



## **AVERTISSEMENT**

Cette étude a été réalisée à la demande du Ministère des Transports et de la Mobilité durable et a été financée par le Ministère.

Les opinions exprimées dans le présent rapport n'engagent que la responsabilité de leurs auteurs et ne reflètent pas nécessairement les positions du Ministère des Transports et de la Mobilité durable.

## CHERCHEUR RESPONSABLE DU PROJET

**David Didier**, Ph. D., Professeur-chercheur  
Laboratoire d'étude des littoraux nordiques et arctiques (LNAR)  
Université du Québec à Rimouski  
Département de biologie, chimie et géographie  
300, allée des Ursulines, C.P. 3300, succ. A  
Rimouski (Québec) G5L 3A1  
Téléphone : 418-723-1986, poste 1084  
Courriel : [david.didier@uqar.ca](mailto:david.didier@uqar.ca)  
Site web : [lnar.ca](http://lnar.ca)

## ÉQUIPE DE RECHERCHE

*Faten Zouaghi*, M. Sc. Géographie  
Auxiliaire de recherche  
LNAR, UQAR  
[Faten.Zouaghi@uqar.ca](mailto:Faten.Zouaghi@uqar.ca)

*Éléonore Dansereau-Macias*, B. Sc  
Biologie  
Maîtrise en océanographie  
UQAR  
[Eleonore Dansereau-Macias@uqar.ca](mailto:Eleonore.Dansereau-Macias@uqar.ca)

*Christian Nozais*, Ph.D.  
Professeur  
Département de Biologie, Chimie et  
Géographie, UQAR  
[Christian.Nozais@uqar.ca](mailto:Christian.Nozais@uqar.ca)

*Sébastien Dugas*, M. Sc. Océano.  
Auxiliaire de recherche  
LDGIZC, UQAR  
[Sebastien Dugas@uqar.ca](mailto:Sebastien.Dugas@uqar.ca)

*Luc Sirois*, Ph.D.  
Professeur  
Chaire de recherche sur la forêt habitée  
Département de Biologie, Chimie et  
Géographie, UQAR  
[Luc.Sirois@uqar.ca](mailto:Luc.Sirois@uqar.ca)

*Ludovic Pascal*, Ph.D. Océano.  
Chercheur post-doctoral  
Chaire de recherche du Canada sur la  
géochimie des hydrogéosystèmes côtiers  
Institut des sciences de la mer de  
Rimouski (ISMER), UQAR  
[Ludovic Pascal@uqar.ca](mailto:Ludovic.Pascal@uqar.ca)

*Gwenaëlle Chaillou*, Ph.D.  
Professeure  
Chaire de recherche du Canada sur la  
géochimie des hydrogéosystèmes côtiers  
Institut des sciences de la mer  
de Rimouski (ISMER), UQAR  
[Gwenaelle Chaillou@uqar.ca](mailto:Gwenaelle.Chaillou@uqar.ca)

*Pascal Bernatchez*, Ph.D.  
Professeur titulaire de la Chaire du  
Québec en géoscience côtière  
Laboratoire de dynamique et de gestion  
intégrée des zones côtières (LDGIZC)  
Département de biologie, chimie et  
géographie UQAR  
[Pascal Bernatchez@uqar.ca](mailto:Pascal.Bernatchez@uqar.ca)

*Charles Caulet*, PhD. Géoscience  
Chercheur post-doctoral  
LDGIZC, UQAR  
[Charles Caulet@uqar.ca](mailto:Charles.Caulet@uqar.ca)

*Jérémy Lemarchand*, PhD.  
Candidat au doctorat en géographie  
LDGIZC, UQAR  
[Jeremie Lemarchand@uqar.ca](mailto:Jeremie.Lemarchand@uqar.ca)

*Charles Jourdain-Bonneau*  
*M. Sc.. Géographie*  
LNAR, UQAR  
[Charles.Jourdainbonneau@uqar.ca](mailto:Charles.Jourdainbonneau@uqar.ca)

*Béatrice Noël, M. Sc.. Géographie*  
LNAR, UQAR  
[Beatrice.Noel@uqar.ca](mailto:Beatrice.Noel@uqar.ca)

*Émile Bujold, M. Sc.. Géographie*  
LNAR, UQAR  
[Emile.Bujold@uqar.ca](mailto:Emile.Bujold@uqar.ca)

*Béatrice Roberge, BSc. Géographie*  
LNAR, UQAR  
[Beatrice.Roberge@uqar.ca](mailto:Beatrice.Roberge@uqar.ca)

## **COMITÉ DE SUIVI AU MTMD**

Benoit Vigneault, Géomorphologue M. Sc,  
Direction de l'environnement

Pierre Gaudreau, ingénieur,  
Direction de l'hydraulique

Mathieu Leclerc, ingénieur,  
Direction des projets, DGBÎ

Marie-Hélène Grenon, ingénieure,  
Direction de la planification et de la gestion des infrastructures, DGCN

Claudine Forget, biologiste  
Direction des projets, DGBÎ

Corina Nicorici  
Direction de la coordination de la recherche de l'innovation

## **RÉFÉRENCE COMPLÈTE**

Zouaghi, F., Dansereau-Macias, E., Caulet, C., Dugas, S., Pascal, L., Chaillou, G., Sirois, L., Bernatchez, P., Nozais, C., Roberge, B., Noël, B., Bujold, É., et Didier, D. (2024). Analyse, modélisation et suivi des interactions entre le brise-lames et la dynamique sédimentaire et végétale du marais le long de l'autoroute 20 à Rivière-du-Loup CC26.1. Rapport final. Présenté au Ministère des Transports et de la Mobilité durable. 195 p.



## TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES .....	- 1 -
LISTE DES TABLEAUX.....	- 1 -
LISTE DES FIGURES .....	- 2 -
GLOSSAIRE.....	- 8 -
1. INTRODUCTION.....	0
1.1. Mise en contexte.....	0
1.2. Travaux réalisés précédemment au projet.....	3
1.2.1. Période de construction du brise-lames.....	3
1.2.2. Effort et échec de la revégétalisation.....	5
2. LES MARAIS SALÉS ET LEURS AGENTS MORPHOGÈNES .....	6
2.1. Mise en contexte sur les marais salés.....	6
2.1.1. Marais salés : description, caractéristiques, et contexte d'implémentation.....	6
2.1.2. Évolution spatio-temporelle des marais salés.....	8
2.1.3. Les agents naturels morphogènes : vagues, courants, niveaux d'eau, glaces .....	10
2.1.4. Les agents anthropiques morphogènes.....	14
2.2. Dynamique des marais .....	16
2.2.1. Dynamique sédimentaire .....	16
2.2.2. Dynamique végétale .....	18
2.3. Impacts des ouvrages de protection sur les marais .....	20
2.3.1. Ouvrages de protection : définition et concepts.....	20
2.3.2. Efficacité à court et long terme des modes de protection actuels dans les marais .....	21
3. OBJECTIFS DU PROJET DE RECHERCHE .....	25
4. MÉTHODOLOGIE.....	27
4.1. Évolution historique de la côte.....	27
4.2. Évolution actuelle de la côte.....	29
4.3. Évolution historique du marais par analyse d'images.....	30
4.4. Conditions hydrodynamiques .....	31

4.4.1.	Vagues .....	31
4.4.2.	Courants littoraux.....	34
4.5.	Variabilité géomorphologique : évolution verticale du marais .....	36
4.6.	Variabilité verticale du brise-lames .....	37
4.7.	Levés bathymétriques.....	38
4.7.1.	Levés multifaisceau .....	38
4.7.2.	Interpolation et débiaisage des données de terrain .....	39
4.7.3.	Débiaisage des données .....	40
4.7.4.	Découpage des jeux de données et fiabilité des données.....	43
4.7.5.	Données manquantes et interpolation .....	43
4.8.	Simulations numériques dans XBeach .....	45
4.8.1.	Présentation du modèle .....	46
4.8.2.	Surface topo-bathymétrique et grille de calcul.....	46
4.8.3.	Forçages du modèle et tempêtes historiques .....	51
4.8.4.	Données en sortie du modèle .....	53
4.8.5.	Calibration et validation du modèle .....	53
4.8.6.	Synthèse des simulations exécutées.....	62
4.9.	Caractérisation de la végétation et des sédiments .....	63
4.9.1.	Surface .....	63
4.9.2.	Subsurface.....	63
4.9.3.	Stock de carbone souterrain.....	64
4.9.4.	Campagnes de terrain .....	66
4.9.5.	Sous-échantillonnage des carottes.....	66
4.9.6.	Analyses d'images et en laboratoire .....	67
4.9.7.	Statistiques .....	71
4.10.	Indice de performance du brise-lames .....	71
4.10.1.	Étape 1 : Critères et système de notation.....	72
4.10.2.	Étape 2 : Attribution d'une notation des variables.....	73
4.10.3.	Étape 3 : Calcul de l'indice de performance .....	74
5.	RÉSULTATS ET DISCUSSIONS.....	75
5.1.	Évolution historique de la côte .....	75
5.2.	Évolution actuelle de la côte .....	81
5.2.1.	Migration de la côte.....	81

5.2.2.	Mouvement des pierres du brise-lames.....	85
5.2.3.	Durée d'englacement entre 2021 et 2022.....	86
5.3.	Évolution historique de l'herbier à spartine.....	88
5.4.	Caractérisation de la végétation et des sédiments du marais .....	90
5.4.1.	Phénologie de la spartine .....	90
5.4.2.	Caractérisation de la végétation et du sédiment de surface .....	92
5.4.3.	Caractérisation verticale du sédiment.....	95
5.4.4.	Expansion et régression locale de la spartine à l'été 2022.....	101
5.4.5.	Stockage de carbone dans la rhizosphère.....	105
5.5.	Impact des vagues, courants et brise-lames sur la variabilité géomorphologique du marais .....	108
5.5.1.	Impact des vagues sur le marais .....	108
5.5.2.	Impact des courants littoraux .....	115
5.5.3.	Impact du brise-lames sur l'évolution verticale du marais .....	120
5.6.	Simulations numériques – Analyse des résultats .....	125
5.6.1.	Dynamique générale observée dans le marais.....	125
5.6.2.	Dynamiques observées aux abords du brise-lames .....	128
5.6.3.	Impact de la géométrie du brise-lames sur la dynamique .....	138
6.	CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS.....	152
	ANNEXES .....	155
6.1.1.	Annexe 1 : Calcul de l'événement extrême centenaire de référence .....	155
6.1.2.	Annexe 2 : Description des variables en sortie des simulations numérique XBeach.....	156
6.1.3.	Annexe 3 : Analyses de composés avec un potentiel de phytotoxicité .....	156
7.	RÉFÉRENCES.....	159

## LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1 : IMAGERIES UTILISÉES POUR LE SUIVI À LONG TERME DE LA MIGRATION DU TRAIT DE CÔTE ET/OU DE LA LIGNE DE RIVAGE.....	29
TABLEAU 2 : IMAGERIES UTILISÉES POUR LE SUIVI À COURT TERME DE LA MIGRATION DU TRAIT DE CÔTE/LIGNE DE RIVAGE. ....	30
TABLEAU 3 : DESCRIPTION DE L'ANNÉE, DU MOIS, DE L'ÉCHELLE DES PRISES DE PHOTOGRAPHIES ET DES SOURCES DES CARTES UTILISÉES POUR L'ANALYSE HISTORIQUE. ....	30
TABLEAU 4 : POSTULATS UTILISÉS POUR LA PHOTO-INTERPRÉTATION DE L'HERBIER DE SPARTINE .....	31
TABLEAU 5 : CONFIGURATION DE BRISE-LAMES GÉNÉRÉES AVEC DELFT3D .....	50
TABLEAU 6 : DESCRIPTION DES PARAMÈTRES CONSIDÉRÉS POUR LA CALIBRATION ET VALEURS ASSOCIÉES.....	55
TABLEAU 7 : INFORMATIONS RELATIVES AUX DIFFÉRENTES SIMULATIONS XBEACH RÉALISÉES DANS LE CADRE DU PROJET. ....	62
TABLEAU 8 : VALEURS DES SEUILS CALCULÉES POUR LES DIFFÉRENTES VARIABLES UTILISÉES POUR L'INDICE DE PERFORMANCE.....	73
TABLEAU 9. TAUX DE MIGRATION DU SCHORRE SUPÉRIEUR À LONG TERME DANS LE MARAIS SALÉ DE RIVIÈRE-DU-LOUP. ....	76
TABLEAU 10. TAUX DE RECUIL DU TRAIT DE CÔTE À COURT TERME AU MARAIS SALÉ DE RIVIÈRE-DU-LOUP. ....	83
TABLEAU 11 : SUPERFICIE ESTIMÉE PAR PHOTO-INTERPRÉTATION DU RECOUVREMENT DE L'HERBIER DE SPARTINE À RDL.....	89
TABLEAU 12 : MOYENNE ET ÉCART-TYPE DES PRINCIPALES VARIABLES MESURÉES SUR LES ÉCHANTILLONS DE SÉDIMENTS DANS LE MARAIS ET LE BRISE-LAMES.....	92
TABLEAU 13 : BIOMASSE ET CARBONE DE LA RHIZOSPHERE POUR LES DIFFÉRENTS TYPES D'HERBIERS ÉTUDIÉS. .	107
TABLEAU 14 : RÉSULTATS DU STOCKAGE DE CARBONE APPLIQUÉS AUX SUPERFICIES PERDUES ET GAGNÉES. ....	108

## LISTE DES FIGURES

FIGURE 1. APERÇU DE L'ENCOCHE D'ÉROSION TYPIQUE OBSERVÉ LE LONG DU MARAIS DE RIVIÈRE-DU-LOUP BORDANT L'AUTOROUTE 20. PHOTO ACQUISE LE 17 OCTOBRE 2024. (SOURCE : LNAR).....	0
FIGURE 2. (A) CARTE DE LOCALISATION DU MARAIS SALÉ DE RIVIÈRE-DU-LOUP SUR LA RIVE SUD DE L'ESTUAIRE DU SAINT-LAURENT. (B) CARTE MORPHOLOGIQUE DU MARAIS SALÉ DE RIVIÈRE-DU-LOUP (SOURCE DES IMAGES AÉRIENNES DE 2015 : UQAR).....	1
FIGURE 3. MESURES DU BRISE-LAMES ET ÉLÉVATIONS (Z EN CGVD28) SUR LES CÔTÉS NORD ET SUD. ....	4
FIGURE 4. PHOTOGRAPHIES PRISES DU CÔTÉ OUEST DE LA DIGUE CENTRALE, AVANT (A) ET APRÈS (B) L'ÉVÈNEMENT DE HAUT NIVEAU D'EAU DU 6 DÉCEMBRE 2010 (ADAPTÉ DE CIMA+, 2009).....	5
FIGURE 5. CROISSANCE NATURELLE DE L'HERBIER DE SPARTINE AU BRISE-LAMES. A) PHOTOGRAPHIE PRISE EN SEPTEMBRE 2012 MONTRANT LE DÉBUT DE LA CROISSANCE DE L'HERBIER À L'INTÉRIEUR DE LA STRUCTURE, DU CÔTÉ EST DE LA DIGUE CENTRALE (CIMA+, 2012). B) PHOTOGRAPHIE PRISE EN AOÛT 2021 ILLUSTRANT LE MÊME HERBIER, Désormais bien développé et vigoureux (SOURCE : LNAR). ....	6
FIGURE 6. COUPE TRANSVERSALE SCHÉMATIQUE MONTRANT LA ZONATION D'UN MARAIS SALÉ INTERTIDAL AU QUÉBEC MARITIME, MODIFIÉE DE DIONNE (2004). ....	7
FIGURE 7. ILLUSTRATION DE L'ÉVOLUTION LATÉRALE ET VERTICALE D'UN MARAIS SALÉ INTERTIDAL, MODIFIÉE DE FAGHERAZZI ET AL. (2020). ....	9
FIGURE 8. SCHÉMA CONCEPTUEL DES INTERACTIONS ENTRE LA VÉGÉTATION ET LA GÉOMORPHOLOGIE DANS LES MARAIS SALÉS, ADAPTÉ DE FAGHERAZZI ET AL. (2012). ....	17
FIGURE 9. DYNAMIQUE DES VAGUES ET DES COURANTS AUTOUR D'UN BRISE-LAMES SUBMERGÉ, MODIFIÉE DE CÁCERES ET AL. (2006) ET BOSBOOM ET STIVE (2021). ....	23
FIGURE 10. DYNAMIQUE DES VAGUES ET DES COURANTS AUTOUR D'UN BRISE-LAMES SUBMERGÉ EN CAS DE VAGUES INCIDENTES PERPENDICULAIRES (A) ET VAGUES INCIDENTES OBLIQUES (B), OÙ Tc DÉSIGNE LE TRAIT DE CÔTE, MODIFIÉE DE RANASINGHE & TURNER (2006). ....	24
FIGURE 11. SCHEMATISATION DE L'ORGANISATION METHODOLOGIQUE UTILISEE DANS LE CADRE DE CE PROJET ...	27
FIGURE 12. SCHEMATISATION DE L'ORGANISATION METHODOLOGIQUE UTILISEE POUR QUANTIFIER L'ÉVOLUTION DE LA COTE ET LES EFFETS DES TEMPÊTES SUR LE MARAIS DE RDL.....	28
FIGURE 13. CARTE DE LOCALISATION DES INSTRUMENTS DEPLOYES DANS LA ZONE INTERTIDALE DE LA BAIE DE RIVIERE-DU-LOUP. LE POLYGONE ROUGE INDIQUE LA ZONE DE SURVOL PAR DRONE ET L'ÉTOILE INDIQUE LE POINT DE GRILLE WW3. ....	33
FIGURE 14. PROFILS DE PLAGE (P1-P3) ET EMPLACEMENT CROSS-SHORE DES CAPTEURS DE PRESSON (PS.S1, PS.S2, PS.S3 ET PS.S4). ....	33
FIGURE 15. MODE D'INSTALLATION DES COURANTOMÈTRES (À GAUCHE) ET DES CAPTEURS DE PRESSON (À DROITE) SUR LE BAS MARAIS DE RDL.....	35
FIGURE 16. NUAGE DE POINTS ALÉATOIRES GÉNÉRÉ SUR LES PIERRES DU BRISE-LAMES POUR QUANTIFIER LES CHANGEMENTS DANS LE TEMPS. ....	38
FIGURE 17. ILLUSTRATION CONCEPTUELLE DE L'INTERSECTION DES DIFFÉRENTS JEUX DE DONNÉES .....	40
FIGURE 18. ILLUSTRATION CONCEPTUELLE D'UNE DISTRIBUTION STATISTIQUE DU BIAIS ENTRE DEUX JEUX DE DONNÉES. ....	41
FIGURE 19. ILLUSTRATION DU CHEVAUCHEMENT DES DONNÉES À L'AIDE DE TROIS JEUX DE DONNÉES, SOIT LA PHOTOGRAMMÉTRIE PAR DRONE, L'HYDROBALL ET LE RADAR MULTIFAISCEAUX.....	42
FIGURE 20. EN A, INTERPOLATION DE LA TOPOBATHYMÉTRIE ET ILLUSTRATION DES TRANSECTS. À DROITE, EN B, C ET D, TOPOBATHYMÉTRIE ASSOCIÉE AUX TRANSECTS NUMÉRIQUES 1, 2 ET 3, AVEC LES COULEURS ASSOCIÉES. ....	44
FIGURE 21. ÉTAPES SUIVIES POUR LA MODÉLISATION AVEC XBEACH.....	45

FIGURE 22. CRÉATION DE LA SURFACE TOPO-BATHYMÉTRIQUE UTILISÉE POUR GÉNÉRER LES GRILLES DU MODÈLE XBEACH.....	47
FIGURE 23. EMPLACEMENT DES GRILLES DE CALCUL 1D ET 2D RÉALISÉES POUR LES SIMULATIONS XBEACH. ....	48
FIGURE 24. EMPLACEMENT DES ZONES NON-ÉRODABLES DANS LE MODÈLE (STRUCTURES ARTIFICIELLES, ENROCHEMENTS, ÎLOTS).....	49
FIGURE 25. DIFFÉRENTES CONFIGURATIONS DU BRISE-LAMES ÉVALUÉES AU COURS DU PROJET .....	52
FIGURE 26: COMPARAISON DE L'ÉVOLUTION D'UN PROFIL DE PLAGE MODÉLISÉ ET OBSERVÉ POUR LA PÉRIODE DU 5 OCTOBRE 2021 AU 20 DÉCEMBRE 2021. RÉSULTAT DU MODÈLE SANS CALIBRATION (À GAUCHE) ET AVEC CALIBRATION (À DROITE). ....	56
FIGURE 27 : VALIDATION HYDRODYNAMIQUE DU MODÈLE POUR LA PÉRIODE DE CALIBRATION (5 OCTOBRE 2021 AU 20 DÉCEMBRE 2021). A) LA VALIDATION EST EFFECTUÉE SUR LE PROFIL 1D ; B) COMPARAISON DES SÉRIES TEMPORELLES DE HAUTEUR DE VAGUES OBSERVÉES ET SIMULÉES ; COMPARAISONS DES HAUTEURS DES VAGUES POUR LES CAPTEURS LES PLUS PROCHES DU PROFIL : RBR #1 (C) ET #3 (E) ; COMPARAISONS DU NIVEAU D'EAU MOYEN POUR LES CAPTEURS LES PLUS PROCHES DU PROFIL : RBR #1 (D) ET #3 (F). ....	58
FIGURE 28: EMPLACEMENT DES CAPTEURS RBR UTILISÉS POUR LA VALIDATION .....	59
FIGURE 29. COMPARAISON DES HAUTEURS DE VAGUES (A) ET DU NIVEAU D'EAU MOYEN (B) SIMULÉS PAR LE MODÈLE XBEACH ET MESURÉS PAR LES RBR POUR 4 ÉVÉNEMENTS DIFFÉRENTS (CHACUN ASSOCIÉ À UNE COULEUR DIFFÉRENTE).....	60
FIGURE 30. EMPLACEMENT DES COURANTOMÈTRES TCM DÉPLOYÉS AUX ABORDS DU BRISE-LAMES, UTILISÉS POUR LA VALIDATION DU MODÈLE XBEACH.....	60
FIGURE 31. A) COMPARAISON DES COMPOSANTES ( $u, v$ ) DE LA VITESSE MOYENNE DANS LA COLONNE D'EAU, OBSERVÉES ET SIMULÉES POUR QUATRE ÉVÉNEMENTS DIFFÉRENTS (CHACUN ASSOCIÉ À UNE COULEUR DIFFÉRENTE) ; B) BIAIS MOYEN ASSOCIÉ AUX DIFFÉRENTS CAPTEURS TCM.....	61
FIGURE 32. DISTRIBUTION DES ÉCARTS OBSERVÉS ENTRE LES CHANGEMENTS MORPHOLOGIQUES RELEVÉS PAR DRONE (ENTRE LE 5 OCTOBRE 2021 ET LE 10 NOVEMBRE 2021) ET CEUX MODÉLISÉS POUR LA JOURNÉE DU 6 NOVEMBRE 2021. ....	62
FIGURE 33. STATIONS VISITÉES DURANT LES ÉTÉS 2021 ET 2022 POUR LES ÉCHANTILLONNAGES DE SURFACE, À LA FOIS ALÉATOIRE ET SYSTÉMATIQUE, AINSI QUE POUR L'ANALYSE SUBSURFACE DE LA GÉOCHIMIE DU SÉDIMENT AU BRISE-LAMES ET UN COMPARATIF DANS LA BAIE DE RDL. ....	65
FIGURE 34. COMPARAISON DES HERBIERS CHOISIS POUR L'EXTRACTION DE CAROTTES SÉDIMENTAIRES DU CÔTÉ EST DE LA DIGUE CENTRALE DANS L'HERBIER PRÉSENT DEPUIS LA CONSTRUCTION DU BRISE-LAMES (A) ET AVANT LA CONSTRUCTION DU BRISE-LAMES (B). CES ENVIRONNEMENTS SONT SIMILAIRES AUX SITES OÙ ONT ÉTÉ EXTRAITES LES CAROTTES SÉDIMENTAIRES DU CÔTÉ OUEST DE LA FIGUE CENTRALE. ....	65
FIGURE 35. DÉCOMPTE DES RACINES POUR CHAQUE IMAGE TOMODENSITOMÉTRIQUE PAR RAPPORT AU POIDS SEC RÉCOLTÉ PAR TAMISAGE. LES CAROTTES ONT ÉTÉ DÉCOUPÉES EN TRANCHES DE 2 CM (A), PUIS TAMISÉES (B) POUR ISOLER LA RHIZOSPHERE ET CALCULER LE POIDS SEC. LE DÉCOMPTE DES RACINES REPRÉSENTE LE NOMBRE D'ELLIPSES TRACÉES PAR IMAGEJ SUR LES IMAGES TOMODENSITOMÉTRIQUES (C). LA LIGNE BLEUE DANS LA ZONE GRISE INDIQUE UN INTERVALLE DE CONFIANCE À 95 % DU MODÈLE. ....	70
FIGURE 36. POSITION DES DIFFÉRENTS POINTS D'ÉTUDE UTILISÉS POUR LE CALCUL DE L'INDICE DE PERFORMANCE DE LA STRUCTURE. ....	72
FIGURE 37. TAUX MOYEN DE REcul INTERANNUEL (EN GRIS) ET LES TAUX DÉCENNAUX MOYENS À LONG TERME (EN NOIR) POUR L'ENSEMBLE DE LA ZONE D'ÉTUDE. LES BARRES D'ERREUR REPRÉSENTENT LA DÉVIATION STANDARD ASSOCIÉ À L'ÉROSION, CALCULÉ EN MOYENNANT LES MESURES SUR L'ENSEMBLE DES TRANSECTS EN ÉROSION À TRAVERS LA ZONE D'ÉTUDE. ....	76
FIGURE 38. VUE D'ENSEMBLE DE LA ZONE D'ÉTUDE, DÉLIMITANT LES CINQ SECTEURS (S1, S2, S3, S4 ET S5) SUPERPOSÉS SUR DES IMAGES DE 2015 (EN BAS) ET DE 2022 (EN HAUT) SOURCE : UQAR. (B) TAUX DE REcul INTERANNUELS, ET (C) MOUVEMENT NET DU TRAIT DE CÔTE AU MARAIS SALÉ DE RIVIÈRE-DU-LOUP	

DE 1927 (LIGNE BLEU FONCÉ) À 2023 (LIGNE BLEU CLAIR). BL : BRISE-LAMES, ENR : ENROCHEMENT. LES LIGNES EN POINTILLÉ REPRÉSENTENT LA LIMITE DE CHAQUE SECTEUR. L'ÉTIQUETTE " DISTANCE CROISSANTE DE LA CÔTE " MARQUE LE POINT D'ORIGINE UTILISÉ POUR MESURER LA DISTANCE LE LONG DE LA CÔTE. ....	78
FIGURE 39. TAUX MOYEN DE RECU INTERANNUEL (GRIS) AVEC LES TAUX DÉCADAUX MOYENS À LONG TERME (NOIR) POUR (A) S2, (B) S3 ET (C) S4 ENTRE 1927 ET 2023. LES BARRES D'ERREUR REPRÉSENTENT LA DÉVIATION STANDARD ASSOCIÉ À L'ÉROSION, CALCULÉ EN MOYENNANT LES MESURES SUR L'ENSEMBLE DES TRANSECTS EN ÉROSION À TRAVERS LA ZONE D'ÉTUDE.....	80
FIGURE 40. (A) VUE D'ENSEMBLE DU RECU LATÉRAL DANS LES TROIS SECTEURS (S2, S3 ET S4) SUR LES IMAGES DE DRONE, (B) MOUVEMENT NET DU TRAIT DE CÔTE (TC) MESURÉ ENTRE LES LEVÉS DE DRONE CONSÉCUTIFS AU MARAIS SALÉ DE RIVIÈRE-DU-LOUP, DU 4 AVRIL 2021 AU 8 AVRIL 2023. LES LIGNES POINTILLÉES REPRÉSENTENT LES LIMITES DE CHAQUE SECTEUR.....	82
FIGURE 41. MOUVEMENT NET DU TRAIT DE CÔTE (TC) AU MARAIS SALÉ DE RIVIÈRE-DU-LOUP ENTRE LE 4 AVRIL 2021 ET LE 8 AVRIL 2023. LES LIGNES POINTILLÉES REPRÉSENTENT LES LIMITES DE CHAQUE SECTEUR.....	84
FIGURE 42. TAUX DE MIGRATION MOYENS QUOTIDIENS SUR UNE PÉRIODE DONNÉE : (A) S2, (B) S3 ET (C) S4, DU 4 AVRIL 2021 AU 8 AVRIL 2023. LES BARRES D'ERREUR REPRÉSENTENT LA DÉVIATION STANDARD ASSOCIÉ À L'ÉROSION, CALCULÉ EN MOYENNANT LES MESURES SUR L'ENSEMBLE DES TRANSECTS EN ÉROSION POUR CHAQUE PÉRIODE.....	85
FIGURE 43. ÉVOLUTION DE LA HAUTEUR DES PIERRES DU BRISE-LAMES DE RDL ENTRE 2020 ET 2023.....	86
FIGURE 44. COMPARAISON ENTRE LE BRISE-LAMES EN DÉCEMBRE 2020 ET SEPTEMBRE 2023, OÙ CERTAINES PIERRES PLUS BASSES, MAIS AU PRÉALABLE DÉLOGÉ DE LA STRUCTURE, ONT ÉTÉ MOBILISÉES PAR LA GLACE OU LES VAGUES. ....	86
FIGURE 45. RECOUVREMENT DE LA GLACE DANS LA BAIE DE RDL ENTRE 2021 ET 2023 DANS L'EMPRISE D'UNE RÉGION D'INTÉRÊT AUTOUR DU BRISE-LAMES DEPUIS LA CAMÉRA VIDÉO DÉPLOYÉE POUR LE PROJET. EN GRIS : GLACE DANS LA BAIE. EN BLEU : GLACE ENTRE LE BRISE-LAMES ET LA CÔTE. EN NOIR : NON-APPLICABLE EN RAISON DE MAUVAISES CONDITIONS MÉTÉO CAR QUALITÉ D'IMAGE NULLE. ....	87
FIGURE 46. PHOTO-INTERPRÉTATION DE L'HERBIER DE SPARTINE AU MARAIS DE RDL, MONTRANT LES ZONES PERDUES, GAGNÉES ET STABLES AU FIL DU TEMPS, BASÉE SUR L'ANALYSE DE L'IMAGE SATELLITE DE 1963 ET DU RELEVÉ PAR DRONE DE 2022. ....	88
FIGURE 47. ÉVOLUTION DE LA SUPERFICIE ESTIMÉE (M <sup>2</sup> ) DE L'HERBIER DE SPARTINE À RDL ENTRE 1963 ET 2022, BASÉE SUR L'ANALYSE PAR PHOTO-INTERPRÉTATION.....	89
FIGURE 48. PERTES ET GAINS DE L'HERBIER AU BRISE-LAMES : A) ENTRE 2009 ET 2011, SOIT AVANT ET APRÈS LA CONSTRUCTION DU BRISE-LAMES ; B) ENTRE 2009 ET 2022, SOIT AVANT ET 13 ANS APRÈS LA CONSTRUCTION DU BRISE-LAMES. ....	90
FIGURE 49: ANALYSE DES COULEURS VERTES DANS LES IMAGES DE LA CAMÉRA VIDÉO ( <i>GREEN CHROMATIC COLOR</i> (GCC)) POUR L'ANNÉE 2022. CHAQUE POINT REPRÉSENTE UNE OBSERVATION JOURNALIÈRE MOYENNE, ACCOMPAGNÉE DE SES ÉCARTS-TYPES. LES LIGNES PLEINES INDIQUENT LES MOYENNES MOBILES CALCULÉES SUR UNE FENÊTRE DE 10 JOURS. ....	91
FIGURE 50. A) INTERPOLATIONS PAR PONDÉRATION INVERSE À LA DISTANCE (PID) (N = 72) DE LA TENEUR EN MO (%) DU SÉDIMENT DE SURFACE. B) PID (N = 143) DES POURCENTAGES D'ARGILE DU SÉDIMENT DE SURFACE. C) PID (N = 143) DES POURCENTAGES DE SABLE DU SÉDIMENT DE SURFACE. D) PID (N = 72) DE LA DENSITÉ DE VÉGÉTATION (NOMBRE DE PLANTS / 0.1 M2). E) PID (N = 72) DE LA HAUTEUR DE LA VÉGÉTATION (HAUTEUR (CM) / 0.1 M2).....	93
FIGURE 51. DIAGRAMME DE DISPERSION DES STATIONS DANS L'ESPACE DES DEUX PREMIERS AXES DE L'ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES.....	95
FIGURE 52. TENEUR EN CARBONE ORGANIQUE (%), EN $\delta^{13}\text{C}$ (‰), EN AZOTE (%), EN MO PAR PERTE AU FEU (%) ET POROSITÉ DU SÉDIMENT JUSQU'À 20 CM DE PROFONDEUR AUX 5 STATIONS ÉCHANTILLONNÉES AU BRISE-LAMES, À L'EST DE LA DIGUE CENTRAL. ....	97

FIGURE 53. MOYENNES ET ÉCARTS-TYPES STANDARD DE LA RELATION ENTRE L'ISOTOPE 13 DU CARBONE ET DU RATIO $C_{ORG}:N_{TOTAL}$ DU SÉDIMENT RETROUVÉ AUX STATIONS ÉCHANTILLONNÉES POUR LA GÉOCHIMIE. LES POINTS FONCÉS REPRÉSENTENT LA MOYENNE AVEC SES BARRES D'ERREUR. LES POINTS PÂLES REPRÉSENTENT TOUTES LES PROFONDEURS ÉCHANTILLONNÉES. LES VALEURS IDENTIFIÉES POUR LES ORIGINES DE LA MO SONT TIRÉES DE LA REVUE DE LITTÉRATURE PAR LAMB ET AL. (2006).....	98
FIGURE 54. PHOTOGRAPHIES DES CAROTTES OUVERTES, IMAGE CT-SCAN, POURCENTAGE DE MO PAR PERTE AU FEU ET GRANULOMÉTRIE PAR GRANULOMÈTRE LASER DES CAROTTES RÉCOLTÉES EN 2021, DU CÔTÉ EST DU BRISE-LAMES ET DANS L'HERBIER TÉMOIN À L'EST DU BRISE-LAMES. A. CAROTTE PRISE DANS L'HERBIER AU BRISE-LAMES. B. CAROTTE PRISE DANS LA VASE À L'INTÉRIEUR DU BRISE-LAMES. C. CAROTTE EXTRAITE DE L'HERBIER TÉMOIN. D. CAROTTE EXTRAITE DE LA VASE À 20 M EN FACE DE L'HERBIER TÉMOIN VERS LE LARGE. ....	100
FIGURE 55. EXPANSION ET RÉGRESSION DE LA SPARTINE. A) OUEST DU BRISE-LAMES LE 6 JUIN 2022 ; B) OUEST DU BRISE-LAMES LE 5 AOÛT 2022, MONTRANT LA PRÉSENCE DE NOUVEAUX HERBIERS ISSUS DE LA PROPAGATION PAR GRAINES ; C) GRAINES TROUVÉES SUR LES POUSSÉS DE SPARTINE NOUVELLEMENT IMPLANTÉES DANS LA VASIÈRE ; D) PLANTS SITUÉS DANS LA VASE ENTRE LE BRISE-LAMES ET LA CÔTE, EXTRAITS DU MARAIS EN AOÛT, AVEC UN SYSTÈME RACINAIRE DÉVELOPPÉ ET DES RHIZOMES PRÉSENTS ; E). RACINES EXPOSÉES DE SPARTINE ET PETITE MARE ENTOURANT LE PLANT CAUSÉE PAR L'AFFOUILLEMENT ; ET F) TRACES D'OISEAUX ET SPARTINE NÉCROSÉE.....	103
FIGURE 56. MODÉLISATION DE LA RHIZOSPHERE DES CAROTTES RÉCOLTÉES DU CÔTÉ EST (A ET B) ET OUEST (C ET D) AU BRISE-LAMES ET DANS L'HERBIER TÉMOIN. UNE ANIMATION REPRÉSENTANT LA VUE TRANSVERSALE EN 3D A ÉTÉ PRODUITE ET EST DISPONIBLE SUR LE SITE SUIVANT : <a href="https://youtube.com/shorts/9tGcZWewRES">HTTPS://YOUTUBE.COM/SHORTS/9tGcZWewRES</a> . ....	106
FIGURE 57. CONDITIONS DE VAGUES EXTRAITES D'UN POINT DE GRILLE WW3 SITUÉ À 2,6 KM AU LARGE DE RIVIÈRE-DU-LOUP, ENTRE 1980 ET 2017. (A) HAUTEUR SIGNIFICATIVE DES VAGUES (Hs). (B) PÉRIODE PIC DES VAGUES (Tp). ....	108
FIGURE 58. TENDANCES À LONG TERME DES FACTEURS PHYSIQUES À RIVIÈRE-DU-LOUP : (A) ÉNERGIE DES VAGUES CUMULÉE ANNUELLE (WP) ET (B) NOMBRE ANNUEL DE TEMPÊTES À RIVIÈRE-DU-LOUP. LES DONNÉES SUR L'ÉNERGIE DES VAGUES ET LE NOMBRE DE TEMPÊTES ONT ÉTÉ CALCULÉES DURANT LA PÉRIODE SANS GLACE, DE MAI À NOVEMBRE. ....	109
FIGURE 59. RELATION ENTRE LES TAUX DE REcul DU SCHORRE SUPÉRIEUR DU MARAIS ET LE CUMUL ANNUEL DE L'ÉNERGIE DES VAGUES (WP) POUR 8 PÉRIODES DISTINCTES ENTRE 1985 ET 2015, LORSQUE LES DONNÉES SUR LE REcul ET SUR LE WP ÉTAIENT DISPONIBLES. ....	110
FIGURE 60. PARAMÈTRES DES VAGUES MESURÉS DU 15 JUIN 2021 AU 27 DÉCEMBRE 2022 DANS LE MARAIS SALÉ DE RIVIÈRE-DU-LOUP. GRAPHIQUES DES SÉRIES TEMPORELLES DE LA HAUTEUR SIGNIFICATIVE (Hs) ET DE LA PÉRIODE PIC DES VAGUES (TP) AUX QUATRE CAPTEURS DE PRESSION (PS) : (A) PS1 AU LARGE, (B) PS.S2 DANS LE SECTEUR S2, (C) PS.S3 DANS LE SECTEUR S3, ET (D) PS.S4 DANS LE SECTEUR S4. (E) GRAPHIQUE DES SÉRIES TEMPORELLES DES NIVEAUX D'EAU (WL) MESURÉS AU LARGE. LES DONNÉES MANQUANTES SONT DUES À DES DYSFONCTIONNEMENTS DES CAPTEURS DE PRESSION ET À LA PRÉSENCE DE GLACE DE MER. ..	111
FIGURE 61. COMPARAISON DE L'ÉNERGIE DES VAGUES PRÈS DU RIVAGE ET AU LARGE LE LONG DE TROIS SECTEURS DISTINCTS (A) S2, (B) S3 ET (C) S4 DU MARAIS SALÉ DE RIVIÈRE-DU-LOUP PENDANT OCTOBRE ET NOVEMBRE 2021 EN FONCTION DES NIVEAUX D'EAU. LA LIGNE EN POINTILLÉS REPRÉSENTE L'UNITÉ, INDIQUANT QUE L'ÉNERGIE DES VAGUES AU LARGE (AXE DES X) SERAIT ÉGALE À L'ÉNERGIE DES VAGUES OBSERVÉE PRÈS DU RIVAGE (AXE DES Y). ....	112
FIGURE 62. RELATION ENTRE LES TAUX D'ÉROSION ET L'ÉNERGIE CUMULÉE DES VAGUES (WP), DU 4 AVRIL 2021 AU 18 AVRIL 2023. LES SYMBOLES DES MARQUEURS REPRÉSENTENT LE SECTEUR, ET LES COULEURS DES MARQUEURS INDIQUENT LA SAISON. O1-O3 DÉSIGNENT LES VALEURS ABERRANTES ÉTUDIÉES. ....	114

FIGURE 63. DÉGRADATION DU SCHORRE SUPÉRIEUR À RIVIÈRE-DU-LOUP. (A) L'ACTION DES VAGUES PROVOQUANT L'ÉROSIONS PRÉFÉRENTIELLE (B, C) EXEMPLES D'ENCOCHES D'ÉROSION À MARÉE BASSE, ET (D) PENDANT LA MARÉE HAUTE AVEC CONCENTRATION DE L'ÉNERGIE DES VAGUES. (E) LES EFFETS DU DÉTACHEMENT GLACIAIRE SUR LA FORMATION DE FISSURES, ET (F) L'ENLÈVEMENT DE GRANDS RADEAUX. ....	116
FIGURE 64. INTENSITÉ DU COURANT DANS LE SECTEUR S2 ENTRE LE 15 OCTOBRE 2021 ET LE 30 NOVEMBRE 2021 (TCM.S2). ....	117
FIGURE 65. INTENSITÉ DU COURANT DANS LE SECTEUR S3 ENTRE LE 6 JUILLET 2021 ET LE 30 NOVEMBRE 2021 (TCM.S3.1). ....	117
FIGURE 66. INTENSITÉ DU COURANT DANS LE SECTEUR S4 ENTRE LE 15 OCTOBRE 2021 ET LE 30 NOVEMBRE 2021 (TCM.S4.1). ....	118
FIGURE 67. INTENSITÉ ET DIRECTION MOYENNES DU COURANT POUR CHAQUE DÉPLOIEMENT (TCM) UNE HEURE AVANT LA MARÉE HAUTE DANS LA ZONE INTERTIDALE DU MARAIS DE RIVIÈRE-DU-LOUP. ....	118
FIGURE 68. INTENSITÉ ET DIRECTION MOYENNES DU COURANT POUR CHAQUE DÉPLOIEMENT (TCM) À MARÉE HAUTE DANS LA ZONE INTERTIDALE DU MARAIS DE RIVIÈRE-DU-LOUP. ....	119
FIGURE 69. INTENSITÉ ET DIRECTION MOYENNES DU COURANT POUR CHAQUE DÉPLOIEMENT (TCM) UNE HEURE APRÈS LA MARÉE HAUTE DANS LA ZONE INTERTIDALE DU MARAIS DE RIVIÈRE-DU-LOUP. ....	120
FIGURE 70. PROFILS D'ÉLÉVATION NORD-EST ET SUD-OUEST DERRIÈRE LE BRISE-LAMES POUR LES ANNÉES 2008, 2013, 2016, 2020, 2021, 2022 ET 2023. ....	121
FIGURE 71: INDICE IAV POUR QUATRE POINTS PRÉCIS SUR LES DEUX PROFILS.....	123
FIGURE 72. RÉSULTATS DE L'ANALYSE DIFFÉRENTIELLE ENTRE LES DIFFÉRENTS MNEs DU 04 AVRIL 2021 AU 18 AVRIL 2022. LE POLYGONE ROUGE PRÉSENTE LA ZONE D'INTÉRÊT, SOIT LA ZONE DE CHEVAUCHEMENT ENTRE DEUX MNEs.....	124
FIGURE 73. DISTRIBUTION DES HAUTEURS SIGNIFICATIVES DES VAGUES DANS LE MODÈLE XBEACH POUR L'ÉVÉNEMENT DU 6 NOVEMBRE 2021. ....	125
FIGURE 74. NIVEAU MOYEN MAXIMUM MODÉLISÉ POUR L'ÉVÉNEMENT DU 6 NOVEMBRE 2021. LES NIVEAUX D'EAU INFÉRIEURS À 3 M NE SONT PAS INDIQUÉS.....	126
FIGURE 75. VARIATIONS MORPHOLOGIQUES SIMULÉES PAR LE MODÈLE XBEACH POUR L'ENSEMBLE DE LA ZONE DURANT L'ÉVÉNEMENT DU 6 NOVEMBRE 2021. ....	127
FIGURE 76. EXTRACTION DU TRAIT DE CÔTE AVANT ET APRÈS L'ÉVÉNEMENT DU 6 NOVEMBRE 2021. A) SUR LA GRILLE DE CALCUL INITIALE ; B) SUR LA GRILLE DE CALCUL FINALE. ....	128
FIGURE 77. CALCUL DU COEFFICIENT DE TRANSMISSION DU BRISE-LAMES. LES MESURES ONT ÉTÉ DISCRIMINÉES ENTRE LA ZONE NORD ET LA ZONE SUD (POINT DE CALCUL : TRIANGLE AU NORD, CERCLE AU SUD) (A). LA MOYENNE POUR CHACUNE DES SÉRIES DE POINTS NORD-SUD EST INDIQUÉE (B-C : SYMBOLE CORRESPONDANT). LA LIMITE $Kt = 1$ EST REPRÉSENTÉE PAR UNE LIGNE HORIZONTALE POINTILLÉE. ....	129
FIGURE 78. CIRCULATION OBSERVÉE DANS LE MODÈLE XBEACH AUX ABORDS DU BRISE-LAMES POUR 4 ÉVÉNEMENTS DIFFÉRENTS. ....	130
FIGURE 79. COMPARAISON DU TRANSPORT SÉDIMENTAIRE (LIGNES POINTILLÉES) ET DE L'ÉROSION DU TRAIT DE CÔTE AVEC ET SANS BRISE-LAMES (LIGNES PLEINES). ....	131
FIGURE 80. VITESSE MOYENNE MODÉLISÉE POUR L'ÉVÉNEMENT DU 6 NOVEMBRE 2021 EN L'ABSENCE DE DIGUE (GAUCHE) ET SANS STRUCTURE (DROITE). LE CAS SANS STRUCTURE REPRÉSENTE UNE CONFIGURATION QUI IMITE LE MILIEU NATUREL SANS CONSTRUCTION D'OUVRAGE.....	132
FIGURE 81. CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES (NIVEAU D'EAU : ÉCHELLE DE COULEUR) ET CHANGEMENTS MORPHOLOGIQUES (TRANSPORT SÉDIMENTAIRE : FLÈCHE) SIMULÉS LE LONG DE DEUX PROFILS TRAVERSANT LE BRISE-LAMES LORS DE LA TEMPÊTE DU 6 DÉCEMBRE 2010. CONDITION À MARÉE MONTANTE, POST-TEMPÊTE.....	134

FIGURE 82. CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES (NIVEAU D'EAU : ÉCHELLE DE COULEUR) ET CHANGEMENTS MORPHOLOGIQUES (TRANSPORT SÉDIMENTAIRE : FLÈCHE) SIMULÉS LE LONG DE DEUX PROFILS TRAVERSANT LE BRISE-LAMES LORS DE LA TEMPÊTE DU 6 DÉCEMBRE 2010. CONDITIONS À MARÉE MONTANTE. ....	135
FIGURE 83. CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES (NIVEAU D'EAU : ÉCHELLE DE COULEUR) ET CHANGEMENTS MORPHOLOGIQUES (TRANSPORT SÉDIMENTAIRE : FLÈCHE) SIMULÉS LE LONG DE DEUX PROFILS TRAVERSANT LE BRISE-LAMES LORS DE LA TEMPÊTE DU 6 DÉCEMBRE 2010. CONDITIONS À MARÉE DESCENDANTE APRÈS LE PIC DE HAUTEUR D'EAU. ....	135
FIGURE 84. CUMUL SÉDIMENTAIRE OBSERVÉ À LA FIN DE LA SIMULATION DE L'ÉVÉNEMENT DU 6 DÉCEMBRE 2010 AUX ABORDS DU BRISE-LAMES. ....	136
FIGURE 85. CARTOGRAPHIE DE LA CONTRAINTE DE CISAILLEMENT MOYENNE AU FOND, OBTENUE SUR QUATRE ÉVÉNEMENTS DIFFÉRENTS. ....	137
FIGURE 86. COEFFICIENT DE TRANSMISSION CALCULÉ POUR TOUTES LES CONFIGURATIONS LORS DE L'ÉVÉNEMENT DU 6 NOVEMBRE 2021 : A) ZONE NORD ; B) ZONE SUD. LE SEUIL $Kt= 1$ EST INDIQUÉ PAR UNE LIGNE HORIZONTALE POINTILLÉE NOIRE. LE COEFFICIENT DE TRANSMISSION DE LA CONFIGURATION INITIALE (« BASE ») EST REPRÉSENTÉ EN VERT. ....	138
FIGURE 87. COMPARAISON DES COEFFICIENTS DE TRANSMISSION RELEVÉS POUR LES DIFFÉRENTES CONFIGURATIONS ET LA CONFIGURATION INITIALE (« BASE »). LA DROITE D'ÉQUATION $x = y$ EST INDIQUÉE EN NOIRE. ....	140
FIGURE 88. EMBLACEMENT DES ZONES D'ÉTUDE POUR L'EXTRACTION DES FLUX DE RETOUR DERRIÈRE LE BRISE-LAMES. ....	141
FIGURE 89. DISTRIBUTION DES VITESSES PERPENDICULAIRES À LA CÔTE EXTRAITES DANS LES ZONES D'ÉTUDE POUR CHACUNE DES CONFIGURATIONS CONSIDÉRÉES. LA CONFIGURATION INITIALE DU BRISE-LAMES EST ANNOTÉE « BASE ». À DROITE, LES RÉSULTATS CONCERNENT LA ZONE NORD, TANDIS QU'À GAUCHE, ILS SE RAPPORTENT À LA ZONE SUD. ....	142
FIGURE 90. COMPARAISON ENTRE LE CAS INITIAL ET LES DIFFÉRENTES CONFIGURATIONS CONSIDÉRÉES CONCERNANT LES QUANTITÉS DE SÉDIMENTS ACCUMULÉS ET ÉRODÉS AUX ABORDS DE LA STRUCTURE. ...	144
FIGURE 91. INDICE DE PERFORMANCE CALCULÉ POUR CHAQUE CONFIGURATION CONSIDÉRÉE. ....	146
FIGURE 92. POSITION DE LA LIGNE DE RIVAGE ATTEINTE LORS DE LA TEMPÊTE ASSOCIÉE À UNE PÉRIODE DE RETOUR DE 100 ANS POUR CHAQUE CONFIGURATION : A) « BASE » ; B) SANS STRUCTURE (NBL-NDT-NAC) ; C) « COBL » ; D) « LOBL » ; E) « CODT » ; ET F) « LODT ». ....	147
FIGURE 93. POSITION DE LA LIGNE DE RIVAGE ATTEINTE LORS DE LA TEMPÊTE ASSOCIÉE À UNE PÉRIODE DE RETOUR DE 100 ANS POUR CHAQUE CONFIGURATION. ....	148
FIGURE 94. POSITION DES COURBES DE NIVEAUX ( $Z = 2,5$ M) EXTRAITES DES TOPO-BATHYMETRIES FINALES, ISSUES DES SIMULATIONS DES DIFFÉRENTES CONFIGURATIONS. ÉVÉNEMENT ASSOCIÉ À UNE PÉRIODE DE RETOUR DE 100 ANS. ....	150
FIGURE 95. BILANS SÉDIMENTAIRES CALCULÉS POUR LES DIFFÉRENTES CONFIGURATIONS TESTÉES LORS DE L'ÉVÉNEMENT ASSOCIÉ À UNE PÉRIODE DE RETOUR DE 100 ANS. LES CALCULS ONT ÉTÉ RÉALISÉS DANS L'ENVIRONNEMENT PROCHE DU BRISE-LAMES, DÉLIMITÉ PAR LA LIGNE POINTILLÉE ROUGE SUR L'IMAGE. ....	151
FIGURE 96. CUMULS ET TRANSPORTS SÉDIMENTAIRES OBSERVÉS AUX ABORDS DU BRISE-LAMES POUR LES DIFFÉRENTES CONFIGURATIONS TESTÉES LORS DE L'ÉVÉNEMENT ASSOCIÉ À UNE PÉRIODE DE RETOUR DE 100 ANS. ....	152
FIGURE 97. COPULE DE JOE UTILISÉE POUR DÉTERMINER L'ÉVÉNEMENT EXTRÊME DE RÉFÉRENCE. ....	155
FIGURE 98. STATIONS D'ÉCHANTILLONNAGE DES SÉDIMENTS POUR TESTER LE PROTOCOLE D'EXTRACTION D'ACIDE GALLIQUE PAR CLHP. ....	157

## GLOSSAIRE

AWAC : Acoustic Wave and Current Profiler  
BI : Biais statistique  
BL : Brise-lames  
BSS : Brier Skill Score  
CAFC : Compagnie Aérienne Franco-Canadienne  
CFSR : Climate Forecast system Reanalysis  
ENR : Enrochement  
GQ : Gouvernement du Québec  
HNM : Hausse du Niveau Marin  
IAV : Indice d'ajustement vertical  
LNAR : Laboratoire d'Étude des Littoraux Nordiques et Arctiques (UQAR)  
MFFP : Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs du Québec  
MNE : modèle numérique d'élévation  
MRNF : Ministère des Ressources naturelles et des Forêts du Québec  
MTMD : Ministère des Transports et de la Mobilité durable  
NSM : Net Shoreline Movement  
 $R^2$  : Coefficient de détermination  
RBR ou bien PS: Capteur de pression  
RDL : Rivière-du-Loup  
RMSE : Erreur quadratique  
SIIS : SI Imaging Services  
StdDev : Déviation standard  
TC : Trait de côte  
TCM : Courantomètre  
UQAC : Université du Québec à Chicoutimi  
UQAR : Université du Québec à Rimouski  
WL : Niveau d'eau  
WP : Energie des vagues  
WW3 : Wave Watch III (modèle numérique)  
XB : XBeach (modèle numérique)  
 $c_f$  : coefficient de friction au fond  
 $\rho$  : densité volumique de l'eau  
Hs : Hauteur significative des vagues  
Tp : Période pic des vagues  
 $\theta$  : direction des vagues  
 $\eta$  : niveau d'eau  
 $\zeta$  : niveau de la surface libre  
 $\tau_B$  : contrainte de cisaillement sur le substrat  
 $\vec{u}, \vec{v}$  : courant - vitesse de l'écoulement  
 $u_{rms}$  : vitesse orbitale des vagues  
 $K_t$  : Coefficient de transmission de la structure

## 1. INTRODUCTION

### 1.1. Mise en contexte

Plusieurs zones littorales du Québec maritime subissent de l'érosion ou sont affectées par de hauts niveaux d'eau lors des tempêtes (Bernatchez & Quintin, 2016). Le long du fleuve Saint-Laurent, et plus précisément dans le secteur de Rivière-du-Loup (RDL), le Ministère des Transports et de la Mobilité durable (MTMD) est aux prises avec un problème d'érosion en bordure de l'autoroute 20 (Figure 1). La nature des matériaux du schorre supérieur et leur faible cohérence, les vents du nord-ouest et du sud-ouest, les vagues et les glaces de rive (notamment en raison d'une diminution de la protection due à une prise plus tardive des glaces et à une plus grande mobilité qui engendre un déplacement des sédiments) sont parmi les facteurs qui contribuent à l'importance de cette érosion (Dionne, 1986).



**Figure 1. Aperçu de l'encoche d'érosion typique observé le long du marais de Rivière-du-Loup bordant l'autoroute 20. Photo acquise le 17 octobre 2024. (Source : L Нар)**

D'après les données disponibles, cette érosion semble s'être accélérée ces dernières années. Des mesures effectuées entre 1984 et 1985 (Dionne, 1986) montraient à l'époque un taux moyen de recul de la microfalaise du schorre supérieur d'environ 2 m/an, avec un maximum de 6 m/an dans la zone critique préoccupante qui longe actuellement l'autoroute 20 (Figure 2). Au début des années 2000, des mesures faites entre 2002 et 2008 témoignaient d'un recul de 2,3 m/an (Ministère du Développement durable, 2009). Ces taux varient en

fonction de l'état naturel ou artificialisé du littoral : par exemple, alors que des encoches d'érosion sont visibles en périphérie de l'ouvrage, le point d'ancrage de la digue qui rejoint le brise-lames semble plus stable.



**Figure 2. (A) Carte de localisation du marais salé de Rivière-du-Loup sur la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent. (B) Carte morphologique du marais salé de Rivière-du-Loup (source des images aériennes de 2015 : UQAR).**

En 2009-2010, après l'analyse des différentes options de protection de l'autoroute 20, le MTMD a pris la décision de mettre en place une protection rigide sous la forme de brise-lames en pierre d'une largeur de 300 m (projet pilote, option 4b) (Meunier et al., 2009). Cette option a été choisie comme

solution optimale pouvant à la fois minimiser l'impact de l'érosion du marais à RDL, éviter la déstabilisation de l'infrastructure de l'autoroute 20 et contribuer à la restauration de l'ancien marais et de l'habitat du poisson (Meunier et al., 2009). Or, ces ouvrages peuvent modifier les systèmes côtiers si leur conception manque de validation et de calibration basée sur des mesures dans l'environnement où ils doivent être implantées (Doody, 2004). Ces impacts se reflètent à la fois sur l'évolution de la ligne de rivage (Leclerc, 2010) et sur la morpho-sédimentologie des zones intertidales, dont les conséquences peuvent affecter tout l'écosystème marin (Airoldi et al., 2005).

À RDL, après plusieurs années de suivi du milieu post-intervention par l'équipe de CIMA+ (de 2010 à 2016), notamment de la topobathymétrie, de la dynamique sédimentaire, de la végétation, de la faune benthique et de la faune ichtyenne, il n'a pas été démontré que ce projet de protection est un succès pour la reprise de la végétation. Bien que l'accumulation des sédiments derrière le brise-lames permette le rehaussement généralisé du profil côtier et la protection contre l'érosion côtière, la colonisation du substrat par la végétation sur le schorre inférieur demeure localisée à proximité immédiate de l'ouvrage, alors que l'essentiel de la superficie en restauration demeure dépourvu de végétation. La perte de végétation en périphérie de l'ouvrage peut avoir un impact écologique significatif, tant sur la productivité primaire que sur la biodiversité. Le marais sert de pouponnière pour plusieurs espèces et est fréquenté par des oiseaux migrateurs. De plus, cette perte peut également réduire la capacité du marais à protéger les sédiments fins et à contrer son érosion par atténuation des courants et des vagues (Coulombier et al., 2012).

Le MTMD a procédé à la plantation de végétation de spartine à l'abri de la structure en enrochement en juin 2013 (Dessau, 2013). Cependant, les résultats de cet essai ont révélé que la plantation n'a pas été efficace, suggérant que le milieu n'est pas complètement stabilisé et qu'il n'est pas approprié de planter la spartine dans les sédiments non consolidés, comme ceux retrouvés derrière le brise-lames. De plus, le milieu aménagé ne correspond pas nécessairement à la zonation des marais intertidaux de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, où le *Fucus sp.* domine la slikke, la spartine alterniflore le schorre inférieur, et où l'on trouve dans le schorre supérieur une forte diversité de plantes halophiles telles que *Spartina patens*, *Spartina pectinata*, *Carex paleacea*, *Festuca rubra*, *Scirpus maritimus*, *Juncus baltica*, *Ruppia maritima*, *Plantago maritima*, et plusieurs autres (Quintin, 2010).

À RDL, le marais présente un schorre supérieur affecté par des épisodes de franchissements par les vagues, ce qui donne lieu à une microfalaise d'érosion et un schorre inférieur étroit très faiblement végétalisé (Dessau, 2013). Il semble que l'altération de ce dernier, qu'elle soit due à des facteurs naturels tels que les niveaux d'eau, la glace et les vagues, ou à l'installation du brise-lames, ait engendré une diminution de l'abondance de la spartine. La dynamique côtière en périphérie du brise-lames de RDL est complexe et nécessite un suivi de

multiples indicateurs des changements du milieu à haute fréquence, afin de déterminer les conditions environnementales qui perturbent le site.

Le projet de recherche intitulé « Analyse, modélisation et suivi des interactions entre le brise-lames et la dynamique sédimentaire et végétale du marais le long de l'autoroute 20 à RDL (CC26.1) » a été mené par des chercheurs de l'UQAR en géographie, biologie, biogéochimie et ingénierie. Plusieurs objectifs spécifiques sont associés à ce projet multidisciplinaire pour répondre aux questions du MTMD concernant l'efficacité des aménagements réalisés, ainsi que les modifications possibles pour mieux favoriser la reprise végétale des marais côtiers tout en préservant l'intégrité de la berge et des infrastructures routières. Au cours de ce projet, des campagnes de terrain ont été réalisées à une forte fréquence temporelle, quasi mensuelle en période d'eau libre, alors qu'une analyse des conditions hydrodynamiques et la modélisation ont été réalisées en utilisant les données récoltées *in situ*. Avant de présenter le projet de recherche et ses objectifs, il convient de faire un bref rappel des travaux qui ont été réalisés auparavant et qui ont permis d'établir des questionnements et la méthodologie pour y répondre.

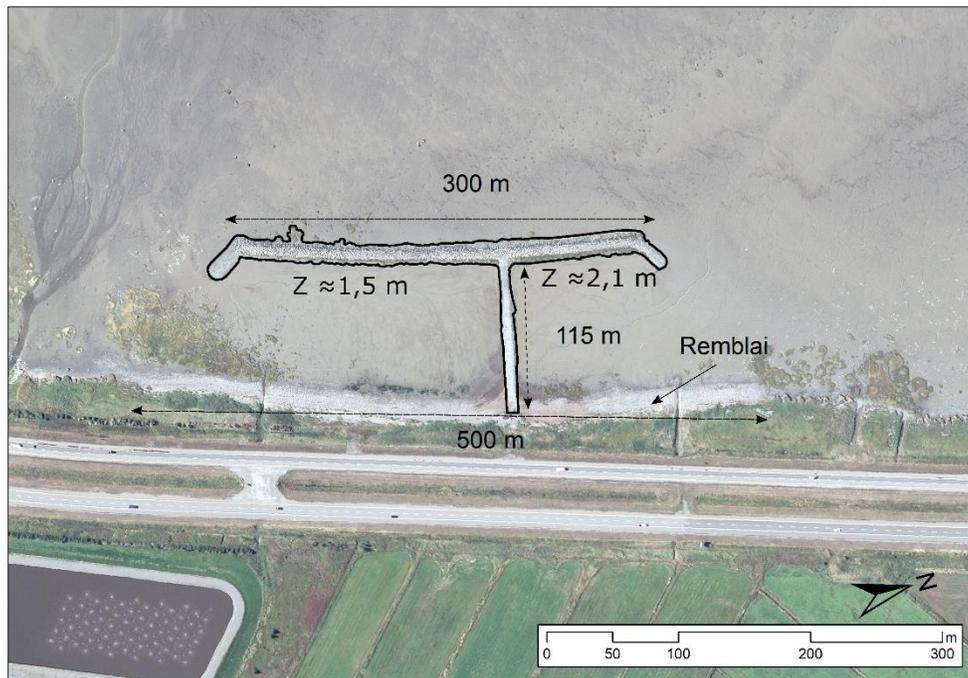
## **1.2. Travaux réalisés précédemment au projet**

Plusieurs travaux ont été menés précédemment au présent projet par les firmes Cima+, Dessau et Englobe. Cima+ a rédigé le certificat d'autorisation du projet en 2009, ainsi que l'état de référence du marais en 2010. Dessau a été mandaté pour un suivi environnemental en 2012 et 2013, tandis qu'Englobe a réalisé des suivis en 2014 (suivant l'effort de revégétalisation) et en 2016. Ainsi, depuis 2016, aucun suivi n'avait été reporté pour le marais de RDL avant la mise en place de ce projet de recherche.

### **1.2.1. Période de construction du brise-lames**

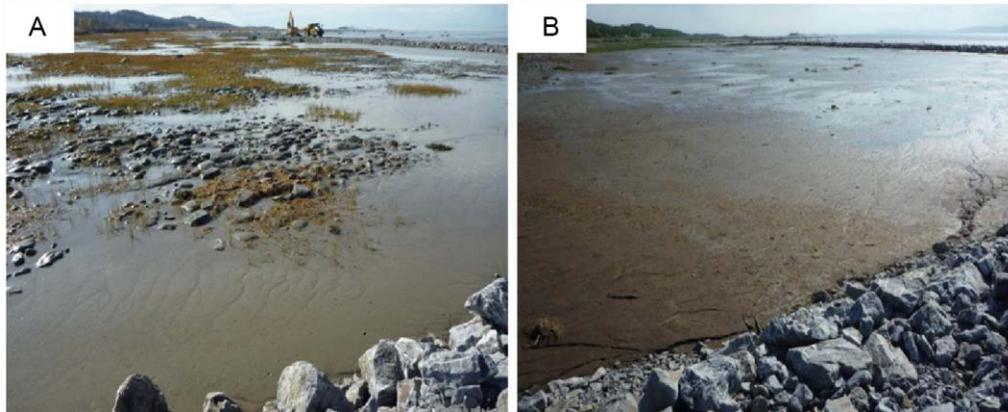
Les travaux pour la construction de l'ouvrage ont été entamés en 2010 et terminés en 2011. L'ouvrage est constitué d'une digue centrale, d'un brise-lames et d'un remblaiement. Une digue de 115m, perpendiculaire à la côte a été érigé pour favoriser la sédimentation et permettre la circulation de la machinerie de construction. Le brise-lames, en pierre, est parallèle à la côte ; ses dimensions sont de 300 m de long par 10 m de large, à 1,5 à 2,1 m du niveau géodésique

Figure 3). Enfin, une plage a été aménagée par remblaiement, mesurant 500 m de long par 10 m de large, avec une pente de 10 %, ce qui a nécessité un apport de 3000 m<sup>3</sup> de matériaux.



**Figure 3. Mesures du brise-lames et élévations (Z en CGVD28) sur les côtés nord et sud.**

Le 6 décembre 2010, un événement de très haut niveau d'eau et de vagues a affecté le Bas-Saint-Laurent et l'est du Québec, menant parfois à de la submersion côtière (Didier et al. 2018). Les hauts niveaux d'eau, notamment engendrés par une surcote, ont eu un impact sur l'accumulation de sédiment fins à l'intérieur du brise-lames le long de la route à RDL. Une grande quantité de sédiments (environ 1 m d'épaisseur) a en effet recouvert les galets et la spartine présents à l'intérieur de l'ouvrage de protection, entre le brise-lames et la côte (Figure 4). Cet apport sédimentaire a contribué à aplanir le profil topographique du marais adjacent au brise-lames, en comparaison avec un profil type du schorre inférieur du marais, et a créé une vasière entre l'ouvrage et la côte. En 2024, cette vasière est toujours dénudée de végétation et offre peu de portance. À titre indicatif, une personne s'y enfonce de 20 à 30 cm en y marchant.



**Figure 4. Photographies prises du côté ouest de la digue centrale, avant (A) et après (B) l'événement de haut niveau d'eau du 6 décembre 2010 (adapté de Cima+, 2009).**

### **1.2.2. Effort et échec de la revégétalisation**

Lors de la construction du brise-lames, un certain nombre de plants de spartine ont été récupérés *in situ* puis replantés, mais avec un faible taux de succès (Cima+, 2011). C'est en juin 2013 que les travaux de plantation de spartine ont véritablement été réalisés entre le brise-lames et la rive, afin de restaurer le marais salé présent avant la construction du brise-lames. Un total de 4800 plants de spartine a été prélevé dans un site donneur du marais, puis transporté au brise-lames pour être transplanté sur deux transects de 300 m parallèles à la rive et quatre transects de 90 m de long, perpendiculaires à celle-ci.

Des suivis environnementaux rapportent l'échec de cet effort de revégétalisation, considérant que la majorité des mottes transplantées avaient disparu (Dessau, 2013a ; Englobe, 2014, 2016). Un suivi environnemental en 2012 faisait par contre état d'une reprise naturelle de la spartine à proximité immédiate du côté sud du brise-lames (Cima+, 2012), donc dans une zone qui apparaît protégée de l'influence directe des vagues incidentes. Cet herbier de spartine, naturellement régénéré en 2012, est toujours présent aux abords de l'enrochement ; la densité de plants y aurait augmenté entre 2014 et 2016 et demeurerait remarquablement bien établie en 2023 (Figure 5) (Englobe, 2016 et observations de terrain).



**Figure 5. Croissance naturelle de l'herbier de spartine au brise-lames. A) Photographie prise en septembre 2012 montrant le début de la croissance de l'herbier à l'intérieur de la structure, du côté est de la digue centrale (Cima+, 2012). B) Photographie prise en août 2021 illustrant le même herbier, désormais bien développé et vigoureux (Source : LNAR).**

## **2. LES MARAIS SALÉS ET LEURS AGENTS MORPHOGÈNES**

Avant de présenter la méthodologie du projet, cette première section propose une revue de littérature sur l'évolution des marais salés et l'influence de structures de protection dans de tels environnements. Cette section fait partie d'un mémoire de maîtrise paru en 2024, et réalisé dans le contexte de ce projet de recherche (Zouaghi et al., 2024).

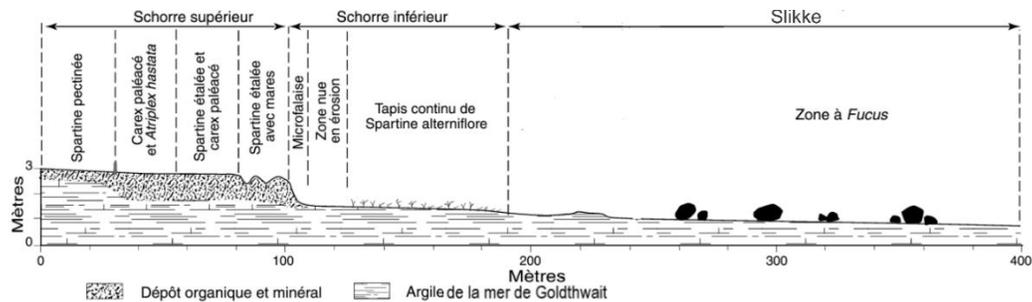
### **2.1. Mise en contexte sur les marais salés**

#### **2.1.1. Marais salés : description, caractéristiques, et contexte d'implémentation**

Les marais salés sont un type d'écosystèmes côtiers qui font partie d'un groupe d'habitats marins appelés zones humides côtières, qui comprennent les mangroves, les herbiers marins et les marécages d'eau saumâtre (Guerquin, 2019). Également appelé herbu ou marais pré-salé (Verger, 1968), le marais salé est une zone humide inondée et drainée par l'eau salée apportée par les marées et recouverte d'une végétation tolérante au sel, qui est essentielle à leur stabilité et au piégeage des sédiments (Fagherazzi et al., 2012; Li & Yang, 2009; Moskalski & Sommerfield, 2012; Mudd et al., 2010).

Selon leur position sur l'estran, les marais salés sont généralement divisés en trois zones principales (Figure 6). Sur le haut estran se trouve le schorre

supérieur, qui est uniquement submergé lors des plus grandes marées et des tempêtes exceptionnelles. On retrouve ensuite le schorre inférieur sur le bas estran. Celui-ci est recouvert d'un tapis végétal et s'étend entre le niveau moyen des hautes mers et le niveau moyen des mers. En contexte d'érosion, une microfalaie peut parfois séparer les schorres inférieur et supérieur. Elle sert alors d'indicateur pour le positionnement du trait de côte, son sommet étant la référence couramment utilisée (Bernatchez & Drezja, 2015). Enfin, la slikke est également située sur le bas estran et borde la zone infralittorale. Elle est complètement inondée à chaque marée, s'étend du niveau moyen de la mer (NMM) jusqu'aux marées les plus basses et se distingue par sa pente faible et son absence de végétation (Dionne, 2004).



