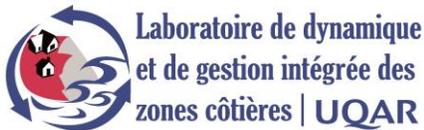




Impacts des changements climatiques sur l'érosion des falaises de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent

Rapport de recherche remis
au ministère de la Sécurité publique du Québec
et au consortium Ouranos

Sous la direction de
Pascal Bernatchez, Ph.D.
Chaire de recherche en
géoscience côtière



Mai 2014



Les résultats et opinions exprimés dans ce rapport n’engagent que la responsabilité de leurs auteurs et ne reflètent pas nécessairement les positions du gouvernement du Québec et du consortium Ouranos, ni de leurs membres.

Équipe de réalisation

Coordination

Pascal Bernatchez	Géomorphologue, Ph.D., Professeur-chercheur au Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières (LDGIZC) et titulaire de la chaire en géoscience côtière de l’Université du Québec à Rimouski (UQAR)
-------------------	--

Analyse, recherche et rédaction

Pascal Bernatchez	Géomorphologue, Ph.D., professeur-chercheur, Chaire de recherche en géoscience côtière, LDGIZC de l’UQAR
-------------------	--

Geneviève Boucher-Brossard	Géomorphologue, M.Sc., professionnelle de recherche, Chaire de recherche en géoscience côtière, LDGIZC de l’UQAR
----------------------------	--

Maude Corriveau	Géomorphologue, M.Sc., professionnelle de recherche, Chaire de recherche en géoscience côtière, LDGIZC de l’UQAR
-----------------	--

Yvon Jolivet	Microclimatologue, M.Sc., professionnel de recherche, Chaire de recherche en géoscience côtière, LDGIZC de l’UQAR
--------------	---

Instrumentation et terrain

Pascal Bernatchez	Géomorphologue, Ph.D.
Louis Cormier	Géographe, B.Sc.
Maude Corriveau	Géomorphologue, M.Sc.
David Didier	Géomorphologue, M.Sc.
Véronique Fournier	Géologue, M.Sc.
Christian Fraser	Géomorphologue, M.Sc.
Jérémy Guay-Chénard	Géographe, B.Sc.
Yvon Jolivet	Microclimatologue, M.Sc.
David Lacombe	Géographe, B.Sc.
Tarik Toubal	Chimiste, M.Sc.
Stéphanie Van-Wierts	Géomorphologue, M.Sc.

Photographies de la page couverture

Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, UQAR

Référence complète :

Bernatchez, P., Boucher-Brossard, G., Corriveau, M. et Jolivet, Y. 2014. *Impacts des changements climatiques sur l'érosion des falaises de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent*, Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au ministère de la sécurité publique du Québec et au consortium Ouranos, 166 pages.

Remerciements

L'équipe de réalisation tient à souligner la contribution financière du gouvernement du Québec notamment le ministère de la Sécurité publique du Québec à partir du Cadre de prévention des principaux risques naturels ainsi que le Plan d'action sur les changements climatiques 2006-2012 du gouvernement du Québec, action 21 ainsi que le consortium Ouranos.

Nous tenons à remercier Patrick Grenier, spécialiste en scénarios climatiques, et Jean-Pierre Savard, tous deux du consortium Ouranos, pour leur entière collaboration, les discussions enrichissantes et leur contribution pour les données de scénarios climatiques. Aussi, des remerciements sincères à Guillaume Marie, Adrien Lambert et Jordan McManus pour leur aide technique, leurs conseils et les discussions.

L'équipe désire remercier, Marie-Noëlle Juneau, Jean-Charles Fleurant, Étienne Bachand, Michel Grégoire, Chantal Quintin, Benoît Vigneault, Yves Blanchard, Susan Drejza et Steeve Dugas pour leur précieuse collaboration sur le terrain.

Nous désirons aussi remercier Raoul Bernatchez et Danielle Banville pour l'accueil chaleureux lors des terrains sur la Côte-Nord. Du côté de la Gaspésie, nous adressons nos remerciements à Raymond Lalonde pour nous avoir gracieusement offert le gîte à Cap-d'Espoir lors des campagnes de terrain ainsi qu'à Parcs Canada, notamment Daniel Sigouin et Mathieu Côté du Parc national du Canada Forillon pour l'hébergement à Gaspé.



Synthèse

La réalisation de ce projet de suivi haute résolution de l'érosion côtière à partir de caméras, de tiges thermiques ATEPS et de données météorologiques a permis de mieux connaître la dynamique et le régime thermique de falaises meubles et rocheuses situées le long de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent.

Pour atteindre les objectifs de quantification saisonnière de l'érosion côtière tout en étant capable de refléter la variabilité spatiale et interannuelle dans un contexte de changements climatiques, il a été nécessaire d'élaborer un nouveau découpage annuel des conditions climatiques. Celui-ci est basé, non pas sur les saisons trimestrielles souvent utilisées, mais sur les températures de l'air. Cette approche a permis de définir six régimes thermiques sous lesquels les conditions environnementales et les conditions de gel diffèrent et au sein desquels s'inscrivent la dynamique des falaises et les processus d'érosion responsables de leur évolution. Aussi, la sensibilité particulière des falaises meubles à fort contenu en silt et en argile, qui s'érodent lors du dégel, a nécessité l'adaptation de l'équation de l'onde de gel de Berggren afin d'obtenir des projections futures qui tiennent compte de cette particularité. Enfin, le modèle original CST-1 a été développé, à partir de mesures réalisées sur le site de Penouille, afin de reproduire puis de projeter l'évolution du nombre de cycle de gel et de dégel de surface des falaises en fonction de leurs caractéristiques physiques et de leur exposition au rayonnement solaire.

Les résultats obtenus sur les falaises meubles de Ragueneau et de Rivière Saint-Jean de même que sur les falaises d'argilite des îles-de-la-Madeleine indiquent que la part relative des événements d'érosion attribuable aux agents hydrodynamiques n'a compté que pour 4 % à tout au plus 27 %. Actuellement, les modèles sur les impacts des changements climatiques sur la vitesse de recul des falaises intègrent principalement la hausse du niveau marin et l'augmentation de la fréquence des tempêtes. Toutefois, nos résultats supportent la nécessité d'intégrer d'autres paramètres climatiques en raison de la part importante des événements d'érosion qu'ils ont pu générer et des modifications significatives qu'ils sont susceptibles de subir. Les processus cryogéniques occasionnent une part significative des événements d'érosion observés, soit entre 43 % et 73 % sur les falaises exposées au sud. Sur les falaises exposées au nord, ils ne comptaient plus que pour 31 %. Le nombre de cycles de gel et de dégel de surface des falaises exposées au sud projeté sur l'horizon 2080 est prévu à la baisse ce qui signifie, d'une part, que la proportion des événements d'érosion attribuables aux cycles de gel et de dégel sera à la baisse et d'autre part, que l'écart entre les dynamiques des falaises de même lithologie exposées au nord et au sud sera de moins en moins important. Les résultats obtenus dans les falaises meubles à fort contenu en argile et en silt indiquent que l'épaisseur maximale de sédiments affectés par l'onde de gel correspond aux taux minimums de recul mesurés puisqu'en dégelant, les sédiments sont assurément érodés par glissements, coulées boueuses, micro-gélifraction et coulées pelliculaires. Sur l'horizon 2080, on prévoit une diminution qui pourrait varier de 3 à 66 centimètres, ce qui dans le cas le plus optimiste ramène l'érosion à près de

0,8 m (Ragueneau) ou à près de 1,0 mètre (Rivière Saint-Jean). Dans les falaises rocheuses à fort contenu en silt et en argile (Îles-de-la-Madeleine) l'altération par le gel et de dégel à laquelle elles sont aussi sensibles, sera de moins en moins importante à mesure que l'onde de gel diminue avec la hausse des températures de l'air anticipée. Ainsi, les modifications climatiques attendues entraîneront une modification significative de la dynamique des falaises meubles de silt et d'argile et d'argilite. Les processus et les vitesses d'érosion mesurés depuis 1996 constituent tout de même un analogue intéressant pour évaluer le recul futur des falaises du moins pour les prochaines décennies. Une connaissance accrue des autres paramètres influençant l'évolution de ces falaises, soit la pluie et l'hydrogéologie, mériterait d'être acquise afin de déterminer si l'on doit s'attendre à ce que la baisse d'activité érosive liée au gel soit remplacée par d'autres processus d'érosion, et si le taux de recul annuel des falaises devrait être à la baisse, maintenu ou à la hausse dans un contexte de changements climatiques.

Table des matières

ÉQUIPE DE RÉALISATION	I
REMERCIEMENTS	III
SYNTHÈSE	IV
TABLE DES MATIÈRES	VI
LISTE DES FIGURES	IX
LISTE DES TABLEAUX	XIII
1. PROBLÉMATIQUE	1
2. OBJECTIFS	4
3. ORGANISATION DU RAPPORT	4
4. MÉTHODOLOGIE	5
4.1. INSTRUMENTATION POUR LE SUIVI HAUTE RÉOLUTION DES FALAISES DES SITES D'ÉTUDES.....	5
4.1.1. <i>Caméras côtières</i>	5
4.1.2. <i>Tiges ATEPS</i>	14
4.1.3. <i>Visite de terrain</i>	19
4.2. DONNÉES CLIMATIQUES ET DE NIVEAUX D'EAU	19
4.2.1. <i>Stations météorologiques et pyranomètres</i>	19
4.2.2. <i>Marégraphes</i>	21
4.3. CONSTITUTION D'UNE BASE DE DONNÉES À PARTIR DES OBSERVATIONS PAR CAMÉRA	22
4.4. MESURES DES TAUX D'ÉROSION	22
4.4.1. <i>Réseau de suivi de l'érosion côtière</i>	22
4.4.2. <i>Évolution historique</i>	23
4.5. SCÉNARIOS CLIMATIQUES UTILISÉS	24
5. DÉVELOPPEMENT DES CONCEPTS ET DES MODÈLES	27
5.1. ÉLABORATION DE PÉRIODES D'HOMOGENÉITÉ CLIMATIQUE SUR UNE BASE ANNUELLE	27
5.1.1. <i>Mise en contexte</i>	27
5.1.2. <i>Définitions des régimes thermiques des températures de l'air</i>	27
5.2. ADAPTATION DES ÉQUATIONS DE L'ONDE DE GEL À LA DYNAMIQUE DES FRONTS MOBILES DES FALAISES À FORT CONTENU DE SILT ET D'ARGILE.....	30
5.2.1. <i>Mise en contexte</i>	30
5.2.2. <i>Approche</i>	31
5.2.3. <i>Le modèle</i>	31
5.2.4. <i>Démonstration</i>	32
5.3. DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE POUR QUANTIFIER LES CYCLES DE GEL ET DE DÉGEL À LA SURFACE DES FALAISES .	38
5.3.1. <i>Mise en contexte</i>	38
5.3.2. <i>Site d'acquisition des températures de surface : secteur de Penouille</i>	39
5.3.3. <i>Le modèle</i>	40

5.3.4.	<i>Expérimentation et calibration du modèle CST-1</i>	49
6.	RAGUENEAU, CÔTE-NORD, QUÉBEC	56
6.1.	CONTEXTE RÉGIONAL	56
6.2.	APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE	60
6.3.	RÉSULTATS	61
6.3.1.	<i>Évènements d'érosion</i>	61
6.3.2.	<i>Fréquence des évènements selon les régimes thermiques et importance des processus cryogéniques et de l'onde de gel et de dégel</i>	73
6.4.	REMARQUES FINALES	74
7.	RIVIÈRE SAINT-JEAN	76
7.1.	CONTEXTE RÉGIONAL	76
7.2.	APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE	80
7.3.	RÉSULTATS	80
7.3.1.	<i>Érosion à l'échelle journalière</i>	80
7.3.2.	<i>Érosion à l'échelle saisonnière</i>	84
7.3.3.	<i>Érosion à l'échelle historique</i>	86
7.4.	DISCUSSION	86
7.4.1.	<i>Facteurs clés</i>	87
7.4.2.	<i>Modes de recul</i>	91
7.5.	REMARQUES FINALES	93
8.	ANSE À LA CABANE ET ANSE AU PLÂTRE, ÎLE-DE-LA-MADELEINE, QUÉBEC	95
8.1.	CONTEXTE RÉGIONAL	95
8.1.1.	<i>Dynamique côtière</i>	101
8.2.	APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE	102
8.3.	ÉROSION À L'ÉCHELLE JOURNALIÈRE (CAMÉRAS)	103
8.3.1.	<i>Les évènements d'érosion par sapement basal ou la contribution des agents hydrodynamiques</i>	107
8.3.2.	<i>Érosion attribuable aux mouvements de terrain et l'effet des processus hydrogéologiques</i> 108	
8.3.3.	<i>Érosion attribuable aux processus subaériens et terrestres en fonction des régimes thermiques : fréquence, situations climatiques et processus</i>	108
8.4.	DISCUSSION	115
8.5.	REMARQUES FINALES	118
9.	PROJECTIONS	119
9.1.	ÉVOLUTION DES RÉGIMES THERMIQUES	119
9.2.	ÉVOLUTION DE L'ONDE DE GEL.....	128
9.3.	ÉVOLUTION DES REDOUX	130
9.4.	ÉVOLUTION DE L'ONDE DE DÉGEL (FONTE COMPLÈTE).....	133
9.5.	ÉVOLUTION DES CYCLES DE GEL ET DE DÉGEL SIMULÉS À PARTIR DU MODÈLE CST-1	135
10.	DISCUSSION GÉNÉRALE	140

10.1.	PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES.....	140
10.2.	PROCESSUS SUBAÉRIENS.....	141
10.2.1.	<i>Cycles de gel et de dégel journaliers.....</i>	<i>143</i>
10.2.2.	<i>Cycle de gel et de dégel annuel (onde de gel)</i>	<i>145</i>
10.2.3.	<i>Précipitations liquides</i>	<i>147</i>
10.3.	PROCESSUS D'ORIGINE HYDROGÉOLOGIQUE	148
11.	CONCLUSION	149
	RÉFÉRENCES.....	152

Liste des figures

FIGURE 4.1. DÉTAILS DE LA MISE EN PLACE D'UNE CAMÉRA CÔTIÈRE	6
FIGURE 4.2. CAMÉRA CÔTIÈRE INSTALLÉE PERPENDICULAIREMENT À LA CÔTE	7
FIGURE 4.3. LOCALISATION DES TIGES ATEPS À RAGUENEAU ET À RIVIÈRE SAINT-JEAN, CÔTE-NORD.....	15
FIGURE 4.4. LOCALISATION DES TIGES ATEPS À PENOUILLE, GASPÉSIE.	15
FIGURE 4.5. SIGNATURE THERMIQUE D'ÉROSION PROGRESSIVE, RIVIÈRE SAINT-JEAN, AVRIL 2008.....	17
FIGURE 4.6. SIGNATURE THERMIQUE D'ÉROSION, RAGUENEAU, 7 DÉCEMBRE 2006.....	18
FIGURE 5.1. RÉGRESSIONS LINÉAIRES ENTRE LES PROFONDEURS PRÉDITES (ÉQUATION DE BERGGREN ADAPTÉE) ET MESURÉES (TIGES ATPES) DE L'ONDE DE GEL DURANT LE RÉGIME THERMIQUE FROID	34
FIGURE 5.2. COMPARAISON ENTRE LES ONDES DE GEL ET DE DÉGEL MODÉLISÉES À L'AIDE DES ÉQUATIONS ADAPTÉES ET LES DONNÉES DE TERRAIN DE RAGUENEAU (DEUX FIGURES DU HAUT) ET DE RIVIÈRE SAINT-JEAN (FIGURE DU BAS).	35
FIGURE 5.3. PROFONDEUR DES SÉDIMENTS AFFECTÉS PAR LE GEL (DEPUIS LA SITUATION INITIALE AU DÉBUT DE LA SAISON FROIDE) POUR LES SCÉNARIOS 1 ET 8 SELON L'ÉQUATION DE BERGGREN ORIGINALE ET L'ÉQUATION ADAPTÉE AUX FALAISES COMPOSÉES DE SÉDIMENTS SENSIBLES AU DÉGEL, RIVIÈRE SAINT-JEAN	37
FIGURE 5.4. INTENSITÉ DU RAYONNEMENT SOLAIRE REÇU POUR UNE SURFACE HORIZONTALE ET UNE SURFACE VERTICALE AYANT UN AZIMUT DE 200°, MESURES PYRANOMÉTRIQUES, PENOUILLE.....	39
FIGURE 5.5. ÉTAPES DE TRAITEMENT DE DONNÉES, MODÈLE CST-1.	40
FIGURE 5.6. VARIATIONS HORAIRES DE L'INTENSITÉ DU RAYONNEMENT SOLAIRE MODÉLISÉES À PARTIR DES DONNÉES HORAIRES D'INTENSITÉ DE RAYONNEMENT SOLAIRE DU SCÉNARIO CLIMATIQUE 1, 1 AU 3 JUIN 2010, POUR TROIS PAROIS VERTICALES MAIS D'AZIMUTS DIFFÉRENTS.	45
FIGURE 5.7. ÉQUATIONS LINÉAIRES MENSUELLES SERVANT À REHAUSSER LA TEMPÉRATURE DE L'AIR HORAIRE.....	47
FIGURE 5.8. TEMPÉRATURE DE L'AIR HORAIRE DE LA STATION MÉTÉOROLOGIQUE DE GASPÉ RELEVÉE À PARTIR DES ÉQUATIONS LINÉAIRES MENSUELLES (Eq) ET TEMPÉRATURE DE SURFACE (0 CM) ENREGISTRÉE À LA TIGE ATEPS-9.	48
FIGURE 5.9. TEMPÉRATURES DE SURFACE MESURÉES (TIGES ATEPS) ET SIMULATION DES TEMPÉRATURES DE SURFACE OBTENUES AVEC LE MODÈLE CST-1, PENOUILLE.	49
FIGURE 5.10. DISTRIBUTION ANNUELLE DES CYCLES DE GEL ET DE DÉGEL COMPTABILISÉS À PARTIR DE LA TEMPÉRATURE DE L'AIR DE LA STATION MÉTÉOROLOGIQUE DE GASPÉ A. ET À LA SURFACE DES GRÈS DE PENOUILLE (ATPES-9 ET 10) DE SEPTEMBRE À MAI 2011.	50
FIGURE 5.11. DISTRIBUTION MENSUELLE DES CYCLES DE GEL ET DE DÉGEL COMPTABILISÉS À PARTIR DES TEMPÉRATURES HORAIRES DE L'AIR (STATION MÉTÉOROLOGIQUE DE GASPÉ A.) ET MODÉLISÉS À PARTIR DU MODÈLE CST-1 À PARTIR DES DONNÉES DE TEMPÉRATURES DE L'AIR (STATION MÉTÉOROLOGIQUE DE GASPÉ A.) ET DES DONNÉES DE RAYONNEMENT SOLAIRE HORAIRE IN SITU, SEPTEMBRE 2010 À MAI 2011, PENOUILLE.	51
FIGURE 5.12. INTENSITÉ DU RAYONNEMENT SOLAIRE SUR UNE SURFACE VERTICALE POUR UN AZIMUT SUD (180°) ET POUR UN AZIMUT NORD (0°) OBTENUE À L'AIDE DES DONNÉES DU SCÉNARIO 1, PENOUILLE, 1 JUIN 2011 AU 31 MAI 2012.	53
FIGURE 5.13. TEMPÉRATURE DE L'AIR À GASPÉ, TEMPÉRATURE DE SURFACE (ATEPS-0 CM) DES FALAISES DE PENOUILLE ET RAYONNEMENT SOLAIRE MESURÉ SUR UNE SURFACE VERTICALE IN SITU POUR UN AZIMUT SIMILAIRE À CELUI DES FALAISES, 18 NOVEMBRE AU 31 DÉCEMBRE 2010.	54
FIGURE 5.14. SOMMES MENSUELLES MOYENNES DES CYCLES DE GEL ET DE DÉGEL POUR LA PÉRIODE 1981-2080 COMPTABILISÉS À PARTIR DES TEMPÉRATURES DE L'AIR SEULEMENT ET À PARTIR DES TEMPÉRATURES DE SURFACES SIMULÉES PAR CST-1 POUR LE SCÉNARIO 1.....	55
FIGURE 6.1. LOCALISATION DE L'AIRE D'ÉTUDE DE RAGUENEAU, COMPLEXE DELTAÏQUE MANICOUAGAN-AUX-OUTARDES, CÔTE- NORD, QUÉBEC, CANADA.	56
FIGURE 6.2. STRATIGRAPHIE À LA STATION 1 : 1) SILT MARIN; 2) SABLE INTERTIDAL; 3) SILT INTERTIDAL.....	57

FIGURE 6.3. NORMALES CLIMATIQUES À LA STATION MÉTÉOROLOGIQUE DE BAIE-COMEAU (ENVIRONNEMENT CANADA 2014A).....	58
FIGURE 6.4. ANOMALIES CLIMATIQUES À LA STATION MÉTÉOROLOGIQUES DE BAIE-COMEAU DURANT LA PÉRIODE 2005-2012	58
FIGURE 6.5. LOCALISATION DES STATIONS DE MESURES (MRNF 2001).....	60
FIGURE 6.6. ÉVÈNEMENTS D'ÉROSION DURANT LA SAISON 2005-2006.....	61
FIGURE 6.7. ÉVÈNEMENTS D'ÉROSION DURANT LA SAISON 2006-2007.....	62
FIGURE 6.8. TAUX ANNUEL D'ÉROSION MESURÉ À L'AIDE DES BORNES DE SUIVI IMPLANTÉS SUR LE SITE D'ÉTUDE.	63
FIGURE 6.9. NOMBRE D'ÉVÈNEMENT D'ÉROSION EN FONCTION DES RÉGIMES THERMIQUES ET DES SITUATIONS CLIMATIQUES.	64
FIGURE 6.10. CARACTÉRISTIQUES DES ÉVÈNEMENTS D'ÉROSION PAR MOBILISATION DES SÉDIMENTS.....	65
FIGURE 6.11. POLYÈDRES DE SILT MARIN ISOLÉS PAR LA DESSICCATION (PÂLE) OBSERVÉ À LA STATION 1, RAGUENEAU	66
FIGURE 6.12. ÉROSION DIFFÉRENTIELLE OCCASIONNÉE PAR UNE RÉSURGENCE À PROXIMITÉ DE LA STATION 2, OCTOBRE 2005, RAGUENEAU.	66
FIGURE 6.13. TEMPÉRATURE DE L'AIR (MIN., MAX., MOY.), PROFONDEUR DE L'ONDE DE GEL ET VALEURS DE RAYONNEMENT MAXIMAL ENREGISTRÉS LORS DES CYCLES DE GEL ET DE DÉGEL PAR TEMPÉRATURE DE L'AIR ET PAR RAYONNEMENT.	67
FIGURE 6.14. TEMPÉRATURES DE L'AIR (MIN., MAX., MOY.) ET RAYONNEMENT SOLAIRE MESURÉS LORS DES ÉVÈNEMENTS DE DÉGEL ENREGISTRÉS LORS DU RÉGIME THERMIQUE DE RÉCHAUFFEMENT A.....	70
FIGURE 6.15. LENTILLES/JOINTS DE GLACE DANS LE SILT MARIN, MARS 2007, RAGUENEAU.	71
FIGURE 6.16. MICROCLASTES D'ORIGINE CRYOGÉNIQUE AU PIED DE LA FALAISE, 29 MARS 2007, RAGUENEAU.	72
FIGURE 6.17. TALUS DE MICROCLASTES ET LIQUÉFACTION DU SILT (COULÉE PELLICULAIRE), 8 MARS 2007, RAGUENEAU.	72
FIGURE 6.18. INTERVALLES MOYENS (EN JOURS) ENTRE LES ÉVÈNEMENTS D'ÉROSION SELON LES RÉGIMES THERMIQUES.	74
FIGURE 7.1. ZONES D'ÉTUDE À RIVIÈRE SAINT-JEAN.	77
FIGURE 7.2. ANOMALIES CLIMATIQUES À LA STATION DE RIVIÈRE-AU-TONNERRE DURANT LA PÉRIODE 2005-2012.	78
FIGURE 7.3. NOMBRE D'ÉVÈNEMENTS PAR UNITÉ LITHOLOGIQUE ET PAR SAISON (A) ET PROCESSUS AFFECTANT LES DIFFÉRENTES LITHOLOGIES (B) DANS LA ZONE A.	81
FIGURE 7.4. NOMBRE D'ÉVÈNEMENTS PAR UNITÉ LITHOLOGIQUE ET PAR SAISON (A) ET PROCESSUS AFFECTANT LES DIFFÉRENTES LITHOLOGIES (B) DANS LA ZONE B.	82
FIGURE 7.5. NOMBRE D'ÉVÈNEMENTS PAR UNITÉ LITHOLOGIQUE ET PAR SAISON (A) ET PROCESSUS AFFECTANT LES DIFFÉRENTES LITHOLOGIES (B) DANS LA ZONE C.	83
FIGURE 7.6. NOMBRE D'ÉVÈNEMENTS PAR UNITÉ LITHOLOGIQUE ET PAR SAISON (A) ET PROCESSUS AFFECTANT LES DIFFÉRENTES LITHOLOGIES (B) DANS LA ZONE D.	84
FIGURE 7.7. RECLS SAISONNIERS CUMULÉS ENTRE L'AUTOMNE 2009 ET L'ÉTÉ 2011, RIVIÈRE SAINT-JEAN.	85
FIGURE 7.8. SUPERFICIE CUMULÉE ÉRODÉE ENTRE 1948 ET 2004 ET TAUX DE RECL HISTORIQUES MOYENS.....	86
FIGURE 7.9. SITUATIONS CLIMATIQUES PROPICES À L'ÉROSION DANS LES QUATRE ZONES DE SUIVI.	88
FIGURE 7.10. CHRONOLOGIE DES DIFFÉRENTS ÉVÈNEMENTS D'ÉROSION CRYOGÉNIQUES EN RELATION AVEC LES PROCESSUS, LES DEGRÉS-HEURE DE GEL ET DÉGEL, LE RAYONNEMENT SOLAIRE ET LA PROFONDEUR DE L'ONDE DE GEL.	89
FIGURE 7.11. CHRONOLOGIE DES DIFFÉRENTS ÉVÈNEMENTS D'ÉROSION HYDRODYNAMIQUE SE PRODUISANT DANS LES SILT-ARGILEUX EN RELATION AVEC ES PROCESSUS, LA VITESSE DU VENT, LE CYCLE DE MARÉE ET LA PROFONDEUR DE L'ONDE DE GEL.	90
FIGURE 7.12. CHRONOLOGIE DES DIFFÉRENTS ÉVÈNEMENTS D'ÉROSION HYDROGÉOLOGIQUES EN RELATION AVEC LES PROCESSUS, LES PRÉCIPITATIONS ET L'INDICE DE PRÉCIPITATIONS STANDARDISÉ (SPI) POUR 7 JOURS.	91
FIGURE 7.13. A) SECTION DE LA FALAISE AFFECTÉE PAR LA MICRO-GÉLIFRACTION ET LES COULÉES PELLICULAIRES B) ENCOCHE DE THERMO-ÉROSION C) ÉROSION DE L'UNITÉ SABLEUSE PAR LE SAPEMENT PAR LES VAGUES DURANT UNE TEMPÊTE HIVERNALE D) SUFFOSION DANS L'UNITÉ SABLEUSE.	93
FIGURE 8.1. FALAISE SUIVIE À L'ANSE À LA CABANE.	96

FIGURE 8.2. FALAISE SUIVIE À L'ANSE AU PLÂTRE.....	97
FIGURE 8.3. NOMBRE D'ÉVÈNEMENTS D'ÉROSION DANS L'ARGILITE ET NOMBRE D'ÉVÈNEMENTS D'ÉROSION AYANT AFFECTÉ UNE AUTRE UNITÉ DANS LES FALAISES DE L'ANSE À LA CABANE ET DE L'ANSE AU PLÂTRE.....	97
FIGURE 8.4. NORMALES (1981-2010) DES TEMPÉRATURES MOYENNES ET DES PRÉCIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES, ÎLES-DE-LA-MADELEINE.....	99
FIGURE 8.5. ANOMALIES CLIMATIQUES MENSUELLES ENREGISTRÉES À LA STATION MÉTÉOROLOGIQUE DES ÎLES-DE-LA-MADELEINE DURANT LA PÉRIODE 2005-2012.....	101
FIGURE 8.6. PROCESSUS D'ÉROSION SUBAÉRIENS, TEMPÉRATURE DE L'AIR ET PRÉCIPITATIONS OBSERVÉS SUR LES SITES DES ÎLES-DE-LA-MADELEINE.....	103
FIGURE 8.7. PROCESSUS D'ÉROSION PAR SAPEMENT BASAL PAR LES VAGUES ET NIVEAUX D'EAU OBSERVÉS SUR LES SITES DES ÎLES-DE-LA-MADELEINE.....	104
FIGURE 8.8. RÉPARTITION DES PROCESSUS PAR RÉGIME THERMIQUE, ANSE À LA CABANE.....	105
FIGURE 8.9. RÉPARTITION DES PROCESSUS PAR RÉGIME THERMIQUE, ANSE AU PLÂTRE.....	106
FIGURE 8.10. FRÉQUENCE D'ÉVÈNEMENT D'ÉROSION ATTRIBUABLE AU SAPEMENT PAR LES VAGUES EN FONCTION DE LA TOTALITÉ DES NIVEAUX D'EAU OBSERVÉS AU MARÉGRAPHE DE CAP-AUX-MEULES.....	107
FIGURE 8.11. RÉCURRENCE D'ACTIVITÉS ÉROSIVES D'ORIGINE SUBAÉRIENNE OU TERRESTRE EN FONCTION DES RÉGIMES THERMIQUES.....	109
FIGURE 8.12. LÉGENDE DES COULEURS ET DES ABRÉVIATIONS UTILISÉES POUR LES DIAGRAMMES SUIVANTS.....	109
FIGURE 8.13. RÉPARTITION DES PROCESSUS D'ÉROSION D'ORIGINE SUBAÉRIENNE OU TERRESTRE EN FONCTION DES SITUATIONS CLIMATIQUES EN CAUSE DURANT CHACUN DES RÉGIMES THERMIQUES, ANSE À LA CABANE.....	110
FIGURE 8.14. RÉPARTITION DES PROCESSUS D'ÉROSION D'ORIGINE SUBAÉRIENNE OU TERRESTRE OBSERVÉS EN FONCTION DES SITUATIONS CLIMATIQUES DURANT CHACUN DES RÉGIMES THERMIQUES, ANSE AU PLÂTRE.....	111
FIGURE 8.15. FRÉQUENCE D'ÉVÈNEMENTS D'ÉROSION ATTRIBUABLE À LA PLUIE EN FONCTION DE LA TOTALITÉ DES PRÉCIPITATIONS ENREGISTRÉES QUOTIDIENNEMENT À LA STATION MÉTÉOROLOGIQUE DES ÎLES-DE-LA-MADELEINE DURANT LE RÉGIME THERMIQUE SANS GEL.....	112
FIGURE 8.16. FRÉQUENCE D'ÉVÈNEMENTS D'ÉROSION ATTRIBUABLE À LA PLUIE EN FONCTION DE LA TOTALITÉ DES SOMMES DE PRÉCIPITATIONS ENREGISTRÉES SUR 5 JOURS À LA STATION DES ÎLES-DE-LA-MADELEINE DURANT LE RÉGIME THERMIQUE SANS GEL.....	113
FIGURE 9.1. DURÉES DES RÉGIMES THERMIQUES SELON LE SCÉNARIO 1 (EN HAUT À GAUCHE), LE SCÉNARIO 5 (EN HAUT À DROITE), LE SCÉNARIO 7 (EN BAS À GAUCHE) ET LE SCÉNARIO 8 (EN BAS À DROITE) POUR LE SITE DE RIVIÈRE SAINT-JEAN.....	121
FIGURE 9.2. DURÉES DES RÉGIMES THERMIQUES SELON LE SCÉNARIO 1 (EN HAUT À GAUCHE), LE SCÉNARIO 5 (EN HAUT À DROITE), LE SCÉNARIO 7 (EN BAS À GAUCHE) ET LE SCÉNARIO 8 (EN BAS À DROITE) POUR LE SITE DE RAGUENEAU.....	122
FIGURE 9.3. DURÉES DES RÉGIMES THERMIQUES SELON LE SCÉNARIO 1 (EN HAUT À GAUCHE), LE SCÉNARIO 5 (EN HAUT À DROITE), LE SCÉNARIO 7 (EN BAS À GAUCHE) ET LE SCÉNARIO 8 (EN BAS À DROITE) POUR LE SITE DE L'ANSE À LA CABANE.....	123
FIGURE 9.4. DURÉES DES RÉGIMES THERMIQUES SELON LE SCÉNARIO 1 (EN HAUT À GAUCHE), LE SCÉNARIO 5 (EN HAUT À DROITE), LE SCÉNARIO 7 (EN BAS À GAUCHE) ET LE SCÉNARIO 8 (EN BAS À DROITE) POUR LE SITE DE L'ANSE AU PLÂTRE.....	124
FIGURE 9.5. TENDANCES DU RÉGIME THERMIQUE FROID.....	125
FIGURE 9.6. TENDANCES DU RÉGIME THERMIQUE SANS GEL.....	126
FIGURE 9.7. TENDANCES DES RÉGIMES THERMIQUES DE TRANSITION.....	127
FIGURE 9.8. TENDANCES DES ÉPAISSEURS TOTALES DE SÉDIMENTS ATTEINTS PAR L'ONDE DE GEL ANNUELLEMENT.....	129
FIGURE 9.9. TENDANCES DU NOMBRE DE REDOUX.....	131
FIGURE 9.10. TENDANCES DE L'ÉPAISSEUR DE SÉDIMENTS DÉGELÉS LORS DES REDOUX.....	132

FIGURE 9.11. TENDANCES DU NOMBRE DE CYCLE DE GEL ET DE DÉGEL COMPLETS.....	134
FIGURE 9.12. ÉVOLUTION DU NOMBRE ANNUEL DE CYCLES DE GEL ET DE DÉGEL DE L'AIR ET DE SURFACE, SCÉNARIOS 1 À 4, PENOUILLE	136
FIGURE 9.13. ÉVOLUTION DU NOMBRE ANNUEL DE CYCLE DE GEL ET DE DÉGEL DE L'AIR ET DE SURFACE, SCÉNARIOS 1 À 4, RIVIÈRE SAINT-JEAN	137
FIGURE 9.14. ÉVOLUTION DU NOMBRE ANNUEL DE CYCLE DE GEL ET DE DÉGEL DE L'AIR ET DE SURFACE, SCÉNARIOS 1 À 4, ANSE À LA CABANE	138
FIGURE 9.15. NORMALES (1981-2010) DES TEMPÉRATURES MINIMUMS (À GAUCHE) ET MAXIMUMS (À DROITE) MENSUELLES AUX ÎLES-DE-LA-MADELEINE (IDM), SEPT-ÎLES ET GASPÉ.....	139

Liste des tableaux

TABLEAU 4.1. COORDONNÉES GÉOGRAPHIQUES ET FRÉQUENCES D'ACQUISITION D'IMAGES DES CAMÉRAS CÔTIÈRES	6
TABLEAU 4.2. VARIABLES ENVIRONNEMENTALES OBSERVÉES À PARTIR DES CAMÉRAS DE SUIVIS	8
TABLEAU 4.3. DÉFINITIONS DES PROCESSUS OBSERVÉS	9
TABLEAU 4.4. TIGES ATEPS UTILISÉES DANS LE CADRE DE CETTE ÉTUDE.....	14
TABLEAU 4.5. STATIONS MÉTÉOROLOGIQUES	20
TABLEAU 4.6. PYRANOMÈTRES	20
TABLEAU 4.7. VARIABLES CLIMATIQUES QUOTIDIENNES INTÉGRÉES À LA BASE DE DONNÉES D'OBSERVATIONS PAR CAMÉRAS...	21
TABLEAU 4.8. MARÉGRAPHES	22
TABLEAU 4.9. SUIVI DE L'ÉROSION CÔTIÈRE SUR LES SITES D'ÉTUDE À PARTIR DE BORNES DE MESURE	23
TABLEAU 4.10. ERREURS MAXIMALES ANNUALISÉES PAR INTERVALLE	24
TABLEAU 4.11. INFORMATIONS SUR LES SIMULATIONS RÉGIONALES ET GLOBALES DES SCÉNARIOS 1 À 4	25
TABLEAU 4.12. INFORMATIONS SUR LES SIMULATIONS RÉGIONALES ET GLOBALES DES SCÉNARIOS 5 À 8	25
TABLEAU 5.1. RÉGIMES THERMIQUES.....	29
TABLEAU 5.2. PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DES MATÉRIAUX DES FALAISES SELON LES SITES D'ÉTUDE	33
TABLEAU 5.3. PROPRIÉTÉS PHYSIQUES SELON LE TYPE DE MATÉRIAUX COMPOSANT LES FALAISES.....	42
TABLEAU 5.4. APPROXIMATION DES VALEURS D'ALBÉDO POUR DIFFÉRENTES SURFACES NATURELLES.....	42
TABLEAU 5.5. AZIMUTS ET PENTES DES FALAISES AUX TROIS SITES SÉLECTIONNÉS	43
TABLEAU 5.6. NOMBRE DE CYCLES DE GEL ET DE DÉGEL MENSUELS ENREGISTRÉS À PARTIR DE DONNÉES IN SITU À PENOUILLE SELON LA TEMPÉRATURE DE L'AIR (STATION MÉTÉOROLOGIQUE DE GASPÉ A.), LA TEMPÉRATURE DE SURFACE SIMULÉES À PARTIR DE CST-1 ET LES MESURES PRISES À 0 CM AUX TIGES ATEPS-9 ET ATEPS-10	52
TABLEAU 9.1. TENDANCES DU RÉGIME THERMIQUE FROID.....	125
TABLEAU 9.2. TENDANCES DU RÉGIME THERMIQUE SANS GEL	126
TABLEAU 9.3. TENDANCES DES RÉGIMES THERMIQUES DE TRANSITION.....	127
TABLEAU 9.4. TENDANCES DES ÉPAISSEURS TOTALES DE SÉDIMENTS ATTEINTS PAR L'ONDE DE GEL ANNUELLEMENT	129
TABLEAU 9.5. TENDANCES DU NOMBRE DE REDOUX.....	131
TABLEAU 9.6. TENDANCES DE L'ÉPAISSEUR DE SÉDIMENTS DÉGELÉS LORS DES REDOUX.....	132
TABLEAU 9.7. TENDANCES DU NOMBRE DE CYCLE DE GEL ET DE DÉGEL COMPLET.....	134
TABLEAU 9.8. TENDANCES DU NOMBRE DE CYCLES DE GEL ET DE DÉGEL DE L'AIR ET DE SURFACE DE 1981 À 2080	135
TABLEAU 9.9. CHANGEMENTS DANS LES MOYENNES ANNUELLES DE LA TEMPÉRATURE MOYENNE DE LA PÉRIODE 1981-2010 ET LA PÉRIODE 2051-2080 POUR LES SCÉNARIOS 1 À 4 POUR 3 SITES D'ÉTUDE	139

1. Problématique

La modélisation de l'érosion côtière dans le contexte des changements climatiques est l'un des principaux défis auquel les scientifiques sont confrontés puisque le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (IPCC 2013) prévoit une augmentation du niveau de la mer de l'ordre de 0,26 à 0,97 m pour l'horizon 2100 et l'affectation de 2,3 à 5,2 milliards de personnes (en 2080, selon les scénarios) par divers phénomènes côtiers liés à l'érosion et à la submersion (Nicholls et al. 2008). À cet égard, plusieurs modèles ont été développés. Les approches retenues incluent l'intégration d'une analyse historique et la modélisation numérique des processus à court terme dans un modèle « *one-line* » qui est basé sur la conservation des volumes de sédiments pour comprendre le comportement de la côte à une plus grande échelle (Gorokhovich and Leiserowiz 2012; Hackney et al. 2013; Hall et al. 2002; Pereira and Coelho 2013; Ravens and Sitanggang 2007). Elles incluent aussi des modèles morpho-dynamiques en 2D ou en 3D qui reconnaissent que les liens entre les systèmes côtiers sont rarement linéaires (Ding et al. 2006, 2013; van Rijn et al. 2011; Tonnon et al. 2007; Trenhaile 2009) ainsi que des modèles semi-empiriques qui représentent les interactions entre les formes et les processus dans un système plus vaste, en termes de modélisation côtière, qui comprend la plate-forme côtière, la plage, l'amplitude de marée, la transformation des vagues près de la côte, la falaise et le talus (French and Burningham 2009; Walkden and Hall 2005, 2011).

