s.

Each layer, is characterised using five mechanicals parameters: the Young modulus (E) and the Poisson ratio (ν) for the elastic behavior, the effective cohesion (C') and the angle of internal friction (ϕ') for the failure criterion and the bulk density (ρ) to compute the lithostatic stress. The Poisson ratio is fixed to 0.3 for each layers; E, ν , C' and ϕ' are derived from triaxial tests of consolidated drained (CD) on consolidated drained (CD) samples from the area. Two series of model are produced: the first one using dry bulk density and the second with saturated bulk density. The variation in water content is only expressed by a change in rock density, no water flow was simulated and no pore pressure was computed.

Numerical results

On a geometric configuration corresponding to the southern segment and under conditions of dry density, the calculated displacements show that the Kimmeridgian clay, the Aptian sand and the Albian Gault clay layers are moving horizontally seaward. The average displacement speed is 9 m/year. The horizontal displacement of the lower cliff induced a slight vertical elastic displacement of the upper cliff and strain in the shore platform. The plastic strain initiated at the Gault-clay-chalk interface, then evolves first from the cliff face landward and, second, downward within the sand unit and reaches the top of the basal clay unit. The differential displacement between the upper cliff and the lower cliff produces a fault network in the sand dipping inland. This deformation pattern is recognised in all models. However this strain pattern tends to be less important as the vertical position clay layers deepens in the model. At the extreme, the models located North (Antifer harbour) show the initiation of faulting in the chalk.

The differences between dry and saturated water content appear on the intensity of the plastic strain with an average strain intensity increase of 1.5 under water-saturated state. With saturated water content (Fig.2), the main strain network propagates further inland in the sand layer. A secondary fault network appears in the sand between the topographic surface and the main fault network. The strain intensity variation indicates that displacements will occur earlier under conditions of water saturation than at dry state. Numerical simulations predict an increase in sliding when the multilayered coastal cliff is submitted to a complete saturation. This occurs with a saturated water content of 28% for the clay with flint, 21% for the chalk, 40% for the Gault clay, 31% for the ferruginous sand and 24% for the kimmeridgian clay. Compared to natural water content (clay with flint: 21%, chalk: 10%, Gault clay: 40%, ferruginous sand: 6%, kimmeridgian clay: 24%), the simulation is close to the natural water content of the cliff, particularly for clay layers that are at saturation in the field. The Gault clay layer appears to be the active detachment layer in the cliff, the interface between Gault clay and chalk is a decoupling surface with horizontal displacement in the lower part of the cliff while the upper cliff is affected by vertical movements.