**Figure 6. Coupe transversale schématique montrant la zonation d'un marais salé intertidal au Québec maritime, modifiée de Dionne (2004).**

Les marais intertidaux jouent un rôle important à plusieurs niveaux dans la dynamique des systèmes côtiers. D'abord, en agissant comme des zones tampons naturelles entre la mer et la terre, les marais salés jouent un rôle crucial dans la protection des zones côtières face aux vagues de tempêtes (Fagherazzi, 2014). Les marais salés sont efficaces pour dissiper l'énergie des vagues et les ondes de tempêtes en particulier lorsque le marais est fortement élevé et continu. Il a été montré que les taux d'atténuation des surcotes par les marais peuvent varier de 1,7 à 25 cm/km en fonction des caractéristiques des marais et des tempêtes (Leonardi et al., 2018). De plus, les marais intertidaux fournissent de nombreuses fonctions écosystémiques, telles que la séquestration du carbone, la production de matière organique et le cycle des matières nutritives qui sont toutes d'importance pour préserver la biodiversité côtière (Fagherazzi et al., 2012).

Les marais salés se trouvent des moyennes aux hautes latitudes à l'échelle mondiale, où ils se forment généralement dans des environnements abrités à faible énergie et à faible pente où les sédiments fins (argile, limon et sable fin) peuvent s'accumuler, tels que les estuaires, les lagunes et les deltas (Mcowen et al., 2017). Ces secteurs calmes permettent non seulement la déposition sédimentaire, mais également la colonisation et la croissance de plantes

typiques de ces milieux humides. Lorsque la quantité de sédiments boueux apportée est suffisante, la végétation des marais salés peut accumuler d'importantes quantités de sédiments fins. Cette accumulation de sédiments peut entraîner la stabilisation des sols des marais et favoriser ainsi la formation d'un plateau de marais salé (Allen, 1989). Les activités d'enracinement de la végétation renforcent également la consolidation des argiles et des limons sur ce plateau. Une augmentation de l'élévation et une plus grande stabilité des sédiments favorisent la croissance des plantes, créant ainsi une rétroaction positive entre l'augmentation du taux de sédimentation et la croissance végétale (Fagherazzi et al., 2012). En raison de la variabilité spatiale de l'accumulation de sédiments dans la zone intertidale, la limite entre le schorre supérieur et la zone intertidale devient de plus en plus abrupte et exposée aux attaques des vagues. Cela peut conduire à la formation de falaises quasi verticales très érosives qui absorbent ainsi de grandes quantités d'énergie. Les effets combinés de la consolidation accrue et de la protection directe par la végétation maintiennent ces falaises abruptes qui progressent vers l'intérieur des terres (Fagherazzi et al., 2012). De plus, des facteurs externes tels que des tempêtes énergétiques, l'élévation du niveau de la mer et des changements dans l'apport de sédiments peuvent largement déterminer l'évolution géomorphologique de la falaise du marais salé (Fagherazzi et al., 2012; Mariotti & Fagherazzi, 2010).

### **2.1.2. Évolution spatio-temporelle des marais salés**

La survie des marais salés dépend d'un équilibre délicat entre les processus favorisant leur maintien, comme l'accumulation verticale des sédiments et la colonisation végétale, et ceux qui exercent des pressions en limitant la croissance, comme la dégradation de la surface et l'érosion des marges des marais. L'évolution des marais salés est étroitement liée à deux composantes (Adam, 1990; Quintin, 2010; Van Proosdij et al., 2006), soit : 1) la composante verticale, définie par l'élévation ou l'abaissement de la surface du schorre inférieur et de la slikke, et 2) la composante horizontale, définie par la progradation, la stabilité ou le recul du schorre supérieur (Figure 7).

Ces deux composantes s'ajustent selon les variations du niveau de la mer sur le long terme (Chmura et al., 2001; Fagherazzi et al., 2012). Toutefois, l'accrétion verticale des marais est également contrôlée à plus court terme par l'accumulation de sédiments minéraux et organiques, le climat des vagues et du vent, le régime des marées, et la productivité des plantes halophiles sur leur plate-forme (D'Alpaos et al., 2005; Fagherazzi & Sun, 2004; Mariotti & Fagherazzi, 2010; Temmerman et al., 2004). Un apport suffisamment important en sédiments permet de maintenir en équilibre l'accrétion verticale du marais (croissance verticale), ce qui maintient une élévation appropriée par rapport au niveau moyen de la mer (Butzeck et al., 2015; French, 2019; Kirwan et al., 2016). Toutefois, si le taux d'accrétion verticale est inférieur au taux de la



### **2.1.3. Les agents naturels morphogènes : vagues, courants, niveaux d'eau, glaces**

#### **2.1.3.1. Vagues**

Une vague est une déformation de la surface libre des masses d'eau causée principalement sous l'effet du vent. Les vagues qui se forment spécifiquement en raison de l'action du vent sont appelées vagues de vent. En absence de vent ou lorsque ces vagues se propagent en dehors de leur zone génératrice, elles continuent librement leur propagation. C'est ce qu'on appelle la houle (*swell* en anglais). Peu importe leur type, les vagues se caractérisent par leur longueur d'onde ( $\lambda$ , distance entre deux crêtes ou creux), leur hauteur ( $H$ , distance verticale entre le creux et la crête), leur période (temps en secondes entre deux crêtes) et leur célérité ( $c$ ). Les vagues influence la morphologie, le transport sédimentaire et la dynamique globale de l'écosystème du marais. Pour étudier cet effet sur le littoral, certains chercheurs se sont tournés vers l'utilisation de l'énergie des vagues (*wave power* en anglais) afin d'obtenir une vue d'ensemble plus complète du climat des vagues (Casamayor et al., 2022; Corriveau et al., 2016; Finotello et al., 2020; Gibbs et al., 2021). Cette approche permet d'exprimer les paramètres de périodes et de hauteur des vagues conjointement plutôt que séparément et donc de considérer les impacts de l'énergie des vagues sur les marais plutôt qu'un seul paramètre statistique (Corriveau et al., 2016; Reguero et al., 2019).

Les vagues ont deux effets opposés sur les marais salés. D'une part, elles provoquent l'accélération de l'érosion latérale des marais. Il convient de noter que l'énergie des vagues est la force motrice la plus significative de l'érosion côtière. En effet, de nombreuses études (Bendoni et al., 2016; Duvall et al., 2019; Everett et al., 2019; Leonardi et al., 2016; Sanford & Gao, 2018; Wang et al., 2021) soulignent que l'érosion des marais salés est principalement due aux vagues de vent et qu'il existe une relation linéaire entre l'énergie des vagues et le taux de recul du schorre supérieur. Mel et al. (2022) ont d'ailleurs montré que cette relation linéaire est valable à toutes les échelles de temps (échelles de temps annuelles, mensuelles et d'une seule tempête). Dans les marais salés, l'action des vagues varie en fonction du niveau de l'eau. À des niveaux d'eau bas, elles enlèvent les matériaux déjà érodés précédemment, ce qui peut entraîner un affaissement ou un effondrement de la surface. Elles forment également des encoches d'érosion, appelées "*wavegullies*", qui deviennent plus prononcées lors des tempêtes. Lorsque les vagues approchent de la plateforme du marais, elles fragilisent les racines des plantes qui maintiennent le schorre supérieur en place (Anthony et al., 2015). L'impact des vagues dépend aussi de divers facteurs tels que les caractéristiques mêmes du schorre supérieur. La faible cohérence et compaction de sédiments fins, ainsi que la présence de marelles à la surface du schorre supérieur, explique en partie le taux relativement élevé du recul annuel de la microfalaise du schorre supérieur. Par exemple, le surcreusement de la dépression initiale des marelles sous

l'action des vagues augmente le potentiel d'érosion du schorre supérieur (Dionne, 1986).

D'autre part, les vagues peuvent également faciliter l'accrétion des marais salés. Elles peuvent augmenter l'élévation de la surface du marais en apportant des sédiments organiques et inorganiques le long de sa marge et sur le schorre supérieur par des mécanismes similaires aux débordements couramment observés le long des chenaux de marée (Finotello et al., 2020). L'effet positif des vagues sur l'accrétion verticale lors d'événements extrêmes, compte tenu d'un apport suffisant de sédiments, contraste avec l'érosion latérale en bordure de marais, causée par des vagues relativement petites lors de conditions météorologiques douces et continues (Callaghan et al., 2010; Fagherazzi, 2014; Tonelli et al., 2010). Il a été montré que les tempêtes modérées, mais fréquentes, caractérisées par des vitesses de vent comprises entre 10 et 40 km/h, peuvent avoir un impact significatif sur l'érosion des marais salés, davantage que les événements météorologiques extrêmes (vitesse du vent supérieure à 65 km/h), qui contribuent à moins de 1 % de l'érosion à long terme de certains marais salés (Leonardi, 2016). Leonardi et al. (2016) suggèrent que l'érosion côtière ne soit pas déterminée par un seuil d'énergie des vagues, car l'action des vagues est un phénomène continu. Les vagues de faible énergie et haute fréquence peuvent avoir un impact significatif sur l'érosion latérale des marais. Cependant, Bondoni et al. (2016) suggèrent qu'il existe un seuil d'ordre de 1 à 2 W/m à partir duquel l'érosion du schorre supérieur se produit, mais ce seuil dépend de l'intervalle d'échantillonnage utilisé pour déterminer le flux d'énergie des vagues.

#### 2.1.3.2. *Niveaux d'eau*

L'inondation régulière par les marées est l'un des facteurs les plus importants influençant l'apport de sédiments et contribue au maintien de l'élévation de la surface des marais (Donatelli et al., 2018). L'amplitude des marées diffère considérablement dans les marais salés à travers le monde et peut varier de 30 cm à près de 16 m. Sur la base de l'amplitude de la marée de printemps, les marais salés peuvent être divisés en microtidaux (< 2 m), mésotidaux (2 - 4 m) et macrotidaux (> 4 m) (Davies, 1964). La fréquence et l'étendue des inondations dépendent notamment de l'altitude du marais, du marnage local et des propriétés dissipatives de la végétation. Les inondations fréquentes permettent un piégeage plus important des sédiments sur la surface émergée du marais, principalement sur les schorres, où l'accumulation sédimentaire joue un rôle clé dans la stabilisation et l'évolution de l'écosystème (Donatelli et al., 2018).

Les fluctuations du niveau des marées entraînent non seulement des variations verticales, mais aussi des mouvements horizontaux de masses d'eau appelés

courants de marée. Le courant de marée montante est le flot, tandis que le courant de marée descendante est le jusant. Dans les marais, il a été démontré qu'il existe une variabilité de vitesse du courant en fonction de l'heure et de la hauteur de la marée. En effet, les vitesses atteignent leur maximum juste avant et juste après la marée haute. Les vitesses sont généralement plus élevées à marée descendante qu'à marée montante (Bayliss-Smith et al., 1979; Coulombier et al., 2012). Certains auteurs mentionnent que le creusement des chenaux et l'érosion de la surface du marais sont associés à la marée descendante, tandis que l'accumulation est un phénomène lié à la marée montante (Bayliss-Smith et al., 1979). En effet, il a été observé que la quantité de sédiments en suspension était plus importante à marée montante qu'à marée haute (Christiansen et al., 2000; Coulombier et al., 2012; Reed et al., 1999; Sérodes & Dubé, 1983). De plus, lors de certaines marées, cette concentration augmentait à nouveau vers la fin de la marée descendante.

Les marais salés méso- et macro-tidaux ont généralement des apports plus importants de sédiments inorganiques (minéraux) et la contribution de la matière organique aux substrats des marais peut y être assez faible (Allen, 2000; Bartholdy et al., 2014; French & Spencer, 1993). Il existe des preuves empiriques qui soutiennent une corrélation positive entre le marnage et le taux de sédimentation (Harrison & Bloom, 1977; French, 2006; Stevenson et al., 1986). Stevenson et al. (1986) ont montré que les marais affectés par les conditions microtidales sont plus sensibles à l'élévation du niveau de la mer que ceux affectés par les conditions méso- et macro-tidales. Même dans les environnements microtidaux, les courants de marée peuvent être forts dans les embouchures resserrées, ce qui peut maintenir localement des concentrations élevées de sédiments en suspension et des taux de sédimentation élevés dans les marais salés adjacents aux chenaux estuariens (French et al., 2008; French & Burningham, 2003). De plus, les événements d'inondation causés par des tempêtes non liées aux marées sont souvent d'une importance relative plus grande dans les marais microtidaux (French, 2006; Stevenson et al., 1986) et peuvent soutenir la sédimentation inorganique dans les marais salés lorsque les échanges de marée normaux sont limités (Cahoon et al., 1995; Lagomasino et al., 2013; Stumpf, 1983).

Enfin, lorsque le vent souffle vers la côte, directement ou obliquement, ou lorsqu'il y a une baisse de la pression atmosphérique, une accumulation d'eau sur la côte peut aussi être observée dans les marais. Cette surcote est définie comme une élévation du niveau d'eau statique par rapport à la marée prédite. Combinée à l'empilement de l'eau générée par le vent sur la côte, elle forme l'onde de tempête (Bourgault et al., 2015).

### 2.1.3.3. *La glace*

La glace est un élément prépondérant de l'évolution des marais intertidaux localisés dans les littoraux froids. Ces marais ne sont couverts de glace que quelques mois par année, et la glace se forme généralement à la fin novembre ou début décembre et persiste jusqu'en avril (Brochu, 1960; Dionne, 1973). Lors des premiers épisodes de temps froid, le pied de glace se forme initialement sur le haut estran et reste jusqu'à la fin de la saison glacielle. Ensuite, la banquise se forme également sur la partie plus large du pied de glace située sur le bas estran, et ce dernier disparaît plus tôt (Dionne, 1973). Malgré la courte période d'activité glacielle, celle-ci influence de manière significative la morphologie et la sédimentologie des marais.

La glace contribue tant à la protection qu'à la destruction des marais. D'un côté, le pied de glace joue un rôle protecteur en atténuant l'action des vagues (Hanson, 2006), des courants et de la marée, ce qui engendre une érosion plus lente des littoraux en régions très froides (Dionne, 1973). Une étude menée par Troude & Sérodes (1988) dans un marais de Cap-Tourmente de l'estuaire moyen du Saint-Laurent a révélé qu'il n'y avait aucune érosion de la microfalaise du schorre supérieur durant l'hiver. Les chercheurs ont également démontré que la présence de la glace favorise la sédimentation des particules fines sous les banquises fixes. En effet, l'interaction entre les courants et les vents peuvent pousser une partie des sédiments collés ou piégés dans la glace vers le haut estran, ce qui a pour conséquence une diminution des pertes de sédiments (Troude & Sérodes, 1988).

L'effet érosif par la glace se manifeste surtout au printemps lors du déglacement. À ce moment-là, la glace arrache de larges radeaux de schorre supérieur, accélérant ainsi le recul de la microfalaise (Dionne, 1986). Durant la période libre de glace, la microfalaise se retrouve exposée sans aucune protection. Son dégel amène à la diminution de la cohésion des sédiments du haut estran, rendant ainsi la microfalaise plus exposée aux agents hydrodynamiques et donc à l'érosion (Dionne, 1986; Drapeau, 1992; Troude & Sérodes, 1988). Dans le contexte des changements climatiques, une diminution spatiale et temporelle de la glace de mer peut entraîner des conséquences majeures sur les côtes. Cela inclut une élévation du niveau de la mer (Edwards et al., 2021; Moon et al., 2018), des perturbations des écosystèmes côtiers et des impacts sur son rôle en tant qu'agent morphogène et de protection (Bernatchez & Dubois, 2004; Forbes & Manson, 2002).

### 2.1.3.4. *Les courants littoraux*

Les courants impliqués dans l'évolution des littoraux sont ceux générés par les vagues et les marées. Les grands courants liés à la circulation générale de l'océan, bien qu'ils puissent longer la côte, se déplacent généralement à une

vitesse relativement faible et n'ont donc pas d'effet morfo-sédimentaire littoral significatif (Paskoff, 2010).

Les vagues générées en eau libre se déplacent en direction du rivage et interagissent avec le fond marin à mesure qu'elles approchent du rivage. En général, les vagues se dirigent vers le rivage avec un certain angle d'incidence par rapport à la ligne de côte, puis se transforment jusqu'à leur rupture lors du déferlement lorsque la profondeur devient inférieure à  $1/20 L$ . L'énergie des vagues incidentes et leur angle d'incidence influencent le déplacement des sédiments. En général, les hauteurs de vagues plus élevées et les vagues plus obliques au rivage (moins parallèles au rivage ou avec un angle d'incidence plus grand) sont souvent associées à un transport sédimentaire plus important le long des littoraux (López-Ramade et al., 2023). Par conséquent, les courants engendrés au déferlement sont capables de modifier le rivage, en générant un transport longitudinal dans le sens de la dérive littorale, contribuant ainsi à la l'érosion et la déposition sédimentaire sur l'estran. Le déferlement engendre des courants dans la zone de surf qui sont capables de déplacer en suspension, par saltation ou roulage, des sables, des graviers et des galets.

La projection sur le rivage de la vague qui vient de déferler est appelée jet de rive (*runup*). Ce phénomène est la somme d'une composante haute fréquence dynamique (*swash*) et d'une composante plus statique (*setup*) liée à une surélévation de l'eau à la suite du déferlement (Stockdon et al., 2006). Lorsque les vagues atteignent la plage avec un angle, elles remuent les sédiments de manière zigzagante, les faisant monter et descendre dans la zone de swash en suivant la pente la plus importante et l'effet gravitaire, ce qui génère un mouvement net de sédiments parallèle au rivage, et ce, dans le sens de la dérive littorale (Paskoff, 2010). Le sens de la dérive littorale (transport longitudinal sédimentaire) est susceptible de s'inverser quand les vents dominants changent de direction (Paskoff, 2010).

L'apport d'eau vers la côte doit être équilibré par un retour vers le large grâce à des courants de retour (Héquette, 2001). Contrairement aux courants de dérive littorale qui sont principalement responsables du transport sédimentaire longitudinal, les courants de retour sont à l'origine de transport vers le large.

#### **2.1.4. Les agents anthropiques morphogènes**

L'érosion côtière est à la base un phénomène naturel influencé notamment par des facteurs naturels (introduits plus haut dans ce rapport). Les activités humaines et l'occupation du territoire peuvent aggraver ou atténuer cet aléa, notamment en provoquant un phénomène de coincement côtier. La conversion des zones humides côtières, y compris les marais salés et les mangroves, en d'autres formes d'utilisation des terres telles que l'agriculture, la construction,

les infrastructures de transport et le tourisme, constitue une tendance préoccupante dans de nombreux pays en développement (Coleman et al., 2008). Cependant, cette tendance persiste malgré une connaissance approfondie du rôle crucial de ces écosystèmes pour la protection des terres de l'arrière côte (Kirwan & Megonigal, 2013). Entre 25 et 50 % des zones humides côtières du monde ont été perdues, par exemple, en raison de leur conversion directe en terres agricoles et en zones d'aquaculture (Huang et al., 2010; Kirwan & Megonigal, 2013; McLeod et al., 2011). Au Québec, de nombreuses zones humides en bordure du Saint-Laurent ont été aménagées de façon à linéariser la rive ou empêcher les intrusions d'eau salée, ce qui prend la forme d'aboteau sur la rive sud de l'estuaire notamment (Bernatchez & Quintin, 2016).

Les marais salés subissent de plus en plus les impacts des changements climatiques causés par les activités humaines. L'élévation du niveau de la mer entraînerait une diminution des zones humides côtières de 20 à 45 % au cours du siècle actuel (Craft et al., 2009). Selon les endroits, ce taux varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres par an et est influencé par les activités humaines. Même s'ils s'ajustent à ces pressions, la capacité des marais à suivre l'élévation du niveau de la mer par accréation verticale dépend de plusieurs facteurs. Par exemple, la construction de barrages et les ouvrages de protection côtiers changent les taux de transport sédimentaire vers la côte, ce qui altère la reprise vers l'équilibre sédimentaire si les pertes ne sont pas compensées rapidement pour atténuer les effets de ces interventions (Kirwan & Megonigal, 2013; Syvitski et al., 2005). Les conséquences de ces perturbations rendent les marais plus vulnérables aux inondations par incapacité d'accréation verticale, par perte des zones humides marécageuses, et par transformation en zones d'eau libre. En effet, l'inondation progressive réduit les contributions de matière organique des plantes et accélère l'érosion, créant ainsi une rétroaction qui accélère la détérioration des zones humides côtières (Fagherazzi et al., 2006; Kirwan & Megonigal, 2013; Morris et al., 2002). Cela est notamment le cas dans le golfe du Mexique, la lagune de Venise et la baie de Chesapeake (Carniello et al., 2009; Kearney et al., 2002; Reed, 1995).

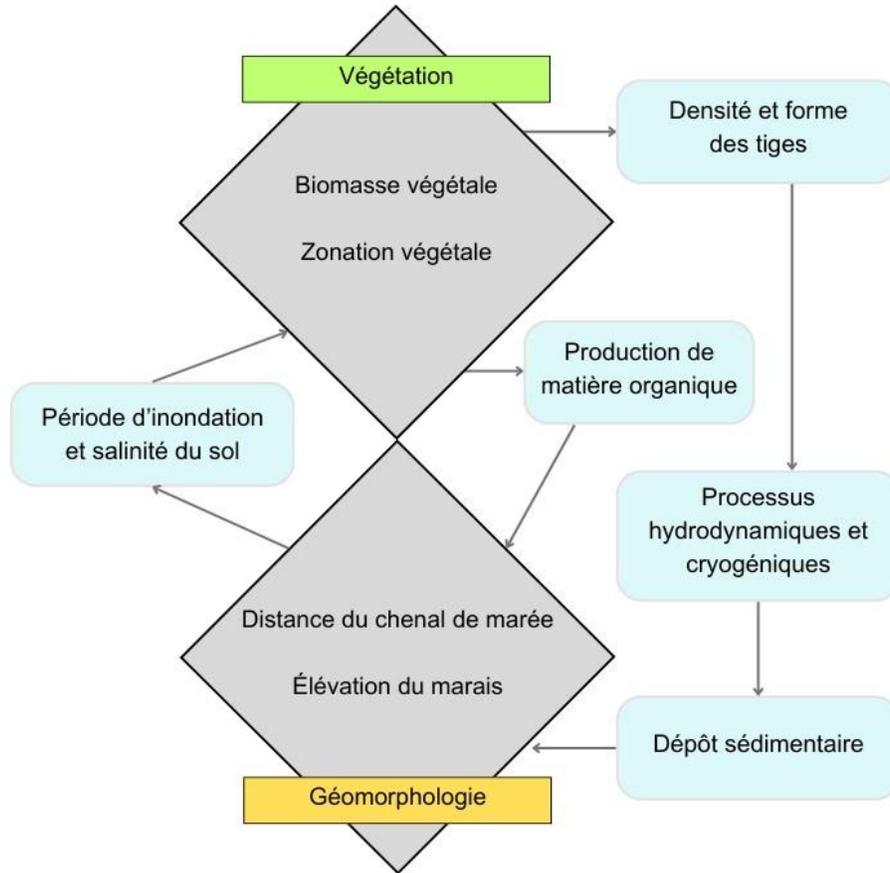
La durabilité à long terme des écosystèmes de marais salés face au changement climatique et à l'élévation du niveau de la mer est basée sur la persistance de la végétation (Granse et al., 2021). Cependant, l'eutrophisation, qui survient lorsque des quantités excessives de nutriments tels que l'azote et le phosphore pénètrent dans l'écosystème, peut l'affecter. Ces nutriments proviennent de diverses sources, telles que l'augmentation de la densité de population humaine, les installations de traitement des eaux usées, les zones urbaines où les eaux de ruissellement transportent des polluants, ainsi que les activités agricoles entraînant un ruissellement excessif d'engrais et de déchets d'élevage (Deegan et al., 2012; Pinay et al., 2017). Bien que cette situation entraîne une augmentation de la biomasse des feuilles en surface dans les marais, elle peut diminuer la biomasse des racines souterraines qui stabilisent

les berges (Deegan et al., 2012; Nelson & Zavaleta, 2012). De plus, l'eutrophisation accélère la décomposition microbienne de la matière organique, empêchant ainsi l'accrétion et limitant la capacité des marais à suivre l'élévation du niveau de la mer (Deegan et al., 2012; Wasson et al., 2017; Watson et al., 2014). Deegan et al. (2012) indiquent également que cela entraîne la conversion de zones importantes des marais en vasières non végétalisées.

## **2.2. Dynamique des marais**

### **2.2.1. Dynamique sédimentaire**

Les marais littoraux captent des sédiments provenant de différentes sources : marine (issus de la plate-forme marine), côtière (dérivés de l'érosion côtière et du transport côtier) et fluviale (transportés depuis l'intérieur des terres par les cours d'eau) (Allen, 2000; Quintin, 2010). Ces sédiments sont ensuite déposés dans des zones favorables à leur accumulation. La sédimentation à la surface des marais salés est contrôlée par l'interaction entre la géomorphologie (élévation et largeur de la plate-forme et distance par rapport au chenal de marée), les caractéristiques écologiques de la végétation des marais salés (biomasse végétale, zonation de la végétation, variation saisonnière, densité des tiges et forme), le régime des marées et les conditions hydrodynamiques (hauteur d'eau, vitesse d'écoulement et vagues) et la présence de glace (Figure 8) (Fagherazzi et al., 2012; Leonard & Reed, 2002). La combinaison de ces facteurs affecte la variabilité spatiale de la sédimentation des marais salés. De nombreuses études ont identifié que les taux de sédimentation diminuent à mesure que l'élévation de la surface émergées du marais augmente (Cahoon & Reed, 1995; Fagherazzi et al., 2012; Stoddart et al., 1989). Cela s'explique par le fait que les parties les plus basses du marais, notamment les schorres inférieurs, sont inondées plus fréquemment. Cette submersion prolongée augmente le temps pendant lequel l'eau reste en contact avec le substrat, favorisant ainsi un apport et un dépôt de sédiments plus importants dans ces zones.



**Figure 8. Schéma conceptuel des interactions entre la végétation et la géomorphologie dans les marais salés, adapté de Fagherazzi et al. (2012).**

Dans les marais salés, les taux de sédimentation diminuent aussi avec la distance par rapport aux chenaux de marée (Fagherazzi et al., 2012; French, 1993; Leonard, 1997; Temmerman et al., 2003). Cela est dû au dépôt progressif des sédiments le long des chemins d'écoulement depuis les chenaux de marée vers les parties intérieures de la plateforme du marais (Christiansen et al., 2000). Cependant, lorsque l'eau atteint la plateforme du marais, sa vitesse diminue, favorisant l'accumulation des sédiments (D'Alpaos et al., 2007a). De plus, la végétation dense ralentit les courants et réduit la turbulence, facilitant le dépôt des sédiments (Christiansen et al., 2000; Leonard et al., 1995; Zhang et al., 2002). Ce mécanisme est cohérent avec une diminution de la taille des sédiments près de la côte (Allen et al., 2006; Kastler & Wiberg, 1996; Woolnough et al., 1995; Yang et al., 2008; Zhang et al., 2002).

Les vagues sont souvent reconnues pour leur effet érosif sur la surface des marais, en particulier dans les zones où la végétation est faible ou clairsemée.

La relation entre les vagues et les sédiments en suspension dans les marais, en particulier pendant la marée montante, a été démontrée par plusieurs chercheurs (Coulombier, 2011; Fagherazzi & Priestas, 2010; Leonard et al., 1995). En revanche, les vagues peuvent également contribuer à l'accrétion en déposant des sédiments sur la plate-forme du marais, en particulier lors de tempêtes ou de conditions de vagues à haute énergie (Castagno et al., 2018; Kirwan et al., 2016; Roman et al., 1997).

Par ailleurs, la végétation des marais salés joue un rôle essentiel dans les processus de sédimentation. Les propriétés biophysiques de la végétation des marais ont un impact significatif sur l'énergie des vagues, la vitesse d'écoulement et les paramètres sédimentaires tels que la concentration de sédiments en suspension et le dépôt de sédiments. Par exemple, il y a moins de sédiments en suspension dans la colonne d'eau au-dessus des zones végétalisées qu'au-dessus des zones nues ou à faible végétation (Schulze et al., 2021). Cela s'explique par le fait qu'une forte densité de végétation, un couvert rigide et une biomasse aérienne élevée augmentent le dépôt de sédiments par gravité à la surface des marais en réduisant les vitesses d'écoulement et les turbulences (Fagherazzi et al., 2012; Peralta et al., 2008). Une végétation dense peut capturer des particules de sédiments en suspension, qui sont alors susceptibles de se déposer directement sur elle. Cela illustre l'effet de piégeage direct des sédiments par les plantes des marais salés, ce qui favorise l'accumulation des sédiments verticalement avec le temps (Coulombier et al., 2012).

### **2.2.2. Dynamique végétale**

Les marais salés qui caractérisent les rives du fleuve Saint-Laurent abritent un écosystème unique caractérisé par la présence dominante de la Spartine alterniflore ou du scirpe sur le schorre inférieur (Dionne, 1972; Dionne, 2004; Gauthier, 1982). Cette plante, originaire de la côte est de l'Amérique du Nord et du golfe du Mexique (Kirwan et al., 2009), confère aux marais une importance écologique et environnementale cruciale. En agissant comme un amortisseur naturel, elle atténue l'impact des tempêtes et réduit l'érosion des rivages (Gedan et al., 2011; Shepard et al., 2011). Les recherches ont montré que la végétation dense des marais augmente les coefficients de friction, ce qui diminue le flux des courants et dissipe l'énergie des vagues (Temmerman et al., 2013).

Outre leur rôle dans la protection côtière, les marais salés de l'estuaire du Saint-Laurent ont une importance particulière pour de nombreuses espèces d'oiseaux aquatiques. Les recherches de Reed & Moisan (1971) ont souligné l'importance cruciale de ces habitats pour la nidification et l'alimentation des oiseaux aquatiques, contribuant ainsi à la richesse de la biodiversité aviaire de la région. Toutefois, malgré son rôle bénéfique dans son habitat naturel, la prolifération incontrôlée de la Spartine alterniflore et son introduction dans des écosystèmes

où elle n'était pas présente initialement soulèvent des préoccupations quant à son impact sur la biodiversité et l'équilibre écologique local. Des études menées dans diverses régions du monde, telles que la Chine, l'Europe et l'Afrique du Sud, ont mis en évidence les effets néfastes de cette plante sur la biodiversité, l'hydrologie et la biogéochimie locales (Lin et al., 2022; Querné, 2011; Zhao et al., 2020).

Les marais salés du Saint-Laurent sont soumis à des variations saisonnières importantes, avec des conditions hivernales subarctiques et une végétation qui évolue au fil des saisons. En été, le couvert végétal est dense sur l'ensemble du schorre inférieur, tandis qu'il diminue presque complètement à l'automne pour réapparaître progressivement au printemps (Dionne, 2004). McKee & Patrick (1988) ont montré que les frontières de croissance de *Spartina alterniflora* se situent généralement entre le niveau moyen de basse mer et le niveau moyen de haute mer dans un large éventail de marais salés le long des côtes atlantiques et du golfe des États-Unis. Néanmoins, des différences systématiques dans les limites de croissance et leur distribution étaient observées, et celles-ci semblaient être associées à l'amplitude moyenne des marées, avec une variation supplémentaire due à des facteurs tels que la salinité, le drainage, la composition du sol et la compétition interspécifique.

Les inondations et l'accroissement de l'amplitude des marées sont reconnus comme les principaux facteurs influençant la survie des plantes, ce qui constitue la base physique de la zonation distincte des communautés végétales dans les marais (Bockelmann et al., 2002; Sánchez et al., 1996; Silvestri et al., 2005). La dynamique des eaux souterraines joue un rôle crucial dans la régulation de plusieurs processus clés au sein des écosystèmes de marais (Leonard & Reed, 2002). Les fluctuations induites par les marées entraînent une alternance entre la saturation et la non-saturation des sédiments des marais, ce qui influe directement sur les conditions d'aération, ayant ainsi un impact significatif sur le développement végétal et la répartition spatiale de la végétation au sein du marais (Ursino et al., 2004; Xin et al., 2013). Cependant, toute perturbation de cette dynamique des eaux souterraines peut limiter l'établissement initial et la croissance ultérieure de la végétation (Mendelssohn et al., 1980).

La zonation des plantes de marais salés est influencée par une variété de facteurs biotiques et abiotiques (Armstrong et al., 1985; Snow & Vince, 1984). Le flux de marée terrestre (période et fréquence des inondations), la topographie et les facteurs abiotiques souterrains (humidité du sol, disponibilité en oxygène, salinité de l'eau souterraine et statut nutritif) le long des gradients environnementaux jouent un rôle prépondérant dans la zonation des plantes de marais salés (Marani et al., 2013; Moffett et al., 2012). En revanche, les facteurs biotiques tels que la compétition interspécifique, la transpiration et l'absorption des nutriments ont principalement des effets locaux sur la zonation des plantes dans les marais (Pennings et al., 2005).

Le drainage et l'aération du sol dans un marais salé naturel influencent la répartition des différentes formes de taille de *Spartina alterniflora*, avec un drainage optimal favorisant la croissance des formes de taille plus grandes. Les conditions de drainage affectent également la biomasse des Spartines, avec une croissance maximale observée sous un drainage insuffisant dans des conditions de faible apport en nutriments (Mendelssohn et al., 1980). Le *Phragmites australis*, originaire d'Eurasie et considéré comme l'une des espèces les plus envahissantes dans le nord-est de l'Amérique du Nord, perturbe la croissance des plantes indigènes sensibles en sécrétant une phytotoxine dans le sol. Cette capacité compétitive sur les espèces indigènes est mise en évidence par sa libération de phytotoxines, ce qui entrave la croissance des plantes locales (Le groupe *Phragmites*, 2012; Rudrappa et al., 2009). Rudrappa et al. (2007) ont également rapporté que l'acide gallique inhibait la croissance de *Spartina alterniflora* à des concentrations de 0,05 à 0,15 mM.

## **2.3. Impacts des ouvrages de protection sur les marais**

### **2.3.1. Ouvrages de protection : définition et concepts**

Dans le but de protéger les zones côtières face aux aléas côtiers, des ouvrages de protection côtière ont été développés et mis en place dans plusieurs régions du monde. Ces ouvrages de protection côtière (OPC) sont conçus pour atténuer les effets des vagues, des courants, des marées et des tempêtes dans les zones côtières afin d'atténuer leur énergie sur le littoral et minimiser l'érosion (Dai et al., 2018; Arniza Fitri et al., 2019). Il existe deux principales catégories de structures visant la protection des côtes: les structures rigides (ex. brise-lames, enrochement, mur de protection) et les techniques douces (ex. recharge de plage, recharge de dune, végétalisation) (Sauvé, 2022; Schoonees et al., 2019). Idéalement, les techniques souples sont préférées par rapport aux structures rigides étant donné qu'elles sont généralement moins dommageables pour l'environnement. Cependant, chacune de ces catégories est conçue pour répondre à des besoins spécifiques en fonction des conditions hydrodynamiques, des objectifs de protection des zones côtières et l'espace disponible pour garantir un niveau de sécurité côtier optimal (Schoonees et al., 2019).

Les techniques souples visent principalement à assurer une protection contre les inondations et à stabiliser la position du trait de côte, tandis que l'objectif des structures rigides varie en fonction de la position de l'ouvrage. Pour les structures aménagées sur l'estran (la partie de la plage entre la marée basse et la marée haute), les structures rigides sont principalement utilisées pour la protection contre les inondations et la stabilisation de la position du trait de côte,

tandis que sur la côte (la partie terrestre adjacente à la plage), cela comprend également la protection contre les débordements côtiers (Schoonees et al., 2019).

Dans le cas des côtes abritées à exposées, où les conditions de vagues varient de douces à fortes et où l'arrière-plage est surélevée, les techniques souples s'avèrent être efficaces pour réduire l'érosion et assurer la stabilité des côtes. En revanche, dans le cas de côtes exposées à des tempêtes, avec des vagues puissantes et agitées, l'utilisation de structures de protection rigides devient souvent nécessaire pour éviter le recul de la côte (Almarshed et al., 2020; Morris et al., 2020; Schoonees et al., 2019) malgré la redistribution de l'énergie atténuée qui prend souvent la forme d'un surcreusement en aval de la structure.

Les structures rigides présentent des avantages importants qui les rendent adaptées à la protection des zones urbaines. L'un de ces avantages est qu'elles ne requièrent pas beaucoup d'espace, ce qui facilite leur application dans des environnements urbains où l'espace disponible est souvent limité (Almarshed et al., 2020; Schoonees et al., 2019). Cependant, les structures de défense souples, contrairement aux structures rigides, peuvent nécessiter plus d'espace pour être efficaces. Les techniques souples dépendent souvent de la présence d'une zone tampon pour absorber l'énergie des vagues et réduire l'érosion côtière. Par conséquent, leur mise en œuvre dans des zones urbaines peut être plus complexe en raison de contraintes d'espace (Schoonees et al., 2019).

Une approche hybride peut être développée en combinant les structures de défense côtière douces et rigides, telles que les *living shorelines*, les digues combinées avec dune et les digues avec marais salés. Cette dernière approche permet notamment de tirer parti des forces de chaque type de structures et de minimiser leurs faiblesses respectives (Morris et al., 2020; Sutton-Grier et al., 2015).

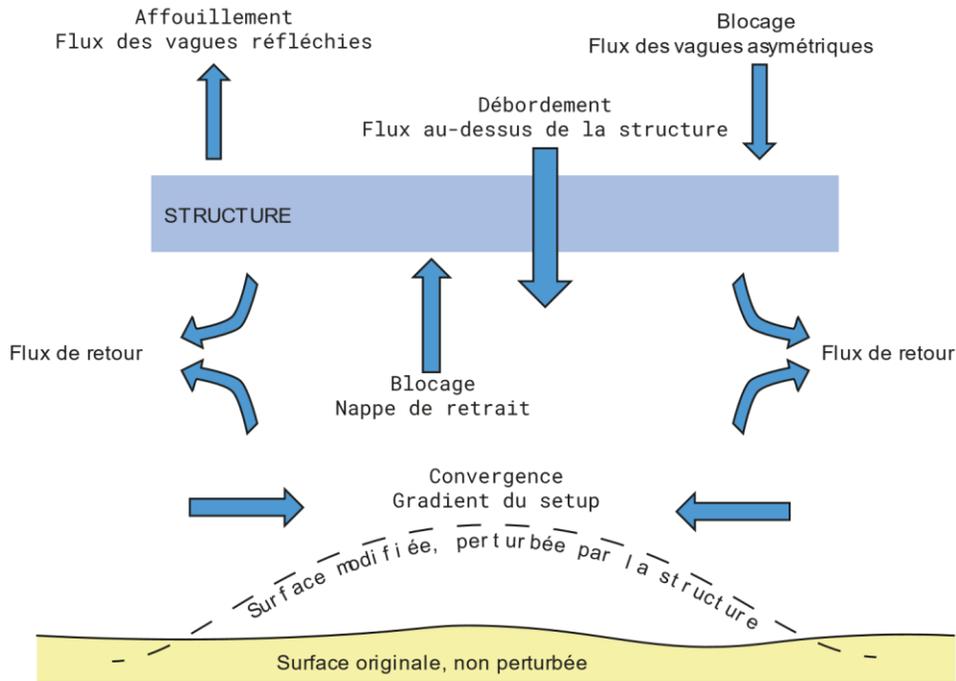
### **2.3.2. Efficacité à court et long terme des modes de protection actuels dans les marais**

Les structures de brise-lames, tel qu'utilisées dans le marais de Rivière-du-Loup, peuvent généralement être classées en quatre sous-types en fonction de leur degré d'immersion: les brise-lames émergés, les brise-lames à crête basse, les brise-lames submergés, de type récif artificiel, et ceux par seuil submergé (Sauvé, 2022). Plusieurs études ont montré que les brise-lames sont efficaces dans la protection des côtes en influençant les processus hydrodynamiques dans la zone abritée tels que les vagues et les courants littoraux. Les brise-lames peuvent efficacement atténuer l'énergie des vagues incidentes (Xuan et al., 2022; Rahman, 2013; Wiberg et al., 2019), ralentir la vitesse du courant littoral (Sulaiman & Hidayat, 2020), et par conséquent favoriser le dépôt de sédiments dans la zone protégée derrière le brise-lames (Dean et al., 1997; Fitri

et al., 2019; Rijn, 2011). Cependant, la conception structurelle de brise-lames peut également influencer les conditions hydrodynamiques et la morphologie côtière (Klonaris et al., 2020; Vona et al., 2020; Zyserman & Johnson, 2002), affecter l'ensemble de l'écosystème marin (Airoidi et al., 2005), et provoquer une érosion ou une accrétion importante des sédiments à grande échelle (Fitri & Yao, 2019). À titre d'exemple, l'efficacité de ces structures de protection dans la réduction de l'énergie des vagues et l'atténuation de l'érosion côtière dépend de divers facteurs, notamment les caractéristiques de la structure (hauteur de la crête, largeur de la crête et la pente), la bathymétrie environnante, les conditions hydrodynamiques et les marées (hauteur des vagues, structure émergée, légèrement submergée ou totalement submergée), la texture des sédiments (distribution de la taille des grains) et l'environnement local des vagues (comme la prédominance des houles ou des vagues générées par le vent) (Li et al., 2020; Wang et al., 2021; Wiberg et al., 2019; Zhu et al., 2020).

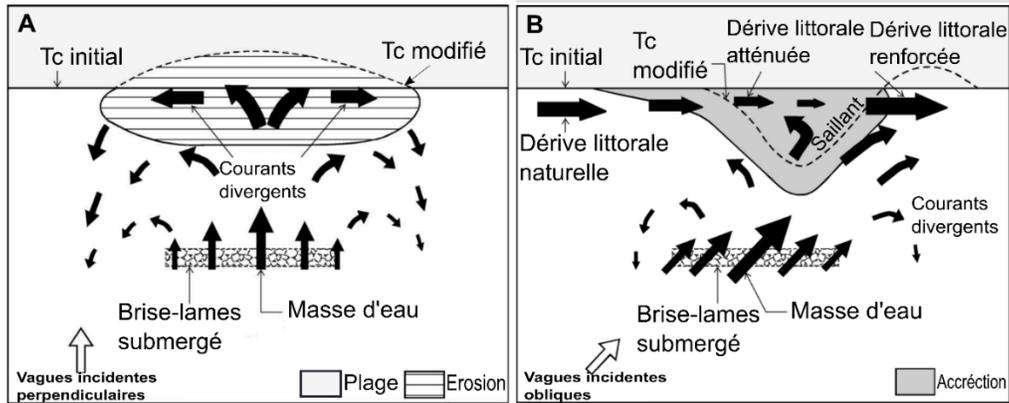
L'énergie des vagues dans la zone protégée d'un brise-lames se dissipe davantage lorsque la structure de protection est émergée ou légèrement submergée, par rapport à une situation où l'ouvrage serait submergé (Wang et al., 2021) (Figure 9). Ce phénomène peut s'expliquer par la réflexion et le déferlement des vagues incidente sur la face avant (orientée vers la mer) de la structure de protection lorsque le niveau d'eau n'est pas suffisamment élevé pour franchir la structure ou la contourner (Li et al., 2020; Wang et al., 2021). Pour des niveaux d'eau plus élevés, les vagues transmises peuvent être plus hautes que les vagues incidentes lorsque la structure de protection est complètement submergée (Wang et al., 2021). Cela peut s'expliquer par le fait que la zone abritée se transforme en un petit promontoire, ce qui entraîne une concentration de l'énergie des vagues ou une focalisation des vagues (Wang et al., 2021). La réduction de la hauteur des vagues dépend de la hauteur de la crête du brise-lames (Dean, 1977), et ceci a comme conséquence une diminution du niveau du runup sur la côte située dans la zone abritée (Hur et al., 2012).

L'altération de la morphologie côtière naturelle en périphérie d'ouvrages entraîne des changements locaux dans l'hydrodynamique des flux côtiers (Fitri et al., 2019). En se rapprochant du rivage, les brise-lames émergés induisent la diffraction des houles à leurs extrémités. Ce processus entraîne la création de deux courants longitudinaux opposés qui convergent au centre du brise-lames (Fig. 1.4) (Cáceres et al., 2005; Sanchez-Arcilla et al., 2006), et ceci sera fonction du niveau d'eau.



**Figure 9. Dynamique des vagues et des courants autour d'un brise-lames submergé, modifiée de Cáceres et al. (2006) et Bosboom et Stive (2021).**

Dans le cas des brise-lames submergés, la circulation des courants est influencée par l'angle des vagues qui les atteignent. Lorsque les vagues incidentes sont obliques par rapport à la côte, il se produit une interaction entre les courants divergents générés par la structure et le courant littoral ou la dérive littorale. Cette interaction affaiblit le courant en direction opposée au courant littoral derrière le brise-lames, tandis qu'elle renforce celui qui se déplace dans la même direction que le courant littoral. En revanche, lorsque les vagues sont perpendiculaires à la côte, la vitesse des deux courants reste similaire (Loveless et al., 1998; Ranasinghe & Turner, 2006; Zanuttigh, 2007). Ces actions favorisent le dépôt et le piégeage des sédiments dans la zone abritée derrière le brise-lames, ce qui entraîne le développement d'une avancée à partir de la ligne de rivage située en arrière de l'ouvrage. Au fil du temps, l'accumulation sédimentaire mène à la formation d'une structure de déposition appelée un saillant, ou un tombolo si cette avancée s'étend jusqu'à la structure de protection (Birben et al., 2007).



**Figure 10. Dynamique des vagues et des courants autour d'un brise-lames submergé en cas de vagues incidentes perpendiculaires (A) et vagues incidentes obliques (B), où Tc désigne le trait de côte, modifiée de Ranasinghe & Turner (2006).**

D'une façon générale, les évolutions de la ligne de rivage sans tombolo sont préférées pour conserver l'intégrité des courants naturels sur une zone particulière. En fait, la formation d'un saillant maintient la dérive littorale et le transport sédimentaire associé, alors qu'avec la formation d'un tombolo, il est interrompu (Dally & Pope, 1986). Cela peut entraîner un blocage de la dérive littorale empêchant les sédiments de se déplacer naturellement le long de la côte, ce qui engendre une érosion importante en aval du système de brise-lames par rapport au sens de la dérive sédimentaire (Dally & Pope, 1986; Dolphin et al., 2012; Pope & Dean, 1987; Thomalla & Vincent, 2004) et une accrétion du côté amont du brise-lames (Ranasinghe & Sato, 2007).

Birben et al. (2007) et Vona et al. (2020) ont réalisé des modélisations expérimentales et numériques pour étudier l'impact de différentes configurations de brise-lames sur l'accumulation des sédiments. Les résultats ont montré que la distance entre le brise-lames et la ligne de rivage est l'un des facteurs les plus importants influençant la variation de l'accumulation des sédiments pour les brise-lames au large. Ils ont constaté que l'augmentation de la distance de la digue par rapport au rivage entraîne une diminution de la quantité de dépôts sédimentaires dans la zone protégée.

Les brise-lames les plus longs et les plus proches de la côte ont tendance à développer des tombolos. En revanche, les brise-lames plus courts et situés loin de la ligne de rivage formeraient de très petits tombolos, voire des saillants (Saengsupavanich et al., 2022). L'atténuation de l'énergie des vagues par les brise-lames submergés réduirait également la pression exercée sur la végétation de Spartine et favorise la croissance de la végétation côtière

naturelle existante. Cependant, les brise-lames n'ont pas été associés à une amélioration de la survie des plantations de végétation de marais salés (Martin et al., 2021).

À mesure que le temps passe, en l'absence d'un entretien régulier, les brise-lames risquent de perdre leur efficacité alors qu'ils seront progressivement submergés en raison de l'élévation du niveau de la mer (Martin et al., 2021). Sur les côtes sableuses et boueuses, les sédiments fins (telles que du sable, du limon, de l'argile) peuvent s'accumuler à la base du brise-lames, remplissant les interstices de la structure et réduisant son efficacité en tant qu'absorbeur d'énergie face aux vagues. De plus, l'action des vagues peut également provoquer un surcreusement ou un affouillement à la base de la structure de protection, contribuant ainsi davantage à l'instabilité potentielle de la structure du brise-lames (Baquerizo & Losada, 1998).

### **3. OBJECTIFS DU PROJET DE RECHERCHE**

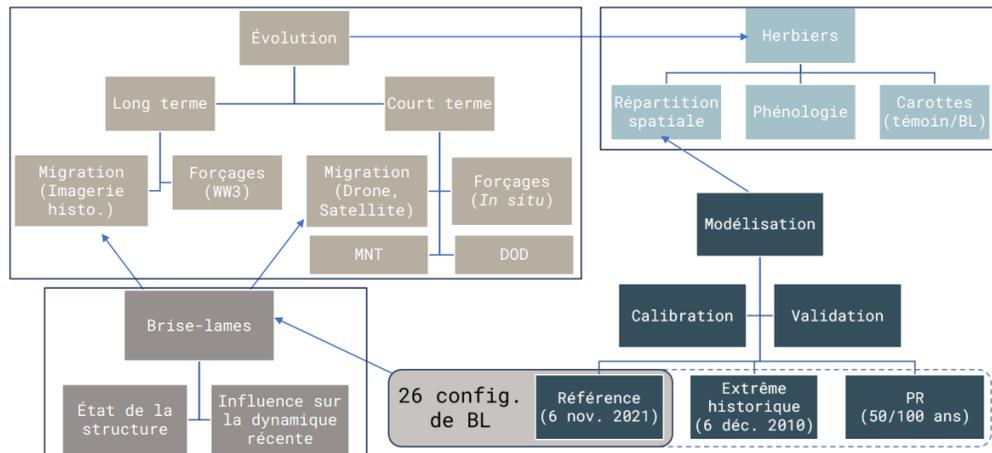
Afin de mieux comprendre les interactions entre le brise-lames et le marais à Rivière-du-Loup, ce projet de recherche a été mené sur plusieurs fronts. L'objectif principal est d'évaluer les effets du brise-lames sur la dynamique sédimentaire et végétale du système côtier à RDL, et plusieurs disciplines de recherche ont été mises à contribution pour y répondre. Les travaux visent à répondre aux objectifs suivants :

- Établir l'état de référence de la zone d'étude ;
- Évaluer l'état général actuel de la structure et son comportement au fil du temps par rapport à ce qui avait été prévu lors de la conception ;
- Quantifier les conditions marégraphiques, hydrodynamiques et glacielles passées et actuelles responsables des changements morphologiques au sein de l'unité hydrosédimentaire du marais de RDL, et identifier les conditions provoquant l'érosion et la submersion dans le secteur du brise-lames ;
- Déterminer les seuils de tempêtes ayant engendré des variabilités d'échelle décennale dans la position du schorre ;
- Quantifier la variabilité géomorphologique et végétale du marais côtier de RDL grâce à un suivi multitemporel (cycle de marée vive eau/morte eau, suivi saisonnier, suivi annuel), et évaluer l'effet de l'énergie des vagues, des niveaux d'eau côtiers et des glaces sur cette variabilité ;
- Développer un modèle numérique 2D morphodynamique ;
- Réaliser des analyses numériques simulant divers scénarios météo-marins extrêmes dans la baie ;

- Évaluer les effets des caractéristiques physico-chimiques et biogéochimiques de l'habitat sédimentaire sur l'ancrage et la phénologie de la croissance aérienne et souterraine de la végétation.

## 4. MÉTHODOLOGIE

Considérant la diversité des approches utilisées dans le projet, la figure suivante rassemble les 4 composantes abordées dans le projet. Il s'agit de l'évolution naturelle du site et de son analyse, des changements dans les herbiers avec le temps, des influences du brise-lames depuis son implantation, et de la modélisation numérique réalisée avec XBeach. Chaque composante est abordée au cours de cette section méthodologique.

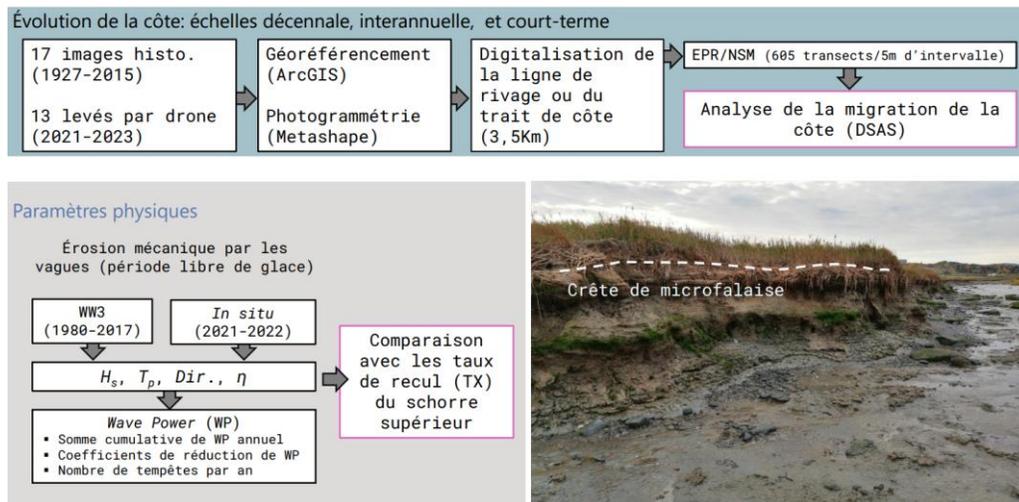


**Figure 11. Schématisation de l'organisation méthodologique utilisée dans le cadre de ce projet**

### 4.1. Évolution historique de la côte

L'évolution historique de la côte de RDL a été analysée à partir d'images aériennes couvrant la période de 1927 à 2015, ainsi que de levés par drone réalisés entre 2021 et 2023, avec une résolution spatiale variant de 0,03 à 1,56 m (Tableau 1). Les images ont été géoréférencées dans ArcGIS en utilisant des points de référence fixes, tels que l'autoroute 20, le port et les terres agricoles, identifiés à partir de photographies aériennes alignées avec une orthophoto de 2015. Pour chaque image, une erreur quadratique moyenne totale de rectification a été calculée. Les mesures des taux de migration de la côte ont été obtenues en numérisant manuellement plus de 3,5 km de rivage de marais, et l'incertitude totale de la position des caractéristiques a été déterminée comme la somme quadratique des incertitudes liées à la résolution de l'image, au géoréférencement et à la numérisation du trait de côte/ligne de rivage.

Différentes définitions de la ligne de rivage et du trait de côte sont utilisées dans la littérature. Pour ce projet, les indicateurs pour positionner la ligne de rivage ou le trait de côte varient selon les configurations côtières, telles que les microfalaises d'érosion, les ouvrages de protection, les terrasses de plage et les marais maritimes. Dans les environnements de marais maritimes végétalisés, la limite de la végétation du schorre supérieur et inférieur, correspondant au niveau moyen des hautes mers, a servi de ligne de rivage. Lorsqu'un marais est en érosion, c'est à cet endroit que se développe une microfalaise active, et son sommet est utilisé comme référence pour le trait de côte (Figure 6, Figure 12). Pour les côtes artificielles, la limite supérieure des ouvrages de protection a été utilisée comme trait de côte. Pour les terrasses de plage, l'endroit où la végétation devient terrestre a été utilisé comme trait de côte. (Bernatchez & Drezja, 2015).



**Figure 12. Schématisation de l'organisation méthodologique utilisée pour quantifier l'évolution de la côte et les effets des tempêtes sur le marais de RDL**

L'évolution historique a été calculée à l'aide du logiciel *Digital Shoreline Analysis System*, version 5.1, développé par la Commission géologique des États-Unis (USGS) (Himmelstoss et al., 2021). Les taux de migration du trait de côte/ligne de rivage ont été déterminés en utilisant la méthode EPR (*End Point Rate*) pour la comparaison entre les intervalles de temps et la méthode NSM (*Net Shoreline Movement*) pour l'ensemble de la période d'étude. La méthode EPR calcule le taux de déplacement annualisé en rapportant la distance totale au temps écoulé entre le trait de côte le plus ancien et le plus récent. En revanche, la méthode NSM mesure la distance totale entre deux positions du trait de côte/ligne de rivage. Le logiciel DSAS calcule ces distances le long d'un nombre spécifié de profils, espacés régulièrement. Au total, 705 profils, espacés de 5 m, ont été générés automatiquement le long de la côte de l'ensemble du site d'étude. Les incertitudes des taux moyens (EPRunc) ont été calculées en utilisant la

moyenne des incertitudes du taux de déplacement calculées par la méthode EPR sur les transects individuels.

**Tableau 1 : Imageries utilisées pour le suivi à long terme de la migration du trait de côte et/ou de la ligne de rivage.**

Date	Source	Résolution (m)	RMSE
X-X-1927	CAFC	1,56	11,07
26-05-1963	MFFP	0,40	0,82
01-06-1971	UQAC	0,98	1,29
06-06-1974	MFFP	0,42	0,27
21-06-1979	MRNF	0,47	3,69
09-09-1985	GQ	0,34	0,86
27-07-1990	MRNF	0,60	1,15
01-06-1995	Geoselec	0,38	0,93
23-05-2001	GQ	1,00	0,97
26-06-2004	GQ	0,35	0,52
25-08-2009	SIIS	1,00	0,71
02-08-2010	SIIS	1,00	0,34
19-10-2011	SIIS	1,00	0,72
15-10-2012	GQ	0,20	0,24
21-09-2015	UQAR	0,03	Référence
05-10-2021	UQAR	0,03	0,04
12-10-2022	UQAR	0,03	0,03
08-04-2023	UQAR	0,03	0,04

## 4.2. Évolution actuelle de la côte

Dans le but de comprendre l'influence des conditions météomarine et de la glace sur la migration latérale du marais, ainsi que de déterminer les variations dans son évolution à différentes échelles spatio-temporelles, un suivi à haute fréquence a été mis en place. Pour examiner les changements à court terme du marais, 13 levés par drone ont été réalisés sur une période de 2 ans sur le site, utilisant la photogrammétrie pour analyser l'évolution actuelle du marais salé. Ces levés par drone ont été effectués pendant la période sans glace, entre avril 2021 et avril 2023 (Tableau 2). Quelques vols ont aussi été réalisés au cours de l'hiver mais ont uniquement été utilisés de façon qualitative pour comprendre les patrons d'évolution de la glace pendant la durée du projet.

Pour chaque levé, un drone Phantom 4 RTK (lentille 20MP) ou un drone à aile fixe eBee RTK et PPK (lentille SODA 3D, 20MP) a été utilisé pour survoler le site à une hauteur variant de 60 à 120 mètres d'altitude, avec un recouvrement de 70 % latéral et de 80 % longitudinal. Les données ont été traitées avec le logiciel de photogrammétrie Agisoft Metashape pour générer des orthophotos. La même méthode de délimitation du trait de côte/ligne de rivage et de calcul des taux de déplacement à partir d'images historiques a été appliquée aux

orthophotos récentes. L'évaluation de l'évolution actuelle de la côte a été réalisée le long des mêmes transects que ceux utilisés pour l'analyse historique.

**Tableau 2 : Imageries utilisées pour le suivi à court terme de la migration du trait de côte/ligne de rivage.**

Date	Source	Résolution (m)	RMSE
04-04-2021	UQAR	0,03	0,02
15-05-2021	UQAR	0,03	0,03
03-07-2021	UQAR	0,03	0,04
29-09-2021	UQAR	0,03	0,03
05-10-2021	UQAR	0,03	0,01
10-11-2021	UQAR	0,03	0,04
18-04-2022	UQAR	0,03	0,03
20-05-2022	UQAR	0,03	0,04
15-07-2022	UQAR	0,03	0,04
13-08-2022	UQAR	0,03	0,03
12-10-2022	UQAR	0,03	0,02
26-11-2022	UQAR	0,03	0,04
08-04-2023	UQAR	0,03	0,11

### 4.3. Évolution historique du marais par analyse d'images

Pour comprendre l'évolution historique du marais à spartine dans le temps à RDL, la photo-interprétation d'une série d'images aériennes a été effectuée (Tableau 3). Cette analyse a permis d'identifier les changements morphologiques et écologiques survenus au fil des années. Aussi, la photo-interprétation s'est appuyée sur sept postulats (Tableau 4).

**Tableau 3 : Description de l'année, du mois, de l'échelle des prises de photographies et des sources des cartes utilisées pour l'analyse historique.**

Année	Mois	Résolution (m)	Source
1963	Mai	0,4	Ministère des terres et forêts du Québec
1985	Septembre	0,34	Ministère des terres et forêts du Québec
1990	Juillet	0,6	Ministère des terres et forêts du Québec
2009	Août	1	KOMPSAT-2
2011	Août	1	KOMPSAT-2
2012	Octobre	0,2	GQ
2015	Septembre	0,03	Pêches et Océans Canada
2021	Juillet	0,03	LNAR
2022	Août	0,03	LNAR

Parmi les photos historiques disponibles, sept respectaient les deux premiers postulats et ont été analysés, en plus des levés de drone réalisées en 2021 et 2022, pour un total de neuf images. Sur chacune de ces images, le

recouvrement surfacique des herbiers de spartine a été estimé par photo-interprétation et délimité par des polygones avec le logiciel QGIS. Pour augmenter le contraste des couleurs sur certaines images, une transformation des couleurs utilisant des nuances de magenta plutôt que des tons de gris a été effectuée.

Les polygones ainsi tracés permettent d'estimer l'aire (m<sup>2</sup>) occupée par la spartine dans le marais. Une comparaison entre les tailles des herbiers des différentes années a permis de quantifier les variations temporelles du recouvrement par la spartine. L'outil d'analyse de vecteur « *Difference* » de la boîte à outils de QGIS a été utilisé pour superposer les polygones d'herbier à chaque année, ce qui a permis d'identifier et de quantifier les zones de perte et de gain de spartine dans le marais au fil du temps.

**Tableau 4 : Postulats utilisés pour la photo-interprétation de l'herbier de spartine**

#	Postulat
1	<b>Moment.</b> On peut observer sur les images les chaumes de spartine dès le mois de mai, son maximum de croissance en août, son déclin en septembre et sa disparition en novembre.
2	<b>Marée.</b> Les images doivent avoir été prises à marée basse pour permettre l'observation de la spartine.
3	<b>Type de végétation.</b> Le schorre inférieur du marais est dominé que par la spartine alterniflore.
4	<b>Toposéquence.</b> La spartine alterniflore se retrouve entre le trait de côte et la slikke dominée par le fucus dans la toposéquence de marais salés typique de l'estuaire.
5	<b>Tonalité.</b> La spartine présente une couleur moins foncée que celle du fucus, mais plus foncée que la vase nue, les marelles et les mégablocs présents dans les marais.
6	<b>Recouvrement.</b> En considérant son hétérogénéité, la surface de l'herbier est comptabilisée lorsque le recouvrement de la végétation atteint au moins 50 %.
7	<b>Échelle d'analyse.</b> Une échelle d'au moins 1:1000 est utilisée pour estimer le recouvrement de la spartine.

#### 4.4. Conditions hydrodynamiques

##### 4.4.1. Vagues

L'impact des vagues sur le recul latéral du marais a été évalué en calculant l'énergie cumulative des vagues (WP) et en la comparant aux taux de recul du schorre supérieur. L'énergie des vagues a été utilisée comme indicateur de l'érosion mécanique causée par celles-ci.

Pour estimer WP, les conditions de vagues (hauteurs, périodes et directions incidentes) pour la période de 1980 à 2017 ont été extraites d'une cellule de grille de modélisation située à environ 2,6 km au large, à une profondeur d'environ 6,5 m. Cette estimation a été effectuée à l'aide du modèle WW3

version 4.18 (Tolman, 2014), avec une grille de résolution de 1 km, en utilisant des forçages atmosphériques à basse résolution du système CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*, NCEP/NOAA).

En raison de la résolution limitée du modèle CFSR dans les environnements côtiers et des effets bathymétriques non pris en compte dans les simulations de grille de 1 km (Didier et al., 2019), des ajustements étaient nécessaires pour les paramètres statistiques des données de vagues du modèle WW3. En l'absence de données d'observation pour la région de RDL couvrant la période de 1980 à 2017, la correction des hauteurs de vagues dans le modèle WW3 pour RDL a été basée sur la comparaison des observations de vagues au site de l'AWAC à Rimouski du LDGIZC, situé à environ 110 km de RDL, avec les données du modèle WW3-CFSR à Rimouski, simulées du 29 avril 2017 au 13 novembre 2017.

La correction a été effectuée par des régressions linéaires simples, selon l'équation fournie par Bandet et al. (2020):

$$H_{s_{corr}} = \frac{(H_s - 0,007)}{0,522} \quad (1)$$

Pour évaluer l'évolution des tempêtes depuis 1980, nous avons analysé les événements en utilisant une méthode en deux étapes de dépassement de seuil, prenant comme seuil principal le 99e percentile de la hauteur significative des vagues. Les moments de début et de fin ont été établis en fonction des franchissements inférieurs et supérieurs du 95e percentile de la série temporelle de  $H_s$ , conformément à la définition proposée par Masselink et al. (2015) pour la côte au sud-ouest de l'Angleterre et qui est couramment utilisé dans la littérature. Afin de garantir l'indépendance des événements, nous avons exigé une séparation d'au moins 24 heures entre les hauteurs significatives maximales des vagues ( $H_s$ ) de chaque tempête.

Pour l'analyse hydrodynamique à court terme, trois capteurs de pression ont été déployés dans le haut estran (PS.S2, PS.S3 et PS.S4), avec un capteur positionné au large (PS.S1) à 0,05 m au-dessus du fond marin (Figure 13). Des données de pression totale continues ont été collectées à une fréquence d'échantillonnage de 4 Hz pendant les périodes sans glace des années 2021 et 2022. Les données acquises à partir de ces capteurs ont été traitées de manière exhaustive à l'aide du logiciel Matlab (v. R2023b).



Figure 13. Carte de localisation des instruments déployés dans la zone intertidale de la baie de Rivière-du-Loup. Le polygone rouge indique la zone de survol par drone et l'étoile indique le point de grille WW3.

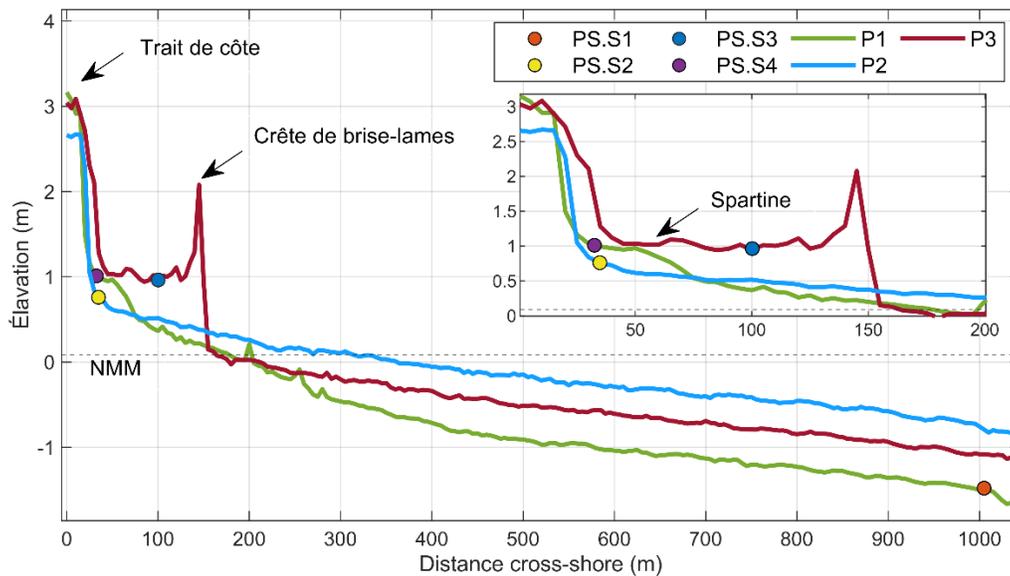


Figure 14. Profils de plage (P1-P3) et emplacement cross-shore des capteurs de pression (PS.S1, PS.S2, PS.S3 et PS.S4).

Les premières étapes de traitement des données ont consisté à éliminer les effets de la pression atmosphérique et à exclure les données recueillies pendant la marée basse. Ensuite, les données de pression ont été converties en niveaux d'eau en supposant que la pression est hydrostatique. L'étape finale de l'analyse a impliqué une analyse spectrale, utilisant la transformée de Fourier rapide (FFT) appliquée sur une durée de 1 024 s. Cette analyse a fourni les paramètres statistiques des vagues, telles que la hauteur significative des vagues ( $H_s$ ), la période moyenne des vagues ( $T_{02}$ ) et la période pic ( $T_p$ ). L'énergie des vagues ( $WP$ ) a été déterminée à l'aide de la formule :

$$WP = EC_g \quad (2)$$

où  $E$  représente l'énergie des vagues, calculée à partir de  $H_s$  obtenue via le modèle WW3 et les enregistrements des capteurs de pression, et  $C_g$  désigne la vitesse de groupe, calculée à l'aide des expressions :

$$E = \frac{1}{16} \rho g H_s^2 \quad (3)$$

$$C_g = \frac{C}{2} \left[ 1 + \frac{2kD}{\sinh(2kD)} \right] \quad (4)$$

où  $C$  est la célérité,  $k$  est le nombre d'onde angulaire, et  $D$  est la profondeur de l'eau.

Pour l'évaluation des taux de recul,  $WP$  horaire a été cumulée entre les points de mesure successifs de la position du trait de côte/ligne de rivage pendant la période sans glace, allant de mai à novembre chaque année. Ensuite, cette valeur a été normalisée par la durée entre deux positions consécutives du trait de côte/ligne de rivage.

#### **4.4.2. Courants littoraux**

Pour mieux comprendre l'influence des vitesses de courant sur l'évolution verticale du marais, des profileurs de courant TCM-4 (*Tilt Current Meter*) ont été installés à divers endroits dans la zone intertidale du 14 juin au 30 novembre 2021. Le principe d'installation est simple : le capteur est flottant et est attaché par une corde de 2 à 3 cm de longueur à une ancre fixe enfoncée dans le substrat meuble. L'eau en mouvement fait basculer le courantomètre dans le sens d'écoulement, permettant ainsi aux capteurs de mesurer la vitesse et la direction des courants induits par la marée et par les vagues, avec une fréquence d'échantillonnage de 8 Hz. Les données ont été traitées avec Matlab (v. R2023b).

Le traitement des données s'est déroulé en deux étapes, en tenant compte de la déclinaison magnétique spécifique au secteur, calculée par le site web de l'Agence américaine d'observation océanique et atmosphérique (NOAA). La

direction du courant marin a été convertie du nord magnétique au nord géographique, et la vitesse de courant à marée basse a été filtrée en fonction du signal de la marée du capteur de pression le plus proche de chaque capteur. Une campagne de validation a été réalisée pour vérifier les données brutes enregistrées par les TCM. Ainsi, un profileur de courant (Aquadopp Profiler) a été installé près des capteurs TCM durant la semaine du 8 novembre 2021.

L'emplacement des capteurs de pression et TCM a été choisi de manière à évaluer la capacité du brise-lames et de la végétation à s'accroître et/ou à atténuer l'énergie des vagues et la vitesse des courants, afin d'étudier l'effet de ces derniers sur l'accumulation des sédiments, la sédimentation et/ou l'érosion du marais (Figure 15).



Figure 15. Mode d'installation des courantomètres (à gauche) et des capteurs de pression (à droite) sur le bas marais de RDL.

#### **4.5. Variabilité géomorphologique : évolution verticale du marais**

Afin de mieux comprendre la relation entre les différentes conditions hydrodynamiques et la variabilité géomorphologique du marais à l'échelle saisonnière, les levés de drone LiDAR et photogrammétriques ont été réalisés pour extraire six modèles de changement d'élévation, avec une résolution de 0,1 m. En effet, six modèles numériques d'élévation (MNE), acquis entre avril 2021 et avril 2022 pendant la période libre en glace, ont été utilisés pour quantifier les taux d'érosion/déposition entre deux dates données. La méthode employée consiste en une analyse différentielle des MNE, c'est-à-dire une comparaison des altitudes de chaque pixel de la grille, réalisée à l'aide du logiciel GCD-Geomorphic Change Detection d'ArcGIS développé par Wheaton (2008).

Un seuil de 10 cm a été appliqué pour détecter les changements morphologiques significatifs d'altitude. Ce seuil permet de distinguer entre les véritables changements morphologiques et l'erreur de l'interpolation au risque d'une mauvaise interprétation. Étant donné que la photogrammétrie ne permet d'effectuer des mesures d'altitude à travers les zones végétalisées, les surfaces occupées par la végétation de spartine n'ont pas été prises en compte lors de l'estimation des taux.