Une similitude majeure entre ces différentes approches est l'hypothèse selon laquelle la hausse du niveau de la mer est le principal moteur des changements des zones côtières. Dans les dernières années, certains auteurs ont cependant étudié l'impact d'autres facteurs, principalement liés au climat, et les tempêtes sont souvent considérées comme un facteur dominant (Haerens et al. 2012; Orviku et al. 2003; Rangel-Buitrago and Anfuso 2011; Trifonova et al. 2012). Leurs conclusions révèlent le rôle important de la fréquence et de la direction des vents de même que la hauteur des vagues dans le façonnement de la côte. Des variables non-hydrodynamiques se sont aussi révélées être primordiales pour les falaises, en particulier les pluies diluviennes et l'action du gel (Lantuit et al. 2011; Moses and Robinson 2011; Pierre and Lahousse 2006). Leur paramétrage dans les modèles est cependant toujours embryonnaire puisqu'un nombre limité d'études se sont intéressées aux interrelations entre les différentes variables climatiques (température, précipitation, cycles de gel et de dégel, sécheresses, etc.), les processus géomorphologiques impliqués et le taux d'érosion (Moses and Robinson 2011). De plus, il est généralement présumé que ce sont les événements de forte intensité qui jouent un rôle sur l'évolution de la côte et les reculs de faibles amplitudes qui se produisent sur une base presque journalière sont souvent négligés, même si la répétition de plusieurs événements d'érosion de faible intensité peut mener à un recul considérable dans une perspective de prédiction à moyen ou à long terme (Lim et al. 2010).

Quelques travaux sur l'évolution des falaises ont discriminé les taux d'érosion selon les saisons afin de mieux circonscrire la sensibilité des côtes aux conditions climatiques (Bernatchez and Dubois 2008; Dewez et al. 2013; Greenwood and Orford 2008; May 1971; Robinson and Jerwood 1987). Dans les environnements côtiers nordiques, des travaux récents démontrent que l'érosion se produit toute l'année et que les processus subaériens sont très efficaces en hiver, en l'absence de pluies ou d'action des vagues (Bernatchez and Dubois 2008; Greenwood and Orford 2008). Plusieurs processus sont impliqués (micro-gélifraction, coulées boueuses pelliculaires, effondrement en dalles ou en blocs, disjonction) et quelques tentatives de quantification ont été réalisées, mettant en évidence des taux de recul considérables (pouvant aller jusqu'à 6 m et même davantage) liés à la saison froide dans les falaises de dépôts meubles (Are et al. 2008; Bernatchez and Dubois 2008; Bernatchez et al. 2011; Dubois et al. 2006; Günther et al. 2013; Lantuit et al. 2011).

Tel que mentionné par Matsuoka et al. (1998), au moins deux types de cycle de gel et de dégel affectent les falaises et se superposent: un cycle journalier et un cycle annuel induit par la progression d'une onde de gel dans les sédiments. Dans le premier cas, il se manifeste par des cycles courts journaliers de passage de part et d'autre du point de congélation et affecte les falaises en surface et dont l'optimum cryoclastique défini par Francou (1982) et Matsuoka (2001) se situe normalement à l'intérieur des saisons de transition (automne et printemps) et non à l'hiver. La corrélation établie entre la fréquence des cycles de gel et de dégel et les chutes de pierres ou de blocs rocheux montre d'ailleurs une relation significative forte (Frayssines and Hantz 2006).

La plupart des auteurs ont démontré que le calcul des cycles de gel et de dégel à partir des températures de l'air était insuffisant (Miotke 1982; Thorn 1982). En effet, selon l'intensité du rayonnement et les propriétés physiques des surfaces considérées, les écarts de température à la surface de la falaise peuvent afficher des différences importantes avec la température de l'air ambiant (Gruber et al. 2003; Hall 2004; Lewkowicz 2001; Oke 1987; Regüés et al. 1995). Les impacts géomorphologiques du rehaussement des températures de la surface des falaises par le rayonnement solaire est assez peu étudié dans la littérature scientifique. Bernatchez et al. (2011) ont observé que durant la période où les températures de l'air étaient surtout négatives, des températures à la surface de la falaise de grès à L'Anse-à-Beaufils (Gaspésie) de plus de 15 °C supérieures à la température de l'air étaient parfois enregistrées. Ces variations thermiques sont cependant amorties dans les premiers centimètres en profondeur du roc et ne sont possibles qu'en l'absence d'un couvert nival (Fahey and Lefebure 1988; Matsuoka 1994, 2001), ce qui limite l'action des processus géomorphologiques à la couche superficielle de la falaise seulement (Miotke 1982).

Les forts reculs enregistrés au printemps semblent plutôt liés au deuxième cycle de gel identifié par Matsuoka et al. (1998), soit le cycle annuel lié à la progression d'une onde de gel. Dans les falaises silto-argileuses, des observations de terrain ont révélés que la profondeur du gel atteinte était étroitement liée à l'ampleur du recul mesuré de la côte durant le dégel printanier

(Bernatchez et al. 2011). Ces résultats sont aussi en accord avec les observations réalisées dans les régions périglaciaires, où c'est plutôt la profondeur atteinte par le front de dégel à l'intérieur du pergélisol qui est cruciale pour la magnitude de l'érosion (Kobayashi et al. 1999; Lantuit et al. 2013; Lewkowicz 1990). La formation de lentilles de glaces dans les sédiments tend à les déstructurer complètement, ce qui permet à des processus tels que la solifluxion, la gélifraction et les effondrements de s'opérer (Allard et al. 1998; Bernatchez and Dubois 2008; Corriveau 2010; Harris et al. 2008; Matsumoto et al. 2010). De plus, ces phénomènes ont aussi été observés à plus petite échelle lors des redoux hivernaux caractérisés par des températures de l'air positives, où une couche superficielle à la surface de la falaise a dégelé et s'est érodée généralement par solifluxion (Bernatchez et al. 2011). Ceci démontre donc la nécessité de quantifier la profondeur totale des sédiments affectés par le gel saisonnier dans une optique de quantification de l'érosion côtière.

L'ensemble de ces études mettent en évidence l'une des plus grandes difficultés des sciences de la terre; l'intégration d'observations à différentes échelles spatiales et temporelles. Une des limites à l'intégration d'informations multiscalaires est spécialement attribuable aux nombreuses limitations méthodologiques et logistiques d'acquisition de données de haute résolution temporelle. Les méthodes traditionnelles de suivi côtier (relevés manuels de tiges d'érosion ou de bornes, profil de plage, relevés LiDAR, photogrammétrie, etc.) ne permettent pas de réaliser des relevés quotidiens en raison des coûts en argent et en temps démesurés que cela impliquerait. Dans les meilleurs cas des études consultées, la résolution temporelle pour la mesure des taux de recul est mensuelle et, à l'occasion, hebdomadaire (Bernatchez and Dubois 2008; Manson 2002). Ainsi, la plupart des études citées ci-dessus ne disposent pas du suivi minimal quotidien nécessaire pour bien identifier les processus d'érosion. Cette résolution temporelle fine s'avère indispensable à la datation des événements de recul, à la quantification de l'intensité des reculs, à la corrélation entre les paramètres climatiques et les processus d'érosion (Lawler 2005a). Afin de pallier à cette lacune, cette étude présente une approche méthodologique permettant un suivi qualitatif et quantitatif continu de la côte sur une base horaire et journalière rendue possible grâce à l'utilisation de tiges de suivi développées sur la base du principe du *thermal consonance timing* (Bernatchez et al. 2011; Lawler 2005b) et de caméras côtières (Holman and Stanley 2007; Morris et al. 2001; Smit et al. 2007). Cette approche permet d'identifier avec une haute précision les moments d'érosion, l'ensemble des processus géomorphologiques concernés et d'intégrer une perspective réaliste des conditions environnementales et climatologiques (rayonnement solaire, fonte de la neige, résurgences sur la plage, etc.) autrement difficilement quantifiable simultanément avec les événements d'érosion. De plus, cela permet d'établir une relation directe entre l'occurrence réelle de l'érosion et des conditions climatiques et/ou hydrodynamiques pour une variété de processus géomorphologiques et facilite la détermination de seuils critiques, ce qui devrait être à l'avant-plan d'une compréhension complète du comportement des falaises dans la perspective d'une modélisation réaliste du système côtier dans un contexte de changements climatiques.

2. Objectifs

L'objectif général de cette étude est d'établir une relation quantitative entre l'érosion des falaises côtières et les indicateurs climatiques clés qui influencent les processus cryogéniques qui affectent ces falaises, selon leur lithologie spécifique et de projeter l'évolution de paramètres climatiques pour l'horizon 2080. Pour l'atteindre, différents objectifs spécifiques seront alors poursuivis :

- Réaliser une quantification saisonnière de l'érosion côtière sur la base d'un suivi haute résolution;
- Quantifier le régime thermique des falaises;
- Quantifier le nombre de cycles de gel et de dégel de surface des falaises;
- Déterminer la profondeur des sédiments atteints par le gel (et le dégel) saisonnier;
- Valider le lien entre la profondeur totale des sédiments affectés par le gel et l'érosion;
- Évaluer l'impact des redoux hivernaux sur l'onde de gel et la réactivation des processus cryogéniques;
- Définir les principaux paramètres climatiques qui prévalent lors de périodes d'érosion active et leur associer des seuils d'activation;
- Quantifier la vitesse moyenne de recul des falaises en relation avec les processus cryogéniques pour une lithologie spécifique;
- Utiliser les données de modèles climatiques pour projeter l'évolution des processus clés contrôlant le recul des falaises côtières et ainsi évaluer leur recul probable (selon les scénarios fournis par Ouranos) au cours du 21^{ème} siècle.

3. Organisation du rapport

Le présent rapport débute avec une section méthodologique qui couvre l'ensemble des instruments et des approches ayant été utilisés sur l'un ou l'autre des sites d'étude. La section suivante décrit les modèles développés pour mener à bien ce projet. Le cœur du rapport est constitué des résultats et des analyses obtenus pour chacun des sites (Ragueneau, Rivière Saint-Jean et Îles-de-la-Madeleine). Par la suite, les scénarios fournis par Ouranos ont permis de projeter l'évolution des paramètres climatiques clés pour l'évolution des falaises à l'étude pour l'horizon 2080. Enfin, une discussion permet de mettre en contexte et de souligner la portée de l'ensemble des connaissances acquises au cours de ce projet.

4. Méthodologie

Cette section porte sur l'ensemble de la méthodologie utilisée dans le cadre de ce projet. Certaines spécificités locales sont présentées aux différentes sections concernées.

4.1. Instrumentation pour le suivi haute résolution des falaises des sites d'études

4.1.1. Caméras côtières

Des caméras côtières (Reconyx modèle PC-85 – 3,1 mégapixel) assurant l'acquisition d'images à des fréquences variant entre 15 et 60 minutes ont été installées à Rivière Saint-Jean (6 caméras pour près de 50 000 photos) et aux Îles-de-la-Madeleine (5 caméras pour plus de 185 000 photos) (figure 4.1. et tableau 4.1.). Les caméras sont implantées perpendiculairement aux falaises ce qui permet d'obtenir une vue de profil (figure 4.2). La distance sur laquelle la résolution des images est suffisante pour permettre l'observation des processus de faible comme de grande amplitude se limite aux premiers mètres de falaises. Sur les photos où cette distance a pu être évaluée quantitativement, les observations ont été jugées fiables sur environ 15 à 25 m. Ces photographies ont été analysées à l'aide du logiciel *Virtual Dub* 1.9.11 (année 2010). Ce logiciel de montage vidéo permet la juxtaposition de clichés l'un à la suite de l'autre à la manière d'un vidéo continu. Le tableau 4.2 présente l'ensemble des observations consignées à l'aide des caméras pour toutes les dates disponibles (A, B, C) et les observations exclusives aux journées où des processus d'érosion ont été actifs (D, E, F). Le tableau 4.3 définit les processus observés à la section E.

Il faut prendre note que certains événements d'érosion n'ont peut-être pas été identifiés en raison du manque de disponibilité des photographies pendant plusieurs jours successifs (ex. lentille couverte de neige, d'eau ou de glace) faisant en sorte qu'il était impossible d'identifier précisément le jour où l'érosion s'était produite. Par exemple, à Rivière Saint-Jean, des effondrements de tourbe sur la plage suggérant un recul du sommet de la falaise ont parfois été observés après de tels hiatus (ils n'étaient pas nombreux). À notre connaissance, le principal effet sur les résultats serait une sous-estimation des événements provoquant le recul du trait de côte.

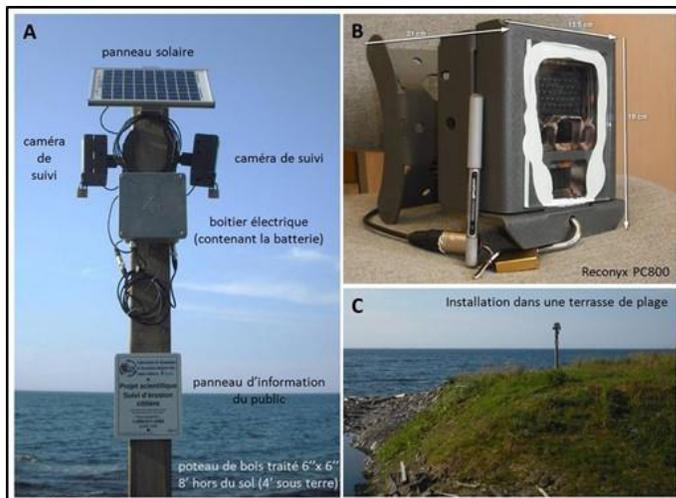


Figure 4.1. Détails de la mise en place d'une caméra côtière

Tableau 4.1. Coordonnées géographiques et fréquences d'acquisition d'images des caméras côtières

Caméra	Latitude	Longitude	Orientation de l'objectif	Début de la période d'analyse	Fin de la période d'analyse	Fréquence d'acquisition
Rivière Saint-Jean						
CAM1	50,292749	-64,362216	E	2009-12-13	2010-10-13	30 ou 60 min
CAM2	50,291934	-64,360167	W	2011-11-12	2013-02-14	15 min
CAM3	50,292672	-64,362304	E	2008-12-05	2009-05-05	60 min
CAM4	50,292749	-64,362216	W	2008-12-05	2009-05-05	60 min
CAM5	50,290992	-64,357863	E	2008-12-05	2009-05-05	60 min
CAM6	50,286975	-64,347768	W	2008-12-05	2009-05-05	60 min
Îles-de-la-Madeleine, anse à la Cabane						
CAM 1	47,21953	-61,98998	E	2009-06-09	2012-10-09	15 ou 60 min
CAM 2	47,219548	-61,99222	E	2009-06-12	2010-01-07	30 ou 60 min
CAM 3	47,219671	-61,991198	W	2010-06-01	2012-11-15	15 min
Îles-de-la-Madeleine, anse au Plâtre						
CAM 4	47.23865	-61.87016	W	2009-06-12	2012-11-20	15 ou 30 min
CAM 5	47.23865	-61.87016	E	2009-06-12	2012-06-08	15 ou 30 min



Figure 4.2. Caméra côtière installée perpendiculairement à la côte

Tableau 4.2. Variables environnementales observées à partir des caméras de suivis

Type d'observation	Détails	Type de variable
A. Identification	1. Numéro de caméra 2. Disponibilité 3. Date 4. Heure (si érosion) 5. Commentaire général	-- Qualitative, binaire, o/n -- -- --
B. Conditions hivernales	1. Enneigement de la falaise 2. État du pied de glace 3. Glaçons à l'interface tourbe-ortstein 4. Glaçons à l'interface sable-silt 5. Glace sur la surface des sédiments 6. Signes de fonte visibles	% Qualitative, ordinale* Qualitative, binaire, o/n Qualitative, binaire, o/n Qualitative, binaire, o/n Qualitative, binaire, o/n
C. Conditions hydrogéologiques	1. Ruissellement de surface 2. Nombre de résurgences 3. Intensité des résurgences 4. Fonte de la neige 5. Signes de dessiccation visibles	Qualitative, binaire, o/n Quantitative Qualitative, ordinale Qualitative, binaire, o/n Qualitative, binaire, o/n
D. Érosion	1. Recul du trait de côte 2. Recul de la surface de la falaise 3. Érosion de la plage 4. Engraisement de la plage 5. Recouvrement de la plage par l'eau 6. Niveau d'eau par rapport à la hauteur des falaises 7. Observée	Qualitative, binaire, o/n Qualitative, binaire, o/n Qualitative, binaire, o/n Qualitative, binaire, o/n % % Qualitative, binaire o/n → nuit
E. Processus par unité	1. Silt/argile ou argilite (base) 2. Sable 3. Ortstein 4. Tourbe	Processus décrits au tableau 4.3
F. Facteurs environnementaux	1. Vagues de tempête 2. Grandes marées 3. Pluie diluvienne 4. Pluie 5. Rayonnement solaire 6. Alternance pluie-soleil 7. Fonte du manteau nival terrestre 8. Gravité	Qualitative, binaire, o/n Qualitative, binaire, o/n

*État du pied de glace : 0= absent, 1= incomplet, ne limite pas complètement le contact entre les agents hydrodynamiques et le haut estran et/ou la falaise 2= complet, limite l'action des agents hydrodynamiques sur le haut estran et/ou la falaise.

Tableau 4.3. Définitions des processus observés



Sapement par les vagues

Impact des vagues sur la base de la falaise. Selon les lithologies, des encoches basales peuvent se former (Wilcock et al. 1998) ou un nettoyage et l'évacuation des sédiments préalablement altérés à la surface ou au pied de la falaise peut s'opérer (Bernatchez and Dubois 2008).



Effondrement de débord organique

Rupture et chute d'un débord organique en surplomb se désagrégant en éléments dispersés sur le talus et/ou sur la plage (Bernatchez 2003).



Effondrement d'ortstein

Rupture et chute de blocs d'ortstein en surplomb se désagrégant en éléments dispersés sur le talus et/ou sur la plage (Bernatchez 2003).



Effondrement/écroulement/disjonction en bloc (gel)

Mobilisation par la gravité, les agents hydrodynamiques ou hydrogéologiques de sédiments cohésifs dont la structure interne et l'altération par les processus cryogéniques ont permis d'isoler des blocs.



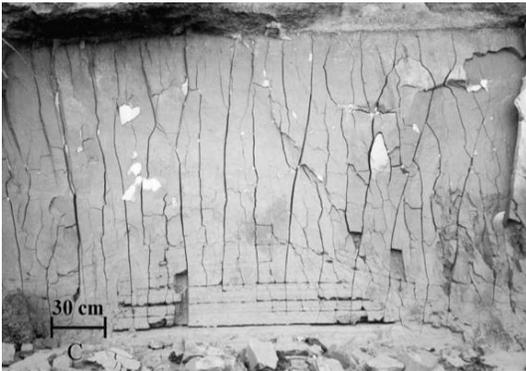
**Effondrement/écroulement/disjonction en bloc
(dessiccation)**

Mobilisation par la gravité, les agents hydrodynamiques ou hydrogéologiques de sédiments cohésifs dont la structure interne et l'altération par les cycles d'humidification-séchage ont permis d'isoler des blocs.



Effondrement/écroulement/disjonction en dalle (gel)

Mobilisation par la gravité, les agents hydrodynamiques ou hydrogéologiques de sédiments cohésifs dont la structure interne et l'altération par les processus cryogéniques ont permis d'isoler des dalles.



**Effondrement/écroulement/disjonction en dalle
(dessiccation)**

Mobilisation par la gravité, les agents hydrodynamiques ou hydrogéologiques de sédiments cohésifs dont la structure interne et l'altération par les cycles d'humidification-séchage ont permis d'isoler des dalles.



Coulée de sable

Ruissellement par gravité de sédiments meubles non-cohésifs (sables) sur l'abrupt de l'escarpement (Bernatchez 2003).



Coulée boueuse liée au dégel ou à la pluie

Masse de matériaux rendus à l'état visqueux ou fluide s'épandant au front de la falaise (Bernatchez 2003).



Ravinement

Concentration des eaux à un endroit précis, initiant la formation d'un ravin qui progresse par recul de tête (Bernatchez et Dubois 2004).



Incision liée à l'écoulement concentré

Concentration du ruissellement qui permet d'entailler verticalement les sédiments.



Coulée pelliculaire (mince couche de silts)

Écoulement d'un mince film de sédiments liquéfiés, parfois préalablement altérés, à la surface des dépôts.



Glissement ou décrochement superficiel

Suite à une saturation en eau du matériel, de cycles de gel et de dégel ou d'humidification-séchage, une quantité importante de débris se décroche du haut du versant et glisse brusquement vers le bas. La plupart prennent naissance dans la moitié supérieure du versant, mais plusieurs commencent à mi-pente. Ces processus affectent la couche de débris minéraux et la couche organique recouvrant les versants à pente raide ($> 35^\circ$) (Dionne et Filion 1984).



Glissement rotationnel

Masse importante mise en mouvement par rupture et glissement suivant une surface incurvée profonde. Le profil du talus est défini par une niche dans la partie supérieure et une loupe d'épanchement dans la partie inférieure (Bernatchez 2003).



Thermo-érosion

Transfert de chaleur au contact entre l'eau de mer et les sédiments gelés induisant la fonte d'une couche plus ou moins importante selon entre autre: la durée d'exposition, la température de l'eau et le niveau de turbulence (Dupeyrat et al. 2011). La thermo-érosion provoque la formation d'encoches et/ou un lissage de la surface de la falaise.



Micro-gélifraction

Fracturation des sédiments ou des roches en micro-clastes suite à la croissance puis à la fusion de glace dans les plans de faiblesse.



Suffosion

Entraînement des particules les plus fines contenues dans un sédiment par des écoulements souterrains qui génèrent la formation de trous de suffosion ou de cicatrices semi-circulaires.



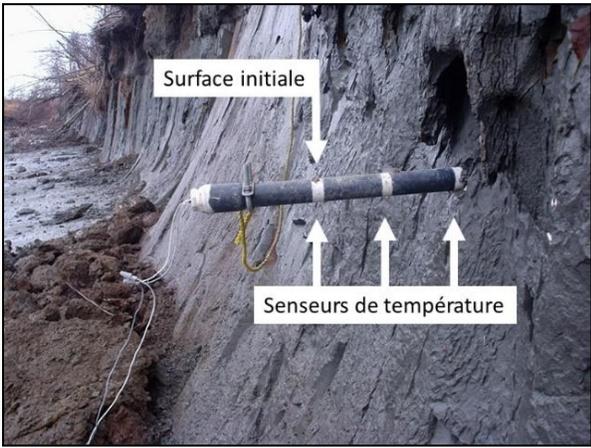
Éboulis

Déplacement superficiel des matériaux d'une masse en mouvement où chaque élément glisse plus ou moins individuellement bien que son mouvement reste subordonné au mouvement de la masse (Bernatchez 2003).

4.1.2. Tiges ATEPS

Les tiges ATEPS (*automated thermal erosion pin system*), parfois regroupées sous le vocable de tiges thermiques, sont constituées de tuyaux de PVC dans lesquels sont introduits des senseurs de températures (*iButton* de type *temperature logger iButtons DS1922L-F5* de la compagnie DALLAS *semiconductor*) distants de 10 cm et programmés pour enregistrer les températures à toutes les 30 minutes. La précision retenue pour assurer une autonomie en mémoire adéquate au projet est de 0,5 °C. Les senseurs de température sont numérotés de la surface vers l'intérieur de la falaise. Selon les lithologies suivies, le premier senseur est positionné tout juste à l'extérieur de la falaise ou est directement aligné avec la surface de la falaise (0 cm) lors de l'implantation de la tige. Dans le premier cas, les données qui y sont acquises font office de température de référence dans l'identification des événements de recul et dans le second cas, de température de surface (tant et aussi longtemps que sa position est maintenue à 0 cm). La liste et la localisation des tiges utilisées dans le cadre de ce projet sont présentées au tableau 4.4 et à la figure 4.3 et à la figure 4.4.

Tableau 4.4. Tiges ATEPS utilisées dans le cadre de cette étude

ID	Période de suivi	no. ATEPS	Exemple de tiges ATEPS sur le terrain	
Ragueneau				
RAG0506_A1	sep-2005 à avr-2006	1		
RAG0506_A2	sep-2005 à avr-2006	2		
RAG0506_A3	sep-2005 à avr-2006	3		
RAG0607_A1	sep-2006 à avr-2007	1		
RAG0607_A2	sep-2006 à avr-2007	2		
RAG0607_A3	sep-2006 à avr-2007	3		
Rivière Saint-Jean				
RSJ0809_A1	dec-2008 à mai-2009	1		
RSJ0809_A3	dec-2008 à mai-2009	3		
RSJ0809_A6	dec-2008 à mai-2009	6		
Penouille				
ATEPS-9	juil-2010 à juil-2012	9		
ATEPS-10	juil-2010 à juil-2012	10		

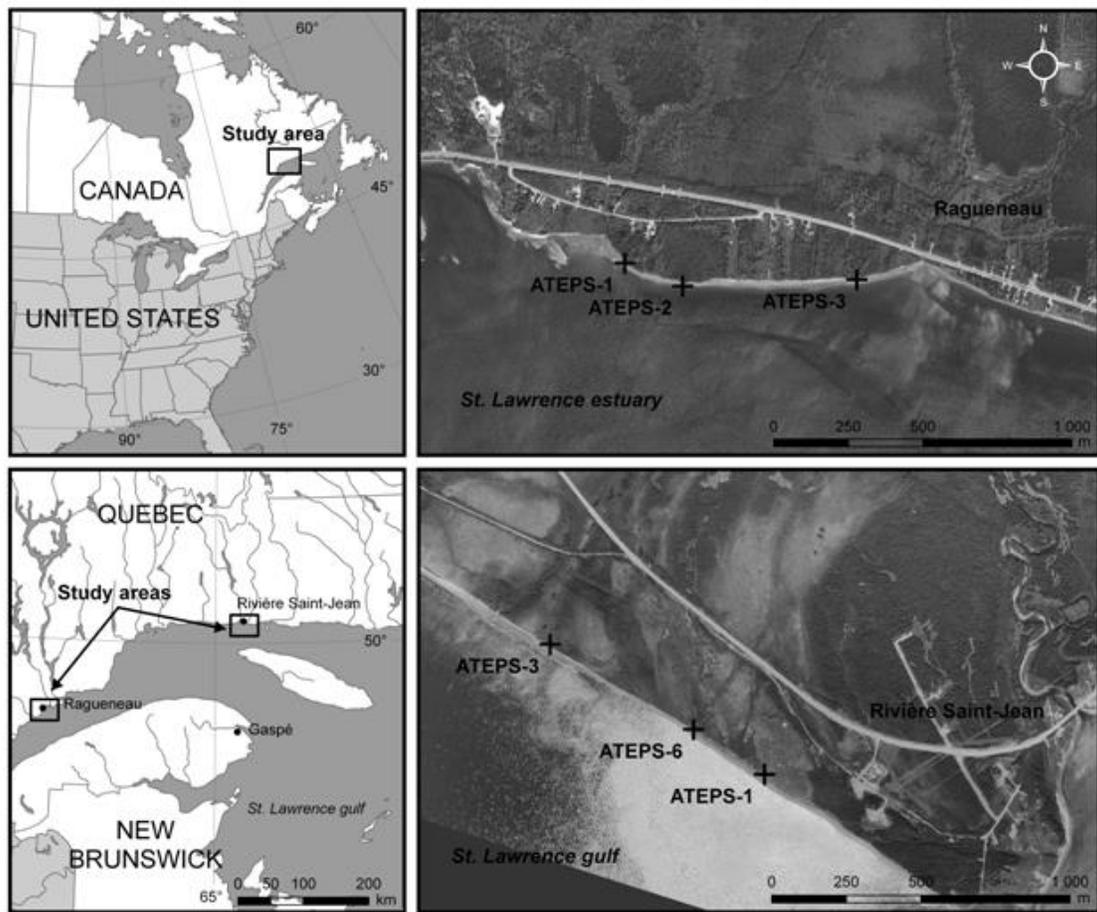


Figure 4.3. Localisation des tiges ATEPS à Ragueneau et à Rivière Saint-Jean, Côte-Nord.



Figure 4.4. Localisation des tiges ATEPS à Penouille, Gaspésie.

Puisque les régimes thermiques enregistrés par les senseurs de température diffèrent selon leur position à l'intérieur ou à l'extérieur de la falaise, il est possible d'identifier la date, et parfois l'heure du jour, où un senseur est dégagé par l'érosion (figure 4.5 et figure 4.6) et par conséquent d'identifier les conditions météo-marines qui prévalaient alors. L'orientation à l'intérieur des quadrants sud-est et sud-ouest des falaises de plusieurs des lithologies suivies combinée à la couleur noire de la tige permet au rayonnement solaire d'accentuer la différence entre le régime interne de la falaise et les températures enregistrées par les capteurs libérés par l'érosion, à l'extérieur de la falaise (Bernatchez et al. 2011; Hall 2004; Lewkowicz 2001) ce qui améliore l'interprétation des signatures thermiques des événements d'érosion. Le nombre de senseurs de température ayant été dégagés lors d'un événement de recul indique l'ampleur approximative de l'érosion. Bien que les tiges tendent à sous-estimer le nombre d'évènements d'érosion en raison de la distance qui sépare les senseurs de température, celles-ci ont l'avantage de quantifier le taux recul s'étant produit durant la période de suivi.

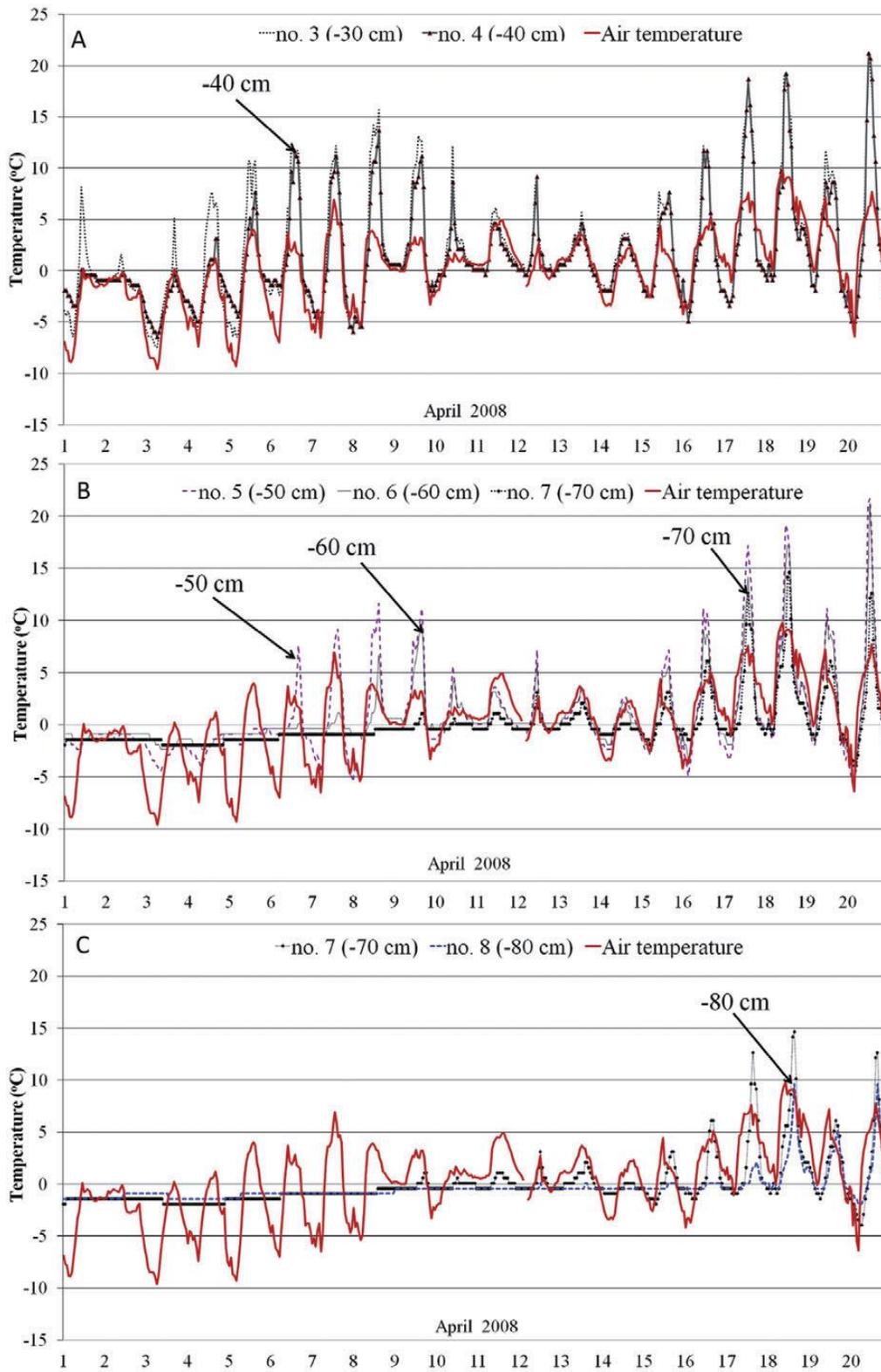


Figure 4.5. Signature thermique d'érosion progressive, Rivière Saint-Jean, avril 2008.

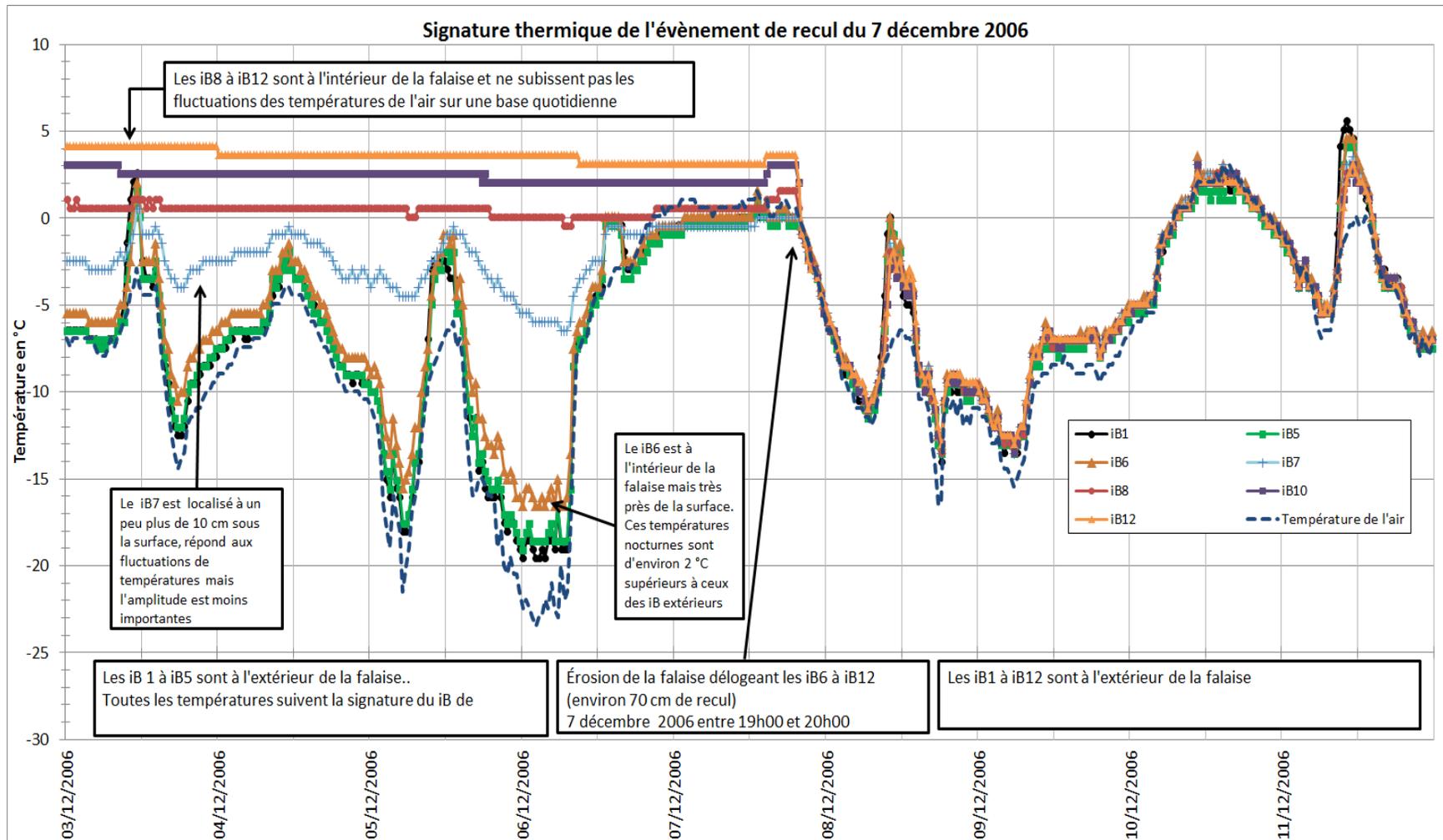


Figure 4.6. Signature thermique d'érosion, Ragueneau, 7 décembre 2006.

Avant d'être dégagés par l'érosion, les senseurs de température mesurent les températures internes de la falaise ce qui permet de connaître la progression de l'onde de gel en plus de contribuer à l'identification des mécanismes, cryogéniques ou non, en cause dans les évènements d'érosion qui affectent les falaises.

Les principes microclimatologiques, les détails de conceptions, l'adaptabilité des systèmes, les limites des méthodes et l'usage des tiges ATEPS et autres systèmes de suivi intrusifs connexes ont été publiés par Bernatchez et al. (2011) sous le titre: « *Development of an automated method for continuous detection and quantification of cliff erosion events* ».

4.1.3. Visite de terrain

Des visites de terrain saisonnières ont été effectuées sur tous les sites d'étude afin de recueillir les données de l'instrumentation et d'observer les processus d'érosion actifs sur l'ensemble des secteurs suivis. Celles-ci s'avèrent particulièrement essentielles aux sites non équipés de caméras de suivi.

