



Etude de l'érosion du secteur Est de la plage de Grandcamp-Maisy, Calvados (14)

Simon BILLAUDEAU ¹, Adrien CARTIER ², Adélaïde TAVENEAU ¹,
Emmanuel BLAISE ³, Nicolas GIRAUD ²

1. ISL Ingénierie, 25/27 rue Lenepveu, 49100 Angers, France.

billaudeau@isl.fr; taveaneau@isl.fr

2. Géodunes, 56 rue de la république, 59430 St Pol sur Mer, France.

cartier@geodunes.fr ; ngiraud@geodunes.fr

3. Université du Littoral Côte d'Opale, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences,
UMR LOG CNRS-Université de Lille-ULCO-IRD, 62930 Wimereux, France.

emmanuel.blaise@univ-littoral.fr

Résumé :

La zone du Tobrouk situé sur le littoral de Grandcamp-Maisy se compose de falaises meubles, et est soumis depuis des décennies à une érosion, certes constante mais relativement faible, de l'ordre de -0,5 m/an en moyenne. Depuis 2020, les observations de terrain ont montré une nette accélération de cette érosion, qui a vu en avril 2023 la chute en pied de falaise d'un bunker datant de la seconde Guerre mondiale. Afin de quantifier le recul de la falaise et déterminer les facteurs naturels responsables de cette érosion, un diagnostic hydro-morphosédimentaire du secteur a été réalisé, combinant des données existantes, des mesures topographiques et granulométriques acquises in situ en Juillet 2023, ainsi que plusieurs modélisations hydrodynamiques de l'avant côte. Les données obtenues ont mis en évidence un recul de la falaise meuble de l'ordre de -2,54 m/an entre 2020 et 2023. L'action combinée de processus marins et subaériens agissant respectivement en pied et au sommet de la falaise semble être la cause principale de ce recul.

Mots-clés :

Erosion, Modélisations, Evolutions morphodynamiques, Courantologie.

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

1. Introduction

Dans le contexte actuel de changements climatiques globaux à l'échelle du globe, de l'élévation du niveau moyen des océans et de la hausse de la fréquence et de l'intensité des tempêtes dans l'Atlantique nord-est (VITOUSEK et al., 2017), les zones côtières urbanisées sont de plus en plus exposées et vulnérables aux aléas littoraux tels que l'érosion du trait de côte et les submersions marines. Comprendre le rôle joué par les agents de forçages naturels et anthropiques dans l'évolution du littoral constitue alors un préalable nécessaire à la bonne gestion et à l'aménagement soutenable de ces espaces de nature particulièrement dynamiques, complexes et aujourd'hui très attractifs.

Le littoral de Grandcamp-Maisy est défini par une morphologie côtière variée, combinant côtes d'accumulations basses sablo-graveleuses, cordons de galets de haut de plage et falaises meubles. Selon l'Indicateur National de l'Erosion Côtière (INEC) du Cerema (CEREMA, 2015), la commune de Grandcamp-Maisy enregistre entre 1944 et 2005 un recul moyen de la position de son trait de côte de l'ordre de -0,5 m/an. Depuis 2020, la situation semble s'aggraver, notamment à l'Est de la commune où la falaise de limon s'érode rapidement, en témoigne le basculement et la chute en pied de falaise d'un Tobrouk (bunker datant de la seconde Guerre mondiale) en avril 2023. Cette forte érosion, associée à la disparition progressive du cordon de galet de haut de plage pose question, notamment sur son rôle supposé de protecteur du pied de falaise.

Suite à ces constats et à la demande des services de l'Etat, ISL Ingénierie et Géodunes ont effectué un diagnostic hydro-morphosédimentaire du littoral de Grandcamp-Maisy dans le secteur du Tobrouk, avec pour objectifs (i) d'actualiser les données et les connaissances sur l'évolution du littoral de la commune, (ii) d'identifier les agents de forçages responsables de cette érosion, et (iii) d'estimer le rôle joué par la présence du cordon de galet en pied de falaise. Ce diagnostic hydrosédimentaire a été réalisé à partir de mesures topographiques et sédimentologiques anciennes et récentes, acquises in situ en juillet 2023, combinées à des données de modélisation hydrodynamiques réalisées au niveau de l'avant-côte.

