



Détermination de l'aléa lié au recul de la falaise côtière. Application à la région dieppoise (76)

Rapport final

BRGM/RP-65008-FR

Septembre 2015



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Détermination de l'aléa lié au recul de la falaise côtière. Application à la région dieppoise (76)

Rapport final

BRGM/RP-65008-FR

Septembre 2015

Étude réalisée dans le cadre des opérations de Service public du BRGM 2015

P. Pannet, B. Meire, M. Boulet, F. Quesnel, T. Jacob, K. Samyn, A. Bitri, T. Dewez

Avec la collaboration de

E. Lasseur, L. Ardito, R. Barbier, B. François, G. Guizouarn, C. Dupuis, D. Idier, L. Raymond, M. Branellec, M. Leroi, A. Chesne

Vérificateur :

Nom : S. Bernardie

Fonction : Responsable scientifique de programme

Date : 23/10/2015

Signature :



Approbateur :

Nom : D. Pennequin

Fonction : Directeur régional de Haute-Normandie

Date : 26/10/2015

Signature :



Le système de management de la qualité et de l'environnement est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Mots-clés :

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Pannet P., Meire B., Boulet M., Quesnel F., Jacob T., Samyn K., Bitri A., Dewez T., coll. Lasseur E., Ardito L., Barbier R., François B., Guizouarn G., Dupuis C., D. Idier, Raymond L., Branellec M., Leroi M., Chesne A.. (2015) – Détermination de l'aléa recul de la falaise. Application à la région dieppoise. Rapport final. BRGM/RP-65008-FR, 151 p., 74 ill., 5 ann., 1 CD.

Synthèse

Le littoral sud-dieppois est à la fois fortement urbanisé, et marqué par l'érosion des falaises de craie qui le constituent, induisant un recul inexorable du trait de côte.

De nombreuses études ont déjà traité de la problématique du recul du trait de côte. Elles se concentrent surtout sur l'estimation des moyennes de reculs passés. Cette information, certes importante, n'est dans ce contexte de côte à falaises, pas suffisante pour appréhender le recul du trait de côte. En effet, les vitesses moyennes d'érosion des falaises mentionnées dans ces documents masquent d'importantes disparités spatiales et temporelles, avec notamment l'existence d'érosion par « à-coups » qui se traduit souvent, localement, par l'occurrence d'éboulements mobilisant de grands volumes de roches qui génèrent des reculs importants sur des périodes de temps courts, pouvant de surcroît être amplifiés par l'existence de spécificités géologiques locales.

Depuis plusieurs années, les différentes recherches menées sur le sujet (Universités de Caen, de Rouen, du Havre, d'Amiens, de Dunkerque, plusieurs universités britanniques, BRGM, CEREMA...) tendent à montrer que les facteurs et les dynamiques qui régissent le recul des falaises sont multiples (lithologie, fracturation de la roche, houle, cortège sédimentaire, saturation en eau de la craie, gel/dégel, impact anthropique...), et difficiles à appréhender.

Les mécanismes d'érosion par « à-coups » et les spécificités géologiques qui les accentuent sont particulièrement marqués dans la région dieppoise.

Ainsi, un évènement particulièrement important, survenu route de Pourville, a fortement impacté la géométrie de la falaise située à l'ouest de Dieppe depuis décembre 2012, provoquant des reculs atteignant 40 m en quelques mois et causant le péril de plusieurs enjeux. Les causes de ce phénomène sont complexes et mal comprises.

Se sont alors posées les questions de l'extension que pourrait atteindre le phénomène observé à Dieppe, mais aussi de la reproductibilité d'un tel évènement sur cette côte à enjeux.

A l'issue de ce constat en 2013, les services de l'état (DDTM 76, Sous-Préfecture de Dieppe) ont convenu avec le BRGM de mener la présente étude pour essayer de comprendre et d'estimer l'évolution du recul du trait de côte entre Pourville et Dieppe ainsi qu'au niveau du cimetière marin de Varengueville-sur-Mer, au regard de la spécificité géologique qui caractérise ces secteurs. Trois objectifs précis ont été définis :

- Comprendre le phénomène en cours et définir son extension maximale à terme ;
- Déterminer sur le long terme l'aléa « recul du trait de côte » entre Dieppe et Pourville-sur-Mer ;
- Définir l'aléa pour l'église et le cimetière marin de Varengueville-sur-Mer, site classé d'importance pour le patrimoine et le tourisme local.

Pour ce faire, le BRGM s'est appuyé sur les données existantes, et a acquis une série de données complémentaires, parfois inédites, de haute-précision, en vue de mieux comprendre les dynamiques responsables de l'érosion.

Les facteurs intervenant dans les phénomènes de chutes de blocs et d'éboulements de falaise (et autres instabilités du versant littoral) ont ainsi été analysés.

A l'issue de ces travaux, la compréhension du phénomène dont la rupture est intervenue en décembre 2012 a été acquise et son évolution a pu être définie à différents termes. Elle aura pour conséquence d'impacter la route de Pourville ainsi qu'une partie du stade situé à l'arrière à relativement court terme. Toutefois, à horizon 100 ans, les parties sud du stade, les plus éloignées de la route, ne devraient pas être impactées, tout comme les enjeux majeurs que représentent les lycées situés à proximité.

Concernant la reproductibilité d'un tel phénomène, les travaux engagés ont mis en évidence la présence d'autres « poches » de matériaux meubles, présentant des profondeurs d'incision et des volumes plus ou moins importants. Une d'entre elles, située directement au NE du glissement de 2012 pourrait poser problème et impliquer deux maisons d'habitation supplémentaires à court terme. Au regard de l'analyse historique, il semblerait que le phénomène observé depuis 2012 et cette poche encore intacte fassent partie d'un même ensemble, dont la déstabilisation a été initiée dès 2008, comme en témoignent les taux de reculs pour ces portions de falaise entre 2008 et 2012. Reste une inconnue quant à la date de rupture de la falaise et la vidange de cette poche identifiée, qui dépend notamment des conditions climatiques (déclenchement favorisé après une période humide longue et intense). Par ailleurs, cette zone sensible présente sans doute aujourd'hui un aléa de rupture moins important qu'avant la rupture du phénomène de 2012. Il a en effet été observé que le phénomène en cours a tendance à drainer les eaux aux alentours, ce qui pourrait avoir comme conséquence de retarder l'occurrence de la rupture de la falaise et de la vidange de l'autre poche identifiée à proximité (baisse des pressions hydrostatiques à l'intérieur des matériaux meubles), même si cela reste inéluctable.

Concernant l'ensemble de la zone, les travaux réalisés ont en effet permis d'identifier une zone de péril imminent, c'est-à-dire une zone à l'intérieur de laquelle la sécurité des biens et des personnes n'est plus garantie.

D'autres poches de matériaux meubles, parfois présentant de très gros volumes ont été identifiées. Mais aucune n'est susceptible d'impacter des enjeux à court terme. On en distingue toutefois qui impacteront probablement des enjeux existants à long terme.

Les travaux réalisés ont en effet permis d'estimer les vitesses de recul du trait de falaise à différents termes (court terme : 3 à 10 ans, moyen terme : 50 ans, long terme : 100 ans), ainsi que celui des formations meubles présentes sur ou dans le massif crayeux. Deux zonages sont ainsi déterminés : un zonage « recul de la falaise crayeuse », pour information (Annexe 4), et un autre zonage, intégrant l'impact de la rupture des formations meubles, correspondant à celui à prendre en compte, car susceptible d'impacter des enjeux.

Enfin, concernant l'Eglise de Varengeville, l'enjeu se trouve en amont direct d'une zone qui a été impactée par des fortes instabilités depuis la seconde moitié du XXe siècle. Les terrains sur lesquels reposent l'Eglise et le cimetière marin présentent des caractéristiques géotechniques modestes, et l'érosion régressive initiée par les glissements de terrain actifs directement en aval pourrait impacter le site à court terme. On ne parle toutefois ici pas de rupture de falaise brutale, mais de recul progressif des formations superficielles par l'activité de glissements de terrain. Ces phénomènes ne sont pas susceptibles d'impacter l'ensemble du site en une seule fois. Le recul devrait se faire progressivement, avec probablement la présence de signes annonciateurs, qui permettront, le cas échéant, de prendre des dispositions de protection pour les biens et les personnes si une surveillance est mise en place.

Sommaire

1. Introduction	11
2. Contextes	13
2.1. SITUATION GEOGRAPHIQUE.....	13
2.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE	13
2.3. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE.....	16
2.4. CONTEXTES HYDROGEOLOGIQUE	19
2.5. CONTEXTE CLIMATIQUE.....	20
2.6. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE.....	21
2.6.1. Secteur 1 : falaise simple et vive de Pourville/Mer	21
2.6.2. Secteurs 2, 4, 6 et 8 : falaises complexes, vives	21
2.6.3. Secteurs 3 et 5 : falaises simples, vives.....	22
2.6.4. Secteur 7 : « zone du glissement »	23
2.6.5. Secteur 9 : falaise simple vive du Belvédère à Dieppe.....	23
2.6.6. Secteur 10 : falaise simple morte du Belvédère à Dieppe	23
2.6.7. Secteur « église de Varengueville-sur-Mer »	24
3. Description de l'évènement majeur	25
3.1. OBSERVATIONS.....	25
3.1.1. L'éboulement de falaise	25
3.1.2. Le glissement de terrain.....	25
3.2. INTERPRETATION.....	28
4. Méthodologie : éléments pris en compte, données recueillies et travaux réalisés	31
4.1. IDENTIFICATION DES VITESSES DE REcul ET DE LEUR EVOLUTION	31
4.1.1. Données existantes	31
4.1.2. Acquisition de données (imagerie / géoréférencement)	34
4.1.3. Traitement de la donnée	36
4.2. CARACTERISTIQUES INTRINSEQUES A LA FALAISE	44
4.2.1. Lithologie	44
4.2.2. Analyse structurale de la falaise de craie	44
4.2.3. Principe de la projection stéréographique et du canevas de Schmidt.....	45
4.2.4. Résultats des relevés en pied de falaise	46

4.3. GEOLOGIE A L'ARRIERE DU TRAIT DE FALAISE / IDENTIFICATION DE « POCHEs » DE MATERIAUX MEUBLES.....	48
4.3.1. Investigations géophysiques.....	48
4.3.2. Investigations sismiques.....	49
4.3.3. Investigations gravimétriques	63
4.3.4. Anomalie de Bouguer, anomalie régionale, et anomalie résiduelle	67
4.3.5. Confrontation investigations sismiques et gravimétriques.....	73
4.3.6. Forages	77
4.4. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE / COURANTS MARINS	81
4.4.1. Impact de la houle	81
4.4.2. Cortège sédimentaire	81
4.4.3. Réserves sédimentaires	83
4.5. AUTRES FACTEURS D'EROSION	85
4.5.1. Climat.....	85
4.5.2. Actions chimiques et biologiques.....	85
4.5.3. Impact anthropique.....	86
4.6. ESTIMATION D'UN ZONAGE DE PERIL IMMINENT - METHODOLOGIE.....	87
4.7. ESTIMATION DES VITESSES DE REcul FUTURES.....	94
5. Résultats.....	95
5.1. IDENTIFICATION DE L'ALEA FORT A TRES COURT TERME (ZONAGE PERIL IMMINENT)	95
5.1.1. Secteur Eglise de Varengenville	95
5.1.2. Secteur Dieppe-Pourville	95
5.2. ESTIMATION DES VITESSES DE REcul A COURT (3 A 10 ANS), MOYEN (50 ANS) ET LONG TERME (100 ANS).....	96
5.2.1. Secteur église de Varengenville	97
5.2.2. Secteur Dieppe-Pourville	97
5.2.3. Moyen et long terme.....	98
5.3. CARTOGRAPHIE DE L'ALEA	98
6. Conclusions	101
7. Bibliographie.....	103

Liste des illustrations

Illustration 1 : Situation de la zone d'étude sur le littoral cauchoix.....	13
Illustration 2 : Localisation de la zone d'étude (flèche rouge) sur une carte structurale (Letortu, 2013)	14
Illustration 3 : Coupe géologique des falaises du littoral haut-normand (Costa, 1997)	14
Illustration 4 : Extrait de la carte géologique du BRGM au 1/50.000, feuille n°42 de Dieppe-Ouest (Bignot, 1971). La couleur verte présente les terrains crayeux du Crétacé supérieur, les couleurs jaunes-orangées, les formations tertiaires et quaternaires	15
Illustration 5 : Stratigraphie des affleurements entre le cap d'Antifer et Le Tréport (compilation de données bibliographiques : Genter et al., 2001, Bignot, 1971 et Letortu, 2013)	16
Illustration 6 : Schéma d'une falaise simple (Letortu, 2013, d'après Costa, 2005) et photographie d'une falaise simple à Sainte-Marguerite-sur-Mer (BRGM)	17
Illustration 7 : Schémas d'une falaise à piédestal résistant (Letortu, 2013, d'après Costa, 2005) et photographie de ce type de falaise à Fécamp (BRGM)	17
Illustration 8 : Schéma d'une coupe de falaise complexe (Letortu, 2013, d'après Costa, 2005) et photographie de la falaise complexe du cap d'Ailly (BRGM)	18
Illustration 9 : Illustration de la géométrie particulière des falaises étudiées, situées entre Dieppe et Pourville-sur-Mer, liée aux « poches » de matériaux tertiaires marron-ocre (BRGM 2014)	18
Illustration 10 : Exemple des deux types de conduits karstiques rencontrés sur la falaise étudiée : un conduit subhorizontal, calé sur la stratification, au niveau d'un banc imperméable (ici un lit de silice) et d'un conduit karstique vertical calé sur une discontinuité tectonique	19
Illustration 11 : Cumul des précipitations en été et en hiver sur le nord-ouest du Bassin de Paris (Letortu, 2013).....	20
Illustration 12 : Vue du secteur 1 « falaise simple et vive de Pourville/Mer » (BRGM, 2014)	21
Illustration 13 : Exemple d'un secteur de falaise complexe (ici le secteur 4) (BRGM, 2014)	22
Illustration 14 : Exemple d'un secteur de falaise simple (ici le secteur 3) (BRGM, 2014)	22
Illustration 15 : Vue du secteur 7 « zone du glissement », impacté par les événements de 2012 (BRGM, 2014).....	23
Illustration 16 : Vue des secteurs 9 (à droite du trait rouge, falaise vive) et 10 (à gauche, falaise morte) (BRGM, 2014)	23
Illustration 17 : Vue du secteur « église de Varengéville » (BRGM, 2014)	24
Illustration 18 : Zone de propagation des éboulis, visible sur le platier en décembre 2012	25
Illustration 19 : Coupe schématique simplifiée (SSW/NNE) du versant avant rupture (Pannet, 2013)	26
Illustration 20 : Coupe schématique simplifiée (SSW/NNE) du versant après rupture (Pannet, 2013)	26
Illustration 21 : Comparaison du site entre le 20 décembre 2012 et avril 2013 (B : blockhaus de la seconde guerre mondiale).....	27
Illustration 22 : Situation du phénomène à l'été 2014 : blockhaus chuté (B) en bas à droite de la photo ..	28
Illustration 23 : Evolution visible du phénomène (Boulet, 2014)	29
Illustration 24 : Carte postale de Dieppe en 1900. En arrière-plan (cercle rouge), les stigmates d'un phénomène similaire à celui observé en 2012.....	33
Illustration 25 : Vue du dispositif de prise de vue.....	34
Illustration 26 : Représentation 3D issue du traitement photogrammétrique de la falaise, comparaison entre le 22 juillet 2013 et le 16 avril 2014.....	35

Illustration 27 : Comparaison des MNT issus du traitement photogrammétrique entre les vols de juillet 2013 et avril 2014 ; différentiel en Y (profondeur) : on remarque d'importantes zones d'érosion (en rouge), atteignant 10 m en plusieurs endroits.....	36
Illustration 28 : Illustration des deux traits de côte utilisés pour l'analyse DSAS : le sommet de l'abrupt crayeux (tête de falaise – trait bleu) et la rupture de pente dans les formations superficielles (trait jaune) sur fond orthorectifié 2012	37
Illustration 29 : Représentation des transects de mesure de recul automatisé et des traits de côte utilisés pour l'analyse DSAS : à gauche, pour les formations superficielles, à droite, pour la tête de falaise	38
Illustration 30 : Taux de reculs de la tête de falaise pour la période 1947-2012.....	40
Illustration 31 : Taux de reculs de la tête de falaise pour la période 2008-2012.....	40
Illustration 32 : Taux de reculs de la rupture de pente des FS pour la période 1947-2012	41
Illustration 33 : Taux de reculs de la rupture de pente des FS pour la période 2008-2012	42
Illustration 34 : Taux de reculs pour la tête de falaise pour la période 1947-2008 (secteur « église de Varengueville).....	43
Illustration 35 : Taux de reculs des FS pour la période 1947-2008 (secteur « église de Varengueville » ...	43
Illustration 36 : Principe de la projection stéréographique (source : Université libre de Bruxelles)	45
Illustration 37 : Canevas de Schmidt (source : Université libre de Bruxelles).....	46
Illustration 38 : Report des relevés et rosace de distribution des mesures, mettant en évidence une famille de fracture principale orientée N110 à N120 (tirets verts), une famille N125-N140 (tirets bleus), et une fracturation de détente orientée N060 à N065 (tirets rouges). Le trait noir sur la figure de gauche représente l'orientation de la falaise. Diagramme de Schmidt – hémisphère inférieur.....	46
Illustration 39 : Pôle des plans de fractures et courbes d'iso-répartition des pôles mettant clairement en évidence une contrainte principale (extension) orientée NE-SO. Carrés verts : pôles de la famille N110-N120, points bleus : pôle de la famille N125-N140 et triangles rouges : pôle de la famille N060. Diagramme de Schmidt – hémisphère inférieur	47
Illustration 40 : Densité de la fracturation de la famille N110-120 et plans de faille conjugués (structures en V ou en W) qui délimitent des dièdres volumineux	47
Illustration 41 : Exemple de sous-cavages observés en pied de falaise.....	48
Illustration 42 : Carte d'implantation des profils sismiques sur le secteur de Varangeville-sur-mer. Les profils sismiques apparaissent en traits rouges pleins.	50
Illustration 43 : Carte d'implantation des profils sismiques sur le secteur entre Dieppe et Pourville. Les profils sismiques apparaissent en traits rouges pleins.	50
Illustration 44 : Exemples de tirs sismiques du profil P3 (gauche) et P2 (droite) avec application d'un gain de type AGC. Les flèches indiquent : jaune : les premières arrivées de l'onde P directe; magenta : les premières arrivées de l'onde P réfractée ; rouge : des réflexions des ondes P ; bleue : les ondes de surface ; blanche : du bruit ambiant et vert : l'onde aérienne. Notons que sur le profil P2, le niveau de bruit ambiant ne permet pas de distinguer clairement les premières arrivées des ondes P directes et réfractées, comparativement à l'exemple de tir du profil P3.	51
Illustration 45 : Modèle de Vp interprété du profil P3, obtenu par tomographie sismique réfraction	52
Illustration 46 : Modèle de Vp interprété du profil P4, obtenu par tomographie sismique réfraction	53
Illustration 47 : Modèle de Vp interprété du profil P5, obtenu par tomographie sismique réfraction	54
Illustration 48 : Modèle de Vp interprété du profil P6, obtenu par tomographie sismique réfraction ; localisation des forages existants en bibliographie (Masson, 1967)	55
Illustration 49 : Modèle de Vp interprété du profil P7, obtenu par tomographie sismique réfraction	56
Illustration 50 : Modèle de Vp interprété du profil P8, obtenu par tomographie sismique réfraction	57

Illustration 51 : Modèles de Vs interprétés des profils P1 et P2, obtenus par MASW	58
Illustration 52 : Représentation 3D des résultats interprétés des tomographies sismiques réfraction sur les profils P3 à P8 avec a) : une échelle de vitesse complète et b) : une échelle de vitesse entre 900 et 1500 m/s.....	61
Illustration 53 : Carte de localisation des stations gravimétriques acquises. La photo aérienne est antérieure à l'effondrement, le front de falaise actuel, au niveau de l'effondrement, est marqué par un trait noir.....	63
Illustration 54 : Positionnement de la base gravimétrique établie devant l'entrée du stade d'athlétisme ...	64
Illustration 55 : MNT (20 cm) issu de l'acquisition photogrammétrique d'avril 2014)	65
Illustration 56 : Corrections topographiques (mGal) à chaque station pour une densité de 1.7 g cm ⁻³	66
Illustration 57 : Erreur sur l'anomalie de Bouguer (mGal)	66
Illustration 58 : Anomalie de Bouguer (mGal), pour une densité de réduction de 1.7 g cm ⁻³	68
Illustration 59 : Anomalie régionale (mGal)	69
Illustration 60 : Anomalie résiduelle (mGal).....	70
Illustration 61 : Anomalie résiduelle (m Gal) et localisation des sondages existants.....	72
Illustration 62 : Anomalie de Bouguer (trait noir) et anomalie régionale (trait vert), anomalie résiduelle (trait rouge) et vitesses de ondes P selon le traitement en tomographie sismique réfraction pour les profils sismiques P3 (a), P4 (b), P5 (e), et P6 (d). La localisation des profils sur l'anomalie résiduelle est présentée en e). Les failles localisées selon la sismique sont reportées	75
Illustration 63 : Localisation des forages réalisés.....	77
Illustration 64 : Présence de cailloutis roulés dans une matrice fine (matériaux de terrasse ancienne) coiffant les formations meubles au niveau de la cicatrice d'arrachement du phénomène actif	80
Illustration 65 : Exemple d'ouvrage transversal bloquant le cortège sédimentaire (Mesnil-Val - Criel-sur-Mer, mars 2014)	83
Illustration 66 : Cartographie des dépôts sous-marins meubles sur l'interface Manche - mer du Nord issue du Schéma des carrières de la Seine-Maritime (Pannet et al., 2011) – Données IFREMER.....	84
Illustration 67 : Schéma d'évolution d'une falaise vide érodée par néoformation de sous-cavages.....	89
Illustration 68 : Portion de falaise proche de Pourville montrant de nombreux sous-cavages en pied et une prédisposition forte à ce type d'éboulement.....	89
Illustration 69 : Vue d'une falaise marquée par un éboulement délimité par la fracturation, avant et après le phénomène.....	91
Illustration 70 : Représentation schématique des mécanismes de rupture d'écailles (d'après LCPC).....	92
Illustration 71 : Exemple de fracturation complexe ; a) à Varengueville, à quelques centaines de mètres à l'ouest de l'église ; b) Route de Pourville, en limite des communes de Dieppe et Hautot-sur-Mer.....	93
Illustration 72 : Représentation du zonage imminent, avec localisation des poches remplies de formations meubles en fond (couleur orange, rouge et gris)	96
Illustration 73 : Représentation du zonage d'estimation de péril à court terme	98
Illustration 74 : Représentation de l'aléa à différents termes	99

Liste des annexes

Annexe 1 - Sectorisation de la zone d'étude	107
Annexe 2 - Logs de forages détaillés des campagnes réalisées lors de cette étude	111
Annexe 3 - Modélisation de la potentialité de mobilisation des réserves sédimentaires sous-marines profondes	117
Annexe 4 - Exemple de cartographie montrant la différence entre l'aléa « recul de falaise simple » et le zonage une fois l'ensemble des variables prises en compte	127
Annexe 5 - Rapport d'acquisition gravimétrique de la phase 'test'	131

1. Introduction

Le littoral sud-dieppois est à la fois fortement urbanisé, et marqué par l'érosion des falaises de craie qui le constituent, induisant un recul inexorable du trait de côte.

De nombreuses études ont déjà traité de la problématique du recul du trait de côte. Elles se concentrent surtout sur l'estimation des moyennes de reculs passés. Cette information, certes importante, n'est dans ce contexte de côte à falaises, pas suffisante pour appréhender le recul du trait de côte. En effet, les vitesses moyennes d'érosion des falaises mentionnées dans ces documents masquent d'importantes disparités spatiales et temporelles, avec notamment l'existence d'érosion par « à-coups » qui se traduit souvent, localement, par l'occurrence d'éboulements mobilisant de grands volumes de roches qui génèrent des reculs importants sur des périodes de temps courts, pouvant de surcroît être amplifiés par l'existence de spécificités géologiques locales.

Depuis plusieurs années, les différentes recherches menées sur le sujet (Universités de Caen, de Rouen, du Havre, d'Amiens, de Dunkerque, plusieurs universités britanniques, BRGM, CEREMA...) tendent à montrer que les facteurs et les dynamiques qui régissent le recul des falaises sont multiples (lithologie, fracturation de la roche, houle, cortège sédimentaire, saturation en eau de la craie, gel/dégel, impact anthropique...), et difficiles à appréhender.

Les mécanismes d'érosion par « à-coups » et les spécificités géologiques qui les accentuent sont particulièrement marqués dans la région dieppoise.

Ainsi, un évènement particulièrement important, survenu route de Pourville, a fortement impacté la géométrie de la falaise située à l'ouest de Dieppe depuis décembre 2012, provoquant des reculs atteignant 40 m en quelques mois et causant le péril de plusieurs enjeux. Les causes de ce phénomène sont complexes et mal comprises.

Se sont alors posées les questions de l'extension que pourrait atteindre le phénomène observé à Dieppe, mais aussi de la reproductibilité d'un tel évènement sur cette côte à enjeux.

A l'issue de ce constat en 2013, les services de l'état (DDTM 76, Sous-Préfecture de Dieppe) ont convenu avec le BRGM de mener la présente étude pour essayer de comprendre et d'estimer l'évolution du recul du trait de côte des portions de falaises situées entre Pourville et Dieppe ainsi qu'au niveau du cimetière marin de Varengeville-sur-Mer, au regard de la spécificité géologique qui caractérise ces secteurs. Trois objectifs précis ont été définis :

- Comprendre le phénomène en cours et définir son extension maximale à terme ;
- Déterminer sur le long terme l'aléa « recul du trait de côte » entre Dieppe et Pourville-sur-Mer ;
- Définir l'aléa pour l'église et le cimetière marin de Varengeville-sur-Mer, site classé d'importance pour le patrimoine et le tourisme local.

Au cours de cette étude, les travaux menés par le BRGM ont mobilisé des technologies nouvelles afin d'essayer de comprendre et de quantifier l'évolution du phénomène en cours, et de déterminer les facteurs susceptibles d'intervenir dans le recul du trait de côte à long terme.

Le présent rapport détaille les approches utilisées pour y parvenir, les difficultés rencontrées, la méthodologie et les résultats obtenus.

2. Contextes

2.1. SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le secteur d'étude se situe au sud-ouest de Dieppe, sur la façade littorale de la Seine-Maritime (Haute-Normandie, France, Illustration 1). La côte d'albâtre constitue le littoral haut-normand, et s'étend sur une longueur de 130 kilomètres, entre la baie de Somme jusqu'à la baie de Seine. Elle représente la façade littorale du Pays de Caux, caractérisée par de hautes falaises de craie, entaillées de nombreuses vailleuses et vallées, dans lesquelles se sont installées les célèbres villes portuaires et balnéaires du Tréport, de Dieppe, de Fécamp et d'Etretat.

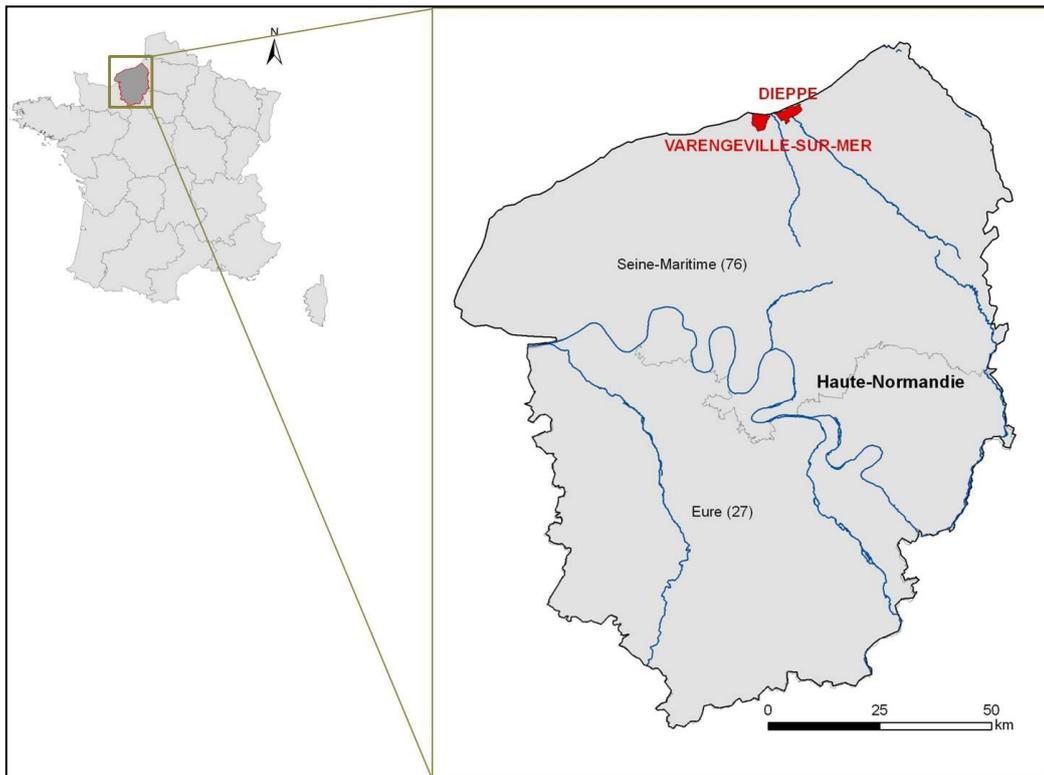


Illustration 1 : Situation de la zone d'étude sur le littoral cauchois

2.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE

La côte d'Albâtre constitue une partie de l'extrémité nord-ouest du Bassin de Paris, large cuvette sédimentaire composée de terrains secondaires et tertiaires, reposant sur un socle magmatique et métamorphique primaire. Cette structure géologique majeure du nord de la France s'étend d'ouest en est de la Manche aux contreforts des Vosges.

Les falaises de la façade littorale révèlent la puissante série sédimentaire carbonatée qui constitue l'essentiel du sous-bassement du Pays de Caux. Ces craies, datées du Crétacé supérieur (Cénomaniens – Turoniens – Coniaciens – Santoniens – Campaniens), se présentent à l'affleurement selon une stratification globalement sub-horizontale, mais admettent à l'échelle de la côte d'Albâtre une structure plissée et fracturée (Illustration 3). Ces structures sont conditionnées par une série d'accidents tectoniques régionaux d'orientation *armoricaine* (NO-

SE à NNO-SSE), tels que la faille de Lillebonne-Fécamp, le synclinal de la Scie et l'anticlinal faillé du Pays de Bray (Illustration 2).

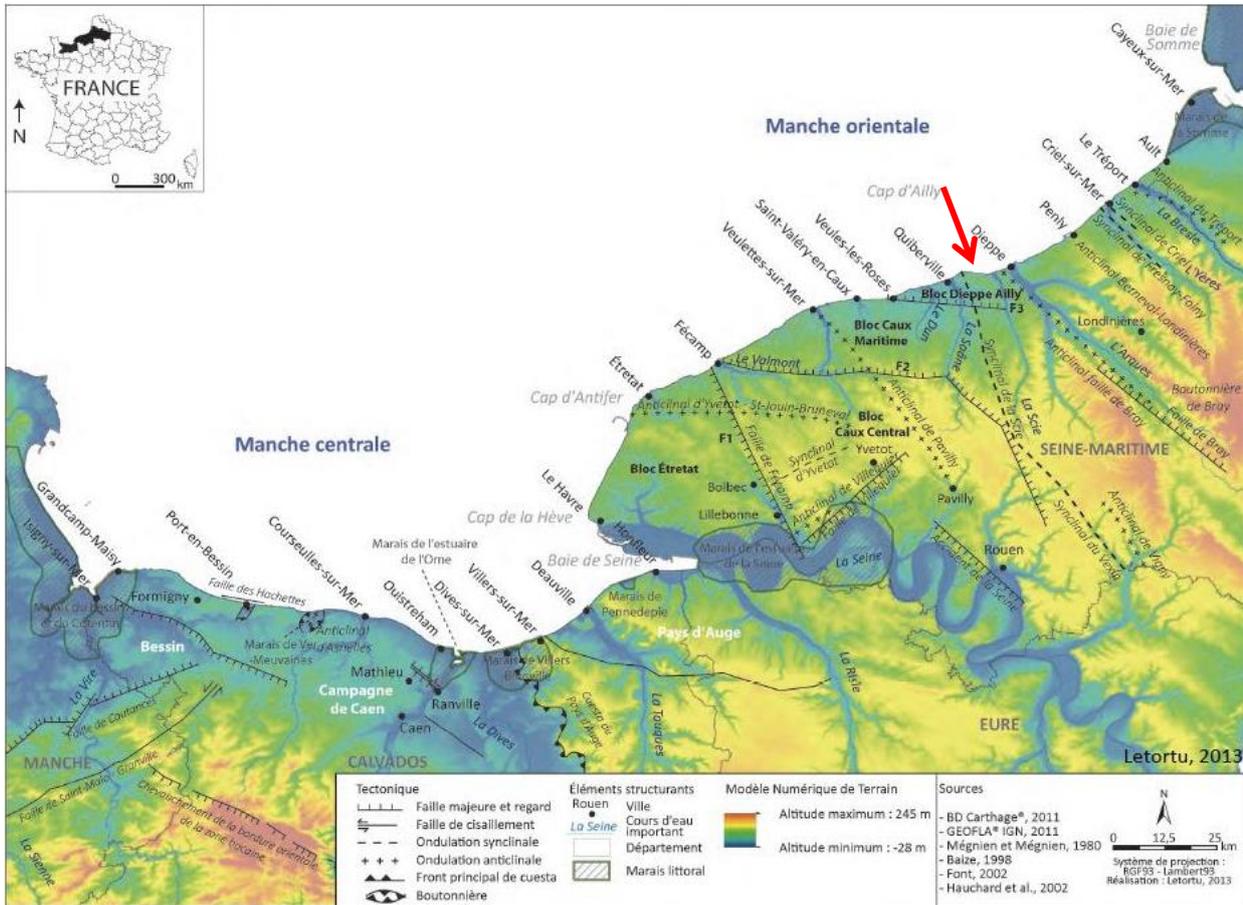


Illustration 2 : Localisation de la zone d'étude (flèche rouge) sur une carte structurale (Letortu, 2013)

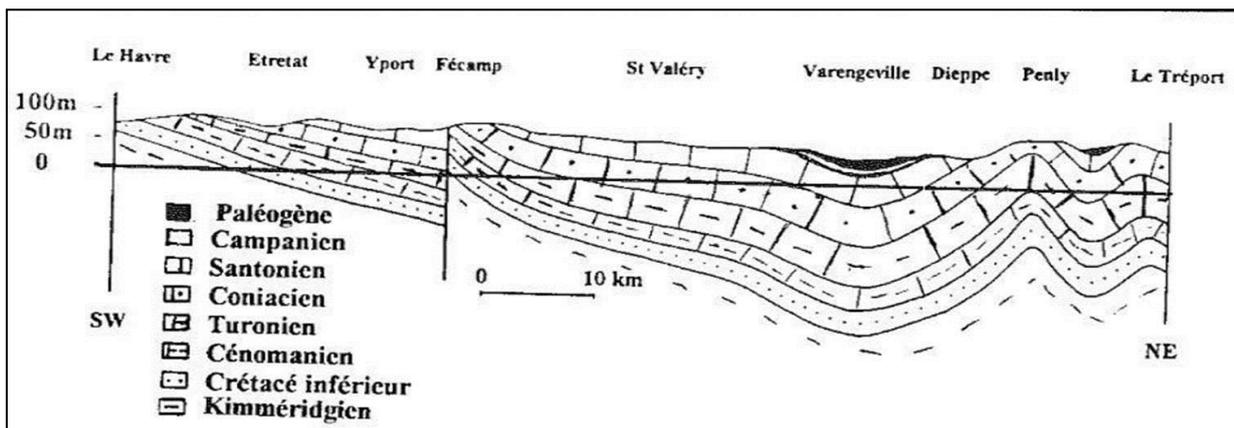


Illustration 3 : Coupe géologique des falaises du littoral haut-normand (Costa, 1997)

Au sud-ouest de Dieppe, l'abrupt de la falaise est constitué des craies santonniennes, caractérisées par un faciès de craies blanches, fines, traçantes, à lits de silex noirs, et dans lesquelles se développent des niveaux de craie indurée conglomératique, noduleuse, de couleur jaunâtre (Bignot, 1971). Ces niveaux de craie plus dure, nommés « hardground » traduisent des arrêts de sédimentation.

Au-dessus de cette craie se situe une série sédimentaire argilo-sableuse, particulièrement bien développée entre Dieppe et Sainte-Marguerite. Ces sédiments, datés du Thanétien à l'Yprésien supérieur (Illustration 5), ont été déposés au gré des transgressions tertiaires dans l'anticlinal de la Scie, structure pllicative concave orientée NNO-SSE, qui a d'une part permis l'accumulation des sédiments et d'autre part a joué un rôle protecteur contre l'érosion.

La série Tertiaire se compose, de bas en haut (Bignot, 1971, Illustration 4) :

- **Thanétien (e2)** : les premiers dépôts thanétiens correspondent à un niveau de sables à silex et de grès mamelonnés, sur lequel se sont déposés les calcaires lacustres d'Ailly, épais de 3 m environ, à passées de sables et d'argiles à Annélides. Les grès Thanétien sont bien visibles en pied de falaise, notamment au Cap d'Ailly, où ils forment des écueils jusqu'à 3 kilomètres au large ;
- **Yprésien inférieur (Sparnacien – e3)** : cet étage, d'une puissance maximale de 10 m, est caractérisé à sa base par les *argiles à lignites*, constituées par une alternance de bancs lenticulaires et finement lités d'argiles et de lignites, puis par un niveau clairement sableux, se terminant par un niveau d'argiles collantes ;
- **Yprésien supérieur (Cuisien – e4 : formation de Varangeville)** : cette puissante formation, épaisse au maximum de 30 m, est composée à sa base par des sables fauves quartzeux et azoïques, passant vers le haut à un niveau de sables verts à stratification entrecroisée, puis à une alternance de sablons verdâtres et d'argiles grises. Dans sa partie supérieure, la formation de Varangeville se compose d'un banc d'argiles calcaires, jaunes et collantes.

L'ensemble est recouvert de formations superficielles datées du Pliocène et du Quaternaire, essentiellement caractérisées par des sédiments fluviatiles anciens à galets bien roulés et des dépôts éoliens du complexe des limons des plateaux.

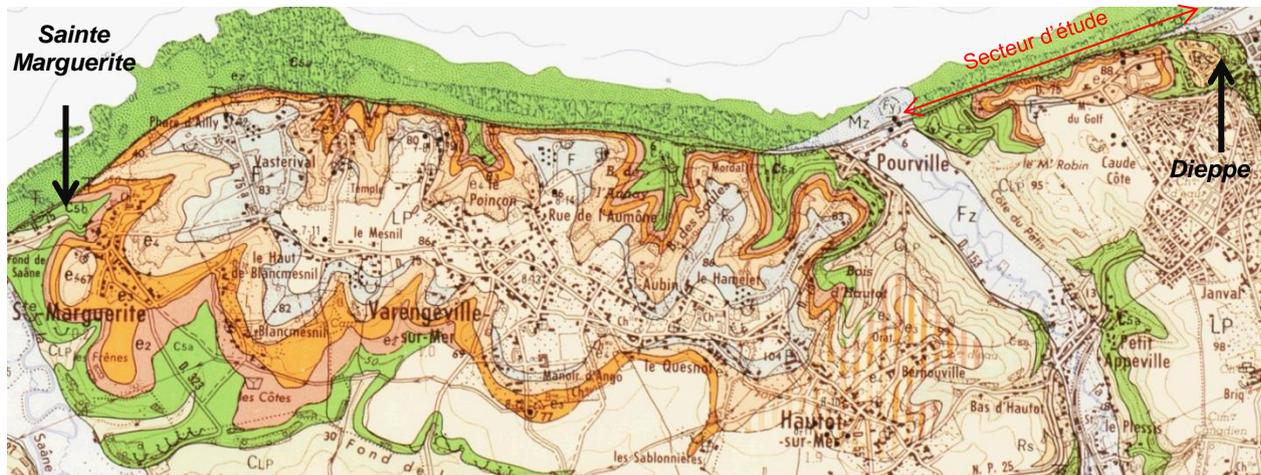


Illustration 4 : Extrait de la carte géologique du BRGM au 1/50.000, feuille n°42 de Dieppe-Ouest (Bignot, 1971). La couleur verte présente les terrains crayeux du Crétacé supérieur, les couleurs jaunes-orangées, les formations tertiaires et quaternaires

Stratigraphie				Lithostratigraphie	Description	Porosité %	Perméabilité (mildarcy)	densité	
Ere	période	époque	Étage	(Mortimore, 2001)					
Cénozoïque	Paléogène	Eocène	Yprésien sup. (e4)	~	Formation de Varengeville du Cuisien Argiles calcaire gris-verdâtre à glauconie et paillette de mica alternance de lits de sablons verdâtres , d'argiles grises et sables verts. Les argiles peuvent être riches en concrétions ferrugineuses. On y rencontre également quelques petits galets de silex noir et des nodules.	~	~	~	
			Yprésien inférieur (e3)	~	sables et argiles à Ostracodes et Mollusques, argiles à lignites du Sparnacien	~	~	~	
		Paléocène	Thanétien (e2)	~	Calcaires lacustres jaunâtre et sableux ou brun et bitumineux, Sables et argiles, Abondance de pyrite.	~	~	~	
Mésozoïque	Crétacé	Crétacé supérieur	Maastrichtien	~	~				
			Campanien	~	~				
			Campanien inférieur (c5a)	Newhaven chalk		Craie tendre avec de nombreux niveaux de marnes et des bancs de silex régulièrement réparties mais peu nombreux. Cette craie affleure dans la partie supérieure de la falaise à Quiberville et Sainte-Marguerite	43,4 à 45	3,8 à 6,5	~
			Santonien	Seaford chalk		Marnes	40,2 à 45,6	3,5 à 5,6	1,6 à 1,8
			Coniacien			Craie blanche très tendre, avec de nombreux lits de silex visible sur toute la hauteur de falaise entre Dieppe et Pourville	22,6 à 38,3	1,1 à 2,6	1,6 à 1,7
			Turonien	Lewes chalk		Craie noduleuse jaunâtre Alternance de niveau très tendre et très résistant (Hardground). L'ensemble est très pauvre en silex Cette craie affleure sur toute la hauteur de falaise à Dieppe	26,3 à 47	0,1 à 4,1	1,7 à 2,1
			~	~	~	~	~	~	~

Craie affleurant à Dieppe

Illustration 5 : Stratigraphie des affleurements entre le cap d'Antifer et Le Tréport (compilation de données bibliographiques : Genter et al., 2001, Bignot, 1971 et Letortu, 2013)

2.3. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE

D'après *Thillaye du Boulay et al.*,(1994), trois types de morphologies de falaises existent en Seine-Maritime. Ces morphologies dépendent d'une part des faciès de craie qui constituent l'abrupt, et d'autre part des formations sus-jacentes à la craie :

Les falaises simples : ce sont les falaises les plus courantes sur la côte d'Albâtre. Elles consistent en un simple abrupt vertical homogène sur toute la hauteur (Illustration 6). Classiquement, ces falaises sont entaillées à leur sommet, à la limite avec les Formations Résiduelles à Silex, par de profonds entonnoirs de dissolution. Les falaises simples sont généralement formées des craies sénoniennes (Coniacien – Santonien – Campanien) caractérisées par des faciès de craies blanches à silex, lithologiquement homogènes sur de grandes épaisseurs.

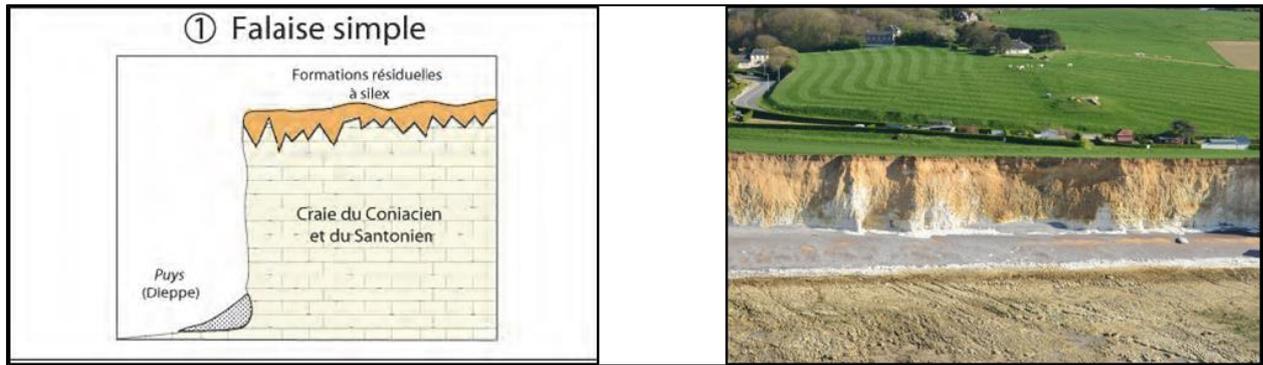


Illustration 6 : Schéma d'une falaise simple (Letortu, 2013, d'après Costa, 2005) et photographie d'une falaise simple à Sainte-Marguerite-sur-Mer (BRGM)

Les falaises à piédestal résistant : ces falaises sont formées par un niveau crayeux plus dur à la base (Cénomannien, Turonien, Illustration 7). Ce type de falaise s'observe par exemple entre le cap d'Antifer et Etretat, entre Yport et Senneville-sur-Fécamp, entre Belleville et Mesnil-en-Caux et au Tréport (Caspar *et al.*, 2007). A l'instar des falaises simples, le sommet de la falaise est entaillé de profonds entonnoirs de dissolution.

