

Date : 15 mars 2021 Référence : RTE_Baie_de_Seine Rapport version : V.1.1

Parc éolien en mer et son raccordement en baie de Seine

Analyses hydro-sédimentaires et morphodynamiques

Rapport provisoire





ACTIMAR Au service de la mer



Sommaire

1.	CO	CONTEXTE ET OBJECTIFS 4				
2.	1 : DOSSIER DOCUMENTAIRE	6				
	2.1	Les d	ONNEES SUR LA ZONE D'ETUDE	6		
	2.2	Refer	RENCES ALTIMETRIQUES	9		
3.	ES LE	TIMA VES	TION DES MARGES D'ERREURS SUR TOPO-BATHYMETRIQUES	LES 11		
	3.1	LEVES	S AUX PLOMBS DE SONDES (JUSQU'A 1935)	11		
		3.1.1	Incertitudes sur les références verticales	11		
		3.1.2	Incertitudes liées à l'acquisition et à la représentation des données	11		
	3.2	LEVES	S AUX SONDEURS ACOUSTIQUES	12		
		3.2.1	Incertitudes liées aux mouvements des bateaux	12		
		3.2.2	erreurs sur les réductions de sonde	16		
		3.2.3	Incertitudes liees aux techniques d'interpolation des données	17		
	3.3	LEVES	S AEROPORTES	17		
	3.4	SYNTH	HESE SUR LES MARGES D'ERREURS DES LEVES	19		
	3.5	SYNTH	HESE SUR LES MARGES D'ERREURS DES DIFFERENTIELS	20		
4.	PH	ASE	2 : SYNTHESE MORPHO-SEDIMENTAIRE	22		
	4.1	CONT	EXTE MORPHO-SEDIMENTAIRE	22		
		4.1.1	Bathymétrie de la baie de seine	22		
		4.1.2	Nature des sédiments superficiels et types de trait de côte	23		
	4.2	Mobil Bathy	LITE SEDIMENTAIRE DES FONDS MARINS D'APRES LES DO YMETRIQUES DISPONIBLES : MOUVEMENTS VERTICAUX	NNEES 26		
		4.2.1	Parc			



		4.2.2	Corridor Ouest 3	7
		4.2.3	Corridor Est 6	0
	4.3	Mobil	ITE SEDIMENTAIRE DE LA BANDE LITTORALE7	4
		4.3.1	Description issue de la bibliographie7	4
		4.3.2	Analyses à partir des données topo-bathymétriques disponibles	0
5.	PH MC	ASE OUVE	3 : ANALYSE DES CONDITIONS DE MISE EN MENT DES SEDIMENTS	5
	5.1	Eleme	ENTS BIBLIOGRAPHIQUES DE LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE	5
		5.1.1	forçages hydrodynamiques 8	5
		5.1.2	Flux sédimentaires	8
		5.1.3	Sources de sediments9	1
		5.1.4	Evolution des zones de depôt/dragage dans la zone d'étude	6
	5.2	STATIS	STIQUES DE MISE EN MOUVEMENT DES SEDIMENTS	0
		5.2.1	Principe 10	0
		5.2.2	Méthodologie10	0
		5.2.3	Ré-analyses des conditions de mise en mouvement et du transport solide 10	1

REFERENCES 124						
	6.4.2	Corridor Est 1	22			
	6.4.1	Corridor Ouest 1	22			
6.4	ESTRAN/TRAIT DE COTE12					
6.3	FONDS MARINS : SPATIALISATION, PAR ANALYSE STATISTIQUE, DES VARIATIONS ALTIMETRIQUES MESUREES DANS DES ZONES SEDIMENTAIRES HOMOGENES					
6.2	SECTE	Secteurs				
6.1	Метно	DDOLOGIE1	14			



1. CONTEXTE ET OBJECTIFS

Pour le projet éolien du site en Baie de Seine, Actimar réalise les études hydro-sédimentaires et morphodynamiques. Le présent rapport caractérise la dynamique sédimentaire du site d'étude, notamment au niveau des zones de raccordement électrique du parc éolien en mer.



Figure 1-1 : Situation de la zone de projet

L'objectif principal de l'étude est d'évaluer l'amplitude des mouvements verticaux potentiels du fond sédimentaire, notamment pour pouvoir intercomparer les options d'atterrage (entre les deux faisceaux Est et Ouest, et au sein de chaque faisceau) vis-à-vis de cette dynamique.

La première phase de l'analyse consiste à cartographier cette dynamique sédimentaire à partir de différents jeux de données topo/bathymétriques disponibles dans la zone. L'utilisation de données anciennes (<1950) permet de quantifier la dynamique sur des échelles de temps pluridécennales voire au-delà.



Conventions

La liste ci-dessous décrit les unités et conventions utilisées dans ce rapport. Tous les temps sont donnés par rapport au méridien de Greenwich (heure GMT).

Tableau 1-1 : Définition et convention des paramètres r	météo	océaniques
---	-------	------------

Notation	Unité	Définition et convention
ZH	mètres	Zéro Hydrographique
NGF	mètres	Nivellement Général de la France
NM	mètres	Niveau Moyen



2. PHASE 1 : DOSSIER DOCUMENTAIRE

2.1 LES DONNEES SUR LA ZONE D'ETUDE

L'ensemble des données identifiées pour analyser la mobilité des fonds, notamment :

- des cartes anciennes (SHOM) réalisées au plomb de sonde depuis 1833 (précision entre 50 cm et 1 m),
- des lots bathymétriques (SHOM) de 1833 à 2020,
- des levés bathymétriques récents (multi-faisceaux) du GPMH (Grand Port Maritime Le Havre) sur la zone de clapage au large du Cap de la Hève,
- des levés LIDAR topographiques et bathymétriques côté Cotentin pour les années 2017 et 2018 (résolution métrique),
- des données du sédiment superficiel depuis 1978 (+ interprétation de données mentionnées sur cartes anciennes réalisées au plomb suiffé depuis 1833).
- des données sur la localisation du substratum obtenues par sismique,
- des images aériennes de 1947 à nos jours pour étudier les évolutions du trait de côte,
- des mesures marégraphiques (notamment à Cherbourg et au Havre) pour évaluer les marges d'erreur associées aux réductions de sondes bathymétriques,
- des informations contenues sur plus qu'une vingtaine de rapports et documents bibliographiques

est présenté dans un dossier documentaire, placé en Annexe 1.

La localisation des données topo-bathymétriques analysées dans cette étude est visible en Figure 2-1. Le Tableau 1-1 présente les caractéristiques des différents jeux de données.





Figure 2-1 : Représentation de l'emprise des données topo-bathymétriques utilisées pour l'étude.





Tableau 2-1 : Précisions sur les données topo-bathymétriques utilisées.

Source des données	Nature des données	Date du/des levé(s)	Type de données	Référence verticale	ZH de référence	Zone concernée
SHOM	Cartes marines anciennes Cartes marines anciennes Lots bathymétriques Lots bathymétriques	1833-1834 1894 1909 1913-1914 1970 1974 1977 1978 1982 1983 1984 1985 1987 1991 1993 2010 2016-2017 2020	Semis de sondes Semis de sondes Semis de sondes Semis de sondes mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau Mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau	ZH ZH ZH ZH ZH ZH ZH ZH ZH ZH ZH ZH ZH Z	Cherbourg* Le Havre / Antifer* Le Havre / Ouistreham* Cherbourg* Antifer Le Havre Antifer Antifer Ouistreham Cherbourg Barfleur Antifer Antifer Cherbourg Courseulles - Cherbourg	Corridor Ouest (littoral) Corridor Est (littoral) Corridor Est Corridor Ouest Corridor Ouest Corridor Est Corridor Est Corridor Est Corridor Est + EMR Corridor Ouest + EMR Corridor Ouest + EMR Corridor Ouest + EMR Corridor Est (littoral) Corridor Est Corridor Ouest Corridor Ouest Corridor Ouest Corridor Ouest Corridor Ouest Corridor Ouest Corridor Ouest (littoral) Corridor Est/Ouest + EMR
Grand Port Maritime Le Havre	Interne	06/07/2016 19/06/2017 01/08/2018	Multi-faisceaux Multi-faisceaux Multi-faisceaux	ZH ZH ZH	Le Havre Le Havre Le Havre	Corridor Est (zone de clapage des sédiments dragués)





2.2 **REFERENCES ALTIMETRIQUES**

Différentes références altimétriques sont en usage sur la zone de projet (parc et corridor) : chacun des jeux de données topo-bathymétriques analysés est sensé se rapporter à une référence altimétrique donnée (Tableau 2-2). Pour notre étude, en particulier les rendus graphiques (cartes, profils...), nous devons adopter une référence altimétrique commune. Le zéro hydrographique correspond au niveau théorique des plus basses mers astronomiques et il est obtenu par calcul à partir des données fournies par les marégraphes. Il diffère donc selon la localisation géographique alors que la référence NGF-IGN69 (Figure 2-2) est homogène sur l'ensemble des côtes métropolitaines et correspond au niveau moyen au marégraphe de Marseille à une certaine époque (entre le 1er février 1885 et le 1er janvier 1897).



Figure 2-2 : Position du Zéro Hydrographique par rapport au 0 m NGF-IGN69 au Havre.

Les différentes références altimétriques des données sont indiquées dans le Tableau 2-2.

Le zéro hydrographique de Cherbourg est plus d'un mètre plus bas que le zéro hydrographique du Havre ou du Havre – Antifer (cf. ZH/Réf., c'est-à-dire la position du zéro hydrographique, local, par rapport au référentiel NGF-IGN69, global) ce qui est cohérent avec un marnage (écart entre PBMA et PHMA) plus important à Cherbourg, la marée y descend plus bas qu'au Havre.

Le « port de référence », et le zéro hydrographique qui lui est associé, n'est pas toujours indiqué clairement pour les jeux de données du SHOM (cartes anciennes et lots bathymétriques) ; chaque jeu de données doit faire l'objet d'une attention particulière pour s'assurer du zéro hydrographique qui s'applique.

A noter que les niveaux moyens, en relatif par rapport à la réf. NGF-IGN69, peuvent être sensiblement différents entre eux (*NM_Cherbourg* = 0,585 m NGF; *NM_SaintVaastLaHougue* = 0,582 m NGF ; *NM_LeHavre* = 0,582 m NGF; *NM_LeHavreAntifer* = 0,435 m NGF). Ces écarts sont probablement dus à des moyennes (temporelles) sur des périodes différentes, en fonction des données marégraphiques disponibles.

Pour la suite de l'étude, toutes les figures et les analyses sont basées sur des données topobathymétriques référencées à partir du niveau NGF.



Tableau 2-2 : Références altimétriques des différents marégraphes présents dans la zone d'étude

Marégraphes	Cherbourg	Courseulles	Ouistreham	Le Havre	Le Havre - Antifer
PHMA	7,15	8,02	8,12	8,56	8,10
NM	3,87	4,59	4,63	4,96	4,87
PBMA	0,33	0,27	0,05	0,30	0,44
Date	2006	1988	1987	1998	1998
ZH/Réf.	-3,285	-3.990	-4.080	-4,378	-4,435
Réf.	IGN69	IGN69	IGN69	IGN69	IGN69



3. ESTIMATION DES MARGES D'ERREURS SUR LES LEVES TOPO-BATHYMETRIQUES

3.1 LEVES AUX PLOMBS DE SONDES (JUSQU'A 1935)

3.1.1 INCERTITUDES SUR LES REFERENCES VERTICALES

La plupart des données bathymétriques sont référencées selon des Zéro Hydrographique différents. Pour faciliter les comparaisons inter-dates nous avons tenté d'homogénéiser les différents jeux de données en les rapportant à une référence verticale commune, le 0 NGF-IGN69. Pour plusieurs levés anciens (1833-1834, 1894, 1919, 1913-1914), les références verticales n'étaient pas indiquées et nous leur avons attribué une référence verticale en fonction de la localisation des levés et de la cohérence des résultats. Cependant, étant donné la variabilité des niveaux de référence sur la zone d'étude (Tableau 2-2), des imprécisions de l'ordre de plusieurs dizaines de centimètres (10 à 50 cm) pourraient être associées à ces hypothèses.

3.1.2 INCERTITUDES LIEES A L'ACQUISITION ET A LA REPRESENTATION DES DONNEES

A la différence des sondages acoustiques, les sondages à main (au plomb de sonde) étaient des sondages ponctuels espacés d'environ une centaine de mètres dans les zones côtières. Ces suivis historiques du SHOM ont eu tendance à privilégier les points hauts (affleurements rocheux...) vis-à-vis des risques de navigation, ce qui a tendance à introduire un biais dans l'appréciation des évolutions bathymétriques entre cette époque ancienne et des époques plus récentes (pour lesquels les levés sont plus systématiques).

Une erreur sur la marée est aussi à prendre en compte. Au cours des levés anciens on définissait le niveau d'eau dans la zone de levé en se basant sur la marée mesurée dans des ports proches du levé. Ces méthodes simplifiées conduisent parfois à des écarts importants lors de la réduction des sondes surtout lorsque celles-ci sont éloignées des côtes. Les erreurs (en vertical) dépassent alors fréquemment 0,5 m et peuvent atteindre 1 m (SHOM, 2004).

De plus, contrairement aux levés réalisés aujourd'hui à l'aide de systèmes GPS, la localisation des levés était alors purement optique, avec les imprécisions inhérentes à ce procédé, fonction de la distance à la côte. S'ajoute aussi l'erreur horizontale effectuée par l'hydrographe lorsqu'il représente les données issues des levés sur les cartes marines anciennes. La retranscription digitale des cartes marines peut aussi représenter une source d'erreur sur la localisation des sondes.





Figure 3-1 : Représentation des sondes sur une carte marine ancienne. Les levés sont espacés d'environ 250 m. Le point rouge correspond à la localisation de la sonde choisie par l'opérateur lors de l'étape de digitalisation de la carte marine (Carte marine ancienne de 1894, Source : SHOM).

3.2 LEVES AUX SONDEURS ACOUSTIQUES

3.2.1 INCERTITUDES LIEES AUX MOUVEMENTS DES BATEAUX

Globalement la précision des données des levés a augmenté depuis les années 1990 avec l'intégration des systèmes GPS aux centrales inertielles. Ces dernières permettent de calculer les accélérations horizontales et verticales générées par les mouvements du bateau permettant l'acquisition de données. Ces mouvements sont résumés en Figure 3-2. Pour les levés multi-faisceaux (SMF), le niveau de confiance à 95% des centrales inertielles est d'environ 0.01° en roulis et tangage et 0,1° en termes de cap (généré par le lacet). Pour des fonds à 50 m la marge d'erreur est d'environ 50 cm.



Figure 3-2 : Mouvements rotationnels d'un bateau dans l'espace

La visualisation de la bathymétrie déterminée par la dernière campagne de mesure en 2020 semble indiquer un décalage vertical de ~10-40 cm suivant des bandes de quelques dizaines de mètres de large alignées dans la direction du sondage (Figure 3-3). Ce décalage s'observe aussi clairement sur la Figure 3-4, et correspondrait donc à la transition entre fauchées. Ce décalage systématique entre deux fauchées voisines n'est pas visible sur tout le levé et pourrait potentiellement provenir d'une correction insuffisante du roulis/tangage lors de l'acquisition.





Figure 3-3 : (a) Bathymétrie du levé SMF réalisé par le SHOM en 2020 (b) Visualisation du décalage entre les fauchées du sonar multi-faisceaux (c) Profondeur selon le transect en (b) et visualisation des biais ponctuels entre certaines fauchées.



Figure 3-4 : Zoom sur une « marche d'escalier » entre deux fauchées du levé SMF 2020.



