

Centre Eau Terre Environnement

Modélisation expérimentale de l'érosion côtière du pergélisol à échelle réduite : Un nouveau modèle de prédiction

Par

Hatim Ben Said

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de
Maître ès Sciences (M.Sc.)
en sciences de l'eau

Jury d'évaluation

Président du jury et
Examinateur interne

Didier Perret
Commission géologique du Canada

Examinateur externe

Urs Neumeier
Institut des sciences de la mer de
Rimouski

Directeur de recherche

Jacob Stolle
Institut National de la Recherche
Scientifique

Codirecteur de recherche

Pierre Francus
Institut National de la Recherche
Scientifique

REMERCIEMENTS

Je souhaite exprimer ma profonde gratitude envers toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de ce projet de recherche.

Mes premiers remerciements vont s'adresser à mon épouse Zahira, qui a été derrière cette aventure. Son encouragement pour poursuivre mes études à l'étranger et les sacrifices qu'elle a fait, en quittant sa famille, ses amis et son travail pour m'accompagner durant ce séjour académique, démontrent un dévouement exceptionnel qui nourrit ma force et ma motivation.

J'aimerais exprimer ma reconnaissance la plus sincère à mon directeur de recherche, Jacob Stolle, qui m'a accueilli ici à Québec avec une bienveillance remarquable. Il a été disponible constamment pour répondre à mes questions, et ses précieux conseils ont constitué un facteur déterminant dans la réussite de mon projet. Je lui en serai toujours infiniment reconnaissant.

Mes remerciements s'adressent également à mon codirecteur de recherche, Pierre Francus, pour son implication active dans ce projet. Ses commentaires et ses remarques pertinentes ont notamment enrichi la qualité de ce travail.

Je souhaite également remercier le professeur Jean Côté, professeur titulaire au département de génie civil à l'Université Laval, pour le partage généreux de ses connaissances en géotechnique des régions froides, qui ont constitué un apport primordial pour la réalisation de mes travaux.

Je voudrais également remercier mon collègue Olorunfemi Omonigbehin, avec qui j'ai collaboré sur le terrain en Arctique et lors de la conception du montage expérimental. Les discussions enrichissantes avec lui et son sens de détail ont contribué à la réussite du projet.

Le présent projet de maîtrise a pu être réalisé grâce au soutien financier du Conseil de Recherches en Sciences Naturelles et en Génie (CRSNG) du Canada et les Fonds de Recherche du Québec – Nature et Technologies (FRQNT).

Ma gratitude va également aux agents de recherche Philippe Letellier et Mathieu Des Roches, et le technicien Raky Rezgui pour leur aide déterminante dans la concrétisation de mes idées expérimentales et leur assistance continue au laboratoire. Je remercie également le technicien Christian Juneau de l'Université Laval pour son aide lors de la réalisation de l'essai Proctor.

Je tiens à souligner la contribution des stagiaires qui m'ont accompagné lors des premières tentatives expérimentales : Zachary Djerdjouri, Victoria Pelletier Cantin, Enora Houget et Bénoît Amiet.

Un merci particulier à mon père et mes frères pour leur soutien moral tout au long de mon parcours académique.

Enfin, je dédie ce travail à ma mère, qui nous a quittés deux mois avant le début de mes études ici à Québec. Je n'étais pas sûr que je serai en mesure d'entamer cette aventure, elle m'a insufflé la force nécessaire pour continuer et pour exceller. Ce mémoire est un hommage à tout ce qu'elle m'a inculqué et l'amour qu'elle m'a accordé.

Finalement, merci à vous tous !

Hatim Ben Said

RÉSUMÉ

L'érosion des littoraux arctiques riches en pergélisol constitue une problématique majeure qui s'amplifie avec l'occurrence des phénomènes extrêmes liés aux changements climatiques. La dégradation de ces côtes est le résultat du couplage de l'effet abrasif des vagues et du forçage thermique de l'eau en contact avec le pergélisol. Ce processus thermomécanique est connu sous le nom de thermo-érosion. Bien que des modèles analytiques et empiriques existent, la compréhension quantitative de ces mécanismes reste limitée, vu l'absence de données expérimentales contrôlées permettant l'évaluation de leur contribution dans la réponse érosionnelle des littoraux riches en pergélisol. Ainsi, la présente étude vise à modéliser expérimentalement l'érosion côtière du pergélisol en laboratoire à échelle réduite.

Pour ce faire, un dispositif expérimental a été mis en place dans un canal à vagues permettant de simuler les conditions réelles de l'interface mer-pergélisol. Le dispositif comprend une pente côtière (1:20) menant à un échantillon de pergélisol confectionné artificiellement. Un système en plaques froides entourant l'échantillon de sol gelé a été conçu afin de simuler un domaine de pergélisol infini. Le protocole expérimental a évalué l'effet de la hauteur et de la période des vagues, ainsi que la teneur en glace du sol sur les taux de creusement des niches thermo-érosives formées à la base de l'échantillon du sol gelé. Une série d'instruments a servi pour acquérir les différentes données impliquées dans le processus, à savoir : des capteurs de température (RTD), des jauges de vagues (WG), des vélocimètres (ADV) et une caméra haute résolution pour le suivi morphologique.

L'analyse des données expérimentales recueillies a permis de développer un modèle adimensionnel innovant et prédictif basé sur les nombres adimensionnels de Froude (*Fr*), d'Iribaren (*Ir*), et de Stefan (*Ste*). Le modèle issu de cette étude a réussi à reproduire les taux d'érosion mesurés expérimentalement avec coefficient de détermination R^2 dépassant 0,9. En plus, des analyses au micro-tomodensitométrie aux rayons X (μ CT) ont été effectuées sur un échantillon de pergélisol, confectionné au laboratoire, afin d'évaluer l'applicabilité de cette technique dans la caractérisation de la distribution interne glace-eau-air-sédiment des échantillons du pergélisol.

Les résultats expérimentaux démontrent que la hauteur des vagues est le principal moteur de l'érosion, tandis que la teneur en glace agit comme un modulateur thermique, retardant la dégradation par l'effet de la chaleur latente de fusion. La période des vagues a un effet négligeable dans les conditions testées. La présente étude cède le pas vers la prédiction de

l'érosion du pergélisol pour une gestion côtière plus optimale en Arctique, tout en fournissant des outils essentiels pour l'élaboration de stratégies d'adaptation aux changements climatiques.

Mots-clés : Pergélisol, thermo-érosion, littoraux arctiques, modélisation expérimentale, niches thermo-érosives, modèle adimensionnel, changements climatiques

ABSTRACT

Arctic coastal erosion of permafrost-rich shorelines represents a major issue that is intensifying with the occurrence of extreme phenomena related to climate change. The degradation of these coasts results from the coupling of the abrasive effect of waves and the thermal forcing of water in contact with permafrost. This thermomechanical process is known as thermo-erosion. Although analytical and empirical models exist, the quantitative understanding of these mechanisms remains limited, given the absence of controlled experimental data allowing the evaluation of their contribution to the erosional response of permafrost-rich shorelines. Thus, the present study aims to experimentally model permafrost coastal erosion in the laboratory at reduced scale.

To achieve this, an experimental setup was implemented in a wave flume to simulate real conditions at the sea-permafrost interface. The apparatus comprises a coastal slope (1:20) leading to an artificially manufactured permafrost sample. A cold plate system surrounding the frozen soil sample was designed to simulate an infinite permafrost domain. The experimental protocol evaluated the effect of wave height and period, as well as soil ice content on the undercutting rates of thermo-erosional niches formed at the base of the frozen soil sample. An instrumentation suite was used to acquire the various data involved in the process, namely: temperature sensors (RTD), wave gauges (WG), velocimeters (ADV), and a high-resolution camera for morphological monitoring.

Analysis of the collected experimental data enabled the development of an innovative and predictive dimensionless model based on the dimensionless Froude (Fr), Iribarren (Ir), and Stefan (Ste) numbers. The model derived from this study successfully reproduced the experimentally measured erosion rates with a coefficient of determination R^2 exceeding 0.9. Additionally, X-ray micro-computed tomography (μ CT) analyses were performed on a laboratory-manufactured permafrost sample to evaluate the applicability of this technique in characterizing the internal ice-water-air-sediment distribution of permafrost samples.

The experimental results demonstrate that wave height is the primary driver of erosion, while ice content acts as a thermal modulator, delaying degradation through the effect of latent heat of fusion. Wave period has a negligible effect under the tested conditions. The present study paves the way toward predicting permafrost erosion for more optimal coastal management in the Arctic, while providing essential tools for developing climate change adaptation strategies.

Keywords: Permafrost, thermo-erosion, Arctic shorelines, experimental modeling, thermo-erosional niches, dimensionless model, climate change.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	I
RÉSUMÉ.....	III
ABSTRACT.....	V
TABLE DES MATIÈRES	VII
LISTE DES FIGURES.....	XI
LISTE DES TABLEAUX.....	XIII
LISTE DES ÉQUATIONS	XV
LISTE DES SYMBOLES ET ABRÉVIATIONS	XVII
1 INTRODUCTION.....	1
1.1 COLLABORATION ET CONTRIBUTION	1
1.1.1 <i>Description des contributions.....</i>	1
1.1.2 <i>Réalisations scientifiques.....</i>	1
1.2 CONTEXTE GENERAL DE L'ETUDE ET PROBLEMATIQUE	2
1.3 ÉTAT DES CONNAISSANCES	5
1.3.1 <i>Processus d'érosion côtière en milieu pergélisol.....</i>	5
1.3.2 <i>Observations de terrain et conditions environnementales.....</i>	7
1.3.3 <i>Modélisation analytique et numérique de l'érosion du pergélisol</i>	9
1.3.4 <i>Modélisation expérimentale de l'érosion du pergélisol</i>	11
1.4 BESOINS EN RECHERCHE	12
1.5 OBJECTIFS DE L'ETUDE	13
1.6 HYPOTHESES DE L'ETUDE	14
1.7 PORTEE DE L'ETUDE	14
1.8 IMPORTANCE ET ORIGINALITE DE L'ETUDE	14
1.9 PLAN DU MEMOIRE.....	15
2 CONCEPTS THÉORIQUES FONDAMENTAUX.....	17
2.1 CARACTERISATION PHYSIQUE DES SOLS GELES	17
2.2 REGIME THERMIQUE DANS LES SOLS GELES	18
2.2.1 <i>Profil thermique vertical du pergélisol</i>	18
2.2.2 <i>Propriétés thermiques du pergélisol</i>	19
2.2.3 <i>Mécanismes de transfert thermique dans l'érosion côtière du pergélisol</i>	21
2.2.4 <i>Bilan thermique à l'interface eau-pergélisol</i>	22
2.2.5 <i>Solution de Stefan et propagation du front de dégel</i>	23
2.3 HYDRODYNAMIQUE COTIERE EN ZONE PEU PROFONDE.....	25
2.3.1 <i>Houles régulières dans l'environnement côtier.....</i>	25
2.3.2 <i>Transformation des vagues : exhaussement et déferlement.....</i>	26

2.3.3	<i>Vagues irrégulières et représentation spectrale</i>	26
2.3.4	<i>Nombre d'Iribarren</i>	27
2.3.5	<i>Abrasion mécanique des microfalaises côtières par l'action des vagues</i>	28
2.4	ANALYSE DIMENSIONNELLE DU PROCESSUS D'EROSION THERMOMECHANIQUE	29
3	MÉTHODOLOGIE EXPÉRIMENTALE	31
3.1	INSTALLATION EXPERIMENTALE.....	31
3.2	INSTRUMENTATION ET APPAREILLAGE DE MESURE	33
3.3	PROTOCOLE EXPERIMENTAL.....	36
3.3.1	<i>Préparation des échantillons de sol gelé</i>	36
3.3.2	<i>Conditions hydrodynamiques</i>	39
3.3.3	<i>Conditions expérimentales</i>	40
3.3.4	<i>Micro-tomodensitométrie aux rayons X (μCT)</i>	43
3.4	ANALYSE DES DONNEES EXPERIMENTALES	46
3.4.1	<i>Données hydrodynamiques</i>	46
3.4.2	<i>Données thermiques</i>	47
3.4.3	<i>Traitemet d'images</i>	50
3.4.4	<i>Métriques de performances du modèle de prédiction</i>	51
4	RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX	55
4.1	PROPRIETES THERMIQUES ET GEOTECHNIQUES DES ECHANTILLONS DE SOL GELE.....	55
4.1.1	<i>Propriétés géotechniques</i>	55
4.1.2	<i>Propriétés thermiques</i>	57
4.2	FORÇAGE HYDRODYNAMIQUE ET INTERACTIONS VAGUE-SOL GELE.....	59
4.2.1	<i>Caractéristiques spectrales des vagues et évolution temporelle</i>	59
4.2.2	<i>Coefficient de réflexion et interactions vague-sol gelé</i>	62
4.3	FORÇAGE THERMIQUE.....	63
4.3.1	<i>Coefficient de transfert de chaleur convectif</i>	63
4.3.2	<i>Gradients thermiques</i>	65
4.3.3	<i>Cinétique du dégel</i>	67
4.4	ÉROSION MECANIQUE ET EVOLUTION MORPHOLOGIQUE	68
5	DÉVELOPPEMENT ET VALIDATION DU MODÈLE DIMENSIONNEL	73
5.1	FORMULATION DU MODELE ADIMENSIONNEL	73
5.2	VALIDATION DU MODELE DIMENSIONNEL PAR LES DONNEES EXPERIMENTALES.....	77
6	DISCUSSION	81
6.1	INFLUENCE DES PARAMETRES EXPERIMENTAUX SUR LES TAUX D'EROSION MESURES	81
6.2	ANALYSE CRITIQUE DES MODELES EXISTANTS PAR RAPPORT AUX DONNEES EXPERIMENTALES	84
6.3	APPORTS DU NOUVEAU MODELE DIMENSIONNEL	85

6.4	IMPLICATIONS SCIENTIFIQUES ET PRATIQUES.....	86
6.5	LIMITES DE L'ETUDE.....	89
7	CONCLUSION.....	101
7.1	CONCLUSIONS DE L'ETUDE.....	101
7.2	PERSPECTIVES POUR LA RECHERCHE FUTURE.....	102
7.3	DISPONIBILITE DES DONNEES	103
8	BIBLIOGRAPHIE	104

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.1 : OBSERVATIONS HISTORIQUES DES CHANGEMENTS COTIERS A L'ECHELLE DECENNALE POUR LES LITTORAUX EN PERGELISOL DE L'ARCTIQUE (LANTUIT ET AL., 2012)	3
FIGURE 1.2 : IMPORTANCE RELATIVE DES CONSTITUANTS INTERNES D'UN SOL GELE.....	4
FIGURE 1.3 : PROCESSUS DE LA THERMO-EROSION DANS LES LITTORAUX ARCTIQUES.....	7
FIGURE 2.1 : PROFIL DE TEMPERATURE IDEALISE DANS LES SOLS GELES (ADAPTE DE (ANDERSLAND ET ANDERSON, 1978))	19
FIGURE 2.2 : PRESENTATION CONCEPTUELLE DU PROBLEME DE STEFAN	24
FIGURE 2.3 : PARAMETRES CARACTERISTIQUES DES VAGUES	25
FIGURE 2.4 : REPRESENTATION SPECTRALE DE LA HOULE	27
FIGURE 3.1 : VUE PANORAMIQUE DU DISPOSITIF EXPERIMENTAL INSTALLE DANS LE LABORATOIRE.....	31
FIGURE 3.2 : SCHEMA GENERAL DU MONTAGE EXPERIMENTAL INDIQUANT LES POSITIONS DES JAJGES ACOUSTIQUES PAR RAPPORT A LA POSITION NEUTRE DU BATTEUR A VAGUES.....	32
FIGURE 3.3 : VUE EN PERSPECTIVE DETAILLEE DU BLOC DE SOL GELE	33
FIGURE 3.4 : SEQUENCE DE PREPARATION DES BLOCS DE SOL GELE	39
FIGURE 3.5 : RESULTATS DE SEGMENTATION DE L'ANALYSE MICRO-CT	45
FIGURE 3.6 : SCHEMA DE DISCRETISATION UTILISEE POUR CARACTERISER LA DYNAMIQUE THERMIQUE DANS LE SOL GELE.....	48
FIGURE 3.7 : PROCEDURE DU SUIVI DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU BLOC DE SOL GELE.....	51
FIGURE 4.1 : COURBES GRANULOMETRIQUES DU MATERIAU UTILISE	56
FIGURE 4.2 : SPECTRE D'ENERGIE DES VAGUES INCIDENTES ET REFLECHIES POUR LE TEST C12(0,04-1) COMPARES AU SPECTRE THEORIQUE DE JONSWAP	60
FIGURE 4.3 : SERIE TEMPORELLE DE L'ELEVATION DE SURFACE D'EAU DECOMPOSEE POUR LE TEST C12(0,04-1)	61
FIGURE 4.4 : EVOLUTION TEMPORELLE DU COEFFICIENT DE REFLEXION AVEC LA FORME DE LA NICHE POUR LE TEST C12(0,04-1)	62
FIGURE 4.5 : EVOLUTION DU COEFFICIENT DE TRANSFERT DE CHALEUR CONVECTIF MOYEN POUR L'ENSEMBLE DES TESTS	64

FIGURE 4.6 : DISTRIBUTION SPATIALE DES GRADIENTS THERMIQUES TEMPORELS MOYENS EN FONCTION DE LA POSITION DES CAPTEURS DE TEMPERATURE	65
FIGURE 4.7 : ÉVOLUTION DES GRADIENTS THERMIQUES SPATIAUX ENTRE LES CAPTEURS DE TEMPERATURE POUR LE TEST C12(0,04-1)	67
FIGURE 4.8 : EVOLUTION TEMPORELLE DE LA NICHE THERMO-EROSIVE POUR DIFFERENTS TESTS.....	71
FIGURE 5.1 : RESULTATS D'AJUSTEMENT STATISTIQUE PAR REGRESSION LINEAIRE MULTIPLE	78
FIGURE 5.2 : DISTRIBUTION DES RESIDUS PAR RAPPORT AUX VALEURS PREDITES.....	79
FIGURE 6.1 : EVOLUTION DU COEFFICIENT DE TRANSFERT THERMIQUE CONVECTIF EN FONCTION DE LA HAUTEUR SIGNIFICATIVE DES VAGUES.....	82
FIGURE 6.2 : EVOLUTION DE LA VITESSE D'EROSION EN FONCTION DE LA HAUTEUR SIGNIFICATIVE DES VAGUES.	82
FIGURE 6.3 : COMPARAISON DES MODELES EMPIRIQUES EXISTANTS AVES LE MODELE ADIMENSIONNEL DEVELOPPE DANS CETTE ETUDE	85
FIGURE 6.4 : PRESENCE DE LA MOUSSE CAUSANT LE FAIBLE CONTRASTE ENTRE L'EAU LES SEDIMENTS	90

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 2.1 : VARIABLES PHYSIQUES INFLUENÇANT LE TAUX DE CREUSEMENT DE LA NICHE THERMO-EROSIVE	30
TABLEAU 3.1 : PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DES INSTRUMENTS DE MESURE	35
TABLEAU 3.2 : CONDITIONS EXPERIMENTALES DES TESTS	41
TABLEAU 3.3 : PARAMETRES DE L'ANALYSE MICRO-CT	44
TABLEAU 3.4 : RESULTATS DE SEGMENTATION VOLUMETRIQUES DE L'ANALYSE MICRO-CT	45
TABLEAU 4.1 : PROPRIETES THERMIQUES DES CONSTITUANTS DE BASE D'UN SOL	57
TABLEAU 4.2 : RECAPITULATIF DES PROPRIETES GEOTECHNIQUES ET THERMIQUES DES BLOCS DE SOL GELE ...	58
TABLEAU 4.3 : SYNTHESE DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES DETERMINES POUR CHAQUE TEST EXPERIMENTAL	63
TABLEAU 4.4 : SYNTHESE DES PARAMETRES THERMIQUES DETERMINES POUR L'ENSEMBLE DES TESTS EXPERIMENTAUX : COEFFICIENT DE TRANSFERT DE CHALEUR CONVECTIF MOYEN ET SON ECART-TYPE, LA VITESSE DE PROPAGATION DU FRONT DE DEGEL, LE DIFFERENTIEL DE TEMPERATURE MOYEN ET LE NOMBRE DE STEFAN	68
TABLEAU 4.5 : SYNTHESE DES RESULTATS EXPERIMENTAUX DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE POUR L'ENSEMBLE DES TESTS EXPERIMENTAUX.....	69
TABLEAU 5.1 : STATISTIQUES DESCRIPTIVES DES NOMBRES ADIMENSIONNELS CALCULES	75
TABLEAU 5.2 : MATRICE DE CORRELATION ENTRE LES NOMBRES ADIMENSIONNELS CALCULES	75
TABLEAU 5.3 : RESULTATS DE LA REGRESSION MULTIPLE PRELIMINAIRE AVEC SIGNIFICATIVITE STATISTIQUE	76
TABLEAU 5.4 : PARAMETRES STATISTIQUES DU MODELE PREDICTIF ADIMENSIONNEL OPTIMAL	76
TABLEAU 5.5 : STATISTIQUES DESCRIPTIVES DES RESIDUS ENTRE LES VALEURS PREDITES ET LES VALEURS OBSERVEES	79
TABLEAU 5.6 : METRIQUES DE PERFORMANCE DE LA VALIDATION CROISEE LOOCV	80
TABLEAU 5.7 : STABILITE DES PARAMETRES DU MODELE PREDICTIF DE LA VALIDATION CROISEE LOOCV	80

LISTE DES ÉQUATIONS

ÉQUATION 1.1 : LA PROFONDEUR DE LA NICHE THERMO-EROSIVE EN FONCTION DU TEMPS KOBAYASHI (1985) ...	9
ÉQUATION 1.2 : LE PARAMETRE E DANS LA FORMULE KOBAYASHI (1985).....	9
ÉQUATION 1.3 : TAUX D'APPROFONDISSEMENT DE LA NICHE THERMO-EROSIVE SELON KOBAYASHI (1985)	9
ÉQUATION 1.4 : COEFFICIENT DE CORRECTION DANS LA FORMULE DE RUSSELL-HEAD (1980).....	10
ÉQUATION 1.5 : TAUX D'EROSION SELON LA FORMULE DE RUSSELL-HEAD (1980)	10
ÉQUATION 1.6 : TAUX D'EROSION SELON LA FORMULE DE WHITE ET AL. (1980)	10
ÉQUATION 2.1 : MASSE VOLUMIQUE APPARENTE.....	17
ÉQUATION 2.2 : POROSITE D'UN SOL	17
ÉQUATION 2.3 : TENEUR EN EAU MASSIQUE	17
ÉQUATION 2.4 : TENEUR EN EAU VOLUMIQUE	18
ÉQUATION 2.5 : DEGRE DE SATURATION	18
ÉQUATION 2.6 : MASSE VOLUMIQUE DU SOL SEC	18
ÉQUATION 2.7 : CAPACITE THERMIQUE DES SOLS GELES	19
ÉQUATION 2.8 : CHALEUR LATENTE DE FUSION DES SOLS GELES	20
ÉQUATION 2.9 : DIFFUSIVITE THERMIQUE	20
ÉQUATION 2.10 : FLUX DE CHALEUR TRANSFERE PAR CONDUCTION.....	21
ÉQUATION 2.11 : FLUX DE CHALEUR TRANSFERE PAR CONVECTION	22
ÉQUATION 2.12 : BILAN THERMIQUE A L'INTERFACE EAU-PERGELISOL	22
ÉQUATION 2.13 : CONDITION DE STEFAN AU FRONT DE DEGEL.....	24
ÉQUATION 2.14 : NOMBRE DE STEFAN (STE)	24
ÉQUATION 2.15 : DISPERSION DE LA HOULE	25
ÉQUATION 2.16 : HAUTEUR SPECTRALE DE LA HOULE	27
ÉQUATION 2.17 : NOMBRE D'IRIBARREN	28
ÉQUATION 2.18 : LONGUEUR D'ONDE AU LARGE	28
ÉQUATION 3.1 : FONCTION DE TRANSFERT DANS LA THEORIE DE GENERATION DES VAGUES.....	40
ÉQUATION 3.2 : COMPOSANTES INCIDENTES ET REFLECHIES DE L'ELEVATION DE SURFACE D'EAU MESUREE.....	46

ÉQUATION 3.3 : EQUATION DU BILAN THERMIQUE PROPOSEE PAR KOBAYASHI ET AKTAN (1986)	47
ÉQUATION 3.4 : BILAN THERMIQUE RELATIF A LA PERIODE P_1	49
ÉQUATION 3.5 : COEFFICIENT DE DETERMINATION R^2	51
ÉQUATION 3.6 : COEFFICIENT DE DETERMINATION R^2 AJUSTE	52
ÉQUATION 3.7 : ERREUR QUADRATIQUE MOYENNE RMSE	52
ÉQUATION 3.8 : ERREUR ABSOLUE MOYENNE EN POURCENTAGE MAPE	52
ÉQUATION 3.9 : ERREUR RELATIVE MOYENNE MRE	53
ÉQUATION 3.10 : FORMULATION DE LA P-VALUE	53
ÉQUATION 5.1 : FORMULATION FINALE DE L'EQUATION ADIMENSIONNELLE	73
ÉQUATION 5.2 : FORMULATION GENERALE DU MODELE PREDICTIF ADIMENSIONNEL OPTIMAL	76

LISTE DES SYMBOLES ET ABRÉVIATIONS

Symbol	Unité	Désignation
α	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$	Diffusivité thermique
α_{RH}	-	Paramètre empirique de Russell-Head (1980)
β	rad	Angle de pente de la plage
β_{RH}	-	Paramètre empirique de Russell-Head (1980)
β_0	-	Constante de régression du modèle adimensionnel
β_i	-	Coefficients de régression du modèle adimensionnel
Δt	s	Intervalle de temps
ΔT	$^{\circ}\text{C}$	Différence de température
Δx	m	Pas spatial
ε	-	Paramètre dans la formule de Kobayashi (1985)
η	m	Élévation de surface d'eau
η_n	m	Composante d'ordre n de l'élévation de surface
θ	-	Teneur en eau volumique
θ_u	-	Teneur en eau volumique non gelée
k_w	m^{-1}	Nombre d'onde
ρ	$\text{kg}.\text{m}^{-3}$	Masse volumique apparente
ρ_c	$\text{kg}.\text{m}^{-3}$	Masse volumique compactée
ρ_d	$\text{kg}.\text{m}^{-3}$	Masse volumique du sol sec
$\rho_{d,max}$	$\text{kg}.\text{m}^{-3}$	Masse volumique sèche maximale
ρ_f	$\text{kg}.\text{m}^{-3}$	Masse volumique gelée
ρ_i	$\text{kg}.\text{m}^{-3}$	Masse volumique de la glace
σ	-	Écart-type
T	-	Statistique de test de Student
Υ	-	Coefficient de correction de Russell-Head (1980)
φ_i	rad	Phase incidente

φ_r	rad	Phase réfléchie
ξ_m	-	Constante adimensionnelle de Kobayashi (1985)
ω	rad.s ⁻¹	Pulsation
w_{opt}	rad.s ⁻¹	Teneur en eau optimale
A_k	-	Constante de Kobayashi (1985)
a_i	m	Amplitude incidente
a_r	m	Amplitude réfléchie
c	m.s ⁻¹	Célérité de phase
c_g	m.s ⁻¹	Célérité de groupe
C	J.kg ⁻¹ .°C ⁻¹	Capacité thermique massique
C_a	J.kg ⁻¹ .°C ⁻¹	Capacité thermique de l'air
C_f	J.kg ⁻¹ .°C ⁻¹	Capacité thermique volumique gelée
C_i	J.kg ⁻¹ .°C ⁻¹	Capacité thermique de la glace
C_s	J.kg ⁻¹ .°C ⁻¹	Capacité thermique des grains solides
C_w	J.kg ⁻¹ .°C ⁻¹	Capacité thermique de l'eau
d	m	Profondeur d'eau au niveau du canal avant la pente
d_p	m	Profondeur d'eau à l'aplomb du bloc de sol gelé
d_{50}	mm	Diamètre médian des grains
$\frac{dT}{dt}$	°C.s ⁻¹	Gradient thermique temporel
$\frac{dT}{dx}$	°C.m ⁻¹	Gradient thermique spatial
$\frac{dX}{dt}$	m.s ⁻¹	Vitesse de propagation du front de dégel
E	m.s ⁻¹	Taux de creusement de la niche thermo-érosive
E^*	-	Taux normalisé de creusement de la niche thermo-érosive
$E_{observé}$	m.s ⁻¹	Taux de creusement de la niche thermo-érosive observé
$E_{prédit}$	m.s ⁻¹	Taux de creusement de la niche thermo-érosive prédit
E_w	J.m ⁻²	Énergie des vagues par unité de largeur
$E_{w,i}$	J.m ⁻²	Énergie des vagues incidentes

f	Hz	Fréquence
Fo	-	Nombre de Fourier
F_r	-	Nombre de Froude
F_s	-	Facteur de sécurité
g	m.s^{-2}	Accélération de pesanteur
h	$\text{W.m}^{-2.\circ\text{C}^{-1}}$	Coefficient de transfert de chaleur convectif
$\overline{h_1}$	$\text{W.m}^{-2.\circ\text{C}^{-1}}$	Coefficient de transfert de chaleur convectif moyen pour la période P_1
H	m	Hauteur de vague
H_{m0}	m	Hauteur spectrale
$H_{m0,i}$	m	Hauteur spectrale incidente
$H_{m0,r}$	m	Hauteur spectrale réfléchie
H_s	m	Hauteur significative
Ir	m	Nombre d'Iribarren
k	$\text{W.m}^{-1.\circ\text{C}^{-1}}$	Conductivité thermique
k_f	$\text{W.m}^{-1.\circ\text{C}^{-1}}$	Conductivité thermique gelée
k_w	m^{-1}	Nombre d'onde des vagues
k_{wn}	m^{-1}	Nombre d'onde pour la composante d'ordre n
K_r	-	Coefficient de réflexion
K_s	-	Coefficient d'exhaussement
L	J.m^{-3}	Chaleur latente volumique de fusion
L_e	J.kg^{-1}	Chaleur latente de fusion massique de l'eau
L_0	m	Longueur d'onde au large
L_w	m	Longueur d'onde
m	-	Nombre total de mesures expérimentales
m_0	$\text{m}^2.\text{s}$	Moment d'ordre 0 de la distribution spectrale
m_n	-	Fonction de transfert pour la composante d'ordre n
M	kg	Masse totale
$MAPE$	%	Erreur absolue moyenne en pourcentage

MRE	%	Erreur relative moyenne
M_s	kg	Masse des grains solides
M_w	kg	Masse de l'eau
n	-	Porosité
N	-	Nombre de composantes sinusoïdales
P	s	Période
P_p	s	Période du pic
q	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$	Flux de chaleur par unité de surface
q_{conv}	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$	Flux de chaleur convectif
q_{lat}	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$	Flux de chaleur latent
q_{sens}	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$	Flux de chaleur sensible
r	-	Nombre de variables indépendantes
R	m	Rugosité du fond marin
R^2	-	Coefficient de détermination
$RMSE$	-	Erreur quadratique moyenne
s	m	Position du front de dégel
$S(f)$	$\text{m}^2 \cdot \text{Hz}^{-1}$	Densité spectrale d'énergie
$S(t)$	m	Série temporelle des déplacements du batteur
S_n	m	Composante de déplacement d'ordre n
Sr	%	Degré de saturation
Sed	-	Nombre de sédimentation
Ste	-	Nombre de Stefan
t	s	Temps
t_1 à t_6	s	Temps de passage de l'isotherme 0°C aux capteurs
$t_{calculé}$	-	Statistique de test de Student calculée
T	°C	Température
T_0	°C	Température initiale du pergélisol
T_1	°C	Température finale du pergélisol

T_1 à T_6	°C	Températures mesurées aux capteurs RTD 1 à 6
T_8	°C	Température de l'eau mesurée par RTD 8
\bar{T}_8	°C	Température moyenne de l'eau pour la période P_1
T_e	°C	Température de l'eau
T_f	°C	Température de fusion
T_p	°C	Température du pergélisol à l'interface
T_w	°C	Température de l'eau
V	m^3	Volume total
V_v	m^3	Volume des vides
V_w	m^3	Volume de l'eau
w	%	Teneur en eau massique
x	m	Position, abscisse
x_0 à x_6	m	Positions des capteurs de température
x_m	m	Profondeur de la niche thermo-érosive
$X(t)$	m	Position du front de dégel en fonction du temps
y_i	-	Valeur mesurée expérimentalement
\hat{y}_i	-	Valeur prédite par le modèle
\bar{y}_i	-	Moyenne des valeurs mesurées expérimentalement
ζ	-	Constante empirique de White et al. (1980)

Abréviation	Désignation
ADV	Acoustic Doppler Velocimeter
ASTM	American Society for Testing and Materials
BNQ	Bureau de normalisation du Québec
CFD	Computational Fluid Dynamics
CRSNG	Conseil de Recherches en Sciences Naturelles et en Génie
CT-Scan	Computed Tomography Scanner
DAQ	Data Acquisition System

FRQNT	Fonds de Recherche du Québec – Nature et Technologies
INRS	Institut National de la Recherche Scientifique
JONSWAP	Joint North Sea Wave Project
LED	Light Emitting Diode
LOOCV	Leave-One-Out Cross-Validation
MTMDET	Ministère des Transports, Mobilité durable et Électrification
ROI	Regions of Interest
RTD	Resistance Temperature Detector
SWAN	Simulating WAves Nearshore
UAV	Unmanned Aerial Vehicle
ULS	Ultrasonic Level Scanner
VOI	Volume of Interest
WG	Wave Gauge
μ CT	Micro-Computed Tomography

1 INTRODUCTION

1.1 Collaboration et contribution

1.1.1 Description des contributions

La présente étude expérimentale s'inscrit dans le cadre d'une collaboration avec Olorunfemi Omonigbehin, doctorant en sciences de l'eau à l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS) au centre Eau Terre Environnement à Québec. La collaboration a permis d'optimiser l'utilisation des ressources expérimentales, d'assurer la robustesse des méthodologies et d'établir une validation croisée des résultats. Ma contribution principale a porté sur la conception du montage et du protocole expérimental pour la campagne de modélisation de l'érosion côtière du pergélisol dans un environnement de laboratoire. Mes rôles couvraient :

- la conception de la pente pour le canal à vague afin de modéliser la géométrie d'une pente côtière naturelle ;
- sélection, acquisition et calibration du système de mesure de température (capteurs et module) afin d'assurer la précision des résultats ;
- sélection, acquisition et conception du circuit de refroidissement avec les plaques réfrigérantes ;
- caractérisation géotechnique du matériau utilisé pour la confection des blocs du pergélisol artificiel avec analyses granulométriques et essais Proctor ;
- développement des protocoles expérimentaux pour la confection des blocs du pergélisol artificiel et pour le déroulement des tests.

En ce qui a trait à l'analyse des données collectées, j'ai développé mes propres méthodes pour le traitement des données thermiques, l'analyse des données morphologiques, l'exploitation des images issues de la micro-tomodensitométrie et l'interprétation des résultats expérimentaux. Enfin, le développement du modèle adimensionnel a été réalisé en collaboration avec Monsieur Omonigbehin.

1.1.2 Réalisations scientifiques

Mes contributions dans le projet de recherche ont mené aux réalisations scientifiques suivantes :

- Co-auteur de l'article scientifique : *Physical Modeling of Coastal Permafrost Erosion: A New Model for Predicting Niche Depth Evolution*, soumis au *Journal of Geophysical*

Research: Earth Surface, où j'ai contribué spécifiquement à la conception expérimentale, le développement de la méthodologie expérimentale, la mise en œuvre du protocole et la révision interne des résultats ;

- Co-auteur de l'article scientifique : *Experimental Investigation of Wave-forced Heat Convection across Water-Permafrost Boundaries*, en préparation et révision interne, où j'ai contribué également à la conception expérimentale, le développement de la méthodologie expérimentale, la mise en œuvre du protocole et la révision interne des résultats ;
- Présentation orale le 4 juin 2024 lors de la **Young Coastal Scientists and Engineers Conference – Americas (YCSEC-A)** à Québec, sous le titre : *Advancing Coastal Permafrost Erosion Modeling: Physical Modelling* ;
- Présentation orale pour mon séminaire de maîtrise tenu à l'INRS le 2 décembre 2024, sous le titre : *Modélisation de l'érosion du pergélisol côtier : Méthodes expérimentales et résultats*.

1.2 Contexte général de l'étude et problématique

Les littoraux arctiques sont considérés comme étant l'un des environnements les plus sensibles au monde suite aux changements climatiques qui affectent la planète en entier (Lantuit, et al., 2012). Ces changements contribuent à réduire considérablement la couverture de glace, une élévation du niveau de la mer, une augmentation de la durée de la saison des eaux libres, ainsi qu'une intensification de la fréquence et de la sévérité des tempêtes. Toutes ces modifications accentuent le taux de dégradation des littoraux arctiques non lithifiés par l'érosion (Hoque et Pollard, 2015).