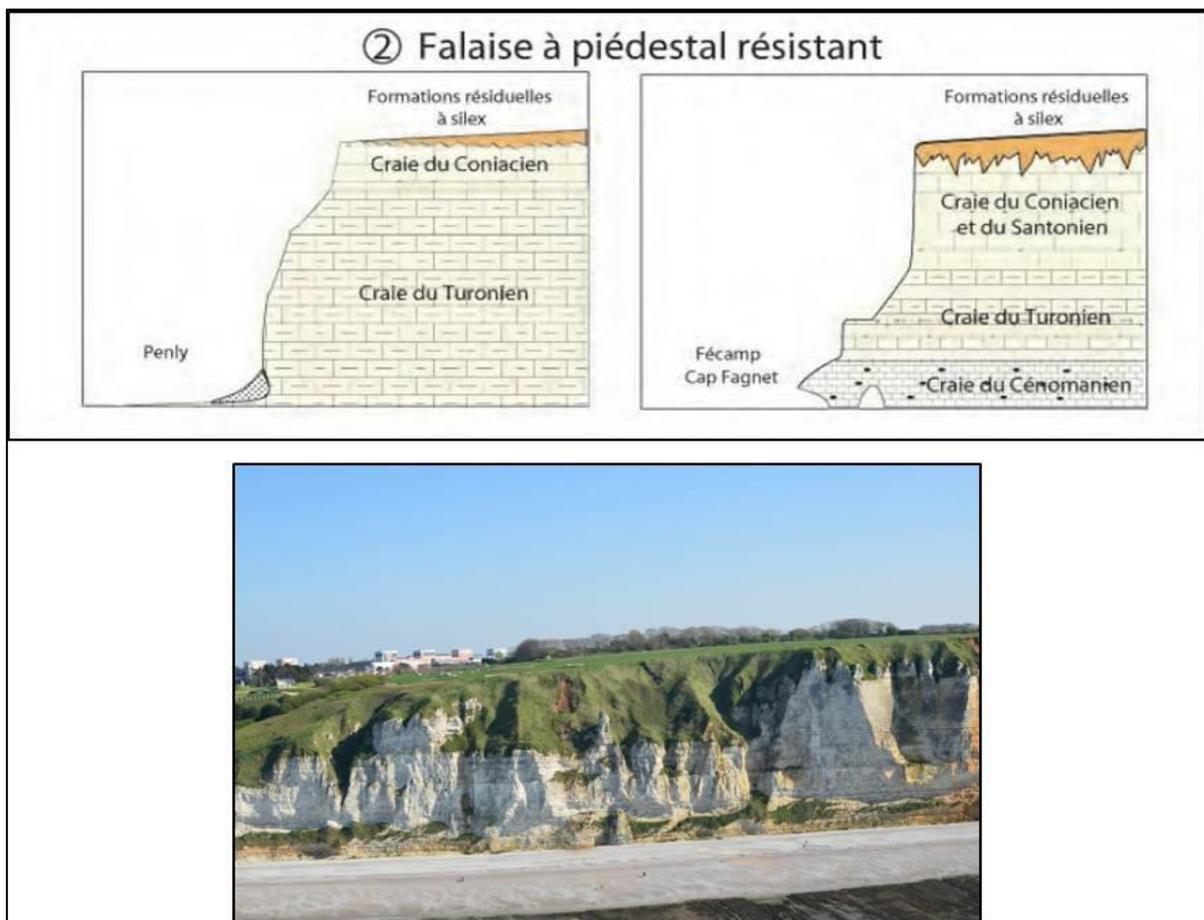


Illustration 7 : Schémas d'une falaise à piédestal résistant (Letortu, 2013, d'après Costa, 2005) et photographie de ce type de falaise à Fécamp (BRGM)

Les falaises complexes : ces falaises sont constituées d'un abrupt crayeux vertical, surmonté d'une alternance de terrains meubles et indurés (Illustration 8). Cette hétérogénéité verticale

favorise la formation de surplombs par érosion différentielle. On retrouve ce type de falaise au Cap d'Ailly, entre Sainte-Marguerite-sur-Mer et Pourville-sur-Mer, et à Criel-sur-Mer (Caspar et al., 2007).

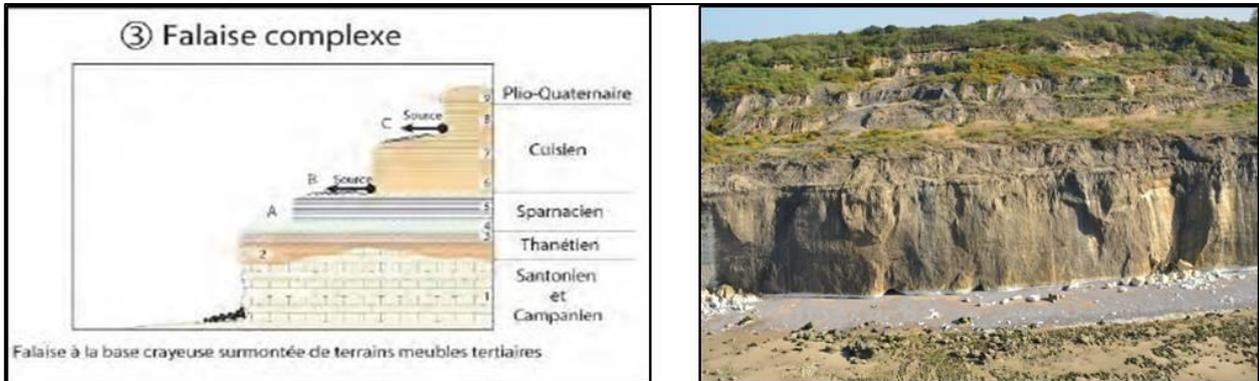


Illustration 8 : Schéma d'une coupe de falaise complexe (Letortu, 2013, d'après Costa, 2005) et photographie de la falaise complexe du cap d'Ailly (BRGM)

Entre la ville de Dieppe et la plage de Pourville-sur-Mer, les falaises présentent une géométrie particulière, unique sur le littoral Haut-Normand. La tête de falaise est en effet marquée par une succession de « poches » remplies de terrains sablo-argileux tertiaires, ce qui induit une alternance de falaises simples et complexes.



Illustration 9 : Illustration de la géométrie particulière des falaises étudiées, situées entre Dieppe et Pourville-sur-Mer, liée aux « poches » de matériaux tertiaires marron-ocre (BRGM 2014)

Le pied des falaises est formé d'un platier rocheux (craie indurée de type « hardground ») sur lequel se sont déposés des sables et des galets, qui constituent la partie supérieure de la plage. La littérature cite deux origines pour ces sédiments :

- Les phénomènes d'érosion qui affectent la falaise induisent des éboulements qui déposent sur le platier de la craie et des silex. Alors que la craie se dissout dans la mer au gré des marées, les silex sont érodés par la houle, formant les galets et un résidu de sable. L'origine du sable peut également s'expliquer, dans ce secteur, par la présence de matériaux sablo-argileux tertiaires au-dessus de la craie ;
- L'origine des galets est liée à la dérive littorale (Costa, 1999), qui se traduit dans ce secteur par un déplacement des sédiments du sud-ouest vers le nord-est, bien visible au niveau des épis de Pourville-sur-Mer et de Dieppe.

2.4. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE

D'un point de vue hydrogéologique, l'aquifère principal en Haute-Normandie est celui de la craie. Il est alimenté par l'infiltration des eaux météoriques. Les rivières côtières représentent souvent localement le niveau de base de la nappe, et le sens d'écoulement général de cette nappe se fait en direction de la côte et des vallées. Les intercalations de niveaux imperméables et perméables peuvent donner lieu à des résurgences sur la falaise et sur le platier. L'eau ayant un pH généralement faiblement acide, elle dissout la craie dans laquelle elle circule et favorise la formation de conduits karstiques (Rodet, 1991). Cette eau circule préférentiellement au niveau de discontinuités, qu'elles soient structurales (failles) ou stratigraphiques. Sur le linéaire de falaise étudié, deux types de conduits karstiques ont pu être relevés :

- Les conduits karstiques mis en place au niveau d'un banc imperméable sous-jacent (niveau marneux ou lit de silex) à un banc perméable ;
- Les conduits karstiques disposés le long des fractures tectoniques qui affectent la craie (failles, diaclases).

Ces conduits karstiques sont pour la plupart soulignés par des dépôts ocre (Illustration 10).



Illustration 10 : Exemple des deux types de conduits karstiques rencontrés sur la falaise étudiée : un conduit subhorizontal, calé sur la stratification, au niveau d'un banc imperméable (ici un lit de silex) et d'un conduit karstique vertical calé sur une discontinuité tectonique

Dans le secteur entre Dieppe et Varangeville-sur-Mer, on note deux niveaux d'eau dans les formations tertiaires (de haut en bas) : la première est localisée dans les cailloutis au-dessus des argiles de la formation de Varangeville (Cuisien), et la seconde est située dans les sables fauves sus-jacents aux argiles glauconieuses du Sparnacien.

2.5. CONTEXTE CLIMATIQUE

La côte d'Albâtre est soumise à un climat tempéré océanique. Les écarts de température sont faibles dans l'année. La température moyenne annuelle est de 10.7°C (Caspar *et al.*, 2007) avec en moyenne des minimales de 8.8°C et des maximales de 14.1°C (données Météo France pour la côte d'Albâtre sur une moyenne entre 2005 et 2013). D'après Caspar *et al.* (2007), il gèle en moyenne 31 jours par an au cap de la Hève et 39 jours par an à Dieppe.

La précipitation est régulière tout au long de l'année. En moyenne, la pluviométrie est de 788 mm avec 129 jours de pluie par an (données Météo France pour la côte d'Albâtre sur une moyenne entre 2005 et 2013). L'illustration 11 présente le cumul des précipitations en hiver et en été sur la région du nord-ouest du bassin Parisien. En se concentrant sur la Seine Maritime au nord de la Seine, notons par analyse de cette figure que les précipitations sont plus abondantes sur le plateau cauchois que sur la côte. Cet écart est plus marqué l'hiver.

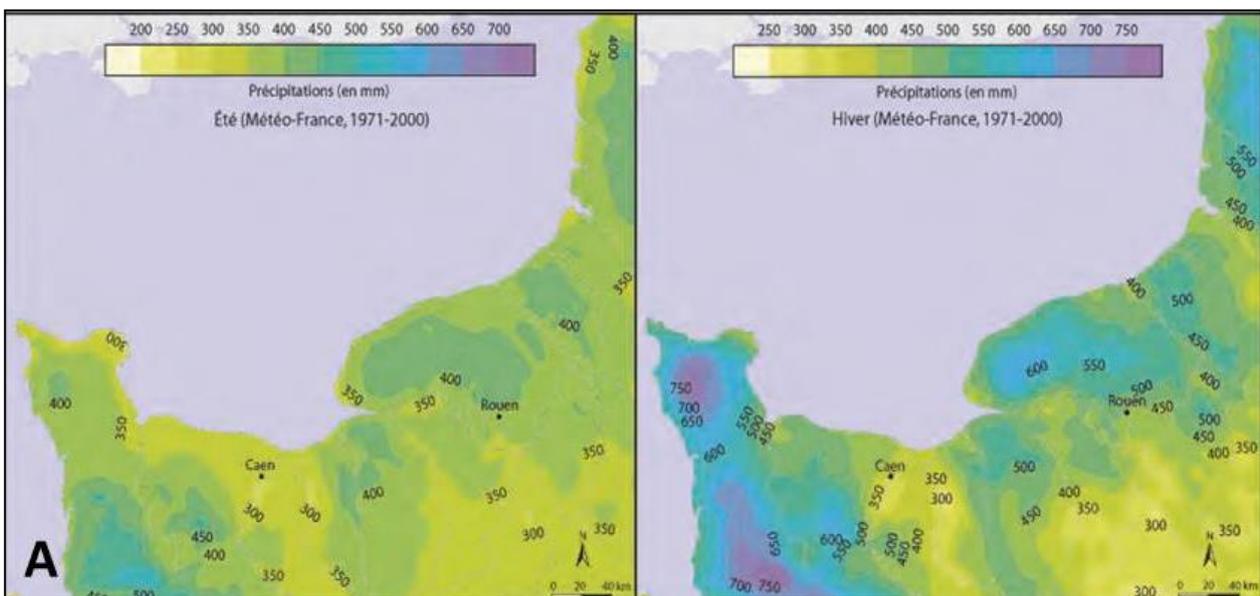


Illustration 11 : Cumul des précipitations en été et en hiver sur le nord-ouest du Bassin de Paris (Letortu, 2013)

Les vents dominants sont de secteur ouest. Entre novembre et mars, ils sont de secteur sud-ouest à ouest alors qu'ils sont de secteur nord à nord-est d'avril à juin (Caspar *et al.*, 2007). La période de l'année propice aux tempêtes est d'octobre à mars. Les tempêtes sur le littoral haut-normand n'engendrent toutefois pas de fortes houles à cause de la géométrie de la côte (Caspar *et al.*, 2007).

2.6. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

La zone d'étude (longue d'environ 2 km entre Dieppe et Pourville + secteur de Varangeville) a été découpée en secteurs homogènes, c'est-à-dire admettant des caractéristiques similaires au niveau :

- de la typologie de la falaise (falaises simple ou complexe) ;
- des dynamiques les impactant (falaises vives ou falaises mortes).

Ainsi, onze secteurs ont été définis. L'Annexe 1 présente la sectorisation du site : 10 secteurs découpent le linéaire de falaise situé entre Pourville/Mer et Dieppe, auxquels s'ajoute le secteur « Eglise de Varangeville ».

2.6.1. Secteur 1 : falaise simple et vive de Pourville/Mer



Illustration 12 : Vue du secteur 1 « falaise simple et vive de Pourville/Mer » (BRGM, 2014)

Ce secteur correspond aux 400 premiers mètres de falaises situées directement au nord de la plage de Pourville/Mer, en direction de Dieppe. Il s'agit de falaises simples, vives, marquées par une forte fracturation N110 souvent soulignée à leur base par la présence de sous-cavages métriques. Cette fracturation est particulièrement bien développée au niveau de la plage de Pourville. On y distingue quelques géométries de fractures en V ou W.

La hauteur de la falaise augmente vers le nord, où elle atteint une hauteur de l'ordre de + 50 m NGF à la limite avec le secteur 2. La partie sud de cette falaise, vers la plage de Pourville/Mer, est protégée par un cordon de galets épais, retenus par une série de deux épis.

On constate une quasi-absence de formations superficielles en tête de falaise. Par ailleurs, la partie la plus proche de Pourville est particulièrement altérée, ce qui est souvent le cas à l'approche de valleuses (valleuses souvent callées sur un accident majeur + fracture de décompression facilitant les circulations d'eau).

2.6.2. Secteurs 2, 4, 6 et 8 : falaises complexes, vives

Ces secteurs correspondent aux linéaires de falaises entaillés à leur sommet par des cônes de dissolution dans lesquels on distingue des matériaux ocre-bruns tertiaires ou quaternaires (Illustration 13). L'altitude de la tête de falaise crayeuse varie, au gré de la présence de ces poches, de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Ces quatre secteurs (1100 mètres de longueur cumulés) représentent la majeure partie du linéaire de falaise entre Dieppe et Pourville.

Ces secteurs sont impactés par une fracturation N110 relativement dense qui délimite parfois les différentes poches. En pied, cette fracturation est également marquée par la présence de

sous-cavages métriques, dont l'origine karstique est attestée pour certains d'entre eux par la présence de matériaux de comblement ocre.



Illustration 13 : Exemple d'un secteur de falaise complexe (ici le secteur 4) (BRGM, 2014)

2.6.3. Secteurs 3 et 5 : falaises simples, vives

Ces secteurs ne sont pas ou peu concernés par la fracturation N110. Ils se distinguent des autres secteurs par des abrupts crayeux homogènes et non concernés en tête par la présence de cônes de dissolution. On notera toutefois, comme sur la quasi-totalité du linéaire, un banc à la base de la falaise fortement impacté par la houle, témoin d'une résistance relativement médiocre.



Illustration 14 : Exemple d'un secteur de falaise simple (ici le secteur 3) (BRGM, 2014)

2.6.4. Secteur 7 : « zone du glissement »

Il s'agit du secteur concerné par les événements de 2012 (éboulement et glissement de terrain, Illustration 15). La hauteur de la falaise est de l'ordre de 45 à 50 m et la longueur du secteur de 160 mètres. La falaise y est complexe. A sa base, le cordon de galets est relativement mince.



Illustration 15 : Vue du secteur 7 « zone du glissement », impacté par les événements de 2012 (BRGM, 2014)

2.6.5. Secteur 9 : falaise simple vive du Belvédère à Dieppe

Ce secteur est situé à proximité de la plage de Dieppe. Son extrémité nord coïncide avec le début de la digue de Dieppe. La longueur de ce secteur est d'environ 200 m. Il s'agit d'une falaise simple, vive, haute de plus de cinquante mètres et protégée à sa base par un épais cordon de galets (plus particulièrement dans sa partie nord, vers le secteur 10). La base de la falaise est marquée par une succession de sous-cavages métriques.

2.6.6. Secteur 10 : falaise simple morte du Belvédère à Dieppe

Il s'agit du prolongement nord du secteur 9. Cette section de falaise est protégée par la digue de Dieppe et ne subit donc plus les assauts de la mer.



Illustration 16 : Vue des secteurs 9 (à droite du trait rouge, falaise vive) et 10 (à gauche, falaise morte) (BRGM, 2014)

2.6.7. Secteur « église de Varengéville-sur-Mer »

Le secteur de l'église de Varengéville est composé d'une falaise complexe, constituée d'un abrupt crayeux d'une cinquantaine de mètres de haut, recouvert par une épaisse couche de formations meubles tertiaires et quaternaires (Illustration 17). Le fluage de ces matériaux sablo-argileux sur l'abrupt crayeux donne une teinte ocre à la craie. Ce secteur présente une longueur de 630 mètres. On notera ici l'érosion régressive de la partie supérieure de la falaise sous forme d'une succession de glissements rotationnels.



Illustration 17 : Vue du secteur « église de Varengéville » (BRGM, 2014)

3. Description de l'événement majeur

L'évènement présente un caractère exceptionnel par son ampleur et ses dynamiques de mise en place. Il résulte d'un éboulement de la falaise crayeuse survenu en décembre 2012, qui a engendré la mise en déplacement des formations tertiaires sus-jacentes à la craie, sous la forme d'un impressionnant glissement de terrain.

3.1. OBSERVATIONS

3.1.1. L'éboulement de falaise

Le 20 décembre 2012, un éboulement impacte la falaise littorale située à quelques hectomètres au sud-ouest de Dieppe, en direction de Pourville-sur-Mer. Cet éboulement, d'un volume estimé entre 20 000 et 30 000 m³, a généré la formation d'un cône d'éboulis s'étalant sur une longueur de plus de 100 m en direction de la mer, pour une épaisseur maximale estimée à 5 m. A cet endroit, la falaise crayeuse présentait avant l'évènement une hauteur de 45 m environ. Les blocs de craie se sont propagés sur une distance plus de deux fois supérieure à la hauteur de la falaise, ce qui est exceptionnel. Cette géométrie originale du cône d'éboulis (Illustration 18) traduit une énergie considérable libérée lors de l'éboulement, qui a alerté sur l'origine du phénomène lors du premier constat.



Illustration 18 : Zone de propagation des éboulis, visible sur le platier en décembre 2012

3.1.2. Le glissement de terrain

L'éboulement du 20 décembre 2012 a généré la mise en mouvement de matériaux sablo-argileux. Le 26 décembre 2012 a pu être observé la rupture d'un glissement de terrain de grande masse.

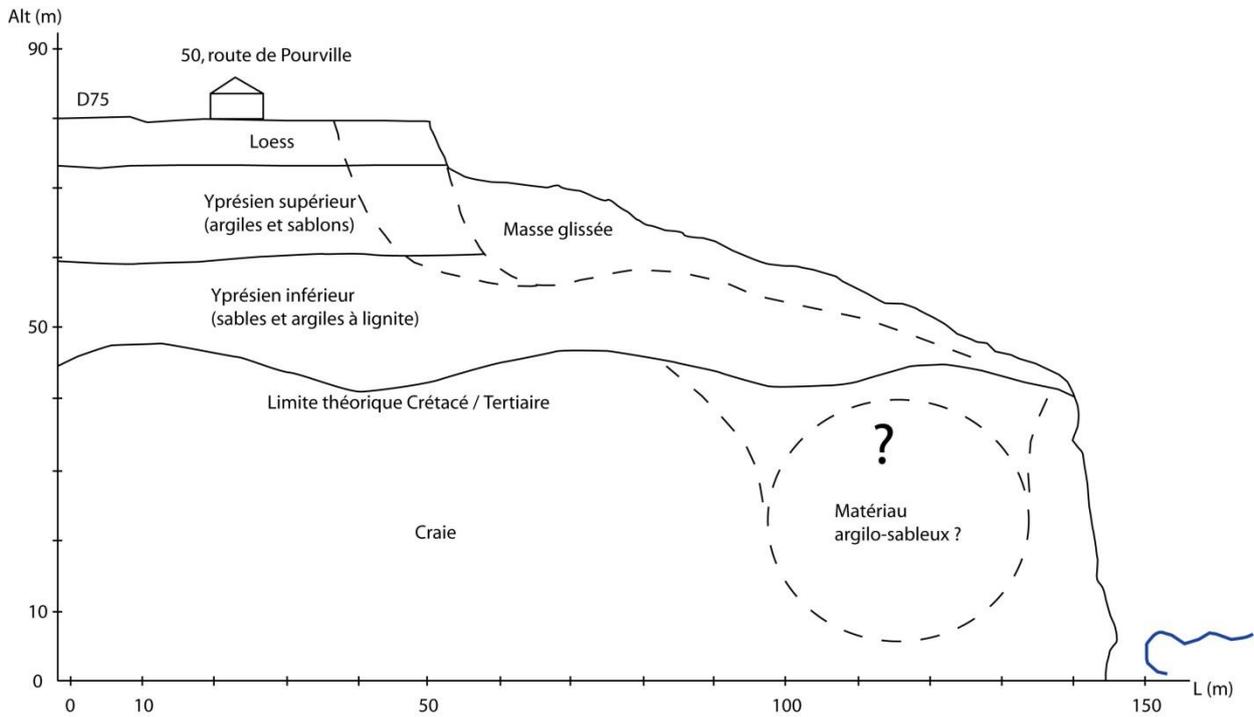


Illustration 19 : Coupe schématique simplifiée (SSW/NNE) du versant avant rupture (Pannet, 2013)

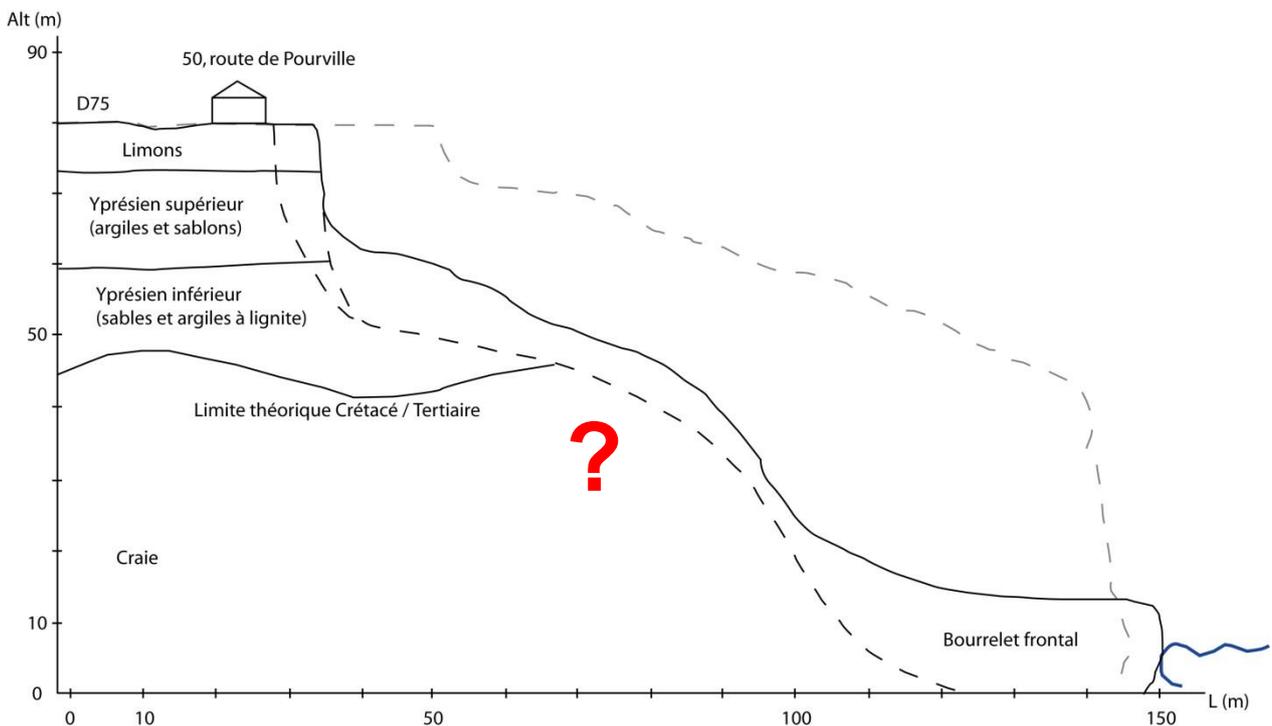


Illustration 20 : Coupe schématique simplifiée (SSW/NNE) du versant après rupture (Pannet, 2013)

Il ne s'agissait donc pas d'un phénomène de réactivation de glissement des formations argilo-sableuses de couverture comme suspecté initialement, mais d'un phénomène beaucoup plus massif et complexe lié à la présence d'une volumineuse « poche de matériaux argilo-sableux » dans le massif crayeux (Illustrations 19 et 20).

Les volumes glissés sont actuellement supérieurs à 100.000 m³, ce qui est considérable. Entre décembre 2012 et avril 2014, le glissement de terrain a engendré un recul maximal du trait de côte dépassant 40 m. Ce glissement de terrain est en constante évolution puisque l'absence de butée de pied ne permet pas aux formations tertiaires de trouver un état d'équilibre.



Illustration 21 : Comparaison du site entre le 20 décembre 2012 et avril 2013 (B : blockhaus de la seconde guerre mondiale)

Ce glissement, dont la rupture principale a eu lieu le 26 décembre 2012, a engendré ce jour-là la destruction totale de la maison d'habitation située au 44, route de Pourville (Illustration 21), qui avait été estimée en situation de péril grave et imminent par le BRGM en octobre 2010 (Pannet, 2010). Il a par la suite entraîné la chute d'un imposant blockhaus de la seconde guerre mondiale en février 2014 (Illustration 22). Deux maisons d'habitation se trouvent à proximité directe de la zone de rupture et sont en situation de péril, et aujourd'hui évacuées. Par ailleurs,

la route de Pourville se trouve depuis 2014 entre 12 et 13 m de la zone de rupture en plusieurs endroits.



Illustration 22 : Situation du phénomène à l'été 2014 : blockhaus chuté (B) en bas à droite de la photo

Il faut noter que le phénomène évolue peu depuis mars 2014, sauf dans sa partie nord-est qui continue de reculer progressivement. Cela est notamment dû aux conditions climatiques clémentes et, en particulier, à l'absence de longues périodes humides depuis cette époque.

3.2. INTERPRETATION

Il s'agit ici d'un phénomène que l'on peut considérer comme exceptionnel de par son ampleur et sa mise en place.

Il s'agit d'un éboulement conséquent de la falaise crayeuse (mobilisant 20 000 à 30 000 m³ de craie), qui a totalement déstabilisé les épais terrains de couverture meubles sus-jacents, qui présentaient déjà un équilibre très précaire, et qui a ensuite provoqué un glissement de terrain de grande ampleur.

L'absence de craie à l'arrière de la partie de falaise éboulée indique la présence d'un volume conséquent de matériaux meubles à l'arrière de la masse crayeuse écroulée. D'après les géométries de ces dépôts argilo-sableux, déposés sous forme de « poches » dans la craie, cet éboulement résulte très probablement d'une surpression hydraulique qui s'est progressivement accumulée dans ces matériaux suite à un deuxième semestre 2012 très pluvieux, et qui a finalement fait céder un pinacle de craie.

Plus de deux ans après la rupture, la craie en place n'est toujours pas visible, même en pied de versant, ce qui laisse à penser à un phénomène qui pourrait évoluer notablement dans l'espace et dans le temps.

Par ailleurs, des portions du littoral dieppois présentent des caractéristiques similaires à celles que présentait la zone impactée avant la rupture. Des recherches en archives ont aussi permis de retrouver des traces de phénomènes similaires il y a très longtemps, dont un qui a fait l'objet d'un article à la fin du XIXe siècle et qui décrit un phénomène soudain ayant provoqué un recul de plusieurs dizaines de mètres et la destruction d'une maison d'habitation. Ces indications laissent à penser que d'autres phénomènes du même type sont susceptibles de se produire sur la côte dieppoise, qui s'est fortement urbanisée durant la seconde moitié du XXe siècle.

A l'issue de ces constatations, les services de l'état et le BRGM ont décidé de mener une étude visant à définir l'origine et l'évolution du phénomène, ainsi que le risque sur l'ensemble de la portion de falaise au contexte similaire.

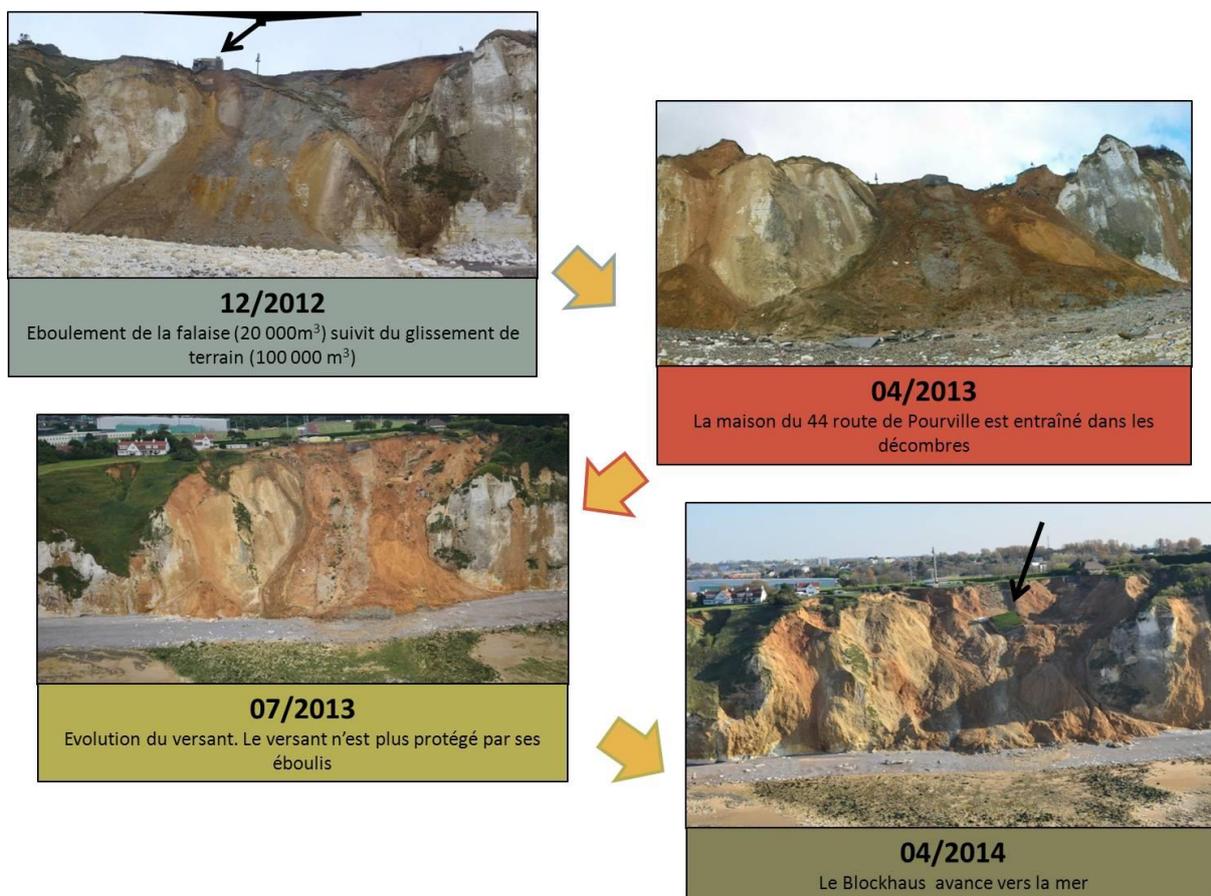


Illustration 23 : Evolution visible du phénomène (Boulet, 2014)

4. Méthodologie : éléments pris en compte, données recueillies et travaux réalisés

A la suite du constat de cet événement majeur et de la prise de conscience de la probabilité d'occurrence d'autres événements similaires, dans une zone accueillant aujourd'hui de nombreux enjeux, les objectifs suivants ont été fixés :

- Compréhension du phénomène en cours et définition de son extension maximale à terme ;
- Caractérisation de l'aléa de recul du trait de falaise côtière à différentes échéances ;
- Estimation spatiale et temporelle de l'aléa au niveau de l'église et du cimetière marin de Varengeville-sur-Mer.

La complexité de ce travail réside dans le fait que plusieurs objets très différents, soumis à de nombreuses variables (dynamiques d'érosion, climatiques, hydrauliques, hydrogéologiques, marines...) doivent être étudiés, afin d'appréhender les dynamiques de recul de la falaise, de recul des formations superficielles recouvrant le plateau dans la région dieppoise et enfin, d'identifier des phénomènes de remplissages pouvant créer des mouvements de terrains de grande ampleur, comme celui impactant le secteur de la route de Pourville depuis fin 2012.

Pour ce faire, différents travaux et méthodes, dont certaines ont été développées pour l'occasion, ont été réalisés sur :

- La falaise : étude des caractéristiques intrinsèques à la falaise ; étude des moyennes de recul passé et des modalités et recul ; étude des formations couvrant la tête de versant ;
- La géologie à l'arrière du trait de falaise ;
- La dynamique sédimentaire ;
- L'impact anthropique.

Ces opérations ont pour but :

- D'identifier les typologies de recul de falaise ;
- D'estimer le recul des différents objets à différents termes ;
- De pouvoir produire un outil d'aide à la décision.

4.1. IDENTIFICATION DES VITESSES DE REcul ET DE LEUR EVOLUTION

4.1.1. Données existantes

Bibliographie

Le recul des falaises, notamment à proximité des zones urbanisées, préoccupe depuis longtemps la population, et intéresse les scientifiques. On trouve donc en bibliographie plusieurs tentatives de quantification de recul.

On retiendra quelques éléments de référence concernant la région de Dieppe :

- 0,21 à 0,28 m/an (rapport Interreg 3a, projet ROCC, 2001)
- 0,42 m/an sur la période 1966/1995 (*Costa*, 1995)
- 0,2 à 0,5 m/an (*Salomon*, 2008)
- 0,34 m/an entre Saint-Valery-en-Caux et Dieppe, pour la période 1966-2008, avec identification de disparités spatiales et temporelles (dont 0,13 cm/an sur la période 1995-2008 ; *Letortu*, 2013).

Ces études sont fondées sur des techniques d'analyses solides. La synthèse de S. Costa (*Costa*, 2001), puis la thèse de P. Letortu (*Letortu*, 2013), reprenant et faisant évoluer ces mesures font référence sur l'ensemble du littoral du Havre à Ault.

Ces études utilisent des techniques variées, présentant des marges d'erreur différentes et des pas de temps d'étude différents (*Costa*, 2007). Les objets d'étude sont aussi souvent différents, ce qui explique des résultats différents, même si dans cette zone à proximité de Dieppe, on n'observe pas de différences de mesures extrêmement marquées.

Par ailleurs, les images utilisées pour réaliser ces mesures présentent d'important problèmes de calage, d'orthorectification, qu'il est parfois, même encore aujourd'hui, compliqué de corriger malgré les techniques numériques modernes.

Prises de Vues Aériennes (PVA) de l'IGN

De nombreuses Prises de Vues Aériennes (PVA) ont été levées depuis 1920 (surtout après la Seconde Guerre mondiale) et sont mises à disposition par l'IGN. Plusieurs jeux pseudo-verticaux (1920, 1947, 1973, 1977) ont été recalés afin d'identifier le recul du trait de côte depuis 1920 pour ce qui concerne Dieppe, et depuis la Seconde Guerre mondiale pour l'ensemble de la zone considérée (Cap d'Ailly / Dieppe).

Orthophotographies et LIDAR IGN

Plusieurs jeux d'orthophotographies rectifiées sont mis à disposition par l'IGN (2001, 2008, 2012) et ont été utilisés dans le cadre de cette étude. Il s'agit des données IGN les plus fiables.

C'est notamment le cas des orthophotographies de 2012, dont l'acquisition a été couplée avec un lever LIDAR aéroporté, ce qui confère à la donnée une précision planimétrique de la tête de falaise de 1 m (maille du MNT¹ correspondant).

Photos anciennes

De nombreuses photos anciennes montrant la falaise à Dieppe à différentes époques ont pu être retrouvées.

Elles montrent notamment l'évolution du cordon de galet.

¹ Modèle Numérique de Terrain

Des photos du début du XXe siècle montrent aussi la présence d'un volumineux cône d'éléments éboulés en arrière-plan, suggérant l'occurrence d'un évènement similaire à celui de fin 2012 (Illustration 24).

A ce sujet, la mairie de Dieppe a retrouvé dans ses archives un article de 1896 relatant un phénomène similaire ayant induit un recul de plusieurs dizaines de mètres et détruit une maison d'habitation en une seule nuit.



Illustration 24 : Carte postale de Dieppe en 1900. En arrière-plan (cercle rouge), les stigmates d'un phénomène similaire à celui observé en 2012

Qualité des données utilisées

La qualité des prises de vue diffère d'une série à l'autre. Deux paramètres permettent de juger de la qualité des prises de vue : la résolution spatiale et les couleurs. Le tableau suivant présente la qualité des séries d'images utilisées pour la digitalisation des traits de côte, en fonction de la date de prise de vue.

Année	Taille du pixel	Couleur	qualité
1947	100 cm	noir & blanc	moyenne
1973	60 cm	noir & blanc	bonne
2008	50 cm	Couleur (8 bits)	bonne
2012	50 cm	Couleur (8 bits)	très bonne

Tableau 1 : Qualité des prises de vues en fonction des années

4.1.2. Acquisition de données (imagerie / géoréférencement)

Photographies obliques

A la suite du phénomène de fin 2012, et profitant du cadre d'une mission partant de l'aérodrome de Dieppe pour lever des portions de falaises situées plus au nord, un vol visant à réaliser des photographies obliques a été effectué le 22 juillet 2013 et a permis d'acquérir des données entre le cap d'Ailly et Dieppe.

Un second vol, similaire, intégrant en plus une acquisition pseudo-verticale de la tête de falaise, a été réalisé dans le cadre de cette étude le 15 avril 2014.

Le but était d'avoir une vision complète de la falaise, du platier, de la tête de falaise et des enjeux, afin d'obtenir un outil de travail géoréférencé, permettant d'effectuer des comparaisons avec d'autres outils géoréférencés.

A partir de ces données photographiques, un Modèle Numérique de Surface (MNS) a pu être obtenu après traitement photogrammétrique des données.



Illustration 25 : Vue du dispositif de prise de vue

Pour cela, il a été disposé durant le vol trois appareils photo de haute précision, orientés selon trois angles différents (triscopie, Illustration 25). Ces appareils étaient asservis au même déclencheur et possédaient chacun un GPS afin que les déclenchements soient simultanés et chaque photo géoréférencée (Illustration 25).

En parallèle, des cibles géoréférencées (type panneaux de signalisation routière ; géoréférencement via GPS centimétrique) avaient été placées au sol. Ce dispositif a ainsi permis un post-traitement photogrammétrique de précision. Le traitement d'images (Illustration 26) a en effet débouché sur un MNS dont la précision est de l'ordre de 20 cm.



Illustration 26 : Représentation 3D issue du traitement photogrammétrique de la falaise, comparaison entre le 22 juillet 2013 et le 16 avril 2014

Les deux vols réalisés ont été assez rapprochés, puisque séparés de 9 mois seulement, mais ils ont permis de constater des évolutions rapides très marquées sur la portion de littoral considérée, probablement en partie dues à la succession de tempêtes, et surtout aux fortes houles associées de l'hiver 2013-2014. On constate notamment un impact érosif marqué sur le pied de falaise, et sur le cortège sédimentaire, mais aussi sur plusieurs pans de falaise à proximité du phénomène initié en 2012 (Illustration 27).

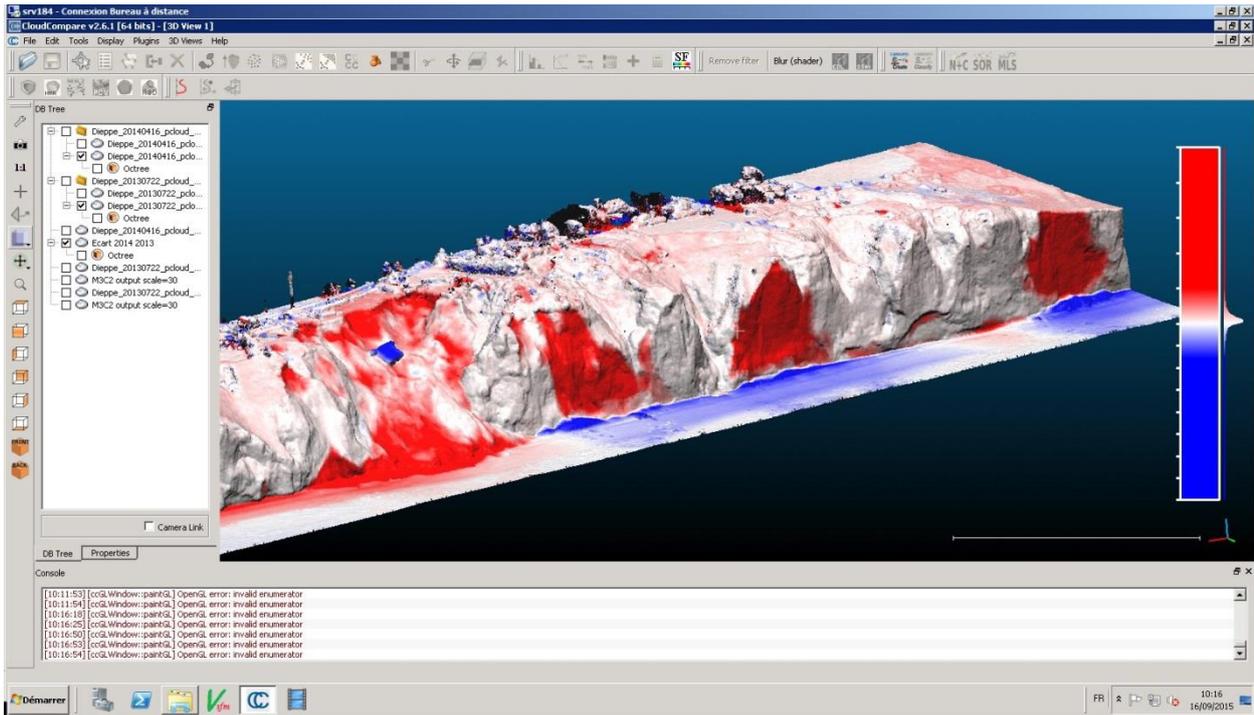


Illustration 27 : Comparaison des MNT issus du traitement photogrammétrique entre les vols de juillet 2013 et avril 2014 ; différentiel en Y (profondeur) : on remarque d'importantes zones d'érosion (en rouge), atteignant 10 m en plusieurs endroits

Lever GPS

Afin d'assurer un calage le plus précis possible, des levés au GPS centimétrique ont été réalisés. Cela concerne les cibles qui ont permis de caler les acquisitions de photos obliques, ainsi qu'à plusieurs reprises, la zone située à proximité directe du phénomène de fin 2012, afin de préciser les distances et les évolutions.

4.1.3. Traitement de la donnée

Recul de la tête de falaise et des formations superficielles

Différents jeux de données ont été interprétés afin d'identifier les reculs du trait de côte depuis la Seconde Guerre mondiale.

Un outil spécialisé a été utilisé pour réaliser ces travaux. Il s'agit de l'application ArcGIS DSAS[®] (Digital Shoreline Analysis System), développé par l'USGS (*Thieler et al, 2009*), et qui permet de calculer des taux de variation du trait de côte.

Pour cela, les PVA IGN de 1947 et 1973 ont été calées sur les orthophotographies de 2012. L'orthophotographie de 2008 a également été utilisée.

Suite aux travaux de géoréférencement des données des PVA IGN de 1947 et 1973, les traits de côtes correspondant à la tête de falaise de 1947, 1973, 2008 et 2012 ont été digitalisés sous SIG. La même opération a été réalisée pour la rupture de pente située dans les formations

superficielles.² Cette opération de digitalisation a permis d'obtenir, pour la tête de falaise et la rupture de pente des formations superficielles, quatre traits de côte, correspondant à 4 jeux de données, et qui seront analysés via l'outil DSAS. Notons que pour la digitalisation des traits de côte de 2012, le couplage avec le LIDAR leur confèrent une très bonne précision.

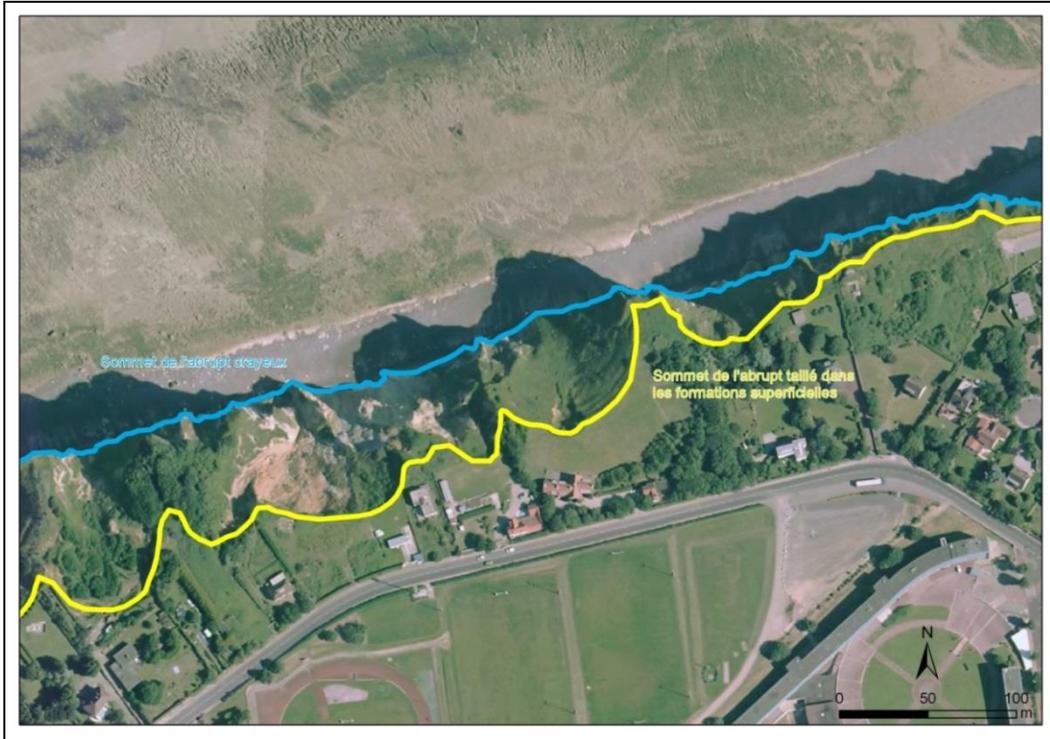


Illustration 28 : Illustration des deux traits de côte utilisés pour l'analyse DSAS : le sommet de l'abrupt crayeux (tête de falaise – trait bleu) et la rupture de pente dans les formations superficielles (trait jaune) sur fond orthorectifié 2012

Traitement DSAS

Le traitement DSAS permet donc par le traçage d'une ligne de référence sur des éléments fixes, de calculer des distances entre plusieurs traits de côte digitalisés. Cet outil permet également de calculer des moyennes de taux de recul par zone. Le traitement DSAS a été réalisé pour la tête de falaise et pour la rupture de pente des formations superficielles, sur les 11 secteurs de la zone d'étude.

Pour les 10 secteurs situés entre Dieppe et Pourville/Mer, les calculs ont été réalisés pour les périodes 1947-2012 et 2008-2012. Pour le secteur « Eglise de Varengéville », les calculs ont été réalisés pour la période 1947-2008. L'espacement entre chaque transect est d'environ 10 m.