Des erreurs du même type semblent également associées aux données acquises par monofaisceau. En Figure 3-5, un différentiel bathymétrique entre deux dates (2020 et 1983) met en évidence le tracé des lignes de sondes (parallèles entre elles) du levé au mono-faisceau de 1983. En superposant les point de sondes, on se rend compte de biais verticaux systématiques qui suivent les lignes de sonde du levé de 1983. Ce biais pourrait provenir lui aussi de mouvements de roulis/tangage du bateau pendant l'acquisition, d'autant plus que les systèmes de correction pouvant compenser ces mouvements n'étaient pas utilisés à l'époque. On note ce type de d'erreur pour les levés monofaisceau acquis jusqu'en 1987.



Figure 3-5 : Erreurs systématiques visibles sur des différentiels bathymétriques entre un levé multifaisceaux récent (2020) et un levé mono-faisceau ancien (1983). Les lignes de sondes sont superposées aux différentiels sur les cartes de droite.

Sur la Figure 3-6, la superposition des données bathymétriques (1983 et 2020) le long de transects laissent d'autre part supposer un biais vertical (relatif) entre les deux jeux de données. Il parait en effet peu probable que l'ensemble des formes de fond, qu'il s'agisse de creux ou de bosses, se soient globalement toutes déplacées dans le même sens (en l'occurrence vers le haut). Si une tendance au dépôt sédimentaire (sableux) était effective, les creux et les bosses auraient évolué distinctement. Le biais (relatif) est de l'ordre d'une trentaine de centimètres.







Figure 3-6 : Transects perpendiculaires aux lignes de sondes (mono-faisceau) de 1983. Comparaison des données du levé 1983 et de celles d'un levé multi-faisceaux récent (2020). La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.



3.2.2 ERREURS SUR LES REDUCTIONS DE SONDE

Concernant le dernier levé SMF de 2020, les données brutes fournies ne sont réduites que de la marée prédite (d'après le rapport du SHOM, 2020, accompagnant le jeu de données). Les données traitées pour cette étude ne sont donc pas réduites de la marée totale (marée astronomique + surcote/décote) mais seulement de la marée astronomique prédite au port de Cherbourg.

Les écarts entre la marée mesurée (observée) et la marée prédite (astronomique), c'est-à-dire les surcotes et les décotes, principalement de type atmosphériques ou liés aux effets thermostériques, peuvent être conséquents (Figure 3-7). Une surcote (décote) correspond à une élévation temporaire du niveau de la mer provoquées principalement par des effets atmosphériques : basses (hautes) pressions et vents qui poussent les masses d'eau vers la côte (large). Les variations de températures sont également à mentionner (effets thermostériques : des températures de l'eau de mer relativement élevées (basses) contribuent à la surcote (décote).

Sur la Figure 3-7, les surcotes et décotes sont par exemple représentées pour les marégraphes de Cherbourg et du Havre sur la période du mois d'octobre, le dernier mois de mesures du levé SMF. Sur cette période, à Cherbourg, les surcotes ont atteint jusqu'à 60 cm et les décotes 35 cm. Du côté du Havre les variations entre la marée prédite et la marée observée sont plus importantes avec des surcotes atteignant près de 90 cm.

Pour l'analyse des données de 2020, partiellement post-traitées par le SHOM, on peut retenir une marge d'erreur de plusieurs dizaines de centimètres, potentiellement jusqu'à 1 m. Cette incertitude de post-traitement s'ajoute aux marges d'erreur propres à l'acquisition (e.g. biais de roulis/tangage).



Figure 3-7 : Surcotes-Décotes en octobre 2020 pour les marégraphes de Cherbourg (haut) et du Havre (bas) (Source : SHOM).



3.2.3 INCERTITUDES LIEES AUX TECHNIQUES D'INTERPOLATION DES DONNEES

Si les résolutions des levés multi-faisceaux et Lidar sont suffisantes pour avoir une représentation exhaustive (sur la zone de levé) et détaillée des fonds marins, les sondes levées au mono-faisceau ou « à la main » (sondages au plomb sur les cartes anciennes) peuvent être espacées de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres. La représentation spatiale discontinue de ces données peut amener à interpoler les espaces « vides » afin de pouvoir comparer ces jeux de données, soit avec d'autres jeux de données du même type, soit avec des données multi-faisceaux (continues).

Pour s'affranchir au maximum des incertitudes liées à l'interpolation des données, les différentiels bathymétriques dans le cadre de cette étude se limitent à la position des sondes ou à leurs abords proches. Mais les analyses nécessitent parfois une interpolation et, localement, la donnée interpolée peut s'écarter de quelques dizaines de centimètres de la réalité de terrain. Ce type d'incertitude, comme toutes celles qui ne sont pas du biais, i.e. qui sont distribuées aléatoirement autour du 0 peuvent cependant être « lissées » par des approches statistiques (e.g. percentile 75, 90 ... des variations altimétriques, plutôt... que les variations altimétriques maximales sur un secteur donné), l'objectif étant *in fine* d'évaluer les valeurs hautes des variations altimétriques (sans prétendre, à ce stade des analyses, garantir des MNT « plancher » ou « plafond » qui ne peuvent être dépassés) et de pouvoir inter-comparer les deux options d'atterrage (corridor Ouest et corridor Est).

3.3 LEVES AEROPORTES

Les données Lidar présentent elles aussi des décalages systématiques à partir de certaines profondeurs (environ 8 m). Ces décalages sont principalement présents dans la partie Sud du corridor Est, et sont par exemple mis en évidence par les cartes de pentes en Figure 3-8.

Les décalages atteignent au maximum 20 cm (Figure 3-9) avec un décalage moyen entre 2 fauchées d'environ 5 à 10 cm.





Figure 3-8 : Visualisation des décalages systématiques sur les pentes des fauchées du Lidar aéroporté de 2016-2017.



Figure 3-9 : Mise en évidence d'un décalage entre les fauchées du Lidar 2016-2017.



3.4 SYNTHESE SUR LES MARGES D'ERREURS DES LEVES

Après avoir quantifié les sources d'erreurs potentielles dans les sections précédentes, celles-ci sont synthétisées dans le Tableau 3-1.

Source des données	Date du/des levé(s)	Type de données	Marges d'erreurs verticales totales (m)	Marges d'erreurs verticales sans les variations locales liées aux mouvements du sondeur * (m)
SHOM	1833-1834 1894 1909 1913-1914 1970 1974 1977 1978 1982 1983 1984 1985 1987 1991 1993 2010 2016-2017 2020	Semis de sondes Semis de sondes Semis de sondes Semis de sondes mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau mono-faisceau Mono-faisceau mono-faisceau	$\begin{bmatrix} 0.1 & 1.5 \\ [0.1 & 1.5] \\ [0.1 & 1.5] \\ [0.1 & 1.5] \\ [0.1 & 0.8] \\ [0.1 & 0.8] \\ [0.1 & 0.8] \\ [0.1 & 0.8] \\ [0.1 & 0.8] \\ [0.1 & 0.8] \\ [0.1 & 0.8] \\ [0.1 & 0.8] \\ [0.1 & 0.8] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.05 & 0.2] \\ [0.1 & 1.5] \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0.1 & 1.5 \\ [0.1 & 1.5] \\ [0.1 & 1.5] \\ [0.1 & 1.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.1 & 0.5] \\ [0.05 & 0.1] \\ [0.1 & 1] \end{bmatrix}$
Grand Port Maritime Le Havre	06/07/2016 19/06/2017 01/08/2018	Multi-faisceaux Multi-faisceaux Multi-faisceaux	[0.1 0.2] [0.1 0.2] [0.1 0.2]	[0.1 0.2] [0.1 0.2] [0.1 0.2]

*Ces marges d'erreurs ne présentent pas les erreurs locales induites par les mouvements du sondeur (roulis, tangage ..) dont nous avons vu les exemples dans cette partie. En-effet, si à une échelle locale ces erreurs peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres, on estime que sur un périmètre assez grand, ces erreurs tendent, en moyenne, à s'annuler.



3.5 SYNTHESE SUR LES MARGES D'ERREURS DES DIFFERENTIELS

Dans la suite du rapport, les variations altimétriques sont principalement quantifiées à partir des différentiels bathymétriques entre deux dates. Les marges d'erreurs associées à chaque différentiel ont été estimées en cumulant les marges d'erreurs des deux levés comparés.

Différentiels	Zone	Profondeurs	Marges d'erreurs verticales (m)	Marges d'erreurs verticales sans les variations locales liées aux mouvements du sondeur * (m)
2020-1983	Parc-Ouest-Est	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2020-1983	Parc	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2020-1982	Parc-Ouest	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2020-1974	Parc-Est	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2020-1983	Ouest	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2020-1983	Paléo-vallée (Ouest)	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2020-1970	Ouest	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2016/17-2010	Ouest	Petits fonds - Estran	[0.1 0.7]	[0.1 0.6]
2016/17-1914	Ouest	Petits fonds - Estran	[0.1 1.7]	[0.1 1.6]
2016/17-1913	Ouest	Petits fonds - Estran	[0.1 1.7]	[0.1 1.6]
2010-1984	Ouest	Large	[0.1 1.3]	[0.1 1]
1993-1970	Ouest	Large	[0.1 1.3]	[0.1 1]
1984-1913	Ouest	Large	[0.1 2.3]	[0.1 2]
1982/83-1913	Ouest	Large	[0.1 2.3]	[0.1 2]
1970-1914	Ouest	Large	[0.1 2.3]	[0.1 2]
2020-1983	Est	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
1991-1978	Est	Large	[0.1 1.3]	[0.1 1]
1991-1974	Est	Large	[0.1 1.3]	[0.1 1]
1987-1894	Est	Petits fonds	[0.1 2.3]	[0.1 2]
1982/83-1974	Est	Large	[0.1 1.6]	[0.1 1]
1978-1977	Est	Large	[0.1 1.6]	[0.1 1]

Tableau 3-2 : Marges d'erreurs verticales (m) pour les différentiels présentés en section 4.2



1978-1974	Est	Large	[0.1 1.6]	[0.1 1]
1978-1909	Est	Large	[0.1 2.3]	[0.1 2]
1978-1894	Est	Large	[0.1 2.3]	[0.1 2]



4. PHASE 2 : SYNTHESE MORPHO-SEDIMENTAIRE

4.1 CONTEXTE MORPHO-SEDIMENTAIRE

4.1.1 BATHYMETRIE DE LA BAIE DE SEINE

La baie de Seine forme une dépression d'environ 5000 km² qui se caractérise par des fonds faibles dépassant rarement 40 m, excepté au large de la Pointe de Barfleur où on atteint rapidement 60 m à moins de 10 km de la côte. Les pentes sont faibles, en moyenne de 0,04% (Benabdellouhaed, 2011). Entre l'estuaire de la Seine et la baie des Veys, les profondeurs oscillent en moyenne autour de 15 m de profondeur. Plus au large, la partie occidentale de la baie est plus profonde que la partie orientale au niveau du Pays de Caux.



Figure 4-1 : MNT (SHOM) à 100 m de résolution en baie de Seine + Emprise de la zone EMR future et des corridors de raccordement potentiels. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.

Le toit du substratum de la baie de Seine est incisé par un paléo-réseau fluviatile modelé par la Seine au cours du dernier maximum glaciaire (-18 000 ans) et se situe dans le prolongement de l'embouchure actuelle de la Seine (Benabdellouhaed, 2013). Ce réseau de paléo-vallée s



s'étend sur une centaine de kilomètres de long pour environ une quinzaine de kilomètres de large. L'orientation de ce réseau est Est-Ouest, depuis l'estuaire (embouchure) actuel de la Seine jusqu'au large de la Pointe de Barfleur. A noter que ces paléo-vallées concernent uniquement le corridor Est , dans sa partie la plus proche du parc (le réseau de paléo-vallées borde le parc, cf. Figure 4-1).

4.1.2 NATURE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS ET TYPES DE TRAIT DE COTE

La carte sédimentaire de la région repose essentiellement sur des prélèvements anciens réalisés entre 1820 et les années 1980. Quelques données plus récentes ont permis d'actualiser la carte originale de Vaslet, Larsonneur et Auffret (1981), mais ces données restent rares à une distance supérieure à 10 milles nautiques de la côte. On peut retenir la carte simplifiée d'après Larsonneur (1978), Figure 4-2, et celle plus détaillée du SHOM (2019), Figure 4-3.

Les fonds de la baie de Seine sont caractérisés par une large hétérogénéité de sédiments. On peut noter un gradient granulométrique Nord-Sud (i.e. entre le « large » et le fond de la baie) mais aussi Ouest-Est (entre la Pointe de Barfleur et le Pays de Caux). Les sédiments fins se concentrent dans les embouchures et le long des côtes du calvados et du Pays de Caux et les sédiments franchement vaseux, du moins jusqu'à la fin des années 1980, ne se rencontrent que dans les avant-ports du Havre et de Ouistreham (Avoine, 1981 ; Avoine et al., 1984 ; Avoine et al., 1985).

Aux abords du Cotentin, les sédiments sont grossiers, avec une prédominance des cailloutis et de mélanges de cailloutis et graviers. Les fonds sédimentaires du corridor Ouest sont principalement des graviers et des cailloutis ; dans la bande littorale (5-10 km), la situation est très contrastée (graviers, cailloutis, affleurements rocheux, sables, vases).

Les fonds sédimentaires du corridor Est sont des graviers pour la partie la plus au large. Ce corridor est surtout caractérisé par une large couverture sableuse. Devant le Pays de Caux, on peut retrouver des sables fins jusqu'à des profondeurs de -12 m CM, du moins jusqu'aux années 1980 (Avoine, 1985). L'influence de l'estuaire de la Seine s'imprime aussi près des côtes du Pays de Caux, avec la présence de vases près du littoral. Une cartographie plus précise des sédiments (Lesourd et al., 2001) près de l'estuaire est, indique des surfaces importantes couvertes par un faciès sablo-vaseux.

Sur l'ensemble de la baie de Seine orientale, les vases ne représentent que 5 % de la superficie de la baie (Lafite, 1990), et proviennent principalement de la Seine. La contribution des vases à la couverture sédimentaire superficielle présente une certaine variabilité à l'embouchure de l'estuaire du Havre mais également dans les petits fonds environnants (Figure 4-4).

La connaissance des structures sédimentaires (par exemple des bancs, ou le remplissage de paléo-vallées) est parcellaire et qualitative et qui nécessite d'être quantifiée par des levés sédimentologiques ciblés. Dans cet objectif de précision des épaisseurs sédimentaires, des données de sismiques (cf. dossier documentaire en annexe) ont été mises à disposition de RTE par l'Ifremer.

Différents types de formation sédimentaire constituent le trait de côte de la baie de Seine. A l'Ouest de la baie, les côtes d'accumulation sableuse sont ponctuées de criques et de hautsfonds rocheux. Plus au sud, on observe l'ile de Tatihou puis la presqu'île de la Hougue qui laissent place à une côte sableuse jusqu'à la baie des Veys. Au niveau du corridor Est, du cap d'Antifer au nord, au cap de la Hève au sud, se dresse une longue muraille de falaises





Figure 4-2 : Distribution schématique des sédiments superficiels sur la façade Normande d'après Larsonneur et al. (1978)





Figure 4-3 : Carte sédimentaire (SHOM, 2019). Le trait bleu correspond au site éolien attribué ou en projet et son raccordement, le trait vert représente la limite de la mer territoriale



Figure 4-4 : Evolution des faciès sédimentaires dans l'estuaire de la Seine et son environnement proche. (Source : Lesourd, 2016)



4.2 MOBILITE SEDIMENTAIRE DES FONDS MARINS D'APRES LES DONNEES BATHYMETRIQUES DISPONIBLES : MOUVEMENTS VERTICAUX

4.2.1 PARC



4.2.1.1 Cartes de différentiels bathymétriques

Figure 4-5 : Différentiels bathymétrique 2020-1983 et 2020-1982 (côté Nord-Est). La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.