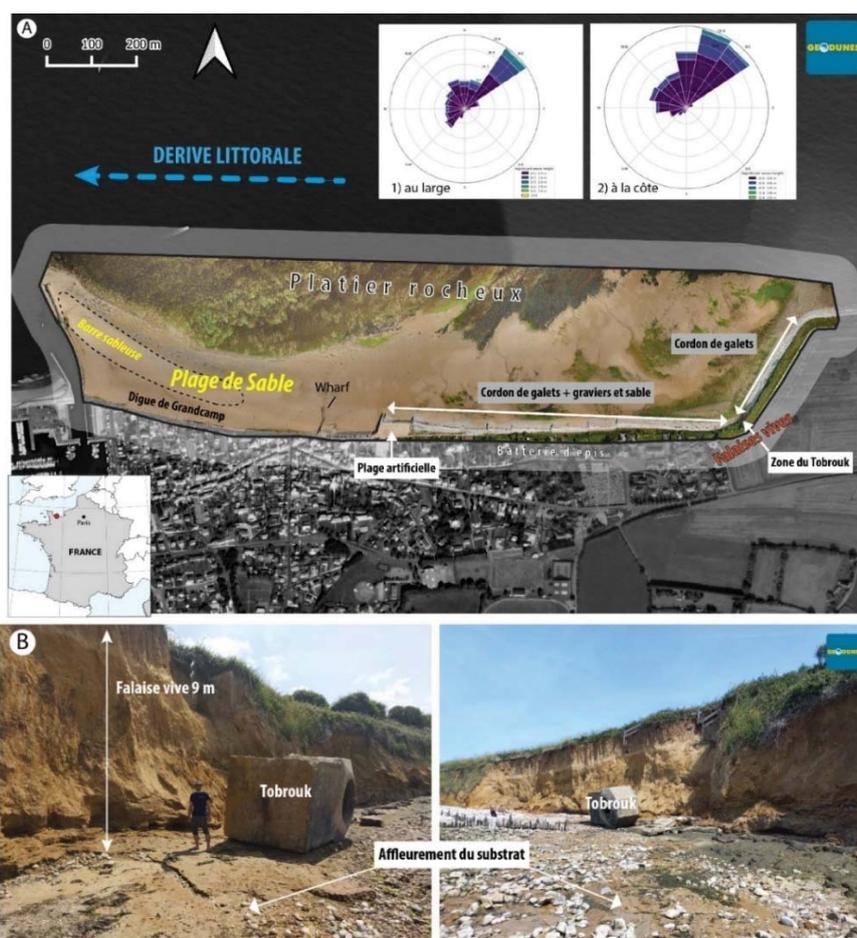
Cette étude se focalise sur l'étude des aléas marins impactant la morphologie du trait de côte.

2. Présentation du site d'étude

A l'Est du port de Grandcamp-Maisy, le littoral présente une forte hétérogénéité de linéaire (Figure 1). Le secteur ouest est caractérisé par un estran sableux large de 200 à 250 m accolé à la digue de protection dont la crête de l'ouvrage est comprise entre +5,80 m IGN69 à l'ouest et +5,30 m IGN69 à l'est. La zone intertidale est définie par une plage de faible pente (1 à 3%) et par la présence d'une barre sableuse qui s'étend en croissant concave vers la plage depuis l'extrémité de la jetée Est et la partie centrale de la plage. Cette accumulation illustre le dépôt de sédiment liée au blocage par la jetée Est de la dérive littorale, dirigée vers l'ouest. En bas d'estran, le platier rocheux (Les Roches de

Grandcamp) affleure sur environ 2 km à une altitude homogène de l'ordre de -1,75 m IGN69. Le trait de côte est ensuite caractérisé par une accumulation sableuse d'origine anthropique de 65 m de large et délimitée par des enrochements (« Plage artificielle »). Depuis ce secteur jusqu'aux falaises vives, une batterie d'anciens épis très dégradés maintient un cordon de galets autochtone, hétérométriques et monogéniques où l'on distingue de multiples gradins témoignant du fort marnage local. Le secteur des falaises vives correspond à la zone concave du trait de côte en érosion significative à l'extrémité Est de Grandcamp. La couverture sédimentaire du haut de plage est moins importante puisque le substrat rocheux apparaît régulièrement à travers les galets. La falaise vive est définie à l'ouest à sa base par une couche de galets qui disparaît à la faveur de matériaux limoneux.