Dans l'optique de comparer l'accrétion ou l'érosion des sédiments bas estran, du haut estran, et du haut de plage abritée par le brise-lames, deux profils d'élévation ont également été analysés : les profils nord-est et sud-ouest. Les données utilisées proviennent de profils réalisés à différentes dates et qui faisaient notamment office de suivi avant même l'implantation de la structure : en 2008, mai 2013, août 2016, décembre 2020, septembre 2021, août 2022 et septembre 2023.

D'abord, les profils de 2008 à 2016 ont été utilisés. Ces données sont disponibles dans le rapport d'Englobe (2016), et ont été extraites à l'aide d'un logiciel de numérisation de tracés accessible sur le site <https://automeris.io/WebPlotDigitizer.html>. Les données d'élévation plus récentes des profils de 2020 à 2023 ont été extraits à partir de modèles numériques d'élévations (MNE) produits par photogrammétrie 3D. Dans tous les cas, les données d'élévation ont été extraites aux 0,2 m.

Afin de comparer les lignes de profil réalisées par Englobe avec les données récentes, les tracés de profils utilisés dans le rapport de 2016 ont été reproduits dans le système d'information géographique ArcMap (v. 10.8.1). Des points ont ensuite été générés tous les 0,2 m sur les deux lignes de profils. Des données d'élévation ont été extraites pour ces points depuis les MNE réalisés par drone. Ces données ont ensuite été traitées dans le logiciel Matlab (v. R2023b) pour analyser l'évolution des profils.

Un indice d'ajustement vertical (IAV) a été appliqué sur quatre points précis des profils nord-est (NE) et sud-ouest (SO). Ces points sont : haut de plage (HP), haut estran (HE), bas estran 1 (BE1) et bas estran 2 (BE2). L'IAV est une mesure normalisée (de type Z-score), de l'état général d'érosion et d'accrétion de ces points par rapport à la moyenne de la période d'étude, qui s'étend de 2008 à 2023 (Harley, 2015). Une valeur d'IAV positive indique une élévation supérieure à la moyenne de la période, alors qu'une valeur négative indique une élévation inférieure à la moyenne observée sur la même période. Cet indice est calculé en soustrayant les données d'élévation d'un point donné à la moyenne de ces élévations, puis en divisant ce résultat à l'écart-type de ces mêmes élévations. Le tout est ensuite multiplié par un facteur de 10 afin de faciliter l'interprétation des résultats. L'indice est alors donné par la formule suivante :

$$IAV(Z_x) = 10 \frac{Z_x - \mu Z_x}{\sigma Z_x} \quad (5)$$

où  $Z_x$  représente les données d'élévation à un point  $x$ . Ces résultats ont ensuite été traités dans le logiciel Matlab (v. R2023b). La moyenne a été calculée sur les années 2013, 2016, 2020, 2021, 2022 et 2023, tandis que l'année 2008 a été exclue de la moyenne, car le brise-lames n'était pas encore construit.

#### 4.6. Variabilité verticale du brise-lames

Afin de quantifier les mouvements qu'aurait pu subir la structure depuis son implantation, les comparatifs de MNE ont également été influencés également d'une façon contrainte par la structure. Cependant, pour éviter de comparer des artefacts produits par les traitements photogrammétriques dans les zones ombragées de la structure, des points fixes ont été utilisés.

Un nombre aléatoire de 145 points répartis sur le sommet des pierres du brise-lames a été généré dans QGIS (Figure 28). Les valeurs d'élévation des pierres pour chacune des années où l'élévation était disponible ont été extraites, puis comparées entre elle en fonction du temps. Ainsi, pour chaque date de MNE, un nuage échantillon de valeurs verticales a été généré.

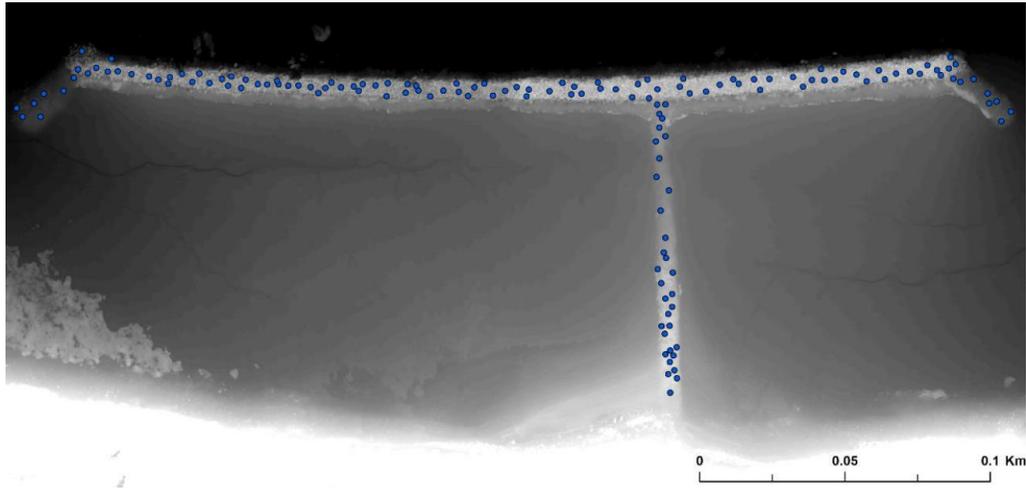


Figure 16. Nuage de points aléatoires généré sur les pierres du brise-lames pour quantifier les changements dans le temps.

## 4.7. Levés bathymétriques

### 4.7.1. Levés multifaisceau

Le site de Rivière-du-Loup présente la particularité de ne pas être accessible à marée basse pour mettre à l'eau un bateau. À cette contrainte d'accès pour la mise à l'eau s'ajoute la faible profondeur de la zone à couvrir (< 5m), impliquant une faible couverture du faisceau pour les acquisitions bathymétriques. Ces conditions ont conduit à réaliser le levé à deux périodes distinctes, du 13 au 18 juin 2022 et du 22 au 28 août 2022. Le levé a été effectué en mode RTK, assurant ainsi une précision de positionnement de l'ordre de quelques cm en temps réel. La station de base a été placée sur le repère géodésique 79L089, situé à l'embouchure de la rivière du loup, dans le système de coordonnées NAD83 (SCRS) – MTM7 (<https://geodesie.portailcartographique.gouv.qc.ca/>). La plateforme d'acquisition est une motomarine de type *Search and Rescue* modifiée et équipée de bras amovibles permettant de descendre les instruments dans l'eau une fois sur site. La plateforme est équipée d'un système de navigation Applanix incluant une centrale inertielle et deux antennes GNSS. L'échosondeur utilisé est un R2Sonic 2022. Un ordinateur équipé du logiciel Hypack permet l'acquisition, l'intégration et l'enregistrement des données de navigation et des données acoustiques en temps réel. Le contrôle de la vitesse du son dans l'eau est assuré par une sonde AML Micro-X en surface et par une sonde AML Base-X2 pour les profils dans la colonne d'eau.

La surface couverte est comprise entre +2m et -2m par rapport au zéro des cartes marines, assurant ainsi un lien avec la zone couverte par photogrammétrie et permettant une comparaison/débiaisage des données (Figure 17). Des lignes exploratoires jusqu'à 8 m de profondeur vers le large ont été réalisées afin de valider la continuité avec les données bathymétriques connues (carte marine S-57 n° V-1234\_CA379029). L'embouchure de la rivière a également été scannée dans le centre du chenal. Les données ont été traitées avec le logiciel CARIS Hips&Sips. La surface finale a été produite avec une résolution spatiale de 50 cm pour l'ensemble du site, dans le système de coordonnées NAD83 (SCRS) – MTM7, avec comme datum vertical le géoïde HT2.0. Les données techniques du levé ont été présentées dans le rapport d'étape 4. Même si des données au large existaient avant le début de projet (NONNA), la réalisation de ces levés bathymétriques est apparue nécessaire pour s'assurer d'une uniformité entre les données d'élévation au large, dans la zone intertidale et à l'intérieur des terres.

#### ***4.7.2. Interpolation et débiaisage des données de terrain***

Dans le but de réaliser une configuration légitime pour la modélisation des événements de tempête dans la baie de Rivière-du-Loup par modélisation, il était avant tout nécessaire de réaliser une topobathymétrie représentative du milieu à l'étude. Les paragraphes suivants traitent de méthodes sous-tendant l'interpolation construite à l'aide d'un assemblage de jeux de données acquis au fil des sorties de terrain.

Les jeux de données permettant de construire une topobathymétrie représentative du milieu à l'étude proviennent de plusieurs échantillons acquis par différentes méthodes, dont :

1. Des produits aériens LiDAR réalisées en 2012, permettant d'avoir accès à la topographie en amont du trait de côte;
2. Des relevés photogrammétriques par drones réalisés cette année même (2022) pour obtenir la topobathymétrie à marée basse en aval du trait de côte;
3. Des relevés bathymétriques par capteurs multifaisceaux réalisés en 2022 au large de la baie de Rivière-du-Loup;
4. Des relevés bathymétriques à l'aide d'une Hydroball au large de la baie de Rivière-du-Loup pour l'année 2022;
5. Finalement, un jeu de données bathymétriques provenant du NONNA.

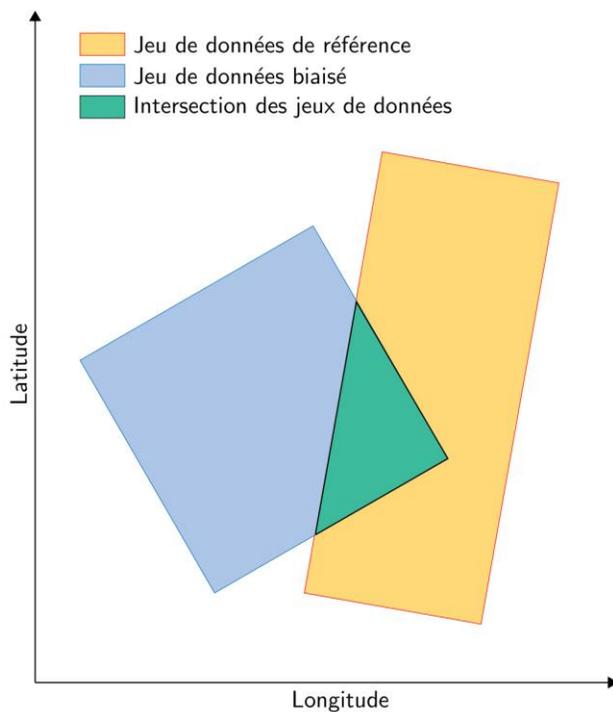
Il serait aussi important de mentionner que la précision du jeu de données bathymétrique provenant du NONNA est très discutable. En effet, ces données proviennent d'un autre assemblage de jeux de données sur lesquels nous

n'avons pas pu réaliser un contrôle de qualité. C'est pourquoi nous ne les utilisons seulement qu'aux endroits démunis de données récentes.

#### 4.7.3. Débiaisage des données

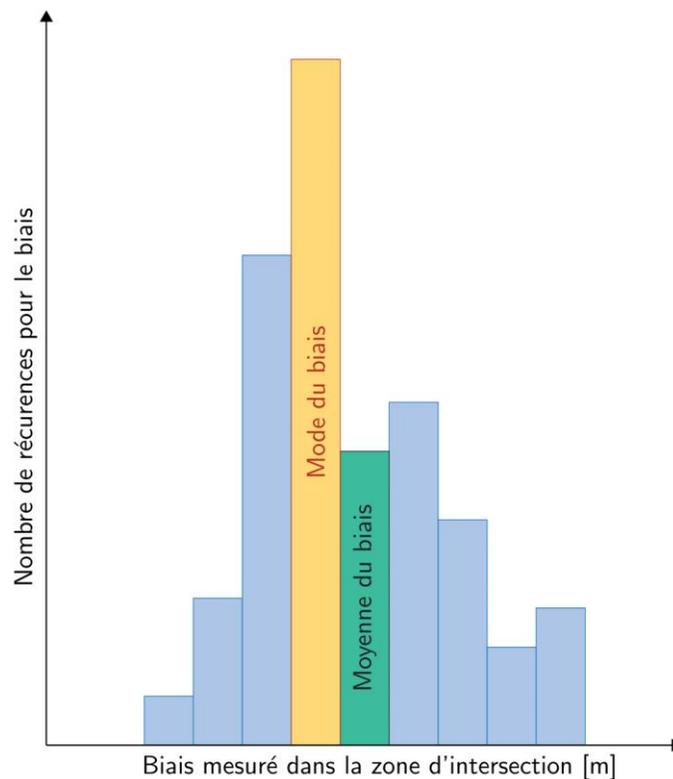
Dans le but d'assurer un contrôle de qualité sur les différents jeux de données, ces derniers ont tous été positionnés sur le même niveau topobathymétrique de référence (Figure 17). Pour nous en assurer, nous avons choisi de cadrer les différents jeux de données sur les relevés photogrammétriques acquis par drones et ceci pour trois raisons principales :

1. Il existe une intersection entre les données photogrammétriques par drone et la plupart des autres jeux de données;
2. Les données photogrammétriques par drone représentent le point d'intersection entre les données bathymétriques et les données topographiques, et couvrent systématiquement le brise-lames;
3. Finalement, ce sont les données les plus fiables en termes de résolution horizontale et verticale.



**Figure 17. Illustration conceptuelle de l'intersection des différents jeux de données**

Une fois le niveau de référence établi, il est important d'analyser la zone d'intersection entre l'échantillon de données fiables et celui des données biaisées. À l'intérieur de cette zone d'intersection, il est possible d'extraire les coordonnées des données biaisées et de les interpoler linéairement sur le jeu de données fiable, soit le jeu de données de référence. Pour chaque point de l'échantillon biaisé, il est ainsi possible de réaliser l'écart entre la valeur biaisée avec la valeur de référence interpolée. On fera référence à cet écart comme étant le *biais* de l'échantillon biaisé. Par la suite, les biais mesurés à l'intérieur de la zone d'intersection ont été compilés à l'intérieur d'un histogramme où il est possible d'observer la distribution statistique du biais (voir exemple illustré à la Figure 18). Mathématiquement, le biais s'exprime simplement par :  $Biais = valeur\ de\ l'échantillon\ biaisé - valeur\ de\ l'échantillon\ de\ référence\ interpolé$ .

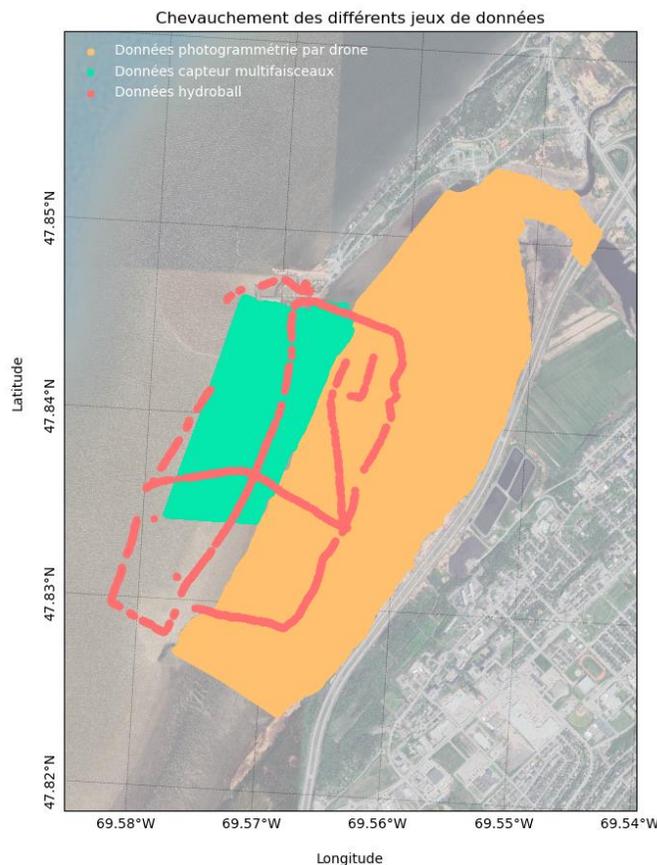


**Figure 18. Illustration conceptuelle d'une distribution statistique du biais entre deux jeux de données.**

Comme dans l'exemple de la figure précédente, ces distributions statistiques souffrent souvent d'une asymétrie (*skewness*) due, entre autres, à la présence de végétation et d'eau, ce qui vient généralement introduire un bruit asymétrique aux données. Il serait ainsi peu avisé d'utiliser la moyenne du biais pour débiaiser les données, car cette dernière est fortement influencée par ce bruit

asymétrique. Pour résoudre ce problème, le *mode de la distribution statistique* a plutôt été utilisé. Le mode est défini comme l'intervalle ayant le plus grand nombre de récurrences. Les intervalles de l'histogramme sont choisis selon la précision des outils de mesure, soit de l'ordre du centimètre pour la plupart. Le débiaisage final peut être exprimé selon : *Valeurs de l'échantillon débiaisé = Valeurs de l'échantillon biaisé - mode du biais.*

Comme le jeu de données provenant du capteur multifaisceaux n'entre pas en contact direct avec le jeu de données provenant de la photogrammétrie par drone, il est pertinent d'utiliser un autre échantillon qui chevauche les deux polygones dans le but de débiaiser. Bien que discontinues, les données provenant de l'Hydroball chevauchent assez bien les deux autres jeux de données. Le biais de l'Hydroball par rapport aux données de photogrammétrie drone (A) a d'abord été calculé, suivi du biais par rapport aux données de radar multifaisceaux (B).



**Figure 19. Illustration du chevauchement des données à l'aide de trois jeux de données, soit la photogrammétrie par drone, l'Hydroball et le radar multifaisceaux.**

Il est assez simple de soustraire le biais de l'Hydroball par rapport au radar multifaisceaux au biais de l'Hydroball par rapport aux données de photogrammétrie par drone. Il est ainsi possible de calculer le biais du radar multifaisceaux par rapport à la photogrammétrie drone (C) à l'aide de la relation à la page suivante, soit : *Biais radar multifaisceaux (C) = (Biais B - Biais A)*.

#### **4.7.4. Découpage des jeux de données et fiabilité des données**

Comme mentionné plus tôt, on peut assigner un meilleur degré de fiabilité à certains jeux de données plutôt qu'à d'autres. C'est pourquoi certaines données ont été priorisées lors de l'intersection entre différents jeux de données. Par exemple, les points du jeu de données du NONNA sont retirés pratiquement partout où il existe une intersection avec les autres jeux de données, considérant que nous n'avons eu aucun contrôle sur le débiaisage de ces données et en raison de leur âge, comme mentionné précédemment. En ordre de priorité :

1. Les données de photogrammétrie par drone ont été retirées en amont du trait de côte, car les données LiDAR sont plus fiables, ne tenant pas compte de la végétation.
2. À l'inverse, les données LiDAR ont été retirées en aval du trait de côte pour prioriser la photogrammétrie par drone.
3. Les données du NONNA ont aussi été retirées à l'intérieur des polygones formant les périmètres des données prises par capteur multifaisceaux et par photogrammétrie par drone

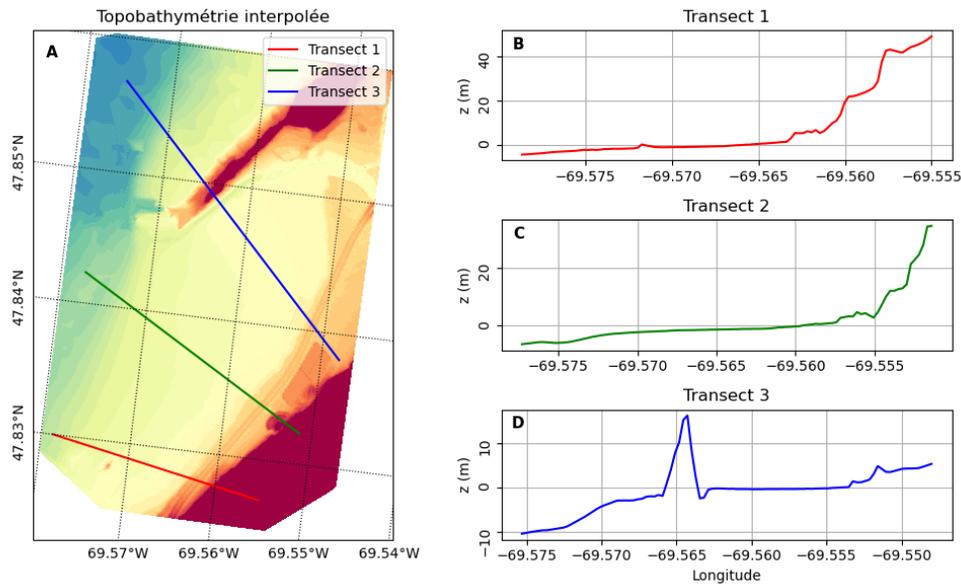
#### **4.7.5. Données manquantes et interpolation**

Il est aussi important de mentionner qu'il manque certaines données pour la réalisation d'une interpolation complète à un endroit précisément. En effet, comme les images LiDAR datent de 2012, la marina de Rivière-du-Loup n'est pas complète. C'est pourquoi les données LiDAR, du NONNA et de l'Hydroball entrent en conflit à cet endroit. Cependant, ceci ne devrait pas limiter la modélisation considérant qu'il est assez simple d'y mettre des murs physiques où l'eau ne peut pas traverser. De plus, ce sont des structures qui risquent de produire des réflexions dues aux limites de la marina, en termes de vagues, et c'est pourquoi l'ajout de points fermés sur le modèle sera adéquat.

Les coordonnées des points de grilles sous-tendant l'interpolation entre les différents jeux de données sont pour la majorité les mêmes que les coordonnées du jeu de données provenant de la photogrammétrie par drone pour deux raisons. Le calcul d'interpolation est bien plus rapide, car il y a tout simplement moins de points à interpoler. C'est un moyen efficace de limiter toutes erreurs

associées à l'interpolation (particulièrement autour du brise-lames) et ceci, peu importe le type d'interpolation choisi.

Encore dans le but de minimiser l'erreur et de limiter le temps de calcul, le choix d'utiliser une simple interpolation linéaire plutôt qu'une interpolation cubique (aussi appelée quadratique) a été fait. Ceci permet de mieux épouser la forme de la topobathymétrie, qui est recouverte de fissures, d'escarpements et de parois verticales. En effet, l'interpolation cubique nécessite une continuité des dérivées première et seconde, ce qui occasionne généralement des erreurs dans les points adjacents aux pentes verticales, soit un effet qui peut s'apparenter au phénomène de Gibbs dans les approximations par séries de Fourier. Dans le cadre de ce projet, nous considérons les ruptures topographiques comme étant importantes et avons souhaité limiter les lissages de surface. De son côté, l'interpolation linéaire néglige le comportement des points adjacents, ce qui est moins précis, mais qui permet d'éviter l'apparition d'erreurs spontanées.



**Figure 20.** En A, interpolation de la topobathymétrie et illustration des transects. À droite, en B, C et D, topobathymétrie associée aux transects numériques 1, 2 et 3, avec les couleurs associées.

Dans le but d'avoir des données précises dans le secteur du brise-lames et dans la zone intertidale de façon générale, la topobathymétrie a été interpolée avec une résolution assez élevée, soit de  $\Delta x = \Delta y = 50$  cm. Il est possible de retrouver le résultat final de l'interpolation dans la Figure 20, où la continuité de la surface finale interpolée peut être visualisée sur trois exemples de transects numériques.

La bathymétrie a été exportée sous format NetCDF, GeoTiff et XYZ, soit le format de préférence du modèle Delft3D (pour modification éventuelle dans le but de concevoir des surfaces de brise-lames variées) ou XBeach.

#### 4.8. Simulations numériques dans XBeach

L'utilisation de simulations numériques a pour but de répondre à différents sous-objectifs de modélisation, notamment le développement d'un modèle morphodynamique permettant de modéliser efficacement les hauteurs de vagues, le niveau d'eau et les courants. Ce modèle sert à simuler divers scénarios météo-marins extrêmes dans la baie afin d'évaluer l'impact du brise-lames sur la dynamique sédimentaire et la croissance végétale, ainsi que les effets de différentes géométries de brise-lames et leurs conséquences sur la dynamique locale.

La calibration du modèle a d'abord été réalisée, suivie d'une phase de validation (hydrodynamique et morphodynamique) (objectif 1). Pour atteindre l'objectif 2, des épisodes de tempêtes historiques (passés et actuels) et statistiques associées à des périodes de retour sont simulés afin d'étudier la dynamique sédimentaire présente dans la baie et d'examiner les liens entre la croissance végétale et le forçage hydro-morpho-dynamique. Enfin, l'objectif 3 porte sur une étude de 27 configurations géométriques (y compris l'état initial) du brise-lames et de leur impact sur la dynamique du marais.

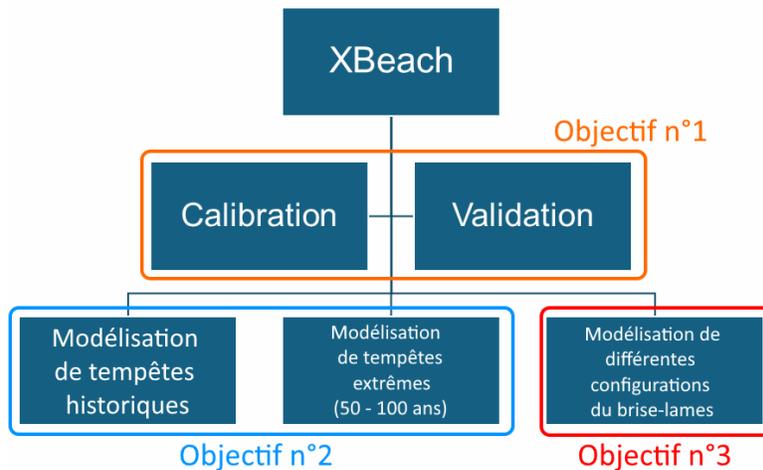


Figure 21. Étapes suivies pour la modélisation avec XBeach

#### **4.8.1. Présentation du modèle**

Le modèle XBeach (eXtreme Beach), développé par Roelvink et al. (2009), est un outil numérique complet et open source, conçu pour simuler l'hydrodynamique (vagues, niveaux d'eau, courants) et l'évolution morphologique des sites sableux (transport sédimentaire, évolution de la concentration des sédiments dans la colonne d'eau, etc.) dans un environnement côtier. La première version du modèle visait à reproduire l'évolution des dunes sous l'impact des tempêtes. Depuis, plusieurs mises à jour ont été proposées, intégrant des améliorations tant sur l'efficacité du modèle que sur les processus physiques pris en compte. La version utilisée pour nos travaux est la version de 2018 (XBeachX v1.23.5527).

Trois modes de simulation sont disponibles. Le mode non-hydrostatique résout l'ensemble du champ de vague (modèle déterministe à phase résolue). Ce mode est le plus performant, car il résout implicitement chaque vague individuellement et son effet sur l'environnement. Il prend en compte les processus non-linéaires, comme les interactions entre les vagues. Cependant, ce mode nécessite un temps de calcul considérable et ne peut pas être utilisé sur des périodes trop longues (environ une heure sur de petites échelles spatiales).

Les deux autres modes reposent sur le calcul de l'évolution spectrale du champ de vagues, utilisant un modèle stochastique à phase moyennée. L'un est stationnaire, tandis que l'autre est non stationnaire (« *surf beat mode* »). Ce dernier constitue un bon compromis entre le temps de calcul nécessaire pour faire tourner les modèles et la complexité des processus pris en compte dans les simulations. Ce mode a été retenu dans le cadre du projet.

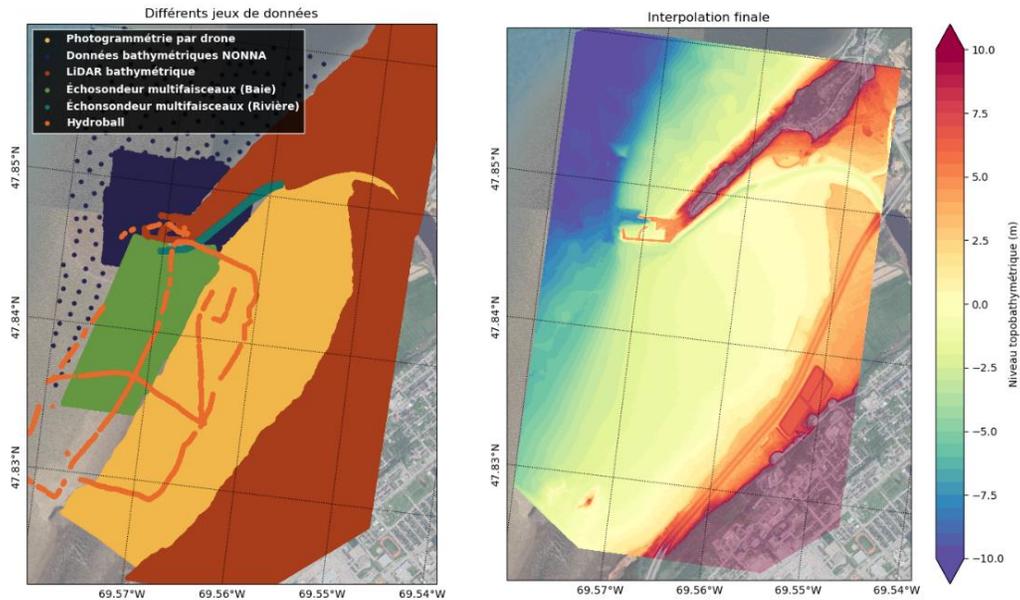
Une simulation numérique avec le modèle XBeach nécessite plusieurs paramètres d'entrée : 1) une grille de calcul rectiligne basée sur une surface topo-bathymétrique ; 2) deux fichiers de données indiquant les forçages hydrodynamiques pour les vagues ( $H_s$ ,  $T_p$ ,  $\theta$ ) et pour les niveaux d'eau ( $\eta$ ) ; 3) un fichier de configuration qui permet de spécifier les caractéristiques à utiliser lors de l'exécution de la simulation (caractéristique du site, processus physiques à prendre en compte, types de données en sortie, temps de calcul, etc.).

#### **4.8.2. Surface topo-bathymétrique et grille de calcul**

##### **4.8.2.1. Surface topo-bathymétrique**

Comme mentionné précédemment, une simulation est exécutée sur une grille de calcul qui a été générée à partir d'une surface topo-bathymétrique couvrant la zone étudiée. Cette surface a été obtenue par fusion de différentes observations de terrain, notamment des données LiDAR, des relevés par drone, des relevés multifaisceaux, et un relevé monofaisceau (Hydroball®) (Figure 22).

La surface finale utilisée pour la modélisation a une résolution de 1 m.



**Figure 22. Création de la surface topo-bathymétrique utilisée pour générer les grilles du modèle XBeach**

#### 4.8.2.2. Grilles de calcul

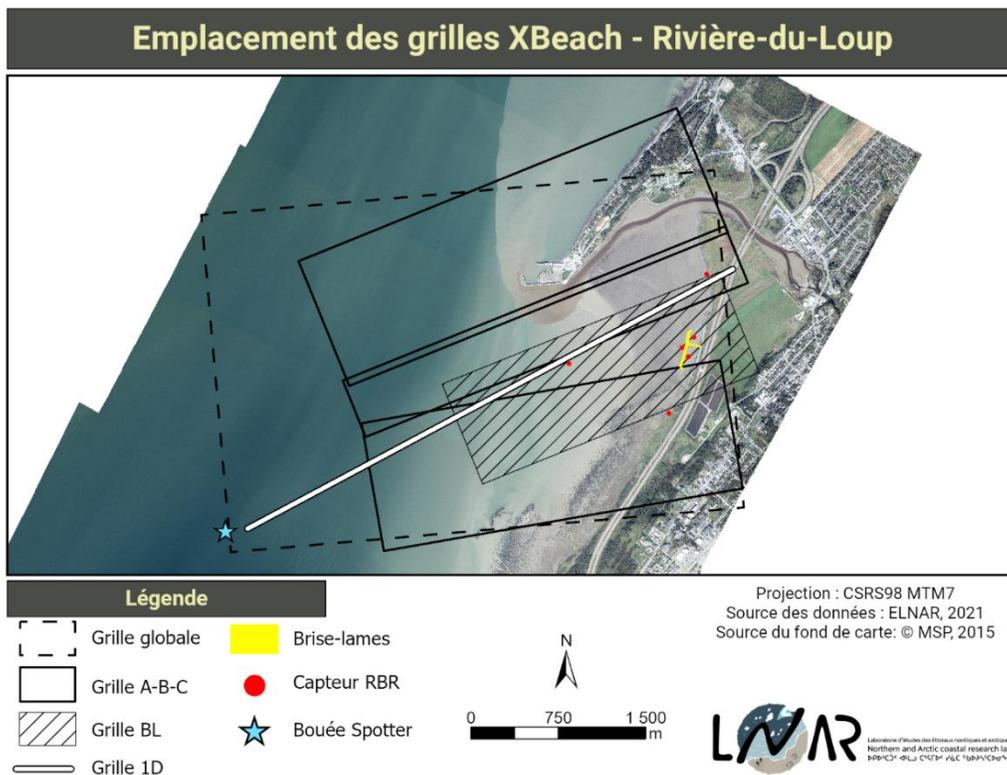
Dans le cadre des simulations réalisées avec XBeach, des grilles en 1D ou 2D ont été utilisées en fonction des tâches spécifiques. La phase de calibration et une partie de la validation hydrodynamique ont été exécutées sur une grille 1D, tandis que toutes les autres simulations ont été réalisées sur une grille 2D.

Les grilles sont définies par un couple de coordonnées x et y. Toutefois, la colonne d'eau n'est pas découpée en plusieurs couches (ex. en fonction de la densité de l'eau). Dans ce contexte, le modèle n'est pas considéré comme un modèle strictement 3D, mais plutôt comme un modèle 2DH (H pour horizontal), abrégé en 2D dans la suite du rapport, car les sorties du modèle ne sont disponibles que pour les couples de coordonnées x et y.

Les grilles de calcul ont été créées à l'aide du module DelftDashBoard, développé dans Matlab (Van Ormondt et al., 2020). Ce module permet de modifier divers paramètres afin de générer une grille de calcul adaptée et optimisée pour la simulation à réaliser. Pour couvrir l'ensemble du secteur, quatre grilles 2D ont été générées, chacune ayant une superficie d'environ 5 km<sup>2</sup> et une résolution spatiale de 2 m (grille régulière dans les directions x et y). Une grille globale, couvrant tout le secteur mais avec une résolution plus basse (2 m à la côte et 15 m au large), a également été créée. De plus, une

grille de calcul 1D a été établie dans un secteur où d'importants changements morphologiques ont été constatés par les relevés de drones. Ce profil est utilisé pour la phase de calibration du modèle. Les emplacements des différentes grilles de calcul utilisées dans le projet sont présentés à la Figure 23.

Une couche supplémentaire est intégrée aux grilles 2D pour indiquer au modèle l'emplacement des zones non érodables, où aucun changement morphologique ne doit être pris en compte (Figure 24). Ces couches ont été créées à l'aide du logiciel ArcGIS Pro, sous forme de polygones, et couvrent les zones contenant des structures artificielles (marina, digue, enrochement), ainsi que des éléments naturels non-meubles et non-mobiles, tels que les îlots rocheux.



**Figure 23. Emplacement des grilles de calcul 1D et 2D réalisées pour les simulations XBeach.**



**Tableau 5 : Configuration de brise-lames générées avec Delft3D**

<b>Scénarios de base</b>		<b>Abréviation</b>
0_1	(Aucun changement) avec digue, avec accumulation, avec brise lame	Base
0_2	Sans accumulation	NAC
0_3	Sans digue et sans accumulation	NDt_NAc
0_4	Sans digue	NDt
0_5	Sans brise-lame, sans digue et sans accumulation	NBI_NDt_NAc
<b>Longueur de la digue x 0.5 (Brise-lame plus prêt de la berge)</b>		
1_1	Longueur de la digue x 0.5 + Aucun changement	CoDt
1_2	Longueur de la digue x 0.5 + Sans accumulation	CoDt_NAc
1_3	Longueur de la digue x 0.5 + Sans digue, sans accumulation	CoNDt_NAc
<b>Longueur de la digue x 2 (Brise-lame plus loin de la berge)</b>		
2_1	Longueur de la digue x 2 + Aucun changement	LoDT
2_2	Longueur de la digue x 2 + Sans accumulation	LoDT_NAc
2_3	Longueur de la digue x 2 + Sans digue, sans accumulation	LoNDt_NAc
<b>Élévation du brise lame x 0.5</b>		
3_1	Élévation du brise lame x 0.5 + Aucun changement	BBI
3_2	Élévation du brise lame x 0.5 + Sans accumulation	BBI_NAc
3_3	Élévation du brise lame x 0.5 + Sans digue, sans accumulation	BBI_NDt_NAc
<b>Élévation du brise lame x 2</b>		
4_1	Élévation du brise lame x 2 + Aucun changement	HBI
4_2	Élévation du brise lame x 2 + Sans accumulation	HBI_NAc
4_3	Élévation du brise lame x 2 + Sans digue, sans accumulation	HBI_NDt_NAc
4_4	Élévation du brise lame x 2 + Sans digue	HBI_NDt
<b>Longueur du brise lame x 0.5</b>		
5_1	Longueur du brise lame x 0.5 + Aucun changement	CoBI
5_2	Longueur du brise lame x 0.5 + Sans accumulation	CoBI_NAc
5_3	Longueur du brise lame x 0.5 + Sans digue, sans accumulation	CoBI_NDt_NAc
<b>Longueur du brise lame x 2</b>		
6_1	Longueur du brise lame x 2 + Aucun changement	LoBI
6_2	Longueur du brise lame x 2 + Sans accumulation	LoBI_NAc
6_3	Longueur du brise lame x 2 + Sans digue, sans accumulation	LoBI_NDt_NAc
<b>Largeur de la digue x 0.5</b>		
7_1	Largeur de la digue x 0.5 + Aucun changement	EtDt
7_2	Largeur de la digue x 0.5 + Sans accumulation	EtDt_NAc
<b>Largeur de la digue x 2</b>		
8_1	Largeur de la digue x 2 + Aucun changement	LaDT
8_2	Largeur de la digue x 2 + Sans accumulation	LaDt_NAc

De façon générale, 9 types de scénarios ont été établis, et des polygones ont été dessinés pour définir les limites du brise-lame selon les différentes configurations possibles. Le premier, 0\_1, représente la situation du brise-lames actuelle. Ce scénario sert de point de référence pour évaluer les changements apportés par les autres scénarios. Dans les scénarios où l'accumulation, la digue et/ou le brise-lames sont retirées, des ajustements topographiques sont nécessaires. Une interpolation triangulaire a été appliquée pour estimer les valeurs de profondeur à l'intérieur de ces polygones, permettant une représentation cohérente de la topographie sous-marine à chaque point du domaine. Ensuite, des techniques avancées telles que la diffusion interne et le lissage sont employées afin d'améliorer la qualité des données bathymétriques pour chaque scénario. La diffusion interne contribue à uniformiser la répartition des valeurs de profondeur à travers le domaine, tandis que le lissage vise à atténuer les variations abruptes ou les discontinuités dans les profils bathymétriques.

Chaque scénario d'ajustement de la configuration du brise-lames représente une diminution ( $\times 0.5$ ) ou augmentation ( $\times 2$ ) du paramètre analysé. Que ce soit en ce qui a trait à la longueur de la digue entre la côte et le brise-lames, l'élévation du brise-lames, la longueur du brise-lames ou la largeur de la digue, l'accumulation entre la côte et le brise-lames a été soit retirée ou conservée. Dans certains cas, la digue et le brise-lames ont été soit conservés ou retirés, pour analyser leur impact sur la dynamique de la zone. L'ensemble des 27 configurations de brise-lames est illustré à la Figure 25.

#### **4.8.3. Forçages du modèle et tempêtes historiques**

Cette section décrit le traitement appliqué aux données hydrodynamiques pour créer les fichiers de forçage pour les simulations numériques. Les paramètres de vagues, notamment  $H_s$  et  $T_p$ , obtenus via des mesures *in situ* ou par analyse statistique, ont été convertis sous la forme d'un spectre paramétrique de type JONSWAP (Hasselmann et al., 1973). Ce type de spectre est particulièrement adapté aux états de mers présents au Bas-Saint-Laurent (environnement de fetch limité). Le spectre est défini par  $H_s$ ,  $T_p$ , une direction moyenne ( $\theta$ ), ainsi qu'une valeur d'étalement spectrale ( $\gamma$ ) de 3,3, conformément aux recommandations de Deltares (2024).

Pour les événements de tempêtes historiques, chaque spectre ainsi créé a été utilisé pour forcer le modèle pendant une durée d'une heure. La durée de simulation totale est de six heures, représentant un demi-cycle de marée. En ce qui concerne les événements de tempête statistique, associés à une période de retour, chaque spectre est utilisé pour forcer le modèle pendant une durée d'une heure, pour une durée totale de simulation de quatre heures.

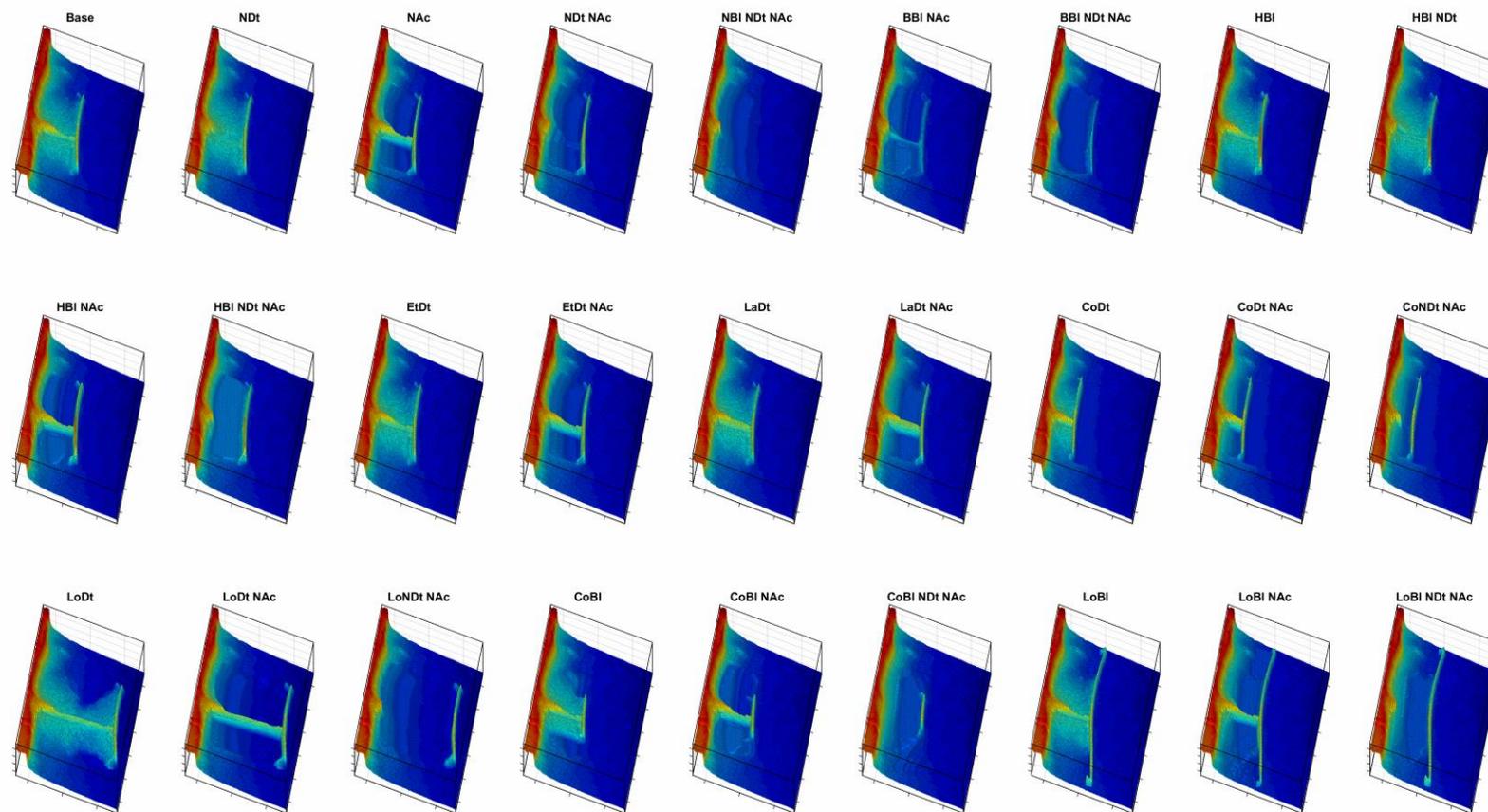


Figure 25. Différentes configurations du brise-lames évaluées au cours du projet

Au cours du projet, les campagnes de terrains ont permis d'obtenir des séries temporelles d'états de mer de conditions énergétique, alors que la côte était submergée et l'accotement de l'autoroute remplie de débris déposés. Les simulations XBeach des événements historiques se basent sur ces observations et utilisent ces forçages en entrée pour reproduire, valider et analyser l'impact des événements météo-marins les plus remarquables sur la dynamique du marais. De plus, la tempête historique du 6 décembre 2010 est aussi étudiée à travers les simulations grâce à des données obtenues lors de projets de recherche antérieurs.

Afin de calculer les hauteurs de vagues et niveaux d'eau associés à une tempête de période de retour 100 ans, une analyse statistique de probabilité conjointe a été effectuée. Les détails de l'approche sont présents à l'Annexe 1.

#### **4.8.4. Données en sortie du modèle**

Les données produites par les simulations comprennent les variables usuelles permettant de décrire l'hydrodynamique à la côte, telles que le climat des vagues ( $H_s$ ), le niveau d'eau moyen ( $\eta$ ) et les courants moyen ( $\vec{u}, \vec{v}$ ). Elles incluent également des informations sur la dynamique sédimentaire, comme le cumul d'érosion-accrétion à chaque point de la grille et le transport sédimentaire (au fond, en surface et en moyenne dans la colonne d'eau). Chaque grandeur est obtenue pour un pas de temps de 5 minutes. L'Annexe 2 présente l'ensemble des grandeurs demandées en sortie pour chacune des simulations.

D'autres variables, telles que la vitesse orbitale des vagues ( $u_{rms}$ ), sont également enregistrées en sortie. À partir de ces dernières, un certain nombre de grandeurs peuvent être calculées, comme la contrainte de cisaillement au fond ( $\vec{\tau}_b$ ), dont les équations sont les suivantes :

$$\vec{\tau}_{b,x} = c_f \rho \vec{u}_e \sqrt{(1,16 u_{rms})^2 + (\vec{u}_e + \vec{v}_e)^2} \quad (6)$$

$$\vec{\tau}_{b,y} = c_f \rho \vec{v}_e \sqrt{(1,16 u_{rms})^2 + (\vec{u}_e + \vec{v}_e)^2} \quad (7)$$

où  $c_f$  est le coefficient de friction, fonction de la hauteur d'eau,  $\rho$  est la densité volumique de l'eau, et  $\vec{u}_e$  et  $\vec{v}_e$  sont les composantes ( $x, y$ ) des vitesses moyennes eulériennes.

#### **4.8.5. Calibration et validation du modèle**

Des simulations préliminaires sont nécessaires afin de vérifier la capacité du modèle à simuler correctement la dynamique sur notre site d'étude. Ces simulations comprennent une phase de calibration et une phase de validation, tant hydrodynamique que morphologique. Elles permettent d'optimiser certains paramètres libres du modèle afin de minimiser les erreurs pouvant être

constatées sur l'évolution morphologique d'un profil de plage, ainsi que de valider les états de mer modélisés par rapport aux observations *in situ*.

#### 4.8.5.1. Calibration du modèle pour le site de RDL

Les processus simulés dans XBeach reposent sur la résolution d'équations fondamentales, telles que l'équation d'action des vagues, ainsi que sur des équations empiriques, notamment celles liées au transport sédimentaire. Ces dernières intègrent de nombreux paramètres qui dépendent des caractéristiques environnementales spécifiques à chaque site. Par conséquent, il est impératif de calibrer les paramètres du modèle pour chaque site d'étude afin de garantir la précision et la fiabilité des résultats. En effet, suivant l'utilisation de paramètres calibrés ou non, les résultats de la simulation peuvent fortement varier.

Différentes approches ont été proposées pour réaliser cette étape (Simmons et al., 2017). Dans cette étude, des profils de plage extraits des relevés de drone avant et après une suite d'événements plus ou moins morphogènes (d'octobre 2021 à novembre 2021) ont été utilisés. Les valeurs des paramètres libres du modèle ont été optimisées par incrémentation, jusqu'à minimiser l'erreur entre l'évolution d'un profil de plage modélisé et celui mesuré *in situ*. Les erreurs ont été estimées selon le score de performance de Brier (BSS, « Brier Skill Score » (van Rijn et al., 2003), défini par l'équation suivante :

$$BSS = 1 - \frac{\langle (|Z_{b,c} - Z_{b,m}| - \Delta Z_{b,m})^2 \rangle}{\langle (Z_{b,0} - Z_{b,m})^2 \rangle} \quad (8)$$

où  $Z_b$  représente l'élévation du profil, avec l'indice  $b$  correspondant au modèle et l'indice  $m$  à la mesure *in situ*. Les crochets correspondent à la moyenne géométrique. Une valeur de BSS de 1 indique un modèle parfait, tandis qu'une valeur négative du BSS indique une performance du modèle peu efficace.

Pour effectuer une calibration, un grand nombre de simulations doivent être réalisées. Il est donc crucial de limiter le nombre de paramètres libres à calibrés. Dans le cadre de projet antérieurs (Bandet et al., 2020), une analyse de l'importance des différents paramètres libres du modèle XBeach a été menée. Cette analyse a permis d'identifier les paramètres ayant le plus d'impact sur l'évolution finale du profil de plage. Les paramètres sélectionnés, par ordre d'importance, sont les suivants :

- $facua$  : quantifie le transport sédimentaire induit par les vagues, en fonction de leur asymétrie.
- $gammax$  : lié à la stabilité des vagues par rapport à la profondeur.
- $facSI$  : facteur qui quantifie l'influence de la pente locale sur la dynamique.
- $gamma$  : paramètre de déferlement (initialisation).

- wetslp : pente critique pour le processus d'avalanche des cellules submergées
- alpha : facteur de dissipation de l'énergie des vagues lors du déferlement.

À noter que le processus d'avalanche (*avalanching*) pour les cellules émergées a été désactivé, car ce mécanisme impacte de manière trop importante la microfalaise présente au niveau du trait de côte, et ce dès le début de la simulation. Pour cela, la valeur du paramètre permettant de différencier les cellules émergées/immergées a été modifiée (*hswitch* = 1,0). Les valeurs des paramètres calibrés sont présentées dans le Tableau 6.

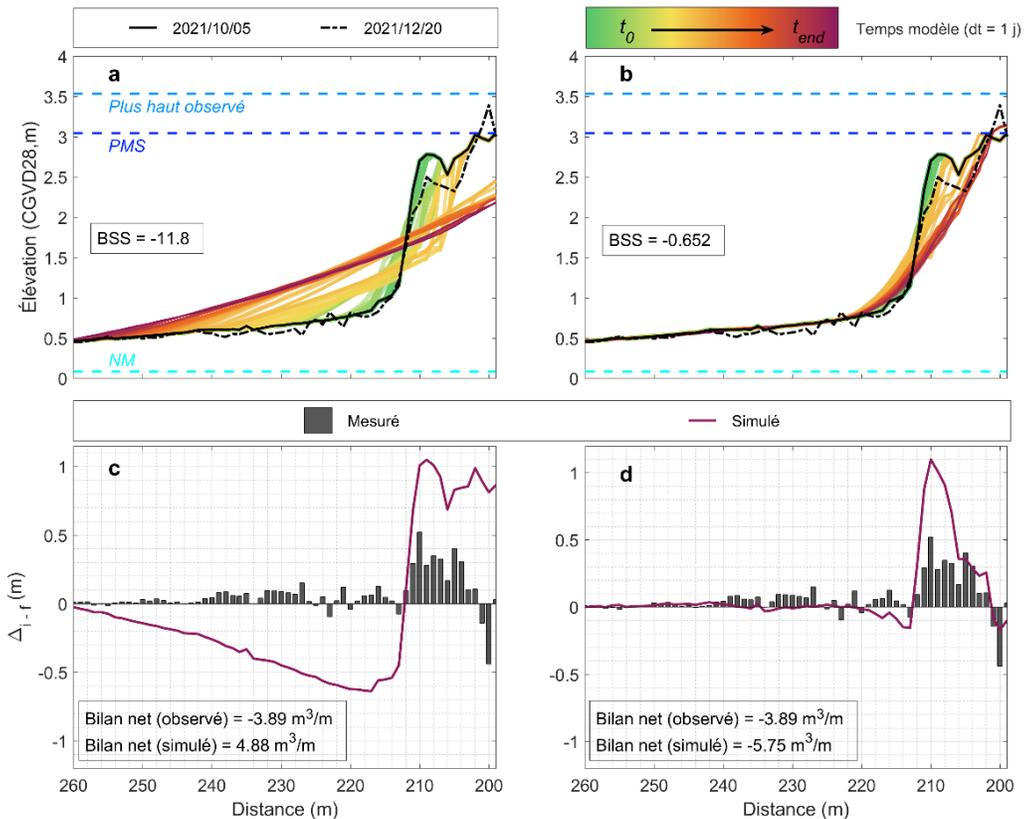
**Tableau 6 : Description des paramètres considérés pour la calibration et valeurs associées**

Paramètre	Rôle	Valeur par défaut	Valeur calibrée
facua	Agit sur l'intensité du transport sédimentaire	0,1	0,7
gammax	Module l'énergie des vagues incidentes	2,0	5,0
facSI	Contrôle l'intensité de l'effet de la pente locale sur la dynamique	1,6	0,0
gamma	Détermine le seuil pour le déferlement des vagues	0,55	0,4
wetslp	Détermine la pente critique pour le processus d'avalanche (immergé)	0,3	0,3
alpha	Module l'intensité de la dissipation d'énergie lors du déferlement	1,0	0,5

Les résultats de la phase de calibration permettent de mieux modéliser le profil de plage (Figure 26). En effet, on constate un recul très important du trait de côte (24 m), avec une importante déposition des sédiments érodés au pied de la microfalaise (Figure 26A-C). Ces observations ne correspondent pas aux observations *in situ*. Le recul observé pour cette période est de 9 m, associé à un bilan sédimentaire déficitaire de -3,9 m<sup>3</sup>/m, pour 4,58 m<sup>3</sup>/m de sédiments érodés et 0,69 m<sup>3</sup>/m de sédiments accrétés. Or celui-ci est excédentaire à +4,9 m<sup>3</sup>/m pour le modèle non-calibré avec une quantité totale de 11,23 m<sup>3</sup>/m de sédiments érodés et 16,1 m<sup>3</sup>/m de sédiments accrétés. Le modèle non calibré simule donc un transport sédimentaire bien plus important, peu cohérent avec les caractéristiques énergétiques de la période considérée, ce qui se traduit par une valeur de BSS très faible (-11).

Après calibration, le recul est de 8 m, soit 88 % de celui constaté *in situ* (Figure 26b-d). De même, le bilan sédimentaire est de  $-5,75 \text{ m}^3/\text{m}$ , pour un volume total érodé de  $6,61 \text{ m}^3/\text{m}$  et un volume accrété atteignant  $0,89 \text{ m}^3/\text{m}$ , ce qui est plus en accord avec les observations. Le BSS associé à la modélisation du profil de plage est bien plus important ( $-0,625$ ), bien que celui-ci reste négatif, ce qui traduit une simulation peu efficace du profil malgré tout.

On observe notamment que la microfalaise présente initialement est complètement érodée, jusqu'à disparaître dans le modèle, alors qu'elle est toujours présente en réalité (érosion verticale de la crête de l'ordre de 0,3 m). On note que le modèle calibré reproduit la déposition en haut de plage, derrière le trait de côte, comme observé *in situ*, bien que cette déposition soit plus faible dans la simulation.



**Figure 26: Comparaison de l'évolution d'un profil de plage modélisé et observé pour la période du 5 octobre 2021 au 20 décembre 2021. Résultat du modèle sans calibration (à gauche) et avec calibration (à droite).**

Le modèle XBeach a été développé pour reproduire les évolutions morphodynamiques des côtes sableuses. Dans le cadre du projet, ce modèle a été utilisé pour simuler les évolutions d'un marais maritime. Cependant, la dynamique observée dans ce type d'environnement diffère de celle des côtes sableuses, notamment en raison de la granulométrie spécifique associée à ces milieux. Il est recommandé d'utiliser le modèle XBeach pour simuler des environnements présentant une granulométrie ( $D_{50}$ ) comprise entre 100 et 800  $\mu\text{m}$  et un  $D_{90}$  compris entre 100 et 1500  $\mu\text{m}$ . Les valeurs utilisées dans nos simulations proviennent de mesures réalisées lors de campagnes de mesure *in situ*, colocalisées sur le profil 1D utilisé pour la calibration ( $D_{50} = 118 \mu\text{m}$  et  $D_{90} = 435 \mu\text{m}$ ). Bien que ces valeurs soient conformes aux recommandations d'utilisation du modèle, elles représentent des données locales. En revanche, en dehors de la zone de calibration, des valeurs plus faibles ( $D_{50} < 100 \mu\text{m}$ ) ont été relevées, notamment aux abords du brise-lames. Ces différences peuvent engendrer une erreur plus importante dans nos modèles, en particulier sur les transferts sédimentaires, et expliquent en partie la valeur faible de BSS obtenue après la phase de calibration.

#### 4.8.5.2. *Validations du modèle*

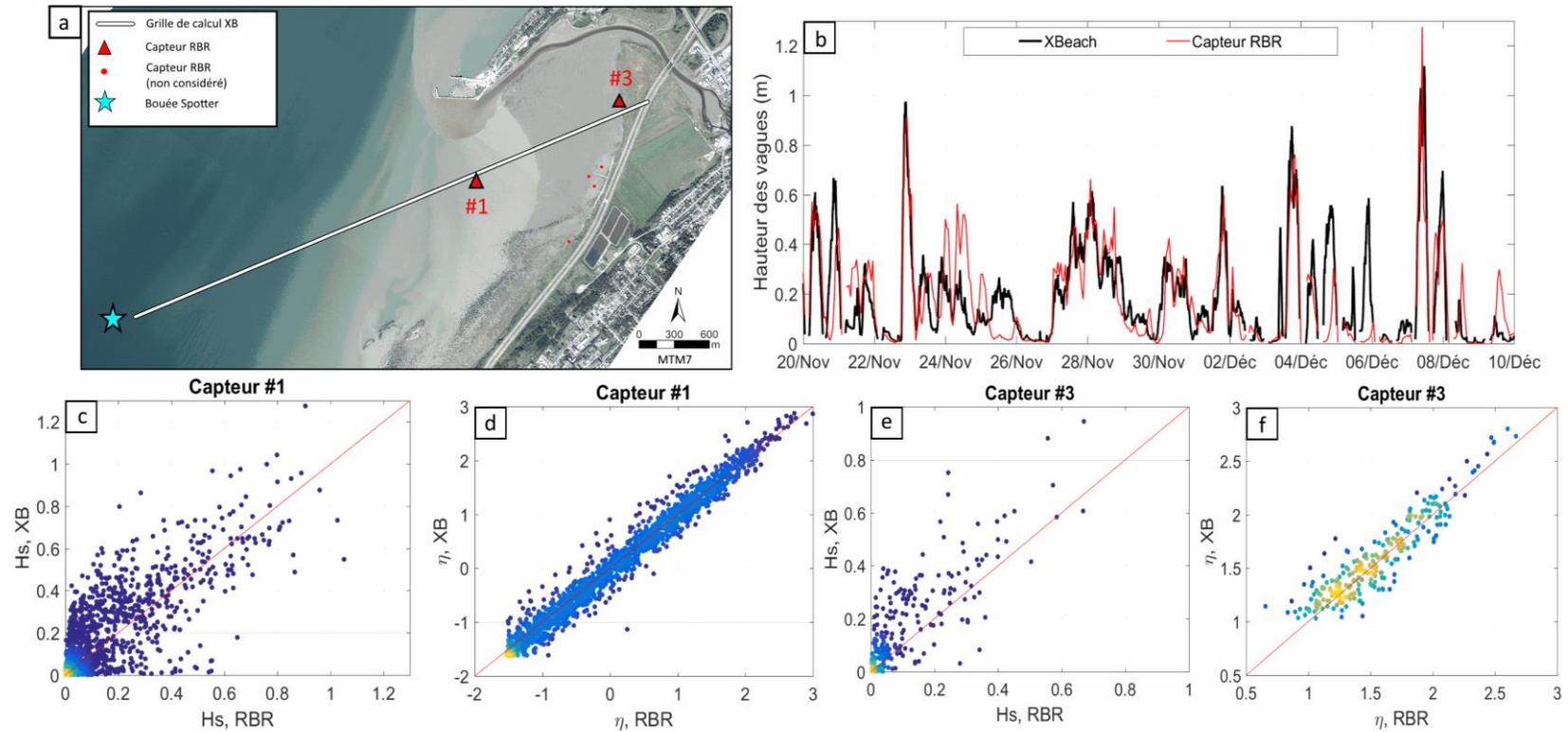
La phase de validation du modèle consiste en une comparaison de différentes grandeurs, incluant les paramètres de vagues pour la validation hydrodynamique et le cumul sédimentaire pour la validation morphologique.

##### *Validation hydrodynamique*

Pour cette validation, un ensemble d'événements a été considéré. Pour chacun d'eux, les variables de hauteur de vague, de niveau d'eau moyen et de courants moyens dans la colonne d'eau, issues des observations (RBR et TCM), ont été comparées avec les sorties des modèles. Ces épisodes de validation correspondent à quatre événements remarquables identifiés dans les mesures, ainsi qu'à la période considérée pour la phase de calibration.

##### *Phase de calibration : 5 octobre au 20 décembre 2021*

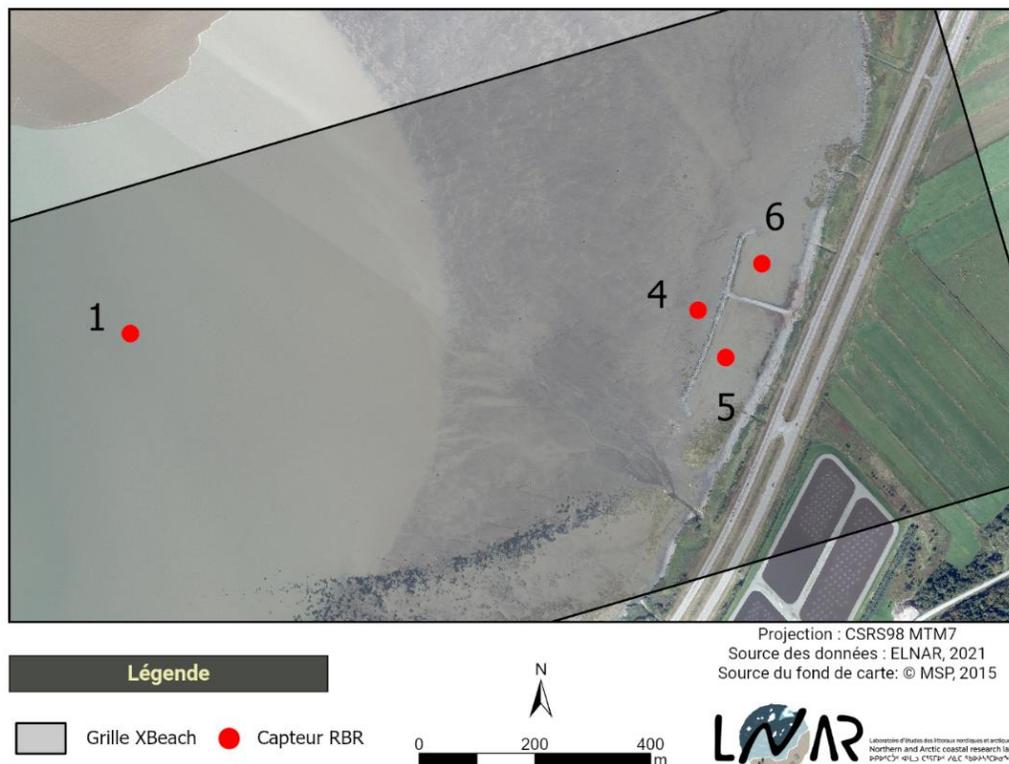
Pour cette période, correspondant à celle utilisée pour la phase de calibration, soit du 5 octobre 2021 au 20 décembre 2021, la comparaison a été réalisée pour deux capteurs RBR déployés dans l'environnement proche du profil de calibration (Figure 27a). Les variables de hauteur de vagues et de niveau d'eau moyen ont été comparées. Les hauteurs de vagues ont été reproduites de manière satisfaisante, avec des coefficients de détermination ( $R^2$ ) de 0,63 et 0,64 pour les capteurs 1 et 3, respectivement. Un faible biais (BI) de -3 cm et -6 cm a été observé pour ces deux capteurs. Les niveaux d'eau ont également été correctement reproduits, avec des coefficients de détermination élevés ( $R^2 = 0,97$  et 0,83 pour les capteurs 1 et 3, respectivement) et un biais faible (+ 1 cm et -4 cm pour les capteurs 1 et 3, respectivement).



**Figure 27 : Validation hydrodynamique du modèle pour la période de calibration (5 octobre 2021 au 20 décembre 2021). A) La validation est effectuée sur le profil 1D ; B) Comparaison des séries temporelles de hauteur de vagues observées et simulées ; Comparaisons des hauteurs des vagues pour les capteurs les plus proches du profil : RBR #1 (C) et #3 (E) ; Comparaisons du niveau d'eau moyen pour les capteurs les plus proches du profil : RBR #1 (D) et #3 (F).**

### Événements remarquables

La validation a été effectuée sur quatre événements, avec des simulations exécutées sur une grille de calcul 2D couvrant la zone de déploiement des instruments (TCM et RBR). Les états de mer associés à ces événements sont variables (morte-eau, vive-eau), avec un secteur plus ou moins exposé au forçage des vagues. En ce qui concerne les variables de hauteur de vagues et de niveau d'eau, quatre capteurs sont présents dans la zone modélisée (Figure 28).



**Figure 28: Emplacement des capteurs RBR utilisés pour la validation**

Le modèle reproduit correctement la variabilité des hauteurs de vagues pour les quatre événements considérés (Figure 29a), bien qu'un biais systématique de l'ordre de 20 cm soit observé. En revanche, le niveau d'eau est très bien reproduit par le modèle, sans biais ou erreur significative (Figure 29b). En ce qui concerne les vitesses moyennes, la comparaison avec les différents TCM déployés autour du brise-lames (Figure 30) montre que la variabilité est mal reproduite (Figure 31a). En effet, une très faible corrélation est observée entre les valeurs mesurées et celle simulées. Néanmoins, l'ordre de grandeur des vitesses modélisées correspond bien à celles relevées par les capteurs (Figure 31b). Le biais est en dessous de 10 cm pour la plupart des capteurs, à

l'exception du capteur déployé le plus au large, qui présente un biais supérieur à 10 cm.

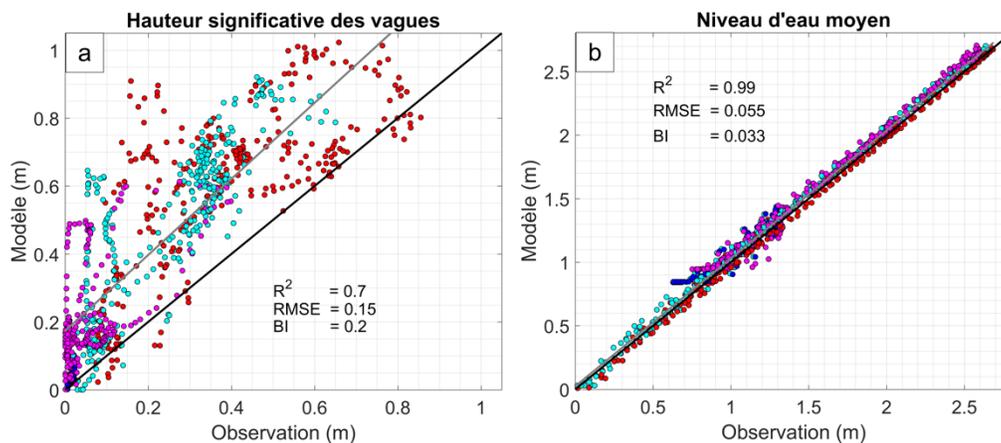


Figure 29. Comparaison des hauteurs de vagues (A) et du niveau d'eau moyen (B) simulés par le modèle XBeach et mesurés par les RBR pour 4 événements différents (chacun associé à une couleur différente).

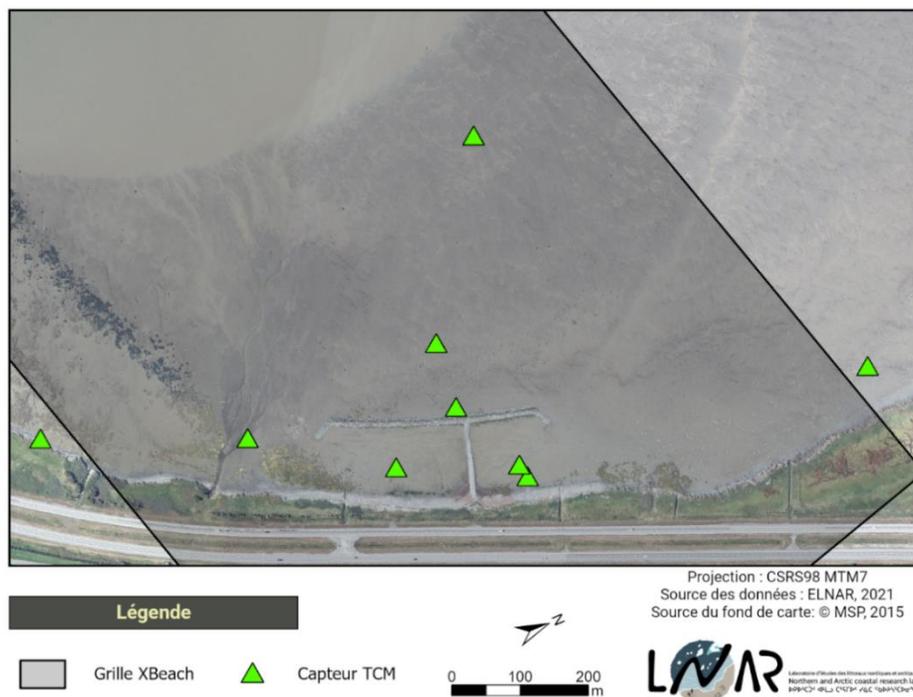
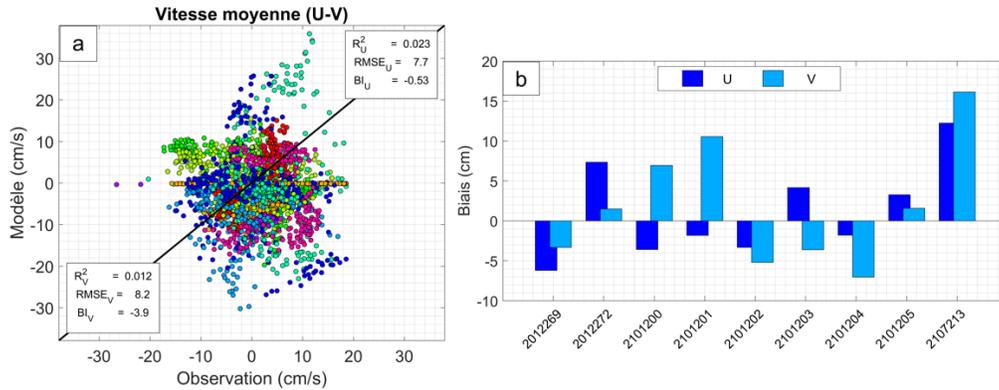


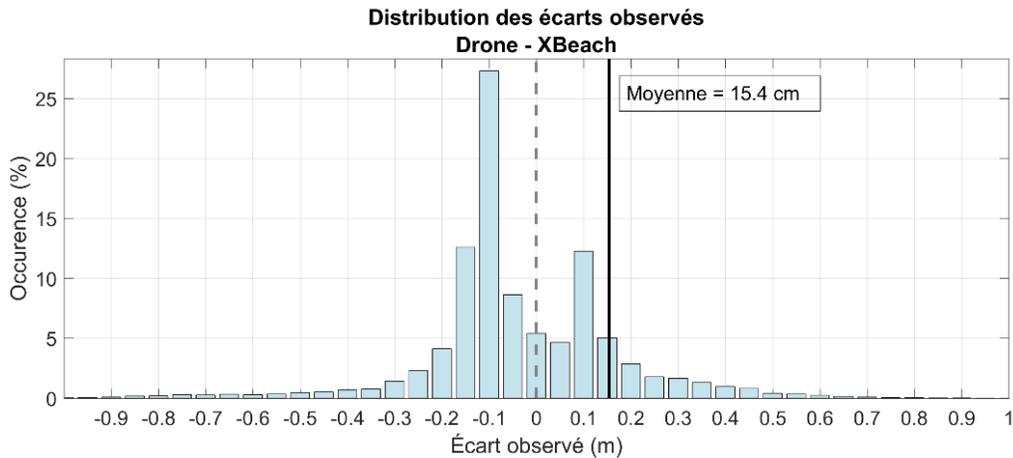
Figure 30. Emplacement des courantomètres TCM déployés aux abords du brise-lames, utilisés pour la validation du modèle XBeach



**Figure 31. A) Comparaison des composantes ( $\vec{u}, \vec{v}$ ) de la vitesse moyenne dans la colonne d'eau, observées et simulées pour quatre événements différents (chacun associé à une couleur différente) ; B) biais moyen associé aux différents capteurs TCM.**

#### 4.8.5.3. Validation morphologique

Une validation morphologique a été effectuée par comparaison des MNT différentiels obtenus via un relevé de drone (réalisé entre le 5 octobre et le 10 novembre 2021) et la simulation XBeach 2D réalisée pour l'événement du 6 novembre 2021. Étant donné que les périodes de comparaison ne sont pas identiques, l'hypothèse posée est que les variations morphologiques observées *in situ* résultent principalement de l'événement du 6 novembre 2021, qui a été le plus énergétique de cette période. Les points de comparaison sont ceux où un changement morphologique a été constaté à la fois dans les observations *in situ* et dans la simulation. Un écart raisonnable a été observé entre les changements observés et simulés (Figure 32). La moyenne des écarts (absolus) atteint 15,4 cm, sans biais systématique, et 95 % des écarts sont inférieurs à 47 cm.