Les côtes de l'Arctique, qui constituent approximativement le tiers des côtes mondiales, connaissent un taux moyen d'érosion de 0,5 m par an (Lantuit et al., 2012). Cependant, les différences qui caractérisent la géomorphologie des littoraux arctiques à travers le monde, induisent une variabilité spatiale accrue de la vitesse d'érosion. Un taux d'érosion de 22 m par an a été enregistré au niveau de certaines côtes de l'Alaska sur la mer de Beaufort (Gibbs et Richmond, 2015). La Figure 1.1 illustre la répartition spatiale des observations historiques de l'évolution des littoraux arctiques en face à l'érosion côtière :

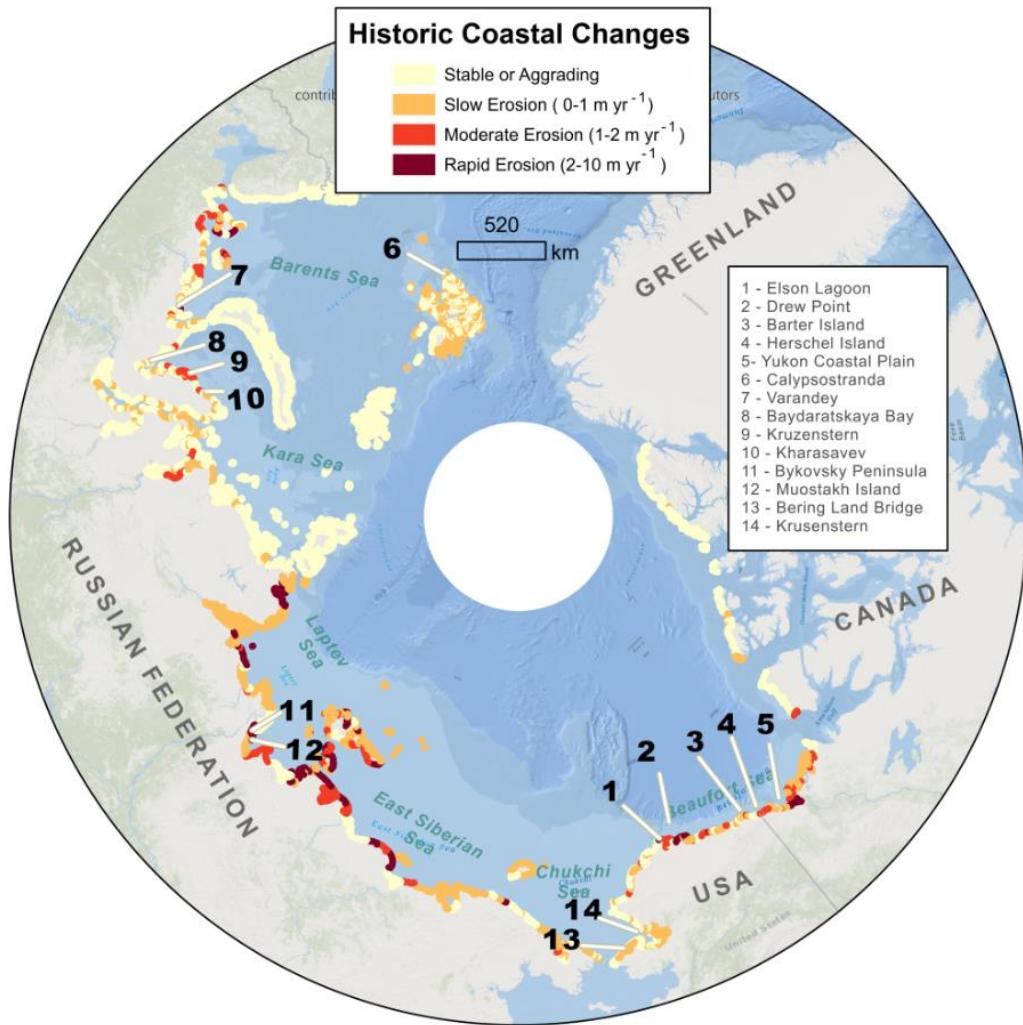


Figure 1.1 : observations historiques des changements côtiers à l'échelle décennale pour les littoraux en pergélisol de l'Arctique (Lantuit et al., 2012)

De nombreux littoraux arctiques sont dominés par la présence du pergélisol riche en glace. Ce dernier est défini comme un sol dont la température demeure en dessous de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ pendant une durée minimale de deux ans (Harris et al., 1988). Le pergélisol est un système multi phase qui contient plusieurs constituants à différentes phases (Tsytovich, 1975) selon le modèle présenté dans la Figure 1.2.

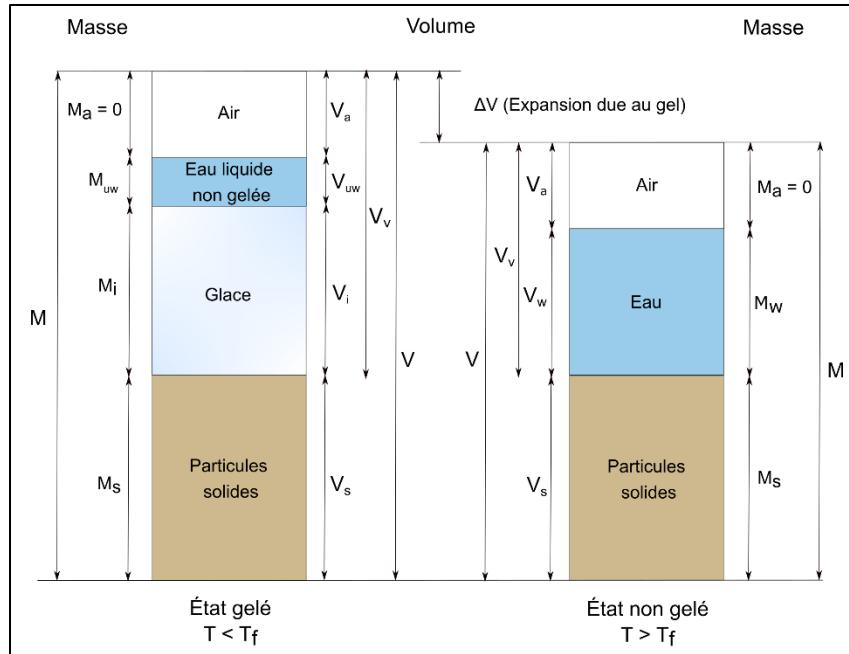


Figure 1.2 : importance relative des constituants internes d'un sol gelé

Le processus d'érosion du pergélisol est un phénomène thermomécanique vu la présence de la glace comme agent de cimentation dans la matrice du sol (Bull et al., 2020). L'érosion des escarpements gelés le long des côtes arctiques est amorcée une fois que l'eau franchit le littoral à la suite d'une surcote. Cette dernière désigne une déviation inhabituelle du niveau d'eau moyen par rapport à la valeur de la marée haute prédictive. La thermo-érosion fait référence au processus d'érosion des sols gelés par une combinaison des effets thermiques et mécaniques de l'eau (Costard et al., 2003). Les processus de la thermo-dénudation et la thermo-abrasion représentent les deux facettes de la thermo-érosion des côtes de l'Arctique (Are, 1988).

L'érosion du pergélisol a des répercussions significatives sur les communautés arctiques. En effet, le dégel du pergélisol entraîne un tassement différentiel qui menace la stabilité des infrastructures tels que les bâtiments et les routes. D'un point de vue économique, la mise en place de nouvelles pratiques de construction pour s'adapter à cette nouvelle réalité contribue à l'augmentation des coûts de construction (Allard et al., 2023). Sur le plan culturel, les communautés locales sont concentrées à proximité des côtes et elles pratiquent la chasse et la pêche de subsistance considérées comme source de nourriture et de revenu. Ainsi, la sécurité alimentaire et financière des populations inuites est menacée avec la dégradation des côtes riches en pergélisol (Irrgang et al., 2019). En outre, le pergélisol constitue un gisement important de la matière organique d'origine végétale ou animale, et par conséquent l'érosion du pergélisol

contribue indirectement à la libération progressive de la matière organique à forte teneur en carbone vers l'océan arctique et vers l'atmosphère (Lantuit, al., 2012).

La compréhension des différents mécanismes qui régissent l'érosion des côtes arctiques est limitée. La présence du pergélisol dans les escarpements gelés le long des côtes arctiques modifie largement les mécanismes de l'érosion côtière connue dans les littoraux tempérées et chauds (Islam et Lubbad, 2022). Des approches par modélisation numérique ont été développées pendant la dernière décennie afin de simuler et prédire l'érosion des côtes en présence du pergélisol. Ces modèles s'appuient sur le développement des niches ou encoches thermoérosives à la base des microfalaises gelées, ces niches atteignant une profondeur critique qui mène à une rupture en bloc dans les escarpements côtiers. Les travaux de (Kobayashi, 1985) constituent la base de ces modèles.

De nombreux travaux basés sur des approches numériques et empiriques ont été développées pour quantifier l'érosion côtière arctique. Cependant, très peu sont les études expérimentales dans un environnement contrôlé permettant d'évaluer, avec précision, la contribution des effets couplés des forçages thermiques et hydrodynamiques. Les études récentes de Korte et al. (2020) et Goseberg et al. (2024) ont montré la pertinence de la modélisation physique dans la simulation des interactions complexes qui caractérisent le processus de la thermo-érosion. Il apparaît donc nécessaire de développer une approche expérimentale rigoureuse qui permette de reproduire, dans un environnement contrôlé, les réponses érosionnelles observées sur le terrain, améliorant ainsi la compréhension des processus thermomécaniques et facilitant la modélisation prédictive.

1.3 État des connaissances

1.3.1 Processus d'érosion côtière en milieu pergélisol

Le processus de la thermo-érosion est initialisé avec le dégel des sédiments par l'écoulement turbulent de l'eau via un échange thermique entre l'eau relativement chaude et le pergélisol froid. Une fois que les particules solides du sol sont dégelées, ces dernières sont érodées mécaniquement si les forces instantanées exercées par l'eau sont supérieures aux forces de résistance liées au poids des sédiments et au coefficient de frottement (Gatto, 1995).

Les modèles numériques récents distinguent entre deux processus relatifs à la thermo-érosion : la thermo-dénudation et la thermo-abrasion (Islam et Lubbad, 2022) :

La thermo-dénudation est un processus qui décrit la rupture par glissement des escarpements dégelés sous l'effet de l'énergie thermique issue du rayonnement solaire durant l'été. Les

matériaux effondrés sont ensuite érodés par les vagues et les courants (Islam et Lubbad, 2022). En effet, la fonte de la glace interstitielle provoque une libération des sédiments des microfalaises côtières et des blocs effondrés (Barnhart et al., 2014).

Ces blocs demeurent au pied de la base des microfalaises durant les périodes de basses eaux. Les sédiments qui composent les blocs sont ensuite emportés par l'eau une fois que le niveau d'eau atteint le niveau des blocs. Ainsi, l'érosion par thermo-dénudation est un processus continu qui agit sur la morphologie des côtes à long terme (Islam et Lubbad, 2022).

La thermo-abrasion est produite durant la période des tempêtes à l'été où le niveau d'eau atteint la base des microfalaises côtières. Ainsi, un site thermo-érosionnel se développe progressivement à la base des microfalaises (Islam et Lubbad, 2022). Dès que le site thermo-érosionnel atteint une profondeur critique, les microfalaises deviennent susceptibles de s'effondrer en blocs selon deux modes de rupture : glissement ou renversement (Hoque et Pollard, 2015).

Kobayashi et al. (1999) considèrent que le caractère tourbillonnaire associé à la propagation des vagues dans la zone de déferlement assure, d'une part, un transfert de chaleur par convection au niveau de l'interface microfalaise-mer, et d'autre part, un flux des sédiments érodés est transporté en suspension dans la mer. Le dégel des sédiments gelés dépend de la chaleur latente de fusion des matériaux et du coefficient de transfert de chaleur par convection à l'interface microfalaise-mer (Kobayashi et Aktan, 1986b).

Contrairement à la thermo-dénudation, le processus d'érosion par thermo-abrasion est un processus rapide épisodique (Islam et Lubbad, 2022).

La Figure 1.3 illustre les deux processus de la thermo-érosion dans les côtes arctiques :

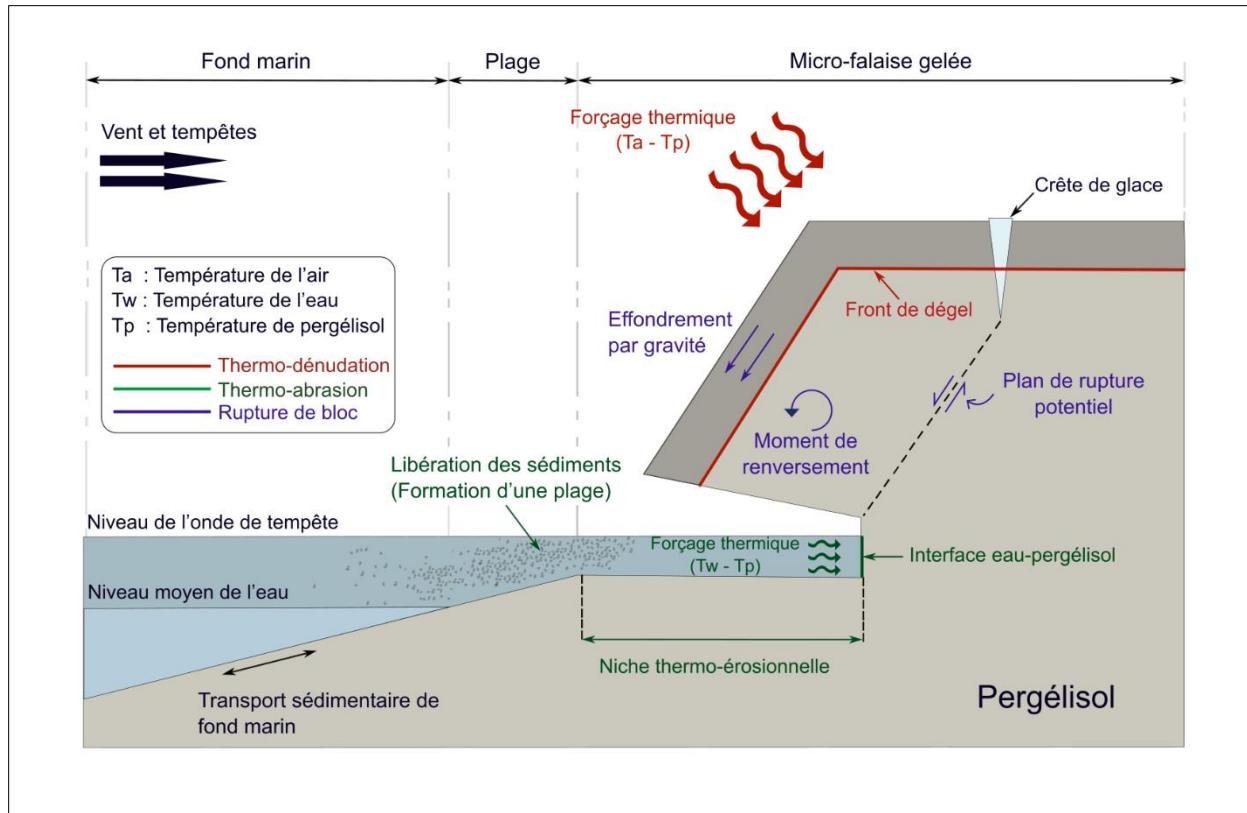


Figure 1.3 : processus de la thermo-érosion dans les littoraux arctiques

1.3.2 Observations de terrain et conditions environnementales

Les observations sur le terrain mettent en évidence la grande variabilité de l'érosion influencée par la composition des sédiments, les propriétés du pergélisol et l'exposition au littoral. Certaines régions comme les côtes américaines et canadiennes de la mer de Beaufort ont enregistré une augmentation de 80 à 160 % des vitesses de recul annuel moyen depuis le début des années 2000 (Jones et al., 2020). Les taux historiques de retrait côtier de la côte de la mer de Beaufort, pour l'île Herschel dans le territoire de Yukon par exemple, montrent un taux de retrait moyen de 2,2 mètres par an pour la période de 1952 à 2017. Cependant, des événements épisodiques extrêmes comme celui de l'été 2017, un recul rapide de 14,5 mètres a été observé. Ce constat met en lumière l'évolution rapide de l'érosion côtière en Arctique en raison du réchauffement climatique (Cunliffe et al., 2019).

L'érosion des côtes en pergélisol peut se manifester sous différentes formes, selon la topographie du littoral, la teneur en glace, et les conditions hydrodynamiques locales (Günther et al., 2013). Les types de l'érosion côtière du pergélisol observée sur terrain incluent :

- érosion sur les côtes basses ou les plaines (Couture et al., 2018)
- thermo-dénudation pour les microfalaises côtières (Barnhart et al., 2014)
- érosion sous-marine du pergélisol (Osadchiev et al., 2023)
- érosion frontale des microfalaises riches en glace (Wobus et al., 2011 ; Barnhart et al., 2014)

La dernière forme d'érosion côtière fait l'objet de la présente étude expérimentale où les côtes en pergélisol sont vulnérables à l'abrasion thermique provoquée par l'hydrodynamique côtière. L'étude réalisée par Wobus et al. (2011) dans la mer de Beaufort, a documenté la formation d'une niche (encoche) thermo-érosive d'une profondeur de 1 m en trois semaines seulement sous l'effet de l'interaction des vagues déferlantes avec la côte, en absence de tout événement extrême (ex. une tempête). Une fois que la profondeur de niche atteint un seuil critique à la base des microfalaises, le surplomb de pergélisol s'effondre sous l'effet de gravité comme le montre la Figure 1.3.

Des données LiDAR utilisées par Obu et al. (2017) le long de la côte de la mer de Beaufort canadienne a montré que le processus par rupture de blocs est très rapide et épisodique et contribue à la progradation du littoral suite à l'accumulation de matériaux d'effondrement. Ces derniers forment une barrière qui protège temporairement la base des falaises avant de s'éroder progressivement et exposer la falaise intacte, relançant ainsi un nouveau cycle d'érosion par abrasion thermique (Sinitsyn et al., 2020). Ce cycle d'abrasion basale des microfalaises côtières suivi d'une rupture gravitaire de surplombs et d'une désagrégation des matériaux effondrés constitue le mode principal de recul morphologique des microfalaises côtières riches en pergélisol (Radosavljevic et al., 2016).

Le réchauffement climatique a largement modifié la température, l'hydrodynamique côtière et la dynamique des glaces de mer des littoraux riches en pergélisol. La combinaison de ces facteurs a créé un environnement propice à une dégradation accélérée du pergélisol côtier. En effet, la hausse de la température de l'air entraîne l'approfondissement de la couche active du pergélisol ce qui nuit à son intégrité structurale et le rend plus sensible à l'érosion (Barnhart et al., 2014) (Lantuit et Overduin, 2010). L'augmentation de la température l'eau de mer à cause du réchauffement de la surface de l'océan augmente le taux de dégel lorsqu'elle entre en contact avec les microfalaises gelées. À mesure que le gradient de température entre l'eau et le pergélisol augmente, le littoral recule rapidement (Barnhart et al., 2014). De plus, l'allongement de la durée des saisons d'eau libre, résultant de la fonte de la glace de mer, augmente la durée d'exposition des côtes à l'érosion thermique (Goseberg et al., 2024). La réduction de l'étendue de la glace

flottante augmente le fetch (la distance que les vagues parcouruent avant d'atteindre le littoral) ce qui amplifie l'énergie des vagues à proximité du littoral (Overeem et al., 2011). Les ondes de tempêtes qui se produisent en absence de la couverture de glace constituent des événements épisodiques et intenses entraînant une érosion accélérée et abrupte (Barnhart et al., 2014).

1.3.3 Modélisation analytique et numérique de l'érosion du pergélisol

Des modèles analytiques ont été développés afin d'estimer le taux d'érosion du pergélisol côtier. Kobayashi (1985) a développé une formule capable de mesurer la profondeur de développement de la niche thermo-érosive en fonction du temps. Il a exploité les équations de conservation de masse pour l'eau de la mer, la salinité, la chaleur, et les sédiments en suspension (Barnhart et al., 2014). La profondeur de la niche thermo-érosive x_m pour un temps t est donnée par l'Équation 1.1:

Équation 1.1 : la profondeur de la niche thermo-érosive en fonction du temps Kobayashi (1985)

$$x_m = 2 \xi_m \sqrt{\varepsilon t}$$

Le paramètre ε est défini à l'aide de l'Équation 1.2:

Équation 1.2 : le paramètre ε dans la formule Kobayashi (1985)

$$\varepsilon = A_k d \sqrt{g d}$$

d représente la profondeur de l'eau, g est l'accélération de pesanteur, et A_k est pris égal à 0,4. ξ_m est une constante non dimensionnelle, elle dépend de la température, de la salinité, et des propriétés physiques du pergélisol. Ainsi, le taux d'érosion e est donné par :

Équation 1.3 : taux d'approfondissement de la niche thermo-érosive selon Kobayashi (1985)

$$e = \frac{dx_m}{dt} = \frac{2 \xi_m^2 \varepsilon}{x_m}$$

Russell-Head (1980) a établi également une formule pour mesurer le taux de dégel d'un iceberg en tenant compte juste du gradient de température entre l'eau et la glace. Barnhart et al. (2014) dans leur modèle ont introduit un coefficient de correction à la formule afin de tenir compte de la différence entre la capacité thermique de la glace et celle du pergélisol. Le coefficient de correction γ représente le rapport entre l'énergie requise pour ramener un volume unitaire de la glace pure à l'état de fusion, et l'énergie requise pour augmenter la température d'un géomatériau jusqu'à la température de fusion et le faire fondre par la suite :

Équation 1.4 : coefficient de correction dans la formule de Russell-Head (1980)

$$\Upsilon = \frac{L_w \rho_i}{L_w \rho_i (S_r n - \theta_u) + \rho C (T_p - T_f)}$$

L_w est la chaleur latente de fusion de la glace, ρ_i est la masse volumique de la glace, S_r est le degré de saturation du sol gelé, n est l'indice des vides, θ_u est la teneur en eau volumique de l'eau non gelée, ρ est la masse volumique apparente du sol gelé, C est la capacité calorifique du sol, T_p est la température du pergélisol, T_f est la température de fusion.

Le taux d'érosion est donné par :

Équation 1.5 : taux d'érosion selon la formule de Russell-Head (1980)

$$e = \Upsilon \alpha_{RH} (T_e - T_f)^{\beta_{RH}}$$

α_{RH} et β_{RH} sont des paramètres empiriques et T_e est la température de l'eau.

White et al. (1980) ont proposé une formule empirique qui permet d'estimer le taux de dégel d'un iceberg sous l'attaque des vagues en se basant sur les résultats des tests expérimentaux. La formule prend en considération les caractéristiques des vagues et le gradient de température entre l'eau et le front de dégel. Le taux d'érosion est exprimé à l'aide de l'équation suivante :

Équation 1.6 : taux d'érosion selon la formule de White et al. (1980)

$$e = \Upsilon \zeta \frac{R^{0,2} H^{0,8}}{P} (T_e - T_f)$$

R est la rugosité du fond marin (prise égale à 10 cm dans White et al. (1980), H est la hauteur de la houle, P est la période de la houle, T_e est la température de l'eau, T_f est la température de congélation (généralement elle est considérée égale à 0°C), et ζ est une constante empirique.

Hoque and Pollard (2015) ont développé un modèle numérique de la mécanique de rupture en bloc dans les microfalaises situées sur le pergélisol. Le modèle permet de coupler l'analyse de stabilité avec la méthode de l'équilibre limite et la formation de la niche thermo-érosive. Le modèle considère aussi l'influence de la profondeur et de la distance de crêtes de glace sur la stabilité du bloc en pergélisol. Le modèle permet également de considérer deux modes de rupture : par glissement et par renversement. Il s'agit de calculer le facteur de sécurité F_s à partir du rapport entre les forces résistantes Fr et les forces motrices Fm .

Enfin, Islam and Lubbad (2022) ont développé un modèle performant et détaillé capable d'estimer l'érosion du pergélisol. Le modèle est constitué de plusieurs modules. Le modèle SWAN est utilisé pour simuler la génération et la propagation des vagues au large du domaine, tandis qu'un modèle

1D de surcote calcule l'élévation du niveau d'eau due aux tempêtes. Les deux sont couplés et appliqués en amont de XBeach qui permet de simuler la transformation des vagues et les changements morphologiques du littoral. Ensuite, les paramètres des vagues au littoral sont introduits dans des modules de thermo-abrasion et thermo-dénudation afin de déterminer la propagation du site thermo-érosionnel et d'éventuels modes de rupture dans les microfalaises côtières.

1.3.4 Modélisation expérimentale de l'érosion du pergélisol

Les premières tentatives de la modélisation expérimentale de l'érosion du pergélisol ont traité le sujet de la thermo-érosion fluviale. Costard et al. (2003) ont proposé un modèle unidimensionnel qui permet d'estimer l'érosion des berges gelées dans un milieu fluvial à partir de la vitesse d'ablation thermique. Afin de valider les résultats issus de ce modèle, des tests expérimentaux ont été conduits sur un échantillon de sol gelé posé dans un canal hydraulique. Cette étude expérimentale a également étudié l'influence du débit fluvial et de la température de l'eau sur le taux d'érosion.

Une autre étude expérimentale menée par Randriamazaoro et al. (2007) a permis de calculer le taux de la thermo-érosion des berges gelées de rivières lors de la période de la fonte printanière de la neige. Le modèle consiste à suivre l'évolution de la profondeur du front de dégel dans le pergélisol en résolvant l'équation du bilan d'énergie par intégration. Afin de valider leur approche mathématique, Randriamazaoro et al. (2007) ont effectué des tests expérimentaux sur un échantillon de sol gelé soumis à un écoulement turbulent dans un canal hydraulique.

Dupeyrat et al. (2011) ont réalisé une série d'expériences contrôlées en laboratoire afin d'examiner l'influence de la teneur en glace et le débit découlement sur l'érosion des berges en pergélisol de nature non cohésive. Les tests expérimentaux ont permis d'identifier une teneur en glace seuil au-delà de laquelle l'érosion thermique engendre une ablation rapide. Cette dernière fait référence au processus d'entraînement immédiat des sédiments dès leur dégel. Ce processus se produit dans le cas des berges en sédiments non cohésifs avec des teneur en glace supérieures à la teneur en glace critique.

Korte et al. (2020) ont présenté un cadre générationnel de complexité croissante pour la modélisation expérimentale de la thermo-érosion du pergélisol à échelle réduite. Le cadre générationnel décrit un système structuré conçu pour la modélisation expérimentale de l'érosion du pergélisol en couvrant un ensemble de paramètres. Le degré de complexité du cadre (de 0 à 5) dépend du nombre de variables à contrôler afin de décrire l'interaction entre le pergélisol et

l'environnement côtier. Un modèle physique de première génération a été testé dans le cadre de (Korte, 2019). Le dispositif expérimental a consisté à placer un échantillon de pergélisol artificiel dans un canal à vague. Des instruments de mesure de la hauteur des vagues générées ainsi que des capteurs de température ont été déployés afin de suivre l'évolution des paramètres relatifs à la thermo-érosion.

La méthode adoptée par Korte (2019) dans la confection de l'échantillon de pergélisol a affecté les résultats de l'étude expérimentale. En effet, la densité et l'homogénéité de l'échantillon a été influencée par le nombre des déplacements effectués entre l'atelier de confection, le réfrigérateur, et le canal. En plus, la mise en place d'une tige épaisse de manutention au milieu de l'échantillon a perturbé le mécanisme de rupture de l'échantillon au terme de l'étude expérimentale dans le canal.

Dans le cadre d'une étude très récente, Goseberg et al. (2024) ont monté un protocole expérimental afin de modéliser physiquement l'érosion du pergélisol côtier sous l'influence des vagues. Goseberg et al. (2024) se sont concentrés sur la mesure du coefficient de transfert de chaleur par convection au niveau de l'interface entre le pergélisol et l'eau. La méthodologie adoptée dans leur étude a montré sa fiabilité en termes des résultats obtenus à la fin des expériences.

1.4 Besoins en recherche

De nombreuses études traitant l'érosion côtière des littoraux de pergélisol se sont appuyées sur une approche basée sur les observations de terrain via différentes techniques comme la télédétection satellitaire et la photogrammétrie. Bien que ces études soient essentielles pour dresser un état de l'ampleur et la gravité de recul des littoraux en région de pergélisol à cause de la thermo-érosion, elles ne permettent pas d'isoler la contribution de chacun des facteurs impliqués dans le processus érosionnel.

En ce qui a trait aux modèles empiriques existants, ces derniers ont été développés majoritairement sur des observations locales ce qui limite leur généralisation sur différents environnements afin de générer des projections futures en termes de dégradation du pergélisol côtier. De plus, peu de modèles numériques sont calibrés sur des données expérimentales dans un environnement contrôlé.

Quant aux études expérimentales antérieures, ces dernières ont permis d'étudier le mécanisme de la thermo-érosion des sols gelés dans un environnement contrôlé. Ces études s'appuient

généralement sur des dispositifs expérimentaux simplistes ou bien des protocoles difficilement reproductibles. Hughes (1993) considère qu'une approche par analyse dimensionnelle permet de développer des formules qui regroupent un ensemble des variables corrélées. Cette approche est largement utilisée dans le génie côtier pour les modélisations physiques à échelle réduite, néanmoins, très peu d'études ont réussi à formuler des modèles adimensionnels à partir d'une analyse des données expérimentales sur la thermo-érosion du pergélisol côtier.

Les études expérimentales présentent l'avantage de valider les résultats des modèles numériques prédictifs à travers une paramétrisation des différents facteurs qui agissent sur le processus de la thermo-érosion du pergélisol (McCutchan et Johnson, 2022). En outre, les études dans un environnement contrôlé comme un laboratoire permettent de bâtir un lien robuste entre les modèles empiriques théoriques simplistes et les manifestations complexes de l'environnement naturel.

1.5 Objectifs de l'étude

L'approche par modélisation fondée sur les processus est fortement recommandée afin d'estimer le taux de dégradation du pergélisol lié à la thermo-érosion, et aussi pour évaluer les risques qui menacent les communautés et les infrastructures côtières (Korte et al., 2020). L'étude expérimentale objet du présent mémoire s'appuie sur le cadre générationnel de complexité croissante établi par Korte et al. (2020) afin de simuler, en conditions contrôlées, l'érosion des microfalaises en pergélisol exposées à des forçages hydrodynamiques et thermiques réalistes.

Sur la base de ce qui a été présenté, les objectifs spécifiques de l'étude présentée dans ce mémoire sont les suivants :

- développer des méthodologies innovantes pour étudier l'érosion du pergélisol côtier en utilisant une série d'expériences contrôlées dans un canal à vagues équipé d'un dispositif expérimental reconstituant les conditions arctiques;
- déterminer la contribution des paramètres clés du processus érosionnel, à savoir les caractéristiques hydrodynamiques du régime des vagues, la teneur en glace du sol et le gradient thermique entre l'eau et le sol;
- développer un nouveau modèle thermomécanique basé sur des nombres adimensionnels et capable de prédire l'évolution de la profondeur de la niche thermo-érosive.

1.6 Hypothèses de l'étude

Les hypothèses de recherche présentées dans cette section constituent des propositions déduites à partir de la revue critique de la littérature existante sur l'érosion des côtes en pergélisol. Ces hypothèses permettent de guider le raisonnement scientifique et les choix méthodologiques adoptées dans la présente étude. Les hypothèses principales sont listées ci-dessous :

- **Hypothèse 1** : l'impact de la hauteur des vagues sur le taux d'érosion sera le facteur le plus prépondérant par rapport à la période (Are, 1988 ; Overeem et al., 2011);
- **Hypothèse 2** : une teneur en glace élevée dans le pergélisol ralentit le taux de creusement de la niche thermo-érosive (Dupeyrat et al., 2011);

1.7 Portée de l'étude

Cette étude porte sur l'analyse des principaux mécanismes, mécaniques et thermiques, impliqués dans le processus d'érosion des littoraux riches en pergélisol, via une approche de modélisation physique à échelle réduite dans un canal à vague sous des conditions contrôlées. Le montage expérimental conçu permet de simuler la réponse érosionnelle d'un bloc en sol gelé artificiellement, monté sur une pente littorale et soumis à des forçages hydrodynamiques et thermiques contrôlés. L'objectif est d'évaluer les effets de la hauteur et la période des vagues générées dans le canal, ainsi que la teneur en eau glace du bloc en sol gelé, sur le taux de creusement des niches thermo-érosives. En outre, l'étude intègre l'utilisation des techniques de micro-tomodensitométrie (μ CT) afin de caractériser la structure interne d'un échantillon de sol gelé confectionné artificiellement dans le laboratoire.

Étant donné que le processus d'érosion des littoraux gelés est un processus complexe, la présente étude n'évalue pas les effets de la glace de mer, la salinité de l'eau, la structure verticale du pergélisol, la teneur en matière organique, la direction des vagues, ainsi que les géométries côtières variées.

1.8 Importance et originalité de l'étude

L'approche retenue dans cette étude se distingue par la mise en place d'un protocole expérimental reproductible offrant un cadre standardisé pour les futures recherches expérimentales portant sur l'érosion du pergélisol côtier dans un environnement arctique. Ainsi, l'étude produit des données originales et comparables, comblant un vide dans la littérature expérimentale.

L'originalité de l'approche expérimentale réside principalement dans la considération d'un domaine de pergélisol infini à travers l'utilisation des plaques de refroidissement placées à la base et à l'arrière du bloc de sol gelé. Cette originalité est concrétisée également par la limitation de l'érosion latérale, qui accompagne souvent ce genre d'études expérimentale, à travers l'utilisation d'une paroi mince en plexiglass entourant les faces latérales et postérieures du bloc en sol gelé. Cette procédure a permis de se concentrer exclusivement sur l'érosion frontale et le développement de la niche thermo-érosive.

En plus, l'étude vise à développer un modèle prédictif en nombres adimensionnels, reliant les paramètres thermiques et hydrodynamiques aux taux d'érosion mesurés expérimentalement. Il s'ensuit que cette étude offre une base de calibration pour de futurs modèles numériques développés pour la simulation de l'érosion des littoraux en pergélisol, en facilitant leur transposition vers des conditions à échelle réelle.

Enfin, ce travail constitue un complément essentiel aux observations effectuées sur le terrain, souvent limitées par des contraintes météorologiques, logistiques ou financières, et renforce la compréhension de la dynamique de l'érosion côtière du pergélisol dans un environnement arctique menacé par les répercussions du réchauffement climatique.

1.9 Plan du mémoire

Ce mémoire décrit les principaux résultats de l'étude de modélisation expérimentale de l'érosion côtière des microfalaises en pergélisol dans un environnement de laboratoire. Le chapitre 2 présente les principaux concepts fondamentaux abordés dans l'étude, à savoir le transfert de chaleur dans les sols gelés, les mécanismes d'érosion côtière, l'interaction vague-pergélisol et la théorie de l'analyse dimensionnelle. Le chapitre 3 décrit la méthodologie adoptée pour mener les expériences, incluant le dispositif, l'instrumentation et les procédures d'analyse des données. Le chapitre 4 expose les résultats obtenus sur les paramètres hydrodynamiques, thermiques, et morphologiques. Le chapitre 5 traite le développement du modèle prédictif adimensionnel à partir des résultats obtenus. Le chapitre 6 fournit une interprétation des résultats et du modèle adimensionnel développé, ainsi qu'une évaluation de l'influence des paramètres expérimentaux sur la réponse érosionnelle. Le chapitre 7 synthétise les principales contributions de l'étude en proposant des ouvertures pour les travaux futurs.

2 CONCEPTS THÉORIQUES FONDAMENTAUX

2.1 Caractérisation physique des sols gelés

Les interactions entre les différentes composantes du sol gelé déterminent ses propriétés et son comportement. La distribution granulométrique des particules solides permet de déterminer les catégories de sols qui contiennent le pergélisol. Dans ces sols gelés, l'eau non gelée dans les sols gelés remplit les pores qui existent entre les particules solides, comme elle peut être adsorbée sur la surface des particules. Un point intéressant souligné par Andersland and Anderson (1978) est qu'une fraction de l'eau peut demeurer dans sa phase liquide même à des températures inférieures au point de congélation. Quant à la glace présente dans la matrice des sols gelés, elle joue un rôle d'agent de cimentation qui contribue à la consolidation du pergélisol au passage de l'état non gelé à l'état gelé (Vosoughi, 2023).

Les points suivants présentent les paramètres fondamentaux permettant de décrire et de modéliser le comportement d'un sol gelé :

- La masse volumique apparente ou totale ρ , exprimée en kg.m^{-3} , du sol indique la densité globale du sol gelé. Elle est donnée par le rapport entre la masse totale du sol (solide + glace + eau + air) M par unité de volume total du sol V :

Équation 2.1 : masse volumique apparente

$$\rho = \frac{M}{V}$$

- La porosité n permet de connaître l'importance des vides dans un volume de sol, elle représente le rapport du volume des vides V_v au volume total V :

Équation 2.2 : porosité d'un sol

$$n = \frac{V_v}{V}$$

- La teneur en eau totale w représente le rapport de la masse de l'eau M_w (peu importe son état physique) à la masse des grains solides M_s d'un volume donné de sol. Elle est exprimée en % :

Équation 2.3 : teneur en eau massique

$$w = \frac{M_w}{M_s}$$

- La teneur en eau volumique θ est définie comme étant le rapport entre le volume de l'eau V_w (dans n'importe quel état physique) et le volume total du sol V :

Équation 2.4 : teneur en eau volumique

$$\theta = \frac{V_w}{V}$$

- Le degré de saturation S_r représente la proportion des pores qui sont remplis de l'eau, il est défini comme le rapport du volume de l'eau V_w et volume des vides V . Il s'exprime en % :

Équation 2.5 : degré de saturation

$$S_r = \frac{V_w}{V_v} = \frac{\theta}{n}$$

- La masse volumique du sol sec ρ_d est définie comme étant le rapport entre la masse des grains solides du sol M_s et le volume total du sol V . Elle est exprimée en kg.m^{-3} :

Équation 2.6 : masse volumique du sol sec

$$\rho_d = \frac{M_s}{V} = \frac{M}{V(1+w)}$$

2.2 Régime thermique dans les sols gelés

2.2.1 Profil thermique vertical du pergélisol

Le régime thermique dans les sols gelés régit considérablement le comportement de ces sols dans les régions froides (Andersland et Anderson, 1978). La compréhension du profil thermique vertical du pergélisol est crucial afin de prédire sa réponse aux sollicitations environnementales externes. Ce profil thermique se caractérise par la présence d'un gradient thermique variable selon la profondeur.

La première couche du pergélisol dite la couche active, elle constitue la zone qui connaît des cycles annuels de gel et dégel en fonction des variations saisonnières de la température atmosphérique. En dessous, le sol demeure gelé en permanence en maintenant une température continuellement négative. Le sol gelé en permanence se divise en deux sous-zones : une zone caractérisée par des fluctuations thermiques saisonnières en lien avec la température atmosphérique tout en restant dans le domaine négatif des températures, et une zone avec un gradient de température constant où la température augmente graduellement jusqu'à atteindre l'isotherme 0°C. La limite du pergélisol (sol gelé en permanence) est définie avec la profondeur

de l'isotherme 0°C. Au-delà de cette profondeur, les variations dans le profil thermique ne sont plus saisonnières, et deviennent liées à des conditions climatiques à l'échelle de plusieurs siècles (Andersland et Anderson, 1978).