La marée du site étudié est macrotidale avec un marnage de 5,90 m (Coeff. 95). Le régime de houle au large est majoritairement du NE-NNE pour les fortes houles ($H_s > 1,6$ m) alors que les houles de plus faible hauteur viennent du NO (Figure 1).



Thème 2 – Dynamique sédimentaire

3. Méthodologie

Afin d'identifier les paramètres responsables de l'érosion sur le littoral de Grandcamp-Maisy, cette étude se déroule en 3 étapes. La première est la réalisation un diagnostic hydrosédimentaire du littoral de Grandcamp. Un relevé photogrammétrique par drone a été effectué sur toute la zone d'étude, permettant la création d'un modèle numérique de terrain (0,25 m/pixel) et d'une orthophotographie haute résolution (0,05 m/pixel). La caractérisation de la sédimentologie de surface a été réalisée à partir d'analyses au granulomètre laser des échantillons de sable prélevés *in situ*. Ensuite, la granulométrie des cordons de galets a été évaluée par traitements d'images et analyse spatiale de la répartition des grains sur les photographies (FEHR, 1987). Dans une deuxième phase, un modèle hydrodynamique couplé TELEMAC 2D/TOMAWAC est établi pour étudier les courants de marée et de houle dans la zone d'étude, en vue de comprendre la migration des galets sur le littoral. Douze scénarios d'états de mer sont établis à partir d'une analyse fréquentielle de l'occurrence des houles pour représenter les conditions usuelles et extrêmes (Tableau 1). Chaque scénario combine un cycle de marée, des caractéristiques de houle (hauteur, période, direction, étalement). Parmi ces scénarios, les huit premiers parcourent les gammes de houle usuelles et les quatre derniers sont des cas extrêmes associés à des niveaux marins de période de retour 10 et 50 ans.

Tableau 1. Synthèse des 12 scénarios étudiés.

Scénario	Niveau marin		Hauteur de houle		Période	Direction houle
1	Marée de mortes eaux	1,713 m NGF	Hivers	1 m	8 s	NE
2						NO
3			TI	2,66 m		NE
4						NO
5	Marée de vives eaux	3,013 m NGF	Hivers	1 m		NE
6						NO
7			TI	2,66 m		NE
8						NO
9	Niveau marin T10	3,97 m NGF	TI	2,66 m	NE	
10			T10	3,25 m		
11	Niveau marin T50	4,12 m NGF	TI	2,66 m		
12			T10	3,25 m		

Pour compléter notre analyse, l'étendue de l'estran exposée au déferlement a été définie comme l'espace entre la ligne de déferlement calculée selon la formule de FREDSOE & DEIGAARD (1992), et le sommet du jet de rive déterminé par la formule de POATE *et al.*, (2016). Enfin, les formules développées par SAUVAGE DE SAINT-MARC & VINCENT (1954), permettent d'estimer le débit solide transporté par le jet de rive au

niveau de la zone de déferlement des vagues, identifiant ainsi les conditions marines favorables à l'amorce de l'érosion du cordon de galets.

4. Résultats

4.1 Diagnostic hydro sédimentaire

4.1.1 Analyse diachronique de la topographie

Plusieurs différentiels altimétriques sont réalisés afin d'évaluer la relation entre l'évolution de la topographie et le recul du trait de côte. Entre 2018 et 2020, la plage artificielle et la batterie d'épis contribuent à un engraissement du haut de plage et des cordons de galets. En revanche, au niveau de la zone du Tobrouk, le cordon de galet est soumis à une plus forte érosion avec une perte altimétrique de -0,70 m en moyenne sur la période. Malgré les apports de galets provenant de l'Est, le sédiment semble difficilement se déposer dans ce secteur. De 2020 à 2023, l'analyse des orthophotographies capturées conjointement aux MNTs montre des évolutions caractéristiques sous forme de lobes dirigés vers le sud-ouest et traduisant le déplacement des galets à la faveur du jet de rive. La zone du Tobrouk montre ensuite une érosion importante associée à un fort recul du trait de côte (-2,50 m) mais sans que l'on remarque de dépôt au pied de falaise suggérant une évacuation rapide des matériaux. Ce secteur semble constituer une zone transitoire où les galets transitent vers l'ouest. Sur plus de 250 m, le cordon de galet a été érodé, correspondant à une perte de -4500 m³ (Figure 2).