² Le terme « formations superficielles » regroupe ici l'ensemble des formations sédimentaires meubles sus-jacentes à la craie (terrains argilo-sableux tertiaires et quaternaires)

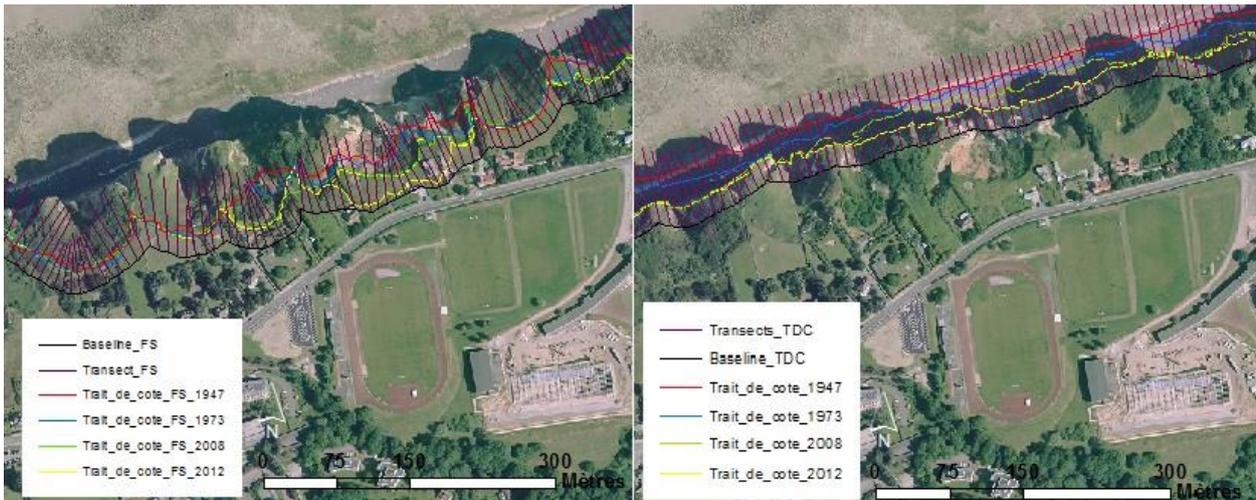


Illustration 29 : Représentation des transects de mesure de recul automatisé et des traits de côte utilisés pour l'analyse DSAS : à gauche, pour les formations superficielles, à droite, pour la tête de falaise

Données complémentaires

Les valeurs de retrait du trait de côte d'avril 2014 au niveau du glissement de terrain ont aussi été utilisées pour les analyses DSAS. Ce jeu de données nous permet de tracer, pour les formations superficielles, le trait de côte le plus actualisé possible au niveau du glissement.

Résultats : secteurs 1 à 10 (entre Pourville-sur-Mer et Dieppe)

L'analyse comparée des taux de recul entre les périodes 1947-2012 (65 ans) et 2008-2012 (4 ans) montre des évolutions très notables, aussi bien au niveau de la tête de falaise qu'au niveau de la rupture de pente des formations superficielles. Précisions que cette comparaison est erronée par principe, puisqu'elle compare des séries temporelles très différentes, et surtout la chronique 2008-2012 est beaucoup trop courte pour qu'elle soit statistiquement recevable. Cela permet toutefois de montrer que la seule prise en compte des moyennes de recul n'a pas vraiment de sens, tant le recul peut varier dans le temps et dans l'espace, avec une érosion qui se fait souvent par à-coups et de par le nombre de variables qui interviennent dans sa dynamique, et notamment des variables évolutives dans le temps (climatique, anthropique, marine) (cf. Tableau 2).

D'un point de vue général, sur l'ensemble du linéaire de falaise étudié, les taux de reculs mesurés pour la tête de falaise sont supérieurs à ceux mesurés pour la rupture de pente des formations superficielles, ce qui peut s'expliquer par des cinématiques d'évolution différentes de ces deux linéaires. Les taux de recul entre 1947 et 2012 sont cohérents avec ceux que l'on peut trouver en bibliographie.

SECTEUR	Taux de recul (méthode statistique EPR ³ en m/an)					
	TETE DE FALAISE		RUPTURE DES FS			
	1947-2012	2008-2012	1947-2012*	1947-2014	2008-2012	2012-2014
Linéaire complet	0,39	1,74	0,31	0,31	0,47	-
Secteur 1 (falaise simple)	0,31	0,28	0,25	-	0,34	-
Secteur 2 (falaise complexe)	0,32	0,48	0,57	-	0,46	-
Secteur 3 (falaise simple)	0,14	0,28	0,19	-	0,39	-
Secteur 4 (falaise complexe)	0,44	0,45	0,19	-	0,61	-
Secteur 5 (falaise simple)	0,22	0,10	0,21	-	0,41	-
Secteur 6 (falaise complexe)	0,39	0,93	0,19	-	0,42	-
Secteur 7 (zone du glissement)	0,45	3,55	0,30	0,56	3,22	8,98
Secteur 8 (falaise complexe)	0,37	1,27	0,20	-	0,71	-
Secteur 9 (falaise simple vive)	0,11	0,60	0,04	-	0,41	-
Secteur 10 (falaise simple morte)	-*	0,17	-	-	0,27	-

* : donnée inexistante ou non cohérente (manque de précision etc.)

Tableau 2 : Moyenne des taux de reculs calculés pour les secteurs 1 à 10 (entre Dieppe et Pourville/Mer)

a) Tête de falaise

Le secteur 1 (falaise simple vive, fracturée), montre des taux de reculs couramment mesurés pour le littoral cauchois, aussi bien sur la période 1947-2012 que 2008-2012. Aussi, on ne remarque pas d'évolution significative des taux de recul entre ces deux périodes. Ce secteur est densément fracturé par les fractures principales N110 ;

Les secteurs 3 et 5 (falaises simples vives) présentent les taux de recul les plus faibles sur le linéaire étudié, aussi bien sur la période 1947-2012 que sur la période 2008-2012. Ces taux de recul faibles se corrèlent bien avec l'analyse de la fracturation (cf 4.2), puisque ces deux secteurs ne sont pas concernés par la fracturation principale N110 ;

Les secteurs 7 et 8 (secteur du glissement et falaise complexe vive à l'est) présentent une évolution très notable des taux de recul pour la période 2008-2012. Ces deux secteurs présentent en effet pour cette période les taux de recul les plus élevés du linéaire étudié (les phénomènes de 2012 n'étant pas pris en compte dans le calcul DSAS, puisqu'ils ont eu lieu plusieurs mois après la prise de vue aérienne), ce qui laisse à penser ici à une dynamique globale qui a été initiée bien en amont de la date de rupture de décembre 2012 ;

Le secteur 9 (falaise vive du Belvédère) correspond à une falaise vive protégée par un épais cordon de galets : ses taux de recul sont plus faibles que pour les falaises vives du même type peu protégées par un cordon de galet (secteur 5 par exemple) ;

Enfin, il faut noter que le secteur 10 (falaise morte du Belvédère à Dieppe) n'admet pas de mesures représentatives pour la période 1947-2012 puisque la fiabilité des données de 1947 et 1973 (importantes distortions des prises de vues aériennes) ne permet pas de mesures précises du recul. On ne note toutefois pas d'évolution majeure du fait de la protection en pied de falaise.

³ EPR : « End Point Rate » : il s'agit d'une méthode statistique basée sur une analyse de la distance entre le trait de côte le plus ancien et le plus récent, divisé par le nombre d'années écoulées. Cette méthode permet d'obtenir des taux de reculs en m/an.

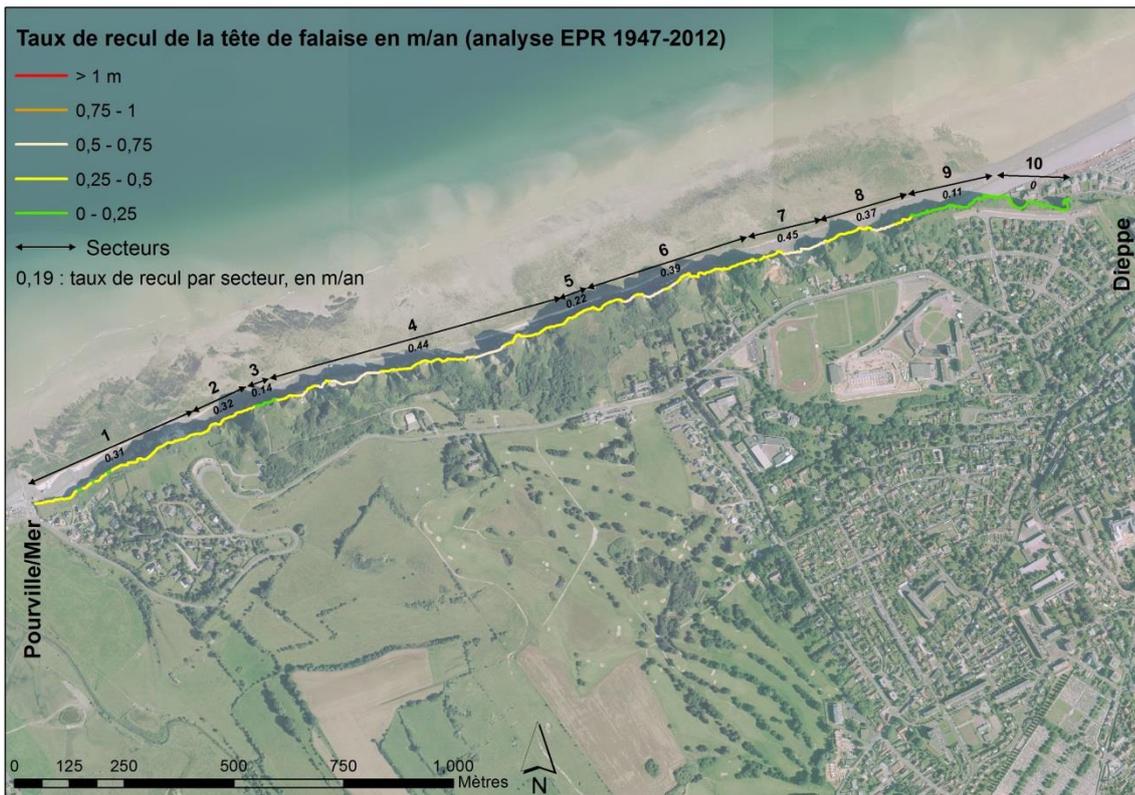


Illustration 30 : Taux de reculs de la tête de falaise pour la période 1947-2012

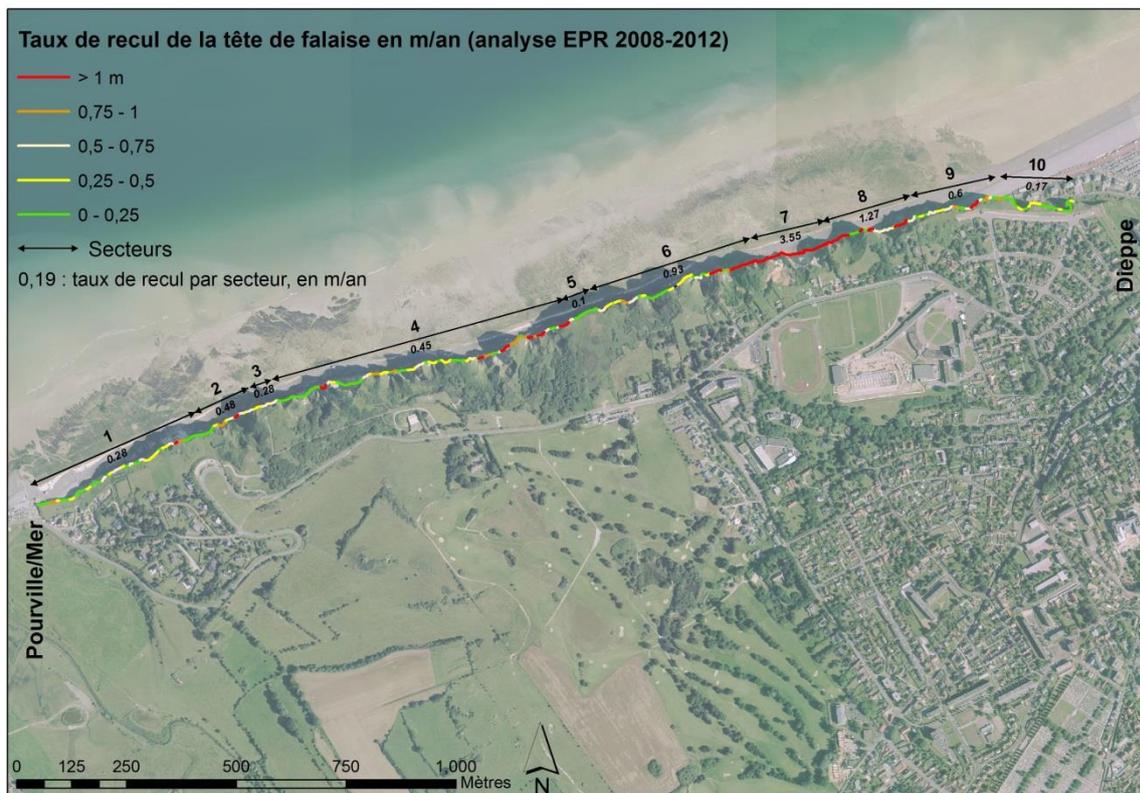


Illustration 31 : Taux de reculs de la tête de falaise pour la période 2008-2012

b) Formations superficielles

Comme indiqué en préambule, la géologie au sud de Dieppe a ceci de particulier que la falaise de craie est recouverte de formations argileuses et sableuses du Tertiaire et du Quaternaire, sur des épaisseurs parfois importantes (pouvant dépasser 40 m au niveau de Varengueville). L'aléa ne concerne donc pas que le seul recul de la falaise de craie, mais aussi son impact sur les formations sus-jacentes, fortement susceptibles aux glissements de terrain notamment (on rappellera ici que l'utilisation du terme formations superficielles dans cette étude est erronée mais utilisée par commodité).

D'une manière générale, les taux de recul mesurés sur la période 2008-2012 sont nettement supérieurs aux taux de recul mesurés sur la période 1947-2012 (hormis pour le secteur 2, pour lequel un évènement a induit un recul important des formations superficielles entre 1947 et 1973) ;

Pour les secteurs de falaises simples vives (secteurs 1, 3, 5 et 9), les taux de recul des formations meubles recouvrant la falaise crayeuse pour la période 1947-2012 correspondent aux taux de recul mesurés pour la tête de falaise : l'évolution des deux traits de côte semble se faire de concert. Cela s'explique notamment par la (très) faible épaisseur des formations superficielles pour ces secteurs ;

Pour les secteurs de falaises complexes n°4, 6 et 8 et pour la période 1947-2012, les taux de recul calculés pour la rupture de pente des formations superficielles sont plus faibles que pour la tête de falaise, ce qui traduit une dynamique plus lente de l'évolution de la pente des formations superficielles, qui atteignent lentement l'équilibre après un évènement en pied ;

La zone du glissement (secteur 7) présente des taux de recul considérables pour la période 2008-2012, qui ne prend pourtant pas en compte les évènements de décembre 2012. Si on ajoute la période 2012-2014 (prise en compte du glissement), les taux de recul de la rupture des formations superficielles sont exceptionnellement élevés ;

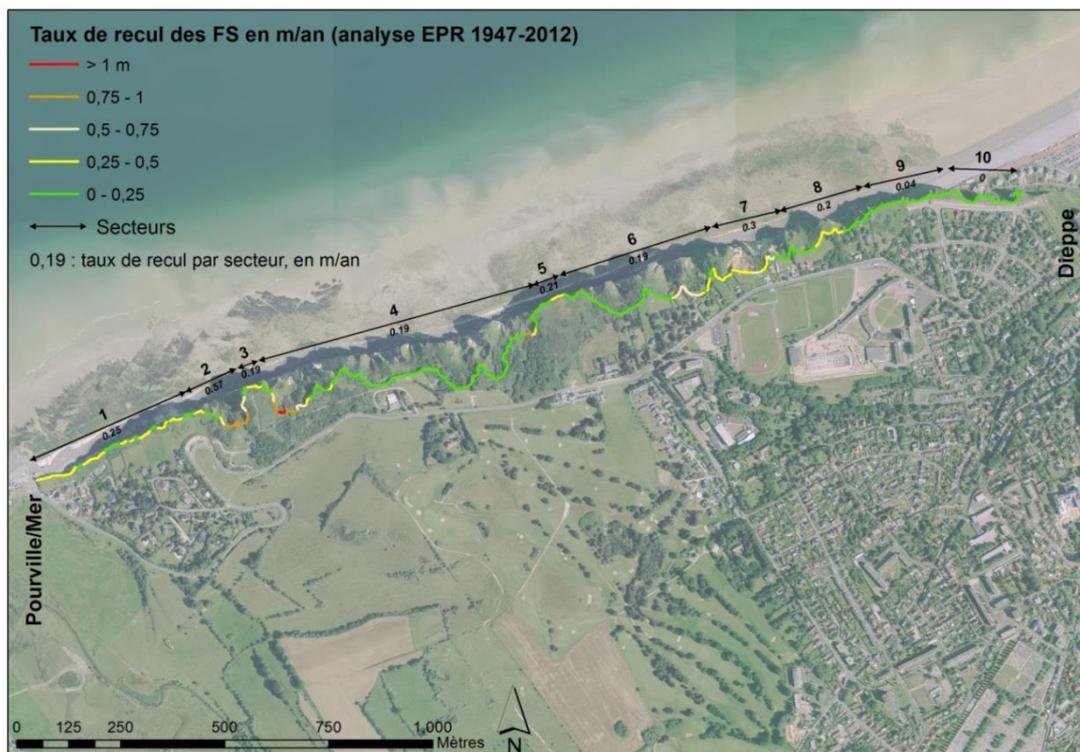


Illustration 32 : Taux de reculs de la rupture de pente des FS pour la période 1947-2012



Illustration 33 : Taux de reculs de la rupture de pente des FS pour la période 2008-2012

Résultats : secteur « Eglise de Varengéville »

Pour la période 1947-2008, ce secteur présente des taux de recul des formations superficielles plus de 2 fois supérieurs aux taux de recul de la tête de falaise de craie. Ce n'est pas le cas pour tout le secteur entre le cap d'Ailly et Pourville pour lequel l'exercice a aussi été réalisé. Cela témoigne probablement d'une série de glissements de terrain de grande ampleur qui ont été initiés durant la période considérée et qui tardent à se stabiliser du fait de l'absence de butée de pied (falaise), des caractéristiques géotechniques des matériaux concernés, et de la présence de beaucoup d'eau comme nous avons pu l'observer sur le terrain. Notons ici qu'il est possible que des actions anthropiques (drainage) aient contribué au déséquilibre.

SECTEUR	Taux de recul (méthode statistique EPR en m/an)	
	TETE DE FALAISE	RUPTURE DES FS
	1947-2008	1947-2008
Eglise de Varengéville	0.33	0.75

Tableau 3 : Moyenne des taux de reculs calculés sur le secteur « église de Varengéville »

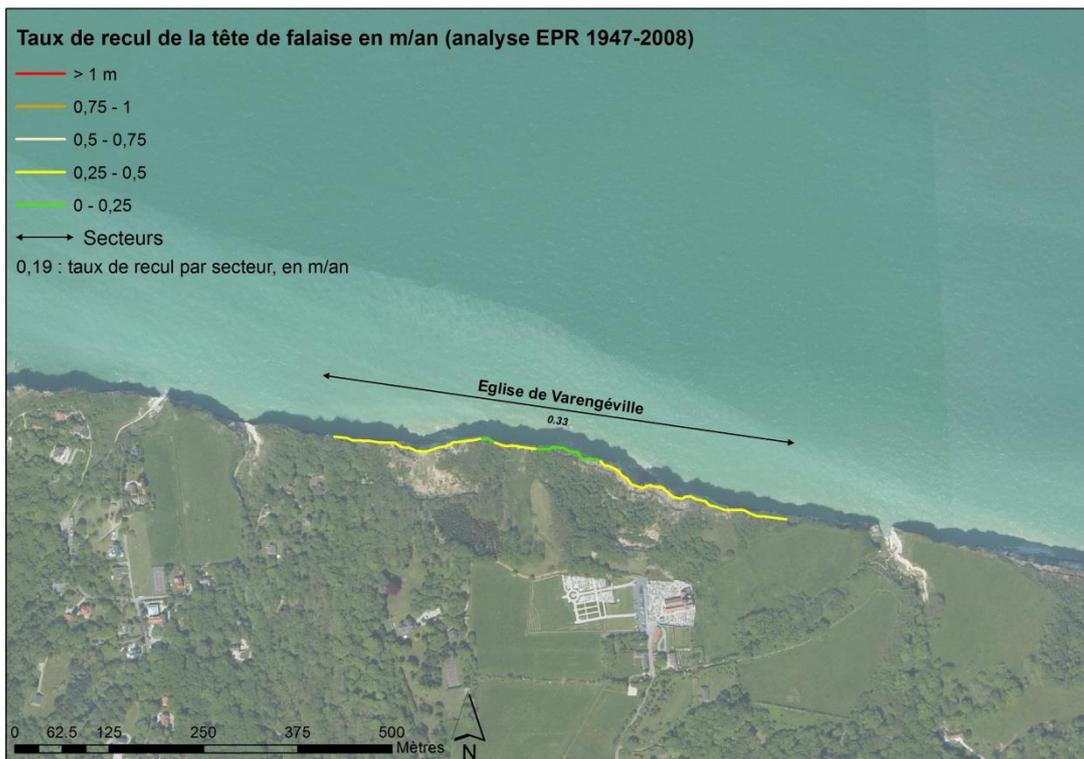


Illustration 34 : Taux de reculs pour la tête de falaise pour la période 1947-2008 (secteur « église de Varengéville »)

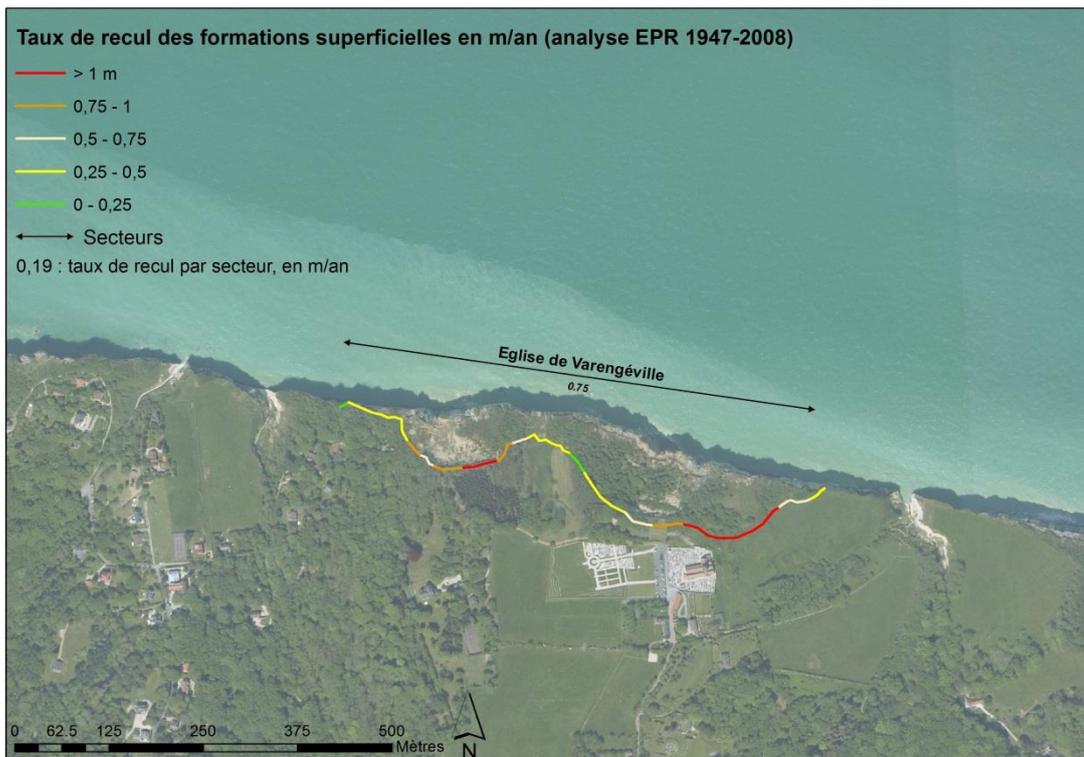


Illustration 35 : Taux de reculs des FS pour la période 1947-2008 (secteur « église de Varengéville »)

Limites de la méthode

Il s'avère que les données orthophotographiques non couplées à un lever LIDAR peuvent être à l'origine d'erreurs, parfois grossières, de mesures liées à la qualité du MNT utilisé pour l'orthorectification.

Aussi, les PVA de l'IGN géoréférencées sur l'orthophotographie de 2012 peuvent présenter dans certains secteurs une distorsion qui peut être à l'origine d'erreur de digitalisation, elles-mêmes à l'origine d'erreurs dans l'évaluation des taux de recul. Il semble donc important de préciser que les PVA de l'IGN anté-2008 (orthophotographie ancienne la plus fiable) sont localement sujettes à des erreurs de géoréférencement, influant sur les mesures de vitesses de recul (exemple du secteur 10).

De la même manière, la digitalisation de la rupture de pente des formations superficielles peut dans certains cas s'avérer difficile, notamment en raison de la végétation qui masque la rupture de pente.

4.2. CARACTERISTIQUES INTRINSEQUES A LA FALAISE

4.2.1. Lithologie

De la falaise de craie

Aucun différentiel lithologique notable de la falaise de craie n'a été relevé entre Dieppe et Pourville. On note sur la quasi-totalité de la zone que le banc en pied de falaise soumis aux actions de la houle admet une résistance médiocre, comme peuvent en témoigner les photos obliques prises lors du vol d'avril 2014 (après les séries de tempêtes et de fortes houles de l'hiver 2013-2014).

Des formations meubles couvrant le plateau

Les formations meubles du tertiaire couvrant le plateau sont composées d'une succession d'argiles et de sables, parfois partiellement grésifiés, admettant des angles de frottement interne faible, et donc une susceptibilité forte aux phénomènes de glissement de terrain.

On peut aussi observer par endroits en couverture des formations tertiaires, des dépôts de galets dans une matrice argileuse, qui sont probablement issus de dépôts alluviaux du Pléistocène supérieur.

4.2.2. Analyse structurale de la falaise de craie

L'analyse structurale a été réalisée sur les 2,3 kilomètres de falaises qui séparent la ville de Dieppe de la plage de Pourville-sur-Mer. Ces falaises sont orientées N060 à N065.

L'objectif de l'analyse structurale est de déterminer la distribution de la fracturation qui affecte le massif crayeux, à partir d'un relevé des structures visibles et mesurables depuis le pied de la falaise et le platier. Plusieurs éléments ont été pris en compte pour le relevé de la fracturation :

- La direction (l'orientation du plan de fracture) ;
- Le sens et la valeur du pendage ;

- L'espacement des fractures appartenant à une même famille ;
- La présence de failles conjuguées ;
- La relation entre la fracturation et la karstification ;
- La relation entre la fracturation et la présence de cône de dissolution.

Pour ce travail, une quarantaine de mesures ont été réalisées en pied de falaise, ainsi qu'une cinquantaine de mesures sur le platier. Suite à cela, les données de fracturation ont été analysées par le biais de projections stéréographiques sur un canevas de Schmidt. Ce travail a été réalisé à l'aide du logiciel *Stereonet* (Allmendinger et al., 2013). Ces données viennent confirmer et compléter les études partielles de la fracturation réalisées dans le cadre du projet ROCC en 2001 (Martinez et al., 2001).

Les mesures ont été essentiellement réalisées sur les fractures majeures qui affectent le massif crayeux sur tout ou partie de sa hauteur. Les fracturations de type « stratabound » ou la fracturation secondaire liée aux fractures principales n'ont pas fait l'objet d'un relevé systématique.

4.2.3. Principe de la projection stéréographique et du canevas de Schmidt

Le principe de la projection stéréographique est de reporter sur un plan 2D des objets mesurés dans l'espace (3D). Ces objets consistent la plupart du temps en des droites (stries) ou des plans (plans de fracture, miroirs de faille etc.). Sur le stéréogramme, les lignes seront représentées par des points et les plans, par des courbes. Ces points et ces courbes représentent l'intersection entre les objets (lignes, plans) avec le plan équatorial d'une demi-sphère (par convention, nous travaillerons dans l'hémisphère inférieure). Ce plan équatorial est orienté par rapport au nord et gradué en degrés (de 0° à 360°).

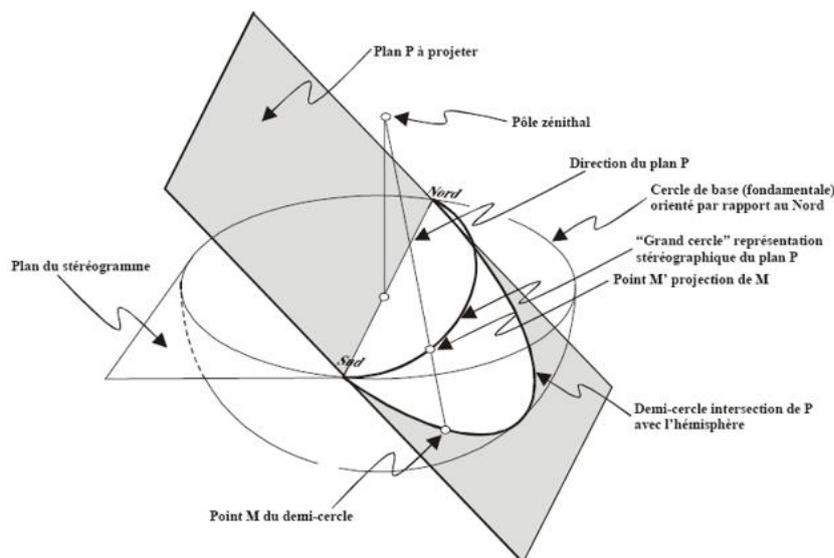


Illustration 36 : Principe de la projection stéréographique (source : Université libre de Bruxelles)

Pour notre étude, le travail d'analyse de la fracturation a été réalisé sur un canevas de Schmidt (hémisphère inférieur).

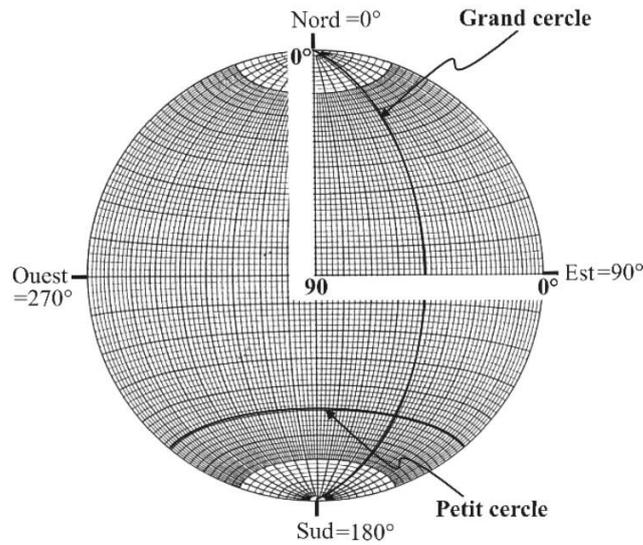


Illustration 37 : Canevas de Schmidt (source : Université libre de Bruxelles)

4.2.4. Résultats des relevés en pied de falaise

Le report des mesures de plans de fractures sur un canevas de Schmidt permet d'identifier trois familles de fractures :

- La famille de fracture N100-N120 à fort pendage ($>70^\circ$) est la famille dominante ;
- La famille N125-N140 à pendage subvertical, peu représentée et correspondant probablement à des fractures de même ordre que la famille N100-N120 ;
- Une fracturation de détente, orientée N060, subparallèle à la paroi.

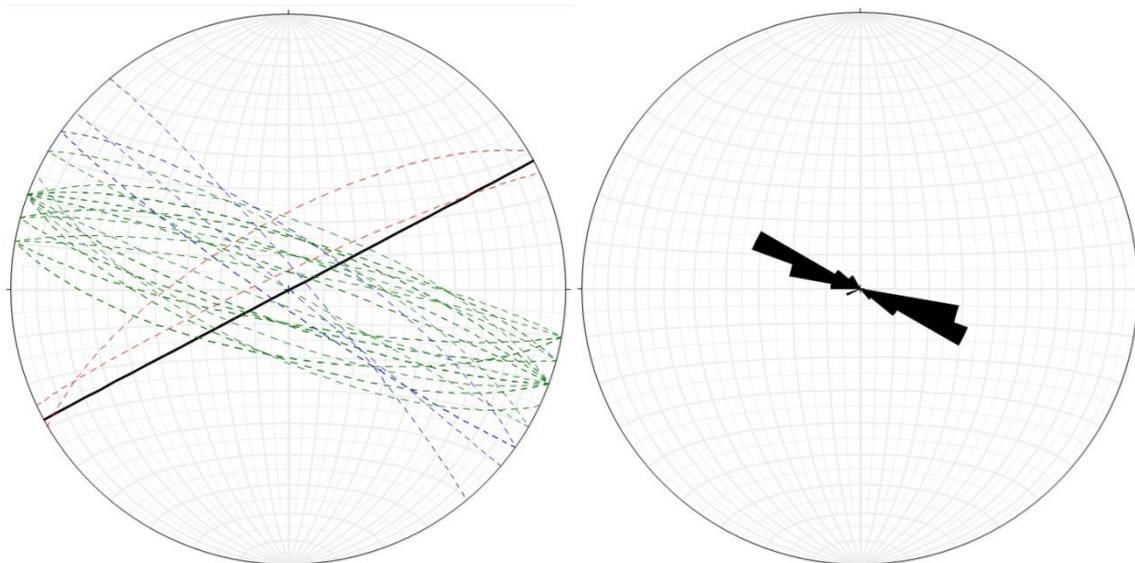


Illustration 38 : Report des relevés et rosace de distribution des mesures, mettant en évidence une famille de fracture principale orientée N110 à N120 (tirets verts), une famille N125-N140 (tirets bleus), et une fracturation de détente orientée N060 à N065 (tirets rouges). Le trait noir sur la figure de gauche représente l'orientation de la falaise. Diagramme de Schmidt – hémisphère inférieure

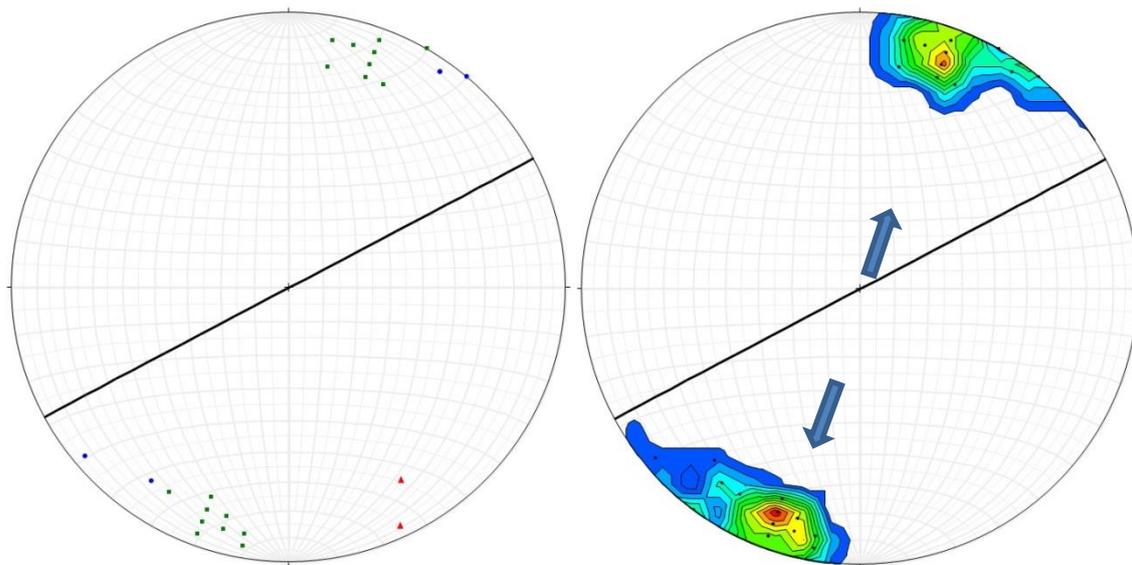


Illustration 39 : Pôle des plans de fractures et courbes d'iso-répartition des pôles mettant clairement en évidence une contrainte principale (extension) orientée NE-SO. Carrés verts : pôles de la famille N110-N120, points bleus : pôle de la famille N125-N140 et triangles rouges : pôle de la famille N060.
Diagramme de Schmidt – hémisphère inférieure

D'une manière générale, les falaises situées entre Pourville/Mer et Dieppe sont affectées par une fracturation subverticale de direction principale N110 à N120. Le jeu normal de ces fractures, d'origine tectonique, indique une direction de contrainte (extension) orientée NE-SO.



Illustration 40 : Densité de la fracturation de la famille N110-120 et plans de faille conjugués (structures en V ou en W) qui délimitent des dièdres volumineux

On constate par ailleurs en plusieurs endroits des fractures de décompression, d'orientation N060 à N065, pseudo-parallèles au versant.

Les résultats de l'analyse de la fracturation montrent la délimitation de grandes surfaces par une fracturation d'orientation proche de la perpendiculaire par rapport à la falaise, potentiellement susceptible de définir des instabilités majeures de par les pentages relevés. On constate de surcroît de nombreux sous-cavages calés sur fracture en pied de falaise (Illustration 41), possiblement favorisés par la proximité entre l'orientation des fractures et celle des courants dominants de houle (favorisant un « effet piston » susceptibles de développer rapidement le sous-cavage). Ces sous-cavages identifiés sont des facteurs supplémentaires (voir déterminants) d'instabilité.



Illustration 41 : Exemple de sous-cavages observés en pied de falaise

4.3. GEOLOGIE A L'ARRIERE DU TRAIT DE FALAISE / IDENTIFICATION DE « POCHEs » DE MATERIAUX MEUBLES

Le phénomène actif depuis fin 2012 et les recherches qui en ont découlées, ont mis en évidence la présence de « poches », parfois profondes et volumineuses, à l'intérieur du massif crayeux, capables d'engendrer des phénomènes soudains et destructeurs, pouvant provoquer des reculs très rapides de plusieurs dizaines de mètres de la tête de falaise, et donc la mise en péril des biens et des personnes.

Afin de définir ce risque, qui est le plus prégnant et le plus imprévisible pour la zone urbanisée sur laquelle se porte cette étude, une méthode d'identification de la géologie en profondeur a été développée pour l'occasion.

Un croisement de méthodes géophysiques a été réalisé afin d'identifier la texture et la géométrie des sédiments dans les trois dimensions. Les données géophysiques récoltées ont été calées et vérifiées par la réalisation de deux campagnes de forages permettant de caractériser les anomalies détectées.

4.3.1. Investigations géophysiques

Des investigations géophysiques ont été menées par le BRGM entre avril et juillet 2014, avec pour objectifs de :

- délimiter l'extension de la poche argilo-sableuse à l'origine de l'effondrement de falaise ayant eu lieu en décembre 2012 ;
- déceler la présence et cartographier l'emprise d'éventuelles autres poches argilo-sableuses au sein de la craie,

- caractériser la structure du sous-sol en profondeur.

Pour répondre au mieux à ces objectifs, deux méthodes ont été combinées :

- un levé de huit profils sismiques, pour un linéaire total de 2.5 km.
- un levé gravimétrique à la maille de 15 m, comprenant 1003 stations.

La méthode sismique permet d'obtenir la répartition des vitesses sismiques des ondes P (V_p) dans le sous-sol. Pour information, les ondes P (ondes primaires) correspondent à des ondes de compression. Ces ondes sont les plus rapides et se propagent dans tous les milieux. Les ondes S (ondes secondaires) correspondent à des ondes de cisaillement. Elles sont enregistrées sur les sismogrammes après les ondes P, et ne se propagent pas dans les milieux liquides.

Ce paramètre est sensible aux contrastes de propriétés mécaniques du sous-sol. Deux zones ont été couvertes avec la méthode sismique. La première zone d'étude s'étend entre Dieppe et Pourville. La deuxième zone d'étude se situe sur la commune de Varangeville-sur-mer au niveau du cimetière marin.

8 profils sismiques ont ainsi été réalisés avec pour objectif de :

- Caractériser la poche d'argile du glissement actif sous la route de Pourville
- Localiser d'éventuelles autres poches d'argile en bordure de falaise
- Caractériser la structure du sous-sol en profondeur.

La méthode gravimétrique est sensible aux contrastes de densités du sous-sol. En l'absence de connaissances *a priori* sur le contraste de densité entre les matériaux argilo-sableux et la craie, et face aux possibles interférences des argiles et sables de surface sur le signal, une phase 'test' a d'abord été effectuée et a été jugée concluante (voir Annexe 5). L'ensemble de la zone d'étude, entre Dieppe et Pourville, a ensuite été couverte par une campagne d'investigations microgravimétriques.

Une carte gravimétrique a ainsi été levée avec pour objectif de :

- Délimiter l'extension de la poche d'argile du glissement actif
- Détecter d'éventuelles autres poches d'argile en bordure de falaise et leur géométrie.

Les résultats de ces opérations font l'objet d'un rapport détaillé (rapport BRGM/RP-63892-FR), consultable publiquement sur le site www.brgm.fr.

4.3.2. Investigations sismiques

La campagne sismique s'est articulée sur la réalisation de 6 profils sur la zone d'étude entre Dieppe et Pourville, et de 2 profils sur la zone d'étude de Varangeville-sur-mer.

L'implantation des profils sismiques est reportée sur les Illustration 42 et Illustration 43.



Illustration 42 : Carte d'implantation des profils sismiques sur le secteur de Varangeville-sur-mer. Les profils sismiques apparaissent en traits rouges pleins.

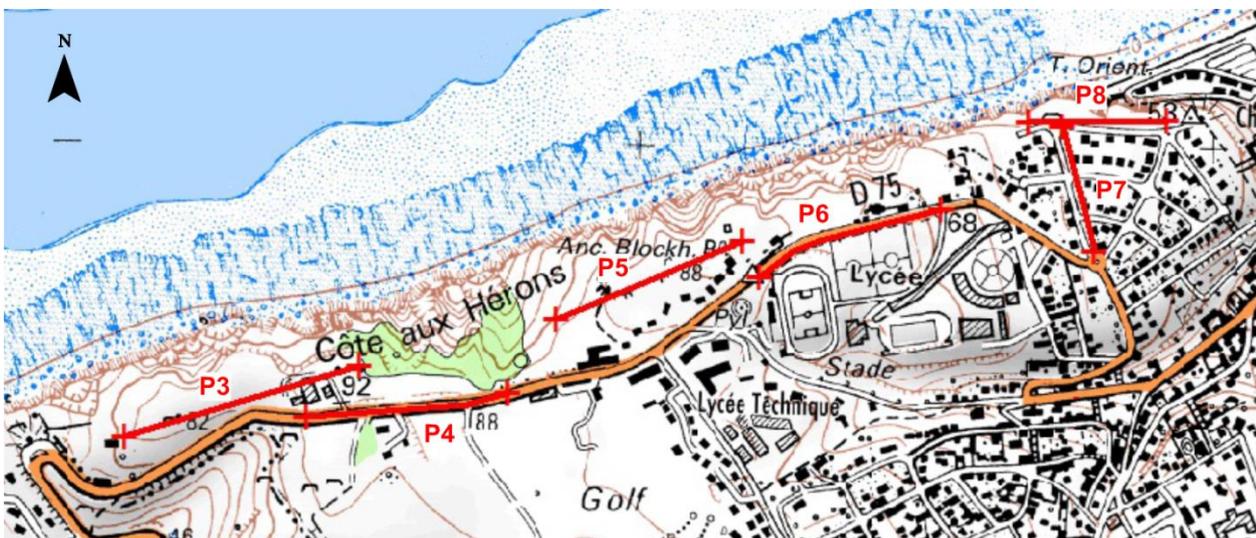


Illustration 43 : Carte d'implantation des profils sismiques sur le secteur entre Dieppe et Pourville. Les profils sismiques apparaissent en traits rouges pleins.

Pour rappel, le principe simplifié des investigations sismiques est d'envoyer des ondes dans le sol à partir d'une source d'énergie (soit par chute de poids sur route ou chemin, soit par explosifs), avec une acquisition des ondes de retour via un sismographe connecté à une série de géophones (48 à 96 selon les profils), le principe étant que les ondes se propagent à des vitesses différentes selon la cohérence de la roche sous-jacente.

Les levés de positionnement ont été réalisés à l'aide d'un GPS dont la précision de la mesure est inférieure à 10 cm.

Les conditions de bruit durant le déroulement des opérations ont été globalement bonnes sauf pour les profils 1 et 2 où la pluie et un vent fort ont généré un bruit important sur les enregistrements sismiques. De fait, ces deux profils n'ont pas pu être traités en sismique réfraction. Les enregistrements sont par ailleurs de bonne qualité dans l'ensemble. L'illustration 44 montre des exemples de données brutes.

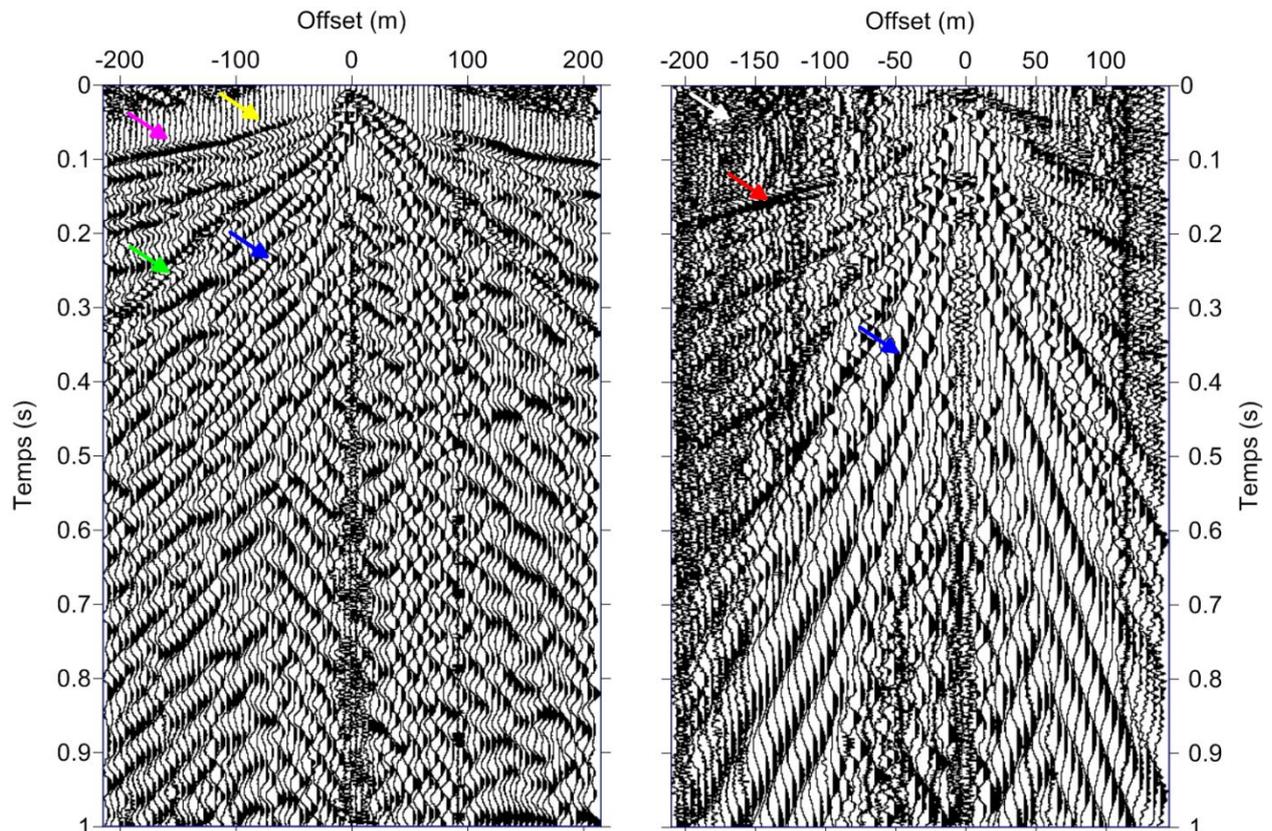


Illustration 44 : Exemples de tirs sismiques du profil P3 (gauche) et P2 (droite) avec application d'un gain de type AGC. Les flèches indiquent : jaune : les premières arrivées de l'onde P directe; magenta : les premières arrivées de l'onde P réfractée ; rouge : des réflexions des ondes P ; bleue : les ondes de surface ; blanche : du bruit ambiant et vert : l'onde aérienne. Notons que sur le profil P2, le niveau de bruit ambiant ne permet pas de distinguer clairement les premières arrivées des ondes P directes et réfractées, comparativement à l'exemple de tir du profil P3.