**Figure 32. Distribution des écarts observés entre les changements morphologiques relevés par drone (entre le 5 octobre 2021 et le 10 novembre 2021) et ceux modélisés pour la journée du 6 novembre 2021.**

#### 4.8.6. Synthèse des simulations exécutées

Au total, 107 simulations ont été réalisées, représentant 31 533 h réelles simulées (soit 1 313,8 jours) pour un total de 3 003 h de calcul. L'ensemble des données en sortie a été enregistrée sous la forme de fichier « .netcdf », ce qui représente un volume total de 3,31 To de données. Une majeure partie des données en sortie des modèles a également été transformée sous la forme de rasters géoréférencés (GeoTIFF), pour chaque pas de temps du modèle. Le Tableau rassemble les informations sur les différentes simulations XBeach effectuées dans le cadre du projet.

**Tableau 7 : Informations relatives aux différentes simulations XBeach réalisées dans le cadre du projet.**

Simulation	Objectif poursuivi	Période simulée	Espace modélisé
CB	1 Calibration du modèle	2021-10-05 au 2021-12-20	1D
VAL	1 Validation du modèle	Tempête historique : 2021-11-05 : 16:35 à 23:20 2021-11-06 : 17:25 à 00:05 2021-11-20 : 17:05 à 23:55 2021-09-03 : 00:50 à 09:45 Période de calibration	1D – 2D
HIST	2	Tempête historique :	2D

	Analyse de la dynamique	2010-12-06 : 16:00 à 00:00 2021-11-05 : 16:35 à 23:20 2021-11-06 : 17:25 à 00:05 2021-11-20 : 17:05 à 23:55 2021-09-03 : 00:50 à 09:45	
PR	2 Analyse de la dynamique	Événements extrêmes : Période de retour (100 ans) – 4 h	2D
GEO	3 Impact de la géométrie du BL	Tempête historique + Événements extrêmes : 2021-11-06 : 17:25 à 00:05 (toutes configurations) Période de retour (100 ans) – 4 h (certaines configurations)	2D

## 4.9. Caractérisation de la végétation et des sédiments

### 4.9.1. Surface

Afin de tenir compte de l'hétérogénéité naturelle des marais salés, un échantillonnage aléatoire a été mis en place pour caractériser les sédiments de surface et la végétation à l'échelle du marais (Figure 33). Un polygone de 2 km de long sur 100 m de large a été tracé dans QGIS pour délimiter la zone d'étude, englobant la partie végétalisée de la baie, y compris le brise-lames. L'extrémité est du polygone correspond au brise-lames, tandis que l'extrémité ouest atteint l'îlot Cayes à Carrier, en accord avec le tracé du trait de côte. Au total, 75 stations ont été réparties aléatoirement dans cette zone, avec une distance minimale de 10 m entre chaque station dans QGIS. Pour évaluer l'impact du brise-lames sur les sédiments de surface, plus spécifiquement autour de cette structure, un échantillonnage systématique a été réalisé pour caractériser la granulométrie autour du brise-lames. Au total, 56 stations espacées entre 50 et 100 m ont été dispersées systématiquement autour du brise-lames dans un polygone de 450 m de large par 700 m de long.

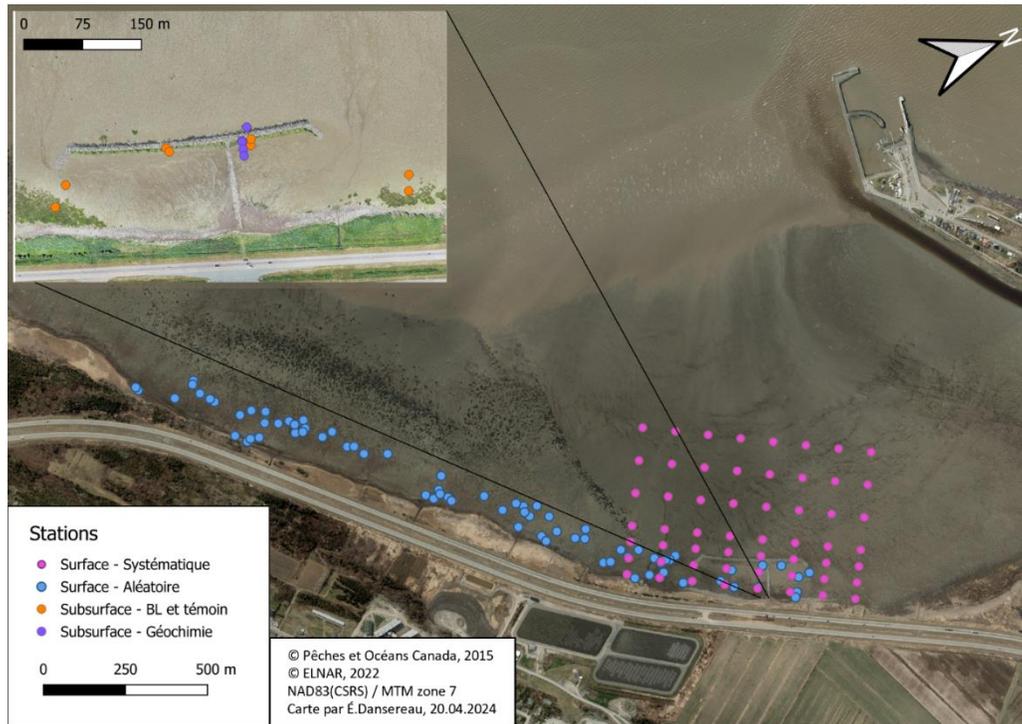
### 4.9.2. Subsurface

Pour évaluer l'impact du brise-lames sur l'environnement de déposition sédimentaire et le stock de carbone dans la rhizosphère des herbiers de spartine, 8 sites ont été sélectionnés pour l'extraction de carottes sédimentaires (Figure 33). Les sites ont été répartis de part et d'autre de la digue centrale du brise-lames, avec deux sites à l'est et deux à l'ouest. De chaque côté, un site a été choisi dans un herbier nouvellement établi depuis la construction du brise-lames en 2012, tandis qu'un autre site a été sélectionné dans un herbier existant depuis 1963, identifié comme l'herbier témoin (Figure 34).

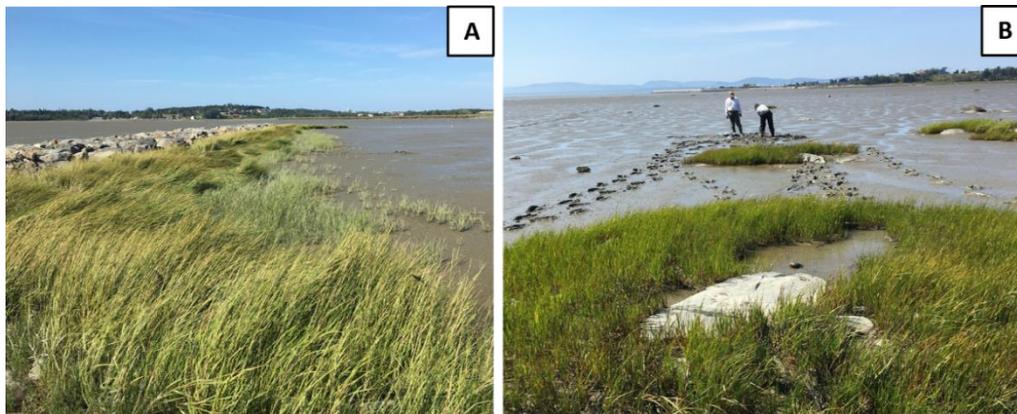
De plus, de chaque côté, deux sites ont été choisis dans la vase nue, situés à 10 à 20 m du site végétalisé, un site dans la vase entre le brise-lames et la côte et un site dans la vase en face de l'herbier témoin vers le large. Pour déterminer les caractéristiques géochimiques du sédiment à l'intérieur du brise-lames, 5 stations à l'est de la digue centrale du brise-lames sur un transect de 40 m ont été choisies pour y extraire des carottes sédimentaires. La première station était située dans la vase nue devant l'ouvrage, vers le large ; la deuxième station se trouvait dans l'herbier de spartine implantée suivant la construction du brise-lames ; la troisième était située au front de colonisation, à 2 m de cet herbier, puis les quatrième et cinquième station étaient situées dans la vase nue entre l'herbier et la côte, à 9 m les unes des autres.

#### **4.9.3. Stock de carbone souterrain**

Le carbone stocké dans la rhizosphère a été choisi comme compartiment d'intérêt du carbone à RDL. L'objectif était d'estimer la quantité de carbone atmosphérique pouvant être fixé par photosynthèse par la spartine avec un potentiel de séquestration. La biomasse aérienne de la spartine n'a pas été incluse dans le calcul, car elle est remobilisée par les marées à la période de sénescence de la plante à l'automne. Le terme « carbone stocké » désigne ici la masse de carbone retrouvée dans les tissus vivants et nécrosés souterrains de la spartine. Le carbone organique particulaire présent dans la biomasse souterraine a été estimé pour quatre carottes prélevées dans les herbiers au brise-lames et à proximité. Ce calcul permet d'évaluer le stock de carbone souterrain dans deux herbiers différents présents au brise-lames : à l'intérieur de celui-ci et hors de sa zone d'influence.



**Figure 33. Stations visitées durant les étés 2021 et 2022 pour les échantillonnages de surface, à la fois aléatoire et systématique, ainsi que pour l'analyse subsurface de la géochimie du sédiment au brise-lames et un comparatif dans la baie de RDL.**



**Figure 34. Comparaison des herbiers choisis pour l'extraction de carottes sédimentaires du côté est de la digue centrale dans l'herbier présent depuis la construction du brise-lames (A) et avant la construction du brise-lames (B). Ces environnements sont similaires aux sites où ont été extraites les carottes sédimentaires du côté ouest de la digue centrale.**

#### **4.9.4. Campagnes de terrain**

##### **4.9.4.1. Surface**

Du 3 au 12 août 2022, les 75 stations réparties aléatoirement dans le marais ont été visitées afin de recueillir différentes mesures de la végétation et du sédiment de surface. À chaque station, le recouvrement par la spartine a été quantifié à l'aide de l'échelle Braun-Blanquet. Le nombre de tiges a été compté, et les trois plus hautes tiges ont été mesurées à l'intérieur d'un quadrat de 30 x 30 cm. Le premier centimètre du sédiment a été prélevé à l'aide d'une seringue tronquée. Trois répliques du sédiment de surface ont été prélevés aléatoirement à l'intérieur du quadrat, puis mélangés dans un sac en plastique pour les analyses subséquentes en laboratoire de perte au feu et de granulométrie.

Le 21 juin 2022, une sortie de terrain s'est déroulée pour recueillir le premier centimètre de sédiment aux 56 stations dispersées systématiquement autour du brise-lames. Pour cela, une seringue tronquée a été utilisée pour prélever trois répliques par station. Ces répliques ont ensuite été mélangés dans un sac en plastique en vue des analyses granulométriques.

##### **4.9.4.2. Subsurface, extractions de carottes sédimentaires**

En août 2021, huit carottes sédimentaires, d'une longueur comprise entre 40 et 100 cm, ont été prélevées à l'intérieur et autour du brise-lames pour étudier la partie souterraine des herbiers de spartine, appelée rhizosphère. Des tuyaux en polychlorure de vinyle (PVC) de 10 cm de diamètre, équipés d'un « *core-catcher* » en acier à l'extrémité – un dispositif permettant de retenir les sédiments en place – ont été introduits dans le sédiment à RDL par percussion. La partie aérienne des plants a été coupée à la base de la carotte, puis séchée à 80°C durant 48 h pour obtenir la biomasse sèche. Les carottes ont ensuite été transportées à l'ISMER-UQAR et conservées à 4°C jusqu'à leur analyse. Deux mois plus tard, en octobre 2021, les 8 carottes ont été transférées à l'INRS-ETE pour être analysées au moyen d'un scanner Ct-Scan médical SIEMENS. La hauteur et la densité des plants de spartine ont été évaluées par quadrat à chaque station, de la même manière que décrite précédemment.

Du 3 au 5 août 2022, une carotte sédimentaire de 30 cm de long a été prélevée à chacune des cinq stations suivant un transect du côté est de la digue du brise-lames. Les carottiers, également en PVC de 10 cm de diamètre, ont été insérés manuellement.

#### **4.9.5. Sous-échantillonnage des carottes**

##### **4.9.5.1. Carottes des sites au brise-lames et témoin**

Étant donné que l'échantillonnage centimétrique est une tâche laborieuse, quatre des 8 carottes ont été coupées longitudinalement. Une section de chaque

carotte a ensuite été échantillonnée à l'aide d'une seringue tronquée pour la caractérisation du sédiment. Les carottes extraites du côté est de la digue centrale ont été sélectionnées, comprenant une carotte provenant de l'herbier et de la vase témoin, ainsi qu'une autre de l'herbier et de la vase au brise-lames. Un total de 18 échantillons par carotte a été prélevé à chaque centimètre de 0 à 10 cm, à chaque 2 cm de 10 à 30 cm, puis à chaque 5 cm entre 20 et 30 cm, et enfin à 40 cm de profondeur.

#### **4.9.5.2. Caractérisation géochimique des carottes**

Les cinq carottes prélevées pour la caractérisation géochimique du sédiment ont été découpées en sections de 0,5 cm entre 0 et 2 cm, puis à chaque centimètre jusqu'à 10 cm, et enfin à chaque 2,5 cm jusqu'à 20 cm. Une partie du sédiment a été récupérée dans des flacons à scintillation préalablement pesés, qui ont ensuite été lyophilisés pour permettre le calcul de la porosité ainsi que pour les analyses de carbone et d'azote. Le reste du sédiment a été déposé dans des sacs en plastique pour l'analyse de la teneur en matière organique (MO) par perte au feu. L'eau interstitielle a été prélevée par succion à travers un filtre de 0.2  $\mu\text{m}$  et collectée dans des seringues préalablement lavées à l'acide et rincées avec l'échantillon.

#### **4.9.6. Analyses d'images et en laboratoire**

##### **4.9.6.1. Phénologie**

L'analyse de la phénologie de la spartine alterniflore a été réalisée à partir des images extraites de la caméra AXIS. Le traitement des vidéos a permis d'extraire des images correspondant aux moments des marées basses à chaque jour. Des polygones ont ensuite été dessinés autour des herbiers visibles par la caméra pour calculer le *Green color coordinate* (GCC) de chacun.

La phénologie de la végétation par imagerie continue peut en effet être mesurée avec cet indice d'intensité de vert. Le GCC est calculé en déterminant le ratio de l'intensité des pixels verts à leur numéro digital (DN), divisé par la somme des intensités à travers le spectre de couleur (rouge, bleu et vert). Cet indice permet donc de quantifier l'intensité du vert indépendamment de l'intensité lumineuse des images. Cette méthode s'inspire de celle utilisée par le réseau de caméras mondial Phenocam.

##### **4.9.6.2. Imagerie Ct-Scan**

En octobre 2021, les huit carottes ont été transportées à l'INRS-ÉTÉ, au Laboratoire multidisciplinaire de tomodensitométrie pour les ressources naturelles et le génie civil, afin d'être analysées au Ct-Scan médical SIEMENS. Le scanner produit des images en coupe de l'objet analysé à chaque 0,06 cm,

et les résultats sont exprimés en unités de Hounsfield (HU), une mesure de la radiodensité des matériaux. Entre 800 et 1 200 images par carotte ont ainsi été générées lors de cette analyse.

Ces images peuvent ensuite être traitées à l'aide d'un logiciel de traitement d'image tel qu'ImageJ, permettant de visualiser et de quantifier la rhizosphère. Le traitement des images obtenues s'appuie sur les travaux de Davey et al. (2011), qui portent spécifiquement sur l'utilisation du Ct-Scan pour caractériser la rhizosphère de la spartine alterniflore. L'analyse a été entièrement réalisée avec le logiciel libre ImageJ (v.1.54f) : les images ont d'abord été rognées pour ne conserver que la partie sédimentaire de la carotte. Ensuite, seules les densités identifiées par Davey et al. (2011) comme correspondant à la rhizosphère de la spartine alterniflore pour un marais minérotrophe (situées entre -844 à 22 HU) ont été filtrées pour créer des images binaires. Ces nouvelles images, ne contenant que la fraction racinaire présente dans les carottes, peuvent ensuite être superposées avec le logiciel Volume Viewer pour une visualisation en 3D de la rhizosphère. Le nombre et la taille des racines et rhizomes de spartine sur chaque image peuvent également être estimés avec ImageJ. Le logiciel identifie les ellipses de 0,785 mm<sup>2</sup> (correspondant à l'aire d'un cercle d'un millimètre de diamètre) présentes sur chaque image, les dénombre et calcule leur superficie. La superficie occupée par la rhizosphère sur chaque image, ainsi que la distance entre les images (0,06 cm), permettent de calculer le volume occupé par la partie souterraine de la plante. Un ratio entre ce volume et le volume total de la carotte quantifie finalement la fraction occupée par la rhizosphère.

$$\begin{aligned} & \text{Volume rhizosphère (mm}^3\text{)} \\ &= \sum (\text{Superficie racines ou rhizomes sur l'image (mm}^2\text{)} \times 0.006\text{mm}) \end{aligned} \quad (9)$$

$$\text{Ratio (\%)} = \frac{\text{Rhizosphère (mm}^3\text{)}}{\text{Volume sédimentaire de la carotte Rhizosphère (mm}^3\text{)}} \quad (10)$$

#### 4.9.6.3. Granulométrie et porosité

Avant l'analyse granulométrique, une digestion a été réalisée sur les échantillons afin d'éliminer la MO par une attaque au peroxyde d'hydrogène (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>). La présence de MO peut biaiser l'analyse, car des petits débris végétaux peuvent être confondus avec des particules de sédiment grossier, comme du sable, par le laser. Pour effectuer la digestion de la MO, 1 ml de chaque échantillon a été placé dans un bécher contenant environ 25 ml de peroxyde à 35 %, puis chauffé entre 30 et 50 °C sur une plaque chauffante pendant au moins trois heures.

La granulométrie a été réalisée à l'ISMER par diffraction laser à l'aide d'un granulomètre laser (Mastersizer3000, Malvern Panalytical), permettant de

caractériser les différentes tailles de particules inférieures à 2 mm selon les catégories suivantes : sable (63-2 000  $\mu\text{m}$ ), silt (2-63  $\mu\text{m}$ ) et argile (<2  $\mu\text{m}$ ). Un culbutage d'au moins trois heures avec une solution d'hexamétophosphate ( $\text{NaPO}_3$ )<sub>6</sub> a été effectué pour défloculer les particules. L'échantillon a ensuite été séparé pour obtenir une obscuration inférieure à 20 %, avant d'être traité par le granulomètre.

La porosité du sédiment a été déterminée à partir du poids des échantillons humides et du poids suivant la lyophilisation. Elle a été ajustée selon la salinité de l'eau pour enlever la contribution des sels contenus dans l'eau porale.

#### 4.9.6.4. *Perte au feu et densité sèche*

Le contenu en MO a été mesuré par perte au feu selon la méthode de Beaudoin (2003). Un volume de 1,5 ml de sédiment a d'abord été séché à 110°C pendant au moins 12 heures, puis brûlé à 550°C pendant quatre heures pour calciner la MO. Le contenu en MO a ensuite être calculé à partir de la masse sèche et de la masse après calcination selon la formule suivante :

$$MO(\%) = \frac{(\text{masse sèche } (g) - \text{masse après calcination } (g))}{\text{masse sèche } (g)} \times 100 \quad (11)$$

#### 4.9.6.5. *Carbone et azote*

L'analyse du contenu en carbone organique ( $C_{org}$ ), en  $\delta^{13}\text{C}$ , en carbone total ( $C_{tot}$ ) et en azote total ( $N_{tot}$ ) des sédiments a été réalisée au laboratoire de géochimie des isotopes stables légers, GEOTOP, de l'Université du Québec à Montréal (UQÀM). Avant les analyses de carbone organique, une fumigation à l'acide chlorhydrique a été effectuée pour retirer le carbone inorganique.

Un spectromètre de masse à ratios isotopiques (Isoprime 100 MicroCUBE) a été utilisé pour l'analyse de l'isotope 13 du carbone, tandis qu'un analyseur élémentaire par combustion (Carlo Erba NC2500) a été employé pour mesurer le carbone total et l'azote total, ainsi que le carbone organique. Le ratio isotopique du carbone est exprimé en ‰ de variation par rapport à la composition isotopique standard de la bélemnite de Pee Dee.

#### 4.9.6.6. *Tamissage et séchage des racines et rhizomes*

Pour coupler la visualisation de la rhizosphère par tomodensitométrie avec des résultats de biomasse sèche, les deux carottes extraites d'herbiers à l'est de la digue du brise-lames ont été découpées par intervalle de 2 cm sur toute leur longueur. Chaque tranche de 2 cm d'épaisseur a ensuite été tamisée à une maille de 0,5 et 4 mm afin de trier et ne conserver que les racines et rhizomes présents dans la carotte. Cette biomasse a été séchée à 80°C dans une étuve durant 48 h jusqu'à atteindre une masse sèche stable. Les valeurs de biomasse

sèche ont ensuite été utilisées pour confirmer les données extraites avec le Ct-Scan.

#### 4.9.6.7. Calcul du stock de carbone

Le stock de carbone a été estimé à partir des données de biomasse sèche de la rhizosphère sur les deux carottes récoltées à l'est de la digue centrale, ainsi qu'à partir des images obtenues par tomodensitométrie (Ct-Scan) pour deux autres carottes, récoltées du côté ouest de la digue (Figure 33 et Figure 35). Le décompte des racines par ImageJ pour chaque image a été mis en relation avec le poids sec mesuré, ce qui a permis d'extraire l'équation suivante :

$$\text{Poids sec} = \text{Décompte des racines et rhizomes} \times 0,0315906 + 0,010329 \quad (12)$$

Le coefficient  $R^2$  du modèle linéaire poids sec x biomasse sèche, est de 0,78, ce qui souligne une tendance proportionnelle. Cela confirme que ce qui est filtré sur les images Ct-Scan correspond bien à la rhizosphère de la spartine de RDL. L'équation de la droite de régression a ainsi été utilisée pour estimer le poids sec des deux carottes des herbiers à l'ouest à partir du décompte de racines et rhizomes sur les images tomodensitométriques (Figure 35).

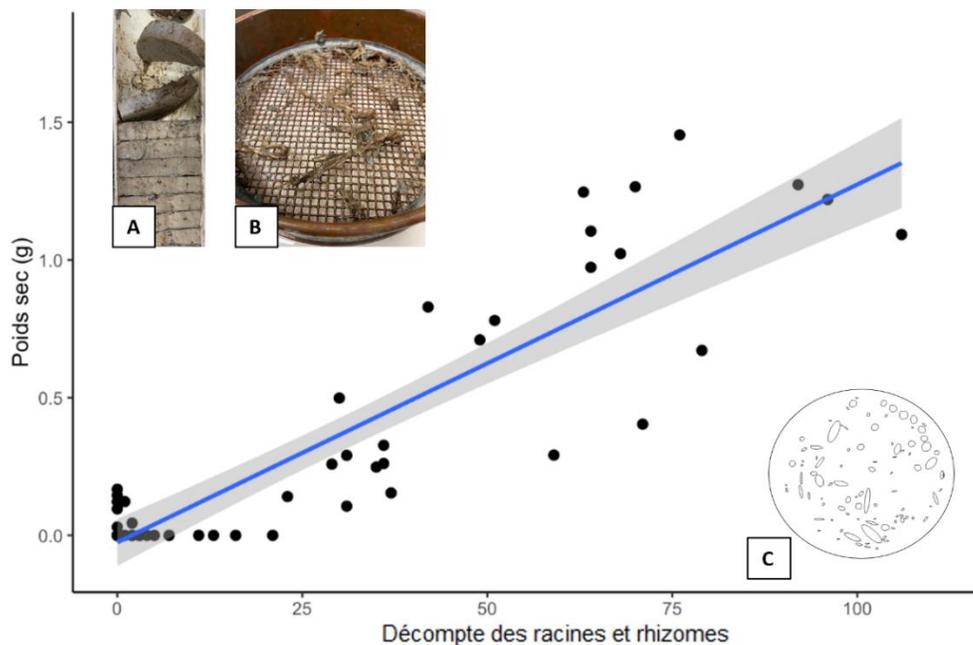


Figure 35. Décompte des racines pour chaque image tomodensitométrique par rapport au poids sec récolté par tamisage. Les carottes ont été découpées en tranches de 2 cm (A), puis tamisées (B) pour isoler la rhizosphère et calculer le poids sec. Le décompte des racines représente le nombre d'ellipses tracées par ImageJ sur les images tomodensitométriques (C). La ligne bleue dans la zone grise indique un intervalle de confiance à 95 % du modèle.

Le carbone organique particulaire dans la biomasse souterraine de la spartine a été estimé en fonction de la profondeur, en utilisant les teneurs en  $C_{org}$  disponibles dans la littérature. La rhizosphère active de la spartine est considérée comme étant les 20 premiers centimètres sous la surface, tandis que la rhizosphère située en dessous est considérée comme inactive, donc nécrosée (Darby et Turner, 2008). Pour évaluer le carbone dans la couche de 0 à 20 cm, un ratio de 41,3 g de  $C_{org}$  pour 100 g de biomasse vivante sèche a été appliqué. Pour la couche de 20 à 30 cm, le ratio utilisé est de 34,5 g de  $C_{org}$  pour 100 g de biomasse nécrosée sèche (Kulawardhana et al., 2015). Cette division entre la rhizosphère des 20 premiers centimètres et celle en dessous est cohérente avec les observations faites durant les manipulations pour extraire les racines et rhizomes des carottes, où la biomasse retrouvée sous 20 cm semblait moins vigoureuse et décolorée.

#### **4.9.7. Statistiques**

Les valeurs extrêmes de la base de données des caractéristiques de surface et de subsurface ont été identifiées à l'aide de la fonction « *identiy\_outliers* » du prologiciel rstatix (Kassambara, 2024) et ont ensuite été retirées pour les analyses statistiques. L'interpolation spatiale est une estimation de valeurs inconnues à certains endroits à partir de valeurs connues situées à proximité. La pondération inverse à la distance (PID) est une méthode d'interpolation qui pondère les valeurs connues inversement proportionnel à la distance de l'emplacement avec la valeur inconnue recherchée, permettant d'estimer cette dernière.

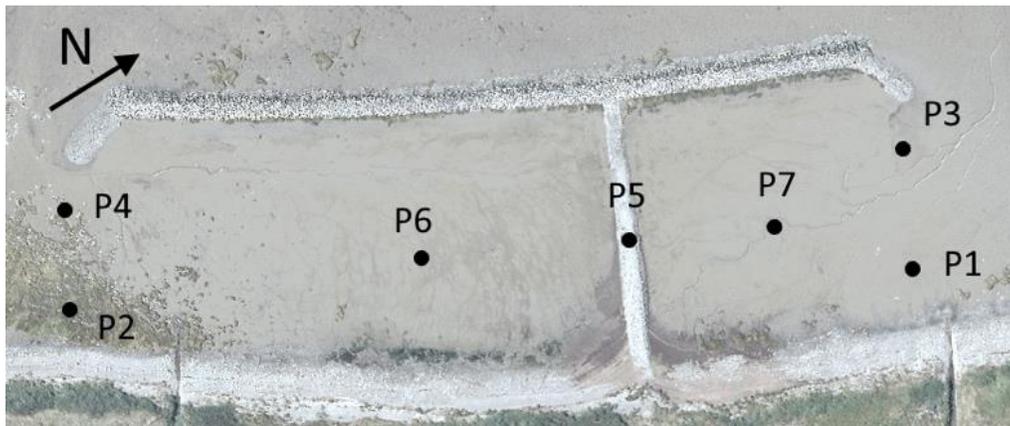
La mise en commun des données des stations réparties de manière aléatoire et systématique a permis la PID de la répartition des paramètres biotiques et abiotiques du marais réalisées par l'outil « *interpolation PID* » de QGIS. Afin de mesurer la contribution des paramètres sur les différences observées entre les stations, une ACP a été réalisée à partir des données provenant des stations réparties aléatoirement. Une standardisation des données par la fonction « *scale* » a d'abord permis de diminuer la complexité du jeu de données, puis les fonctions « *PCA* » du prologiciel FactoMineR (Husson et al., 2024) et « *fviz\_pca\_biplot* » du prologiciel factoextra (Kassambara et Mundt, 2024) ont été utilisées pour effectuer et représenter graphiquement l'ACP. Les analyses statistiques ont été réalisées sur les logiciels libres R (v.4.3.2) (R Core Team, 2024) et RStudio (v.2023.06.0+421) (RStudio Team, 2024).

#### **4.10. Indice de performance du brise-lames**

Un indice de performance multicritères ( $I_p$ ) est défini afin de comparer les impacts des différentes configurations du brise-lames sur plusieurs aspects hydro et morfo-sédimentaires. Cette analyse repose sur les résultats des

modèles numériques réalisés pour l'événement du 6 novembre 2021, concernant les 27 configurations de brise-lames.

Sept points d'étude ont été sélectionnés arbitrairement dans l'environnement du brise-lames : 3 au nord, 3 au sud et 1 point au centre de la digue du brise-lames (Figure 36). L'impact de la structure a ensuite été évalué en fonction des critères suivants : 1) Hauteur significative des vagues ; 2) Érosion/accumulation ; 3) Élévation du substrat ; et 4) Contraintes de cisaillement du fond.



**Figure 36. Position des différents points d'étude utilisés pour le calcul de l'indice de performance de la structure.**

Une méthode analyse multicritères (MCDA) a été adoptée pour quantifier conjointement la performance de chaque configuration de brise-lames en ce qui concerne la restauration ou la survie des marais salés. Cette méthode a été choisie pour sa capacité à évaluer l'impact des brise-lames en intégrant plusieurs variables à travers plusieurs points. Il s'agit d'un outil de prise de décision standard largement utilisé dans les études environnementales (Adem Esmail et Geneletti, 2018 ; Cinelli et al., 2014).

#### **4.10.1. Étape 1 : Critères et système de notation**

Le choix des quatre variables prises en compte dans cette analyse est basé différents travaux issus de la littérature (Hu et al., 2015 ; Cao et al., 2018 ; Poppema et al., 2019). (1) La hauteur significative des vagues a été sélectionnée pour prendre en compte la quantité d'énergie des vagues transmise à travers le brise-lames, ce qui constitue un facteur de stress physique direct pour la végétation. (2) Les taux d'érosion et d'accumulation sont directement liés à la stabilité et à la croissance des marais salés. Ainsi, une configuration de brise-lames qui minimise l'érosion et favorise l'accumulation favoriserait la survie des marais salés (Cao et al., 2018). (3) De même, un brise-lames qui minimise les contraintes de cisaillement du fond est censé favoriser

la croissance de la végétation, car des contraintes de cisaillement plus faibles indiquent un environnement propice au dépôt sédimentaire. (4) L'élévation, comme les taux d'érosion et d'accumulation, nous permettent d'évaluer la stabilité du marais, ainsi que de définir des hauteurs d'eau aux-delà desquelles les plantes supportent l'inondation quotidienne des marées (Cao et al., 2021).

Pour chacun des points d'étude, les séries temporelles des données de chaque variable sur l'ensemble de la période modélisée ont été analysées afin de déterminer différentes classes de valeurs selon la fonction de Jenks, une approche fondée sur des seuils naturels (Jenks, 1967).

Trois seuils ont été créés et utilisés pour établir quatre niveaux de sévérité pour chaque variable. Le Tableau 8 montre les seuils naturels des variables obtenus après analyse ainsi que la qualité de l'ajustement de la variance (GVF).

**Tableau 8 : Valeurs des seuils calculées pour les différentes variables utilisées pour l'indice de performance.**

Variable	Seuil	GVF
Hauteur des vagues	0,1839	0,9133
	0,5047	
	0,9159	
Érosion / accumulation	-0,0660	0,7806
	-0,0168	
	0,0670	
Élévation	0,6825	0,9403
	1,2055	
	2,0305	
Contraintes de cisaillement du fond	0,5866	0,8019
	2,8729	
	10,1318	

#### **4.10.2. Étape 2 : Attribution d'une notation des variables**

Après avoir déterminé les seuils naturels appropriés dans la plage de valeurs de chaque variable, quatre intervalles ont été créés. Le nombre d'occurrences de chaque intervalle a été compté (N1, N2, N3 et N4) pour chaque variable et chaque point. Ensuite, le nombre d'occurrences a été multiplié par des facteurs reflétant la sévérité des valeurs de la variable pour les intervalles.

Les valeurs calculées de  $V_{Hs}$ ,  $V_S$ ,  $V_Z$  et  $V_{Tb}$  (respectivement, hauteur significative des vagues, érosion/accumulation, élévation et contraintes de cisaillement du fond) ont ensuite été normalisées. Il a été observé que les valeurs de  $V_S$  et  $V_Z$  étaient identiques à certains points pour certaines configurations de brise-lames, rendant ainsi la normalisation linéaire invalide. Pour résoudre ce

problème, une normalisation conditionnelle a été utilisée dans ces cas spécifiques.

#### **4.10.3.       Étape 3 : Calcul de l'indice de performance**

L'indice de performance ( $I_p$ ) des différentes structures mesure leur capacité relative à soutenir la croissance de la végétation. Il a été calculé à chaque point en attribuant un poids égal à l'indice de variable normalisé calculé à l'étape 2. Un poids de  $\frac{1}{4}$  a été attribué à chaque variable, et l'agrégat des variables pondérées donne l'indice de performance du brise-lames pour le point considéré, exprimé par la formule suivante :

$$I_p = \frac{1}{4} * (V_{Hs} + V_S + V_Z + V_{Tb}) \quad (13)$$

## 5. RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

### 5.1. Évolution historique de la côte

L'analyse des taux de migration du trait de côte sur des périodes décennales quasi équivalentes – à savoir 1927-1963, 1963-1979, 1979-1995, 1995-2011, et 2011-2023 – montre une tendance continue à l'augmentation des taux de recul au fil du temps. Après 1963, les taux d'érosion ont été environ trois fois plus élevés que ceux observés durant la période précédente de 36 ans (Figure 37), tant en termes de taux moyen que de taux maximal de recul. Néanmoins, une réduction de l'érosion a été constatée après 2011, en lien avec l'installation du brise-lames (BL) et la plage de graviers situés derrière celui-ci.

Les taux de migration du trait de côte ont été évalués sur 17 périodes de comparaison, allant de 1 à 36 ans (Tableau 9). Aucune tendance temporelle nette n'a été observée au cours de la série chronologique, indiquant une variabilité importante des changements annuels. Cela suggère une relation complexe entre la morphologie côtière et les mécanismes d'érosion.

Avant 1971, le marais salé de Rivière-du-Loup affichait des taux d'érosion interannuels relativement modérés, oscillant entre  $0,5 \pm 0,32$  m/an et  $0,91 \pm 0,29$  m/an. À partir de cette date, une intensification de l'érosion a été constatée, avec des taux variant de  $0,93 \pm 0,09$  m/an (entre 2015 et 2021) à des pics atteignant  $1,79 \pm 1,62$  m/an (entre 2010 et 2011), dépassant ainsi le taux moyen de recul sur 96 ans de  $0,68 \pm 0,12$  m/an. Ce pic exceptionnel d'érosion pourrait être attribué à un événement tempétueux extrême survenu en décembre 2010, qui a provoqué des érosions et des inondations significatives à l'échelle régionale (Didier et al., 2019; Quintin et al., 2013). Les taux d'érosion mesurés à Rivière-du-Loup corroborent les travaux antérieurs menés par Allard et al. (2012) ainsi que par (Dionne, 1986; Dionne & Bouchard, 2000), qui ont rapporté des taux d'érosion compris entre 0,4 et 1 m/an dans les marais salés de l'estuaire du Saint-Laurent.

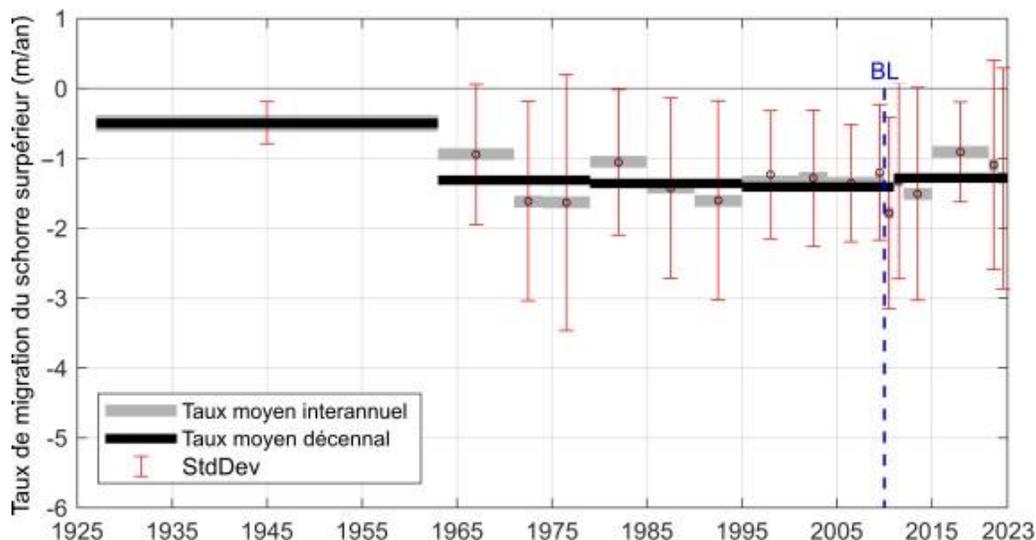


Figure 37. Taux moyen de recul interannuel (en gris) et les taux décennaux moyens à long terme (en noir) pour l'ensemble de la zone d'étude. Les barres d'erreur représentent la déviation standard associé à l'érosion, calculé en moyennant les mesures sur l'ensemble des transects en érosion à travers la zone d'étude.

Tableau 9. Taux de migration du schorre supérieur à long terme dans le marais salé de Rivière-du-Loup.

Période d'analyse	Nombre d'années	Moyenne*	Maximum	Std. Dev.	EPRunc	Moyenne globale**
<b>Taux interannuels à long terme (mètres/an)</b>						
1927-1963	36	-0,50	-1,69	0,39	0,32	-0,27
1963-1971	8	-0,91	-7,09	1,00	0,29	-0,50
1971-1974	3	-1,62	-8,52	1,51	0,73	-1,20
1974-1979	5	-1,63	-8,78	1,83	0,79	-1,05
1979-1985	6	-1,05	-6,36	1,03	0,66	-0,71
1985-1990	5	-1,42	-9,62	1,27	0,44	-1,19
1990-1995	5	-1,61	-6,54	1,39	0,44	-1,20
1995-2001	6	-1,33	-4,46	0,91	0,37	-1,07
2001-2004	3	-1,28	-6,84	0,95	0,61	-0,70

<b>2004-2009</b>	5	-1,35	-4,18	0,83	0,34	-0,88
<b>2009-2010</b>	1	-1,30	-5,83	1,01	2,29	-0,50
<b>2010-2011</b>	1	-1,79	-10,98	1,36	1,62	-1,32
<b>2011-2012</b>	1	-1,32	-9,97	1,43	1,45	-0,63
<b>2012-2015</b>	3	-1,51	-7,08	1,51	0,30	-0,76
<b>2015-2021</b>	6	-0,93	-3,22	0,71	0,09	-0,68
<b>2021-2022</b>	1	-1,10	-10,74	1,52	0,15	-0,79
<b>2022-2023</b>	1	-1,28	-11,12	1,58	0,15	-0,86
<b>Taux décennaux à long terme (mètres/an)</b>						
<b>1927-2023</b>	96	-0,68	-1,88	0,54	0,12	-0,55
<b>1927-1963</b>	36	-0,50	-1,69	0,30	0,32	-0,27
<b>1963-1979</b>	16	-1,31	-4,70	1,41	0,25	-0,79
<b>1979-1995</b>	16	-1,36	-3,96	1,25	0,26	-1,04
<b>1995-2011</b>	16	-1,41	-4,19	1,01	0,12	-1,21
<b>2011-2023</b>	12	-1,28	-3,32	1,34	0,09	-0,92

\*Mesures moyennes pour les transects en érosion uniquement.

\*\*Mesures moyennes pour les transects en érosion et en progradation. Les valeurs négatives indiquent l'érosion, tandis que les valeurs positives représentent la progradation.

La Figure 38 présente les mesures des taux de recul sur des transects individuels, soulignant que la variabilité temporelle révèle également une variabilité spatiale dans la migration du marais de Rivière-du-Loup, entraînant une asymétrie spatiale des modèles d'érosion. Selon l'état de la côte, son artificialité et les conditions locales, la zone d'étude a été divisée en cinq secteurs, de S1 à S5, d'est en ouest, afin de permettre une analyse approfondie des dynamiques complexes de l'érosion côtière dans le marais.

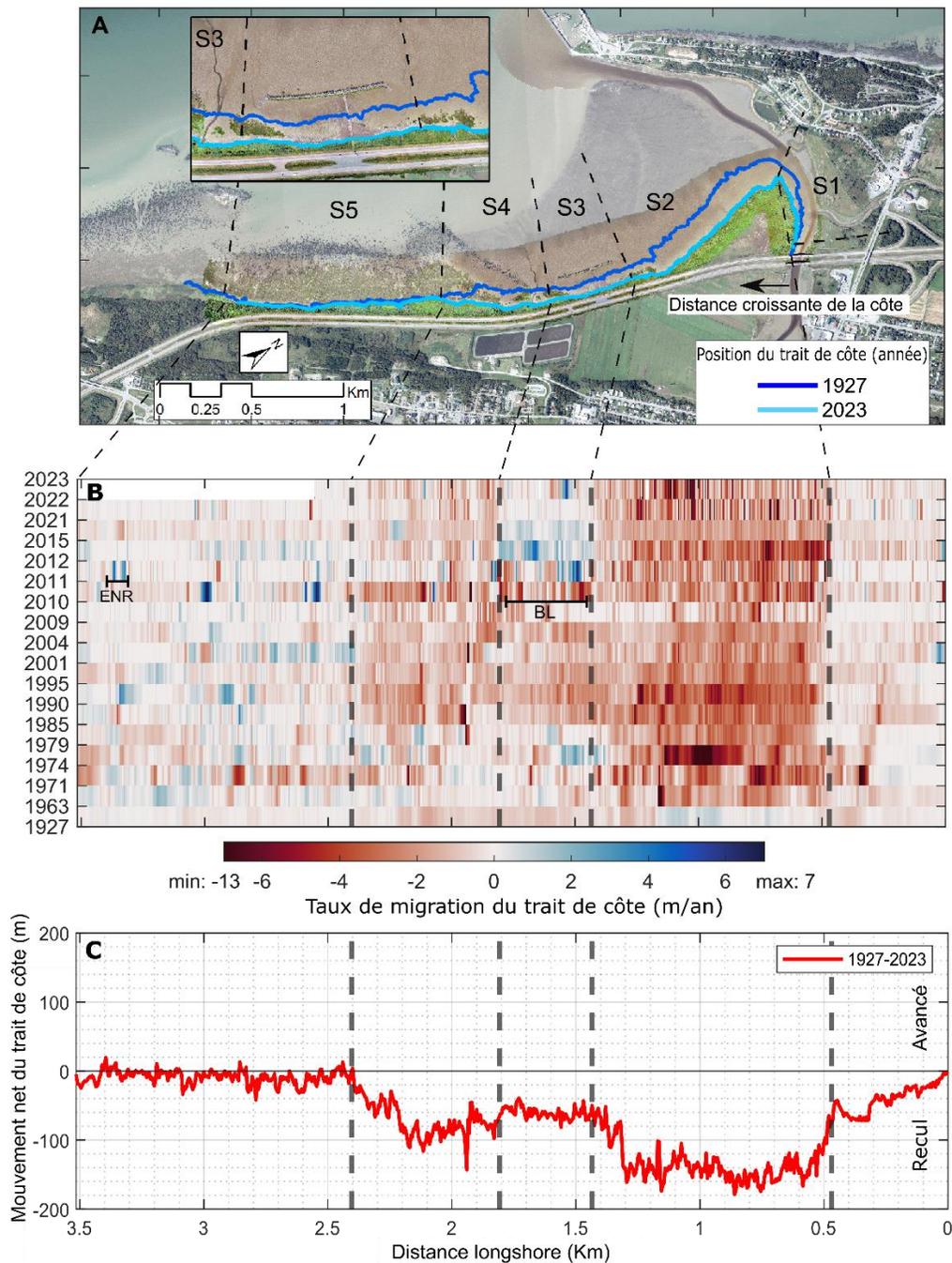


Figure 38. Vue d'ensemble de la zone d'étude, délimitant les cinq secteurs (S1, S2, S3, S4 et S5) superposés sur des images de 2015 (en bas) et de 2022 (en haut) source : UQAR. (B) Taux de recul interannuels, et (C) mouvement net du trait de côte au marais salé de Rivière-du-Loup de 1927 (ligne bleu foncé) à 2023 (ligne bleu clair). BL : Brise-lames, ENR : Enrochement. Les lignes en pointillé

**représentent la limite de chaque secteur. L'étiquette " Distance croissante de la côte " marque le point d'origine utilisé pour mesurer la distance le long de la côte.**

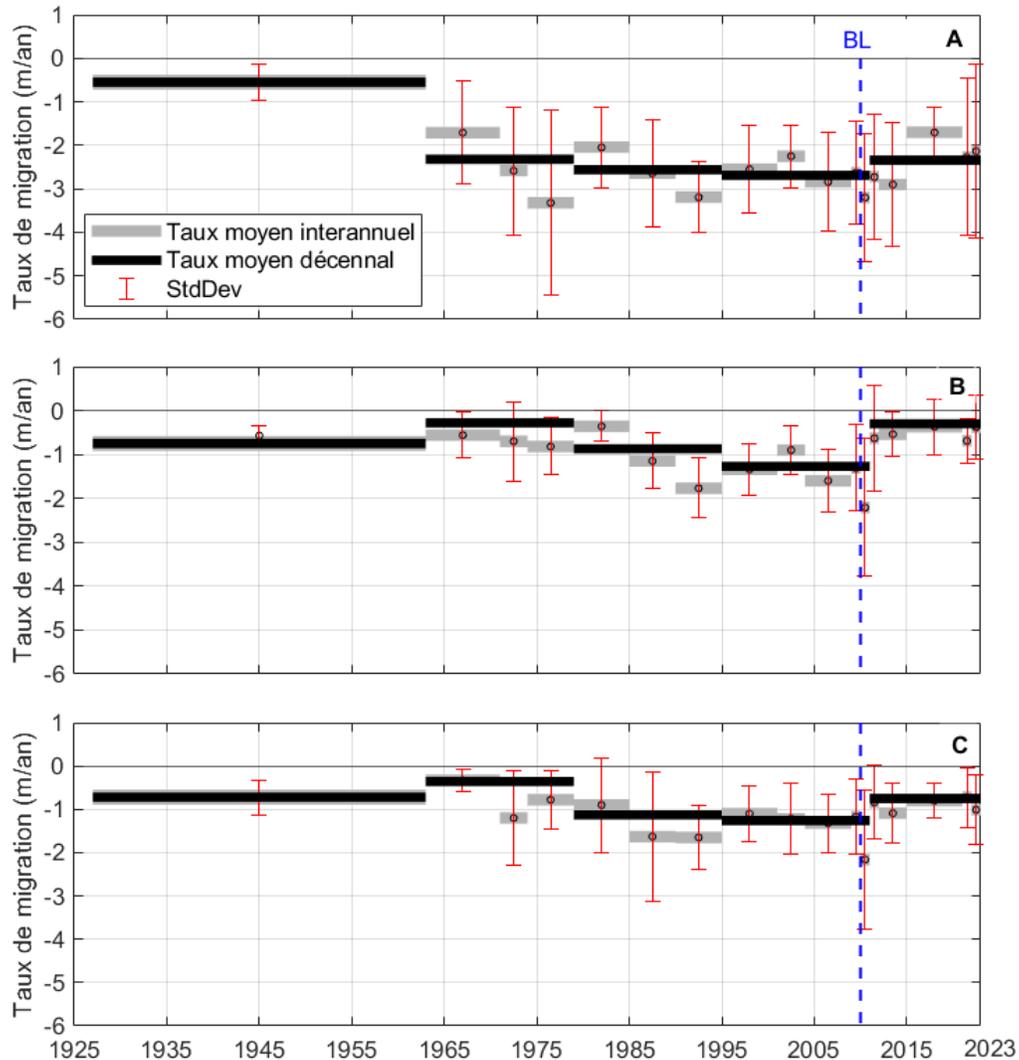
Une érosion continue est observée dans la plupart des secteurs au fil du temps, notamment dans les secteurs S2, S3 et S4, avec un recul maximal de 178,5 m et un recul total moyen de 63,1 m entre 1927 et 2023. Au total, la période d'étude a vu une perte nette de 22,52 ha de surface côtière, avec une perte moyenne de 0,24 ha par an. Étant donné que l'embouchure de la rivière est restée relativement stable au fil du temps (S1, 1,57 ha d'érosion en 96 ans), l'analyse se concentrera sur les secteurs S2, S3 et S4, en raison de leurs taux de recul latéral plus élevés. Cette zone inclut également l'emplacement du brise-lames.

Le secteur S1, situé à l'embouchure de la rivière, est affecté par des interactions complexes entre les processus hydrodynamiques côtiers et fluviaux. La topographie du schorre supérieur du marais présente une accentuation de l'érosion au pied d'une microfalaise, entraînant un surplomb prononcé. La végétation, notamment les phragmites, observée dans cette zone, peut agir comme une barrière protectrice contre l'érosion. Depuis 1927, le trait de côte s'est retiré en moyenne de 39,66 m, avec un recul maximal de 71,60 m, résultant en une perte nette de 1,57 ha et des taux d'érosion variant de 0,19 à 0,82 m/an.

Le secteur S2, situé dans la partie nord-est de la zone d'étude, est marqué par des encoches d'érosion profondément incisés et a subi l'érosion la plus importante durant la période d'étude (Figure 38B,C). Le recul moyen total depuis 1927 du trait de côte y a été d'environ 130,65 m, entraînant une perte de 13,03 ha. Le recul le plus marqué s'est concentré dans les sections centrale et nord-est, diminuant progressivement vers le sud-ouest. Ce secteur est caractérisé par la présence d'encoches d'érosion profondes. Selon Priestas et Fagherazzi (2011) et Priestas et al. (2015), le schorre supérieur du marais, marqué par des encoches d'érosion, peut présenter une érosion accélérée par rapport à d'autres zones. En effet, l'augmentation de la concentration d'énergie entraîne une érosion beaucoup plus importante à l'intérieur des encoches, qui est trois à cinq fois plus forte que celle observée aux bords des encoches et dans les zones de schorre supérieur situées entre elles (Priestas & Fagherazzi, 2011).

Entre 2011 et 2023, une décélération immédiate des taux d'érosion a été observée dans le secteur S3, avec un recul de seulement 0,32 m/an, soit quatre fois moins que les taux des 84 années précédentes (1,12 m/an de 1927 à 2011). Cette diminution coïncide avec la construction d'un brise-lames, qui a permis d'arrêter l'augmentation des taux d'érosion. Avant cette intervention, le secteur S3 avait subi une perte nette de 2,81 ha. Toutefois, après la mise en place du brise-lames, une accrétion du trait de côte a eu lieu, entraînant un gain d'environ 7,40 m entre 2011 et 2023, ainsi qu'une augmentation en superficie de 0,3 ha entre la route et le brise-lames. L'efficacité du brise-lames combiné au remblai dans la réduction du recul latéral du marais salé est indéniable à Rivière-du-

Loup (Figure 39), mais son effet est très localisé et ne s'applique pas aux zones environnantes.



**Figure 39. Taux moyen de recul interannuel (gris) avec les taux décennaux moyens à long terme (noir) pour (A) S2, (B) S3 et (C) S4 entre 1927 et 2023. Les barres d'erreur représentent la déviation standard associée à l'érosion, calculé en moyennant les mesures sur l'ensemble des transects en érosion à travers la zone d'étude.**

L'érosion dans le secteur S4 est particulièrement concentrée dans sa partie nord-est, diminuant progressivement vers le sud-ouest, où la densité de la végétation de *Spartina* augmente. Au total, ce secteur a subi une perte de 4,23 ha du schorre supérieur entre 1927 et 2023 (Figure 39C). De plus, les taux de

recul dans le secteur S2 sont 2,5 fois plus élevés que dans S4, atteignant 2,4 m/an contre 1,1 m/an entre 1927 et 2023.

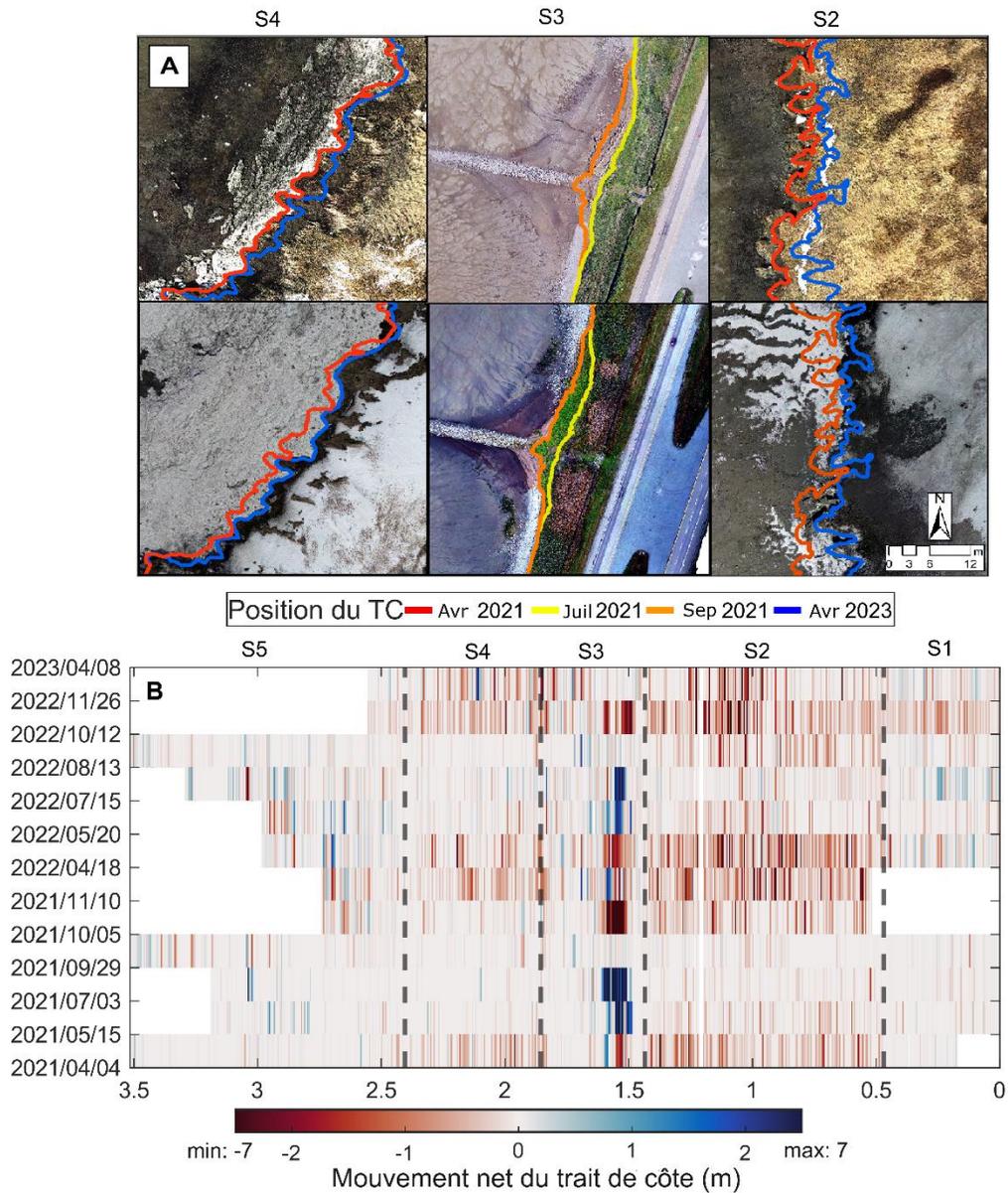
Le secteur S5, situé au sud-est de la zone d'étude et s'étendant sur environ 1,15 km, a montré peu de changements dans la position du trait de côte depuis 1927 (Figure 38B,C), ce qui suggère que sa couverture dense de *Spartina alterniflora* a contribué à cette stabilité en agissant comme une barrière protectrice contre l'énergie des vagues et, par conséquent, comme un moyen de défense contre l'érosion côtière. Les fluctuations de la position du trait de côte/ligne de rivage ont varié entre +20 m (progradation) et -41 m (recul), entraînant une perte nette de surface limitée à 1,03 ha entre 1927 et 2023.

## **5.2. Évolution actuelle de la côte**

### **5.2.1. Migration de la côte**

Entre avril 2021 et avril 2023, les taux de recul du schorre supérieur du marais, mesurés mensuellement durant la période sans glace, montrent une variabilité spatiale similaire à celle des observations à long terme (Figure 40). L'érosion est particulièrement marquée dans le secteur S2. Les taux de récession les plus élevés se produisent au printemps, comme l'ont également suggéré ARGUS (1997) et Dionne (1986). Cela met en évidence l'impact du dégel printanier sur l'érosion côtière. Comme l'ont montré Dionne et Bouchard (2000), ce phénomène entraîne l'ameublissement des sédiments limono-sableux du schorre supérieur, réduisant leur résistance et leur compacité, ce qui les rend plus vulnérables à l'action des vagues et aux variations des niveaux d'eau. Dans l'ensemble de la zone d'étude, les taux de recul atteignent 0,79 cm/jour au printemps 2021 et  $1,28 \pm 0,11$  cm/jour au printemps 2022. À l'automne, bien que le recul soit moins intense, il s'élève à 0,41 cm/jour en 2021 et  $0,83 \pm 0,11$  cm/jour en 2022 (Tableau 10). En moyenne, sur deux ans, le recul net du schorre supérieur a été de 0,73 m, 0,43 m et 0,28 m pour S2, S3 et S4 respectivement.

Il est important de noter que dans le secteur S3, près du brise-lames, le recul net observé entre différentes dates montre des variations importantes allant de -5 m à 7 m, en relation avec les dynamiques de la végétation herbacée (Figure 40A), influencées par un déclin automnal suivi d'une régénération estivale.



**Figure 40. (A) Vue d'ensemble du recul latéral dans les trois secteurs (S2, S3 et S4) sur les images de drone, (B) mouvement net du trait de côte (TC) mesuré entre les levés de drone consécutifs au marais salé de Rivière-du-Loup, du 4 avril 2021 au 8 avril 2023. Les lignes pointillées représentent les limites de chaque secteur.**

**Tableau 10. Taux de recul du trait de côte à court terme au marais salé de Rivière-du-Loup.**

Période d'analyse	Nombre de jours	Moyenne*	Maximum	Std. Dev.	EPRunc	Moyenne Globale **
Taux à court terme (cm/jour)						
04 Avr 21-15 Mai 21	42	-0,79	-6,23	0,98	0,11	-0,14
15 Mai 21-03 Juil 21	50	-0,13	-2,44	0,39	0,12	0,02
03 Juil 21– 29 Sep 21	89	-0,06	-1,61	0,14	0,11	0,10
05 Oct 21- 10 Nov 21	37	-0,41	-3,78	0,50	0,10	-0,27
10 Nov21- 18 Avr 22	159	-0,26	-3,58	0,55	0,13	-0,36
18 Avr 22- 20 Mai 22	33	-1,28	-9,20	2,79	0,11	-0,30
20 Mai 22-15 Juil 22	57	-0,18	-1,18	0,26	0,11	-0,03
15 Juil 22-13 Août 22	30	-0,23	-2,87	0,22	0,11	0,04
13 Août 22-12 Oct 22	61	-0,27	-4,70	0,43	0,11	-0,07
12 Oct 22- 26 Nov22	46	-0,83	-5,00	0,73	0,10	-0,40
26 Nov 22- 08 Avr 23	133	-0,22	-4,23	0,49	0,15	-0,20

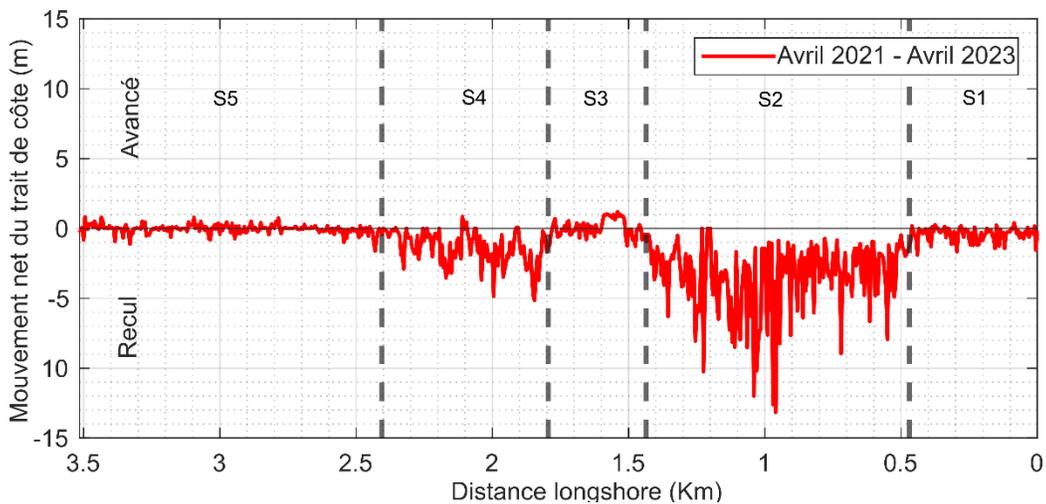
\*Mesures moyennes pour les transects en érosion uniquement.

\*\*Mesures moyennes pour les transects en érosion et en progradation. Les valeurs négatives indiquent l'érosion, tandis que les valeurs positives représentent la progradation.

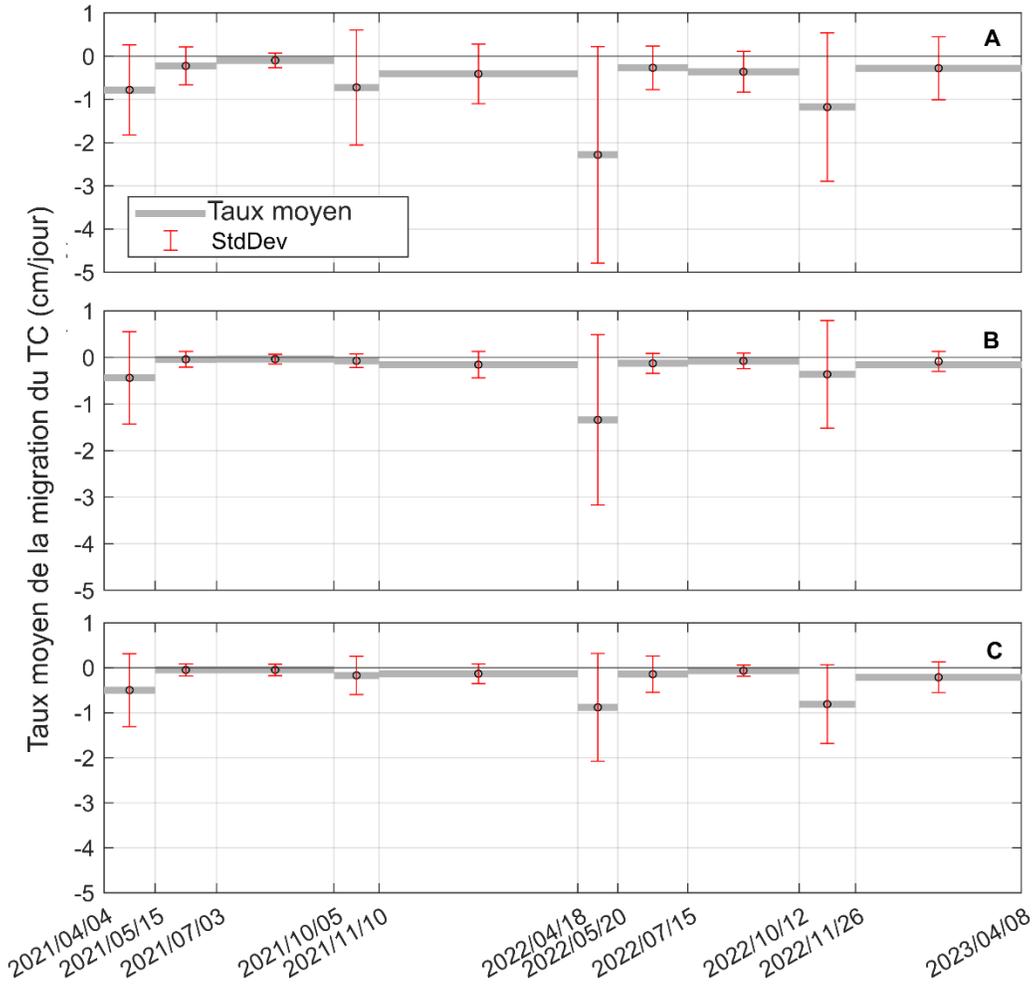
À l'échelle sectorielle, les variations les plus importantes se produisent au printemps et en automne pour S2 et S4, tandis que S3 enregistre ses taux les plus élevés uniquement au printemps. Ainsi, le brise-lames réduit le taux de recul latéral à l'automne, mais est moins efficace au printemps. Des taux d'érosion extrêmes ont été enregistrés entre le 18 avril et le 20 mai 2022, atteignant 2,28 cm/jour dans S2, 1,34 cm/jour dans S3 et 0,87 cm/jour dans S4 (Figure 40). En effet, la période de fonte des glaces (avril-mai) présente les taux

de recul les plus élevés, tandis que le recul cumulé sur l'ensemble de l'année est le plus important pendant l'été et l'automne. Bien que l'érosion soit rapide au printemps, la durée prolongée sans glace permet une accumulation progressive du recul. En 2021, les taux de recul au printemps ont généré un total de 0,31 m sur 43 jours, tandis qu'entre l'été et l'automne, le recul moyen était de 0,19 cm/jour, soit 0,34 m sur 183 jours. En 2022, le recul a atteint 0,42 m sur 33 jours à un taux de 1,28 cm/jour. Pendant la période sans glace de 2022, le recul cumulatif a été de 0,67 m sur 194 jours.

La Figure 41 montre le mouvement net du trait de côte le long de l'autoroute 20 à RDL entre avril 2021 et 2023. La zone la plus exposée à l'érosion se retrouve à l'est du secteur où est localisé le brise-lames. Tel qu'illustré en Figure 42, ces taux d'érosion sont le cumul d'érosion qui s'est produit surtout en automne et au printemps.



**Figure 41. Mouvement net du trait de côte (TC) au marais salé de Rivière-du-Loup entre le 4 avril 2021 et le 8 avril 2023. Les lignes pointillées représentent les limites de chaque secteur.**



**Figure 42. Taux de migration moyens quotidiens sur une période donnée : (A) S2, (B) S3 et (C) S4, du 4 avril 2021 au 8 avril 2023. Les barres d'erreur représentent la déviation standard associée à l'érosion, calculé en moyennant les mesures sur l'ensemble des transects en érosion pour chaque période.**

### 5.2.2. Mouvement des pierres du brise-lames

Enfin, il est important de noter que pendant la durée du projet, depuis que des modèles d'élévation sont produits pour quantifier les changements autour et sur le brise-lames, le brise-lames est stable. On peut faire ce constat en analysant l'évolution des élévations des pierres en Figure 43. Entre décembre 2020 et septembre 2023, aucune différence significative n'est visible entre les élévations du début à la fin du suivi, où une variabilité de  $\pm 0,06$  m est attribuée à l'incertitude des vols de drone. Il existe bien une variabilité dans les élévations des pierres analysées (0,25 m à 2,6 m) mais peu importe l'élévation, les changements sont minimes. Certaines pierres plus basses, comme celles sur l'estran qui étaient déjà tombées de l'ouvrage avant le début du projet, semblent

avoir été mobilisées par la glace (Figure 44). La distance quantifiée de cette mobilisation est de 0,8m sur près de 3 ans.