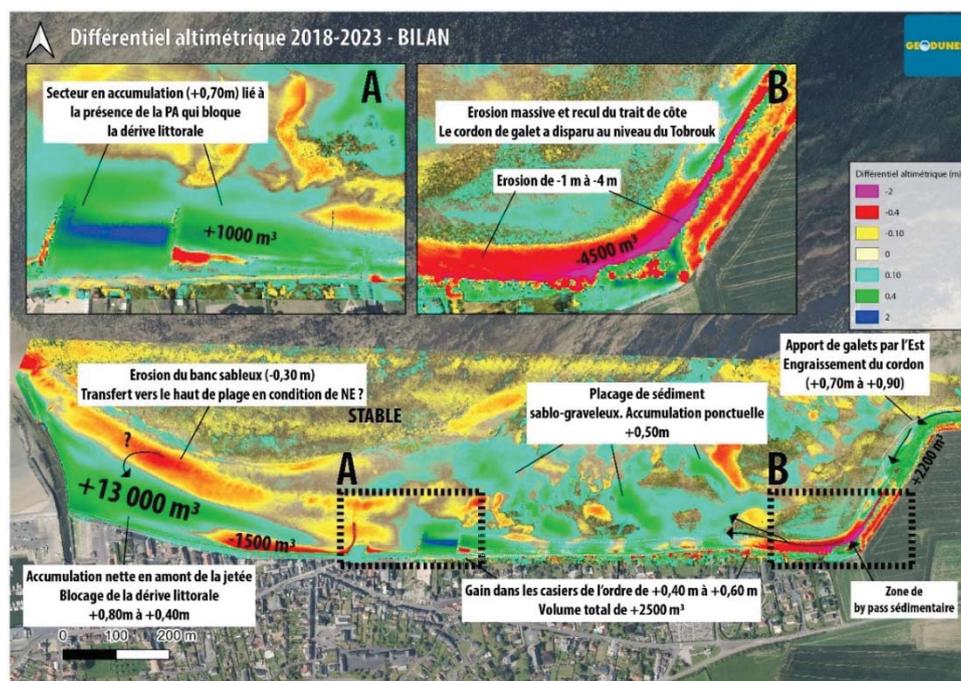


Figure 2. Différentiel altimétrique du littoral est de Grandcamp-Maisy entre 2018 et 2023.

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

4.1.2 Actualisation de l'évolution du trait de côte

L'analyse de l'évolution du trait de côte entre 1983 et 2023 met en évidence une tendance générale au recul avec une accélération nette au cours des 10 dernières années (Tableau 2). Deux zones peuvent être distinguées : au niveau de la batterie d'épis, un faible recul du trait de côte est enregistré (-0,13 m/an) de 2016 à 2023 contre +0,02 m/an de 1983 à 2016. Au niveau de la falaise vive, l'accélération du recul est plus significative puisque l'on passe de -0,26 m/an de 1983 à 2016, à -0,49 m/an de 2016 à 2023. On observe la même accélération sur le cordon de galets Est avec le doublement du rythme sur la période de 2016 à 2023 (-0,24 m/an).

Tableau 2. Synthèse de l'évolution du trait de côte sur le secteur Est de Grandcamp-Maisy.

Secteurs	Evolution du trait de côte (m)				Rythme d'évolution (m/an)				
	1983-2005	2005-2016	2016-2020	2020-2023	1983-2023	2016-2023	1983-2016	2016-2023	1983-2023
Batterie d'épis Est	2.10	-0.43	-0.50	-0.42	0.76	-0.92	0.02	-0.13	0.02
Zone du Tobrouk	-2.14	-3.05	-1.28	-2.21	-8.68	-3.48	-0.26	-0.49	-0.21
Cordons de galets Est	-1.01	-1.28	-1.26	-0.40	-3.96	-1.66	-0.12	-0.24	-0.10
Total général	0.22	-1.31	-0.89	-0.86	-2.84	-1.75	-0.09	-0.25	-0.07

4.2 Identification de la cause de migration des galets

4.2.1 Modélisation hydrodynamique

L'analyse est réalisée sur le scénario le plus défavorable (scénario 12 ; Tableau 1). Sur la zone de bord de plage délimitée par la Figure 1, trois points clés ont été choisis : le point 1 se situe au niveau de la plage artificielle. Le point 2 se situe au droit du Tobrouk, dans la zone où le plus fort recul du trait de côte est enregistré. Le point 3 est situé à l'extrémité est de la zone d'étude.