Résultats et interprétations

a) Présentation des résultats

Les illustrations 45 à 50 présentant les résultats respectifs des profils sismiques P3, P4, P5, P6, P7 et P8 mis en œuvre sur le secteur de Dieppe, montrent le modèle de V_p obtenu par tomographie sismique réfraction ainsi que la couverture de rais dans le modèle final retenu. Les zones de faible couverture de rais correspondent à des zones de faibles propriétés mécaniques dans lesquelles les ondes sismiques ne se propagent pas selon le principe de Fermat (Fermat, 1962). Y figurent également des informations de géoréférencement et le report de la coupe

géologique des sondages S1, S5, S6 et S7 existants. Une interprétation géologique et structurale (interfaces et discontinuités) y est associée.

L'illustration 51 présentant les résultats des profils sismiques P1 et P2 mis en œuvre sur le secteur de Varangéville-sur-mer, montre le modèle de Vs obtenu par MASW. Cette méthode (Multiple Analysis of Surface Wave) consiste à étudier la propagation des ondes de surface dans le sous-sol dans le but d'en déduire des variations de vitesses des ondes de cisaillement (Vs), sensibles aux variations des caractéristiques mécaniques des terrains (fracturation, état d'altération).

Y figurent également des informations de géo référencement. Une interprétation géologique et structurale (interfaces et discontinuités) y est associée.

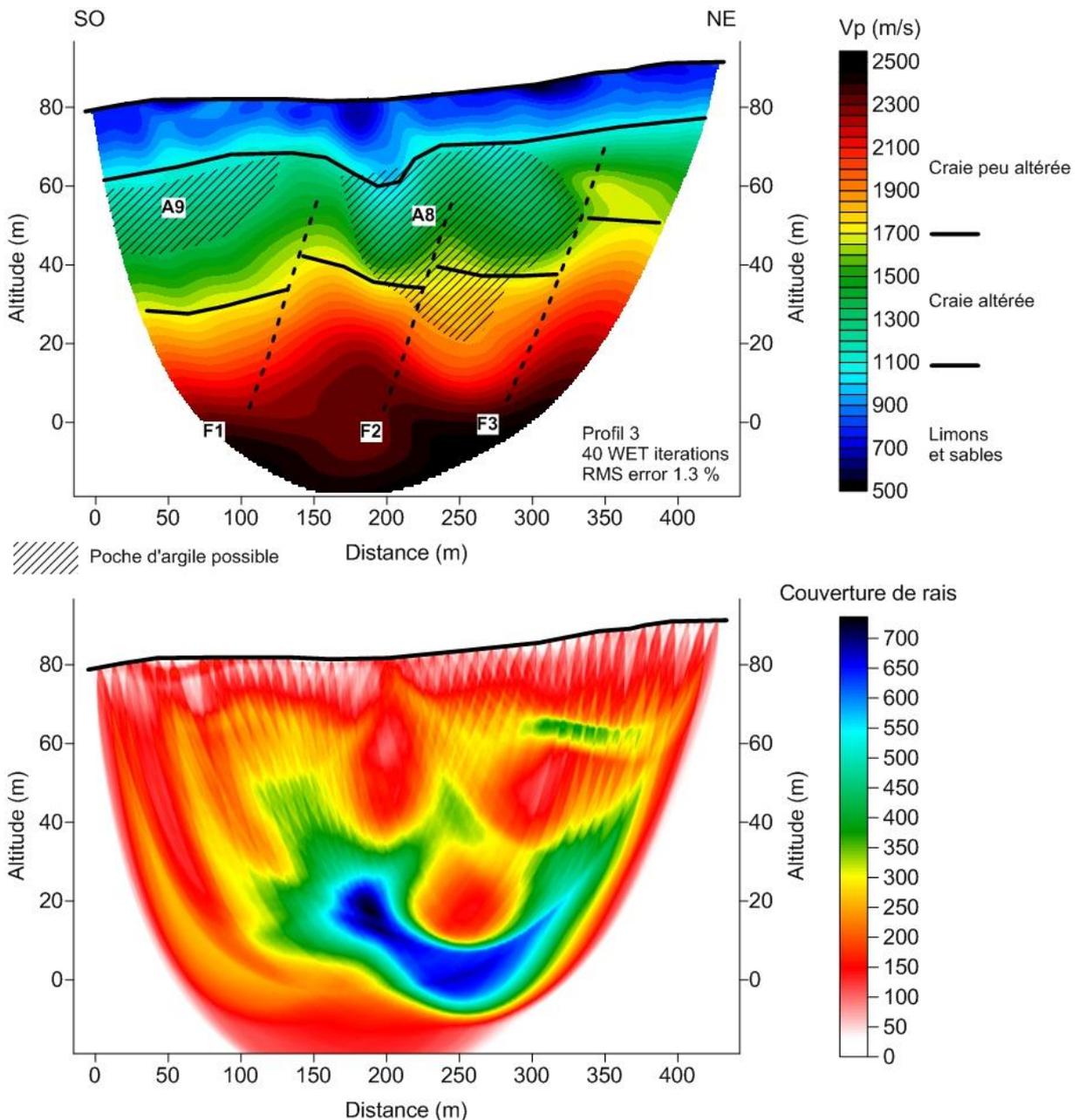


Illustration 45 : Modèle de Vp interprété du profil P3, obtenu par tomographie sismique réfraction

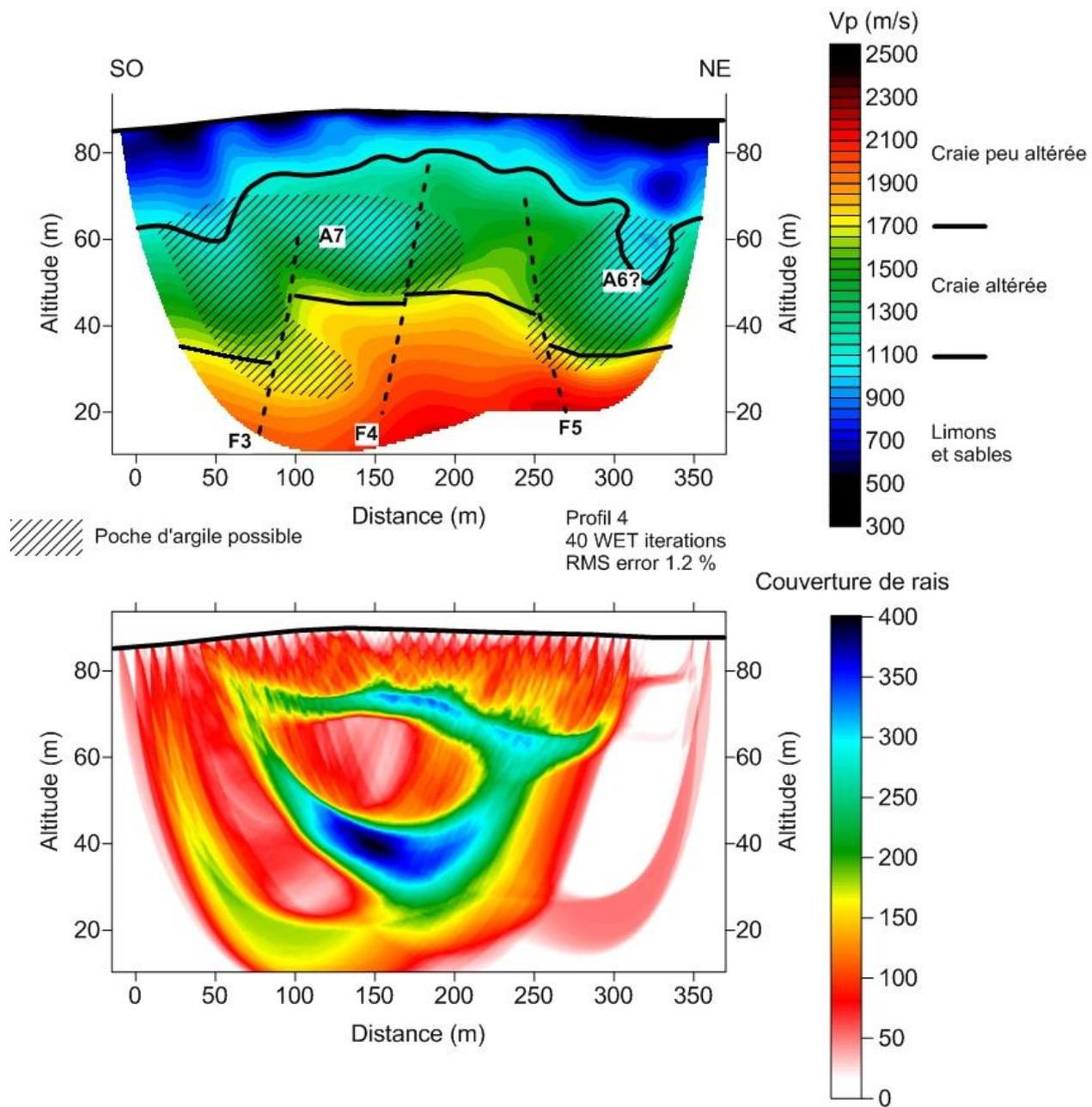


Illustration 46 : Modèle de Vp interprété du profil P4, obtenu par tomographie sismique réfraction

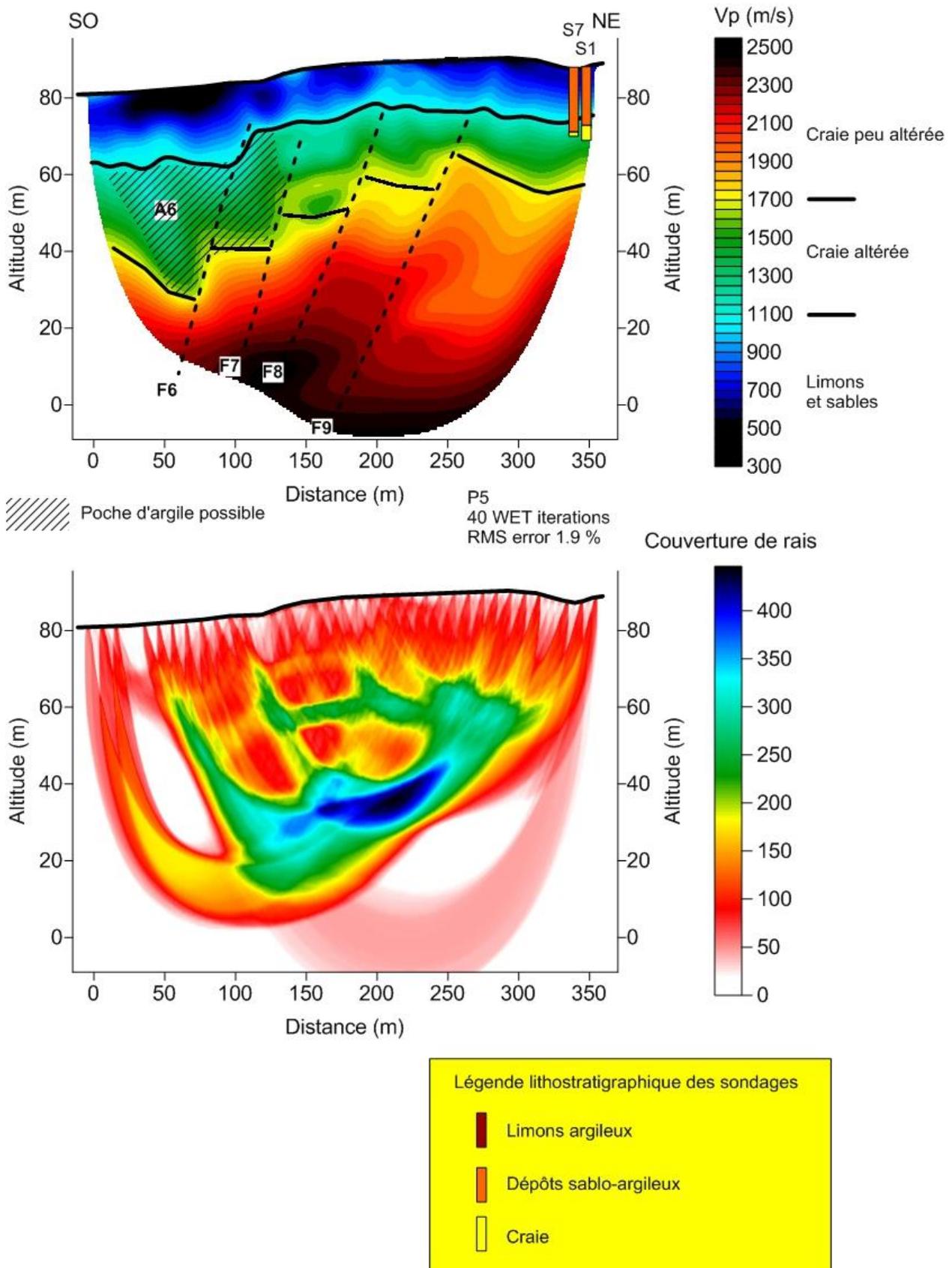


Illustration 47 : Modèle de Vp interprété du profil P5, obtenu par tomographie sismique réfraction

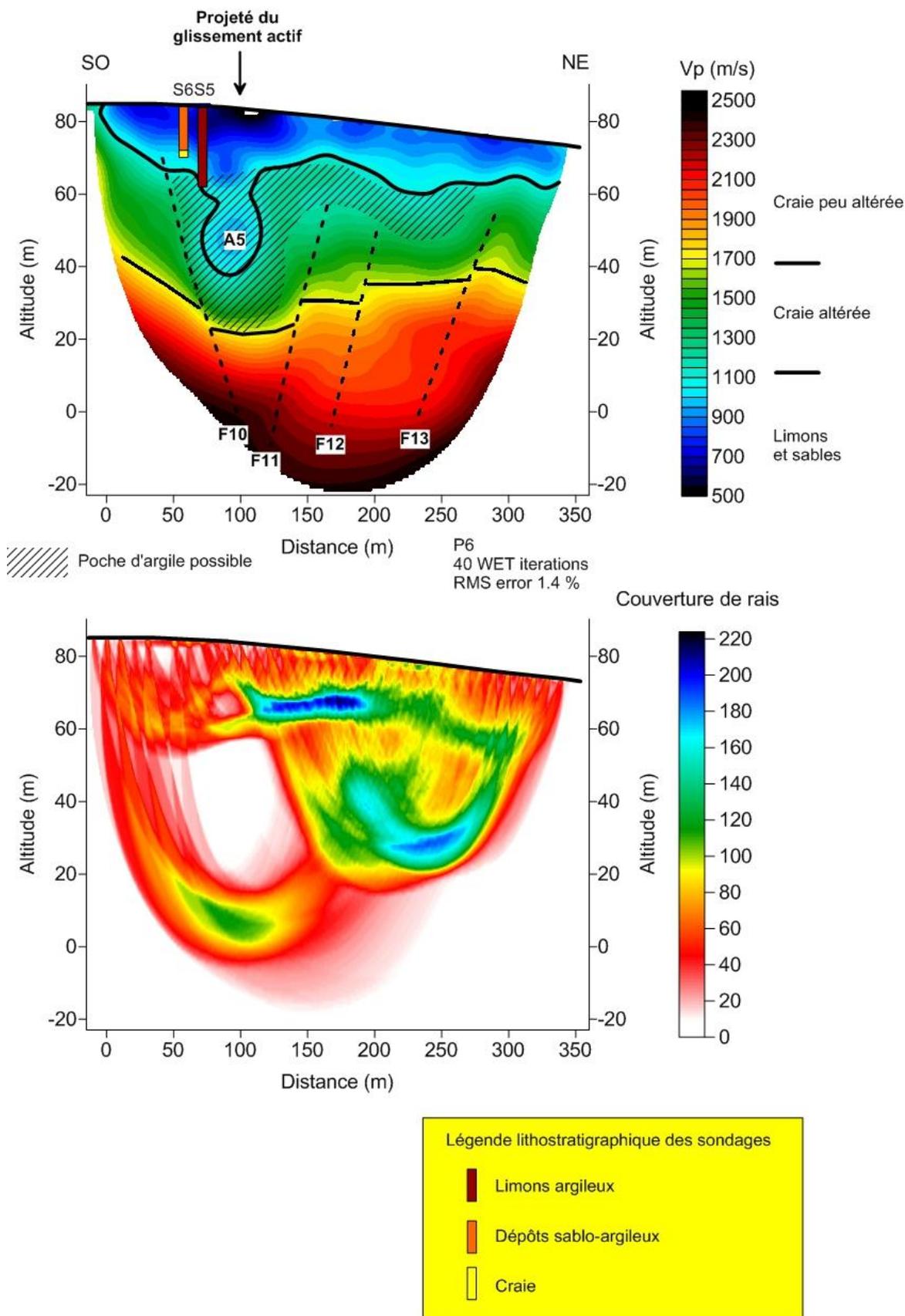


Illustration 48 : Modèle de Vp interprété du profil P6, obtenu par tomographie sismique réfraction ; localisation des forages existants en bibliographie (Masson, 1967)

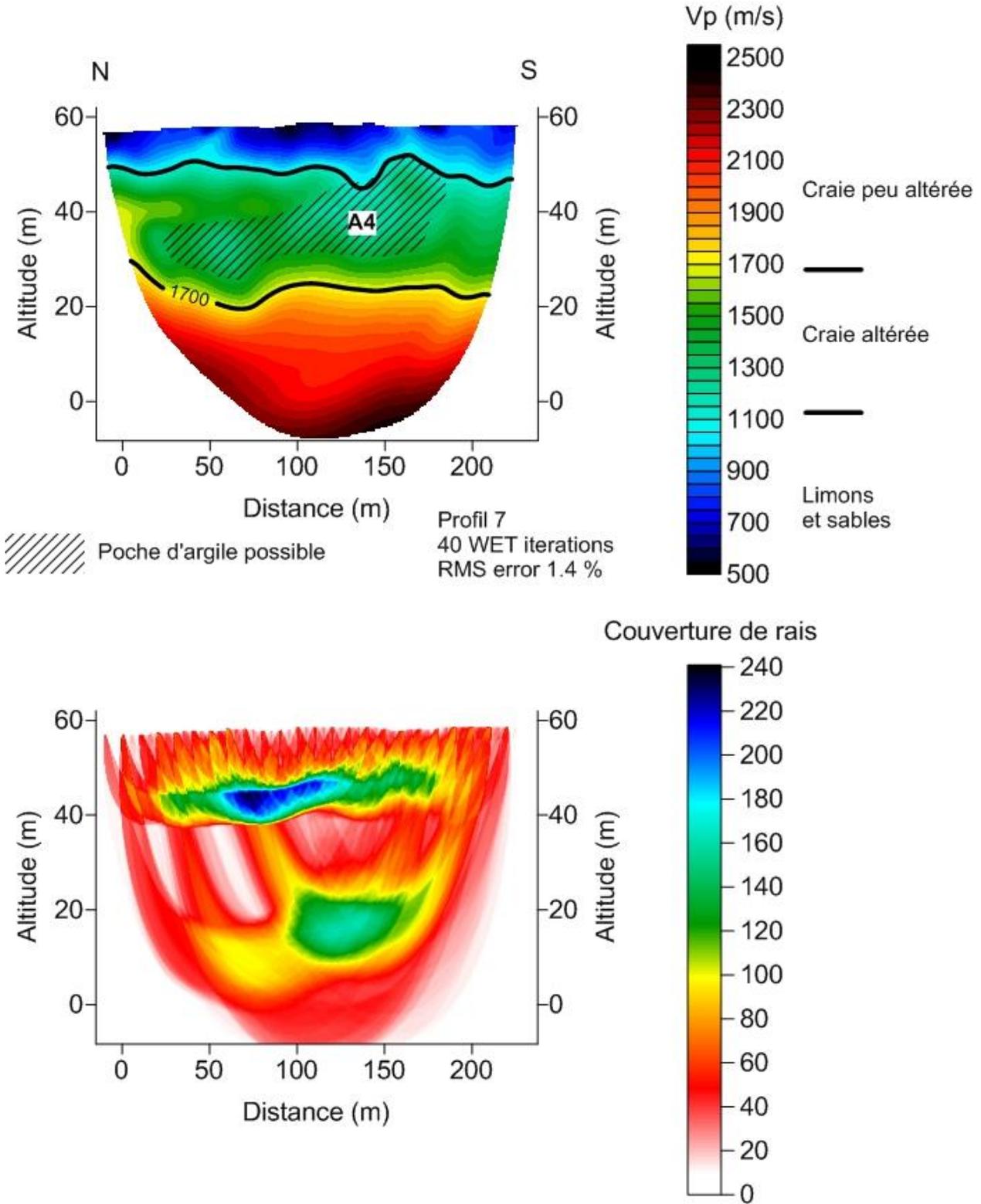


Illustration 49 : Modèle de Vp interprété du profil P7, obtenu par tomographie sismique réfraction

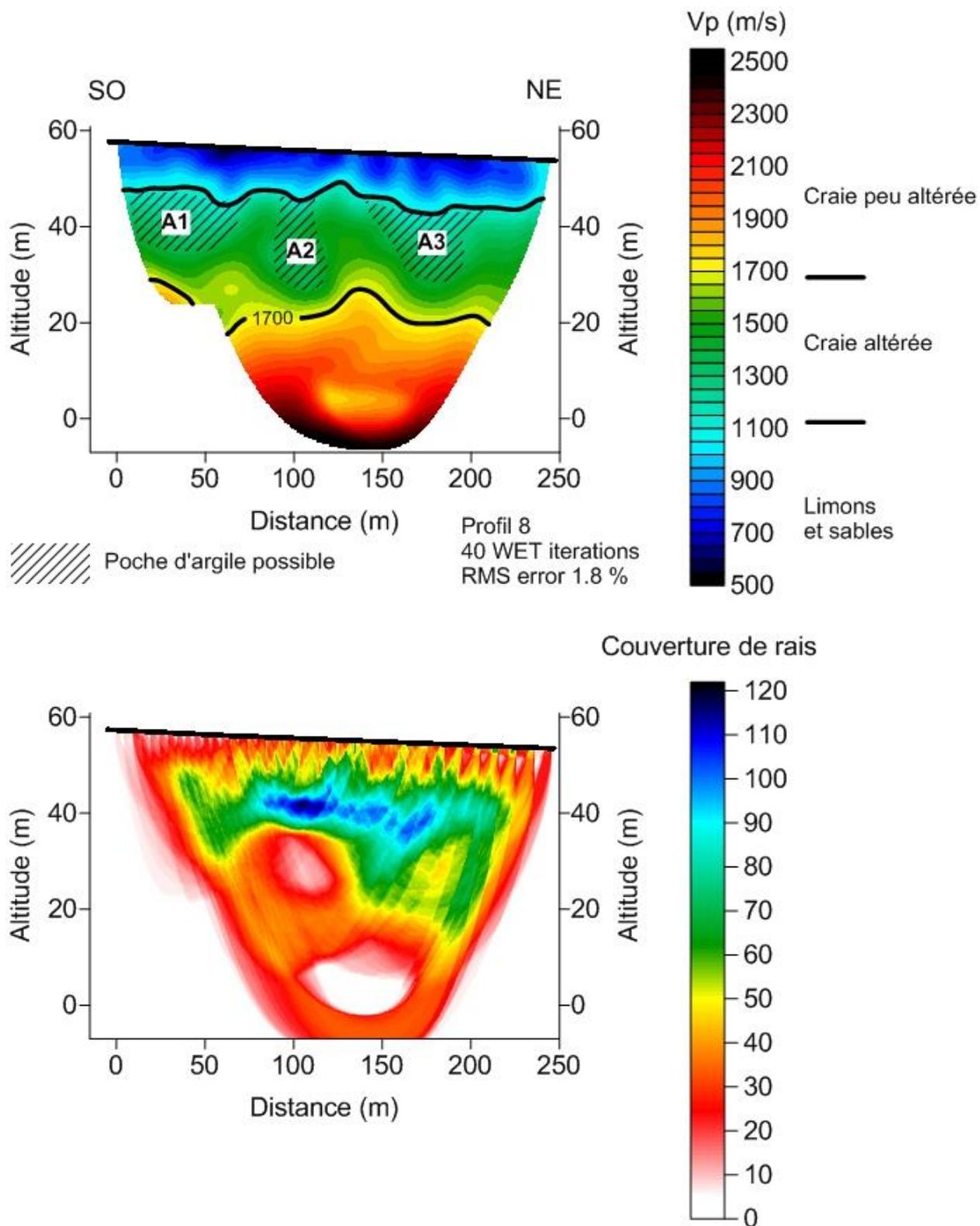


Illustration 50 : Modèle de Vp interprété du profil P8, obtenu par tomographie sismique réfraction

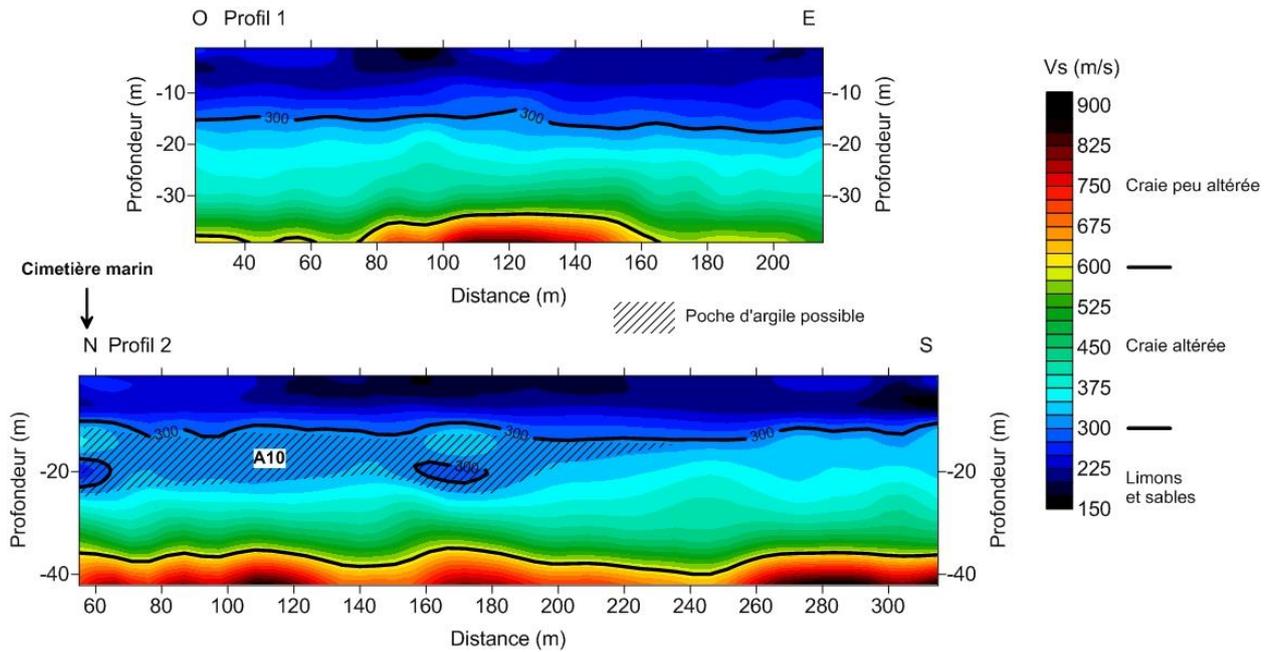


Illustration 51 : Modèles de Vs interprétés des profils P1 et P2, obtenus par MASW

b) Interprétation

Les résultats des tomographies sismiques réfraction et MASW mises en œuvre ont permis, en s'appuyant sur des informations fournies par les sondages disponibles sur la zone, d'établir un schéma lithologique du front de falaise qui serait de haut en bas le suivant (Illustration 45 à Illustration 50) :

- Une couche de surface dont la V_p est comprise entre 500 et 1000 m/s et la V_s (profils P1 et P2) entre 150 et 300 m/s. Son épaisseur est de l'ordre de 10 à 15 m sur le secteur. Elle correspondrait d'après les sondages existants à une couche de dépôts sablo-argileux. Cette couche est relativement tabulaire sur chacun des profils.
- Sur le secteur du cimetière marin, une couche intermédiaire de plus fortes V_p (comprises entre 1000 et 1700 m/s) et de plus forte V_s (comprise entre 300 et 600 m/s). Son épaisseur est de l'ordre de 30 m sur le secteur. Cela pourrait correspondre aux assises tertiaires en place, puissantes à cet endroit, comprenant des bancs de sables grésifiés, ce qui pourrait expliquer les vitesses plus importantes.
- Par ailleurs, on observe sur certains profils entre Dieppe et Pourville, des anomalies de faibles V_p (≤ 1000 m/s). L'une d'elle (A5), la plus marquée, se situe sur le profil P6 entre les abscisses 70 et 120 m à hauteur du glissement actif le long de la route de Pourville. Un sondage existant de 1967 (Masson, 1967) a été réalisé à l'aplomb de cette anomalie de vitesse. Ce sondage indique la présence de limons argileux (*on note ici une erreur d'interprétation de ce sondage de 1967, fort compréhensible du fait des connaissances de l'époque, ndlr*) sur toute son épaisseur et jusqu'à 25 m de profondeur. Ces fortes épaisseurs de matériaux *a priori* argileux n'ont pas été observées sur les autres sondages existants situés en dehors de ces anomalies. Ces anomalies de vitesses notées A1 à A9 ont donc été interprétées comme de possibles zones de remplissage présentes sous la couverture de dépôts sablo-argileux. Notons que les anomalies A1 à A3 du profil P8 pourraient également correspondre à des cavités connues ayant des sorties identifiées sur le front de falaise. La base de ces anomalies est généralement

située à environ 40 m de profondeur. Le Tableau 4 résume ces 9 anomalies de vitesse sismiques.

- Une couche profonde de fortes V_p (supérieures à 1700 m/s) et de forte V_s (supérieure à 600 m/s). La profondeur d'investigation de la méthode ne permet pas de déterminer l'épaisseur de cette couche. Elle correspond probablement à de la craie peu altérée. Notons que l'interprétation de ces investigations sismiques a été réalisée avant la réalisation des sondages, et qu'il était par conséquent difficile d'associer avec certitude cette couche à une quelconque lithologie (ceci explique des interprétations légèrement différentes entre le présent rapport et le rapport dédié aux investigations géophysiques).
- Des discontinuités sub-verticales, notées F1 à F13, ont été interprétées sur la base de variations latérales brutales de vitesse sismique, notamment sur les profils P3, P4 et P5 qui présentent des décalages manifestes du toit de cette couche (horizon à $V_p=1700$ m/s). Ces décalages permettent d'interpréter ces discontinuités comme de possibles failles. Notons que ces failles bordent la plupart des anomalies de vitesses sismiques mises en évidence au point précédent. Ces zones de remplissage A1 à A9 pourraient donc être la conséquence de circulations préférentielles de fluide le long de ces axes de faille. Le schéma structural, établi à partir de l'interprétation des tomographies sismiques réfraction est représenté sur les illustrations précédentes.

De manière à avoir une vision globale des conditions de proche surface sur le front de falaise entre Dieppe et Pourville, les résultats interprétés des tomographies sismiques réfraction des profils P3 à P8 ont été représentées en 3D sur l'illustration 52. Sur cette illustration, une représentation des vitesses sismiques dans la tranche 900-1500 m/s permet également de visualiser la frange d'altération importante au sein de la craie entre 15 et 40 m de profondeur.

Anomalie	Profil	Début (m)	Fin (m)	Profondeur maximum (m)
A1	P8	9	65	25
A2	P8	91	111	35
A3	P8	148	198	30
A4	P7	26	179	32
A5	P6	70	124	58
A6	P5/P4	18	140	54
A7	P4	26	180	53
A8	P3	180	320	46
A9	P3	13	111	43
A10	P2	55	192	23

Tableau 4 : Anomalies de vitesses sismiques.

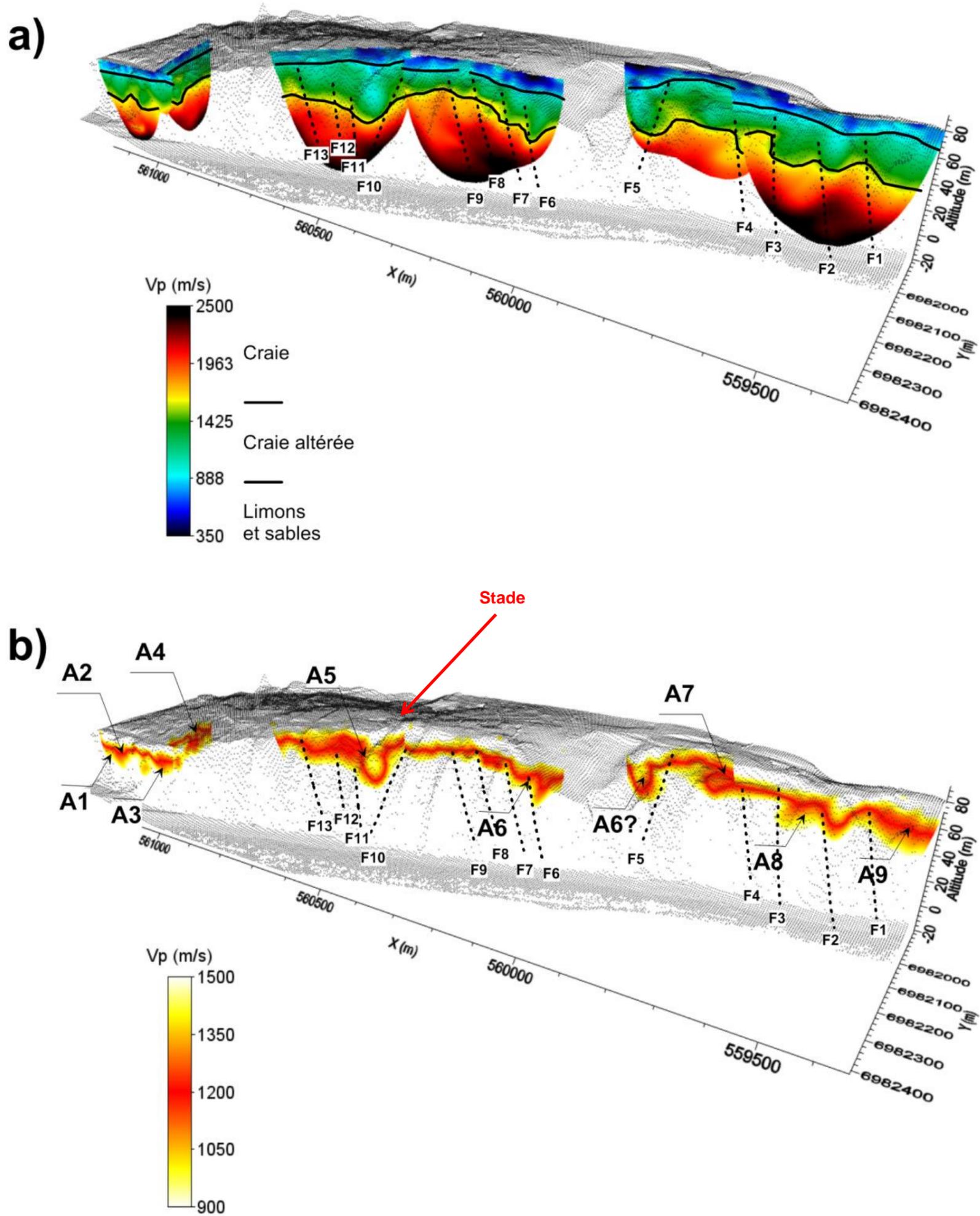


Illustration 52 : Représentation 3D des résultats interprétés des tomographies sismiques réfraction sur les profils P3 à P8 avec a) : une échelle de vitesse complète et b) : une échelle de vitesse entre 900 et 1500 m/s.

4.3.3. Investigations gravimétriques

Les investigations gravimétriques ont d'abord fait l'objet d'une phase 'test'. En effet, la méthode gravimétrique est sensible aux contrastes de densités du sous-sol. En l'absence de connaissances *a priori* sur le contraste de densité entre les matériaux argilo-sableux et la craie, et avec la possible interférence des argiles et sables de surface sur le signal cette phase test était nécessaire. Réalisée en mai 2014, et analysée dans les jours qui ont suivi, elle a été jugée concluante (voir annexe 1 du rapport BRGM/RP-63892-FR, dédié aux investigations géophysiques réalisées dans le cadre de cette étude). L'ensemble de la zone de tête de falaise entre Dieppe et Pourville a donc ensuite été levé selon la même procédure.

Implantation

Le levé de terrain a été effectué en quatre phases, résumées dans le tableau suivant :

	Date d'intervention	Nombre de stations mesurées	Intervenants
Phase 'test'	12/05/14-16/05/14	239	T. Jacob, M. Boulet
Phase 2	16/06/14-20/06/14	298	T. Jacob, M. Boulet
Phase 3	07/07/14-11/07/14	238	T. Jacob, M. Boulet, L. Raymond
Phase 4	15/07/14-18/07/14	228	T. Jacob, L. Raymond

Tableau 5 : Récapitulatif de l'acquisition gravimétrique

Un total de 1003 stations ont été implantées selon une maille de 15 m x 15 m (Illustration 533), maille qui a été ajustée selon les obstacles rencontrés sur le terrain. La maille a été resserrée au front de l'effondrement et au niveau du stade.



Illustration 53 : Carte de localisation des stations gravimétriques acquises. La photo aérienne est antérieure à l'effondrement, le front de falaise actuel, au niveau de l'effondrement, est marqué par un trait noir.

Matériel et mode opératoire

Les mesures gravimétriques ont été réalisées à l'aide du gravimètre relatif Scintrex n° 539 du BRGM. Le coefficient de calibration du gravimètre est de 1.000607, coefficient établi sur la ligne de calibration BRGM – BIPM en février 2014, et a été pris en compte lors de la réduction des données.

Le positionnement des stations gravimétriques a été réalisé à l'aide d'un GPS Trimble Geo XH6000 centimétrique (utilisant les constellations GPS et Glonass) avec une antenne externe Zephyr II sur canne de 2 mètres. Les données enregistrées ont été post-traitées à l'aide du logiciel PathFinder Office, en différentiel de la base permanente d'Ambrumesnil, intégrée au Réseau GNSS permanent de l'IGN, pour une longueur de base inférieure à 10 km (ce post-traitement permettant d'assurer la précision centimétrique de la donnée). Les stations 133 à 142 ont été nivelées au niveau laser Leica Rugby 100, à cause du couvert végétal rendant les mesures GPS peu fiables.

Pour chaque station gravimétrique, 2 à 3 acquisitions GPS de 60 s ont été réalisées.

Une base gravimétrique opérationnelle a été établie devant la grille d'entrée du stade d'athlétisme (X = 560443.99 m, Y = 6982056.72 m, Z = 82.93 m, voir Illustration 54). Cette base a été raccordée à la base absolue du réseau géodésique Français de l'IGN « DIEPPE A », par trois allers et retours gravimétriques.

Après corrections des marées terrestres⁴, la valeur de g à la base du stade est évaluée à :

$$g = 981032.199 \pm 0.020 \text{ mGal}$$

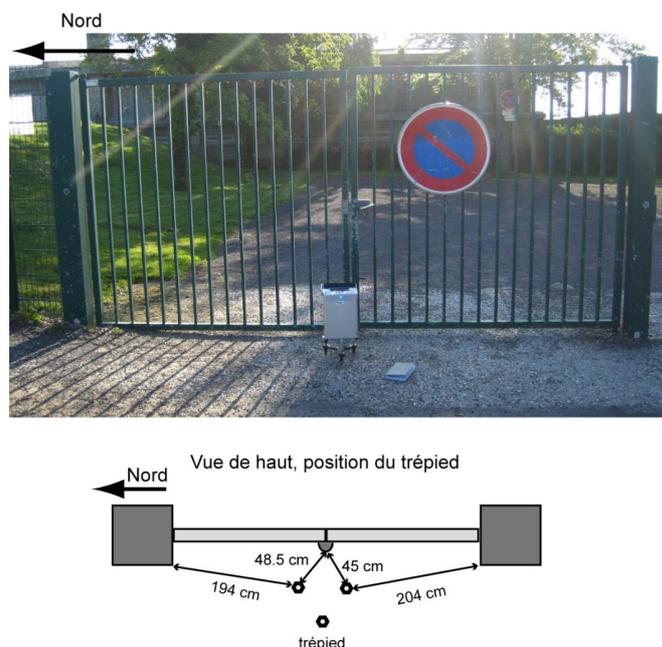


Illustration 54 : Positionnement de la base gravimétrique établie devant l'entrée du stade d'athlétisme

⁴ A l'instar des océans et des mers, la croûte terrestre est affectée par des forces de gravitation principalement dues à la Lune et au Soleil

Des corrections de terrain (CT) permettent de corriger les anomalies gravimétriques liées à des accidents topographiques (monts, vallées) ou à des constructions (habitations, excavations). Elles ont été réalisées pour chaque station entre 0 et 22 km, en utilisant des MNT imbriqués, avec des routines basées sur le calcul par prismes selon le protocole suivant :

- entre 0 et 100 m autour des stations, un MNT IGN à la maille de 1m, issu de mesures LIDAR, est utilisé pour calculer les CT. La topographie actuelle du glissement terrain y est insérée en utilisant un MNT photogrammétrique levé par le BRGM dans le cadre de l'étude, qui a défini la méthode d'acquisition et traité l'information.
- Entre 100m et 1km, le MNT IGN à la maille de 1m est ré-échantillonné à la maille de 5 m et est utilisé pour calculer les CT. La topographie actuelle du glissement terrain y est insérée en utilisant le MNT photogrammétrique levé par le BRGM.
- Entre 1 km et 22 km, un MNT IGN à la maille de 25 m est utilisé à terre. En mer, la bathymétrie issue de ETOPO1 (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>) est utilisée.

Des corrections topographiques de précision permettant de préciser au mieux la zone ayant récemment reculée au niveau du phénomène actif ont pu être réalisées grâce au MNT de précision acquis lors des vols d'acquisition photogrammétrique.

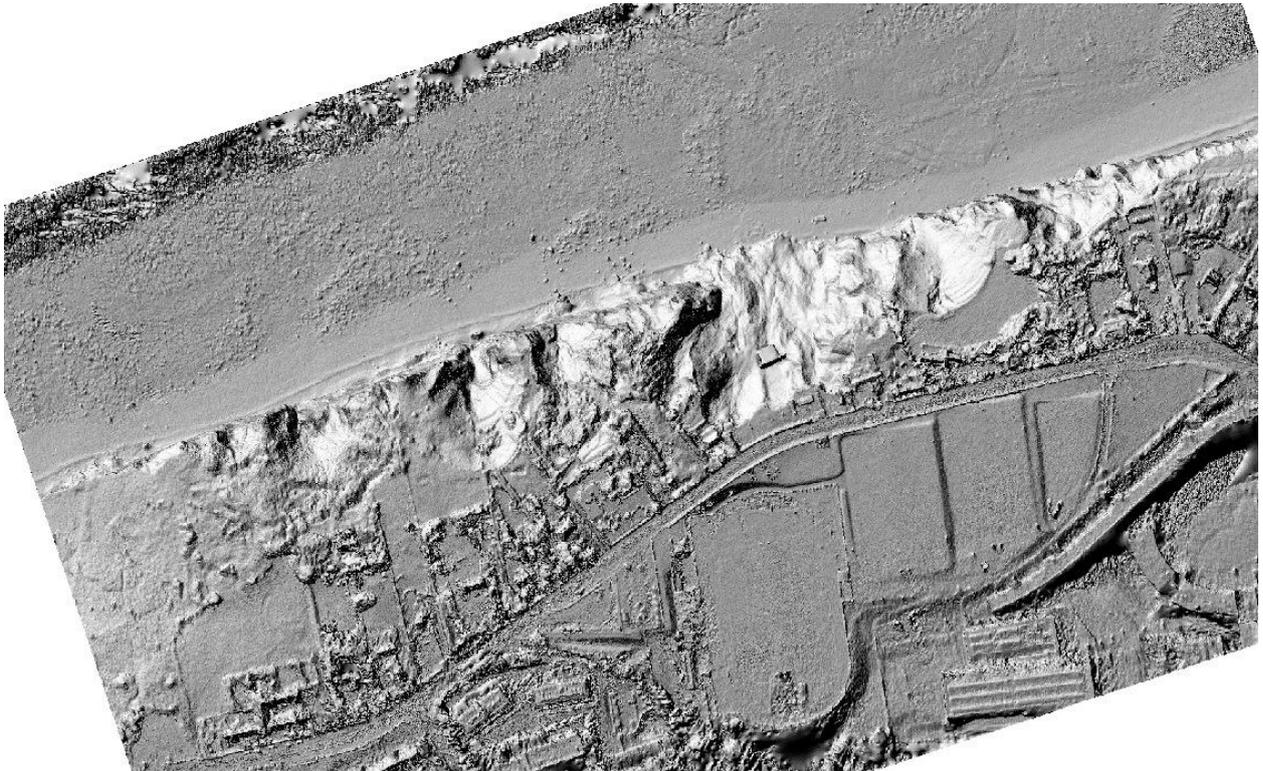


Illustration 55 : MNT (20 cm) issu de l'acquisition photogrammétrique d'avril 2014)

Les corrections topographiques à chaque station sont illustrées dans la figure suivante, pour une densité de 1.7 g cm^{-3} . Celles-ci varient de 0.306 à 0.1.61 mGal, les plus fortes valeurs étant situées au front de la falaise.

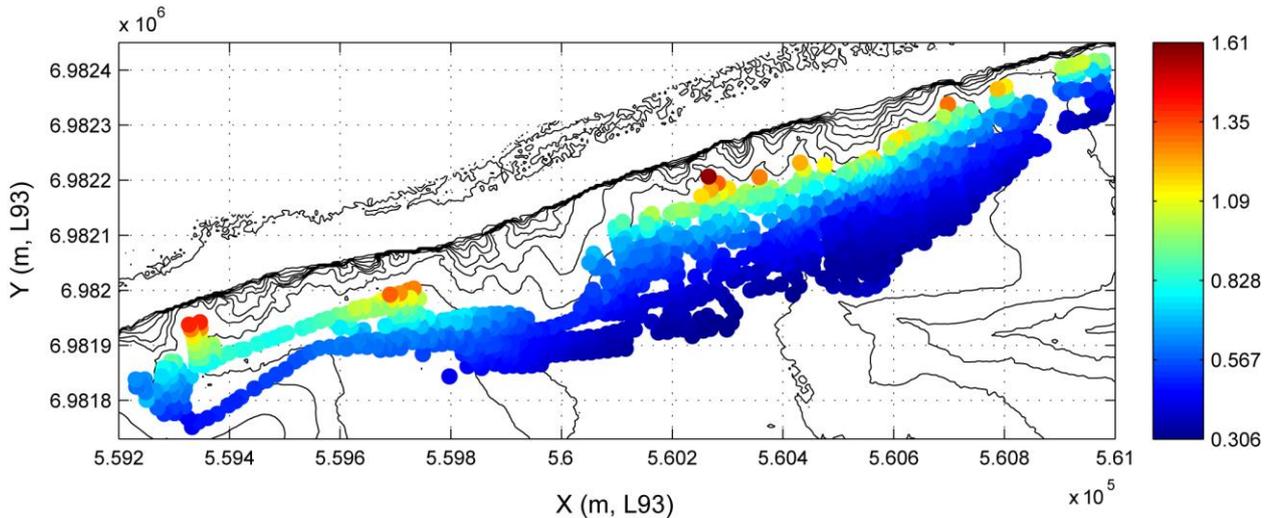


Illustration 56 : Corrections topographiques (mGal) à chaque station pour une densité de 1.7 g cm^{-3}

- Erreur totale sur l'anomalie de Bouguer (ϵ_{AB})

L'anomalie de Bouguer correspond à l'écart entre le champ de pesanteur terrestre théorique et le champ de pesanteur mesuré et corrigé (d'après les corrections de terrain notamment).