Figure 4-6 : Différentiel bathymétrique entre le levé SMF de 2020 et le levé monofaisceau de 1982 : 2020 – 1982. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.



4.2.1.2 Profils bathymétriques

Actimar



Figure 4-7 : Transects dans le parc EMR, sur lesquels les différents jeux de données bathymétriques sont superposés pour analyser les évolutions morpho-sédimentaires. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.



Figure 4-8 : Profils bathymétriques selon les transects 1 et 2 affichés en Figure 4-7.



4.2.1.3 Cartes : superposition d'isobathes à différentes dates

La superposition des isobathes à -40, -45 et -50 m NGF pour les dates 1983 et 2020 (Figure 4-9) indique un décalage de quelques centaines à quelques kilomètres vers le large des isobathes en 2020 par rapport à 1983. Cela dit, compte tenu d'une marge d'erreur verticale significative du levé 2020 (jusqu'à 1.5 m localement, et 1 m à une échelle plus large) et des très faibles pentes des fonds sur ce secteur (de 0.02° à grande échelle jusqu'à 0.2° localement) ce déplacement des isobathes n'est pas interprétable. En-effet, au niveau de l'isobathe -45 m, à l'Est du parc, pour des fonds dont la pente est approximativement de 0.02°, une erreur de 1 m sur la verticale se traduirait par un déplacement horizontal de l'isobathe de près de 3 km.



Figure 4-9 : Superposition des isobathes -50, -45 et -40 m NGF des levés 1983 (bleu) et 2020 (marron) au niveau de la zone du parc. Le fond représente la bathymétrie interpolée issue du levé 2020.



4.2.1.4 Identification de morphologies sédimentaires (types) et indications sur leur dynamique

4.2.1.4.1 Sillons



Au Nord de la zone du parc, à des profondeurs d'environ -50 à -55 mètres NGF, on observe des fonds marins irréguliers marqués par des dépressions longitudinales. Ces sillons, visibles sur la Figure 4-10, sont profonds d'environ 50 cm à plus de 2 m et espacés d'une dizaine à plus d'une cinquantaine de mètres.

On peut noter que cette zone particulière ne correspond à aucune zone d'exploitation de granulats identifiée et que les hauteurs et largeurs de ces sillons sont de toute façon plus conséquente que celles résultant de l'extraction de granulats en mer.

On retrouve des sillons similaires, appelés « furrows », dans la littérature (Masson et al., 2003 ; Eamer et al., 2020 ; Viekman et al., 1992). D'après la classification de Stow et al (2009) reprise par Rebesco et al (2014), cf. Figure 4-11, ces figures sédimentaires peuvent se retrouver dans la plupart des environnements, marins, lacustres et fluviatiles. Ces sillons sont le reflet d'une activité érosive induite par des courants de fonds généralement récurrents, unidirectionnels, et puissants. Ces formes sédimentaires sont très variables en termes de composition, de morphologie et de taille de grains des sédiments (Wynn et Masson, 2008).





Figure 4-11 : Schéma de classification des formes sédimentaires marines en fonction de la courantologie et de la taille du grain des sédiments. (Source : Rebesco et al., 2014)

Selon Flood (1983), ces formes de fond sont en lien avec des structures de courant secondaires hélicoïdales, dans la couche limite de fond. On peut penser que l'action des vagues peut moduler voire « gommer » ce type de morphologie ce qui expliquerait leur absence pour des profondeurs moindres (aucun sillon à noter dans la partie la moins profonde du levé multi-faisceaux du SHOM).

Ils apparaissent en général à partir de courants supérieurs à 0.5 m/s dans des milieux cohésifs et pour des fonds graveleux, comme dans notre zone, à partir de courants supérieurs à 2 m/s mais plusieurs observations (Belderson et al., 1988 ; Stride, 1982) ont reporté des pics de courants de 1 à 1.5 m/s suffisant pour l'établissement de telles structures.

Les sillons que l'on retrouve dans notre zone d'étude ont des formes courbes, ce qui peut résulter de conditions hydrodynamiques particulières avec des courants complexes, intenses et et multidirectionnels. Une autre hypothèse à ces déformations pourrait être tectonique comme cela a été mis en évidence par Lobo et al (2011) sur d'autres secteurs. La carte géologique de la baie de Seine révisée par Benabdellouhed (2014) met en évidence de nombreuses failles dans la zone présentant des sillons. L'étude des données sismiques pourrait nous permettre d'évaluer la forme du socle rocheux sous-jacent et donc de déterminer si ces morphologies de



fond sont celles du socle rocheux (éventuellement recouvert de sédiments, graveleux d'après la bibliographie) ou s'il s'agit de formes d'érosion du sédiment (les courants de marée étant l'agent morphogène).



Figure 4-12 : Schéma de la circulation secondaire hélicoïdale proposée par Flood (1983) (Source : Viekman, 1992)

4.2.1.4.2 Mégarides

D'autres structures sédimentaires, de plus petite échelle, sont visibles dans le parc. Ce sont des mégarides, ou « sand waves » (Figure 4-11) qui sont présentes en plusieurs régions du parc mais aussi du corridor Ouest (Figure 4-13). Elles se développent essentiellement en contexte sableux et perpendiculairement à l'orientation des pics de courants (entre 0.5 et 1 m/s d'après Figure 4-11). Alors que les fonds sédimentaires du parc sont principalement composés de graviers et de cailloutis, on peut noter la présence de ces « patchs » sableux pouvant atteindre une dizaine de kilomètres de long pour environ 500 m de large, sur lesquels des mégarides peuvent se développer. Les hauteurs (crêtes à creux) peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres, et les longueurs d'onde sont de l'ordre d'une dizaine de mètres (Figure 4-15). Enfin, au sein même des patchs on observe des structures longitudinales de quelques dizaines de mètres de large et perpendiculaires aux crêtes des mégarides.









Figure 4-14 : Perpendiculaires (bleu clair) aux crêtes des mégarides générées, en lien avec la direction des courants morphogènes. Fond de plan : carte SHOM et MNT du levé multi-faisceaux.





Figure 4-15 : Deux profils bathymétriques le long et en travers de mégarides présentes dans la zone d'étude.

4.2.1.5 Tendances d'évolutions à long terme des fonds marins à l'échelle du parc

Que ce soit pour les différentiels 2020-1983, 2020-1982 et 2020-1974, les tendances moyennes d'évolution (respectivement 0.61, 1.12, et 1.30 m) sont dans les marges d'erreur des différentiels (0.1 à 2.2 m). Il n'y a donc pas de tendance évolutive identifiable sur la zone du parc.



4.2.1.6 Analyses de singularités (variations altimétriques locales particulièrement marquées)

Des variations altimétriques singulières sont visibles dans le secteur des sillons (furrows) au Nord de la zone du parc (Figure 4-16, Figure 4-17). On y observe une alternance de différences positives et négatives suivant les sillons. Ces différences sont en réalité des artefacts puisqu'on voit bien en Figure 4-18 que la densité de points du levé 1983 (environ 100 m de distance entre les points) ne permet pas de cartographier la morphologie des sillons. La bathymétrie interpolée de 1983 est donc lissée au niveau de ces sillons et le différentiel met seulement en avant la présence de sillons en 2020 sans pour autant donner d'indication sur leur évolution/migration.



Figure 4-16 : Différentiel bathymétrique 2020-1983 au niveau des sillons au nord du parc. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.



Figure 4-17 : Différentiel bathymétrique 2020-1983, secteur des sillons au Nord du parc (interpolation plus resserrée). La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.





Figure 4-18 : Position des sondes (noir) pour le levé 1983 superposé au MNT de 2020 ainsi qu'un transect perpendiculaire aux sillons. Au premier plan : profil bathymétrique le long du transect avec la position des sondes (cercle jaune) et la profondeur interpolée de 1983 (orange) et de 2020 (jaune).


4.2.2 CORRIDOR OUEST

4.2.2.1 Profils bathymétriques



Figure 4-19 : Transects sur lesquels les différents jeux de données bathymétriques sont superposés pour analyser les évolutions morpho-sédimentaires. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.







Figure 4-20 : Profils bathymétriques selon les transects 2, 3, 4, 5, 6, 8 affichés en Figure 4-19.





Figure 4-21 : Profils bathymétriques selon les transects 1 et 7 affichés en Figure 4-19.







Les pentes moyennes le long des différents transects sont indiquées dans le Tableau 4-1

Transects	Pentes (°)
T1	0.15
T2	0.01
Т3	0.10
T4	0.07
Т5	0.16
Т6	0.01
Т7	0.05
Т8	0.01

Tableau 4-1 : Pentes moyennes le long des transects



4.2.2.2 Cartes de différentiels bathymétriques

Les données bathymétriques ont été comparées entre différentes dates pour rendre compte de la variabilité altimétrique du fond sédimentaire.



Figure 4-22 : Différentiel bathymétrique 2020-1970. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.





Figure 4-23 : Différentiel bathymétrique Lidar 2016/17 – 2010. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.





Figure 4-24 : Différentiel bathymétrique Lidar 2016/17 – 1914. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.





Figure 4-25 : Différentiel bathymétrique 2016/17-1913/14. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.





Figure 4-26 : Différentiel bathymétrique 2010-1984. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.





Figure 4-27 : Différentiel bathymétrique 1993-1970. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.





Figure 4-28 : Différentiel bathymétrique 1984-1913. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.





Figure 4-29 : Différentiel bathymétrique 1982/1983-1913. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.



Figure 4-30 : Différentiel bathymétrique 1970-1913/1914. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.



4.2.2.3 Cartes : superposition d'isobathes à différentes dates

Les isobathes -4 m NGF pour les dates 2016/2017 et 1914/1913 sont comparées (Figure 4-31). On ne note pas d'évolution significative à cette échelle, du moins pas au-delà des marges d'erreur des levés.



Figure 4-31 : Isobathes -4 m NGF extraits du levé Lidar de 2016-2017 (marron) et du levé de 1914/1913 (jaune). Partie Nord du corridor Ouest (gauche) et partie Sud du corridor Ouest (droite).

4.2.2.4 Identification de morphologies sédimentaires (types) et indications sur leur dynamique

4.2.2.4.1 Paléo-vallée

La résolution du levé multi-faisceaux 2020 permet de distinguer le réseau de paléo-vallées dans ses moindres détails. Elle est présente dans la partie Nord du corridor Ouest. L'étude des pentes (en degrés) permet notamment de mettre en avant sa morphologie (Figure 4-32). Les pentes sur la zone du parc et au nord du corridor Ouest sont généralement inférieures à 5°. C'est au niveau de la paléo-vallée de la Seine que les pentes affichées sont les plus fortes mais elles atteignent au maximum entre 10 et 12° sur des endroits très localisés et seulement sur



une dizaine de mètres (Figure 4-32). Des instabilités peuvent survenir au-delà de 15° de pente, et on estime en première approche que les barges des paléo-vallées ne présentent pas de risques de glissements (transports gravitaires) marqués.



Figure 4-32 : Carte de pentes (en degrés) de la bathymétrie acquise au levé SMF en 2020 (SHOM). Différents niveaux de zooms. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.

4.2.2.4.2 Dunes petits-fonds

La résolution du levé Lidar établi entre 2016 et 2017 permet de distinguer des structures sédimentaires sableuses de type (petites) dunes sous-marines, dont l'alignement des crêtes indique des courants morphogènes selon un axe NNW-SSE (Figure 4-33). Ces structures sont de dimension d'un ordre de grandeur supérieur aux mégarides rencontrées dans le parc et au Nord du corridor. Deux types se distinguent :



- Les premières (cf. transect T1), présentent des crêtes éloignées en moyenne d'une centaine de mètres, et d'une hauteur de 1 à 1,5 m. Les pentes sont environ de 3° pour la face avant et 1.5° pour la face arrière. Ces dunes sont localisées sur un banc de sable de plusieurs kilomètres de long.
- Le deuxième type de dune est visible en contrebas du banc (cf. transect T2). L'asymétrie qui les caractérise permet d'en déduire le sens du courant morphogène le plus marqué : une pente aval particulièrement marquée (environ 6° pour ce transect) en comparaison de la pente amont (environ 0.25° pour ce transect), indique un courant morphogène vers le SSE (courant de flot) et une migration des dunes selon ce même sens. Les différences crêtes-creux peuvent dépasser 2 m.



-14 n

MOC 1825-Baie de Seine Etude sédimentaire



Figure 4-33 : (a) Dunes sous-marines, corridor Ouest. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres. (b) Profil bathymétrique selon le transect 1 pour analyser la morphologie des dunes sur le banc. (c) Profil bathymétrique selon transect 2 pour analyser la morphologie des dunes en contrebas du banc. (d) Profil bathymétrique selon le transect 3, en travers du banc.



4.2.2.4.3 Estran et petits fonds rocheux

Sur le littoral Nord Cotentin, de la pointe de Barfleur à Saint-Vaast-la-Hougue, une part importante des fonds est rocheuse comme en témoigne la Figure 4-34. Entre les reliefs rocheux on observe des fonds sableux qui se répartissent dans les baies et les criques présentes sur le littoral, et se prolongent vers les petits fonds.



Figure 4-34 : Bathymétrie et relief acquis par Lidar aéroporté en 2016/2017 sur la partie Nord du littoral du corridor Ouest (de la pointe de Barfleur à Landemer). La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres. Les profondeurs affichées sont en m NGF.



4.2.2.5 Tendances d'évolutions à long terme des fonds marins à l'échelle du corridor

Aucune tendance à long terme ne peut être caractérisée, principalement parce que les marges d'erreur associées aux levés bathymétriques sont susceptibles d'introduire des biais sur les évolutions bathymétriques plus importants que les évolutions elles-mêmes. Les ordres de grandeurs des apports sédimentaire, rapportés à l'ensemble de la baie de Seine, toutes sources confondues, restent par exemple en-deçà de 10 millions de m³/an (e.g. Dubrulle, 2007). Rapportés à l'ensemble de la baie de Seine (1 000 millions de m²) cet apport induirait au maximum un dépôt de 2 mm/an, soit 20 cm/100 ans, ce qui reste en-deçà des marges d'erreur associées aux levés bathymétriques sur la zone d'étude (cf. chapitre 3) qui sont de plusieurs dizaines de centimètres voire de l'ordre du mètre.

Bien entendu sur des secteurs particuliers du parc ou des corridors, la proximité d'une source pourrait induire une tendance évolutive nette. A priori le seul secteur concerné pourrait être celui qui se situe dans la zone d'influence des immersions/clapages (de sédiments issus des dragages du port du Havre) au large d'Octeville.

Les zones d'influence des dépôts de dragage font l'objet d'une analyse spécifique (section 5.1.4).

4.2.2.6 Analyses de singularités (variations altimétriques locales particulièrement marquées) de la paléo-vallée

4.2.2.6.1 Evolution bathymétrique de la paléo-vallée

L'emprise latérale du réseau de paleo-vallées de la Seine concerne le corridor Ouest. Les variations altimétriques du sédiment peuvent y être localement marquées (Figure 4-32).

La superposition du différentiel bathymétrique 2020-1983 indique un exhaussement des fonds sur une majeure partie du domaine. Localement pour les secteurs profonds de la paléo-vallée, un abaissement des d'environ 1 à 2 m peut être noté ; qui reste cependant dans la marge d'erreur du différentiel bathymétrique cartographié. L'analyse devra être précisé à partir d'un levé multifaisceaux dont le ports-traitement aura intégré la marée observée (dont surcote/décote) dans la réduction des sondes.