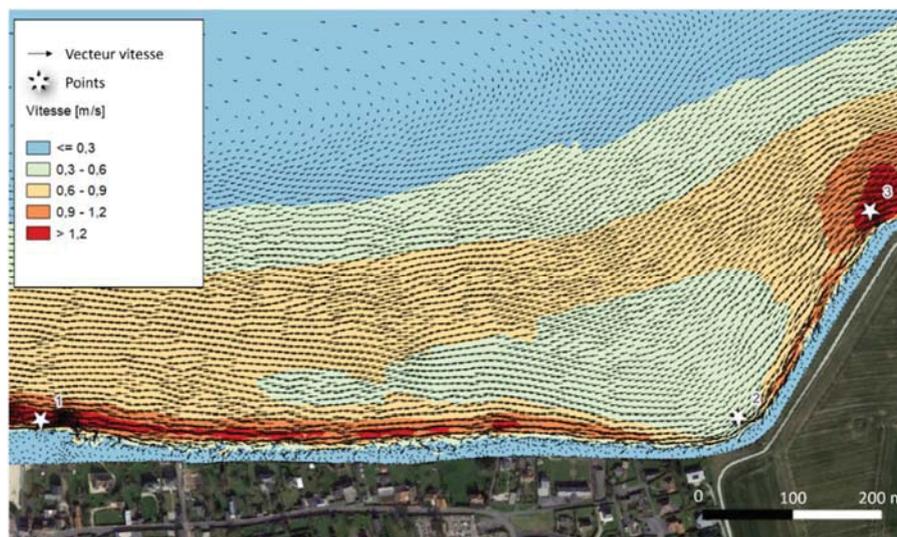


Figure 3. Carte des vitesses de courant et points d'intérêt pour le scénario 12.

La carte globale des vitesses de courant montre la dérive littorale d'est en ouest qui se traduit par des vitesses de courant très importantes le long de la côte (vitesse > 1,2 m/s). Les vitesses maximales sont enregistrées au point n°3, engendrées par la réfraction de la houle au niveau de la pointe. Au point n°2, les vitesses sont plus faibles, spécifiquement au niveau du Tobrouk. En revanche, le point 1 affiche des vitesses d'une intensité importante (~1 m/s) en pied de la plage artificielle.

4.2.2 Transport sédimentaire

L'analyse du transport sédimentaire est divisée en deux volets : l'étude de la dérive littorale et du jet de rive. Cette approche permet de quantifier l'importance du flux sédimentaire en zone subtidale induit par les courants de marée par rapport aux déplacements sédimentaires sur l'estran engendrés par le déferlement des vagues.

Transport par dérive littorale

Aux points 1 et 3, les vitesses de courant modélisées pour des houles annuelles (Figure 3) sont suffisantes pour la mise en transport des sédiments les plus fins (graviers et sable) et des galets.

La vitesse maximale des courants au droit du Tobrouk (point 2 ; Figure 3) n'excède pas la vitesse critique de mise en mouvement des particules. Les courants modélisés ne sont donc pas responsables de l'érosion locale observée dans cette zone.

Transport par énergie de la houle

Les formules élaborées par SAUVAGE DE SAINT-MARC & VINCENT (1954) fournissent une estimation du débit solide transporté par le jet de rive au niveau de la zone de déferlement des vagues.

$$Q = K(\gamma_o, d_{50})gH_o^2Tf(\alpha_o) \quad (1)$$

avec : Q (m³/s) le débit volumique de sédiment transporté, g (m/s²) l'accélération de la pesanteur terrestre, H_o (m) la hauteur significative des vagues au large, T (s) la période des vagues, γ_o la cambrure des vagues au large et d_{50} (m) le diamètre médian des sédiments.

Les résultats révèlent des débits solides variant de 0,5 kg/s à 8,6 kg/s, fonction de la hauteur de la houle en mer allant d'1 m (typique en hiver) à 3,25 m (avec une période de retour de 10 ans). La hauteur de la houle est le facteur le plus déterminant dans le transport des sédiments.