L'erreur sur l'anomalie de Bouguer est calculée station par station selon l'équation (2), et représentée à l'illustration 57.

L'erreur sur l'anomalie de Bouguer est dominée par l'erreur sur les CT, et varie de 0.033 à 0.161 mGal, l'erreur augmentant en se rapprochant du front de falaise. Comme l'erreur sur les CT est calculée de manière empirique, et qu'elle domine l'erreur sur l'anomalie de Bouguer, il convient de considérer cette dernière comme une erreur relative et non absolue. Les stations proches de la falaise ont une erreur importante par rapport aux stations qui en sont le plus éloignées, ceci est à prendre en compte dans l'interprétation des résultats.

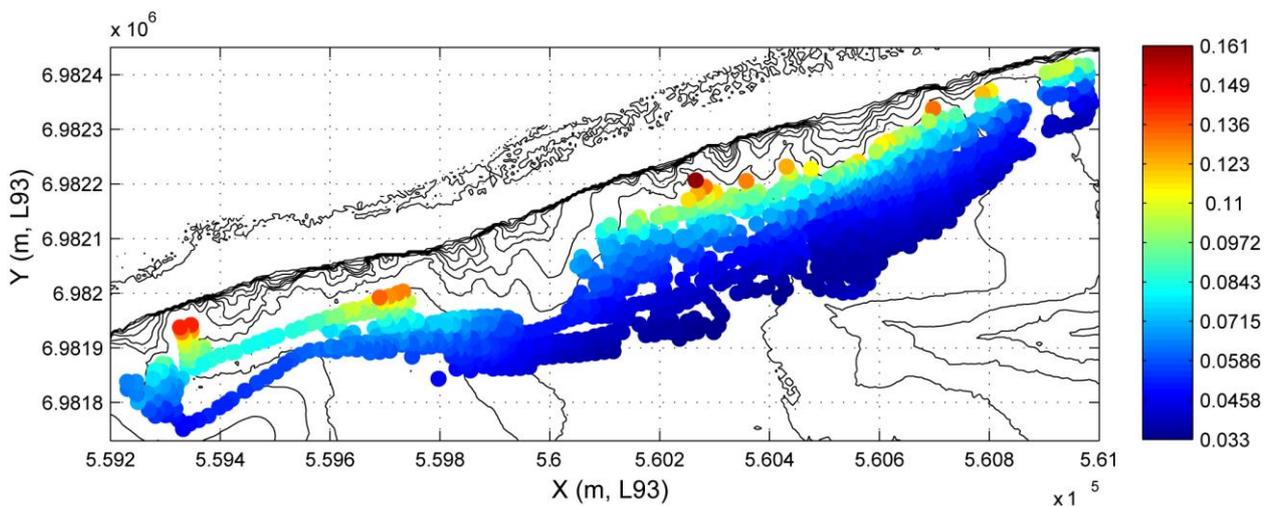


Illustration 57 : Erreur sur l'anomalie de Bouguer (mGal)

Résultats et interprétations

4.3.4. Anomalie de Bouguer, anomalie régionale, et anomalie résiduelle

L'anomalie de Bouguer est fonction de l'ensemble des variations de densité sous la surface topographique : ces variations peuvent être localisées superficiellement ou en profondeur. Les valeurs élevées de l'anomalie de Bouguer sont caractéristiques de matériaux denses, alors que les valeurs faibles caractérisent des matériaux moins denses.

L'anomalie de Bouguer pour une densité de réduction de 1.7 g cm^{-3} est présentée à l'illustration 58. On observe un gradient de l'ouest vers l'est, pour des valeurs comprises entre -11.75 mGal à l'ouest de la zone et -10.85 mGal à l'est. Un fort gradient marquant une limite de direction nord-sud est observée proche de la zone d'effondrement au niveau du stade d'athlétisme (abscisse $X = 560500 \text{ m}$). Cette limite sépare une zone dont l'anomalie de Bouguer est supérieure à -10 mGal (teintes rouges) à l'est, d'une zone à plus faibles valeurs comprises entre -11.30 et -11.20 mGal (teintes jaunes à vertes).

Plus à l'ouest, des anomalies positives ayant une direction $\sim N120^\circ$ sont observées entre les abscisses $X=560000 \text{ m}$ et $X = 560500 \text{ m}$.

Pour isoler et faire ressortir les anomalies venant de sources superficielles, une surface dite 'régionale', rendant compte des sources profondes, est soustraite à l'anomalie de Bouguer. La détermination de cette surface régionale n'est pas triviale. Cette surface ne peut être modélisée précisément que si la géométrie et la densité des terrains en profondeur sont connues. En pratique, la géologie des terrains en profondeur et leur densité ne sont que rarement connues, et la détermination de l'anomalie régionale est nécessairement approximative.

Nous approximons l'anomalie régionale en ajustant une surface polynomiale à l'anomalie de Bouguer (Illustration 59). L'anomalie régionale rend compte du gradient est-ouest à grande longueur d'onde observé au niveau de la zone d'étude.

L'anomalie résiduelle est ensuite obtenue en soustrayant l'anomalie régionale à l'anomalie de Bouguer (Illustration 60), et fait ressortir les variations de l'anomalie de Bouguer à faible longueur d'onde, caractéristique des variations de densité dans la proche surface. Notons que l'anomalie résiduelle donne des informations plutôt qualitatives que quantitatives, du fait de l'incertitude sur l'anomalie régionale utilisée.

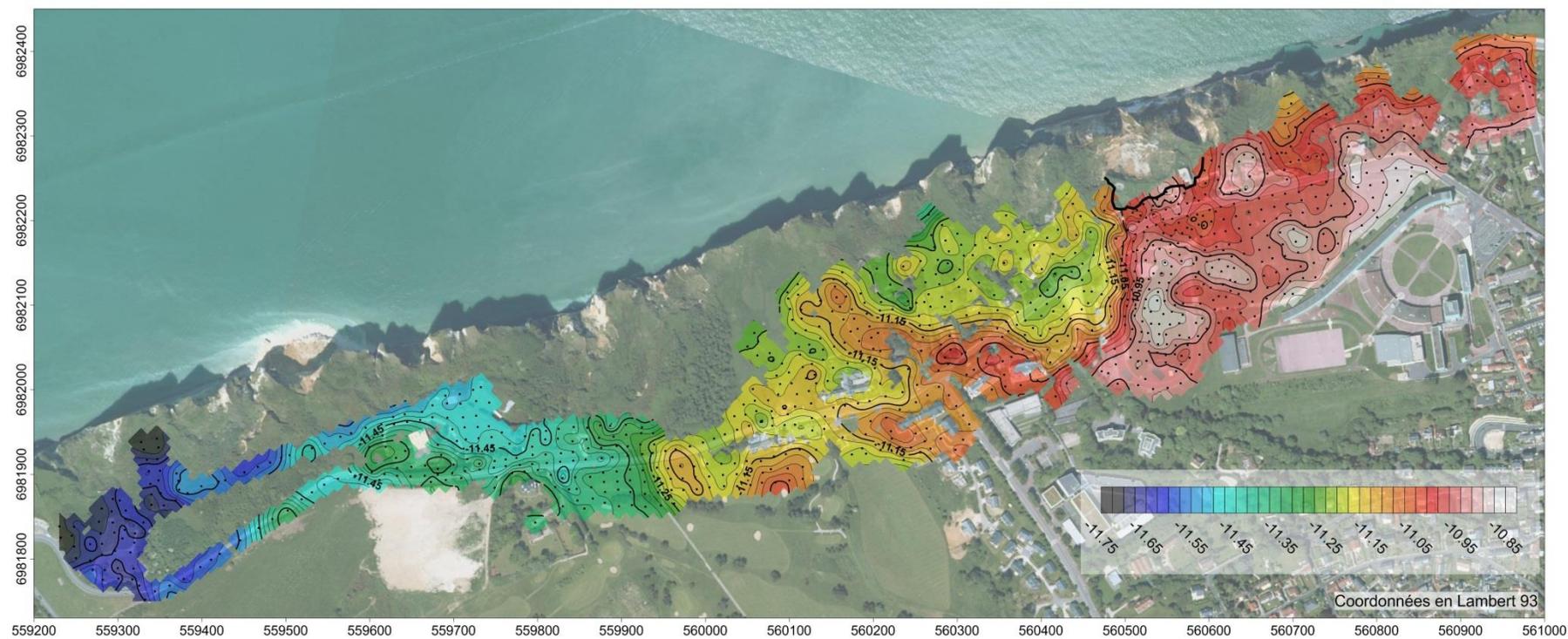


Illustration 58 : Anomalie de Bouguer (mGal), pour une densité de réduction de 1.7 g cm^{-3}

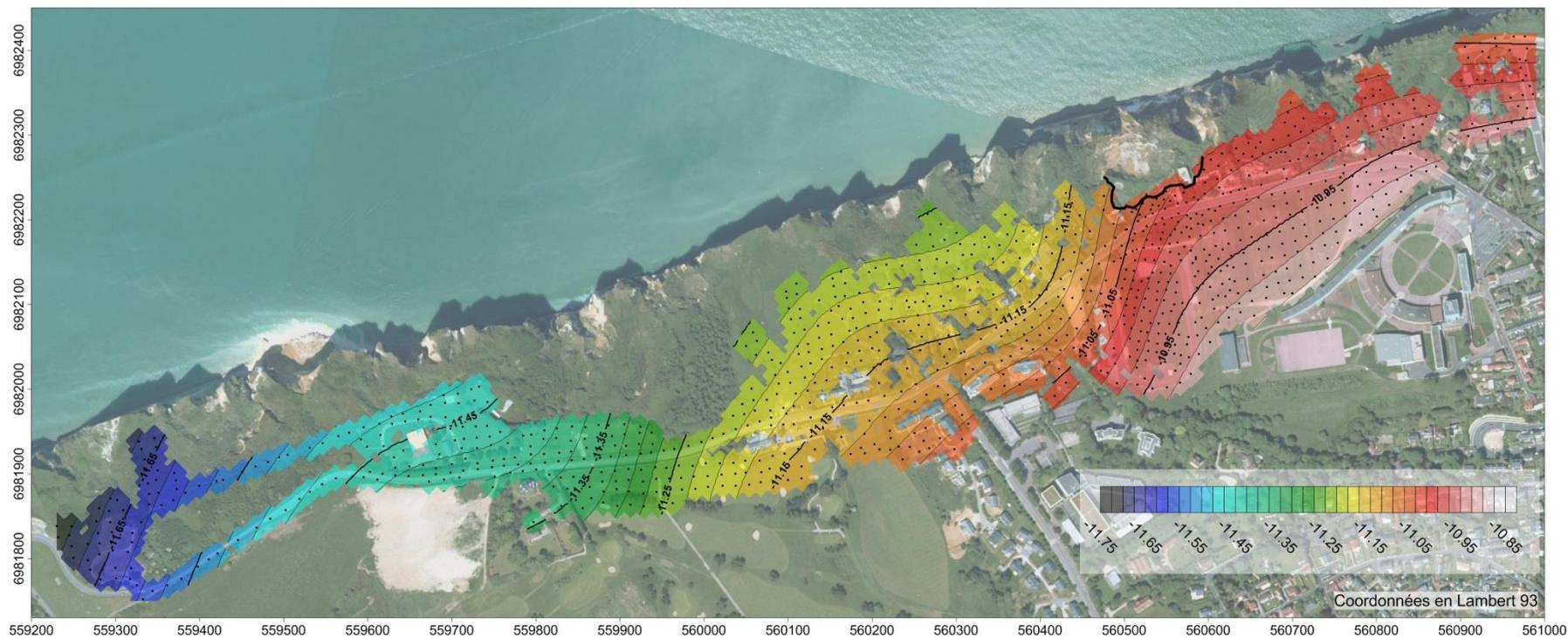


Illustration 59 : Anomalie régionale (mGal)

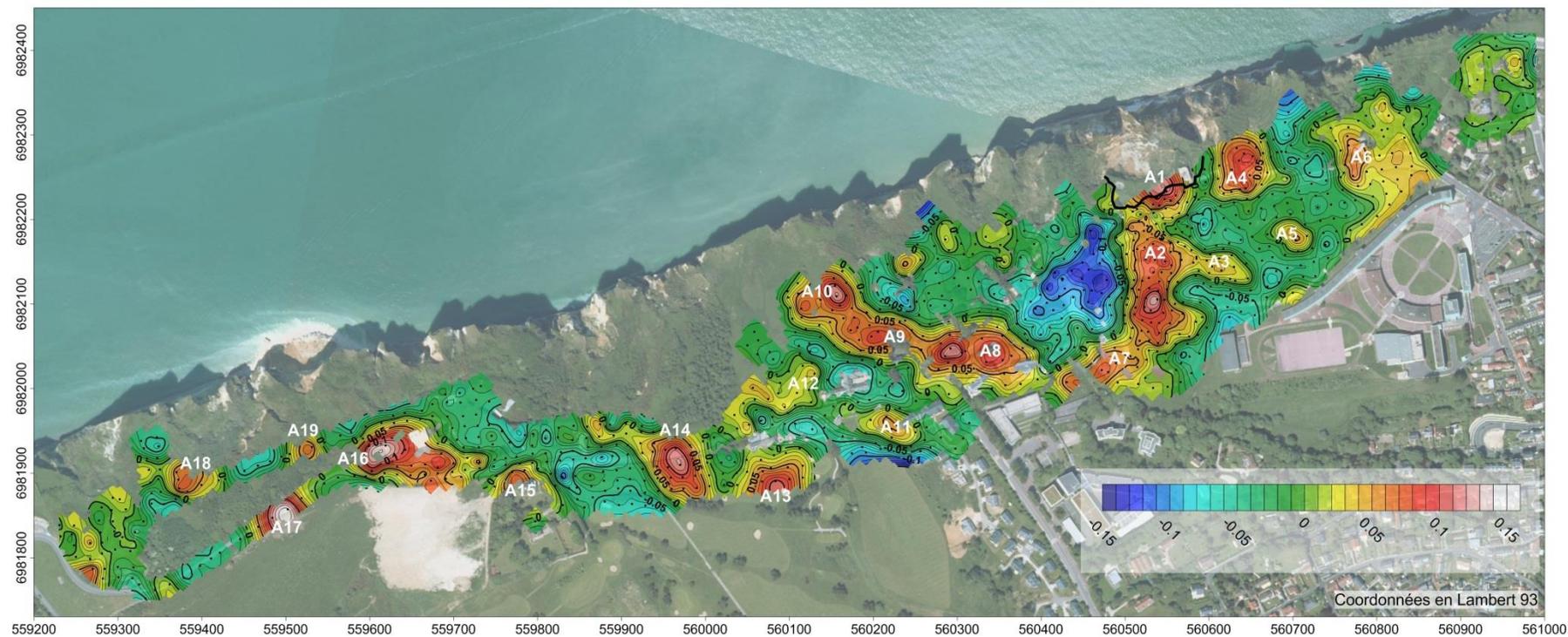


Illustration 60 : Anomalie résiduelle (mGal)

L'anomalie résiduelle (Illustration 60) met en exergue les anomalies observées sur l'anomalie de Bouguer :

- une zone fortement négative à l'ouest du stade (teintes bleues, abscisses comprises entre $X=560400$ et 560500 m), dont la valeur atteint -0.130 mGal,
- des anomalies positives (teintes oranges à rouges, valeurs >0.040 mGal) de forme patatoïde, au nombre de 19, nommés A1 à A19 (Illustration 60). Certaines anomalies présentent une élongation de direction nord-sud : anomalies A2, A4 et A6. D'autres anomalies sont disposées en collier de perle ayant une direction N120 : anomalies A7, A8, A9 et A10, anomalies A11 et A12, anomalies A15 et A16, et possiblement les anomalies A13 et A14,
- Des anomalies négatives de moindre amplitude, inférieures à -0.040 mGal, ressortent entre les anomalies positives.

Interprétation géologique et confrontation aux données de forage

Il s'agit maintenant d'interpréter les anomalies gravimétriques décelées, en fonction des informations géologiques disponibles. Ces dernières se résument aux affleurements observables au front de l'effondrement et de la falaise, ainsi qu'à des données de sondages destructifs issus de deux rapports (Masson, 1967 et Servy, 2013).

L'anomalie positive A1 est localisée au front du phénomène actif (Illustration 60), précisément à l'endroit où une surépaisseur pluri-décamétrique d'argiles et de sables est observée sur le terrain, correspondant à la poche argilo-sableuse en rapport avec l'effondrement. Cette dernière serait donc plus dense que son encaissant crayeux, et serait ainsi marquée en gravimétrie par une anomalie positive.

Nous faisons ainsi l'hypothèse de travail que les anomalies positives observées sur la carte d'anomalies résiduelles (Illustration 60 et **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) sont associées aux poches argilo-sableuses. Le sondage S5 de l'étude de Masson (1967) (Tableau 6 et Illustration 61) a mis en évidence la poche argilo-sableuse maintenant effondrée ; il est localisé au droit de l'anomalie A1.

Cette hypothèse demande à être vérifiée par des sondages de contrôle au sein des anomalies positives décelées (ce qui a été réalisé : voir paragraphe 4.3.6).

Les anomalies négatives seraient représentatives de zone où la craie est peu altérée. Cette hypothèse est vérifiée par les sondages destructifs SD1, S1, S7 et S6, réalisés par Masson (1967) et Servy (2013) (Tableau 6 et Illustration 61). Ces sondages mettent en évidence la présence de craie peu altérée entre 12 m et 16 m de profondeur, surplombée par des limons, sables et argiles, et sont caractéristiques d'anomalies gravimétriques légères.

Sondage	Profondeur du toit de la craie peu altérée (m)	Réponse gravimétrique
S1	15.55	Axe léger
S5	Non atteinte à 21 m	Axe lourd
S6	12	Limite entre axe léger et axe lourd

S7	16.5	Axe léger
SD1	16.5	Axe léger

Tableau 6 : Profondeur du toit de la craie aux sondages existants

L'anomalie A1, associée à la poche argilo-sableuse liée à l'effondrement, se referme à l'extrémité sud au niveau de la route au niveau du coude que fait celle-ci (Illustration 611). Un axe léger, possiblement associé à de la craie peu altérée, la délimite de l'anomalie A2 plus au sud-ouest. Le sondage S6 atteste de la présence de craie peu altérée à 12 m de profondeur en bordure de cet axe léger. L'emprise de la poche argilo-sableuse liée à l'effondrement semble ainsi bien délimitée sur sa limite sud-est.

Néanmoins, nous n'excluons pas que les anomalies A1 et A2 soient jointives à l'ouest du fait de leur proximité et de la faiblesse de l'anomalie positive les séparant. La limite sud-ouest de la poche argilo sableuse est ainsi mal contrainte.

La discontinuité gravimétrique nord-sud majeure définissant la bordure ouest de l'anomalie A2 (Illustration 612) ne peut être interprétée de manière univoque. Il pourrait s'agir d'une limite structurale type faille normale ou inverse ayant un rejet pluri-métrique, décalant les terrains.

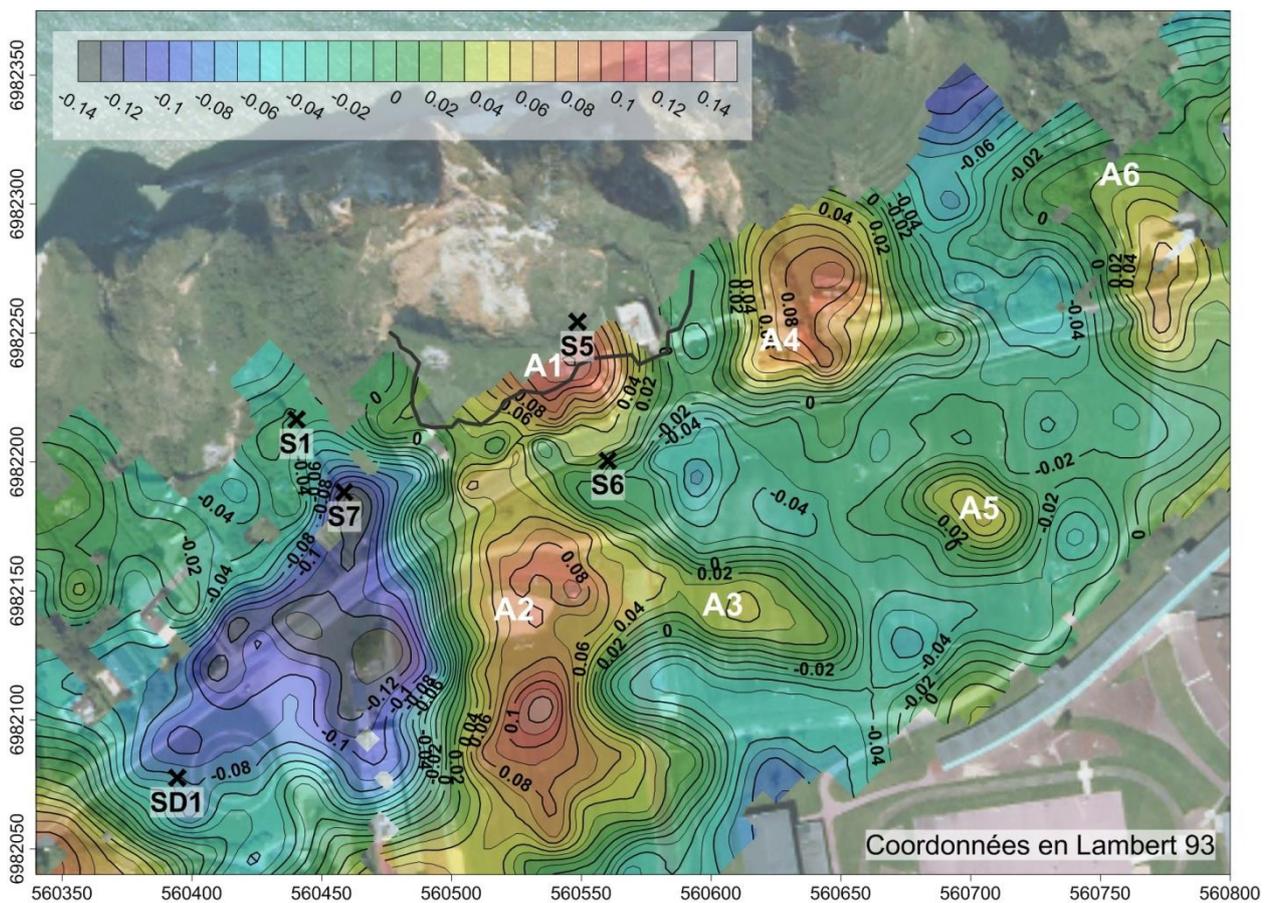


Illustration 61 : Anomalie résiduelle (m Gal) et localisation des sondages existants

La discontinuité gravimétrique la plus importante se trouve à la bordure ouest de l'anomalie A2, et est agencée selon une direction nord-sud. Elle est marquée par une forte valeur du module du gradient horizontal. Une analyse plus fine de cette discontinuité révèle une grande complexité de celle-ci, avec la présence de directions N060° et N120°. Ces directions sont dominantes dans les discontinuités relevées, notamment au sein des chapelets d'anomalies positives A8-A9-A10 et A11-A12.

A partir de ces observations, on peut émettre l'hypothèse d'un contrôle structural sur l'agencement des anomalies positives. Celles-ci seraient distribuées selon des accidents de direction N120°, lesquels seraient décalés par un jeu de failles conjuguées décrochant senestre de direction N060°. Cette interprétation permet d'expliquer la forme en chapelet des anomalies A11-A12, A3-A2, et A8-A9-A10.

L'anomalie A2, de direction apparente N-S, est en fait complexe, et pourrait être le résultat d'une coalescence d'anomalies de direction N120° et N060°, ainsi que des processus de karstification non contrôlés par la structure. De tels processus ne sont pas à négliger pour expliquer les anomalies positives n'ayant pas d'orientation préférentielle.

Rappelons que l'interprétation des anomalies gravimétriques n'est jamais univoque en l'absence d'informations indépendantes. Pour apporter des contraintes indépendantes, il convient de confronter les résultats gravimétriques avec ceux issus des profils sismiques, et des forages de contrôle réalisés *a posteriori*.

4.3.5. Confrontation investigations sismiques et gravimétriques

Les résultats de l'inversion sismique selon les profils sismiques P3, P4, P5 et P6 (voir section 4.3.3) sont maintenant confrontés aux résultats gravimétriques (Illustration 62).

Rappelons que les vitesses V_p inférieures à 1000 m s^{-1} sont interprétées comme étant caractéristiques de matériaux argilo-sableux, que les vitesses comprises entre 1100 et 1700 m.s^{-1} sont interprétées comme étant caractéristiques de la craie altérée, et des vitesses supérieures à 1700 m s^{-1} comme étant caractéristiques de craie peu altérée.

D'une manière générale, une anti corrélation marquée est observée entre les anomalies gravimétriques et les anomalies de vitesses sismiques :

- les anomalies positives gravimétriques sont situées à l'aplomb de zones anormales à faibles vitesses sismiques, correspondant à des zones de faibles propriétés mécaniques ;
- les anomalies négatives gravimétriques sont à l'aplomb de zones à forte vitesse sismique.

Les anomalies de vitesses sismiques négatives, associées à des anomalies gravimétriques positives, sont de deux types :

- un premier type affecte la tranche de la surface à l'iso-contour 1700 m s^{-1} associé à la craie peu altérée. On observe alors un approfondissement net des iso-contours de 1100 à 1700 m s^{-1} , associé à un épaississement de matériaux dont la V_p est inférieure à 700 m s^{-1} . Les anomalies gravimétriques A19 (profil P3), A16 et A14 (profil P4), A10 (profil P5) et A2 (profil P6) sont à l'aplomb de ce type d'anomalie sismique.
- Le second type affecte uniquement la tranche entre les vitesses 1100 et 1700 m s^{-1} correspondant à la craie altérée. Les anomalies gravimétriques A18 et A16 (profil P3), A15 (profil P4), A4 (profil P6) sont à l'aplomb de ces anomalies sismiques.

Il est plausible que ces deux types d'anomalies sismiques soient en rapport avec le positionnement des profils par rapport aux anomalies gravimétriques. En effet, les profils où des anomalies sismiques du second type sont observées recoupent les anomalies gravimétriques de manière tangente en leur extrémité, alors que les profils où des anomalies sismiques du premier type existent recoupent franchement les anomalies gravimétriques positives.

De plus, des décalages dans les vitesses sismiques ayant une forme de marche d'escaliers sont observés au sein des profils P4 au droit de l'anomalie A16 et P5 au droit de l'anomalie A10. Ces décalages ont été interprétés comme des rejets verticaux de failles. Une très bonne correspondance est observée entre la position des discontinuités gravimétriques et les failles mises à jours par la sismique reportées sur la carte d'anomalie résiduelles (Illustration 622 e). Les failles sismiques et les discontinuités gravimétriques délimitent et/ou bordent les anomalies positives décelées. Ainsi, l'hypothèse d'un contrôle structural tel que suggérée précédemment est ici confortée par les résultats des deux méthodes.

Néanmoins, certaines failles sismiques ne sont pas associées à des anomalies gravimétriques majeures : c'est le cas des failles F7, F8 et F9 du profil P5. Une explication est que la circulation de fluides à l'origine de la fantomisation de la craie a peut-être été de moindre importance selon ces failles.

Dans un contexte autre que celui de la craie, les anomalies de vitesses sismiques sont normalement corrélées aux anomalies gravimétriques : des vitesses faibles se traduisent par des anomalies gravimétriques négatives. L'anti-corrélation observée ici doit être propre au contexte de la craie et de ses produits d'altération. Il est en effet avéré que la présence d'argiles diminue la vitesse des ondes P par rapport à un calcaire crayeux sain (Knödel et al, 1997). Au niveau de la densité, il est plausible qu'un matériau à forte teneur en argile, saturée en eau, soit plus dense que de la craie peu altérée, potentiellement décomprimée et désaturée.

Ainsi, nous interprétons les anomalies de V_p comme étant la signature des poches de remplissage argileux recherchées. Ces poches, de par leur lithologie et leur possible saturation en eau, seraient à l'origine des anomalies gravimétriques lourdes décelées.

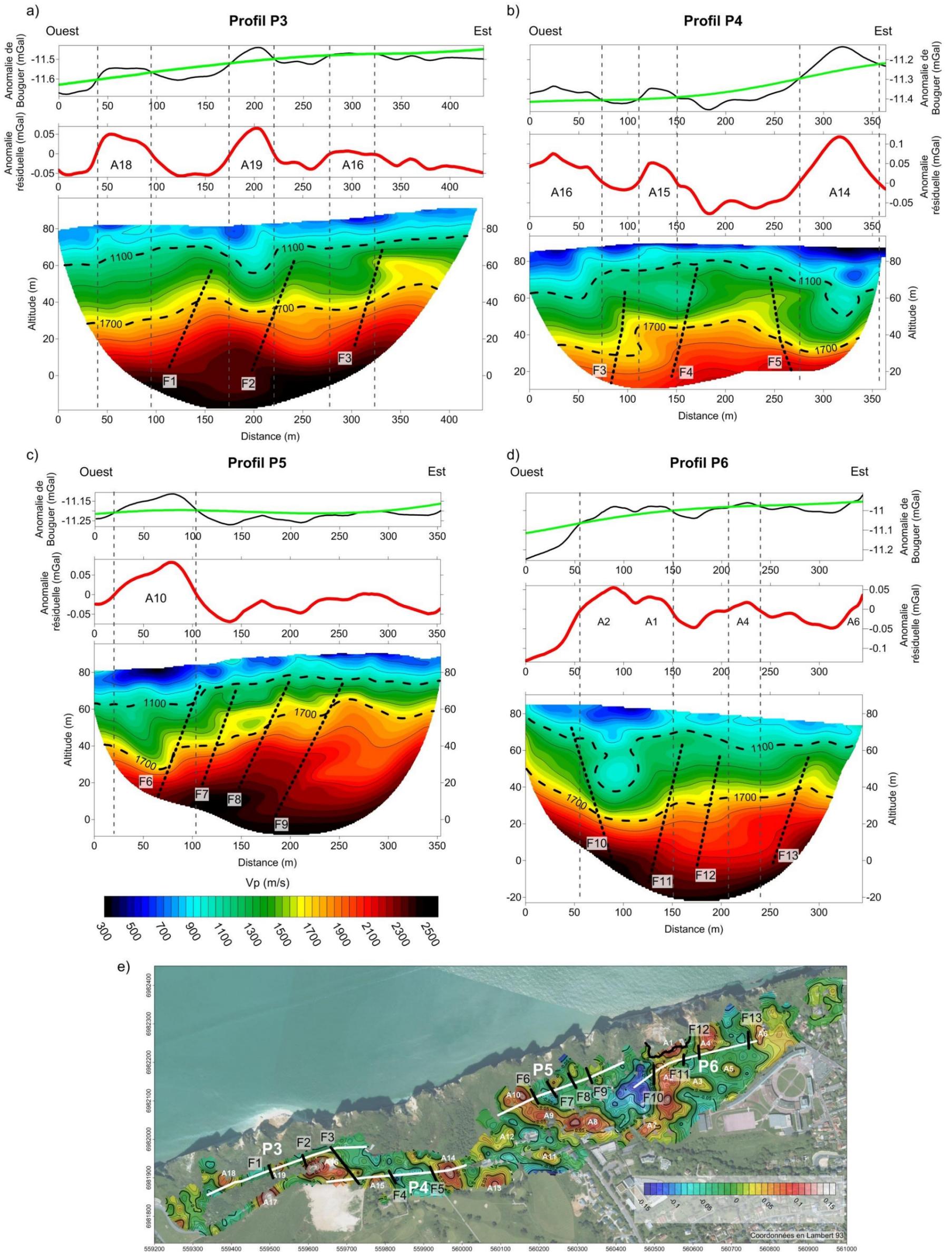


Illustration 62 : Anomalie de Bouguer (trait noir) et anomalie régionale (trait vert), anomalie résiduelle (trait rouge) et vitesses de ondes P selon le traitement en tomographie sismique réfraction pour les profils sismiques P3 (a), P4 (b), P5 (e), et P6 (d). La localisation des profils sur l'anomalie résiduelle est présente en e). Les failles localisées selon la sismique sont reportées

4.3.6. Forages

L'objectif était de vérifier la nature des terrains superficiels engendrant les anomalies révélées par l'étude géophysique préalablement menée par le BRGM (gravimétrie et tomographie sismique réfraction), de reconstituer leur origine et les conditions de leur mise en place et d'en déduire des informations quant à leur éventuelle influence sur le risque d'effondrement des falaises ou de glissement de terrains meubles au sommet des falaises ("prévoir les dynamiques induites").

Trois forages ont été réalisés dans un premier temps en octobre 2014 à proximité du glissement, afin de préciser la géométrie des poches argile sableuses, définir leur composition, et tenter d'en expliquer l'origine.

Quatre forages complémentaires ont ensuite été réalisés en avril 2015 afin de caractériser d'autres anomalies identifiées, et aider à la compréhension générale de la dynamique du secteur.

Ces forages ont été réalisés par les équipes du BRGM. La machine de forage utilisée par l'atelier sondage du BRGM est une sondeuse Bonne Espérance montée sur un camion IVECO 6x6 de 26 tonnes et équipée de tarières de 150 (15 cm de diamètre). Ce type d'outil est adapté à la foration des terrains meubles jusqu'à des profondeurs atteignant 50 à 100 m.

Ils viennent compléter quelques forages déjà décrits en bibliographie, mais qui soit ne croisaient pas de zones anomaliques, soit n'étaient pas descendus assez profonds pour se rendre compte de l'anomalie (cas de l'étude *Masson*, 1967, qui avait décrit des anomalies, mais identifiées comme des formations de versant à proximité du trait de falaise).

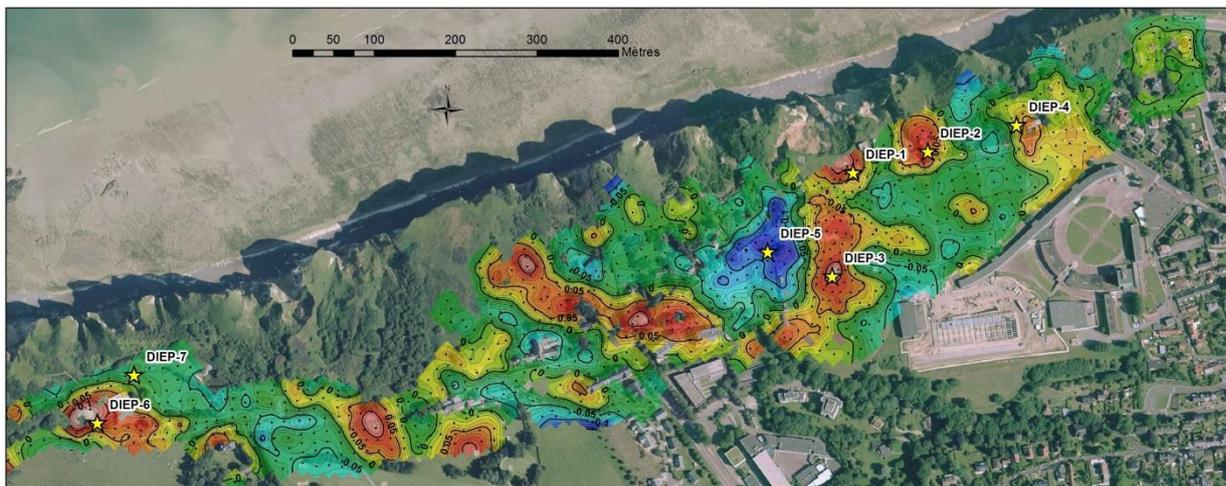


Illustration 63 : Localisation des forages réalisés

Corrélation avec les données géophysiques

Cinq de ces forages ont été réalisés dans des zones définies comme anomaliques par l'étude géophysique (DIEP-1, 2, 3, 4, 6), tandis que DIEP-5 a été réalisé dans une zone censée n'être recouverte que par peu de formations argilo-sableuses de surface. Le forage DIEP-7 a lui été réalisé dans une zone identifiée comme sensée recouper les terrains tertiaires en place décrits dans la notice de la carte géologique.

Ces forages (ainsi que ceux identifiés en bibliographie : 7 retenus, soit 14 forages analysés en tout) avaient pour but premier de caler et valider le modèle microgravimétrique (en fond sur l'illustration 37).

Sur les forages issus de la bibliographie, seuls ceux recoupant le substrat crayeux étaient exploitables pour une comparaison avec les données géophysiques. Concernant les forages réalisés dans le cadre de cette étude, tous atteignent le substrat crayeux (on considère que le forage DIEP-1 atteint la craie bien que la machine ait été bloquée à 57 m de profondeur dans ce qui peut être interprété comme des altérites à silex de la craie).

Les forages considérés valident parfaitement le modèle issu des acquisitions géophysiques, puisque ceux réalisés dans les anomalies considérées comme des « poches » argilo-sableuses traversent de très fortes épaisseurs de matériaux meubles (jusqu'à 63 m au centre du stade de rugby : DIEP-3). A l'inverse, les forages DIEP-5 confirment la très faible épaisseur modélisée de formations meubles, avec seulement 12 m de limons, sables et argiles traversés.

Un seul forage ne confirme pas la modélisation issue des travaux de géophysique, à savoir le forage DIEP-6, le plus à l'ouest de la zone (parcelle acquise par le conservatoire du littoral). Bien qu'une poche de matériaux meubles soit confirmée à cet endroit par le forage réalisé, elle est moins profonde que ce que la modélisation laissait supposer.

L'analyse de cette erreur et les travaux de terrains réalisés tout au long de cette étude montrent que les blockhaus de très grande taille situés à proximité, combinés à la densité plus faible de stations microgravimétriques réalisées à cet endroit du fait de la végétation, a été à l'origine de cette erreur. Ce sont notamment les grands volumes de vides présents dans les blockhaus, ainsi que le terrassement préalable à sa construction qui ont pu perturber l'analyse.

A l'issue de cette corrélation, on peut considérer que la modélisation issue des données géophysiques est validée, et que cette dernière permet de définir à la fois la surface et la profondeur des anomalies remplies de matériaux meubles à l'intérieur du massif crayeux.

Description et interprétation

Les logs détaillés des sept forages réalisés sont disponibles en Annexe 2. L'ensemble des forages ont été décrits et échantillonnés mètre par mètre par une géologue expérimentée et spécialiste de ce type de formations, et abondamment photographiés (les planches photographiques de chaque forage sont disponibles en annexe hors texte).

c) Description

Les forages DIEP 1, 2 et 3, tous trois réalisés dans des anomalies profondes, ont tous traversé des terrains meubles silicoclastiques sans aucune trace de carbonate : argileux, silteux, sableux et graveleux, et des faciès intermédiaires entre ces 4 pôles granulométriques, organisés en séquences sédimentaires granodécroissantes (i.e. dont le grain s'affine vers le sommet de la séquence). Bien qu'ils soient situés dans des anomalies moins profondes, c'est aussi le cas pour les forages DIEP-4 et 6, réalisés lors de la seconde campagne de forage.

Les séquences granodécroissantes débutent par un faciès grossier à la base, qui tranche avec les matériaux fins du sommet de la séquence précédente. La limite entre les deux séquences est caractérisée par une surface d'érosion. Le contact érosif est difficile à observer dans un forage à la mototarière, ce mode de foration étant caractérisé par une « vrille » détruisant les structures sédimentaires originelles, mais il est déduit des contacts francs et du contraste granulométrique grossier/fin entre faciès. Ce type de séquences granodécroissantes est

observé couramment en milieu fluviatile (et parfois côtier) et s'explique par les variations d'énergie du milieu de dépôt lors des crues du cours d'eau (rivière ou fleuve). Quand la crue se produit, le cours d'eau a d'abord un débit fort, il peut éroder les terrains antérieurs (façonne une surface d'érosion, très souvent chenalisante) et transporte des sédiments grossiers qui se déposent dans les cas favorables. Puis, le courant diminue progressivement ou rapidement, le cours d'eau transporte alors (et peut déposer) des sédiments plus fins, jusqu'à la décrue et la phase de décantation de fines particules dans une plaine d'inondation ou un bras mort abandonné. Ces principes expliquant le mode de dépôt des sédiments fluviatiles à côtiers et leurs types principaux et variantes sont issus des manuels classiques de sédimentologie (Reineck & Singh, 1980 ; Tucker, 2000).

Les dépôts meubles de DIEP-1, DIEP-2 et DIEP-3 ont été traversés sur des épaisseurs respectives de 55, 59 m et 63 m, avant d'atteindre la craie relativement saine pour les 2 derniers forages seulement. Aucun vide ni aucune poche karstique n'ont été rencontrés au toit de la craie et les altérites à silex sont formellement reconnues uniquement dans le forage DIEP-2, sur une faible épaisseur (2 m), la craie étant là aussi relativement saine en dessous (même si le toit de la craie est irrégulier). Etant données les profondeurs atteintes, et la dureté de la craie, les forages n'ont pas pu être poursuivis dans la craie.

Les dépôts meubles de DIEP-4 et DIEP-6 ont traversé des épaisseurs respectives de 20 et 25 m, et ont été poursuivis de quelques mètres dans la craie. On notera ici la présence d'un niveau argileux à l'intérieur du massif crayeux à 27 m de profondeur pour ce qui concerne le forage DIEP-4, qui peut être interprété comme un conduit karstique comblé ; ainsi qu'une craie altérée jusqu'à 30 m de profondeur pour ce qui concerne le forage DIEP-6.

Ces cinq forages réalisés en zone anomalique ont tous des caractéristiques communes. Ils présentent en effet une succession de matériaux allant de l'argile compacte aux graves, qui témoignent d'une mise en place, au moins en partie, par un agent fluviatile (voire côtier pour certaines passes).

A contrario, les deux forages réalisés en zone ne présentant pas d'anomalie (DIEP-5 et DIEP-7), montrent des formations sur Cénozoïque, en place, telles que celles décrites dans la notice de la carte géologique, et précisées dans la bibliographie.

Par ailleurs, les observations réalisées sur la coupe mise à jour par le phénomène actif montrent à proximité des parois crayeuses (très altérées) visibles de part et d'autre de la zone, des contacts entre des zones de craie altérée (voire karstifiées) et des dépôts de matériaux meubles, ainsi que des contacts entre des matériaux meubles présentant une stratification et une succession conforme à la géologie du Cénozoïque en place, et des formations meubles plus déstructurées. Il faut par ailleurs noter qu'à proximité directe du phénomène actif, certains dépôts identifiés comme étant du Cénozoïque en place, présentent des traces prononcées de suffosion.

Bien que cela mériterait d'être confirmé par des travaux de datation, l'hypothèse actuellement retenue pour expliquer la mise en place de tels phénomènes exceptionnels est :

- D'abord la genèse d'un karst important calé sur la fracturation intense qui régit la région, probablement durant les périodes exondées de l'Eocène ; des traces de karst de très grande ampleur sont d'ailleurs visibles dans le massif crayeux entre Dieppe et Pourville ; ce karst était probablement actif post-Eocène, puisqu'on distingue des traces de suffosion dans des piles de formations Tertiaires a priori en place. Il est par ailleurs possible que des giga-dolines aient pu apparaître à ce moment-là, notamment au niveau des actuelles poches ;

- Une incision rapide au niveau de ces discontinuités, probablement au Pliocène ou au Pleistocène supérieur, lors de période de bas niveaux marins, générant possiblement des reliefs de type canyon ;
- Un comblement tout aussi rapide lors de remontée du niveau marin, par des agents de pente et fluviaux, remobilisant les formations tertiaires sus-jacentes ;
- Un comblement terminal de ces formes au Pléistocène supérieur, avant l'incision des vallées de type Seine, comme peut en témoigner la terrasse terminale coiffant les formations meubles au niveau du phénomène actif.



Illustration 64 : Présence de cailloutis roulés dans une matrice fine (matériaux de terrasse ancienne) coiffant les formations meubles au niveau de la cicatrice d'arrachement du phénomène actif

4.4. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE / COURANTS MARINS

Les courants de houle jouent un rôle majeur dans les dynamiques d'érosion du trait de côte. Il apparaît qu'il existe un courant majeur (WSW – ENE) à l'origine d'une dérive littorale impactant l'ensemble du littoral du cap d'Antifer jusqu'à la baie de Somme.

4.4.1. Impact de la houle

Le littoral de la manche est une zone à très fort marnage (différence entre la basse mer et la haute mer). Ce marnage peut dépasser 9 mètres sur la zone d'étude (environnement macrotidal). Cela implique que le pied de falaise, sur plusieurs mètres de hauteur, est directement soumis à l'impact de la houle en période de pleine mer, notamment de vive eau, soit pendant près de 8 heures par jour. Cette houle, parfois violente, notamment lors des tempêtes hivernales, joue un rôle d'érosion mécanique sur le pied de falaise. Cette érosion peut être atténuée en cas de présence d'un épais cordon de galets en pied de falaise, qui va pouvoir absorber une partie de l'énergie transmise par l'onde de translation qu'est la houle au moment du déferlement.

Cette force érosive peut toutefois être accrue en cas de présence d'un très fin cordon de galets et de sable, qui vont être projetés contre la falaise à chaque déferlante, et ainsi accentuer l'érosion mécanique liée au courant de houle. La majeure partie du littoral concerné par cette étude se trouve dans cette configuration.

Il convient donc d'identifier les dynamiques sédimentaires qui peuvent jouer un rôle sur l'estimation des vitesses de recul du trait de côte.

4.4.2. Cortège sédimentaire

La bibliographie existante (*Costa, 1997 ; Morel, 1999 ; Costa, 1999 ; Costa, 2001 ; Augris et al., 2004, Costa et al., 2005, Augris, 2007 ; Costa et al, 2007, Letortu, 2013...*) ainsi que les échanges avec les acteurs des travaux de recherche actuels, permettent d'avoir une bonne vision d'ensemble sur les dynamiques sédimentaires et l'évolution du cordon de galets de la côte à falaise normand-picarde.

Une dynamique naturelle

En simplifiant au maximum, il est possible de dire que la dérive littorale déplace les sédiments (sables et graviers) le long du littoral du SW vers le NE, ce qui a notamment pour conséquence l'existence d'un cordon de galets mobile en haut de l'estran, et donc en pied de falaise.

On peut définir deux origines à ces galets. La première est à relier aux phénomènes actuels d'érosion, les bancs de silex contenus dans la craie puis dans les éboulis venant alimenter le cortège sédimentaire. La bibliographie semble toutefois montrer que les volumes concernés ne permettent pas de compenser les volumes déplacés par l'érosion (chiffres très divers en bibliographie). Par ailleurs, concernant la cellule hydro-sédimentaire en amont de Dieppe, la falaise est considérée comme relativement pauvre en silex. L'alimentation du cordon de galet par l'érosion sur le secteur d'étude est donc probablement faible.

L'autre source d'alimentation provient du système érosion-transport-dépôt qui était en place lors de la dernière glaciation (grossièrement de -100 000 à -10 000 BP) quaternaire.

Le Quaternaire admet des alternances climatiques majeures, avec des périodes glaciaires relativement longues, de l'ordre de 90 000 ans dans le cycle actuel, et des périodes interglaciaires relativement courtes (de l'ordre de 10 000 ans). Cela implique une évolution cyclique des niveaux marins. Le dernier maximum glaciaire se situe il y a environ 18 000 ans et on considère le début de l'actuel interglaciaire entre 8 000 et 10 000 BP.