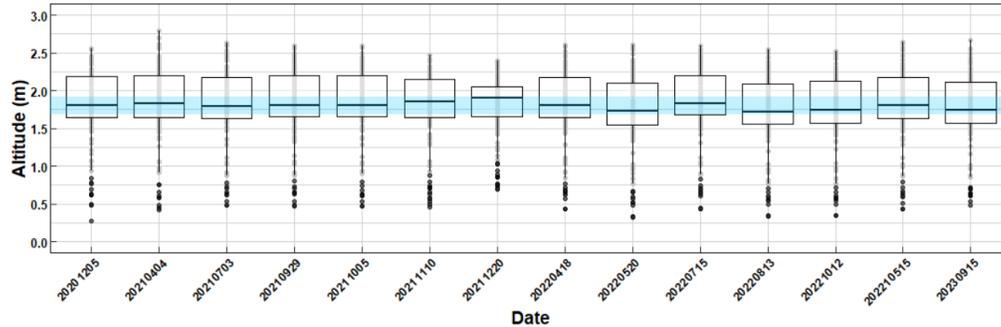


Figure 43. Évolution de la hauteur des pierres du brise-lames de RDL entre 2020 et 2023

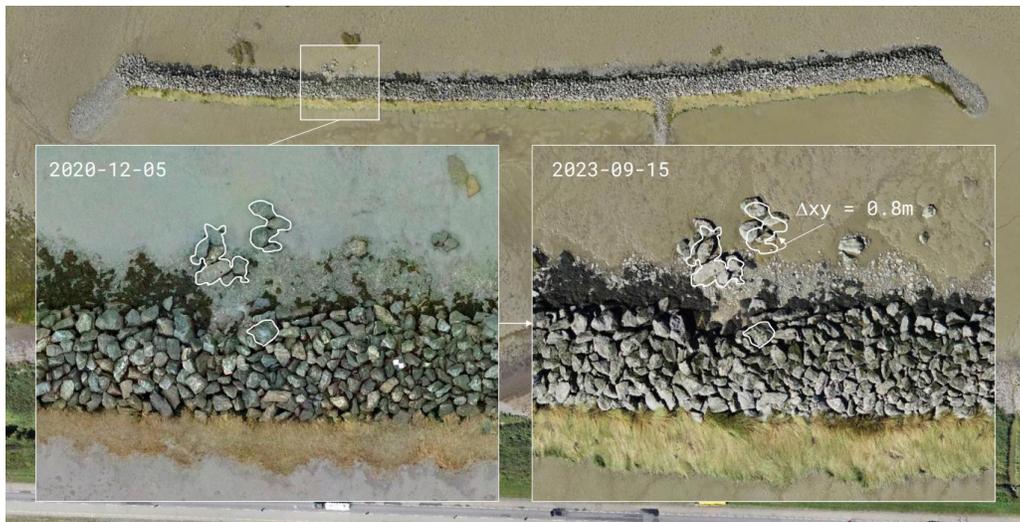
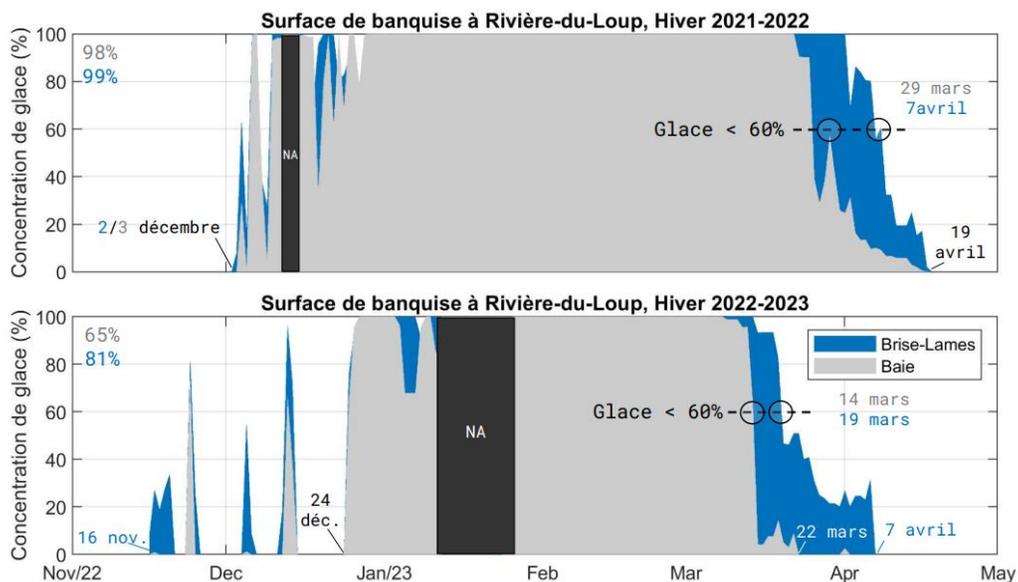


Figure 44. Comparaison entre le brise-lames en décembre 2020 et septembre 2023, où certaines pierres plus basses, mais au préalable délogé de la structure, ont été mobilisées par la glace ou les vagues.

### 5.2.3. Durée d'englacement entre 2021 et 2022

La durée d'englacement en périphérie de l'ouvrage a été analysée afin de vérifier si la glace (banquise, flots dérivants ou pied de glace) y demeurerait présente plus longtemps après la débâcle printanière. Pour ce faire, les images projetées de la caméra vidéo ont été analysées à raison d'une image par jour à marée pendant la durée du projet (Figure 45).

À RDL, entre 2021 et 2023, la glace commence à avoir une emprise dans la zone côtière au mois de décembre. En 2021, dès le mois de décembre (entre le 2 et 3 décembre), une bonne surface d'englacement est entamée. Que ce soit dans la baie ou derrière le brise-lames, l'emprise de glace derrière le brise-lames suit celle de la baie : rapidement après début décembre, la glace se forme derrière le brise-lames, et s'ensuit une série d'oscillations qui fait varier l'emprise de glace jusqu'au 25 décembre. À cette date, tant la baie que la zone protégée du brise-lames sont englacées. Cette date est similaire à ce qui est observée en 2022, alors que la glace se forme le 24 décembre, journée de forts vents d'afflux qui engendrait une submersion du schorre supérieur. C'est suite à ces hauts niveaux d'eau que la glace s'est formée de façon permanente, alors que les premières glaces étaient présentes dans la baie le 16 novembre. En début de saison froide, les glaces derrière le brise-lames suivent celles de la baie, mais c'est en fin de saison hivernale que les patrons spatiaux d'ancrages diffèrent. Au printemps 2022 et 2023, la glace demeure plus longtemps ancrée au substrat derrière le brise-lames, comme quoi le rôle de retenue du brise-lames est confirmé ici. À partir du moment où la glace ne représente plus que 60% de la surface totale de la surface analysée (que ce soit dans la baie ou la zone derrière le brise-lames), la glace reste de 5 à 8 jours plus longtemps sur place. Pendant les périodes d'englacement 2022-2023, de l'installation de la banquise jusqu'à la débâcle, on note 65% du temps englacé dans la baie contre 81% derrière le brise-lames.



**Figure 45. Recouvrement de la glace dans la baie de RDL entre 2021 et 2023 dans l'emprise d'une région d'intérêt autour du brise-lames depuis la caméra vidéo déployée pour le projet. En gris : Glace dans la baie. En bleu : glace entre le brise-**

lames et la côte. En noir : non-applicable en raison de mauvaises conditions météo car qualité d'image nulle.

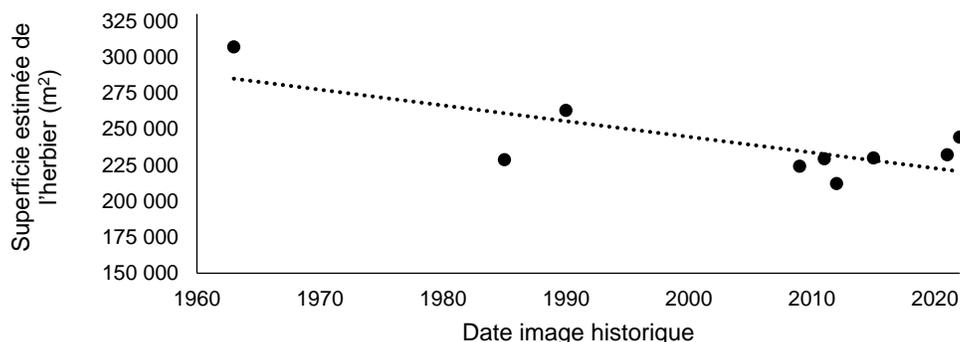
### 5.3. Évolution historique de l'herbier à spartine

La couverture de végétation de l'herbier de spartine du marais de RDL a fortement varié entre 1963 et 2022 (Figure 46). La partie est du marais montre une régression progressive en superficie, contrairement à la partie ouest qui demeure relativement stable. D'après l'interprétation des images aériennes de 1963 et de 2022, la superficie de l'herbier est passée de plus de 300 000 m<sup>2</sup> à 244 000 m<sup>2</sup> au cours de cette période. En près de 60 ans, les pertes d'herbier dans le marais totalisent 124 127 m<sup>2</sup>. Cependant, des gains de 60 031 m<sup>2</sup> ont également été observés durant cette période. En soustrayant ce gain de superficie à la perte précédente, on obtient une perte nette d'herbier de 64 096 m<sup>2</sup>. La majorité de la régression de l'herbier est localisée dans la partie est du marais, qui subit également le plus haut taux de recul du trait de côte. À l'inverse, la partie ouest du marais demeure relativement stable, avec même quelques gains nets vers le large. L'analyse séquentielle des images de 1963, 1985, 1990, 2009, 2011, 2012, 2015, 2021 et 2022 met en évidence des variations contrastées entre les années, avec une tendance générale à la régression de l'herbier de spartine au cours de la période observée (Figure 47, R<sup>2</sup>= 0,5722). La régression la plus importante a eu lieu entre 1963 et 1985, suivie d'un accroissement estimé à plus de 30 000 m<sup>2</sup> entre 1985 et 1990.



Figure 46. Photo-interprétation de l'herbier de spartine au marais de RDL, montrant les zones perdues, gagnées et stables au fil du temps, basée sur l'analyse de l'image satellite de 1963 et du relevé par drone de 2022.

À l'échelle locale, dans le secteur où le brise-lames a été aménagé, une régression de l'herbier estimée à 6 318 m<sup>2</sup> a été observée entre 2009, peu avant la construction, et 2011, juste après. Par ailleurs, l'herbier de spartine a également connu une régression de 7 405 m<sup>2</sup> entre 2009 et 2022 dans le même secteur (Tableau 14). En 2012, deux herbiers sont apparus : l'un mesurant 114 m de long et de 2 à 5 m de large du côté est de la digue, et l'autre de 195 m de long et 4 m de large du côté ouest, couvrant une superficie de 1 260 m<sup>2</sup>, s'étant développé à proximité immédiate du brise-lames du côté protégé de la mer. L'implantation du brise-lames en 2010 semble donc coïncider avec une perte nette de l'herbier situé à cet endroit. Cependant, il est important de noter que l'herbier de spartine à RDL était déjà en déclin avant la construction du brise-lames (Tableau 11). En résumé, depuis 1963, le marais de RDL a perdu un cinquième de sa superficie en herbier de spartine, principalement dans la zone à l'est et plus récemment dans le secteur du brise-lames.



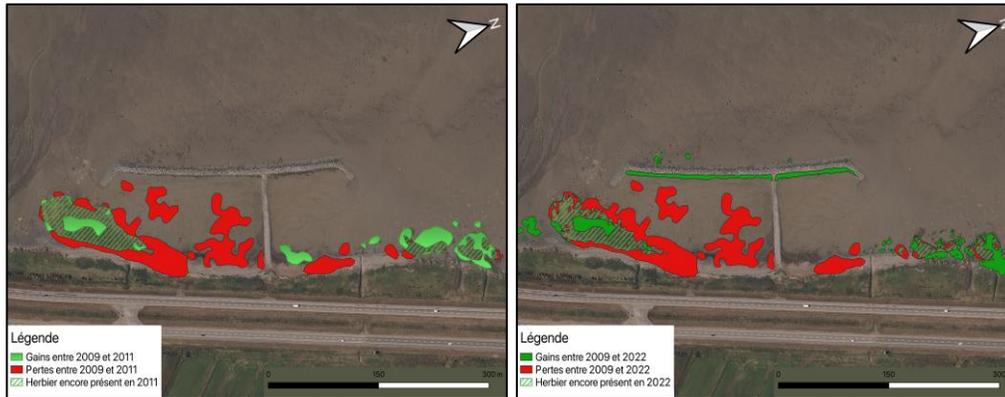
**Figure 47. Évolution de la superficie estimée (m<sup>2</sup>) de l'herbier de spartine à RDL entre 1963 et 2022, basée sur l'analyse par photo-interprétation.**

**Tableau 11 : Superficie estimée par photo-interprétation du recouvrement de l'herbier de spartine à RDL.**

Mois et année de l'image historique	Superficie estimée (m <sup>2</sup> )	Perte ou gain depuis la dernière année analysée (m <sup>2</sup> )
Mai 1963	307 139	NA
Septembre 1985	228 740	-78 399
Juillet 1990	262 984	34 244
Août 2009	224 282	-38 702
2012	212 194	-12 088
2015	230 064	17 870
Juillet 2021	232 212	2 148
Août 2022	244 467	12 255

\*Une animation utilisant les neuf images historiques a été produite et est accessible à l'adresse suivante : <https://www.youtube.com/watch?v=6mNjkepC1Ec>. Cette animation permet de

visualiser la perte de l'herbier au fil du temps, ainsi que le trait de côte associé. Les herbiers correspondant à chaque année étudiée sont représentés par un polygone vert, tandis que le trait de côte est indiqué par une ligne rouge sur le même fond de carte (© Pêches et Océans Canada, 2015).



**Figure 48. Pertes et gains de l'herbier au brise-lames : A) entre 2009 et 2011, soit avant et après la construction du brise-lames ; B) entre 2009 et 2022, soit avant et 13 ans après la construction du brise-lames.**

La dernière étude publiée sur le marais de RDL remonte à 1986 et prédisait déjà que les taux élevés d'érosion du marais entraîneraient une diminution de la superficie du schorre inférieur (Dionne, 1986). L'implantation du brise-lames en 2010 au centre du marais a concordé avec une perte nette d'herbier à cet endroit. Cependant, à grande échelle, l'herbier de spartine à RDL était déjà en diminution depuis 1963, particulièrement dans sa partie est, qui subissait les taux d'érosion les plus élevés. À l'échelle locale, toutefois, le brise-lames a favorisé le développement d'un vigoureux herbier de spartine en périphérie des pierres, bien que de petite superficie, mais a également permis le maintien d'une vasière créée lors de l'événement de tempête de décembre 2010, laquelle semble poser une contrainte à la colonisation pérenne de la spartine à cet endroit.

## **5.4. Caractérisation de la végétation et des sédiments du marais**

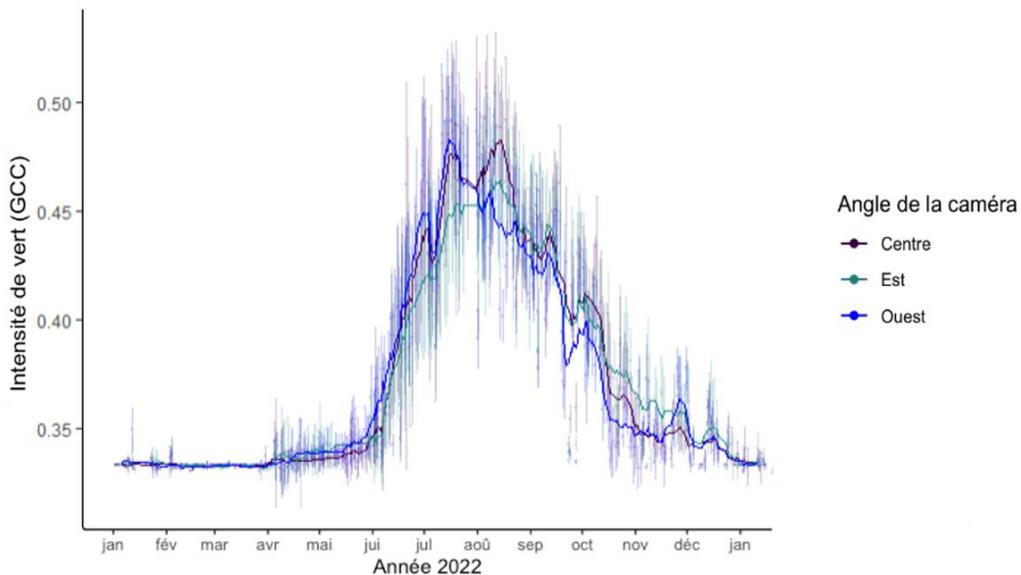
### **5.4.1. Phénologie de la spartine**

La phénologie est l'analyse des variations au sein des cycles de vie des organismes animaux ou végétaux. Dans ce contexte, elle permet de comprendre l'évolution de la spartine alterniflore dans le marais au cours d'une année de croissance. L'indice d'intensité de vert (GCC), a été utilisé comme proxy pour évaluer le développement phénologique de la spartine durant cette période.

La Figure 49 présente les calculs moyens et les écarts-types journaliers du GCC, mesurés à marée basse, du 1<sup>er</sup> janvier au 31 décembre 2022. Une moyenne mobile avec une fenêtre de 10 jours a été appliquée afin de faciliter l'interprétation des tendances phénologiques au fil du temps. Les trois angles de vue (centre, est et ouest) correspondent à trois herbiers du marais, filmés depuis la caméra : l'herbier central, ainsi que ceux situés à l'est et à l'ouest de la tour d'enregistrement.

Les trois herbiers affichent des tendances similaires tout au long de l'année, avec un indice GCC d'environ 0,33 en présence de neige, de janvier à avril. Au printemps, avec la fonte des neiges, l'indice commence à varier, atteignant un pic à la fin mai. Il se stabilise autour de 0,48 en juillet, avant de diminuer progressivement à partir d'août. En décembre, le GCC redescend à 0,33, accompagné de nombreuses fluctuations.

Le manque de données observé à la mi-juillet correspond à un changement de disque dur, entraînant une interruption de l'enregistrement vidéo entre le 11 et le 20 juillet 2022. La variation du GCC au cours de l'année 2022 témoigne d'une croissance rapide de la spartine au début de l'été, de fin mai à juillet, suivie d'une dégénérescence plus lente d'août à octobre, observée de manière similaire à travers le marais. À partir d'août, une augmentation des fluctuations du GCC est notée, indiquant la fin de l'été, avec des températures plus froides et des conditions de croissance plus difficiles pour la plante.



**Figure 49: Analyse des couleurs vertes dans les images de la caméra vidéo (Green Chromatic Color (GCC)) pour l'année 2022. Chaque point représente une observation journalière moyenne, accompagnée de ses écarts-types. Les lignes pleines indiquent les moyennes mobiles calculées sur une fenêtre de 10 jours.**

#### 5.4.2. Caractérisation de la végétation et du sédiment de surface

Le schorre inférieur du marais est dominé par la spartine alterniflore (*Sporobulus alterniflorus*, également connue sous le nom de *Spartina alterniflora*), qui occupe presque exclusivement cet espace intertidal. Cette espèce suit le fucus (*Ascophyllum nodosum* (L.)), présent sur des mégablocs glaciels situés sur la slikke, et partage sa limite supérieure au talus d'érosion avec d'autres espèces telles que l'harroche hastée (*Atriplex prostrata* Boucher ex de Candolle), la salicorne (*Salicornia depressa* Standley), le scirpe maritime (*Bolboscheonus maritimus* (L.)), le phragmite (*Phragmites australis* (Cavanilles)) et de la smilacine maritime (*Maianthemum stellatum* (L.)). L'herbier de spartine se présente sous forme de tapis dense à l'ouest, se fragmentant progressivement en allant vers l'est pour finalement presque disparaître au niveau du brise-lames (Figure 50a). Les densités les plus élevées de spartine recensées atteignaient 3 289 tiges par m<sup>2</sup>, avec une hauteur maximale de 101 cm. À l'est du brise-lames (secteur numéro 2), l'herbier est de petite superficie, mais les plantes ont des hauteurs similaires à celles de l'herbier à l'ouest, autour de 50 cm. Comme le montre la Figure 47, cet herbier semble dynamique, ayant même gagné en superficie après 2009.

À l'échelle du marais, les densités de spartine aux stations près du brise-lames étaient significativement moins élevées, avec une moyenne de 167 ± 289 tiges par m<sup>2</sup>, comparativement à 1267 ± 800 tiges par m<sup>2</sup> pour les stations situées en dehors de sa zone d'influence (Tableau 12). Aux stations végétalisées (N = 6 au brise-lames et N = 48 pour le reste du marais), les plants avaient des hauteurs similaires, avec une moyenne de 50 ± 24 cm au brise-lames et 60 ± 15 cm au marais. Il convient de noter que les stations visitées pour l'analyse des caractéristiques végétales du marais étaient dispersées de manière aléatoire, ce qui signifie que les caractéristiques du mince herbier au brise-lames ne sont pas représentatives de ces résultats. En revanche, la densité et la hauteur des plants des carottes sédimentaires prélevées dans ces herbiers au brise-lames étaient respectivement de 1856 ± 578 tiges par m<sup>2</sup> et 97 ± 5 cm, dépassant ainsi les moyennes observées dans les stations réparties aléatoirement dans le marais.

**Tableau 12 : Moyenne et écart-type des principales variables mesurées sur les échantillons de sédiments dans le marais et le brise-lames.**

Variable étudiée	Marais (N = 58)	Brise-lames (N = 14)
Densité végétation (nombre de tiges par m <sup>2</sup> )	1267 ± 800	167 ± 289
Argile (%)	10 ± 4	11 ± 3
Silt (%)	61 ± 11	71 ± 5
Sable (%)	28 ± 14	18 ± 7
MO (%)	8 ± 3	11 ± 3

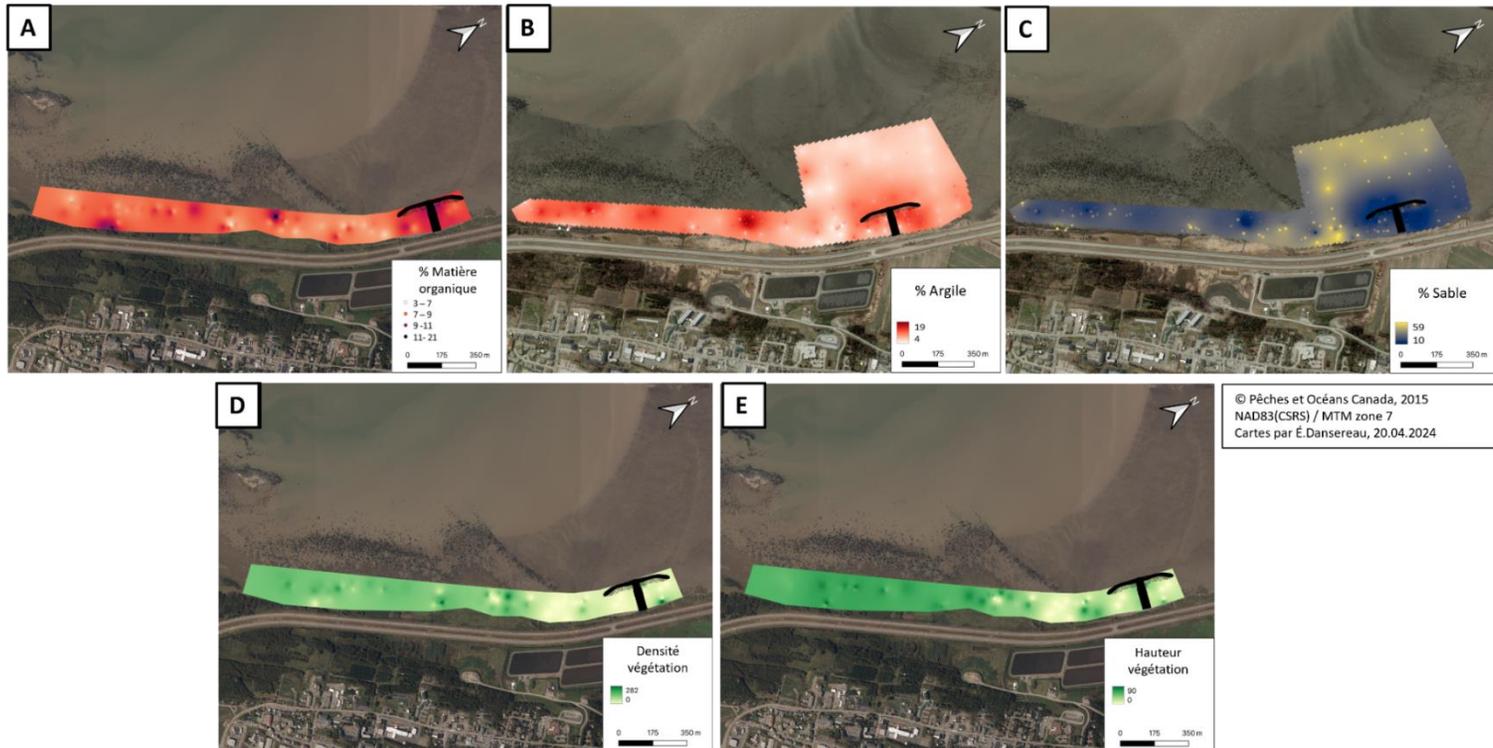


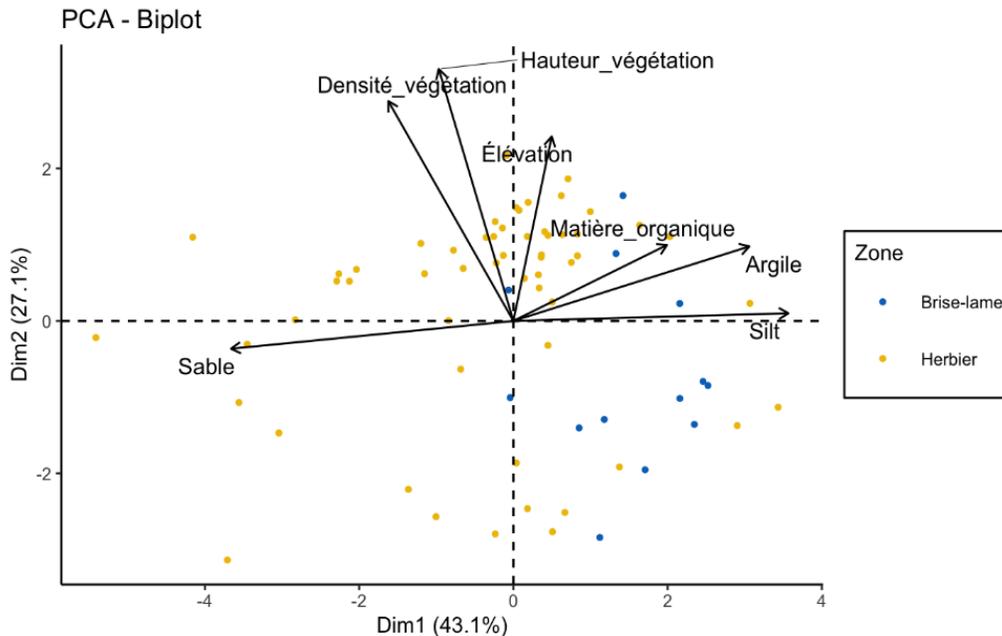
Figure 50. A) Interpolations par pondération inverse à la distance (PID) (N = 72) de la teneur en MO (%) du sédiment de surface. B) PID (N = 143) des pourcentages d'argile du sédiment de surface. C) PID (N = 143) des pourcentages de sable du sédiment de surface. D) PID (N = 72) de la densité de végétation (nombre de plants / 0.1 m2). E) PID (N = 72) de la hauteur de la végétation (hauteur (cm) / 0.1 m2).

Dans les sédiments de surface, les teneurs en MO varient entre 3,2 % et 21 %, tandis que les proportions de sable se situent entre 3,5 % et 72 %, celles de silt entre 26 % et 78 %, et celles d'argile entre 2 % et 21 %. L'analyse granulométrique systématique autour du brise-lames montre un classement des sédiments, avec des particules plus grossières et sableuses vers le large, et des particules plus fines et argileuses à l'intérieur de l'ouvrage (Figure 50). A) Interpolations par pondération inverse à la distance (PID) (N = 72) de la teneur en MO (%) du sédiment de surface. B) PID (N = 143) des pourcentages d'argile du sédiment de surface. C) PID (N = 143) des pourcentages de sable du sédiment de surface. D) PID (N = 72) de la densité de végétation (nombre de plants / 0.1 m<sup>2</sup>). E) PID (N = 72) de la hauteur de la végétation (hauteur (cm) / 0.1 m<sup>2</sup>). Le sédiment collecté au niveau du brise-lames est en effet plus riche en silt (71 ± 5 % contre 61 ± 11 % dans le reste du marais) et plus pauvre en sable (28 ± 14 % contre 18 ± 7 %).

En revanche, l'analyse aléatoire indique une répartition hétérogène des teneurs en sable et en argile du sédiment de surface dans le reste du marais. Les pourcentages élevés de sable, les faibles concentrations en MO et l'absence de végétation directement à l'ouest du brise-lames correspondent à un effluent provenant des bassins d'épuration des eaux situés à proximité (Figure 50). Les interpolations de la (Figure 50A,D) montrent également que, malgré l'absence de végétation, la teneur en MO est plus élevée au brise-lames (11 ± 3 %) par rapport au reste du marais (8 ± 3 %). Cela suggère que le brise-lames réduit l'énergie des vagues, permettant ainsi aux sédiments fins de se déposer, tout en retenant une partie de la MO qui ne serait pas produite in-situ par la spartine.

La représentation cartographique des caractéristiques du sédiment et de la végétation complète les tendances suggérées par l'ACP (Figure 51). Les deux premières dimensions de l'ACP expliquent 70 % de la variation des variables biotiques et abiotiques retrouvées aux stations (N = 72) réparties aléatoirement dans l'ensemble de la zone étudiée (Figure 51). Le premier axe exprime principalement un gradient de granulométrie des sédiments, allant des sables situés à gauche du diagramme de projection vers les stations plus riches en sédiments fins (silt et argile) à droite. Le second axe est associé aux variables décrivant la vigueur de l'herbier de spartine, en corrélation avec l'élévation des stations.

Les stations situées près du brise-lames se regroupent vers la droite du diagramme de dispersion, alors que les stations du marais sont dispersées dans tous les quadrants de l'ACP. Les stations dispersées dans le marais présentent des caractéristiques abiotiques et biotiques de surface très variées, contrairement aux stations proches du brise-lames, qui présentent des caractéristiques similaires en termes de teneur en MO et de granulométrie.



**Figure 51. Diagramme de dispersion des stations dans l'espace des deux premiers axes de l'analyse en composantes principales.**

### 5.4.3. Caractérisation verticale du sédiment

#### 5.4.3.1. À l'échelle du brise-lames

Le sédiment analysé aux différentes stations pour la caractérisation à l'échelle du brise-lames présente plusieurs environnements de déposition différents : dans la vase nue au large du brise-lames et à l'intérieur vers la côte, dans l'herbier adjacent à la structure ainsi qu'à son front de colonisation (Figure 52). Les valeurs de  $C_{org}$  varient de 0,88 à 13 %, entre -25 et -22 (‰) pour le  $\delta^{13}C$ , entre 0,16 et 0,98 % pour la teneur en N, entre 5,6 et 23 % pour la MO et la porosité était entre 0,63 et 0,90.

Depuis le devant le brise-lames vers l'intérieur de la structure côté terre, on note ces 5 stations d'échantillonnages :

Station 1 : Située devant le brise-lames, vers le large, cette station présente les valeurs les plus faibles en  $C_{org}$  ( $2,3 \pm 0,5$  %), en N ( $0,21 \pm 0,03$  %), en MO ( $6,5 \pm 0,5$  %), en  $\delta^{13}C$  ( $-25 \pm 0,2$  ‰), et en porosité ( $0,68 \pm 0,04$ ). Les valeurs sont stables avec peu de variation en fonction de la profondeur de la carotte.

Station 2 : Localisée dans l'herbier, cette station montre des teneurs en  $C_{org}$  stables dans la colonne sédimentaire, avec une moyenne de  $4 \pm 0,7$  %. La

porosité varie sans tendance claire selon la profondeur, avec une moyenne de  $0,79 \pm 0,05$ . La MO était retrouvée avec les plus hautes teneurs de toutes les stations et diminuait avec la profondeur, passant de 20 % en surface à 8 % à 20 cm.

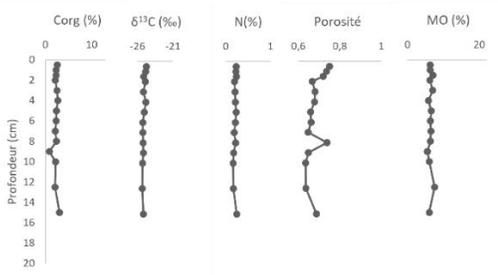
Station 3 : Au front de colonisation de l'herbier, les valeurs sont similaires à celles de la station 2, à l'exception d'un pic de MO, de  $C_{org}$  et de porosité à 2 cm de profondeur. Ces valeurs se stabilisent ensuite autour de 15 %, 5 % et 0,77 %, respectivement sur le reste de la colonne sédimentaire.

Station 4 : située dans la vase nue, cette station présente des profils de sédiment particulièrement stables sur la longueur de la carotte. Les teneurs de  $C_{org}$  et la porosité étaient parmi les plus élevées retrouvées, avec  $11 \pm 0,5$  % et  $0,8 \pm 0,02$  respectivement.

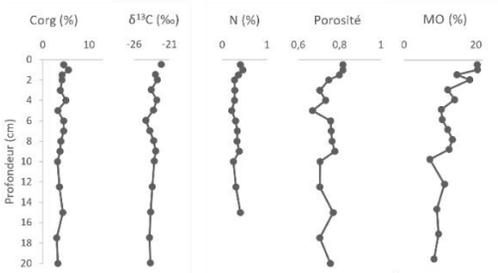
Station 5 : Également dans la vase nue, cette station montre un pic de MO, de  $C_{org}$ , de N et de porosité à 2 cm de profondeur. Cependant, la teneur en  $C_{org}$  augmente avec la profondeur, passant de 5 % en surface à 13 % à 20 cm. La MO et la porosité présentent une tendance inverse, diminuant respectivement de 12 % et 0,8 % en surface à 7 % et 0,7 à 20 cm de profondeur.

Devant la structure, les sédiments de la station 1 sont les moins poreux et sont pauvres en carbone et en MO. Les stations 4 et 5 présentent des teneurs en  $C_{org}$  et des porosités particulièrement élevées, malgré l'absence de végétation. Leur teneur en MO est similaire à celle des stations 2 et 3. Les profils des stations dépourvues de végétation étaient relativement stables et les variations observées se retrouvaient majoritairement dans les 10 premiers cm sous la surface dans la zone de bioturbation. Les profils des stations végétalisées étaient celles possédant le plus de variations dans les profils.

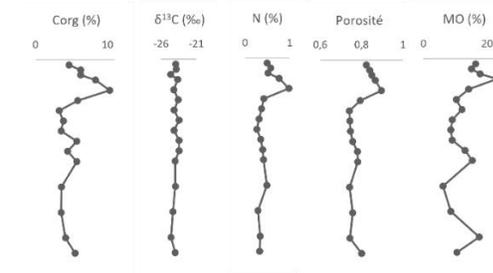
Station 1 – Vase nue au large



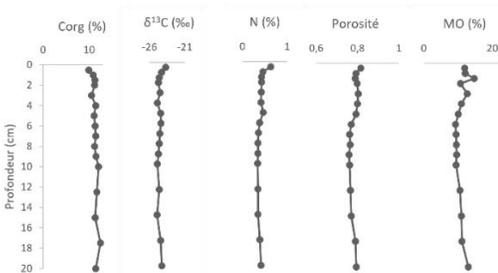
Station 2 – Herbière au BL



Station 3 – Front de colonisation



Station 4 – Vase nue au BL



Station 5 – Vase nue au BL

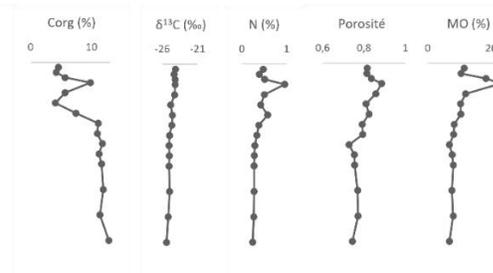
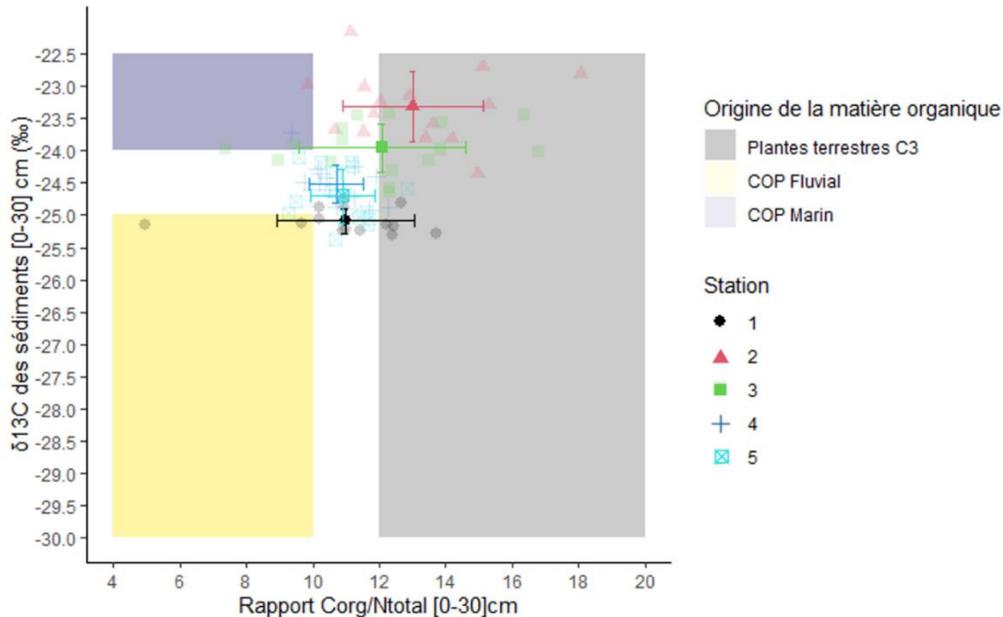


Figure 52. Teneur en carbone organique (%), en δ<sup>13</sup>C (‰), en azote (%), en MO par perte au feu (%) et porosité du sédiment jusqu'à 20 cm de profondeur aux 5 stations échantillonnées au brise-lames, à l'est de la digue central.

#### 5.4.3.2. Origine de la matière organique

La signature isotopique en <sup>13</sup>C et le ratio  $C_{org}:N_{total}$  élevés du sédiment montrent que la MO des 30 premiers centimètres des stations 2 et 3, échantillonnées dans l'herbière de spartine au brise-lames, provient de plantes vasculaires, très probablement issues de la dégradation *in-situ* de la spartine (Figure 53). Les données des autres stations (1, 4 et 5) se situent au milieu des trois réservoirs

potentiels, ce qui suggère un mélange et une origine allochtone de la MO. La station 1, avec des valeurs en  $\delta^{13}\text{C}$  plus appauvries, se rapproche du signal typiquement associé à de la MO d'origine fluviale, influencée par la rivière située à proximité.



**Figure 53. Moyennes et écarts-types standard de la relation entre l'isotope 13 du carbone et du ratio  $C_{org}:N_{total}$  du sédiment retrouvé aux stations échantillonnées pour la géochimie. Les points foncés représentent la moyenne avec ses barres d'erreur. Les points pâles représentent toutes les profondeurs échantillonnées. Les valeurs identifiées pour les origines de la MO sont tirées de la revue de littérature par Lamb et al. (2006).**

#### 5.4.3.3. Comparaison herbiers et vase nue au brise-lames et témoin

L'analyse des 40 premiers cm des carottes récoltées dans un herbier témoin et au brise-lames ainsi que dans la vase nue au brise-lames et en face de l'herbier témoin montre une différence dans la sédimentation au marais. La coloration noire et brune (N1 et 7.5Y 2/4 (Munsell Color (Firm), 2010)) du sédiment des carottes provenant du brise-lames (Figure 54, A et B) indique une plus forte concentration en MO, soit  $10 \pm 0,2 \%$  pour les 40 premiers cm, ce qui représente le double de la concentration mesurée dans le sédiment des sites-témoins (Figure 54, C et D), qui elles ont une coloration grise (GLEY2 4G5Y 4) en majeure partie. Par ailleurs, les carottes du brise-lames contiennent deux fois moins d'argile que les carottes témoin ( $10 \pm 0,2 \%$  contre  $21 \pm 2 \%$ ), Dans les

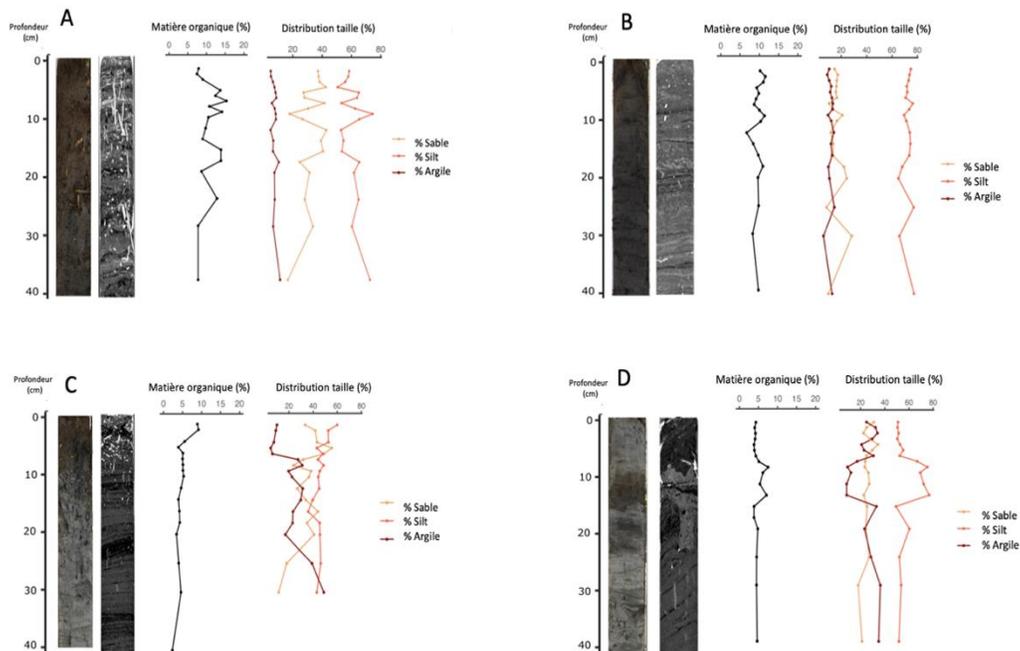
deux environnements, le silt domine la teneur des sédiments ( $66 \pm 2\%$  contre  $50 \pm 3\%$ ) alors que la teneur en sable est similaire ( $24 \pm 2\%$  contre  $29 \pm 5\%$ ) au brise-lames et aux témoins respectivement. On observe sur les images Ct-Scan que les carottes C et D sont plus foncée, donc plus denses, ce qui est confirmée avec la densité sèche mesurée en laboratoire. Les carottes du brise-lames ont en effet une densité sèche de  $1.22 \pm 0,4 \text{ g/cm}^3$  contre  $1.86 \pm 0,3 \text{ g/cm}^3$  pour les carottes témoins.

La carotte A, prélevée dans l'herbier au brise-lames à une élévation de 1,3 m par rapport au 0 géodésique, présente les pourcentages de MO les plus élevés. Celles-ci vont jusqu'à 16 % entre 15 et 20 cm et correspondent également à une variation des % de silt et de sable à ces profondeurs, alors que l'argile est stable autour de  $8 \pm 2\%$  sur toute la carotte. La présence de racines et rhizomes (en blanc sur l'image) sur toute la longueur de la carotte est visible sur la vue orthogonale Ct-Scan.

La carotte B, provenant de la vase nue au brise-lames à une élévation de 0,95 m, présente une stabilité notable en ce qui concerne la MO et la granulométrie. En moyenne, elle contient  $10 \pm 1\%$  de MO et  $12 \pm 2\%$  d'argile. Les couches de dépôts visibles sur le Ct-Scan principalement horizontales sont permises par un environnement hydrodynamique relativement calme et la présence de petits espaces blancs sporadiques dans les dix premiers cm correspondrait à des tunnels de faune benthique.

Dans l'herbier témoin (carotte C), situé à une élévation de 0,62 m, la MO diminue presque de moitié dans les 5 premiers centimètres, passant de 9 à 5 %, puis reste stable sur le reste de la carotte. La granulométrie varie avec la profondeur : le pourcentage d'argile augmente de 10 % en surface pour atteindre près de 50 % à 30 cm de profondeur, tandis que le sable diminue de 33 % à 11 %. Les racines et les rhizomes de spartine ne sont visibles sur l'image Ct-Scan que dans les 10 premiers centimètres, des couches de dépôt de différentes densités sont ensuite présentes et horizontales.

La carotte D, prélevée dans la vase nue en face de l'herbier témoin à une élévation de 0,38 m, affiche les plus faibles pourcentages de MO, avec une moyenne de  $4 \pm 1\%$ , mais varie tout comme les teneurs en argile entre 10 et 20 cm, illustrant une perturbation de la sédimentation. Le Ct-Scan révèle également un changement de densité à cette profondeur où se retrouve un sédiment moins dense. Les couches de dépôt sous cette perturbation sédimentaire sont inclinées par rapport à la surface, indiquant une perturbation dans l'environnement de dépôt.



**Figure 54. Photographies des carottes ouvertes, image Ct-Scan, pourcentage de MO par perte au feu et granulométrie par granulomètre laser des carottes récoltées en 2021, du côté est du brise-lames et dans l'herbier témoin à l'est du brise-lames. A. Carotte prise dans l'herbier au brise-lames. B. Carotte prise dans la vase à l'intérieur du brise-lames. C. Carotte extraite de l'herbier témoin. D. Carotte extraite de la vase à 20 m en face de l'herbier témoin vers le large.**

#### 5.4.3.4. Synthèse : un sédiment fin, poreux et riche en matière organique au brise-lames

Le brise-lames, en tant que structure de protection côtière, n'a pas favorisé l'évacuation des sédiments apportés par la tempête de 2010. Ce sédiment, caractérisé par sa porosité et sa richesse en MO ainsi qu'en sédiments silteux, génère un substrat peu consolidé. Les sédiments des stations situées à l'intérieur du brise-lames présentent une teneur en MO et en sédiments fins plus élevée que celle mesurée dans les sédiments de surface du marais en général, ce qui est attendu avec l'implantation d'un brise-lames. En atténuant l'énergie des vagues, le brise-lames crée un environnement moins dynamique, avec moins d'énergie délivrée directement par les vagues, permettant la sédimentation de particules fines et l'accumulation de MO (Martin et al., 2005 ; Vona et al., 2020).

Le contenu en MO était plus élevé au brise-lames, non seulement en surface, mais également sur toute la colonne sédimentaire. En effet, il était constant et deux à trois fois plus élevé que les sites témoins sur les 30 premiers centimètres de profondeur des deux carottes analysées du brise-lames. La MO, étant moins

dense que les particules minérales, entraîne une réduction de la densité du sédiment et augmente sa porosité, ce qui explique la grande porosité observée dans la vasière au niveau du brise-lames (Brady et Weil, 2008).

En conditions normales de sédimentation, la porosité et la MO diminuent avec la profondeur (Connor et al., 2001 ; Holmquist et al., 2018 ; Van Ardenne et al., 2018). Or, dans la vasière, la MO et la porosité demeuraient relativement constantes sur la colonne sédimentaire étudiée. L'absence de végétation dans la vasière depuis l'implantation du brise-lames suggère que la MO présente n'est pas issue de la dégradation *in-situ* de la spartine, ce qui est corroboré par les faibles valeurs du taux de  $\delta^{13}\text{C}$  et du ratio  $C_{org}:N_{tot}$ . Cette MO aurait donc été apportée par la tempête de décembre 2010, créant un environnement sédimentaire défavorable à l'implantation de la spartine.

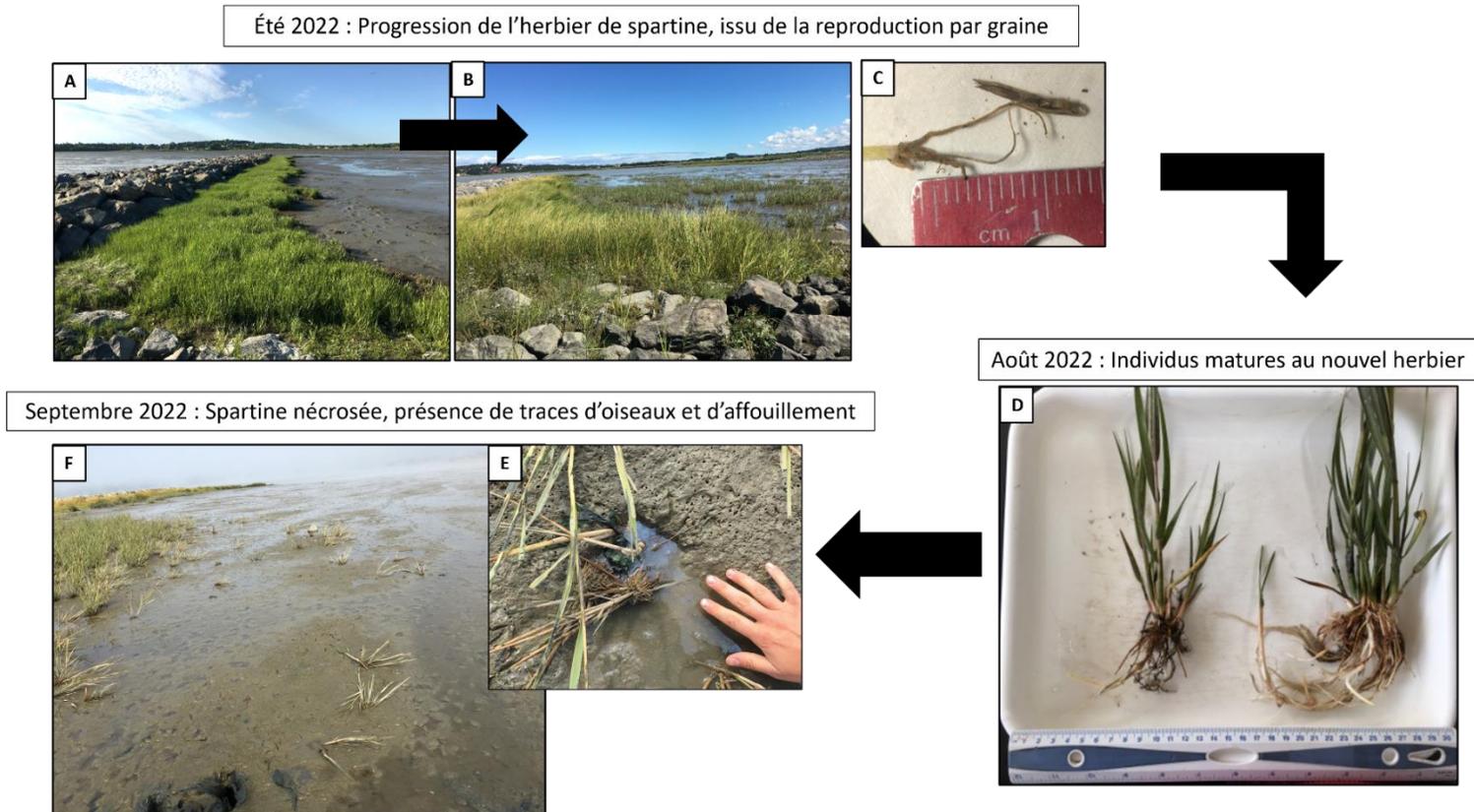
Cependant, à l'été 2022, un événement d'expansion et de régression du petit herbier de spartine a eu lieu, démontrant la capacité de la spartine à coloniser ce milieu, bien qu'elle ne puisse y rester de manière pérenne.

#### **5.4.4. Expansion et régression locale de la spartine à l'été 2022**

La différence topographique engendrée par la mise en place du brise-lames en 2010 a favorisé le développement, à proximité immédiate de l'ouvrage, d'un herbier de *Spartina alterniflora* présentant un phénotype particulier, caractérisé par une grande biomasse aérienne (hauteur > 80 cm). Le dénivelé créé par la structure a engendré une surélévation locale qui reste exondée plus longtemps entre les marées hautes. Cette situation permet un drainage accru, favorisant le renouvellement des eaux interstitielles et augmentant le potentiel d'oxydation du sédiment. Par conséquent, la production d'espèces chimiques réduites, telles que les sulfures, est limitée, ce qui inhibe l'assimilation d'azote par la plante (Linthurst et Seneca, 1980 ; Howes et al., 1986 ; Bradley et Morris, 1990 ; Mendelssohn et Morris, 2002 ; Lamers et al., 2013). Bien que cet herbier ait montré une croissance vigoureuse depuis son implantation en 2012, il est resté stable et n'a pas progressé vers la côte. Cependant, à l'été 2022, une expansion et une régression locale ont été observées en l'espace de quelques semaines.

En août 2022, plusieurs nouveaux plants s'étaient établis dans la vase entre le brise-lames et la côte (Figure 55A-B), alors que cette implantation n'avait pas été observée à l'été précédent en 2021, ni l'été suivant en 2023. La présence de graines toujours attachées au germe sur plusieurs plants (Figure 55B) indique que cette expansion est associée à la reproduction sexuée de la spartine, un mode de colonisation peu fréquent pour cette plante (Brewer et Bertness, 1996 ; Shumway, 1995). À la fin de l'été, ces plants avaient développé un bon réseau racinaire et des rhizomes (Figure 55D). En revanche, au début septembre 2022, plusieurs de ces nouveaux plants avaient déjà disparu, tandis que d'autres présentaient des racines exposées et des signes de chlorose, les rendant particulièrement vulnérables à l'affouillement, à l'arrachement par les

courants de marée et au broutement par la faune aviaire (Figure 55E-F). À la fin septembre, tous les individus installés au cours des mois précédents avaient disparu.



**Figure 55.** Expansion et régression de la spartine. A) Ouest du brise-lames le 6 juin 2022 ; B) Ouest du brise-lames le 5 août 2022, montrant la présence de nouveaux herbiers issus de la propagation par graines ; C) Graines trouvées sur les pousses de spartine nouvellement implantées dans la vase ; D) Plants situés dans la vase entre le brise-lames et la côte, extraits du marais en août, avec un système racinaire développé et des rhizomes présents ; E). Racines exposées de spartine et petite mare entourant le plant causée par l'affouillement ; et F) Traces d'oiseaux et spartine nécrosée.

Selon ces observations, les conditions de germination et de croissance de la spartine semblent réunies (favorables) au brise-lames, mais ces conditions ne permettent pas à la plante de survivre au-delà de sa première saison de croissance. La construction du brise-lames visant principalement à protéger la côte tout en créant un environnement sédimentaire propice à la croissance de la spartine, il semble que l'échec du programme de revégétalisation en 2013 et l'absence persistante de la plante indiquent que cet objectif secondaire n'a pas été atteint.

Néanmoins, les observations de la germination et de la croissance des plantules au cours de l'été 2022 montrent que les conditions à l'intérieur du brise-lames sont favorables à la croissance de la spartine. Aucune présence de composés chimiques inhibiteurs, tels que le sulfure (Mendelssohn et Morris, 2002) ou l'acide gallique (Rudrappa et al., 2009 ; Uddin et al., 2012) (Voir Annexe 2), n'a été détectée dans le sédiment. La présence de plantules de spartine isolées, issues de la dispersion des graines de l'herbier du brise-lames, souligne que la reproduction sexuée a été privilégiée par rapport à la reproduction asexuée par rhizomes pour coloniser la vasière. La faible consolidation du sédiment poreux et riche en MO dans cet environnement pourrait avoir entravé l'implantation des rhizomes de spartine. Alors que la dispersion des graines accélère l'expansion des herbiers de spartine, la reproduction par rhizomes est, en situation normale, plus importante que la reproduction sexuée. Elle joue un rôle crucial, en plus du taux de survie des plants adultes, pour assurer le succès de l'implantation (Liu et al., 2017 ; Proffitt et al., 2003 ; Shang et al., 2015).

À la fin de la saison de croissance, à l'automne, les jeunes plants de spartine, qui avaient pourtant développé un bon réseau racinaire, ont été déchaussés. Cela indique que des contraintes biologiques et hydrologiques spécifiques à cette période pourraient être à l'origine de cet échec d'implantation.

Des contraintes érosives d'affouillement et une pression de broutage par la faune aviaire pourraient avoir contribué à déchausser les nouvelles pousses de spartine à l'automne 2022. L'affouillement se produit lorsque la vitesse du courant est amplifiée à la base d'une structure rigide (ici, une tige de spartine), entraînant une érosion du sédiment adjacent, ce qui peut être fatal pour un plant si 10 % de la longueur des racines est exposée (Bouma et al., 2009 ; Brückner et al., 2019 ; van Wesenbeeck et al., 2008). Les plants isolés issus de la reproduction sexuée sont particulièrement sensibles à l'affouillement, car une densité élevée de spartine permet à l'herbier de mieux résister à ce stress en dissipant l'énergie du courant (Bouma et al., 2009). Un affouillement a été observé à la base de plants de spartine en septembre, et les traces d'oiseaux suggèrent que l'activité de la faune aviaire migratrice pourrait également avoir contribué au déracinement et à la disparition des pousses. Les colonies d'oies des neiges peuvent avoir un impact dévastateur sur les marais salés de spartine en déracinant les racines et les rhizomes des plants pour les brouter (Giroux et al., 1998 ; Smith, 1983). Les oies des neiges sont présentes en grande quantité

dans le marais de RDL durant leur période de migration au printemps, d'avril à mai, et à l'automne, de septembre à novembre (eBird, 2023).

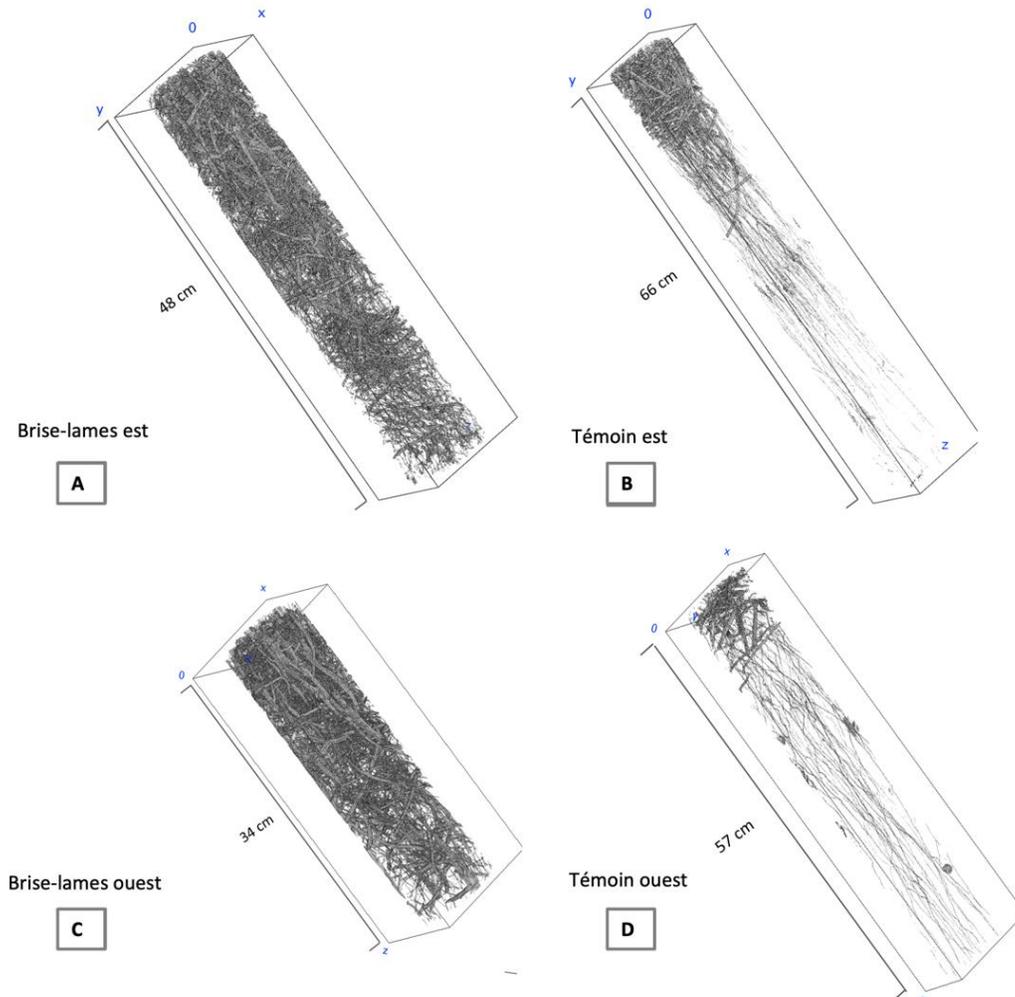
#### **5.4.5. Stockage de carbone dans la rhizosphère**

##### **5.4.5.1. Visualisation**

La visualisation en 3D de la rhizosphère des carottes de sol extraites en 2021, réalisée à l'aide du logiciel ImageJ, révèle la complexité, l'étendue et les différences du réseau racinaire sous chaque herbier de spartine. Les herbiers situés au brise-lames présentent une partie souterraine qui apparaît plus importante que celui des herbiers témoins, avec des racines présentes sur toute la longueur, contrairement à l'herbier témoin où la majorité des racines se retrouve dans la zone active des 20 premiers centimètres sous la surface (Figure 56).

Pour les carottes prélevées à l'est de la digue centrale, les racines et rhizomes occupent 6,8 % du volume de la carotte au brise-lames, contre seulement 2 % au témoin. À l'ouest, la tendance est similaire : 6,1 % au brise-lames contre 0,6 % pour le témoin. L'accumulation de biomasse souterraine au brise-lames indique que l'herbier qui y est situé est en accrétion verticale, au contraire des herbiers témoins.

La présence de racines et de rhizomes au-delà de 20 cm de profondeur indique une accumulation de biomasse dans l'environnement sédimentaire au brise-lames. Cette accumulation est relativement récente, comme le suggère l'analyse des images historiques disponibles. L'herbier au brise-lames a été établi en 2012, alors que les herbiers témoins sont présents depuis 1963.



**Figure 56. Modélisation de la rhizosphère des carottes récoltées du côté est (A et B) et ouest (C et D) au brise-lames et dans l'herbier témoin. Une animation représentant la vue transversale en 3D a été produite et est disponible sur le site suivant : <https://youtube.com/shorts/9tGcZWewREs>.**

#### 5.4.5.2. Estimation du stock de carbone

Le Tableau 13 présente les caractéristiques de la végétation ainsi que les résultats des calculs de carbone stocké dans les parties aériennes et souterraines de l'herbier au brise-lames et des herbiers témoins. La hauteur des plants est presque deux fois plus élevée au brise-lames avec une densité légèrement plus élevée, révélant des conditions de croissance de la spartine favorisées dans cet environnement en comparaison à l'herbier de spartine témoin. Cette différence morphologique et de densité est reflétée dans le carbone de la biomasse aérienne plus élevé au brise-lames qu'aux sites témoins. Le carbone souterrain, autant de la rhizosphère que des sédiments est

plus élevé également au brise-lames, mais le carbone stocké dans la rhizosphère est particulièrement frappant, avec presque 5 fois plus de carbone dans les racines et rhizomes aux herbiers du brise-lames qu'aux sites témoins. La rhizosphère est en effet plus importante aussi en termes de volume occupé dans les carottes au brise-lames.

**Tableau 13 : Biomasse et carbone de la rhizosphère pour les différents types d'herbiers étudiés.**

Rhizosphère et carbone surfacique	BL (N =2) (Kg /m <sup>2</sup> )	Témoin (N = 2) (Kg /m <sup>2</sup> )
Biomasse sèche 0-20 cm	3,6 ± 0,2	0,9 ± 0,7
Biomasse sèche 20-30 cm	1,22 ± 0,5	0,056 ± 0,08
<i>C<sub>org</sub></i> 0-20 cm *	1,5 ± 0,07	0,37 ± 0,3
<i>C<sub>org</sub></i> 20-30 cm *	0,42 ± 0,2	0,019 ± 0,03
Somme carbone rhizosphère 0-30 cm	1,91 ± 0,4	0,39 ± 0,2

\* Le *C<sub>org</sub>* a été calculé selon les résultats de Kulawardhana et al. (2015) où la biomasse vivante (0-20cm) avait 41.3 g *C<sub>org</sub>* pour 100g de biomasse sèche, contre 34.5 g de *C<sub>org</sub>* pour 100g de biomasse sèche pour la biomasse nécrosée.

#### 5.4.5.3. Application des résultats de carbone aux superficies perdues et gagnées à la suite de l'implantation du brise-lames.

Les résultats de carbone exprimés en superficie (m<sup>2</sup>) peuvent être utilisés pour une analyse surfacique utilisant les résultats présentés auparavant des pertes et des gains de l'herbier suivant la construction du brise-lames. Il a été observé que le stock de carbone dans la rhizosphère au brise-lames est plus important que celui des herbiers témoins, cependant, la petite superficie de l'herbier au brise-lames ne permet pas de compenser la perte d'herbier encourue par l'implantation du brise-lames. La perte surfacique d'herbier a été évaluée comme équivalente en termes de stockage de carbone à celle de l'herbier témoin, tandis que la surface d'herbier gagnée a été estimée comme similaire à celle de l'herbier en accrétion au brise-lames. Le Tableau 14 montre les superficies gagnées et perdues autour du brise-lames entre 2009 et 2022 ainsi que le potentiel de stockage des différents herbiers. On voit que même si les résultats sont dans le même ordre de grandeur, le potentiel de stockage perdu est tout de même plus important que celui qui a été gagné avec une différence de 481 Kg·C. Pour compenser cette perte, il serait nécessaire d'ajouter environ 250 m<sup>2</sup> d'herbier de spartine, similaire à celui trouvé au brise-lames, afin de rétablir le niveau de stockage de carbone perdu lors de la construction de l'ouvrage. Ces résultats restent cependant théoriques puisqu'ils résultent de plusieurs estimations et que le *C<sub>org</sub>* n'a pas été mesuré directement sur la rhizosphère de spartine.

**Tableau 14 : Résultats du stockage de carbone appliqués aux superficies perdues et gagnées.**

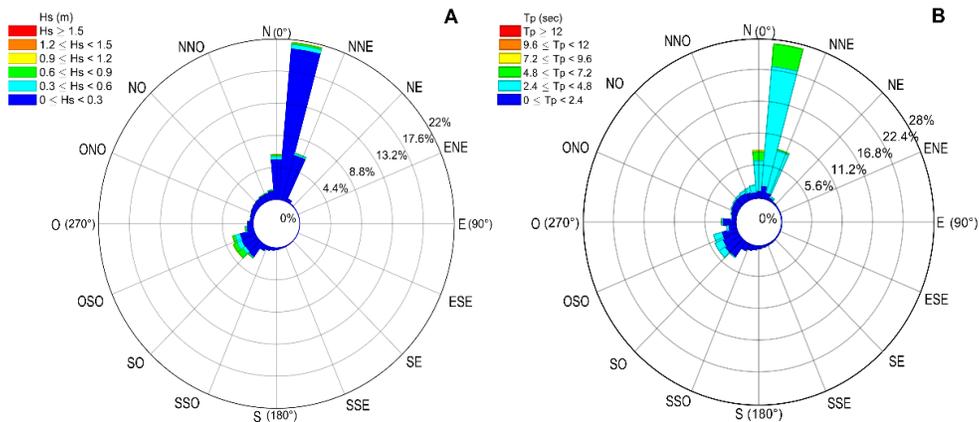
	Stockage de carbone (Kg·C/ m <sup>2</sup> )	Superficie (m <sup>2</sup> )	Stockage de carbone potentiel (Kg·C)
Herbier perdu	0.39	7 405	2 888
Herbier gagné au BL	1.91	1 260	2 407

\*Tiré des 30 premiers cm de la biomasse souterraine de la spartine) appliqué aux superficies perdues et gagnées entre 2009 et 2022 au brise-lames de RDL. Le potentiel de stockage a été estimé à partir de la biomasse souterraine de deux carottes de chaque herbier (BI et témoin).

## 5.5. Impact des vagues, courants et brise-lames sur la variabilité géomorphologique du marais

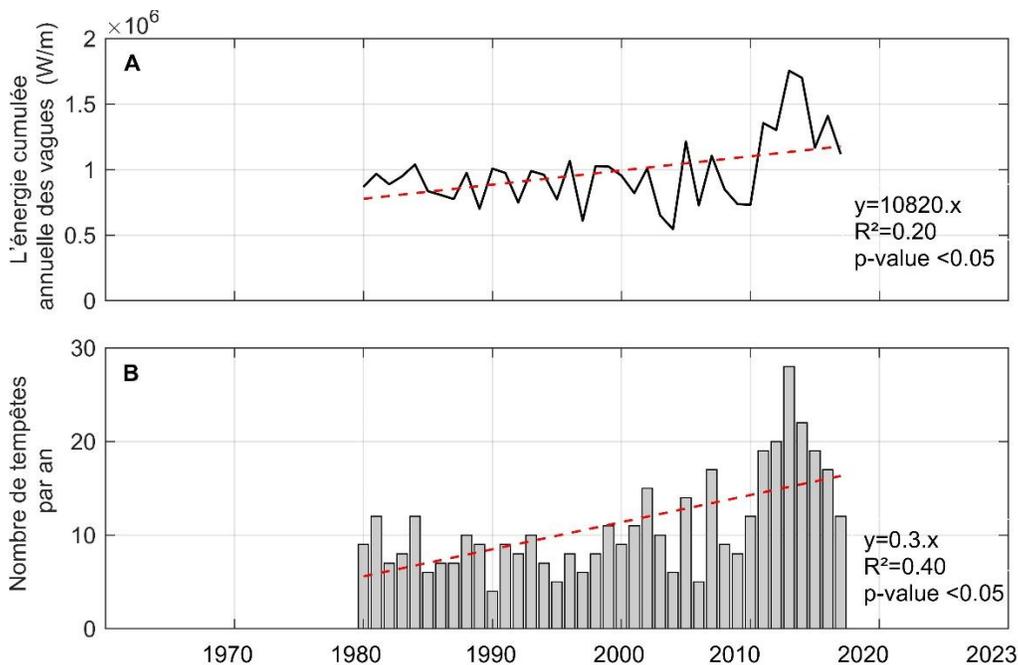
### 5.5.1. Impact des vagues sur le marais

L'analyse du climat de vagues au large de Rivière-du-Loup, réalisée à partir de données du modèle WW3 entre 1980 et 2017, montre que la zone est principalement influencée par des vagues venant du N-NNE et du SO-OSO, en cohérence avec l'orientation du fleuve Saint-Laurent (Figure 57). Environ 17 % des vagues proviennent du sud-ouest, caractérisées par des périodes courtes ( $0 \text{ s} < T_p < 4 \text{ s}$ ), tandis que les vagues du nord dominant avec des périodes plus longues ( $4 \text{ s} < T_p < 8 \text{ s}$ ), représentant 43 % des conditions de vagues. De plus, les vagues dépassant 0,5 m ne se produisent que 5 % du temps, ce qui souligne la fréquence relativement faible des vagues significatives dans cette région. En termes de direction, seulement 0,77 % des vagues se propagent du N-NNE et 2,55 % du SO-OSO.