4.2. Données climatiques et de niveaux d'eau

4.2.1. Stations météorologiques et pyranomètres

Les données climatiques proviennent de stations météorologiques d'Environnement Canada (tableau 4.5). Celles-ci fournissent les données quotidiennes et horaires relatives aux températures de l'air (°C), à la hauteur des précipitations quotidiennes équivalentes en eau (mm), à la vitesse des rafales maximales quotidiennes (km/h) et leur direction (°). Les données de rayonnement global (W/m^2) sont enregistrées par des pyranomètres du Laboratoire de dynamique et gestion intégrée des zones côtière (LDGIZC) (tableau 4.6). Ceux-ci sont de type Licor (LIS200S) et contrôlés par un système d'acquisition (CR10X, Campbell Scientific). Des mesures sont effectuées aux 5 secondes et enregistrées aux minutes. Une moyenne sur 30 minutes est ensuite calculée et la valeur maximale quotidienne a été intégrée à la base de données d'analyse. En plus de ces données de base, des données dérivées de celles-ci ont aussi été calculées et intégrées aux observations par caméras (tableau 4.7).

Tableau 4.5. Stations météorologiques

Stations météorologiques	Latitude	Longitude	Commentaires
Ragueneau			
Baie-Comeau A EC : 7040442 OMM : 71890	49°08'00,000" N	68°12'00,000" O	Située à 20 km du site d'étude
les Buissons EC : 7044288 OMM : aucun	49°07'00,000" N	68°23'00,000" O	Consultée pour connaître l'état des précipitations (liquide ou solide) qui y sont mesurées séparément.
Rivière Saint-Jean			
Havre-Saint-Pierre EC : 7043019 OMM : 71584	50°16'55,000" N	63°36'41,000" O	Située à 60 km du site d'étude
Havre-Saint-Pierre EC : 7043020 OMM : 71313	50°17'00,000" N	63°36'00,000" O	Située à 60 km du site d'étude
Anse à la Cabane			
Îles-de-la-Madeleine EC : 7053KGR OMM : 71710	47°25'31,000" N	61°46'29,000" O	Située à 30 km du site d'étude
Anse au Plâtre			
Îles-de-la-Madeleine EC : 7053KGR OMM : 71710	47°25'31,000" N	61°46'29,000" O	Située à 20 km du site d'étude
Penouille			
Gaspé A. EC : 7052601 OMM : 71188	48°46'31,000" N	64°28'47,000" O	Située à 10 km du site d'étude

Tableau 4.6. Pyranomètres

Localisation du pyranomètre	Latitude	Longitude	Orientations	Commentaires
Ragueneau				
Pointe-Lebel	49,1566541	-68,2045336	horizontale	située à 20 km du site d'étude
Rivière Saint-Jean				
Rivière Saint-Jean	50,292948	-64,3624756	horizontale	située directement sur le site d'étude
Îles-de-la-Madeleine				
Anse à la Cabane	47,219722	61,991111	horizontale et verticale	située directement à l'anse à la Cabane
Penouille				
Péninsule de Penouille	48,850556	64,428056	horizontale et verticale	située à 1,5 km du site d'étude

Tableau 4.7. Variables climatiques quotidiennes intégrées à la base de données d'observations par caméras

A. Température (T°)	1. Degrés-jour de fonte
	2. Somme des degrés-jour de fonte (4 jours précédents + journée en cours)
	3. Degrés-jour de gel
	4. Somme des degrés-jour de gel (4 jours précédents + journée en cours)
	5. Degrés-jour de gel cumulés depuis le 1 octobre
	6. T° min
	7. T° moy
	8. T° max
	9. Amplitude quotidienne de T°
	10. Direction (T° à la hausse ou à la baisse)
	11. Passage positif↔négatif des T° (o/n)
	12. Somme des passages positif↔négatif des T° (4 jours précédents + journées en cours)
B. Précipitations	1. Précipitations liquides
	2. Somme des précipitations liquides (4 jours précédents + journée en cours)
	3. Précipitations liquides maximales observées en un jour (4 jours précédents + journée en cours)
	4. Précipitations mixtes (doit comprendre des précipitations liquides)
	5. Somme des précipitations mixtes (4 jours précédents + journée en cours)
	6. Précipitations mixtes maximales observées en un jour (4 jours précédents + journée en cours)
	7. Indice de précipitations standardisées* (SPI 7 jours)
	8. Indice de précipitations standardisées* (SPI 14 jours)
	9. Indice de précipitations standardisées* (SPI 30 jours)
C. Autres	1. Vitesse des rafales maximales
	2. Direction des rafales maximales
	3. Profondeur théorique de l'onde de gel [†]
	4. Rayonnement solaire global maximal

* Calculé pour chaque station météorologique : $SPI(n \text{ jours}) = \frac{\text{précipitations}(n \text{ jours}) - \text{précipitation}(pour \ n \ \text{jour en moyenne})}{\sigma}$

Nécessite au moins 30 ans de données pour l'obtention de la moyenne et de l'écart-type (Mckee et al. 1993)

[†] Modifié de l'équation de Berggren:

Où z = profondeur de l'onde de gel (m), k_u = Conductivité thermique non gelé ($W/m \cdot ^\circ C$), n = facteur de correction de surface pour FI, FI = indice de gel (degrés-jour de gel cumulés) L = Chaleur latente de fusion de l'eau (kJ/m^3), λ = Coefficient de correction (Aldrich and Paynter 1953)

4.2.2. Marégraphes

Les données de niveau d'eau proviennent des marégraphes de Pêches et Océans Canada (tableau 4.8). Dans le cas de Ragueneau, puisque qu'aucun des marégraphes n'est disponible à proximité du site d'étude et qu'il n'est pas équipé de caméras de surveillance, les marégraphes de Rimouski et de Sept-Îles ont été consultés. Un indice de hauteur du niveau d'eau régional a été calculé. Pour ce faire, les mesures de niveau d'eau des deux marégraphes ont été ordonnées pour chacune des périodes de suivi de 242 jours (1 septembre au 30 avril) afin d'obtenir un rang qui illustre le « niveau d'eau régional », le rang 242 étant occupé par le plus haut niveau d'eau enregistré durant les 242 jours d'une saison de suivi. Sur les sites équipés de caméras, le niveau d'eau observé localement (% de recouvrement de la plage et niveau d'eau atteint par rapport à la falaise) a été utilisé.

Tableau 4.8. Marégraphes

Marégraphes	Latitude	Longitude
Ragueneau		
Rimouski (no. 2985)	48,478333° N	68,513667° W
Sept-Îles (no. 2780)	50,194833° N	66,376833° W
Rivière Saint-Jean		
Aucun marégraphe consulté	na	na
Îles-de-la-Madeleine		
Cap-aux-Meules (no. 1970)	47,378861° N	61,857293° W
Penouille		
Rivière-au-Renard (no. 2330)	48,997° N	64,3805° W

4.3. Constitution d'une base de données à partir des observations par caméra

Une base de données a été constituée à partir des informations recueillies grâce aux caméras. Les informations climatiques et s'il y a lieu, des niveaux d'eau et des tiges ATEPS y ont été intégrées. La résolution de la base de données est quotidienne.

4.4. Mesures des taux d'érosion

Afin d'inscrire les périodes spécifiques de suivi réalisé à l'aide des tiges, il est nécessaire de connaître les taux d'érosion mesurés annuellement à l'aide des stations de suivi (bornes) et au cours de la période récentes et les taux d'érosion historiques.

4.4.1. Réseau de suivi de l'érosion côtière

Le Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières (LDGIZC) de l'Université du Québec à Rimouski possède un réseau de suivi de l'érosion côtière composé de plus de 4 200 stations de mesure qui permet de quantifier l'évolution des côtes sur une base annuelle et dans certains cas sur une base saisonnière ou mensuelle. La distance perpendiculaire entre le sommet des falaises et les bornes est relevée à l'aide d'un ruban à mesurer. En raison des légères variations d'azimut et des difficultés de localisation du sommet de la falaise (ex. couvert végétal) qui peuvent survenir au moment de la mesure, on estime que la marge d'erreur de cette méthode est inférieure à 10 cm. Tous les sites d'étude du projet, à l'exception des falaises du secteur de Penouille, sont couverts par ce réseau (tableau 4.9).

Tableau 4.9. Suivi de l'érosion côtière sur les sites d'étude à partir de bornes de mesure

Site d'étude	Nombre de bornes retenues	Fréquence du suivi	Espacement des bornes
Ragueneau	19	Annuel: 1998-2013 Saisonnier: 1998-2003 et 2005-2007	Entre 20 et 135 m Moyenne: 135 m
Rivière Saint-Jean	45	Annuel: 2001-2013 Saisonnier: juillet 2009 - avril 2011	Entre 30 et 100 m Moyenne: 65 m
Anse à la Cabane	3	Annuel : 2005-2010	Entre 60 et 120 m Moyenne: 95 m
Anse au Plâtre	6	Annuel : 2005-2009	Entre 60 et 120 m Moyenne: 95 m

4.4.2. Évolution historique

L'évolution historique du site de Rivière Saint-Jean a été obtenue par photo-interprétation. Les photographies aériennes de 1948 (1: 40 000), 1967 (1: 15 840), 1976 (1: 15 000), 1983 (1: 40 000), 1989 (1: 15 000), 1997 (1: 40 000), 2005 (1: 20 000) ont été numérisées à 600 ou 1200 dpi, selon leur échelle, et géoréférencées dans un système d'informations géographiques (SIG, *ArcInfo* version 9.3.1) à partir de photographies orthorectifiées de 2005 (MRNF 2005) et ensuite rétroactivement jusqu'à 1948 pour assurer un nombre maximum de points de contrôle communs aux deux séries d'images. Afin de réduire la distorsion spatiale, uniquement le tiers central des photographies a été utilisé. Le trait de côte a ensuite été numérisé à l'échelle 1:600 dans le SIG pour chaque série de photographies aériennes et a été validé simultanément par stéréoscopie à l'exception de la couverture de 2005 (les copies imprimées n'étaient pas disponibles). Le taux de recul a été calculé entre chaque année subséquente et entre 1948 et 2005 en utilisant les procédures automatiques de l'extension DSAS (*Digital Shoreline Analysis System*) dans *ArcGIS* 9.3.1 (Thieler et al. 2003). Des transects perpendiculaires aux traits de côte comparés ont été positionnés tous les 50 mètres le long de la côte pour un total de 45 points de mesure. La méthode "end point rate" a été utilisée. Elle correspond au ratio entre le recul total et le nombre d'années écoulées entre deux séries de photographies aériennes.

L'estimation de la marge d'erreur maximale des taux de recul obtenus inclut une erreur de géoréférencement relative entre deux séries de photographies aériennes comparées (EG_{ps-ps}). Elle comprend la distorsion des photographies, l'emplacement inexact des points de contrôle et la taille des pixels. Elle peut être évaluée par le décalage entre deux points fixes au sol, préférablement à proximité de la côte, tel que les points de contrôle utilisés lors du géoréférencement. Puisque l'erreur évaluée est celle du pire scénario possible, nous avons utilisé la valeur maximale que nous ayons mesurée. Une incertitude liée au positionnement du trait de côte est également ajoutée à l'erreur précédente. Elle englobe l'erreur de numérisation ou du "trait de crayon" (0,001 mm - considéré comme nulle) et une erreur d'interprétation de la part du numériseur (EDO_{ps}) évaluée à 1,5 fois la taille du pixel par des essais répétés afin de tester la reproductibilité.

L'erreur maximale annualisée (E_a) a été estimée par une équation (4.1) de somme quadratique (Fletcher et al. 2003; Gorokhovich and Leiserowiz 2012; Morton and Miller 2005) exprimée :

$$E_a = \frac{\sqrt{EG_{ps1-ps2}^2 + EDO_{ps1}^2 + EDO_{ps2}^2}}{T} \quad (4.1)$$

où T est le temps écoulé entre la série de photographie aérienne 1 et 2. Les erreurs maximales annualisées pour les intervalles d'évolution côtière étudiés sont présentées au tableau 4.10.

Tableau 4.10. Erreurs maximales annualisées par intervalle

Intervalles	Erreur de géoréférencement (EG_{ps-ps})	Erreur du numériseur (EDO_{ps})	Erreur maximale annualisée (E_a)
1948-1967	2,19	1948 : 0,71 1967 : 1,31	±0,14
1967-1976	1,72	1967 : 1,31 1976 : 1,14	±0,27
1976-1983	1,49	1976 : 1,14 1983 : 0,68	±0,28
1983-1989	1,69	1983 : 0,68 1989 : 1,14	±0,36
1989-1997	1,19	1989 : 1,14 1997 : 1,10	±0,25
1997-2005	2,85	1997 : 1,10 2005 : 0,42	±0,39
1948-2005	2,10	1948 : 0,71 2005 : 0,42	±0,04

4.5. Scénarios climatiques utilisés

Huit (8) scénarios climatiques ont été élaborés par le consortium Ouranos dont quatre scénarios sur une fréquence de données horaires (scénario 1 à 4) et quatre autres sont construits sur une fréquence de données journalières (scénario 5 à 8). L'horizon temporel couvert par les scénarios est de 1981 à 2080. Des variables climatiques ont été produites pour 11 sites côtiers de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent sélectionnés dans le cadre du projet (5 utilisés actuellement). Les quatre scénarios régionaux (RC1 à RC4) proviennent du Modèle Canadien Régional du Climat (MRCC) tandis que les scénarios 5 à 8 sont issus de modèles du système terre (MST) (tableau 4.11 et tableau 4.12).

Tous les scénarios incorporent les variables de température moyenne à 2 m du sol, de précipitation totale ainsi que les phases de précipitation (liquide, solide et mixte). Par contre, les scénarios élaborés sur une fréquence horaire comportent des éléments astronomiques supplémentaires représentés par les flux de radiation solaire globaux reçus pour une surface horizontale au sol, de radiation solaire globale reçue pour une surface horizontale au sommet de l'atmosphère ainsi que les angles zénithaux et azimutaux permettant de localiser le Soleil.

Tableau 4.11. Informations sur les simulations régionales et globales des scénarios 1 à 4

Code de simulation pour le présent projet	Code de simulation MRCC_v4.2.3. à Ouranos (historique / future)	Fréquence d'archivage	Pilote (centre-modèle_version #membre)	SRES
RC1	aet / aet	6h	CCCma-CGCM_v3.1 #4	A2
RC2	aev / aev	3h	CCCma-CGCM_v3.1 #5	A2
RC3	agx / agx	6h	MPI-ECHAM_5 #1	A2
RC4	ahj / ahj	3h	MPI-ECHAM_v5 #3	A2

Tiré de Grenier (2013)

Tableau 4.12. Informations sur les simulations régionales et globales des scénarios 5 à 8

Code du scénario résultant, pour ce projet	Modèle	Pays développeur	Expérience	Membre
SCEN5	CCSM4	États-Unis	Historique + RCP2.6	rlilp1
SCEN6	CSIRO-Mk3-6-0	Australie	Historique + RCP4.5	rlilp1
SCEN7	CCSM5	États-Unis	Historique + RCP8.5	rlilp1
SCEN8	MIROC-ESM	Japon	Historique + RCP8.5	rlilp1

Tiré de Grenier (2013)

De plus amples détails concernant les simulations climatiques utilisées pour la construction des scénarios, sur les stratégies utilisées pour la construction des scénarios fournis par Ouranos peuvent être consultés dans le rapport de Grenier (2013) intitulé « Document d'informations sur les données climatiques fournies dans le cadre du projet "Impacts des changements climatiques sur l'érosion des falaises de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent". Notons simplement que les scénarios 1 à 4 représentaient un défi en raison de la disparité entre la fréquence souhaitée pour les scénarios et la fréquence des bases de données disponibles pour les construire. En effet, les simulations utilisées sont archivées aux 3 heures (RC2 et RC4) et aux 6 heures (RC1 et RC3) (tableau 4.11), alors que les observations utilisées (pour les précipitations cumulées et les températures moyennes) le sont aux 24 heures (Grenier 2013).

Plusieurs mesures de corrections de biais ont été mises de l'avant afin de répartir les données de base sur une grille temporelle horaire. Grenier (2013) note que dans le cas des températures moyennes, une simple interpolation des données respectant les minimums et maximums

quotidiens peut suffire à les répartir sur une plage horaire puisque les variations de la température se fait, dans la grande majorité des situations, de façon continue. Cependant, les précipitations étant un champ de données discontinues, leur répartition horaire est plus laborieuse et les étapes de réalisation se retrouvent au point 3.6 "Stratégies de construction des scénarios", volet : précipitations totales du document de Grenier (2013).

La résolution de données horaires des scénarios 1 à 4 a été jusqu'à présent spécifiquement utilisée afin de développer un modèle de simulation des cycles de gel et de dégel de surface. Pour ce dernier, des données horaires de température et d'intensité de rayonnement solaire étaient de première nécessité puisque c'est à partir de la combinaison de ces deux paramètres que la fluctuation thermique des températures de surface est modélisée. La modélisation de l'onde de gel et de dégel ainsi que de l'évolution des différents régimes thermiques ont pu utiliser l'ensemble des scénarios 1 à 8 puisque pour ces derniers une résolution temporelle journalière de la température était suffisante.

5. Développement des concepts et des modèles

Afin de mener à bien ce projet des concepts et des modèles nouveaux ont été développés ; 1) le découpage annuel en fonction des régimes thermiques de l'air plutôt qu'en fonction des saisons trimestrielles, 2) l'adaptation de l'équation de l'onde de gel pour répondre aux spécificités des falaises à l'étude et 3) un modèle de quantification des cycles de gel et de dégel de surface.

5.1. Élaboration de périodes d'homogénéité climatique sur une base annuelle

5.1.1. Mise en contexte

Le couplage entre les processus d'érosion, les conditions environnementales et les paramètres climatiques nécessite de circonscrire des périodes d'homogénéité climatiques; qu'il s'agisse par exemple des saisons sèches et humides (Aviad et al. 2004), de régime froid (Michel et Bérenger 1973), de période de dégel (Matsuoka and Sakai 1999) ou de saisons thermiques (Francou 1982) puisque celles-ci impliquent que les conditions de surface et environnementales seront différentes. Sous les climats tempérés, le spectre couvert par les températures de l'air est important et justifie un découpage fondé sur l'évolution des températures de l'air. Par exemple, à Baie-Comeau (Québec, Canada), la température minimum quotidienne moyenne mensuelle est de -19,9 °C en janvier et la température maximum quotidienne moyenne mensuelle est de 20,9 °C en juillet (Environnement Canada 2014a).

5.1.2. Définitions des régimes thermiques des températures de l'air

Sous les climats tempérés, suivant une période plus ou moins longue où les températures de l'air sont exclusivement positives, une partie de l'année est caractérisée par un refroidissement progressif qui affecte d'abord les températures minimum (régime thermique de refroidissement A) puis les températures moyennes (régime thermique de refroidissement B) (tableau 5.1.). S'en suit une période où les températures minimum, moyenne et maximum négatives dominent (régime thermique froid). Durant cette période, occasionnellement, les températures maximums, et plus rarement moyennes, peuvent passer au-dessus du point de congélation mais ces conditions ne permettent pas d'amorcer la période de réchauffement. Il s'agit de ce que nous qualifierons de redoux (température moyenne positive seulement). Le régime thermique froid est marqué par le réchauffement progressif des températures de l'air. D'abord, les températures de l'air deviennent couramment positives (régime thermique de réchauffement A) puis les températures moyennes sont maintenues constamment au-dessus du point de congélation. À partir du moment où plus aucune température minimum négative n'est enregistrée, débute le régime thermique sans gel.

Les dates de transition entre les différents régimes thermiques sont établies selon la méthode par seuil unique ou par séries cumulatives (Sládek 2001) (tableau 5.1.). Dans le cas du seuil unique, la date de transition correspond au jour où la température minimum, moyenne ou maximum passe le seuil de 0 °C. Par exemple, la transition entre le régime thermique sans gel et le régime thermique de refroidissement A correspond au premier jour où la température de l'air minimum passe sous zéro. La méthode par séries cumulatives développée par Sládek (2001) vise à identifier une période où les caractéristiques climatiques ciblées sont prévalentes, ce qui permet entre autre de ne pas mettre fin à l'hiver lorsqu'un redoux se produit (ce que le seuil unique ne permettait pas). Pour établir la transition entre deux régimes selon cette méthode, il s'agit de cumuler le paramètre ciblé (température minimum, moyenne ou maximum) à partir de la première fois que le seuil choisi est rencontré dans la série temporelle (passage au-dessus ou sous zéro). Si le cumul de température n'est pas maintenu à l'intérieur du seuil (supérieur ou inférieur à zéro selon le cas présent), la transition entre les deux régimes ne se produit pas à la date préalablement identifiée. Il s'agit ensuite de répéter la méthode à partir du prochain jour où le paramètre ciblé rencontre le seuil choisi et ce, jusqu'à ce que le cumul thermique soit maintenu à l'intérieur de ce seuil. Par exemple, pour identifier la transition entre le régime thermique froid et le régime thermique de réchauffement A, la température de l'air maximum (paramètre ciblé) est cumulé à partir du premier jour où celle-ci passe au-dessus du point de congélation (seuil choisi). Si le cumul thermique des températures maximum devient négatif dans les jours suivants, la date préalablement identifiée ne correspond pas à la transition entre les deux régimes. Par contre, si ce cumul est maintenu au-dessus de zéro, il s'agit alors de la date de transition recherchée. Le découpage annuel en régime thermique plutôt qu'en saisons trimestrielles est préférable lors de la réalisation du couplage entre la dynamique des falaises et le climat. En effet, cette méthode a l'avantage d'inclure la variabilité interannuelle et spatiale du régime des températures de l'air. Par exemple, la durée du régime de thermique froid varie d'une année à l'autre et diffère, durant une même année, d'un site à un autre. Aussi, ce découpage permet d'intégrer les observations d'évènement d'érosion identifiées à l'aide des caméras de suivi ou des tiges thermiques à l'intérieur de conditions environnementales (état de dessiccation, pied de glace, résurgences, enneigement, évolution de l'onde de gel, etc.) propres à chacune de ces périodes et de faire une interprétation plus juste quant aux mécanismes en cause. Dans le cadre de ce projet axé plus particulièrement sur les processus d'origine cryogénique, ce sont les régimes thermiques de refroidissement A et B, de froid et de réchauffement A et B qui leur sont propices.

Tableau 5.1. Régimes thermiques

<p>Régime thermique sans gel Les températures minimum, moyenne et maximum sont toujours positives. La période sans gel est également identifiée par Environnement Canada.</p>
<p>Transition par seuil unique : premier jour où la température de l'air minimum est négative.</p>
<p>Régime thermique de refroidissement A Les températures minimums négatives sont progressivement de plus en plus fréquentes. L'onde de gel n'a pas encore commencé sa progression mais il peut y avoir une action superficielle possible du gel (degrés-heure de gel seulement).</p>
<p>Transition par seuil unique : premier jour où la température de l'air moyenne est négative.</p>
<p>Régime thermique de refroidissement B Les températures moyennes négatives sont progressivement de plus en plus fréquentes. L'onde de gel débute sa progression en alternance avec des ondes de dégel.</p>
<p>Transition par séries cumulées : températures de l'air maximums négatives dominant.</p>
<p>Régime thermique froid Les températures de l'air maximums sont, sauf exceptions, négatives. L'onde de gel progresse. Les températures maximum, et parfois moyennes peuvent être occasionnellement positives. Dans le cas où la température moyenne est positive, une onde de dégel peut progresser. Il s'agit alors d'un redoux.</p>
<p>Transition par séries cumulés : températures de l'air maximums positives dominant.</p>
<p>Régime thermique de réchauffement A Les températures de l'air maximums sont majoritairement positives. Il s'agit d'une période caractérisée par une alternance fréquente entre des températures positives et négatives suivant généralement un rythme diurne-nocturne et par des températures moyennes quotidiennes positives et négatives qui génère du gel et du dégel.</p>
<p>Transition par seuil unique : premier jour où la température moyenne est positive.</p>
<p>Régime thermique de réchauffement B La température moyenne de l'air se maintient continuellement au-dessus du point de congélation. L'onde de dégel progresse.</p>
<p>Transition par seuil unique : dernier jour où la température de l'air minimum est négative.</p>

5.2. Adaptation des équations de l'onde de gel à la dynamique des fronts mobiles des falaises à fort contenu de silt et d'argile

5.2.1. Mise en contexte

La progression du gel et du dégel dans la roche ou les sédiments meubles est communément estimée à partir de l'équation de Berggren modifiée (Aldrich and Paynter 1953) qui s'est avérée être très efficace dans la résolution de nombreux problèmes d'ingénierie (Andersland and Ladanyi 2004). Cette équation est intéressante car elle requiert un nombre limité de variables et la progression des ondes est principalement dépendante des degrés-jours de gel ou de dégel, qui sont faciles à obtenir. Par contre, une des lacunes majeures de cette approche dans le contexte d'une côte en érosion est paradoxalement cette simplicité, qui ne tient pas compte de l'effet des redoux hivernaux (qui initient une onde de dégel pendant une période dominée par les températures négatives) ou de d'autres flux de chaleurs provenant des précipitations, de la fonte de la neige ou du rayonnement solaire par exemple (Carey and Woo 2005; Fox 1992). Les impacts d'une éventuelle alternance de degrés-jours de gel et de dégel sur la progression des deux ondes (de gel et de dégel) sont donc ignorés et la littérature nous démontre que les sédiments dont le contenu en silt et en argile est élevé sont fortement sensibles au dégel (Bernatchez and Dubois 2008; Bissonnais 1996; Corriveau 2010; Couper 2003; Edwards 1991; Ferrick and Gatto 2005; Matsuoka 1996). Sur les falaises à l'étude, le dégel des sédiments active des processus d'érosion, ce qui rend la surface mobile. L'application de l'équation de Berggren modifiée décrite dans la littérature est donc inadéquate puisqu'elle calcule la profondeur atteinte par le gel à partir d'une surface initiale fixe ou stable.

Pour ces raisons, une version adaptée de l'équation de Berggren modifiée a été développée afin de tenir compte des interactions entre les périodes de températures moyennes journalières positives (calculés à partir des températures de l'air) à l'intérieur du cycle annuel pour les sédiments à fort contenu en silt ou en argile, tel que rencontrés à Ragueneau et à Rivière Saint-Jean. Pour les autres sites, la formule originale détaillée dans Aldrich et Paynter (1953) a été conservée. L'objectif de cette méthode est de représenter le plus fidèlement possible la profondeur de l'onde de gel et de déterminer théoriquement l'épaisseur totale de sédiments affectés par le gel par rapport à la situation initiale avant le début de la saison froide. Cela permet de connaître la quantité de sédiments qui est érodée à la fin du dégel printanier.

5.2.2. Approche

L'approche retenue pour intégrer les interactions entre les périodes de températures moyennes journalières positives (calculés à partir des températures de l'air) à l'intérieur du cycle annuel est basé sur l'hypothèse que la progression d'une onde de dégel dans les sédiments déjà gelés est impossible dans les sédiments silto-argileux. Cette méthode stipule que les degrés-jours de dégel (qui seraient les principaux responsables de la progression d'une onde de dégel, voir équation 5.2) ne peuvent pas s'accumuler puisque la fonte produit une érosion simultanée des sédiments. Ainsi, la profondeur de l'onde de dégel journalière est équivalente à l'érosion produite durant cette journée et la profondeur de l'onde de dégel est réinitialisée à 0,00 m le jour suivant. De plus, cela implique une réduction relative de l'onde de gel en comparaison avec la journée précédente. Puisque l'équation de Berggren modifiée contient un terme quadratique, la vitesse de progression de l'onde de gel est reliée à la quantité de sédiments qui sont déjà gelés; plus ils sont gelés en profondeur, plus lente est la progression de l'onde de gel.

5.2.3. Le modèle

Le modèle adapté est directement basé sur l'équation de Berggren modifiée et prend la forme suivante pour le gel:

$$zf_{(t)} = 13,15 \cdot \lambda \left[\frac{k_u \cdot n \cdot FI_{(t)}}{L} \right]^{0.5} \quad (5.1)$$

et pour le dégel:

$$zt_{(t)} = 13,15 \cdot \lambda \left[\frac{k_f \cdot n \cdot TI_{(t)}}{L} \right]^{0.5} \quad (5.2)$$

où : $zf_{(t)}$ ou $zt_{(t)}$, est la profondeur de l'onde (m) au temps t (jours), k_u et k_f sont les conductivités thermiques (W/m · °C) pour les sédiments gelés (f) et dégelés (u), FI ou TI sont les index de gel ou de dégel (degrés-jours de gel cumulés ou degrés-jours de dégel cumulés, respectivement), n est un facteur de correction de FI ou TI , L est la chaleur latente spécifique de fusion (kJ/m³) et λ est un coefficient de correction (Aldrich 1956; Andersland and Ladanyi 2004) permettant de pallier à une surestimation de la profondeur de l'onde de gel modélisée initialement avec l'équation de Berggren (1943), d'où l'appellation "Berggren modifiée". Ce coefficient est évalué à partir de la température moyenne annuelle du site, le nombre de jour de gel cumulé depuis le début de la saison froide et la chaleur spécifique des sédiments. Dans le cadre de cette étude, il a été évalué à 0,6 à partir des données climatiques mesurées à Havre Saint-Pierre entre 1964 et 2012. Notons que 2 des 3 variables employées pour déterminer ce coefficient de correction varient annuellement, c'est pourquoi la moyenne 1964-2012 a été utilisée.

(1) Dans le cas où une onde de dégel est initiée durant un redoux (en présumant que de l'érosion va se produire), la nouvelle position de l'onde de gel (zf') peut être évaluée avec:

$$zf' = zf_{(t-1)} - zt_{(t)} \quad (5.3)$$

(2) La valeur inconnu devient donc FI qui va "artificiellement" être réduite pour correspondre à une nouvelle profondeur d'onde de gel (zf') à partir de laquelle la progression de l'onde va reprendre:

$$FI' = \frac{L \left[\frac{z}{13,15 \cdot \lambda} \right]^2}{k_u \cdot n} \quad (5.4)$$

(3) Puisque TI n'est pas une accumulation de degrés-jours, les équations 5.2, 5.3 et 5.4 doivent être répétées quotidiennement jusqu'à la fin du redoux ou jusqu'au dégel complet des sédiments. Dans ce dernier cas, $zt_{(t)}$ et TI ne sont évidemment pas calculés puisque les sédiments ne seront plus gelés, ce qui signifie qu'aucune érosion liée au dégel ne va se produire.

(4) Lorsque le redoux se termine, $zf_{(t)}$ est calculé conformément à l'équation 1 en remplaçant le FI original par FI'

(5) Les étapes sont répétées jusqu'à la fin de la période froide.

5.2.4. Démonstration

Les propriétés physiques des sédiments utilisées pour les calculs sont présentées au tableau 5.2. Même si nous reconnaissons que les propriétés du sol changent entre nos sites d'études, nous avons opté pour des propriétés thermiques représentatives et des facteurs de correction n déjà publiés dans divers manuels d'ingénierie ou dans la littérature (Andersland and Ladanyi 2004; Dysli 1991; Smith 1996). En l'absence de valeurs empiriques et compte tenu que les matériaux sont relativement similaires entre Ragueneau et Rivière Saint-Jean, cette option est cohérente avec l'esprit de cette étude qui est d'établir un lien entre l'érosion et la progression de l'onde de gel.

Tableau 5.2. Propriétés physiques des matériaux des falaises selon les sites d'étude

Site	Masse volumique (kg/m ³)	Contenu en eau (%)	Chaleur latente de fusion de l'eau (kJ/kg)	Chaleur Spécifique kJ/(kg · °C)		Conductivité thermique kJ/(kg · °C)		Facteur de correction (n)		Coefficient de correction (λ)	
				Gelés	Dégelés	Gelés	Dégelés	Gelés	Dégelés	Gelés	Dégelés
Ragueneau	1700	20	334	1,34	1,76	2,1	1,6	0,9	1,4	0,6	1
Rivière Saint-Jean	1700	20	334	1,34	1,76	2,1	1,6	0,9	1,4	0,6	1
Anse à la Cabane	2250	20	334	0,78	0,83	1,45	1,05	0,9	1,4	0,6	1
Anse au Plâtre	2250	20	334	0,78	0,83	1,45	1,05	0,9	1,4	0,6	1

L'équation adaptée pour les falaises silto-argileuses en érosion a été testée à Rivière Saint-Jean et à Ragueneau, où des données empiriques sur trois tiges thermiques différentes étaient disponibles pour chaque année de suivi. Celle-ci a permis d'expliquer entre 78 % et 99 % de la variabilité de l'onde de dégel mesurée à partir de sa mise en place jusqu'à sa profondeur maximale, juste avant la fonte printanière (figure 5.1). Le dégel printanier était au contraire assez difficile à reproduire avec l'équation puisque le contexte environnemental (couverture de neige, hydrogéologie, rayonnement) est déterminant dans la vitesse de la phase de dégel (Harris et al. 2008, 2011). Les prédictions étaient assez justes pour l'hiver 2005-2006, mais le dégel a été estimé trop tard en 2006-2007 et trop tôt en 2008-2009. Le délai était d'environ 2 semaines, alors que l'application de l'équation de Berggren modifiée originale aurait prédit une fonte complète environ un mois trop tard (arrive après le 31 mai, figure 5.2).

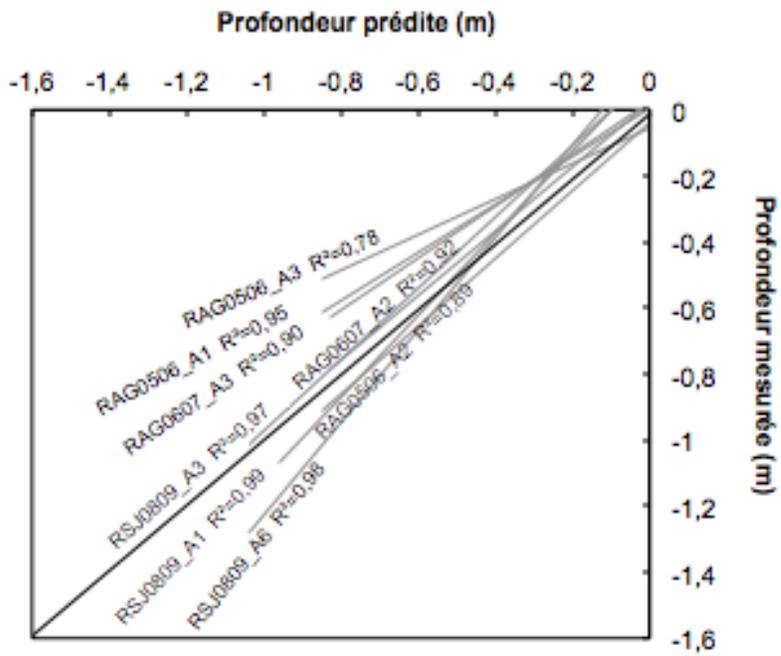


Figure 5.1. Régressions linéaires entre les profondeurs prédites (équation de Berggren adaptée) et mesurées (tiges ATPES) de l'onde de gel durant le régime thermique froid

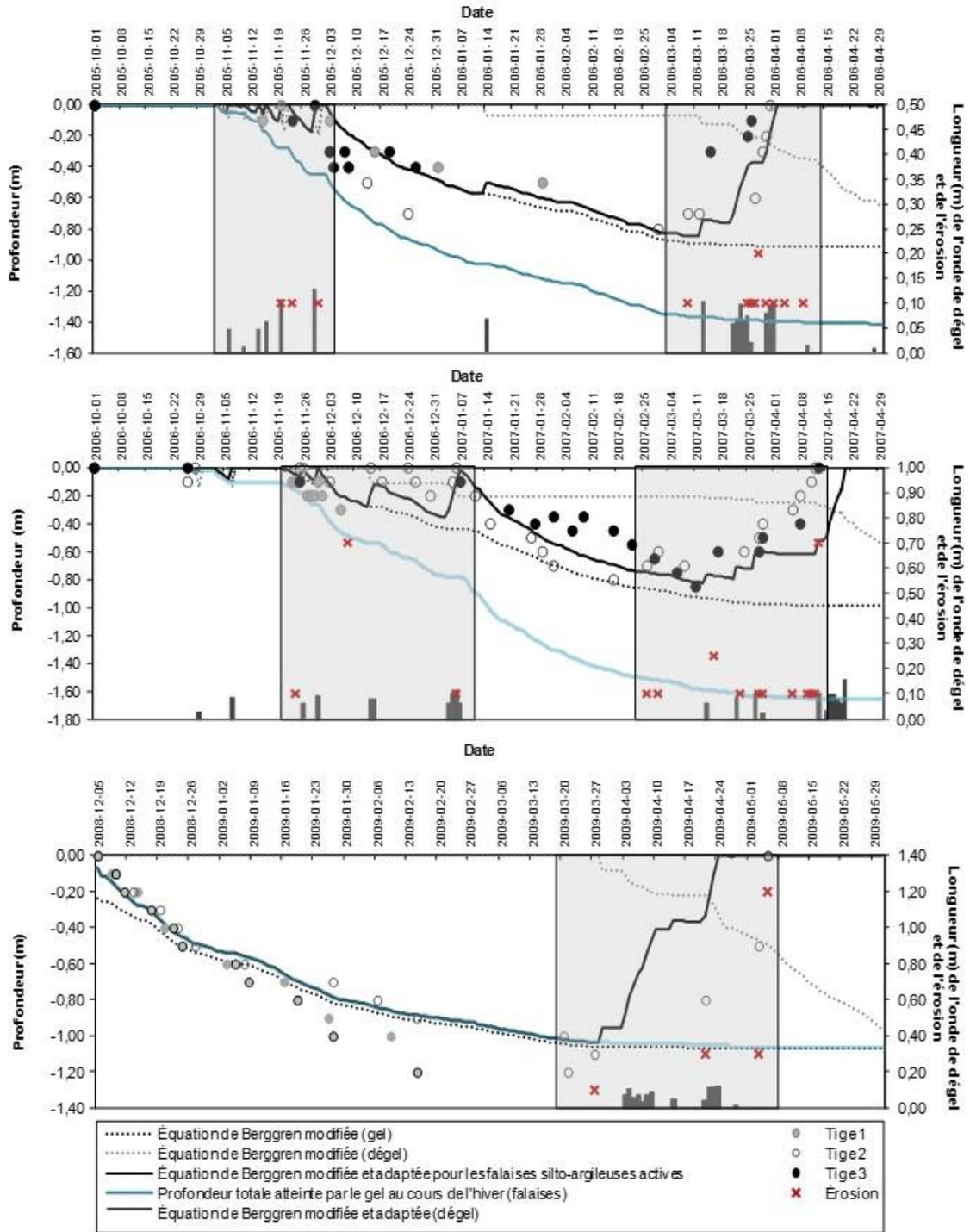


Figure 5.2. Comparaison entre les ondes de gel et de dégel modélisées à l'aide des équations adaptées et les données de terrain de Ragueneau (deux figures du haut) et de Rivière Saint-Jean (figure du bas).