Il faut donc considérer lors de la dernière période froide des niveaux marins beaucoup plus bas (de l'ordre de 120 mètres au dernier maximum glaciaire), et donc une limite entre le milieu continental et le milieu marin se situant au large de la Bretagne.

Les débuts et fins de périodes glaciaires sont des périodes très actives en termes d'érosion, de transport et de dépôts de matériaux. Les dynamiques induites peuvent considérablement modifier le paysage et générer des dépôts importants de sédiments (à titre d'exemple, il existe actuellement environ 30 m de sédiments meubles sous le niveau de la Seine au niveau du pont de Normandie, déposés lors du cycle actuel).

Il faut donc considérer à l'aube du présent interglaciaire des versants réglés ou glacis à la place des falaises s'étendant sur plusieurs centaines de mètres et d'épais dépôts, parfois d'éléments grossiers (graviers, galets) au niveau des vallées. C'est notamment le cas au niveau de la baie de Seine.

La mer, en remontant jusqu'à son niveau actuel (il y a 3000 à 5000 ans) a donc dû déblayer ces nombreux résidus d'érosion, probablement pendant plusieurs milliers d'années.

Parmi ces résidus d'érosion, les éléments les plus grossiers situés à proximité du littoral actuel ont généré et alimenté, par l'intermédiaire des courants, le cordon de galets.

Ces « réserves » en sédiment semblent aujourd'hui épuisées, et il semble que la seule réalimentation du cordon de galets vienne des résidus de silex issus des éboulements de falaise.

Stéphane Costa (Université de Caen, labo Geophen) parle ainsi depuis le début des années 2000 de « crise sédimentaire » sur le littoral normand-picard.

Par ailleurs, les actions anthropiques jouent un rôle non négligeable et ont provoqué une modification récente des dynamiques sédimentaires.

Les actions anthropiques

Tout d'abord, les galets de plage, matériau d'excellente qualité de par leurs caractéristiques mécaniques et physico-chimiques, ont été exploités pendant une bonne partie du XXe siècle. Les volumes prélevés sont estimés à plus de la moitié de la réserve actuelle (soit de l'ordre de 3 millions de m³. Volume officiel, probablement inférieur à la réalité. *Costa et al.*, 2007).

Des volumes importants de galets s'introduisent dans les chenaux des principaux ports. Ils sont (ou ont été, selon les cas) alors dragués et rejetés au large, induisant une perte nette dans le système sédimentaire.

Autre phénomène, depuis les années 1970, de nombreux ouvrages transversaux (épis, jetées portuaires) ont été créés afin de protéger des enjeux (plages, ports, industries) en amont dérive littorale. On citera pour les plus importantes du SW vers le NE les jetées : du port d'Antifer, du port de Fécamp, de Saint-Valery-en-Caux, de la centrale nucléaire de Paluel, de la plage de Sainte-Marguerite ou encore du port de Dieppe pour ce qui nous concerne, ainsi que les

ouvrages de la centrale nucléaire de Penly, des plages de Criel-plage et Mesnil-val ou encore du port du Tréport pour ce qui concerne l' « aval dérive littoral » de notre zone d'étude (non impactant). En amont (dérive littorale) direct du secteur d'étude entre Dieppe et Pourville, on peut noter la succession d'épis au niveau de la plage de Pourville, formant des casiers piégeant les galets.

A titre d'exemple illustrant ces propos, des travaux récents (*Letortu, 2013*) montrent que les 1,7 km de la plage de Dieppe contiennent 47% (soit environ 1 million de m³) des galets existants entre Quiberville et Berneval (24 km). Ces travaux montrent par ailleurs que 73% de 2 millions de m³ de galets estimés sur ce linéaire de littoral sont bloqués par des aménagements anthropiques.



Illustration 65 : Exemple d'ouvrage transversal bloquant le cortège sédimentaire (Mesnil-Val - Criel-sur-Mer, mars 2014)

La présence de ces aménagements a eu pour conséquence la mise en place de micro-cellules sédimentaires, caractérisées par une érosion accrue en aval (dans le sens de la dérive littorale) de l'aménagement, une quasi absence de galets en pied de falaise, et un piégeage d'une grande majorité des sédiments grossiers sur les quelques centaines de mètres en amont de l'équipement.

4.4.3. Réserves sédimentaires

Les travaux réalisés ces dernières années par l'IFREMER montrent d'importantes réserves en matériaux meubles de toutes tailles au large des côtes (Illustration 66). Toutefois, ces réserves se trouvent à des profondeurs relativement importante (>20 m). Afin de définir si leur mobilisation par les fortes houles de tempête était possible naturellement pour alimenter l'estran, le BRGM a réalisé une modélisation à partir d'un courant de tempête représentatif.

Cette modélisation a été réalisée à partir d'éléments connus, à savoir les stocks de galets présents au large de Dieppe et le courant de la tempête Johanna du 10 mars 2008.

La question posée était : « est-ce que l'évènement Johanna a pu mettre en mouvement des sédiments de taille > à 5 cm de diamètre, au large de Dieppe, par 20 mètres de fond ? ».

Les caractéristiques et résultats de la modélisation sont disponibles en Annexe 3.

Les résultats de cette modélisation réalisée avec les données optimum de mise en mouvement de sédiment montrent qu'il est très peu probable que des sédiments de plus de 5 cm puissent être mis en mouvement, même lors de forts courants de tempête.

Il s'avère par ailleurs qu'un abrupt terminal de bas de platier bloque de surcroît une éventuelle remontée (Costa, 1997 ; Augris et al., 2004 ; Costa, 2005 ; Letortu, 2013).

Il ne paraît donc pas possible que les cordons de galets puissent être rechargés par des apports de sédiments grossiers venant du large.

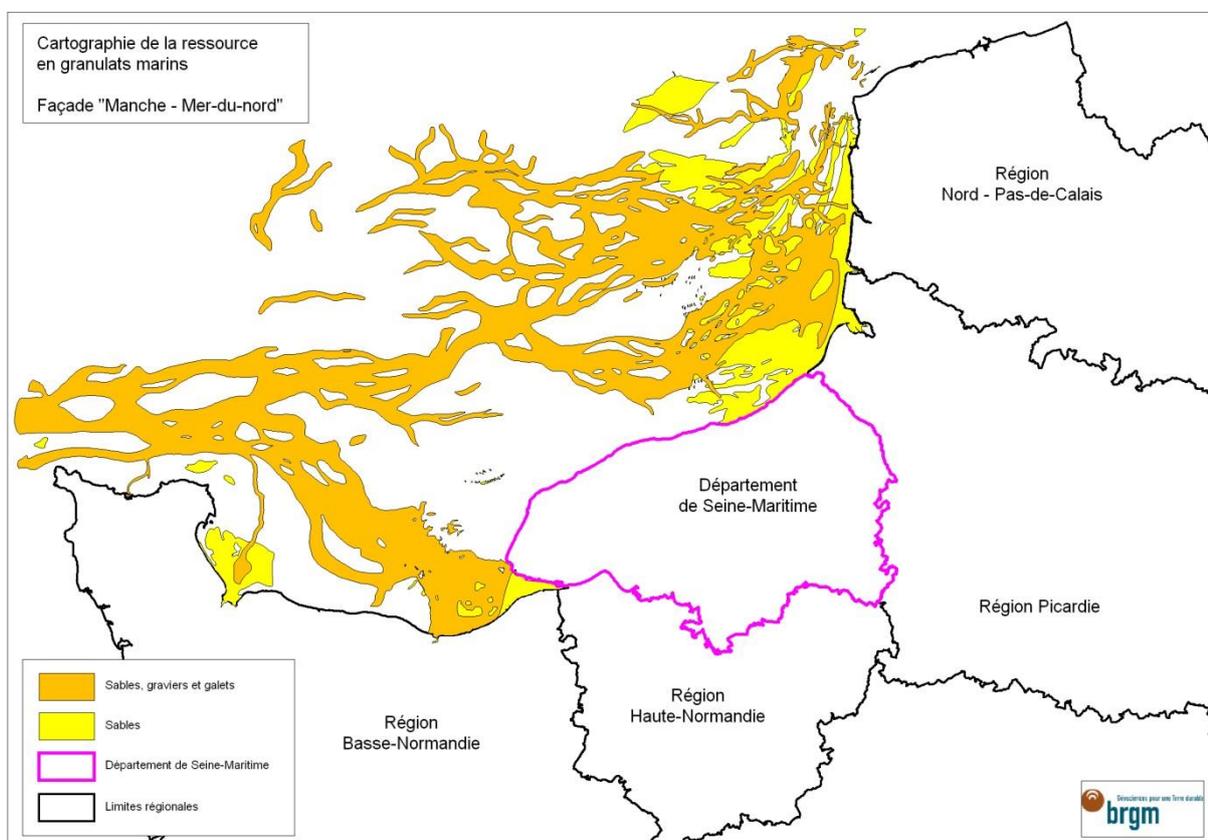


Illustration 66 : Cartographie des dépôts sous-marins meubles sur l'interface Manche - mer du Nord issue du Schéma des carrières de la Seine-Maritime (Pannet et al., 2011) – Données IFREMER

En conclusion sur ce paragraphe, il s'avère aujourd'hui que le cordon de galets en pied de falaise au niveau de la zone d'étude est extrêmement réduit et ne joue aucun rôle de protection de la falaise. Le cordon de galets réduit semble même augmenter le pouvoir érosif de la houle en pied de falaise.

Les observations montrent que les volumes enlevés sont supérieurs aux volumes apportés par l'érosion des falaises.

Par ailleurs, les modélisations réalisées montrent que les réserves potentiellement existantes, au large, plus en profondeur, ne sont pas mobilisables.

On considèrera donc pour les estimations de recul du trait de côte une quasi-absence de cordon de galets à long terme, et donc un rôle plus érosif que protecteur des sédiments présents en pied de falaise.

4.5. AUTRES FACTEURS D'ÉROSION

4.5.1. Climat

Le climat joue un rôle important dans l'érosion à plusieurs titres : arrivée d'eau continentale, phénomène de gel/dégel, tempêtes.

Aussi, même difficilement quantifiable en l'état actuel des connaissances, l'impact du changement climatique peut jouer un rôle non négligeable sur l'évolution du recul du trait de côte.

En effet, les différents rapports du Groupement intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) apportent plusieurs informations en lien avec les facteurs responsables du recul du trait de côte :

- Une élévation du niveau de la mer estimée entre 18 et 38 cm selon le scénario le plus favorable et 26 à 59 cm selon le scénario le plus pessimiste. L'impact de la houle ayant un rôle considérable sur l'érosion du pied de falaise, une hausse du niveau marin ne ferait qu'amplifier ce phénomène ;
- Une augmentation du nombre d'évènements extrêmes, qui peut se traduire par différents phénomènes. On peut citer l'augmentation du nombre de tempêtes, de périodes très sèches et de périodes très humides, de l'amplitude thermique (alternance gel/dégel),... Autant de phénomènes qui sont susceptibles de renforcer les différents facteurs responsables de l'érosion des falaises.

Aussi, si ces éléments ne sont pour l'instant pas ou peu quantifiables, ils constituent un argument supplémentaire nous permettant de considérer que les dynamiques de recul identifiées depuis la seconde guerre mondiale sont à prendre en compte *a minima*, et qu'on ne peut exclure une augmentation des vitesses de recul à long terme.

4.5.2. Actions chimiques et biologiques

L'eau est le facteur d'érosion chimique qui impacte le plus les falaises, par l'intermédiaire de la dissolution du carbonate de calcium.

Ce phénomène se développe dans la roche par l'intermédiaire des réseaux karstiques (front d'altération calé sur fracture par exemple) ou en surface, soit par l'impact de l'eau de pluie, soit par l'impact de l'eau salée ou des embruns.

La solubilité du carbonate de calcium est égale à (Flahaut & Detourbe, 2014) :

- dans l'eau pure, à 20°C et en vase clos (pH = 7) : 12 à 14 ppm (ou mg/L) ;
- dans l'eau pure, à 20°C et en présence de CO₂ (pH = 5,6 à saturation en CO₂) : 110 à 130 ppm ;

- dans l'eau de mer, à 20°C et en présence de CO₂ (pH = 8,2 à 8,5 à saturation en CO₂) : 60 à 70 ppm (la calcite précipite en totalité pour des pH supérieurs).

Concernant les impacts biologiques, on citera l'action des algues et de la faune sur le platier rocheux, qui a pour conséquence de faire baisser régulièrement la surface du platier (de l'ordre du millimètre/an (Andrews et Williams, 2000), ce qui, ajouté à l'effet du gel (*Dewez et al.*, soumis) implique une baisse altitudinale du platier de l'ordre de 1,5 à 2 mm/an). Cela a pour conséquence à long terme d'offrir moins de résistance à l'énergie transmise par la houle.

4.5.3. Impact anthropique

La zone située entre Dieppe et Pourville est relativement urbanisée, et ce notamment depuis les années 1950 (maison individuelles ; lycées, stade, logements collectifs, golf).

Cela a pu avoir plusieurs conséquences, notamment au niveau de la gestion des eaux.

Plusieurs éléments peuvent ainsi être susceptibles de modifier les comportements hydrogéologiques locaux :

- La gestion des eaux de ruissellement,
- Le drainage,
- La gestion des eaux pluviales et usées.

Les constatations du BRGM en octobre 2013 après un fort épisode pluvieux notamment montraient de fortes arrivées d'eau dans la partie supérieure du glissement de terrain, provoquant du ruissellement intense, et donc une érosion rapide.

Au-delà du drainage des niveaux de nappe identifiés dans les formations meubles traversées par les forages, ou connues dans les formations tertiaires en place, les débits observés ce jour-là indiquaient des apports d'eau conséquents d'origine inconnue.

Par ailleurs, la rupture occasionnée par le phénomène a mis à jour plusieurs canalisations, dont certaines conduisent occasionnellement de l'eau dans le glissement de terrain.

Dans ce contexte, un travail a été initié par la DDTM de Seine Maritime, en marge de la présente étude, tentant d'identifier la gestion de l'eau à l'échelle du versant, et les apports d'eau possibles dans le glissement de terrain (*Aubry, 2014*).

Les conclusions de cette étude montrent peu d'éléments susceptibles d'apporter de l'eau en masse dans le phénomène actif, et plus généralement vers la falaise.

On notera toutefois la disparition d'une source captée, dont la canalisation qui alimentait jadis le château de Dieppe (canalisation Saint-Nicolas) a probablement été brisée lors de travaux d'aménagement.

Par ailleurs, des témoignages recueillis lors de l'étude indiquent en plusieurs endroits des aménagements particuliers qui ont pu être réalisés pour amener les eaux pluviales au plus près de la falaise.

Notons ici que d'une manière générale, l'urbanisation et les imperméabilisations, le drainage et les concentrations en eau qui en découlent sont susceptibles de produire des apports d'eau vers la falaise et d'une part, fragiliser le massif crayeux par l'altération résultante, et d'autre part, augmenter les pressions hydrostatiques dans les poches de matériaux meubles, comme ça a

probablement été le cas préalablement au déclenchement du phénomène d'octobre 2012, en étant un des éléments déclencheurs.

Par ailleurs, durant les investigations menées dans le cadre de l'étude, plusieurs éléments anthropiques réalisés à proximité de la falaise ont été relevés. Il s'agit de terrassements, soit en décaissement, soit en remblai. Il peut tout d'abord s'agir des travaux allemands réalisés durant la seconde guerre mondiale, qui ont pu générer des modifications dans la circulation de l'eau et dans l'équilibre des formations de surface ; mais aussi de travaux réalisés par des particuliers, avec notamment un cas observé de dépôt volumineux de remblais (gravats) dans une masse glissée, qui a pour conséquence de générer des pressions supplémentaires (au-delà de la possible pollution occasionnée).

4.6. ESTIMATION D'UN ZONAGE DE PERIL IMMINENT - METHODOLOGIE

A partir des différentes données acquises durant cette étude, il nous est possible de définir un « **zonage de péril imminent** ». Il s'agit ici de définir une zone, à l'arrière de la tête de falaise et de la zone de rupture des formations superficielles, susceptible d'être menacée à très court terme. Il s'agit donc d'une zone soumise à un aléa fort de recul du trait de côte et des formations superficielles.

Ça ne signifie évidemment pas que toute cette zone sera impactée à très court terme, mais il s'agit d'une **zone à l'intérieur de laquelle aucune garantie ne peut être apportée quant à la sécurité des biens et des personnes à très court terme (< 3 ans)**.

De fait, il est donc recommandé de proscrire toute activité humaine à l'intérieur de ce zonage.

Plusieurs données recueillies et résultats obtenus tout au long de l'étude ont permis de définir ce zonage. Il s'agit :

- Des caractéristiques intrinsèques à la falaise : Lithologie, fracturation, sous-cavages, présence de karst... données issues essentiellement de travaux de cartographie de terrain et d'une analyse des vols d'acquisition photogrammétriques ;
- De la présence de poches de matériaux meubles (notamment issus des travaux d'acquisition géophysique et de forages) ;
- De la géométrie et de l'épaisseur des formations superficielles, issus de l'analyse des données géophysiques et de relevés de terrain en tête de falaise ;
- De l'altération et de la karstification, issues des données de forages et du travail de terrain ;

Tous ces éléments ont permis de définir une typologie des évènements majeurs : Il s'est agi ici de définir l'évènement majeur susceptible d'impacter la falaise ou les formations meubles en chaque point de la zone de travail. Un recul maximal a été associé, fonction de l'évènement considéré. Cet évènement maximal identifié et susceptible de se produire pour chaque portion de versant considéré a permis de définir la zone de péril imminent.

Parmi les phénomènes considérés, on citera :

Concernant les formations meubles :

a) Les glissements de terrain et le fluage. Ce phénomène inhérent aux formations sablo argileuses peut provoquer des reculs importants. Ceux-ci dépendent principalement : de l'épaisseur des formations considérées, de la pente et de la présence d'eau. Le recul maximal pour ce type de phénomène a donc été considéré au cas par cas en fonction de ces différents facteurs.

b) La vidange de poche de matériaux meubles. Le recul dépend là aussi de l'épaisseur des formations considérées et de la présence d'eau. Nous avons toutefois noté une présence d'eau dans l'ensemble des forages réalisés dans ces poches, et constaté qu'elles avaient tendance à drainer l'encaissant. Le recul à long terme en cas de vidage de ces poches a donc été calculé à partir d'un angle de stabilité défini à 20° par rapport à l'horizontale. Le pied du phénomène étant le toit de la craie au niveau de la falaise, après rupture.

Concernant la falaise :

a) Eboulement lié à la néoformation de sous-cavages

Il s'agit d'éboulements ayant une probabilité d'occurrence élevée. Il s'agit du schéma le plus « classique » d'éboulement majeur pour les lithologies telles que celles présentes à Dieppe.

Lorsque l'érosion agit sur le pied d'une falaise, des sous-cavages se forment, les plus prégnants étant calés sur fracture. Au bout d'un certain temps, la falaise n'est plus soutenue que par quelques piliers. Plus les piliers sont étroits, moins ils supportent le poids de la falaise, ce qui aboutit à la rupture.

Les fractures dues à ce type d'éboulements montrent souvent le même schéma de formation : un cisaillement à la base puis traction jusqu'en haut de la falaise, le tout menant à la rupture. Le cisaillement induit que la tête de falaise recule davantage que le point le plus profond du sous-cavage (Illustration 67).

L'érosion en pied préparant l'éboulement peut se faire très rapidement, notamment en cas de combinaison entre une fracturation récurrente et des bancs friables en pied (cas de la zone d'étude).

Pour ce type d'éboulement, le recul unitaire maximum est de l'ordre de 10 m (observations/mesures d'évènements).

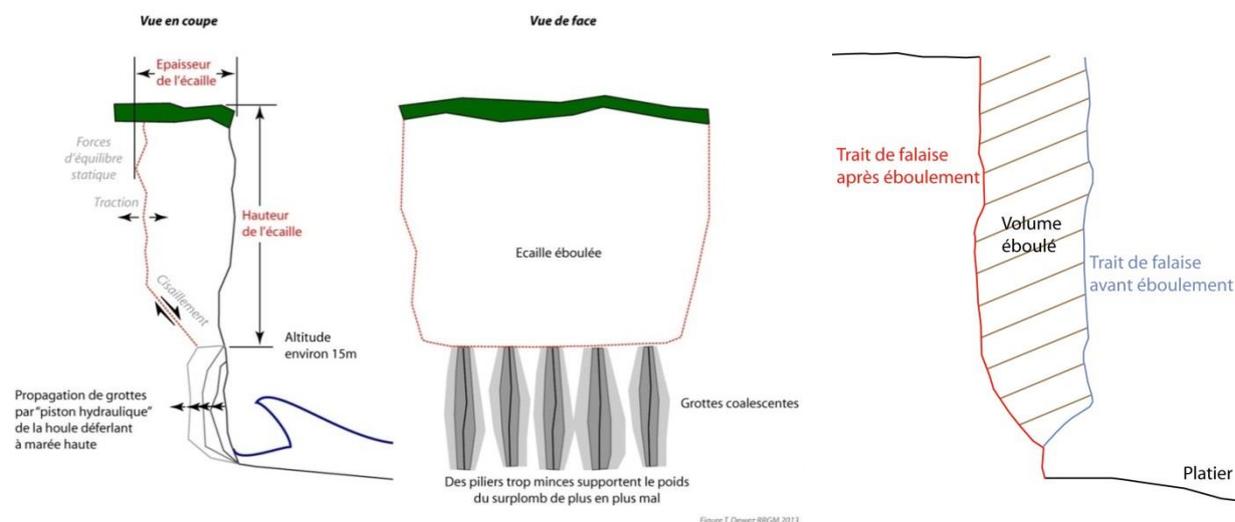


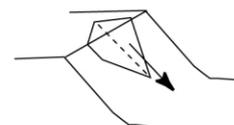
Illustration 67 : Schéma d'évolution d'une falaise vide érodée par néoformation de sous-cavages



Illustration 68 : Portion de falaise proche de Pourville montrant de nombreux sous-cavages en pied et une prédisposition forte à ce type d'éboulement

b) Eboulements délimités par la fracturation

Il s'agit d'éboulement de moyenne à grande ampleur. La rupture est déterminée par des plans de discontinuités structurales préexistantes (joints, masterjoints, failles). Les ruptures en dièdre sont celles rencontrées le plus souvent mais il existe également les ruptures planes moins fréquentes. Pour qu'il y ait rupture, les fractures doivent être favorablement orientées et inclinées vers le pied de falaise.



La zone d'étude est fortement prédisposée à ce type de phénomène, comme le montre l'analyse de la fracturation. Le recul unitaire en cas d'occurrence associé est là aussi estimé à 10 m (selon la configuration des discontinuités structurales).

L'exemple ci-après (Illustration 69) montre une portion de falaise située au sud du Tréport en 2010 et en 2013. Avant que l'éboulement ne se produise, il est possible de distinguer deux fractures. Elles constitueront par la suite des plans de faiblesse préférentiels lors de la rupture du massif rocheux.

La fracturation à Dieppe étant bien marquée, avec une orientation principale (N110) et sa conjuguée, ce type d'éboulement se produit aussi régulièrement sur le territoire considéré.

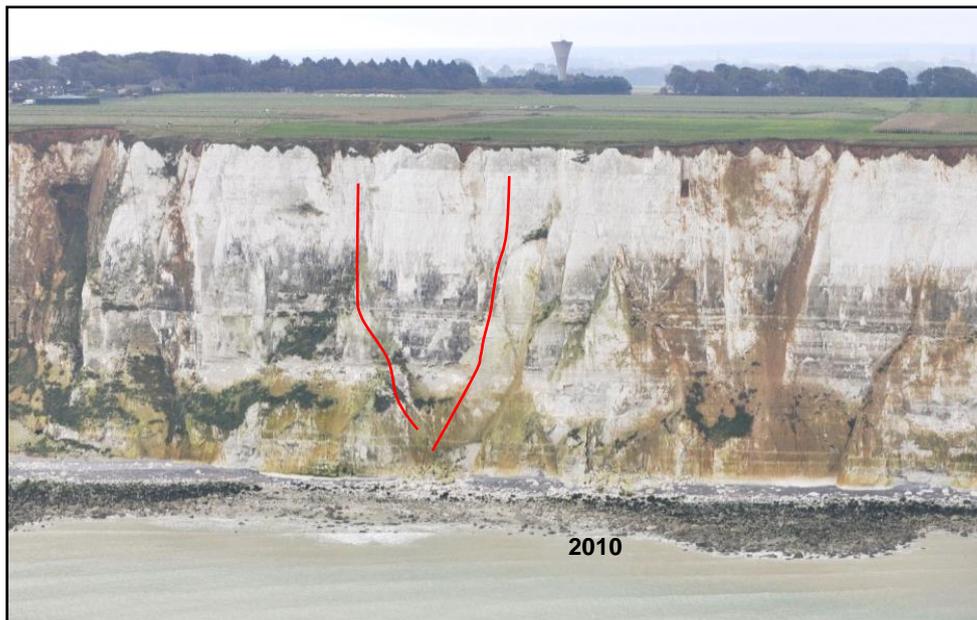




Illustration 69 : Vue d'une falaise marquée par un éboulement délimité par la fracturation, avant et après le phénomène

c) Eboulements liés au détachement d'écailles

Parmi les signes d'instabilités visibles sur la falaise, on trouve fréquemment des écailles de plus ou moins grand volume, délimitées sur la falaise. Ces dernières sont souvent désolidarisées du reste du massif crayeux par une fracture parallèle à la falaise engendrée soit par la tectonique, soit par un éboulement précédent, soit par la décompression, soit par la présence de sous-cavages, soit par l'action de facteurs extérieurs (gel/dégel), soit par combinaison de ces différents facteurs. L'écaille instable est alors destinée à se détacher de la paroi sous l'action de la gravité. Deux types de ruptures sont alors possibles par basculement (toppling) ou par rupture en pied.

Le recul maximum en cas d'occurrence est estimé à environ 5 m pour ce type de cas sur la zone d'étude. Bien que peu observé, on notera toutefois plusieurs écailles désolidarisées de la falaise, dont certaines au niveau de la falaise morte, à proximité d'enjeux situés en pied de falaise. Il existe aussi des cas rares, comme à Saint-Jouin-Bruneval (76) le 15 juillet 2013 où ce type de rupture par basculement a entraîné un recul de plus de 10 m et mobilisé près de 30 000 m³ (montage vidéo visible au lien suivant : http://www.youtube.com/watch?v=b_zAAPLEWFQ). Le contexte géologique particulier ne permet toutefois pas d'occurrence d'événements aussi importants sur le secteur d'étude.

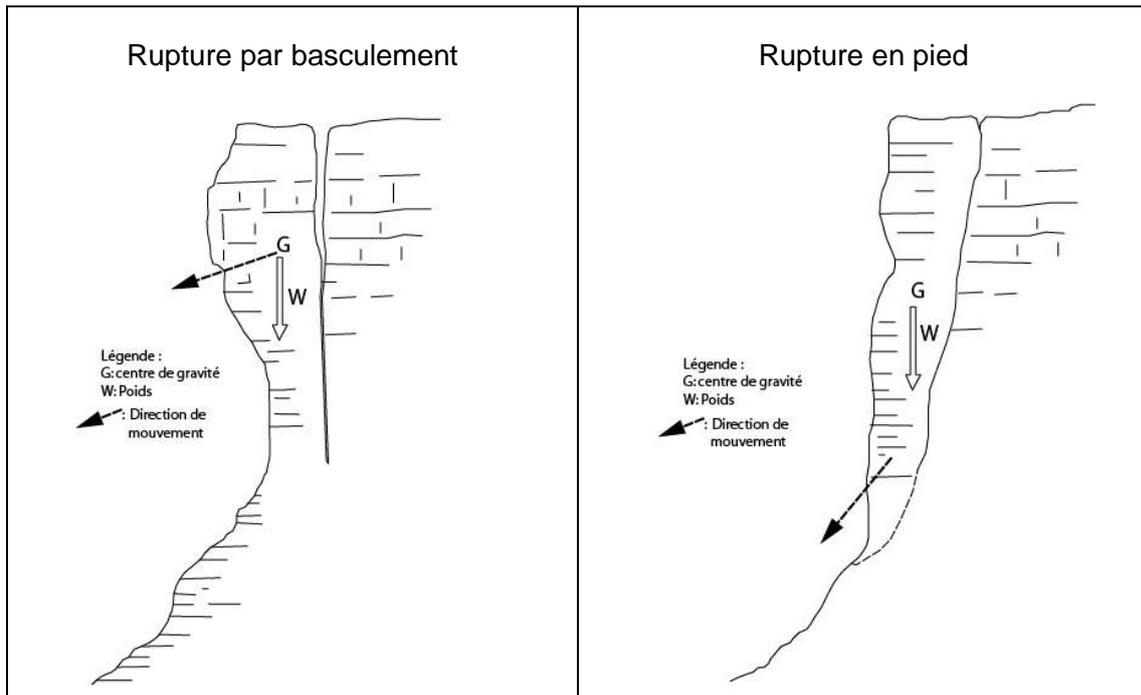


Illustration 70 : Représentation schématique des mécanismes de rupture d'écaillles (d'après LCPC)

d) Eboulements complexes

On qualifie d'éboulements complexes :

- Les éboulements composés (double dièdre par exemple...). Ils sont peu fréquents mais représentent en cas d'occurrence des volumes très importants ;
- Les éboulements s'étant produits malgré l'absence d'indices de prédisposition.

On distinguera sur le site de l'étude les portions de falaise à la fracturation complexe, et notamment lorsqu'une fracturation « en W », ouverte est observée. Ces éboulements mobilisent généralement des volumes considérables (> 10 000 m³), et peuvent générer des reculs de falaise pouvant atteindre 20 m.

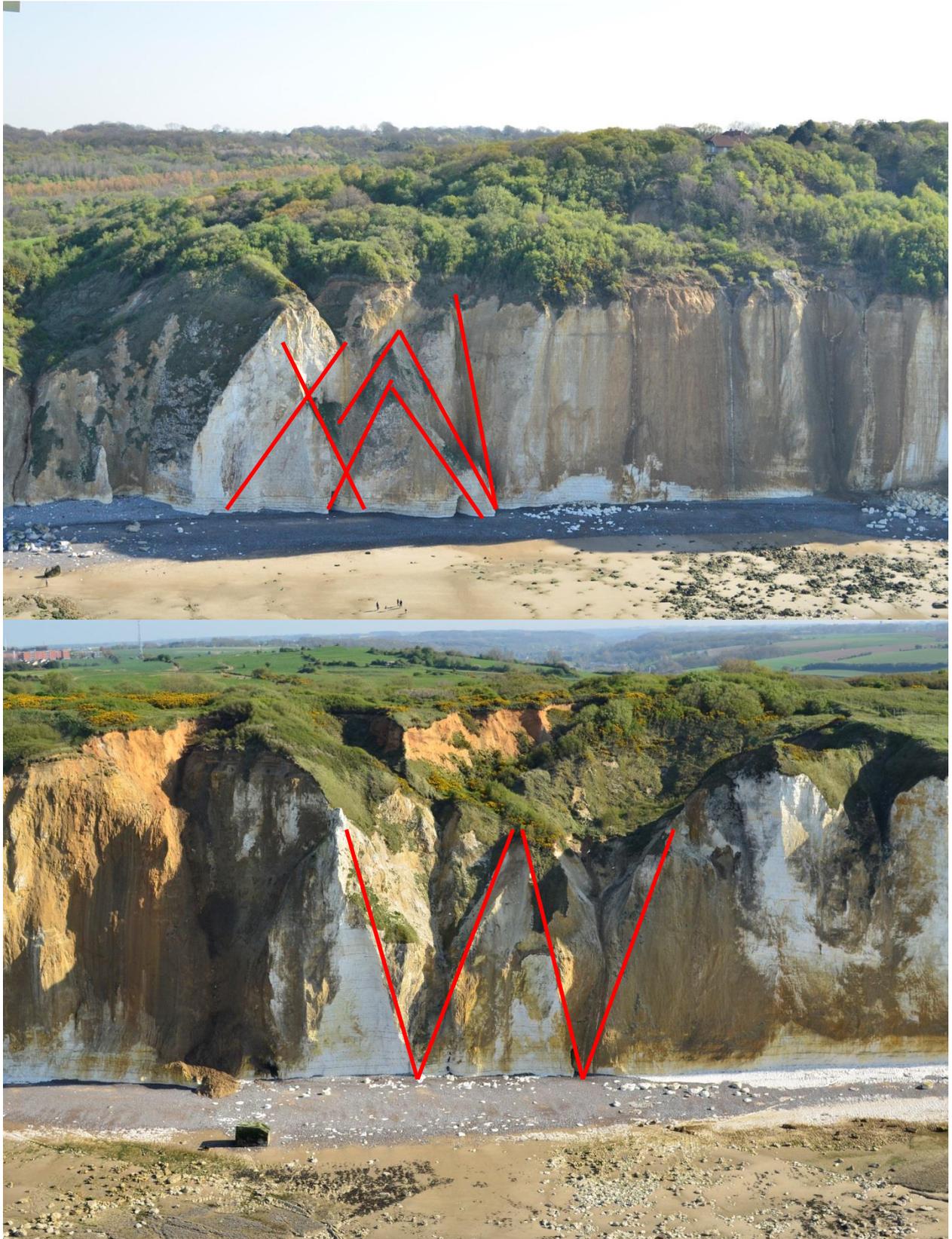


Illustration 71 : Exemple de fracturation complexe ; a) à Varengueville, à quelques centaines de mètres à l'ouest de l'église ; b) Route de Pourville, en limite des communes de Dieppe et Hautot-sur-Mer

4.7. ESTIMATION DES VITESSES DE REcul FUTURES

Comme indiqué précédemment, l'estimation des vitesses de recul pour l'avenir est plus complexe que la simple prise en compte des reculs passés, notamment du fait de la particularité géologique et de la présence de poches de matériaux meubles à l'arrière du trait de falaise ; mais aussi du fait de l'anthropisation du trait de côte, et d'une évolution possible des dynamiques impactant l'érosion.

Aussi, compte tenu :

- De la géologie complexe, avec présence de poches et de formations argilo-sableuses de surface ;
- Des phénomènes d'érosion brutale (par à coups) ;
- Des observations réalisées sur la falaise et sur les formations superficielles ;
- De l'évolution de la réserve sédimentaire, et de l'absence de protection possible du pied de falaise par un cordon de galets ;
- De la probable évolution climatique décrite dans les rapports du GIEC, impliquant une augmentation des événements climatiques intenses et une remontée des niveaux marins, soit deux éléments favorisant l'érosion des falaises ;

Il a été estimé concernant la falaise que les vitesses de recul mesurées entre 1947 et 2012 étaient susceptibles d'être légèrement augmentées dans le futur ;

Concernant les formations meubles, que ce soit les poches ou les formations couvrant le massif crayeux, le recul a été évalué en chaque portion de falaise, en fonction du recul estimé de la falaise et de l'épaisseur des formations superficielles. Concernant la présence de poches, il a été décidé (prenant en compte notamment la présence d'eau dans les formations et l'absence possible de butée de pied) de retenir un angle de stabilité de 20° par rapport à l'horizontale, correspondant à l'angle de frottement des argiles plastiques de l'Yprésien notamment.

L'estimation des dynamiques d'érosion nous permet ainsi d'estimer les reculs à court (3 à 10 ans), moyen (50 ans) et long terme (100 ans), pour le seul phénomène de recul de falaise (phénomène simple ; cartographie pour info en Annexe 4), et surtout pour l'ensemble des variables considérées, permettant de proposer une cartographie de zonage de la zone à risque à différents termes.

Là encore, le **zonage proposé** n'est pas forcément celui représentant le trait de falaise à l'horizon défini (les variables trop nombreuses ne permettraient d'ailleurs pas de le faire), mais **la zone dans laquelle on ne peut pas garantir la sécurité des biens et des personnes à l'échéance indiquée.**

5. Résultats

5.1. IDENTIFICATION DE L'ALEA FORT A TRES COURT TERME (ZONAGE PERIL IMMINENT)

Il s'agissait ici de définir le phénomène unitaire majeur pouvant se produire à très court terme à chaque endroit considéré de la zone d'étude. Dans cette zone, la probabilité d'occurrence d'un évènement à très court terme est importante. Cela ne signifie pas que toute la zone concernée sera impactée à très court terme, mais que la sécurité pour les biens et les personnes n'y est plus garantie vis-à-vis du phénomène d'érosion côtière. C'est pourquoi, il est recommandé d'y proscrire toute activité humaine.

Comme défini précédemment, une typologie des phénomènes possibles a été établie. Le recul sur ce type de phénomène a permis de définir un recul maximum unitaire à considérer pour chaque type de phénomène.

L'ensemble des observations et mesures réalisées sur la falaise (lithologie, fracturation, sous-cavage, arrivées d'eau...) permet d'attribuer à chaque zone de falaise une typologie possible d'évènements susceptibles de se produire à très court terme, et donc ainsi un recul unitaire (= recul maximal attribué à chaque phénomène susceptible de se produire) à prendre en compte. Ce recul est à considérer comme une « zone de péril à court terme ». Cette zone de sécurité, dans laquelle il est recommandé de ne pratiquer aucune activité humaine, devra être continuellement appliquée en fonction du recul du trait de côte.

Les observations et mesures réalisées montrent que sur certaines zones, plusieurs phénomènes admettant des reculs maximum différents sont susceptibles de se produire à court terme. Dans ce cas, la zone de recul maximum correspond au recul du phénomène considéré le plus important.

5.1.1. Secteur Eglise de Varengewille

L'église ne se situe actuellement pas en situation de péril imminent. Toutefois, le site est situé sur des assises à la stabilité précaire, possiblement déjà mobilisées par le passé. Le site pourrait donc être impacté à court terme, en fonction de l'évolution de la dynamique de glissement de terrain que l'on observe directement en aval, qui dépend essentiellement de l'apport d'eau (donc de variables climatiques et anthropiques), ainsi que d'éventuels éboulements de falaise à la base du système de glissements de terrain.

5.1.2. Secteur Dieppe-Pourville

Phénomène actif

Concernant le phénomène actif, les travaux issus des acquisitions géophysiques indiquant la présence soit d'une grande poche étendue sous le stade à l'arrière de la route de Pourville, soit de deux poches coalescentes. Cela implique une vidange progressive inévitable des matériaux meubles. La présence de niveaux sableux et de graves permettant une vidange de l'eau dans ces matériaux meubles permet une évolution plus lente qu'estimée au départ du phénomène. Il n'en reste pas moins que la zone de péril grave et imminent comprend deux maisons

d'habitation (évacuées en 2012 et 2013) et s'approche à proximité directe de la route de Pourville.

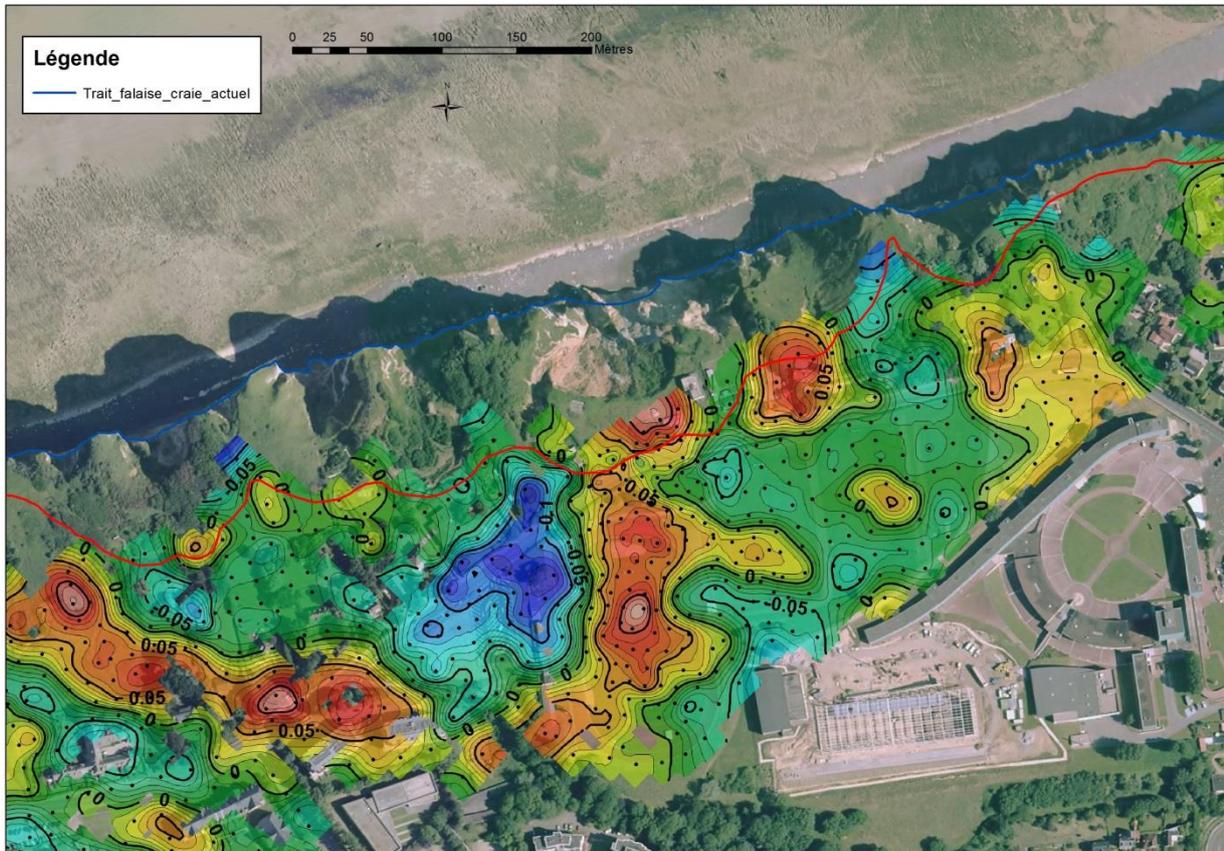


Illustration 72 : Représentation du zonage imminent, avec localisation des poches remplies de formations meubles en fond (couleur orange, rouge et gris)

Reste du secteur

Il n'y a pas d'autre enjeu majeur en situation de péril grave et imminent sur le secteur.

On notera toutefois, étant donné les instabilités constatées au niveau de la falaise entre Dieppe et Pourville, que l'ensemble de la plage entre les secteurs 1 et 9 se situe en situation d'aléa fort de propagation d'éboulement sur une bande de 100 mètres à partir du pied de falaise.

Enfin, bien que ne faisant pas partie des objectifs de la présente étude, on notera quelques écailles, parfois de volumes non négligeables, désolidarisées du versant au niveau de la falaise morte (protégée par la digue). Certaines d'entre elles, pourraient, en cas de rupture, impacter les enjeux situés en contrebas.

5.2. ESTIMATION DES VITESSES DE RECU A COURT (3 A 10 ANS), MOYEN (50 ANS) ET LONG TERME (100 ANS)

Comme expliqué précédemment, du fait de la complexité géologique, et de certaines variables possiblement évolutives, l'estimation des vitesses de recul ne peut être définie en fonction des moyennes identifiées au cours du dernier siècle.

Il apparaît en effet :

- La présence de poches volumineuses de matériaux meubles à l'intérieur du massif crayeux ;
- Une modification récente de certaines dynamiques, et notamment des dynamiques sédimentaires impactant l'érosion du pied de falaise ;
- Une probable évolution climatique à horizon 100 ans, influant sur plusieurs facteurs responsables du recul (houle, climat notamment) ;
- Une urbanisation assez récente du secteur, susceptible de modifier notamment les arrivées d'eau et les dynamiques d'altération.

C'est pourquoi l'estimation des vitesses de recul proposée est définie à partir :

- des observations et mesures précises rendues possibles ces dernières années par l'évolution et la multiplication des techniques de mesures et d'observations ;
- d'une analyse précise des différents facteurs jouant un rôle dans le recul du trait de falaise et des formations superficielles.

L'illustration 73 représente le zonage d'estimation de péril à court terme.

Nous noterons ici que l'indication court terme signifie un phénomène susceptible d'impacter la zone entre 3 à 10 ans ; moyen terme : à horizon 50 ans et long terme : à horizon 100 ans.

5.2.1. Secteur église de Varengeville

L'enjeu se trouve en amont direct d'une zone qui a été impactée par des fortes instabilités depuis la seconde moitié du XXe siècle. Les terrains sur lesquels reposent l'Eglise et le cimetière marin présentent des caractéristiques géotechniques modestes, et l'érosion régressive initiée par les glissements de terrain actifs directement en aval pourrait impacter le site à court terme. On ne parle toutefois ici pas de rupture de falaise brutale, mais de recul progressif des formations superficielles par l'activité de glissements de terrain. Ces phénomènes ne sont pas susceptibles d'impacter l'ensemble du site en une seule fois. Le recul se fera progressivement, avec la présence probable de signes annonciateurs, permettant, le cas échéant, de prendre des dispositions de protection pour les biens et les personnes si une surveillance est mise en place.

5.2.2. Secteur Dieppe-Pourville

Phénomène actif

Comme indiqué précédemment, la vidange de la poche à court et moyen terme est inévitable du fait de la pente, des caractéristiques géomécaniques des matériaux et de la présence d'eau.

Aussi, il est estimé à court terme une zone dans laquelle la sécurité n'est pas garantie à court terme, allant jusqu'au niveau des poteaux de rugby les plus au nord du terrain principal du stade.

L'évolution se fera toutefois par à-coups par érosion régressive, probablement avec des signes annonciateurs (présence de petites cicatrices à l'arrière de la cicatrice d'arrachement principale).

Reste du secteur

La partie la plus problématique se situe directement au NE de la zone de glissement, où la falaise présente des signes de faiblesse, avec des reculs importants depuis 2008, et où une poche volumineuse a été identifiée. En cas de rupture, les deux maisons situées au-dessus de la poche sont menacées. En fonction des conditions climatiques et d'éventuels apports d'eau annexes (anthropiques), cette rupture pourrait se produire à court terme.

On note d'autres secteurs où le risque à court terme se rapproche d'enjeux, sans toutefois les impacter.



Illustration 73 : Représentation du zonage d'estimation de péril à court terme

5.2.3. Moyen et long terme

Le recul inexorable des falaises de craie et des formations meubles mettra petit à petit d'autres enjeux en situation de péril, à horizon 50 et surtout 100 ans (Illustration 74). C'est notamment le cas dans les secteurs où d'autres poche volumineuses de matériaux meubles ont été identifiées.

5.3. CARTOGRAPHIE DE L'ALEA

Les zonages identifiés font l'objet d'un SIG complet, décliné sous forme de cartes en format papier ou image numérique (Annexes hors texte).

Les visualisations graphiques ont été reportées sur le fond orthophoto de 2012 (2008 concernant l'Eglise de Varengueville), qui admet une précision de l'ordre du mètre.

Sur chacune des cartes produites, on retrouve :

- Le trait de côte observé à fin 2012 (avec des précisions à fin 2014 par endroits),
- Le zonage de péril imminent sous forme de polyligne rouge,
- Le zonage à court terme de sous forme polyligne orange,
- Le zonage à moyen terme, sous forme de polyligne orange clair,
- Le zonage à long terme sous forme de polyligne jaune.

D'autres cartes fournies en annexe indiquent pour information l'aléa estimé uniquement pour le recul de la falaise crayeuse.