La Figure 2.1 illustre un profil thermique vertical idéalisé du pergélisol :

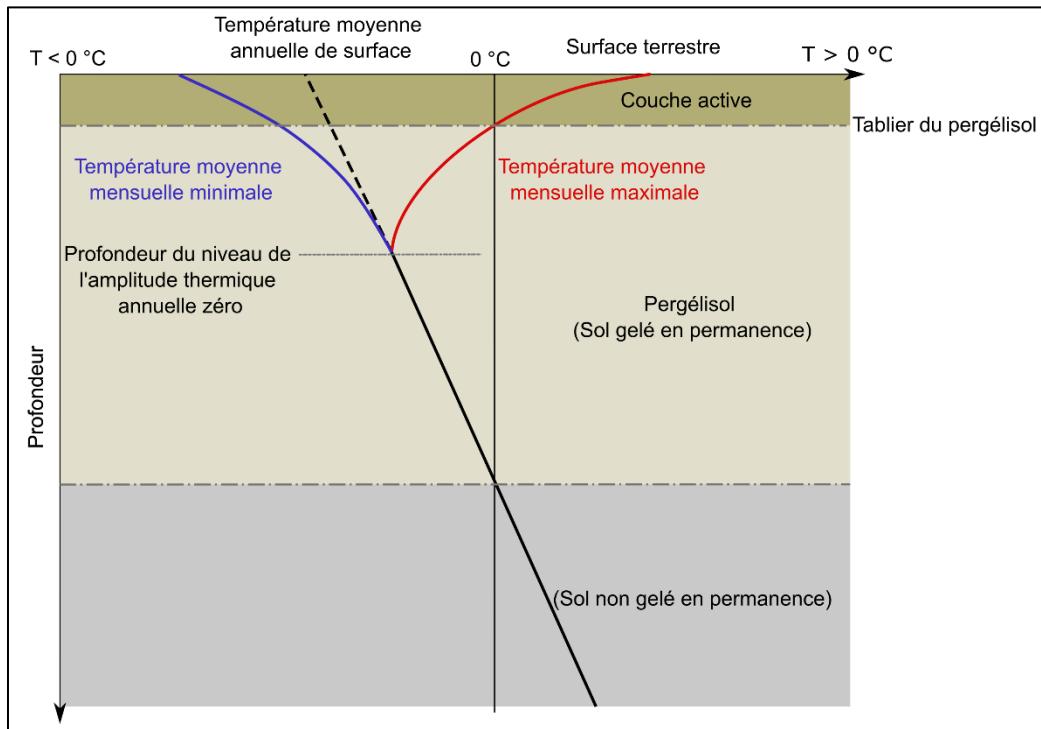


Figure 2.1 : profil de température idéalisé dans les sols gelés (adapté de (Andersland et Anderson, 1978))

2.2.2 Propriétés thermiques du pergélisol

La capacité thermique massique d'un sol représente la quantité de chaleur nécessaire pour augmenter sa température d'un degré °C, elle est exprimée en $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$.

La capacité thermique C d'un sol peut être déterminée en fonction de la capacité thermique de chaque constituant du sol : grains solides, eau, glace et de la fraction massique de ses constituants :

Équation 2.7 : capacité thermique des sols gelés

$$C = C_s (1 - n) + C_i (S_r n - \theta_u) + C_w \theta_u + C_a (1 - S_r)n$$

n représente la porosité du sol, S_r est le degré de saturation, et θ_u exprime la teneur volumique en eau liquide dans le sol.

C_s , C_w , C_i , et C_a représentent les capacités thermiques des grains solides, de l'eau, de la glace, et de l'air dans le sol respectivement.

La chaleur latente L représente la quantité de chaleur requise pour faire fondre un poids unitaire de la glace au point de fusion (Andersland et Ladanyi, 2003). Lorsque l'eau gèle, il y a une libération d'énergie afin de diminuer le niveau d'agitation des molécules de l'eau liquide. À l'opposé, lorsque la glace passe de l'état solide à l'état liquide, la glace absorbe de l'énergie. La chaleur latente de fusion constitue la quantité d'énergie absorbée lors du dégel, elle est exprimée par $\text{J}.\text{kg}^{-1}$.

Pour les sols, l'énergie totale déployée dans un processus de changement de phase est relative à la teneur en eau totale dans le sol et la fraction de l'eau concernée par ce processus (Andersland et Ladanyi, 2003) :

Équation 2.8 : chaleur latente de fusion des sols gelés

$$L = L_e (S_r n - \theta_u)$$

L est la chaleur latente de fusion volumique du sol en $\text{kJ}.\text{m}^{-3}$, $L_e = 333,7 \text{ kJ}.\text{kg}^{-1}$ est la chaleur latente de fusion massique de l'eau, S_r est le degré de saturation du sol en %, n est la porosité du sol, θ_u est la teneur volumique en eau liquide contenue dans le sol gelé.

La conductivité thermique k désigne la capacité d'un sol de transférer la chaleur par conduction, elle est exprimée en $\text{W}.\text{m}^{-1}.\text{°C}^{-1}$.

Côté et Konrad (2005b) ont développé un montage expérimental permettant de mesurer la conductivité thermique des matériaux utilisés dans les structures de chaussée adoptées par le Ministère des Transports, de la Mobilité durable et de l'Électrification des transports du Québec (MTMDET). Ce protocole expérimental a généré un modèle général capable de calculer la conductivité thermique des matériaux de construction.

Le taux de transfert de chaleur par conduction dans une masse de sol dépend de sa conductivité thermique. Ce transfert de chaleur produit une augmentation de température du sol, cette augmentation varie en fonction de la capacité thermique et la masse volumique apparente du sol (Andersland et Ladanyi, 2003). Ce régime transitoire dans le sol est régi par la diffusivité thermique exprimée à l'aide de l'Équation 2.9 :

Équation 2.9 : diffusivité thermique

$$\alpha = \frac{k}{\rho C}$$

α est la diffusivité thermique exprimée en $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$, k est la conductivité thermique en $\text{W}.\text{m}^{-1}.\text{°C}^{-1}$, ρ est la masse volumique apparente du sol en $\text{kg}.\text{m}^{-3}$, et C est la capacité thermique massique du sol en $\text{J}.\text{kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$.

2.2.3 Mécanismes de transfert thermique dans l'érosion côtière du pergélisol

Dans un contexte d'érosion côtière des microfalaises en pergélisol, le transfert thermique joue un rôle de déclencheur. En effet, lorsque l'eau relativement chaude entre en contact avec l'interface du sol gelé de température inférieure, un transfert de chaleur est initié vers l'intérieur de la microfalaise, causant ainsi le début de fonte de la glace interstitielle dans la matrice du sol gelé. À l'interface mer-pergélisol, deux modes de transfert de chaleur sont mis en jeu :

Conduction thermique :

Il s'agit du principal mode de transfert de chaleur dans les sols gelés. La conduction fait référence au transfert de l'énergie cinétique des molécules énergétiques chaudes à l'intérieur du sol vers les molécules les moins énergétiques froides (Andersland et Ladanyi, 2003). Le flux de chaleur transférée par conduction par unité de surface q peut être obtenu par la loi de Fourier :

Équation 2.10 : flux de chaleur transféré par conduction

$$q = -k \frac{dT}{dx}$$

À partir de l'Équation 2.10, le transfert de chaleur par conduction dépend de la conductivité thermique k du sol et du gradient de température $\frac{dT}{dx}$. Le signe – dans l'équation indique la direction du flux de chaleur des régions à grande température vers les régions les plus froides.

Convection thermique :

Le transfert de chaleur par convection est défini comme étant le transfert de chaleur effectué à travers le mouvement de masse des particules chaudes. Dans le cas des géomatériaux, le transfert de chaleur convectif se produit par le mouvement de l'eau ou de l'air contenus dans le réseau poreux du sol (Andersland et Anderson, 1978).

Le transfert de chaleur par convection dans le cas de la thermo-érosion est effectué au niveau de l'interface mobile entre le pergélisol et l'eau en mouvement à une température supérieure à celle de fusion (Randriamazaoro et al., 2007). L'échange de chaleur entre le pergélisol et les molécules d'eau chaudes consiste à un transfert de chaleur de base sans induire de changement de phase,

plus un transfert de chaleur additionnel pour transformer la fraction gelée dans le sol en fraction liquide.

Le flux de chaleur totale par unité de surface q échangée au niveau de l'interface eau/pergélisol par convection est exprimé à l'aide de l'Équation 2.11:

Équation 2.11 : flux de chaleur transféré par convection

$$q = h (T_w - T_p)$$

q est exprimé en W.m^{-2} , h représente le coefficient de transfert de chaleur convectif exprimé en $\text{W.m}^{-2}.\text{°C}^{-1}$, et $(T_w - T_p)$ correspond à la différence de température entre l'eau et le pergélisol.

Le coefficient de convection thermique h représente l'efficacité avec laquelle le transfert de chaleur est effectué entre l'eau et la surface des microfalaises côtières en pergélisol. En effet, il représente la quantité de chaleur transférée par unité de surface et par unité de température à l'interface eau/pergélisol. Un h élevé indique un transfert de chaleur plus efficace, en d'autres termes, h mesure la facilité avec laquelle la chaleur est transférée de l'eau vers la microfalaise.

Le coefficient h dépend de plusieurs paramètres tels que les propriétés de l'eau, la différence de température, le régime d'écoulement, la rugosité de surface, les propriétés du pergélisol et les conditions environnementales.

2.2.4 Bilan thermique à l'interface eau-pergélisol

L'interface eau-pergélisol est le siège d'un transfert de chaleur convectif, où l'interaction dynamique entre l'eau en mouvement et l'interface du pergélisol contribue dans l'augmentation du coefficient de convection h . Ce mécanisme de convection forcée intensifie l'apport d'énergie thermique à la microfalaise en pergélisol (Randriamazaoro et al., 2007).

Ce processus de transfert de chaleur entre l'eau et le pergélisol peut être représenté par un bilan thermique local. En effet, l'apport de chaleur convectif fourni par l'eau se répartit entre l'accroissement de température du pergélisol et le changement de phase de la glace interstitielle. Le premier correspond au flux de chaleur sensible, tandis que le second désigne le flux de chaleur latente.

Le bilan thermique (en une seule dimension) peut être exprimé alors :

Équation 2.12 : bilan thermique à l'interface eau-pergélisol

$$q_{conv} = q_{sens} + q_{lat}$$

Où :

$$q_{conv} = h (T_w - T_p) \quad : \text{le flux de chaleur convectif}$$

$$q_{sens} = \rho C \frac{\Delta T}{\Delta t} \Delta x \quad : \text{le flux de chaleur sensible, responsable de l'augmentation de la température du pergélisol jusqu'à 0°C}$$

$$q_{lat} = \rho L \frac{\Delta x}{\Delta t} \quad : \text{le flux de chaleur latente de fusion}$$

ρ est la masse volumique du pergélisol, C est la capacité thermique massique, L est la chaleur latente de fusion du pergélisol, $\frac{\Delta x}{\Delta t}$ est le taux de dégel dans le pergélisol, $\frac{\Delta T}{\Delta t}$ est le gradient de température dans le pergélisol, $(T_w - T_p)$ correspond à la différence de température entre l'eau et l'interface du pergélisol.

Généralement, la température à l'interface du pergélisol T_p correspond à la température de fusion prise égale à 0°C.

Ce bilan thermique a été utilisé dans des études antérieures telles que (Randriamazaoro et al., 2007) et (Goseberg et al., 2024).

2.2.5 Solution de Stefan et propagation du front de dégel

Le problème de Stefan est un problème classique qui décrit la progression d'un front de changement de phase (front de gel ou de dégel) par conduction thermique. Ce problème trouve son application dans l'étude de l'érosion côtière du pergélisol. En effet, les microfalaises côtières gelées sont exposées à l'eau de mer plus chaude et donc à un gradient thermique important. Ce gradient initie la propagation d'un front de dégel (isotherme 0°C) dans la microfalaise côtière, où l'apport de chaleur par conduction est consommé dans le changement de phase au front mobile.

Dans le cas d'une géométrie unidimensionnelle où l'axe des abscisses ($x > 0$) représente l'étendue du sol gelé, le contact entre l'eau et le sol gelé est à $x = 0$, avec T_w qui représente la température de l'eau supérieure à 0°C. $X(t)$ désigne la position du front de dégel en fonction du temps, avec T_f qui représente la température de fusion de la glace, généralement prise égale à 0°C.

Au niveau du front de dégel, $x = X(t)$, le bilan d'énergie est décrit par la condition de Stefan :

Équation 2.13 : condition de Stefan au front de dégel

$$\rho L \frac{dX}{dt} = -k \frac{\partial T}{\partial x}$$

Les solutions analytiques, telles que la solution exacte de Neuman, la solution de Stefan, ou bien celle de Berggren donnent une relation qui lie la position du front de dégel en fonction du temps, $X(t)$, à la racine carrée du temps : $X(t) \propto \sqrt{t}$

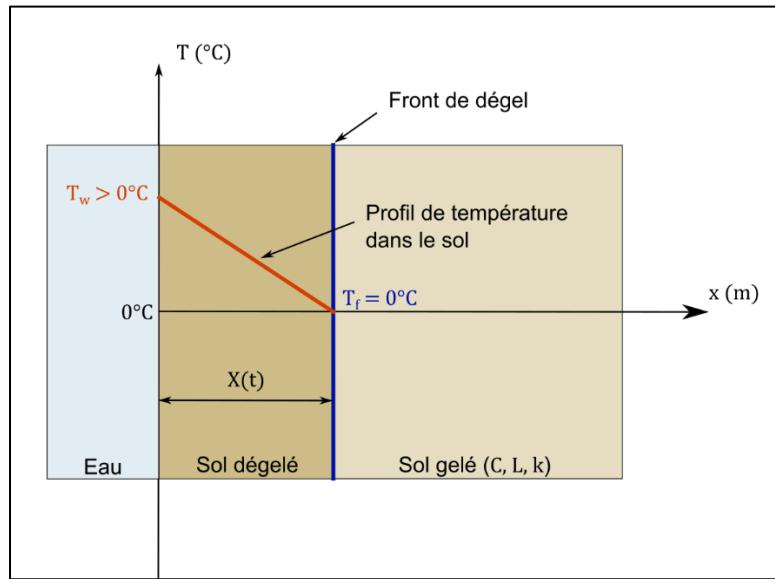


Figure 2.2 : présentation conceptuelle du problème de Stefan

Le nombre de Stefan (Ste) est un nombre adimensionnel défini comme le rapport de la chaleur sensible disponible et la chaleur latente requise pour provoquer un changement de phase, décrit selon la formule suivante :

Équation 2.14 : nombre de Stefan (Ste)

$$Ste = \frac{C \Delta T}{L}$$

Où C est la capacité calorifique du sol, L est la chaleur latente de fusion du sol, et ΔT est la différence de température entre l'eau et la température de fusion (forçage thermique).

Un nombre de Stefan élevé indique que l'apport de chaleur disponible est capable de provoquer un dégel rapide. Cela peut se produire si le forçage thermique est important ou bien la chaleur latente du sol est faible. Tandis qu'un nombre de Stefan faible désigne un dégel lent à cause d'un changement de phase très dissipateur.

À titre d'illustration, un pergélisol riche en glace est caractérisé par une chaleur latente importante. Ainsi, un grand apport de chaleur est requis pour faire fondre la matrice de glace dans le sol, qui se traduit par un nombre de Stefan réduit.

2.3 Hydrodynamique côtière en zone peu profonde

2.3.1 Houles régulières dans l'environnement côtier

La houle est une onde de gravité progressive générée par un champ de vent sur une distance appelée le fetch qui s'est propagée loin de sa zone de génération. Elle est caractérisée par une période P , une longueur d'onde L_w , une hauteur H et une élévation de la surface d'eau η :

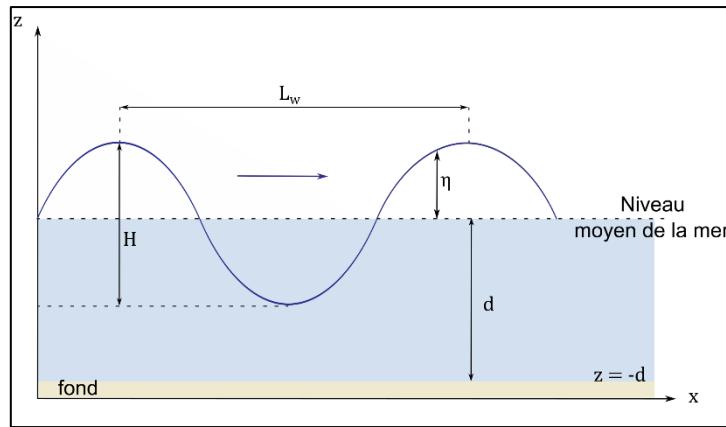


Figure 2.3 : paramètres caractéristiques des vagues

L'équation de dispersion régit la propagation linéaire des houles dans l'environnement côtier :

Équation 2.15 : dispersion de la houle

$$\omega^2 = gk_w \tanh(k_w d)$$

Où : $\omega = \frac{2\pi}{P}$ est la pulsation, $k_w = \frac{2\pi}{L_w}$ est le nombre d'onde, g est l'accélération de la pesanteur, d est la profondeur du fond marin.

La célérité de phase est la vitesse de déplacement des crêtes des vagues. Il s'agit de la vitesse géométrique visible de la houle, elle est donnée par : $c = \frac{L_w}{P} = \frac{\omega}{k_w}$

En eaux profondes ($d \gg L_w$), $\tanh(k_w d) \approx 1$ et $c = \sqrt{\frac{g}{k_w}}$.

Dans les eaux peu profondes ($d \ll L_w$), $\tanh(k_w d) \approx k_w d$ et $c \approx \sqrt{gd}$.

La célérité de groupe c_g est la vitesse de propagation de l'énergie de la houle. En effet, comme il est décrit dans les prochaines sections, l'énergie n'est pas transportée par une seule vague régulière, mais par un ensemble de vagues à différentes fréquences. La célérité de groupe est donnée par : $c_g = \frac{d\omega}{dk_w}$, ainsi en eaux peu profondes : $c_g \approx c$, alors qu'en eaux profondes : $c_g = \frac{c}{2}$

L'énergie totale de la houle E_w se décompose en une énergie cinétique et en une énergie potentielle. L'énergie totale ou mécanique de la houle est caractérisée par une équpartition entre la composante cinétique et la composante potentielle. L'énergie d'une vague est fonction de sa hauteur de vague H : $E_w \propto H^2$.

2.3.2 Transformation des vagues : exhaussement et déferlement

La dynamique des vagues est affectée par le fond marin à l'approche du littoral, car l'énergie des vagues est dissipée par friction par le fond marin qui devient moins profond. Cette dissipation engendre une diminution de la longueur d'onde et de la hauteur des vagues. En parallèle, la diminution de la profondeur induit une diminution et de la célérité des vagues, un changement de la direction, et finalement leur déferlement à l'approche du rivage (Reeve, Chadwick et Fleming, 2004).

L'interaction avec le fond marin entraînent une baisse de la vitesse de groupe du paquet de vagues, cependant, l'énergie transportée par un paquet de vagues demeure constante, ce qui entraîne une compensation par une augmentation de la hauteur H proche du rivage. Le facteur d'augmentation de la hauteur de vagues par ce phénomène K_s , est appelé le coefficient d'exhaussement, tel que : $H = K_s H_0$, avec H_0 est la hauteur de la houle en eau profonde.

Lorsque la hauteur de vague atteint une valeur excessive, la crête se détruit par déferlement (breaking). Le déferlement des vagues est défini par deux critères, le premier concerne la cambrure limite de la vague (c'est le rapport entre la hauteur de vague et la longueur d'onde : $\frac{H}{L_w} \geq 1/7$), alors que le second est lié au rapport de la hauteur de vague et la profondeur du fond marin $\frac{H}{d} = 0,78$ (Reeve, Chadwick et Fleming, 2004).

2.3.3 Vagues irrégulières et représentation spectrale

Dans un environnement côtier, la houle est généralement irrégulière et l'allure de l'état de mer est différent de celui idéalisé dans la Figure 2.3. Les enregistrements de données de la houle effectués *in situ* permettent décomposer l'élévation de la surface d'eau η mesurée en une série

infinie de fonctions sinusoïdales de différentes fréquences à l'aide d'une transformée de Fourier. Ainsi, l'état de mer peut être décrit par un spectre d'énergie $S(f)$ de la houle en fonction de la pulsation ω des différentes composantes du spectre. Cette description permet de se renseigner sur la répartition de l'énergie de la houle selon les périodes.

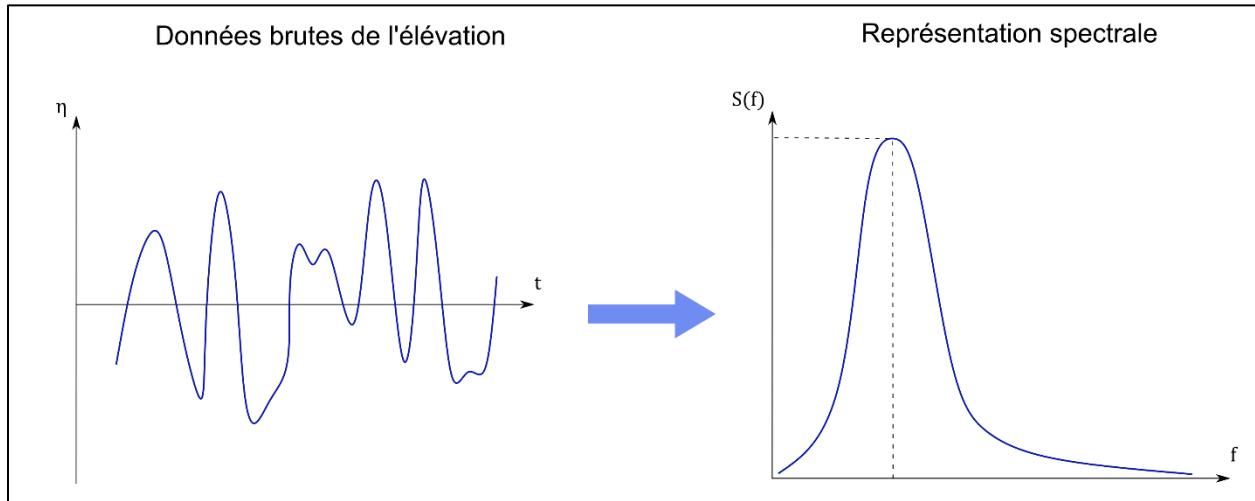


Figure 2.4 : représentation spectrale de la houle

Le spectre de la houle peut être caractérisé par deux valeurs : La hauteur spectrale H_{m0} et la période du pic P_p :

Équation 2.16 : hauteur spectrale de la houle

$$H_{m0} = 4\sqrt{m_0} = 4 \sqrt{\int_0^{\infty} S(f) df}$$

Où m_0 représente le moment d'ordre 0 pour la distribution spectrale.

L'enregistrement des données de houle peut également être approché avec une analyse dans le domaine temporel, où la houle peut être caractérisée par la hauteur significative de la houle H_s . Cette hauteur correspond à la moyenne du tiers des vagues les plus hautes dans les enregistrements. La hauteur H_s n'a pas d'équivalence dans le domaine fréquentiel, néanmoins, elle peut être approchée par la hauteur spectrale H_{m0} , ainsi : $H_{m0} \approx H_s$.

La période P_p représente la période où le spectre atteint sa valeur maximale.

2.3.4 Nombre d'Iribarren

Le nombre d'Iribarren Ir est un nombre adimensionnel largement utilisé en génie côtier pour caractériser les interactions entre les vagues incidentes et les pentes côtières que ce soient des

pentes naturelles ou des structures côtières. Il est défini comme le rapport entre la pente de la plage ou de toute structure et la racine carrée de la cambrure de la houle :

Équation 2.17 : nombre d'Iribarren

$$Ir = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H_s}{L_0}}}$$

Où β est l'angle de la plage, H_s est la hauteur significative de la houle, et L_0 est la longueur d'onde en eaux profondes donnée par la formule suivante :

Équation 2.18 : longueur d'onde au large

$$L_0 = \frac{g T_p^2}{2\pi}$$

En plus, le paramètre Ir permet de caractériser le régime des vagues à proximité des pentes avec lesquelles les vagues interagissent suite aux différents processus, à savoir la réflexion, la transmission, la dissipation, et le rayonnement (Clavero et al., 2018).

Battjes (1974) a défini les différents modes de déferlement en fonction des valeurs du paramètre Ir . La détermination des modes de déferlement permet de prédire l'impact mécanique des vagues sur la côte.

2.3.5 Abrasion mécanique des microfalaises côtières par l'action des vagues

L'abrasion mécanique des microfalaises côtières par le forçage hydrodynamique des vagues contribue à l'évolution des littoraux. Lorsque la houle entre en contact avec une côte abrupte telle qu'une microfalaise côtière, la houle est réfléchie en partie ou en totalité en fonction de la nature de l'obstacle rencontré. Les fronts d'onde incidents et réfléchis forment une zone de résonance (clapotis) où les amplitudes de la houle incidente et la houle réfléchie s'additionnent, ce qui génère une turbulence locale au pied de la microfalaise côtière.

Le forçage hydrodynamique sur les microfalaises dépend du type d'impacts, à savoir l'impact direct par vague déferlante, la réflexion partielle et formation d'un clapotis, ou bien l'impact par mascaret brisé (il s'agit du front turbulent d'une vague déferlée). Ces impacts génèrent des pressions impulsives sur la masse du sol, contribuant à l'arrachement des sédiments par le mouvement turbulent de l'eau et, par la suite, à l'affaiblissement et à la déstabilisation des microfalaises côtières.

Plusieurs formules empiriques expriment ces pressions d'impact en fonction de la hauteur significative de la houle à la base de la microfalaise (Young et al., 2016). Les travaux sur terrain de Young et al. (2016) ont montré que l'action des vagues génèrent des micro-secousses dans les microfalaises côtières, dont l'énergie dépend des hauteurs significatives des vagues et de la durée cumulée d'attaque.

La régulation temporelle de l'érosion mécanique dépend des cycles de marée et de la morphodynamique de la plage devant les microfalaises. En effet, un impact mécanique efficace sur la base des microfalaises exige que le niveau total de l'eau dépasse l'altitude de la plage et des dépôts sédimentaires. Le niveau total de l'eau est la combinaison de la marée, de la surcote, et de la hauteur de la houle (Young et al., 2016).

2.4 Analyse dimensionnelle du processus d'érosion thermomécanique

L'analyse d'un phénomène physique consiste en premier lieu de faire un choix sur les paramètres gouvernant le processus étudié. Ensuite, les études expérimentales permettent d'établir des relations ou des formules qui lient les variables impliquées. Ces relations sont établies à l'aide d'une série des tests expérimentaux en changeant une seule variable à la fois et en gardant les autres constantes. L'analyse dimensionnelle consiste à combiner les variables physiques en question en produits adimensionnels afin de réduire le nombre de variables considérés dans l'étude expérimentale d'un phénomène (Hughes, 1993).

L'analyse dimensionnelle est effectuée en quatre étapes fondamentales selon Hughes (1993) :

- l'identification des variables physiques indépendantes ;
- le choix des variables de répétition ;
- la détermination du nombre de produits adimensionnels à former ;
- la formation des groupes adimensionnels indépendants ;

L'objectif est de dériver une relation pour le taux de creusement expérimental de la niche thermo-érosive à l'aide du théorème de Buckingham ou théorème Π selon les étapes décrites ci-dessus.

Le Tableau 2.1 liste les variables physiques pertinentes et indépendantes qui influencent le taux de creusement de la niche thermo-érosive :

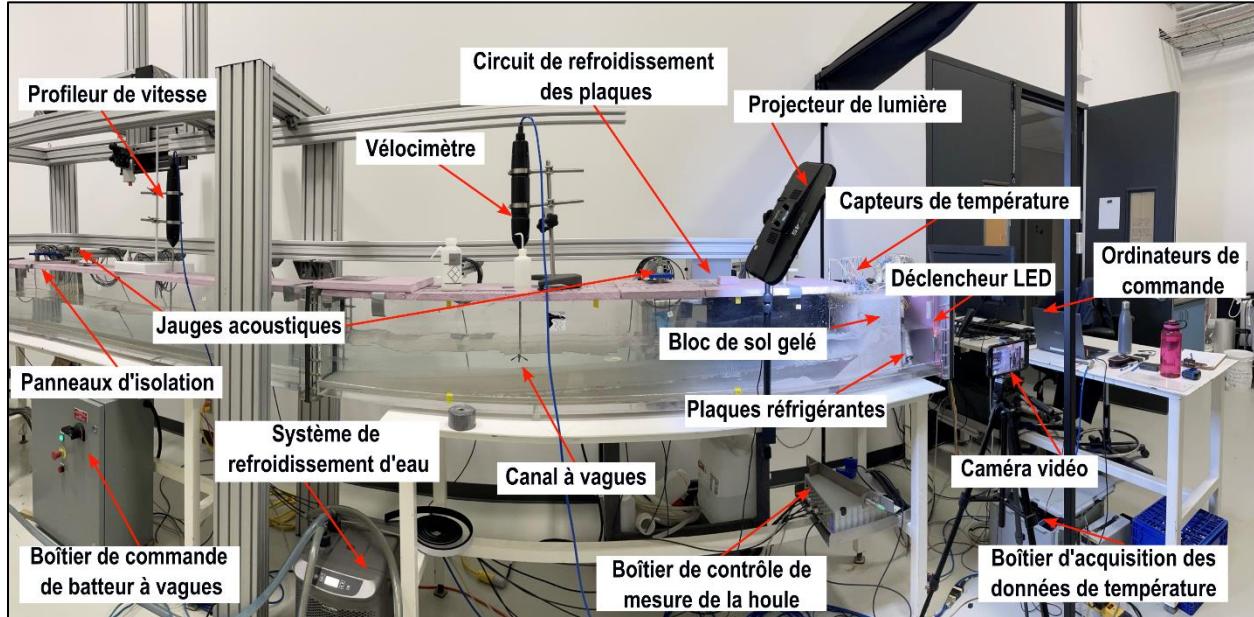
Tableau 2.1 : variables physiques influençant le taux de creusement de la niche thermo-érosive

Variable	Symbole	Unité	Dimensions
Taux de creusement	E	m.s^{-1}	$[LT^{-1}]$
Accélération de pesanteur	g	m.s^{-2}	$[LT^{-2}]$
Profondeur d'eau à l'aplomb du bloc de sol gelé	d_p	m	[L]
Période de la houle	P_p	s	[T]
Hauteur de la houle	H_s	m	[L]
Diamètre médian des grains	d_{50}	m	[L]
Angle de la pente	β	rad	
Conductivité thermique	k	$\text{W.m}^{-1}.\text{°C}^{-1}$	$[MLT^{-3}\theta^{-1}]$
Capacité thermique volumétrique	C	$\text{J.m}^{-3}.\text{°C}^{-1}$	$[ML^{-1}T^{-2}\theta^{-1}]$
Chaleur latente volumétrique	L	J.m^{-3}	$[ML^{-1}T^{-2}]$
Différence de température	ΔT	°C	[θ]

3 MÉTHODOLOGIE EXPÉIMENTALE

3.1 Installation expérimentale

La Figure 3.1 présente une vue panoramique du montage expérimental mis en place dans le laboratoire :



Le canal est installé dans le laboratoire de tomodensitométrie (CT-Scan) de l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS) à Québec (QC), Canada. Le laboratoire CT-Scan dispose également d'un micro-CT scanner permettant d'étudier la microstructure des échantillons de sol.

Le montage expérimental (Figure 3.2) comprend un canal en plexiglass de 8,76 m de longueur, 0,32 m de largeur et 0,33 m de hauteur. La génération des vagues a été réalisée à l'aide d'un générateur à piston motorisé capable de produire des vagues régulières et irrégulières. Une pente inclinée à 1:20 en plexiglass a été installée à l'extrémité aval du canal afin de simuler les conditions d'un profil côtier naturel.

L'installation inclut un système de refroidissement avec des plaques réfrigérantes en aluminium dotées d'un circuit en serpentin. Le circuit est connecté avec un circulateur à immersion placé dans un bain réfrigéré contenant un fluide caloporteur (mélange eau-glycol à une concentration volumique de 40% en glycol afin de garder la phase liquide du fluide jusqu'à une température de -23,5°C). Une pompe à pression est intégrée au système afin d'assurer la circulation continue du

fluide dans le circuit de serpentins des plaques réfrigérantes. Ces plaques sont mises en contact avec la base et la face arrière du bloc de sol gelé afin de créer des conditions aux limites (à une température d'environ -15°C) simulant un domaine en pergélisol infini. Parallèlement, l'eau dans le canal est maintenue à une température d'environ 6°C grâce à un système de refroidissement externe. En plus, la section ouverte en haut du canal est recouverte de panneaux d'isolation thermique en polystyrène extrudé afin de limiter les échanges thermiques entre le canal et l'environnement externe.

Afin de limiter l'érosion latérale, arrière et basale et favoriser l'érosion frontale par le développement d'une niche thermo-érosive, le bloc de sol gelé a été entouré par des parois transparentes minces en plexiglas. Ces parois adhèrent au sol gelé, limitant ainsi la pénétration de l'eau sur les côtés et assurant la transparence pour visualiser le processus érosionnel depuis les panneaux latéraux du canal à vague.

La conception innovante adoptée pour le montage expérimental a permis de reproduire les processus thermomécaniques responsables de l'érosion du pergélisol.

La Figure 3.2 illustre le schéma général du montage expérimental tandis que la Figure 3.3 fournit une vue en perspective détaillée du bloc de sol gelé ($0,3 \text{ m} \times 0,2 \text{ m} \times 0,3 \text{ m}$) tout en montrant le schéma de disposition des capteurs de température RTD, des plaques réfrigérantes et du circuit fermé de refroidissement.

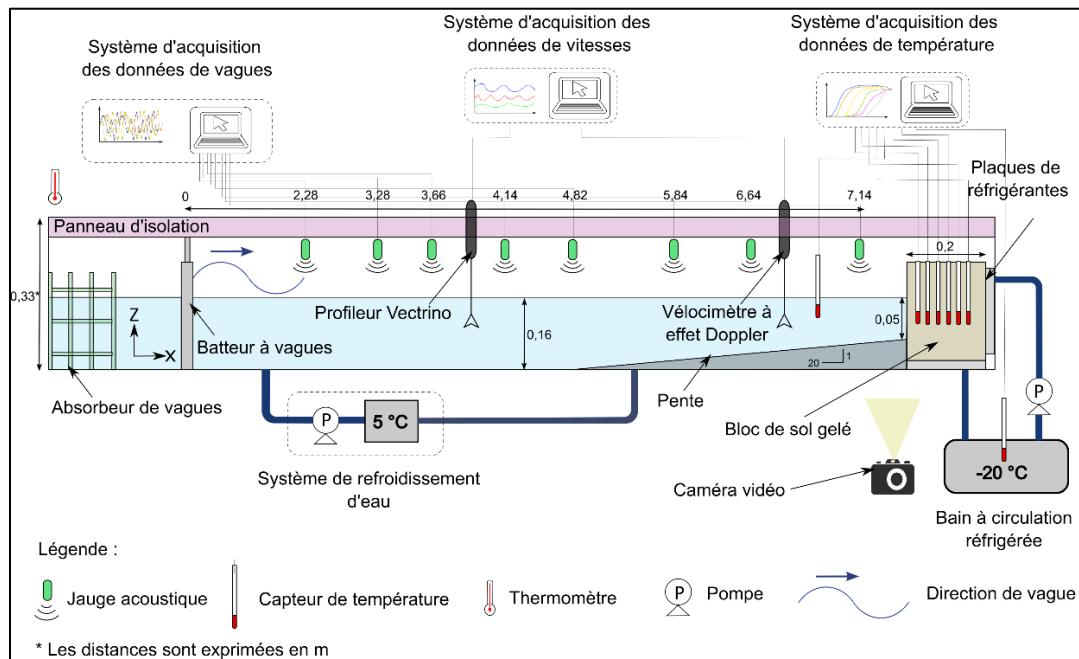


Figure 3.2 : schéma général du montage expérimental indiquant les positions des jauge acoustiques par rapport à la position neutre du batteur à vagues

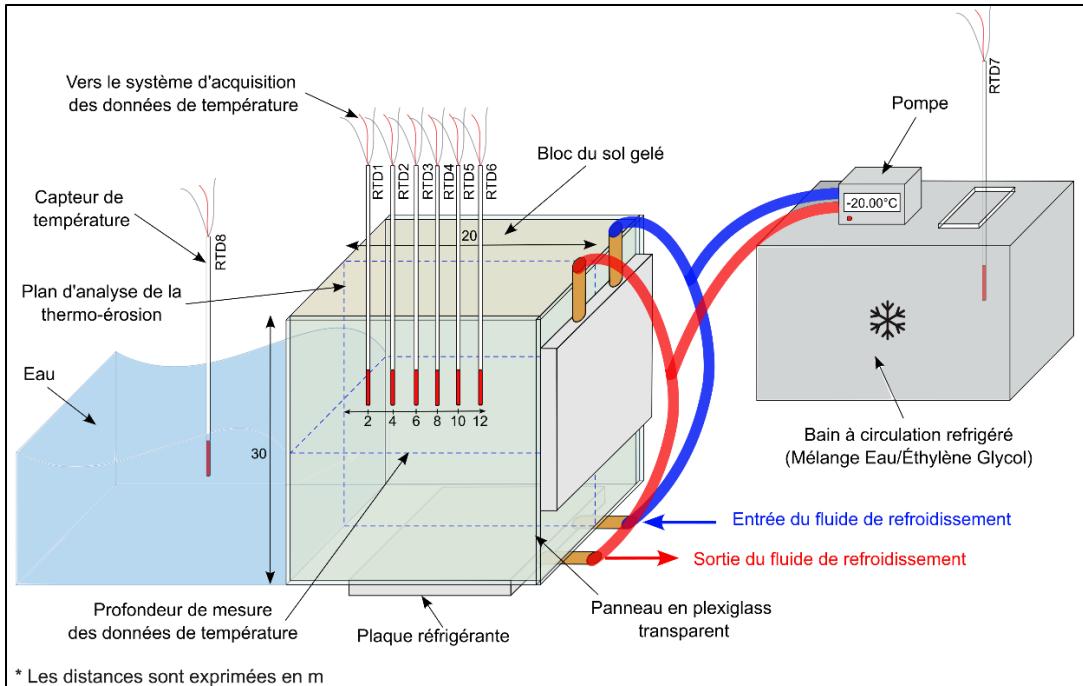


Figure 3.3 : vue en perspective détaillée du bloc de sol gelé

3.2 Instrumentation et appareillage de mesure

Le suivi simultané en temps réel des processus hydrodynamiques, thermiques et morphologiques liés à l'érosion du bloc de sol gelé dans le canal à vagues est réalisé à l'aide d'un ensemble d'instruments de mesure (Figure 3.1) détaillés ci-dessous.