Figure 4-35 : Différentiel bathymétrique 2020-1983 centré sur la paléo-vallée de la Seine.



Figure 4-36 : Différentiel bathymétrique 2020-1983 centré sur la paléo-vallée de la Seine. Le relief (exagéré) est figuré en arrière-plan. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.

La comparaison des profils bathymétriques de 1970, 1983 et 2020, selon les transects en travers ou le long des thalwegs de la paléo-vallée (Figure 4-37 et Figure 4-38) n'indiquent pas de variations significatives au-delà des marges d'erreurs des levés. A l'issue d'un post-traitement complet du levé de 2020, qui tient compte des conditions de surcote/décote pour les réductions de sondes, les évolutions pourront être analysées de manière plus aboutie.





Figure 4-37 : Profondeurs affichées (en m NGF) selon les transects T1 à T6 pour les dates 1983 et 2020.







Figure 4-38 : Profondeurs affichées (en m NGF) selon les transects T1 et T2 pour les dates 1983 et 2020.



4.2.2.6.2 Evolution des dunes petits-fonds

La comparaison de la bathymétrie issue du levé mono-faisceau de 1913 et la bathymétrie acquise par Lidar en 2016/2017 (Figure 4-39) indique une zone relativement dynamique, avec des évolutions qui peuvent atteindre localement plusieurs mètres. La résolution du levé de 1913 ne permet cependant pas de suivre précisément la dynamique des dunes.

Sur le transect de la Figure 4-40, la comparaison des données bathymétriques de 1913 et 2016/2017 indique une migration du banc de sable vers l'Est à Nord-Est ; en lien avec cette migration les variations altimétriques sont à noter, qui restent toutefois inférieures à 2 m.



Figure 4-39 : (a) Bathymétrie Lidar 2016/2017, (b) Bathymétrie 1913, (c) Evolution des dunes entre 2016/2017 et 1913, au sud du corridor Ouest superposée au relief bathymétrique de 2016/2017. Les profondeurs sont exprimées en m NGF pour les deux bathymétries en (a) et (b).







Figure 4-40 : Profondeurs affichées selon le transect (en-haut) positionné sur le banc de sable pour les levés 1913 et 2016/2017.



4.2.3 CORRIDOR EST

Actimar

4.2.3.1 **Profils bathymétriques**



Figure 4-41 : Transects sur lesquels les différents jeux de données bathymétriques sont superposés afin de comparer les évolutions sédimentaires. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.

Les transects ont été positionnés en fonction de la superposition des jeux de données présentés en Figure 2-1.





Figure 4-42 : Profils bathymétriques selon les différents transects 1 à 5 affichés en Figure 4-41.





Figure 4-43 : Profils bathymétriques selon les différents transects 6 à 7 affichés en Figure 4-41.





Les pentes rencontrées pour les différents transects sont visibles sur le Tableau 4-2.

Transects	Pentes (°)
T1	0.09
T2	0.03
ТЗ	0.02
Τ4	0.05
Т5	0.04
Т6	0.02
Т7	0.02

Tableau 4-2 : Pentes moyennes observées sur les transects.



4.2.3.2 Cartes de différentiels bathymétriques

Les données bathymétriques ont été comparées entre différentes dates pour rendre compte de la variabilité altimétrique du fond sédimentaire. Ils mettent en évidence à la fois des évolutions court terme, par exemple d'une année à l'autre, mais aussi long terme, de 1894 à nos jours.



Figure 4-44 : Différentiel bathymétrique 1991-1978. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.



Figure 4-45 : Différentiel bathymétrique 1991-1974. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.



🧑 suez

Actimar

Figure 4-46 : Différentiel bathymétrique 1987 – 1894. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.



🧑 suez

Actimar

Figure 4-47 : Différentiel bathymétrique 1978 – 1894. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.



Figure 4-48 : Différentiel bathymétrique 1982/1983-1974. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.



Figure 4-49 : Différentiel bathymétrique 1978-1977. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.



Figure 4-50 : Différentiel bathymétrique 1978-1974. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.



Figure 4-51 : Différentiel bathymétrique 1978-1909. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres.

4.2.3.3 Cartes : superposition d'isobathes à différentes dates

Les isobathes -50 et -45 m NGF ont été cartographiées sur la base des bathymétries de 1974 et de 2020 dans la partie Nord du corridor Est (Figure 4-52), et des bathymétries de 1974 et 1978, un peu plus au Sud (Figure 4-53).

Compte tenu d'une marge d'erreur verticale significative du levé 2020 (jusqu'à 1.5 m localement et 1 m à une échelle plus large) et des très faibles pentes des fonds, ce déplacement des isobathes n'est pas interprétable. On peut cependant noter que les formes tendent à se maintenir dans le temps.

Les isobathes de 1974 et 1978 sont particulièrement proches, malgré les faibles pentes de fond, ce qui suggère une certaine stabilité des fonds.



Figure 4-52 : Isobathes -50 m et -45 m des bathymétries de 1974 (vert) et celle de 2020 (marron), zone conjointe du parc et du corridor est. Les profondeurs sont exprimées en m NGF.



Figure 4-53 : Isobathes -45 m et -40 m issues des bathymétries de 1974 (vert clair) et celle de 1978 (vert foncé), corridor Est. Les profondeurs sont exprimées en m NGF.

4.2.3.4 Identification de morphologies sédimentaires (types) et indications sur leur dynamique

A une vingtaine de kilomètres du littoral du pays de Caux, on détecte, à environ – 30 m NGF, un ensemble de plusieurs dunes barkhanoïdes atteignant jusqu'à 7.5 m de hauteur, pour environ 200 à 250 m de largeur (i.e. longueur d'onde). Les pentes de crête à creux atteignent 6°. Ces dunes correspondent à des environnements sableux à graveleux et hydrodynamisme local relativement énergétique (courants >1 m/s).



修 SUez

Actimar

Figure 4-54 : Présence de dunes barkhanoïdes sur la bathymétrie (en m NGF) interpolée du levé 1974.

4.2.3.5 Tendances d'évolutions à long terme des fonds marins à l'échelle du corridor

Dans le corridor Est, les marges d'erreur des levés et des post-traitement associés sont inférieurs ou égaux aux évolutions rencontrées (plusieurs dizaines de centimètres) ce qui ne permet pas de déterminer une tendance précise à long terme.

4.2.3.6 Analyses de singularités (variations altimétriques locales potentiellement marquées)

Pour les fonds marins du corridor Est, d'après l'ensemble des données bathymétriques à notre disposition, aucune singularité morpho-sédimentaire « naturelle » n'a été identifiée. Nous nous concentrons donc sur l'évolution des dunes barkhanoides.

Ces dunes sont visibles sur le levé bathymétrique de 1978 (Figure 4-55) où l'on peut distinctement voir deux « alignement » de barkhanes se suivant sur plus d'une dizaine de kilomètres. La comparaison des deux levés de 1974 et 1978 (Figure 4-55) le long d'un transect passant par le centre des dunes, indique une migration sensible vers l'Est. Il faut bien noter qu'il s'agit d'une analyse en première approche, et que certaines variations altimétriques sur les profils peuvent être liées uniquement aux marges d'erreur sur les données et à une faible densité de sondes (Figure 4-56).


SUE2

Figure 4-55 : Dunes barkhanoïdes sur le levé de 1978 + comparaison en première approche des bathymétries (en m NGF) le long du transect.



Figure 4-56 : Exemple de la répartition des points de sonde 1974 (jaune) et 1978 (noir), secteur des dunes barkhanoïdes. Les points sont superposés à la bathymétrie interpolée à partir des sondes de 1974.



4.3 MOBILITE SEDIMENTAIRE DE LA BANDE LITTORALE

4.3.1 DESCRIPTION ISSUE DE LA BIBLIOGRAPHIE

4.3.1.1 A l'échelle globale

Selon l'indicateur d'érosion côtière déterminé par la DREAL Normandie en 2019 (Figure 4-57), le trait de côte en baie de Seine est globalement qualifié de stable (évolutions < 0.5 m/an). Côté Ouest le trait de côte est largement artificialisé et on note une tendance à l'accrétion du côté de au nord de la baie du Cotentin (Figure 4-57). Côté Est, l'érosion (par nature) des falaises n'est pas cartographiée comme significative (i.e. érosion < 5 m).



Figure 4-57 : Indicateur national de l'évolution du trait de côte en Normandie (Source : DREAL Normandie 2019) + superposition du par cet des corridors de raccordement

Dans le cadre d'une analyse plus détaillée, différentes unités morpho-sédimentaires ont été définies par le CEREMA en 2019 (Figure 4-58) : Unité 1 du Cap d'Antifer au cap de la Hève ; Unité 2 : Du cap de la Hève) la presqu'île de la Hougue ; Unité 3 : de la presqu'île à la Pointe de Barfleur. Si les évolutions sont globalement lentes (<0.5 m/an), localement des taux relativement rapides ont pu être observés. Ces évolutions du trait de côte qui peuvent être localement très contrastées soulignent la nécessité de cartographier la dynamique du trait de côte à différentes échelles spatiales et temporelles.



Figure 4-58 : Synthèse des morphologies et évolutions observées sur les différentes unités morphosédimentaires de la baie de Seine (Source : CEREMA, 2019)

4.3.1.2 Corridor Ouest

修 SUez

Actimar

Les évolutions du trait de côte du Sud-Est Cotentin entre 1947 et 2017 ont été analysées par Emile (2019), sur la base d'images aériennes à différentes dates (1947, 1977, 1982, 1992, 2001, 2010 et 2017). Le trait de côte y a été positionné selon des indicateurs morphologiques du contact plage/dune. Les résultats indiquent que les évolutions du trait de côte sont relativement faibles dans le secteur <1m/an). Une grande partie de tronçons (jusqu'à 70 % sur l'ensemble de la période étudiée) est considérée en « équilibre dynamique », c'est-à-dire sans tendance nette : évolution résiduelle inférieure à 0.2m/an. En dehors des linéaires artificialisés, il existe quelques secteurs en érosion faible (0.2 à 1 m/an) mais c'est principalement l'accrétion (0.2 à 1 m/an) qui domine notamment entre le secteur de Quinéville et de Morsalines. Cependant, les évolutions sont plus contrastées d'une période à l'autre. On note que de 2010 à 2017, l'accrétion est majoritaire, avec près de 55 % des tronçons en accrétion modérée ou forte (plus de 2m/an) principalement concentrés sur les secteurs au sud de Morsalines et au Nord de Quinéville.



Figure 4-59 : Carte de l'évolution moyenne annuelle du trait de côte sur le secteur Sud-Est Cotentin entre 1947 et 2017 (à gauche). Carte des rythmes d'évolution du trait de côte de 1947 à 2017 (à droite) (Source : Emile, 2019).



L'évolution du secteur Ouest de la baie de Seine et plus précisément de l'ensemble des plages du Cotentin, est suivie par l'Université de Caen depuis plus de 20 ans. L'utilisation d'un réseau de repères a permis de quantifier l'évolution altimétrique des plages sur une trentaine de sites d'études. Les stations de suivi qui concernent le corridor prévu pour l'atterrage à l'Ouest sont comprises entre SNE28 à SE8 (Figure 4-60).



Figure 4-60 : Localisation des stations SNE28 à SE8, extrémums d'évolution sur la période 1996 à 2017 et tendance globale d'évolution.

Les évolutions plage par plage, de Montfarville à Ravenoville, sont détaillées dans l'Annexe 2.

4.3.1.3 Corridor Est

Le long du littoral du pays de Caux, le trait de côte est principalement constitué de falaises. Deux types de morphologies se distinguent : falaise à base argileuse à dépôts de pied qui s'étend du Cap de La Hève au port d'Antifer et une falaise verticale au nord du port jusqu'au Cap d'Antifer (Figure 4-61). Par l'accumulation d'éboulis liés aux mouvements gravitaires des falaises, les dépôts de pied forment un talus continu qui protège contre l'érosion marine (Elineau, 2013). L'action des houles, entre le Cap d'Antifer et le Cap de La Hève, induit un transit littoral parallèle à la côte, du Nord vers le Sud, et un tri granulométrique perpendiculaire à la côte s'opère avec un gradient d'affinement du haut vers le bas d'estran (Elineau, 2013). Les galets sont essentiellement transportés dans la zone de déferlement par charriage et saltation sur l'estran sous l'action des houles et s'accumulent en haut de plage (Elineau, 2013).



Figure 4-61 : Morphologie des falaises au Nord et au Sud du port d'Antifer (Source : Elineau, 2013)

A partir de photographies aériennes couvrant la zone du Havre à Cauville-sur-Mer, Elineau (2013) a estimé des taux d'érosion de la côte au Sud du port d'Antifer, sur la période 1985 à 2008, en distinguant haut de falaise, le haut du talus et le pied de falaise. Les évolutions sont différenciées : le sommet de falaise recule en moyenne de 0.2 m/an (0.1 m/an pour le haut du talus) tandis que le pied de falaise, constitué ici d'un talus d'éboulis, avance ou recule, avec plus d'amplitude, en fonction de la dynamique sédimentaire localement.

Le long du littoral les évolutions sont contrastées. On peut retenir 3 secteurs :

- Du Nord d'Octeville-sur-Mer à Cauville-sur-Mer, le pied de falaise est en nette avancée, alors que le haut de falaise recule.
- Au sud de cette zone, à Octeville sur mer, le pied de falaise recule de la même manière que le haut de falaise.
- Au sud d'Octeville-sur-Mer jusqu'à Sainte-Adresse, les évolutions sont plus saccadées et montrent une anti-corrélation (recul associé à une avancée). Le secteur central d'Octeville-sur-Mer montre un pied de talus en érosion. Au sud, la dynamique est plus à l'accrétion malgré la présence d'éboulements localisés.



🧑 SUEZ

Actimar

Figure 4-62 : Relation entre les taux d'évolution de la falaise calculés pour les trois différentes unités géomorphologiques entre 1985 et 2008 + localisation des mouvements gravitaires récents. Les flèches indiquent les secteurs en érosion (rouge) ou en accrétion (vert). (Source : Elineau, 2013).

Les falaises au Nord du port d'Antifer sont quasi-exclusivement composées de craie au contraire des falaises situées plus sud, riches en argiles et en sables. Les mouvements gravitaires affectant ces dernières sont des glissements translationnels guidés par les niveaux d'argiles. La dynamique régressive des falaises crayeuses se traduit par des éboulements/écroulements. Au pied de ces falaises se développent alors des cordons de galets de quelques mètres d'épaisseur. Les cordons de galet en pied de falaise limitent, en fonction de leur épaisseur, l'action érosive des vagues (encoches basales) et donc le recul des falaises.

De nombreuses études ont porté sur l'évolution des falaises en Haute-Normandie (Costa, 2000 ; Costa, 2004 ; Le Tortu, 2014) mais peu concernent la partie Nord du pays de Caux située entre le cap d'Antifer et le port du même nom. Cependant, le Tortu (2014) a mis en évidence que le secteur le plus proche (du cap d'Antifer à Fécamp) présente des vitesses de recul très faibles (< 0.1 m/an) pour la période 1966-2008.



4.3.2 ANALYSES A PARTIR DES DONNEES TOPO-BATHYMETRIQUES DISPONIBLES

4.3.2.1 Corridor Ouest

4.3.2.1.1 Petits fonds et estran

L'analyse des évolutions des petits fonds résulte principalement de la comparaison entre le levé Lidar 2016/2017 et les levés de 1913 (au sud du corridor Ouest à partir du secteur de Saint-Vaast-La-Hougue) et de 1914 (plus au nord, de Saint-Vaast-la-Hougue à la Pointe de Barfleur).