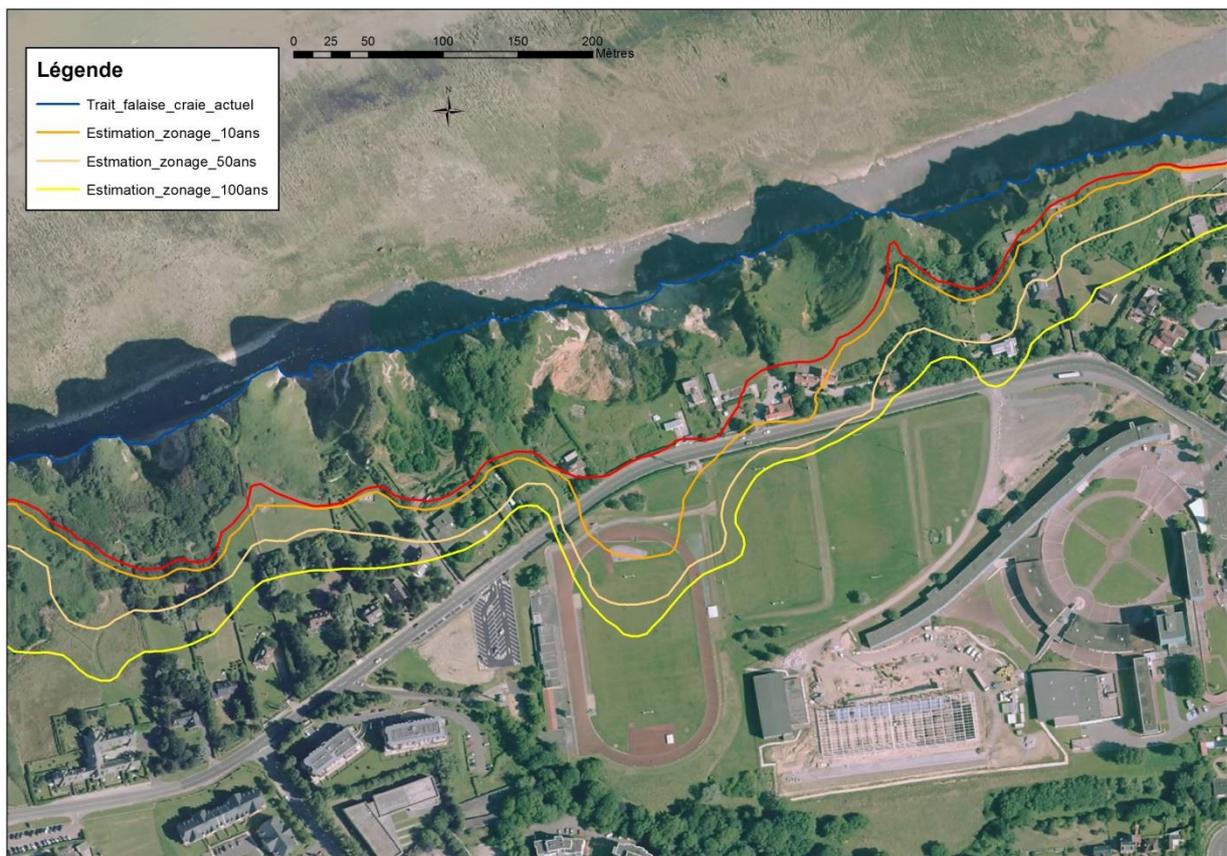


Illustration 74 : Représentation de l'aléa à différents termes

6. Conclusions

A l'issue du phénomène majeur initié en 2012, et du constat que d'autres phénomènes similaires pouvaient se produire dans la zone urbanisée entre Dieppe et Pourville, les services de l'état (DDTM 76, Sous-Préfecture de Dieppe) ont convenu avec le BRGM de mener la présente étude pour essayer de comprendre et d'estimer l'évolution du recul du trait de côte situé entre Pourville et Dieppe ainsi qu'au niveau du cimetière marin de Varengeville-sur-Mer, au regard de la spécificité géologique qui caractérise ces secteurs. Trois objectifs précis ont été définis :

- Comprendre le phénomène en cours et définir son extension maximale à terme ;
- Déterminer sur le long terme l'aléa « recul du trait de côte » entre Dieppe et Pourville-sur-Mer ;
- Définir l'aléa pour l'église et le cimetière marin de Varengeville-sur-Mer, lieu classé localement important.

Pour ce faire, le BRGM s'est appuyé sur les données existantes, et a acquis une série de données complémentaires, parfois inédites, de haute-précision, en vue de mieux comprendre les dynamiques responsables de l'érosion.

Les facteurs intervenant dans les phénomènes de chutes de blocs et d'éboulements de falaise (eu autres instabilités du versant littoral) ont ainsi été analysés.

A l'issue de ces travaux, la compréhension du phénomène dont la rupture est intervenue en décembre 2012 a été acquise et son évolution a pu être définie à différents termes. Elle aura pour conséquence d'impacter la route de Pourville ainsi qu'une partie du stade situé à l'arrière à relativement court terme. Toutefois, à horizon 100 ans, les parties sud du stade, les plus éloignées de la route, ne devraient pas être impactées, tout comme les enjeux majeurs que représentent les lycées situés à proximité

Concernant la reproductibilité d'un tel phénomène, les travaux engagés ont mis en évidence la présence d'autres « poches » de matériaux meubles, présentant des profondeurs et des volumes plus ou moins importants. Une d'entre elles, située directement au NE du phénomène de 2012 pourrait poser problème et impliquer deux maisons d'habitation supplémentaires à court terme. Au regard de l'analyse historique, il semblerait que le phénomène observé depuis 2012 et cette poche encore intacte fassent partie d'un même ensemble, dont la déstabilisation a été initiée dès 2008, comme en témoignent les taux de reculs pour ces portions de falaise entre 2008 et 2012. Reste une inconnue quant à la date de rupture de la falaise et la vidange de cette poche identifiée, qui dépend notamment des conditions climatiques (déclenchement favorisé après une période humide longue et intense). Par ailleurs, cette zone sensible présente sans doute aujourd'hui un aléa de rupture moins important qu'avant la rupture du phénomène de 2012. Il a en effet été observé que le phénomène en cours avait tendance à drainer les eaux aux alentours, ce qui pourrait avoir comme conséquence de retarder l'occurrence de la rupture de la falaise et de la vidange de l'autre poche identifiée à proximité (baisse des pressions hydrostatiques à l'intérieur des matériaux meubles).

Concernant l'ensemble de la zone, les travaux réalisés ont en effet permis d'identifier une zone de péril imminent, c'est-à-dire une zone à l'intérieur de laquelle la sécurité des biens et des personnes n'est plus garantie.

D'autres poches de matériaux meubles, parfois présentant de très gros volumes ont été identifiées. Mais aucune n'est susceptible d'impacter des enjeux à court terme. On en distingue toutefois qui impacteront probablement des enjeux existants à long terme.

Les travaux réalisés ont en effet permis d'estimer les vitesses de recul du trait de falaise à différents termes (court terme : 3 à 10 ans, moyen terme : 50 ans, long terme : 100 ans), ainsi que celui des formations meubles présentes sur ou dans le massif crayeux. Deux zonages sont ainsi déterminés : un zonage « recul de la falaise crayeuse », pour information (Annexe 5), et un autre zonage, intégrant l'impact de la rupture des formations meubles, correspondant à celui à prendre en compte, car susceptible d'impacter des enjeux.

En marge du sujet, on retiendra aussi la présence d'écailles désolidarisées du versant sur la partie « falaise morte » de Dieppe. Elles seraient susceptibles, en cas de rupture, d'impacter des enjeux sous-jacents. Il conviendra donc d'établir un diagnostic précis et la surveillance qui s'impose concernant ces zones.

Enfin, concernant l'Eglise de Varengueville, l'enjeu se trouve en amont direct d'une zone qui a été impactée par des fortes instabilités depuis la seconde moitié du XXe siècle. Les terrains sur lesquels reposent l'Eglise et le cimetière marin présentent des caractéristiques géotechniques modestes, et l'érosion régressive initiée par les glissements de terrain actifs directement en aval pourrait impacter le site à court terme. On ne parle toutefois ici pas de rupture de falaise brutale, mais de recul progressif des formations superficielles par l'activité de glissements de terrain. Ces phénomènes ne sont pas susceptibles d'impacter l'ensemble du site en une seule fois. Le recul devrait se faire progressivement, avec probablement la présence de signes annonciateurs, qui permettront, le cas échéant, de prendre des dispositions de protection pour les biens et les personnes si une surveillance est mise en place.

7. Bibliographie

- AUBRY A. (2014)** – Identification de la circulation des eaux sur les falaises entre Dieppe et Pourville. Mémoire de Master 1. Université de Bordeaux.
- BELLESORT, LECLERC, LE NIR, MATON. (1987).** *Étude du littoral haut-normand entre Le Havre et Le Tréport.* Rapport général. LCHF. 58 p.
- BIGNOT G., & AUBRY M. (1973).** *Géologie de la craie dans le Bassin Parisien.* Compte rendu des journées d'études organisées les 3 et 4 novembre 1971, au Laboratoire régional des Ponts et Chaussées de Rouen. 11-43 p.
- BIGNOT G. (1971)** – Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Dieppe ouest (n°42). Ed. BRGM.
- BOULET M. (2014)** – Détermination du risque lié au recul de la falaise crayeuse de la côte d'Albâtre. Application à la région Dieppoise. Mémoire de Master 2. Université de Rouen.
- BULTEAU T., GARCIN M., avec la participation de OLIVEROS C., LENOTRE N. (2011).** *Synthèse des travaux menés sur l'observation du trait de côte.* Rapport BRGM/RP-59396-FR. 156 p.
- CARIP (Cellule d'Analyse des Risques et de l'Information Préventive). (2005).** *Dossier départemental des risques majeurs.* Préfecture de l'Orne, 83 p
- CASPAR, R., COSTA, S., & JAKOB, É. (2007).** *Fronts froids et submersions de tempête dans le nord-ouest de la France: Le cas des inondations par la mer entre l'estuaire de la Seine et la baie de Somme.* 71 p.
- COSTA S. (1997).** " *Dynamique littorale et risques naturels*": *L'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la baie de Seine et la baie de Somme (Haute-Normandie, Picardie; France).* (Doctoral dissertation, Paris 1). 313 p.
- COSTA S. (1999).** *Sédimentologie des plages de galets des côtes françaises de la Manche : application à la défense contre la mer / The sedimentology of shingle beaches on the French Channel coasts : its application to sea defence.* In : *Revue de géographie de Lyon.* Vol. 74 n°1, 35-43 p.
- DEHANT, V., P. DEFRAIGNE, AND J. M. WAHR. (1999),** Tides for a convective Earth, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* 104.B1: 1035-1058
- FAYE I.B.N., HENAFF A., GOURMELON F., & DIAW A.T. (2008).** *Évolution du trait de côte à Nouakchott (Mauritanie) de 1954 à 2005 par photo-interprétation.* *Norois. Environnement, aménagement, société,* (208), 11-27.
- GENTIER S. (2002).** *Projet ROCC. Stabilité des falaises côtières : les mécanismes d'éboulement.* BRGM/RP-51743-FR. 45 p.
- HENAFF A., LAGEAT Y., COSTA S., & PLESSIS E. (2002).** *Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux: détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes*

d'évolution / Retreat of chalk cliffs in the Pays de Caux: processes and rates. In : Géomorphologie: relief, processus, environnement.8(2).107-118.

INSTITUT DES RISQUES MAJEURS. (2005). *Les mouvements de terrain.* Risques infos. Bulletin de liaison n°16. 28p.

JACOB T., SAMYN K., BITRI A., BARBIER R. (2014). *Investigation géophysiques du front de falaise entre Dieppe et Pourville-sur-Mer (76).* Rapport final. BRGM. 64 p.

KNÖDEL, K., KRUMMEL, H., LANGE, G. (1997). *Geophysik, handbuch zur erkundung des untergrundes von Deponien und Altlasten,* Berlin, 1063 p

LAINEL B. 2003. *Caractérisation et dynamique érosive de systèmes géomorphologiques continentaux sur substrat crayeux. Exemple de l'Ouest du Bassin de Paris dans le contexte nord-ouest européen.* HDR, Université de Rouen. 138 p.

LASSEUR E. (2007) – La craie du bassin de Paris. Thèse de doctorat. Université de Rennes.

LEONE F. (1996). *Concept de vulnérabilité appliqué à l'évaluation des risques générés par les phénomènes de mouvements de terrain.* Thèse de doctorat. Université Joseph Fournier, Grenoble I, France. 269 p.

LETORTU P., COSTA S., CADOR J. M., & QUENOL H. (2012). *Effondrements des falaises crayeuses en Haute-Normandie.* Génie Côtier-Génie Civil, XIIèmes Journées Nationales. 315-322.

LETORTU P. (2013). *Le recul des falaises crayeuses haut-normandes et les inondations par la mer en Manche centrale et orientale: de la quantification de l'aléa à la caractérisation des risques induits.* Thèse de doctorat. Université de Caen.414 p.

LYARD, F., LEFEVRE, F., LETELLIER, T., & FRANCIS, O. (2006). *Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004.* *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 394-415

MATHON C., RIVET F., DRAPERI N., DESSANDIER D., CHAMPION H., SPINOUSA N., BACOU M., DAUTREY E., QUEMART P., BOUVET P. (2011). *Classeur : le risque mouvements de terrain en Provence-Alpes- Côte d'Azur.* Coédition BRGM, Coédition Région et DREAL PACA.

MASSON, M., (1967), Effondrement de terrains côte ouest de Dieppe, rapport 3426, Organisme Technique Régional des Ponts et Chaussées

PANNET P., DEWEZ T., CHEMIR L.C., LEROI M. (2014). *Aléa éboulement de falaise et recul du trait de côte. Communes d'Ault-Onival, Saint-Quentin-la-Motte-Croix-au-Bailly et Woignarue (80).* Rapport final. BRGM/RP-63391-FR. 107 p.

PANNET P. (2013) – Commune de Dieppe. Eboulement de falaise ayant entraîné la destruction d'une maison. Avis du BRGM. Rapport final. Rapport BRGM/RP-62120-FR. 34 p., 6 ill., 14 ph., 3 ann.

PANNET P. (2010) – Mouvement de terrain sur la commune de Dieppe. Avis du BRGM, Rapport final. Rapport BRGM/RP-59043-FR. 21 p., 5 Ill., 11 ph

- PARASNIS, D.S., (1952)**, A study of rock densities in English Midlands: *Geophysical Journal International*, 6, 252-271.
- PIFFARD E. (1999)**. *Fracturation, stratigraphie et lithologie de la craie en Haute-Normandie : caractérisation et rôle sur l'instabilité du littoral crayeux*. Rapport de stage de DEA, Université de Rouen. 91 pages.
- RAO, V.B., AND MURTY, B.V.S., (1973)**, Note on Parasnis' method for surface density: *Pure and Applied Geophysics*, 110, 1927-1931.
- RODET J. (2007)** – les fantômes de la Mansonnière in *Spelunca* n°108, pp 23-32
- RODET J. (1991)**. *La craie et ses karsts*. CNEK. Elbeuf, 560 p.
- SCHUSTER, G. T., AND QUINTUS-BOSZ, A., (1993)** - Wavepath eikonal travelttime inversion: Theory, *Geophysics* 58 (1993) 1314–1323
- SERVY, J.-C. (2013)**. *Réalisation d'un sondage destructive*. rapport 76217-01. explore-e.
- SSGM (Société Suisse de Géomorphologie). (2009)**. *Fiches. Géomorphologie de la montagne. Fiche. Les mouvements gravitaires*. 15p.
- THIELER E.R., HIMMELSTOSS E.A., ZICHICHI J.L. (2009)**. *Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0. An ArcGis extension for calculating shoreline change*: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1978
- THILLAYE DU BOULLAY H., JEANNERET H., BOUCHOT B., & DENIS J. (1994)**. *Classification du littoral normand en unités cohérentes de gestion*. IFREMER. Université Paris VII. DESS espace et milieux. 55 p.
- VENNETIER M., MERIAUX P., BUSSET F., FELIX H., & LACOMBE S. (2010)**. *Apport de la télédétection LIDAR aéroporté haute définition pour la caractérisation de la végétation des digues*. *Revue Française de Photogrammétrie et Télédétection*, 191 p

Annexe 1

-

Sectorisation de la zone d'étude

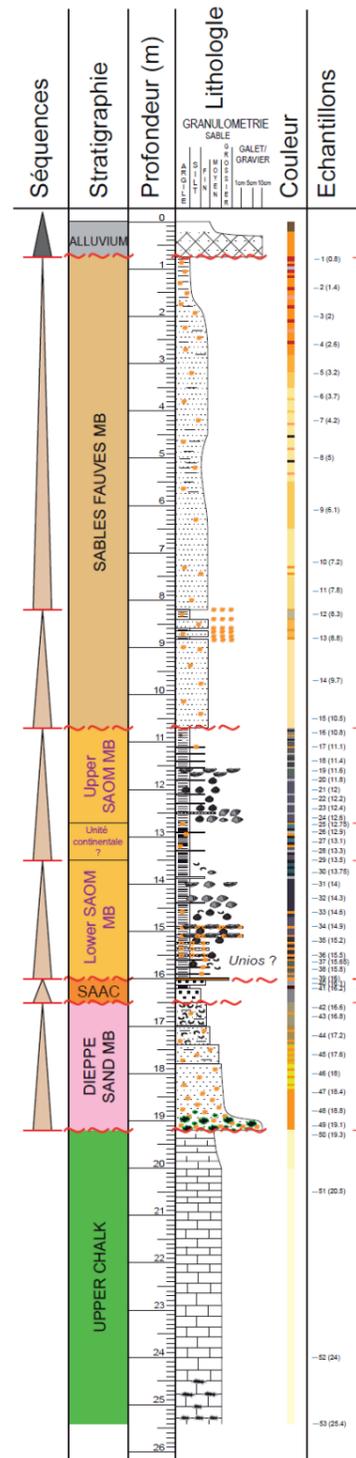


Annexe 2

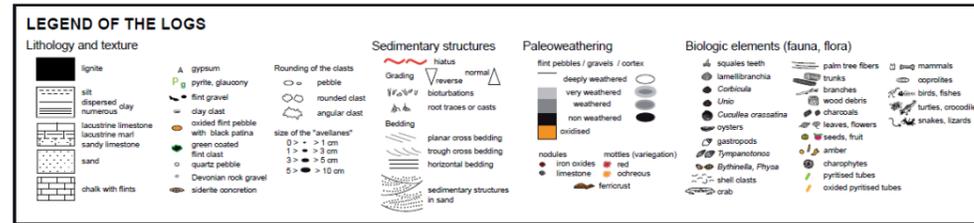
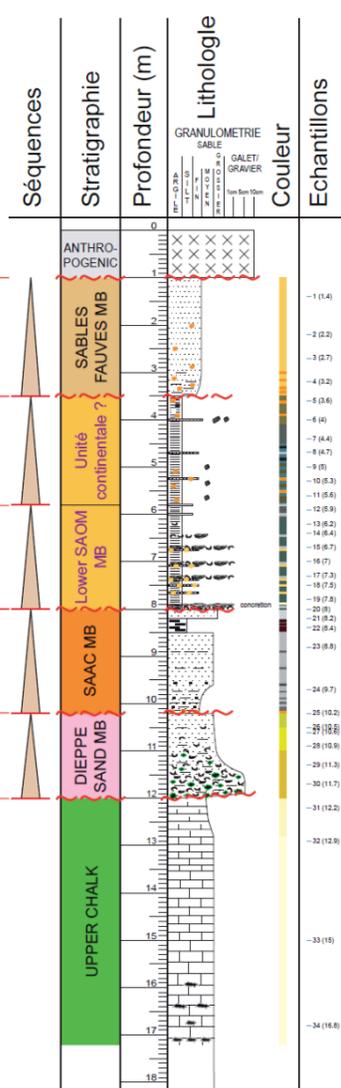
-

Logs de forages détaillés des campagnes réalisées lors de cette étude

DIEP - 7 (Côte aux Hérons,
Haut de la parcelle du
Conservatoire du Littoral
et près de la falaise)
31/03 au 01/04/2015



DIEP - 5 (Caude-Côte,
Au-dessus des tribunes du stade,
près du parking)
25/03 au 26/03/2015



Corrélation des forages réalisés n'ayant pas croisé de poche de remplissage (géologie en place)

Annexe 3

-

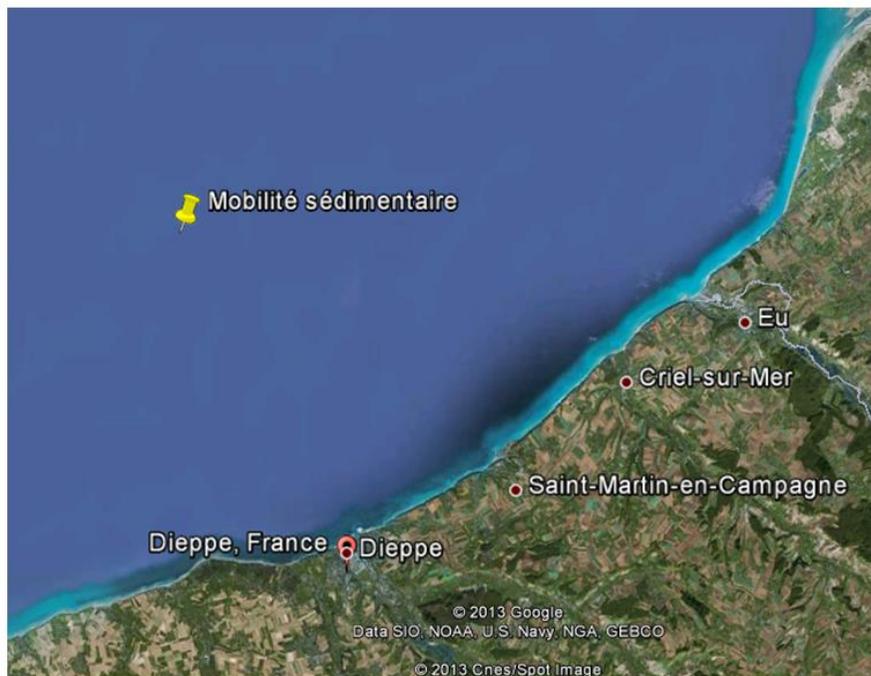
Modélisation de la potentialité de mobilisation des réserves sédimentaires sous-marines profondes



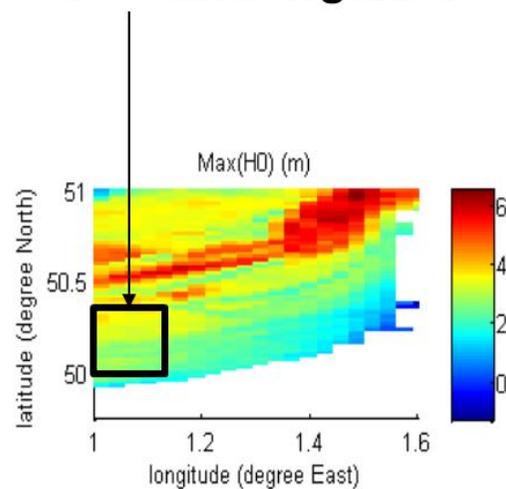
Question posée

> Mobilité sédimentaire

- Est-ce que l'évènement Johanna (10 mars 2008) a pu mettre en mouvement des sédiments de 5 à 20 cm de diamètre, au large de Dieppe, par 20 m de fond ?



Est-ce que galets de 5 cm bougent ?



Méthode (1/2)

- > Basée sur la courbe Shields (contrainte adimensionnée=f(taille de grain adimensionnée))

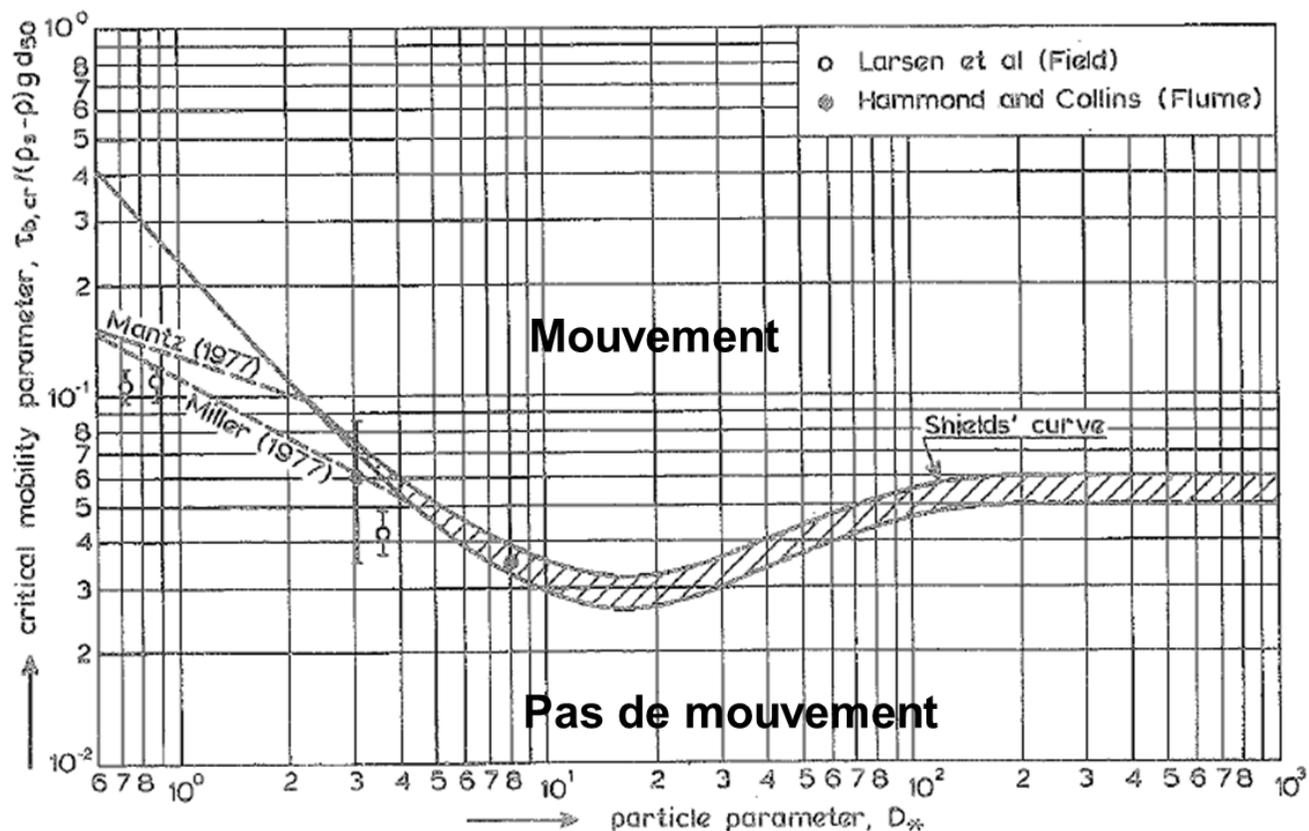


Figure 4.3.2 Initiation of motion for combined currents and waves over a plane bed,
 $\theta = f(D_{*})$

Source : van Rijn (1989)

> 3

Méthode (2/2)

- > Calcul de la contrainte critique de mise en mouvement sous l'action des vagues et des courants
- > **En première approche**, on se place dans les conditions les plus favorables à la mise en mouvements, en se concentrant sur la capacité de mis en mouvement par les courants et hauteurs de vagues maximaux
- > Méthode :
 - Extraction de maximas de courants et hauteur de vagues à partir de données spatio-temporelles de vagues et courants pendant Johanna (période analysée : 09/03/2008-11/03/2008)
 - Calcul de la contrainte induite sur le fond (T), du nombre de Shields (T adimensionné) et comparaison avec le nombre de Shields critique pour la taille de grain étudiée
 - Intégration spatiale

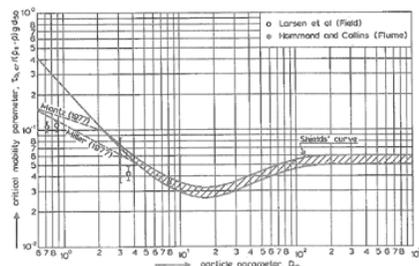
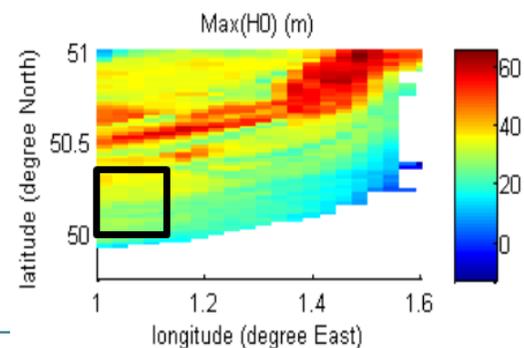


Figure 4.3.2 Initiation of motion for combined currents and waves over a plane bed, $\theta = f(D_s)$



> 4

Données hydrodynamiques pendant Johanna

> Courants et hauteurs d'eau

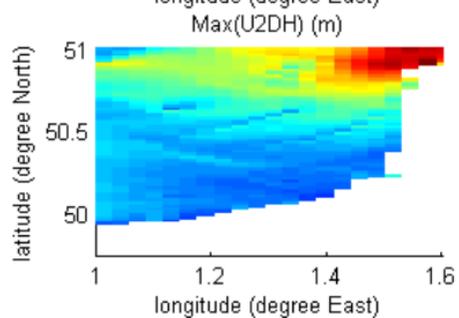
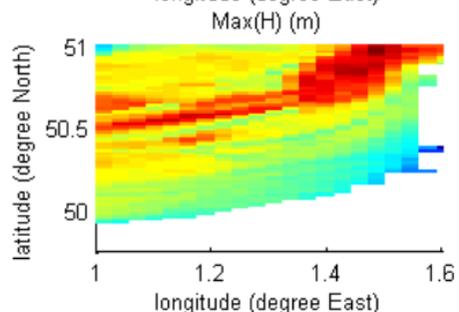
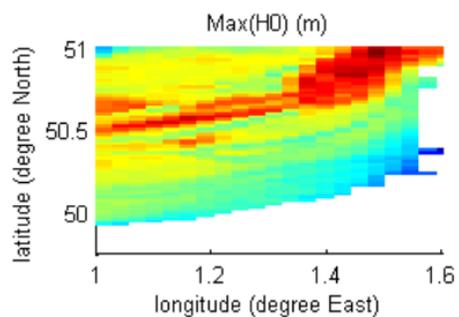
- Source : BRGM
- Données horaires
- Résolution spatiale : 2 km
- Type : modélisation hydrodynamique 2DH
- Configuration MARS développée par le BRGM pour le système previmer (projet PREVIMER-Surcotes). Rapports BRGM.
- Variables utilisées : U2DH (courant intégré sur la verticale), H (hauteur d'eau totale incluant variations de niveau d'eau), H0 (bathymétrie / niveau moyen)

> Vagues

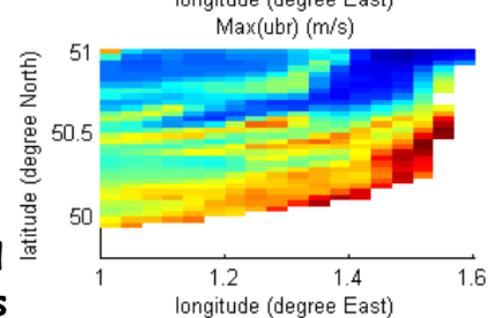
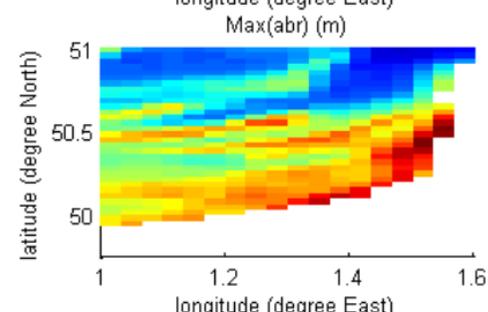
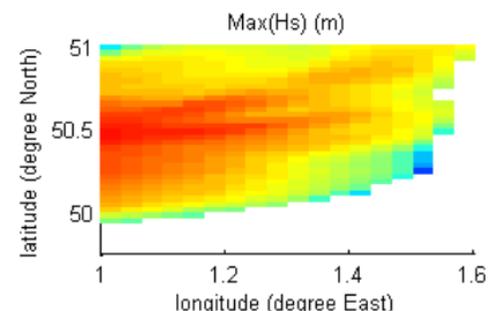
- Source : projet iowaga
(<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/wavewatch3/pub/HINDCAST/NOR GAS>)
- Données tri-horaires
- Résolution spatiale : 0.033°
- Type : modélisation spectrale
- Modèle WW3 (Rascle and Arduin, 2013)
- Variables utilisées : Hs (hauteur significative des vagues), Abr (excursion tidale rms), Ubr (vitesse orbitale rms)

Résultats : maximaux hydrodynamiques

Courants et hauteurs d'eau



Vagues



Contrainte au fond
Nombre de Shields

Résultats : mobilité sédimentaire

> $D_g=5$ cm

- Shields max sur zone < Shields critique (0.055)

> $D_g=20$ cm

- Shields max sur zone < Shields critique (0.055)

- > Très peu probable que l'évènement Johanna ait pu mettre en mouvement grains de 5 cm de diamètre ou plus

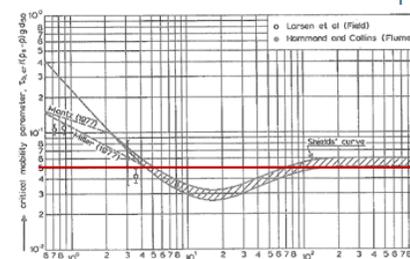
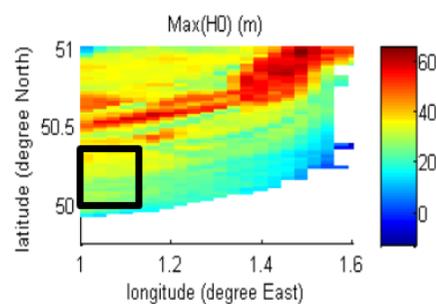
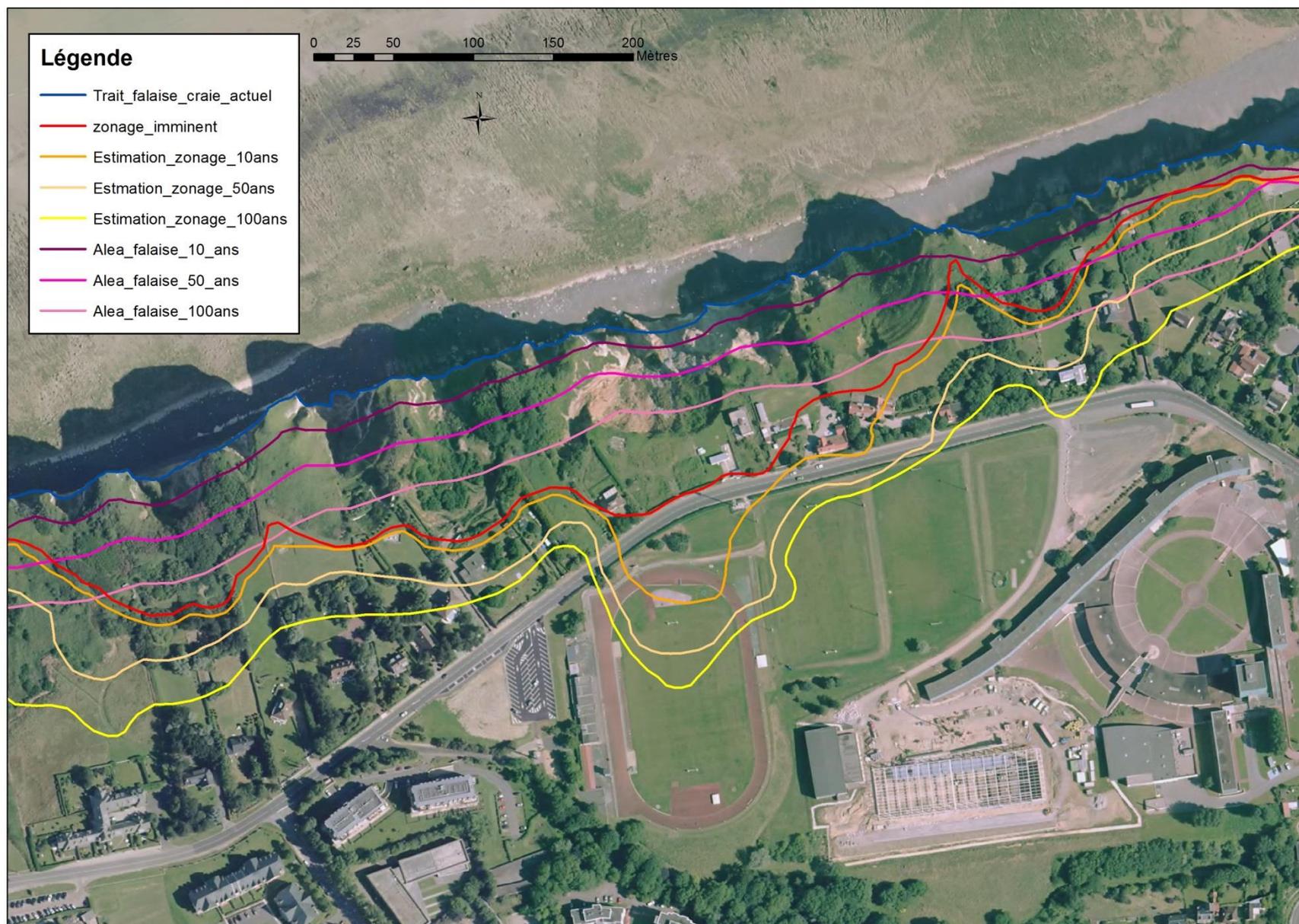


Figure 4.3.2 Initiation of motion for combined currents and waves over a plane bed, $\theta = f(\theta_c)$

Annexe 4

-

Exemple de cartographie montrant la différence entre l'aléa « recul de falaise simple » et le zonage une fois l'ensemble des variables prises en compte



Annexe 5

-

Rapport d'acquisition gravimétrique de la phase 'test'

Note technique 14-154

Résultats de la phase ‘test’ d’acquisition microgravimétrique entre Dieppe et Pourville

Thomas Jacob

Juin 2014

<p>Auteur Nom : Thomas Jacob</p>  <p>Date : le 03/06/2014</p>	<p>Vérificateur Nom : Francis Mathieu</p>  <p>Date : le 03/06/2014</p>
--	--

1. Introduction

Un effondrement lié à la présence d'une poche remplie de matériaux argilo-sableuse de dimension pluri-décamétrique au sein d'une falaise de craie a eu lieu entre Dieppe et Pourville, Seine-Maritime, en décembre 2012. Le glissement de terrain est toujours actif, et menace une route départementale, ainsi que plusieurs habitations et un stade.

Dans le cadre d'une convention de recherche & développement partagés entre le BRGM et la DDTM76, l'objectif de cette étude est d'établir si la méthode gravimétrique est adaptée pour détecter et cartographier la présence de poches argilo-sableuses en tête de falaise. Il s'agit d'une phase dite de 'test', qui, si les résultats sont concluants, sera suivie d'une étude à plus grande échelle.

La méthode gravimétrique réagit aux contrastes de densités du sous-sol. En l'absence de connaissances *a priori* sur le contraste de densité entre les matériaux argilo-sableux et la craie, et avec la possible interférence des argiles et sables de surface sur le signal, cette phase 'test' est pleinement justifiée.

Une carte gravimétrique a ainsi été levée avec pour objectif de cartographier :

- l'extension de la poche d'argile du glissement actif
- d'éventuelles autres poches d'argile en bordure de falaise, dans un périmètre de 200 m autour du glissement de terrain.

2. Mesures, matériel et traitements

d) 2.1 Implantation

Le levé de terrain a été effectué du 12 au 16 mai 2014. Un total de 239 stations gravimétriques a été acquis (*Figure 1*) par Thomas Jacob, ingénieur géophysicien, et Marie Boulet, stagiaire. Les stations ont été implantées selon une maille de 15 m x 15 m.



Figure 1 : Carte de localisation des stations gravimétriques acquises. La photo aérienne est antérieure à l'effondrement, le front de falaise actuel, au niveau de l'effondrement, est marqué par un trait noir.

e) 2.2 Matériel et mode opératoire

Les mesures gravimétriques ont été réalisées à l'aide du gravimètre relatif Scintrex n° 539 du BRGM. Le coefficient de calibration du gravimètre est de 1.000607, coefficient établi sur la ligne de calibration BRGM – BIPM en février 2014, et a été pris en compte lors de la réduction des données.

Les mesures ont été réalisées sur trépied bas et la hauteur de mesure a été notée et prise en compte lors de la réduction des données. L'ensemble des valeurs de g de la campagne sont ainsi rapportées au niveau du sol. A chaque occupation de station, une ou deux mesures de 45 s à 60 s ont été effectuées, et plus si les conditions de bruit ambiant ou d'inclinaison de l'instrument étaient défavorables. L'ensemble des 239 stations a été mesuré selon 13 programmes de mesure, dont la durée n'a pas excédé 2 h.

Le positionnement des stations gravimétriques a été réalisé à l'aide d'un GPS Trimble Geo XH6000 centimétrique (utilisant les constellations GPS et Glonass) avec une antenne externe Zephir II sur canne de 2 mètres. Les données enregistrées ont été post-traitées à l'aide du logiciel PathFinder Office, en différentiel de la base permanente d'Ambrumesnil, intégrée au Réseau GNSS Permanent de l'IGN, pour une longueur de base inférieure à 10 km. Les stations 133 à 142 ont été nivelées au niveau laser Leica Rugby 100, à cause du couvert végétal rendant les mesures GPS peu fiables.

Pour chaque station gravimétrique, 2 à 3 acquisitions GPS de 60 s ont été réalisées. La redondance des déterminations ainsi que les paramètres de précision fournis par le logiciel de post-traitement permettent d'évaluer la qualité de la position GPS de chaque station. Les précisions après post-traitement de chaque mesure sont inférieures à 3 cm pour 85 % des stations. De plus, les reprises gravimétriques (voir section h)) ont été systématiquement associées à des reprises de mesure GPS, toutes inférieures à 3 cm.

Au final, la valeur de Z retenue pour chaque station est obtenue en effectuant la moyenne pondérée des deux à trois déterminations de Z par les inverses des erreurs aux carrés. On retiendra comme précision du levé topographique une valeur de 3 cm sur la composante Z.

f) 2.3 Références gravimétriques

Une base gravimétrique opérationnelle a été établie devant la grille d'entrée du stade d'athlétisme (X = 560443.99 m, Y = 6982056.72 m, Z = 82.93 m, voir Figure 2). Cette base a été raccordée à la base absolue du réseau géodésique Français de l'IGN « DIEPPE A », par trois aller et retours gravimétriques.

Après corrections des marées terrestres (voir section g)), la valeur de g à la base du stade est évaluée à :

$$g = 981032.199 \pm 0.020 \text{ mGal}$$

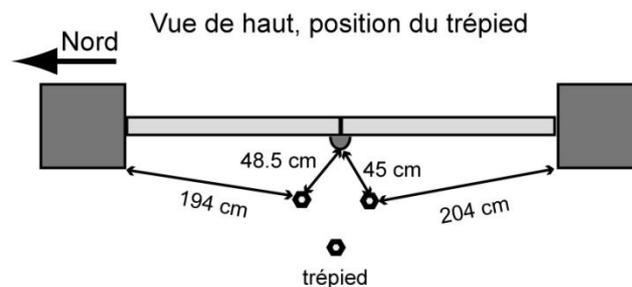


Figure 2 : Positionnement de la base gravimétrique établie devant l'entrée du stade d'athlétisme

g) 2.4 Réduction des données vers l'anomalie de Bouguer

La réduction des données gravimétriques vise à corriger tous les effets (variations temporelles, différences d'altitudes, effets topographiques, etc.) qui influent sur les données acquises brutes et qui ne présentent pas d'intérêt pour l'interprétation géologique des données.

Les réductions de données suivantes ont été réalisées:

- correction de la marée terrestre gravimétrique (potentiel de marée selon Dehant et al. 1999)
- correction de la surcharge océanique,
 - effet en déformation calculé à partir du model FES2004 (Lyard et al. 2006)
 - effet 'Newtonien' d'attraction directe des masses d'eau, à partir des données du marégraphe de Dieppe. La Figure 3 illustre cet effet: à marée haute, l'excès de masse d'eau se traduit par une correction négative, à marée basse, le déficit de masse d'eau se traduit par une correction positive. On note la faible correction à marée basse due à l'éloignement des masses d'eau du fait du plateau côtier
- correction de la dérive du gravimètre, déterminée par la première et dernière occupation de la station de base au sein d'un programme de mesure,
- retrait du g théorique (formule GRS80), fonction de la latitude – qui permet de passer d'une valeur de g à une anomalie,
- correction d'air libre – compensation des effets des variations d'altitude entre les stations,
- corrections de relief (correction de plateau + corrections de terrain) – pour compenser l'effet des reliefs à proximité des points mesures.

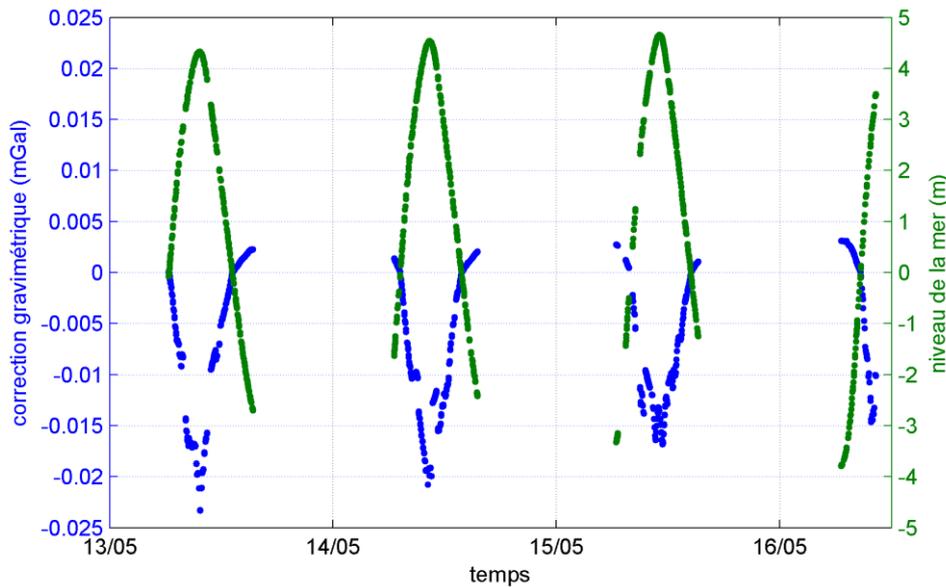


Figure 3 : variations du niveau de la mer dues à la marée océanique (points verts) et correction gravifique associée (points bleus). Chaque point représente une mesure à une station.

L'anomalie de Bouguer A_B s'exprime ainsi:

$$A_B = g_{\text{mes}} - g_{\text{th}} + 0,3086 \cdot h - 2\pi G\rho_B h + \rho_B T \quad (1)$$

où ρ_B est la densité de réduction de Bouguer, h l'altitude du point considéré (en mètres), G la constante de gravitation universelle et T est la correction de terrain pour un terrain de densité 1.

Les corrections de terrain (CT) ont été réalisées pour chaque station entre 0 et 22 km, en utilisant des MNT imbriqués, avec des routines basées sur le calcul par prismes selon le protocole suivant:

- entre 0 et 100 m autours des stations, un MNT IGN à la maille de 1m, issus de mesures LIDAR, est utilisé pour calculer les CT. La topographie actuelle du glissement terrain y est insérée en utilisant un MNT photogrammétrique fourni par T. Dewez.
- Entre 100m et 1km, le MNT IGN à la maille de 1m est ré-échantillonné à la maille de 5 m et est utilisé pour calculer les CT. La topographie actuelle du glissement terrain y est insérée en utilisant un MNT photogrammétrique fourni par T. Dewez.
- Entre 1 km et 22 km, un MNT IGN à la maille de 25 m est utilisé à terre. En mer, la bathymétrie issue de ETOPO1 (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>) est utilisée.