- **Système de mesure de la houle par ultrasons :**

Le système utilisé est celui de « Ultralab ULS Advanced » comprenant un boîtier de contrôle « UltraLab ULS Advanced Controller », huit capteurs acoustiques « modèle USS 03-HF », et un capteur supplémentaire de référence « REF-300 ». Le système mesure la variation du niveau de la surface d'eau par rapport à un niveau de référence (surface libre d'eau avant génération des vagues) en mettant une onde sonore qui est réfléchie par la surface d'eau et captée par le même capteur.

Huit capteurs acoustiques ont été installés à des positions fixes (Figure 3.2) (cinq dans la partie horizontale et trois sur la pente) suivant une distribution télescopique pour capturer le profil hydrodynamique de la houle (Zelt et Skjelbreia, 1992).

- **Capteurs de température RTD « Resistance Temperature Detector »:**

Il s'agit des sondes de température fabriquées en platine Pt 100 dont la température est mesurée à partir des variations de la résistance de la sonde.

Six capteurs RTD ont été insérés dans le bloc de sol gelé, avec un espacement de 2 cm au niveau du plan médian du bloc, pour mesurer la température interne du sol gelé durant les expériences à une profondeur de 15 cm (Figure 3.3). Un capteur RTD a été inséré dans l'eau afin de mesurer la température de l'eau à proximité de la face frontale du bloc. Enfin, le huitième capteur RTD a été installé dans le bain réfrigéré pour suivre l'évolution de la température des plaques réfrigérantes (Figure 3.3).

- **Vélocimètres acoustiques :**

Deux types d'instruments de mesure de vitesse à effet Doppler ont été utilisés dans le cadre de la présente étude expérimentale : un profileur à effet Doppler (Vectrino Profiler) et un vélocimètre ponctuel à effet Doppler (Vectrino) de la marque Nortek. Les deux instruments mesurent la vitesse des particules d'eau en utilisant le principe acoustique Doppler.

Le profileur permet de mesurer les composantes de la vitesse des particules d'eau sur un profil vertical de 3 cm avec une résolution spatiale de 1 mm. Quant au vélocimètre ponctuel, il mesure les trois composantes de la vitesse en un seul point précis dans la colonne d'eau (Figure 3.2).

- **Système d'acquisition des données de température :**

Un système d'acquisition de données (DAQ) en temps réel a été mis en place afin de suivre les variations de température issues des capteurs RTD déployés dans le montage expérimental. Le DAQ repose sur l'utilisation du système CompactRIO de National Instruments, intégrant le module NI-9216 conçu pour lire les mesures de températures via les capteurs RTD.

L'utilisation de ce système requiert le développement d'une application d'acquisition, de traitement et de visualisation de données via l'environnement de programmation graphique LabVIEW.

En plus, une synchronisation temporelle précise a été assurée entre les mesures de température et les mesures hydrodynamiques (houle + vitesse) afin d'assurer une analyse cohérente des processus thermomécaniques examinés.

- **Caméra vidéo haute résolution :**

Le suivi morphologique du bloc de sol gelé a été réalisé via l'analyse des images captées par une caméra d'« Iphone 14 Plus » monté sur un trépied près de la paroi latérale du canal à vague. La

caméra est dotée d'une résolution 4K (3840×2160 pixels), filmant à une fréquence de 60 images par seconde (fps) et à une résolution spatiale de $0,19 \pm 0,02$ mm par pixel.

- **Micro-tomodensitomètre :**

La microstructure d'un échantillon de pergélisol préparé au laboratoire a été analysée avec le micro-tomodensitomètre « TESCAN CoreTOM » du laboratoire CT Scan de l'INRS.

Ce type d'instrument mesure les variations de la densité d'un échantillon en 3D, sans destruction ni perturbation de celui-ci.

- **Déclencheur LED :**

Le début effectif de chaque test expérimental dans le canal est indiqué à l'aide d'un marqueur visuel en lumière LED activé manuellement. Le marqueur a été installé sur la paroi latérale du canal dans le champ de vision de la caméra vidéo.

Le temps précis du moment d'activation de la lumière LED est enregistré dans l'application d'acquisition des données de température (développée avec LabVIEW), car le marqueur lumineux est connecté au système CompactRIO via le module numérique NI-9421.

Le moment d'activation de la lumière enregistré est exploité pour assurer la synchronisation temporelle lors du traitement des données hydrodynamiques, thermiques et vidéo.

Le Tableau 3.1 présente les principales caractéristiques de l'appareillage de mesure.

Tableau 3.1 : principales caractéristiques des instruments de mesure

Catégorie de mesure	Nombre	Équipement	Modèle	Fournisseur	Taux d'échantillonnage	Plage de mesure/Précision
Mesures hydrodynamiques	1	Générateur de vagues	À piston	General Acoustics	-	-
	1	Boîtier de contrôle de mesure de la houle	UltraLab ULS Advanced		50 Hz	-
	8	Jauges acoustiques	USS 03-HF		50 Hz	200-1200 \pm 1 mm
	1	Capteur de référence de la vitesse du son	REF-300		50 Hz	-
	1	Profileur acoustique Doppler	Vectrino Profiler	Nortek	50 Hz	-0,5/+0,5 m/s

Catégorie de mesure	Nombre	Équipement	Modèle	Fournisseur	Taux d'échantillonnage	Plage de mesure/Précision
	1	Vélocimètre acoustique Doppler	Vectrino Velocimeter		25 Hz	-0,3/+0,3 m/s
Mesures thermiques	8	Capteurs de température	KWIK-FIT RTD Pt100	Thermocouple Technology, LLC	50 Hz	-50/+205 °C
	1	Système d'acquisition des données	CompactRIO	National Instruments	50 Hz	-
	1	Module d'entrée de température	NI-9216	National Instruments	50 Hz	-200 °C/+850 °C
Mesures morphologiques	1	Caméra vidéo	iPhone 14 plus	Apple	60 fps	0,19 ± 0,02 mm par pixel
	1	Module d'entrée numérique pour marqueur lumineux	NI-9421	National Instruments	-	-
Imagerie µCT	1	Micro-tomodensitomètre	CoreTOM	TESCAN	-	Max=3µm

3.3 Protocole expérimental

3.3.1 Préparation des échantillons de sol gelé

Le matériau utilisé dans la confection des échantillons de sol gelé est un mélange de sables siliceux. Il s'agit d'un mélange de sables normalisés d'Ottawa commercialisés par « Bell & Mackenzie Company Limited » dans leur catalogue : sable Flint, sable #505, sable #705, sable #202. Le mélange de sable préparé est à fractions égales afin d'obtenir un matériau à granulométrie étalée. Cette approche permet de maximiser la densité de compactage en réduisant les vides intergranulaires et en contrôlant la perméabilité du sol. Le choix d'un matériau sableux s'explique par les exigences des lois d'échelle géométrique en modélisation expérimentale ainsi que par les difficultés pratiques que posent les matériaux cohésifs tels que les argiles et les limons lors des essais en laboratoire (section 6.5).

Afin de caractériser les sables utilisés dans la confection du bloc de sol gelé, une série d'analyses granulométriques selon la norme ASTM C136 a été réalisé dans l'espace « Sédimentologie » du laboratoire CT Scan.

En plus, un essai Proctor modifié a été réalisé afin d'établir la relation entre la teneur en eau et la masse volumique sèche du sable préparé. Cet essai, effectué conformément à la norme BNQ

2501-255, est une méthode de compactage normalisée en géotechnique permettant de déterminer la masse volumique sèche maximale qu'un sol peut atteindre en fonction de sa teneur en eau. Les travaux antérieurs de Costard et al. (2003), Dupeyrat et al. (2011) et Goseberg et al. (2024) ont prouvé la pertinence de préparer des échantillons représentatifs d'un sol gelé par compactage. L'objectif est de déterminer la teneur en eau massique optimale w_{opt} permettant d'atteindre la masse volumique sèche maximale $\rho_{d,max}$ du sol (mélange de sables siliceux et eau) une fois compacté.

L'essai Proctor a été réalisé au sein du laboratoire de mécanique de sols de la faculté des sciences et de génie à l'Université Laval.

La méthode de confection des blocs de sol gelé adoptée a permis d'obtenir des blocs homogènes et reproductibles. La méthode consistait à suivre la séquence suivante (Figure 3.4) :

- a. 30 kg de sable sont séchés en étuve à une température de 105°C pour une durée minimale de 48 heures, puis laissés refroidir afin d'éviter l'évaporation de l'eau du malaxage (ajoutée ultérieurement).
- b. La distribution granulométrique du sable est mesurée sur un échantillon représentatif pour déterminer le d_{50} .
- c. Parallèlement, les paramètres de compactage ($w_{opt}, \rho_{d,max}$) ont été déterminés à la suite d'un essai Proctor modifié.

Il est à noter que l'essai Proctor a été réalisé uniquement sur un échantillon de sable sec (mélange de sable siliceux) au début de la campagne expérimentale. Les résultats de ce premier essai ont guidé les choix des teneurs en eau et l'énergie de compactage déployée pour le reste des blocs préparés.

- d. Le sable sec et refroidi est homogénéisé en ajoutant la quantité d'eau optimale déterminée ($w_{opt} = 12\%$). La teneur en eau massique de 12 % a été retenue car il s'agit de la teneur optimale de compactage déterminée par l'essai Proctor modifié, garantissant une densité sèche maximale du mélange sableux (Goseberg et al., 2024).

Tous les blocs de sol confectionnés ont été humidifiés avec la teneur en eau optimale de 12% à l'exception d'un seul bloc de sol qui a été humidifié à une teneur en eau totale de 15%.

- e. Le sable humide a été ensuite placé dans un moule en bois dédié pour la fabrication des blocs de sol. Les dimensions intérieures du moule étaient de 30 cm de profondeur, 27 cm de longueur et 20 cm de largeur. Les parois de moule ont été doublées avec des plaques de plexiglass de 2 mm d'épaisseur. Ces plaques ont été légèrement humidifiées avec de

l'eau afin de favoriser leur adhérence au sol pendant la congélation et éviter ainsi l'érosion latérale du bloc lors des tests expérimentaux en canal. Le moule a été également entouré de colliers de serrage afin d'assurer l'intégrité du moule durant les différentes étapes de confection (compactage et congélation).

Le remplissage du moule a été effectué par compactage en couches successives de 5 cm d'épaisseur : le mélange de sable humide est versé dans le moule et puis tassé avec une presse hydraulique manuelle de 6 tonnes en appliquant une force d'environ 420 kN par couche (7 chutes). Une plaque métallique de répartition est placée entre le sol et le piston de la presse hydraulique afin d'uniformiser la densité. Cette séquence est reproduite pour chaque couche jusqu'au remplissage complet du moule. À la fin de ce processus, la masse volumique du sol compacté est mesurée.

- f. Après le compactage de la dernière couche de sol dans le moule, six capteurs de température RTD ont été insérés en veillant d'assurer leur verticalité au sein du bloc. L'insertion a été réalisée depuis le haut du bloc le long d'un plan axial médian (perpendiculaire au front des vagues dans le canal) et suivant un espacement horizontal de 2 cm. Étant donné que les mesures de température sont effectuées à partir des pointes des capteurs, ces derniers ont été insérés de telle façon que leurs pointes soient immergées dans l'eau lorsque le front d'érosion est en progression. Le premier capteur « RTD1 » est celui proche de la surface exposée aux attaques des vagues, et le sixième « RTD6 » est celui situé en profondeur proche des plaques réfrigérantes.
- g. À la fin, l'ensemble {moule + bloc + capteurs RTD} est placé dans une chambre frigorifique à -20°C pour une durée minimale de 72 heures assurant la congélation uniforme du bloc avant le test expérimental en canal.

La Figure 3.4 présente les étapes de confection des blocs de sol gelé, selon la description ci-dessus :

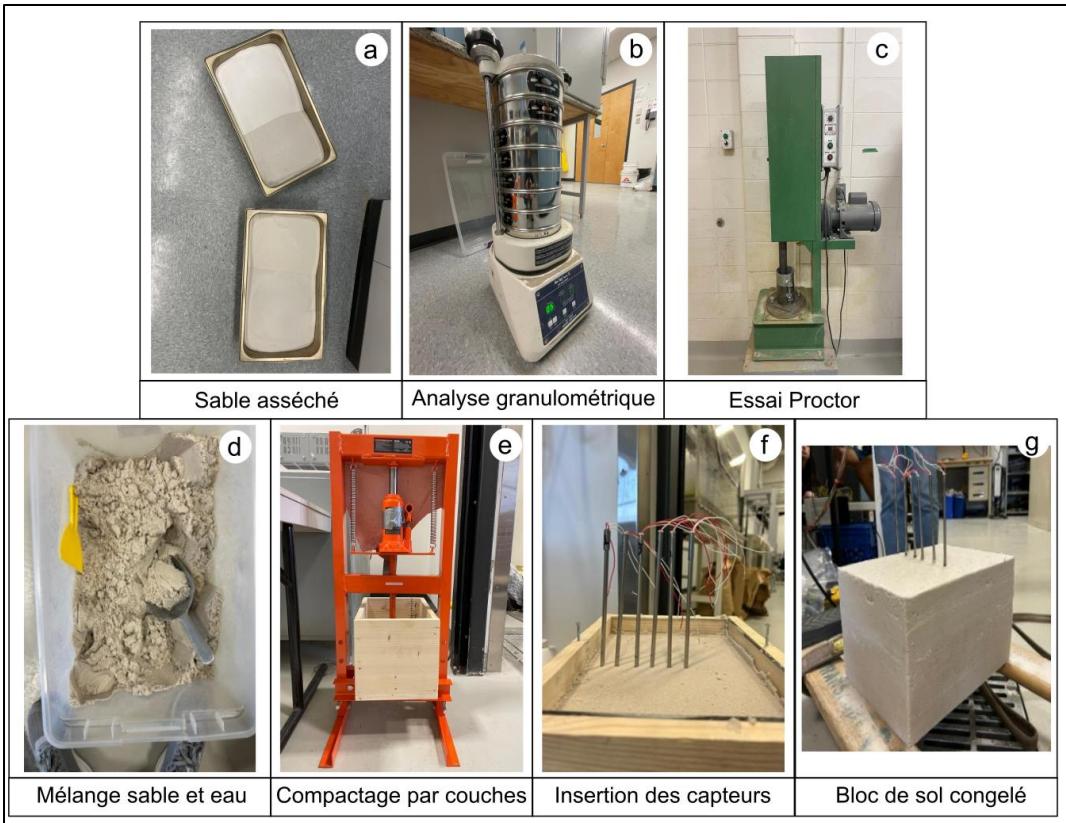


Figure 3.4 : séquence de préparation des blocs de sol gelé

3.3.2 Conditions hydrodynamiques

La houle incidente a été modélisée dans un régime de vagues irrégulières régi par le spectre JONSWAP (Joint North Sea Wave Project) (Hasselmann et al., 1973) afin de simuler des états de mer réalistes. Le spectre a une forme analytique qui dépend de la hauteur significative et la période du pic de spectre (le couple (H_s, P_p)) selon la formulation de Goda (2010).

Les deux paramètres principaux du spectre, (H_s, P_p) , ont été choisis de façon à représenter fidèlement le phénomène étudié et les limites du dispositif expérimental. Neuf états de mer ont été sélectionnés en réalisant toutes les combinaisons possibles issues de trois hauteurs significatifs $H_s = 2, 3, 4$ cm et de trois périodes de pic $P_p = 0,8, 1, 1,2$ s. Les conditions de houle considérées ont satisfait les contraintes suivantes :

- la longueur d'onde au large est inférieure à 1,5 m afin d'assurer un développement complet des vagues à l'approche du bloc de pergélisol ;
- les distances entre les jauges acoustiques de mesure de houle se situe entre $0,05L_0$ et $0,45L_0$ selon les recommandations de Goda Yoshimi et Suzuki Yasumasa, (2015). Cette

condition permettait d'assurer une séparation fiable des spectres de houle incidente et réfléchie.

Le mouvement temporel du batteur à vagues (piston) est établi selon la théorie de génération des vagues irrégulières de premier ordre parue dans (Hughes, 1993).

À partir de la formulation générale du spectre JONSWAP, une série temporelle des élévations de surface libre d'eau dans le canal $\eta(t)$ a été déduite avec $N = 100$ composantes sinusoïdales pour une durée maximale de 3600 s (une heure). Ainsi, la série temporelle des déplacements horizontaux du batteur $S(t)$ est générée via une fonction de transfert m_n pour chacune des composantes sinusoïdales de $\eta(t)$:

Équation 3.1 : fonction de transfert dans la théorie de génération des vagues

$$m = \frac{\eta_n}{S_n} = \frac{2(\cosh(2k_{wn}d) - 1)}{\sinh(2k_{wn}d) + 2k_{wn}d}$$

Où η_n et S_n représentent les composantes d'ordre n pour l'élévation de surface d'eau dans le canal et du déplacement horizontal du capteur respectivement. k_{wn} est le nombre d'onde pour la composante d'ordre n et d représente la profondeur d'eau dans le canal avant la pente.

L'ensemble des tests expérimentaux sont conduits avec une profondeur d'eau dans le canal de 16 cm. Tenant compte de l'élévation de la pente côtière (11 cm) située devant le bloc de sol gelé (disposé directement sur le fond du canal, incluant l'épaisseur des plaques réfrigérantes de base), la hauteur de la face du bloc exposé à l'eau est de 5 cm.

3.3.3 Conditions expérimentales

Un total de douze tests répartis en quatre groupes A, B, C et D ont été réalisés.

Le test A a été réalisé sans présence d'eau dans le canal, afin d'évaluer le transfert de chaleur entre l'environnement ambiant et le bloc de sol gelé. Le test B, quant à lui, a été conduit avec de l'eau stable dans le canal, à une profondeur de 16 cm et sans agitation par vagues, afin d'examiner l'érosion thermique pure par transfert de chaleur entre l'eau stagnante et le bloc de sol gelé.

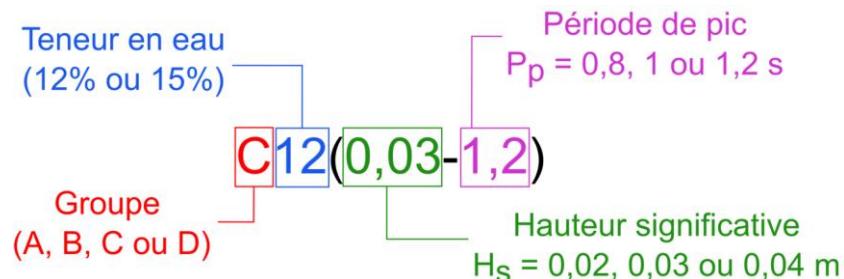
Les tests expérimentaux du groupe C incluaient de l'agitation induite par les neufs états de mer décrits précédemment dans le paragraphe 3.3.2. Chacun de ces neuf tests expérimentaux du groupe C a été réalisé sous forçage hydrodynamique issue de l'une des combinaisons possibles

formées par les trois hauteurs significatives $H_s = 2, 3, 4$ cm et les trois périodes de pic $P_p = 0,8, 1, 1,2$ s. La profondeur d'eau dans le canal a été gardée à 16 cm.

Les blocs de sol gelé utilisés pour les tests des groupes A, B et C ont été confectionnés à la teneur en eau optimale de 12%.

Un dernier test (groupe D) a été réalisé avec une teneur en eau élevée de 15% avec des conditions hydrodynamiques identiques à celles de l'un des tests du groupe C.

Chaque test expérimental sera identifié comme suit :



Le Tableau 3.2 récapitule les conditions expérimentales pour chacun des tests expérimentaux réalisés :

Tableau 3.2 : conditions expérimentales des tests

Identifiant	w (%)	H_s (m)	P_p (m)	d (m)	Durée (min)
A12(0-0)	12	-	-	0	>120
B12(0-0)	12	-	-	16	55
C12(0,02-0,8)	12	0,02	0,8	16	42
C12(0,03-0,8)	12	0,03	0,8	16	25
C12(0,04-0,8)	12	0,04	0,8	16	19
C12(0,02-1)	12	0,02	1	16	24
C12(0,03-1)	12	0,03	1	16	23
C12(0,04-1)	12	0,04	1	16	21
C12(0,02-1,2)	12	0,02	1,2	16	25
C12(0,03-1,2)	12	0,03	1,2	16	25
C12(0,04-1,2)	12	0,04	1,2	16	22
D15(0,04-0,8)	15	0,04	0,8	16	28

Chaque test expérimental a été réalisé suivant la séquence opérationnelle suivante :

- Le bloc de sol gelé est préparé 96 heures avant le jour du test conformément à la procédure décrite au paragraphe 3.3.1.

- Le canal est rempli d'eau jusqu'au niveau souhaité, et le système de refroidissement est démarré 24 heures avant le test.
- Les instruments de mesure (jauges acoustiques, vélocimètre, profileur, système d'acquisition de données, les boîtiers de commandes, les modules d'acquisition de données) sont installés, inspectés et mis en opérations 2 heures avant le début du test.
- Parallèlement, le bain à circulation réfrigéré est mis en marche pour que les plaques réfrigérantes soient à une température de -20°C avant le début du test dans le canal. Le bloc de sol gelé est ensuite partiellement démoulé à l'intérieur de l'enceinte frigorifique avant le début du test.
- Le système de refroidissement de l'eau du canal est arrêté afin d'éliminer la présence de tout courant forcé qui pourrait perturber l'écoulement naturel dans le canal.
- Une fois que le test est prêt à commencer, les instruments de mesure sont mis en mode enregistrement et le bloc de sol gelé est transporté vers la salle d'expérimentation. Les câbles des capteurs de température sont ensuite connectés au système d'acquisition des données de température afin de débuter l'enregistrement des données de température.
- Le démoulage complet du bloc de pergélisol est finalisé en conservant les cadres latéraux en plexiglass autour du bloc. Puis, le bloc est déposé manuellement dans le canal en contact avec les plaques réfrigérantes positionnées sous sa base et à l'arrière. Le positionnement du bloc dans le canal constitue une phase critique dans cette séquence. En effet, un bon contact doit être assuré entre les plaques réfrigérantes et le bloc de pergélisol ainsi qu'un bon alignement avec la paroi latérale du canal face à la caméra. En plus, le bloc doit être bien appuyé contre l'extrémité de la pente.
- Enfin, le canal est couvert par des panneaux d'isolation thermique en polystyrène extrudé et le générateur de houle est activé en parallèle avec le déclencheur LED, marquant ainsi le début effectif du test. Ce temps de démarrage est acquis en temps réel par l'application d'acquisition et de visualisation de données, permettant ainsi le filtrage et l'ordonnancement temporel des données.
- À la fin du test, l'acquisition des données est interrompue et les mesures enregistrées durant le test sont sauvegardées. Les instruments sont ensuite mis hors tension, démontés et nettoyés. Les résidus du bloc de sol gelé sont récupérés et transférés vers l'étuve, afin de recycler le sable pour les tests ultérieurs. Enfin, le canal est vidé et nettoyé.

Un soin particulier a été attribué à la manipulation et le transport du bloc de sol gelé vers la salle d'expérimentation afin de limiter les échanges thermiques entre le bloc et l'environnement externe

et préserver l'intégrité du bloc. La durée moyenne entre le retrait du bloc de l'enceinte frigorifique et son immersion dans le canal était d'environ quatre minutes.

La séquence présentée ci-haut a été adoptée pour l'ensemble des tests expérimentaux pour la présente étude à l'aide d'une liste de vérification et des rapports de test. Ces derniers garantissaient une exécution rigoureuse des tests tout en assurant un contrôle qualité de cette campagne expérimentale.

3.3.4 Micro-tomodensitométrie aux rayons X (μ CT)

Les techniques de tomographie à rayons X constituent des outils non destructifs permettant de caractériser la structure interne des échantillons de sols. Calmels et Allard (2004) ont appliqué ces techniques dans le thème du pergélisol pour analyser les carottes de pergélisol riches en glace.

La tomographie permet d'obtenir une image tridimensionnelle reconstruite à partir des radiographies capturées à différents angles. La méthode repose sur les différences d'atténuation de rayons X issus d'une source émettrice qui traversent un échantillon. En effet, le coefficient d'atténuation des rayons X dépend principalement de la densité des matériaux. Ainsi, les images générées présentent différents niveaux de gris qui représente les variations de densité (matériaux plus denses comme les minéraux, matériaux moins denses comme l'air).

La tomographie conventionnelle (CT) consiste à utiliser les techniques d'imagerie médicale à une résolution spatiale allant de l'ordre du millimètre à quelques centaines de micromètres. Elle repose sur l'utilisation d'un algorithme de rétroprojection capable de combiner plusieurs projections radiographiques (reconstruction) sous différents angles sur 360°. La résolution spatiale grossière de la CT conventionnelle complexifie l'identification claire des frontières entre les différentes phases dans les échantillons de pergélisol (air, eau, glace, particules solides). En revanche, la micro-tomodensitométrie (μ CT) permet de produire des images à une résolution très fine contribuant ainsi à une distinction plus précise des phases présentes dans le pergélisol. Cette combinaison génère une image volumétrique avec une résolution à l'ordre de quelques micromètres.

Un seul échantillon de sol gelé a fait objet d'une analyse au μ CT. En effet, le temps d'acquisition d'une image à une résolution spatiale de 15 μ m était de 90 minutes pour une carotte extraite d'un bloc de sol gelé ayant un diamètre de 5 cm et une hauteur de 5 cm. En absence d'un dispositif permettant la préservation de l'intégrité thermique de l'échantillon pendant le scan, l'objectif était de focaliser l'analyse μ CT sur un volume d'intérêt unique. Les résultats issus de cette analyse

fournissent une base qualitative permettant d'analyser la microstructure d'un échantillon des blocs de sols gelés préparés (l'objectif n'était pas de conduire une étude statistique).

Le Tableau 3.3 présente les paramètres de l'analyse µCT effectuée

Tableau 3.3 : paramètres de l'analyse micro-CT

Paramètre	Valeur	Paramètre	Valeur
Appareil	TESCAN CoreTOM	Rotation de l'échantillon	360°
Tension du tube	160 kV	Méthode de reconstruction	Interpolation bilinéaire, filtre Shepp-Logan
Courant du tube	81 µA	Dimension du volume d'intérêt (VOI)	4,28×4,28×3,58 cm ³
Résolution spatiale (taille du voxel)	15 µm	Logiciel de segmentation	Dragonfly
Temps d'acquisition	90 minutes	Classes de segmentation	Air, eau liquide, glace, sable
Nombre de projection	2400		

Afin de faciliter la compréhension des intensités de gris générées par l'analyse micro-CT, une calibration empirique de l'atténuation a été réalisé. En effet, des scans de références séparés ont été effectués (sous les mêmes paramètres) sur des objets homogènes représentant chacun des constituants de base du bloc de sol gelé : eau liquide dégazée, glace pure, sable sec et de l'air (carotte vide). L'analyse des scans a permis d'identifier les limites de niveaux de gris relatifs à chaque phase sous les conditions expérimentales présentées dans le tableau ci-haut. Sur la base de ces limites, l'algorithme d'apprentissage automatique « Extra Trees » fourni dans le logiciel Dragonfly a été entraîné manuellement sur la délimitation des régions d'intérêts (ROI). Cet algorithme a été appliqué sur l'ensemble du volume d'intérêt scanné afin de fournir une quantification volumétrique et une visualisation graphique des microstructures internes de l'échantillon. La Figure 3.5 présente un aperçu des résultats de segmentation obtenus avec le logiciel Dragonfly :

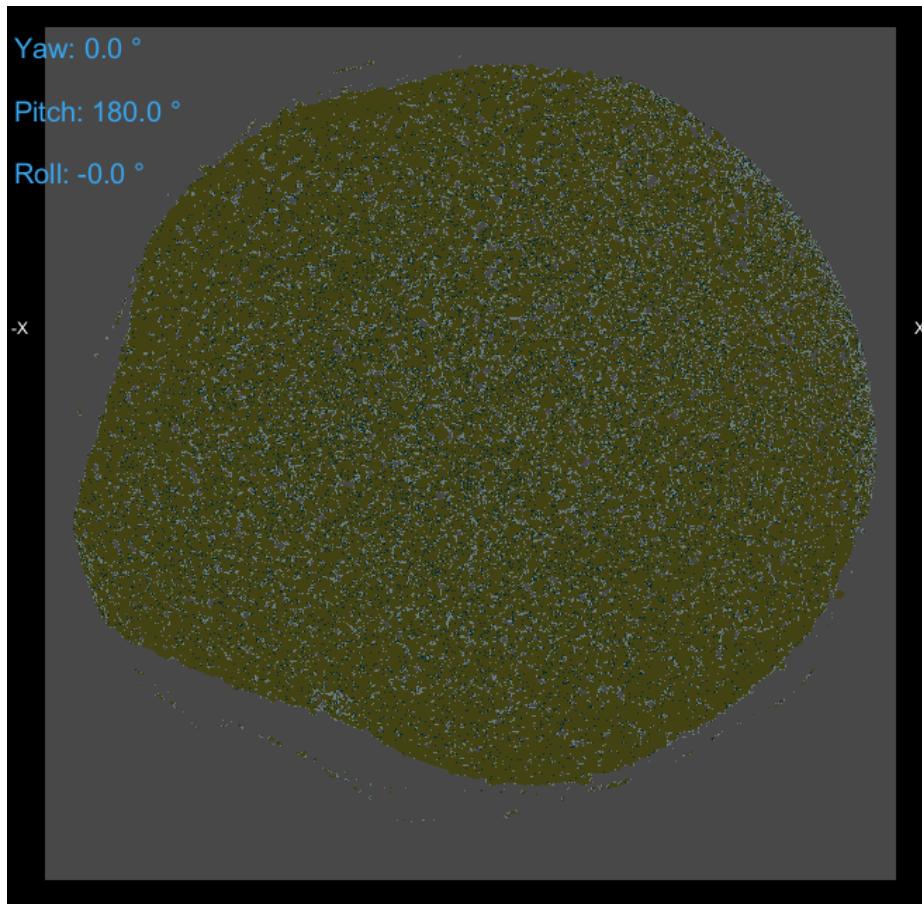


Figure 3.5 : résultats de segmentation de l'analyse micro-CT

Les résultats de la segmentation effectuées dans le cadre de l'analyse micro-CT d'un échantillon de sol gelé préparé au laboratoire sont présentés dans le Tableau 3.4:

Tableau 3.4 : Résultats de segmentation volumétriques de l'analyse micro-CT

Régions d'intérêt (ROI)	Sable	Eau liquide	Glace pure	Air
Nombre de voxels	558189313	77821490	18199437	211192766
Fractions	64,50%	8,99%	2,10%	24,40%

Les résultats ont indiqué une fraction volumique liquide totale, regroupant l'eau liquide et la glace pure, d'environ 11,1%. Initialement, les échantillons étaient préparés avec 12% d'eau en masse correspondant à une fraction volumique de 21% (en considérant une masse volumique sèche de 1777 kg.m^{-3}). Cette différence peut s'expliquer soit par une transition de phase de l'eau présente dans l'échantillon, soit par une sous-estimation de la fraction volumique de glace par l'algorithme de segmentation.

3.4 Analyse des données expérimentales

3.4.1 Données hydrodynamiques

Les données temporelles brutes des jauge acoustiques (élévations de la surface libre d'eau dans le canal) ont été synchronisées à l'aide du temps d'acquisition du signal d'activation du déclencheur LED comme temps de référence (temps zéro). Les séries temporelles ont été tronquées pour ne garder que les données acquises à partir du temps d'activation. Ensuite, les temps ont été actualisés en redéfinissant le temps initial ($t = 0$) de la série au temps de référence.

Le traitement des données de houle a concerné seulement les cinq premières jauge acoustiques afin de séparer les composantes incidentes et réfléchies des vagues selon la méthode proposée par Zelt et Skjelbreia (1992). Les positions respectives de ces capteurs, situées à 2,41 m, 3,41 m, 3,79 m, 4,27 m et 4,95 m depuis l'origine fixée à la position neutre du piston générateur de vagues, a assuré une résolution spatiale permettant d'optimiser la méthode de décomposition.

Tout d'abord, l'algorithme de la Transformée Rapide de Fourier a été utilisé pour convertir les données enregistrées du domaine temporel vers le domaine fréquentiel. Ensuite, l'élévation de surface d'eau mesurée $\eta(x, t)$ est exprimée sous forme d'une superposition de deux composantes de vagues se propageant en sens opposés pour chaque fréquence et pour chaque position x des jauge acoustiques :

Équation 3.2 : composantes incidentes et réfléchies de l'élévation de surface d'eau mesurée

$$\eta(x, t) = a_i \cos(k_w x - \omega t + \varphi_i) + a_r \cos(k_w x - \omega t + \varphi_r)$$

a_i et a_r représentant les amplitudes incidentes et réfléchies, φ_i et φ_r représentant les phases incidentes et réfléchies ; ω est la pulsation et k_w est le nombre d'onde.

Chaque fréquence génère un système d'équations linéaires qui a été résolu à l'aide de la méthode des moindres carrés afin de d'obtenir les amplitudes a_i et a_r . Ces amplitudes permettent de construire les séries temporelles des vagues incidentes d'une part, et les vagues réfléchies d'autre part. Les densités spectrales de puissance des houles incidentes et réfléchies ont été obtenues à l'aide de la méthode de P. Welch (1967). Un filtre passe-haut a été utilisé pour nettoyer les densités spectrales obtenues en supprimant les composantes parasites à basses fréquences (dont la fréquence est inférieure à 2 Hz).

Ainsi, les paramètres caractéristiques du spectre (H_{m0}, P_p) ont été déduites pour la houle incidente et la houle réfléchie. Le rapport des hauteurs caractéristiques des spectres de la houle

réfléchie $H_{m0,r}$ et de la houle incidente $H_{m0,i}$ a été calculé pour déterminer le coefficient de réflexion.

3.4.2 Données thermiques

Le traitement des données thermiques a permis de quantifier la dynamique du transfert thermique mobilisé durant les expériences, à savoir les flux de chaleur instantanés (sensible q_{sens} et latent q_{lat}) et le coefficient de transfert de chaleur convectif h . La méthode de traitement consiste à effectuer des bilans thermiques au niveau de l'interface mobile entre l'eau et le bloc de sol gelé selon l'équation 2.12 présentée précédemment. Des hypothèses simplificatrices ont été considérées :

- unidimensionnalité du problème de transfert thermique dans le bloc de sol gelé selon l'axe des positions des capteurs de températures RTD (les transferts thermiques latéral et vertical ont été considérés nuls : $\frac{dT}{dy} = 0$ et $\frac{dT}{dz} = 0$) ;
- uniformité des propriétés thermiques du sol gelé ;
- limitation de la discréétisation spatiale dans la résolution de l'équation du bilan de chaleur en fonction du nombre de capteurs déployés ;
- linéarité du processus de dégel du bloc de sol gelé ;
- le transfert thermique dans le bloc de sol gelé est induit principalement par le flux de chaleur convectif à l'interface eau-bloc ;
- la température de fusion de glace est égale à 0°C.

En premier lieu, les données expérimentales de température issues des capteurs RTD ont été tronquées autour du temps d'activation du déclencheur LED (avec la même procédure pour la série temporelle des données hydrodynamiques, 3.4.1). Puis, les données brutes ont été échantillonnées à une fréquence de 50 Hz, lissées par une moyenne mobile de 50 points et rééchantillonnées afin d'avoir une série temporelle de données de température avec un pas de 1 s.

Ensuite, la résolution de l'équation du bilan thermique a été effectuée suivant une discréétisation spatiale et temporelle, selon l'équation décrite par Kobayashi et Aktan (1986) :

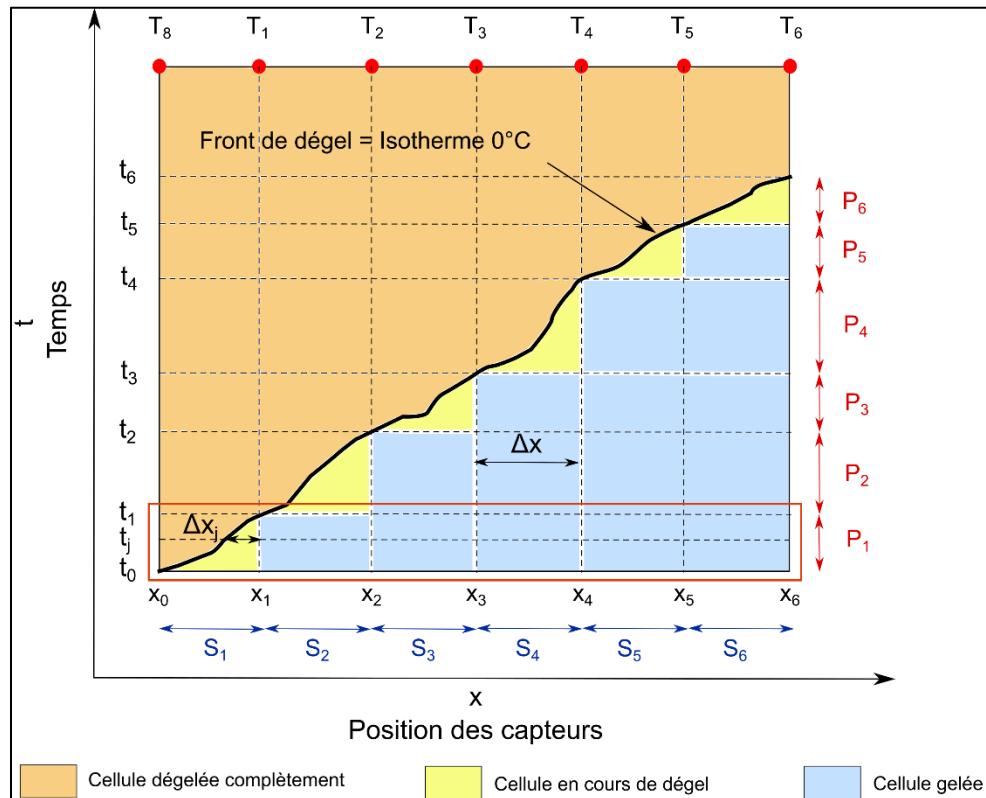
Équation 3.3 : équation du bilan thermique proposée par Kobayashi et Aktan (1986)

$$h(T_w - T_p) t = \rho L s + \int_0^s \rho C (T_p - T_0) dx + \int_s^\infty \rho C (T_1 - T_0) dx$$

où h est le coefficient de transfert de chaleur convectif, T_w la température de l'eau, T_p la température de l'interface entre l'eau et le pergélisol qui correspond à la température de fusion, T_0 la température initiale du pergélisol, T_1 la température finale du pergélisol, ρ la masse volumique du pergélisol, C la capacité thermique du pergélisol, L la chaleur latente de fusion et s la position du front de dégel.