Les évolutions topo-bathymétriques sur l'estran du corridor Ouest (Figure 4-63) sont globalement, d'après la comparaison des données de 1913/9-1914 et 2016/2017, comprises entre 1 m et de 2 m, c'est-à-dire dans les marges d'erreur associées à ce différentiel bathymétrique. En quelques points des écarts de 1 à 3 m, exceptionnellement jusqu'à 4 à 5m, sont calculés, une bonne partie pouvant être liée aux erreurs sur les levés.

4.3.2.1.2 Trait de côte

Pas d'analyse spécifique des variations altimétriques au niveau du trait de côte dans le cadre de la présente étude.



Figure 4-63 : (a) Transect (ligne brisée) le long du littoral Est Cotentin. La projection est en RGF93/Lambert93 et les échelles sont en mètres. (b) Comparaison des données Lidar de 2016-2017 (trait continu gris) et des sondes bathymétriques de 1913-1914 (cercles magenta). (c) Différentiel Lidar – 1913. Pour les trois figures, la nature des fonds, d'après les données Lidar de 2016-2017, est indiquée : zones sableuses en jaune et affleurements rocheux en bleu-gris.

4.3.2.2 Corridor Est

4.3.2.2.1 Petits fonds et estran

Les seuls levés bathymétriques des petits fonds datent de 1987 et 1894. Etant donné le peu de données présentes et le niveau d'incertitude (marge d'erreur) important pour les données du levé 1894, la comparaison entre les deux levés permet difficilement d'analyser les évolutions du fond entre ces deux dates.



4.3.2.2.2 Trait de côte : falaises et valleuses

L'analyse des photographies aériennes de 1947 à nos jours nous a permis de mettre en évidence l'évolution des falaises au nord et au sud du port d'Antifer construit en 1967. Nous avons superposé la délimitation du haut de falaise récent (2018) aux photographies aériennes acquises en 1947 (Figure 4-64). On dénote des secteurs stables comme en Figure 4-64d mais sur d'autres secteurs, visible en Figure 4-64c, l'érosion du haut de falaise atteint une vingtaine de mètres. Les plus forts taux d'érosion observés pour les falaises crayeuses sont d'une quinzaine de mètres (Figure 4-64c) sur une durée d'environ 70 ans, environ 0.2 m/an. Cette évolution n'est pas caractéristique de l'ensemble du linéaire côtier et chaque tronçon susceptible de constituer une zone d'atterrage doit faire l'objet d'analyses spécifiques.



Figure 4-64 : Photographie aérienne récente (2018) vs Photographie aérienne ancienne (1947) au nord du port d'Antifer. La délimitation du haut de falaise en 2018 est superposée à toutes les photographies.

Concernant la partie du littoral au sud du port d'Antifer, les résultats indiquent des évolutions plus contrastées qu'au nord. La superposition des lignes de pied et de haut de falaise aux photographies de 1947 mettent en évidence des comportements différents du pied et du haut de falaise. Sur certains secteurs, le recul du haut de falaise est associé à un engraissement du pied de falaise (Figure 4-66c). Sur la Figure 4-66d, seul le haut de falaise a reculé, alors que le pied et le haut de falaise ont reculé en Figure 4-66f, et que d'autres secteurs semblent plus stables (Figure 4-66e). Sur les secteurs en érosion, les taux de recul maximum approchent 0.4 m/an.

Pour un objectif d'atterrage, les analyses sont spécifiquement ciblées sur les valleuses (points bas qui constituent habituellement des accès à la mer). Entre le cap d'Antifer et le Cap de la Hève ces valleuses sont moins profondes (Figure 4-65a), parfois « perchées » à plusieurs dizaines de mètres de hauteur ce qui ne permet pas, en l'absence d'aménagement, u accès à la mer. Sur ce linéaire côtier, l'altitude des falaises varie globalement entre 80 et 100 m IGN (Figure 4-65b) et on dénombre 6 valleuses ; une au Nord du port d'Antifer, la valleuse de Bruneval dont la plage a disparu après la création du port d'Antifer : et 5 au sud du port, comprenant du Nord au Sud, les valleuses de Boucherot, Cauville, Fond de Val, Crochet et de la base de l'OTAN (Figure 4-65a,b,c). Les valleuses du Croquet, du Fond du Val et de Cauville sont officiellement interdites au public en raison de risques de mouvements de terrain.



Figure 4-65 : (a) Hauteur des falaises littorales de Haute-Normandie, du Cap de La Hève au Tréport, et incisions par les vallées et les valleuses (BD Alti 25 m, IGN ®). Les zones grisées correspondent aux diverses orientations des secteurs côtiers. (Source : Elineau, 2013) ; (b) Couplage des données topographiques (BD Topo 25 m IGN ®) et du levé des falaises littorales entre le Cap de La Hève et Saint-Jouin-Bruneval (adapté de Evrard et Sinelle, 1980) (Source : Elineau, 2013) ; (c) Position des différentes valleuses du secteur d'étude.



suez

Actimar

Figure 4-66 : Photographie aérienne récente (2018) vs Photographie aérienne ancienne (1947) au Sud du port d'Antifer. Les délimitations du haut et du pied de falaise en 2018 sont reportées sur les photographies anciennes.



5. PHASE 3 : ANALYSE DES CONDITIONS DE MISE EN MOUVEMENT DES SEDIMENTS

5.1 ELEMENTS BIBLIOGRAPHIQUES DE LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

5.1.1 FORÇAGES HYDRODYNAMIQUES

La dynamique en baie de Seine est dominée par les courants de marée (Le Hir, 1985). La Baie de Seine est caractérisée par un forçage de marée de type semi-diurne, de grande amplitude (macrotidal). Le marnage peut atteindre plus de 7 m en période de grandes vives eaux contre 3 m en morte-eau (ME).

Les vitesses de courant sont très variables. Elles peuvent dépasser 3 nœuds vers le détroit du Cotentin et s'atténuent graduellement à mesure que l'on pénètre dans la baie des Veys et dans la partie orientale de la baie de Seine. De manière générale, les courants de marée sont les plus forts, mais aussi les plus variables dans le corridor Ouest, de 6 nœuds (au maximum de vives-eaux) au Nord de Barfleur, jusqu'à moins d'1 nœud au Sud-Ouest du corridor. Le parc est positionné dans une zone où les vitesses de courant ont des intensités intermédiaires, de 3 à 4 nœuds maximum.

Ces vitesses diminuent progressivement jusqu'à des valeurs comprises entre 1 et 2 nœuds (0.5 à 1 m/s) dans la partie Sud de la baie et d'autant plus faibles en baie de Seine orientale (Salomon et Breton, 1991, 1993 ; Chapalain, 2018). Les courants de marée sont relativement modérés dans le corridor Est : les intensités y atteignent au maximum 2 à 3 nœuds.



🧑 suez

Actimar

Figure 5-1 : Carte d'intensité maximum du courant de marée en vive-eau moyenne (coefficient 95). Seule la couche de surface est présentée ci-dessus. (Source : SHOM, 2019)

La Baie de Seine est largement protégée des houles venant de l'océan Atlantique par la presqu'île du Cotentin. Les principales vagues arrivant à l'embouchure de l'estuaire sont générées dans la baie par les vents locaux notamment ceux de secteur Ouest-Sud-Ouest à Ouest-Nord-Ouest. Les fetchs (distance sur laquelle le vent est susceptible de faire croître les vagues) sont relativement courts dans l'ensemble des directions.

Sur l'ensemble de l'année, les houles les plus fortes sont concentrées en automne-hiver associées aux vents de secteur O/SO (Lemoine et Verney, 2015). Les hauteurs de vagues diminuent à mesure que l'on pénètre dans la baie de Seine. La position du parc EMR correspond aux plus hautes vagues (Hs moyen de 1.25 m et Hs maximum de 5.5 m, d'après les statistiques sur la période 2000-2017, cf. Figure 5-2 et Figure 5-3). Le corridor Est est globalement plus exposé aux vagues (Hs moyen de 0.75 à 1.25 m et Hs maximum entre 4 et 5.5 m) que le corridor Ouest où l'intensité des vagues est plus variable (Hs moyen de 0.5 à 1.25 m et Hs maximum entre 1.5 et 5.5 m). La bande littorale du Pays de Caux, à l'Est de la baie, est généralement plus exposée aux vagues que le littoral du Cotentin, à l'Ouest de la baie.



🧑 suez

Actimar Occanociatule offationnelle

Figure 5-2 : Carte des hauteurs significatives (couleurs) et directions moyennes (flèches) modélisées en moyenne sur la période 2000-2017 avec le modèle MANGAS. (Source : SHOM, 2019).



Figure 5-3 : Carte des hauteurs significatives maximales (couleurs) modélisées sur la période 2000-2017 avec le modèle MANGAS. (Source : SHOM, 2019).



5.1.2 FLUX SEDIMENTAIRES

En Manche orientale, selon Hamilton (1979) et Grochowski et al. (1993), le transport résiduel des sédiments, à la fois par charriage et en suspension, est orienté vers l'Est (Figure 5-4). La dynamique sédimentaire dans la baie de Seine est contrôlée par les courants de marée (de flot) et les épisodes de houles énergétiques (Lemoine & Verney, 2015). La baie de Seine est potentiellement alimentée depuis le détroit du Cotentin par un transport principalement orienté vers l'estuaire de la Seine. Le transport des sables en baie de Seine est orienté du Nord-Ouest au Sud-Est de la baie (Figure 5-4, Figure 5-4). Des structures sédimentaires sableuses longitudinales (devant le littoral du Calvados et du Cotentin, Cf. Figure 4-3), en lien avec les courants de flot, sont un des marqueurs de cette dynamique. Au sein de ces zones sableuses, de nombreuses mégarides se développent, leur asymétrie indiquant un transport dominant vers l'estuaire (Avoine, 1995; Lemoine & Verney, 2015). A noter qu'on retrouve ces zones de mégarides uniquement dans la partie centrale du corridor Ouest (Figure 4-3).



b) Transport général par charriage (Grochowski et al, 1993)



Figure 5-4 : (a) Principaux transports de sable dans la Manche, basés sur des indicateurs géomorphologiques et sédimentologiques (Source : Hamilton, 1979 repris par Guillou et Chapalain, 2016). (b) Pattern général du charriage en Manche (prédit par Grochowski et al., 1993 et repris par Guillou & Chapalain, 2016).

D'après la carte du bilan des échanges sédimentaires en Baie de Seine (Figure 5-5), On peut noter un transport littoral divergent le long des falaises du pays de Caux. A noter que la distribution des sédiments superficiels en baie de Seine orientale est aussi associée au régime hydrologique de la Seine, qui induit un apport de particules fines en particulier en période printanière.



Figure 5-5 : Bilan des échanges sédimentaires en baie de Seine (Source : CEREMA, 2019).

Aux cartes de transport établies à partir d'observations géomorphologiques et sédimentologiques, s'ajoutent les résultats issus des travaux de modélisation effectués en Manche. Guillou & Chapalain (2010) détaille le transport par charriage dans la Manche (Figure 5-6). Les résultats précisent la recirculation locale des sédiments devant la pointe de Barfleur (partie Sud-Ouest du corridor Ouest).



Figure 5-6 : Transport résiduel par charriage obtenu par modélisation sur un cycle de marée (Guillou & Chapalain, 2010). L'échelle des vecteurs est logarithmique et les valeurs en g/cm/s.

Une modélisation des flux sédimentaires par charriage a aussi été entreprise à l'échelle de la Manche (Blanpain, 2009). Des extraits de cartes de résultats de ces modélisations, avec et sans prise en compte des vagues, indiquent les grands traits des schémas de transport solide en baie de Seine (Figure 5-7). Les flux les plus importants ne sont pas obtenus systématiquement dans les zones où le frottement sur le fond est maximum, leur intensité dépend aussi de la disponibilité des classes sédimentaires mobilisables. La contribution de la houle à la dynamique sédimentaire en baie de Seine est significative pour les différentes tailles de sédiments (non-cohésif) considérés. L'intensité des flux solides augmente notablement, quelle que soit la classe granulométrique, avec le niveau d'énergie des vagues. On note par exemple au large du pays de Caux, un transport solide vers le Sud qui se dessine dès lors que les vagues deviennent suffisamment énergétiques (Figure 5-7). A noter que la cellule de recirculation locale des sables moyens à grossiers devant la pointe de Barfleur n'est plus simulée dès lors que les vagues contribuent significativement au forçage hydrodynamique. L'effet des fortes houles d'Ouest, accru en période de flot, joue un rôle prépondérant dans la dynamique sédimentaire de la baie de Seine; d'autant plus pour les sédiments les plus grossiers (sables moyens à grossiers et graviers) sont peu mobilisés par la seule action des courants (Blanpain, 2009).

Que ce soit pour les sables (fins, moyens et grossiers et les graviers), les flux résiduels les plus forts sont simulés dans le corridor Ouest avec des valeurs dépassant les 10⁻⁶ m³/m/s près de la pointe de Barfleur. Ces flux sont orientés du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Sur la zone du parc, les flux résiduels potentiels atteignent jusqu'à 10⁻⁷ m³/m/s et sont orientés globalement d'Ouest en Est.



Figure 5-7 : Flux résiduels (moyenne pour l'année 2007) des différentes classes granulométriques des sables, avec et sans prise en compte de la houle en activité en 2007 (Source : Blanpain, 2009)

5.1.3 SOURCES DE SEDIMENTS

5.1.3.1 Origine marine

Une large proportion des sédiments grossiers (sables et plus) silico-clastiques qui participent à l'alimentation des littoraux de la baie de Seine sont d'origine marine, issus du remaniement des fonds de la Mer de la Manche, incluant substratum affleurant et stocks sédimentaires préservés dans les incisions fluviatiles plio-quaternaires (paléo-vallée s du fleuve Manche et du fleuve Seine). On retrouve aussi une grande proportion de sables grossiers (0,2 mm à 15 mm) coquilliers devant les littoraux du Calvados entre l'Orne et la baie des Veys (Avoine, 1985; Dubrulle, 2007). Depuis la remontée du niveau de la mer, une fraction d'origine bioclastique formée par des débris coquilliers s'incorpore progressivement aux sables détritiques continentaux constituant l'essentiel des apports sableux actuels (Avoine, 1995).

5.1.3.2 Origine terrestre

Les principaux apports terrestres en baie de Seine sont en lien avec l'érosion des côtes à falaises (CEREMA, 2019). A une échelle de plusieurs dizaines d'années on conçoit que ces apports sédimentaires des falaises, sont négligeables à l'échelle de la baie. D'une part, les quantités mentionnées (e.g., de l'ordre de 600 000 m³/an pour les falaises du Pays de Caux, Dubrulle, 2007, Cf. Figure 5-7) sont relativement faibles devant les surfaces des fonds marins de la Baie de Seine, même si on se limite à sa partie orientale (plusieurs centaines de millions de m³); d'autre part l'érosion des falaises produit généralement des matériaux grossiers



(galets) qui tendent à rester en haut d'estran et à y être transportés longitudinalement (dérive littorale).

5.1.3.3 Origine fluviatile

Dans la Baie de Seine, les principaux apports proviennent de l'estuaire de Seine, via les apports fluviaux (Lesourd *et al.*, 2003 ; Garnaud *et al.* 2002).