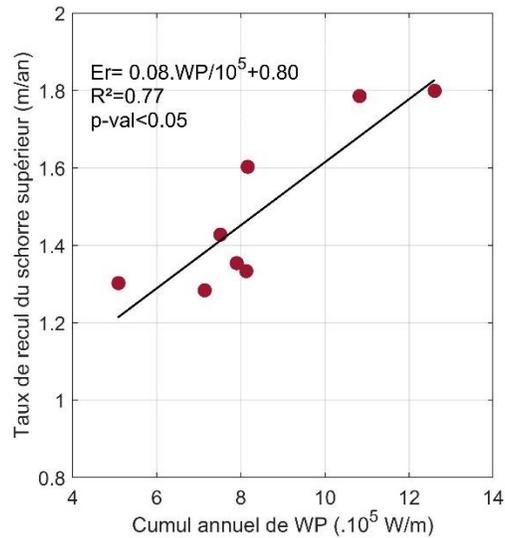
**Figure 57. Conditions de vagues extraites d'un point de grille WW3 situé à 2,6 km au large de Rivière-du-Loup, entre 1980 et 2017. (A) Hauteur significative des vagues (Hs). (B) Période pic des vagues (Tp).**

L'analyse des données WW3 sur 37 ans (1980-2017) a permis d'étudier l'énergie cumulée annuelle des vagues (WP) et le nombre de tempêtes durant la période sans glace, de mai à novembre. Cette étude met en évidence une variabilité à long terme de ces facteurs influençant le changement côtier (Figure 58). Les résultats montrent des fluctuations d'une année à l'autre, avec une hausse notable de l'énergie des vagues et du nombre de tempêtes, particulièrement entre 2010 et 2016. En dépit de ces variations, une tendance générale à la hausse est observable : la WP augmente de 10 820 W/m par an et le nombre de tempêtes de 0,3 par an. Ces tendances positives sont significatives ( $p$ -value < 0,05), mais semblent influencées par des changements brusques de puissance des vagues et de fréquence des tempêtes survenus en 2010, qui ont persisté jusqu'en 2016. Toutefois, la série temporelle des vagues ne permet pas de déterminer précisément quand cette diminution a pris fin. Par ailleurs, bien que la fréquence des tempêtes et la puissance des vagues aient augmenté entre 2012 et 2015, les taux de recul moyens près du brise-lames ont diminué de 76 % par rapport à la période 2010-2011, passant de 2,21 m/an à 0,54 m/an. Cette réduction importante suggère que le brise-lames, ou du moins la combinaison du brise-lames et des plages artificielles créées lors de l'implantation, ont joué un rôle essentiel dans l'atténuation de l'érosion durant cette période.



**Figure 58. Tendances à long terme des facteurs physiques à Rivière-du-Loup : (A) énergie des vagues cumulée annuelle (WP) et (B) nombre annuel de tempêtes à Rivière-du-Loup. Les données sur l'énergie des vagues et le nombre de tempêtes ont été calculées durant la période sans glace, de mai à novembre.**

Pour évaluer le potentiel de l'énergie des vagues comme facteur d'érosion à long terme du schorre supérieur du marais, les taux de recul du schorre supérieur sont tracés en fonction de l'énergie des vagues cumulative (Figure 59). À Rivière-du-Loup, l'énergie des vagues semble jouer un rôle crucial dans les variations de recul de la côte avec le temps, avec un coefficient de détermination de  $R^2 = 0,77$ . Ces résultats s'alignent avec de nombreuses études menées à l'échelle mondiale (Everett et al., 2019; Finotello et al., 2020; Houttuijn Bloemendaal et al., 2023; Leonardi et al., 2016; Mel et al., 2022; Sanford & Gao, 2018), qui ont démontré que l'attaque directe des vagues est le principal moteur de l'érosion dans les marais salés. Cependant, bien que ces études fournissent un cadre de référence solide, il est important de noter que cette dynamique est très peu connue dans les marais salés subarctiques.



**Figure 59. Relation entre les taux de recul du schorre supérieur du marais et le cumul annuel de l'énergie des vagues (WP) pour 8 périodes distinctes entre 1985 et 2015, lorsque les données sur le recul et sur le WP étaient disponibles.**

La Figure 60 présente les mesures de la hauteur significative des vagues ( $H_s$ ) et des périodes pic (TP) entre le 15 juin 2021 et le 27 décembre 2022, durant la période sans glace, au large de PS.S1 et dans le bas marais à PS.S2, PS.S3 et PS.S4. On observe une variabilité spatiale notable, avec des hauteurs de vagues plus élevées à PS.S2 (section à l'est du brise-lames mais à l'ouest de l'embouchure de la rivière), où les vagues sont en moyenne 94 % plus hautes qu'à PS.S3 (derrière le brise-lames) et 29 % plus hautes qu'à PS.S4 (côté terre d'un herbier). La variabilité saisonnière est également importante, surtout durant l'automne, où les valeurs de  $H_s$  varient entre 0,5 et 1 m à PS.S1, avec une

période pic d'environ 3,9 s. À PS.S2, les vagues mesurent entre 0,5 et 0,7 m, avec une période pic d'environ 5,4 s, indiquant des conditions plus énergiques en automne. En été, les vagues dépassant 0,5 m sont moins fréquentes (0,37 % des données), et leurs périodes restent généralement inférieures à 5 secondes, signalant des conditions océaniques plus calmes. En décembre, des événements extrêmes ont été enregistrés, atteignant des Hs d'environ 1,15 et 1,5 m avec une période pic de 4,42 s, associés aux niveaux d'eau les plus élevés d'environ 3 m (CGVD28).

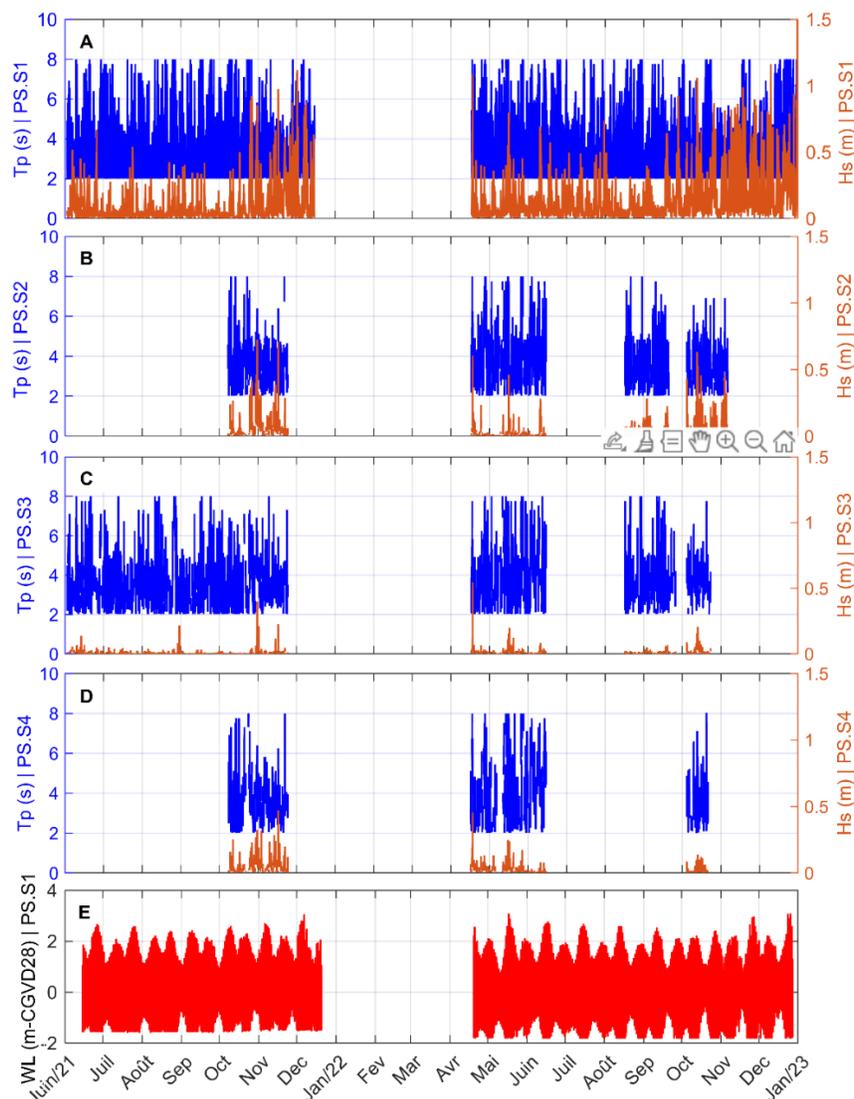
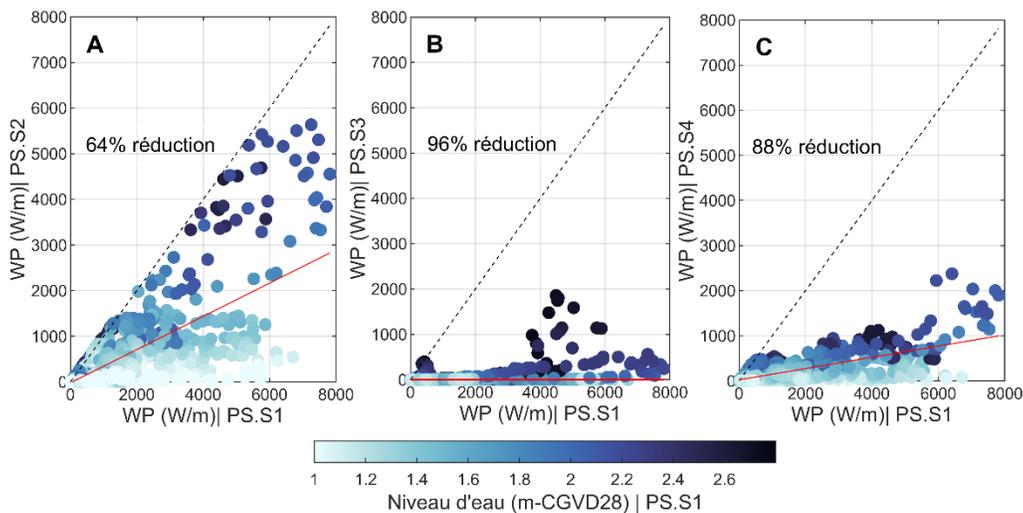


Figure 60. Paramètres des vagues mesurés du 15 juin 2021 au 27 décembre 2022 dans le marais salé de Rivière-du-Loup. Graphiques des séries temporelles de la hauteur significative (Hs) et de la période pic des vagues (TP) aux quatre capteurs de pression (PS) : (A) PS1 au large, (B) PS.S2 dans le secteur S2, (C) PS.S3 dans le secteur S3, et (D) PS.S4 dans le secteur S4. (E) Graphique des séries

**temporelles des niveaux d'eau (WL) mesurés au large. Les données manquantes sont dues à des dysfonctionnements des capteurs de pression et à la présence de glace de mer.**

Pour évaluer la répartition spatiale de l'énergie des vagues dans la zone d'étude, les coefficients de réduction pour l'énergie des vagues du bas marais par rapport à celle au large ont été calculés. Ces coefficients ont été dérivés des paramètres des vagues mesurés par le capteur PS.S1, déployé au large et protégé par le quai, ainsi que par les capteurs situés plus près de la côte dans les secteurs PS.S2, PS.S3 et PS.S4. Les données ont été collectées entre le 15 octobre 2021 et le 30 novembre 2021 (Figure 61). Les coefficients de réduction de l'énergie des vagues ont été spécifiquement déterminés pour la direction principale des vagues incidentes au large, c'est-à-dire le sud-ouest (SO), variant de 202 à 247°. Le capteur PS.S1 est positionné pour bien détecter les vagues venant de cette direction, car la présence du quai affecte considérablement l'énergie des vagues provenant du nord, entravant leur propagation de manière significative (ARGUS, 1997).



**Figure 61. Comparaison de l'énergie des vagues près du rivage et au large le long de trois secteurs distincts (A) S2, (B) S3 et (C) S4 du marais salé de Rivière-du-Loup pendant octobre et novembre 2021 en fonction des niveaux d'eau. La ligne en pointillés représente l'unité, indiquant que l'énergie des vagues au large (axe des x) serait égale à l'énergie des vagues observée près du rivage (axe des y).**

Près du rivage, l'énergie des vagues dans le secteur S2 atteint environ 64 % de celle mesurée au large, quelle que soit la condition des vagues. Cependant, lorsque les vagues incidentes proviennent du sud-ouest et dépassent 3,7 kW/m, avec un niveau d'eau supérieur à 1,85 m CGVD28, cette proportion augmente à 73 %. Cela indique une réduction de 27 %, bien inférieure à la réduction

générale de 64 % observée dans toutes les conditions hydrodynamiques (Figure 61A), ce qui montre que l'atténuation des vagues est influencée par la profondeur de la colonne d'eau.

Dans le secteur S4, situé à l'ouest dans le marais, les vagues provenant du sud-ouest subissent une atténuation plus importante que celles du secteur S2, qui se trouve plus près de l'embouchure de la rivière à l'est. Diverses études, comme celles de Anderson & Smith (2014), Koftis et al. (2013) et Lambert (2009), ont documenté l'effet d'atténuation des vagues par la végétation de *Spartina*. Ces recherches, réalisées en laboratoire avec des modèles simplifiés et en milieu naturel, montrent systématiquement que la végétation de *Spartina* peut réduire efficacement l'énergie des vagues dans les zones côtières. Cette atténuation est principalement due à la friction générée par les tiges et les feuilles des plantes (Chen et al., 2011 ; Paul et al., 2016). En effet, nos résultats indiquent qu'à proximité du rivage, l'énergie des vagues ne représente que 12 % de l'énergie au large, tandis que celles ayant une énergie supérieure à 6 kW/m affichent 23 %. Cela traduit une réduction de 77 %, en contraste avec l'atténuation de 88 % observée pour les vagues moins puissantes (Figure 61C). Ces résultats suggèrent que la réduction de l'énergie des vagues est influencée par l'énergie des vagues incidentes dans le marais. De plus, les taux de recul dans le secteur S2 sont 2,5 fois plus élevés que dans S4, atteignant 2,4 m/an contre 1,1 m/an entre 1927 et 2023. Cela met en évidence l'efficacité de la végétation de *Spartina* à réduire l'énergie des vagues, contribuant ainsi à une érosion moins marquée du schorre supérieur dans le secteur S4.

Il n'est pas surprenant qu'en arrière du brise-lames (S3), on observe une réduction importante de l'énergie des vagues, plus marquée que dans les autres secteurs. Dans cette zone protégée, l'énergie des vagues près du rivage ne représente qu'environ 4 % de celle des vagues au large dans toutes les conditions hydrodynamiques (Figure 61B). Cette différence par rapport à S2 et S4 souligne l'efficacité du brise-lames à atténuer la transmission de l'énergie des vagues vers la zone intertidale, et encore plus vers le rivage. La comparaison entre S3 et S4 montre une valeur  $p$  extrêmement basse ( $p = 4.3482e-14$ ), indiquant une différence statistiquement significative. Cela suggère que le brise-lames est plus efficace que la végétation *Spartina* pour réduire l'énergie des vagues, ce qui se traduit par des taux d'érosion moins importants dans le secteur S3, avec 0,32 m/an contre 1,1 m/an dans le secteur S4.

À Rivière-du-Loup, l'élévation de la crête du brise-lames est d'environ 2,1 m (CGVD28). Lorsque le niveau d'eau reste en dessous de 2,4 m (CGVD28), c'est-à-dire légèrement au-dessus de la crête, même pour des énergies de vagues incidentes faibles, seule une réduction de 66 % des vagues incidentes est observée. Cela suggère que l'atténuation des vagues par le brise-lames dépend des niveaux d'eau, et plus le franc-bord négatif (submergé) est élevé, moins la

réduction de l'énergie est importante. Cela suggère qu'il existe une relation entre les variations d'atténuation des vagues, la hauteur de la crête ainsi que le degré de submersion du brise-lames.

L'analyse de l'impact des variations saisonnières de l'énergie des vagues sur l'érosion des marais salés révèle des résultats complexes et significatifs (Figure 62). Entre avril 2021 et avril 2023, des relevés par drone ont permis d'établir une forte corrélation entre l'énergie des vagues (WP) et les taux d'érosion, avec un coefficient de détermination de  $R^2 = 0,97$ , indiquant que les augmentations d'énergie des vagues sont généralement associées à une érosion accrue. Cependant, cette relation s'est modifiée au printemps, où des valeurs aberrantes ont été observées, entraînant une corrélation faible ( $R^2 = 0,28$ ) lorsque ces données ont été incluses. Cela suggère que des facteurs saisonniers, tels que le dégel et l'érosion causée par la glace, influencent considérablement l'érosion au printemps. Des études antérieures, notamment celles de Dionne (1986), ont révélé que l'érosion glacielle peut entraîner des reculs significatifs des marais. Par exemple, à l'Anse au Persil près de Rivière-du-Loup, des pertes de 6 mètres du schorre supérieur ont été observées au printemps 1984.

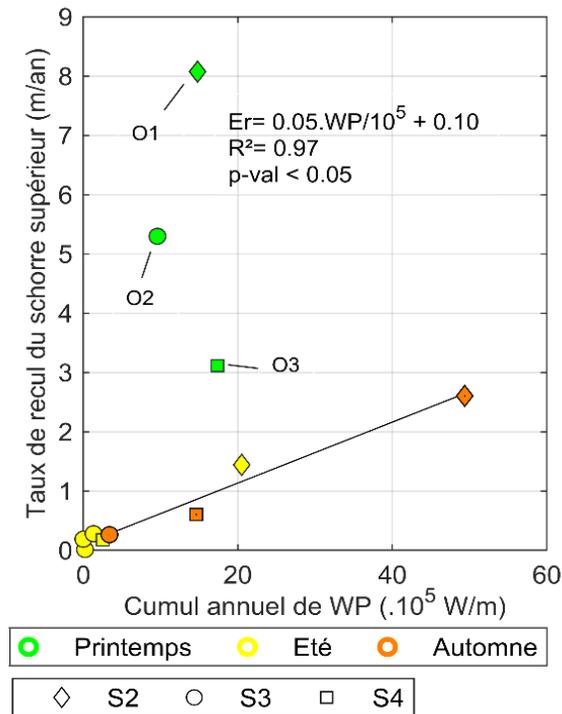


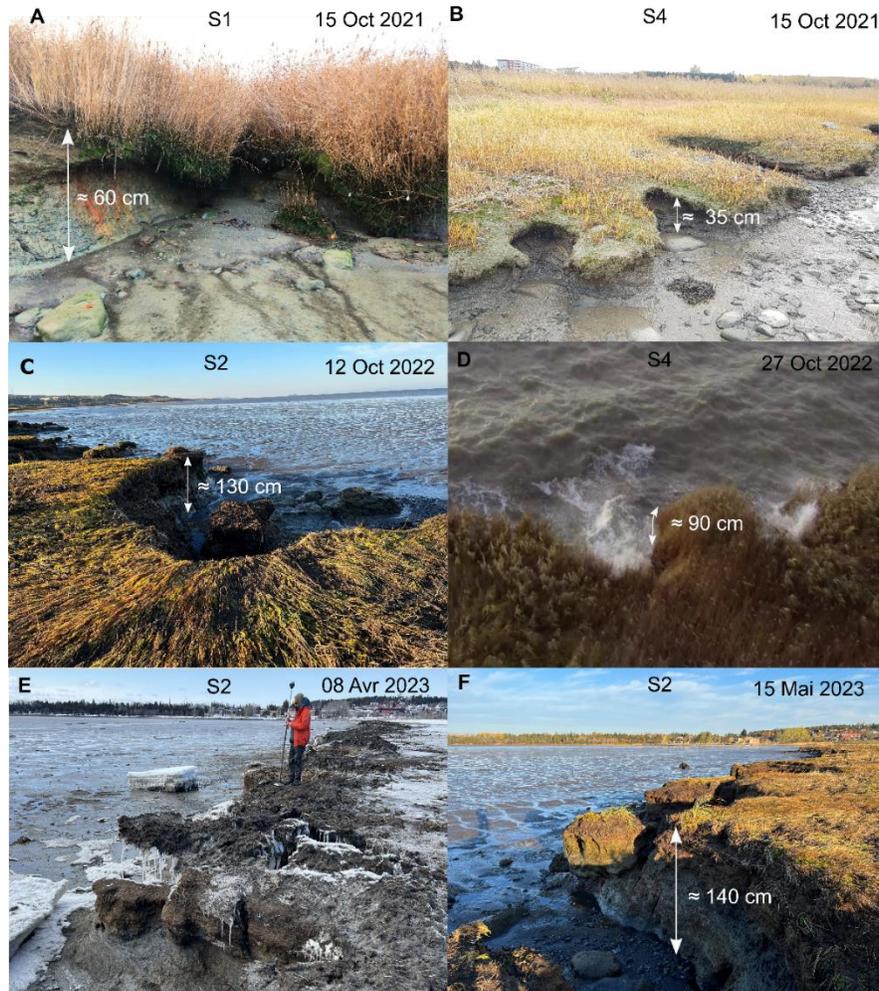
Figure 62. Relation entre les taux d'érosion et l'énergie cumulée des vagues (WP), du 4 avril 2021 au 18 avril 2023. Les symboles des marqueurs représentent le secteur, et les couleurs des marqueurs indiquent la saison. O1-O3 désignent les valeurs aberrantes étudiées.

Distinguer la contribution des processus d'érosion par vagues mécaniques et de l'érosion glaciaire aux changements annuels est complexe et requiert des comparaisons plus fréquentes que celles présentées dans ce rapport. Néanmoins, il est clair que la perte de blocs liée à ces deux processus présente des différences marquées. L'érosion glaciaire se caractérise par des événements rapides, comme la formation de fissures et l'effondrement de blocs (Figure 63E,F), mais elle est sporadique. En revanche, l'érosion mécanique due aux vagues, notamment par la formation d'encoches et l'érosion préférentielle (Figure 63A,B,C,D) (Prietas et al., 2015), bien que moins intense, s'opère de manière continue tout au long de l'année. Cela crée des impacts saisonniers distincts : au printemps, les taux de recul augmentent en raison de la fonte rapide, mais l'effet cumulé reste limité à court terme. En été et en automne, l'érosion causée par les vagues entraîne un retrait cumulatif plus important. Ces observations soulignent l'importance des conditions de faible énergie des vagues pour le recul latéral des marais salés (Leonardi et al., 2016).

### **5.5.2. Impact des courants littoraux**

L'analyse des vitesses des courants dans trois secteurs distincts du marais salé révèle l'influence des structures de protection et de la végétation sur leur comportement. Dans le secteur S2, les vitesses des courants augmentent considérablement après le 1er novembre, atteignant 35 cm/s (Figure 64), ce qui indique une période d'intensité énergétique élevée, probablement liée à une augmentation de la hauteur significative des vagues et des niveaux d'eau. En revanche, le secteur S3, où se trouve le brise-lames, montre une augmentation plus modérée, plafonnant à 20 cm/s (Figure 65), ce qui indique que cette structure influence la circulation en créant des conditions plus stables et en limitant la vitesse des courants. Enfin, dans le secteur S4, la végétation *Spartina* contribue également à des vitesses plus faibles, qui n'excèdent pas 14 cm/s durant la même période (Figure 66). Cela souligne le rôle crucial de la végétation dans la stabilisation des sédiments et la régulation des courants.

Un aperçu des courants moyens à tous les capteurs pendant la marée montante, à marée haute et à marée descendante est présenté dans les Figure 67 et Figure 68. Les vitesses de courant sont plus élevées pendant la marée montante, s'affaiblissent à marée haute, puis augmentent légèrement lors de la marée descendante dans le marais de Rivière-du-Loup. En moyenne, la direction du courant est orientée vers la côte à toutes les localisations de capteurs déployés, à l'exception du capteur TCM.S3.1, qui est situé à l'intérieur du brise-lames, côté est, où la direction est plutôt orientée au centre du brise-lames.

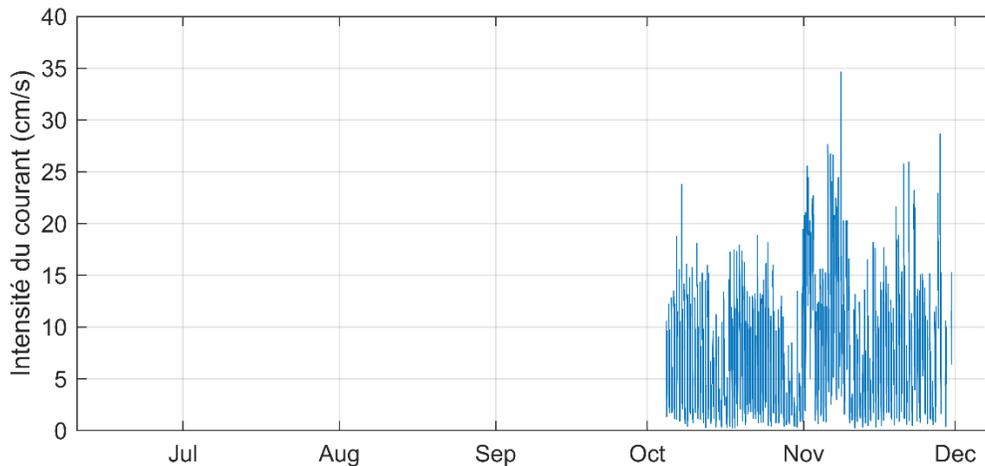


**Figure 63. Dégradation du schorre supérieur à Rivière-du-Loup. (A) L'action des vagues provoquant l'érosions préférentielle (B, C) exemples d'encoches d'érosion à marée basse, et (D) pendant la marée haute avec concentration de l'énergie des vagues. (E) Les effets du détachement glaciaire sur la formation de fissures, et (F) l'enlèvement de grands radeaux.**

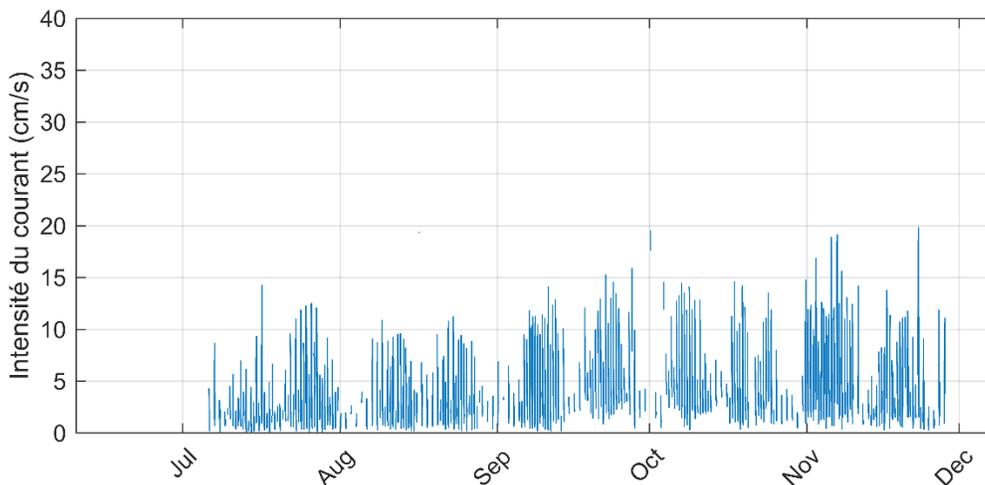
Les brise-lames peuvent efficacement ralentir la vitesse du courant littoral (Sulaiman & Hidayat, 2020) et favoriser le dépôt de sédiments dans la zone protégée derrière la structure (Dean et al., 1997 ; Fitri et al., 2019 ; Rijn, 2011). À Rivière-du-Loup, nos résultats montrent une diminution de la vitesse du courant de 11 à 4 cm/s à marée montante, représentant une réduction d'environ 2,75 fois par rapport à celle observée devant le brise-lames (vers le large) au TCM S3.2.

Les résultats révèlent que la vitesse du courant au niveau du capteur TCM.S4.2, situé devant la végétation Spartine (vers le large), atteint 8 cm/s, tandis qu'elle

n'est que de 2,5 cm/s derrière la végétation. C'est une réduction d'environ 3,2 fois. En effet, la végétation dense agit comme un régulateur naturel des courants, diminuant la turbulence et favorisant ainsi le dépôt des sédiments (Christiansen et al., 2000 ; Leonard et al., 1995 ; Zhang et al., 2002).



**Figure 64. Intensité du courant dans le secteur S2 entre le 15 octobre 2021 et le 30 novembre 2021 (TCM.S2).**



**Figure 65. Intensité du courant dans le secteur S3 entre le 6 juillet 2021 et le 30 novembre 2021 (TCM.S3.1).**

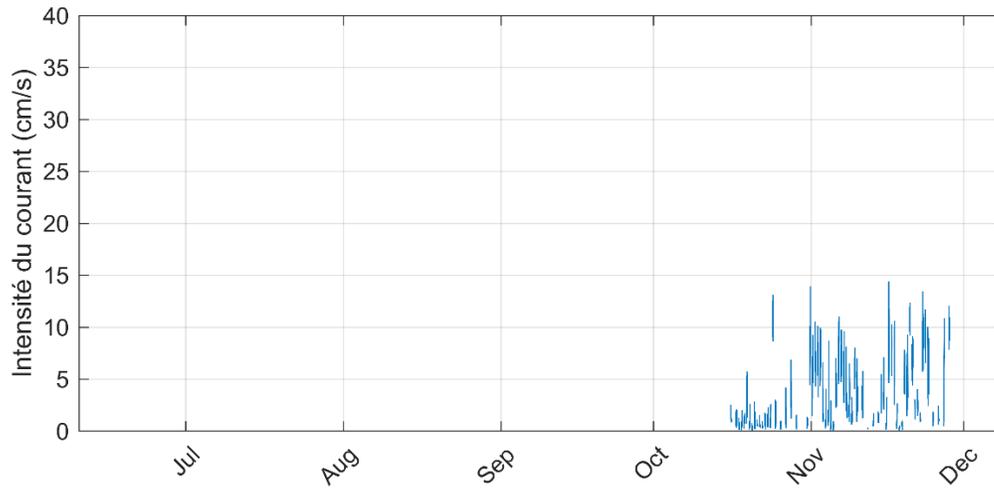


Figure 66. Intensité du courant dans le secteur S4 entre le 15 octobre 2021 et le 30 novembre 2021 (TCM.S4.1).

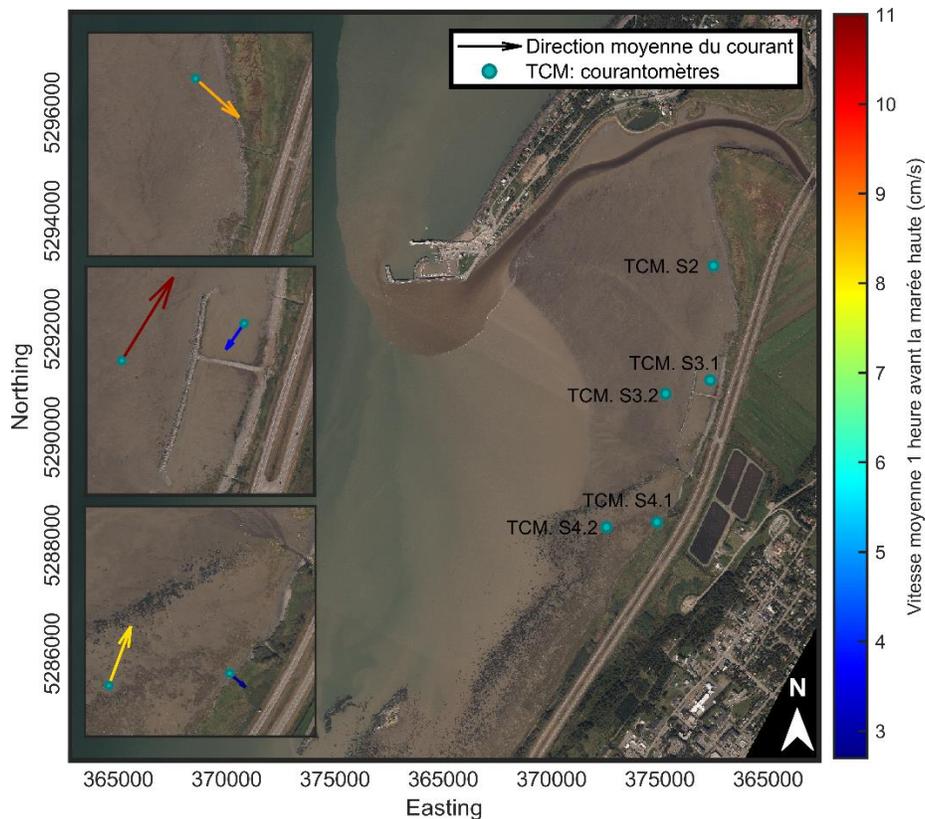
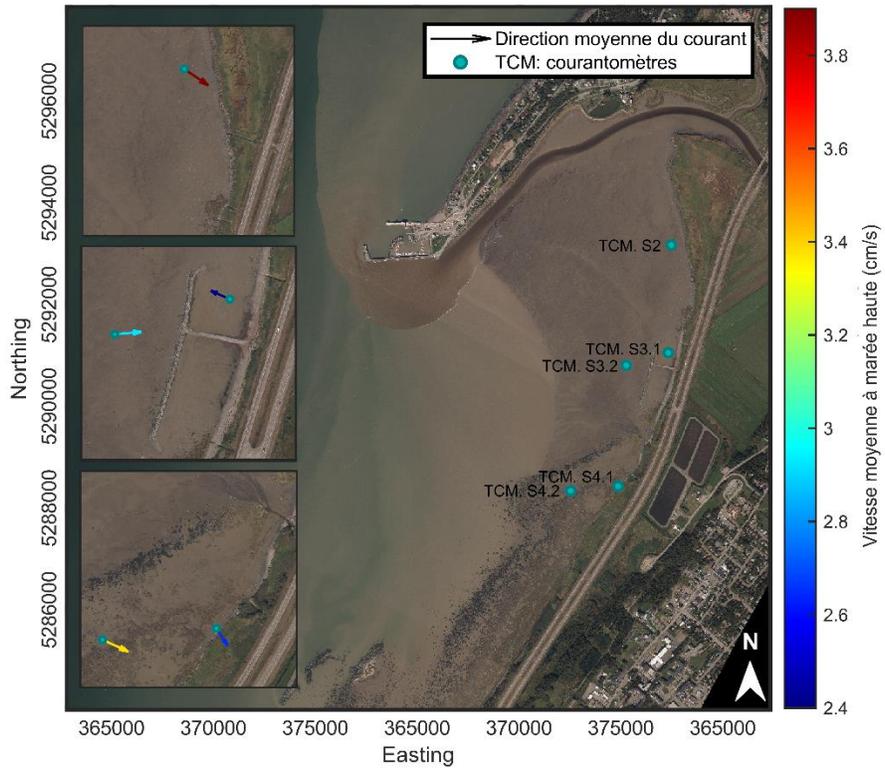
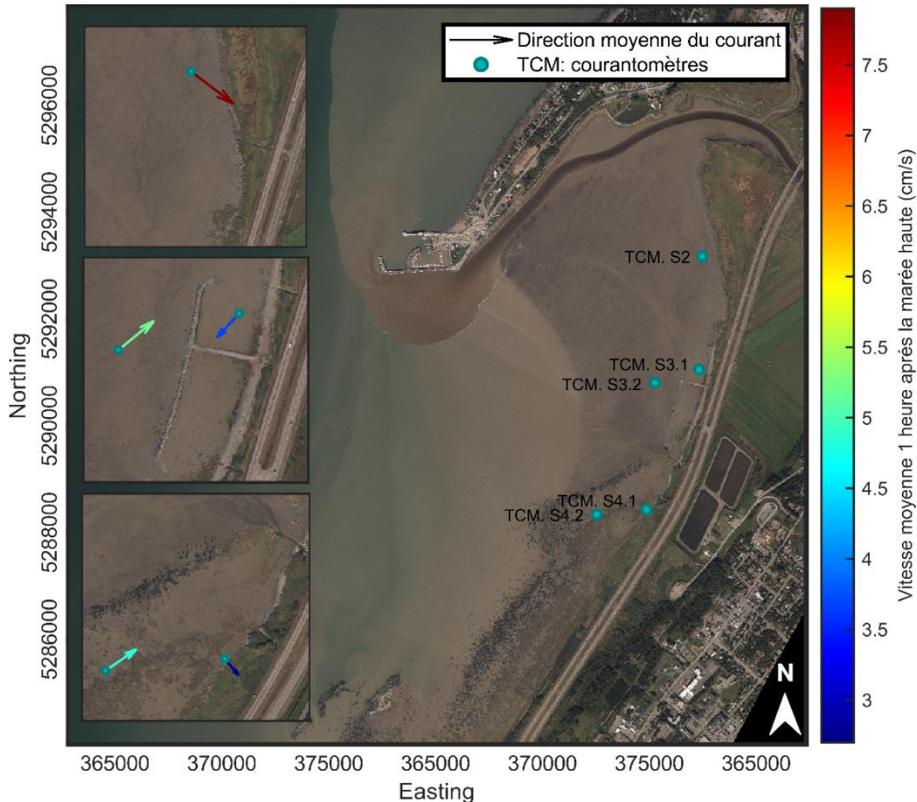


Figure 67. Intensité et direction moyennes du courant pour chaque déploiement (TCM) une heure avant la marée haute dans la zone intertidale du marais de Rivière-du-Loup.



**Figure 68. Intensité et direction moyennes du courant pour chaque déploiement (TCM) à marée haute dans la zone intertidale du marais de Rivière-du-Loup.**



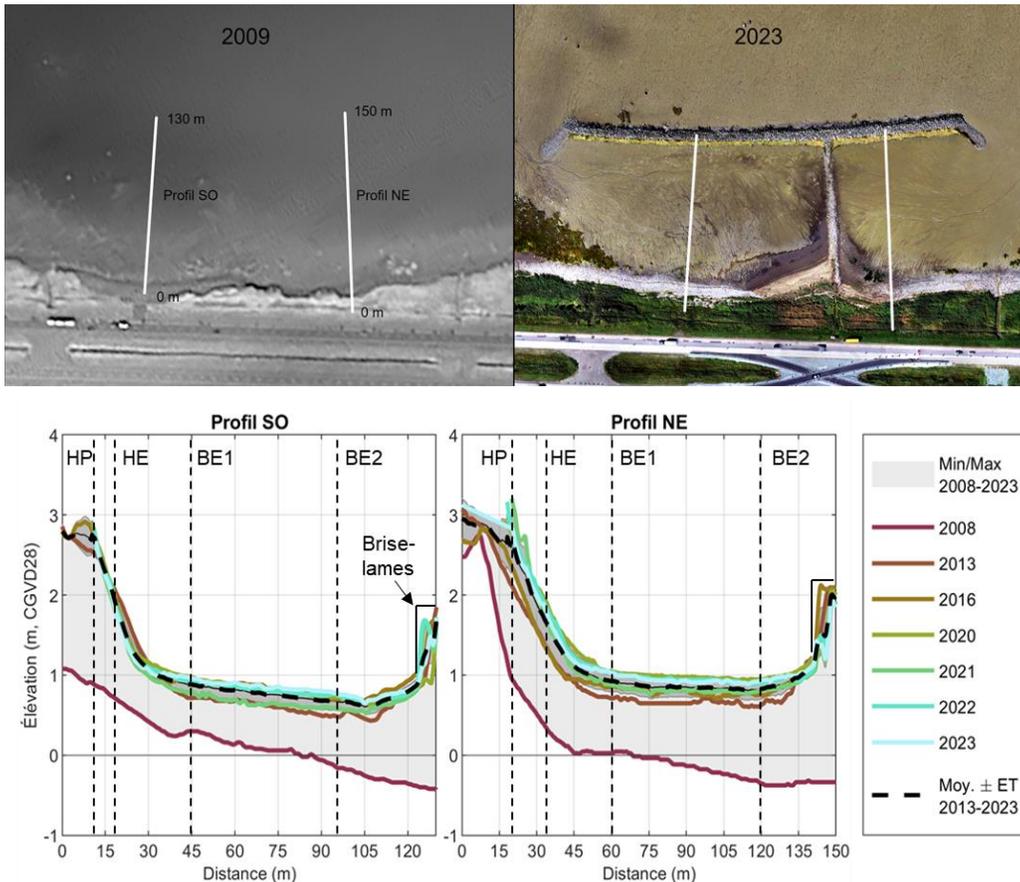
**Figure 69. Intensité et direction moyennes du courant pour chaque déploiement (TCM) une heure après la marée haute dans la zone intertidale du marais de Rivière-du-Loup.**

### **5.5.3. Impact du brise-lames sur l'évolution verticale du marais**

À partir d'une analyse des profils perpendiculaires à la rive depuis 2008, un constat peut être établi sur l'influence de la structure sur la dynamique d'accrétion derrière le brise-lames. Les profils d'élévation présentés sur la Figure 70 montrent une importante accrétion dans les zones du haut de plage, du haut estran et du bas estran dans la partie protégée par le brise-lames depuis la construction de la structure en 2010.

Entre 2008 et 2013, l'élévation du haut de plage dans le profil sud-ouest a augmenté de près de 2 m. En revanche, pour le profil nord-est, la variation d'élévation en haut de plage est beaucoup moins marquée, bien qu'une augmentation d'environ un mètre soit observée dans le haut estran durant la même période. Dans le bas estran, la différence d'élévation la plus significative est observée dans le profil nord-est, avec un maximum avoisinant 1,5 m entre 2008 et 2013. Cependant, le profil sud-ouest montre également une différence notable dans le bas estran, avec une moyenne d'un peu moins d'un m.

Pour les années plus récentes, la tendance générale à l'augmentation des élévations se maintient dans les deux profils. Cependant, les années 2021 et 2023 montrent des exceptions à cette tendance. Pour le profil sud-ouest, les élévations de 2021 sont similaires à celles de 2013, et celles de 2023 se rapprochent de celles observées en 2020 et 2021. Pour le profil nord-est, les élévations de 2021 ressemblent à celles de 2016, tandis que celles de 2023 sont comparables à celles de 2021. En conséquence, l'année 2020 a enregistré les élévations les plus importantes, à l'exception du haut estran du profil sud-ouest, où l'élévation maximale a cgvd2013 été atteinte en 2016. Pour résumer, les deux profils sont similaires, et l'accumulation majeure s'est faite rapidement suite à l'implantation. On note par ailleurs que le sommet de la crête sur le côté NE se maintient à environ 2 m alors qu'au SO, ce sommet se place plutôt vers 1.7 m verticalement.



**Figure 70. Profils d'élévation nord-est et sud-ouest derrière le brise-lames pour les années 2008, 2013, 2016, 2020, 2021, 2022 et 2023.**

Les IAV pour les deux profils permet d'observer un indice fortement négatif en 2008, mais qui augmente rapidement pour tous les points suite à l'implantation

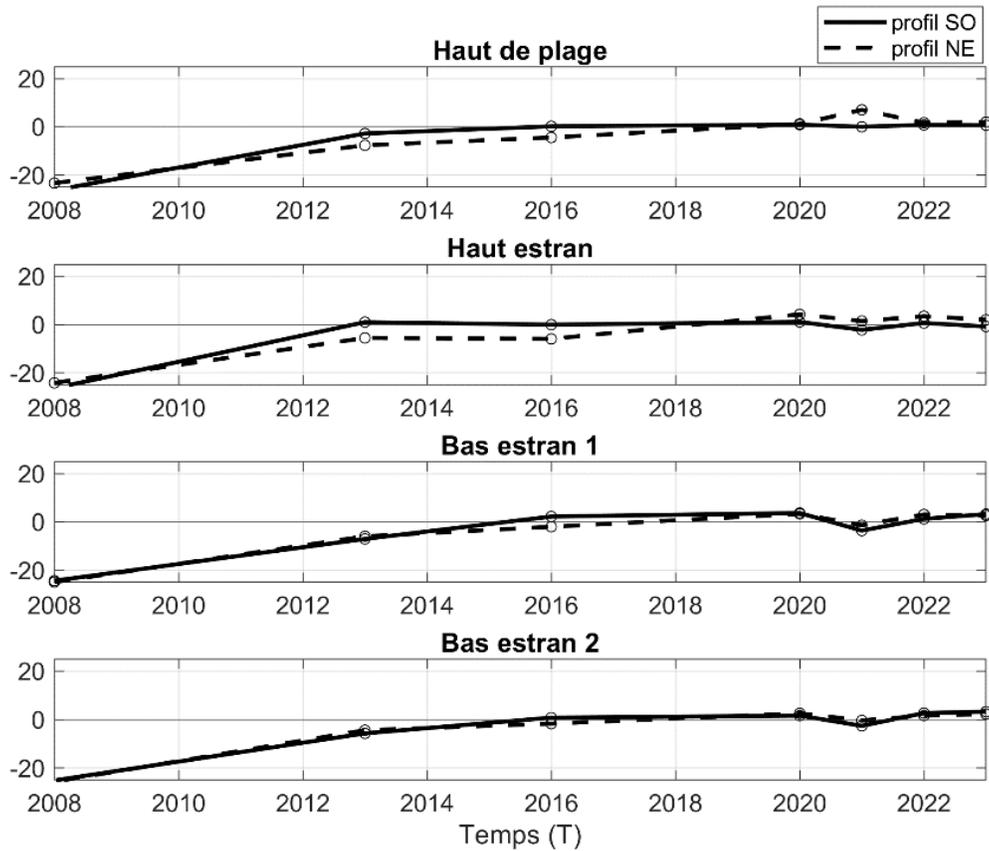
de la structure (Figure 71). Malgré cette augmentation rapide jusqu'en 2013, l'élévation de tous les points à cette année présentent tout de même un IAV négatif. Il faudra attendre à 2016 pour que cet indice soit positif pour le profil sud-ouest. Pour le profil nord-est, les valeurs passent au positif en 2018 pour tous les points. Ce comportement des courbes représente en quelque sorte le temps d'ajustement des profils suite à la construction du brise-lames. Des accumulations s'y produisent progressivement et rapidement au début, alors que s'ensuit une période constante de déposition mais plutôt lente et avec des taux plus faibles.

Pour le point en haut de plage, le profil sud-ouest marque une stabilisation de son indice IAV à partir de 2016 avec des valeurs avoisinant le zéro, ce qui signifie que l'élévation moyenne du haut de plage pour ce profil se stabilise autour de la moyenne de la période 2008-2023 durant cette année. Pour le profil nord-est, ce point voit son indice IAV augmenter de manière relativement constante jusqu'en 2020, où celui-ci augmente plus rapidement jusqu'en 2021, pour ensuite diminuer en 2022.

Pour le point haut estran du profil sud-ouest, l'indice se stabilise en 2013 jusqu'en 2020, pour ensuite marquer une légère baisse en 2021, suivi d'un retour à la valeur de la stabilisation en 2022. Pour ce qui est du profil nord-est au même point, il est possible d'observer une augmentation de l'indice jusqu'en 2020, suivi d'une diminution similaire au profil sud-ouest en 2021.

En bas d'estran, les profils sud-ouest et nord-est suivent des variations très similaires ; une augmentation de l'indice constante jusqu'en 2016, suivi d'une stabilisation sur la moyenne de la période 2008-2023 jusqu'en 2020. Cette période de stabilisation est interrompue par une baisse de l'indice en 2021 pour atteindre un indice d'IAV négatif. En 2022, l'indice retrouve son niveau de stabilisation près du zéro jusqu'en 2023.

Ces variations indiquent généralement une hausse du niveau moyen des sédiments de 2008 à 2020 en haut de plage, dans le haut estran et dans le bas estran. En 2021, la légère diminution de l'IAV dans le haut estran et dans le bas estran pourrait indiquer un retrait des sédiments durant cette année. En 2022 et en 2023, l'indice se retrouve près du zéro, ce qui indique un retour de l'élévation moyenne de la période étudiée pour tous les points.



**Figure 71: Indice IAV pour quatre points précis sur les deux profils.**

Pour évaluer les variations saisonnières de la dynamique sédimentaire derrière le brise-lames (vers la côte), les résultats de cinq modèles de changement d'élévation entre avril 2021 et avril 2022 ont été examinés. Cette analyse met en lumière les différences révélées entre deux modèles numériques d'élévation (MNE), illustrées par la Figure 72, qui synthétise ces résultats.

Entre le 4 avril 2021 et le 15 mai 2021, une sédimentation a été observée à l'intérieur du brise-lames, avec un dépôt de sédiments de 10 à 20 cm. Pendant l'été, entre le 15 mai et le 3 juillet, puis du 3 juillet au 29 septembre, des phénomènes d'érosion ont entraîné une perte de sédiments organiques de l'ordre de 10 à 20 cm malgré des conditions hydrodynamiques calmes (Figure 72C). À l'automne (29 septembre – 05 octobre), une nouvelle accumulation a été observée, avec des dépôts variés entre 10 et 20 cm. De l'automne (avec la tempête du 6 novembre 2021) jusqu'à la fin de l'hiver, lors du départ de la glace, une accumulation plus importante a eu lieu, avec des dépôts atteignant de 20 à 30 cm, et allant jusqu'à 40 cm à certains endroits (Figure 72E), ainsi qu'une érosion au niveau du pied des brise-lames de l'ordre de 20 à 30 cm. Ces résultats concordent avec ceux de la dynamique sédimentaire issus de la simulation de la tempête du 6 décembre 2010 (voir section 5.6).

L'accumulation de sédiments à Rivière-du-Loup peut être attribuée à plusieurs facteurs liés à la dynamique environnementale. Le brise-lames joue un rôle crucial en assurant une rétention plus prolongée des sédiments par rapport aux zones périphériques. Au printemps, la sédimentation peut également résulter du délestage de sédiments minéraux dû à la fonte de la glace, ainsi qu'à l'apport de flots riches en vase transportés par les marées vers le haut estran. Ce phénomène a été documenté dans des études antérieures, notamment sur l'estran de Montmagny, de l'île d'Orléans, et de Cap-Tourmente (Dionne, 1981 ; Allard, 1981 ; Troude et Sérodes, 1988). De plus, les sédiments accumulés peuvent provenir du schorre supérieur, qui subit une érosion importante, surtout au printemps et à l'automne. Enfin, les briselames, en tant que structures submergées lorsque le niveau d'eau dépasse 2 m CGVD28 (environ 40 cm d'eau), contribuent à bloquer le flux vers le large, ce qui permet de retenir les sédiments et d'augmenter l'élévation de la surface (Hongqing et al., 2021).

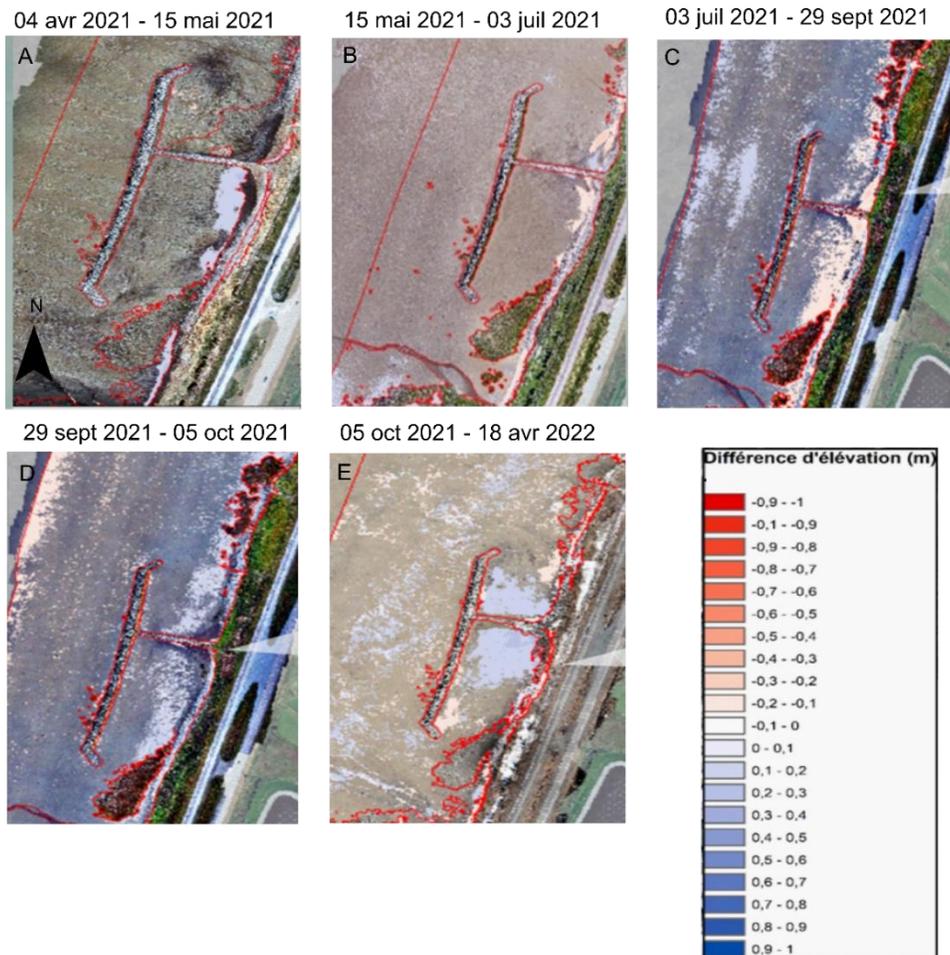
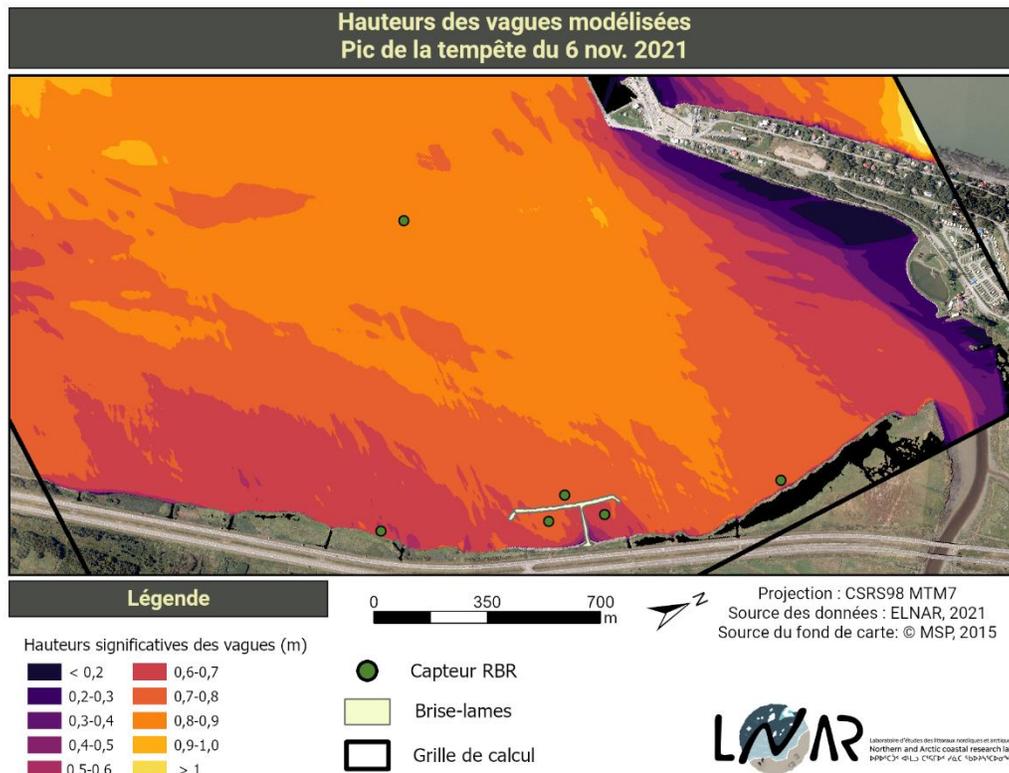


Figure 72. Résultats de l'analyse différentielle entre les différents MNEs du 04 avril 2021 au 18 avril 2022. Le polygone rouge présente la zone d'intérêt, soit la zone de chevauchement entre deux MNEs.

## 5.6. Simulations numériques – Analyse des résultats

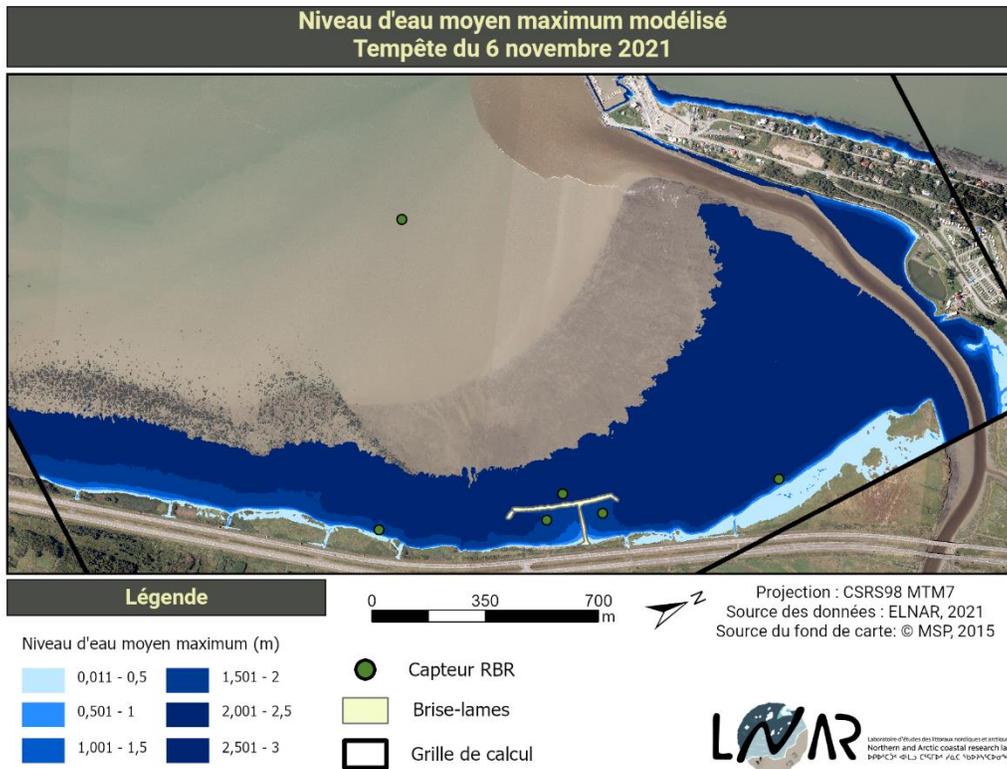
### 5.6.1. Dynamique générale observée dans le marais

Les observations *in situ* montrent que le marais est soumis à un environnement faiblement énergétique. En effet, au cours des deux années d'enregistrement de l'état de mer au large, réalisé avec les RBR déployés sur l'estran, les hauteurs de vagues restent peu importantes. Lors des événements les plus énergétiques, les hauteurs de vagues ne dépassent pas 1,2 m au large. La large batture du marais joue un rôle clé en dissipant fortement les vagues incidentes, ce qui entraîne une nette diminution de leur énergie à la côte, tel que vu dans la section précédente. Ainsi en période de tempêtes, la hauteur significative des vagues à la côte se situe entre 0,5 et 0,7 m. Ces observations sont confirmées par les résultats du modèle (Figure 73). Pour cette simulation, le forçage maximal des vagues au large atteint 1,1 m, tandis que la hauteur des vagues au niveau du schorre inférieur reste inférieure à 1 m. La côte la plus exposée se trouve au nord du brise-lames (ce qui correspond à la section S2), où les hauteurs de vagues sont de l'ordre de 0,7 m, tandis qu'au sud du brise-lames, elles sont plus faibles, atteignant seulement 0,5 m.



**Figure 73. Distribution des hauteurs significatives des vagues dans le modèle XBeach pour l'événement du 6 novembre 2021.**

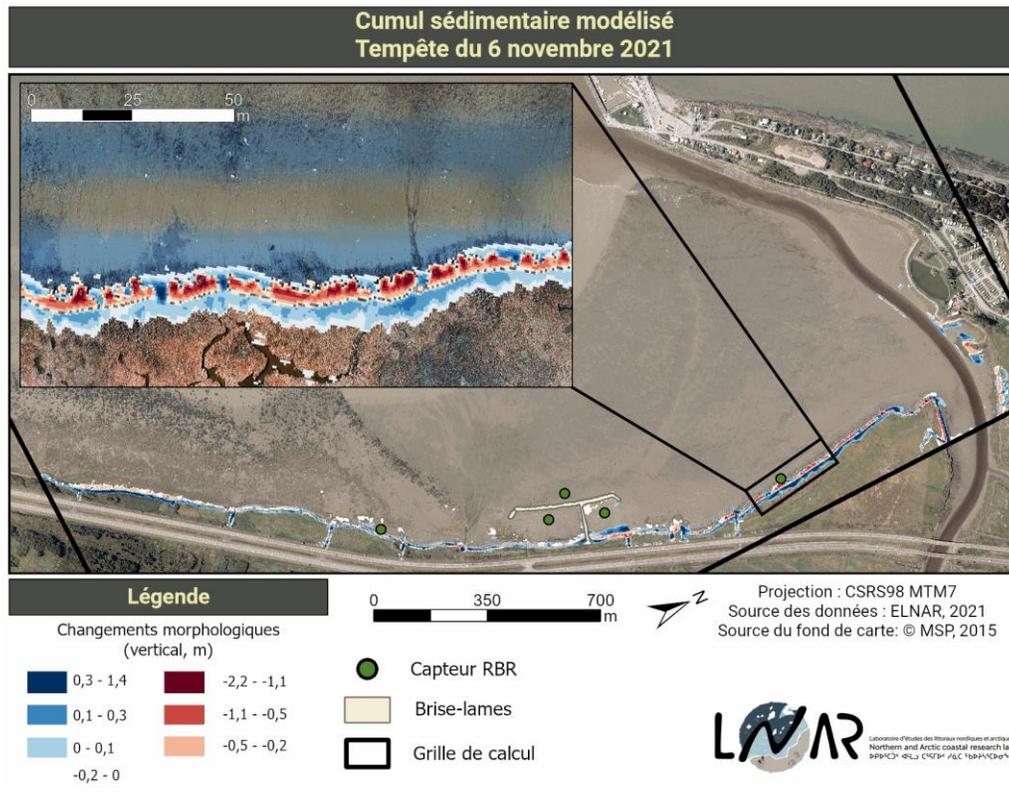
Ce faible forçage des vagues, associé à un niveau d'eau élevé, comme observé lors de l'événement du 6 novembre 2021 ( $\eta = 2,64$  m CGVD28), a donné lieu à de légères submersions, notamment au nord du brise-lames (Figure 74). L'eau a surpassé la crête de l'encoche d'érosion et s'est écoulee vers la route à plusieurs endroits, remplissant les chenaux de drainage.



**Figure 74. Niveau moyen maximum modélisé pour l'événement du 6 novembre 2021. Les niveaux d'eau inférieurs à 3 m ne sont pas indiqués.**

Malgré le faible forçage des vagues incidentes, les simulations montrent que le trait de côte subit une forte érosion en raison de vagues atteignant près d'un mètre à la côte, accompagnée d'une déposition de sédiments dans l'environnement immédiat des zones érodées (Figure 75), généralement au pied de la microfalaise. Dans certains endroits, l'érosion verticale dépasse 1 m. L'extraction du trait de côte sur les topographies initiale et finale révèle un recul important du trait de côte, atteignant un maximum de -11,69 m (Figure 75). On observe aussi un dépôt sédimentaire derrière le trait de côte, avec des lobes de transgression qui peuvent être importants ( $d = 22$  m ;  $Z = 0,3-0,4$  m). Grâce à la haute résolution des sorties de modèles, on peut constater un patron d'érosion qui représente bien les encoches d'érosion en dents de scie visibles sur le terrain. Certains segments sont littéralement érodés en blocs, et ce sont typiquement les morceaux de schorre supérieur qui étaient déjà préalablement

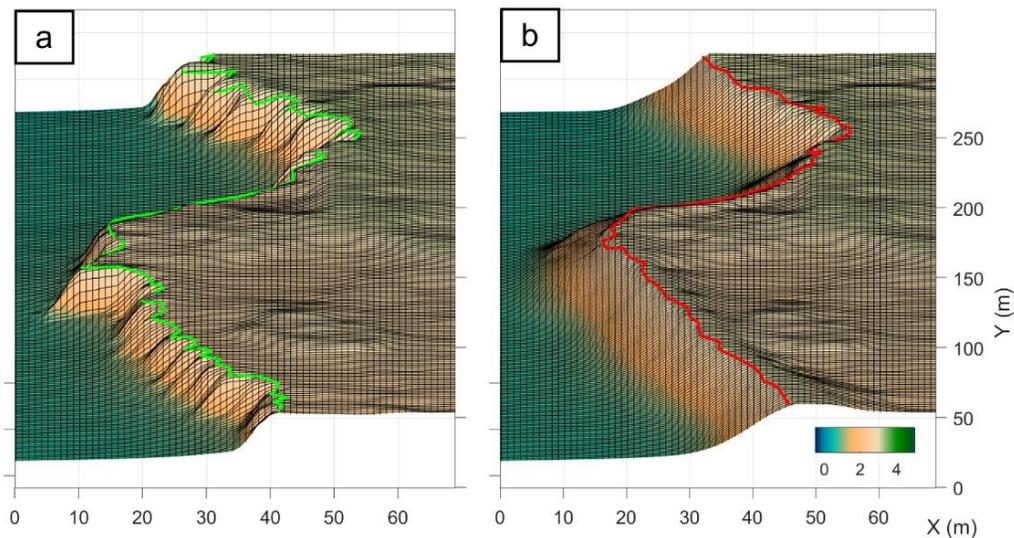
indentés sous l'influence de tempêtes antérieures. Des sédiments sont projetés vers l'intérieur des terres, alors qu'une partie retourne légèrement au large sous l'influence du courant de retour. Ces dépositions sont par contre minimales par rapport aux projections vers les terres.



**Figure 75. Variations morphologiques simulées par le modèle XBeach pour l'ensemble de la zone durant l'événement du 6 novembre 2021.**

Dans l'ensemble, le secteur nord présente une dynamique morphologique plus marquée où les encoches verticales ne cessent de surcreuser davantage, ce qui correspond à ce qui est observable sur les vols de drone. Les reculs les plus importants sont observés dans ce secteur, alors qu'au sud, le trait de côte subit peu de changements en moyenne, avec même des zones qui connaissent une légère progradation.

En termes de bilan sédimentaire, on note un volume total de sédiment accrétés de  $7\,795\text{ m}^3$ , contre un volume de  $7\,109\text{ m}^3$  de sédiments érodés. Le bilan net est donc de  $+685,5\text{ m}^3$  pour l'ensemble de la zone modélisée.



**Figure 76. Extraction du trait de côte avant et après l'événement du 6 novembre 2021. A) Sur la grille de calcul initiale ; B) sur la grille de calcul finale.**

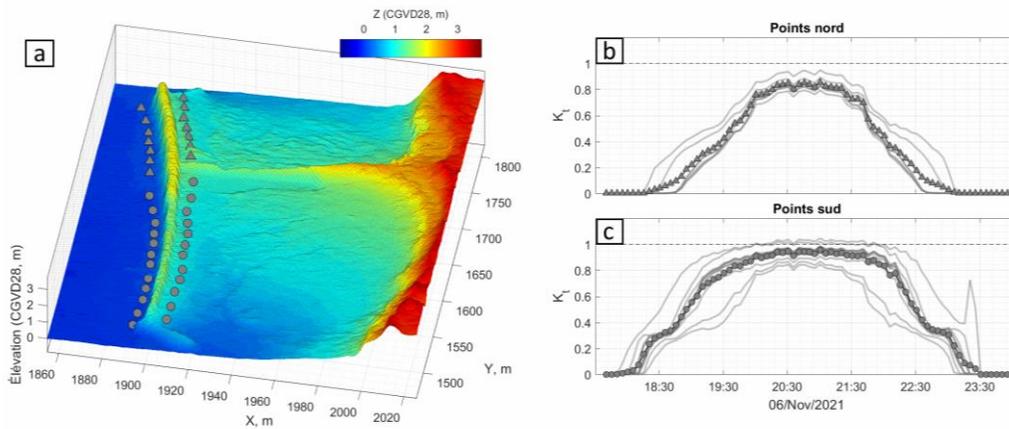
### **5.6.2. Dynamiques observées aux abords du brise-lames**

La présence d'un brise-lames entraîne des modifications significatives dans la dynamique hydro-sédimentaire de son environnement. Plusieurs aspects ont été analysés en périphérie du brise-lames de RDL afin de caractériser l'impact de cette structure sur son milieu.

#### **5.6.2.1. Réduction de l'énergie incidente : coefficient de transmission**

Le coefficient de transmission de la structure (noté  $K_t$ ) est généralement utilisé pour évaluer la capacité d'un brise-lames à réduire l'énergie incidente (Kobayashi et Wurjanto, 1989 ; Seabrook et Hall, 1999). Ce coefficient compare le forçage des vagues avant et après le front de la structure. Plus la valeur de  $K_t$  est proche de 0, plus la structure est efficace et dissipe l'énergie incidente ; inversement, la structure est considérée comme inefficace lorsque  $K_t$  tend vers 1.

Ce coefficient a été calculé le long de la structure à plusieurs points équidistants (Figure 77A) en séparant les mesures entre la partie nord et sud du brise-lames (Figure 76B, C).



**Figure 77. Calcul du coefficient de transmission du brise-lames. Les mesures ont été discriminées entre la zone nord et la zone sud (point de calcul : triangle au nord, cercle au sud) (A). La moyenne pour chacune des séries de points nord-sud est indiquée (B-C : symbole correspondant). La limite  $K_t = 1$  est représentée par une ligne horizontale pointillée.**

L'événement du 6 novembre 2021 ayant été pris en compte, à marée haute (niveau d'eau  $>2.64$  m CGVD28;  $\sim 52$  cm d'eau), un plateau d'environ 0,8 est observé pour la zone nord, ce qui indique une dissipation de l'énergie incidente de 20 %. En revanche, pour la zone sud, à marée haute, le brise-lames est peu efficace, avec un coefficient de transmission très proche de 1 ( $K_t > 0,95$ ), ce qui traduit une réduction de l'énergie de seulement 2 à 3 %. De plus, on constate que le coefficient augmente beaucoup plus rapidement à mesure que l'on s'approche de la marée haute pour la partie sud. Cette différence est attribuée à la différence de hauteur constatée entre la partie nord et sud du brise-lames (2,1 m environ au nord contre 1,6 m au sud).

On observe aussi une légère inflexion du coefficient pour la partie sud à marée basse (17h45 et 22h45 environ). Cela s'explique par l'extrémité du brise-lames, qui est plus basse que le front, permettant à une nappe d'eau de s'infiltrer derrière la structure par débordement. Ce phénomène n'est pas observable pour la partie nord. Cette mesure du coefficient de transmission sera calculée par la suite pour toutes les géométries du brise-lames considérées.

### 5.6.2.2. Circulation autour du brise-lames

Les simulations des courants aux abords du brise-lames (vitesses moyennes dans la colonne d'eau) pour différents événements (tempête du nord-nord-ouest) montrent une cellule de circulation particulièrement prononcée à l'extrémité nord (Figure 78), à l'exception de l'événement du 3 septembre 2021, qui correspond à un épisode de morte-eau. Cette cellule de circulation est particulièrement prononcée pour l'événement du 6 novembre 2021, qui

constitue l'épisode le plus énergétique de notre série d'analyse avec observation terrain. En revanche, au sud, aucune cellule de circulation n'est observée, probablement en raison de la hauteur moins importante de la structure à cette extrémité, ce qui influence différemment la dynamique de la circulation. Au regard des résultats générés avec le modèle, il apparaît que le brise-lames a été efficace pour limiter l'érosion. Avant l'implantation de la structure, de forts courants de retour pouvaient être observés au niveau de la côte, associés à un transport sédimentaire important. Après le déploiement de la structure, ce transport a été divisé par 4, et l'érosion au niveau du trait de côte, près du brise-lames, a diminué de 85 % lors d'un événement de tempête (Figure 79).