Une analyse des débits solides, basée sur les niveaux marins maximums pendant 2 heures autour de la pleine mer et sur 20 jours par an correspond à un volume annuel de 1650 m³ pour 5,7 kg/s de sédiments transportés. En comparaison, le transport de 0,5 kg/s, correspondant aux conditions habituelles, représente un volume annuel de 2 100 m³ (sur

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

365 jours). Un transport de sédiment est donc bien observé, mais non expliqué par les modélisations numériques réalisées.

Localisation du transport par jet de rive

Le transport par jet de rive, évalué dans le scénario précédent, se produit au moment où l'énergie de la houle est dissipée soit depuis le point de déferlement de la houle jusqu'au point culminant du jet de rive. La ligne de déferlement de la houle est obtenue à partir des résultats de modélisation. La hauteur d'eau du jet de rive a été calculé avec la formule de POATE *et al.*, (2016) telle que :

$$\text{jet de rive} = C \tan \beta^{0,5} H_s T_p \quad (2)$$

avec β la pente de plage qui est évaluée à 0,9%, T la période de la houle, H_s la hauteur significative et C une constante.

Plus la houle au large est importante, et plus la lame d'eau correspondant au jet de rive est grande. Lors des conditions de vagues les plus énergétiques (scénario 12), la hauteur d'eau est supérieure au niveau de la plage et atteint le flanc de falaise. C'est également le cas pour la prise en compte de la hauteur d'eau avec jet de rive du scénario intermédiaire (scénario 8). Seule la hauteur d'eau du scénario le plus modéré (scénario 1) n'atteint pas le pied de falaise.

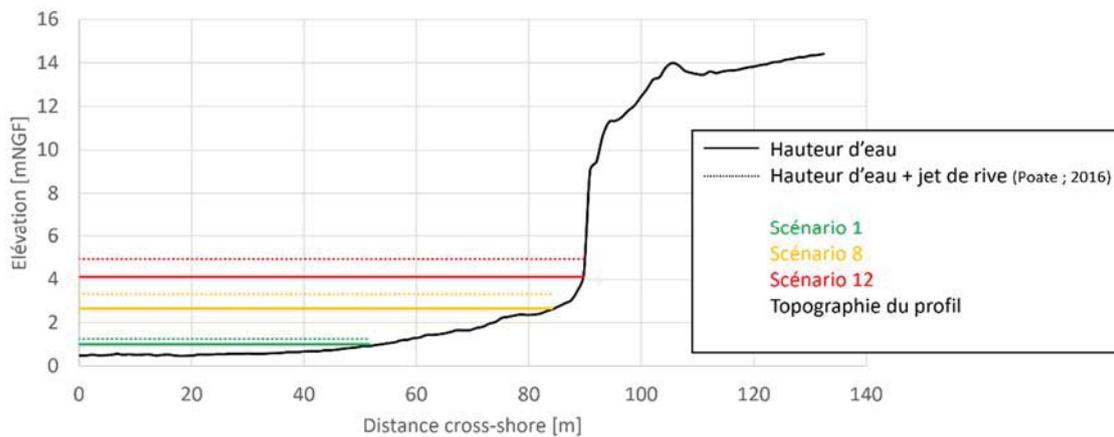


Figure 4. Profil de plage au niveau du Tobrouk avec la hauteur (+jet de rive) fonction du scénario. Les traits pleins illustrent les niveaux marins par scénarios. La surface colorée quant à elle représente la hauteur d'eau atteinte par le jet de rive.

5. Discussion

Les résultats de l'analyse hydro sédimentaire révèlent des vitesses de courant sur le littoral de Grandcamp insuffisantes pour mobiliser les particules dans la zone sujette à l'érosion, n'atteignant pas la vitesse critique requise. La modélisation indique même un dépôt de sédiments sur la plage, ce qui suggère que les courants de marée et la dérive littorale ne sont pas responsables de l'érosion observée dans la zone du Tobrouk. L'origine du transport des sédiments et, par conséquent, de l'érosion de la plage doit être explorée à travers d'autres facteurs, en particulier la houle.

Parmi les quatre niveaux d'impact des vagues contribuant à l'érosion des berges lors de tempêtes (SALLENGER, 2000), le mode de collision est celui concordant à notre étude. Il se définit comme le run-up entrant en collision avec la base de la crête de la berge, entraînant un départ des sédiments vers le large. Le jet de rive est donc un acteur clé du déplacement des sédiments. Cependant, ce phénomène ne peut pas être paramétré dans les logiciels de modélisation utilisés, ce qui expliquerait pourquoi les conclusions des modélisations divergent des observations.