5.1.3.4 Origine des sédiments fins en baie de Seine

D'après Dubrulle (2007), la baie de Seine, zone intermédiaire entre l'estuaire de la Seine et la Manche, est le lieu de stockage et de transits des sédiments fins. La géochimie et la minéralogie des argiles des sédiments fins en Baie de Seine ont montré que la sédimentation fine actuelle est le résultat d'un mélange entre quatre principales sources :

- <u>Une source fluviatile :</u> les apports de sédiments sableux et vaseux de l'estuaire de la Seine à la baie de Seine. Ils ont été évalués par Avoine *et al.* (1984) à 700 000 m³/an en moyenne. L'apport des autres fleuves est moins étudié mais Dubrulle (1982) indique des apports de 20 000 à 50 000 m³/an de l'Orne.

- <u>Une source estuarienne :</u> les dragages de l'estuaire de la Seine sont estimés à 600 000 m³/an de matériel particulaire exporté hors du système estuarien de la Seine (Duval, 1994). Les dragages d'entretien du port du Havre sont déposés au large d'Octeville-sur-Mer et représentent près de 2 400 000 m³/an. Un tiers de ces dépôts reste sur place, deux tiers (la fraction la plus fine) sont expulsés vers le Nord-Nord-Est, et se répartissent sur les fonds puis sont entraînés vers le Nord-Est (Chauvin *et al.*, 1985). Les volumes dragués par le port de Rouen puis immergés à 5 km du Havre (Figure 5-9) atteignent environ 4 millions de m³/an. Aux dragages effectués dans l'estuaire de la Seine, il faut ajouter les dragages des ports bordant la baie de Seine. Pour l'Orne, le volume des dépôts de dragages de Ouistreham monte à 500 000 m³/an. Ces dépôts sableux et vaseux seraient peu dispersés et cantonnés à la zone d'immersion en mer (Avoine, 1992 ; Avoine *et al.*, 1993).

- <u>Une source fossile</u>: l'érosion littorale des argiles, des marnes d'âge mésozoïque et des formations de versant quaternaires formant les falaises littorales du Pays de Caux (Figure 5-8). Elle est estimée à 200 000 m³/an pour la côte du Calvados (LCHF, 1973 ; Volmat, 1929) et à 600 000 m³/an pour la côte du Pays de Caux (Volmat, 1929). Les remaniements des argiles fossiles holocènes affleurant en domaine subtidal jouent également un rôle en termes d'apports de matériel fin. Volmat (1929) suggère une érosion annuelle des fonds de la baie de Seine de 3 000 000 m³/an pour un périmètre regroupant Le Havre, Le Parfond et Luc-sur-Mer (en pointillé sur Figure 5-8).

- <u>Une source marine</u>: d'après les estimations, une quantité minimale de 5 000 000 m³ de sédiment fin marin (sables fins) est apportée en baie de Seine par an (Boust, 1999 ; Larsonneur, 1985)





Figure 5-8 : Sources potentielles en matériel fin dans la baie de Seine, exprimées en mètres cube par an, (Avoine, 1992 ; Avoine *et al.*, 1985 ; Avoine *et al.*, 1993 ; Boust, 1999 ; Chauvin et al., 1985 ; Dubrulle, 1982 ; Duval, 1994 ; Guézennec, 1999 ; Larsonneur, 1985 ; LCHF, 1973 ; Volmat, 1929). (Source : Dubrulle, 2007).



Figure 5-9 : Zones entretenues par dragage à l'embouchure de la Seine et volumes clapés sur les sites d'immersion. (Source : GIP, Seine-Aval, 2009).



修 SUez

Actimar

Figure 5-10 : Localisation des apports locaux et ponctuels de matériel fossile (Source : Dubrulle-Brunaud, 2007)

Les contributions de ces 4 sources principales à la sédimentation fine en baie de Seine sont schématisées et regroupées en Figure 5-11. Dubrulle (2007) distingue deux échelles pour déterminer ces contributions : une « long terme » à l'échelle de plusieurs années, et une « court terme » à l'échelle d'un évènement particulier comme les situations de crue de la Seine ou des périodes de forte agitation notamment pendant des tempêtes. Néanmoins, il est possible de distinguer certaines tendances. Que ce soit à « court » ou à « long » terme, la partie orientale de la baie (et donc le corridor Est) est la seule à être soumise à un apport fluviatile de matériel fin, directement (notamment lors des expulsions du bouchon vaseux) ou indirectement (par l'immersion des sédiments de dragage portuaire, et des chenaux d'accès, au large d'Octeville). A noter que le corridor Est la seule zone de notre étude à être concerné par la présence de sources fossiles (les falaises littorales du Pays de Caux).



Figure 5-11 : Les différentes contributions de la sédimentation fine actuelle à une échelle pluriannuelle « long terme » et deux échelles « court terme ». Les lignes pointillées rouges correspondent aux limites géographiques des différents ensembles.



5.1.4 EVOLUTION DES ZONES DE DEPOT/DRAGAGE DANS LA ZONE D'ETUDE



Figure 5-12 : Localisation des zones d'immersion de sédiments dans la zone détude.

En vue de maintenir les voies d'accès aux grands ports maritimes du Havre et de Rouen, l'estuaire de Seine est dragué. Ces dragages peuvent représenter une source non négligeable d'apports de matériel particulaire à l'embouchure, à l'interface entre estuaire et baie. Chaque année, 6,5 millions de m₃ de sédiments fins (à 80 % d'après Duval, 1994) sont dragués pour les deux ports confondus (Lemoine et Verney,2015). Alors que la majeure partie des sédiments dragués par le Grand Port Maritime de Rouen (GPMR) sont déposés dans la zone d'embouchure de l'estuaire de Seine, les sédiments fins dragués par le Grand Port Maritime du Havre (GPMH) sont quant à eux déposés au niveau du site de dépôt de dragage localisé au large d'Octeville-sur-Mer au nord-ouest du cap de la Hève. Environ 40% des sédiments déposés sont remis en suspension par les forçages hydrodynamiques (GPMH, 2014).

Le Grand Port Maritime du Havre (GPMH) réalise des dragages d'entretien de son chenal d'accès et de ses bassins afin de garantir un accès aux navires en toute sécurité. Les matériaux, extraits par une drague aspiratrice en marche (DAM) et une drague mixte (aspiratrice et à benne), sont transportés et clapés sur la zone d'immersion d'Octeville sur mer.



Cette activité est réglée par un arrêté d'autorisation préfectoral en date du 13 janvier 2015 pour une durée de 10 ans.

5.1.4.1 Evolution à long terme (depuis 1909) de la zone de clapage

Les minutes hydrographiques du SHOM de 1985/1986 ont été comparées à celles de 1909 aux abords de la zone de clapage. Ces données historiques étant relativement clairsemées, au lieu de réaliser un différentiel bathymétrique, les données ont été superposées le long de différents profils quadrillant la zone d'étude. Sur près de 80 ans, le fond s'est exhaussé jusqu'à 5 à 10 m (profils #4 et #5, respectivement) au centre de la zone de clapage historique (en bleu sur la carte du SHOM), mais a relativement peu évolué par ailleurs.



Figure 5-13 : Evolutions bathymétriques entre 1909 et 1985/1986

5.1.4.2 Evolution à moyen (depuis 1985/86) de la zone de clapage

🧑 suez

Actimar

Les minutes hydrographiques du SHOM de 1985/1986 ont ensuite été comparées aux levés bathymétriques récents de 2016 à 2018 (réalisés au sondeur multi-faisceaux). Les évolutions du fond depuis le milieu des années 80, sont présentées successivement sous forme de carte (Figure 5-13), en superposant les levés anciens et contemporains le long de différents profils (Figure 5-15), et en comparant les principales lignes de niveaux (Figure 5-16). En près de 30 ans, le fond s'est exhaussé de 3 à 5 m, jusqu'à 7 m localement (au sud-ouest), principalement à l'Ouest de l'ancien dôme de clapage.



Figure 5-14 : Carte d'évolutions des fonds de 1985/1986 à 2016



Figure 5-15 : Évolutions morphologiques entre 1985/1986 et 2018, le long de quatre profils transverses au trait de côte



Figure 5-16 : Évolutions des principaux isobathes entre 1985/1986 et 2018



5.2 STATISTIQUES DE MISE EN MOUVEMENT DES SEDIMENTS

5.2.1 PRINCIPE

Au-delà d'une vitesse de frottement critique, les particules d'une granulométrie donnée perdent leur « équilibre » et sont mises en mouvement (Le Hir, 2008). L'objectif ici est de rendre compte de la mobilité des particules sur les zones du parc et des corridors.



Figure 5-17 : Représentation des 4 points HOMERE (entourés en rouge) utilisés pour calculer les statistiques de mise en mouvement des sédiments.

5.2.2 METHODOLOGIE

L'analyse des conditions de mise en mouvement du transport solide sur la période 1994-2020 est basée sur la formulation de Wu and Lin (2014) avec :

- 1 classe granulométrique : [d50 spécifique pour chaque zone et précisé sur les figures des contraintes vagues/courant] ;

- les paramètres de vagues considérés : amplitude/vitesses orbitales sur le fond et/ou hauteur significative (Hs) et période pic (Tp) ;

- les courants HOMERE;
- la bathymétrie HOMERE.



Le diagramme de Shields est largement utilisé pour spécifier les seuils critiques pour la mise en mouvement des sediments. Il a été calibré et validé sur la base de nombreux essais en canal. A partir de ce diagramme nous avons sélectionné 4 seuils critiques (Figure 5-18) :

- Début de mise en mouvement des sables: $\theta_{cr} \theta_{cr=0.02}$
- Début de mise en mouvement des graviers et cailloutis: $\theta_{cr} \theta_{cr}=0.03$
- Charriage établi pour les sables: $\theta_{cr}=0.031$



- Charriage établi pour les graviers et cailloutis: $\theta_{cr} \theta_{cr} = 0.055$

Figure 5-18 : Paramètre de Shields θ en fonction de la taille de grain adimensionnelle D* (Source : De Vos et al., 2011).

5.2.3 RE-ANALYSES DES CONDITIONS DE MISE EN MOUVEMENT ET DU TRANSPORT SOLIDE

5.2.3.1 Emprise EMR

5.2.3.1.1 Centre de la zone de cailloutis (Point 1, D50=40mm)

D'après la Figure 5-19 les tensions de cisaillement au fond ne sont pas suffisantes pour remobiliser des cailloutis au niveau du point 1 défini au centre de la zone des cailloutis du parc EMR. Le paramètre de Shields n'atteint et ne dépasse jamais la valeur suffisante ($\theta_{cr}=0.03$) pour initier la mise en mouvement des cailloutis. Un tel résultat est un indicateur de fonds de cailloutis stables sur ce secteur. Il ne faut cependant pas négliger la présence de placages sableux par endroits, avec des mégarides qui s'y développent, analysées en section 4.2.1.4.2.



🧑 suez

Actimar

Figure 5-19 : Ré-analyse des conditions de vagues et de mise en mouvement de cailloutis (secteur du parc).



🧑 suez

Actimar

Figure 5-20 : Analyse statistique d'extrêmes des conditions de vagues et de contraintes de cisaillement sur le fond, zone des cailloutis du parc EMR.



5.2.3.1.2 Centre de la zone de graviers dans la zone EMR (Point 2, D50=10mm)

修 SUez

Actimar

La Figure 5-21 indique que la valeur minimum de mise en mouvement des graviers ($\theta_{cr}=0.03$) est atteinte ou dépassée 0.1% du temps sur la période 1994-2020, pour des houles dépassant 5 m en Hs. La condition de charriage établi ($\theta_{cr}=0.055$) est atteinte une seule fois, en 1998 à la faveur d'une houle de 6 m de hauteur significative. A des profondeurs de -43.5 m NM, les graviers sont donc remobilisables mais seulement en conditions de tempêtes, une à deux fois par an seulement.



Figure 5-21 : Ré-analyse des conditions de vagues et de mise en mouvement des graviers (zone du parc).



🧑 suez

Actimar

Figure 5-22 : Ré-analyse des conditions de vagues et de capacité de transport solide des graviers (secteur du parc).





Figure 5-23 : Distributions statistiques intensité/direction des conditions hydrodynamiques et de transport solide de graviers (secteur du parc).

5.2.3.2 Emprise Corridor Ouest : zone de sédiments graveleux (Point 3, D50=10mm)

Sur la zone de graviers du corridor Ouest, le nombre d'occurrences du dépassement de la valeur seuil de mise en mouvement des graviers ($\theta_{cr}=0.03$) est comparable, et aux mêmes moments, que pour les graviers dans la zone du parc (Figure 5-24). Cependant, les valeurs du paramètre de Shields sont inférieures et n'atteignent jamais la valeur critique du charriage établi ($\theta_{cr}=0.055$). Les graviers au niveau du corridor Ouest seraient donc encore moins mobilisés qu'ils ne le sont dans le parc.



HOMERE (0.97°W /49.68°N) ; profondeur d'eau :40.0m/NM

🧑 suez

Actimar

0 1994 1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2008 2010 2011 2012 2012 2014 2015 2016 2016 2018 2019 2020 Année

Figure 5-24 : Ré-analyse des conditions de vagues et de mise en mouvement de graviers (corridor Ouest).



🧑 suez

Actimar

Figure 5-25 : Ré-analyse des conditions de vagues et de capacité de transport solide de graviers (Corridor Ouest).


Figure 5-26 : Distributions statistiques intensité/direction des conditions hydrodynamiques et de transport solide de graviers (Corridor Ouest).

5.2.3.3 Emprise Corridor Est : zone de sables (Point 4, D50=1mm)

Contrairement aux graviers et cailloutis, les sables (même grossiers, D50=1mm) au centre du corridor Est sont mobilisés très fréquemment. D'après les ré-analyses de la période 1994-2020 (Figure 5-27), les sables sont mis en mouvement plus de 45% du temps, et 27% dans le cas d'un charriage établi, et ce, même pour des profondeurs d'eau de -38.6 m NM. A cette profondeur, l'effet des plus fortes vagues est significatif, mais l'influence des courants est le principal facteur de la mobilité des sables (Figure 5-28) que ce soit pour la mise en mouvement, mais aussi pour la condition de charriage établi.



🧑 suez

rActimar







2006 2007 2008 2008 2010 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2011 2012 2012 2014 2015 2016 2016 2018 2019 1995 2020 Année







Figure 5-28 : Effet des vagues et du courant sur le paramètre de mobilité des sables grossiers (corridor Est).



🧑 suez

Actimar

Figure 5-29 : Analyse statistique d'extrêmes des conditions de vagues et de contraintes de cisaillement sur le fond, zone sableuse (corridor Est).



SUE2

Figure 5-30 : Ré-analyse des conditions de vagues et de capacité de transport solide de sables grossiers (corridor Est).





Figure 5-31 : Distributions statistiques intensité/direction des conditions hydrodynamiques et de transport solide de sables grossiers (corridor Est).

6. CARTOGRAPHIE DES ORDRES DE GRANDEUR DES VARIATIONS ALTIMETRIQUES ATTENDUES

6.1 **METHODOLOGIE**

suez

Actimar

Les évolutions qui sont quantifiées peuvent être de plusieurs types :

- Des variations altimétriques « court terme », typiquement de l'événement à quelques années, notamment liées à la mobilité de formes de fond de petite dimension qui se déplacent rapidement (par exemple des mégarides qui se déplacent de plus d'une longueur d'onde entre deux levés espacés d'un an). De telles variations altimétriques peuvent aussi être quantifiées à partir des différentiels bathymétriques entre deux dates plus largement espacées (même entre deux levés espacés de plusieurs dizaines d'années, les variations altimétriques associées à la mobilité de petites formes de fond sont forcément cartographiées).
- Des variations altimétriques moyen/long terme, typiquement de quelques années, quelques dizaines d'années, voire plusieurs centaines d'années (en fonction des données disponibles). Ces variations sont soit associées à des morphologies de grande ampleur (par exemple de grands bancs de sable) soit à des apports continus de sédiment (ce cas spécifique, par exemple une embouchure estuarienne, en prise directe avec une source de sédiments conséquente, n'est a priori pas de mise ni dans la zone du parc ni dans la zone du corridor). Pour que les variations altimétriques moyen/long terme puissent être associées à une tendance, il faut :
 - bien évidemment que la tendance évolutive soit d'une ampleur plus importante que les marges d'erreur de types biais associées aux données bathymétriques (en particulier pour les données bathymétriques anciennes),
 - et que cette tendance se dessine clairement à une certaine échelle spatiale, et puisse être mise en relation avec des processus hydro-sédimentaires identifiés.