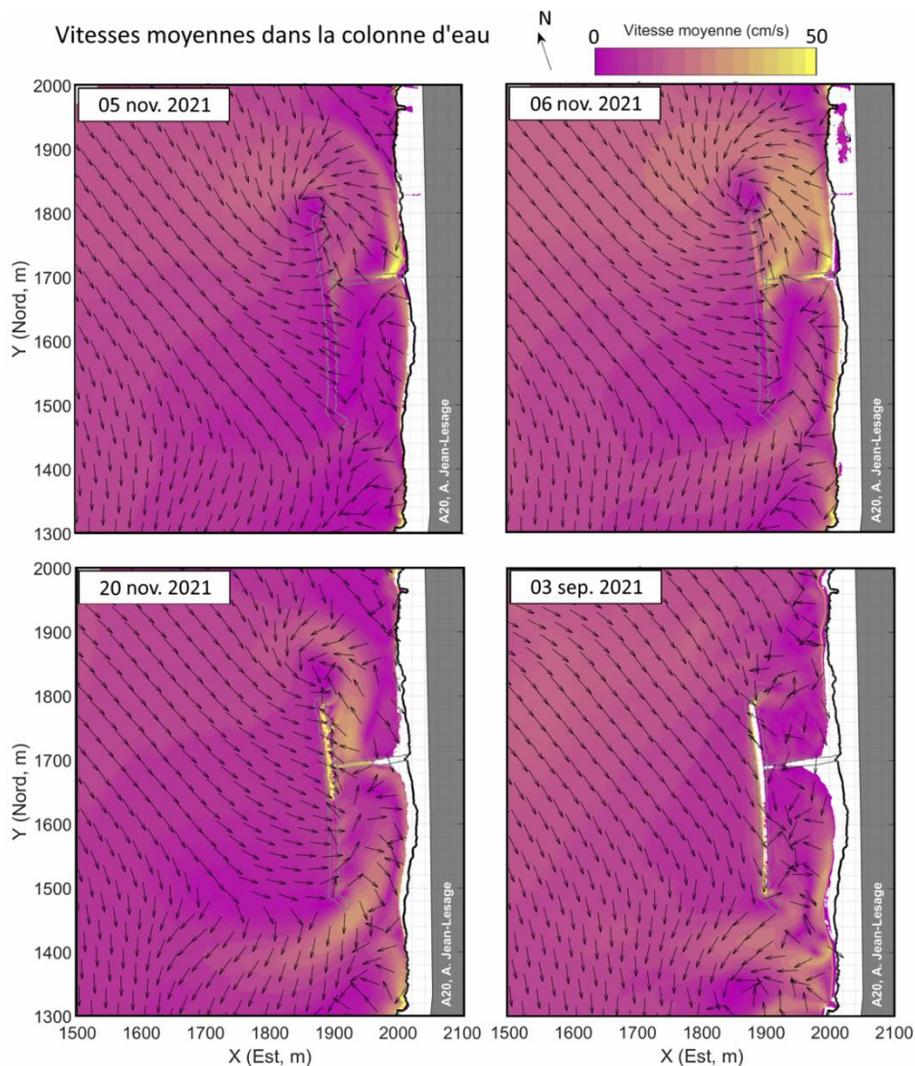
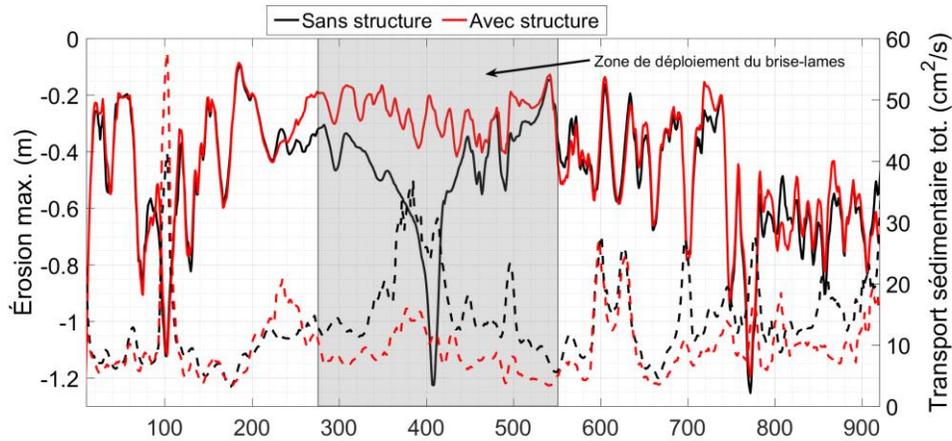


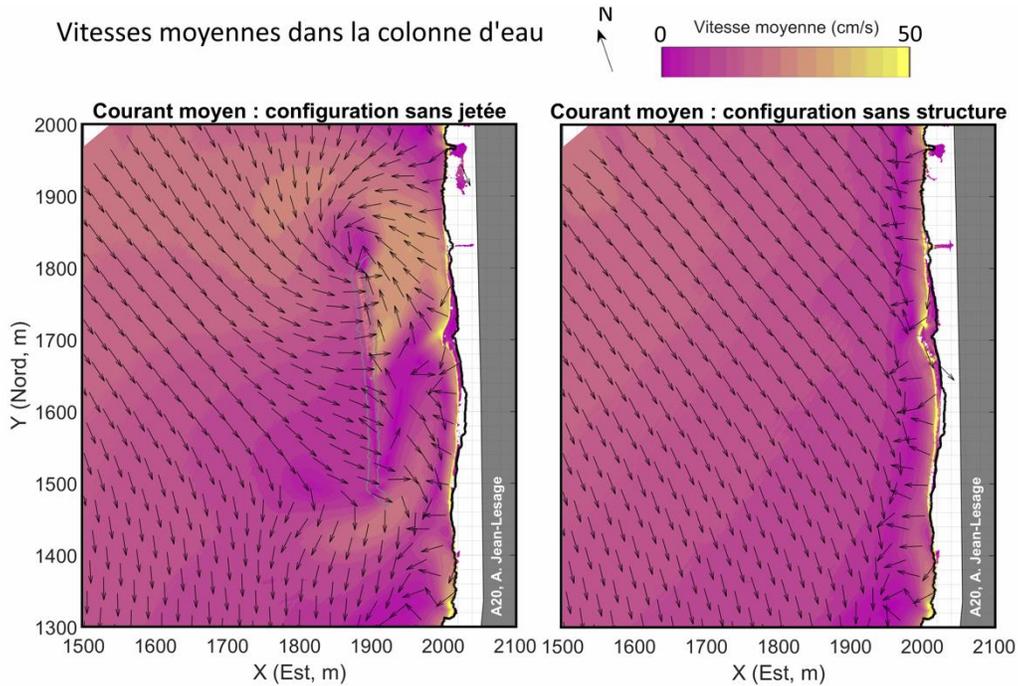
Figure 78. Circulation observée dans le modèle XBeach aux abords du brise-lames pour 4 événements différents.



**Figure 79. Comparaison du transport sédimentaire (lignes pointillées) et de l'érosion du trait de côte avec et sans brise-lames (lignes pleines).**

Ce flux de retour est observé tant au sud qu'au nord, ce dernier étant plus intense avec des vitesses maximales de l'ordre de 0,5 m/s. Les vitesses les plus élevées se situent le long de la digue du brise-lames, au niveau du trait de côte (1,3 m/s), ainsi que sur le front du brise-lames lorsque la hauteur d'eau est faible, comme observé lors de l'événement du 20 novembre 2021 du côté nord.

On peut se demander ce que représente concrètement l'influence de la structure, de sa digue et des sédiments accumulés sur la dynamique des courants. Afin d'évaluer cette influence, le scénario de simulation sans brise-lames, sans digue et sans accumulation a été généré. En comparaison, la présence de la structure altère fortement la circulation naturelle, qui pourrait être observée lors de l'événement du 6 novembre 2021 en l'absence de toute structure (Figure 80). Pour ce même événement, si on enlève les structures, une dérive non perturbée vers le sud est observée, avec une augmentation rapide et très localisée des vitesses au niveau du trait de côte, orientée vers le large (courant de retour). Ce n'est donc pas surprenant qu'avant l'implantation de la structure et des accumulations longitudinales pour faire office de plage de l'érosion était visible et menaçait la route.



**Figure 80. Vitesse moyenne modélisée pour l'événement du 6 novembre 2021 en l'absence de digue (gauche) et sans structure (droite). Le cas sans structure représente une configuration qui imite le milieu naturel sans construction d'ouvrage.**

En revanche, la comparaison entre la simulation de l'événement du 6 novembre 2021, avec ou sans digue, indique que la présence de cette structure ne modifie que très peu la circulation. La cellule de circulation au nord, en présence du brise-lames, est légèrement plus intense.

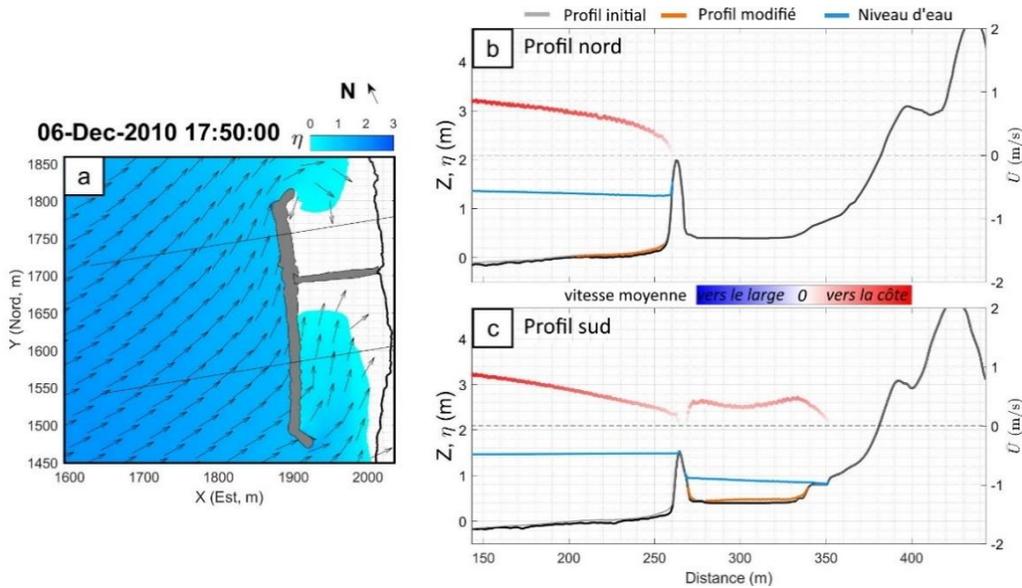
### 5.6.2.3. *Impact du brise-lames sur les transferts sédimentaires : exemple de la tempête du 6 décembre 2010*

Le déploiement du brise-lames a profondément modifié la topographie dans l'environnement proche de la structure, comme on pouvait le voir par l'analyse des profils, des carottes sédimentaires, ou encore de l'évolution du littoral sur le long terme. Peu de temps après le déploiement du brise-lames, une forte zone d'accumulation est observée derrière la structure. Un événement majeur survenu peu de temps après la mise en place de la structure le 6 décembre 2010 a conduit à l'hypothèse selon laquelle la présence du brise-lames, conjugué à des conditions très énergétiques, a généré cette accrétion significative. Nous avons jugé crucial de reproduire cet événement morphogène.

Le mécanisme d'accrétion pendant cette tempête a été étudié via les simulations numériques. L'événement a été simulé avec une topographie modifiée (i.e. sans zone d'accumulation derrière la structure) afin de se rapprocher de l'état du site post-déploiement. À noter que pour cette simulation, un facteur d'amplification des changements morphologiques a été utilisé afin de représenter la période d'observation de quelques mois entre la tempête du 6 décembre 2010 et la présence d'une forte accrétion derrière le brise-lames observée quelques mois après le déploiement de la structure.

Les figures Figure 81 à Figure 83 illustrent l'évolution morphologique de deux profils situés au nord et au sud de la structure durant l'événement du 6 décembre 2010. Ces figures montrent la position des profils, le niveau d'eau, la direction du transport sédimentaire, ainsi que le courant moyen perpendiculaire à la côte le long des profils. Elles sont cruciales pour bien comprendre l'influence d'un tel événement et le timing des processus.

Avant que le niveau d'eau ne soit suffisamment important, c'est-à-dire en dessous de la hauteur du brise-lames (mode émergé), l'eau est bloquée au niveau du front avant de la structure au nord (Figure 81), avec des débordements observés de chaque côté de la structure. Ce patron de contournement de la ligne d'eau (interface eau-substrat) suit bien la théorie, et on constate l'influence de la structure sur la propagation de la nappe. Bien que les vitesses soient importantes, les changements morphologiques demeurent peu significatifs : on note à ce stade un léger affouillement au nord côté mer, mais une légère accumulation côté sud côté terre. Les vitesses de courant, orientés vers les terres avec une bonne magnitude de près de 1m/s, diminuent rapidement à l'approche du brise-lames au nord, alors qu'elles demeurent autour de 0,5 m/s au sud suivant la nappe qui contourne le brise-lames par diffraction au sud. À ce moment, le haut estran n'est pas affecté et demeure hors de l'eau.



**Figure 81. Conditions hydrodynamiques (niveau d'eau : échelle de couleur) et changements morphologiques (transport sédimentaire : flèche) simulés le long de deux profils traversant le brise-lames lors de la tempête du 6 décembre 2010. Condition à marée montante, post-tempête.**

À mesure que la marée monte, le niveau d'eau devient suffisant pour se déverser de l'autre côté du brise-lames au nord comme au sud. L'écoulement est fortement accéléré, avec des vitesses atteignant jusqu'à 1,5 m/s en direction de la côte, directement au-dessus de l'ouvrage. Cela provoque un courant important à la base extérieure et intérieure du front du brise-lames. En effet, un affouillement à la base de la structure s'intensifie au cours de la marée (Figure 82). Les sédiments ainsi érodés sont transportés derrière le front de la structure, où une cellule de circulation favorise leur dépôt. Ces sédiments sont accrétés dans la zone interne du brise-lames, où un dépôt significatif est relevé (+ 0,4 m au nord et + 0,2 m au sud). Ceci est cohérent avec les accumulations observées sur l'analyse des profils depuis 2008.

Il apparaît notable de souligner l'apparition d'un courant de retour intense, de l'ordre de 1 m/s, à mesure que la marée monte. À ce moment, le niveau d'eau est légèrement au-dessus de l'ouvrage, ce qui signifie que la nappe d'eau vers la côte rencontre un courant qui se dirige vers l'intérieur du brise-lames. Éventuellement, à la suite de la marée haute, à marée descendante, le courant moyen est dirigé vers le large, mais aucun changement morphologique supplémentaire n'est constaté (Figure 83).

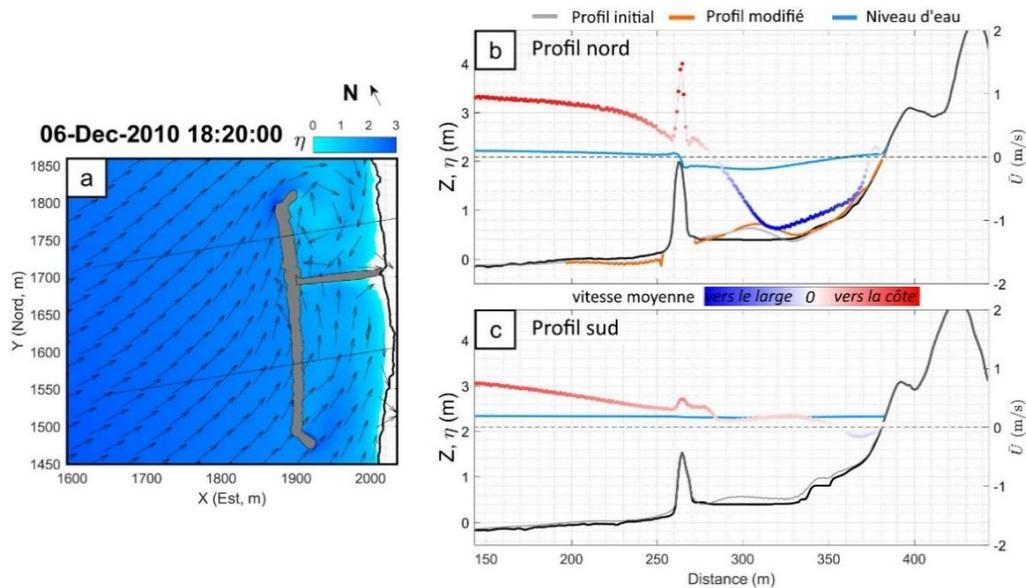


Figure 82. Conditions hydrodynamiques (niveau d'eau : échelle de couleur) et changements morphologiques (transport sédimentaire : flèche) simulés le long de deux profils traversant le brise-lames lors de la tempête du 6 décembre 2010. Conditions à marée montante.

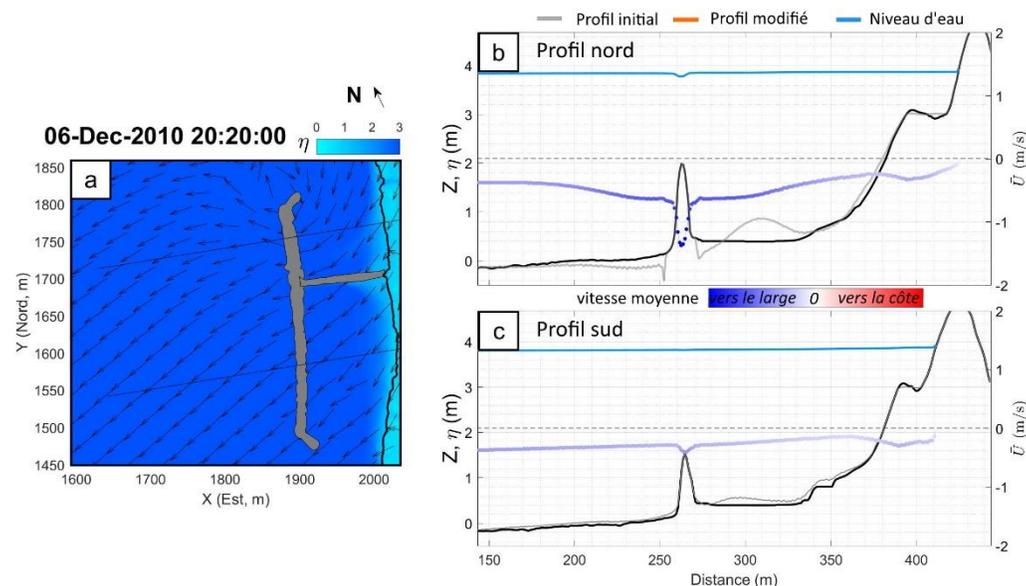


Figure 83. Conditions hydrodynamiques (niveau d'eau : échelle de couleur) et changements morphologiques (transport sédimentaire : flèche) simulés le long de deux profils traversant le brise-lames lors de la tempête du 6 décembre 2010. Conditions à marée descendante après le pic de hauteur d'eau.

On constate donc que la présence du brise-lames, conjuguée au forçage marin lors de cet événement, a effectivement provoqué une accrétion importante des sédiments derrière la structure. Cette forte accrétion résulte des effets conjoints du front du brise-lames, qui, lorsque le niveau d'eau est proche de la hauteur du front, accélère fortement l'écoulement en aval du front (vers les terres) et entraîne une forte érosion des sédiments au pied de la structure, en particulier aux deux extrémités. Ces sédiments érodés sont ensuite redéposés derrière le brise-lames (Figure 84), tandis qu'une cellule de recirculation se forme aux extrémités nord de la structure.

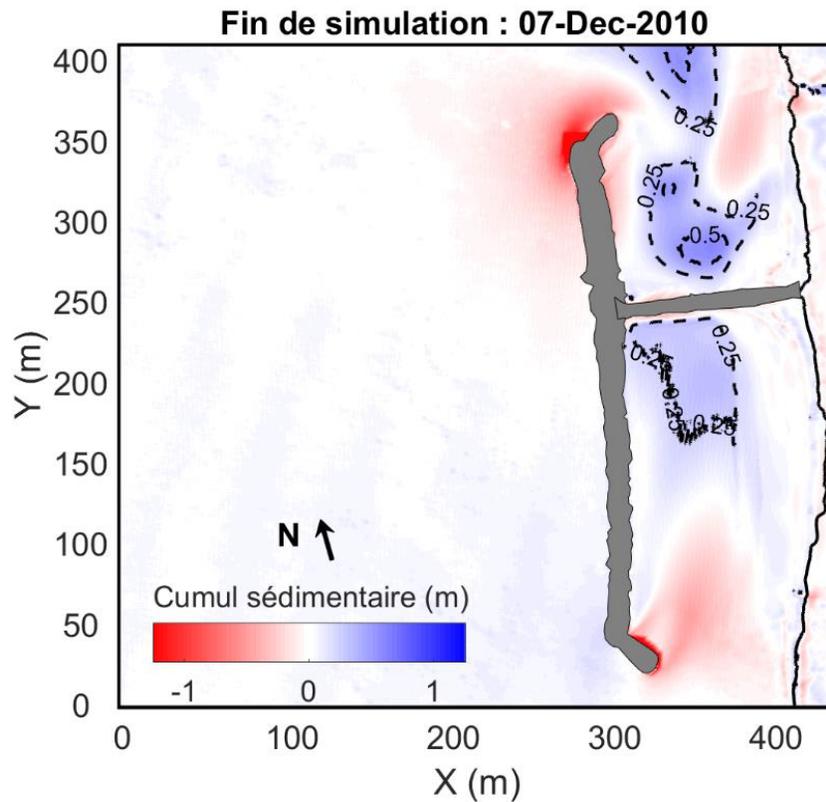


Figure 84. Cumul sédimentaire observé à la fin de la simulation de l'événement du 6 décembre 2010 aux abords du brise-lames.



### 5.6.3. Impact de la géométrie du brise-lames sur la dynamique

Un panel de simulations a été réalisé avec les mêmes conditions de forçage (tempête du 6 novembre 2021) pour chacune des configurations de brise-lames décrites en section 4.8.2.3). Cette approche permet d'évaluer l'impact de la géométrie du brise-lames sur les paramètres analysés.

#### 5.6.3.1. Transmission du brise-lames

La méthodologie décrite précédemment a été appliquée pour analyser les différentes géométries du brise-lames dans le but de déterminer le coefficient de transmission ( $K_t$ ) pour chaque configuration. Les résultats obtenus pour chacune des configurations sont présentés à la Figure 86.

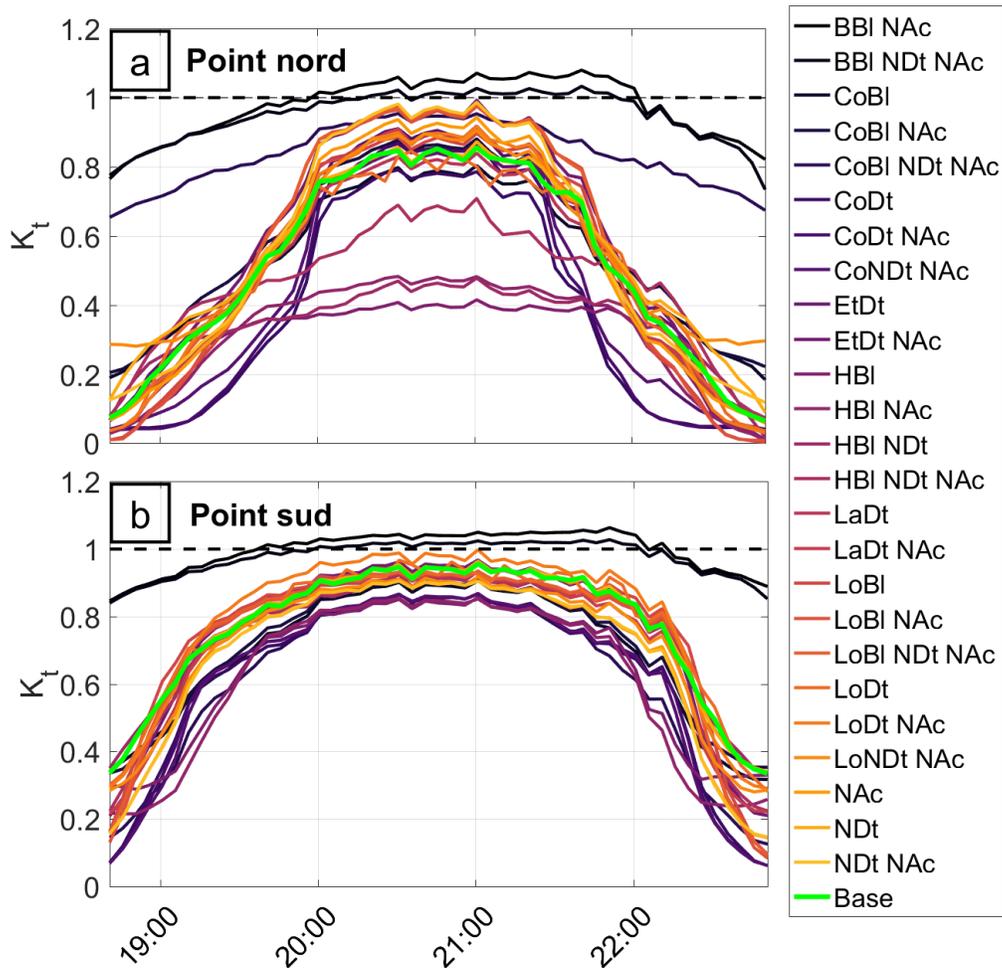
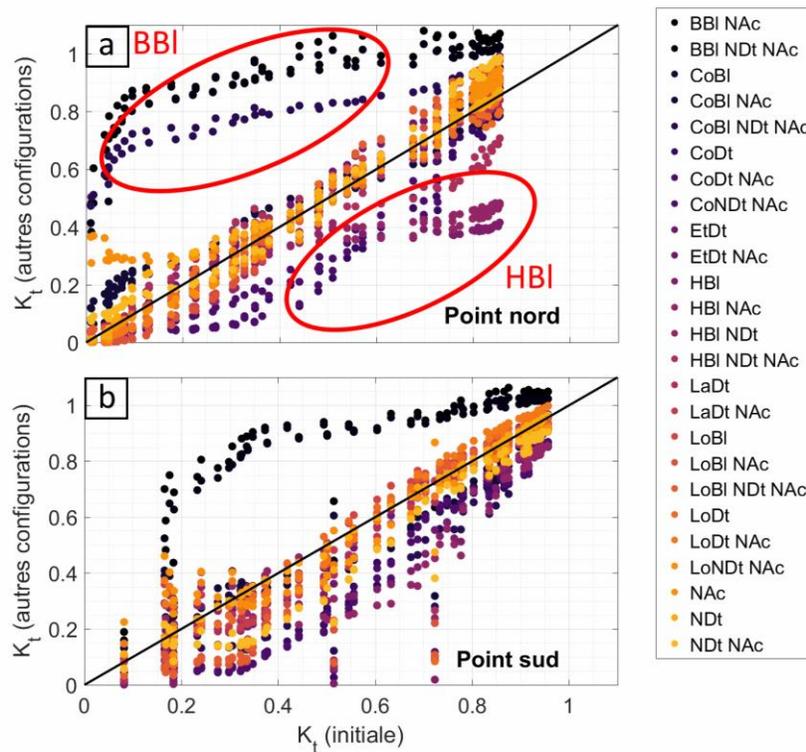


Figure 86. Coefficient de transmission calculé pour toutes les configurations lors de l'événement du 6 novembre 2021 : A) Zone nord ; B) Zone sud. Le seuil  $K_t=1$

**est indiqué par une ligne horizontale pointillée noire. Le coefficient de transmission de la configuration initiale (« Base ») est représenté en vert.**

Dans la Figure 86, chaque configuration est illustrée par une couleur différente. On constate que la configuration initiale (trait vert) est en moyenne plus efficace pour dissiper l'énergie que la plupart des autres configurations. Assez logiquement, les configurations associées à un abaissement de la hauteur du brise-lames (notées « BBI ») présentent un coefficient de transmission élevé, ce qui les rend peu efficaces. En revanche, les configurations associées à un relèvement de la hauteur du brise-lames (« HBI ») affichent le coefficient de transmission le plus faible. Les forts coefficients de transmission relevés lors des marées basses (entre le 6 novembre à 23h00 et 7 novembre à 00h00) sont liées à la nappe d'eau formée derrière le brise-lames, aux extrémités où la hauteur de la structure est plus faible. À ces endroits, avant que la structure ne soit complètement submergée, on observe des hauteurs de vagues incidentes et transmises qui génèrent des valeurs de  $K_t$  élevées. Cependant, ces valeurs ne sont pas liées à la transmission de l'énergie incidente à travers la structure, mais à ce phénomène spécifique.

Les valeurs relevées pour la configuration initiale et les autres configurations étudiées ont été comparées (Figure 87). Pour la zone nord, en dehors des configurations « HBI » et « BBI », on ne constate pas de différences majeures entre la configuration initiale et les autres configurations. En revanche, dans la zone sud, la plupart des configurations testées montrent une légère amélioration de l'efficacité, à l'exception des configurations associées à une hauteur de brise-lames plus faible (« BBI ») (Figure 87).

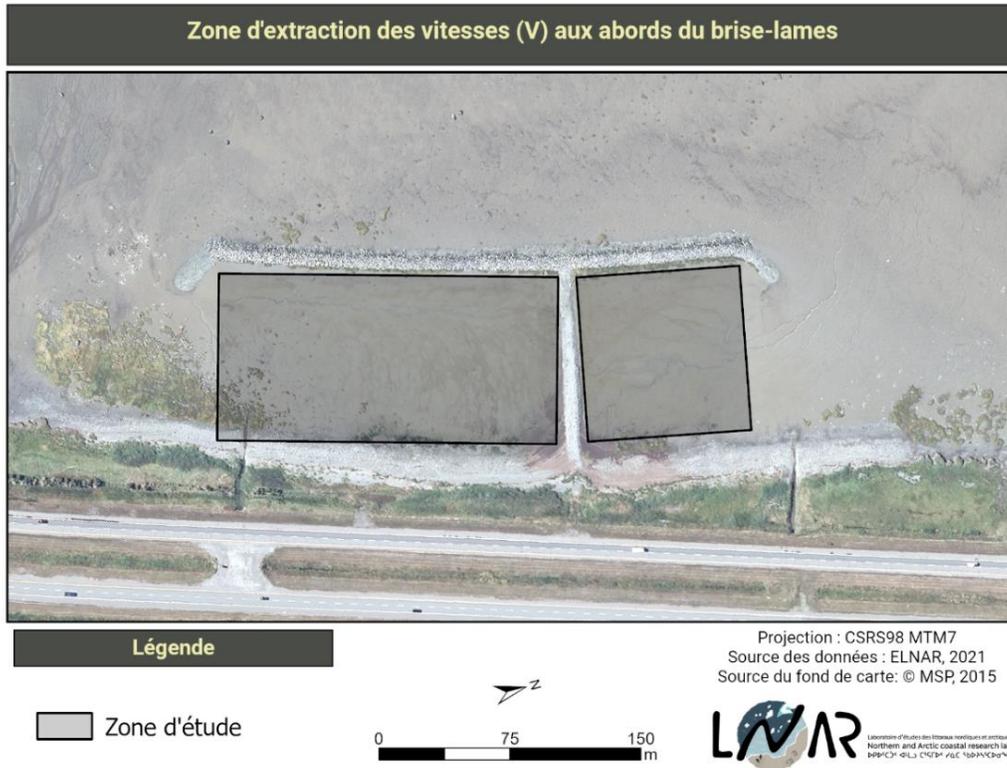


**Figure 87. Comparaison des coefficients de transmission relevés pour les différentes configurations et la configuration initiale (« base »). La droite d'équation  $x = y$  est indiquée en noire.**

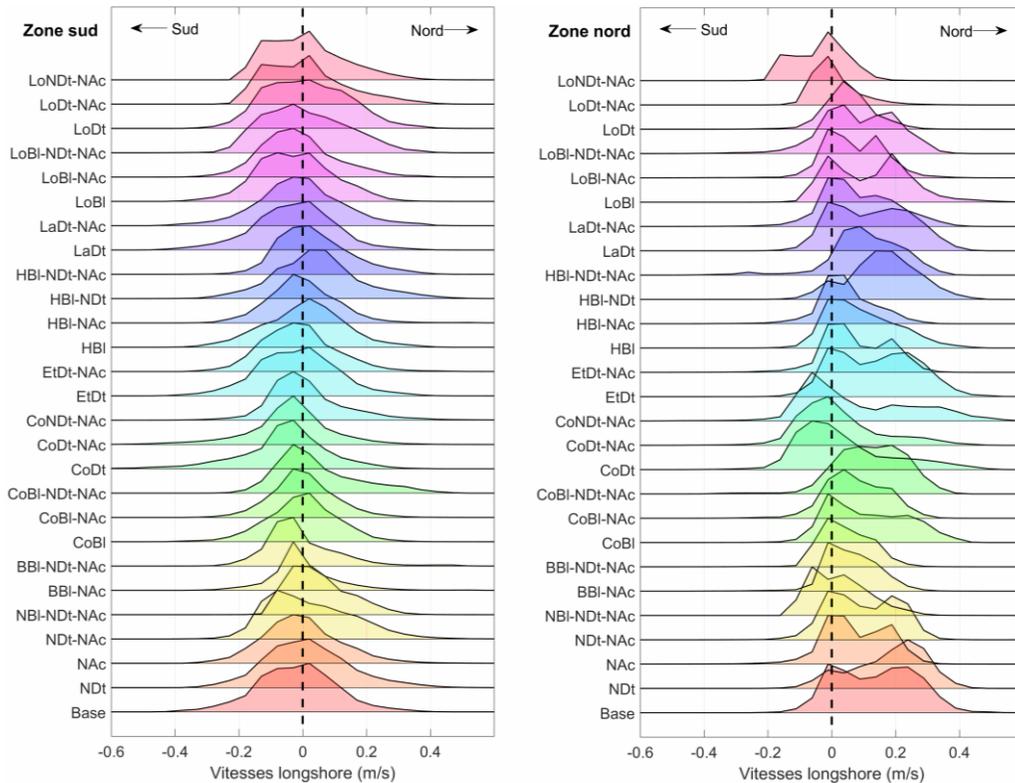
### 5.6.3.2. Influence sur la circulation

Lorsque les flux de retour sont faibles, le sédiment se dépose derrière le front du brise-lames, entraînant une accrétion importante dans la zone à l'abri des vagues et courants incidents. Ce phénomène a été observé lors de la tempête du 6 décembre 2010, peu de temps après le déploiement de la structure. Une forte accrétion de l'ordre de 0,5-0,8 m, a été relevée, favorisée par la présence de la structure. Cependant, cette accrétion importante de sédiment fin peut nuire au développement de la végétation en modifiant la nature du substrat et en empêchant la végétation de développer un système racinaire efficace.

Une analyse des vitesses d'écoulement de ces flux de retour a été effectuée pour identifier les configurations du brise-lames qui permettent de renforcer cet écoulement et, par extension, de limiter l'accrétion derrière la structure. Ici, l'hypothèse est qu'un plus fort courant permettrait d'évacuer les sédiments fins et la matière organique pour éventuellement permettre à un système racinaire de s'implanter. À cette fin, les vitesses parallèles à la côte ( $\vec{v}$ ) derrière la structure ont été extraites des simulations (Figure 88) et leur distribution analysée (Figure 89).



**Figure 88. Emplacement des zones d'étude pour l'extraction des flux de retour derrière le brise-lames.**



**Figure 89. Distribution des vitesses perpendiculaires à la côte extraites dans les zones d'étude pour chacune des configurations considérées. La configuration initiale du brise-lames est annotée « Base ». À droite, les résultats concernent la zone nord, tandis qu'à gauche, ils se rapportent à la zone sud.**

Une distribution centrée sur 0 est ainsi associée à un flux de retour moyen nul. Dans ce cas, une plus forte accrétion peut être constatée car les sédiments ne sont pas évacués. Inversement, plus la distribution est asymétrique vers le nord (pour la zone nord) et vers le sud (pour la zone sud), plus le flux de retour est intense dans cette direction (en m/s) et y permet l'évacuation des sédiments.

On constate ainsi que la zone nord est associée à un flux de retour plus important que la zone sud, pour toutes les configurations. En effet l'asymétrie de la distribution des vitesses est plus élevée pour la zone nord dans la direction d'évacuation (nord). Pour cette zone, la configuration initiale, notée « Base », présente un profil asymétrique important avec deux modes, l'un centré sur 0, le second sur 0,2 m/s.

Les valeurs de flux de retour les plus importantes sont obtenues pour la configuration « CoNDt-NAc », un scénario avec un front de brise-lames plus proche de la côte, sans digue et sans zone d'accumulation (une hypothèse de scénario qui sous-entend un brise-lames derrière lequel aucune accumulation

ne se serait produite encore). Néanmoins cette configuration présente aussi un pic de flux de retour inverse ( $v = -0,1$  m/s), équilibrant le flux vers l'intérieur du brise-lames. On constate que les configurations sans digue (portant l'acronyme « NDt ») présentent un profil de vitesse vers l'intérieur du brise-lames (inverse au flux de retour) plus important que les autres configurations. L'absence de digue permet la libre circulation de l'écoulement et donc une évacuation de la nappe d'eau de chaque côté de la structure.

En prenant en compte les deux évacuations possible (nord-sud) on note que les configurations « CoDt » et « LaDt » sont les plus performantes avec des vitesses maximales dépassant les 40 cm/s sur chacune des zones d'évacuation de la structure. La configuration « CoDt » possède un front plus près de la côte et donc une réduction de la zone d'évacuation plus petite ce qui favorise un écoulement rapide (par conservation du flux). Cette observation est aussi valide dans une moindre mesure pour la configuration « LaDt » qui possède une digue plus large.

#### 5.6.3.3. *Impact de la géométrie du brise-lames sur la dynamique sédimentaire*

Les cumuls sédimentaires modélisés aux abords du brise-lames pour l'événement du 6 novembre 2021 ont été comparés à ceux observés dans la configuration initiale. Les résultats sont présentés à la Figure 90. Pour clarifier l'analyse, les données sur l'accrétion et l'érosion ont été séparées. Sur ces figures, une différence négative (rouge) correspond à un cumul (d'érosion ou d'accrétion) plus important, donc une accrétion plus importante ou bien une érosion plus forte. Inversement, une différence positive (bleu) correspond à une accrétion moins forte que la configuration initiale et une érosion plus faible. Les quantités totales des différences sont indiquées. Ici, une somme totale positive correspond, pour l'érosion, à une configuration limitant l'érosion, et pour l'accrétion à une configuration limitant l'accrétion.

Il convient de noter qu'à des fins de clarté, toutes les configurations étudiées ne sont pas présentées ici. Cela concerne les configurations secondaires, dérivées des configurations principales (e.g. la configuration « CoBI-NAC » qui est dérivée de la configuration « CoBI »).

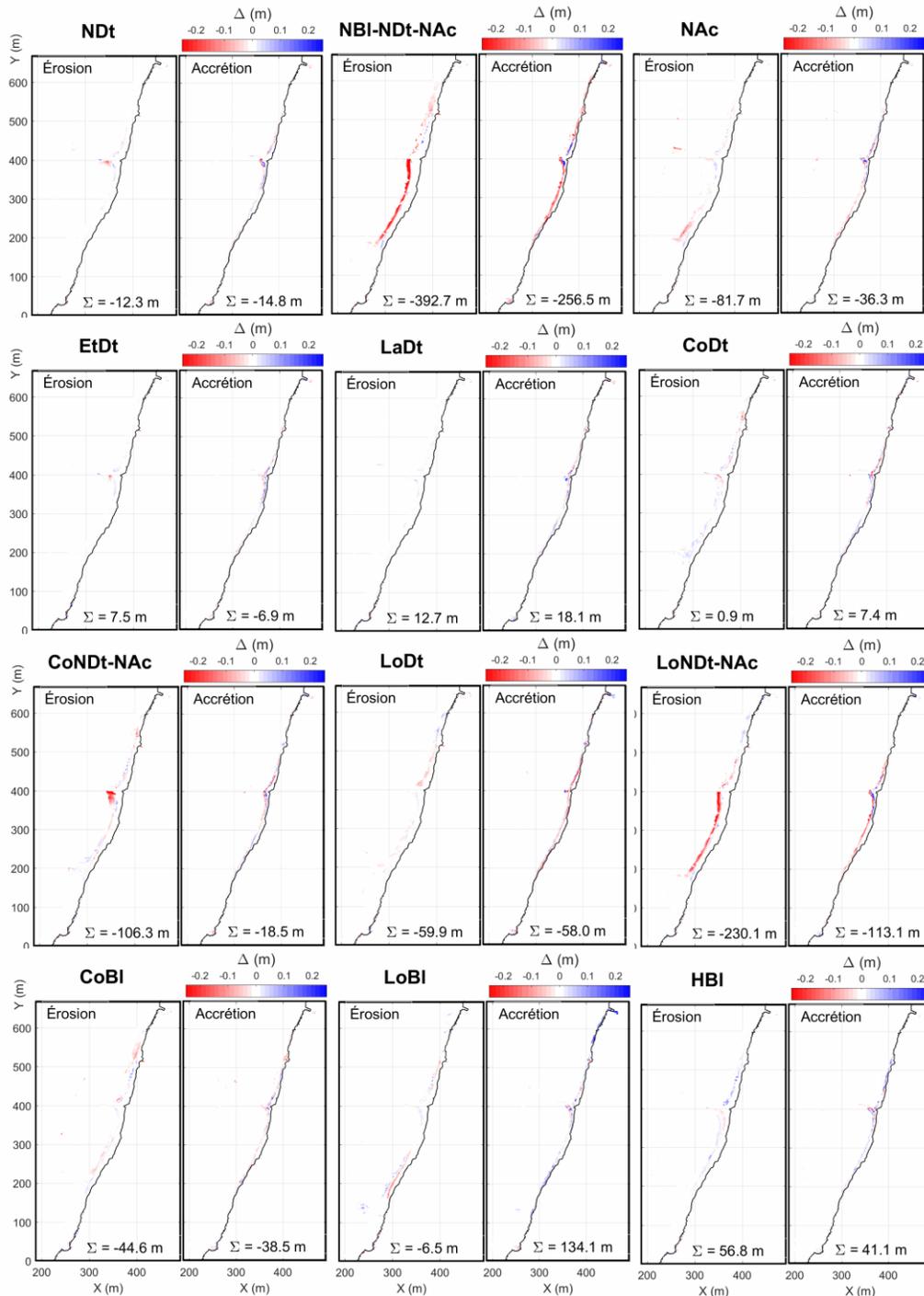


Figure 90. Comparaison entre le cas initial et les différentes configurations considérées concernant les quantités de sédiments accumulés et érodés aux abords de la structure.

Les différences les plus importantes entre la configuration initiale et les autres scénarios testés sont observées pour les scénarios « NBI-NDt-NAc », « LoNDt-NAc », « LoBI » (pour l'accrétion) et « CoNDt-NAc » (pour l'érosion). En ce qui concerne l'accrétion, ceci signifie qu'une zone sans structure, une structure plus longue ou un brise-lames plus loin sans accumulation favorisent l'accrétion comparativement à une configuration initiale. Il est important de noter que le scénario sans structure est associé à l'absence de l'accumulation sédimentaire observée après le déploiement du brise-lames. Toutefois, une forte accumulation est constatée derrière le brise-lames par rapport à la configuration initiale (Figure 90 NBI-NDt-NAc). Cependant, cette accumulation n'entraîne pas un bilan net positif, car on observe également une érosion plus importante dans le scénario sans structure. Par ailleurs, un brise-lames trop près du rivage et sans accumulation favoriserait l'érosion et réduirait le dépôt sédimentaire dans la colonne d'eau, sans doute en raison d'une influence moins prononcée de la bathymétrie sur la réfraction (plus profond que le cas initial avec accumulation sédimentaire). Cependant, cette configuration n'affecte pas nécessairement l'érosion du trait de côte.

#### 5.6.3.4. *Influence de la géométrie du brise-lames sur une tempête historique (6 novembre 2021)*

L'indice de performance des différentes configurations a été évalué en prenant en compte plusieurs facteurs : la réduction de l'énergie incidente des vagues, les contraintes de cisaillement au fond, l'érosion et l'élévation du substrat. Les résultats obtenus pour chaque configuration sont présentés dans la Figure 91.

On y voit que plusieurs scénarios peuvent avoir une performance assez élevée pour satisfaire plusieurs hypothèses ou visions quant à l'utilité de la structure. Par exemple, LoBI-NAc présente un indice similaire globalement par rapport la version LoDt. Cependant, si on souhaite une meilleure performance de la structure sur le côté nord, LoDt surpasse l'autre option. Chaque cas peut être analysé indépendamment, mais l'analyse peut permettre de distinguer rapidement des configurations qui pourraient ne pas être souhaitables par exemple.

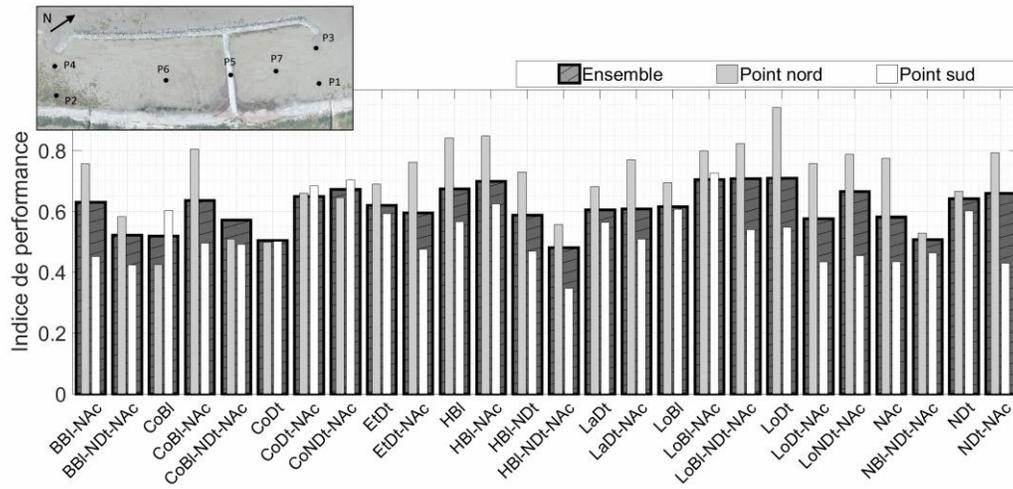
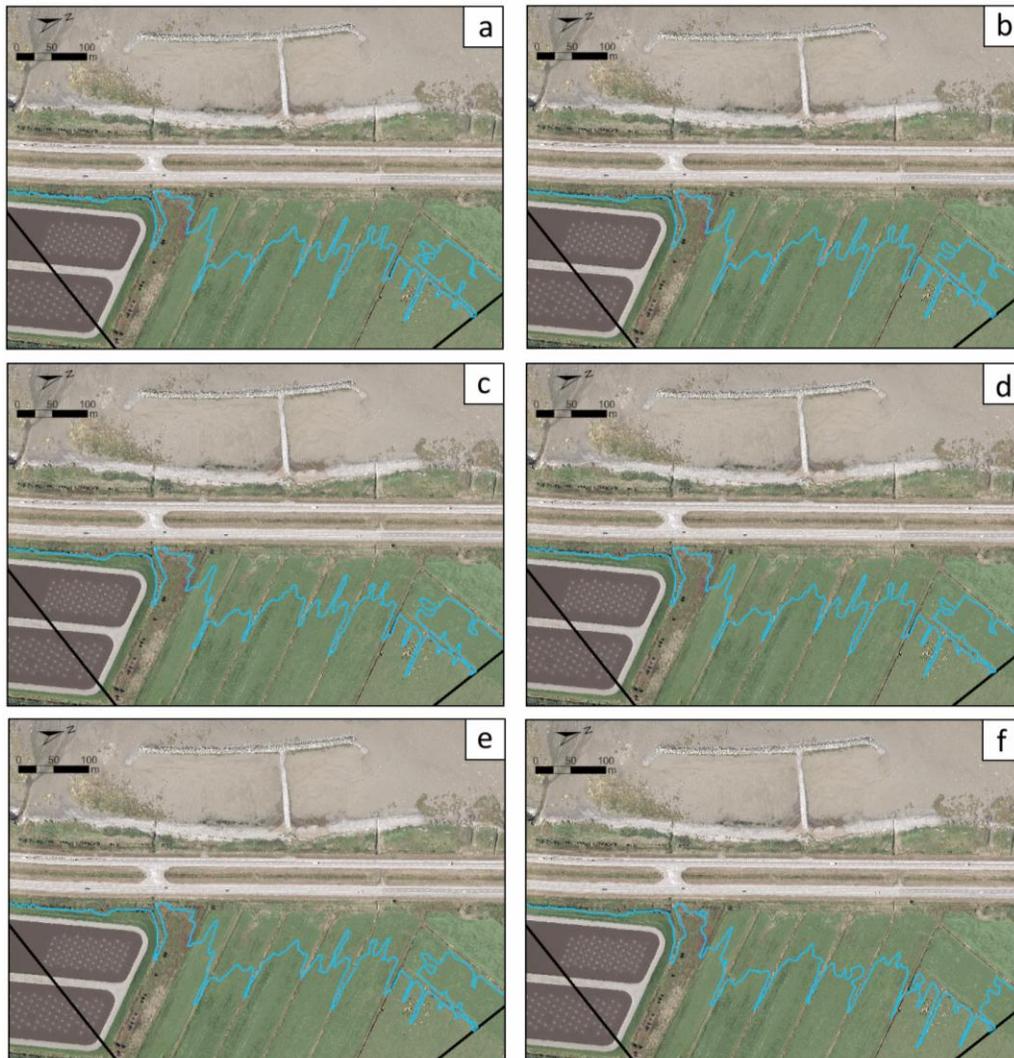


Figure 91. Indice de performance calculé pour chaque configuration considérée.

#### 5.6.3.5. Influence de la géométrie sur une tempête extrême

Des simulations ont été réalisées pour différentes configurations de structures (initiale – sans structure = « NBI\_NDt\_NAc » – « CoDt » – « LoDt » – « CoBI » et « LoBI ») avec des conditions extrêmes (tempête associée à une période de retour de 100 ans). Le niveau d'eau utilisé comme forçage aux frontières du modèle associé à ces tempêtes atteint 3,71 m (CGVD28), avec des vagues de 1,4 m (Hs).

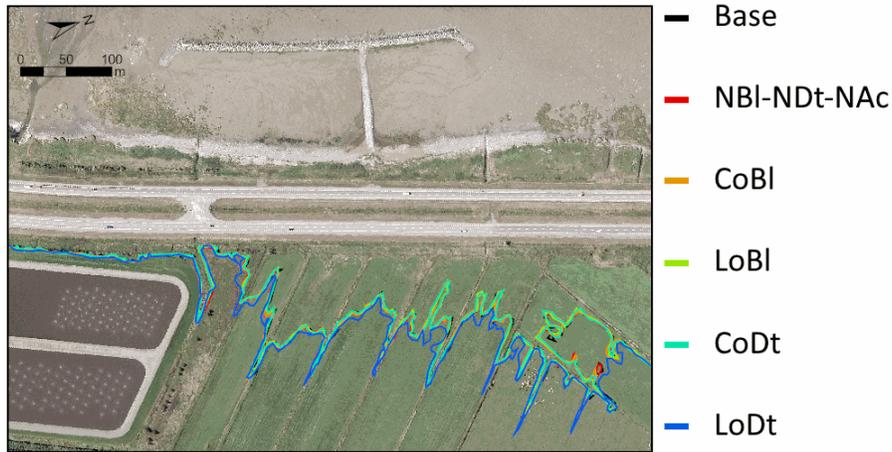


**Figure 92. Position de la ligne de rivage atteinte lors de la tempête associée à une période de retour de 100 ans pour chaque configuration : A) « base » ; B) Sans structure (NBI-NDt-NAc) ; C) « CoBI » ; D) « LoBI » ; E) « CoDt » ;et F) « LoDt ».**

Afin d'examiner l'impact de cette tempête sur le littoral de RDL, en particulier pour comparer l'influence de la géométrie de la structure sur les aléas côtiers tels que la submersion et l'érosion, la position maximale atteinte par la ligne de rivage au cours des simulations a été extraite (Figure 92).

En ce qui concerne la submersion, pour l'événement de 100 ans, l'atteinte maximale observée de la nappe d'eau est importante. L'axe routier est largement submergé derrière le brise-ames, avec un écoulement de surface atteignant jusqu'à 295 m derrière le trait de côte. Les lignes de rivage extraites

ne montrent pas de différences majeures entre les configurations du brise-lames, car les hauteurs d'eau au niveau de la structure sont trop importantes pour que la géométrie du brise-lames ait un impact ( $\sim 1,8$  m au-dessus de la crête du brise-lames). Cependant, la configuration « LoDt », correspondant à une digue deux fois plus longue, et donc à un front du brise-lames situé plus au large, est associée à une submersion légèrement plus conséquente (Figure 92 et 93). Ainsi, un tel niveau d'eau, dans une situation où la structure ne force plus le déferlement des vagues, peut se propager librement vers l'intérieur des terres. Il est à noter que la hauteur de la route est localisée à plus de 4 m, ce qui signifie que les vagues déferlent directement sur l'accotement, provoquant ainsi un franchissement et un débordement vers l'intérieur des terres.



**Figure 93. Position de la ligne de rivage atteinte lors de la tempête associée à une période de retour de 100 ans pour chaque configuration.**

Concernant l'érosion de trait de côte, à partir des mêmes simulations, la courbe de niveau  $Z = 2,5$  m (CGVD28) a été extraite et utilisée comme référence pour le trait de côte, car cette valeur correspond en moyenne à sa hauteur dans le modèle, comme l'illustrent les Figure 76 et Figure 94. Un contraste plus marqué est observé entre les différentes configurations par rapport à l'aléa de submersion, avec des différences notables entre les zones sud et nord, ainsi que directement derrière le brise-lames, selon les configurations. Au sud du brise-lames (Figure 94A), en dehors de la zone directement protégée, les simulations révèlent un recul du trait de côte variant de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres, atteignant jusqu'à 3,5 m dans les zones les plus touchées. La configuration « LoDt » se distingue par un recul plus significatif, généralement supérieur à 2 m dans les zones les plus touchées. Dans la zone immédiate du brise-lames (Figure 94B), le recul est moins prononcé, oscillant entre 1 et 2 m dans les zones les plus touchées. Une légère progradation du trait de côte est observée, en particulier au niveau de la digue du brise-lames, avec une avancée de 20 à 70 cm de la courbe de niveau pour les configurations

« CoDt », « LoDt », « CoBl » et « LoBl ». Dans cette zone, la courbe associée à la configuration initiale (« Base ») reste stable.

Seule la configuration sans structure (« NBI-NDt-NAc ») montre un recul important au niveau de la digue (-5,2 m). Ces observations corroborent les évolutions généralement observées au niveau des structures artificielles telles que le brise-lames de RDL, où une accrétion au niveau du trait de côte peut se produire en fonction de la géométrie du brise-lames et de l'angle d'incidence des vagues. Au nord du brise-lames (Figure 94C), les configurations « LoBl » et « LoDt » sont associées à un recul plus faible. En revanche, les configurations « CoBl », « CoDt » et « NBI-NDt-NAc » montrent un recul généralement deux fois plus important. Le recul associé à la configuration initiale est intermédiaire entre les valeurs observées pour les autres configurations.

Ces observations ne se traduisent pas directement sur les bilans sédimentaires relevés sur l'ensemble de la zone (Figure 95). Le bilan calculé pour la configuration initiale est stable avec un bilan net de 87 m<sup>3</sup>. La configuration « CoDt » est la seule à présenter un bilan net négatif, de l'ordre de 158 m<sup>3</sup>, bien que cela soit faible en termes absolus comparé aux autres configurations. En effet, les bilans excédentaires des autres configurations sont 12 à 60 fois plus importants.

Les différences observées résultent des variations dans les transports sédimentaires pour les configurations « CoBl », « LoBl », « LoDt » et « NBI-NDt-NAc », qui affichent une zone d'accrétion significative au nord du brise-lames (Figure 96). Cette zone est associée à un fort transport sédimentaire moyen durant la simulation. La configuration ayant enregistré l'accrétion la plus importante est celle de « LoDt ». Selon les résultats de cette simulation d'un événement extrême d'une période de retour centenaire, le brise-lames est efficace pour contrer l'érosion mais n'empêche pas un épisode de submersion de franchir la route. Par ailleurs, considérant le transport sédimentaire important, les bilans sédimentaires demeurent majoritairement positifs, ce qui apporte une perspective positive quant à l'influence de la structure submergée par de hauts niveaux d'eau. Par contre, la configuration de la structure a un rôle prépondérant sur la magnitude des observations, que ce soit en ce qui a trait au cumul net d'érosion de part et d'autre des zones de protection du brise-lames (nord vs sud).

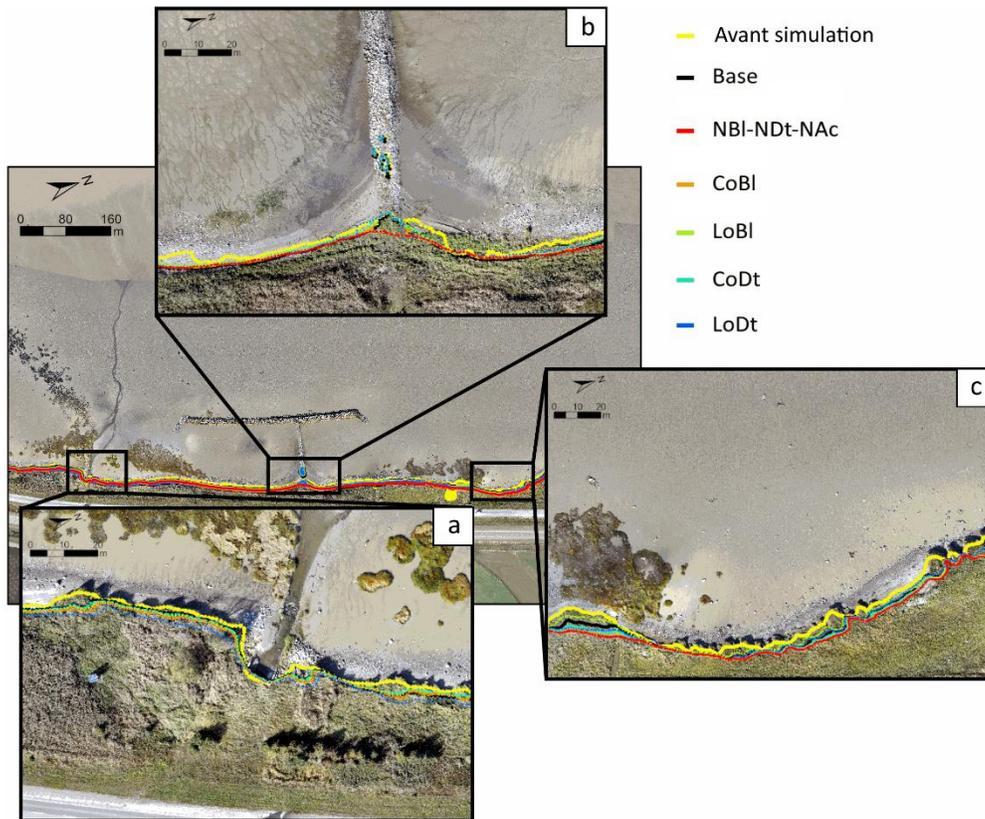


Figure 94. Position des courbes de niveaux ( $Z = 2,5$  m) extraites des topobathymétries finales, issues des simulations des différentes configurations. Événement associé à une période de retour de 100 ans.

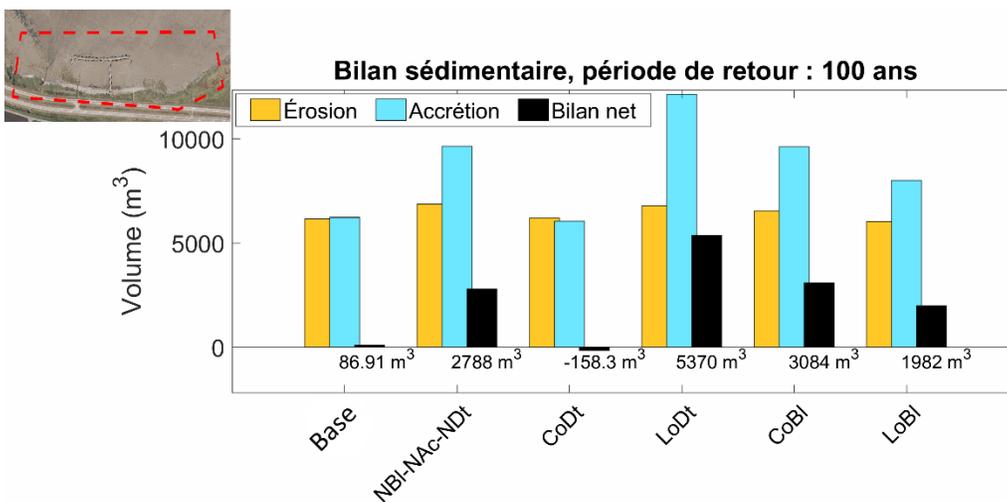
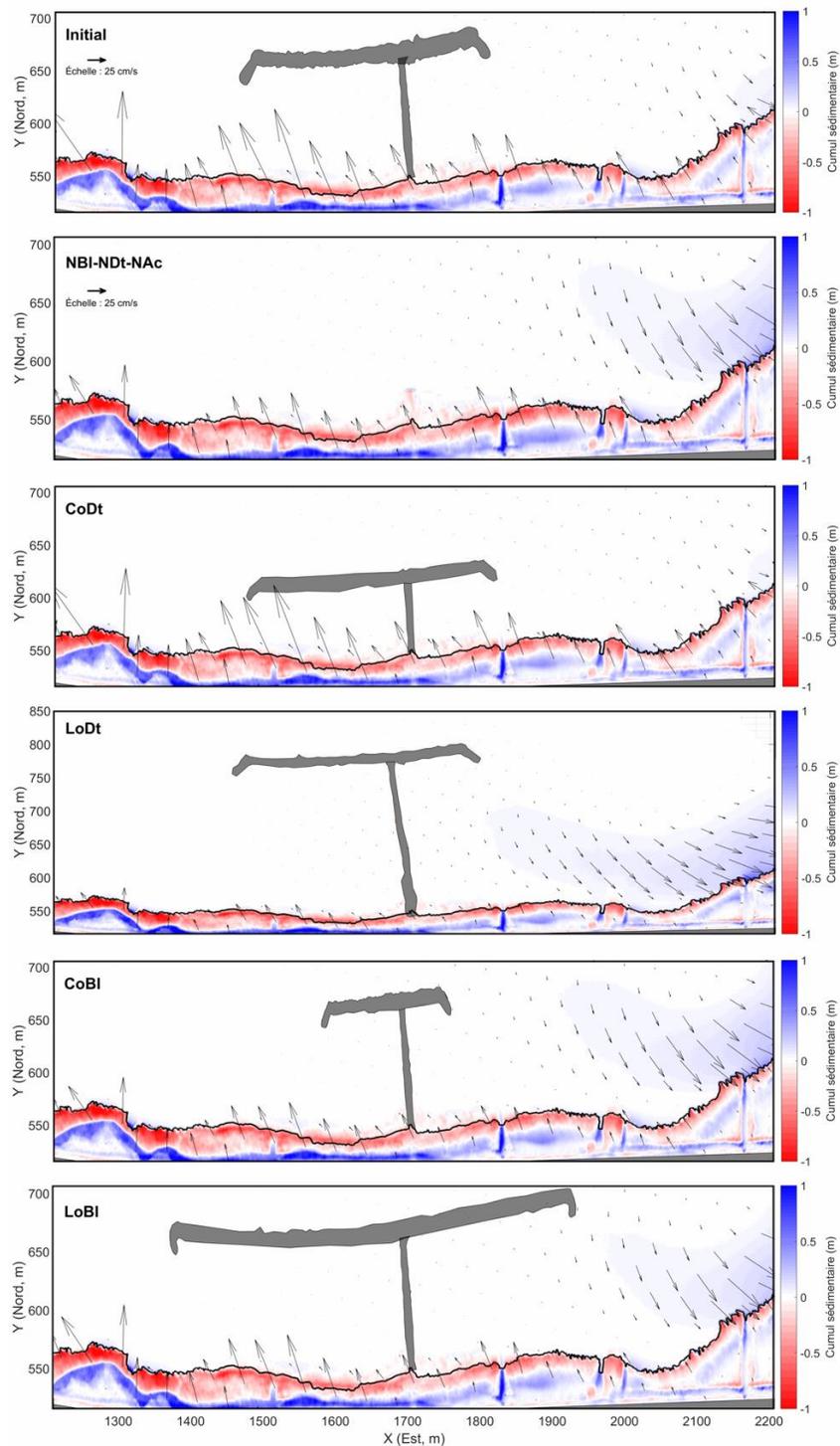


Figure 95. Bilans sédimentaires calculés pour les différentes configurations testées lors de l'événement associé à une période de retour de 100 ans. Les calculs ont été réalisés dans l'environnement proche du brise-lames, délimité par la ligne pointillée rouge sur l'image.



---

**Figure 96. Cumuls et transports sédimentaires observés aux abords du brise-lames pour les différentes configurations testées lors de l'événement associé à une période de retour de 100 ans.**

## 6. CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

Ce travail de recherche a permis d'analyser la dynamique long et court terme du marais salé de Rivière-du-Loup. Les conditions environnementales dans la baie de Rivière-du-Loup ont provoqué des impacts sur la côte depuis une centaine d'année. L'analyse des images historiques disponibles révèle que la superficie en herbier de spartine a diminué depuis 1963, perdant un cinquième de sa superficie entre 1963-2022. Cette perte se situe particulièrement dans sa partie est qui s'érode le plus rapidement. La construction du brise-lames a détruit l'herbier qui y était présent, mais la digue parallèle à la côte a favorisé et maintenu un mince herbier où l'on retrouve des formes hautes de spartine, alors qu'au-devant se retrouve et se maintient une vasière.

À l'échelle du marais, l'environnement sédimentaire de surface présente une grande hétérogénéité. Toutefois, le sédiment au niveau du brise-lames est notablement plus fin et riche en MO. Ces caractéristiques de surface sont aussi présentes sur les 30 premiers cm de la colonne sédimentaire, soutenant que l'événement de tempête de décembre 2010 serait responsable de cette situation. Cet environnement sédimentaire particulier ne permet pas à la spartine de s'implanter de manière pérenne. L'herbier qui s'est développé au brise-lames contient une grande biomasse souterraine, contenant ainsi un important stock de carbone. Cependant, sa petite superficie ne permettrait pas de compenser à ce niveau pour la perte d'herbier causée par la mise en place du brise-lames. Il y aurait ainsi un intérêt pour le stockage de carbone atmosphérique à ce que cet herbier s'agrandisse par une amélioration des conditions sédimentaires de la vasière.

L'analyse des images historiques sur la période de 1927 à 2023 révèle une variabilité significative dans les taux et les schémas d'érosion. La partie nord-est a subi les reculs les plus importants, qui diminuent graduellement vers le sud-ouest, en adéquation avec les variations de densité de végétation de spartine dans le schorre. Sur les 3,5 km de marais analysés, un recul moyen de 63,10 m a été enregistré depuis 1927. Un recul maximal de 178,5 m est observé, indiquant un taux moyen de recul à long terme de  $0,7 \pm 0,12$  m/an. Sur les sites naturels non protégés, la moyenne atteint 2,4m/an (presque linéaire dans le temps).

L'installation du brise-lames a entraîné une réduction immédiate de l'impact des vagues dans la zone protégée, réduisant les taux moyens de recul d'environ

quatre fois. Le brise-lames induit une diminution de l'énergie des vagues incidentes qui varie considérablement selon le niveau d'immersion du brise-lames, allant de 96% à 66%. Le brise-lames est efficace pour protéger contre l'érosion: combiné avec le matériel sédimentaire, il favorise une dynamique saisonnière sur le haut de plage/arrière-plage. Même les simulations numériques d'un événement extrême d'une période de retour 100 ans ne génère que peu d'érosion derrière la structure. Par contre, la structure ne contre pas la submersion et son effet sur les vagues est limité à marée très haute (>2.6 m CGVD28; ~50 cm d'eau). En présence de niveaux d'eau extrêmes, l'effet d'atténuation sur les vagues est presque nul (ex. 6 décembre 2010), et la nappe d'eau peut franchir le trait de côte et atteindre l'empiètement de la route. La modélisation montre que le brise-lames permet une évacuation des matières fines et que peu d'accrétion se produit désormais dans les bassins : la structure a changé la direction du transport longitudinal et perpendiculaire dès son implantation.

Une analyse à court terme révèle des taux de recul plus élevés pendant la saison de fonte des glaces au printemps, mais l'absence prolongée de glace a le plus grand impact cumulatif sur l'érosion. Ces taux sont significativement liés à l'énergie des vagues et au dégel printanier. L'énergie des vagues entraîne principalement le recul de schorre supérieur pendant les périodes sans glace, tandis que le dégel prédomine pendant la saison de fonte des glaces printanière. L'étude révèle des variations saisonnières de la sédimentation et de l'érosion derrière le brise-lames (vers la terre). L'accumulation de sédiments se produit principalement en automne et en hiver, avec des dépôts atteignant jusqu'à 40 cm. Cependant, pour un suivi à très courte échelle, il serait recommandé d'utiliser des plaques de sédimentation, compte tenu du faible taux de sédimentation observé dans les marais. En effet, les modèles numériques peuvent être sujets à des erreurs d'élévation variables spatialement, susceptibles d'altérer la précision des résultats, et c'est tout aussi valable pour les produits LiDAR. L'utilisation de plaques de sédimentation permettrait d'obtenir des données empiriques plus robustes, favorisant une évaluation plus fiable des dynamiques sédimentaires dans ces écosystèmes à une plus fine échelle.

Les mesures in situ réalisées dans cette étude fournissent des informations utiles pour l'évaluation et la gestion adaptative des brise-lames dans les marais. Du point de vue de la protection de côte, il est souhaitable de construire des structures de protection avec une hauteur suffisante (pour prolonger leur émergence) afin de réduire l'énergie des vagues à proximité de la côte. La hauteur souhaitée des brise-lames dépendra du franc-bord lorsque celui-ci est submergé. Pour qu'une structure soit efficace, elle doit induire un déferlement des vagues incidentes, et donc le franc-bord doit permettre de respecter le critère de déferlement ( $\gamma$ ). Cela dépend des conditions hydrodynamiques locales. Par exemple, pour un événement avec une période de retour de 100

ans, la hauteur de la vague associée atteint environ 1,25 m au niveau du brise-lame pour une hauteur d'eau de 3,75 m. Pour respecter le critère de déferlement, généralement fixé à 0,78, la hauteur du brise-lame devrait être d'environ 2,14 m. Les conditions actuelles sédimentaires en périphérie de l'ouvrage ne permettent pas à la spartine de résister aux contraintes. Le matériel peu compact ne permet pas aux racines de spartine de s'ancrer solidement. Le déchaussement observé en 2022 n'est pas associé à des conditions hydrodynamiques énergétiques, ce qui apporte des questionnements sur d'autres variables à explorer pour mieux comprendre les pressions externes sur la survie de la plante.

La hausse du niveau marin pourrait progressivement réduire l'efficacité d'une structure comme le brise-lames, en permettant aux vagues de déferler plus loin. Cependant, si le niveau de la mer devient trop élevé, les vagues risquent de déferler vers l'intérieur des terres, dépassant ainsi la protection du brise-lames. Adapter des prochaines constructions en considérant les ajustements des niveaux d'eau serait donc crucial. De plus, la digue ne semble pas jouer un rôle déterminant sur les vitesses, mais joue sur la position des courants derrière le brise-lames. Réfléchir à enlever ou éviter cette composante pourrait permettre une évacuation sédimentaire des fines particules, et pourrait potentiellement aider à consolider un substrat propice pour l'établissement du système racinaire de la spartine. Pour éviter une sédimentation des particules fines, favoriser une évacuation par des courants plus intenses serait à privilégier : cette contrainte impose en revanche des impacts directs des vagues sur les tiges de spartine. Le remblai a contribué à la dégradation de la végétation du schorre supérieur: réfléchir à mettre en place une structure sans plage artificielle afin de limiter l'apport de particules fines localement pourrait aussi permettre de conserver les caractéristiques du substrat pour limiter les apports et sédimentations trop important sur la slikke.