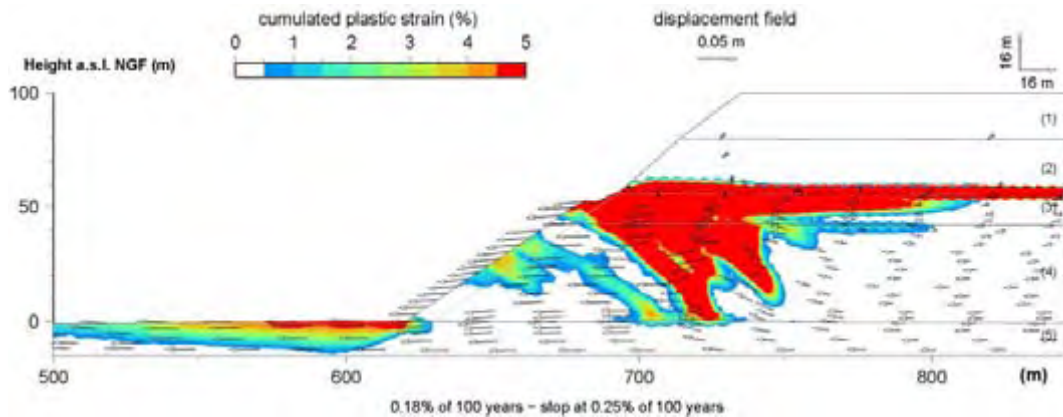


Figure 2: Numerical simulation of cliff deformation under normal gravity field at saturated water content. The cross section is located in the southern part of the study area, near the town of Octeville (Fig.1). The five layers are: clay-with-flint (1), Cenomanian chalk (2), Albian Gault clay (3), Aptian ferruginous sand (4) and Kimmeridgian clay (5). No vertical exaggeration. Cumulated plastic strains and instantaneous displacement fields are represented after 66 days (0.18% of 100 years). The simulation stopped after 91 days because of mesh breaking.

Experimental approach

In the physical modelling approach, the low mechanical strength of sand and clay layers was simulated by applying high air pressure at the base of porous sand layers. The fluid in the model is compressed air and the potential décollement level was made of low-permeability microbeads in which the pore-fluid pressure and the coefficient of fluid pressure were high. As fluid pressure was progressively raised, the strength of the overall model decreased, and sliding occurred. The experimental approach is based on work from Le Calvez et al. (2004) and Mourgues et al. (2003).

The physical model is a 3D reproduction of the coastline section between Cauville and Etretat (Fig.1). This part of the coastline represents the transition between the cliff with clay outcropping at its base and the pure chalky cliff. Layers are set up with a 1° dip to the NNE; only the upper layers are modelled, with the chalk, the Gault clay and the ferruginous sand as basal layers (Fig.3). The respective analogues are lightly wetted coarse sand for the Cenomanian chalk, dry glass microbeads for the Albian Gault clay and dry coarse sand for the Aptian sand. The chalk analogue is wetted to provide a capillary cohesion matching the high cohesion of the chalk (1890 kPa) compared to clay (39-89 kPa) and sand layers (80 kPa). The overall thickness is 6 cm with thickness variation for the wet and dry sand due to the model dip. The microbeads thickness is set to 0.5 cm in order to reach a coefficient of fluid pressure (ratio between air pore pressure and lithostatic stress) close to 1 in this layer. At the north boundary the model composition is 5.5 cm of wet sand and 0.5 cm of microbeads, whereas on the south boundary the composition is 3 cm of wet sand, 0.5 cm of microbeads and 2.5 cm of dry sand. The cliff is 4 cm high so the model-to-nature scale ratio is 1 to 2500.

Experimental results

From surface observation, it appears clearly that the instability process is localized in the chalk, with retrogressive inland propagation. It either appears that the instability process is located only where the Gault clay layer is above or closely under the shore platform. Cross sections indicate that in the southern segment, where the clay layer crops out near the base of the cliff, deformation is characterised by normal faults dipping seaward, building a network of horsts and grabens (Fig.3.1). In the north, the fault network is narrower, with a smaller activity (Fig.3.2) where the detachment layer is situated beneath the shore. Although, as brittle deformation of the chalk is less active with the deepening of the clay layer, compression increases in the shore platform. During the late stage of deformation, a very active graben formed and sealed the retrogressive evolution of the instability process. The differences in the rate of collapse along the model lead to a progressive change in the trend of the coastline as the South segment retreated faster than the north one. The differential erosion along the coastline is produced by the Gault clay position in the cliff, as the detachment layers is positioned higher in the cliff, the instability and the brittle faulting increase with a propagation further inland.

Conclusion

Both numerical and experimental models illustrate the impact of clay layer on chalk cliff erosion. The primary element is that the erosion rate varies as a function of the vertical position of the clay layers in the cliff. This differential erosion is expressed on numerical simulations by the reduction in plastic strain propagation and, in the experimental models, by the reduction in extension and complexity of the fault system network as the clay layers deepens. On the other hand, as the clays layers deepens the compression of the shore platform increases, as shown by the experimental models. The equivalent of the numeric strain computed on the shore platform is the shortening in the experimental model. The differential erosion illustrated in the models is consistent with the fan-like offshore bathymetry observed along the study area. The second element, provided by numeric runs, indicates a partition of cliff deformation, with an upper cliff

affected by little vertical displacement and an lower cliff affected by significant horizontal seaward displacements, the Gault clay acting as the decoupling surface. This partition is partially confirmed by the experimental models. The third element deals with the shape of the fault network. Numerical simulations mainly predict a network of seaward verging faults, whereas the experimental models predict an opposite vergence. Finally the water content is confirmed to be a factor acting on the strain in the model, increasing the displacement intensity.