6.2 SECTEURS

La zone d'étude étant très étendue, les ordres de grandeur des évolutions sont évalués par secteur bathymétrique : les fonds marins (>10-20 m), les petits fonds (<10-20 m), l'estran, puis le trait de côte.



En premier lieu, sont présentées les évolutions qui concernent les fonds marins et les petits fonds des différents secteurs de la zone de projet. La quantification de la variabilité altimétrique des fonds s'appuie sur des analyses statistiques des différentiels bathymétriques.

Les ordres de grandeur des variations altimétriques sur le secteur estran/trait de côte sont principalement issus de la bibliographie.

6.3 FONDS MARINS : SPATIALISATION, PAR ANALYSE STATISTIQUE, DES VARIATIONS ALTIMETRIQUES MESUREES DANS DES ZONES SEDIMENTAIRES HOMOGENES

Pour un secteur de couverture sédimentaire (et donc de conditions de mise en mouvement) relativement homogènes, on peut par exemple considérer qu'une indication significative des variations altimétriques de l'ensemble de la zone peut être le percentile 75 ou 90 des évolutions altimétriques « point par point » (c'est-à-dire que les différentiel bathymétriques, dans le cas où au moins un des deux levés correspond à des données ponctuelles de type monofaisceau, ne sont calculés qu'à l'emplacement des sondes, pour s'affranchir de marges d'erreur additionnelles liées aux interpolations). Sur un secteur de dynamique sédimentaire relativement homogène, on peut supposer qu'une évolution (érosion ou dépôt) à un endroit à un moment donné se passera à un autre endroit à un autre moment. Et on considère que le tracé du câble peut éviter les singularités, on s'intéresse alors à des grandeurs statistiques des variations altimétriques, caractéristiques de variations altimétriques significatives, sans nécessairement qu'il s'agisse des variations maximales : percentile 75 (variations altimétriques atteintes ou dépassées pour 25% des points de différentiel bathymétrique), percentile 90 (variations altimétriques atteintes ou dépassées pour 10% des points de différentiel bathymétrique) et percentile 95 (variations altimétriques atteintes ou dépassées pour 10% des points de différentiel bathymétrique).

Pour toutes les zones confondues, les variations altimétriques moyennes (Tableau 6-1) sont toutes inscrites dans les marges d'erreur des différentiels.

Pour les tendances d'évolution à moyen/long terme sur un secteur donné, c'est la valeur moyenne de l'évolution entre deux dates qui est pertinente (et les marges d'erreur à considérer sont celles sans les variations locales liées aux mouvements du sondeur, cf. Tableau 6-1). Pour n'importe quel différentiel sur les différents secteurs, les valeurs moyennes sont nettement endeçà des valeurs hautes des marges d'erreur estimées sur les différentiels. La précision des données ne permet pas de se prononcer sur des tendances évolutives des fonds marins. On peut cependant préciser d'après les différentiels long/terme (sur près de 100 ans, d'après la comparaison des données actuelles et des années 1913-1914), qu'aucune tendance significative ne semble se dégager : les différentiels sont, en moyenne, tous inférieurs au mètre.

Différentes grandeurs statistiques (moyennes et percentiles) des variations altimétriques ont été calculées sur les différents secteurs (parc et corridors, Tableau 6-2).

La statistique de percentile 75 reste partout en-deçà ou équivalente aux marges d'erreur (maximales potentielles) sur les différentiels.

Pour la statistique de percentile 90, les secteurs les plus mobiles identifiées (pour lesquels les évolutions altimétriques dépassent les marges d'erreur) restent tout de même en deçà de 3 m et concernent des évolutions sur 40 à 100 ans.



Pour la statistique de percentile 95, les secteurs les plus mobiles identifiées (pour lesquels les évolutions altimétriques dépassent les marges d'erreur) restent tout de même en deçà de 4 m et concernent également des évolutions sur 40 à 100 ans.

Les analyses des variations altimétriques du fond marin indiquent globalement un secteur d'étude relativement peu mobile. Même pour les variations les plus marquées, localement (percentiles 90 et 95), les valeurs restent en-deçà de 3-4m dont une partie liée aux marges d'erreur sur les levés qui peut atteindre jusqu'à 2 m.

Pour des analyses plus abouties, et être en mesure d'affiner l'analyse de la variabilité altimétrique et d'intercomparer différentes options de tracés sur les corridors, il est indispensable de disposer de donner plus précises. Les analyses pourront d'abord être mises à jour après réduction de sondes du levé multifaisceaux de 2020 tenant compte des conditions de surcote/décote pendant le levé.

Différentiels	Zone	Profondeurs	Marges d'erreurs verticales (m)	Marges d'erreurs verticales sans les variations locales liées aux mouvements du sondeur * (m)
2020-1983	Parc-Ouest-Est	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2020-1983	Parc	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2020-1982	Parc-Ouest	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2020-1974	Parc-Est	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2020-1983	Ouest	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2020-1983	Paléo-vallée (Ouest)	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2020-1970	Ouest	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]
2016/17-2010	Ouest	Petits fonds - Estran	[0.1 0.7]	[0.1 0.6]
2016/17-1914	Ouest	Petits fonds - Estran	[0.1 1.7]	[0.1 1.6]
2016/17-1913	Ouest	Petits fonds - Estran	[0.1 1.7]	[0.1 1.6]
2010-1984	Ouest	Large	[0.1 1.3]	[0.1 1]
1993-1970	Ouest	Large	[0.1 1.3]	[0.1 1]
1984-1913	Ouest	Large	[0.1 2.3]	[0.1 2]
1982/83-1913	Ouest	Large	[0.1 2.3]	[0.1 2]
1970-1914	Ouest	Large	[0.1 2.3]	[0.1 2]
2020-1983	Est	Large	[0.1 2.3]	[0.1 1.5]

Tableau 6-1 : Moyennes d'évolution sur les différentiels présentés en partie 4.

1991-1978	Est	Large	[0.1 1.3]	[0.1 1]
1991-1974	Est	Large	[0.1 1.3]	[0.1 1]
1987-1894	Est	Petits fonds	[0.1 2.3]	[0.1 2]
1982/83-1974	Est	Large	[0.1 1.6]	[0.1 1]
1978-1977	Est	Large	[0.1 1.6]	[0.1 1]
1978-1974	Est	Large	[0.1 1.6]	[0.1 1]
1978-1909	Est	Large	[0.1 2.3]	[0.1 2]
1978-1894	Est	Large	[0.1 2.3]	[0.1 2]

SUE2



Tableau 6-2 : Statistiques d'évolution sur les différentiels présentés en partie 4. Les percentiles 50, 75, 90 et 95 sont calculés à la fois pour les évolution
négatives et les évolutions positives des différentiels bathymétriques.

Différentiels	Zone	Prof.	moy. des évolutions (m)	P 50 des évolutions - (m)	P 50 des évolutions + (m)	P 75 des évolutions - (m)	P 75 des évolutions + (m)	P 90 des évolutions - (m)	P 90 des évolutions + (m)	P 95 des évolutions - (m)	P 95 des évolutions + (m)	Marges d'erreurs verticales (m)
2020-1983	Parc + Ouest + Est	Large	0.61	0.21	0.65	0.49	0.84	1.02	1.02	1.52	1.15	[0.1 2.2]
2020-1983	Parc	Large	0.60	0.18	0.63	0.42	0.80	0.87	0.98	1.40	1.37	[0.1 2.2]
2020-1982	Parc + Ouest	Large	1.12	0.24	1.11	0.55	1.30	1.16	1.47	1.70	1.57	[0.1 2.2]
2020-1974	Parc + Est	Large	1.30	1.03	1.31	1.78	1.49	2.81	1.63	3.96	1.72	[0.1 2.2]
2020-1983	Ouest	Large	0.68	0.24	0.71	0.55	0.90	1.16	1.10	1.70	1.22	[0.1 2.2]
2020-1983	Paléo- vallée (Ouest)	Large	0.64	0.38	0.70	0.85	0.91	1.57	1.14	2.18	1.23	[0.1 2.2]
2016/17- 2010	Ouest	Petits fonds	0.01	0.24	0.23	0.68	0.32	1.21	0.44	1.54	0.55	[0.1 0.7]
2016/17- 1914	Ouest	Petits fonds	-0.67	0.97	0.55	1.80	1.08	2.83	1.79	3.53	2.41	[0.1 1.7]
2016/17- 1913	Ouest	Petits fonds	-0.36	0.28	0.42	0.84	0.86	1.43	1.44	1.90	1.95	[0.1 1.7]
2010-1984	Ouest	Large	-0.25	0.37	1	0.56	1.58	0.92	2.28	1.30	2.75	[0.1 1.7]
1993-1970	Ouest	Large	-0.43	0.50	0.27	0.82	0.55	1.32	1.05	1.86	1.50	[0.1 1.3]
1984-1913	Ouest	Large	0.91	0.40	0.42	0.97	0.96	1.81	1.81	2.40	2.36	[0.1 1.3]



RTE Baie de Seine Analyse hydro-sédimentaires et morphodynamiques V1.0

1982/83- 1913	Ouest	Large	-0.48	0.71	0.39	1.07	0.76	1.54	1.30	1.87	1.58	[0.1 1.6]
1970-1914	Ouest	Large	0.28	0.49	0.63	0.89	1.1	1.30	1.68	1.63	2.12	[0.1 1.6]
2020-1983	Est	Large	0.67	0.17	0.68	0.41	0.84	1.15	1	2.22	1.11	[0.1 1.6]
1991-1978	Est	Large	-0.45	0.44	0.11	0.65	0.31	1	0.77	1.92	1.29	[0.1 2.2]
1991-1974	Est	Large	-0.14	0.20	0.11	0.32	0.22	0.48	0.6	0.61	0.91	[0.1 1.3]
1987-1894	Est	Petits fonds	0.76	0.45	0.85	0.95	1.48	2.39	2.8	3.26	5.1	[0.1 1.3]
1982/83- 1974	Est	Large	0.13	0.15	0.25	0.27	0.41	0.42	0.58	0.55	0.70	[0.1 2.3]
1978-1977	Est	Large	0.50	0.16	0.54	0.31	0.75	0.51	0.91	0.66	1.03	[0.1 1.6]
1978-1974	Est	Large	0.06	0.16	0.74	0.30	1.16	0.51	1.84	0.74	2.32	[0.1 1.6]
1978-1909	Est	Large	0.05	0.31	0.35	0.54	0.61	0.80	0.96	1	1.26	[0.1 1.6]
1978-1894	Est	Large	0.67	0.34	0.75	0.89	1.16	1.13	1.84	1.29	2.32	[0.1 2.3]
												[0.1 2.3]



RTE Baie de Seine Analyse hydro-sédimentaires et morphodynamiques V1.0



Figure 6-1 : Superposition des différentiels bathymétriques calculés et cartographiés en section 4.2.



RTE Baie de Seine Analyse hydro-sédimentaires et morphodynamiques V1.0



6.4 ESTRAN/TRAIT DE COTE

6.4.1 CORRIDOR OUEST

Les analyses de l'évolution du littoral du corridor Ouest sont toutes issues de la bibliographie. La dynamique de ces littoraux est contrastée.

Le haut d'estran (plage) de la partie Nord (de la pointe de Barfleur à Saint-Vaast-La-Hougue) présente de nombreuses zones en érosion (faible) sur la période 1996-2017 (Figure 4-60).

Le haut d'estran (plage) de la partie Sud (de Saint-Vaast-La-Hougue à Ravenoville) est plutôt en accrétion (faible), notamment pour la période récente (2010-2017).

L'étude par photographies aériennes révèle des zones de progradations marquées du trait de côte (2 à 4 m/an) au Sud de Morsalines et au Nord de Quinéville (Figure 4-59).

Les évolutions topo-bathymétriques sur l'estran du corridor Ouest (Figure 4-63) sont globalement, d'après la comparaison des données de 1913/9-1914 et 2016/2017, comprises entre 1 m et de 2 m, c'est-à-dire dans les marges d'erreur associées à ce différentiel bathymétrique. En quelques points des écarts de 1 à 3 m, exceptionnellement jusqu'à 4 à 5m, sont calculés, une bonne partie pouvant être liée aux erreurs sur les levés.

L'étude des profils de plage menée par l'Université de Caen indique des extremums atteignant au maximum +2.2 m de variation altimétrique (en haut de plage à Montfarville). Les variations altimétriques ne dépassent que très rarement les 1 m sur le secteur étudié (Figure 4-60) pour la période 1996-2017.

A ce stade des analyses on peut retenir des évolutions modérées sur l'estran, qui devront être confirmés et précisées par des analyses plus systématiques.

6.4.2 CORRIDOR EST

Le littoral du corridor Est, par sa nature (falaises) mais aussi son évolution, contraste avec le littoral du corridor Ouest. Même s'il existe quelques secteurs où l'évolution n'est pas identifiable, les taux de recul moyen des falaises sont de l'ordre de 0.2 m/ an mais elles reculent de manière épisodique, à la faveur d'éboulis localisés. Les valleuses, définis comme les points bas de ces falaises, et visibles en Figure 4-65, présentent les plus forts taux de recul, jusqu'à 0.4 m/an.

Les évolutions au niveau de l'estran sont difficilement identifiables sur nos analyses, compte tenu de la qualité des données, mais aussi du faible recouvrement de données topobathymétriques présents au niveau de ce littoral. Les travaux de Elineau (2013) permettent cependant d'appréhender cette évolution. Les dépôts de pied de falaise issus des éboulements forment un talus continu qui protège contre l'érosion marine et il s'accumule en haut d'estran des cordons de galets (Elineau, 2013).

En vue d'un atterrage potentiel sur ce littoral, des analyses dédiées des évolutions sont à prévoir, notamment :

- en haut d'estran où la dynamique des galets peut être conséquente, en lien avec une source à proximité immédiate (éboulements de falaise) et la dynamique de type dérive littorale
- en bas d'estran, dans les zones de transition entre le platier rocheux et les fonds sableux, des variations altimétriques de l'ordre de 3 m des fonds sableux pouvant se



produire (e.g. étude Actimar/B. Waeles, 2016, pour DNV-GL et RTE, projet d'atterrage dans le secteur de Penly).



REFERENCES

Actimar/B. Waeles (2016) pour DNV-GL et RTE. Raccordement du site DLT. Etude des conditions d'érosion du platier rocheux.

Artelia (2012) Détermination du potentiel hydrolien en Basse-Normandie : croisement du gisement hydrolien et des contraintes du domaine côtier – détermination du potentiel, Tsd/slx – n° 171 3186 fevrier 2012

Avoine, J. (1981). L'estuaire de la Seine: sédiments et dynamique sédimentaire. Thèse de doctorat, Université de Caen, 236 p.

Avoine, J., Dubrulle, L., & Larsonneur, C. (1985). La dynamique sédimentaire dans les estuaires de la Baie de Seine. Conséquences sur l'environnement. In La Baie de Seine. Colloque National du CNRS, 24-26 avril 1985.