Enfin, le marais de Rivière-du-Loup a évolué sous des apports sédimentaires qui se sont consolidés et végétalisés avec le temps. Trop de vagues énergétiques ont par la suite déstabilisé cet équilibre et le marais migre désormais vers les terres. Le brise-lames submergé est une méthode qui semble efficace pour bloquer le flux d'énergie des vagues, mais des ajustements sur sa configuration, en exploitant les divers avantages offerts par la modélisation pourraient, permettre d'optimiser la structure afin de favoriser la biodiversité et les herbiers dans un milieu qui est de plus en plus coincé entre la route et le fleuve.

## ANNEXES

### 6.1.1. Annexe 1 : Calcul de l'événement extrême centenaire de référence

Afin de simuler les effets d'un événement extrême avec XBeach, le scénario centenaire a été retenu. L'approche est basée sur les travaux réalisés au LDGIZC depuis 2018 (Didier et al, 2018) et propose une l'utilisation de probabilité conjointe pour déterminer un scénario probable de haut niveau d'eau et vagues. La méthode statistique est présentée dans Dugas et al. (2024).

Considérant les distributions des couples Hs | Niveau d'eau historiques (1996-2015), on obtient 19 couples de maxima annuels. La copule de Joe a été utilisée, représentant au mieux les distributions marginales des paramètres. Le niveau d'eau associé à cet événement est de 3,71 m, combiné à Hs = 1,4 m.

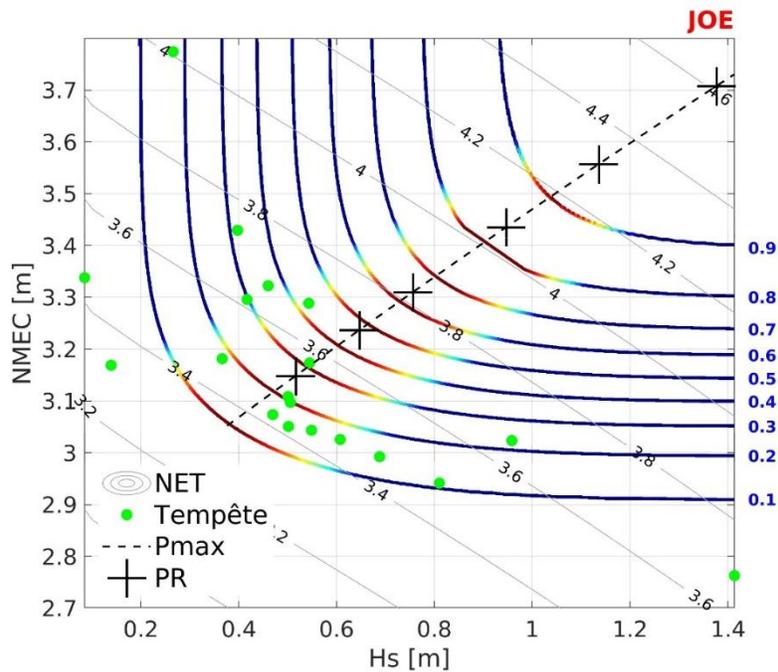


Figure 97. Copule de Joe utilisée pour déterminer l'événement extrême de référence

### 6.1.2. Annexe 2 : Description des variables en sortie des simulations numérique XBeach

Variable	Description	Dimension	Pas de temps
$H_{RMS}$	Hauteur des vagues (RMS) $H_S = \sqrt{2} * H_{RMS}$	m	300
$z_s$	Niveau moyen	m, CGVD28	300, 10
$hh$	Épaisseur d'eau	m	300
$z_h$	Élévation	m, CGVD28	300
$sedero$	Cumul sédimentaire	m	300
$D$	Dissipation de l'énergie	W/m <sup>2</sup>	300
$F_x$	Force des vagues (composante x)	N/m <sup>2</sup>	300
$F_y$	Force des vagues (composante y)	N/m <sup>2</sup>	300
$u_e$	Vitesse eulérienne moyenne dans la colonne d'eau (composante x)	m/s	300
$v_e$	Vitesse eulérienne moyenne dans la colonne d'eau (composante y)	m/s	300
$u_{rms}$	Vitesse orbitale des vagues	m/s	300
$u_{str}$	Flux de retour après déferlement des vagues	m/s	300
$S_{u,bg}$	Transport sédimentaire au fond (composante x)	m <sup>2</sup> /s	300
$S_{v,bg}$	Transport sédimentaire au fond (composante y)	m <sup>2</sup> /s	300
$S_{u,sg}$	Transport sédimentaire dans la colonne d'eau (composante x)	m <sup>2</sup> /s	300
$S_{v,sg}$	Transport sédimentaire dans la colonne d'eau (composante y)	m <sup>2</sup> /s	300
$S_{u,tot}$	Transport sédimentaire total (composante x)	m <sup>2</sup> /s	300
$S_{v,tot}$	Transport sédimentaire total (composante y)	m <sup>2</sup> /s	300

### 6.1.3. Annexe 3 : Analyses de composés avec un potentiel de phytotoxicité

#### Sulfides dans l'eau interstitielle

L'eau interstitielle des carottes extraites pour la géochimie a été prélevée par succion à travers un filtre de 0,2 µm et collectée dans des seringues préalablement lavées à l'acide et rincées avec l'échantillon. La présence de sulfides (H<sub>2</sub>S et S<sup>2-</sup>) a été mesurée par colorimétrie avec le protocole de Cline (1969). 1ml d'acétate de zinc 5% a été ajouté à 250 µl de chaque échantillon récolté pour cette analyse afin de piéger les sulfides présents et les échantillons ont ensuite été congelés à -25°C. Après avoir été décongelés, les échantillons sont vortexés pour dissoudre le précipité avant d'ajouter 80 µl d'un réactif colorimétrique. Après un autre passage au vortex, 300 µl de l'échantillon est déposé dans un puit d'une plaque 96 puits. Trois pseudo-réplicats par échantillon sont analysés sur une microplaque 96 puits par spectrophotométrie à une longueur d'onde de 672 nm. L'absorbance des blancs a été soustraite avant d'estimer la quantité de sulfides en utilisant l'équation de la droite de calibration. Les concentrations de sulfides retrouvées dans les eaux

interstitielles des carottes étaient très petites, toujours au-dessous de 10 Mol par litre, alors que le seuil de toxicité en sulfide pour la spartine est grandement supérieure, à 1 mMol par litre. Les concentrations en sulfides ne sont pas assez élevées pour être phytotoxiques, mais les petites concentrations sont également sous le seuil de détection du protocole utilisé. Les valeurs trouvées sont ainsi trop petites pour être quantifiées et comparées entre les stations avec certitude.

### Acide gallique dans les sédiments

En juin 2022, trois sites ont été identifiés à RDL pour tester le protocole d'extraction d'acide gallique (Figure 98). La station PHRAG1 était située dans une colonie de phragmite du schorre supérieur à l'est du brise-lames. La station PHRAG2 était également située dans du phragmite, mais située au talus d'érosion. La dernière station était située dans la vase nue à l'intérieur du brise-lames. Les échantillons de sédiment ont été récoltés à 1 cm de profondeur avec une seringue tronquée, déposés dans des sacs en plastiques identifiés et analysés dans la semaine suivant la récolte.



**Figure 98. Stations d'échantillonnage des sédiments pour tester le protocole d'extraction d'acide gallique par CLHP.**

Pour identifier la présence d'acide gallique dans le sédiment du marais, les protocoles décrits par Rudrappa et al., (2007) et Rudrappa et al., (2009) ont été suivis. En premier, une solution standard d'acide gallique 1 g par litre a été préparée dans un tampon phosphate à 2.5 mM (pH 2.5). Le standard a été utilisé pour produire une courbe de calibration analysée en chromatographie liquide à haute performance (CLHP) et ainsi comparer les pics avec ceux produits lors de l'analyse des sédiments du marais. Ensuite, pour extraire l'acide gallique des sédiments, ce dernier a en premier été tamisé à 1mm, puis 1g de chaque échantillon était mélangé à 10ml du tampon phosphate et centrifugé à 5000 tours/minutes durant 5 minutes après avoir été vortexé durant deux minutes. Le surnageant était ensuite récolté, filtré à 0.45 M et congelé à  $-80^{\circ}\text{C}$ . Finalement, après lyophilisation, la poudre était redissoute dans 400 L du tampon phosphate et injecté dans le CLHP. Pour vérifier la capacité du protocole à extraire l'acide gallique, 400  $\mu\text{L}$  de la solution d'acide gallique a été ajoutés sur des échantillons

récoltés aux mêmes stations avant la centrifugation. Si le protocole est fonctionnel, on s'attendrait ainsi à trouver du composé certainement aux deux stations où les sédiments ont été récoltés sous du phragmites.

Le protocole utilisé pour l'extraction d'acide gallique n'a pas permis de détecter un signal de la présence du composé dans le sédiment, autant pour pour les stations prises directement en dessous de phragmites que pour la station au brise-lames. Le protocole en lui-même pourrait être fautif, car même dans les échantillons où une solution d'acide gallique avait été ajoutée artificiellement, soit le signal était complètement absent pour des concentrations avec 25 ppm d'ajout ou très faible pour des concentrations avec 100 ppm d'ajout. Ainsi, de l'acide gallique a été détecté dans les échantillons où de l'acide a été ajouté artificiellement, mais l'extraction par CHLP était impossible à quantifier à cause des concentrations trop faibles retrouvées. Une étude par Weidenhamer et al. (2013) a réfuté les résultats de Rudrappa en ne mesurant aucun acide gallique dans du sédiment sous du phragmite et en ne trouvant que des traces d'acide gallique dans les feuilles et les rhizomes de la plante. L'incertitude de la présence de l'acide gallique comme composé phytotoxique dans le sédiment a mis en doute le rôle de l'acide gallique comme contrainte à l'implantation de la spartine dans le marais de RDL. La difficulté de son extraction a également été un facteur qui a contribué à l'arrêt de l'investigation du rôle de ce composé dans cette présente étude.

## 7. RÉFÉRENCES

- Adam, P. (1990). *Saltmarsh ecology*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 461p.
- Adem Esmail, B., & Geneletti, D. (2018). Multi-criteria decision analysis for nature conservation : A review of 20 years of applications. *Methods in Ecology and Evolution*, 9(1), 42-53.
- Airoldi, L., Abbiati, M., Beck, M. W., Hawkins, S. J., Jonsson, P. R., Martin, D., Moschella, P. S., Sundelöf, A., Thompson, R. C., & Åberg, P. (2005). An ecological perspective on the deployment and design of low-crested and other hard coastal defence structures. *Coastal Engineering*, 52(10–11), 1073–1087. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.09.007>
- Allard, M., Fournier, R. A., Grenier, M., Lefebvre, J., & Giroux, J.-F. (2012). Forty Years of Change in the Bulrush Marshes of the St. Lawrence Estuary and The Impact of the Greater Snow Goose. *Wetlands*, 32(6), 1175-1188. <https://doi.org/10.1007/s13157-012-0347-z>
- Allen, J. R. L. (1989). Evolution of salt-marsh cliffs in muddy and sandy systems: A qualitative comparison of British West-Coast estuaries. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14(1), 85–92. <https://doi.org/10.1002/esp.3290140108>
- Allen, J. R. L. (2000). Erratum to: "Morphodynamics of Holocene salt marshes: A review sketch from the Atlantic and Southern North sea coasts of Europe" [*Quaternary Science Reviews* 19, 1155-1231]. *Quaternary Science Reviews*, 19(17–18), 1839–1840. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00157-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00157-8)
- Allen, J. R. L., Haslett, S. K., & Rinkel, B. E. (2006). Holocene tidal palaeochannels, Severn Estuary Levels, UK: A search for granulometric and foraminiferal criteria. *Proceedings of the Geologists' Association*, 117(4), 329–344. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(06\)80042-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(06)80042-8)
- Almarshed, B., Figlus, J., Miller, J., & Verhagen, H. J. (2020). Innovative Coastal Risk Reduction through Hybrid Design: Combining Sand Cover and Structural Defenses. *Journal of Coastal Research*, 36(1), 174–188. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-18-00078.1>
- ARGUS. (1997). *Restoration du marais de Rivière-du-Loup et protection d'un tronçon de l'autoroute Jean-Lesage*. Québec, 88 p.
- Armstrong, W., Wright, E. J., Lythe, S., & Gaynard, T. J. (1985). Plant Zonation and the Effects of the Spring-Neap Tidal Cycle on Soil Aeration in a Humber Salt Marsh. *The Journal of Ecology*, 73(1), 323. <https://doi.org/10.2307/2259786>

- Bandet, M., Caulet, C., Baudry, J., Didier, David., Dubuc, D., Marion, N., McKinnon, R., Paul-Hus, C., Caveen, C., James and Sévigny, Senneville, S., Dumont, D., & Bernatchez, P. (2020). Programme de mesure et de modélisation de la morphodynamique de l'érosion et de la submersion côtière dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (MoDESCo), Phase III - rapport final. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, novembre 2020, 259 p.
- Baquerizo, A., & Losada, M. A. (1998). Sediment transport around a mound breakwater: The toe erosion problem. *Proceedings of the Coastal Engineering Conference*, 2, 1720–1729. <https://doi.org/10.1061/9780784404119.128>
- Bartholdy, J., Bartholdy, A. T., Kim, D., & Pedersen, J. B. T. (2014). On autochthonous organic production and its implication for the consolidation of temperate salt marshes. *Marine Geology*, 351, 53–57. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.015>
- Bayliss-Smith, T. P., Healey, R., Lailey, R., Spencer, T., & Stoddart, D. R. (1979). Tidal flows in salt marsh creeks. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 9(3), 235–255. [https://doi.org/10.1016/0302-3524\(79\)90038-0](https://doi.org/10.1016/0302-3524(79)90038-0)
- Beaudoin, A. (2003). A comparison of two methods for estimating the organic content of sediments. 4.
- Bondoni, M., Mel, R., Solari, L., Lanzoni, S., Francalanci, S., & Oumeraci, H. (2016a). Insights into lateral marsh retreat mechanism through localized field measurements, *Water Resour. Res.*, 52, 1446–1464, doi:10.1002/2015WR017966. Received. *Water Resources Research RESEARCH*. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1969.tb04897.x>
- Bernatchez, P., & Drezja, S. (2015). Réseau de suivi de l'érosion côtière du Québec maritime—Guide pour les utilisateurs. 52.
- Bernatchez, P., & Dubois, J. M. M. (2004). A review of coastal erosion dynamics on Laurentian maritime Quebec coasts. *Geographie Physique et Quaternaire*, 58(1), 45–71. <https://doi.org/10.7202/013110ar>
- Bernatchez, P., & Quintin, C. (2016). Potentiel de migration des écosystèmes côtiers meubles québécois de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent dans le contexte de la hausse appréhendée du niveau de la mer. *Le Naturaliste Canadien*, 140(2), 91–104. <https://doi.org/10.7202/1036507ar>
- Birben, A. R., Özölçer, I. H., Karasu, S., & Kömürçü, M. I. (2007). Investigation of the effects of offshore breakwater parameters on sediment accumulation. *Ocean Engineering*, 34(2), 284–302. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2005.12.006>
- Bockelmann, A. C., Bakker, J. P., Neuhaus, R., & Lage, J. (2002). The relation between vegetation zonation, elevation and inundation frequency in a Wadden Sea salt marsh. *Aquatic Botany*, 73(3), 211–221.

[https://doi.org/10.1016/S0304-3770\(02\)00022-0](https://doi.org/10.1016/S0304-3770(02)00022-0)

- Bonnier Roy, F. (2019). L'influence des conditions météo-marines et des ouvrages de protection sur la morphosédimentologie des plages et de l'herbier à spartine alterniflore, Île aux Coudres (Québec, Canada). Mémoire. Rimouski, Université du Québec à Rimouski, Département de bio. 365.
- Bouma, T. J., van Belzen, J., Balke, T., van Dalen, J., Klaassen, P., Hartog, A. M., Callaghan, D. P., Hu, Z., Stive, M. J. F., Temmerman, S., & Herman, P. M. J. (2016). Short-term mudflat dynamics drive long-term cyclic salt marsh dynamics. *Limnology and Oceanography*, 61(6), 2261–2275. <https://doi.org/10.1002/lno.10374>
- Bouma, T., Friedrichs, M., Klaassen, P., van Wesenbeeck, B., Brun, F., Temmerman, S., van Katwijk, M., Graf, G., & Herman, P. (2009). Effects of shoot stiffness, shoot size and current velocity on scouring sediment from around seedlings and propagules. *Marine Ecology Progress Series*, 388, 293-297. <https://doi.org/10.3354/meps08130>
- Brady, N. C., & Weil, R. R. (2008). *The nature and properties of soils* (14th ed). Pearson/Prentice Hall; WorldCat.
- Brewer, J. S., & Bertness, M. D. (1996). Disturbance and Intraspecific Variation in the Clonal Morphology of Salt Marsh Perennials. *Oikos*, 77(1), 107. <https://doi.org/10.2307/3545590>
- Brochu, M. (1960). Dynamique et caractéristiques des glaces de dérive de l'estuaire et de la partie nord-est du golfe Saint-Laurent, hivers 1957-58. Étude géographique, no 24, Direction de la géographie, ministère des mines et des relevés techniques, Ottawa, 1960, 8 tableau. *Cahiers de Géographie Du Québec*, 4(8), 387. <https://doi.org/10.7202/020243ar>
- Brückner, M. Z. M., Schwarz, C., Dijk, W. M., Oorschot, M., Douma, H., & Kleinhans, M. G. (2019). Salt Marsh Establishment and Eco-Engineering Effects in Dynamic Estuaries Determined by Species Growth and Mortality. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(12), 2962-2986. <https://doi.org/10.1029/2019JF005092>
- Butzeck, C., Eschenbach, A., Gröngroft, A., Hansen, K., Nolte, S., & Jensen, K. (2015). Sediment Deposition and Accretion Rates in Tidal Marshes Are Highly Variable Along Estuarine Salinity and Flooding Gradients. *Estuaries and Coasts*, 38(2), 434–450. <https://doi.org/10.1007/s12237-014-9848-8>
- Cáceres, I., Sánchez-Arcilla, A., Alsina, J. M., González-Marco, D., & Sierra, J. P. (2006). Coastal dynamics around a submerged barrier. *Coastal Dynamics 2005 - Proceedings of the Fifth Coastal Dynamics International Conference*, 40855(September). [https://doi.org/10.1061/40855\(214\)53](https://doi.org/10.1061/40855(214)53)
- Cáceres, I., Sánchez-Arcilla, A., Zanuttigh, B., Lamberti, A., & Franco, L. (2005). Wave overtopping and induced currents at emergent low crested structures. *Coastal Engineering*, 52(10–11), 931–947. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.09.004>

- Cahoon, D. R., & Reed, D. J. (1995). Relationships among marsh surface topography, hydroperiod, and soil accretion in a deteriorating Louisiana salt marsh. *Journal of Coastal Research*, 11(2), 357–369.
- Cahoon, Donald R., Reed, D. J., & Day, J. W. (1995). Estimating shallow subsidence in microtidal salt marshes of the southeastern United States: Kaye and Barghoorn revisited. *Marine Geology*, 128(1–2), 1–9. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00087-F](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00087-F)
- Callaghan, D. P., Bouma, T. J., Klaassen, P., van der Wal, D., Stive, M. J. F., & Herman, P. M. J. (2010). Hydrodynamic forcing on salt-marsh development: Distinguishing the relative importance of waves and tidal flows. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 89(1), 73–88. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2010.05.013>
- Cao, H., Zhu, Z., Balke, T., Zhang, L., & Bouma, T. J. (2018). Effects of sediment disturbance regimes on *Spartina* seedling establishment: Implications for salt marsh creation and restoration: Sediment dynamics affect seedling establishment. *Limnology and Oceanography*, 63(2), 647-659. <https://doi.org/10.1002/lno.10657>
- Cao, H., Zhu, Z., van Belzen, J., Gourgue, O., van de Koppel, J., Temmerman, O. S., ... & Bouma, T. J. (2021). Salt marsh establishment in poorly consolidated muddy systems: effects of surface drainage, elevation, and plant age. *Ecosphere*, 12(9), e03755.
- Carniello, L., Defina, A., & D'Alpaos, L. (2009). Morphological evolution of the Venice lagoon: Evidence from the past and trend for the future. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114(4). <https://doi.org/10.1029/2008JF001157>
- Casamayor, M., Alonso, I., Valiente, N. G., & Sánchez-García, M. J. (2022). Seasonal response of a composite beach in relation to wave climate. *Geomorphology*, 408(July 2021). <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108245>
- Castagno, K. A., Jiménez-Robles, A. M., Donnelly, J. P., Wiberg, P. L., Fenster, M. S., & Fagherazzi, S. (2018). Intense Storms Increase the Stability of Tidal Bays. *Geophysical Research Letters*, 45(11), 5491–5500. <https://doi.org/10.1029/2018GL078208>
- Chmura, G. L., Helmer, L. L., Beecher, C. B., & Sunderland, E. M. (2001). Historical rates of salt marsh accretion on the outer Bay of Fundy. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38(7), 1081–1092. <https://doi.org/10.1139/cjes-38-7-1081>
- Christiansen, T., Wiberg, P. L., & Milligan, T. G. (2000). Flow and sediment transport on a tidal salt marsh surface. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50(3), 315–331. <https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0548>
- Cima+. (2011). Avis technique.
- Cima+. (2012). Protection de l'autoroute 20 et restauration du marais de Rivière-

du-Loup – Projet pilote—RÉSULTATS DU SUIVI SÉDIMENTAIRE.

- Cinelli, M., Coles, S. R., & Kirwan, K. (2014). Analysis of the potentials of multi criteria decision analysis methods to conduct sustainability assessment. *Ecological indicators*, 46, 138-148.
- Coleman, J. M., Huh, O. K., & Braud, D. W. (2008). Wetland loss in world deltas. *Journal of Coastal Research*, 24(1 SUPPL. A), 1–14. <https://doi.org/10.2112/05-0607.1>
- Connor, R. F., Chmura, G. L., & Beecher, C. B. (2001). Carbon accumulation in bay of fundy salt marshes: Implications for restoration of reclaimed marshes. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(4), 943-954. <https://doi.org/10.1029/2000GB001346>
- Corriveau, M., Fraser, C., Caron, T., Bernatchez, P., Buffin-Bélanger, T., & Van-Wierst, S. (2016). Étude de la dynamique morphosédimentaire des côtes basses sablonneuses en bordure de la route 138 sur la Côte-Nord du Saint-Laurent en contexte de changements climatiques: Rapport final. Projet X016.1. Laboratoire de Dynamique et de Gestion Intégrée Des Zones Côtières, Université Du Québec à Rimouski. Rapport Remis Au Ministère Des Transports Du Québec, Mars 2016, 421 p. + Annexes.
- Coulombier, T. (2011). Transport sédimentaire dans un marais littoral du Saint-Laurent: importance de la végétation et des vagues. 95. <http://semaphore.uqar.ca/662/>
- Coulombier, T., Neumeier, U., & Bernatchez, P. (2012). Sediment transport in a cold climate salt marsh (St. Lawrence Estuary, Canada), the importance of vegetation and waves. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 101, 64–75. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.02.014>
- Craft, C., Clough, J., Ehman, J., Jove, S., Park, R., Pennings, S., Guo, H., & Machmuller, M. (2009). Forecasting the effects of accelerated sea-level rise on tidal marsh ecosystem services. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 7(2), 73–78. <https://doi.org/10.1890/070219>
- D'Alpaos, A., Lanzoni, S., Marani, M., & Rinaldo, A. (2007). Landscape evolution in tidal embayments: Modeling the interplay of erosion, sedimentation, and vegetation dynamics. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(1). <https://doi.org/10.1029/2006JF000537>
- D'Alpaos, A., Lanzoni, S., Marani, M., Fagherazzi, S., & Rinaldo, A. (2005). Tidal network ontogeny: Channel initiation and early development. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(2), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2004JF000182>
- Dai, J., Wang, C. M., Utsunomiya, T., & Duan, W. (2018). Review of recent research and developments on floating breakwaters. *Ocean Engineering*, 158(February), 132–151. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2018.03.083>
- Dally, W., & R. Pope, J. (1986). Detached Breakwaters for Shore Protection. Technical Report, CERC 86-1, CERC.

- Darby, F. A., & Turner, R. E. (2008). Below- and Aboveground *Spartina alterniflora* Production in a Louisiana Salt Marsh. *Estuaries and Coasts*, 31(1), 223-231. <https://doi.org/10.1007/s12237-007-9014-7>
- Davey, E., Wigand, C., Johnson, R., Sundberg, K., Morris, J., & Roman, C. T. (2011). Use of computed tomography imaging for quantifying coarse roots, rhizomes, peat, and particle densities in marsh soils. *Ecological Applications*, 21(6), 2156-2171. <https://doi.org/10.1890/10-2037.1>
- Davies, J. L. (1964). A morphogenic approach to world shorelines. *Z. Geomorph.*, 8, 27 – 42.
- DEAN, R. (1977). Equilibrium beach profiles: US Atlantic and Gulf coasts. Department of Civil Engineering and College of Marine Studies., University of Delaware. *Deltares Delft Hydraulics*, 1997. Two-dimensional and one-dimensional model simulations for the effect of a sin.
- Dean, R. G., Chen, R., & Browder, A. E. (1997). Full scale monitoring study of a submerged breakwater, Palm Beach, Florida, USA. *Coastal Engineering*, 29(3-4), 291-315. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(96\)00028-2](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(96)00028-2)
- Deegan, L. A., Johnson, D. S., Warren, R. S., Peterson, B. J., Fleeger, J. W., Fagherazzi, S., & Wollheim, W. M. (2012). Coastal eutrophication as a driver of salt marsh loss. *Nature*, 490(7420), 388-392. <https://doi.org/10.1038/nature11533>
- Deltares. (2024). XBeach manual. <https://xbeach.readthedocs.io>
- Dessau. (2013). Suivi des travaux d'enrochement et de restauration du marais de Rivière-du-Loup.
- Didier, D., Bandet, M., Bernatchez, P., & Dumont, D. (2019). Modelling coastal flood propagation under sea level rise : A case study in Maria, eastern Canada. *Geosciences (Switzerland)*, 9(2), 1-25. <https://doi.org/10.3390/geosciences9020076>
- Didier, D., Baudry, J., Bernatchez, P., Dumont, D., Sadegh, M., Bismuth, E., Bandet, M., Dugas, S., & Sévigny, C. (2018). Multihazard simulation for coastal flood mapping: Bathtub versus numerical modelling in an open estuary, Eastern Canada. *Journal of Flood Risk Management*, e12505. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12505>
- Dionne, J. (1985a). Tidal Marsh Erosion by Geese, St. Lawrence Estuary, Québec / Érosion du schorre par les oies, estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39(1), 99-105. <https://doi.org/10.7202/032589ar>.
- Dionne, J. C. (1972). Caractéristiques des schorres des régions froides, en particulier de l'estuaire du Saint-Laurent. *Zeitschrift fur Geomorphologie, Suppl. Bd. 13*, 131-162.
- Dionne, J.-C. (1986). Érosion récente des marais intertidaux de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, 40(3), 307-323. <https://doi.org/10.7202/032651ar>

- Dionne, J.-C., & Bouchard, M.-C. (2000). Nouvelles données sur l'érosion du schorre supérieur à Montmagny, moyen estuaire du Saint-Laurent. *Géographie physique et Quaternaire*, 54(2), 219–230. <https://doi.org/10.7202/004787ar>.
- Dionne, Jean Claude. (1985). Formes, figures et faciès sédimentaires glaciels des estrans vaseux des régions froides. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51(1–4), 415–451. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(85\)90097-5](https://doi.org/10.1016/0031-0182(85)90097-5)
- Dionne, Jean Claude. (2004). Age and mean rate of vertical accretion of intertidal marshes of the St. Lawrence estuary, particularly those at Montmagny and Sainte-Anne-de-Beaupré. *Geographie Physique et Quaternaire*, 58(1), 73–108. <https://doi.org/10.7202/013111ar>
- Dionne, Jean-Claude. (1973). La notion de pied de glace (Icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent. *Cahiers de Géographie Du Québec*, 17(41), 221–250. <https://doi.org/10.7202/021116ar>
- Dionne, Jean-Claude. (1985b). «L'érosion anthropique des marais intertidaux du Saint-Laurent», *Comptes rendus, Conférence canadienne du littorale-1985, St-John's, Terre-Neuve*, 547-568.
- Dolphin, T. J., Vincent, C. E., Bacon, J. C., Dumont, E., & Terentjeva, A. (2012). Decadal-scale impacts of a segmented, shore-parallel breakwater system. *Coastal Engineering*, 66, 24–34. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.03.004>
- Donatelli, C., Ganju, N. K., Zhang, X., Fagherazzi, S., & Leonardi, N. (2018). Salt Marsh Loss Affects Tides and the Sediment Budget in Shallow Bays. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(10), 2647–2662. <https://doi.org/10.1029/2018JF004617>
- Doody, J. P. (2004). 'Coastal squeeze'—An historical perspective. *Journal of Coastal Conservation*, 10(1), 129-138. <https://doi.org/10.1007/bf02818949>
- Doody, P., Ferreira, M., Lombardo, S., Lucius, I., Misdorp, R., Niesing, H., Salman, A., & Smallegange, M. (2004). Living with Coastal Erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability: Results from the EUROSION Study. European Commission, Luxembourg, 1–40.
- Drapeau, G. (1992). Géographie physique et quaternaire sediment dynamics in the St . Lawrence Estuary. *Dynamique sédimentaire des littoraux de l'estuaire du Saint-Laurent*. 46(2), 233–242. <https://doi.org/10.7202/032907ard>.
- Duvall, M. S., Wiberg, P. L., & Kirwan, M. L. (2019). Controls on Sediment Suspension, Flux, and Marsh Deposition near a Bay-Marsh Boundary. *Estuaries and Coasts*, 42(2), 403–424. <https://doi.org/10.1007/s12237-018-0478-4>
- Edwards, T. L., Nowicki, S., Marzeion, B., Hock, R., Goelzer, H., Seroussi, H., Jourdain, N. C., Slater, D. A., Turner, F. E., Smith, C. J., McKenna, C. M.,

- Simon, E., Abe-Ouchi, A., Gregory, J. M., Larour, E., Lipscomb, W. H., Payne, A. J., Shepherd, A., Agosta, C., ... Zwinger, T. (2021). Projected land ice contributions to twenty-first-century sea level rise. *Nature*, 593(7857), 74–82. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03302-y>
- Ellen Z., Harrison, Arthur L., B. (1977). Sedimentation Rates on Tidal Salt Marshes in Connecticut. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 47(4), 1484–1490. <https://doi.org/10.1306/212f739c-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- Englobe. (2014). Suivi des travaux d'enrochement et de restauration du marais de Rivière-du-Loup.
- Englobe. (2016). Suivi des travaux d'enrochement et de restauration du marais de Rivière-du-Loup.
- Everett, T., Chen, Q., Karimpour, A., & Twilley, R. (2019). Quantification of Swell Energy and Its Impact on Wetlands in a Deltaic Estuary. *Estuaries and Coasts*, 42(1), 68–84. <https://doi.org/10.1007/s12237-018-0454-z>
- Fagherazzi, S. (2014). Storm-proofing with marshes. *Nature Geosci* 7, 701–702 (2014). <https://doi.org/10.1038/ngeo2262>.
- Fagherazzi, S., & Priestas, A. M. (2010). Sediments and water fluxes in a muddy coastline: Interplay between waves and tidal channel hydrodynamics. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(3), 284–293. <https://doi.org/10.1002/esp.1909>
- Fagherazzi, Sergio, & Sun, T. (2004). A stochastic model for the formation of channel networks in tidal marshes. *Geophysical Research Letters*, 31(21), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL020965>
- Fagherazzi, Sergio, Carniello, L., D'Alpaos, L., & Defina, A. (2006). Critical bifurcation of shallow microtidal landforms in tidal flats and salt marshes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103(22), 8337–8341. <https://doi.org/10.1073/pnas.0508379103>
- Fagherazzi, Sergio, Kirwan, M. L., Mudd, S. M., Guntenspergen, G. R., Temmerman, S., D'Alpaos, A., Van De Koppel, J., Rybczyk, J. M., Reyes, E., Craft, C., & Clough, J. (2012). Numerical models of salt marsh evolution: Ecological, geomorphic, and climatic factors. *Reviews of Geophysics*, 50(1), 1–28. <https://doi.org/10.1029/2011RG000359>
- Fagherazzi, Sergio, Mariotti, G., Leonardi, N., Canestrelli, A., Nardin, W., & Kearney, W. S. (2020). Salt Marsh Dynamics in a Period of Accelerated Sea Level Rise. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(8), 1–31. <https://doi.org/10.1029/2019JF005200>
- Finotello, A., Marani, M., Carniello, L., Pivato, M., Roner, M., Tommasini, L., & D'alpaos, A. (2020). Control of wind-wave power on morphological shape of salt marsh margins. *Water Science and Engineering*, 13(1), 45–56. <https://doi.org/10.1016/j.wse.2020.03.006>
- Fitri, A., & Yao, L. (2019). The impact of parameter changes of a detached

- breakwater on coastal morphodynamic at cohesive shore: A simulation. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 365(1). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/365/1/012054>
- Fitri, Arniza, Hashim, R., Abolfathi, S., & Maulud, K. N. A. (2019). Dynamics of sediment transport and erosion-deposition patterns in the locality of a detached low-crested breakwater on a cohesive coast. *Water (Switzerland)*, 11(8). <https://doi.org/10.3390/w11081721>
- Forbes, D. ., & Manson, G. . (2002). Coastal geology and shorezone processes. In *Coastal impacts of climate change and sea-level rise on Prince Edward Island*. Geological Survey of Canada Open File 4261. Edited by D.L. Forbes and R.W. Shaw. Geological Survey of Canada, Ottawa, Ont. [85pp. on .
- French, J R. (2006). Tidal marsh sediment trapping efficiency and resilience to environmental change: exploratory modelling of tidal, sea-level and sediment supply forcing in predominantly allochthonous systems. *Marine Geology* 235, 119-136.
- French, J R., & Spencer, T. (1993). High frequency flow and suspended sediment measurements in a tidal wetland channel. In: Clifford, N.J., French, J.R., Hardisty, J. (Eds.), *Turbulence: Perspectives on Flow and Sediment Transport*. John Wiley, Chichester, pp. 93-120.
- French, J. (2019). Tidal salt marshes: Sedimentology and geomorphology. In *Coastal Wetlands: An Integrated Ecosystem Approach*. Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63893-9.00014-9>
- French, J. R., Burningham, H., & Benson, T. (2008). Tidal and meteorological forcing of suspended sediment flux in a muddy mesotidal estuary. *Estuaries and Coasts*, 31(5), 843–859. <https://doi.org/10.1007/s12237-008-9072-5>
- French, Jonathan R, & Burningham, H. (2003). Tidal marsh sedimentation versus sea-level rise: a southeast England estuarine perspective. *Proceedings Coastal Sediments*, 3(1992), 14. <http://www2.geog.ucl.ac.uk/ceru/download/papers/French-BurninghamCS03.pdf><http://www.leo.ucl.ac.uk/ceru/download/papers/French-BurninghamCS03.pdf>
- French, Jonathan R. (1993). Numerical simulation of vertical marsh growth and adjustment to accelerated sea-level rise, North Norfolk, U.K. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18(1), 63–81. <https://doi.org/10.1002/esp.3290180105>
- Gauthier, B. (1982). L'étagement des plantes vasculaires en milieu Saumâtre, Estuaire du Saint-Laurent. *Le Naturaliste Canadien* 109, 189-203.
- Gedan, K. B., Kirwan, M. L., Wolanski, E., Barbier, E. B., & Silliman, B. R. (2011). The present and future role of coastal wetland vegetation in protecting shorelines: Answering recent challenges to the paradigm. *Climatic Change*, 106(1), 7–29. <https://doi.org/10.1007/s10584-010-0003-7>
- Gibbs, A. E., Erikson, L. H., Jones, B. M., Richmond, B. M., & Engelstad, A. C.

- (2021). Seven decades of coastal change at barter island, alaska: Exploring the importance of waves and temperature on erosion of coastal permafrost bluffs. *Remote Sensing*, 13(21). <https://doi.org/10.3390/rs13214420>
- Giroux, J. F., Gauthier, G., Costanzo, G., & Reed, A. (1998). Impact of geese on natural habitats. The Greater Snow Goose : Report of the Arctic Goose Habitat Working Group. Arctic Goose Joint Venture Special Publication (p. 32-57). Washington: US Fish and Wildlife Service. <https://www.agjv.ca/wp-content/uploads/2017/11/gsg.pdf#page=37>
- Granse, D., Suchrow, S., & Jensen, K. (2021). Long-term invasion dynamics of *Spartina* increase vegetation diversity and geomorphological resistance of salt marshes against sea level rise. *Biological Invasions*, 23(3), 871–883. <https://doi.org/10.1007/s10530-020-02408-0>
- Guerquin, F. (2019). Élaboration d'une liste de sites français potentiellement candidats a la désignation comme zone humide d'importance internationale au titré dé la convention de RAMSAR.
- Hanson, A. . (2006). Ecosystem impacts of sea-level rise and climate change on the coastal zone of south-eastern New Brunswick. Rapport technique 463. Service canadien de la faune, Région de l'Atlantique, Sackville, NouveauBrunswick, Canada. 233p.
- Hasselmann, K., Barnett, T. P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D. E., Enke, K., Ewing, J., Gienapp, A., Hasselmann, D., Kruseman, P., & others. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint north sea wave project (JONSWAP). *Ergaenzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift, Reihe A*.
- Héquette, A. (2001). Courants et transpor ts sédimentaires dansla zone littorale : le rôle des courants orbitaux et de do wn-welling. *Géomorphologie*, 7 (1), 5-16.
- Himmelstoss, E. A., Henderson, R. E., Kratzmann, M. G., & Farris, A. S. (2021). Digital shoreline analysis system ( DSAS ) version 5.1 user guide : U.S. geological survey open-file report 2021–1091. U.S. Geological Survey, 104.
- Holmquist, J. R., Windham-Myers, L., Bliss, N., Crooks, S., Morris, J. T., Megonigal, J. P., Troxler, T., Weller, D., Callaway, J., Drexler, J., Ferner, M. C., Gonneea, M. E., Kroeger, K. D., Schile-Beers, L., Woo, I., Buffington, K., Breithaupt, J., Boyd, B. M., Brown, L. N., ... Woodrey, M. (2018). Accuracy and Precision of Tidal Wetland Soil Carbon Mapping in the Conterminous United States. *Scientific Reports*, 8(1), 9478. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-26948-7>
- Houttuijn Bloemendaal, L. J., FitzGerald, D. M., Hughes, Z. J., Novak, A. B., & Georgiou, I. Y. (2023). Reevaluating the wave power-salt marsh retreat relationship. *Scientific Reports*, 13(1), 1-12. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-30042-y>
- Hu, Z., Van Belzen, J., Van Der Wal, D., Balke, T., Wang, Z. B., Stive, M., & Bouma, T. J. (2015). Windows of opportunity for salt marsh vegetation

- establishment on bare tidal flats : The importance of temporal and spatial variability in hydrodynamic forcing: WINDOWS OF OPPORTUNITY FOR SALT MARSH. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120(7), 1450-1469. <https://doi.org/10.1002/2014JG002870>
- Huang, Y., Sun, W., Zhang, W., Yu, Y., Su, Y., & Songw, C. (2010). Marshland conversion to cropland in northeast China from 1950 to 2000 reduced the greenhouse effect. *Global Change Biology*, 16(2), 680–695. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.01976.x>
- Hur, D. S., Lee, W. D., & Cho, W. C. (2012). Three-dimensional flow characteristics around permeable submerged breakwaters with open inlet. *Ocean Engineering*, 44, 100–116. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2012.01.029>
- Husson, F., Josse, J., Lê, S., & Mazet, J. (2024). FactoMineR: An R Package for Multivariate Analysis. FactoMineR Team. <https://CRAN.R-project.org/package=FactoMineR>
- Jenks, G. F. (1967). The data model concept in statistical mapping. *International yearbook of cartography*, 7, 186-190.
- K. van Wesenbeeck, B., Van De Koppel, J., M. J. Herman, P., & J. Bouma, T. (2008). Does scale-dependent feedback explain spatial complexity in salt-marsh ecosystems? *Oikos*, 117(1), 152-159. <https://doi.org/10.1111/j.2007.0030-1299.16245.x>
- Kassambara, A. (2024). rstatix : Pipe-Friendly Framework for Basic Statistical Tests. Rstatix Team. <https://CRAN.R-project.org/package=rstatix>
- Kassambara, A., & Mundt, F. (2024). factoextra : Extract and Visualize the Results of Multivariate Data Analyses. Factoextra Team. <https://CRAN.R-project.org/package=factoextra>
- Kastler, J. A., & Wiberg, P. L. (1996). Sedimentation and boundary changes of Virginia salt marshes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 42(6), 683–700. <https://doi.org/10.1006/ecss.1996.0044>
- Kearney, M. S., Rogers, A. S., Townshend, J. R. G., Rizzo, E., Stutzer, D., Stevenson, J. C., & Sundborg, K. (2002). Landsat imagery shows decline of coastal marshes in chesapeake and delaware bays. *Eos*, 83(16). <https://doi.org/10.1029/2002EO000112>
- Kirwan, M. L., & Megonigal, J. P. (2013). Tidal wetland stability in the face of human impacts and sea-level rise. *Nature*, 504(7478), 53–60. <https://doi.org/10.1038/nature12856>
- Kirwan, M. L., Guntenspergen, G. R., & Morris, J. T. (2009). Latitudinal trends in *Spartina alterniflora* productivity and the response of coastal marshes to global change. *Global Change Biology*, 15(8), 1982–1989. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01834.x>
- Kirwan, M. L., Temmerman, S., Skeeahan, E. E., Guntenspergen, G. R., & Fagherazzi, S. (2016). Overestimation of marsh vulnerability to sea level

- rise. *Nature Climate Change*, 6(3), 253–260. <https://doi.org/10.1038/nclimate2909>
- Klonaris, G. T., Metallinos, A. S., Memos, C. D., & Galani, K. A. (2020). Experimental and numerical investigation of bed morphology in the lee of porous submerged breakwaters. *Coastal Engineering*, 155(October 2019), 103591. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.103591>
- Kobayashi, N., & Wurjanto, A. (1989). Wave transmission over submerged breakwaters. *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering*, 115(5), 662-680.
- Kulawardhana, R. W., Feagin, R. A., Popescu, S. C., Boutton, T. W., Yeager, K. M., & Bianchi, T. S. (2015). The role of elevation, relative sea-level history and vegetation transition in determining carbon distribution in *Spartina alterniflora* dominated salt marshes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 154, 48-57. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.12.032>
- Ladd, C. J. T., Duggan-Edwards, M. F., Bouma, T. J., Pagès, J. F., & Skov, M. W. (2019). Sediment Supply Explains Long-Term and Large-Scale Patterns in Salt Marsh Lateral Expansion and Erosion. *Geophysical Research Letters*, 46(20), 11178–11187. <https://doi.org/10.1029/2019GL083315>
- Lagomasino, D., Corbett, D. R., & Walsh, J. P. (2013). Influence of Wind-Driven Inundation and Coastal Geomorphology on Sedimentation in Two Microtidal Marshes, Pamlico River Estuary, NC. *Estuaries and Coasts*, 36(6), 1165–1180. <https://doi.org/10.1007/s12237-013-9625-0>
- Lamb, A. L., Wilson, G. P., & Leng, M. J. (2006). A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, 75(1-4), 29-57. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003>
- Le groupe Phragmites. (2012). Le roseau envahisseur : la dynamique, l'impact et le contrôle d'une invasion d'envergure. *Le Naturaliste canadien*, 136(3), 33–39. <https://doi.org/10.7202/1009238ar>.
- Le Xuan, T., Nguyen Cong, P., Vo Quoc, T., Tran, Q. Q., Wright, D. P., & Tran Anh, D. (2022). Multi-scale modelling for hydrodynamic and morphological changes of breakwater in coastal Mekong Delta in Vietnam. *Journal of Coastal Conservation*, 26(3), 1–18. <https://doi.org/10.1007/s11852-022-00866-3>
- Leclerc, A.-M. (2010). Ouvrages de protection du littoral : Effets sur la morphologie des plages et sur les communautés benthiques intertidales, région de Saint-Siméon et de Bonaventure, Baie des Chaleurs (Québec, Canada). 1-161.
- Leonard, L. A., Hine, A. C., & Luther, M. E. (1995). Surficial sediment transport and deposition processes in a *Juncus roemerianus* Marsh, west-central Florida. *Journal of Coastal Research*, 11(2), 322–336.
- Leonard, Lynn A. (1997). Controls of sediment transport and deposition in an

- incised mainland marsh basin, southeastern North Carolina. *Wetlands*, 17(2), 263–274. <https://doi.org/10.1007/BF03161414>
- Leonard, Lynn A., & Reed, D. J. (2002). Hydrodynamics and Sediment Transport Through Tidal Marsh Canopies. *Journal of Coastal Research*, 36, 459–469. <https://doi.org/10.2112/1551-5036-36.sp1.459>
- Leonardi, N., Carnacina, I., Donatelli, C., Ganju, N. K., Plater, A. J., Schuerch, M., & Temmerman, S. (2018). Dynamic interactions between coastal storms and salt marshes: A review. *Geomorphology*, 301, 92–107. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.001>
- Leonardi, N., Ganju, N. K., & Fagherazzi, S. (2016). A linear relationship between wave power and erosion determines salt-marsh resilience to violent storms and hurricanes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 113(1), 64–68. <https://doi.org/10.1073/pnas.1510095112>
- Li, H., & Yang, S. L. (2009). Trapping effect of tidal marsh vegetation on suspended sediment, Yangtze Delta. *Journal of Coastal Research*, 25(4), 915–936. <https://doi.org/10.2112/08-1010.1>
- Li, X. yan, Wang, Q., You, Z. jin, Guo, W. jun, Zhang, J. bin, Zhan, C., Zhang, Z. chen, Wang, L. xue, & Li, Q. (2020). Wave Attenuation Performance and the Influencing Factors of A Lower Arc-Plate Breakwater. *China Ocean Engineering*, 34(1), 89–98. <https://doi.org/10.1007/s13344-020-0009-5>
- Lin, Y., Hu, H. W., Yang, P., & Ye, G. (2022). *Spartina alterniflora* invasion has a greater impact than non-native species, *Phragmites australis* and *Kandelia obovata*, on the bacterial community assemblages in an estuarine wetland. *Science of the Total Environment*, 822, 153517. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.153517>
- Liu, H., Lin, Z., Zhang, M., & Qi, X. (2017). Relative importance of sexual and asexual reproduction for range expansion of *Spartina alterniflora* in different tidal zones on Chinese coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 185, 22–30. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2016.11.024>
- López-Ramade, E., Mulligan, R. P., Medellín, G., & Torres-Freyermuth, A. (2023). Modelling beach morphological responses near coastal structures under oblique waves driven by sea-breezes. *Coastal Engineering*, 182(February). <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2023.104290>
- Loveless, J. ., Debski, D., & MacLeod, A. B. (1998). Sea level set-up behind detached breakwaters. *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering*, ASCE.
- Marani, M., Da Lio, C., & D'Alpaos, A. (2013). Vegetation engineers marsh morphology through multiple competing stable states. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(9), 3259–3263. <https://doi.org/10.1073/pnas.1218327110>
- Mariotti, G., & Fagherazzi, S. (2010). Asymmetric fluxes of water and sediments

- in a mesotidal mudflat channel. *Continental Shelf Research*, 31(1), 23–36. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.10.014>
- Mariotti, Giulio, & Fagherazzi, S. (2010). A numerical model for the coupled long-term evolution of salt marshes and tidal flats. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(1). <https://doi.org/10.1029/2009JF001326>
- Mariotti, Giulio, & Fagherazzi, S. (2013). Critical width of tidal flats triggers marsh collapse in the absence of sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(14), 5353–5356. <https://doi.org/10.1073/pnas.1219600110>
- Martin, D., Bertasi, F., Colangelo, M. A., de Vries, M., Frost, M., Hawkins, S. J., Macpherson, E., Moschella, P. S., Satta, M. P., Thompson, R. C., & Ceccherelli, V. U. (2005). Ecological impact of coastal defence structures on sediment and mobile fauna : Evaluating and forecasting consequences of unavoidable modifications of native habitats. *Coastal Engineering*, 52(10-11), 1027-1051. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.09.006>
- Martin, S., Temple, N., Palino, G., Cebrian, J., & Sparks, E. (2021). The effects of large-scale breakwaters on shoreline vegetation. *Ecological Engineering*, 169(June), 106319. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2021.106319>
- McKee, K., & Patrick, W. . (1988). The relationship of Smooth Cordgrass (*Spartina alterniflora*) to tidal datums: a review. *Estuaries* 11, 143e151.
- McLeod, E., Chmura, G. L., Bouillon, S., Salm, R., Björk, M., Duarte, C. M., Lovelock, C. E., Schlesinger, W. H., & Silliman, B. R. (2011). A blueprint for blue carbon: Toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO<sub>2</sub>. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 9(10), 552–560. <https://doi.org/10.1890/110004>
- Mcowen, C. J., Weatherdon, L. V., Van Bochove, J. W., Sullivan, E., Blyth, S., Zockler, C., Stanwell-Smith, D., Kingston, N., Martin, C. S., Spalding, M., & Fletcher, S. (2017). A global map of saltmarshes. *Biodiversity Data Journal*, 5(1). <https://doi.org/10.3897/BDJ.5.e11764>
- Mel, R. A., Bandoni, M., & Steffinlongo, D. (2022). Salt-marsh retreat on different time scales: Issues and prospects from a 5-year monitoring campaign in the Venice Lagoon. *Earth Surface Processes and Landforms*, 47(8), 1989–2005. <https://doi.org/10.1002/esp.5359>
- Mendelssohn, I. A., & Morris, J. T. (2002). Eco-Physiological Controls on the Productivity of *Spartina Alterniflora* Loisel. In M. P. Weinstein & D. A. Kreeger (Éds.), *Concepts and Controversies in Tidal Marsh Ecology* (p. 59-80). Kluwer Academic Publishers. [https://doi.org/10.1007/0-306-47534-0\\_5](https://doi.org/10.1007/0-306-47534-0_5)
- Mendelssohn, I. A., Seneca, E. D., & Carolina, N. (1980). The influence of soil drainage on the growth of salt marsh cordgrass *Spartina alterniflora* in North Carolina. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 11, 27-40. [https://doi.org/10.1016/S0302-3524\(80\)80027-2](https://doi.org/10.1016/S0302-3524(80)80027-2)

- Meunier, C., Gosselon, C., & Hemelin, R. (2009). Réalisation d'un projet pilote de restauration du marais de Rivière-du-Loup. Étude de faisabilité. CIMA+, rapport final produit pour le compte du Ministère des Transports du Québec. 1-155.
- Ministère du Développement durable, E. et P. (2009). Rapport d'analyse environnementale pour le projet de protection en urgence de l'autoroute 20 sur le territoire de la ville de Rivière-du-Loup par le ministère des Transports. 1-17.
- Moffett, K. B., Gorelick, S. M., McLaren, R. G., & Sudicky, E. A. (2012). Salt marsh ecohydrological zonation due to heterogeneous vegetation-groundwater-surface water interactions. *Water Resources Research*, 48(2). <https://doi.org/10.1029/2011WR010874>
- Moon, T., Ahlstrøm, A., Goelzer, H., Lipscomb, W., & Nowicki, S. (2018). Rising Oceans Guaranteed: Arctic Land Ice Loss and Sea Level Rise. *Current Climate Change Reports*, 4(3), 211–222. <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0107-0>
- Morris, J. T., Sundareshwar, P. V., Nietch, C. T., Kjerfve, B., & Cahoon, D. R. (2002). Responses of Coastal Wetlands to Rising Sea Level. *Ecology*, 83(10), 2869. <https://doi.org/10.2307/3072022>
- Morris, R. L., Boxshall, A., & Swearer, S. E. (2020). Climate-resilient coasts require diverse defence solutions. *Nature Climate Change*, 10(6), 485–487. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0798-9>
- Moskalski, S. M., & Sommerfield, C. K. (2012). Suspended sediment deposition and trapping efficiency in a Delaware salt marsh. *Geomorphology*, 139–140, 195–204. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.018>
- Mudd, S. M., D'Alpaos, A., & Morris, J. T. (2010). How does vegetation affect sedimentation on tidal marshes? Investigating particle capture and hydrodynamic controls on biologically mediated sedimentation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(3), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2009JF001566>
- Munsell Color (Firm). (2010). Munsell soil color charts: With genuine Munsell color chips. 2009 year revised. Grand Rapids, MI: Munsell Color, 2010. <https://search.library.wisc.edu/catalog/9910109259802121>
- Nelson, J. L., & Zavaleta, E. S. (2012). Salt marsh as a coastal filter for the oceans: Changes in function with experimental increases in Nitrogen loading and sea-level rise. *PLoS ONE*, 7(8). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0038558>
- Paskoff, R. (2010). Les littoraux : Impacts des aménagements sur leur évolution. Paris, France, Armand Colin, pp. 15-40.
- Pennings, S. C., Grant, M. B., & Bertness, M. D. (2005). Plant zonation in low-latitude salt marshes: Disentangling the roles of flooding, salinity and competition. *Journal of Ecology*, 93(1), 159–167.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-2745.2004.00959.x>

- Peralta, G., Van Duren, L. A., Morris, E. P., & Bouma, T. J. (2008). Consequences of shoot density and stiffness for ecosystem engineering by benthic macrophytes in flow dominated areas: A hydrodynamic flume study. *Marine Ecology Progress Series*, 368, 103–115. <https://doi.org/10.3354/meps07574>
- Pinay, G., Gasuel, C., Ménseguen, A., Souchon, U., Le Moal, M., Levain, A., Etrillard, C., Moatar, F., & Pannard, Alexandrine, Souchu, P. (2017). L'eutrophisation : manifestations, causes, conséquences et prédictibilité. Synthèse de l'Expertise scientifique collective CNRS - Ifremer - INRA - Irstea (France), 144 pages.
- Pontee, N. (2013). Defining coastal squeeze: A discussion. *Ocean and Coastal Management*, 84, 204–207. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2013.07.010>
- Pope, J., & L. Dean, J. (1987). Development of design criteria for segmented breakwaters. In: *Proceedings of 20th International Conference on Coastal Engineering*, Taipei, pp. 2149–2158.
- Poppema, D. W., Willemsen, P. W., de Vries, M. B., Zhu, Z., Borsje, B. W., & Hulscher, S. J. (2019). Experiment-supported modelling of salt marsh establishment. *Ocean & coastal management*, 168, 238-250.
- Priestas, A. M., & Fagherazzi, S. (2011). Morphology and hydrodynamics of wave-cut gullies. *Geomorphology*, 131(1–2), 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.04.004>
- Priestas, A. M., Mariotti, G., Leonardi, N., & Fagherazzi, S. (2015). Coupled wave energy and erosion dynamics along a salt marsh boundary, hog island bay, Virginia, USA. *Journal of Marine Science and Engineering*, 3(3), 1041–1065. <https://doi.org/10.3390/jmse3031041>
- Proffitt, C. E., Travis, S. E., & Edwards, K. R. (2003). GENOTYPE AND ELEVATION INFLUENCE SPARTINA ALTERNIFLORA COLONIZATION AND GROWTH IN A CREATED SALT MARSH. *Ecological Applications*, 13(1), 180-192. [https://doi.org/10.1890/1051-0761\(2003\)013\[0180:GAEISA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(2003)013[0180:GAEISA]2.0.CO;2)
- Querné, J. (2011). Invasion de *Spartina alterniflora* en rade de Brest : comportement invasif et impact sur le cycle biogéochimique du silicium.
- Quintin, C. (2010). Effets des facteurs environnementaux dans l'évolution des marais intertidaux du barachois de la rivière Nouvelle, Baie des Chaleurs, Québec. Mémoire. Rimouski, Québec, Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie, 114 p. 115.
- Quintin, C., Bernatchez, P., & Jolivet, Y. (2013). Impacts de la tempête du 6 décembre 2010 sur les côtes du Bas-Saint-Laurent et de la baie des Chaleurs. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières et Chaire de recherche en géoscience côtière, Université du

Québec à Rimouski.

- R Core Team. (2024). R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing. <https://www.R-project.org/>
- Rahman, M. A. (2013). Experimental and Numerical Investigation on Wave Interaction with Submerged Breakwater. *Journal of Water Resources and Ocean Science*, 2(6), 155. <https://doi.org/10.11648/j.wros.20130206.11>
- Ranasinghe, R. S., & Sato, S. (2007). Beach morphology behind single impermeable submerged breakwater under obliquely incident waves. *Coastal Engineering Journal*, 49(1), 1–24. <https://doi.org/10.1142/S0578563407001538>
- Ranasinghe, R., & Turner, I. L. (2006). Shoreline response to submerged structures: A review. *Coastal Engineering*, 53(1), 65–79. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.08.003>
- Reed, A., & Moisan, G. (1971). The Spartina Tidal Marshes of the St. Lawrence Estuary and Their Importance to Aquatic Birds, *Le naturaliste canadien*, 98 : 95-101.
- Reed, D. J. (1995). The response of coastal marshes to sea-level rise: Survival or submergence? *Earth Surface Processes and Landforms*, 20(1), 39–48. <https://doi.org/10.1002/esp.3290200105>
- Reed, D. J., Spencer, T., Murray, A. L., French, J. R., & Leonard, L. (1999). Marsh surface sediment deposition and the role of tidal creeks: Implications for created and managed coastal marshes. *Journal of Coastal Conservation*, 5(1), 81–90. <https://doi.org/10.1007/BF02802742>
- Reguero, B. G., Losada, I. J., & Méndez, F. J. (2019). A recent increase in global wave power as a consequence of oceanic warming. *Nature Communications*, 10(1), 1–14. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08066-0>
- Roman, C. T., Peck, J. A., Allen, J. R., King, J. W., & Appleby, P. G. (1997). Accretion of a New England (U.S.A.) salt marsh in response to inlet migration, storms, and sea-level rise. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45(6), 717–727. <https://doi.org/10.1006/ecss.1997.0236>
- RStudio Team. (2024). RStudio : Integrated Development Environment for R. RStudio, PBC. <https://posit.co/products/open-source/rstudio/>
- Rudrappa, T., Bonsall, J., Gallagher, J. L., Seliskar, D. M., & Bais, H. P. (2007). Root-secreted Allelochemical in the Noxious Weed *Phragmites Australis* Deploys a Reactive Oxygen Species Response and Microtubule Assembly Disruption to Execute Rhizotoxicity. *Journal of Chemical Ecology*, 33(10), 1898-1918. <https://doi.org/10.1007/s10886-007-9353-7>
- Rudrappa, T., Choi, Y. S., Levia, D. F., Legates, D. R., Lee, K. H., & Bais, H. P. (2009). *Phragmites australis* root secreted phytotoxin undergoes photo-degradation to execute severe phytotoxicity. *Plant Signaling and Behavior*, 4(6), 506–513. <https://doi.org/10.4161/psb.4.6.8698>

- Saengsupavanich, C., Ariffin, E. H., Yun, L. S., & Pereira, D. A. (2022). Environmental impact of submerged and emerged breakwaters. *Heliyon*, 8(12). <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2022.e12626>
- Sánchez, J. M., Izco, J., & Medrano, M. (1996). Relationships between vegetation zonation and altitude in a salt-marsh system in northwest Spain. *Journal of Vegetation Science*, 7(5), 695–702. <https://doi.org/10.2307/3236381>
- Sanchez-Arcilla, A., Sierra, J. P., Cáceres, I., González, D., Alsina, J. M., Montoya, F., & Galofré, J. (2006). Beach Dynamics in the Presence of a Low Crested Structure . The Altafulla case. *Journal of Coastal Research*, 39, 759–764.
- Sanford, L. P., & Gao, J. (2018). Influences of Wave Climate and Sea Level on Shoreline Erosion Rates in the Maryland Chesapeake Bay. *Estuaries and Coasts*, 41(2018), 19–37. <https://doi.org/10.1007/s12237-017-0257-7>
- Sauvé, P. (2022). Identification et développement d'ouvrages de protection côtière pour augmenter la résilience des communautés côtières dans un contexte de changements climatiques. 1–287.
- Schoonees, T., Gijón Mancheño, A., Scheres, B., Bouma, T. J., Silva, R., Schlurmann, T., & Schüttrumpf, H. (2019). Hard Structures for Coastal Protection, Towards Greener Designs. *Estuaries and Coasts*, 42(7), 1709–1729. <https://doi.org/10.1007/s12237-019-00551-z>
- Schulze, D., Jensen, K., & Nolte, S. (2021). Livestock grazing reduces sediment deposition and accretion rates on a highly anthropogenically altered marsh island in the Wadden Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 251(January), 107191. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107191>
- Seabrook, S. R., & Hall, K. R. (1999). Wave transmission at submerged rubblemound breakwaters. In *Coastal engineering 1998* (p. 2000-2013).
- Sérodes, J.B, Dubé, M. (1983). Dynamique sédimentaire d'un estran à spartines (Kamouraska, Québec). *Le Naturaliste Canadien* 110, 11–26.
- Shang, L., Qiu, S., Huang, J., & Li, B. (2015). Invasion of *Spartina alterniflora* in China is greatly facilitated by increased growth and clonality : A comparative study of native and introduced populations. *Biological Invasions*, 17(5), 1327-1339. <https://doi.org/10.1007/s10530-014-0796-9>
- Shepard, C. C., Crain, C. M., & Beck, M. W. (2011). The protective role of coastal marshes: A systematic review and meta-analysis. *PLoS ONE*, 6(11). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0027374>
- Shumway, S. W. (1995). Physiological integration among clonal ramets during invasion of disturbance patches in a New England salt marsh. *Annals of Botany*, 76(3), 225-233.
- Silvestri, S., Defina, A., & Marani, M. (2005). Tidal regime, salinity and salt marsh plant zonation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 62(1–2), 119–130. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.08.010>

- Simmons, J. A., Harley, M. D., Marshall, L. A., Turner, I. L., Splinter, K. D., & Cox, R. J. (2017). Calibrating and assessing uncertainty in coastal numerical models. *Coastal Engineering*, 125, 28-41.
- Smith, T. J. (1983). Alteration of Salt Marsh Plant Community Composition by Grazing Snow Geese. *Holarctic Ecology*, 6(2), 204-210.
- Snow, A. A., & Vince, S. W. (1984). Plant Zonation in an Alaskan Salt Marsh: II. An Experimental Study of the Role of Edaphic Conditions. *The Journal of Ecology*, 72(2), 669. <https://doi.org/10.2307/2260075>
- Stevenson, J. C., Ward, L. G., & Kearney, M. S. (1986). Vertical Accretion in Marshes With Varying Rates of Sea Level Rise. In *Estuarine Variability*. ACADEMIC PRESS, INC. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-761890-6.50020-4>
- Stoddart, D. R., Reed, D. J., French, J. R., Stoddart, D. R., & Reed, D. J. (1989). Understanding Salt-Marsh Accretion , Scolt Head Island , Norfolk , England Published by : Springer REFERENCES Linked references are available on JSTOR for this article : You may need to log in to JSTOR to access the linked references . *Understanding Salt-*. 12(4), 228–236.
- Stumpf, R. P. (1983). The process of sedimentation on the surface of a salt marsh. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 17(5), 495–508. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(83\)90002-1](https://doi.org/10.1016/0272-7714(83)90002-1)
- Sulaiman, D., & Hidayat, H. (2020). the Role of Geotextile Tube As Low-Crested Breakwaters in Restoring Severe Beach Erosion Problem At Pebuahan Beach in Bali Island. *Coastal Engineering Proceedings*, 36v, 53. <https://doi.org/10.9753/icce.v36v.papers.53>
- Sutton-Grier, A. E., Wowk, K., & Bamford, H. (2015). Future of our coasts: The potential for natural and hybrid infrastructure to enhance the resilience of our coastal communities, economies and ecosystems. *Environmental Science and Policy*, 51, 137–148. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.04.006>
- Syvitski, J. P. M., Vörösmarty, C. J., Kettner, A. J., & Green, P. (2005). Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308(5720), 376–380. <https://doi.org/10.1126/science.1109454>
- Temmerman, S., Govers, G., Wartel, S., & Meire, P. (2003). Spatial and temporal factors controlling short-term sedimentation in a salt and freshwater tidal marsh, scheldt estuary, Belgium, SW Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(7), 739–755. <https://doi.org/10.1002/esp.495>
- Temmerman, S., Govers, G., Wartel, S., & Meire, P. (2004). Modelling estuarine variations in tidal marsh sedimentation: Response to changing sea level and suspended sediment concentrations. *Marine Geology*, 212(1–4), 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.021>
- Temmerman, Stijn, Meire, P., Bouma, T. J., Herman, P. M. J., Ysebaert, T., & De

- Vriend, H. J. (2013). Ecosystem-based coastal defence in the face of global change. *Nature*, 504(7478), 79–83. <https://doi.org/10.1038/nature12859>
- Thomalla, F., & Vincent, C. (2004). Designing Offshore Breakwaters Using Empirical Relationships: A Case Study from Norfolk, United Kingdom. *Journal of Coastal Research - J COASTAL RES.* 20. 1224-1230. [10.2112/01046.1](https://doi.org/10.2112/01046.1).
- Tolman, H. L. ; W. I. D. G. (2014). User manual and system documentation of wavewatch III version 4.18; technology note 316; NOAA/NWS/NCEP/MMAB: College park, MD, USA, 2014.
- Tonelli, M., Fagherazzi, S., & Petti, M. (2010). Modeling wave impact on salt marsh boundaries. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(9), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2009JC006026>
- Troude, J. P., & Sérodes, J. B. (1988). Le rôle des glaces dans le régime morpho-sédimentologique d'un estran de l'estuaire moyen du Saint-Laurent. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 15(3), 348–354. <https://doi.org/10.1139/l88-050>
- Uddin, M. N., Caridi, D., & Robinson, R. W. (2012). Phytotoxic evaluation of *Phragmites australis*: An investigation of aqueous extracts of different organs. *Marine and Freshwater Research*, 63(9), 777. <https://doi.org/10.1071/MF12071>
- Ursino, N., Silvestri, S., & Marani, M. (2004). Subsurface flow and vegetation patterns in tidal environments. *Water Resources Research*, 40(5), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2003WR002702>
- Van Ardenne, L. B., Jolicouer, S., Bérubé, D., Burdick, D., & Chmura, G. L. (2018). The importance of geomorphic context for estimating the carbon stock of salt marshes. *Geoderma*, 330, 264-275. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.06.003>
- Van Ormondt, M., Nederhoff, K., & van Dongeren, A. (2020). Delft Dashboard : A quick set-up tool for hydrodynamic models. *Journal of Hydroinformatics*, 22(3), 510-527.
- Van Proosdij, D., Ollerhead, J., & Davidson-Arnott, R. G. D. (2006). Seasonal and annual variations in the volumetric sediment balance of a macro-tidal salt marsh. *Marine Geology*, 225(1–4), 103–127. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.07.009>
- Van Rijn, L. C. (2011). Coastal erosion and control. *Ocean and Coastal Management*, 54(12), 867–887. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2011.05.004>
- van Rijn, L. C., Walstra, D. J., Grasmeijer, B., Sutherland, J., Pan, S., & Sierra, J. (2003). The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. *Coastal Engineering*, 47(3), 295-327.
- VERGER, F. (1968). Marais et wadden du littoral français, Bordeaux, Biscaye

Frères, 541 p.

- Vona, I., Gray, M. W., & Nardin, W. (2020). The impact of submerged breakwaters on sediment distribution along marsh boundaries. *Water (Switzerland)*, 12(4). <https://doi.org/10.3390/W12041016>
- Vona, I., Gray, M., & Nardin, W. (2020). The Impact of Submerged Breakwaters on Sediment Distribution along Marsh Boundaries. *Water*, 12(4), 1016. <https://doi.org/10.3390/w12041016>
- Wang, H., Capurso, W., Chen, Q., Zhu, L., Niemoczynski, L., & Snedden, G. (2021). Assessment of Wave Attenuation, Current Patterns, and Sediment Deposition and Erosion During Winter Storms by Living Shoreline Structures in Gandys Beach, New Jersey. U.S. Geological Survey, 52.
- Ward, L. G., Kearney, M. S., & Stevenson, J. C. (1998). Variations in sedimentary environments and accretionary patterns in estuarine marshes undergoing rapid submergence, Chesapeake Bay. *Marine Geology*, 151(1–4), 111–134. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00056-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00056-5)
- Wasson, K., Jeppesen, R., Endris, C., Perry, D. C., Woolfolk, A., Beheshti, K., Rodriguez, M., Eby, R., Watson, E. B., Rahman, F., Haskins, J., & Hughes, B. B. (2017). Eutrophication decreases salt marsh resilience through proliferation of algal mats. *Biological Conservation*, 212(May), 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.biocon.2017.05.019>
- Watson, E. B., Oczkowski, A. J., Wigand, C., Hanson, A. R., Davey, E. W., Crosby, S. C., Johnson, R. L., & Andrews, H. M. (2014). Nutrient enrichment and precipitation changes do not enhance resiliency of salt marshes to sea level rise in the Northeastern U.S. *Climatic Change*, 125(3–4), 501–509. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1189-x>
- Wheaton, J. (2008). Uncertainty in morphological sediment budgeting of rivers, unpublished PhD thesis, university of southampton, southampton (p. 412) [Phd].
- Wiberg, P. L., Taube, S. R., Ferguson, A. E., Kremer, M. R., & Reidenbach, M. A. (2019). Wave Attenuation by Oyster Reefs in Shallow Coastal Bays. *Estuaries and Coasts*, 42(2), 331–347. <https://doi.org/10.1007/s12237-018-0463-y>
- Woolnough, S. J., Allen, J. R. L., & Wood, W. L. (1995). An exploratory numerical model of sediment deposition over tidal salt marshes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 41(5), 515–543. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(95\)90025-X](https://doi.org/10.1016/0272-7714(95)90025-X)
- Xin, P., Kong, J., Li, L., & Barry, D. A. (2013). Modelling of groundwater-vegetation interactions in a tidal marsh. *Advances in Water Resources*, 57(April), 52–68. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2013.04.005>
- Yang, S. L., Li, H., Ysebaert, T., Bouma, T. J., Zhang, W. X., Wang, Y. Y., Li, P., Li, M., & Ding, P. X. (2008). Spatial and temporal variations in sediment grain size in tidal wetlands, Yangtze Delta: On the role of physical and biotic

- controls. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77(4), 657–671. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.10.024>
- Zanuttigh, B. (2007). Numerical modelling of the morphological response induced by low-crested structures in Lido di Dante, Italy. *Coastal Engineering*, 54(1), 31-47.
- Zhang, C., Wang, L., Li, G., Dong, S., Yang, J., & Wang, X. (2002). Grain size effect on multi-element concentrations in sediments from the intertidal flats of Bohai Bay, China. *Applied Geochemistry*, 17(1), 59–68. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(01\)00079-8](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(01)00079-8)
- Zhao, Z., Yuan, L., Li, W., Tian, B., & Zhang, L. (2020). Re-invasion of *Spartina alterniflora* in restored saltmarshes: Seed arrival, retention, germination, and establishment. *Journal of Environmental Management*, 266(April), 110631. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.110631>
- Zhu, L., Huguenard, K., Zou, Q. P., Fredriksson, D. W., & Xie, D. (2020). Aquaculture farms as nature-based coastal protection: Random wave attenuation by suspended and submerged canopies. *Coastal Engineering*, 160(October 2019), 103737. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2020.103737>
- Zouaghi, F., Didier, D., & Bernatchez, P. (2024). Analysis of lateral retreat of a subarctic saltmarsh under the influence of hard defense structure: Mémoire de maîtrise. Laboratoire d'études des littoraux nordiques et subarctiques, Université du Québec à Rimouski.
- Zyserman, J. A., & Johnson, H. K. (2002). Modelling morphological processes in the vicinity of shore-parallel breakwaters. *Coastal Engineering*, 45(3–4), 261–284. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00037-6](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00037-6)