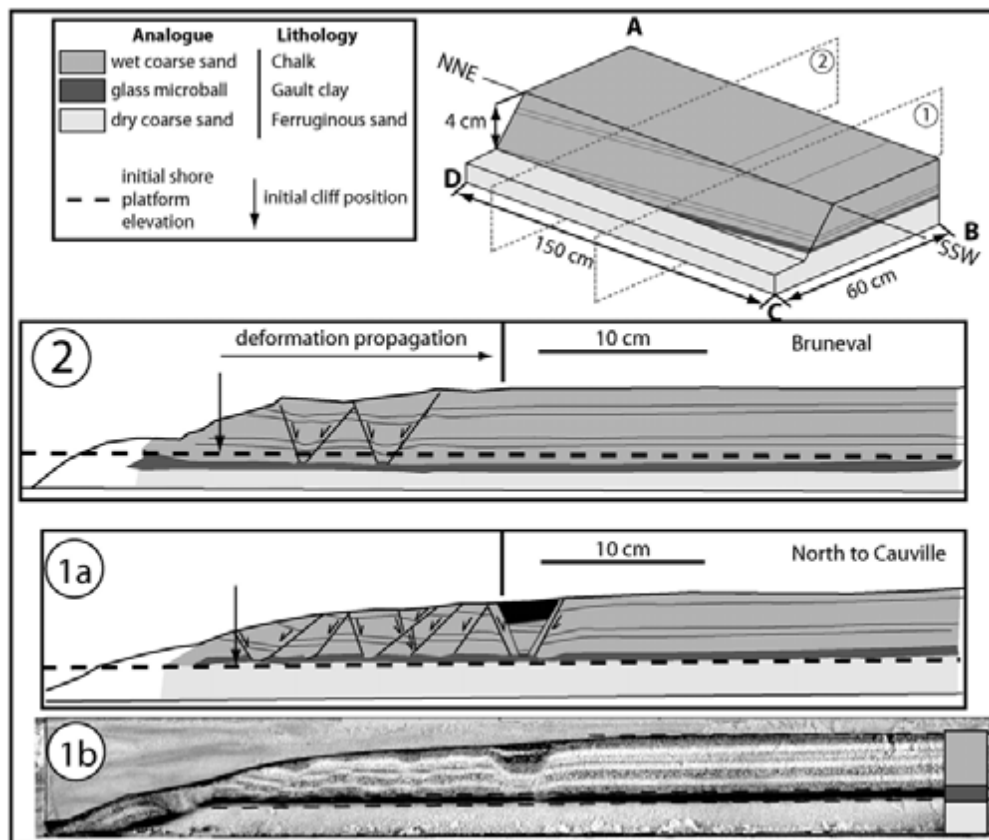


Figure 3: Sketch of the experimental model initial geometry and cross section at final deformation stage (1a, 1b, 2). 1a is a cross section photo from and 1b is its interpretation. The model is set to show the impact of Gault clay layer location in the cliff on the chalk deformation. As the clay layer deepens further in the cliff while progressing northward, the inland extension of the chalk deformation reduces as well as the complexity of the fault network.