Avoine J. (1987). Sediment exchanges between the Seine estuary and its adjacent shelf. Journal of the Geological Society 144:135 doi:10.1144/gsjgs.144.1.0135

Avoine J. (1992). Étude d'impact de la deuxième passerelle transmanche de Caen-Ouistreham - Étude de la dispersion des rejets de dragages à l'aide de traceurs fluorescents. Rapport DDE Calvados. 70 p.

Avoine J., Téxier h. et Quillard J. (1993). Les rejets de dragage du port Caen-Ouistreham. Impacts hydrosédimentaires et géochimiques. Univ. Caen. 9 p.

Avoine J. (1994). Synthèse des connaissances sur l'estuaire de la Seine, Partie 2-Sédimentologie. Port Autonome du Havre, Ifremer, Brest, .156

Auffret, J., & d'Ozouville, L. (1985). Cartographie du prisme sédimentaire holocène en Baie de Seine orientale, par sismique réflexion à haute définition. In La Baie de Seine. Colloque National du CNRS, 24-26 avril 1985.

Benabdellouahed, M. (2011). La Seine fluviatile plio-quaternaire en baie de Seine: évolution morphologique et sédimentaire (rôle du substratum géologique et des cycles climato-eustatiques) (Thèse de Doctorat, Université de Caen).

Benabdellouahed M., Dugué O., Tessier B., Thinon I. & Guennoc P., (2013). Evolution pléistocène de la Seine fluviatile préservée en Baie de Seine. Quaternaire, vol. 24/3, 267-277.

Benabdellouahed M., Dugué O., Tessier B., Thinon I., Guennoc P.,& Bourdillon, C. (2014). Nouvelle cartographie du substratum de la baie de Seine et synthèse géologique



terre-mer : apports de nouvelles données sismiques et biostratigraphiques. Géologie de la France

Blanpain, O. (2009). Dynamique sédimentaire multiclasse: de l'étude des processus à la modélisation en Manche (Thèse de doctorat, Université de Rouen).

Bourdillon C. (2010). Stratigraphie de quatre échantillons de sédiments dragués dans la baie de Seine, France. Rapport Eradata, Le Mans, France 202/03-10/FR, 11 p.

Boust D. (1999). Distribution and inventories of some artificial and naturally occurring radionuclides in medium to coarse-grained

BRGM (1993). Schéma d'utilisation de la mer. Application à l'exploitation des granulats marins en Baie de Seine. Etat d'avancement du 31 décembre 1993. 78 p.

Chapalain, M. (2018). Dynamique des matières en suspension en mer côtière: caractérisation, quantification et interactions sédiments/matière organique (Doctoral dissertation, Brest).

Chauvin, P., Freger, G., & Guyader, J. (1985). Synthèse des connaissances sur les effets du dépôt de dragage d''Octeville. In La Baie de Seine. Colloque National du CNRS, 24-26 avril 1985.

Costa, S. (2000). Le recul des falaises du pays de Caux. Bulletin d'information des géologues du bassin de Paris, 37(1), 31-34.

Costa, S., Lageat, Y., Hénaff, A., Delahaye, D., & Plessis, E. (2003). Origine de la variabilité spatiale du recul des falaises crayeuses du nord-ouest du Bassin de Paris. L'exemple du littoral haut-normand (France). Hommes et Terres du Nord, 1(1), 22-31.

Crevel, L. (1985). La dynamique sédimentaire en Baie de Seine nord-orientale, fluctuations et évolution de la couverture meuble. In La Baie de Seine. Colloque National du CNRS, 24-26 avril 1985.

Dubrulle-Brunaud C. (2007). Les sédiments fins dans un systèmes macrotidal actuel (continuum Seine-Baie de Seine) : caractérisations géochimiques et minéralogiques, identification des sources. Thèse de doctorat Université de Rouen

Dupont, J., Lafite, R., & Lamboy, M. (1985). Contribution de l'étude des suspensions à la compréhension des mécanismes hydro-sédimentaires estuariens et littoraux en Manche centrale et orientale. In La Baie de Seine. Colloque National du CNRS, 24-26 avril 1985.

Dupont JP. & Lafite R. (1986). Importance et rôle du matériel organique vivant et inerte dans les suspensions de la Baie de Seine. In : La Baie de Seine (GRECO-MANCHE) - Université de Caen, 24-26 Avril 1985, Actes de Colloques n. 4 155-162.

J.B.R. Eamer, J. Shaw, E.L. King, and K. MacKillop. (2020). Seabed conditions on the inner shelves of Atlantic Canada. Geological Survey of Canada.

Elineau, S. (2013). Le risque naturel côtier sur la communauté d'agglomération du Havre (Haute-Normandie): Une évaluation des aléas (Doctoral dissertation, Université du Havre).

Emile, P. (2019). Étude de l'évolution de la position du trait de côte, approche par segmentation et apport des SIG pour combiner les informations sur le littoral : exemple de



deux secteurs du Cotentin aux dynamiques différentes. Rapport de stage de Master 1. Université de Caen-Normandie.

Evrard, H., & Sinelle, C. (1980). Stabilité des falaises du Pays de Caux. CETE, LRPC, Le Grand Quevilly.

Flood, R. D. (1983). Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. Geological Society of America Bulletin, 94(5), 630-639.

Garlan, T., & Marchès, É. (2012). Nature des fonds marins. Sous-région marine Manche-Mer du Nord. Evaluation initiale DCSMM.

Garnaud. (2003). La sédimentation fine sur une plate-forme interne actuelle macrotidale : la Baie de Seine sud-orientale (France). Océan, Atmosphère. Université de Caen, Français. NNT : 2003CAEN2009. tel-00003489v2

Groupement d'Intérêt Public Seine-Aval (GIPSA), (2009a). Aménagement de l'estuaire de la Seine. Fiche thématique du système d'observation de l'état de santé de l'estuaire de la Seine et de son évolution. 6p.

Guillou, N., & Chapalain, G. (2010). Numerical simulation of tide-induced transport of heterogeneous sediments in the English Channel. Continental Shelf Research, 30(7), 806-819.

Lafite R. (1990). Caractérisation et dynamique des particules en suspension dans un domaine marin macrotidal influencé par un estuaire : l'exemple de la Baie de Seine orientale (France). Université de Rouen

Larsonneur C. (1971). Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse d'Etat, Université de Caen. 394p.

Larsonneur, C. (1977). De la Baie de Seine à l'estuaire de la Seine, histoire du Quaternaire marin. Bulletin de la Société Géologique de Normandie et Amis du Muséum du Havre LXIV (4), 9-19.

Larsonneur, C., Auffret, J., & Avoine, J. (1985). Etudes hydrosédimentaires en Baie de Seine.

LCHF : Laboratoire Central d'Hydraulique de France (1973). Etude du littoral entre Le Havre et Antifer. Rapport ronéotypé, Maisons Alfort, 38 p.

Le Hir P. & L'Yavanc P. (1985). Observations de courant en Baie de Seine : In : La Baie de Seine, Colloque National du CNRS (Caen, 1985), Actes de Colloques n°4, Ifremer (éd.)

Le Hir, P., Salomon, J., Leprovost, C., Chabert d'Hieres, G., & Mauvais, J. (1985). Approche de la circulation résiduelle en Baie de Seine. In La Baie de Seine. Colloque National du CNRS, 24-26 avril 1985.

Le Hir, P. (2008). Aide-mémoire de dynamique sédimentaire.

Lemoine, J.P. & Verney, R. (2015). Fonctionnement hydro-sédimentaire de L'estuaire de La Seine. Fascicule Seine-Aval, p.64.



Lesourd, S., Lesueur, P., Brun-Cottan, J.-C., Auffret, J.P., Poupinet, N. & Laignel, B. (2001). Morphosedimentary evolution of a macrotidal estuary subjected to human impact; the example of the Seine (France). Estuaries 24 (6B), 940-949.

Lesourd, S., Lesueur, P., Fisson, C., & Dauvin, J. C. (2016). Sediment evolution in the mouth of the Seine estuary (France): A long-term monitoring during the last 150 years. Comptes Rendus Geoscience, 348(6), 442-450.

Lesueur, P., Garnaud, S., Lesourd, S., Brun-Cottan, J. C., Poupinet, N., & Tessier, B. (2002). Fonctionnement sédimentaire des vasières de la Seine.

Letortu, P., Costa, S., Bensaid, A., Cador, J. M., & Quénol, H. (2014). Vitesses et modalités de recul des falaises crayeuses de Haute-Normandie (France): méthodologie et variabilité du recul. Géomorphologie: relief, processus, environnement, 20(2), 133-144.

Lobo, F. J., Hernández-Molina, F. J., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., Maldonado, A., Martos, Y., ... & Vázquez, J. T. (2011). Furrows in the southern Scan Basin, Antarctica: interplay between tectonic and oceanographic influences. Geo-Marine Letters, 31(5), 451-464.

Marmin. S, Dauvin J.-C., Lesueur P., Samson S., Tournier P. (2014). Evolution sédimentaire (2010-2014) de la zone d'expérimentation de clapage du Grand Port Maritime de Rouen en baie de Seine orientale XIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Dunkerque, 2-4 juillet 2014, DOI:10.5150/jngcgc.2014.091

Marmin., S. (2013). Impacts biosédimentaires des expérimentations de clapages en baie de Seine sur la communauté des sables moyens propres à Nephtys cirrosa. Ecologie, Environnement. Université de Caen Basse-Normandie, 2013. Français. NNT : 2013CAEN2071. tel-01922183

Masson, D. G., Wynn, R. B., & Bett, B. J. (2004). Sedimentary environment of the Faroe-Shetland and Faroe Bank Channels, north-east Atlantic, and the use of bedforms as indicators of bottom current velocity in the deep ocean. Sedimentology, 51(6), 1207-1241.

Mear, Y., Poizot, E., Murat, A., Lesueur, P., & Thomas, M. (2006). Fine-grained sediment spatial distribution on the basis of a geostatistical analysis: Example of the eastern Bay of the Seine (France). Continental Shelf Research, 26(19), 2335-2351.

Pantet, A., Benamar, A., & Robert, S. (2010). Rhéologie des sédiments: domaines d'application en baie de Seine. In RST 2010-Réunion des Sciences de la Terre, 25-29 Octobre 2010, Bordeaux.

Rebesco, M., Domack, E., Zgur, F., Lavoie, C., Leventer, A., Brachfeld, S., & Pettit, E. (2014). Boundary condition of grounding lines prior to collapse, Larsen-B Ice Shelf, Antarctica. Science, 345(6202), 1354-1358.

Salomon, J. (1985). Courantologie calculée en Baie de Seine. In La Baie de Seine. Colloque National du CNRS, 24-26 avril 1985.

Salomon, J. C., & Breton, M. (1991). Courants résiduels de marée dans la Manche. Oceanologica Acta, Special issue.

Salomon, J. C., & Breton, M. (1993). An atlas of long-term currents in the Channel. Oceanologica Acta, 16(5-6), 439-448.



Seine-Aval, G. D. I. P. (2008). Contextes climatique, morphologique & hydrosédimentaire: dynamique des matériaux fins dans l'estuaire de la Seine. Groupement d'Intérêt Public Seine-Aval, Rouen.

Seine-Aval, G. I. P. (2011). L'estuaire de la Seine. Fiche thématique du système d'observation de l'état de santé de l'estuaire de la Seine et de son évolution, 6.

SHOM (2004). L'hydrographie, les documents nautiques, leurs imperfections et leur bon usage.

SHOM (2019). Description de l'état de la connaissance et des caractéristiques physiques de la macrozone éolien en mer de Normandie.

Vaslet, D., Larsonneur, C., & Auffret, J. P. (1978). Les sédiments superficiels de la Manche 1/500000. Carte géologique de la marge continentale française. Ministère de l'industrie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Centre National pour l'Exploitation des Océans.

Viekman, B. E., Flood, R. D., Wimbush, M., Faghri, M., Asako, Y., & Van Leer, J. C. (1992). Sedimentary furrows and organized flow structure: A study in Lake Superior. Limnology and Oceanography, 37(4), 797-812.

Volmat M. (1929). Les érosions du littoral du Calvados et les atterrissements de l'estuaire de la Seine. 22ème Cahiers de la Recherche Hydraulique sur le régime des côtes, Paris, Imp. Nat., 39 p.

Wu, W., & Lin, Q. (2014). Nonuniform sediment transport under non-breaking waves and currents. Coastal engineering, 90, 1-11.

Wynn, R. B., & Masson, D. G. (2008). Sediment waves and bedforms. Developments in sedimentology, 60, 289-300.



ANNEXE 2 : Synthèse des mesures de suivi de l'évolution des plages (profils) réalisées par l'Université de Caen sur le secteur. NB : Dans la colonne Tendance érosion/accrétion, la présence éventuelle de parenthèses indique une tendance mineure voire non significative.

Station	Tendance globale érosion/accrétion	Extremums sur la période considérée	Profil
SNE28 Montfarville	Accrétion haut de plage (Erosion bas de plage)	~[-0.8 ; +2.2] m	Station SNE28 : profil(s) de plage(s)
SNE27 Montfarville	Accrétion haut de plage Erosion bas de plage	~[-0.7 ; +1.2] m	Station SNE27 : profil(s) de plage(s)
SNE26 Réville	(Erosion)	~[-0.6 ; +0.2] m	Station SNE26 : profil(s) de plage(s)



RTE Baie de Seine

Analyse hydro-sédimentaires et morphodynamiques V1.0





tation SE21 profil(s) de plage(s) profil de plage 8.0 7.0 6.0 5.0 SE21 hauteur (m) (Erosion pied 4.0 ~[-0.8 ; +0.2] m Saint-Vaastd'ouvrage) 3.0 la-Hougue 2.0 1.0 0.0 0 50 100 150 200 250 300 distance (m) - 13-05-96 (terrestre) - 26-09-16 (aérien) CREC / UNICAEN, 2019 Station SE20 : profil(s) de plage(s) profil de plage 6.0 5.0 40 **SE20** hauteur (m) 3.0 ~[-1.5 ; +0.1] m Erosion pied d'ouvrage 2.0 Saint-Vaast-1.0 la-Hougue 0.0 -1.0 100 120 140 160 180 200 220 240 260 280 20 80 distance (m) - 13-05-96 (te — 26-09-16 (aérien) CREC / UNICAEN, 2019



			Station SE19 : profil(s) de plage(s)
SE19 Saint- Vaast-la- Hougue	(Accrétion)	~[+0.0 ; +0.2] m	5.0 profil de plage 4.0 4.0 3.0 4.0 2.0 4.0 0.0 2.0 1.0 4.0 0.0 4.0 <t< td=""></t<>
SE18 Morsalines	(Erosion haut de plage) (Accrétion bas de plage)	~[-0.4 ; +0.2] m	Station SE18 : profil(s) de plage(s)
SE17 Morsalines	Stable	~[-0.3 ; +0.2] m	Station SE17 : profil(s) de plage(s).



SE16 Crasville	Accrétion haut de plage	~[-0.2 ; +0.8] m	Station SE16 : profil(s) de plage(s)
			2.0 0 50 100 150 200 250 300 distance (m) - 30-04-96 (terrestre) - 25-09-16 (serien) CREC / UNCAEN, 2019
SE15 Aumeville- Lestre	Stable	~[-0.3 ; +0.5] m	Station SE15 : profil de plage(s) 5.5 5.0 5.0 5.0 5.0 5.0 5.0 5.0
SE13 Lestre	(Accrétion haut de plage) (Erosion bas de plage)	~[-0.7 ; +1.2] m	Station SE13 : profil de plage(s) 6.0 6.0 6.0 6.0 6.0 6.0 6.0 6.0
SE12 Quinéville	Stable	~[-0.4 ; +0.4] m	Station SE12 : profil de plage(s)