Même si une grande proportion de la variabilité est expliquée par l'équation adaptée, certaines imprécisions demeurent, spécialement à Ragueneau où la profondeur de l'onde de gel prédite est plus importante que celle mesurée. Ceci est probablement une erreur liée à l'instrumentation puisque l'onde de gel a atteint le fond des tiges thermiques avant la fin de la saison de gel (RAG0506_A1, RAG0506_A3, RAG0607_A1 and RAG0607_A2). Les tiges étaient trop courtes pour enregistrer la profondeur totale du gel. Nous pouvons donc assumer que l'onde de gel a progressé plus loin dans les sédiments à une profondeur qui reste indéterminée. Au contraire, à Rivière Saint-Jean, la profondeur du gel (et de l'érosion) mesurée a été plus importante que les prédictions pour la tige RSJ0809_A6. Cela est peut-être le résultat de l'action simultanée de d'autres facteurs responsables du dégel à la surface de la falaise tel que le rayonnement solaire (Gunzburger and Merrien-Soukatchoff 2011; Zhu et al. 2003) ou la thermo-érosion produite par le contact entre la mer et la base de la falaise en l'absence d'un pied de glace (Günther et al. 2013; Kobayashi et al. 1999; Lantuit and Pollard 2008; Wobus et al. 2011) ou est peut-être provoqué par le gel de lentilles de glace dans des plans de faiblesse situés plus profondément dans la falaise.

Malgré ces imprécisions, les figures précédentes montrent que l'utilisation d'une formule adaptée aux falaises dont le front est mobile permet une meilleure représentation de la réalité que la formule de Berggren originale. Cela a pour répercussion d'augmenter la quantité totale de sédiments affectés pas une onde de gel à l'échelle annuelle tout en réduisant la profondeur des sédiments gelés à l'échelle journalière (figure 5.2). En effet, l'occurrence de redoux affecte grandement la progression de l'onde de gel dans le cas de la formule adaptée puisque conformément à l'équation 5.1, la progression du gel est beaucoup plus rapide lorsque la couche de sédiments gelés est mince que lorsqu'elle est épaisse. Les redoux, par la fonte qu'ils génèrent, permettent de réduire la profondeur des sédiments gelés, ce qui favorise une progression plus rapide de l'onde de gel.

Au moment du dégel, la position de l'onde de gel est inférieure à l'épaisseur de sédiment ayant été affecté par le gel (en raison de l'érosion durant le régime froid). Aussi, l'érosion se produisant lors du dégel accélère la fonte des sédiments sous-jacents en les exposant directement aux conditions de dégel des jours suivants. Cela a pour effet de raccourcir le délai de la fonte complète de l'onde de gel tel que mesuré selon l'équation de Berggren originale et de le ramener à quelque chose de plus réaliste (figure 5.2).

La figure 5.3 met aussi en évidence que la quantité annuelle de sédiments gelés mesuré à l'aide de l'équation adaptée n'est pas uniquement liée aux températures froides, contrairement à ce qu'indique l'équation de Berggren originale. En comparant les saisons froides 1981-1982 et 2057-2058 selon le scénario 1 et l'équation adaptée (tireté gris), on observe qu'il y a une différence d'environ 1 mètre pour un écart de température d'environ deux degrés (plus chaud en 2057-2058). Selon le scénario 8 (tireté noir), qui indique pourtant une hausse de six degrés, la quantité annuelle de sédiments gelés durant l'hiver froid de 1981-1982 est similaire à celle anticipé pour l'hiver chaud de 2057-2058. Ce résultat est attribuable à l'intégration des ondes de

dégel qui génèrent de l'érosion et permettent aux ondes de gel subséquentes d'affecter, au final, une quantité de sédiments plus importante malgré que le nombre de degrés-jour de gel cumulé soit inférieur lors de saisons plus chaudes telles que celle de 2057-2058.

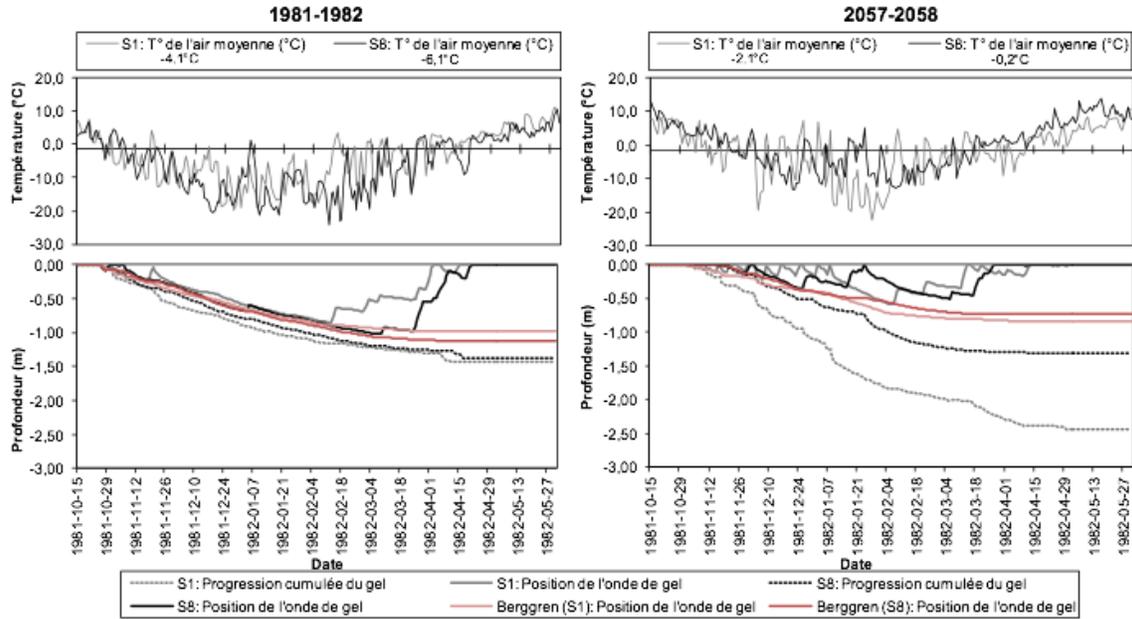


Figure 5.3. Profondeur des sédiments affectés par le gel (depuis la situation initiale au début de la saison froide) pour les scénarios 1 et 8 selon l'équation de Berggren originale et l'équation adaptée aux falaises composées de sédiments sensibles au dégel, Rivière Saint-Jean

5.3. Développement d'un modèle pour quantifier les cycles de gel et de dégel à la surface des falaises

5.3.1. Mise en contexte

Des travaux récents ont montré que l'exposition des falaises de la Côte-Nord et de la Baie des Chaleurs au rayonnement solaire entraîne le dégel de la surface des falaises même sous des températures négatives très froides (Bernatchez and Dubois 2008; Bernatchez et al. 2011). Sachant que la température de l'air utilisée seule n'est pas appropriée pour comptabiliser le nombre réel de gel et de dégel qui se produit à la surface des falaises (Miotke 1982; Thorn 1982), le modèle développé vise l'intégration du rayonnement solaire reçu sur des surfaces dont la pente et l'azimut diffèrent. En effet, selon des mesures obtenues sur le terrain à Penouille (figure 5.4), les valeurs de rayonnement reçu pour une surface horizontale (sol) montrent une intensité maximale de la mi-avril à la mi-septembre ($\pm 950 \text{ W/m}^2$) et atteignent leur plus bas niveau vers la mi-décembre ($\pm 350 \text{ W/m}^2$). Inversement, le pyranomètre déployé verticalement et orienté sur un même plan que la falaise (200°) enregistre des valeurs maximales durant la période froide de novembre à février. Cette période correspond à la période où le Soleil est plus bas sur l'horizon ce qui fait en sorte que la façade sud-sud-est est directement exposée au rayonnement. Les intensités de rayonnement reçu sur une surface horizontale et verticale orientée vers le sud deviennent pratiquement semblables pour un court laps de temps vers la mi-août et la mi-mars. L'intégration du rayonnement solaire est d'autant plus importante sur les falaises orientées dans le quadrant sud-est puisque l'absorption du rayonnement durant la saison froide y augmente considérablement l'amplitude des températures de surface ainsi que des cycles de gel et de dégel.

Notons enfin que le développement d'un modèle de quantification du nombre de cycles de gel et de dégel à la surface des falaises constitue un défi méthodologique en raison des difficultés liées à l'obtention de données de températures de surface mesurées sur le terrain permettant le développement et la validation du modèle en question. La mesure des températures de surface à une haute résolution temporelle est problématique en raison de la mobilité du front des falaises sous l'effet de l'érosion.

Ce modèle servira à la projection du nombre de cycles gel et de dégel de surface des falaises de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent en fonction des différents scénarios climatiques.

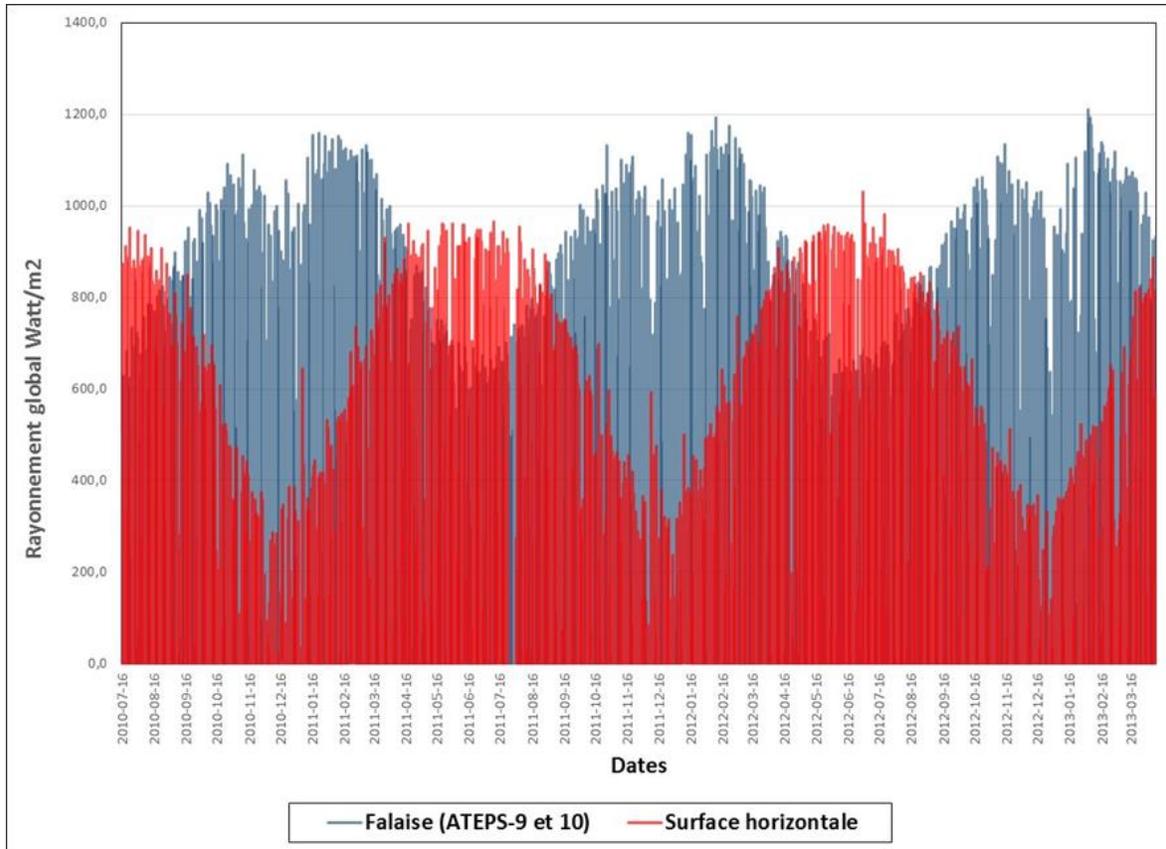


Figure 5.4. Intensité du rayonnement solaire reçu pour une surface horizontale et une surface verticale ayant un azimut de 200°, mesures pyranométriques, Penouille.

5.3.2. Site d'acquisition des températures de surface : secteur de Penouille

Dans l'optique d'obtenir des valeurs de températures de surfaces acquises sur le terrain, il était nécessaire de suivre une falaise où la position à 0 cm du capteur de température pourrait être stable durant au moins une année. Aussi, en raison de l'effet isolant d'un couvert nival, la surface devait demeurer libre de neige et idéalement de tout autre accumulation de matériaux ou d'écoulement d'eau en surface qui interfèrent également dans les températures de surface pouvant être mesurées à l'aide du capteur de température – 0 cm. Ainsi, la falaise suivie dans le secteur de Penouille a été retenue en raison de sa stabilité relative et de sa surface qui est demeurée libre. Le site instrumenté est localisé dans la baie de Gaspé et dans le Parc National du Canada Forillon. Composée de grès fin à grossier et de schistes argileux, la falaise rocheuse a reculé à une vitesse moyenne de -0,08 m/an entre 1970 et 2008 (Bernatchez et al. 2013). Cette stabilité de surface, validée à l'aide de la caméra de suivi et des visites de terrain, fait en sorte que le capteur de température localisé à 0 cm est demeuré à la même position de l'insertion des systèmes ATEPS en juillet 2010 à juillet 2012. Aussi, l'exposition sud-sud-est de la falaise (200°) et le plan d'inclinaison de sa surface (85°) sont représentatifs de plusieurs falaises sensibles aux

gels et dégels tel que celles situées sur la Côte-Nord, dans la Baie-des-Chaleurs et aux Îles-de-la-Madeleine.

5.3.3. Le modèle

La première génération du modèle CST-1 (*Cliff Surface Temperature*) que nous avons développé incorpore l'intensité du rayonnement solaire global horaire comme une composante active dans la modification du régime thermique des surfaces exposées. Étant donné la complexité et la diversité des surfaces naturelles dont le modèle ne prend pas en compte tel que les débris en surface, la couverture de neige et de glace, l'écoulement d'eau sur les surfaces, etc., le modèle se veut une approximation du comportement des températures de surface dans des conditions optimales. Ceci signifie aussi que, outre les transpositions d'un lieu à un autre, le modèle ne s'applique qu'à des surfaces théoriquement homogènes et libres puisque les éléments ici identifiés sont reconnus pour influencer grandement le régime thermique de surface et de profondeur. Aussi, plusieurs facteurs climatiques et microclimatiques locaux tels que le vent (turbulence, vitesse, direction), les précipitations de pluies et de neige (intensité, température) peuvent influencer le régime thermique et ne sont pas inclus dans le modèle. La figure 5.5 présente les différentes étapes de traitement de données du modèle.

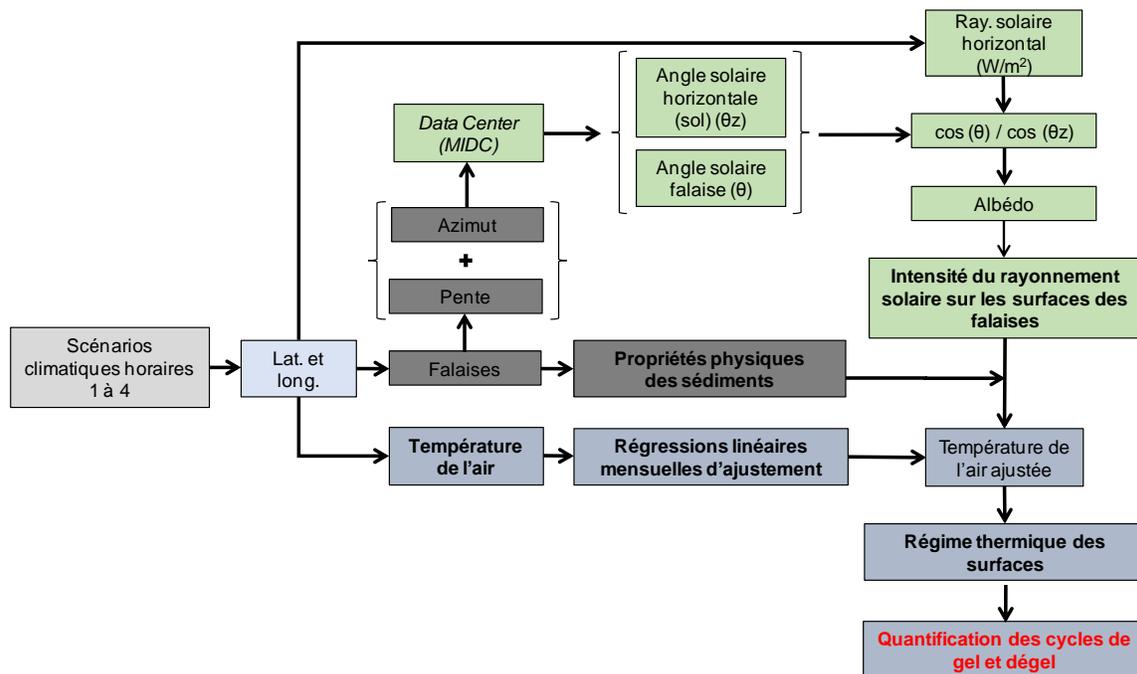


Figure 5.5. Étapes de traitement de données, modèle CST-1.

Ce modèle vise donc à déterminer les températures de surface des falaises, lesquelles permettent de quantifier le nombre de cycle de gel et de dégel. Dans le cadre de ce projet les

cycles de gel et de dégel sont comptabilisés lorsque les seuils de -2,2 °C et 1,2 °C sont franchis au cours d'une même journée (Fraser 1959). Il se traduit par l'équation suivante (5.5.) :

$$CST = \left(\frac{I_t}{\rho \cdot C_p} \right) - (T^\circ \cdot Eq) \quad (5.5)$$

où

CST : Température de surface

T°_h : température de l'air horaire (°C)

ρ : Masse volumique des matériaux de la falaise ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{cm}^{-1}$)

C_p : Chaleur massique des matériaux de la falaise ($\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$)

I_t : Intensité du rayonnement solaire global ($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2}$)

Eq : Équation linéaire mensuelle d'ajustement de la température de l'air.

Cette équation comprend certaines variables constantes et dont les valeurs peuvent être tirées de la littérature. Il s'agit essentiellement des propriétés physiques de matériaux, présentées à la section 5.3.3.1. Par contre, la variable de l'intensité du rayonnement solaire global à la surface des falaises (I_t) est obtenue à partir d'une valeur de rayonnement reçu sur une surface horizontale qui doit être transformée pour intégrer les variables de pente et d'azimut. La démarche employée pour ce faire fait l'objet de la section 5.3.3.2. De même, la section 5.3.3.3 traite du terme Eq , qui permet d'ajuster les différences de température entre l'air et la surface de la falaise en l'absence de l'effet du rayonnement solaire.

5.3.3.1. Propriétés physiques des surfaces utilisées dans le modèle

L'équation CST-1 contient des propriétés physiques des matériaux qui composent les falaises puisque le régime thermique des surfaces en est en partie tributaire. Afin de le modéliser, certaines propriétés physiques liées aux types de roche et de dépôts meubles dont sont formées les falaises ont été sélectionnées dans la littérature. Elles sont présentées au tableau 5.3. Compte tenu que les valeurs varient selon les auteurs, le tableau présente également les valeurs retenues pour réaliser la modélisation des cycles de gel et de dégel. Dans le cas de la masse volumique, celle utilisée dans le modèle est une estimation de la masse d'une dalle pour une surface de 1 m² par 1 cm d'épaisseur basée sur la masse volumique en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Tableau 5.3. Propriétés physiques selon le type de matériaux composant les falaises

Site	Type de roche	Masse volumique (kg·m ⁻³)	Masse volumique sélectionnée (kg·m ² ·cm ⁻¹)	Chaleur massique (kJ·kg ⁻¹ ·°C ⁻¹)	Chaleur massique sélectionnée
Rivière Saint-Jean	Argile saturé (20%)	1700 ⁽¹⁾	17,0	1,76 ⁽¹⁾	1,4
Penouille	Grès	2000-2400 ⁽¹⁾	30,0	0,90 - 2,00 ⁽³⁾	0,92
Anse à la Cabane	Argilite	2680 ⁽⁴⁾	24,0	0,908 ⁽¹⁾ 0,78 ⁽⁴⁾	0,78

⁽¹⁾ The Engineering toolbox (2013), ⁽²⁾ Banks, (2012) ⁽³⁾ Dysli (1991) ⁽⁴⁾ Waples and Waples (2004)

Un coefficient d'albédo a aussi été intégré au modèle afin de simuler plus adéquatement la fraction du rayonnement réfléchi par la surface des falaises. Il est intégré à l'équation qui transpose l'intensité du rayonnement solaire global horizontal sur une surface inclinée, exposée à la section suivante. Il est présenté ici puisqu'il s'agit d'une variable stable qui n'a pas fait l'objet de calcul préalable. Des coefficients d'albédo de surface de quelques matériaux naturels sont présentés au tableau 5.4. Un coefficient de 0,38 a été utilisé pour les falaises de grès (Penouille), d'argile (Rivière Saint-Jean) et d'argilite (Anse-à-la-Cabane).

Tableau 5.4. Approximation des valeurs d'albédo pour différentes surfaces naturelles

Matériaux	Conditions de surface	Albédo (0-1)
Sol	Humide-foncé	0,05 ⁽¹⁾
	sec	0,40 ⁽¹⁾
Argile	Sèche et grise	0,20 à 0,35 ⁽²⁾
	Humide (argile bleutée)	0,16
Silt	Foncé	0,12 ⁽³⁾
Grès	Gris clair	0,38
Roc	Sec	0,35 ⁽³⁾
	Humide	0,20 ⁽³⁾
Eau	Angle zénithal faible	0,3 à 0,10 ⁽¹⁾
	Angle zénithal grande	0,10 à 1 ⁽¹⁾
Glace	De mer	0,30 à 0,45 ⁽¹⁾
	Glacier	0,20 à 0,40 ⁽¹⁾
Neige	Âgée	0,40 ⁽¹⁾
	Fraîche	0,95 ⁽¹⁾

⁽¹⁾Oke (1987) ⁽²⁾Iowa State University (2014) ⁽³⁾Hansen (1993)

5.3.3.2. Équation de transposition de l'intensité du rayonnement solaire global horizontal pour une surface inclinée

Étant donné l'importance du rayonnement solaire reçu à la surface de la falaise, il est primordial d'obtenir son intensité pour des surfaces de pente X et d'azimut X correspondant aux falaises à l'étude pour l'intégrer à l'équation CST-1 (θ_z). L'angle d'incidence du rayonnement solaire (θ) est incluse dans les scénarios climatiques horaires (scénarios 1 à 4), mais les valeurs modélisées correspondent à l'intensité du rayonnement direct reçu sur une surface horizontale (I_n), d'où la nécessité de procéder à une conversion. Cette opération a été générée automatiquement à une échelle horaire par l'algorithme SPA (*Solar Position Algorithm*) intégré au site *Instrumentation Measurement and Data Center* (MIDC, 2013). Cet algorithme est particulièrement complexe et il serait inopportun de l'introduire à l'intérieur de ce rapport. Il peut toutefois être consulté en ligne dans le document de Reda et Andreas (2008) à l'adresse: <http://www.nrel.gov/docs/fy08osti/34302.pdf>. Les pentes et azimuts utilisés pour chacun des trois sites apparaissent au tableau 5.5. L'azimut général de la falaise a été relevé à partir de photographies aériennes et les pentes générales ont été mesurées pendant les sorties sur le terrain.

Tableau 5.5. Azimuts et pentes des falaises aux trois sites sélectionnés

Sites d'études sélectionnées	Pente par rapport à l'horizontale	Azimut
Penouille	55	200
Rivière-Saint-Jean	80	195
Anse-à-la-Cabane	75	215

L'angle d'incidence du rayonnement par rapport à la surface (θ_z) ainsi obtenu permet de déterminer un facteur géométrique horaire (équation 5.6) qui servira à convertir l'intensité du rayonnement solaire sur une surface inclinée tel que présenté à l'équation 5.7 (Al-Rawahi et al. 2011).

$$R_b = \frac{\cos \theta}{\cos \theta_z} \quad (5.6)$$

Où :

R_b : Facteur géométrique horaire;

θ : Angle d'incidence du rayonnement solaire au sol;

θ_z : Angle d'incidence du rayonnement sur la surface en pente X et azimut X;

$$I_t = 3,6 \cdot I_h \cdot A \cdot R_b \quad (5.7)$$

I_t : Intensité du rayonnement solaire reçu à la surface inclinée ($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2}$)

I_h : Intensité du rayonnement solaire reçu à l'horizontal ou au sol ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

A : Albedo de surface

R_b : Facteur géométrique horaire;

3,6 : Facteur de conversion de Watt vers kJ

La figure 5.6 qui suit illustre les variations horaires de l'intensité du rayonnement brute (au sol, sans traitement) et celles modélisée à partir des données du scénario 1 au site de Penouille du 1 au 3 juin 2010 pour des surfaces verticales de différents azimuts. La paroi faisant face à l'ouest (ATEPS-8; azimut 265°) affiche une rupture brutale de l'intensité solaire en fin de journée, car le facteur géométrique horaire (R_b) multiplicateur du rayonnement solaire reçu au sol au même moment (données brutes du scénario 1) devient trop élevé. Les parois des trois sites à l'étude (Penouille (falaise de grès), Rivière Saint-Jean et Anse-à-la-Cabane) sont d'orientation sud-sud-est et donc similaire à celle représentée par le système ATEPS-9. Ces parois ne faisant pas face à l'ouest ne montrent pas cette chute rapide de l'intensité de rayonnement en fin de journée, mais affichent plutôt une diminution progressive du rayonnement au fur et à mesure que le soleil s'abaisse sur l'horizon et diminue en intensité.

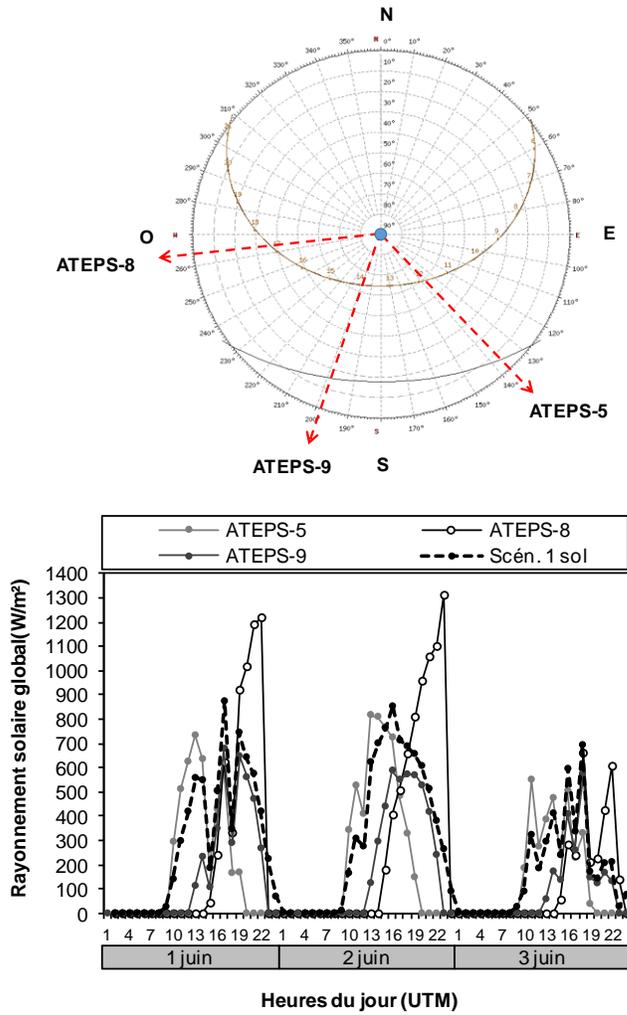


Figure 5.6. Variations horaires de l'intensité du rayonnement solaire modélisées à partir des données horaires d'intensité de rayonnement solaire du scénario climatique 1, 1 au 3 juin 2010, pour trois parois verticales mais d'azimuts différents.

Sous nos latitudes, lorsqu'une surface dont l'azimut fait face à l'ouest et dont la pente se rapproche de 90°, l'angle d'attaque du rayonnement sur la paroi devient maximum au coucher du soleil (ou au lever du soleil pour les surfaces faisant face à l'est). Le facteur géométrique horaire (R_b) multiplicateur de l'intensité du rayonnement horizontal devient alors très important puisque celle-ci est en fonction de l'angle de l'angle d'attaque. Pour cette raison et aussi parce que les données horaires d'intensité du rayonnement solaire des scénarios sont légèrement surestimées lorsque le soleil est bas sur l'horizon (Grenier 2013), les facteurs R_b supérieurs à 5 ont été ignorés lors du calcul du résultat final, car ils engendraient parfois de trop fortes intensités de rayonnement reçu aux parois des falaises. Dans le cas où les facteurs R_b sont négatifs (inférieur à zéro), ils signifient simplement que le soleil est sous l'horizon.

5.3.3.3. Équations linéaires mensuelles d'ajustement des températures de l'air vs les températures de surface des falaises (0 cm) enregistrées par le système ATEPS-9

Des régressions linéaires mensuelles basées sur la température de l'air à la station météorologique de Gaspé A versus sur les températures de surfaces enregistrées par le système ATEPS-9 ont servi de base pour calibrer les températures de l'air qui serviront à modéliser les cycles de gel et dégel. Durant les mois où sont enregistrés des cycles de gel et de dégel de surface, soit d'octobre à mai, les températures horaires de l'air sont généralement plus froides que les températures de surfaces enregistrées par le système ATEPS. Une calibration mensuelle des températures de l'air a été effectuée durant la période nocturne, en l'absence de rayonnement solaire. L'absence de rayonnement solaire permet une meilleure corrélation entre la composante température de l'air versus température de surface car le rayonnement solaire provoque de fortes amplitudes de températures des parois qui ne sont pas observées dans la composante température de l'air. Les équations linéaires mensuelles de la figure 5.7 montrent que les mois froids (décembre, janvier, février et mars) affichent un coefficient de détermination plus élevé que les mois de transition intermédiaire. Dans ce contexte, les modèles linéaires des mois froids permettent une calibration plus juste de la température de l'air versus celle enregistrée en surface de la falaise.

Le modèle de simulation des cycles de gel et de dégel est uniquement basé sur les résultats enregistrés à la falaise de grès de Penouille et cela durant la courte période couvrant 2010 à 2012. Les paramètres de réajustement mensuel des températures de l'air versus les températures de surface ont été transposés aux falaises d'argiles de Rivière Saint-Jean et d'argilite à l'Anse-à-la-Cabane sans réellement tenir compte du différentiel de températures qui existe entre ces surfaces aux propriétés physiques différentes. Dans ce contexte, le réajustement mensuel des températures peut être légèrement différent selon la nature des surfaces et le climat local qui y règne.

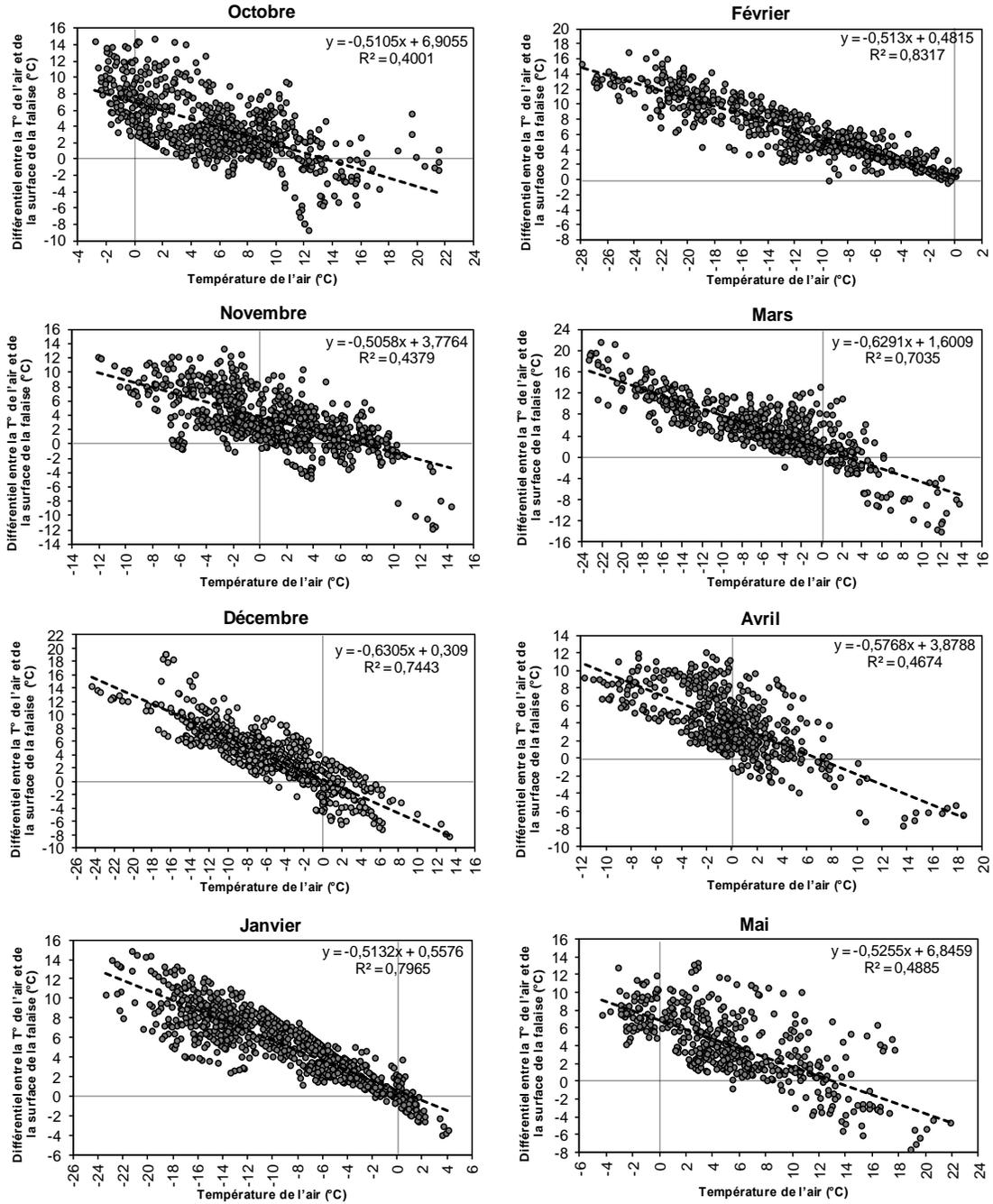


Figure 5.7. Équations linéaires mensuelles servant à rehausser la température de l'air horaire.

Les figure 5.8 et figure 5.9 montrent les températures de l'air rehaussées selon les régressions linéaires mensuelles et celles enregistrées à la surface de la falaise de grès à Penouille durant la période 2010-2011 où les cycles de gel et de dégel se manifestent. Les températures minimums des mois de décembre à mars représentent bien celles enregistrées en surface du grès. C'est durant cette même période que les cycles de gel et de dégel de surface se manifestent sous l'effet du rayonnement direct et qui ne peuvent être comptabilisés sans tenir compte de l'effet thermique du rayonnement solaire direct. La figure 5.9 montre le rehaussement des températures sous l'effet du rayonnement en tenant compte des propriétés physiques du grès (densité, chaleur massique, albédo de surface), soit les valeurs simulées à partir du modèle CST-1.

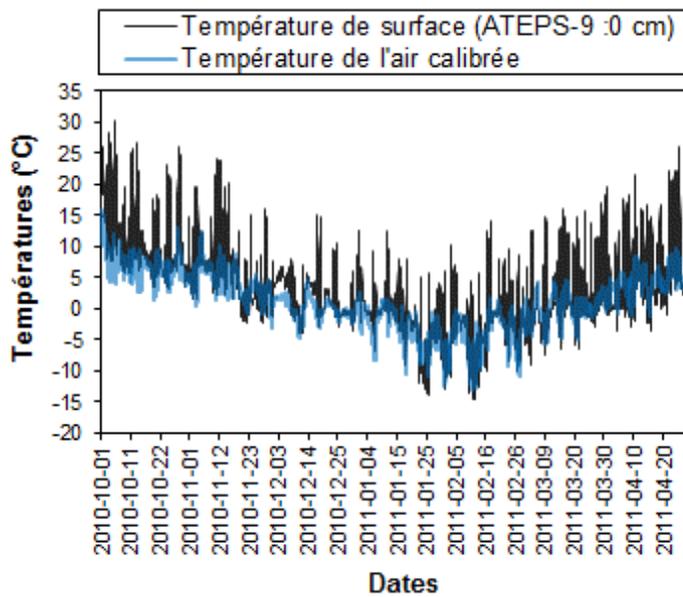


Figure 5.8. Température de l'air horaire de la station météorologique de Gaspé relevée à partir des équations linéaires mensuelles (Eq) et température de surface (0 cm) enregistrée à la tige ATEPS-9.

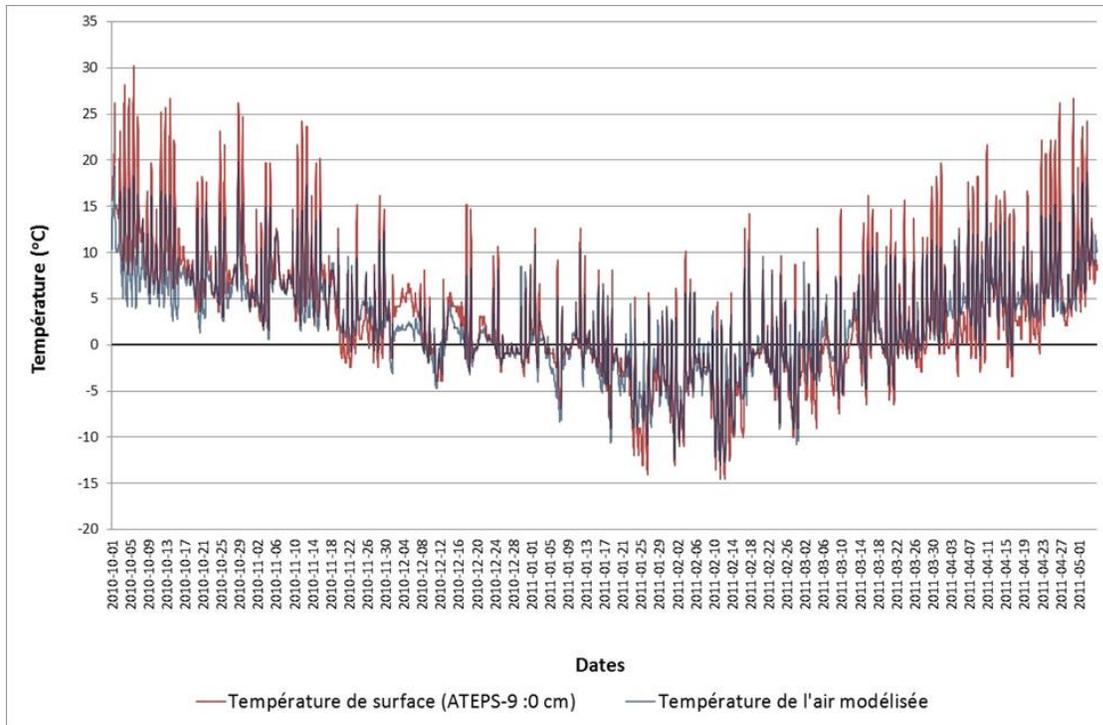


Figure 5.9. Températures de surface mesurées (tiges ATEPS) et simulation des températures de surface obtenues avec le modèle CST-1, Penouille.

5.3.4. Expérimentation et calibration du modèle CST-1

Dans un premier temps, nous présentons la distribution des cycles gel et de dégel mesurés à partir des systèmes ATEPS et ceux mesurés à partir de la température de l'air à la station météorologique de Gaspé. Par la suite, les données d'intensité de rayonnement solaire horizontal (sol) et vertical (falaise) recueillies *in situ* ont été jointes à celles des systèmes ATEPS et de la station de Gaspé afin de calibrer le modèle CST-1 (*Cliff Surface Temperature*) permettant la quantification des cycles de gel et de dégel.