References:

- Duperret A., Genter A., Martinez A., Mortimore R. N.;** 2004: *Coastal chalk cliff instability in NW France: role of lithology, fracture pattern and rainfall*. In: Mortimore R. N. & Duperret A. (ed), *Coastal Chalk Cliff Instability*, Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, **20**, 33-55.
- Hassani R., Jongmans D., Chéry J.;** 1997: *Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models*. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 17,951-17,965.
- Le Calvez J., Vendeville B.;** 2004: *Map patterns of Rafted Blocks in Outcrops and Experimental Models*. Proceeding of the 24th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference, Salt-Sediment Interactions and Hydrocarbon Prospectivity: Concepts, Applications, and Case Studies for the 21st Century.
- Mourgues R., Cobbold P.R.;** 2003: *Some tectonic consequences of fluid overpressure and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling*. *Tectonophysics*, **376**, 75-97

Résumé

Cette thèse porte sur les effets des niveaux d'argiles et de sables sur les instabilités gravitaires affectant les falaises côtières du Crétacé en Haute-Normandie, le long du littoral de la Manche entre les Caps de la Hève et d'Antifer. L'impact de ces niveaux potentiels de décollements a requis une caractérisation mécanique des lithologies affleurantes. Le comportement de ce trait de côte a alors été analysé aux moyens de la simulation numérique en éléments finis (code ADELI) et de la modélisation expérimentale avec surpression de fluides aux pores.

Il ressort que l'instabilité des falaises est caractérisée par un glissement translationnel vers la mer guidé localement par les argiles. Le taux de glissement de la falaise dépend de la position des niveaux d'argiles par rapport à la base de la falaise. Deux formations peuvent guider les déformations : les argiles du Kimméridgien situées en base de falaise et les argiles du Gault de l'Albien situées à une hauteur variable en front de falaise.

Le niveau d'argiles du Gault joue un rôle de niveau de découplage mécanique. Au dessus du Gault, les déformations gravitaires affectant la craie du Cénomaniens se caractérisent par un réseau de failles normales dont la propagation dans les terres varie en fonction de la position verticale du niveau d'argile en front de falaise. En dessous, la basse falaise constituée des argiles du Kimméridgien et de l'Albien ainsi que des sables Aptien est extrudée avec une amplitude accentuée par l'élévation des niveaux d'argiles.

Le long du trait de côte entre les Caps de la Hève et d'Antifer, les niveaux d'argiles sont progressivement enfouis sous la plateforme littorale en progressant vers le Nord, du fait d'un pendage stratigraphique de $0,7^\circ$ NE. Il en résulte une évolution différentielle du trait de côte avec des vitesses de glissement plus importantes au sud, où l'argile du Gault est haute dans la falaise, qu'au nord, où l'argile du Gault est à proximité de la plateforme littorale. Cette évolution différentielle a produit une réorientation du trait de côte vers l'est. Cette hypothèse est renforcée par les données bathymétriques mettant en évidence une géométrie en éventail entre le cap de la Hève et le cap d'Antifer.

L'érosion de ce secteur côtier apparaît comme étant essentiellement guidée par le type lithologique et la structuration géologique de la falaise, qui conditionnent les vitesses de mouvements sous le seul effet de la gravité.

Mots clés : Falaise côtière, la Manche, glissement gravitaire, modélisation numérique, modélisation analogique

Abstract

This study focuses on the effect of clay and sand layers on the gravity instabilities affecting the coastal chalk cliffs located along the French eastern English Channel coastline. The impact of these potential detachment layers is investigated using finite element numeric simulations and experimental modelling under conditions of pore-fluid overpressure. Results indicate that the cliff sliding ratio is linked to the clays layers position with regard to cliff base. The cliff instability is characterized by horizontal seaward sliding guided by the Kimmeridgian clays at the base of the cliff or by the Albian Gault clays at a variable elevation in the cliff. The gravitational deformation is associated with a normal fault network in the chalk and with an inland propagation as a function of the clays layer elevation. Moreover, the clay layer stops the downward propagation of the deformation and acts as a decoupling layer.

Keywords : coastal cliff, sliding, numerical modelling, experimental modelling