La somme $\rho L s + \int_0^s \rho C (T_p - T_0) dx$ représente la quantité de chaleur requise pour dégeler le sol gelé jusqu'à la position du front de dégel s pendant l'intervalle temps $[0, t]$ (chaleur latente). Le terme $\int_s^\infty \rho C (T_1 - T_0) dx$ exprime la quantité de chaleur requise pour faire passer la température du sol gelé de T_0 à T_1 (chaleur sensible), telle que T_1 est strictement inférieure à la température de fusion de glace. Enfin, le terme $h(T_w - T_p) t$ décrit la quantité de chaleur qui pénètre dans le sol gelé pendant l'intervalle temps $[0, t]$.

La Figure 3.6, extraite et adaptée de l'article : *Experimental Investigation of Wave-forced Heat Convection across Water-Permafrost Boundaries* (section 1.1.2), illustre le principe de discréétisation adoptée pour résoudre l'Équation 3.3 :



La discréétisation spatiale du domaine de résolution a consisté à subdiviser le domaine en six cellules de S_1 à S_6 , où chaque cellule a été délimitée par deux capteurs de température RTD consécutifs. Les températures T_1 à T_6 représentait les mesures instantanées de température au niveau des capteurs de température RTD positionnés respectivement au niveau des abscisses x_1 à x_6 . La température T_8 représentait la température de l'eau enregistrée au niveau du capteur de température RTD8 positionné au niveau de l'abscisse x_0 . L'espace entre les capteurs a été considéré constant $\Delta x = 0,02$ m.

La discréétisation temporelle a consisté à subdiviser la durée totale d'enregistrement des données en six périodes P_1 à P_6 , où les périodes sont définies à partir des temps t_1 à t_6 qui représentent les temps de passage de l'isotherme 0°C à travers les capteurs de température positionnés au niveau des abscisses x_1 à x_6 respectivement. L'isotherme 0°C correspond à l'évolution temporelle du front de dégel s qui pénètre dans le bloc de sol gelé. L'évolution du front été obtenue à partir d'une interpolation linéaire des mesures de données de température par les six capteurs de température RTD 1 à RTD 6.

L'Équation 3.3 a été résolue pour chacune des périodes P_1 à P_6 , où les composantes de chaleurs (latente et sensible) ont été calculées afin de déterminer les coefficients de transfert de chaleur convectif correspondant à chaque période.

Il est à noter que le flux thermique à l'interface eau-bloc influence les parties gelées internes du bloc de sol gelé. Ainsi, la composante de la chaleur sensible dans l'équation 3.3 comprenait également le réchauffement progressif des cellules internes, au-delà du front de dégel.

En guise d'exemple, le bilan thermique relatif à la période P_1 (domaine entouré par le rectangle rouge dans la Figure 3.6) s'exprime avec l'équation suivante :

Équation 3.4 : bilan thermique relatif à la période P_1

$$\overline{h_1} \overline{T_8} = \rho L \frac{x_1 - x_0}{t_1 - t_0} + \sum_{t_0 \leq t_j < t_1} \rho C \frac{T_1}{t_j - t_{j-1}} \Delta x_j + \sum_{i=2}^6 \sum_{t_0 \leq t_j \leq t_1} \rho C \frac{T_i - T_{i-1}}{t_j - t_{j-1}} \Delta x$$

où $\overline{h_1}$ qui représente le coefficient de transfert de chaleur convectif moyen pour la période P_1 et $\overline{T_8}$ la température de l'eau moyenne (mesurée par le capteur de température RTD 8) pour la période P_1 . La température T_p à l'interface eau-bloc correspond à la température de fusion de glace qui a été considérée nulle.

Il est à noter également que le pas spatial relatif à la cellule exposée au front de dégel Δx_j , varie progressivement avec l'avancement du front à l'intérieur de la cellule. Le bilan thermique pour

chaque période a été interrompu dès que le pas Δx_j devenait nul (la cellule a été complètement dégelée). La cellule ainsi dégelée n'a plus été considérée pour les bilans thermiques des périodes ultérieures.

3.4.3 Traitement d'images

Les images issues des séquences vidéo capturées à travers le plexiglas du canal durant les tests ont été extraites à raison d'une image par minute. Les séquences vidéo ont été découpées à partir du moment où le déclencheur LED s'est allumé, indiquant le début effectif du test et permettant de synchroniser l'évolution morphologique du bloc de sol gelé avec les mesures hydrodynamiques et thermiques (Figure 3.7).

Le logiciel AutoCAD a été utilisé pour suivre l'évolution morphologique du bloc de sol gelé. En effet, chaque image extraite a été importée dans le logiciel pour procéder au calibrage de l'image : le cadre de la caméra vidéo incluait une règle graduée fixée sur la paroi du canal qui servait d'échelle pour pouvoir convertir les distances pixels en des distances métriques. En plus, un point de géoréférencement unique a été choisi afin de superposer correctement le paquet des images extraites d'une séquence vidéo. Les contours de la surface érodée ont été tracées manuellement en suivant l'évolution de l'interface du pergélisol pour chaque image importée. Ces contours définissaient l'évolution de la niche thermo-érosive au cours du test expérimental dans le canal et permettaient de déterminer la profondeur de la niche thermo-érosive pour chaque image. La profondeur de la niche a été obtenue en calculant la distance maximale (mesurée perpendiculairement) entre l'interface du bloc de sol gelé au début du test et le sommet le plus profond du polygone (contour). Enfin, la profondeur maximale de la niche thermo-érosive atteinte à la fin de chaque test a été utilisée pour déduire le taux d'érosion moyen.

La délimitation des contours d'érosion est limitée par la subjectivité relative à l'interprétation visuelle de l'opérateur des changements de contraste entre l'eau dans le canal et les sédiments constituant le bloc. La précision moyenne des mesures de profondeur de niche est estimée à ± 5 mm basée sur la répétabilité de 3 à 4 mesures de la profondeur de la niche sur la même image extraite.

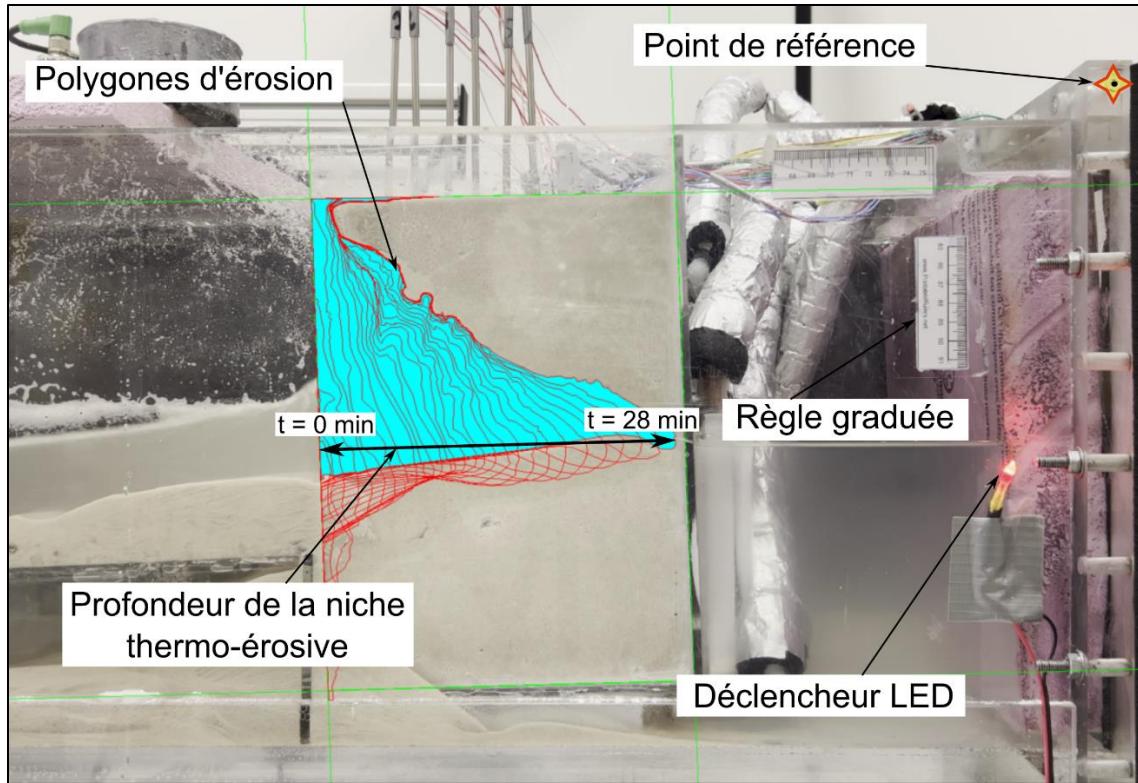


Figure 3.7 : procédure du suivi de l'évolution morphologique du bloc de sol gelé

3.4.4 Métriques de performances du modèle de prédiction

La performance de l'équation adimensionnelle (Équation 5.1) de prédiction de la profondeur de la niche thermo-érosive (section 2.4.4) a été évaluée à l'aide de différentes métriques statistiques. En plus, ces métriques ont été exploitées pour comparer le modèle développé avec les modèles existants (White et al. (1980), Russell-Head (1980) et Kobayashi (1985)). Les métriques statistiques utilisées sont listées ci-dessous :

- Coefficient de détermination (R^2) :

Le coefficient R^2 permet de quantifier la proportion de la variance de la variable dépendante (dans ce cas il s'agit du taux normalisé de creusement de la niche thermo-érosive E^*), prédite à partir du modèle adimensionnel, par rapport aux valeurs mesurées expérimentalement (Wright, 1921). Le coefficient est exprimé à l'aide de l'Équation 3.5 :

Équation 3.5 : coefficient de détermination R^2

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_1^m (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_1^m (y_i - \bar{y}_i)^2}$$

où y_i la valeur mesurée expérimentalement, \hat{y}_i la valeur prédite (estimée) par le modèle pour la même observation expérimentale, \bar{y}_i la moyenne des valeurs mesurées expérimentalement et m le nombre total des mesures expérimentales.

- Coefficient de détermination ajusté (R^2 ajusté) :

Le coefficient R^2 ajusté constitue une version modifiée du coefficient R^2 vu qu'il est exprimé en fonction du nombre des variables indépendantes dans le modèle (nombres adimensionnels). Le R^2 ajusté permet d'évaluer la contribution des variables explicatives dans l'amélioration de la prédictivité du modèle (Montgomery et Runger, 2010). Il est calculé avec l'Équation 3.6 :

Équation 3.6 : coefficient de détermination R^2 ajusté

$$R^2 \text{ ajusté} = 1 - \frac{(1 - R^2)(m - 1)}{m - r - 1}$$

où m le nombre total des mesures expérimentales et r le nombre de variables indépendantes dans le modèle.

- Erreur quadratique moyenne ($RMSE$) :

Cette métrique quantifie l'écart entre les valeurs estimées par le modèle et les valeurs mesurées expérimentalement. La $RMSE$ est calculée comme suit :

Équation 3.7 : erreur quadratique moyenne $RMSE$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (y_i - \hat{y}_i)^2}$$

La $RMSE$ révèle l'impact des valeurs aberrantes vu la mise au carré dans sa formulation.

- Erreur absolue moyenne en pourcentage ($MAPE$) :

Cette métrique calcule la fraction de l'erreur absolue relative moyenne en pourcentage entre les valeurs mesurées et estimées. La $MAPE$ est calculée comme suit :

Équation 3.8 : erreur absolue moyenne en pourcentage $MAPE$

$$MAPE = \frac{100\%}{m} \sum_{i=1}^m \left| \frac{y_i - \hat{y}_i}{y_i} \right|$$

Une $MAPE$ faible indique une meilleure prédiction du taux d'érosion.

- Erreur relative moyenne (MRE) :

Cette métrique statistique calcule la moyenne des écarts entre les valeurs expérimentales et estimées, par rapport aux valeurs expérimentales. Elle peut être calculée à l'aide de l'Équation 3.9:

Équation 3.9 : erreur relative moyenne MRE

$$MRE = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \frac{y_i - \hat{y}_i}{y_i}$$

La *MRE* a été utilisée pour évaluer le biais moyen du modèle prédictif. En effet, si la *MRE* calculée est négative, le modèle a tendance à surestimer. Cependant, si la *MRE* calculée est positive, le modèle a une tendance à sous-estimer. La *MAPE* et la *MRE* constituent deux métriques complémentaires : alors que la première permet de quantifier l'amplitude des erreurs relatives, la seconde fournit la direction des erreurs relatives (surestimation ou sous-estimation).

- p-value :

La p-value évalue la probabilité que l'effet d'un nombre adimensionnel dans la prédiction est dû au hasard (Montgomery et Runger, 2010). Ainsi, une p-value de 0,05 indique qu'il y a 5% de chances que la relation entre le nombre adimensionnel en question et la prédiction du taux de l'érosion est hasardeuse. Cette analyse a également été faite sur les exposants des nombres adimensionnels impliqués dans la formulation générale du modèle. Pour ce faire, la p-value associée à chaque exposant a été calculée afin de tester la signification statistique des exposants. En d'autres termes, si la p-value relative à un exposant est inférieure à 0,05 (seuil conventionnel), le nombre adimensionnel en question a une influence significative sur le taux d'érosion.

La p-value est calculée selon l'Équation 3.10:

Équation 3.10 : formulation de la p-value

$$p-value = 2 \times P(|T_{m-r-1}| > |t_{calculé}|)$$

où $t_{calculé} = \frac{\hat{\beta}}{se(\hat{\beta})}$ est la statistique de test calculée pour l'exposant estimé $\hat{\beta}$. Elle représente le rapport entre l'exposant estimé et son erreur standard et permet d'indiquer si l'exposant estimé est grand par rapport à sa variabilité.

T_{m-r-1} représente une variable aléatoire qui suit une distribution de Student avec $m - r - 1$ degrés de liberté.

$P(|T_{m-r-1}| > |t_{calculé}|)$ fait référence à la probabilité de trouver par hasard une statistique de Student $|t_s|$ supérieure à $|t_{calculé}|$ sous une hypothèse que l'exposant réel β est nul (probabilité de trouver un autre estimateur plus grand que $\hat{\beta}$ par hasard).

4 RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX

Ce chapitre présente l'ensemble de données permettant de caractériser le processus thermomécanique régissant l'érosion du pergélisol : propriétés des blocs de sol gelé, le forçage hydrodynamique, le forçage thermique ainsi que la réponse morphologique des blocs de sol gelé. Les résultats expérimentaux sont présentés en utilisant le système d'identification des tests du paragraphe 3.3.3, tandis qu'une relation causale entre les conditions expérimentales et les taux d'érosion sera proposée dans les chapitres subséquents.

4.1 Propriétés thermiques et géotechniques des échantillons de sol gelé

4.1.1 Propriétés géotechniques

Les mesures de masses volumiques des échantillons des blocs de sol gelé utilisés dans les tests expérimentaux témoignent de la reproductibilité du protocole de confection de ces échantillons.

En effet, les mesures de la masse volumique sèche (avant compactage) ρ_d indiquent une valeur moyenne de $1634 \pm 22 \text{ kg.m}^{-3}$, soit une variabilité de l'ordre de 1% pour l'ensemble des blocs de sol confectionnés. Les masses volumiques compactées ρ_c , mesurées après le compactage et avant congélation, présentent une valeur moyenne de $1729 \pm 37 \text{ kg.m}^{-3}$ (2%). Les valeurs oscillent entre 1677 kg.m^{-3} et 1780 kg.m^{-3} avec une tendance croissante dans le temps, parallèle à une maîtrise progressive de la procédure de la confection des blocs au cours de l'étude expérimentale (Tableau 4.2). Quant à la masse volumique gelée ρ_f , elle présente une valeur moyenne de $1742 \pm 48 \text{ kg.m}^{-3}$ (3%) avec des valeurs variant de 1661 kg.m^{-3} à 1819 kg.m^{-3} . Lors de la congélation, l'eau se dilate d'environ 9% contribuant ainsi dans l'augmentation du volume total du bloc et par conséquent une diminution de la masse volumique du bloc par rapport à sa masse volumique pré-congélation. Cependant, certains blocs n'ont pas suivi cette logique théorique à cause d'une perte d'une fraction de l'eau. Cette perte est sans doute le résultat de la sublimation dans l'enceinte frigorifique dû à l'humidité relative et la ventilation forcée dans l'enceinte, bien que le conditionnement hermétique des blocs avec des films plastiques a permis de diminuer les pertes par sublimation au cours de la congélation.

Le dernier test expérimental D15(0,04-0,8) a été réalisé en utilisant un bloc de sol gelé avec une teneur en eau totale de 15%. Les masses volumiques relatives à ce bloc présentent des valeurs distinctes de 1827 kg.m^{-3} et 1841 kg.m^{-3} pour les masses volumiques compactée et gelée

respectivement. La différence avec la tendance moyenne des autres blocs est expliquée par la présence d'une proportion plus élevée de glace dans la matrice du sol gelé.

En ce qui a trait à la teneur en glace volumique θ , les blocs de sol gelé affichent une valeur moyenne de $19,61 \pm 0,26\%$ pour les tests des séries A, B et C. Toutefois, le test D15(0,04-0,8) présente une teneur en glace volumique supérieur de 24,93%.

Les analyses granulométriques effectuées sur le matériau utilisé dans la confection des blocs de sol gelé montrent une uniformité exceptionnelle, bien que le matériau soit préparé au laboratoire à partir d'un mélange de quatre types de sable d'Ottawa. Le diamètre médian d_{50} moyen de $0,194 \pm 0,003$ mm faisant référence à un sable fin uniforme comme le montre la Figure 4.1 :

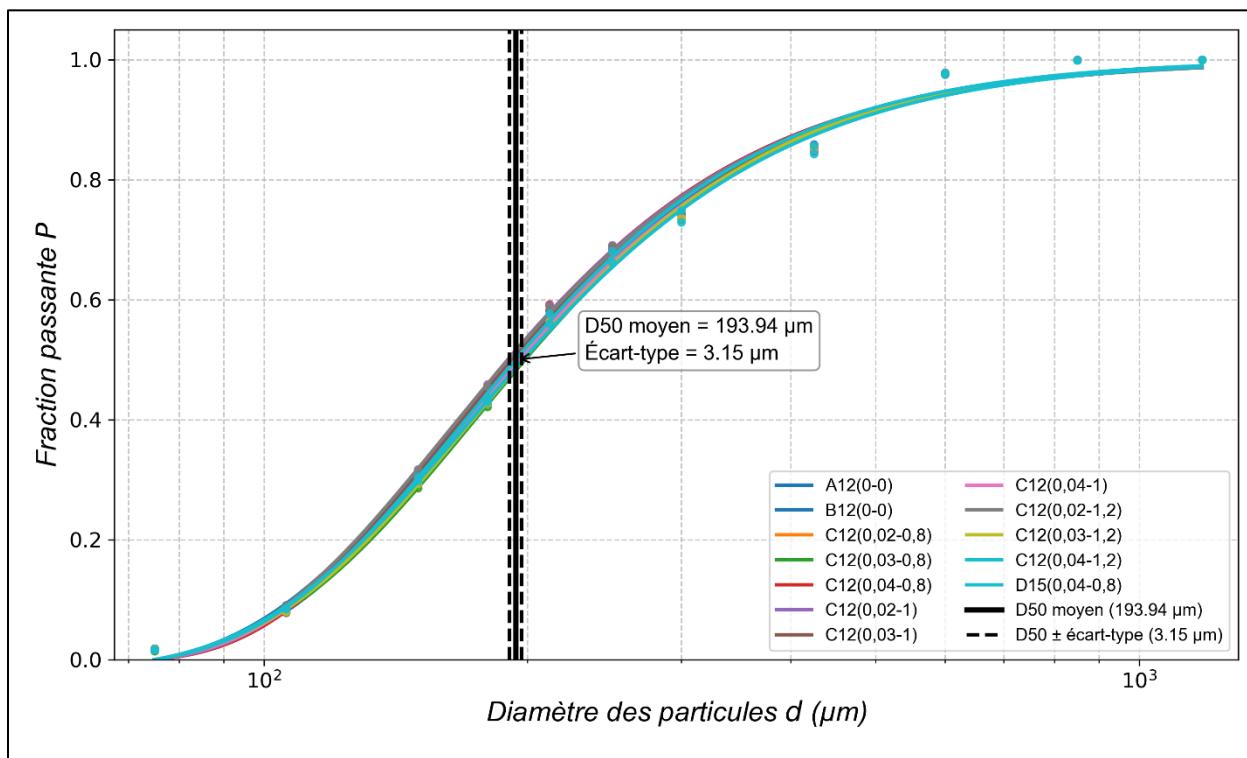


Figure 4.1 : courbes granulométriques du matériau utilisé

Cette uniformité granulométrique permet une interprétation rigoureuse des résultats expérimentaux en éliminant l'effet de la granulométrie variable sur la réponse érosionnelle des blocs de sols gelés. En plus, l'homogénéité du matériau garantit l'absence de ségrégation granulométrique dans les blocs de sol préparés.

4.1.2 Propriétés thermiques

Les propriétés thermiques des blocs de sol gelé confectionnés sont influencées par la structure interne du sol gelé. Ces propriétés sont déduites à partir des propriétés thermiques des constituants de base (sable, eau, glace, air) présentées dans le Tableau 4.1 :

Tableau 4.1 : propriétés thermiques des constituants de base d'un sol

Constituant de base	Propriétés thermiques		
	Capacité thermique volumique* C (MJ.m ⁻³ .°C ⁻¹)	Chaleur latente volumique* L (MJ.m ⁻³)	Conductivité thermique k (W.m ⁻¹ .°C ⁻¹)
Sable	2,00**	-	7,64**
Eau	4,18	333,00	0,60
Glace	1,90	333,00	2,24
Air	0,00	-	0,024

(*) Les propriétés volumiques (capacité thermique et chaleur latente) sont obtenues en multipliant les propriétés massiques équivalentes par la masse volumique du constituant en question.

(**) Les propriétés thermiques (capacité thermique volumique et conductivité thermique) des particules solides sont déterminées à partir de la fraction des minéraux présents dans le matériau utilisé dans la confection des échantillons de sol gelé. L'analyse chimique fournie par le fournisseur des sables indique la présence dominante de Silicon Dioxide (quartz) (SiO_2) dans le matériau avec une fraction dépassant les 99,65%. Ainsi, les propriétés thermiques des particules solides correspondent aux propriétés thermiques du minéral de silice (quartz) tirées de Horai (1971).

La capacité thermique volumique et la chaleur latente volumique des blocs de sol gelé utilisés dans la campagne expérimentale sont calculées avec l'Équation 2.7 et l'Équation 2.8 respectivement. Quant à la conductivité thermique des blocs, elle est déterminée à l'aide du modèle de Côté et Konrad (2005b).

La fraction totale de l'eau présente dans le sol gelé est considérée entièrement gelée vu l'absence des fractions fines (dont le diamètre est inférieur à 0,075 mm) dans le sable utilisé. Ainsi, la teneur (volumique) en eau liquide non gelée est considérée nulle ($\theta_u=0$).

- **Conductivité thermique gelée :**

La conductivité thermique k_f des blocs de sol gelé affiche une valeur moyenne de $2,65 \pm 0,09$ W.m⁻¹.°C⁻¹, avec des valeurs oscillant entre 2,55 W.m⁻¹.°C⁻¹ et 2,86 W.m⁻¹.°C⁻¹ (Tableau 4.2).

Le dernier test expérimental D15(0,04-0,8) présente une conductivité thermique gelée k_f élevée de $3,21 \text{ W.m}^{-1}.\text{°C}^{-1}$ justifiée par la présence d'une teneur en glace supérieure qui facilite le transfert de chaleur.

- **Capacité thermique volumique gelée :**

La capacité thermique volumique gelée C_f des blocs de sol gelé a une valeur moyenne $1,59 \pm 0,02 \text{ MJ.m}^{-3}.\text{°C}^{-1}$, avec des variations entre $1,57 \text{ MJ.m}^{-3}.\text{°C}^{-1}$ et $1,63 \text{ MJ.m}^{-3}.\text{°C}^{-1}$ (Tableau 4.2). Quant à la capacité thermique volumique gelée relative au test expérimental D15(0,04-0,8), elle est égale à $1,69 \text{ MJ.m}^{-3}.\text{°C}^{-1}$ en adéquation avec la présence d'une teneur en glace supérieure. En effet, l'augmentation du degré de saturation du sol améliore la capacité de stockage thermique du sol en remplaçant l'air qui remplit les pores par un meilleur accumulateur de chaleur comme la glace.

- **Chaleur latente volumique de fusion :**

La chaleur latente volumique de fusion L affiche une valeur moyenne de $63,16 \pm 0,74 \text{ MJ.m}^{-3}$, avec des variations entre $62,17 \text{ MJ.m}^{-3}$ et $64,64 \text{ MJ.m}^{-3}$ (Tableau 4.2). La chaleur latente volumique de fusion pour le bloc de sol gelé relative au test D15(0,04-0,8) s'affiche avec une valeur élevée de $81,31 \text{ MJ.m}^{-3}$. En effet, une teneur en glace élevée implique une consommation énergétique accrue lors des transitions de phase.

Le Tableau 4.2 récapitule l'ensemble des propriétés géotechniques et thermiques des blocs de sol gelés confectionnés pour la campagne expérimentale :

Tableau 4.2 : récapitulatif des propriétés géotechniques et thermiques des blocs de sol gelé

Test	Variables mesurées			Variables calculées			
	$d_{50} \text{ (mm)}$	$\rho_c \text{ (kg.m}^{-3}\text{)}$	$\rho_f \text{ (kg.m}^{-3}\text{)}$	$\theta \text{ (%)}$	$C_f \text{ (MJ.m}^{-3}.\text{°C}^{-1}\text{)}$	$L \text{ (MJ.m}^{-3}\text{)}$	$k_f \text{ (W.m}^{-1}.\text{°C}^{-1}\text{)}$
A12(0-0)	0,198	1720	1723	19,44%	1,58	62,41	2,57
B12(0-0)	0,192	1756	1769	19,57%	1,59	62,83	2,62
C12(0,02-0,8)	0,192	1705	1749	19,63%	1,59	63,03	2,65
C12(0,03-0,8)	0,199	1755	1766	19,36%	1,57	62,17	2,55
C12(0,04-0,8)	0,190	1687	1661	19,20%	1,57	63,93	2,55
C12(0,02-1)	0,190	1687	1687	19,57%	1,59	62,83	2,62
C12(0,03-1)	0,193	1780	1761	19,61%	1,59	62,96	2,64
C12(0,04-1)	0,195	1767	1819	19,67%	1,60	63,17	2,67
C12(0,02-1,2)	0,190	1766	1797	19,99%	1,62	64,18	2,80
C12(0,03-1,2)	0,198	1677	1696	20,13%	1,63	64,64	2,86

Test	Variables mesurées			Variables calculées			
	d_{50} (mm)	ρ_c (kg.m ⁻³)	ρ_f (kg.m ⁻³)	θ (%)	C_f (MJ.m ⁻³ .°C ⁻¹)	L (MJ.m ⁻³)	k_f (W.m ⁻¹ .°C ⁻¹)
C12(0,04-1,2)	0,198	1716	1735	19,49%	1,58	62,57	2,59
D15(0,04-0,8)	0,194	1827	1841	24,93%	1,69	81,31	3,21

L'analyse des propriétés géotechniques et thermiques des blocs de sol gelé indique une cohérence entre l'ensemble des paramètres présentés ci-haut. En plus, les écarts-types généralement inférieurs à 5% des valeurs moyenne révèlent une reproductibilité des propriétés entre les tests ayant des conditions similaires.

4.2 Forçage hydrodynamique et interactions vague-sol gelé

4.2.1 Caractéristiques spectrales des vagues et évolution temporelle

L'analyse fréquentielle des données hydrodynamiques a permis d'identifier le spectre d'énergie des vagues décomposées pour chacun des régimes de vagues générées dans le canal durant la campagne expérimentale. Le spectre d'énergie déduit (2.3.3) illustre la répartition énergétique des vagues incidentes et réfléchies en fonction de la fréquence. Ainsi, les caractéristiques fondamentales du forçage hydrodynamique ont été déterminées, à savoir la période caractéristique du pic énergétique T_p , les hauteurs caractéristiques incidente $H_{m0,i}$ et réfléchie $H_{m0,r}$, et le coefficient de réflexion K_r (3.4.1).

À titre illustratif, le test C12(0,04-1) présente un pic prononcé autour de la fréquence 0,98 Hz correspondante à une période de pic $T_p=1,02$ s en cohérence avec la période théorique de génération fixée à 1 s. La Figure 4.2 montre une forte concentration de la distribution énergétique de vagues incidentes autour de la période de pic :

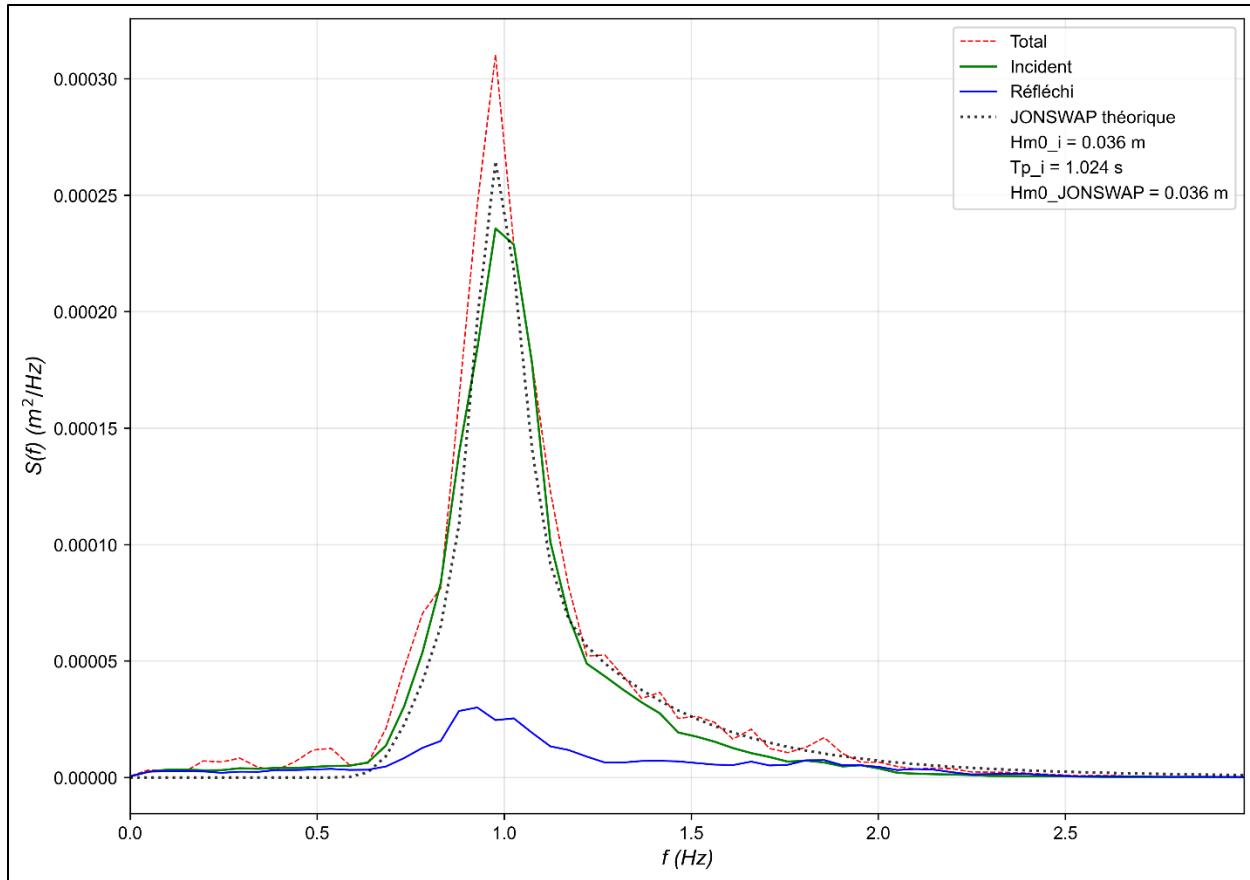


Figure 4.2 : spectre d'énergie des vagues incidentes et réfléchies pour le test C12(0,04-1) comparés au spectre théorique de JONSWAP

La Figure 4.2 renseigne sur l'amplitude maximale du spectre d'énergie des vagues incidentes qui atteint $0,00023 \text{ m}^2.\text{Hz}^{-1}$ à la fréquence de pic, alors que les vagues réfléchies atteignent un maximum spectral d'environ $0,00003 \text{ m}^2.\text{Hz}^{-1}$ à la même fréquence. Pour valider la comparaison des formes spectrales indépendamment de ces différences d'amplitude, une analyse complémentaire des spectres normalisés par leur valeur maximale respective a été réalisée. Cette normalisation confirme que le spectre des vagues incidentes présente effectivement une cloche plus prononcée sur une fenêtre de fréquences étroite, tandis que le spectre des vagues réfléchies se caractérise par une distribution énergétique sur une fenêtre de fréquences plus large. Cette observation révèle la dissipation énergétique par transmission et réflexion causée par les interactions vagues-sédiment qui caractérisent le processus d'érosion.

Les hauteurs significatives des vagues incidentes $H_{m0,i}$ varient en fonction des conditions expérimentales relatives à chaque test (voir section 3.3.3). Pour les conditions de forçage hydrodynamique fort (hauteur significative théorique $H_s = 0,04$ m), les hauteurs de vagues incidentes s'élèvent à une valeur moyenne de 0,035 m. Quant aux vagues incidentes relatives

aux conditions hydrodynamiques modérées (Hauteur significative théorique $H_s = 0,03$ m), elles atteignent une valeur moyenne de 0,027 m. Enfin, pour les conditions de forçage hydrodynamique faible (Hauteur significative théorique $H_s = 0,02$ m), les hauteurs de vagues incidentes affichent une valeur moyenne de 0,019 m. En ce qui a trait aux périodes de pic, les périodes longues présentent une valeur moyenne de 1,21 s, les périodes intermédiaires affichent une valeur moyenne de 1,01 s, tandis que les périodes courtes présentent une valeur moyenne de 0,81 s. Les valeurs mesurées d'énergie par unité de largeur des vagues incidentes $E_{w,i}$ s'étendent de 0,18 J.m⁻² à 0,84 J.m⁻². Ainsi, la gamme des hauteurs et des périodes de vagues testées permettent d'explorer différentes conditions de forçages hydrodynamiques et d'évaluer leur impact sur les processus d'érosion.