Les corrections topographiques à chaque station sont illustrées dans la figure suivante, pour une densité de 1.7 g cm^{-3} . Celles-ci varient de 0.374 à 1.22 mGal, les plus fortes valeurs étant situées au nord, au front de la falaise.

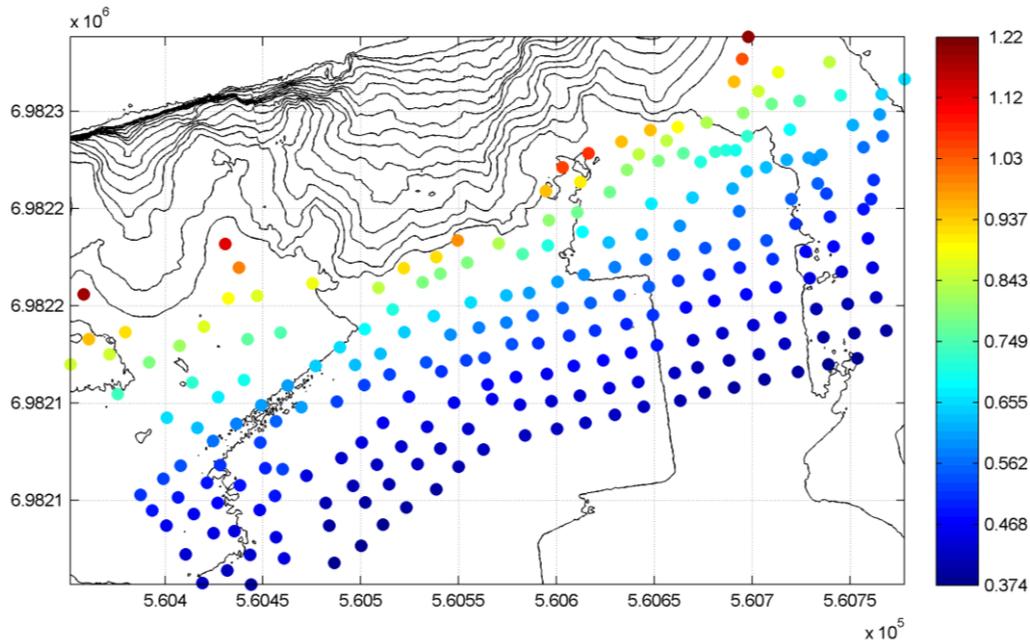


Figure 4 : corrections topographiques (mGal) à chaque station pour une densité de 1.7 g cm^{-3}

La densité ρ_B de réduction de l'anomalie de Bouguer est un paramètre important pour l'interprétation de cette anomalie. Celle-ci doit correspondre au mieux avec la densité des terrains superficiels. La méthode de Rao et Murty (1973) basée sur la méthode de Parasnis (1952) est utilisée pour obtenir cette densité. Dans l'équation 1, la densité est la pente d'une fonction affine reliant anomalie à l'air libre et les termes fonction de la densité. En représentant ces deux termes selon un graphique pour chaque mesure gravimétrique, la densité est obtenue par moindres carrés : c'est la pente de la droite passant au mieux par les points (Figure 5). La densité obtenue par cette méthode est de 1.7 g cm^{-3} .

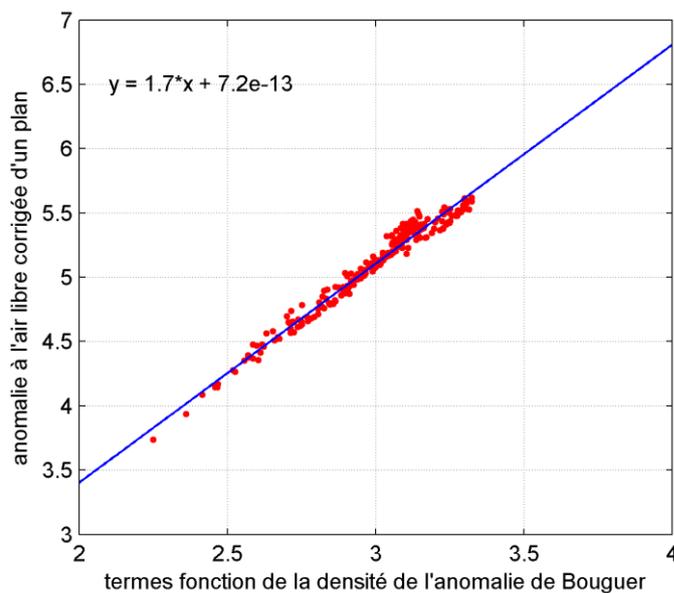


Figure 5 : méthode de Parasnis pour trouver la densité optimale de réduction de l'anomalie de Bouguer : l'anomalie à l'aire libre corrigée d'un plan est représentée en fonction des termes qui dépendent de la

densité dans la formule de l'anomalie de Bouguer, pour chaque mesure. La pente de la droite passant au mieux par ces points donne la densité.

Une densité de 1.7 g cm^{-3} est ainsi utilisée pour calculer l'anomalie de Bouguer.

h) 2.5 Précision des anomalies gravimétriques

L'erreur totale sur l'anomalie de Bouguer est évaluée classiquement comme la somme quadratique des erreurs élémentaires sur les variables entrant dans son calcul, soit :

$$\varepsilon_{AB} = \sqrt{\varepsilon_g^2 + \varepsilon_{gth}^2 + \varepsilon_z^2 + \varepsilon_{CT}^2} \quad (2)$$

Le détail de ces erreurs est détaillé ci-après.

- Erreur sur g (ε_g)

Cette erreur est estimée à partir de l'histogramme des écarts sur les stations occupées plusieurs fois au cours des programmes successifs. Ces écarts donnent une bonne indication de sa précision de l'étude. Ici, 40 reprises (soit 17% des stations) ont été effectuées, dont la valeur maximale est inférieure à 0.035 mgal. On considère que l'erreur moyenne d'un levé gravimétrique est donnée par la valeur à 68 pourcent des écarts cumulés. Cette valeur est ici de 11.5 μgal (Figure 6)

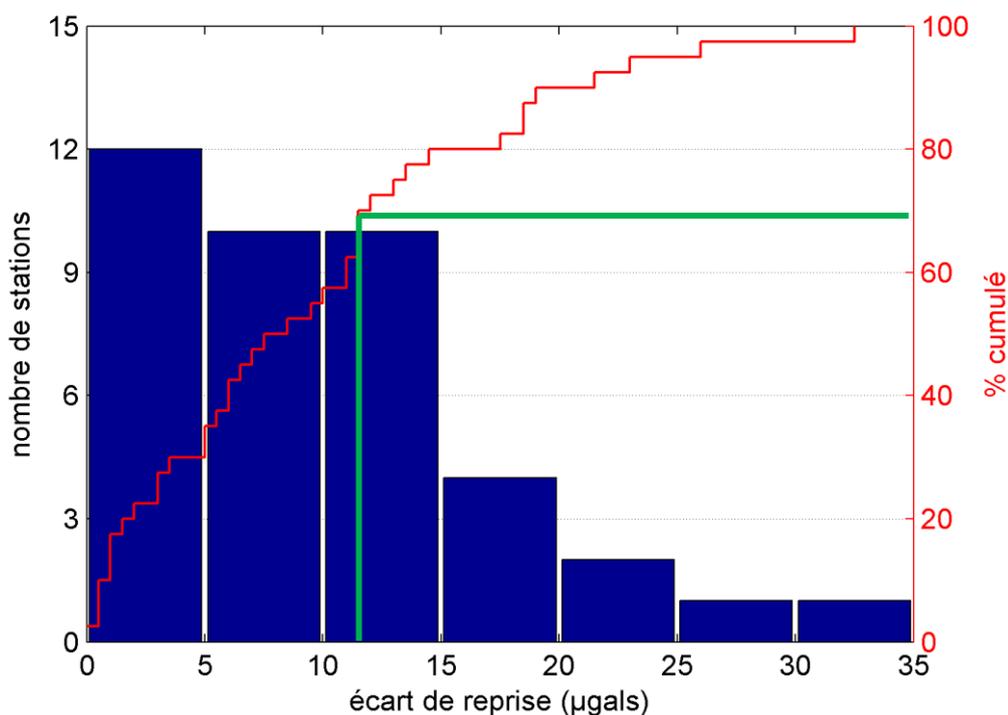


Figure 6 : histogramme des reprises en valeur absolue et pourcentage cumulé. Les traits verts horizontaux et verticaux indiquent le pourcentage cumulé à 68% et la valeur de l'erreur associée, respectivement

On considère donc que l'erreur moyenne sur g égale à 0,0115 mGal.

• **Erreur sur l'altitude (ε_z)**

L'erreur sur la détermination des altitudes des stations gravimétriques a été détaillée en section e). En considérant une précision de 0,03 m sur le Z, cela correspond à une erreur sur l'anomalie de Bouguer équivalente à 0,007 mGal pour une densité de 1.7 g cm⁻³.

• **Erreur sur g_{th} (ε_{gth})**

L'erreur sur g_{th} est fonction de l'erreur sur le positionnement en latitude. En référence aux erreurs de positionnement en altitude détaillées précédemment, les erreurs sur la latitude sont évaluées à 0.01 m en moyenne sur l'ensemble de l'étude, ce qui correspond à une erreur négligeable sur g_{th} .

• **Erreur sur les corrections topographiques (ε_{CT})**

L'erreur sur les CT provient :

- de la résolution des MNTs utilisés : les variations de reliefs sont d'autant mieux restitués que le MNT a une maille fine.
- de la précision des MNTs utilisés
- du positionnement en X,Y,Z des stations gravimétriques

Comme le champ de gravité décroît avec l'inverse de la distance au carré, il est important que le MNT utilisé en champ proche sur la zone 0 -1 km soit le plus résolu et le plus précis possible. Au-delà, un MNT moins résolu est généralement utilisé, la perte de résolution et de précision ayant un moindre impact sur la valeur de la CT.

L'écart d'altitude entre les stations et le MNT à 1 m est un paramètre important affectant la justesse des CT dans la zone à 1 km des stations. Cet écart en chaque station a été calculé, il est statistiquement de -0.04 ± 0.28 m. Cela témoigne de l'excellente précision du MNT à 1 m. Rappelons toutefois qu'un MNT n'est pas une référence d'altitude exacte en tout point.

L'erreur sur les CT est une erreur spatialement corrélée à la valeur de la CT (Figure 4), son amplitude étant proportionnelle à l'amplitude des CT. De manière empirique, nous considérons que pour une station donnée, l'erreur sur la CT est de 10% de la valeur de la CT à cette station. L'erreur sur les CT sera maximale aux stations ayant de fortes CT, et minimale aux stations ayant de faibles CT.

• **Erreur totale sur l'anomalie de Bouguer (ε_{AB})**

L'erreur sur l'anomalie de Bouguer est calculée station par station selon l'équation (2), et représentée à la Figure 7.

L'erreur sur l'anomalie de Bouguer est dominée par l'erreur sur les CT (comparez la Figure 4 et la Figure 7), et varie de 0.038 à 0.122 mGal, l'erreur augmentant en se rapprochant du front de falaise. Comme l'erreur sur les CT est calculée de manière empirique, et qu'elle domine l'erreur sur l'anomalie de Bouguer, il convient de considérer cette dernière comme une erreur relative et non absolue. Les stations proches de la falaise ont une erreur importante par rapport aux stations s'en éloignant, ceci est à prendre en compte dans l'interprétation en gardant ce fait en tête.

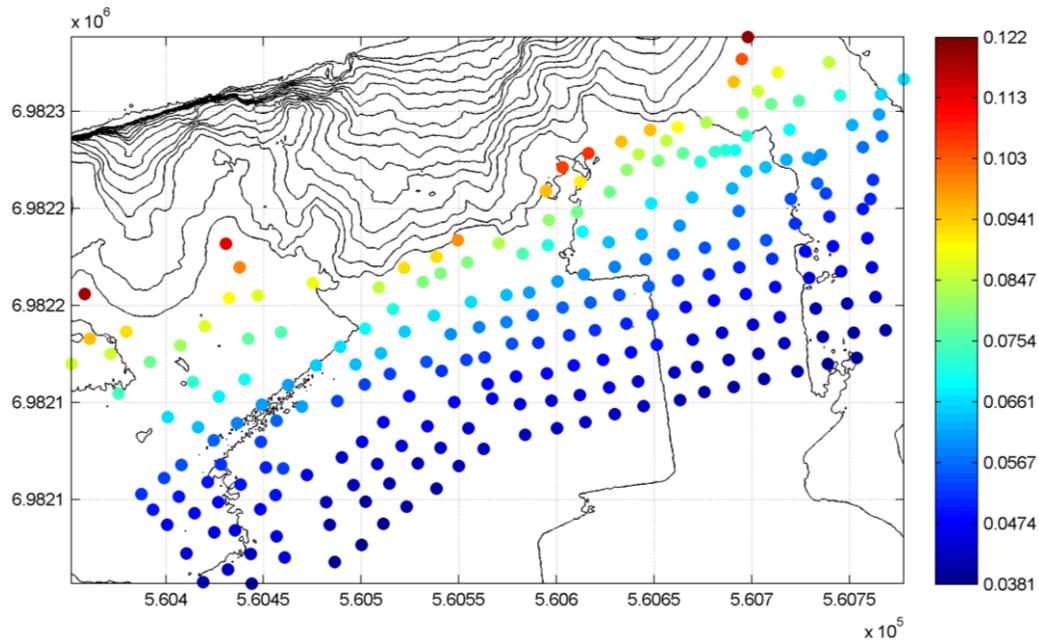


Figure 7 : erreur sur l'anomalie de Bouguer (mGal)

3. Résultats et Interprétation

i) 3.1 Anomalie de Bouguer, anomalie régionale, et anomalie résiduelle

L'anomalie de Bouguer est fonction de l'ensemble des variations de densité sous la surface topographique : ces variations peuvent être localisées superficiellement ou en profondeur. Les valeurs élevées de l'anomalie de Bouguer sont caractéristiques de roches denses, alors que les valeurs faibles caractérisent des matériaux moins denses.

L'anomalie de Bouguer pour une densité de réduction de 1.7 g cm^{-3} est présentée en Figure 8. On observe des valeurs faibles dans le tiers ouest de la zone d'étude (teintes bleues), et de valeurs plus élevées dans les deux tiers est (teintes oranges à rouges). Une limite franche de direction nord-sud, marquée par un fort gradient de l'anomalie de Bouguer, sépare les deux secteurs. Au sein du secteur est, des zones positives, de forme patatoïde, sont observées. La dynamique totale de l'anomalie de Bouguer sur la zone d'étude est de 0.420 mGal .

Pour isoler et faire ressortir les anomalies venant de sources superficielles, une surface dite 'régionale', rendant compte des sources profondes, est soustraite à l'anomalie de Bouguer. La détermination de cette surface régionale n'est pas triviale. Si la géométrie et la densité des terrains en profondeur sont connues, cette surface peut être modélisée précisément. En pratique, la géologie des terrains en profondeur et leur densité ne sont que rarement connus, et la détermination du régional est nécessairement approximative.

Nous approximons l'anomalie régionale en ajustant une surface polynomiale à l'anomalie de Bouguer (Figure 9). L'anomalie résiduelle est ensuite obtenue en soustrayant l'anomalie régionale à l'anomalie de Bouguer (Figure 10), et fait ressortir les variations de l'anomalie de Bouguer à faible longueur d'onde, caractéristique des variations de densité dans la proche

surface. Notons que l'anomalie résiduelle donne des informations plutôt qualitatives que quantitatives, du fait de l'incertitude sur l'anomalie régionale utilisée.

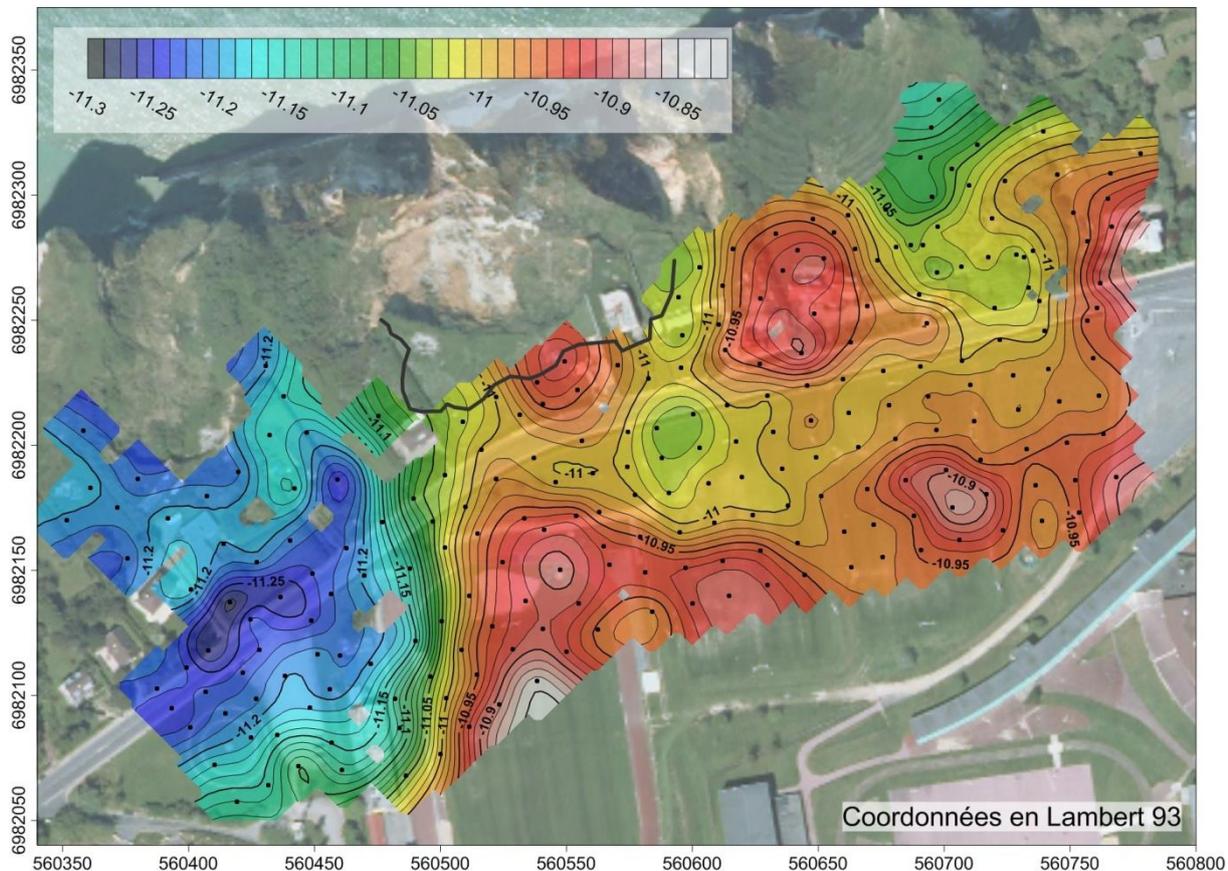


Figure 8 : Anomalie de Bouguer (mGal), pour une densité de réduction de 1.7 g cm^{-3}

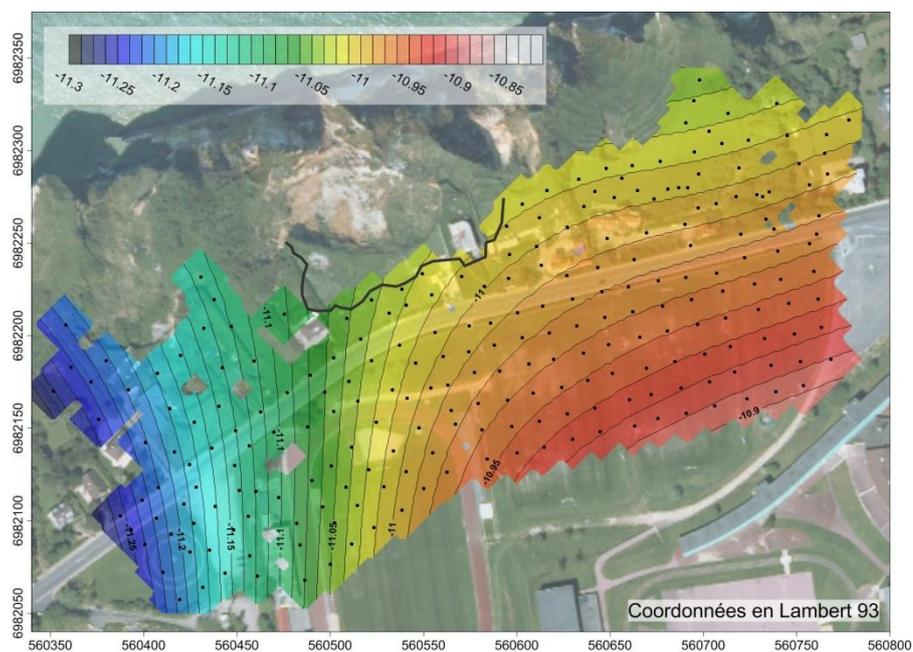


Figure 9 : anomalie régionale (mGal)

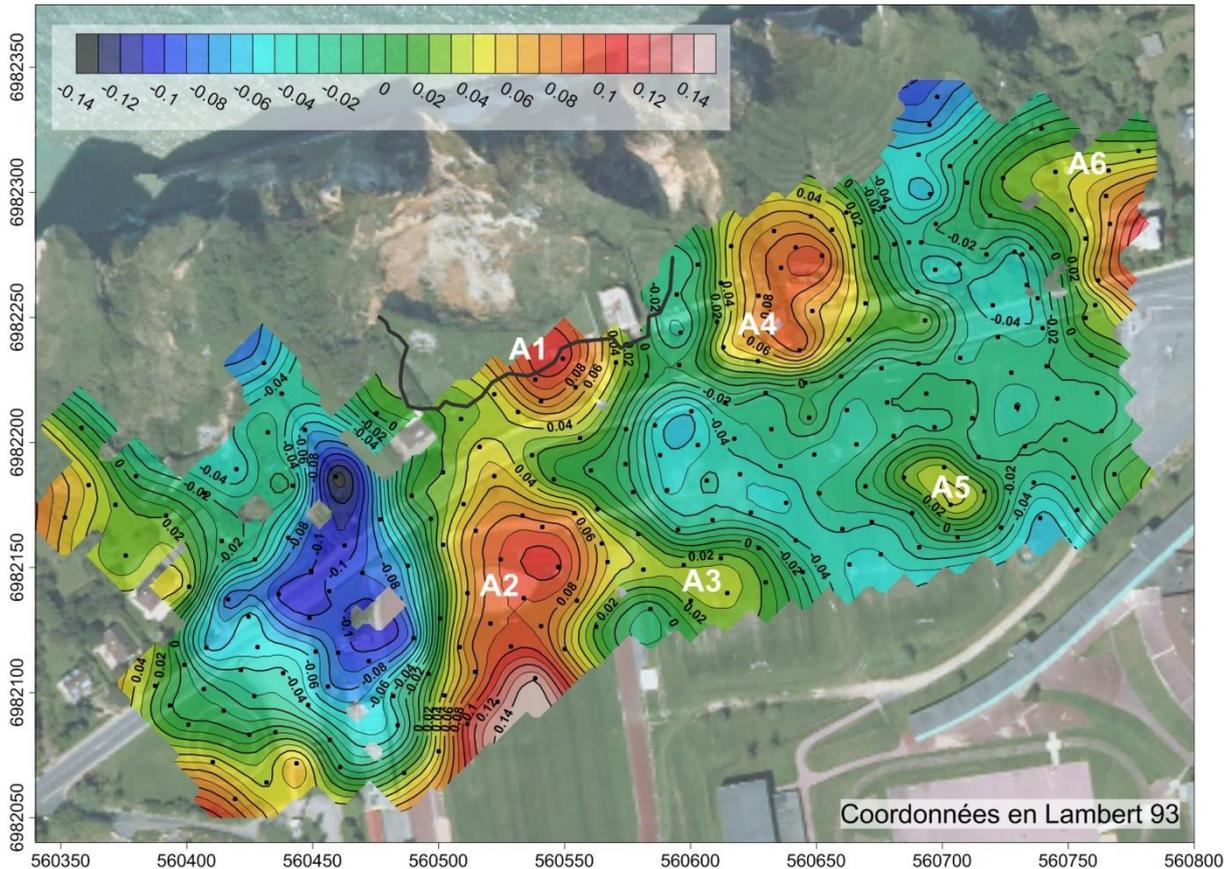


Figure 10: Anomalie résiduelle (mGal)

L'anomalie résiduelle (Figure 10) met en exergue les anomalies observées sur l'anomalie de Bouguer :

- une zone fortement négative dans le tiers ouest (teintes bleues), dont la valeur atteint -0.130 mGal
- des zones positives (teintes oranges à rouges, valeurs >0.040 mGal) de forme patatoïde dans les deux tiers est de la zone, dont certaines sont agencées selon une direction N-S, notamment au niveau de l'effondrement. Ces zones positives, au nombre de 6, sont nommés A1 à A6 (Figure 10). Les anomalies positives à la bordure ouest de la zone d'étude ne sont pas considérées significatives, car générées par le régional mal contraint à cet endroit.
- Des anomalies négatives de moindre amplitude, inférieures à -0.040 mGal, ressortent entre les anomalies positives dans le secteur est

j) 3.2 Analyse cartographique

Pour faire ressortir et localiser les discontinuités ainsi que les axes lourds et légers dans la carte d'anomalie de Bouguer, plusieurs traitements du signal ont été effectués :

- Le module du gradient horizontal (Figure 11a) est la somme quadratique des gradients horizontaux selon les directions E-W et N-S de l'anomalie de Bouguer, il s'apparente à la pente de l'anomalie de Bouguer. Ce module est maximal au droit de discontinuités mettant latéralement en contact des formations de densités différentes. La localisation des bandes continues à forte valeur de ce module permet de cartographier les

discontinuités majeures. De plus, ce module est minimum aux extrémaux locaux, et permet de cartographier les axes lourds et légers.

- Le gradient vertical de l'anomalie de Bouguer (Figure 11b) permet de focaliser les anomalies en amplifiant les courtes longueurs d'ondes présentes dans l'anomalie de Bouguer. Les anomalies positives et négatives sont ainsi mises en évidence. Au droit de discontinuités mettant latéralement en contact des formations de densités différentes, le gradient vertical est proche de zéro. Cette propriété permet la cartographie des discontinuités majeures.

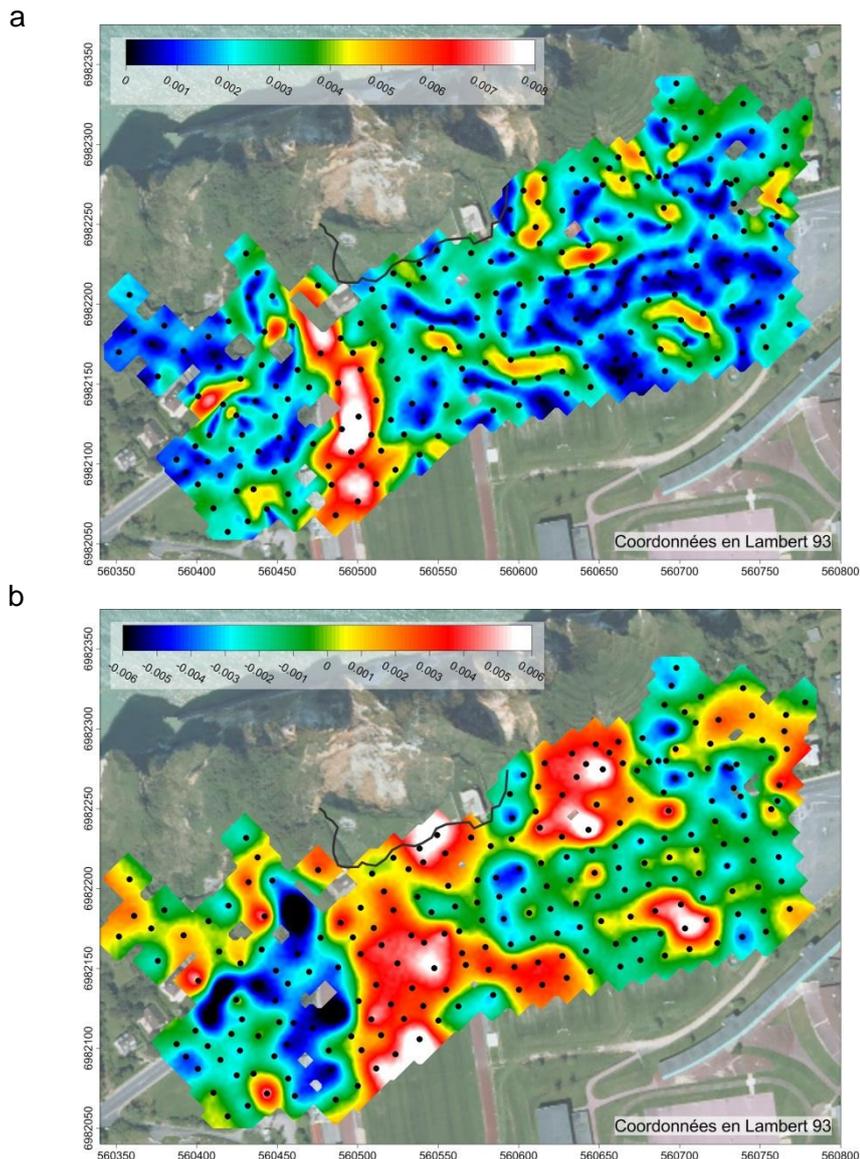


Figure 11 a : module du gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer (mGal/m), et b: gradient vertical de l'anomalie de Bouguer (mGal/m).

A partir de l'étude conjointe des deux cartes précédentes, une interprétation cartographique structurale a été effectuée (Figure 12).

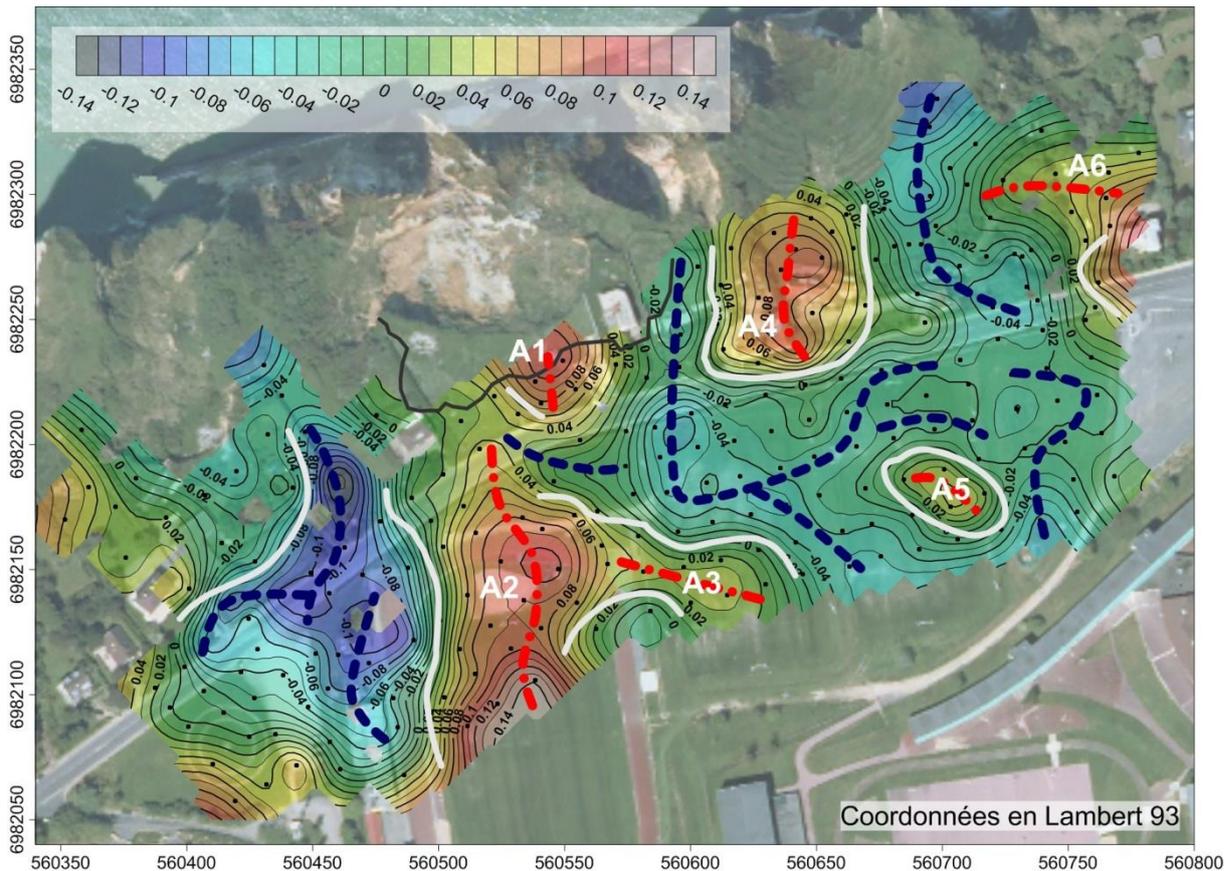


Figure 12 : anomalie résiduelle avec interprétation cartographique surimposée. Lignes blanches : discontinuités gravimétriques, tirets rouges : axes lourds, tirets bleus : axes légers

Les axes lourds sont principalement orientés selon la direction N-S (anomalies A1, A2 et A4), avec une seconde famille de direction orientée entre N090° et N110° (anomalies A3, A5 et A6).

Les axes légers présentent plus de variabilité dans leurs directions, avec toutefois une dominante selon la direction N-S.

La discontinuité gravimétrique la plus importante se trouve à l'ouest de l'anomalie A2 (Figure 12), et est agencée selon une direction nord-sud. Elle est marquée par une forte valeur du module du gradient horizontal (Figure 11a). Les autres discontinuités relevées entourent les anomalies positives.

k) 3.3 Interprétation géologique

Il s'agit maintenant d'interpréter les anomalies gravimétriques décelées, en fonction des informations géologiques disponibles. Ces dernières se résument aux affleurements observables au front de l'effondrement et de la falaise, ainsi qu'à des données de sondages destructifs issus de deux rapports (Masson (1967), Servy (2013)).

L'anomalie positive A1 est localisée au front de l'effondrement (Figure 10), précisément à l'endroit où une surépaisseur pluri-décamétrique d'argiles et de sables est observée sur le terrain, correspondant à la poche argilo-sableuse en rapport avec l'effondrement. Cette dernière serait donc plus dense que son encaissant crayeux, et serait ainsi marquée en gravimétrie par une anomalie positive.

Nous faisons ainsi l'hypothèse de travail que les anomalies positives observées sur la carte d'anomalies résiduelles (Figure 10 et Figure 12) sont associées aux poches argilo-sableuses. Le sondage S5 de l'étude de Masson (1967) (Tableau et Figure 13) a mis en évidence la poche argilo-sableuse maintenant effondrée ; il est localisé au droit de l'anomalie A1.

Cette hypothèse demande à être vérifiée par des sondages de contrôle au sein des anomalies positives décelées, notamment les anomalies A2 et A4.

Les anomalies négatives seraient représentatives de zone où la craie est peu altérée. Cette hypothèse est vérifiée par les sondages destructifs SD1, S1, S7 et S6, réalisés par Masson (1967) et Servy (2013) (Tableau 1 et Figure 13). Ces sondages mettent en évidence la présence de craie peu altérée entre 12 m et 16 m de profondeur, surplombée par des limons, sables et argiles, et sont caractéristiques d'anomalies gravimétriques légères.

Sondage	Profondeur du toit de la craie peu altérée (m)
S1	15.55
S5	Non atteinte à 21 m
S6	12
S7	16.5
SD1	16.5

Tableau 1 : profondeur du toit de la craie aux sondages existants

L'anomalie A1, associée à la poche argilo-sableuse liée à l'effondrement, se referme au niveau de l'extrémité sud de la route au niveau du coude que fait celle-ci (Figure 13). Un axe léger, possiblement associé à de la craie peu altérée, la délimite de l'anomalie A2 plus au sud-ouest. Le sondage S6 atteste de la présence de craie peu altérée à 12 m de profondeur en bordure de cet axe léger. L'emprise de la poche argilo-sableuse liée à l'effondrement semble ainsi bien délimitée sur sa limite sud-est.

Néanmoins, nous n'excluons pas que les anomalies A1 et A2 soient jointives à l'ouest du fait de leur proximité et de la faiblesse de l'anomalie positive les séparant. La limite sud-ouest de la poche argilo sableuse est ainsi mal contrainte.

La discontinuité gravimétrique nord-sud majeure définissant la bordure ouest de l'anomalie A2 (Figure 12) ne peut être interprétée de manière univoque. Il pourrait s'agir d'une limite structurale type faille normale ou inverse ayant un rejet pluri-métrique, décalant les terrains.

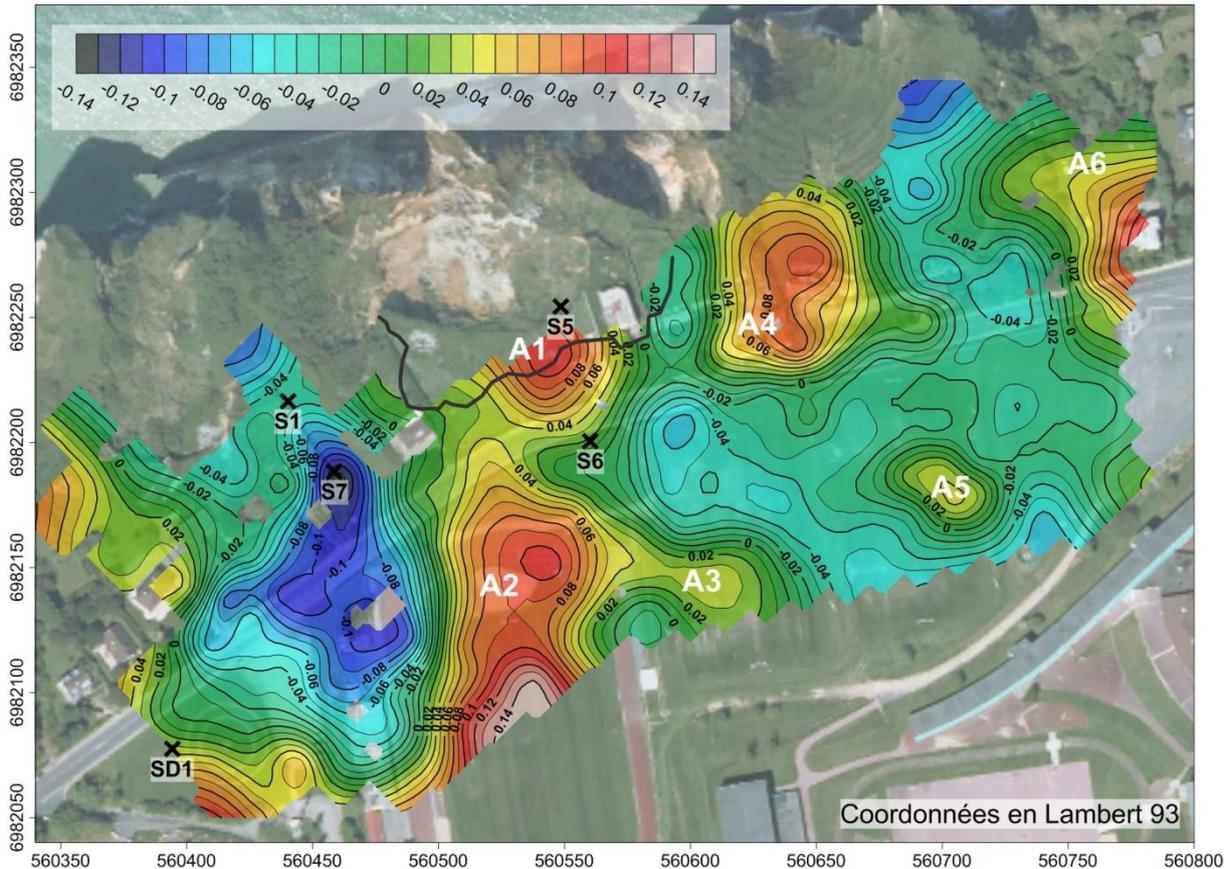


Figure 13 : Anomalie résiduelle (mGal) et localisation des sondages existants

Rappelons que l'interprétation des anomalies gravimétriques n'est jamais univoque en l'absence d'informations indépendantes. Pour apporter des contraintes indépendantes, il convient de confronter les résultats gravimétriques avec ceux issus du profil sismique effectué sur la route.

l) 3.4 Confrontation aux résultats de la sismique

Un profil sismique a été acquis le long de la route (Figure 14a), et traité en tomographie sismique réfraction pour donner la répartition des vitesses des ondes P V_p selon la profondeur (Figure 14d, voir note technique sur la sismique). Ce traitement est préliminaire et non définitif.

Deux anomalies de faible V_p , correspondant à des zones de faibles propriétés mécaniques, sont visibles aux abscisses 100 m et 225 m environ, matérialisées entre les tirets verticaux (Figure 14d). La première anomalie affecte les terrains entre les altitudes 25 m et 65 m, alors que la seconde se cantonne aux altitudes comprises entre 35 m et 65 m.

Les anomalies à faible V_p correspondent spatialement aux anomalies 'lourdes' gravimétriques (Figure 14c et d), bien que le profil ne passe pas par les maximaux de ces anomalies.

Ainsi, nous interprétons les anomalies de V_p comme étant la signature des poches d'argiles recherchées. Il est avéré dans la littérature que la présence d'argiles diminue la vitesse des ondes P.

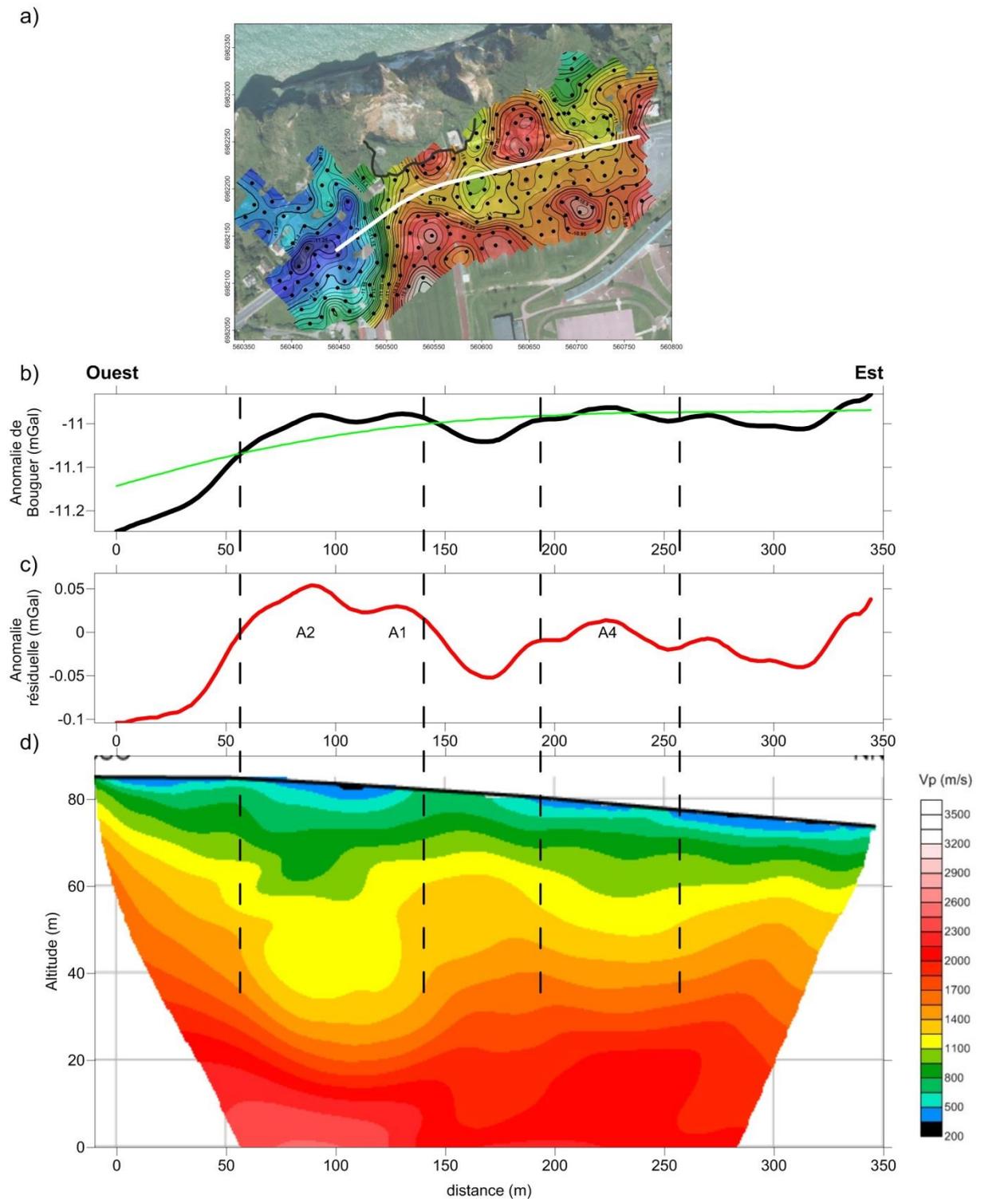


Figure 14 a) trace du profil sismique (trait blanc) sur l'anomalie de Bouguer, b) anomalie de Bouguer (trait noir) et anomalie régionale (trait vert) selon le profil, c) anomalie résiduelle selon le profil et d) vitesses de ondes P selon le traitement en tomographie sismique réfraction

Il y a ainsi convergence des observables gravimétriques et sismiques.

4. Conclusions et recommandations

Un levé gravimétrique comprenant 239 stations a été effectué autour de l'effondrement de falaise entre Dieppe et Pourville. Au stade actuel de l'interprétation, les résultats de cette étude sont les suivants :

- Les anomalies positives décelées seraient associées à des poches argilo-sableuses recherchées, qui sont au nombre de six dans la zone investiguée
- L'emprise de la poche argilo-sableuse liée à l'effondrement, marquée par l'anomalie A1 (Figure 12), irait jusqu'à l'extrémité sud de la route

L'interprétation gravimétrique est en bon accord avec les données géologiques existantes de sondages destructifs, et ainsi qu'avec les résultats de la sismique.

Pour lever les ambiguïtés d'interprétation inhérentes à la gravimétrie, il est préconisé d'effectuer des sondages de contrôle au sein des anomalies positives décelées, notamment les anomalies A2 et A4.

Si les résultats de ces préconisations confirment l'interprétation présentée ci-dessus, la méthode gravimétrique constituera une méthode adaptée pour cartographier les poches argilo-sableuses sur le reste de la tête de falaise entre Dieppe et Pourville.

5. Références

- Dehant, V., P. Defraigne, and J. M. Wahr. (1999), Tides for a convective Earth, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* 104.B1: 1035-1058
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., & Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 394-415
- Masson, M., (1967), Effondrement de terrains côte ouest de Dieppe, rapport 3426, Organisme Technique Régional des Ponts et Chaussées
- Parasnis, D.S., (1952), A study of rock densities in English Midlands: *Geophysical Journal International*, 6, 252-271.
- Rao, V.B., and Murty, B.V.S., (1973), Note on Parasnis' method for surface density: *Pure and Applied Geophysics*, 110, 1927-1931.
- Servy, J.-C., (2013), Réalisation d'un sondage destructif, rapport 76217-01, explore-e



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique

3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009

45060 – Orléans Cedex 2 – France

Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction régionale de Haute-Normandie

14, route d'Houpeville
Parc de la Vatine

76130 – Mont-Saint-Aignan – France

Tél. : 02 35 60 12 00