Le modèle CST-1 a été mis à l'essai au site de Penouille (Gaspé) où des systèmes ATEPS étaient installés dans les falaises de grès de 2010 à 2012. Il a été constaté que le modèle permettait de reproduire une distribution mensuelle des cycles de gel et de dégel similaire à celle enregistrée sur le terrain, soit un maximum de cycles enregistrés de décembre à mars.

5.3.4.1. Distribution annuelle des cycles de gel et de dégel pour les falaises de grès à Penouille

L'enregistrement des variations de températures de surface (0 cm) des grès par des systèmes ATEPS entre juillet 2010 et juillet 2012 a permis de comptabiliser entre 47 et 52 cycles de gel et de dégel par année. Ces résultats sont comparables à ceux relevés à partir de la température de l'air à Gaspé qui varient entre 58 et 72 cycles basés sur la température moyenne journalière, et

entre 49 à 59 cycles pour ceux basés sur la température horaire (Bernatchez et al. 2013). Par contre, la plage où s'effectuent les cycles de gel et de dégel dans le temps est différente. Dans le cas des mesures *in situ* dans les grès, les cycles se produisent de la troisième décennie de novembre jusqu'à la mi-avril tandis que ceux comptabilisés à partir de la température de l'air à la station de Gaspé s'échelonnent de la mi-octobre à la fin mai. Le décompte des cycles de gel et de dégel de surface des grès effectué à partir des systèmes ATEPS a démontré qu'il existait non seulement une nette différence dans la plage de temps à l'intérieur desquels les cycles de gel et de dégel sont enregistrés, mais aussi dans leur distribution mensuelle par rapport à ceux comptabilisés à partir de la température de l'air. Les résultats de Penouille ont montré que les grès enregistrent un maximum de cycles durant les mois froids de janvier (13 cycles) et de février (15 cycles) tandis que ceux relevés à partir de la température de l'air sont au minimum, soit 3 en janvier et 1 en février (figure 5.10).

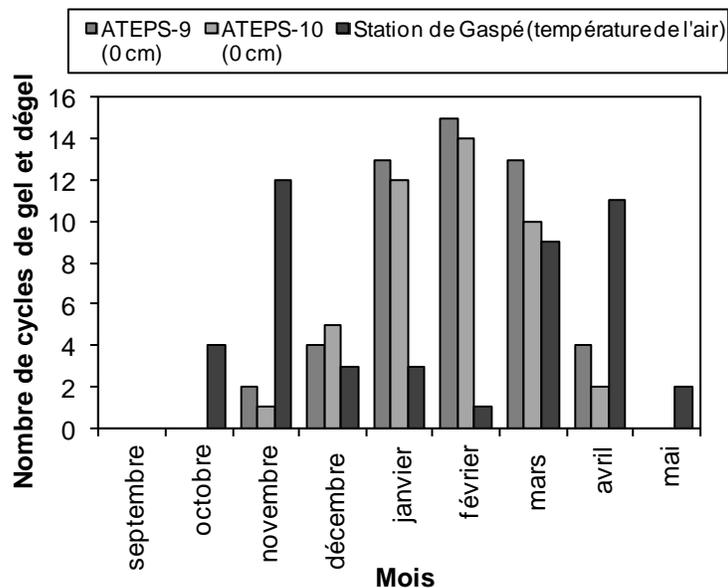


Figure 5.10. Distribution annuelle des cycles de gel et de dégel comptabilisés à partir de la température de l'air de la station météorologique de Gaspé A. et à la surface des grès de Penouille (ATPES-9 et 10) de septembre à mai 2011.

5.3.4.2. Distribution annuelle des cycles de gel et de dégel modélisée par CST-1 pour la falaise de grès à Penouille

Le rehaussement des températures de surface sous l'effet du rayonnement direct fait en sorte que les seuils limites sont parfois franchis (-2,2 °C et +1,2 °C) et les cycles de gel et de dégel journaliers comptabilisés. La figure 5.11 montre la redistribution mensuelle du décompte des cycles de gel et de dégel suite à la modélisation des températures de l'air relevées à la station de Gaspé jumelées aux données de rayonnement *in situ* enregistrées à Penouille. La modélisation fait en sorte que les cycles de gel et de dégel se redistribuent de façon à ce que les maximums enregistrés se situent en janvier et février. Les totaux annuels modélisés sont

légèrement supérieurs à ceux enregistrés par les deux systèmes ATEPS et surtout durant la saison 2011-2012 (tableau 5.6).

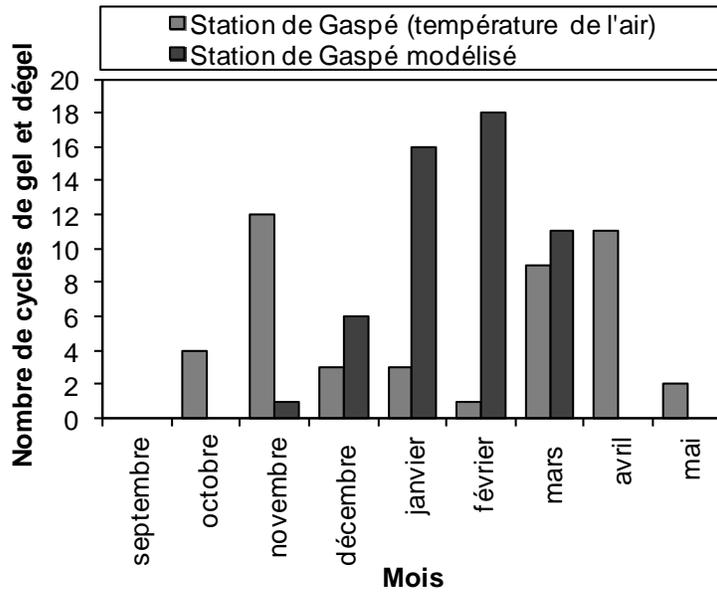


Figure 5.11. Distribution mensuelle des cycles de gel et de dégel comptabilisés à partir des températures horaires de l'air (station météorologique de Gaspé A.) et modélisés à partir du modèle CST-1 à partir des données de températures de l'air (station météorologique de Gaspé A.) et des données de rayonnement solaire horaire in situ, septembre 2010 à mai 2011, Penouille.

Tableau 5.6. Nombre de cycles de gel et de dégel mensuels enregistrés à partir de données *in situ* à Penouille selon la température de l'air (station météorologique de Gaspé A.), la température de surface simulées à partir de CST-1 et les mesures prises à 0 cm aux tiges ATEPS-9 et ATEPS-10

Nombre de cycles de gel et de dégel comptabilisés à partir des températures mesurés à				
	Station météorologique de Gaspé A.	Surface des falaises de Penouille modélisée à partir de CST-1	ATEPS-10 (0 cm)	ATEPS-9 (0 cm)
2010-2011				
Septembre	0	0	0	0
Octobre	4	0	0	0
Novembre	12	1	1	2
Décembre	3	6	5	4
Janvier	3	16	12	13
Février	1	18	14	15
Mars	9	11	10	13
Avril	11	0	2	4
Mai	2	2	0	0
Total	45	54	44	51
2011-2012				
Septembre	0	0	0	0
Octobre	3	0	0	0
Novembre	7	0	1	1
Décembre	7	11	6	7
Janvier	5	25	13	15
Février	3	18	17	18
Mars	14	10	11	12
Avril	15	0	1	1
Mai	5	5	0	0
Total	59	69	49	54

Cette différence dans la distribution mensuelle est causée en grande partie par l'orientation de la falaise de grès de Penouille dont la façade est orientée presque franc sud et, de ce fait, est exposée au rayonnement solaire direct durant les mois de janvier et février (figure 5.12). Des enregistrements de températures de surfaces effectués conjointement à des prises de données pyranométriques verticales *in situ* sur un même azimuth que les falaises ont permis de mettre en évidence l'importance du rayonnement solaire dans le rehaussement des températures de surface des grès de Penouille. À titre d'exemple, par ciel clair et dégagé où l'intensité du rayonnement global (direct et diffus) a atteint 1000 Watt/m² et plus, il a été enregistré un fort rehaussement des températures de surface des grès pouvant parfois atteindre jusqu'à 20 °C au-dessus de la température de l'air ambiant (figure 5.13). Contrairement, le régime thermique de surface montre une faible différence de quelques degrés Celsius seulement avec celui de l'air

durant les périodes fortement nuageuses où le rayonnement diffus domine et où l'intensité solaire reçue à la surface est minimale.

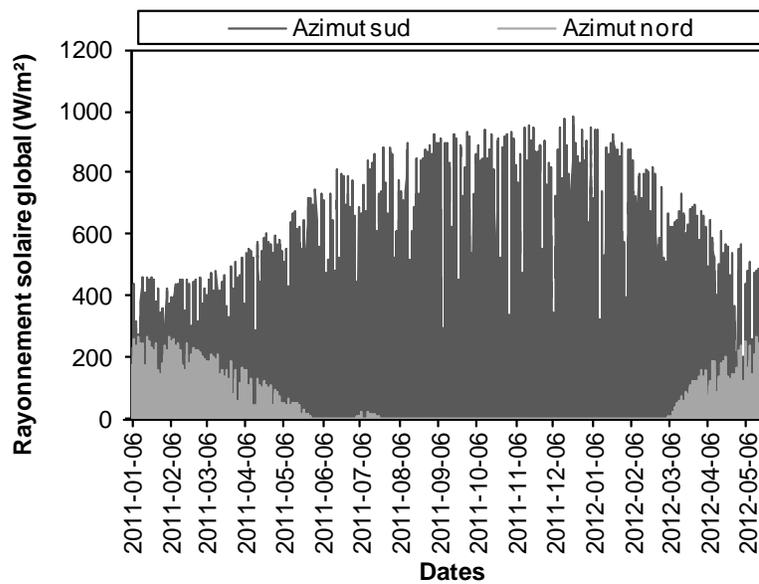


Figure 5.12. Intensité du rayonnement solaire sur une surface verticale pour un azimuth sud (180°) et pour un azimuth nord (0°) obtenue à l'aide des données du scénario 1, Penouille, 1 juin 2011 au 31 mai 2012.

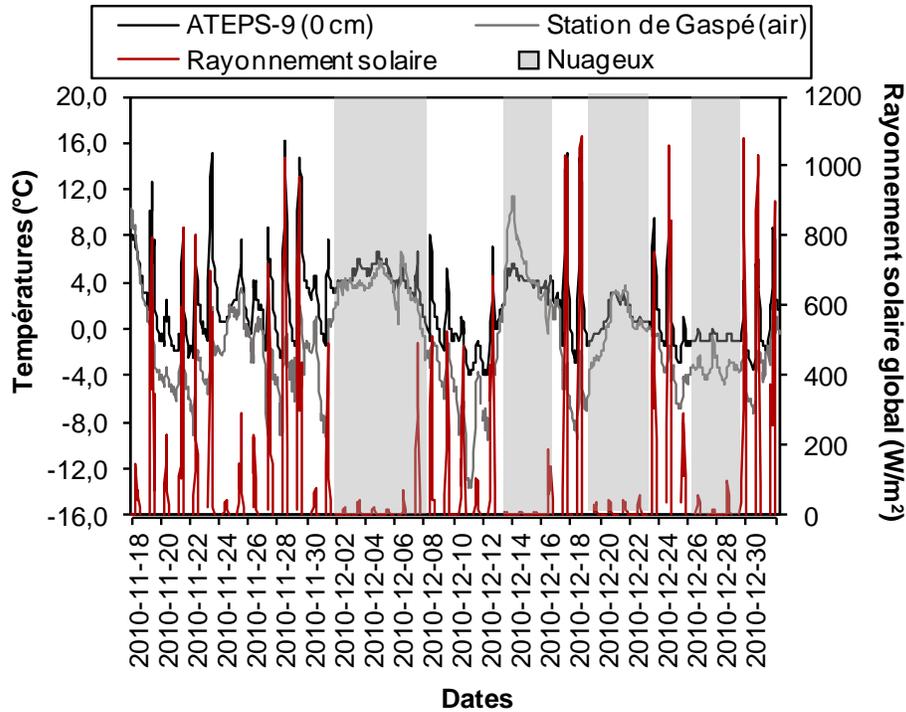


Figure 5.13. Température de l'air à Gaspé, température de surface (ATEPS-0 cm) des falaises de Penouille et rayonnement solaire mesuré sur une surface verticale in situ pour un azimuth similaire à celui des falaises, 18 novembre au 31 décembre 2010.

5.3.4.3. Distribution mensuelle moyenne des cycles de gel et de dégel modélisés à l'aide de CST-1 à partir du scénario 1

Les objectifs de la modélisation des cycles de gel et de dégel des falaises sont de permettre une redistribution mensuelle et un total annuel des cycles gel et de dégel près de la réalité enregistrée par les systèmes ATEPS à Penouille ainsi qu'une quantification mensuelle selon des paramètres physiques des sédiments en place (albédo, chaleur massique, densité) selon les propriétés d'orientation angulaire (pente et azimuth) des surfaces.

La figure 5.14 ci-dessous, réalisée à partir des données du scénario 1 de température de l'air (brutes) aux trois sites à l'étude et modélisé par CST-1, illustre les différences dans les distributions mensuelles des cycles de gel et de dégel pour les trois sites à l'étude. Comme il a été établi à partir des données de températures de surface relevées dans la falaise de grès à Penouille, le décompte des cycles de gel et de dégel effectué qu'à partir de la variable « température de l'air » tend à surestimer le nombre de cycles pour les mois d'octobre, novembre et avril. Par contre, l'utilisation de la variable « intensité du rayonnement solaire » jumelée aux « propriétés physiques, azimuth et pente » de la paroi permet une modélisation des cycles dont la distribution s'apparente à la réalité enregistrée sur le terrain (figure 5.11).

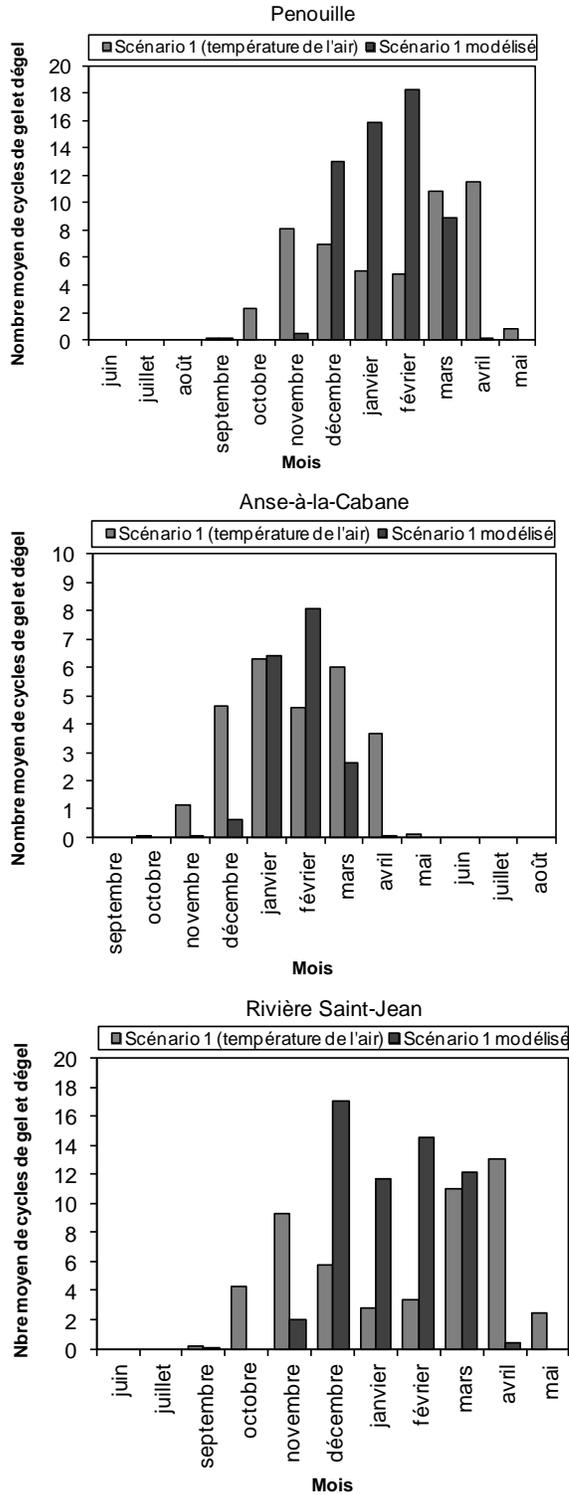


Figure 5.14. Sommes mensuelles moyennes des cycles de gel et de dégel pour la période 1981-2080 comptabilisés à partir des températures de l'air seulement et à partir des températures de surfaces simulées par CST-1 pour le scénario 1

6. Ragueneau, Côte-Nord, Québec

6.1. Contexte régional

Le site d'étude est localisé à Ragueneau, dans la région physiographique de l'important complexe deltaïque de Manicouagan-aux-Outardes (Côte-Nord, Québec, Canada) (figure 6.1). Il s'agit d'un tronçon littoral d'un peu plus d'un kilomètre de longueur (1 167 m) composé de falaises de dépôts meubles dont la hauteur varie entre 3,2 m et 5,2 m (Bernatchez and Dubois 2008). L'unité de base de la falaise est composée de silts marins mis en place dans la Mer de Goldtwait entre 10,2 ka et 8,7 ka avant nos jours (82 % de silt, 9 % de sable et 9 % d'argile avec une forte présence d'organismes marins fossilisés) (unité no 1 à la figure 6.2) (Bernatchez 2003).

Le secteur de Ragueneau fait l'objet d'un suivi de terrain réalisé à l'aide de stations de mesure (bornes) depuis 1998 (Bernatchez and Dubois 2008). Pour la période 1998-2003, le taux de recul moyen a été de 1,5 m/an (23 bornes) (Bernatchez and Dubois 2008). Pour la période 2000-2008, le taux moyen de recul annuel est de 1,2 m (19 bornes retenues dans ce secteur). Le taux de recul moyen annuel pour la période de suivi 2005-2007 a été de 1,17 m. Ces taux sont comparables au taux annuel moyen de 1,3 m obtenu par photo-interprétation pour la période de 1931 à 1996 (Bernatchez and Dubois 2008).

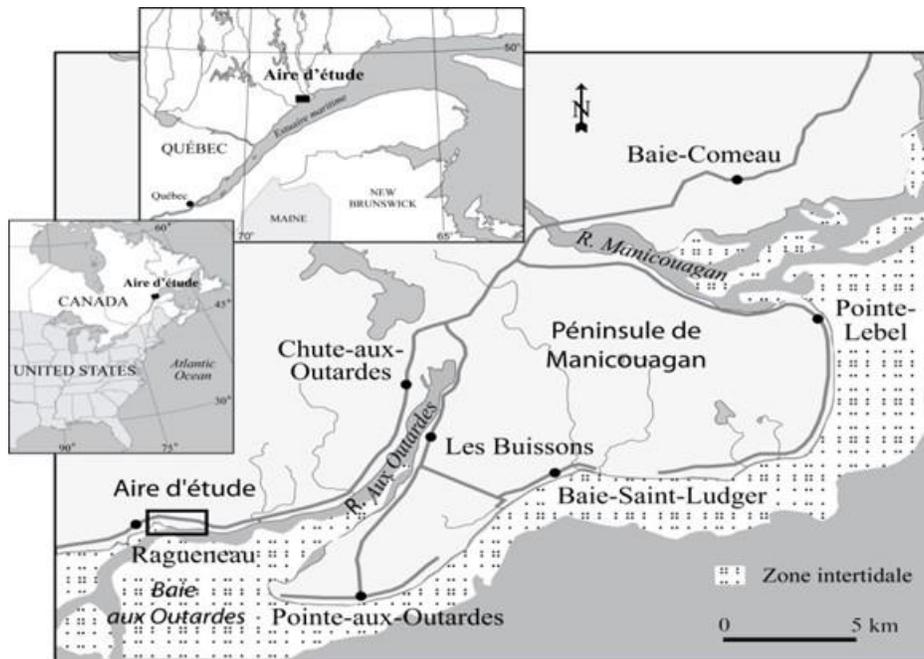


Figure 6.1. Localisation de l'aire d'étude de Ragueneau, complexe deltaïque Manicouagan-aux-Outardes, Côte-Nord, Québec, Canada.

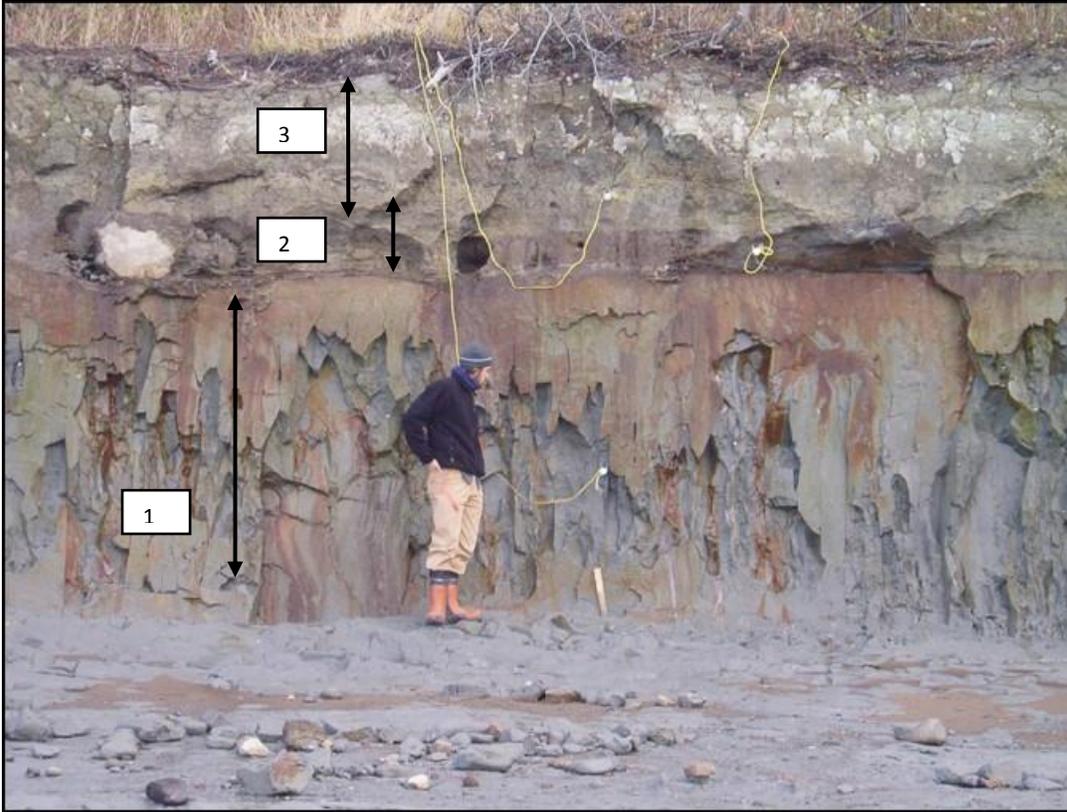


Figure 6.2. Stratigraphie à la station 1 : 1) silt marin; 2) sable intertidal; 3) silt intertidal.

Sur le site d'étude, les marées sont de type semi-diurnes mixtes, le marnage des marées moyennes est de 3,0 m et celui des grandes marées est de 4,3 m (Pêche et Océans Canada 2013). D'après la classification de Köppen-Geiger, le climat du site d'étude est classé Dfc ce qui correspond à un climat continental humide avec des étés courts et frais (Kottek et al. 2006). À la station météorologique de Baie-Comeau, située à 20 km du site d'étude, le maximum quotidien moyen est enregistré au mois de juillet avec 20,9 °C et le minimum quotidien, au mois de janvier avec -19,9 °C (figure 6.3) (Environnement Canada 2014a). Les précipitations sont réparties tout au long de l'année avec des totaux mensuels (normales 1981-2010) variant entre un minimum de 65,5 mm en février et un maximum de 93,7 mm en octobre. Les vents dominants lors de la saison inter-glacielle soufflent du sud-ouest, de l'est et de l'ouest alors que les vents lors des tempêtes hivernales proviennent généralement de l'ENE (Bernatchez and Dubois 2008). La période glacielle, qui couvre une période de 4 mois, s'amorce généralement avec la formation du pied de glace dans la deuxième partie du mois de décembre et se termine avec le démantèlement du pied de glace lors de la hausse de température au-dessus du point de congélation au cours du mois de mars jusqu'au début du mois d'avril (Bernatchez and Dubois 2008). La présence du pied de glace durant une partie de la période de suivi contribue à distinguer l'effet des processus de météorisation des processus hydrodynamiques (Bernatchez and Dubois 2008). Lors des deux saisons de suivi de cette étude, la formation du pied de glace a

été plus tardive et s'est plutôt produit vers la mi-janvier. Au moment de la visite du 6 janvier 2006 et du 7 janvier 2007, le pied de glace n'était pas encore formé.

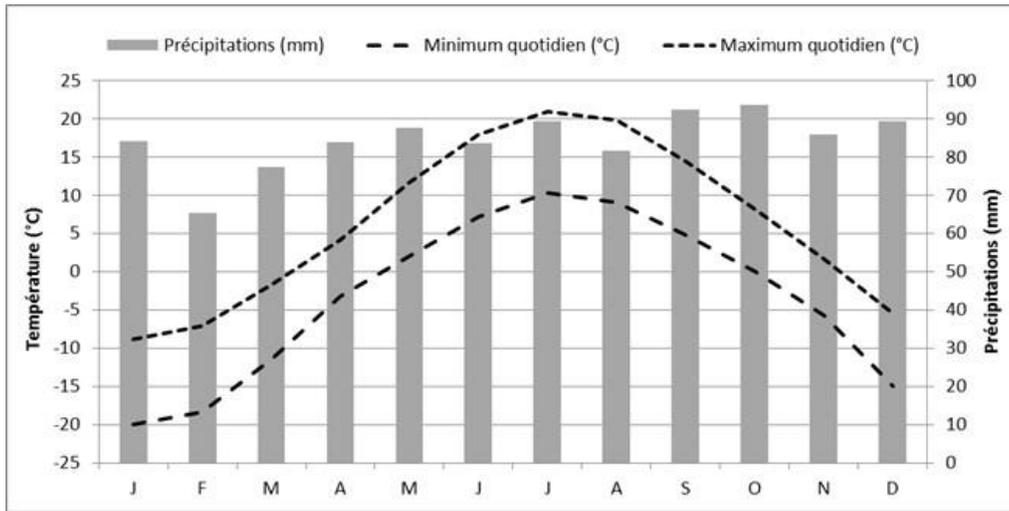


Figure 6.3. Normales climatiques à la station météorologique de Baie-Comeau (Environnement Canada 2014a).

La figure 6.4 présente les anomalies mensuelles des températures et des précipitations de 2005-2007 et celles de 2005-2012 pour permettre de situer le suivi réalisé à Ragueneau (mois grisés) par rapport à l'ensemble des années couvertes par le projet.

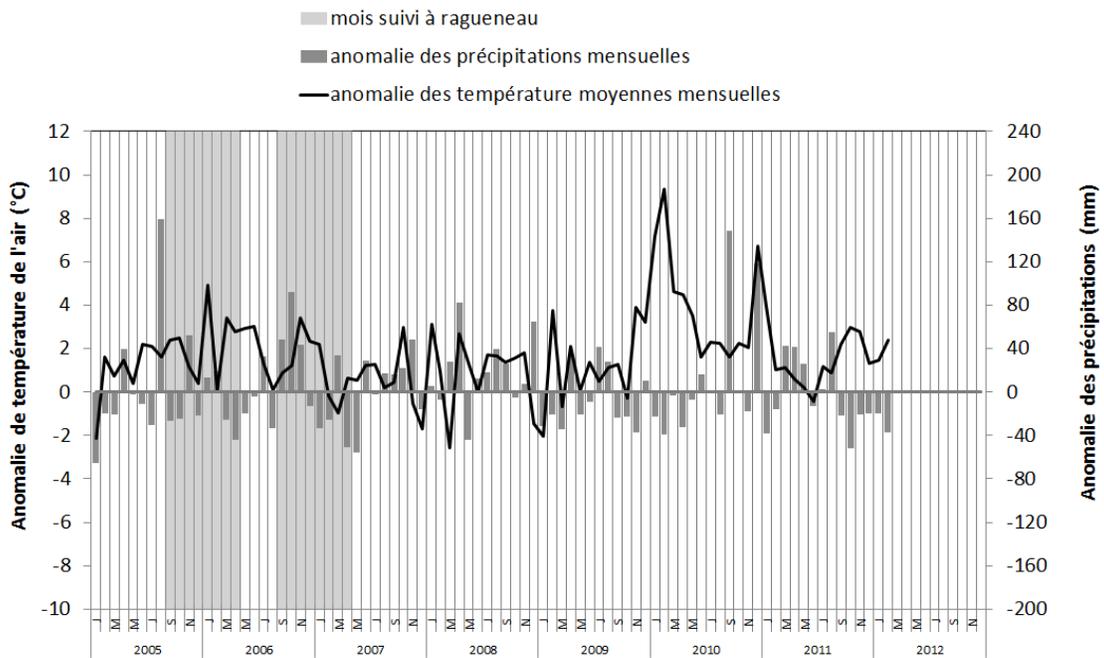


Figure 6.4. Anomalies climatiques à la station météorologiques de Baie-Comeau durant la période 2005-2012

Durant la première année de suivi, soit 2005-2006, les anomalies thermiques ont toujours été positives à la station météorologique de Baie-Comeau. Pour la plupart des régions du Québec, l'automne (SON) 2005, l'hiver (DJF) 2006 et le printemps (MAM) 2006 se classent parmi les plus chauds des dernières décennies (Environnement Canada 2014b). Durant l'automne (SON) 2005, les anomalies thermiques ont été de 2,4 °C et de 2,5 °C et de 1,2 °C à Baie-Comeau et les précipitations ont été près des normales au terme des trois mois d'automne (- 26,1 mm, - 24,8 mm et + 52,2 mm). Pour plusieurs régions du Québec, le nombre d'heure d'ensoleillement a été inférieur aux normales (Environnement Canada 2014b). L'hiver (DJF) 2006 est également caractérisé par un nombre d'heures d'ensoleillement sous les normales pour l'ensemble du territoire québécois. À Baie-Comeau, les anomalies de température ont été près des normales en décembre et février avec + 0,4 °C et + 0,1 °C, mais très importante en janvier avec + 4,9 °C et les précipitations y ont été près des normales. Durant le printemps 2006 (MAM), les anomalies ont été de + 3,4 °C, de + 2,8 °C et de + 2,9 °C. À l'image de plusieurs autres régions du Québec, les précipitations ont été sous les normales à Baie-Comeau (- 25,6 mm, - 43,7 mm et - 19,7 mm). Sur l'est de la province, le nombre d'heures d'ensoleillement a été supérieur à la normale (Environnement Canada 2014b).

L'été (JJA) 2006, qui n'est pas couvert par le suivi, a été près ou plus chaud que la normale à Ragueneau avec des anomalies de + 3,0 °C, + 1,3 °C et + 0,1 °C et les précipitations ont été près des normales. Sur la Côte-Nord, l'été a été particulièrement ensoleillé. À Sept-Îles, le nombre d'heures d'ensoleillement a été particulièrement élevé ce qui a fait de l'été 2006, le cinquième été le plus ensoleillé des 40 dernières années (Environnement Canada 2014b).

Durant la seconde année de suivi, soit 2006-2007, les anomalies thermiques ont généralement été positives mais davantage près des normales que celles enregistrées durant l'année précédente.

À l'automne (SON) 2006, les températures de l'air moyennes sont légèrement supérieures aux normales sauf pour le mois de novembre (+ 0,9 °C, + 1,2 °C et + 3,4 °C). L'automne 2006 a été particulièrement humide avec des anomalies de + 47,9 mm, + 92,5 mm et + 43,7 mm. Néanmoins, le nombre d'heures d'ensoleillement a été sur l'est, près ou légèrement supérieures aux normales (Environnement Canada 2014b). Les températures de l'air continuent d'être au-dessus des normales durant les mois de décembre (+ 2,4 °C) et janvier (+ 2,2 °C) et deviennent légèrement négatives en février (- 0,2 °C). Les précipitations enregistrées à Baie-Comeau ont été près ou sous les normales pour tous les mois d'hiver (- 12,7 mm, - 32,9 mm et - 25,8 mm). Sur la majorité du territoire du Québec, le nombre d'heures d'ensoleillement a été près des normales (Environnement Canada 2014b). Le printemps 2007 s'amorce avec un mois de mars plutôt froid avec une anomalie de - 1,0 °C enregistrée à Baie-Comeau. Puis, s'en suit un retour vers des températures légèrement supérieures aux normales (+ 0,7 °C et + 0,6 °C). Encore une fois, le soleil brille davantage sur la Côte-Nord, à Sept-Îles, le nombre d'heures d'ensoleillement est supérieur aux normales.

Bien que plusieurs des saisons couvertes par le suivi de Ragueneau aient été particulièrement chaudes par rapport aux suivis climatiques des années précédentes, elles demeurent nettement moins chaudes que celles de 2009-2010 et de 2010-2011.

6.2. Approche méthodologique

Trois zones (nommées station de mesure) ont été ciblées pour faire l'implantation d'une tige ATEPS dans l'unité de silt marin (figure 6.5). La section 4. Méthodologie à la page 5 présente le détail concernant l'instrumentation. Les mesures ont été effectuées aux trois stations durant deux saisons de suivi soit du 19 septembre 2005 au 13 avril 2006 (saison 2005-2006) et du 29 septembre 2006 au 15 avril 2007 (saison 2006-2007).

Les tiges ATEPS ne donnent pas d'information sur les processus qui occasionnent l'érosion et aucune caméra de suivi n'a été installée sur ce site d'étude. En ce sens, les visites de terrain saisonnières ou mensuelles sont d'une grande importance et assurent le développement des connaissances sur les processus actifs sur les falaises du site.

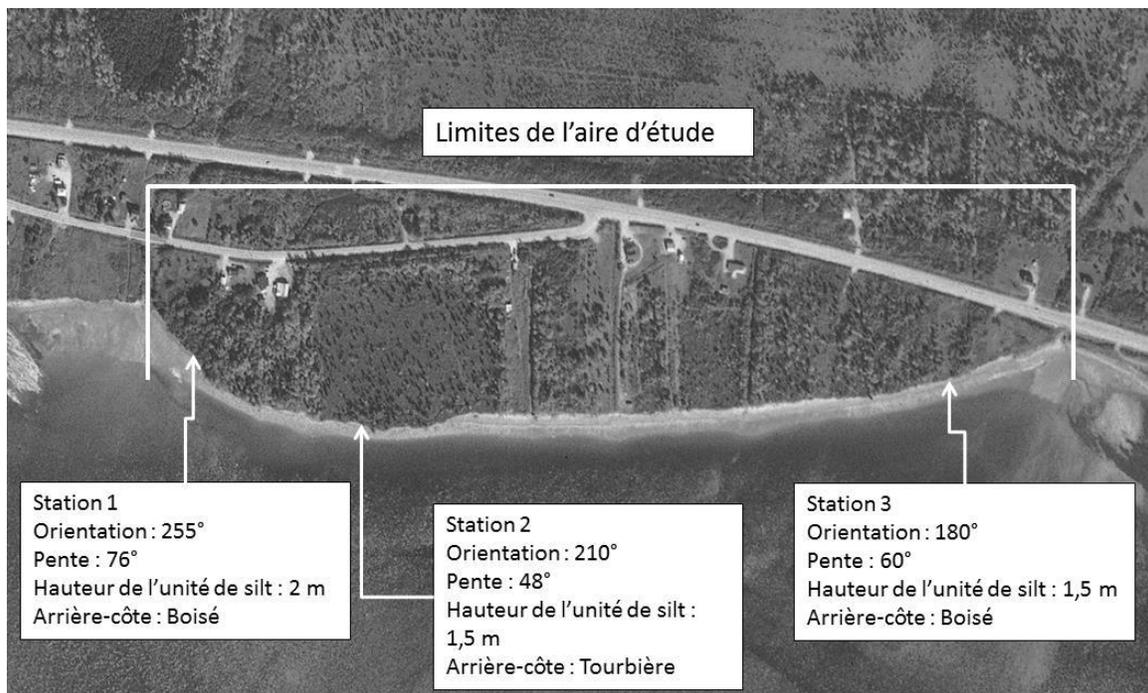


Figure 6.5. Localisation des stations de mesures (MRNF 2001).

6.3. Résultats

6.3.1. Évènements d'érosion

Les trois tiges ATEPS implantées dans les silts marins ont permis le décompte de 33 jours (dates) où il y a eu de l'érosion à l'une ou plusieurs des stations de mesure pour un total de 37 évènements (deux stations en un jour = deux évènements). Au total, ce sont 69 senseurs de température qui ont été dégagés. Pour la plupart des évènements, ce sont un ou deux senseurs de température qui ont été dégagés. La dynamique particulière de la station 1, quant à elle, a fait en sorte d'engendrer trois évènements d'érosion impliquant le dégagement d'un grand nombre de senseurs (7, 9 et 12 senseurs). Les figure 6.6 et figure 6.7 illustrent la répartition de l'ensemble des évènements d'érosion ayant été enregistrés durant la période de suivi.

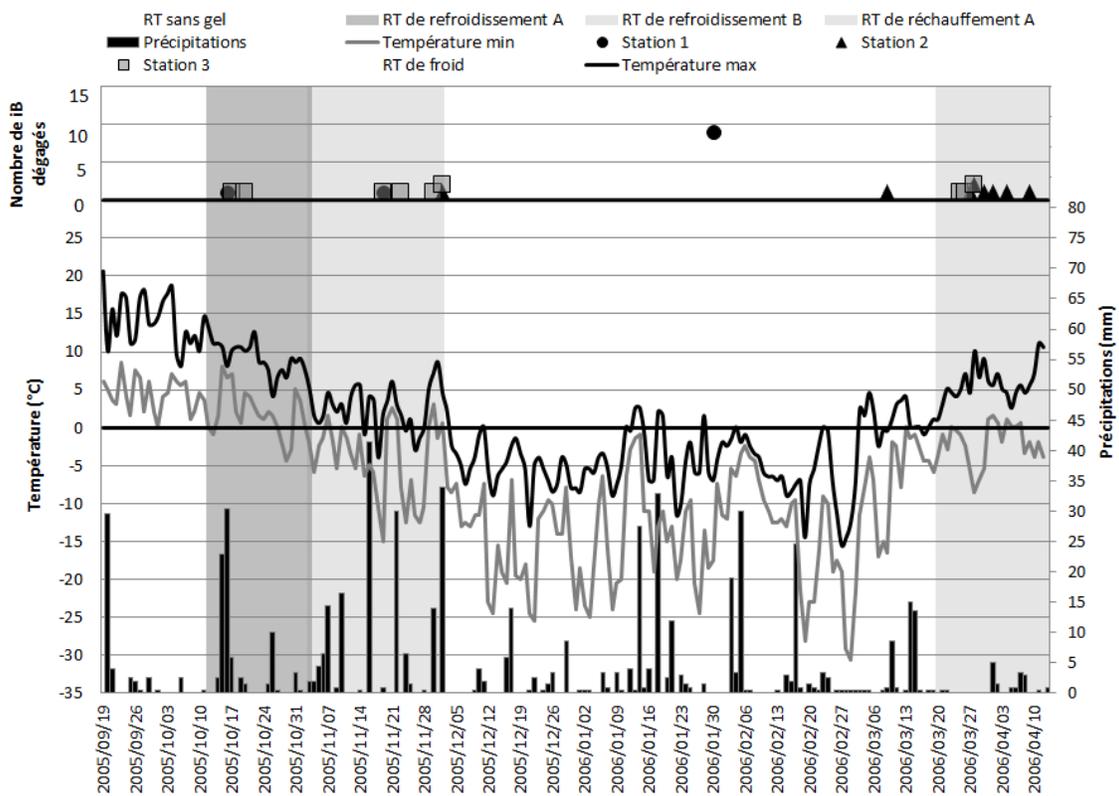


Figure 6.6. Évènements d'érosion durant la saison 2005-2006.