Le traitement des données hydrodynamiques a permis également d'établir les séries temporelles décomposées afin de suivre l'évolution temporelle des caractéristiques des champs de vagues incidentes et réfléchies. La Figure 4.3 illustre la variation temporelle de l'élévation de surface d'eau décomposée pour le test C12(0,04-1), montrant les éléвations totales, incidentes et réfléchies :

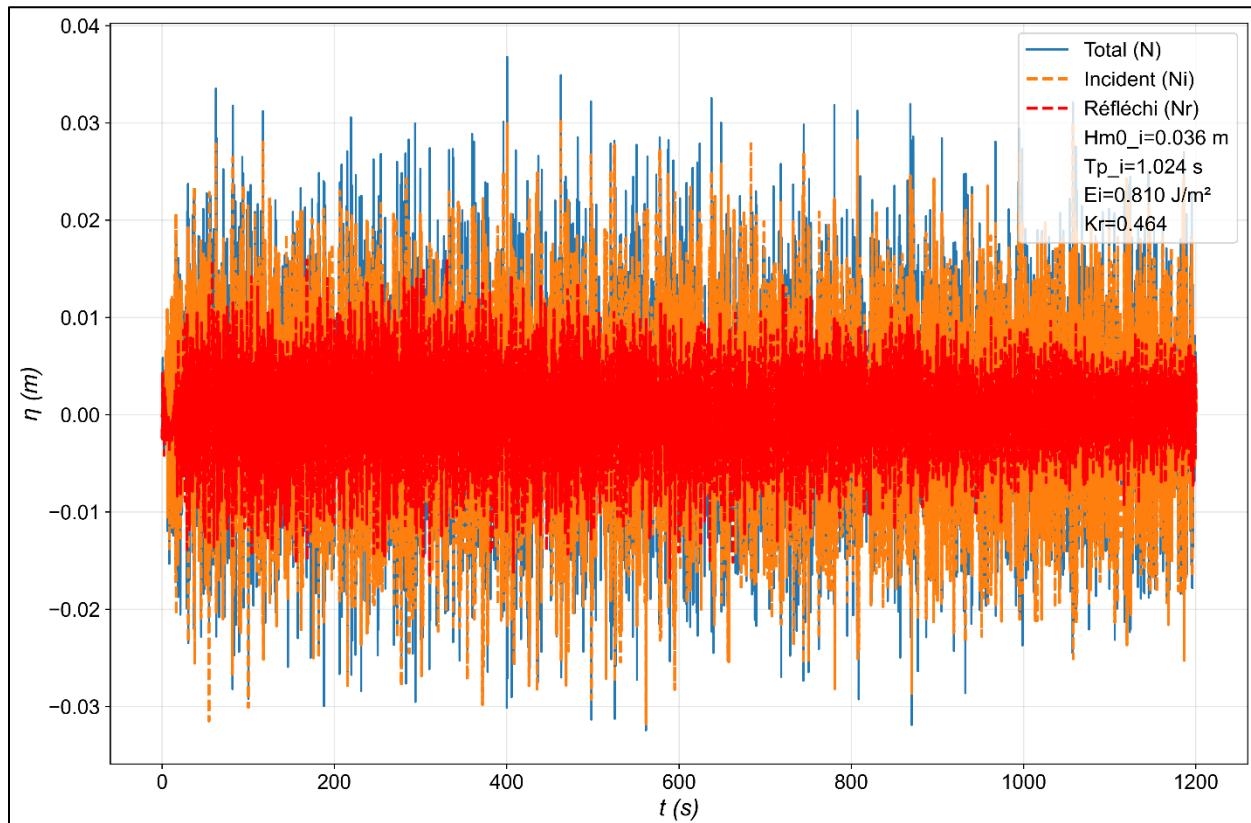


Figure 4.3 : série temporelle de l'élévation de surface d'eau décomposée pour le test C12(0,04-1)

4.2.2 Coefficient de réflexion et interactions vague-sol gelé

Le coefficient de réflexion K_r permet de caractériser les interactions entre les vagues générées dans le canal et le bloc de sol gelé en fonction de l'évolution morphologique de l'interface de contact. Le coefficient K_r expérimental relatif à chaque test est obtenu en calculant le rapport entre la hauteur caractéristique du spectre des vagues incidentes $H_{m0,i}$ et la hauteur caractéristique du spectre des vagues réfléchies $H_{m0,r}$. Le suivi de l'évolution temporelle de ce coefficient renseigne sur l'évolution temporelle de la géométrie de l'interface de contact (eau-pergélisol) qui caractérise le processus de thermo-érosion.

La Figure 4.4 représente l'évolution temporelle du coefficient de réflexion relatif au test C12(0,04-1).

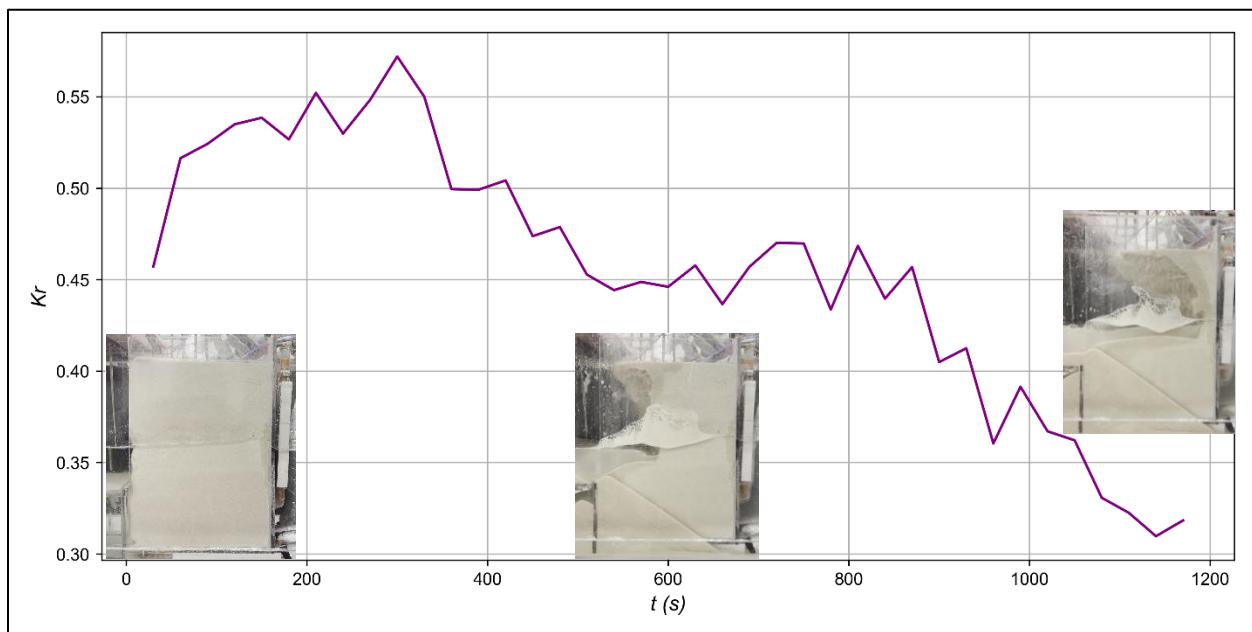


Figure 4.4 : évolution temporelle du coefficient de réflexion avec la forme de la niche pour le test C12(0,04-1)

Le graphique montre trois phases distinctes : la première concerne les premières 300 secondes du test, caractérisée par une augmentation du coefficient de 0,46 à 0,57 correspondant à la formation d'une géométrie d'interface plus réfléctrice. La deuxième phase s'étend de 300 s à 830 s après le début du test, elle est caractérisée par une diminution progressive suivie par une stabilisation du coefficient de réflexion autour de 0,45. Cette phase correspond à l'établissement d'un équilibre entre le processus d'érosion et l'évolution et la géométrie de l'interface d'une façon graduelle. La dernière phase à partir de 830 s jusqu'à la fin du test introduit une diminution du coefficient de réflexion jusqu'à 0,31 correspondante à un approfondissement notable de la niche thermo-érosive, qui permet d'absorber d'avantage une partie de l'énergie des vagues incidentes.

Le Tableau 4.3 présente un récapitulatif des paramètres hydrodynamiques mesurés pour chacun des tests de la campagne expérimentale :

Tableau 4.3 : synthèse des paramètres hydrodynamiques déterminés pour chaque test expérimental

Test	$H_{m0,i}$ (m)	T_p (s)	L_0 (m)	I_r	$E_{w,i}$ (J.m ⁻²)	K_r moyen
A12(0-0)	-	-	-	-	-	-
B12(0-0)	-	-	-	-	-	-
C12(0,02-0,8)	0,017	0,82	0,86	0,36	0,18	0,48
C12(0,03-0,8)	0,025	0,82	0,86	0,29	0,39	0,52
C12(0,04-0,8)	0,033	0,82	0,86	0,26	0,67	0,46
C12(0,02-1)	0,019	1,02	1,15	0,39	0,22	0,64
C12(0,03-1)	0,027	0,98	1,08	0,32	0,46	0,53
C12(0,04-1)	0,036	1,02	1,15	0,28	0,81	0,46
C12(0,02-1,2)	0,020	1,21	1,40	0,42	0,24	0,65
C12(0,03-1,2)	0,028	1,21	1,40	0,35	0,49	0,52
C12(0,04-1,2)	0,037	1,21	1,40	0,31	0,84	0,48
D15(0,04-0,8)	0,034	0,79	0,82	0,25	0,70	0,48

4.3 Forçage thermique

4.3.1 Coefficient de transfert de chaleur convectif

L'analyse de l'évolution temporelle des températures mesurées par les capteurs de température permet de suivre l'évolution du différentiel de température ΔT entre l'eau dans le canal et l'interface eau-bloc. ΔT caractérise l'intensité du forçage thermique impliqué dans le processus de la thermo-érosion parallèlement avec le forçage hydrodynamique. L'analyse de ΔT pour l'ensemble des tests a montré une variabilité significative pour chacun des tests.

La valeur maximale du ΔT moyen est relative au test A12(0-0) vu l'absence du transfert thermique convectif induit par l'eau dans le canal. Le différentiel thermique représente dans ce cas l'écart de température entre le bloc de sol gelé et la température ambiante de l'air dans la salle d'expérimentation. Cependant, le différentiel thermique a diminué avec l'introduction de l'eau et des vagues, avec des valeurs qui s'échelonnent de $5,41 \pm 0,14 \Delta^\circ\text{C}$ pour le test B12(0-0) à $7,02 \pm 1,02 \Delta^\circ\text{C}$ pour le test C12(0,03-1).

Quant au coefficient de transfert de chaleur convectif h , il est caractérisé par une variabilité considérable, directement liée aux conditions hydrodynamiques (Figure 4.5).

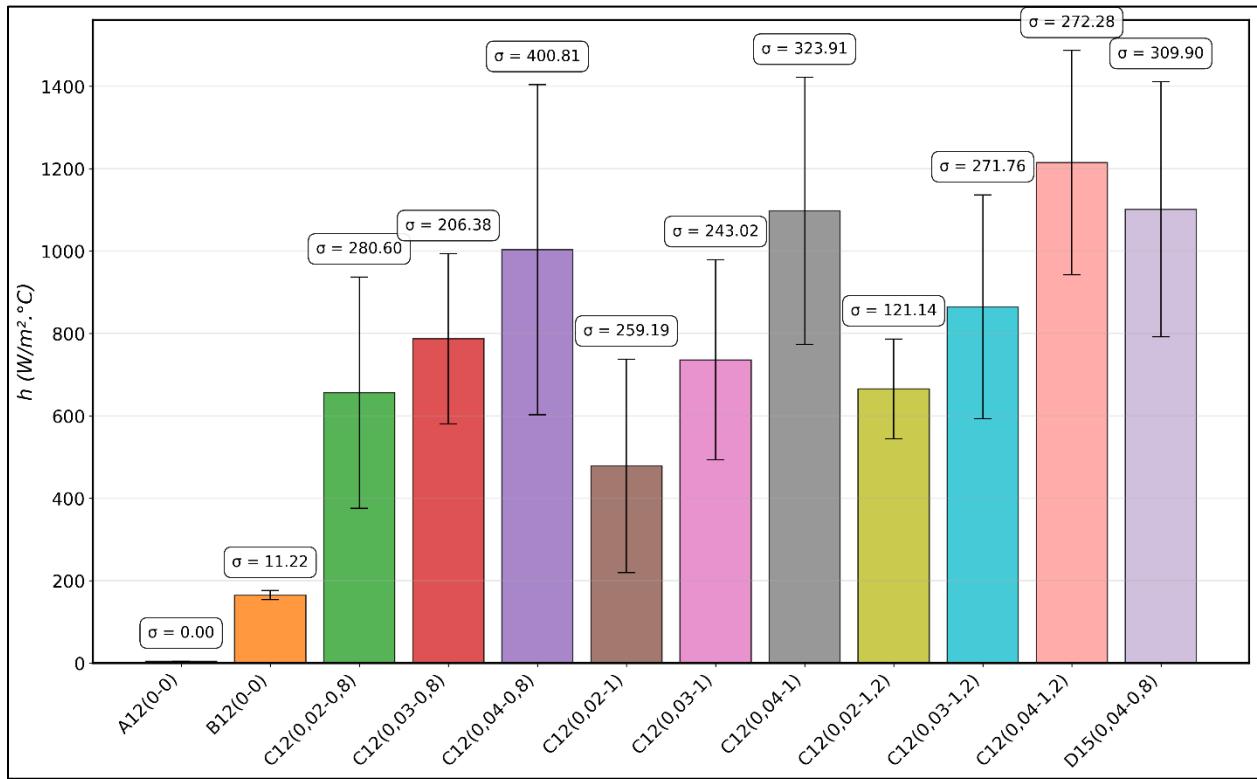


Figure 4.5 : évolution du coefficient de transfert de chaleur convectif moyen pour l'ensemble des tests

La valeur la plus faible est enregistré pour le test A12(0-0) avec une valeur moyenne de $4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{°C}^{-1}$, où le transfert de chaleur est dû principalement à la conduction naturelle de l'air ambiant dans la salle d'expérimentation (en fonction du degré de saturation du bloc de sol gelé et le diamètre des particules d_{10} (Johansen, 1977)).

L'introduction de l'eau dans le canal pour le test B12(0-0) a entraîné une augmentation notable du coefficient de convection h à l'interface eau-bloc où $h = 165 \pm 11 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{°C}^{-1}$. Cette augmentation souligne l'efficacité du transfert de chaleur entre l'eau et le bloc de sol gelé par rapport au transfert de chaleur naturel entre l'air et le bloc de sol.

Les tests expérimentaux de la série C12 affichent une progression considérable du coefficient h avec l'introduction du forçage hydrodynamique des vagues. En effet, pour les tests réalisés sous des vagues de courte durée ($T_p = 0,8\text{s}$), les valeurs du coefficient de convection évoluent de $h = 656 \pm 281 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{°C}^{-1}$ (C12(0,02-0,8)) à $h = 1004 \pm 401 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{°C}^{-1}$ (C12(0,04-0,8)). Cette tendance est enregistrée également pour les vagues de périodes intermédiaire ($T_p = 1 \text{ s}$) et longue ($T_p = 1,2 \text{ s}$), reflétant une sensibilité accrue du transfert thermique convectif aux conditions hydrodynamiques locales à l'interface eau-bloc. Les écarts-types σ associés aux coefficients de

transfert, sous forçages hydrodynamiques, s'échelonnent entre $121 \text{ W.m}^{-2}.\text{°C}^{-1}$ (C12(0,02-1,2)) et $401 \text{ W.m}^{-2}.\text{°C}^{-1}$ (C12(0,04-0,8)), soulignant la variabilité temporelle du transfert de chaleur convectif à l'interface et son caractère transitoire au cours des tests expérimentaux.

4.3.2 Gradients thermiques

L'analyse de l'évolution des gradients thermiques temporels moyens $\frac{dT}{dt}$ en fonction de la position x des capteurs dans le bloc de sol gelé montre des tendances relatives aux conditions expérimentales (Figure 4.6).

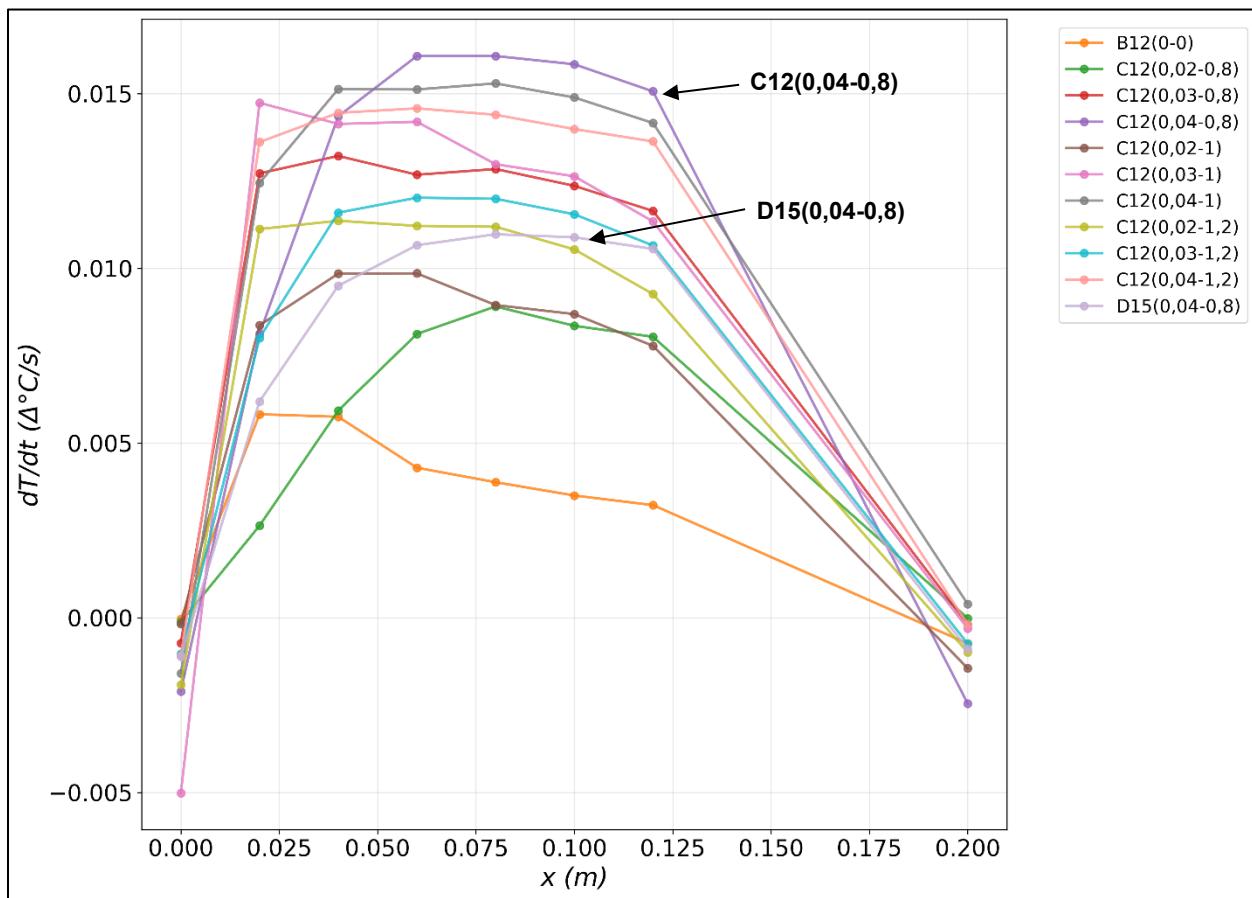


Figure 4.6 : distribution spatiale des gradients thermiques temporels moyens en fonction de la position des capteurs de température

Le test de référence B12(0-0) se caractérise par des gradients relativement faibles, correspondant à un taux de réchauffement lent, par rapport au reste des tests où le forçage hydrodynamique de vagues était présent. Le gradient maximal atteint est de $0,005 \Delta\text{°C.s}^{-1}$ au niveau du premier capteur de température installé à $x = 0,02 \text{ m}$. Les taux de réchauffement pour les capteurs à partir du second (installé à la position $x = 0,04 \text{ m}$) demeurent faibles.

Les gradients de température temporels relatifs aux tests de la série C12 présentent des valeurs plus élevées avec des maximums qui s'échelonnent de $0,009 \Delta^{\circ}\text{C.s}^{-1}$ à $0,016 \Delta^{\circ}\text{C.s}^{-1}$. Ces maxima se situent entre les abscisses $x = 0,04 \text{ m}$ et $x = 0,08 \text{ m}$ qui correspondent aux zones de propagation du front de dégel. En plus, les gradients thermiques mesurés dans le temps présentent des valeurs négatives pour le capteur placé à $x = 0 \text{ m}$ (température de l'eau), traduisant un refroidissement naturel du canal, ainsi que pour le capteur situé à $x = 0,2 \text{ m}$ (température des plaques réfrigérantes), ce qui témoigne d'un refroidissement forcé imposé par le système. En effet, l'eau se refroidit en transférant de la chaleur à l'intérieur du bloc de sol gelé, indiquant un échange thermique avec le bloc. Parallèlement, les plaques réfrigérantes se réchauffent en maintenant l'état gelé du bloc. Ainsi, les positions $x = 0 \text{ m}$ et $x = 0,2 \text{ m}$ représentent des couches limites thermiques qui régulent la température et le processus de dégel à l'intérieur du bloc de sol gelé, et qui justifient la stabilisation de température entre les abscisses $x = 0,04 \text{ m}$ et $x = 0,1 \text{ m}$.

L'analyse de la Figure 4.6 renseigne également sur la corrélation positive qui existe entre les conditions de forçage hydrodynamique de vagues et le comportement thermique du bloc de sol gelé. Les tests avec des hauteurs de vagues plus importantes, C12(0,04-0,8), C12(0,04,1) et C12(0,04-1,2), s'imposent comme les tests ayant les taux de réchauffement les plus prononcés par rapport aux autres tests.

Quant au test D15(0,04-0,8), il présente des gradients thermiques moins élevées que ceux pour son test jumeau, C12(0,04-0,8). Ce constat met en évidence l'influence de la teneur en glace du bloc de sol gelé sur les taux de réchauffement.

En ce qui a trait aux gradients spatiaux $\frac{dT}{dx}$ entre les capteurs de température adjacents, ils indiquent la propagation séquentielle des fronts thermiques d'une manière progressive à l'intérieur du bloc de sol gelé. La Figure 4.7 illustre cette progression avec des gradients spatiaux plus importants entre l'interface et le premier capteur ($x = 0,02 \text{ m}$) et qui diminuent progressivement à l'intérieur du bloc de sol gelé. Cette dynamique concrétise la diffusivité du transfert thermique. Il convient de noter que le gradient thermique spatial entre les capteurs RTD3 et RTD4 présente une amplitude plus faible comparativement aux gradients mesurés entre les autres paires de capteurs adjacents. Cette anomalie peut être attribuée à un défaut de verticalité lors de l'installation des capteurs, entraînant une réduction de la distance inter-capteurs et par conséquent une diminution du gradient thermique mesuré entre ces deux points de mesure.

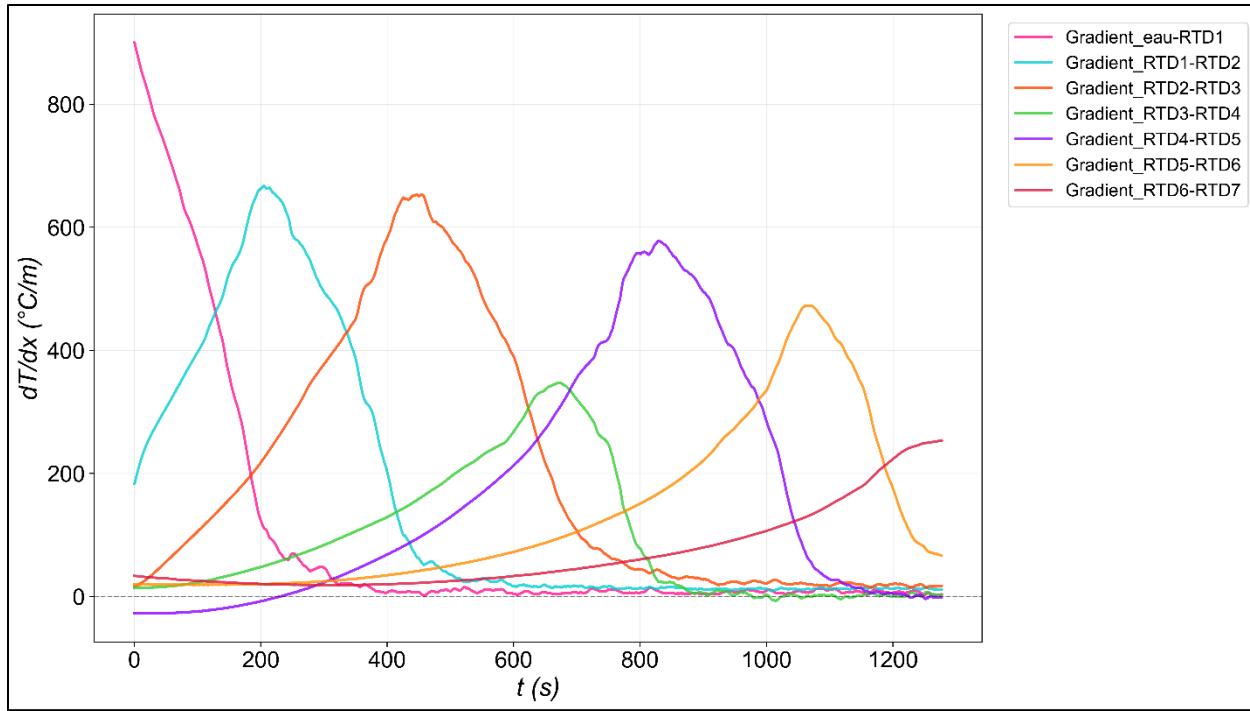


Figure 4.7 : Évolution des gradients thermiques spatiaux entre les capteurs de température pour le test C12(0,04-1)

4.3.3 Cinétique du dégel

Les vitesses de propagation du front de dégel $\frac{dx}{dt}$ présentent des valeurs qui varient de $0,78 \times 10^{-5}$ m.s⁻¹ pour le test A12(0-0) à $11,43 \times 10^{-5}$ m.s⁻¹ pour le test C12(0,04-0,8) (Tableau 4.4). L'introduction du forçage hydrodynamique par vagues a entraîné une accélération du processus de dégel, en passant d'une vitesse de $2,15 \times 10^{-5}$ m.s⁻¹ pour le test B12(0-0) à $4,58 \times 10^{-5}$ m.s⁻¹ pour le test C12(0,02-0,8). Les tests de la série C12 se caractérisent par une progression de la vitesse de dégel parallèle à l'augmentation de la hauteur des vagues. Pour la période $T_p = 1$ s, la vitesse de dégel passe de $5,37 \times 10^{-5}$ m.s⁻¹ pour le test C12(0,02-1) à $9,72 \times 10^{-5}$ m.s⁻¹ pour le test C12(0,04-1). Cette tendance est également respectée pour les autres périodes de vagues $T_p = 0,8$ s et $T_p = 1,2$ s. Quant à l'effet de la teneur en glace sur la vitesse de dégel, elle est produite une baisse de vitesse : $11,43 \times 10^{-5}$ m.s⁻¹ pour le test C12(0,04-0,8) contre $6,82 \times 10^{-5}$ m.s⁻¹ pour le test D15(0,04-0,8).

La détermination des flux de chaleur à partir de l'Équation 3.3, a montré une prédominance du flux de la chaleur latente associé au changement de phase par rapport au flux de chaleur sensible. Par exemple, la chaleur latente représente 97,4% du flux de chaleur convectif transféré entre l'eau et le bloc de sol gelé. Cette observation est également confirmée par les valeurs

déterminées du nombre de *Ste* (Équation 2.14), présentant une variabilité négligeable pour l'ensemble des tests avec une faible valeur moyenne de $0,14 \pm 0,02$ (Tableau 4.4).

Tableau 4.4 : synthèse des paramètres thermiques déterminés pour l'ensemble des tests expérimentaux : coefficient de transfert de chaleur convectif moyen et son écart-type, la vitesse de propagation du front de dégel, le différentiel de température moyen et le nombre de Stefan

Test	Coefficient de transfert de chaleur convectif moyen $h(\text{W.m}^{-2}.\text{°C}^{-1})$	Écart-type $\sigma(\text{W.m}^{-2}.\text{°C}^{-1})$	Vitesse de propagation du front de dégel $\frac{dx}{dt}(\times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1})$	Défferentiel de température moyen $\Delta T(\text{Δ°C})$	Nombre de Stefan <i>Ste</i>
A12(0-0)	4	0	0,78	18,83	0,00
B12(0-0)	165	11	2,15	5,41	0,14
C12(0,02-0,8)	656	281	4,58	4,31	0,11
C12(0,03-0,8)	787	206	8,07	6,14	0,16
C12(0,04-0,8)	1004	401	11,43	5,85	0,14
C12(0,02-1)	479	259	5,37	6,94	0,18
C12(0,03-1)	736	243	8,02	7,02	0,18
C12(0,04-1)	1098	324	9,72	5,70	0,14
C12(0,02-1,2)	666	121	6,18	6,00	0,15
C12(0,03-1,2)	865	272	8,13	5,17	0,13
C12(0,04-1,2)	1215	272	9,32	4,81	0,12
D15(0,04-0,8)	1101	310	6,82	5,03	0,10

4.4 Érosion mécanique et évolution morphologique

La vitesse moyenne de creusement de la niche thermo-érosive a été déterminée durant les 18 premières minutes de la durée des tests : il s'agit de la plus courte durée commune entre tous les tests, celle du test C12(0,04-0,8). En effet, l'utilisation des intervalles temporels différents peut compromettre la comparaison de l'évolution morphologique entre les tests vu le caractère non-linéaire du taux de creusement de la niche. En plus, les images analysées montrent que les évolutions morphologiques les plus significatives ont été produites durant la première partie des tests. Il s'agit de la période où l'effet abrasif des vagues et le gradient thermique sont prédominants, permettant ainsi d'isoler le processus thermomécanique de l'érosion. Les observations expérimentales ont révélé également que l'accumulation des matériaux érodés affaissés ralentissent le creusement de la niche, produisant ainsi un effet tampon qui amortit la dynamique morphologique du processus morphologique. Enfin, le choix méthodologique de considérer une durée d'analyse uniforme dans le calcul de la vitesse moyenne du creusement de la niche, permet de caractériser le régime de creusement durant les phases initiales actives du

processus en réponse directe aux conditions expérimentales évaluées (vagues et gradient thermique).

Le Tableau 4.5 présente les résultats de l'analyse de la dynamique morphologique du bloc de sol gelé pour l'ensemble des tests réalisés en synthétisant la profondeur finale de la niche x_m et la vitesse moyenne de creusement E , ainsi que la durée totale effective des tests.

Tableau 4.5 : synthèse des résultats expérimentaux de l'évolution morphologique pour l'ensemble des tests expérimentaux

Test	x_m (m)	E ($\times 10^{-5}$ m.s $^{-1}$)	Durée (min)
A12(0-0)	0,000	0,00	>120
B12(0-0)	0,078	3,88	55
C12(0,02-0,8)	0,081	3,69	35
C12(0,03-0,8)	0,186	9,80	27
C12(0,04-0,8)	0,135	12,20	18
C12(0,02-1)	0,130	6,98	24
C12(0,03-1)	0,203	10,80	25
C12(0,04-1)	0,180	12,90	21
C12(0,02-1,2)	0,170	7,19	25
C12(0,03-1,2)	0,189	8,64	28
C12(0,04-1,2)	0,162	11,50	22
D15(0,04-0,8)	0,158	7,94	30

La Figure 4.8 illustre l'évolution de la niche thermo-érosive pour quatre tests, le test sans vagues B12(0-0) et trois tests avec augmentation progressive de la hauteur de vagues H_s , à période constante $P_p = 1,2$ s et à teneur en eau constante $\omega = 12\%$: C12(0,02-1,2), C12(0,03-1,2) et C12(0,04-1,2). Chaque ligne décrit l'évolution morphologique à $t = 0$, $t = 1080$ s (18 min) et à la fin du test.

Le développement de la niche thermo-érosive dans les blocs de sol gelé est initié par un dégel prématué de l'interface eau-bloc causé par le gradient thermique significatif (environ 20 Δ °C) entre l'eau et le bloc de sol gelé. Le test A12(0-0) n'a pas connu la formation de la niche thermo-érosive bien que le test ait été réalisé sous les conditions d'un gradient de température initial élevé de 37 Δ °C entre le bloc de sol gelé et la température ambiante. L'introduction de l'eau (sans vagues) pour le test B12(0-0) a entraîné la formation de la niche dotée d'une forme quasi régulière à la fin du test (Figure 4.8-(a), (b) et (c)). En effet, les particules érodées se sont sédimentées immédiatement par gravité au pied de la niche en développement. Ces dépôts protègent progressivement la base du bloc de sol gelé. Les propriétés thermiques de l'eau sont plus élevées

que celles de l'air (Tableau 4.1) ce qui justifie la dénudation thermique efficace du test B12(0-0) même avec un gradient de température très inférieur par rapport au test A12(0-0).

Pour les tests avec un forçage hydrodynamique par vagues, le transport sédimentaire a entraîné une modification considérable du profil littoral. Au début des tests, la niche se développe seulement au niveau de l'interface immergée (sous le niveau d'eau) du bloc de sol gelé (Figure 4.8-(d), (g) et (j)). La modification du profil littoral avec le recul de l'interface eau-bloc amplifie la hauteur de remontée des vagues (ou bien le runup de vagues) qui elle aussi contribue dans l'élargissement de la niche en éventail avec un profil en V ; parallèlement les dépôts cumulés rapprochent la base de la niche du niveau d'eau moyen dans le canal (Figure 4.8-(e), (h) et (k)). La niche continue de s'approfondir progressivement en faisant évoluer sa géométrie vers une forme trapézoïdale, comme décrit dans la figure 1 de Kobayashi (1985). En outre, la Figure 4.8 souligne l'effet amplificateur de la hauteur caractéristique des vagues H_s sur la vitesse d'érosion thermomécanique observée, le taux de creusement de la niche (E) passant de $7,19 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ pour le test C12(0,02-1,2) à $11,50 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ pour le test C12(0,04-1,2). L'effet de la teneur en glace a été également évalué en comparant les tests C12(0,04-0,8) et D15(0,04-0,8) réalisés sous des conditions hydrodynamiques et thermiques similaires. La vitesse d'érosion moyenne décroît de $12,20 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ pour le test C12(0,04-1,2) à $7,94 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ pour le test D15(0,04-0,8). La diminution de la vitesse de creusement de la niche est expliquée par la plus grande cohésion et résistance au cisaillement octroyées par une teneur en glace plus élevée (15% pour le test D15(0,04-0,8) contre 12% pour le test C12(0,04-0,8)), ce qui améliore la résistance à l'arrachement mécanique par les vagues. Il est à noter qu'aucune rupture du surplomb n'a été observée pour l'ensemble des tests, vu l'effet de soudure par gel créé entre le bloc de sol gelé et les plaques réfrigérantes placées à l'arrière du bloc, empêchant ainsi tout effondrement gravitaire.

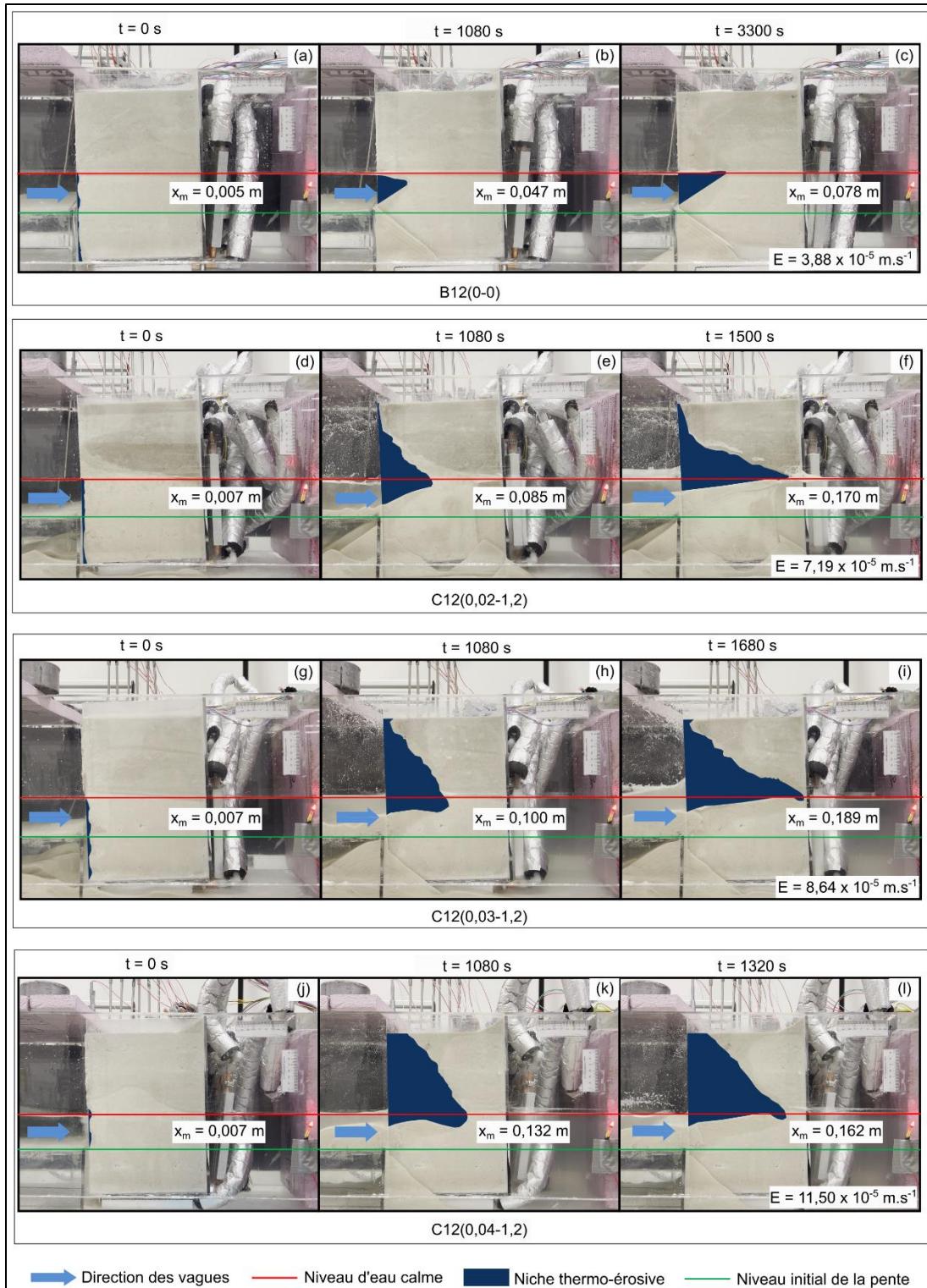


Figure 4.8 : évolution temporelle de la niche thermo-érosive pour différents tests

5 DÉVELOPPEMENT ET VALIDATION DU MODÈLE DIMENSIONNEL

5.1 Formulation du modèle adimensionnel

L'analyse dimensionnelle présentée dans la section 2.4 a permis de d'identifier cinq nombres adimensionnels qui permettent de décrire le processus de la thermo-érosion du pergélisol côtier.

Après avoir effectué les mêmes étapes de calcul, présentées dans la section 2.4, on obtient la formulation finale qui lie le taux de creusement de la niche thermo-érosive et les variables impliquées dans le processus de la thermo-érosion :

Équation 5.1 : formulation finale de l'équation adimensionnelle

$$\frac{E}{\sqrt{gd}} = f \left(\frac{kP_p}{Cd^2}, \frac{C\Delta T}{L}, \sqrt{\frac{Hs^2}{gd_p^2}}, \frac{d_{50}}{d_p}, \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{Hs}{gP_p^2}} \sqrt{\frac{2\pi}{2\pi}}} \right) \Rightarrow E^* = f(Fo, Ste, Fr, Sed, Ir)$$

Où :

$$E^* = \frac{E}{\sqrt{gd_p}} \quad : \text{Taux normalisé de creusement de la niche thermo-érosive}$$

$$Fo \approx \frac{kP_p}{Cd_p^2} \quad : \text{Nombre de Fourier approximatif}$$

$$Ste = \frac{C\Delta T}{L} \quad : \text{Nombre de Stefan}$$

$$Fr = \sqrt{\frac{Hs^2}{gd_p P_p^2}} \quad : \text{Nombre de Froude}$$

$$Sed = \frac{d_{50}}{d_p} \quad : \text{Nombre de sédimentation}$$

$$Ir = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{Hs}{gP_p^2}} \sqrt{\frac{2\pi}{2\pi}}} = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{Hs}{L_0}}} \quad : \text{Nombre d'Iribarren}$$

- **Nombre de Fourier (Kuneš, 2012):**

Le nombre de Fourier Fo est un nombre sans dimension qui mesure le rapport entre la vitesse de propagation de chaleur et la vitesse de d'emmagasinement de la chaleur.