Lors de la prise en compte du jet de rive dans les hauteurs d'eau pour les conditions de vagues énergétiques et dès lors que la hauteur d'eau totale atteint le pied de falaise, la plage est submergée ce qui peut entraîner le mouvement des sédiments de la falaise ; facteur pouvant contribuer à son érosion. Les calculs empiriques permettent d'estimer les volumes transportés par ce mécanisme entre 0,5 kg/s à 8,6 kg/s pour des houles de hauteur significative de 1 m et 3,25 m respectivement. Ces résultats sont cohérents avec le transport caractérisé par analyse diachronique. Les conditions de houle très énergétiques engendrent une importante mise en motion des sédiments : un facteur 17 sépare le volume de sédiments transporté par des houles rencontrées usuellement à Grandcamp-Maisy des houles de période de retour 100 ans. Les houles associées aux événements extrêmes sont donc plus propices à entraîner une tendance à l'érosion. De même, plus la hauteur d'eau est importante (Figure 4), plus la hauteur de la lame d'eau du jet de rive est importante. La hausse du niveau de la mer selon le scénario intermédiaire SSP2-4.5 du GIEC prévoit une réhausse du niveau marin statique de 53 cm au droit du site étudié. Une telle réhausse amplifiera le phénomène de transport (i.e. d'érosion) lors de conditions de houle énergétiques.

D'autres facteurs tels que l'action humaine, le ruissellement, l'arrachement des matériaux de faibles diamètres par action éolienne peuvent également jouer un rôle dans l'érosion de ce secteur. Cependant, l'action marine étant la plus impactante, seule celle-ci est présentée dans cette étude.

6. Perspectives et conclusion

L'étude a démontré que le transport des sédiments sur les cordons de galets est intimement lié aux conditions de houle et aux phénomènes de jet de rive. Il convient de souligner que seules des conditions de houle exceptionnellement fortes sont susceptibles

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

d'entraîner le déplacement des galets dans la région de Grandcamp. L'exposition de la falaise aux houles prédominantes du nord-est, conjuguée à l'augmentation des événements tempétueux, contribue à la disparition du cordon de galets. L'analyse des photographies aériennes suggère même un risque de glissement sur la partie ouest, susceptible d'aggraver ce retrait à court terme. Si le rythme actuel de recul se maintient, il est plausible que la véloroute soit impactée dans un délai de 25 à 50 ans.

Au regard des enjeux humains sur le secteur Est de Grandcamp-Maisy, il est suggéré de mettre en place un système de drainage en crête pour limiter le processus d'érosion multifactoriel de la falaise ainsi qu'un suivi régulier de l'évolution de ce secteur.

7. Références

FEHR R. (1987). *Einfache bestimmung der korngrößenverteilung von geschiebmaterial mit hilfe der linienzahlanalyse (Simple detection of grain size distribution of sediment material using line-count analysis)*. Schweizer Ingenieur und Architekt, 1104-1109, 76710 <https://doi.org/10.5169/seals-76710>

FREDSOE J., DEIGAARD R. (1992). *Mechanics of coastal sediment transport*. World scientific publishing company, Volume 3, 392p., <https://doi.org/10.1142/1546>

POATE T.G., MCCALL R.T., MASSELINK G. (2016). *A new parameterisation for runup on gravel beaches*. Coastal Engineering, vol. 117, p. 176-190. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2016.08.003>

SALLENGER Jr A.H. (2000). *Storm impact scale for barrier islands*. Journal of coastal research, Vol.16, No 3, pp. 890-895, <https://www.jstor.org/stable/4300099>

SAUVAGE DE SAINT-MARC M., VINCENT M. (1954). *Transport littoral. Formation de flèches et de tombolos*. Proceedings of the Fifth. Conference on Coastal Engineering, pp. 296-328, Grenoble. <https://doi.org/10.9753/icce.v5.22>

CEREMA (2015), *Indicateur national de l'érosion côtière : accès aux données*, <https://www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr/indicateur-national-de-l-erosion-cotiere-acces-aux-a1512.html>

VITOUSEK S., BARNARD P.L., FLETCHER C.H., FRAZER N., ERIKSON L., STORLAZZI C.D. (2017). *Doubling of coastal flooding frequency within decades due to sea-level rise*. Scientific reports, 7(1), 1399. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01362-7>