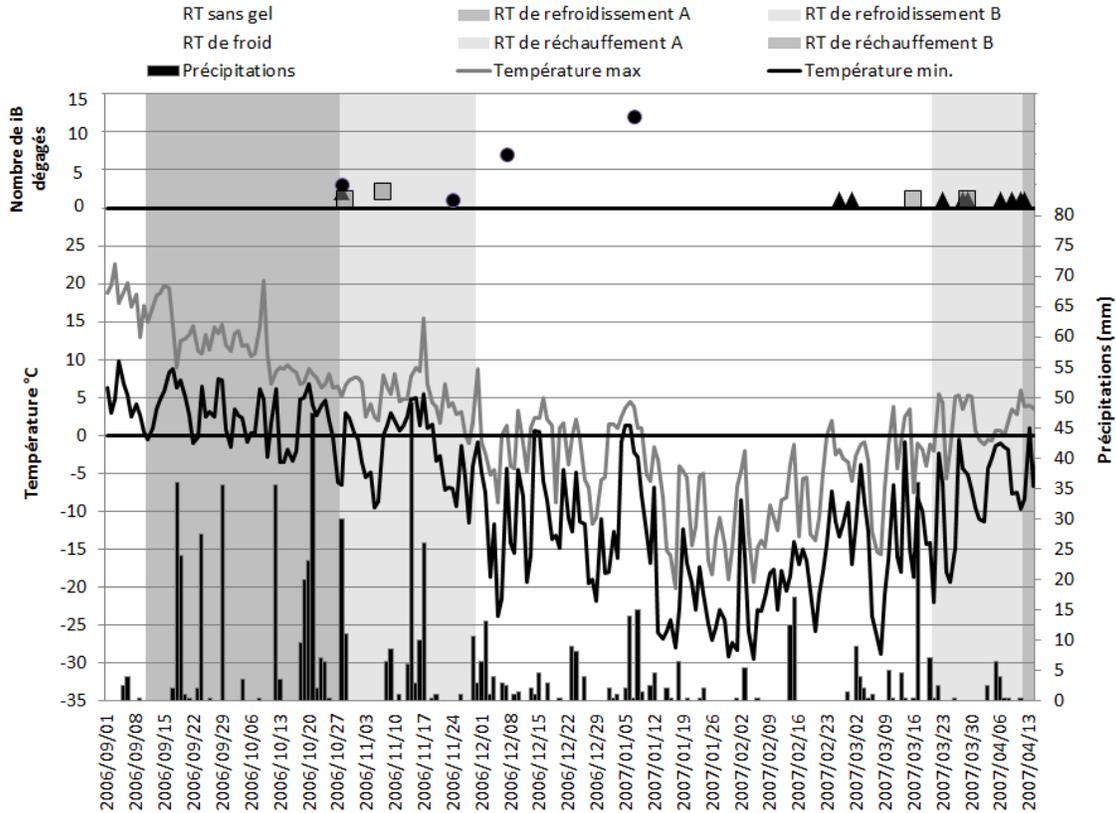


Figure 6.7. Événements d'érosion durant la saison 2006-2007.

Bien que le suivi ne couvre pas les mois de mai, juin, juillet et août, les résultats nous montrent que le recul s'effectue en grande partie durant les mois couverts par l'étude (septembre à avril). En effet, les taux de recul enregistrés aux stations de suivi à l'aide des tiges ATEPS sont plus ou moins équivalents aux taux annuels mesurés à l'aide des bornes (figure 6.8) ce qui laisse entendre que nos suivis assurent une quantification qui reflète la réalité. Durant les deux années de suivi, les 12 senseurs de température, soit environ 1,2 m, de chacune des tiges ont été dégagés en raison de l'érosion des falaises alors que le taux de recul moyen de 2005-2007 a été de 1,2 m annuellement. Pour la période 2000-2008, le taux moyen de recul annuel est de 1,2 m (19 bornes implantées sur le site d'étude). Bien entendu, l'érosion des falaises n'est pas nulle durant les mois de mai à août mais compte tenu des taux observés, il est peu probable que nos mesures ignorent une portion significative des événements d'érosion. Durant le suivi 1998-2003 (Bernatchez and Dubois 2008), le recul enregistré durant les mois de avril à novembre comptait pour 14 % (AMJJ) et 21 % (ASON) du recul total annuel. Sachant que notre suivi ne couvre pas les mois de (MJJA), il est raisonnable de croire qu'environ moins de 15 % du recul a pu être ignoré en raison du hiatus estival du suivi par tiges ATEPS.

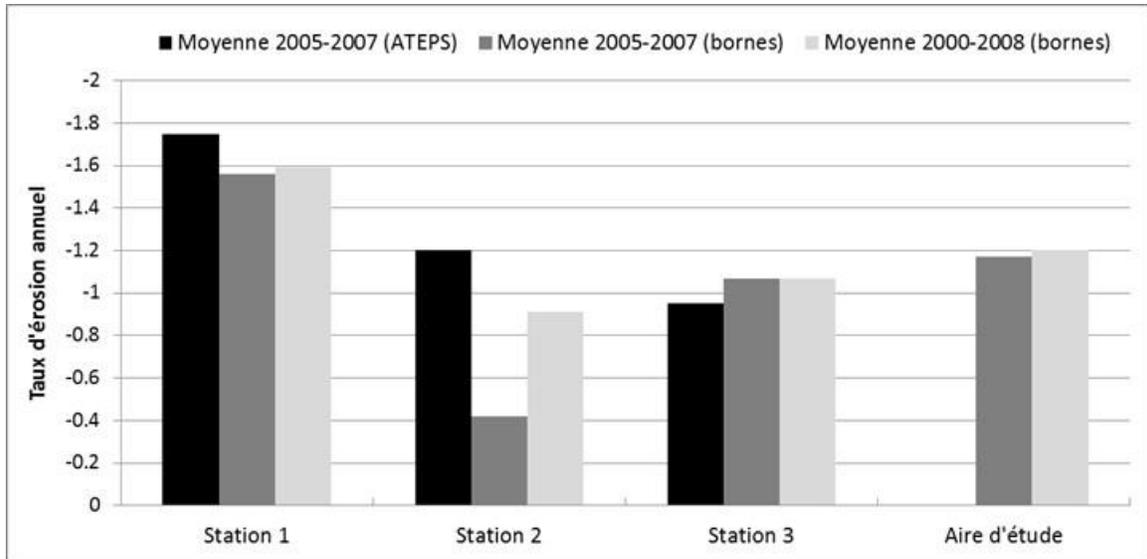


Figure 6.8. Taux annuel d'érosion mesuré à l'aide des bornes de suivi implantés sur le site d'étude.

6.3.1.1. Mobilisation des sédiments altérés

Durant la période de suivi, un certain nombre d'évènements d'érosion attribuable à la mobilisation des sédiments par les agents hydrodynamiques (16-17 octobre 2005, 29 octobre 2006, 7 novembre 2006, 2 décembre 2005 et 6 avril 2007) et dans un cas, probablement attribuable aux précipitations (28 octobre 2006) ont été enregistrés. Ces évènements comptent pour 27 % des évènements d'érosion enregistrés (n=10/37) et pour 33 % (23 iB/69) des senseurs de températures dégagés. Quatre-vingt pourcent de ces évènements (8/10) ont été observés durant le régime thermique de refroidissement A et B (figure 6.9).

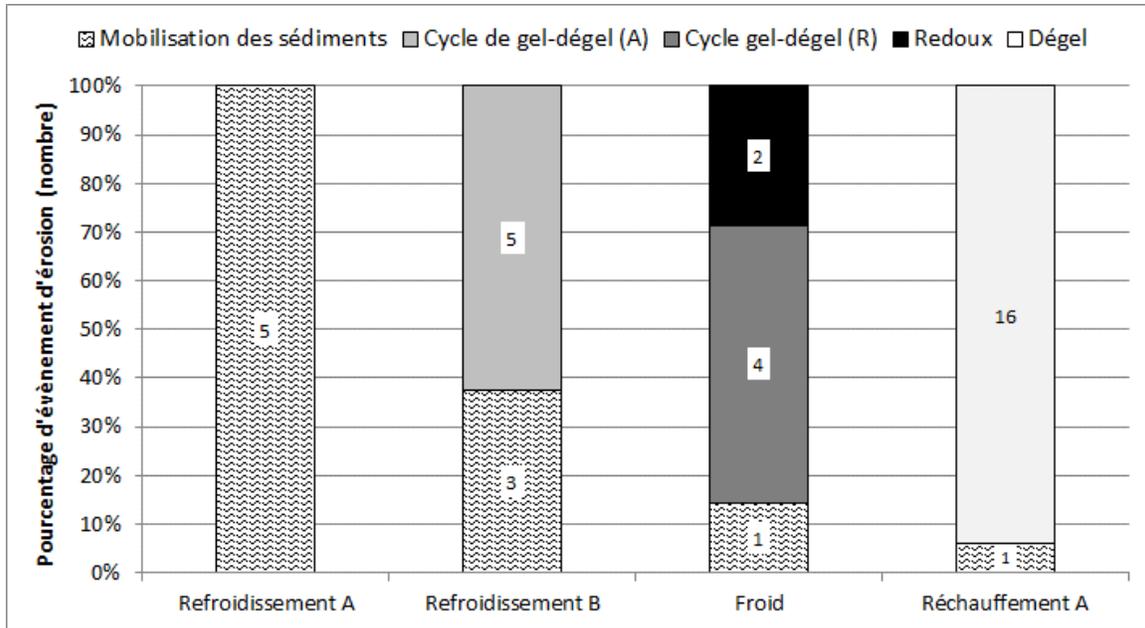


Figure 6.9. Nombre d'évènement d'érosion en fonction des régimes thermiques et des situations climatiques.

Par le passé, les agents hydrodynamiques ont été les plus souvent cités pour expliquer le recul des côtes du site d'étude (Allard 1984; Bernatchez 1995; Chagnon et al. 1979; Grondin et al. 1990; Lavallée 1993; Long 1983; Raynald 1997). Cependant, des observations plus récentes ont montré que les falaises similaires à celles du site d'étude ne sont que peu sensibles à l'action des vagues ni même en condition de vagues de tempête (Bernatchez and Dubois 2008; Bernatchez 2003). Ces derniers avaient mesuré, à la suite de l'importante tempête du 29 octobre 2000 qui frappa tout l'Est du Canada (Forbes et al. 2004; McCulloch et al. 2002) et qui avait provoqué le recul de plusieurs systèmes côtiers sableux pouvant atteindre 11 m sur la Côte-Nord (Bernatchez et Dubois 2004), que les falaises silteuses et argileuses comme celles de Ragueneau n'avaient subi qu'un léger recul (0 à 20 cm). Le recul dans les formations argileuses correspondait alors à la tranche de sédiments préalablement météorisés et évacués ensuite par l'action des vagues (Bernatchez and Dubois 2008). Nos résultats corroborent ceux de ces auteurs puisque les reculs observés sont légers (approximativement 10 à 30 cm) et n'affecte parfois qu'une seule des trois stations.

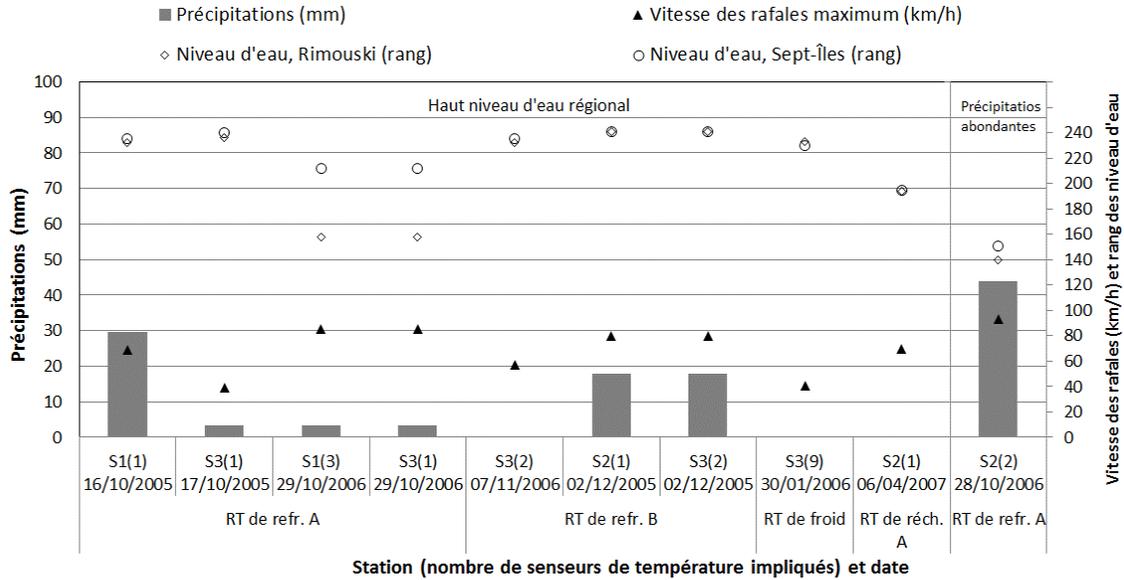


Figure 6.10. Caractéristiques des événements d'érosion par mobilisation des sédiments.

Ainsi, la part d'érosion attribuable aux agents hydrodynamiques, bien qu'elle compte pour près d'un tiers des événements d'érosion, n'est pas la cause principale de la dynamique des falaises de Ragueneau. Ceci s'explique par le caractère cohésif des silts et des argiles lorsqu'ils n'ont pas subi d'altération. Ils sont alors très réfléchissants aux vagues et les sédiments très difficiles à mobiliser (Bernatchez and Dubois 2008). Les conditions propices à la mobilisation des sédiments suivent la période estivale, plus sèche, plus chaude et caractérisée par des valeurs de rayonnement global et de température de l'air élevées, qui sont favorables à la dessiccation des surfaces. Sous ces conditions, le silt se dessèche et se contracte. Le stress de traction s'exerce alors le long des plans de faiblesse et fait apparaître des fissures et délimite des polyèdres (figure 6.11) (Gaskin et al. 2003; Yatsu 1988). Nos observations et résultats indiquent que les processus de météorisation doivent avoir affaibli le silt pour permettre aux agents hydrodynamiques de mobiliser les sédiments et d'éroder la falaise. À la station 2, on observe l'effet de protection contre la dessiccation que procure l'écoulement d'un mince film d'eau (résurgences) alimenté par la tourbière (arrière-côte) sur la surface du silt. Au cours des visites de terrain effectuées durant la période estivale, une érosion différentielle de 1 m à 1,5 m a été observée en fonction de la présence ou de l'absence de l'écoulement d'un film d'eau sur la surface du silt (figure 6.12). Compte tenu de la limite en épaisseur de la couche de sédiments pouvant être altérés par la dessiccation, le recul que les agents hydrodynamiques peuvent entraîner est lui aussi limité. On remarque à la figure 6.10, que la mobilisation des sédiments s'est généralement effectuée lors de hauts niveaux d'eau. À l'image des vagues et des hauts niveaux d'eau, les pluies fortes telles que celles enregistrées le 28 octobre 2006 (43,8 mm) sont aussi susceptibles de déloger les polyèdres isolés par la dessiccation. L'effet de la pluie a aussi été décrit par Gaskin et al. (2003), qui observent également la formation de clastes de plusieurs

centimètres sur les berges d'argile de la Mer de Champlain du fleuve Saint-Laurent. Ces derniers indiquent aussi qu'une hydratation rapide (pluie ou contact avec l'eau) d'une argile dont le contenu en eau est préalablement bas peut provoquer le décollement d'une couche de sédiment.



Figure 6.11. Polyèdres de silt marin isolés par la dessiccation (pâle) observé à la station 1, Ragueneau



Figure 6.12. Érosion différentielle occasionnée par une résurgence à proximité de la station 2, octobre 2005, Ragueneau.

6.3.1.2. Effet des cycles de gel et de dégel superficiels (cycles journaliers)

Cinq évènements d'érosion (5/37, 13,5 %) sont liés aux cycles de gel et de dégel superficiels durant le régime thermique de refroidissement B et comptent pour l'érosion de 7 % de tous les senseurs de température dégagés (5/69 iB) (figure 6.13). Quatre évènements d'érosion (4/37, 10,8 %) sont liés aux cycles de gel et de dégel superficiel par absorption du rayonnement solaire direct et comptent pour 6 % de tous les senseurs de température dégagés (4/69 iB). Les cycles de gel et de dégel par rayonnement ont tous été enregistrés durant le régime thermique froid (figure 6.13).

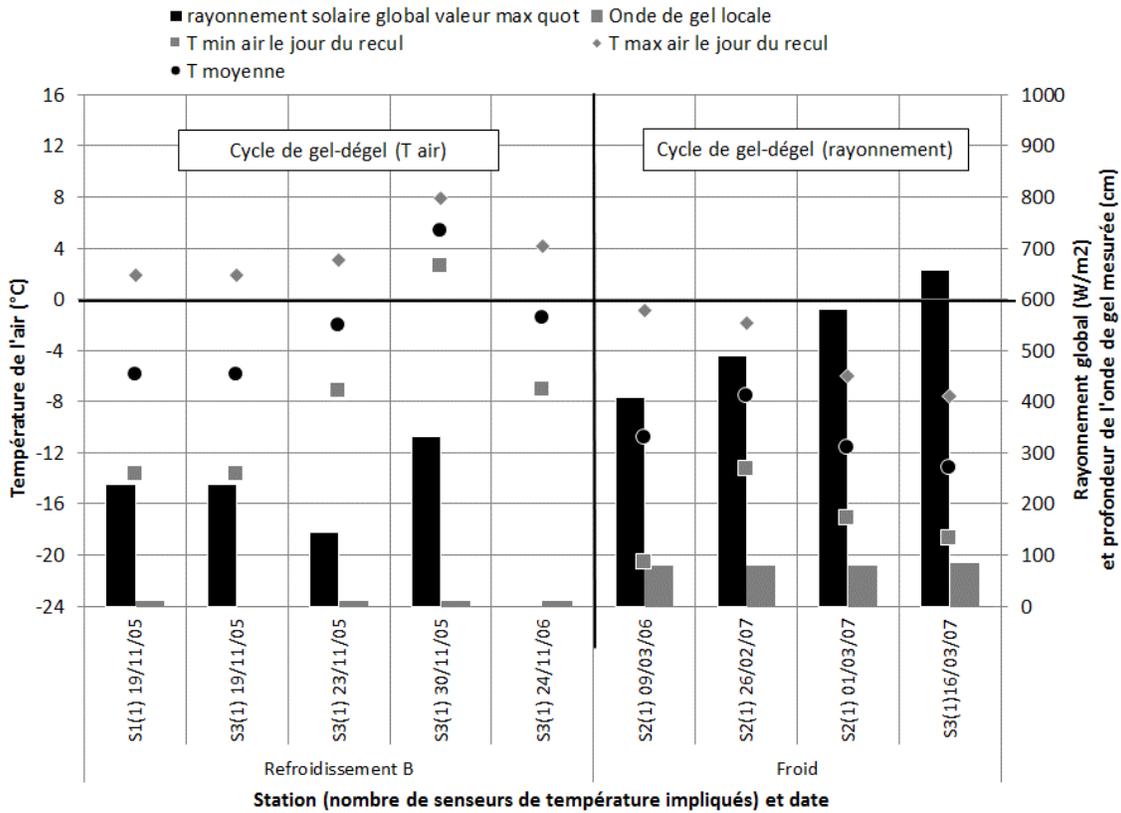


Figure 6.13. Température de l'air (min., max., moy.), profondeur de l'onde de gel et valeurs de rayonnement maximal enregistrés lors des cycles de gel et de dégel par température de l'air et par rayonnement.

Les évènements d'érosion attribuables aux cycles de gel et de dégel lors du régime de refroidissement B se produisent lorsque les températures de l'air oscillent entre des valeurs positives et négatives et sous des conditions de gels superficiels. Les mesures de températures à l'intérieur de la falaise avant les reculs indiquent que l'onde de gel avait atteint entre 0 et -19 cm. Les mécanismes cryogéniques étant généralement activés par les passages de la phase liquide à la phase solide de l'eau contenue dans les falaises, c'est à partir du régime de

refroidissement B que l'on commence à observer l'effet des cycles de gel et de dégel sur l'érosion. Sur le site d'étude, les marques des processus cryoclastiques ont été observées dès le mois de novembre (visite du 26 novembre 2006 et par Bernatchez and Dubois 2008).

Quant aux évènements d'érosion attribuables aux cycles de gel et de dégel superficiels par absorption du rayonnement solaire direct, ceux-ci se produisent lorsque l'onde de gel est bien établie, c'est-à-dire à la fin du régime thermique froid. Au moment d'enregistrer ces évènements, celle-ci avait atteint environ 80 cm. Ce type de cycles gel et de dégel se manifeste sous des températures de l'air négatives lorsque l'intensité du rayonnement solaire est suffisamment puissante pour générer la fusion de la glace sur les falaises. Sur le site d'étude, le dégel de la partie superficielle de la falaise a été observé sous l'effet du rayonnement solaire alors que la température de l'air était de -23 °C (Bernatchez and Dubois 2008). Les températures de l'air les plus basses enregistrées lors d'un évènement d'érosion par cycle de gel et de dégel par rayonnement étaient de $-18,7\text{ °C}$ (min) et $-7,6\text{ °C}$ (max). La quantification des cycles de gel et de dégel à partir des températures de l'air uniquement n'aurait pas permis de conclure à l'occurrence d'un cycle de gel et de dégel effectif sur l'érosion des falaises de Ragueneau. Ce constat fait d'ailleurs l'objet d'un consensus parmi les chercheurs et ce, depuis bon nombre d'années (Miotke 1982; Thorn 1982).

6.3.1.3. Évènements de dégel par température maximum positive ou par température moyenne positive (redoux) survenant durant le régime thermique froid (cycles journaliers)

Les redoux, exclusifs au régime thermique froid, se définissent par le passage des températures moyennes quotidiennes de l'air au-dessus de 0 °C et sont en mesure d'initier une onde de dégel (dont la mesure est basée sur des moyennes quotidiennes). Aussi, durant le régime thermique froid, on observe occasionnellement que les températures maximales quotidiennes seulement (température moyenne demeure négative) s'élèvent au-dessus du point de congélation. Il s'agit alors de cycles de gel et de dégel (oscillations positives négatives des températures de l'air sur une base quotidienne).

Deux évènements semblent avoir été déclenchés sous de telles conditions. Lors de ces évènements d'érosion, on observe que les précipitations liquides ont été négligeables ou nulles et que les valeurs de rayonnement n'ont pas été élevées. L'évènement du 7 décembre est un cycle de gel et de dégel (température de l'air) où la température maximale quotidienne de l'air a été de $1,3\text{ °C}$ et la température moyenne de $-1,5\text{ °C}$. L'évènement du 7 janvier 2007 est un redoux où la température de l'air maximale quotidienne a été de $3,8\text{ °C}$ et la température moyenne de $0,8\text{ °C}$. S'étant produit relativement tôt dans la saison hivernale, la profondeur de l'onde de gel n'avait atteint que de 10 à 30 cm. L'effet de ces conditions thermiques n'a été observé qu'à la station 1 où l'érosion par glissement en plan ou par effondrement de dalles a généré des reculs d'environ 70 cm et 120 cm respectivement.

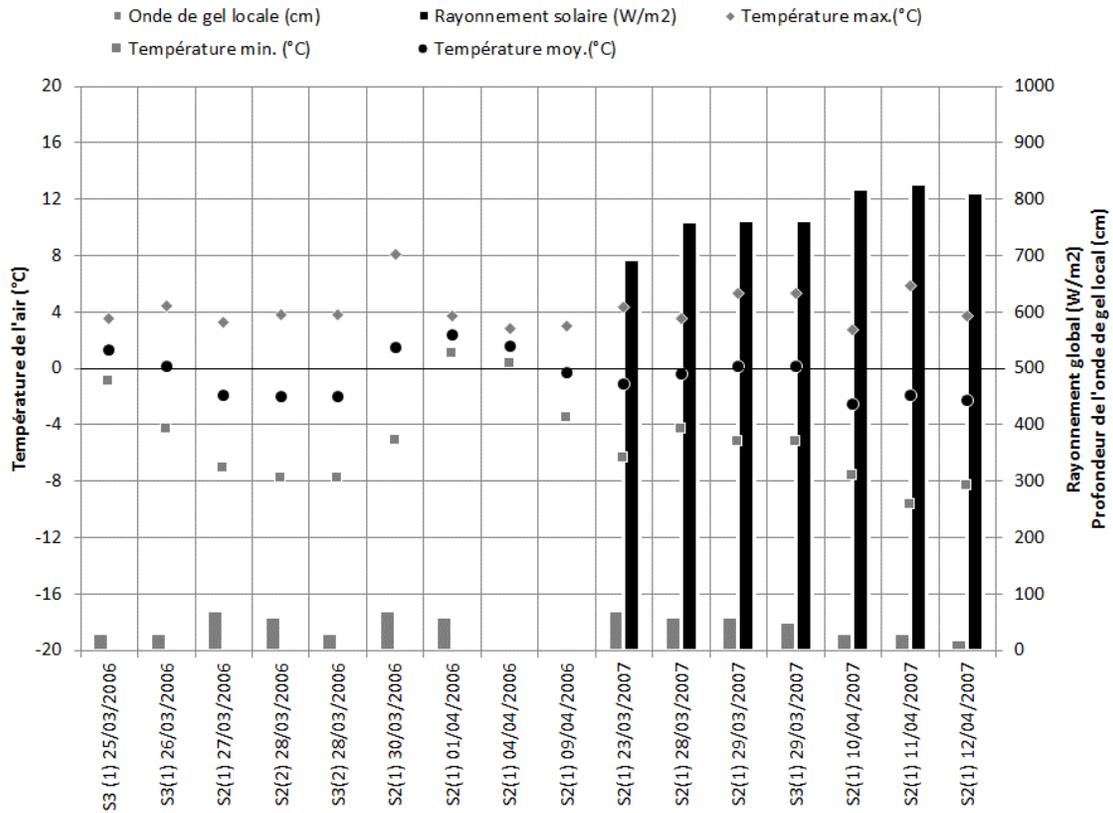
Notons que les évènements d'érosion de grande ampleur ont été enregistrés exclusivement à la station 1 (7, 9 et 12 senseurs) et qu'ils sont nécessairement la signature d'effondrement de dalles ou de glissement en plan puisqu'il s'agit du seul processus pouvant atteindre cet ordre de grandeur. En raison de la proximité du socle rocheux à la station 1, un important réseau de diaclases et de plans de faiblesse y a été développé lors de la remontée isostatique postglaciaire (Bernatchez 2003). Il est reconnu que les discontinuités influencent le comportement d'un matériel en faisant varier sa cohésion de même que la présence et le mouvement de l'eau (Bland and Rolls 1998). D'ailleurs, la coloration du silt en rouille tant sur la surface de la falaise que dans les fissures indique que l'eau circule dans les plans de faiblesses du silt, permettant à la circulation de l'eau et aux changements de phase de l'eau de provoquer des tensions et réduire la résistance à la contrainte de cisaillement. Sous l'effet de la décompression et des tensions générés par l'eau, la glace et la dessiccation, des dalles d'une épaisseur de 10 à 15 cm y sont isolées. Celles-ci s'effondrent progressivement tout au long de l'année et maintiennent le caractère sub-vertical de la falaise ce qui permet aussi l'occurrence de glissements en plan.

En raison des caractéristiques à la station 1, où l'eau et l'air peuvent circuler dans les plans de faiblesse, la formation de lentille de glace à des profondeurs encore non atteintes par l'onde de gel, qui progresse depuis la surface de la falaise, est possible. Ceci pourrait expliquer que ces évènements d'érosion ont touché une profondeur plus importante que celle touchée par le gel (érosion de 70-120 cm vs onde de gel de 10-30 cm). Ces lentilles agissent comme des joints de glace qui favorisent la cohésion de la falaise jusqu'au moment où la hausse de la température de la glace et/ou sa fusion complète assurera inévitablement la perte de cohésion générant l'effondrement de dalles ou de glissement en plan. Des expérimentations en laboratoire ont permis, en effet, de démontrer que la hausse des températures de la glace, sans entraîner de fusion, est en soit suffisante à une perte de cohésion provoquant la dégradation et/ou l'érosion des falaises (Davies et al. 2001).

6.3.1.4. Le dégel printanier (cycle annuel)

On dénombre 16 évènements d'érosion ($16/37 = 43\%$) et 18 senseurs de température dégagés ($18/69 = 26\%$) durant le dégel printanier ce qui compte pour une part importante de l'érosion sur une base annuelle. Les évènements d'érosion enregistrés durant le régime thermique de réchauffement A se produisent alors que les températures de l'air oscillent de part et d'autre du point de congélation selon le rythme diurne-nocturne et que l'apport énergétique du rayonnement solaire est de plus en plus importants (valeurs de rayonnement global élevées de 600 W/m^2 et plus) (figure 6.14). Lors des évènements d'érosion, les précipitations ont été nulles (sauf pour un cas avec 0,5 mm). Notez que le nombre d'évènements s'étant produits durant le dégel est probablement sous-estimé puisque qu'aucun évènement d'érosion n'a été enregistré à la station 1 en raison du bris des tiges plus tôt durant le suivi mais que sur le terrain, des glissements en plan et des effondrements de dalles y ont été observés. Quant à lui, le régime

thermique de réchauffement B n'a pu être suivi (bris de tiges ou érosion ayant dégagé la totalité des tiges).



*Les valeurs de rayonnement sont manquantes à partir de la fin mars 2006.

Figure 6.14. Températures de l'air (min., max., moy.) et rayonnement solaire mesurés lors des événements de dégel enregistrés lors du régime thermique de réchauffement A.

Durant le régime thermique froid, la formation de joints et de lentilles de glace contribue à déstructurer de manière importante l'unité de silt (figure 6.15). Les plans de faiblesses des falaises où circule de l'eau sont très sensibles à la croissance de la glace et aux tensions qu'elle génère sous l'effet de l'expansion volumétrique de l'ordre de 9 % qui survient avec le changement de phase (Bland and Rolls 1998; McGreevy 1981; Yatsu 1988). Les lentilles de glace combinées à la dessiccation hivernale (faible apport en eau à la surface des falaises et migration de l'eau vers les lentilles de glace (Dirksen and Miller 1966; Nakano and Tice 1990) isolent des micro-gélifractions d'environ 1 cm dès le mois de novembre jusqu'au mois d'avril sur tout le site d'étude (figure 6.16). Tout au long de la saison froide, on remarque que la surface du silt marin est criblée de petites marques attribuables au détachement de micro-gélifractions. Toutefois, avec l'arrivée du dégel printanier qui s'amorce avec la fin du régime thermique froid au moment où l'apport énergétique via les températures positives de l'air et le rayonnement solaire augmente, ces processus cryogéniques se généralisent. Le détachement de micro-gélifractions est alors

suffisamment important pour permettre la formation de talus de gélifracsts sur le pied de glace ou sur la plage et l'activation de nombreuses et fréquentes coulées pelliculaires (figure 6.17). Ces dernières se produisent lorsqu'il y a un apport en eau, sur les sédiments ayant été desséchés durant la saison froide, qui provient de la fusion de la glace incluse dans les sédiments ou alors de la fusion du couvert nival ou de la réactivation de résurgences. Bien que ces types de processus d'érosion agissent la plupart du temps de manière superficielle, la quantité de matériaux délogés peut être très importante. Contrairement aux autres évènements qui étaient associés à des conditions météorologiques ponctuelles et donc à des cycles journaliers, le dégel printanier s'inscrit dans le cycle gel et de dégel annuel. La couche de sédiments érodée durant cette période correspond au moins à la profondeur de l'onde de gel puisque tel que mentionné plus haut, la déstructuration du gel suivi par le dégel entraîne inévitablement la dégradation et l'érosion du silt. La profondeur du gel est en partie fonction des propriétés thermiques des matériaux meubles, de la présence ou de l'absence de couvert nival. Selon les calculs de Berggren adaptés aux falaises sensibles au dégel (i.e. falaises au front mobile sous l'effet du dégel) et à partir des données de températures de l'air de la station météorologique de Baie-Comeau, l'épaisseur théorique de silt marin affecté par le gel est de 1,4 m en 2005-2006 et de 1,6 m en 2006-2007. Ces résultats sont comparables aux taux d'érosion ayant pu être suivi à l'aide des tiges thermiques qui ont été de 0,95 m à 1,75 m en moyenne selon les tiges pour la période 2005-2007.



Figure 6.15. Lentilles/joints de glace dans le silt marin, mars 2007, Ragueneau.



Figure 6.16. Microclastes d'origine cryogénique au pied de la falaise, 29 mars 2007, Ragueneau.



Figure 6.17. Talus de microclastes et liquéfaction du silt (coulée pelliculaire), 8 mars 2007, Ragueneau.

6.3.2. Fréquence des évènements selon les régimes thermiques et importance des processus cryogéniques et de l'onde de gel et de dégel

Lorsque l'on considère la fréquence des évènements d'érosion par rapport au nombre de jours que compte chacun des types de régimes thermiques, c'est durant le régime thermique froid que la fréquence est la moins importante avec, en moyenne, un évènement d'érosion tous les 31 jours (figure 6.18). Mis à part les évènements d'érosion attribuable aux cycles gel et de dégel par rayonnement se produisant à la fin de cette période, pratiquement aucun évènement d'érosion n'a été enregistré lorsque les températures sont exclusivement négatives (figure 6.6 et figure 6.7). Durant le régime thermique froid, la réduction importante de la circulation de l'eau dans les plans de faiblesse combinée à la formation de joints de glace améliorent momentanément la cohésion de la structure de la falaise retardant temporairement son évolution. Aussi, lorsque le couvert nival et le pied de glace se développent, ceux-ci limitent l'exposition de la falaise aux conditions extérieures, c'est-à-dire du rayonnement solaire d'une part, et d'autre part, aux agents hydrodynamiques (Bernatchez et al. 2011). Toutefois, la glace de ségrégation déstructure et altère les sédiments qui seront alors complètement sensibles à l'érosion sous l'effet du dégel occasionné par le rayonnement solaire ou du retour progressif des températures positives au cours des régimes thermiques de réchauffement. Durant cette période, plus précisément au cours du régime thermique de réchauffement A, la fréquence d'érosion grimpe, en moyenne, à un évènement tous les 4 jours. Puisque la station 1 n'est plus suivie durant le printemps (bris de tiges ou érosion complète des tiges durant l'hiver) et que l'on sait que son dynamisme demeure important durant cette saison (observations sur le terrain), nous savons que nos mesures actuelles sous-estiment localement la proportion d'érosion attribuable au dégel printanier. Malgré cela, le dégel printanier est l'élément qui déclenche le plus grand nombre d'évènements d'érosion. Sur le terrain, le dégel printanier affecte toute la côte. Cette concentration d'évènements durant le régime thermique de réchauffement A souligne l'importance de l'effet de l'onde de gel qui progresse et déstructure le silt durant la période froide.

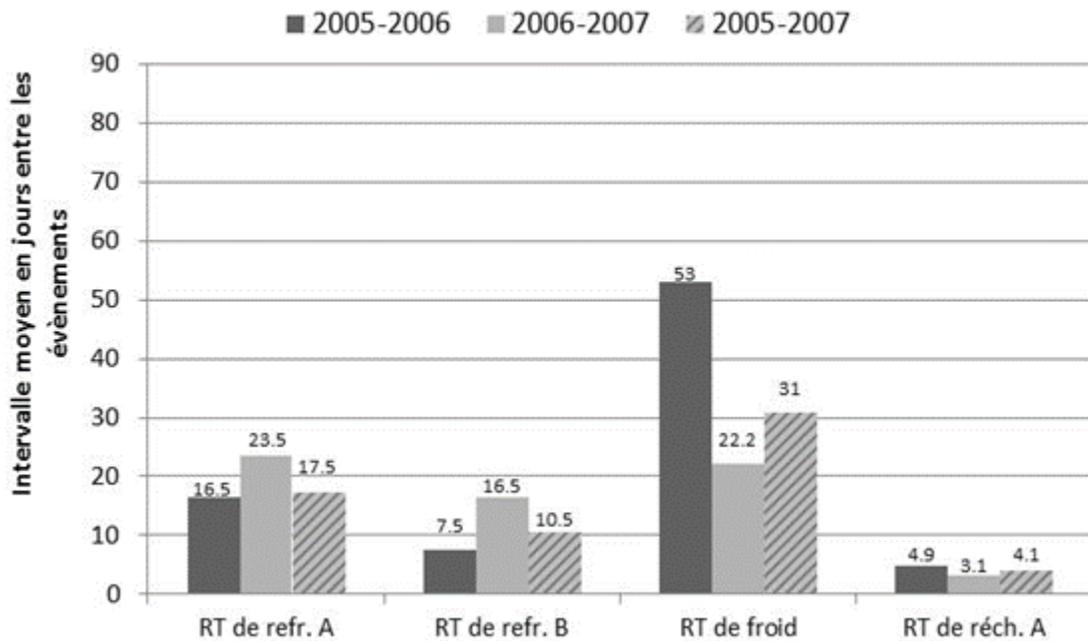


Figure 6.18. Intervalles moyens (en jours) entre les évènements d'érosion selon les régimes thermiques.

6.4. Remarques finales

En l'absence de quantification, certains mécanismes (ex. cryogéniques, hydrodynamiques, hydrogéologiques) sont surestimés ou sous-estimés, voire même ignorés (Bernatchez and Dubois 2008; Hénaff et al. 2002) sans compter que les paramètres en cause dans leur activation ne sont pas complètement identifiés et circonscrits. Le suivi de l'érosion à l'aide des tiges ATEPS ou de méthodes connexes (Bernatchez et al. 2011; Lawler 2005b, 2008) permet une résolution quotidienne qui assure la connaissance de la part relative de l'érosion attribuable à différents mécanismes (cryogéniques, hydrogéologiques, hydrodynamiques) et activée sous différentes conditions météorologiques. Ainsi, l'usage des tiges ATEPS a permis de suivre l'évolution des unités de silt marin des falaises de Ragueneau, Côte-Nord (Québec, Canada) et d'identifier les dates des évènements d'érosion. Les taux de recul annuel enregistrés ont été en moyenne de 1,75 m, de 1,2 m et de 0,95 m pour les stations 1, 2 et 3 respectivement durant la période 2005-2007.