La forme canonique du nombre de Fourier est :

$$Fo = \frac{\alpha t}{d^2}$$

où α est la diffusivité thermique, $t \approx P_p$ est l'échelle de temps caractéristique et d est l'échelle de longueur caractéristique

Dans un contexte de thermo-érosion du pergélisol côtier, le nombre de Fourier quantifie la vitesse et la profondeur de la diffusion thermique dans le sol gelé. Pour un Fo grand, la chaleur s'est diffusée sur une profondeur plus importante augmentant ainsi la sensibilité à la thermo-érosion. Alors que pour un Fo petit, la chaleur s'est pénétrée juste sur une fine couche superficielle.

- **Nombre de Froude (Chanson, 2004) :**

Quant au nombre de Froude Fr , il s'agit d'un paramètre sans dimension qui compare les deux types de forces qui gouvernent un écoulement : les forces d'inertie liée à la vitesse d'écoulement (vitesse de propagation de la houle dans le cas de la présente étude), et les forces gravitationnelles liées à la force de ralentissement de l'écoulement par la gravité. Le nombre de Froude permet de déterminer la force qui domine l'écoulement, et par la suite caractériser l'écoulement et son énergie.

La forme canonique du nombre de Froude est :

$$Fr = \frac{\vartheta}{\sqrt{gd}}$$

où $\vartheta \approx \frac{H}{P_p}$ est la vitesse caractéristique de l'écoulement, d est l'échelle de longueur caractéristique et g est l'accélération de pesanteur.

Ainsi, un nombre de Froude élevé indique que les vagues ont une énergie cinétique plus élevée ce qui leur permet d'avoir un pouvoir érosionnel plus important. Tandis que pour un nombre de Froude faible, les forces stabilisatrices de la gravité ralentissent l'écoulement, ce qui diminue la force d'impact des vagues sur le pergélisol.

L'Équation 5.1 exprime la relation adimensionnelle qui lie le taux adimensionnel de creusement de la niche thermo-érosive E^* avec les cinq nombres adimensionnels : le nombre de Fourier approximatif Fo , le nombre de Stefan Ste , le nombre de Froude Fr , le nombre de sédimentation Sed et le nombre d'Iribarren Ir . Cette relation adimensionnelle constitue la base du développement du modèle prédictif qui fait l'objet de cette étude.

À partir des formulations établies à l'aide du théorème de Buckingham (section 2.4), les cinq nombres adimensionnels ont été calculés pour chacun des tests expérimentaux réalisés (à l'exception du test A12(0-0), où aucun développement de la niche n'a été observé). Le Tableau 5.1 présente les principales statistiques descriptives des nombres adimensionnels calculés à partir des résultats expérimentaux :

Tableau 5.1 : statistiques descriptives des nombres adimensionnels calculés

Paramètre	<i>Fo</i>	<i>Ste</i>	<i>Sed</i>	<i>Ir</i>	<i>Fr</i>	<i>E*</i>
Moyenne	0,000608	0,141	0,003874	0,293	2,003	0,000124
Écart-type	0,000232	0,024	0,000067	0,111	0,759	0,000045
Minimum	0,000000	0,104	0,003799	0,000	0,000	0,000053
Maximum	0,000846	0,177	0,003977	0,418	2,686	0,000184

Les valeurs minimales des nombres adimensionnels correspondent au test B12(0-0) conduit en absence des vagues.

L'analyse de corrélation entre les nombres adimensionnels a révélé une forte corrélation (0,96) entre le nombre de Fourier Fo et le nombre de Froude Fr .

Le Tableau 5.2 présente la matrice de corrélation entre les nombres adimensionnels calculés :

Tableau 5.2 : matrice de corrélation entre les nombres adimensionnels calculés

Nombre	<i>Fo</i>	<i>Ste</i>	<i>Sed</i>	<i>Ir</i>	<i>Fr</i>
<i>Fo</i>	1,00	0,09	0,16	0,54	0,96
<i>Ste</i>	0,09	1,00	-0,25	0,33	0,24
<i>Sed</i>	0,16	-0,25	1,00	-0,29	0,16
<i>Ir</i>	0,54	0,33	-0,29	1,00	0,60
<i>Fr</i>	0,96	0,24	0,16	0,60	1,00

La forte de corrélation faire référence à une redondance apportée par les deux nombres adimensionnels qui pourraient influencer le modèle de prédiction final.

La formulation du modèle prédictif complet (incluant les cinq nombres adimensionnels) a été déterminée à l'aide d'une régression multiple à échelle logarithmique :

$$E^* = \beta_0 \times Fo^{\beta_1} \times Ste^{\beta_2} \times Sed^{\beta_3} \times Ir^{\beta_4} \times Fr^{\beta_5}$$

où β_0 est une constante et β_i ($i=1$ à 5) sont les coefficients des nombres adimensionnels

En plus, la significativité statistique de chacun des nombres adimensionnels dans le modèle prédictif a été testée : seuls les nombres de Stefan *Ste*, d'Iribarren *Ir* et de Froude *Fr* ont une significativité $p < 0,05$.

Le Tableau 5.3 présente les résultats de la régression multiple préliminaire incluant tous les nombres adimensionnels identifiés :

Tableau 5.3 : résultats de la régression multiple préliminaire avec significativité statistique

Nombre	Coefficient des nombres adimensionnels	p-value	Significativité (p-value < 0,05)
<i>Fo</i>	-0,5133	0,411	Non
<i>Ste</i>	1,0906	0,002	Oui
<i>Sed</i>	0,7584	0,645	Non
<i>Ir</i>	-2,4380	<0,001	Oui
<i>Fr</i>	2,0998	0,028	Oui

Enfin, un autre ajustement par régression linéaire multiple en échelle logarithmique a été conduit afin d'obtenir le modèle adimensionnel optimal après le retrait des deux nombres adimensionnels *Sed* et *Fo* suite à l'analyse de significativité et la réduction de la multi colinéarité.

La formulation générale du modèle prédictif adimensionnel optimal obtenue est la suivante :

Équation 5.2 : formulation générale du modèle prédictif adimensionnel optimal

$$E^* = 2,004 \times 10^{-5} \times Ste^{1,150} \times Ir^{-2,473} \times Fr^{1,613}$$

Le Tableau 5.4 affiche les principaux paramètres statistiques du modèle adimensionnel optimal :

Tableau 5.4 : paramètres statistiques du modèle prédictif adimensionnel optimal

Paramètre	Valeur	Intervalle de confiance à 95%
Constante β_0	$2,004 \times 10^{-5}$	$[1,81 \times 10^{-5} ; 2,22 \times 10^{-5}]$
Exposant de <i>Ste</i> (β_1)	1,150	[1,083 ; 1,217]
Exposant de <i>Ir</i> (β_2)	-2,473	[-2,591 ; -2,355]
Exposant de <i>Fr</i> (β_3)	1,613	[1,452 ; 1,774]
R^2	0,98	-
R^2 ajusté	0,97	-
<i>RMSE</i>	$6,47 \times 10^{-6}$	-

Paramètre	Valeur	Intervalle de confiance à 95%
MAPE	4,06%	-

5.2 Validation du modèle dimensionnel par les données expérimentales

Le modèle prédictif adimensionnel développé a été validé par trois approches :

- Validation par comparaison prédition-observation :

La Figure 5.1 illustre une comparaison directe entre les valeurs prédictes du taux adimensionnel de creusement de la niche par le modèle (E^* prédit) et les valeurs observées expérimentalement (E^* observé). La figure montre une dispersion équilibrée autour de la ligne parfaite, justifiant l'absence d'un biais systématique dans la prédition tout en couvrant l'ensemble des conditions expérimentales testées. En plus, l'ajustement indique un excellent coefficient de détermination R^2 de 0,98 et une erreur relative moyenne *MAPE* de 4,06% ce qui témoigne la capacité prédictive du modèle sur une large gamme de conditions expérimentales testées.

- Validation par analyse des résidus :

Afin de valider le modèle et la fiabilité de ses prédictions, une analyse des résidus a été réalisé en vérifiant le respect des hypothèses fondamentales de la régression linéaire multiple (Dunn et Smyth, 2018). Les résidus représentent les écarts entre les valeurs observées et les valeurs prédictes. Les hypothèses de base de la régression linéaire multiple selon Dunn et Smyth (2018) sont les suivants :

Hypothèse 1 - Normalité des résidus : les résidus doivent suivre une distribution normale.

Hypothèse 2 – Homoscédasticité : la variance des résidus doit être constante pour l'ensemble des observations.

Hypothèse 3 – Absence de biais : la valeur moyenne des résidus doit s'approcher de la valeur nulle.

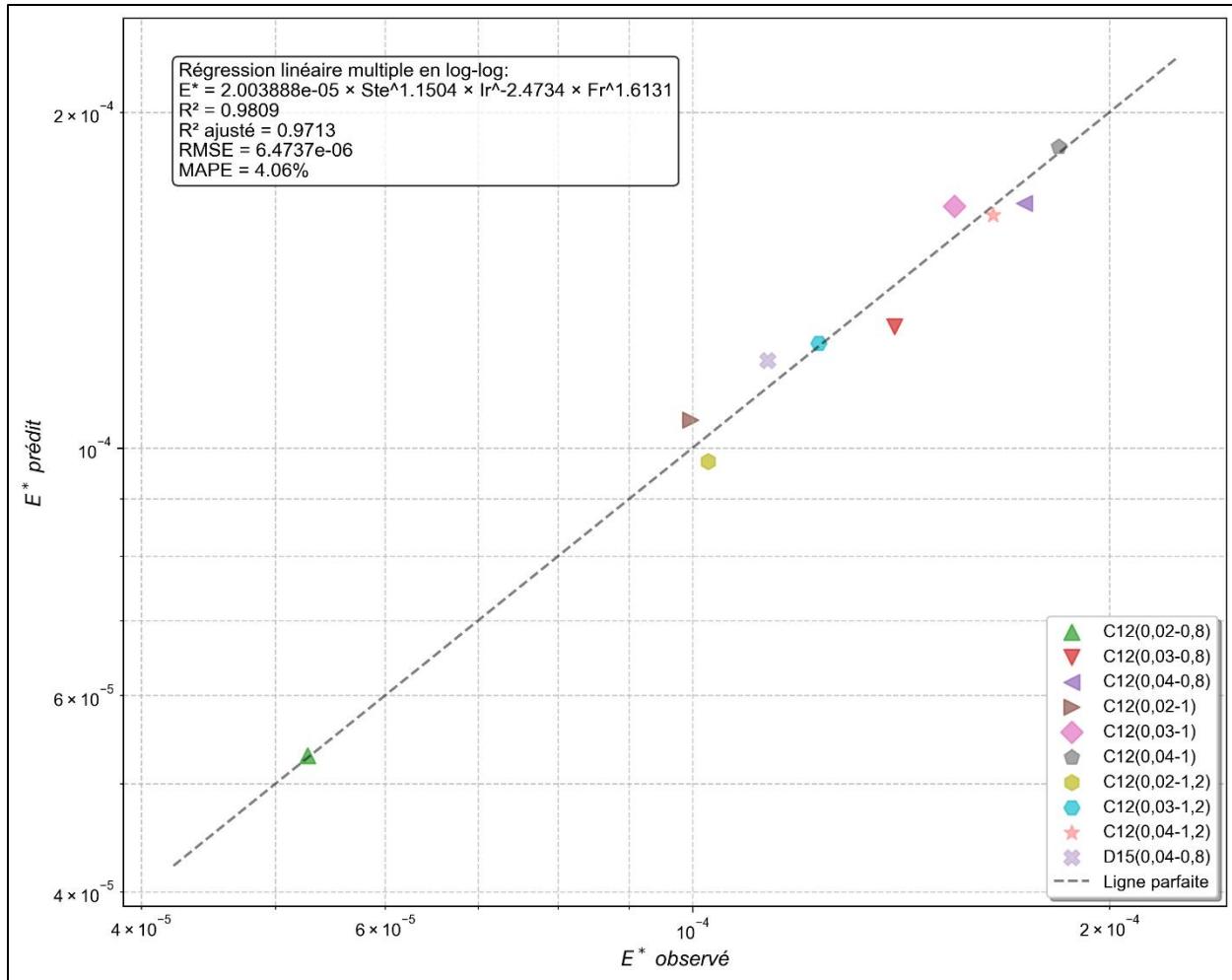


Figure 5.1 : résultats d'ajustement statistique par régression linéaire multiple

Afin de vérifier la normalité des résidus, un test de normalité de Shapiro-Wilk (Shapiro et Wilk, 1965) a été réalisé avec la fonction *shapiro()* dans python. Le test a validé l'hypothèse 1 (les résidus suivent une distribution normale) avec une p-value (section 3.4.4) de 0,499 qui dépasse largement 0,05 ce qui confirme la normalité.

Le Tableau 5.5 présente les statistiques descriptives relatives aux résidus calculés. Les valeurs médiane et moyenne sont proches ce qui indique une distribution symétrique. Un coefficient d'asymétrie de 0,15, indique une distribution à faible asymétrie. En plus, la distribution présente un aplatissement modéré de -0,42 (Tabachnick et Fidell, 2018). Compte tenu de ces observations, la normalité des résidus est validée (Hypothèse 1).

En outre, la valeur moyenne des résidus de 0,12% est proche de 0, justifiant ainsi l'absence d'un biais systématique dans la distribution des résidus et validant l'hypothèse 3.

Tableau 5.5 : statistiques descriptives des résidus entre les valeurs prédictes et les valeurs observées

Statistique	Valeur
Moyenne (%)	-0,12%
Écart-type (%)	5,10%
Médiane (%)	-0,08%
Asymétrie	0,15
Aplatissement	-0,42

La variance des résidus est sensiblement nulle, vu l'absence d'une tendance systématique dans la distribution des résidus (Figure 5.2) ce qui confirme l'homoscédasticité (Hypothèse 2).

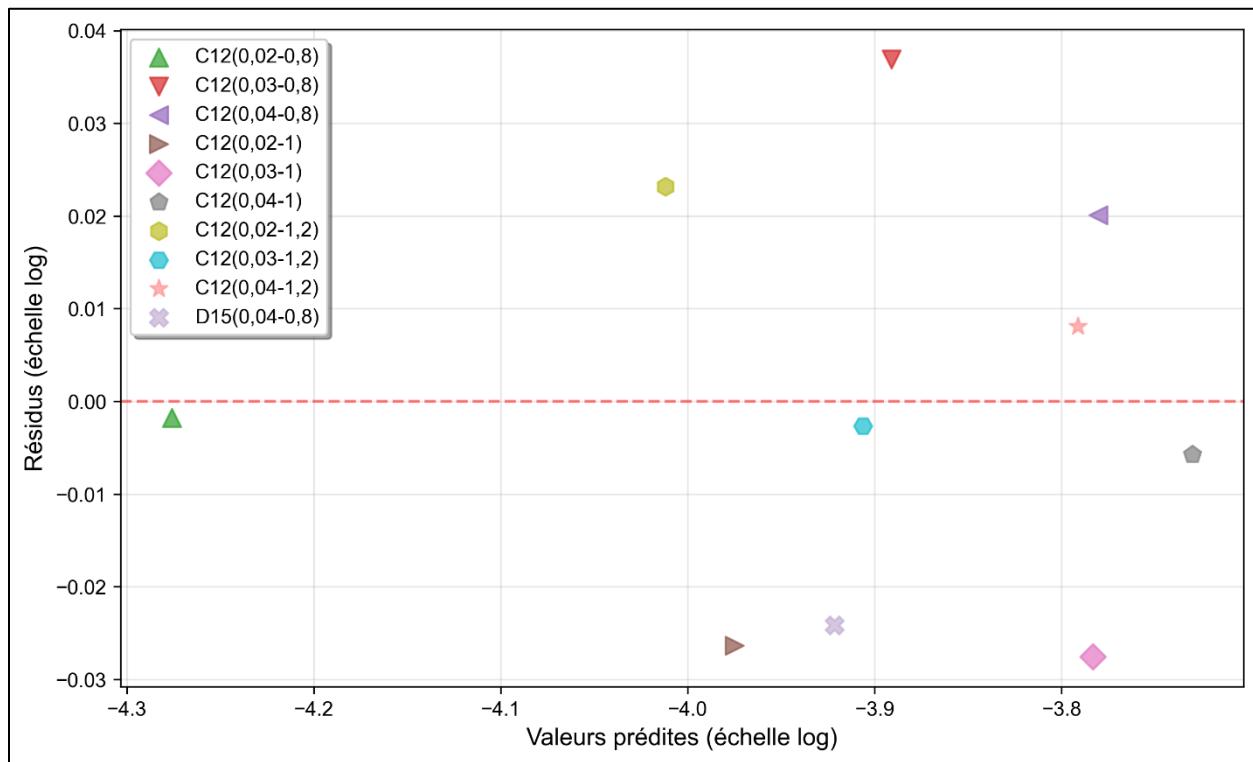


Figure 5.2 : distribution des résidus par rapport aux valeurs prédictes

- Validation croisée Leave-One-Out (LOOCV) :

Étant donné le nombre limité des observations réalisées dans le cadre de la présente étude expérimentale (10 observations avec présence d'un forçage hydrodynamique), la technique de la validation croisée Leave-One-Out s'impose comme une approche permettant d'évaluer la possibilité de généralisation du modèle prédictif développé. Cette technique constitue un processus itératif où le modèle est entraîné sur l'ensemble de données observées (E^* observé) dont l'une des observations est omise à chaque fois (Vehtari, Gelman et Gabry, 2015). Pour

chaque itération, le taux adimensionnel de creusement de la niche par le modèle ($E^* \text{ prédict}$) est calculé à partir d'un modèle entraîné sur un ensemble de neuf observations de $E^* \text{ observé}$ par régression linéaire multiple. À chaque itération, une équation spécifique est obtenue permettant de calculer le $E^* \text{ prédict}$ pour le $E^* \text{ observé}$ omis. Ainsi, l'algorithme de régression linéaire multiple à échelle logarithmique est répété 10 fois.

Le Tableau 5.6 présente les métriques de performance de l'exercice LOOCV réalisé pour l'ensemble des taux adimensionnels de creusement de la niche thermo-érosive observées :

Tableau 5.6 : métriques de performance de la validation croisée LOOCV

Métrique	Valeur
$RMSE$	1×10^{-5}
$MAPE$	6,61%
R^2 moyen	$0,93 \pm 0,05$
MRE	$0,66\% \pm 8,16\%$
Erreurs minimum	-11,29%
Erreurs maximum	+11,85%

En outre, l'exercice LOOCV montre la stabilité des paramètres β_i du modèle adimensionnel à travers les différentes itérations avec des coefficients de variations inférieurs à 5%. Le Tableau 5.7 affiche les coefficients de variation des paramètres β_i :

Tableau 5.7 : stabilité des paramètres du modèle prédictif de la validation croisée LOOCV

Paramètre	Moyenne	Écart-type	Coefficient de variation CV
Constante β_0	$2,005922 \times 10^{-5}$	$3,08886 \times 10^{-6}$	1,32%
Exposant de Ste (β_1)	1,148	0,051	4,43%
Exposant de Ir (β_2)	-2,472	0,047	1,90%
Exposant de Fr (β_3)	1,608	0,041	2,53%

La stabilité des paramètres du modèle prédictif relatifs aux nombres adimensionnels indique que les mécanismes physiques identifiés et représentés par les nombres Ste , Ir et Fr régissent effectivement le processus de l'érosion thermomécanique du bloc de sol gelé.

En guise de conclusion, les trois approches de validation confirment la capacité prédictive et la robustesse du modèle adimensionnel développé (Équation 5.2) pour la prédiction du taux de creusement de la niche thermo-érosive.

6 DISCUSSION

6.1 Influence des paramètres expérimentaux sur les taux d'érosion mesurés

Les coefficients de transfert de chaleur convectif h déterminés expérimentalement varient de 479 à 1215 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ pour les tests avec vagues. Ces valeurs expérimentales sont cohérentes avec les valeurs mentionnées dans les travaux antérieurs: Kobayashi et al. (1999) ont estimé une valeur de 800 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ pour le coefficient h en utilisant une formulation empirique développée par Kobayashi et Aktan (1986b). Une valeur de 1136 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ pour le coefficient h a été estimée par Randriamazaoro et al. (2007) dans leur étude de l'érosion fluviale des berges riches en pergélisol de la rivière Lena en Sibérie. Islam et Lubbad (2022) ont utilisé une valeur calibrée de 700 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ pour le coefficient h pour la modélisation numérique de l'érosion côtière du pergélisol dans la mer de Kara en Sibérie. Dans une étude très récente, Goseberg et al. (2024) ont estimé expérimentalement un coefficient h de 1217 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$. Cette cohérence entre les résultats de la présente étude expérimentale et les résultats des travaux antérieurs confirme la pertinence de la méthodologie adoptée dans l'acquisition et le traitement des données.

Les résultats expérimentaux valident l'hypothèse 1 (section 1.6) de notre étude : la hauteur H_s des vagues domine la réponse thermique et morphologique du bloc de sol gelé. La Figure 6.1 et la Figure 6.2 indiquent que le coefficient de transfert de chaleur convectif h présente une corrélation positive avec la hauteur significative des vagues H_s ($R^2 = 0,94$) et le taux de creusement (vitesse d'érosion) de la niche thermo-érosive E ($R^2 = 0,70$). Ces observations mettent en évidence les deux facettes de l'érosion thermomécanique du pergélisol côtier. D'une part, l'action mécanique des vagues liée à l'énergie des vagues s'intensifie avec l'augmentation de la hauteur significative des vagues (section 2.3.1), contribuant ainsi à la création des niches thermo-érosives à la base des falaises côtières ; d'autre part, l'augmentation du coefficient de transfert thermique convectif améliore le mélange convectif qui facilite le transfert de chaleur de l'eau relativement chaude vers le bloc de sol gelé (Michalke, 2023).

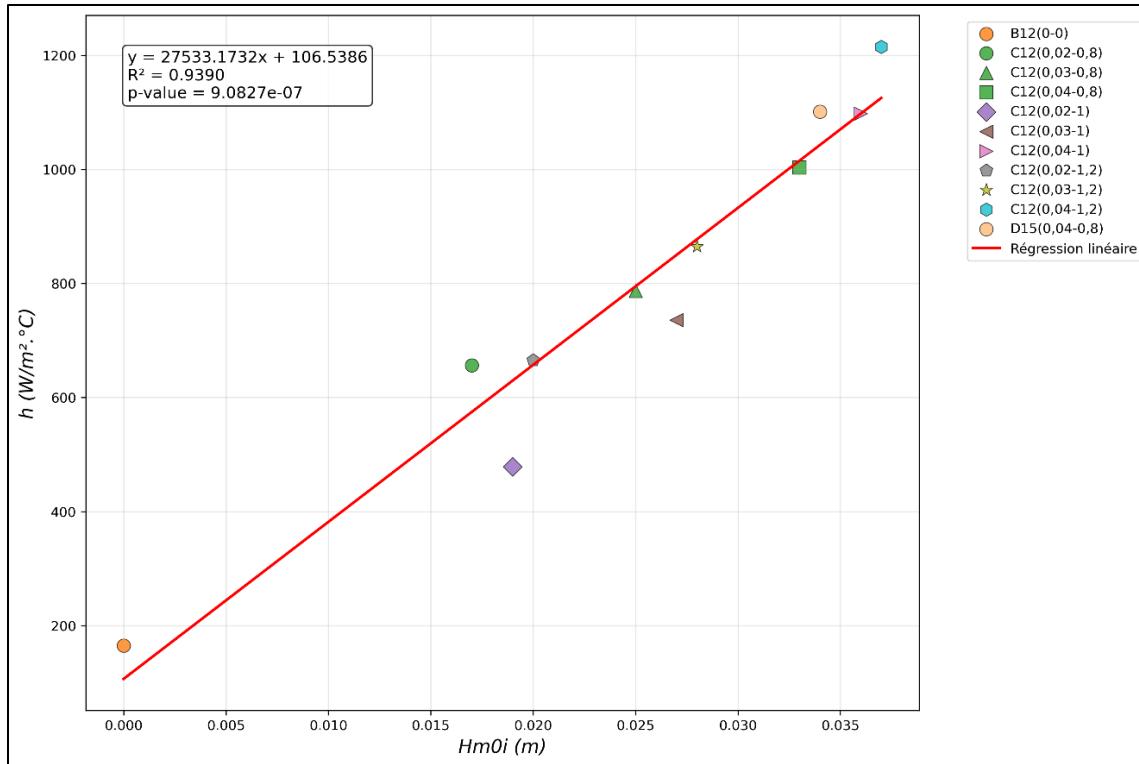


Figure 6.1 : évolution du coefficient de transfert thermique convectif en fonction de la hauteur significative des vagues

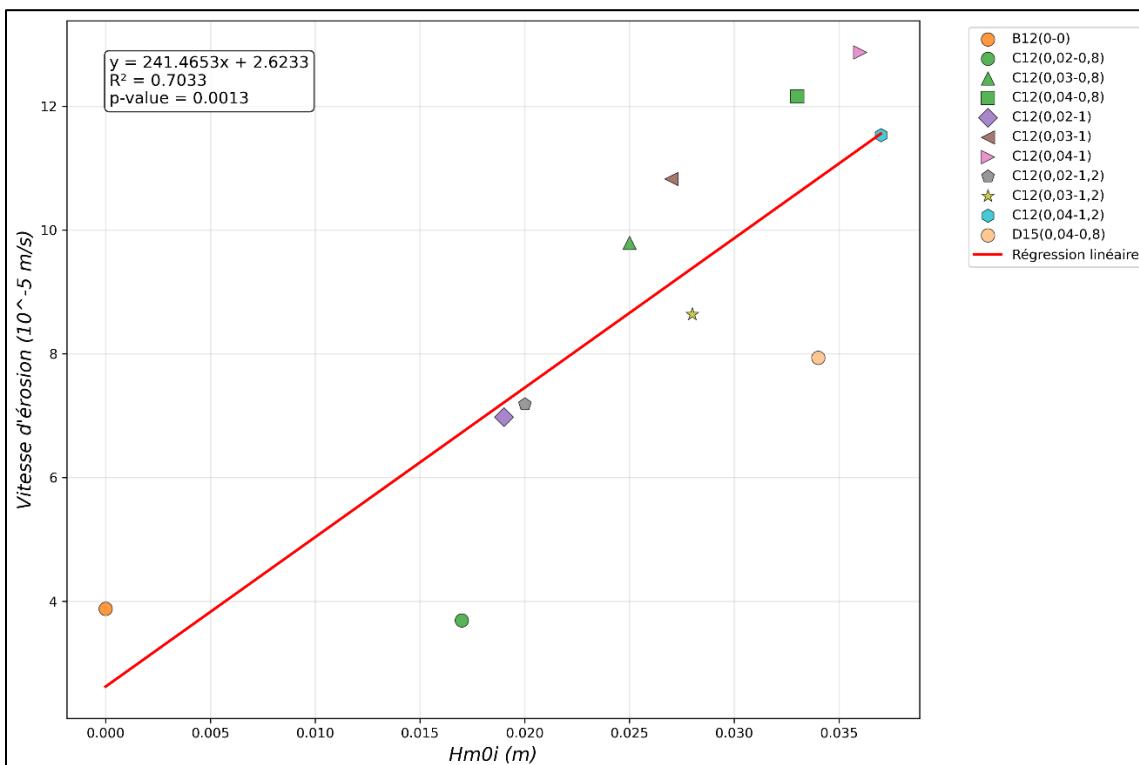


Figure 6.2 : évolution de la vitesse d'érosion en fonction de la hauteur significative des vagues

Ces observations trouvent leur explication dans le terme $h(T_w - T_p)$ décrivant la quantité de chaleur qui pénètre dans le sol gelé (Équation 3.3), où le coefficient de transfert thermique par convection h augmente significativement avec la turbulence causée par les vagues au droit de l'interface eau-bloc (Aguirre-Puente, Costard et Posado-Cano, 1990). De plus, si la hauteur des vagues H_s augmente, une plus grande hauteur du bloc est mouillée (et réchauffée) par les vagues.

L'analyse de la corrélation entre le coefficient de transfert de chaleur convectif h et la période des vagues P_p a montré une influence statistique non significative ($R^2 = 0,0003$ et p-value = 0,96), de même pour la corrélation le taux de creusement de la niche thermo-érosive E et la période des vagues P_p ($R^2 = 0,0163$ et p-value = 0,72). Ainsi, le pouvoir érosif des vagues est lié principalement à l'intensité du forçage hydrodynamique des vagues plutôt que la fréquence d'exposition aux attaques des vagues. Ce constat affiche une cohérence avec les travaux de Barnhart et al. (2014) qui ont montré que 40% de l'érosion annuelle peut survenir durant moins de 5% de la saison libre de glace, mettant en lumière l'aspect épisodique de l'érosion du pergélisol côtier.

La comparaison des résultats des tests C12(0,04-0,8) et D15(0,04-0,8) souligne l'impact de la teneur en glace (15% contre 12%) sur la réponse morphologique du bloc de sol gelé. En effet, l'augmentation de la teneur en eau de 25% a induit une réduction du taux de creusement de la niche thermo-érosive E de 35% (Tableau 4.5). Cette observation valide l'hypothèse 2 (section 1.6) considérée pour la présente étude expérimentale. L'augmentation de la teneur en glace dote le sol gelé d'une résistance thermique initiale qui exige une énergie thermique proportionnellement plus importante pour faire dégeler la matrice de glace contenue dans le sol (section 3.4.2). Cependant, le processus de dégel entraîne une diminution considérable de la résistance au cisaillement ce qui compromet la stabilité des escarpements gelés (Tang et al., 2021; Hughes et al., 2019) et accélère l'érosion côtière du pergélisol. Cette accélération du taux d'érosion n'a pas été remarquée pour le test D15(0,04-0,8) vu la durée limitée de l'expérience. Ces constats paradoxaux mettent en évidence la complexité de l'érosion thermomécanique du pergélisol côtier, où le pergélisol riche en glace présente une résistance thermique initiale qui retarde le processus d'érosion côtière, jusqu'au moment où la glace dégèle, provoquant une dégradation rapide.

Le test témoin A12(0-0) conduit sans présence d'eau dans le canal et avec un gradient thermique air-bloc de 18,83 $\Delta^{\circ}\text{C}$ (Tableau 4.4) a révélé le dégel du bloc de sol gelé par thermo-dénudation (section 1.3.1) sans provoquer de l'érosion. Tandis que le test C12(0,02-0,8) conduit avec un

gradient thermique plus faible eau-bloc de $4,31 \Delta^{\circ}\text{C}$ (Tableau 4.4), mais avec présence de vagues de faibles amplitudes, a produit un taux d'érosion relativement important de $3,69 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$, montrant le rôle complémentaire des facteurs thermiques et mécaniques dans l'érosion côtière du pergélisol.

6.2 Analyse critique des modèles existants par rapport aux données expérimentales

L'analyse comparative des performances prédictives de modèles empiriques existants (section 1.3.3) avec le modèle adimensionnel développé dans le cadre de la présente étude expérimentale (Équation 5.2), suggère que ce dernier offre une meilleure capacité de prédiction dans les conditions testées dans la campagne expérimentale.

En effet, le modèle de Russell-Head (1980) (Équation 1.5) sous-estime systématiquement les processus d'érosion en négligeant les effets abrasifs des vagues dans la formulation générale du modèle, malgré sa formulation conceptuelle simple. La comparaison des taux de creusement de la niche thermo-érosive adimensionnels E^* observés expérimentalement avec les taux prédits par la formulation de Russell-Head (1980) (Figure 6.3) a montré un *MRE* important de -73,3%, indiquant une tendance pour la sous-estimation de la vitesse de l'érosion. Ce résultat reflète l'approche réductrice de ce modèle qui ignore le couplage thermomécanique qui caractérise le processus d'érosion du pergélisol côtier (Barnhart et al., 2014).

Le modèle de Kobayashi (1985), quant à lui, présente une tendance à surestimer excessivement l'érosion avec un *MRE* très élevé de +291%. Bien que ce modèle soit doté d'une base physique solide et complexe en intégrant la géométrie de la pente côtière, la profondeur d'eau, la porosité du sol gelé, la température et la salinité, il sur-prédit les taux d'érosion à court terme et à long terme (Barnhart et al., 2014). La formule de Kobayashi (1985) (Équation 1.3) est inversement proportionnelle à la profondeur de la niche thermo-érosive x_m , ce qui implique qu'elle prédit des vitesses d'érosion plus rapides lorsque x_m est petit pendant les étapes initiales du creusement de la niche à la base des falaises côtières.

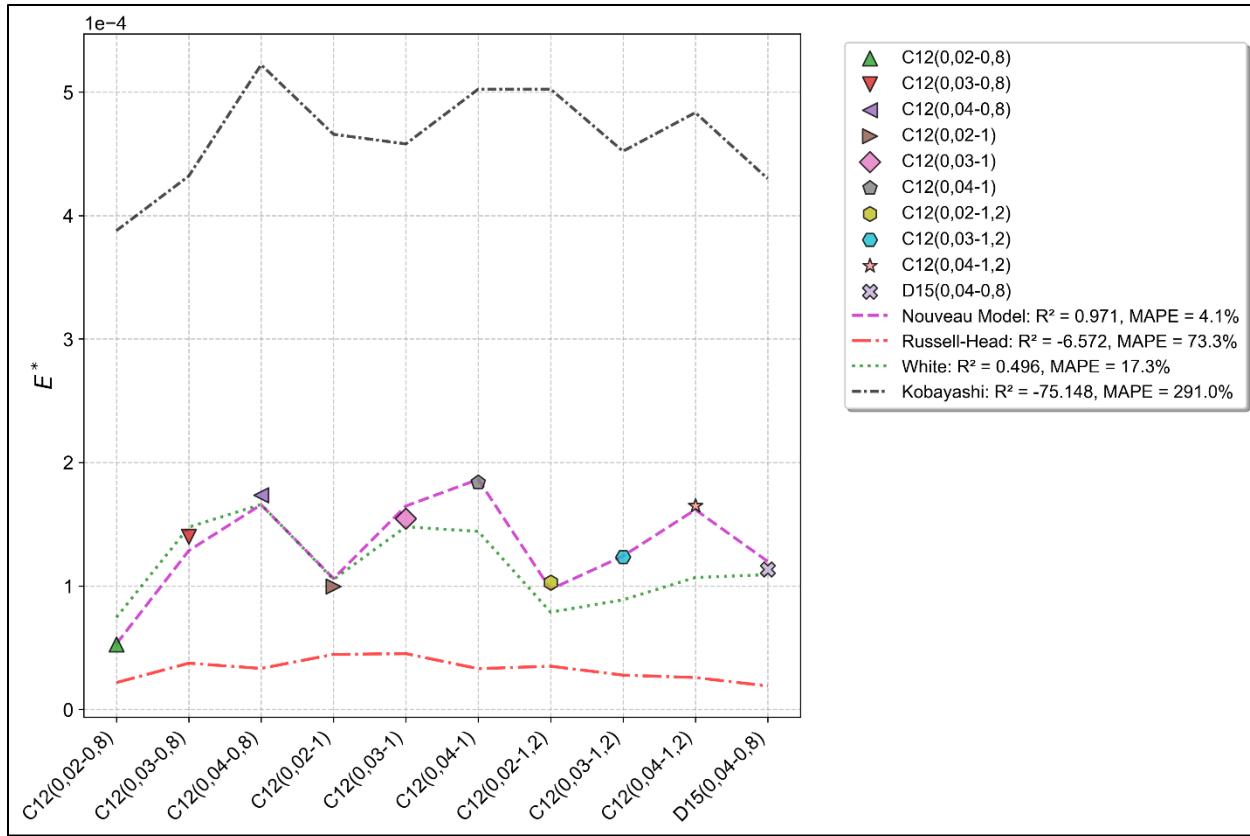


Figure 6.3 : Comparaison des modèles empiriques existants avec le modèle adimensionnel développé dans cette étude

Le modèle de White et al. (1980) affiche une performance supérieure ($MRE = -6.9\%$ et $MAPE = 17.3\%$) aux deux modèles précédents en intégrant les paramètres caractéristiques des vagues, à savoir la hauteur H_s et la période P_p , ainsi que la différence de température entre l'eau et le sol gelé. Cette performance est également soulignée par Barnhart et al. (2014) en comparant les résultats de leur modèle numérique avec la formulation de White et al. (1980). Néanmoins, le modèle néglige les modifications morphologiques du littoral et l'effet à rétroaction de la niche thermo-érosive sur l'hydrodynamique côtière décrit dans la section 4.2.2.

6.3 Apports du nouveau modèle dimensionnel

Le modèle adimensionnel développé dans la présente étude (Équation 5.2) constitue une avancée méthodologique considérable pour la prédiction des premières manifestations (développement de la niche thermo-érosive à la base des falaises côtières gelées) de l'érosion du pergélisol côtier, en intégrant explicitement trois nombres adimensionnels Ste , Fr et Ir . La formulation a prouvé sa performance prédictive supérieure (Figure 5.1) ainsi que sa robustesse

statistique. Les approches adoptées pour valider le modèle développé (section 5.2) démontre sa capacité de généralisation vu la stabilité de ses paramètres.