À l'aide d'une quantification saisonnière réalisée à l'aide de bornes de mesure d'érosion, Bernatchez et Dubois (2008) indiquent que 65 % du taux de recul annuel dans l'aire d'étude de Ragueneau se produit durant les mois de décembre, janvier, février et mars (DJFM). L'amélioration du suivi grâce à une résolution quotidienne a permis d'identifier que l'érosion est particulièrement importante lorsque les températures diurnes sont de plus en plus fréquemment positives et que l'onde de dégel affecte les sédiments lors du dégel printanier au cours duquel se sont produit 47 % des évènements d'érosion. La fréquence de l'érosion est

particulièrement élevée durant cette période où l'on enregistre un évènement d'érosion tous les 4,1 jours. Sur l'ensemble de la période de suivi réalisé entre septembre et avril, ce sont 73 % des évènements d'érosion qui étaient d'origine cryogénique. Le silt marin subit une forte dégradation par le gel grâce à la croissance de lentilles de glace et s'érode par la thermo-érosion, le détachement de microclastes, la liquéfaction du silt et les coulées boueuses superficielles et uniquement à la station 1, par effondrements de dalles et par glissement en plan en raison des structures internes du dépôt marin. En dehors de la période d'activité de l'onde de gel, ce sont les agents hydrodynamiques qui engendrent les évènements d'érosion mais ils n'agissent surtout qu'à titre d'agent de mobilisation des sédiments et leur impact est fonction de l'état d'altération du silt par la dessiccation. Les résultats de cette étude indiquent que les processus cryogéniques ont la capacité d'affecter de manière significative l'évolution des falaises de silt de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent.

Actuellement, les scénarios d'érosion côtière dans un contexte de changement climatiques sont élaborés principalement en fonction de la hausse du niveau marin relatif, de la fréquence des tempêtes et des processus hydrodynamiques (Charlier et al. 2005; Church 2001; Herbich 2000; Lozano et al. 2004; McCulloch et al. 2002; Parkes et al. 2006; Shaw et al. 1998). Les résultats de cette étude indiquent que l'érosion des falaises de silt de Ragueneau attribuable aux processus hydrodynamiques ne compte que pour environ $\frac{1}{3}$ des évènements enregistrés et donc qu'une part importante de la dynamique de ces falaises est ignorée. Afin d'appréhender l'évolution des falaises de silt dans un contexte de changements climatiques, l'intégration de l'onde de gel dans les scénarios d'érosion telle qu'adaptée au front mobile des falaises sensibles aux processus cryogéniques, voire incontournable compte tenu de l'importance de l'érosion attribuable au gel et au dégel annuel en plus des cycles de gel et de dégel journaliers qui s'y superposent. Ces résultats impliquent aussi d'adapter les solutions pour tenir compte de cette dynamique et de développer des approches innovantes pour les falaises sensibles aux processus cryogéniques.

7. Rivière Saint-Jean

7.1. Contexte régional

Rivière Saint-Jean est une petite municipalité localisée sur la Côte-Nord du golfe du Saint-Laurent à environ 160 km à l'est de Sept-Îles. La région enregistre les plus hauts taux d'érosion des côtes à falaise du Québec maritime avec une vitesse de recul supérieure à 3,5 m/an durant la dernière décennie (Bernatchez et Dubois 2004; Boucher-Brossard 2012). La côte est composée de sédiments meubles d'origine deltaïque édifiés lors de la dernière déglaciation (Dubois 1979). Quatre principales unités sédimentaires forment la falaise mais leur épaisseur varie beaucoup le long de la côte. À partir de la base, il y a une superposition d'une unité prodeltaïque formée de silt-argileux à sableux contenant de fines couches de sables fins, une unité de sables moyens à grossiers (avec parfois la présence de graviers et de galets) d'origine fluviale et/ou littorale, une unité indurée (ortstein) et une unité de sol organique (Dubois et St-Pierre 1986; Dubois 1977, 1979, 1980). On retrouve parfois, mais de manière discontinue, une unité intertidale de sables fins sous le sol organique. De vastes tourbières forment l'arrière-côte et sont particulièrement bien développées dans les paléo-chenaux de la rivière Saint-Jean qui se sont développés perpendiculairement à la côte.

Dans le cadre de cette étude, la falaise a été divisée en quatre segments homogènes en termes de litho-stratigraphie et de d'autres paramètres environnementaux tels que la hauteur de la falaise, le type de végétation de l'arrière-côte, la largeur de la plage et la présence de résurgences sur la plage (figure 7.1). La zone A est caractérisée par une plage relativement large (25 m) formée de sables, graviers et galets. La hauteur de la falaise est basse (~4 m) ce qui permet aux vagues d'atteindre l'unité de sable. Le ratio entre l'unité prodeltaïque et de sable est d'environ 50 % - 50 % et une épaisse unité de sol organique (~1 m) forme le sommet de la falaise. L'arrière-côte est une tourbière ouverte. La zone B est caractérisée par un épaissement progressif de l'unité prodeltaïque et d'une hausse générale de la hauteur de la falaise (~8 m). Un rétrécissement de la plage est aussi observé (~10 m) et plusieurs résurgences l'entaillent. La zone C est similaire à la zone B en termes de hauteur, mais l'unité sableuse est pratiquement absente, ce qui fait en sorte que l'ortstein se retrouve directement au-dessus de l'unité prodeltaïque. La végétation de l'arrière-côte est herbacée dans la zone C alors qu'elle était plutôt arborescente dans la zone B. Les résurgences sont également beaucoup moins nombreuses. La zone D est formée d'une falaise d'une hauteur d'environ 15 m occupée à 80 % (de la hauteur totale) par l'unité prodeltaïque. Cette zone recoupe une transition entre une arrière-côte forestière et une tourbière ouverte. La plage est large de ~15 m et il y a quelques résurgences.

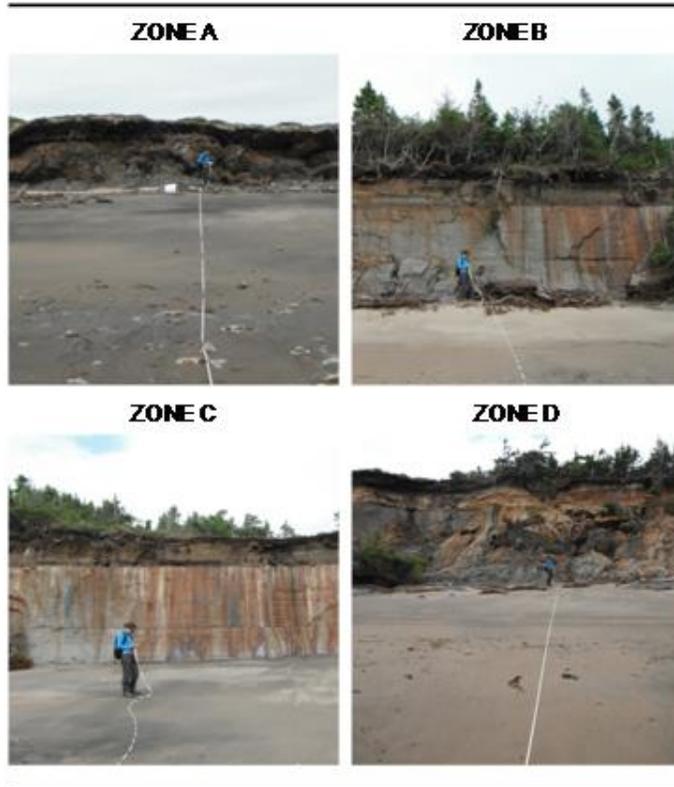


Figure 7.1. Zones d'étude à Rivière Saint-Jean.

L'ensemble de la falaise est orientée vers le sud-ouest et en raison de la plage relativement étroite, la base de la falaise est fréquemment submergée lors des marées hautes. En raison de son orientation vers le golfe du Saint-Laurent, les fetchs OSO (230 km) et SO (120 km) sont les plus longs. La houle a en moyenne une période de 6 à 8 secondes et la hauteur moyenne des vagues est de 2 mètres, mais elles peuvent atteindre 4 à 5 mètres lors des tempêtes (Ross et Long 1989). La région est exposée à des marées semi-diurnes comprises entre 1,7 m (marées moyennes) et 2,5 m (marées de vives-eaux) à la station marégraphique de Mingan, située à 30 km à l'est du site d'étude (Pêche et Océans Canada 2013).

Selon Peel et al. (2007), le climat est tempéré et humide avec des étés relativement courts et des hivers modérément froids. La température moyenne annuelle (normale 2071-2000) à Rivière-au-Tonnerre (à une trentaine de kilomètres à l'ouest du site d'étude) est de 1,1 °C mais une grande variabilité saisonnière est observée puisque la température moyenne hivernale (décembre, janvier, février) est de -12,1 °C et la température moyenne estivale (juin, juillet, août) est de 13,1 °C. Les précipitations se produisent toute l'année (normale 1971-2000 = 1080 mm) et 23 % de celles-ci tombent sous forme solide (Station no. 704FEGO, Environnement Canada, 2014a). La vitesse moyenne du vent est de 15 km/h mais ils sont légèrement plus forts entre décembre et avril (16-17 km/h). Ils proviennent principalement de l'ouest (Station no.

7043018, Environnement Canada, 2014a). Un pied de glace se forme généralement au pied de la falaise à partir de la mi-décembre et se maintient jusqu'à la fin mars - début avril, avant d'être démantelé et de fondre lorsque les températures redeviennent plus douces.

Durant les onze premiers mois de suivi (mois grisés), soit de décembre 2008 à octobre 2009, les anomalies des températures de l'air sont positives ou négatives mais généralement assez près des normales en variant entre - 1,6 °C (mars 2009) et + 1,2 °C (avril 2009) (figure 7.2). Notons cependant que le mois de février 2009 se démarque avec une anomalie positive importante de + 3,2 °C. Durant cette période, les mois de mars 2009 (- 44,3 mm), juin 2009 (- 58,9 mm), septembre 2009 (- 43,8 mm) et novembre 2009 (- 34,8 mm) ont été plutôt secs avec des précipitations inférieures aux normales alors que les mois d'avril (+ 39,3 mm) et d'octobre 2009 (+ 45 mm) ont été plus humides que la normale. Les anomalies des autres mois ont été positives ou négatives sans toutefois s'écarter de manière importante des normales. L'été 2009 aura été particulièrement nuageux pour plusieurs régions du Québec faisant de cette saison l'une des plus nuageuses des dernières décennies alors que l'automne 2009 a été pour la majorité des régions du Québec, le plus ensoleillé depuis 1951. Ainsi, malgré quelques particularités, les observations réalisées sur le site d'étude de Rivière Saint-Jean entre décembre 2008 et octobre 2009 (11 mois), s'inscrivent dans un contexte climatique où les précipitations et les températures de l'air ont été généralement assez près de normales climatiques.

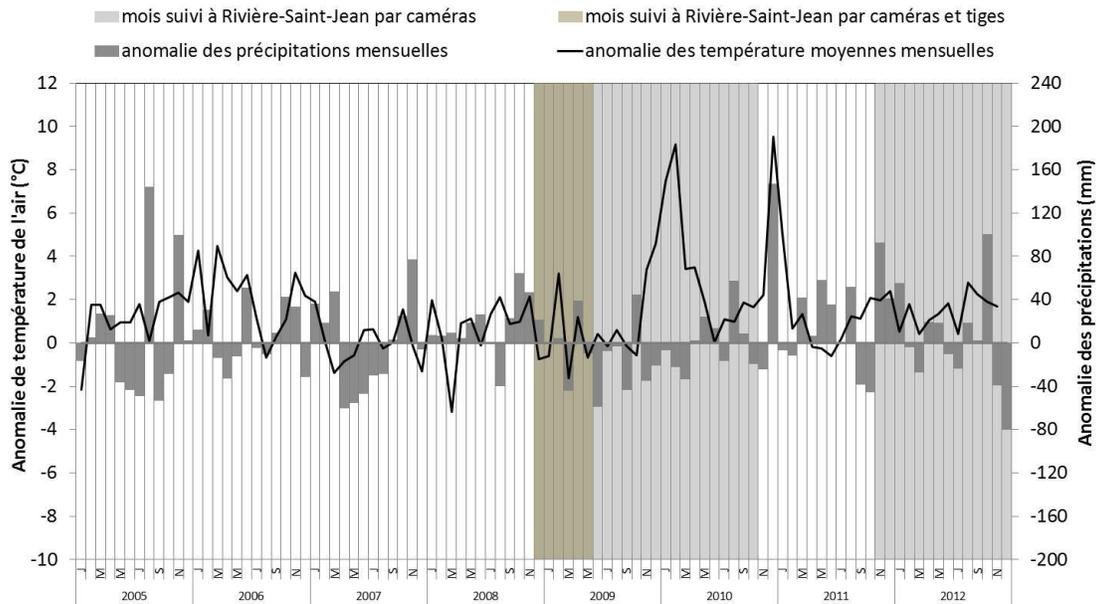


Figure 7.2. Anomalies climatiques à la station de Rivière-au-Tonnerre durant la période 2005-2012.

Par la suite, soit de novembre 2009 à mai 2010 (7 mois), on observe une rupture significative dans les températures. En novembre 2009, l'anomalie est de + 3,4 °C. Puis, l'hiver 2009-2010 (DJF) fait carrément classe à part et pulvérise des records de températures avec des anomalies de + 4,6 °C, + 7,5 °C et + 9,2 °C à Rivière-au-Tonnerre mais aussi sur l'ensemble du territoire québécois. Le printemps 2010 (MAM) bien que moins chaud que l'hiver, ne rompt pas complètement avec ce qui a été observé précédemment avec des anomalies de + 3,4 °C, + 3,5 °C et + 1,9 °C. Durant cette période, les anomalies des précipitations ont été parfois positives, négatives ou très près des normales (N: - 34,8 mm; D: - 21 mm, J: - 6,9 mm; F: - 22,4 mm; M: - 33,8 mm; A: + 2,6 mm; M: + 24,4 mm). Il est probable que comme ce qui a été observé à Sept-Îles (à une centaine de km à l'ouest), il y a eu un déficit en précipitations neigeuses durant l'hiver 2009-2010 (Environnement Canada 2014b). Cette saison de suivi qui aura été largement au-dessus des normales thermiques s'illustre en quelque sorte comme une fenêtre d'observation sur le climat futur anticipé dès l'horizon 2050 selon le scénario le plus chaud (no 8) mais après 2080 pour les autres scénarios.

Cette première phase de suivi se termine avec 5 mois, de juin 2010 à octobre 2010, où les températures ont été très près des normales ou alors légèrement supérieures, variant entre 0,0 °C (juin 2010) et + 1,9 °C (septembre 2010). Alors que les précipitations avaient été près des normales en juin (+ 13,7 mm), juillet (- 16,6 mm), septembre (+ 8,5 mm) et octobre (- 19,4 mm), le mois d'août est particulièrement humide avec une anomalie positive de + 57,5 mm.

Le suivi par caméra et tiges est interrompu durant 12 mois, de novembre 2010 à octobre 2011. Durant cette période, il y aura eu un hiver encore une fois très chaud où on enregistre une anomalie particulièrement élevée en décembre avec + 9,5 °C. La saison se situe tout juste derrière l'hiver exceptionnel de 2009-2010 en termes de température de l'air. Aussi, notons qu'en décembre on enregistre une anomalie de précipitations très importante avec +147,3 mm. Par la suite, les anomalies thermiques positives et négatives se succèdent sans enregistrer de telles particularités. Il en va de même pour les précipitations.

La seconde phase de suivi, de novembre 2011 à décembre 2012 (14 mois) est caractérisée par un retour vers des anomalies thermiques un peu plus près des moyennes quoique toujours supérieures à celles-ci avec des anomalies variant entre + 0,4 °C (mars 2012) et + 2,8 °C (août 2012). Par contre, cette période de suivi a été caractérisée par des mois particulièrement humides. Ce fut le cas des mois de novembre 2011 et octobre 2012 avec des anomalies respectives de +93 mm et +100,6 mm. Les mois de décembre 2011 et janvier 2012 ont aussi été plus humides, mais dans une moindre mesure, avec des anomalies respectives de + 41,3 mm et + 55,4 mm. Enfin, les mois de novembre 2012 et décembre 2012 se démarquent avec des anomalies négatives de - 39,6 mm et - 80,4 mm.

7.2. Approche méthodologique

Le site de Rivière Saint-Jean est équipé de 6 caméras de surveillance, de 3 tiges thermiques du système ATEPS et d'une station météorologique, instruments qui acquièrent tous des données à une résolution horaire ou à une résolution supérieure. Les caméras ont été en fonction entre décembre 2008 et octobre 2010 et entre novembre 2011 et décembre 2012 alors que les tiges thermiques ne sont restées en place que pour la saison hivernale 2008-2009. Des données météorologiques mesurées par Environnement Canada et les données marégraphiques de Pêches et Océans Canada sont aussi disponibles dans la région pour compléter celles acquises par la station météorologique locale. L'intégration des données acquises par ces instruments permet d'identifier et de qualifier les épisodes de recul ainsi que de quantifier l'érosion, la profondeur de l'onde de gel et les conditions météo-marines qui prévalent lors des moments de recul. Se référer à la section méthodologique (section 4) à la page 5 pour plus de détails sur la localisation et le fonctionnement des instruments.

Des suivis saisonniers ont également été réalisés afin de connaître les taux de recul (bornes) sur l'ensemble de l'année dans la région d'étude puisque ceux-ci ne peuvent être déterminés à partir des caméras ou des tiges thermiques. Les mesures ont été effectuées entre l'été 2009 et l'été 2011. Afin de les replacer dans un contexte plus large d'évolution côtière et de faire l'intégration de diverses échelles temporelles, un suivi historique a aussi été réalisé. Il couvre la période 1948-2005.

7.3. Résultats

7.3.1. Érosion à l'échelle journalière

Zone A

Sur les 396 jours de suivi, 71 jours ont été marqués par au moins un évènement d'érosion. L'unité silto-argileuse a été la plus affectée en termes de nombre d'évènements et de types de processus (figure 7.3). Une forte saisonnalité est aussi observée car l'unité silto-argileuse est plus fréquemment érodée pendant le régime thermique froid et dans la première partie du régime de réchauffement alors que l'ortstein et la tourbe sont érodés principalement lors du régime sans gel et au début du régime de refroidissement. Trois processus géomorphologiques sont particulièrement fréquents: les coulées pelliculaires, l'action des vagues (nettoyage des sédiments préalablement météorisés ou érodés et lissage de la surface de la falaise) et la thermo-érosion causée par le sapement des vagues dans les sédiments gelés.

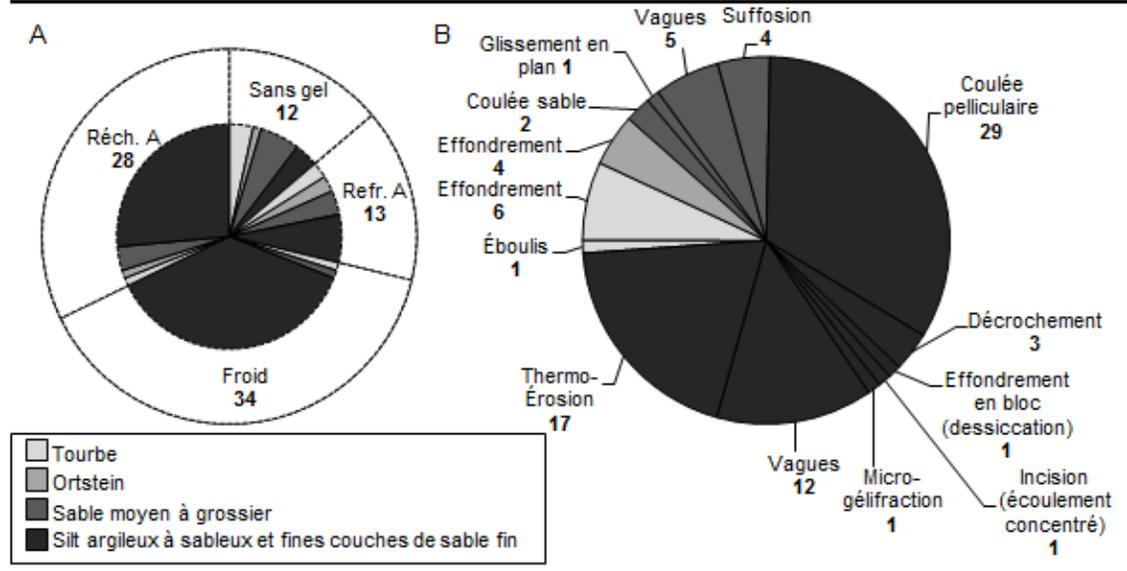


Figure 7.3. Nombre d'évènements par unité lithologique et par saison (a) et processus affectant les différentes lithologies (b) dans la zone A.

Zone B

La période de suivi (506 jours) compte 80 jours avec de l'érosion visible. Il y a eu une concentration des événements de recul dans l'unité silto-argileuse durant l'hiver mais ils ont été également nombreux dans la deuxième partie du régime de réchauffement (B) (figure 7.4), une période qui n'était associée à aucun événement d'érosion dans la zone A. Les événements d'érosion y ont donc été mieux distribués à l'échelle annuelle puisque tous les régimes thermiques ont été affectés. Les processus dominants étaient la micro-gélifraction, les coulées boueuses (liquéfaction d'une couche plus ou moins importante des silts-argileux), les coulées pelliculaires (mince film de sédiments à la surface de la falaise) et la thermo-érosion. Les coulées de sable sec étaient le processus privilégié pour l'évacuation des sédiments sableux même si de la suffosion a été observée lors du régime de réchauffement B et de refroidissement B et du sapement par les vagues pendant le régime de refroidissement B.

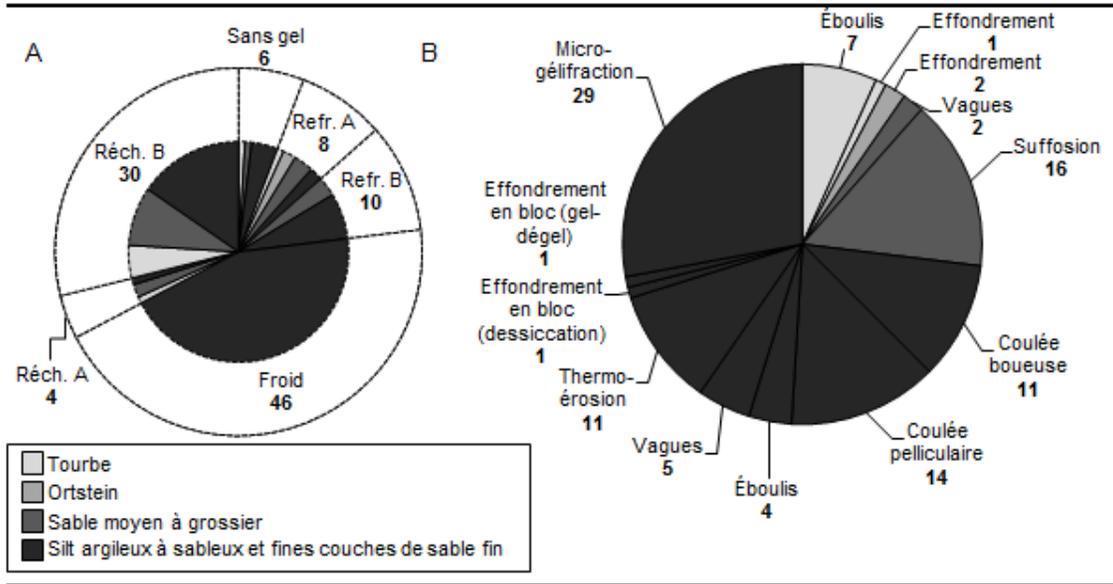


Figure 7.4. Nombre d'évènements par unité lithologique et par saison (A) et processus affectant les différentes lithologies (B) dans la zone B.

Zone C

Le suivi de la zone C a été réalisé seulement durant le régime thermique froid et de réchauffement, ce qui empêche d'avoir un portrait complet du comportement de la falaise à l'échelle annuelle. Par contre, un total de 49 jours sur les 116 du suivi ont été caractérisés par de l'érosion, ce qui fait de cette zone la plus fréquemment affectée. Les unités de sol organique et de silt-argileux ont été les seules à être érodées et le trait de côte a surtout été érodé à la fin du régime de réchauffement B (2 événements sur les 3, le troisième s'étant produit pendant le régime froid). Les événements de micro-gélifraction en régime froid ont été les plus nombreux, suivis par les coulées boueuses dans la première partie du régime de réchauffement (figure 7.5).

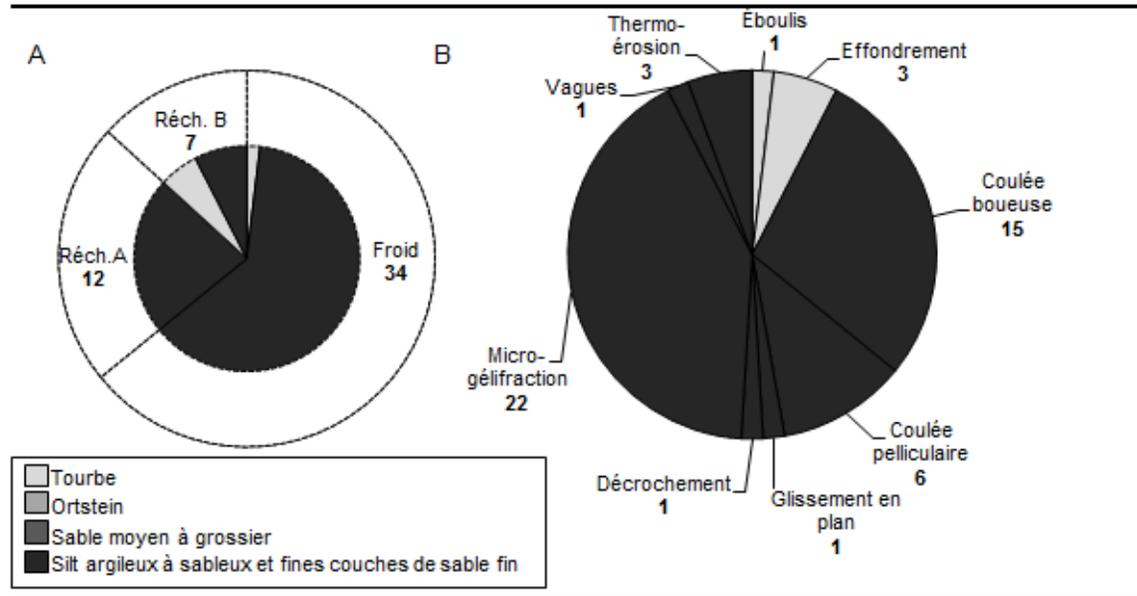


Figure 7.5. Nombre d'évènements par unité lithologique et par saison (A) et processus affectant les différentes lithologies (B) dans la zone C.

Zone D

Sur les 145 jours de suivi (incluant le régime thermique froid et de réchauffement A-B seulement), on dénombre 34 jours caractérisé par au moins un événement d'érosion. Contrairement aux autres zones, celle-ci a été érodée davantage dans la première partie du régime de réchauffement et la lithologie la plus affectée a été le sable (figure 7.6). La suffosion a été le processus dominant et c'est probablement la raison pour laquelle le nombre d'évènements d'érosion impliquant l'effondrement de l'ortstein et de la tourbe a été le plus élevé comparativement aux autres zones. Cette zone se différencie également par la forte dominance du processus de micro-gélifraction dans l'unité silto-argileuse et par le fait que les événements qui ont provoqué le recul du sommet de la falaise se sont produits uniquement lors du régime de réchauffement A.

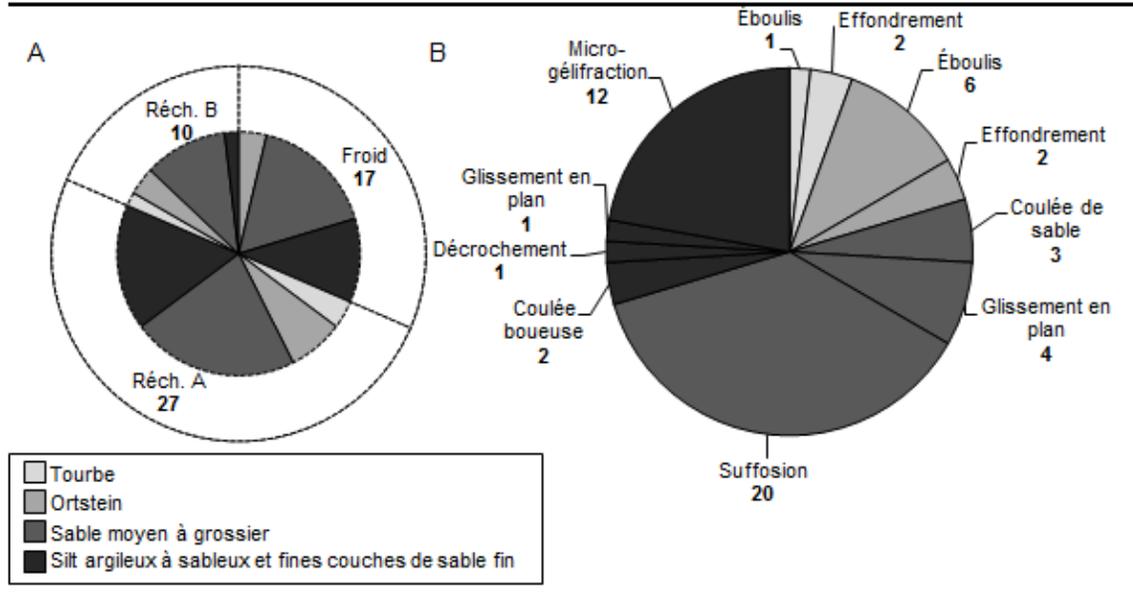


Figure 7.6. Nombre d'évènements par unité lithologique et par saison (A) et processus affectant les différentes lithologies (B) dans la zone D.

7.3.2. Érosion à l'échelle saisonnière

Des vitesses de recul importantes ont été mesurées à toute les saisons même si l'année 2010-2011 a été significativement plus érosive que 2009-2010 (figure 7.7). Cette variabilité est largement expliquée par les vitesses de recul exceptionnelles mesurées à l'automne 2010, excédant souvent 2 mètres et atteignant parfois 5 mètres. Ceci coïncide avec l'occurrence d'un événement de forte intensité s'étant produit le 6 décembre 2010. Ce dernier est bien documenté pour ses dommages généralisés dans l'Est du Québec où plusieurs secteurs côtiers ont été affectés par la submersion et l'érosion. Sur la rive sud du Saint-Laurent, des relevés effectués directement après la tempête ont révélé un recul moyen de 4 mètres (Quintin et al. 2013). L'hiver suivant a aussi été très érosif avec un recul moyen de 1,08 m ainsi que le printemps et l'été (0,85 m). Les périodes les moins érosives ont été le printemps et l'été 2010 où aucune érosion n'a été mesurée à plusieurs bornes.

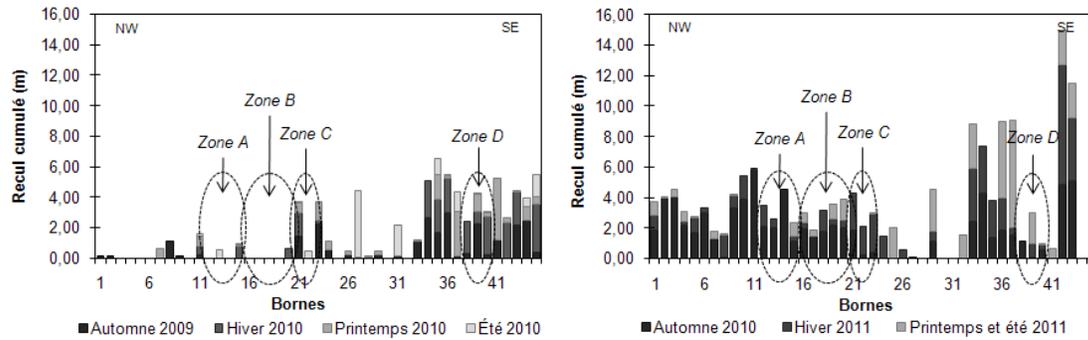


Figure 7.7. Reculs saisonniers cumulés entre l'automne 2009 et l'été 2011, Rivière Saint-Jean.

L'ensemble du site d'étude a enregistré un taux de recul moyen de 2,61 m/an entre juillet 2009 et août 2011 mais une grande variabilité est observée puisque la section est du site d'étude (bornes 34 à 45) a enregistré des vitesses de recul plus importantes à toutes les saisons échantillonnées. En conséquence, la zone D a été fortement affectée et un recul moyen total de 4,91 m a été mesuré entre juillet 2009 et août 2011. L'érosion mesurée sur certaines bornes situées à proximité de la zone D et où les conditions litho-stratigraphiques sont similaires a toutefois été de plus de 12 m pour la même période. Conformément avec les inférences qui peuvent être faites à partir du suivi journalier, des reculs importants ont été mesurés pendant la période sans gel, où l'action combinée des processus hydrodynamiques, hydrogéologiques et gravitaires sont les plus efficaces pour provoquer le recul de la falaise.

Les zones A et B ont évoluées de manière similaire et l'érosion a été négligeable jusqu'à l'été 2010. La falaise s'est réactivée à l'automne 2010 et un recul de plus ou moins 2 mètres a été mesuré à chaque borne. Les deux zones se différencient cependant pour les saisons suivantes puisque la zone A est restée plus stable que la zone B. Dans cette dernière zone, toutes les bornes exceptée une ont connu 0,35 à 1,40 m de recul. Dans l'analyse journalière, les événements survenus au printemps et à l'été étaient aussi nombreux pour les deux zones, mais l'unité sableuse était plus fréquemment affectée dans la zone B. Puisque cette unité est susceptible d'être affectée par les coulées de sables secs, les vagues et la suffosion (qui peuvent être suivi de l'effondrement des unités sommitales et causer le recul du trait de côte - celui mesuré par les bornes), la réponse saisonnière mesurée semble plausible.

La zone C a été la plus active durant la période de suivi (5,28 m de recul en moyenne). Toutes les saisons sauf le printemps et l'été 2011 ont été érosives et contrairement aux autres zones, un recul comparable a été mesuré pour les deux années de l'étude. Par contre, la perte d'une des bornes (#22) a empêché l'obtention d'une valeur de recul pour l'automne 2009 et l'hiver 2010. La vitesse de recul la plus importante a été mesurée en hiver, ce qui est cohérent avec l'analyse journalière à partir des caméras qui avait révélée qu'un événement d'érosion se produisait à tous les 3 jours en moyenne. De plus, cette zone est la seule où l'érosion du trait de côte a été observée sur les caméras.

7.3.3. Érosion à l'échelle historique

Le taux d'érosion historique moyen pour l'ensemble du site est de 1,97 m/an entre 1948 et 2005, ce qui équivaut à une perte de superficie de plus de 25 hectares. La tendance générale est à l'augmentation des vitesses d'érosion dans la seconde moitié du 20^e siècle à l'exception du premier intervalle d'évolution côtière (1948-1975) qui a été caractérisé par une érosion rapide. Par contre, des photos acquises entre 1967 (mais dont une petite portion de la tourbière n'était pas couverte) suggère que les taux d'érosion élevés étaient plutôt concentrés entre 1948 et 1966. L'intervalle le plus récent (d'une durée de 8 ans) a été associé à une perte de tourbière de seulement 30 % inférieure au premier intervalle qui est presque de 3 fois plus long (il a une durée de 22 ans). La figure 7.8 illustre également le même patron spatial observé avec les échelles temporelles plus fines, c'est-à-dire une érosion plus accrue dans la portion est du site. Le recul maximal s'est produit dans la zone D, où le recul total a été de 170 m en moyenne entre 1948 et 2005. Pour la même période, le recul moyen a été de 61 m dans la zone A, 90 m dans la zone B et 114 dans la zone C.

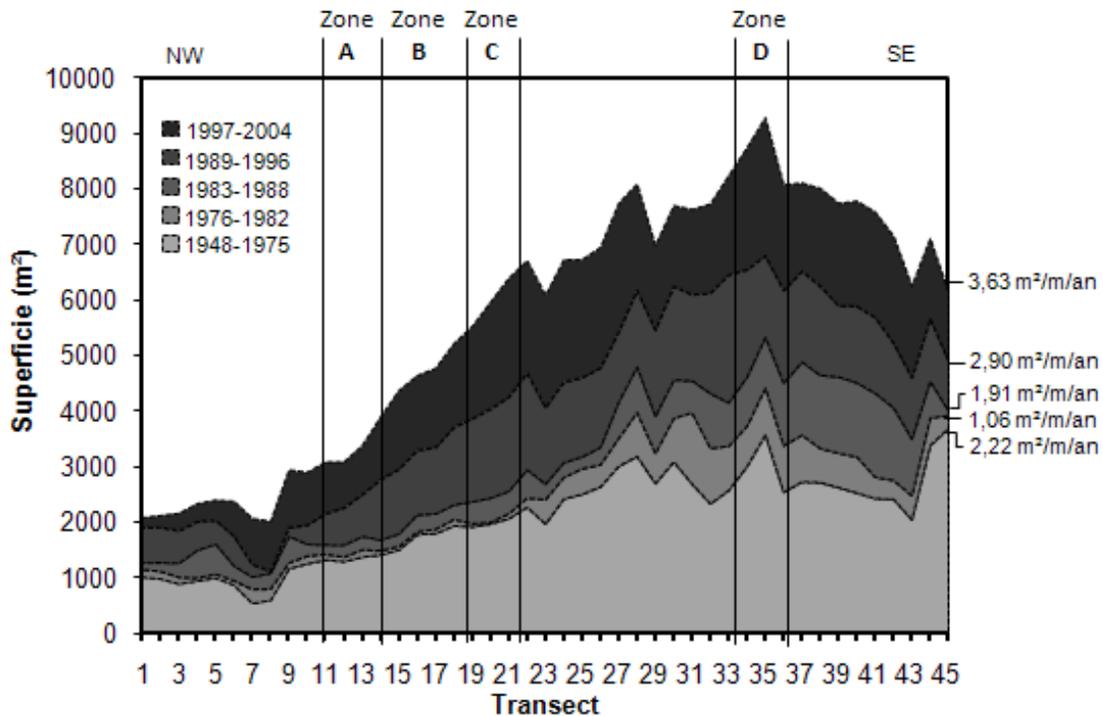


Figure 7.8. Superficie cumulée érodée entre 1948 et 2004 et taux de recul historiques moyens.