La prise en compte simultanée des processus thermiques (représentés par le nombre de Stefan *Ste*), dynamiques (représentés par le nombre de Froude *Fr*) et morphologiques (représentés par le nombre d'Iribarren *Ir*) permet au modèle adimensionnel développé de faire de meilleures prédictions que les modèles empiriques existants. Cette combinaison multi-physique incarne la réalité complexe de l'érosion côtière du pergélisol caractérisée par l'entrecroisement non-linéaire des mécanismes thermiques, mécaniques et morphologiques. En effet, les exposants positifs (1,15 pour *Ste* et 1,61 pour *Fr*) montrent que la fonte thermique et l'action abrasive des vagues amplifient l'érosion côtière du pergélisol, soulignant une synergie thermomécanique conjointe et complémentaire. Tandis que l'exposant négatif (-2,47) relatif au *Ir* indique que les vagues longues et moins raides (*Ir* grand) réduisent l'érosion dans le contexte particulier d'une falaise côtière, où les vagues avec une grande longueur d'onde tendent à se réfléchir (section 4.2.2).

La complémentarité entre les nombres adimensionnels impliqués dans le modèle prédictif développé devient apparente en retirant l'un des paramètres du modèle. À titre d'exemple, un ajustement statistique a été réalisé afin d'obtenir un modèle prédictif qui se restreint aux deux nombres *Fr* et *Ir* en négligeant *Ste*, a fait chuter le coefficient de détermination du modèle R^2 à 0,55.

Le modèle adimensionnel développé pourrait servir de pont entre la modélisation expérimentale au laboratoire et le travail sur le terrain. Un type d'application suggérée est d'exploiter le modèle pour mesurer la vitesse de creusement des niches thermo-érosives sur un site où l'érosion côtière du pergélisol est surveillée (imagerie satellitaire, véhicules aériens sans pilote UAV, etc.). Cette application permettra d'évaluer la capacité prédictive du modèle développé dans la présente étude sur une échelle réelle.

6.4 Implications scientifiques et pratiques

Les résultats de cette étude apportent plusieurs contributions scientifiques significatives ouvrant la voie à la mise en place de plans stratégiques pour s'adapter à la nouvelle réalité arctique menacée par l'érosion des littoraux du pergélisol.

Compréhension des principes fondamentaux

Les constats expérimentaux contribuent à la compréhension des principes fondamentaux de l'érosion du pergélisol côtier. La corrélation positive observée entre le coefficient de chaleur

convectif h et la hauteur significative des vagues H_s montre la primauté de l'intensité énergétique des vagues ($E_w \propto H_s^2$) sur la réponse érosionnelle des falaises côtières de pergélisol, surpassant l'effet de la fréquence d'impact des vagues. La puissance instantanée des vagues régit l'efficacité de transfert thermique et la force d'arrachement mécanique, constituant ainsi le vecteur principal de l'érosion thermomécanique du pergélisol côtier. Cette observation s'aligne avec les conclusions des travaux menés par Barnhart et al. (2014) qui ont caractérisé l'érosion thermomécanique du pergélisol côtier comme étant un processus hautement épisodique.

En plus, la présente étude expérimentale a montré l'effet tampon (retardateur) initial de la glace présente dans le pergélisol côtier. La réduction notable de 35% du taux de creusement observée entre les tests C12(0,04-0,8) et D15(0,04-0,8) confirme la présence d'une résistance thermique initiale qui freine, temporairement, la propagation du front de dégel dans le pergélisol. Cependant, la littérature indique que le dégel du pergélisol entraîne une diminution de sa résistance au cisaillement (Tang et al., 2021; Hughes et al., 2019). Ces deux facteurs paradoxaux suggèrent l'existence de seuils critiques au-delà desquels l'érosion peut s'intensifier dramatiquement.

Avancées méthodologiques en modélisation expérimentale

Les méthodologies et les résultats issus de cette étude constituent une avancée méthodologique dans la modélisation de l'érosion côtière du pergélisol dans un environnement de laboratoire. L'analyse dimensionnelle établit que trois nombres adimensionnels caractérisent le processus thermomécanique d'érosion côtière du pergélisol, ce modèle étant développé et validé pour les conditions expérimentales de cette étude où trois paramètres ont été variés : la hauteur des vagues, la période des vagues et la teneur en glace. Cette avancée contribuera à l'optimisation des modèles numériques qui requièrent souvent la calibration des dizaines de paramètres. En plus, le modèle adimensionnel développé ici (Équation 5.2) dépasse les limitations des approches empiriques existantes qui sont « site-spécifiques » ou bien non applicables à l'érosion du pergélisol côtier.

Le montage et le protocole expérimentaux conçus pour cette étude ont réussi à reproduire la manifestation principale de l'érosion côtière du pergélisol observée sur le terrain, à savoir la formation d'une niche thermo-érosive à la base des falaises côtières riches en glace menant à un effondrement des surplombs (Wobus et al., 2011; Barnhart et al., 2014). En outre, le profil morphologique des niches formées pour chacun des tests expérimentaux s'aligne avec le profil idéalisé présenté dans la figure 1 de Kobayashi (1985).

Cette réussite fournit une base méthodologique robuste pour les travaux futurs en modélisation expérimentale de l'érosion du pergélisol côtier :

- le protocole de préparation des échantillons du pergélisol artificiel qui a assuré la reproductibilité au cours de la campagne expérimentale des paramètres géotechniques et thermiques (Tableau 4.1), un élément clé pour isoler l'effet des variables expérimentaux (hauteur des vagues, période des vagues et la teneur en glace) ;
- l'utilisation des plaques réfrigérantes à la base et derrière le bloc de sol gelé afin de simuler un domaine en pergélisol infini fidèle au profil de température idéalisé dans les sols gelés (Figure 2.1) ;
- l'utilisation des parois en plexiglass entourant le bloc de sol gelé durant les tests expérimentaux afin de limiter l'érosion latérale, arrière et basale observée dans les travaux antérieurs de Korte et al. (2020) et Goseberg et al. (2024).

Utilisations dans la modélisation côtière régionale

Le modèle adimensionnel développé dans cette étude, bien qu'actuellement limité à un type spécifique de lithologie (sableuse), ouvre des perspectives prometteuses pour la modélisation côtière arctique à l'échelle régionale. En effet, l'application à l'ensemble de l'Arctique nécessitera préalablement l'extension de l'applicabilité du modèle à différentes lithologies avec des teneurs variables en eau et en matière organique

Une fois ces développements réalisés, le modèle pourrait être intégré dans la modélisation couplée (atmosphérique, océanographique, glaciale et côtière) pour prédire le recul des littoraux arctiques. Cette approche devient impérative dans un contexte critique où les taux de recul moyens des littoraux arctiques augmenteront d'un facteur de 2-3 d'ici 2100, passant de 0.9 ± 0.4 m par an (pour la période entre 1850 et 1950) à 2.6 ± 0.8 m par an (Nielsen et al., 2022).

La modélisation numérique côtière pourrait orienter les stratégies de protection côtière dans l'environnement arctique. Des résultats comme la prédominance des hauteurs des vagues sur la réponse d'érosion des falaises côtières riches en pergélisol devraient orienter l'ingénieur côtier à concevoir des ouvrages de dissipation d'énergie des vagues au droit des côtes arctiques.

En outre, l'effet tampon de la glace présente dans les falaises pergélisolées riches en glace permet de retarder la dégradation des côtes par érosion. Ce constat pourrait ouvrir des perspectives innovantes vers des techniques de refroidissement passif ou hybride des falaises à riche teneur en glace (Wagner, 2014; Wagner et al., 2024).

Implications pour les communautés nordiques

Les données issues de l'instrumentation des côtes arctiques avec des tiges thermiques pour la détermination des profils thermiques dans le pergélisol et des bouées pour enregistrer les paramètres des vagues, permettront de calculer les variations des nombres adimensionnels locaux en temps réel. Ainsi, ces nombres pourront être exploités avec le modèle adimensionnel prédictif, développé au terme de cette étude, avec des modèles d'apprentissage automatique capable de prédire les tempêtes côtières, pour estimer le risque d'érosion instantanément (Simmons et Splinter, 2022). Cette possibilité permettra de développer des systèmes de surveillance et d'alerte pour évacuer les communautés menacées ou bien protéger les infrastructures critiques.

La possibilité de prédire le recul des côtes arctiques constituera un outil puissant d'aide à la décision pour les gestionnaires du territoire afin de déterminer les zones menacées et planifier des interventions visant à protéger le patrimoine collectif des communautés arctiques.

6.5 Limites de l'étude

L'étude expérimentale, malgré son approche innovante, présente quelques limites.

Tout d'abord, les dimensions limitées des blocs de sol gelé, bien qu'adéquats pour reproduire les mécanismes fondamentaux de l'érosion thermomécanique du pergélisol, ne représentent pas l'hétérogénéité qui caractérise les côtes arctiques. En effet, le pergélisol présente des stratifications naturelles liées à l'alternance des couches riches et pauvres en glace et des lentilles de glace avec des variations sédimentaires, ce qui crée des zones de faiblesse préférentielles pouvant altérer la réponse à l'érosion. À titre d'exemple, Hoque et Pollard (2015) ont montré l'effet de la présence de glace sur la création des plans de rupture potentiels pour les falaises côtières gelées. L'absence de rupture de blocs dans la campagne expérimentale, dans nos expériences, pourrait être attribuée à l'homogénéité du bloc de sol gelé. Naturellement, le pergélisol s'étend sur plusieurs dizaines de mètres (Hubberten et Romanovskii, 2001), ce qui constitue un grand réservoir qui permet d'absorber la chaleur et régule la propagation du front de dégel dans le sol. Ainsi, la profondeur limitée des échantillons constitue également une inadéquation significative.

En plus, la durée restreinte des expériences dans le canal (comprise entre 18 et 55 minutes. Tableau 4.5) n'a pas permis d'étudier les processus d'érosion thermomécanique à long terme, notamment la thermo-dénudation. Ainsi, les expériences menées dans l'étude expérimentale ont essentiellement reproduit l'érosion côtière épisodique des falaises de pergélisol dans le cas d'une onde de tempête. Cette limite temporelle peut être également à l'origine de l'absence d'un effondrement gravitaire de surplomb au terme des tests. Ce mode de rupture constitue la suite

logique après le creusement de la niche thermo-érosive à la base des falaises côtières en pergélisol (Barnhart et al., 2014; Hoque et Pollard, 2015). Les cycles répétitifs de gel-dégel ont également un effet fragilisant sur la structure du pergélisol. Ce mécanisme d'affaiblissement à long terme n'a pas été considéré dans l'étude expérimentale.

L'utilisation de l'eau douce dans le canal a négligé l'effet de la salinité de l'eau qui influence la transition de la glace interstitielle du pergélisol salin (Vosoughi, 2023). De même, l'étude s'est concentrée sur un pergélisol sableux qui ne couvre pas l'ensemble des formations de pergélisol présentes dans l'environnement arctique. L'utilisation du sable sans fines dans la présente étude expérimentale se justifie pour deux raisons : d'une part, la présence des particules fines (limons ou argiles) complique le compactage vu leur grande plasticité et de leur sensibilité à l'humidité (Prasanna, Basavaraju et Chaitra, 2020), ce qui représente un défi pour le contrôle précis des paramètres de compactage. D'autre part, l'application d'une loi d'échelle géométrique aux diamètres des grains pour la modélisation expérimentale risque de changer la classe granulométrique du matériau utilisé en passant d'un matériau non cohésif à un matériau cohésif. Cette transition modifie largement le comportement érosif des sédiments avec la présence de la cohésion dans les fines (Hughes, 1993).

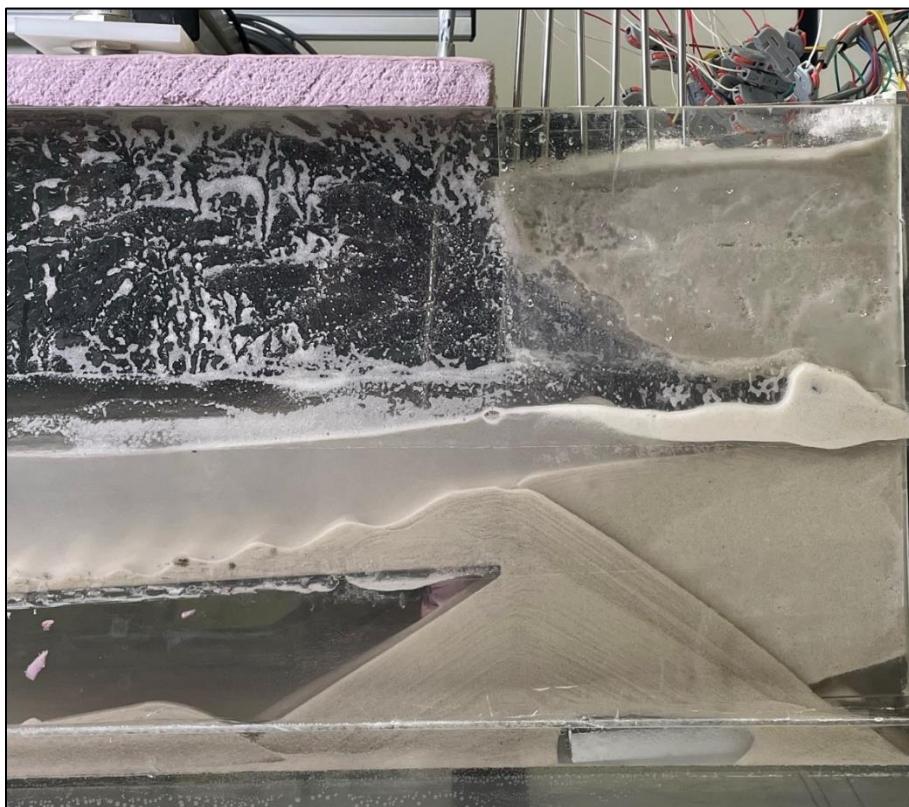


Figure 6.4 : Présence de la mousse causant le faible contraste entre l'eau les sédiments

L'approche adoptée pour le suivi morphologique par analyse manuelle d'images introduit des limitations en termes de précision. Les observations expérimentales ont montré la formation d'une mousse collée sur la paroi latérale du canal qui réduit le contraste entre l'eau contenant des particules en suspension et les limites érodées (Figure 6.4). La formation de la mousse résulte probablement, d'une part, à la présence de la matière organique dans le sable utilisé et, d'autre part, au déferlement des vagues entraînant de l'air et générant des bulles.

La résolution spatiale de 2 cm entre les capteurs de température n'assure pas une finesse suffisante pour le suivi des gradients thermiques. L'utilisation de l'interpolation linéaire entre les capteurs pour suivre l'évolution du front de dégel simplifie le caractère non-linéaire des transferts thermiques dans les médias poreux.

La calibration du nouveau modèle adimensionnel prédictif sur 10 tests réduit la confiance du processus de régression linéaire multiple. L'extrapolation du modèle vers des conditions expérimentales autres que celles testées est fortement recommandée afin de réduire la largeur de l'intervalle de confiance des paramètres du modèle. La non-considération explicite de la nature hétérogène du pergélisol naturel pourrait constituer un défi pour l'application du modèle aux conditions réelles.

L'application du modèle adimensionnel développé (Équation 5.2) aux conditions réelles sur le terrain présente des défis liés à la détermination des paramètres nécessaires au calcul des nombres de Stefan Ste , d'Iribarren Ir et de Froude Fr . Alors que les paramètres hydrodynamiques et géométriques sont accessibles par instrumentation sur le terrain, les propriétés thermo physiques du pergélisol demeurent difficiles à caractériser vu sa nature hétérogène ainsi que la complexité des campagnes d'échantillonnage des carottes du pergélisol en Arctique.

Enfin, il convient de noter que plusieurs paramètres n'ont pas été évalués dans cette étude expérimentale, ce qui limite la portée des conclusions : la profondeur d'eau, la géométrie de la pente, la granulométrie du sol, les propriétés thermiques du sol gelé, ainsi que d'autres facteurs indiqués dans la section 1.7, comme la salinité de l'eau, la teneur en matière organique, etc. Ces paramètres non testés pourront orienter les futures recherches.

7 CONCLUSION

7.1 Conclusions de l'étude

La campagne expérimentale objet de ce mémoire de recherche constitue la première tentative documentée de modélisation expérimentale de l'érosion côtière du pergélisol réalisée au Québec et dans le monde francophone.

Le développement d'un montage expérimental innovant (simulation d'un domaine de pergélisol infini en intégrant des plaques réfrigérantes, et limitation de l'érosion latérale avec l'utilisation des parois minces en plexiglass) ainsi qu'un protocole robuste (reproduction des échantillons de pergélisol artificiel avec des propriétés quasi identiques) a permis de reproduire le processus de l'érosion thermomécanique des falaises côtières en pergélisol décrit par Kobayashi (1985), contribuant ainsi à la compréhension des mécanismes de ce phénomène. L'étude a confirmé la formation d'une encoche thermo-érosive à la base des blocs de pergélisol artificiel qui constitue la première étape du processus érosif menant à un effondrement du surplomb (Wobus et al., 2011; Barnhart et al., 2014; Hoque et Pollard, 2015). La configuration expérimentale (Figure 3.1) s'aligne avec les générations 0, 1 et 2 du cadre de modélisation expérimentale à complexité croissante présenté par Korte et al. (2020).

Les résultats expérimentaux ont confirmé la primauté de la hauteur des vagues dans la réponse d'érosion du pergélisol côtier. L'augmentation de la hauteur des vagues amplifie l'effort mécanique abrasif des vagues et améliore l'efficacité de transfert de chaleur convectif entre l'eau et le pergélisol en augmentant le coefficient de transfert de chaleur convectif. En plus, une forte teneur en glace améliore la résistance thermique du pergélisol en retardant la progression initiale du front de dégel dans le sol. Ainsi, ces observations mettent en évidence la contribution conjointe des forçages mécanique (hydrodynamique) et thermique dans l'érosion du pergélisol côtier.

Le nouveau modèle adimensionnel prédictif développé au terme de l'étude expérimentale comprend trois nombres adimensionnels fondamentaux, à savoir les nombres de Stefan, de Froude et d'Iribarren, qui intègre les processus thermiques, hydrodynamiques et morphologiques de base respectivement. Le modèle a prouvé sa capacité prédictive avec une précision remarquable sur les données expérimentales par rapport aux modèles empiriques existants. Ainsi, il constitue une première pierre angulaire pour des modèles prédictifs plus élaborés.

Certaines limites méthodologiques ont été identifiées lors de la campagne expérimentale, incitant à une appréciation des résultats présentés à la lumière de ces limites. En effet, les dimensions

géométriques réduites ainsi que l'homogénéité des blocs de sol gelé confectionnés simplifie la nature stratigraphique et l'organisation des cryostructures du pergélisol naturel qui pourraient altérer sa réponse d'érosion. En plus, l'absence de salinité dans l'eau de canal a négligé l'effet de la concentration en sel sur la température de fusion et ses implications sur la dynamique thermique à l'interface pergélisol-eau. La durée limitée des tests a réduit la portée de l'étude sur l'évaluation de l'érosion épisodique causée par des évènements extrêmes comme les ondes de tempête. Enfin, la formation d'une mousse sur la paroi latérale du canal pour quelques tests a généré certaines incertitudes concernant la délimitation manuelle des contours d'érosion.

Ces limites n'infirment pas les résultats obtenus ; elles précisent le domaine de validité des conclusions établies et définissent des axes d'amélioration pour les travaux futurs.

7.2 Perspectives pour la recherche future

L'étude objet de ce mémoire s'inscrit dans le cadre des efforts déployés par la communauté scientifique pour enrichir la compréhension collective des mécanismes de l'érosion du pergélisol côtier et améliorer les performances des modèles climatiques prédictifs. La modélisation expérimentale de ce phénomène demeure une étape clé dans ce processus. Ainsi, l'évolution vers des modèles à complexité croissante, tel que spécifié par Korte et al. (2020) devrait guider les travaux futurs.

1. La complexification des échantillons de pergélisol artificiel s'impose comme une priorité. L'intégration des stratifications sédimentaires avec de la glace massive pourrait simuler plus fidèlement le comportement du pergélisol naturel. En plus, l'adaptation de l'échelle des expériences (en augmentant l'échelle géométrique du montage expérimental pour se rapprocher des conditions naturelles) pourrait conduire à observer l'effondrement de blocs qui constitue la suite théorique du creusement de la niche thermo-érosive et à évaluer son effet protecteur.
2. L'extension des conditions hydrodynamiques, en testant une large gamme de hauteurs et de périodes pour les vagues et en introduisant des conditions de marées et des spectres multidirectionnels, permettra d'évaluer l'effet des fluctuations hydrodynamiques saisonnières.
3. L'introduction de l'effet de salinité permettra d'examiner son effet sur le transfert de chaleur à l'interface eau-pergélisol.
4. Un contrôle thermique avancé dans des chambres environnementales (froides) permettra d'évaluer les effets des cycles saisonniers sur l'érosion du pergélisol côtier à long terme.

5. L'observation des échantillons érodés avec des techniques de micro-tomodensitométrie semblera utile afin de capturer les effets de la fonte de la glace sur le pergélisol côtier.
6. Le développement d'un outil numérique par apprentissage automatique et l'amélioration du contraste dans le canal en introduisant un traceur colorant contribuera à une meilleure analyse morphologique surtout pour quantifier le volume érodé.
7. La validation des études expérimentales en laboratoire par des modèles de mécanique des fluides numériques (CFD) couplés avec des modèles thermiques, élargira la flexibilité de l'étude pour couvrir différents environnements arctiques. Cette approche constitue le premier pas vers le développement d'outils prédictifs d'aide à la décision pouvant guider les efforts de valorisation du patrimoine collectif arctique.

7.3 Disponibilité des données

Les données brutes des essais d'érosion du pergélisol côtier en laboratoire (Ben Said, 2025) sont accessibles publiquement dans la collection du professeur Jacob Stolle de l'INRS sur la plateforme Borealis du Dataverse canadien pour le stockage numérique de données de recherche : <https://borealisdata.ca/dataset.xhtml?persistentId=doi:10.5683/SP3/TLYCQU>.

La bibliothèque Python développée pour le traitement de l'ensemble des données expérimentales est disponible en libre accès dans le dépôt Git « permafrost-erosion » de l'équipe Lab MARÉE sur GitHub : [Lab-MAREE/permafrost-erosion: Processing hydrodynamic and thermal data from permafrost coastal erosion physical modeling](https://github.com/Lab-MAREE/permafrost-erosion).

8 BIBLIOGRAPHIE

- AGUIRRE-PUENTE J., COSTARD F., POSADO-CANO R., 1990. Contribution to the Study of Thermal Erosion on Mars, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1, p. 57.
- ALLARD M., L'HERAULT E., CARBONNEAU A.-S., MATHON-DUFOUR V., 2023. Facing the challenge of permafrost thaw in Nunavik communities: innovative integrated methodology, lessons learnt and recommendations to stakeholders., *Arctic science*.
- ANDERSLAND O.B., LADANYI B., 2003. *Frozen Ground Engineering*, Wiley.
- ANDERSLAND O.B., ANDERSON D.M., 1978. *Geotechnical engineering for cold regions*, New York, McGraw-Hill New York.
- ARE F., 1988. Thermal abrasion of sea coasts (Part II), *Polar Geography*, 12, p. 87-87.
- BARNHART K., ANDERSON R., OVEREEM I., WOBUS C., CLOW G., URBAN F., 2014. Modeling erosion of ice-rich permafrost bluffs along the Alaskan Beaufort Sea coast, *Journal of Geophysical Research*, 119.
- BATTJES J.A., 1974. SURF SIMILARITY, *Coastal Engineering Proceedings*, 1, 14, p. 26.
- BEN SAID H., 2025. Données brutes des essais d'érosion du pergélisol côtier en laboratoire,.
- BULL D.L., BRISTOL E.M., BROWN E., CHOENS R.C., CONNOLLY C.T., FLANARY C., FREDERICK J.M., JONES B.M., JONES C.A., WARD JONES M., MCCLELLAND J.W., MOTA A., TEZAUR I.K., 2020. Arctic Coastal Erosion: Modeling and Experimentation, United States.
- CALMELS F., ALLARD M., 2004. Ice segregation and gas distribution in permafrost using tomodensitometric analysis, *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 4, p. 367-378.
- CHANSON H., 2004. 2 - Fundamentals of open channel flows, dans CHANSON H. (dir.), *Environmental Hydraulics of Open Channel Flows*, Oxford, Butterworth-Heinemann, p. 11-34.
- CLAVERO M., FOLGUERAS P., DIAZ-CARRASCO P., ORTEGA-SANCHEZ M., LOSADA M.A., 2018. A similarity parameter for breakwaters: the modified iribarren number, 36, p. 28.
- COSTARD F., DUPEYRAT L., GAUTIER E., CAREY-GAILHARDIS E., 2003. Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank: Application to the Lena River (Central Siberia), *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, p. 1349-1359.

CÔTÉ J., KONRAD J.-M., 2005a. Thermal conductivity of base-course materials, *Canadian Geotechnical Journal*, 42, p. 61-78.

CÔTÉ J., KONRAD J.-M., 2005b. A generalized thermal conductivity model for soils and construction materials, *Canadian Geotechnical Journal*, 42, 2, p. 443-458.

COUTURE N.J., IRRGANG A., POLLARD W., LANTUIT H., FRITZ M., 2018. Coastal Erosion of Permafrost Soils Along the Yukon Coastal Plain and Fluxes of Organic Carbon to the Canadian Beaufort Sea, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 123, 2, p. 406-422.

CUNLIFFE A.M., CUNLIFFE A.M., TANSKI G., TANSKI G., RADOSAVLJEVIC B., PALMER W.F., SACHS T., LANTUIT H., KERBY J.T., MYERS-SMITH I.H., 2019. Rapid retreat of permafrost coastline observed with aerial drone photogrammetry, *The Cryosphere*, 13, 5, p. 1513-1528.

DUNN P.K., SMYTH G.K., 2018. Chapter 8: Generalized Linear Models: Diagnostics, dans Springer, New York, NY, p. 297-331.

DUPEYRAT L., COSTARD F., RANDRIAMAZAORO R., GAILHARDIS E., GAUTIER E., FEDOROV A., 2011. Effects of Ice Content on the Thermal Erosion of Permafrost: Implications for Coastal and Fluvial Erosion, *Permafrost and Periglacial Processes*, 22, p. 179-187.

GATTO L.W., 1995. Soil freeze-thaw effects on bank erodibility and stability,.

GIBBS A.E., RICHMOND B.M., 2015. National assessment of shoreline change: historical change along the north coast of Alaska, U.S.-Canadian border to Icy Cape, Report, *Open-File Report*, 2015-1048, Reston, VA.

GODA Y., 2010. *Random Seas and Design of Maritime Structures*.

GODA YOSHIMI, SUZUKI YASUMASA, 2015. Estimation of Incident and Reflected Waves in Random Wave Experiments, dans *Coastal Engineering 1976*, (Proceedings), p. 828-845.

GOSEBERG N., MICHALKE N., GIMSA J., SCHÜRENKAMP D., KRUSE R., JÄNICKE R., LANTUIT H., 2024. Arctic Coastline Erosion: Novel Experimental Avenues Help Understand Its Response To A Changing Climate, *CoastLab 2024: Physical Modelling in Coastal Engineering and Science*.

GÜNTHER F., OVERDUIN P.P., SANDAKOV A.V., GROSSE G., GRIGORIEV M.N., 2013. Short- and long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region, *Biogeosciences*, 10, 6, p. 4297-4318.

HARRIS S., FRENCH H., HEGINBOTTOM J., JOHNSTON G., LADANYI B., SEGO D., EVERDINGEN R., 1988. Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms,.

- HASSELMANN K., BARNETT T., BOUWS E., CARLSON H., CARTWRIGHT D., ENKE K., EWING J., GIENAPP H., HASSELMANN D., KRUSEMAN P., MEERBURG A., MULLER P., OLBERS D., RICHTER K., SELL W., WALDEN H., 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP), *Deut. Hydrogr. Z.*, 8, p. 1-95.
- HOQUE M., POLLARD W., 2015. Stability of Permafrost Dominated Coastal Cliffs in the Arctic, *Polar Science*, 10.
- HORAI K., 1971. Thermal conductivity of rock-forming minerals, *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 76, 5, p. 1278-1308.
- HUBBERTEN H.-W., ROMANOVSKII N.N., 2001. Terrestrial and Offshore Permafrost Evolution of the Laptev Sea Region During the Last Pleistocene-Holocene Glacial-Eustatic Cycle, dans Springer, Dordrecht, p. 43-60.
- HUGHES P., MARGRAVE-JONES S., HUANG C., DOBSON K., TOLL D.G., STIRLING R., GLENDINNING S., 2019. Laboratory Assessment of the Impact of Freeze-Thaw-Cycling on Sandy-Clay Soil,.
- HUGHES S.A., 1993. *Physical models and laboratory techniques in coastal engineering*, Singapore, World Scientific (Advanced series on ocean engineering; v. 7).
- IRRGANG A.M., LANTUIT H., GORDON R.R., PISKOR A., MANSON G.K., 2019. Impacts of past and future coastal changes on the Yukon coast — threats for cultural sites, infrastructure, and travel routes, *Arctic Science*, 5, 2, p. 107-126.
- ISLAM M., LUBBAD R., 2022. A Process-Based Model for Arctic Coastal Erosion Driven by Thermodenudation and Thermoabrasion Combined and including Nearshore Morphodynamics, *Journal of Marine Science and Engineering*, 10, p. 1602.
- JOHANSEN O., 1977. Thermal Conductivity of Soils, p. 322.
- JONES B.M., IRRGANG A.M., FARQUHARSON L.M., LANTUIT H., WHALEN D., OGORODOV S., GRIGORIEV M., TWEEDIE C., GIBBS A.E., STRZELECKI M.C., BARANSKAYA A., BELOVA N., SINITSYN A., KROON A., MASLAKOV A., VIEIRA G., GROSSE G., OVERDUIN P., NITZE I., MAIO C., OVERBECK J., BENDIXEN M., ZAGÓRSKI P., ROMANOVSKY V.E., 2020. Arctic Report Card 2020: Coastal Permafrost Erosion UNITED STATES. NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. OFFICE OF OCEANIC AND ATMOSPHERIC RESEARCH (dir.),.
- KOBAYASHI, AKTAN, 1986a. Thermoerosion of Frozen Sediment Under Wave Action, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 112, 1, p. 140-158.

- KOBAYASHI N., VIDRINE J.C., NAIRN R., SOLOMAN S.M., 1999. Erosion of frozen cliffs due to storm surge on Beaufort Sea coast, *Journal of Coastal Research*, 15, p. 332-344.
- KOBAYASHI N., 1985. Formation of thermoerosional niches into frozen bluffs due to storm surges on the Beaufort Sea Coast, *Journal of Geophysical Research*, 901, p. 11983-11988.
- KOBAYASHI N., AKTAN D., 1986b. Thermoerosion of frozen sediment under wave action, *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering*, 112, 1, p. 140-158.
- KORTE S., 2019. *Erosion of Coastal Permafrost Soils by Laboratory Means: Challenges and Potentials*, Thèse de doctorat, Braunschweig.
- KORTE S., KAHL R., STOLLE J., GOSEBERG N., 2020. Physical Modelling of Arctic Coastlines—Progress and Limitations, *Water*, 12, p. 2254.
- KUNEŠ J., 2012. 5 - Thermomechanics, dans KUNEŠ J. (dir.), *Dimensionless Physical Quantities in Science and Engineering*, Oxford, Elsevier, p. 173-283.
- LANTUIT H., OVERDUIN P., COUTURE N., WETTERICH S., ARÉ F., ATKINSON D., BROWN J., CHERKASHOV G., DROZDOV D., FORBES D., GAYLORD A., GRIGORIEV M., HUBBERTEN H.-W., JORDAN J., JORGENSON T., ØDEGÅRD R., OGORODOV S., POLLARD W., RACHOLD V., ALEXANDER V., 2012. The Arctic Coastal Dynamics Database: A New Classification Scheme and Statistics on Arctic Permafrost Coastlines, *Estuaries and Coasts*, 35, p. 383-400.
- LANTUIT H., OVERDUIN P., COUTURE N., WETTERICH S., FÉLIX E., ATKINSON D., BROWN J., CHERKASHOV G., DROZDOV D., FORBES D., GAYLORD A., GRIGORIEV M., HUBBERTEN H.-W., JORDAN J., JORGENSON T., ØDEGÅRD R., OGORODOV S., POLLARD W., RACHOLD V., ALEXANDER V., 2012. The Arctic Coastal Dynamics Database: A New Classification Scheme and Statistics on Arctic Permafrost Coastlines, *Estuaries and Coasts*, 35, p. 383-400.
- LANTUIT H., OVERDUIN P.P., 2010. Where, how fast, and why Arctic permafrost coasts undergo coastal erosion?, 3, p. 186.
- McCUTCHAN A., JOHNSON B., 2022. Laboratory Experiments on Ice Melting: A Need for Understanding Dynamics at the Ice-Water Interface, *Journal of Marine Science and Engineering*, 10.
- MICHALKE, 2023. *Experimental Investigations on Coastal Permafrost Erosion*, Thèse de doctorat, Technische Universität Braunschweig, 136 p.

MONTGOMERY D.C., RUNGER G.C., 2010. *Applied Statistics and Probability for Engineers*, John Wiley & Sons.

NIELSEN D.M., PIEPER P., BARKHORDARIAN A., OVERDUIN P., ILYINA T., BROVKIN V., BAEHR J., DOBRYNIN M., 2022. Increase in Arctic coastal erosion and its sensitivity to warming in the twenty-first century, *Nature Climate Change*, 12, 3, p. 263-270.

OBU J., LANTUIT H., GROSSE G., GÜNTHER F., SACHS T., HELM V., FRITZ M., 2017. Coastal erosion and mass wasting along the Canadian Beaufort Sea based on annual airborne LiDAR elevation data, *Permafrost and periglacial research from coasts to mountains*, 293, p. 331-346.

OSADCHIEV A., ADAMOVSKAYA P., MYSLENKOV S., DUDAREV O.V., SEMILETOV I., 2023. Satellite-Based Evaluation of Submarine Permafrost Erosion at Shallow Offshore Areas in the Laptev Sea, *Remote sensing*.

OVEREEM I., ANDERSON R.S., WOBUS C., CLOW G.D., URBAN F.E., MATELL N., 2011. Sea ice loss enhances wave action at the Arctic coast, *Geophysical Research Letters*, 38, 17.

P. WELCH, 1967. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms, *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*, 15, 2, p. 70-73.

PRASANNA H.S., BASAVARAJU, CHAITRA A.R., 2020. Characterization of Compacted Fine-Grained Soils LATHA GALI M., P. R.R. (dirs.), *Geotechnical Characterization and Modelling*, p. 1-19.

RADOSAVLJEVIC B., LANTUIT H., POLLARD W.H., OVERDUIN P., COUTURE N., SACHS T., HELM V., FRITZ M., 2016. Threats to Coastal Infrastructure from Erosion and Flooding: A Case Study from Herschel Island, Yukon Territory, Canada,.

RANDRIAMAZAORO R., DUPEYRAT L., COSTARD F., GAILHARDIS E., 2007. Fluvial thermal erosion: Heat balance integral method, *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, p. 1828-1840.

REEVE D., CHADWICK A., FLEMING C., 2004. *Coastal Engineering - Processes, Theory and Design Practice*.

RUSSELL-HEAD D.S., 1980. The melting of free-drifting icebergs, *Annals of glaciology*, 1, p. 119-122.

SHAPIRO S.S., WILK M.B., 1965. An Analysis of Variance Test for Normality (Complete Samples), *Biometrika*, 52, 3/4, p. 591-611.

SIMMONS J.A., SPLINTER K.D., 2022. A multi-model ensemble approach to coastal storm erosion prediction, *Environmental Modelling and Software*, 150, p. 105356.

SINITSYN A., DEPINA I., BEKELE Y., CHRISTENSEN S., OOSTERHOUT D., 2020. *Development of coastal infrastructure in cold climate. Summary Guideline. SFI SAMCoT report*.

TABACHNICK B.G., FIDELL L.S., 2018. *Using Multivariate Statistics*, Pearson (Always learning).

TANG L., DU Y., LIU L., JIN L., YANG L., YU Y., 2021. Experimental study of the frozen soil–structure interface shear strength deterioration mechanism during thawing, *Arabian Journal of Geosciences*, 14, 23, p. 1-11.

TSYTOVICH N.A., 1975. *The Mechanics of Frozen Ground*, Scripta Book Company.

VEHTARI A., GELMAN A., GABRY J., 2015. Practical Bayesian model evaluation using leave-one-out cross-validation and WAIC, *arXiv: Computation*.

VOSOUGHI E., 2023. *Caractérisation géophysique du dégel d'échantillons de permafrost*, Doctorat en sciences de la terre, Québec, Canada, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, 138 p.

WAGNER A., 2014. *Review of Thermosyphon Applications*.

WAGNER ANNA M., MAAKESTAD JON B., YARMAK EDWARD, DOUGLAS THOMAS A., 2024. Off-Grid Solar Powered Ground Cooling System, *Journal of Cold Regions Engineering*, 38, 1, p. 06023002.

WHITE F.M., SPAULDING M.L., GOMINHO L., 1980. Theoretical estimates of the various mechanisms involved in iceberg deterioration in the open ocean environment, National Technical Information Service.

WOBUS C., ANDERSON R., OVEREEM I., MATELL N., CLOW G., URBAN F., 2011. Thermal Erosion of a Permafrost Coastline: Improving Process-Based Models Using Time-Lapse Photography, *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 43, p. 474-484.

WOBUS C., ANDERSON ,ROBERT, OVEREEM ,IRINA, MATELL ,NORA, CLOW ,GARY, URBAN F. AND, 2011. Thermal Erosion of a Permafrost Coastline: Improving Process-Based Models Using Time-Lapse Photography, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 43, 3, p. 474-484.

WRIGHT S., 1921. Correlation and causation, *Journal of agricultural research*, 20, 7, p. 557.

YOUNG A.P., GUZA R.T., O'REILLY W.C., BURVINGT O., FLICK R.E., 2016. Observations of coastal cliff base waves, sand levels, and cliff top shaking, *Earth Surface Processes and Landforms*, 41, 11, p. 1564-1573.

ZELT J.A., SKJELBREIA J., 1992. Estimating Incident and Reflected Wave Fields Using an Arbitrary Number of Wave Gauges,.