7.4. Discussion

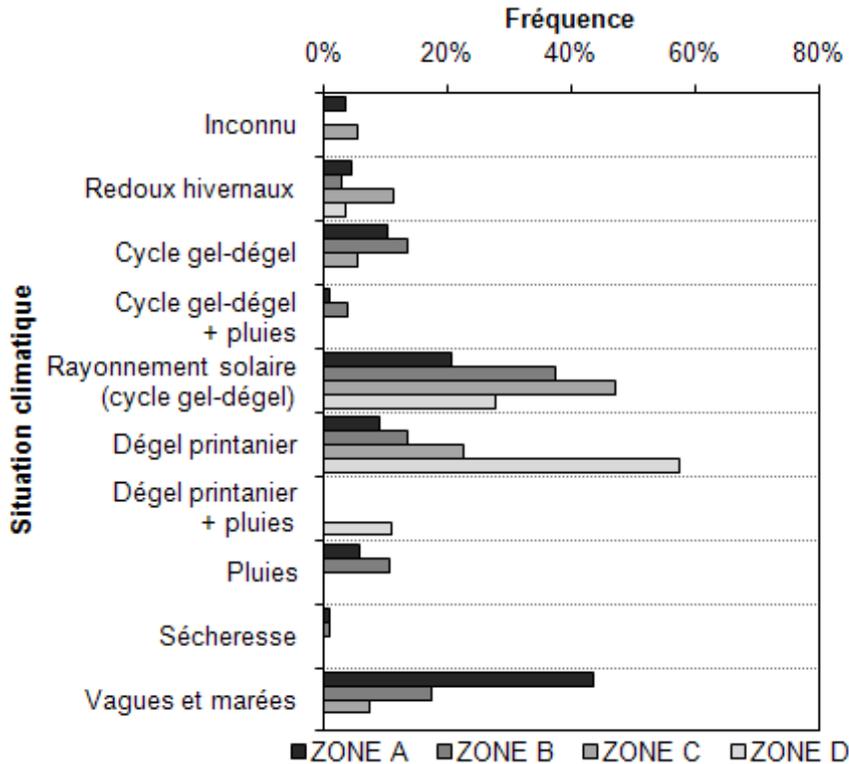


Figure 7.9. Situations climatiques propices à l'érosion dans les quatre zones de suivi.

Le cycle de gel et de dégel saisonnier est causé par la progression d'une onde de gel à l'intérieur des sédiments qui est possible pendant les régimes thermiques de refroidissement B, de froid et de réchauffement avec l'accumulation de degrés-jours de gel (Berggren 1943). De la glace de ségrégation et des lentilles de glace se forment perpendiculairement au litage (horizontal) de l'unité silto-argileuse, ce qui la déstructure complètement (Bernatchez et al. 2011). Ainsi, à mesure que le dégel agit sur les sédiments, ceux-ci s'érodent progressivement. La profondeur théorique et empirique de l'onde de gel est autour de 1 mètre, ce qui devrait correspondre à l'érosion durant le dégel printanier. Par contre, en ajoutant l'effet de l'érosion engendrée pendant les redoux et les conséquences que cela provoque sur la progression ultérieure de l'onde de gel, la quantité de sédiments affectée par une onde de gel est plutôt d'environ 1,40 mètre. Des observations similaires ont aussi été notées dans d'autres lithologies où une activité intense d'éboullis de pierre est associée à la pénétration d'une onde de dégel à l'intérieur des sédiments plutôt qu'aux cycles de gel et de dégel journaliers ou aux précipitations (Matsuoka and Sakai 1999). Il en résulte d'une concentration des événements d'érosion au début du printemps qui mènent à un recul rapide de la falaise avec l'activation de plusieurs processus géomorphologiques (figure 7.10).

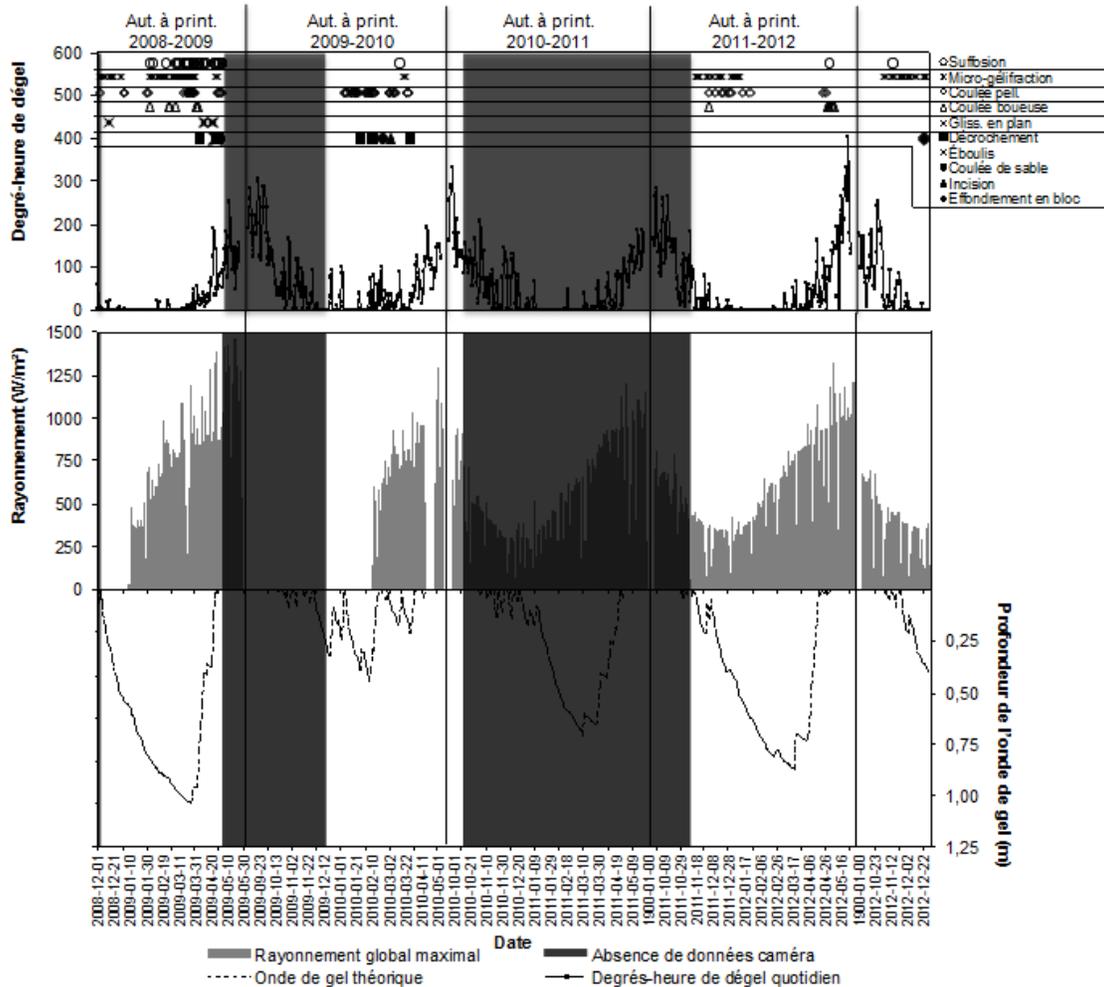


Figure 7.10. Chronologie des différents événements d'érosion cryogénique en relation avec les processus, les degrés-heure de gel et dégel, le rayonnement solaire et la profondeur de l'onde de gel.

Le cycle de gel annuel est également essentiel dans la réalisation du processus de thermo-érosion causé par un transfert de chaleur entre les vagues et les sédiments gelés (Aré 1988; Günther et al. 2013). L'analyse des caméras a permis l'observation d'événements d'érosion à toutes les marées de vives-eaux hivernales lorsque qu'une onde de gel avait pénétrée dans les sédiments, sauf quand un épais pied de glace empêchait les vagues d'atteindre la base de la falaise (figure 7.11). Les vents forts ne semblent pas être une variable déterminante pour ce processus car les vitesses maximales horaires des vents ont varié entre 11 et 50 km/h (0 à 67 km/h pour toute la période de suivi) et que la distribution de ces vitesses de vent dans une analyse de fréquence n'est pas significativement différente que pour la série temporelle de toute la période de suivi (test du Khi-carré de Pearson, p-value = 0,2794). Cela signifie que les marées de vives-eaux, qui sont récurrentes, sont la cause principale de la thermo-érosion, même si certains événements sporadiques de vents forts accompagnés de hautes vagues peuvent augmenter la fréquence de ce processus.

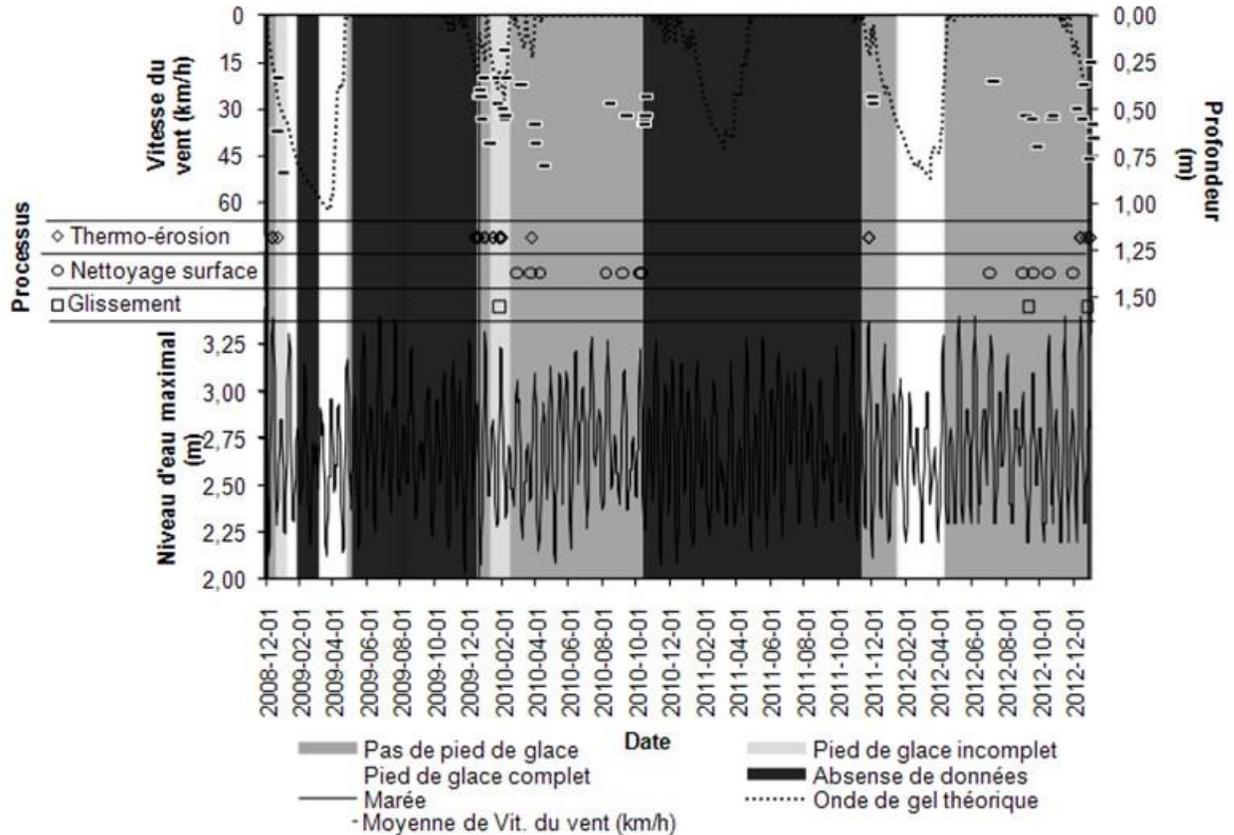
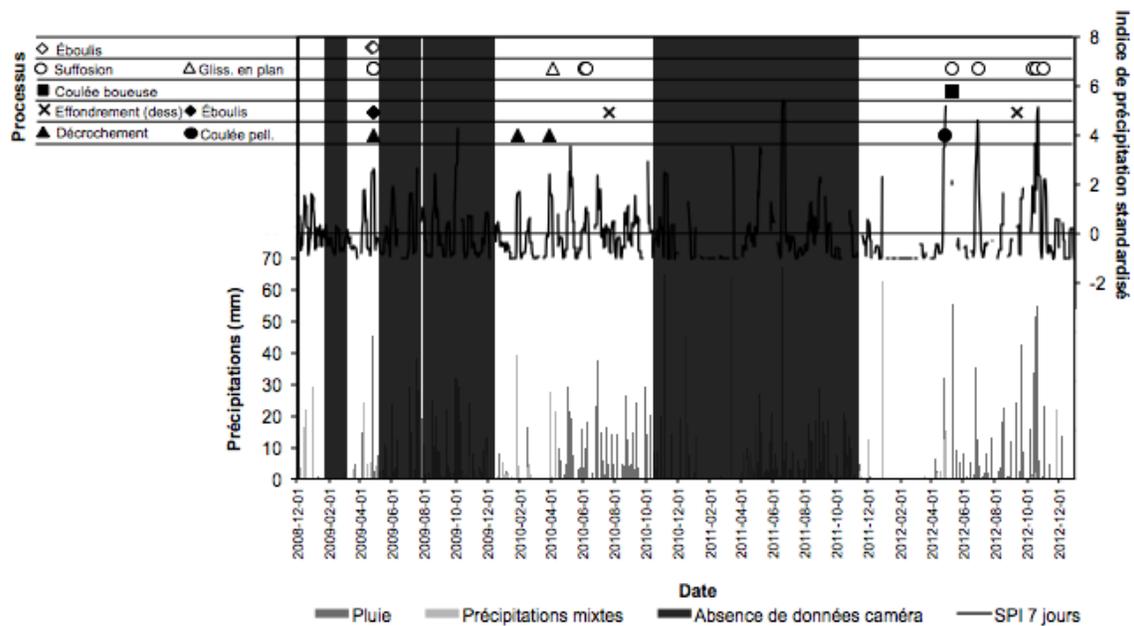


Figure 7.11. Chronologie des différents événements d'érosion hydrodynamique se produisant dans les silt-argileux en relation avec les processus, la vitesse du vent, le cycle de marée et la profondeur de l'onde de gel.

En plus des processus cryogéniques, la fin de la saison froide (le dégel printanier) amène un accroissement de la circulation d'eau souterraine, ce qui accélère les processus d'origine hydrogéologique. Ceux-ci sont particulièrement efficaces dans l'unité sableuse et se manifestent surtout par de la suffosion et des coulées de sable (Bernatchez et Dubois 2004; Crosta and Prisco 1999). L'épaisseur de l'unité de sable relativement à la hauteur totale de la falaise est importante tant dans la zone A et D, mais est grandement supérieure en termes d'absolu dans la zone D, ce qui peut expliquer le nombre élevé d'épisodes d'érosion durant le dégel printanier dans cette zone. Dans le cas de la zone A, la position de l'unité sableuse dans la falaise (plus proche de la jonction entre la base de la falaise et la plage que dans les autres zones) permet aux vagues de tempête de l'atteindre. Elles deviennent alors un autre processus majeur en agissant comme un agent de nettoyage à la surface de la falaise (figure 7.13C).

La circulation de l'eau souterraine est aussi augmentée par les précipitations liquides qui sont plus abondantes au printemps et à l'automne (régimes thermiques de réchauffement et de refroidissement), ce qui permet à divers processus (listés à la figure 7.12) de se produire dans les unités silto-argileuses et sableuses. Elles se produisent généralement après un épisode de pluies

excédant 30 mm (sur une base cumulative de 5 jours) ou lorsque que le SPI (Standardized Precipitation Index) était supérieur à 2, ce qui correspond à plus de 58 mm en 7 jours. Si ces seuils n'étaient pas atteints, les précipitations étaient simultanées avec le dégel printanier. À la figure 7.12, il ressort également que pour la durée de cette étude, de l'érosion s'est produite après chaque épisode où le SPI a surpassé 2, à l'exception de l'événement de pluie du 28 décembre 2011. Cela suggère que le seuil d'un SPI > 2 est un bon indicateur pour l'identification des moments de recul. Le seuil de 30 mm devraient aussi être considéré comme ayant un important potentiel sur l'érosion dans cette région, surtout que ce seuil est dans la même braguette que ce qui a été observé dans le cadre d'autres études dans les falaises de dépôts meubles (Brooks et al. 2012; Collins and Sitar 2008; Jaiswal and van Westen 2009). L'indice de précipitations standardisé permet également d'identifier les périodes de sécheresses (propices à la dessiccation), mais n'est pas vraiment pratique pour identifier les moments d'érosion puisque la dessiccation est un processus d'altération et que la mobilisation des sédiments altérés nécessite généralement un agent extérieur (la pluie ou les vagues), qui n'est pas nécessairement simultané (Bernatchez and Dubois 2008; Greenwood and Orford 2008).



*Les symboles blancs concernent l'unité sableuse et les symboles noirs l'unité silto-argileuse.

Figure 7.12. Chronologie des différents événements d'érosion hydrogéologiques en relation avec les processus, les précipitations et l'indice de précipitations standardisé (SPI) pour 7 jours.

7.4.2. Modes de recul

Les données recueillies dans le cadre de cette étude ont révélé une côte expérimentant une vitesse de recul très rapide gouvernée par différents processus se produisant toute l'année et conséquemment par différents modes de recul. Plusieurs auteurs ont examinés le rôle des

propriétés des matériaux tels que la texture ou le cisaillement (Dawson and Evans 2001; Jones et al. 1993; Manson 2002) sur les taux de recul et ont démontré une forte influence de la lithostratigraphie (Bernatchez and Dubois 2008; Collins and Sitar 2008). Nos résultats supportent cette idée mais vont plus loin en intégrant le comportement de la falaise dans son ensemble pour comprendre les taux de recul plutôt que seulement le trait de côte.

Les falaises avec une importante unité basale silto-argileuse couvertes par de minces couches de sédiment sont principalement érodées pendant l'hiver car leur recul est fortement contrôlé par les processus cryogéniques. Puisque les températures négatives sont récurrentes d'années en années, elles conservent une vitesse de recul rapide puisque les processus dominants (micro-gélifraction, thermo-érosion, coulées pelliculaires et boueuses) délogent une grande quantité de sédiments (figure 7.13). En dehors de la période d'activité des processus cryogéniques, les sédiments silto-argileux sont cohésifs et peu sensibles à l'érosion par les agents hydrodynamiques. Conséquemment, le recul du trait de côte est généralement assez synchronisé avec le recul de la surface de la falaise ce qui fait en sorte que la falaise est assez stable en été. Ce mode de recul prévaut dans les zones B et C.

Les falaises plus basses dont l'unité sableuse se retrouve à moins de 2 mètres au-dessus de la jonction entre la plage et la falaise sont, au contraire, plus affectées par les vagues et sont donc plus sensibles aux tempêtes, même si les processus cryogéniques et hydrogéologiques peuvent être efficaces (Zone A). Conséquemment, tel que montré à la figure 7.7, le recul tend à être plus sporadique, localisé et plus faible. Il est également mieux distribué pendant l'année. L'unité silto-argileuse est la plus affectée en termes du nombre d'événements et de processus, ce qui fait en sorte que le mode de recul de la zone A implique d'abord un recul de la base de la falaise suivi d'un réajustement du sommet de la falaise par des processus gravitaires ou hydrogéologiques. Dans le cas de tempêtes accompagnées de hautes vagues, tout le profil de la falaise est érodé simultanément ou tel qu'il a été observé, la partie supérieure de la falaise peut s'éroder plus rapidement que la base en raison de la nature non-cohésive des sédiments (figure 7.13C). Dans de tels cas, la base de la falaise se réajuste principalement à l'hiver et au printemps suivant lorsque l'onde de gel peut affecter les sédiments verticalement et horizontalement. D'un autre côté, la morphologie résultante de la falaise (en escalier, voir figure 7.13C) combiné à sa faible hauteur favorisent l'accumulation de neige, ce qui peut ralentir l'érosion et limiter le nombre de cycles de gel et de dégel et la progression d'une onde de gel.

Dans le cas où les unités silto-argileuse et sableuse sont toutes deux épaisses, un dernier mode de recul se produit de manière préférentielle (zone D). Dans ce cas, la position du sable par rapport à la jonction falaise-plage empêche le sapement par les vagues et ce sont plutôt les processus hydrogéologiques qui initient le recul de l'unité sableuse (figure 7.13). La circulation de l'eau souterraine à l'interface entre le silt et le sable favorise la suffosion et l'instabilité générale des sédiments non cohésifs de la falaise, induisant un recul très rapide puisque les situations où le contenu en eau est élevé sont récurrentes avec le dégel printanier et plus ou moins 830 mm de précipitations liquides annuelles. Il est également suggéré que la magnitude

de l'érosion provoquée par la suffosion est étroitement lié à l'épaisseur de l'unité sableuse (Boucher-Brossard, 2012) ce qui est un autre agent aggravant dans ce cas-ci. De plus, la falaise maintient un profil vertical puisque l'unité silto-argileuse est exposée au gel, ce qui permet la micro-gélifraction, les coulées boueuses et les mouvements de terrain. À l'échelle historique, ce mode de recul est lié aux vitesses de recul les plus rapides (-2,98 m/an) et semble être sensible aux modifications du climat puisque l'érosion a été de plus en plus importante au cours de la deuxième moitié du XX^e siècle pour atteindre 5,15 m/an pendant la période chaude 1997-2005.



Figure 7.13. A) Section de la falaise affectée par la micro-gélifraction et les coulées pelliculaires B) Encoche de thermo-érosion C) Érosion de l'unité sableuse par le sapement par les vagues durant une tempête hivernale D) Suffosion dans l'unité sableuse.

7.5. Remarques finales

Une approche combinant des données à diverses échelles temporelles a permis l'identification de 298 événements d'érosion sur la falaise deltaïque de Rivière Saint-Jean entre 2008 et 2012. Ce nombre doit être considéré comme un minimum puisque seulement une portion restreinte de la côte était couverte par chaque caméra de surveillance, ce qui implique qu'un nombre indéterminé d'événements d'érosion se sont produits simultanément ou indépendamment de

nos observations. Par exemple, très peu d'événements de recul du trait de côte ont été observés compte tenu des taux d'érosion élevés de cette région (plus de 5 mètres perdus en moyenne entre 2009 et 2011 selon les bornes de mesures, période également couverte par les caméras). Les taux obtenus avec les bornes et la photo-interprétation peuvent néanmoins être considérés comme représentatifs de la vitesse de recul de chacune des unités litho-stratigraphiques étant donné que la côte conserve un profil vertical.

La méthodologie employée a également permis d'aborder le lien entre les processus géomorphologiques qui se produisent sur la falaise et les conditions climatiques et hydrodynamiques avec une précision rarement atteinte dans d'autres études. Le rayonnement solaire en période hivernale est apparu être déterminant dans le déclenchement de nombreux événements d'érosion dans les silt-argileux, mais leur action est limitée à la surface de la falaise seulement. La présence d'une onde de gel saisonnière est une dimension fondamentale pour l'évolution de cette falaise car elle implique l'érosion d'une quantité importante de sédiments au moment du dégel. À cet égard, deux périodes sont critiques; les redoux hivernaux et le dégel printanier. Au total, ils sont liés à l'érosion d'environ 1,40 m de sédiments. L'absence d'un pied de glace complet est aussi une condition qui favorise l'érosion en permettant aux vagues d'atteindre le pied des falaises et de produire de la thermo-érosion lorsque l'onde de gel a débuté sa progression dans les sédiments. Finalement, l'unité litho-stratigraphique composée de sable est particulièrement sensible aux précipitations et à la fonte de la neige, qui augmentent la circulation d'eau souterraine, ce qui provoque de la suffosion. Dans le cadre de cette étude, des précipitations supérieures à 30 mm en 24 heures ou des conditions humides persistantes ont montré être favorables au déclenchement de ce type de processus.

8. Anse à la Cabane et Anse au Plâtre, Île-de-la-Madeleine, Québec

8.1. Contexte régional

Les Îles-de-la-Madeleine se situent dans le golfe du Saint-Laurent. Elles sont constituées d'îlots rocheux et de formations sableuses (tombolos, cordons et flèches) où l'on compte trois formations géologiques; la Formation du Havre-aux-Maisons, du Cap-au-Diable et du Cap-aux-Meules, toutes formées au Mississipien et au Permien (Brisebois 1981). Les falaises d'argilite de l'aire d'étude de l'anse au Plâtre et de l'anse à la Cabane sont localisées sur l'îlot le plus au sud, soit celui de l'île-du-Havre-Aubert et appartiennent au membre de l'Étang-du-Nord de la formation de Cap-aux-Meules. L'argilite appartient à la famille des mudrock (siltstone, claystone, mudstone qui inclut le shale et l'argilite). À l'échelle du globe, Blatt (1982) indique que cette famille de roche occupe $\frac{2}{3}$ de la colonne stratigraphique et $\frac{1}{3}$ de la surface terrestre ce qui en fait une lithologie très répandue. Sur les sites d'étude des Îles-de-la-Madeleine, il s'agit d'une argilite carbonifère coupée au sommet par une surface d'abrasion marine dont l'altitude varie entre 13 et 16 mètres (Dredge et al. 1992). Cette formation géologique est surmontée par des dépôts meubles d'une épaisseur variant entre 4 et 6 mètres (Rémillard et al. 2012). La lithostratigraphie des dépôts meubles de l'anse à la Cabane est caractérisée par cinq unités, de la base au sommet: 1) un sable pré littoral; 2) un dépôt de tourbe; 3) des colluvions périglaciaires de sable, gravier et galets; 4) un dépôt glaciaire (Drift des Demoiselles) de sable avec des éléments clastiques épars (gravier, galets) 5) un sable littoral (Rémillard et al. 2012). La lithostratigraphie de l'anse au Plâtre est plus simple puisqu'elle est composée de trois unités de la base au sommet: 1) un dépôt glaciaire (Drift des Demoiselles) de sable avec des éléments clastiques épars (gravier, galets, blocs); 2) un dépôt glacio-marin (Drift des Demoiselles) formé de sable et graviers épars; 3) sable littoral (Rémillard et al. 2012).

À l'anse à la Cabane, les falaises sont exposées au sud. Ici, les unités supérieures de sédiments meubles reculent à peine plus rapidement et fréquemment que l'unité d'argilite (figure 8.1 et figure 8.3). L'érosion différentielle étant minime, le rythme d'érosion est à peu près similaire entre les différentes unités. Avec l'érosion, les sédiments finissent par atteindre la base de la falaise et y forment de petits talus dont la durée de vie varie en fonction des conditions hydrodynamiques puisque le contact entre la mer et la falaise est assez peu fréquent.

À l'anse au Plâtre, les falaises sont exposées au nord et font face à la baie de Plaisance. Les unités sus-jacentes à l'unité d'argilite reculent plus rapidement que cette dernière ce qui procure à la falaise un profil concave à partir de la jonction entre l'argilite et les sédiments meubles (figure 8.2 et figure 8.3). L'écoulement entre les unités supérieures et l'unité d'argilite permet aux processus hydrogéologiques d'entraîner leur recul par suffosion (figure 8.3). La capacité de transport de ces résurgences est importante puisque les sédiments sont mobilisés malgré la très faible pente, pratiquement subhorizontale, de la surface de l'argilite. La plage au

Le pied de la falaise de l'anse au Plâtre est plus étroite et plus basse que celle au pied de la falaise de l'anse à la Cabane si bien qu'elle est complètement submergée par la mer un peu plus souvent que sur le site de l'anse à la Cabane. L'évacuation des sédiments érodés y est donc un peu plus rapide et plus régulière que sur l'autre site d'étude. À l'anse au Plâtre, avec le recul du sommet de la falaise, le débord organique se détache en morceaux qui s'effondrent et s'étendent sur la falaise ici et là recouvrant localement l'unité de sédiments meubles ou d'argilite.

Le profil de ces falaises, c'est-à-dire convexe devant l'unité basale (argilite) et concave ou très légèrement concave à partir du contact entre l'unité d'argilite et les unités de sédiments meubles, indique que les processus subaériens dominent sur les processus marins dans l'évolution des falaises (Emery and Kuhn 1982).



Figure 8.1. Falaise suivie à l'anse à la Cabane.



Figure 8.2. Falaise suivie à l'anse au Plâtre.

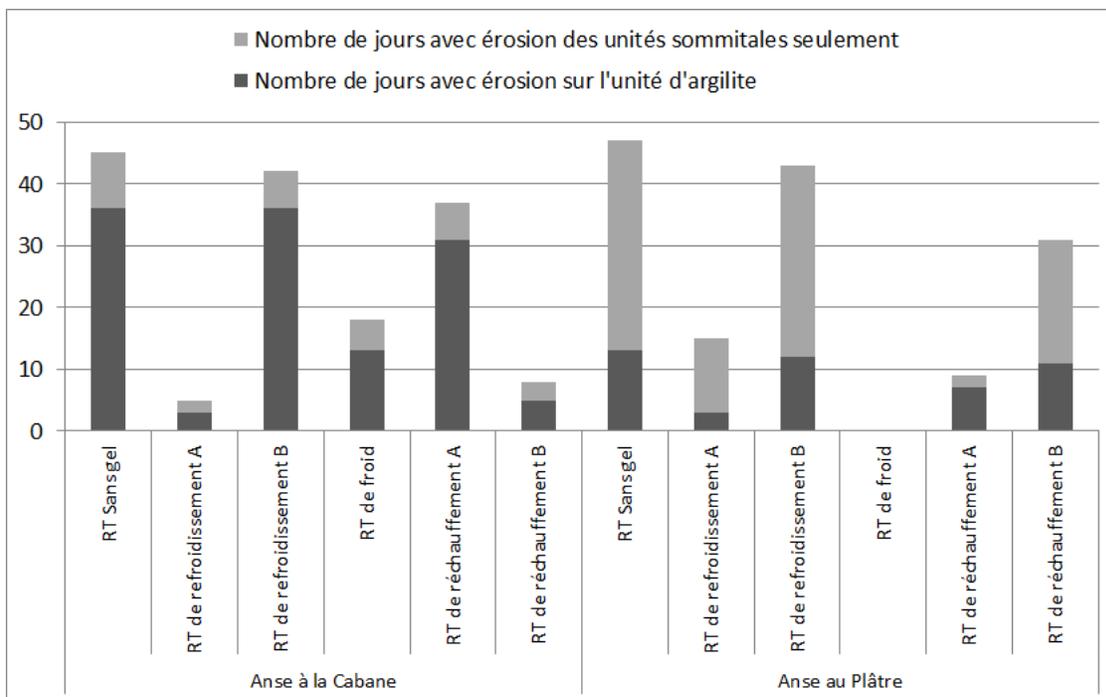


Figure 8.3. Nombre d'évènements d'érosion dans l'argilite et nombre d'évènements d'érosion ayant affecté une autre unité dans les falaises de l'anse à la Cabane et de l'anse au Plâtre.

Dans le secteur sud des Îles-de-la-Madeleine, on observe un mélange de marées diurnes et semi-diurnes. Le marnage des marées moyennes est de 0,7 m et celui des grandes marées est de 1,1 m (Pêche et Océans Canada 2013). Les Îles-de-la-Madeleine se trouvent à environ 50 km d'un point amphidromique à partir duquel la marée se propage dans le golfe du Saint-Laurent (Gagnon et al. 1997). La vitesse maximale des courants de flot et de jusant atteint 1,0 nœud près des côtes et autour des pointes (Pêche et Océans Canada 2013). Le courant de jusant circule en direction sud-est, passant entre la dune de Sandy Hook et l'Île d'Entrée. Il se dirige ensuite le long de la côte sud de l'île de Havre-Aubert. Le courant de jusant est généralement plus fort que celui de flot et sa vitesse augmente avec des vents d'ouest, alors que celle du courant de flot s'accroît avec des vents d'est (Pêche et Océans Canada 2013). La hauteur moyenne des vagues significatives du secteur est des Îles est respectivement de 0,35 m en été et de 0,98 m en hiver alors que du côté ouest des îles les valeurs sont de 0,49 m en été et de 1,19 m en hiver (Owens 1977).

D'après la classification de Köppen-Geiger, le climat du site d'étude est classé Dfb ce qui correspond à un climat continental humide avec des étés tempérés (Kottek et al. 2006). À la station météorologique des Îles-de-la-Madeleine A (EC), la température moyenne annuelle est de 5,0 °C, le maximum moyen quotidien est enregistré au mois d'août avec 21,0 °C et le minimum moyen quotidien, au mois de février avec -12,0 °C (Environnement Canada 2014a). Les précipitations sont assez bien réparties tout au long de l'année. Elles sont un peu plus importantes durant les mois de septembre à janvier (figure 8.4). Les vents dominants lors de la saison inter-glacielle soufflent principalement du sud et du sud-ouest alors que les vents de tempêtes hivernales proviennent du nord, nord-ouest et de l'ouest (Environnement Canada 2014b). L'analyse des données de la station météorologique d'Environnement Canada par Bernatchez et al., (2008), indique une hausse de la température moyenne annuelle de 1,9 °C durant la période 1985 à 2006. Il n'existe actuellement pas de données sur la période d'englacement normales des hauts estrans à la base des falaises des Îles-de-la-Madeleine. Toutefois, le suivi par caméras a permis d'observer l'état d'englacement du haut estran durant la période de suivi (tableau 8 1). L'englacement est plus tardif devant la falaise de l'anse à la Cabane et la période glacielle prend fin pratiquement en même temps sur les deux sites d'étude.

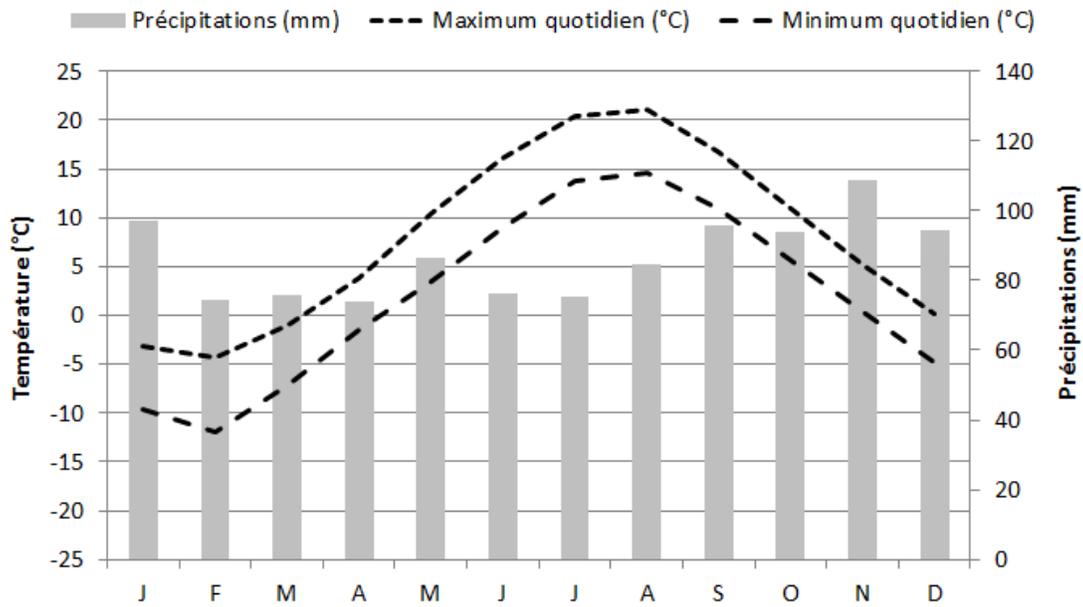


Figure 8.4. Normales (1981-2010) des températures moyennes et des précipitations moyennes mensuelles, Îles-de-la-Madeleine.

Tableau 8 1. Période et état d'englacement du haut estran durant la période 2009-2012 en nombre de jours

Saison de suivi	Anse à la Cabane	Anse au Plâtre
2009-2010	absence de pied de glace nd ; na libre : na Incomplet: 0 jours Complet : 0 jours	18 décembre 2009 au 17 février 2010 nd ; 1 jour libre : 10 jours Incomplet: 14 jours Complet : 24 jours
2010-2011	1 février 2011 au 18 mars 2011 nd ; 3 jours libre : 0 jours Incomplet: 15 jours Complet : 28 jours	15 janvier 2011 au 18 mars 2011 nd; 4 jours libre : 5 jours incomplet: 27 jours complet: 27 jours
2011-2012	12 janvier 2012 au 24 mars 2012 nd : 3 jours libre : 2 jours incomplet : 23 jours complet : 45 jours	29 décembre 2011 au 26 mars 2012 nd : 4 jours libre : 3 jours incomplet : 13 jours complet : 69 jours

Durant les cinq premiers mois de suivis (mois grisés), soit de juin 2009 à octobre 2009, les anomalies thermiques oscillent entre des valeurs positives et négatives sans s'écarter de manière particulière des anomalies enregistrées aux cours des mois précédents (figure 8.5). Les anomalies enregistrées ont variées entre - 1,2 °C (octobre 2009) et + 1,3 °C (août 2009) mais sont aussi resté très près des normales en juin (+ 0,5 °C), juillet (0,0 °C) et septembre (+ 0,2 °C).

Durant cette période, les précipitations ont eu un comportement similaire et les mois de juin (+ 35,1 mm), août (+ 43,7 mm) et octobre (+ 19,3 mm) ont été plus humides que la normale alors que le mois de septembre (- 44,6 mm) a été plus sec.

À partir du mois de novembre 2009 où l'anomalie grimpe à + 2,5 °C et jusqu'au mois d'avril 2010 (+ 2,9 °C), les mois froids ont été caractérisés par des anomalies thermiques extrêmement élevées (6 mois). Avec des anomalies respectives + 1,5 °C, + 3,8 °C et + 5,5 °C en décembre, janvier, février, l'hiver 2009-2010 a été le plus chaud jamais enregistré. Le printemps 2010 (MAM) bien que moins chaud que l'hiver, ne rompt pas complètement avec ce qui a été observé précédemment avec des anomalies de + 3,6 °C, + 2,9 °C en mars et avril. À l'exception du mois de novembre 2009 (+ 36,3 mm), ces mois auront été caractérisés par des anomalies de précipitations négative avec - 31 mm en décembre, - 60,9 mm en janvier, - 51,4 mm en février, - 21,6 mm en mars et - 14,8 mm en avril. Cette saison de suivi qui aura été largement au-dessus des normales thermiques s'illustre en quelque sorte comme une fenêtre d'observation sur le climat futur anticipé pour l'horizon 2050 selon le scénario le plus chaud (no 8) mais après 2080 pour les autres scénarios.

Par la suite, on observe en quelque sorte la répétition de ce cycle thermique où les mois plus chauds ont enregistré des anomalies plus ou moins importantes suivis par des mois froids où les anomalies thermiques ont une fois de plus été exceptionnelles. À partir du mois de mai 2010 jusqu'au mois d'octobre 2010 (6 mois), les anomalies ne s'écartent plus autant des normales et ne varient plus qu'entre - 0,2 °C (juin 2010) et + 1,3 °C (juillet 2010). Les anomalies de précipitations demeurent, elles aussi, assez près des normales en variant entre - 35,7 mm (mai 2010) et + 12,3 mm (octobre 2010). Avec le retour des mois froids, soit de novembre 2010 à avril 2011 (6 mois), les anomalies thermiques grimpent. Avec des anomalies de + 4,7 °C, + 4,1 °C et + 3,1 °C, l'hiver (DJF) 2010-2011 se place tout juste derrière l'hiver record de 2009-2010. Les précipitations auront été plus abondantes en décembre 2010 (+ 51,8 mm) et février 2011 (+ 33,6 mm) et moins abondantes en janvier 2011 (- 25,5 mm). Les anomalies thermiques continuent d'être positives quoi que moins élevées durant les mois de mars (+ 2,2 °C) et d'avril 2011 (+ 1,3 °C).

Au cours des mois suivants, la dichotomie observée entre les anomalies de la saison chaude et de la saison froide trouve encore une fois écho dans les mois suivants. Cette fois par contre, les mois estivaux, soit juin, juillet et août enregistrent tous des anomalies négatives qui ont été respectivement de - 2,0 °C, - 1,4 °C et - 0,3 °C. Notons qu'alors que juin et juillet enregistrent des précipitations très près des normales avec des anomalies respectives de + 5,7 mm et + 7,5 mm, le mois d'août est particulièrement humide avec une anomalie importante de + 79,9 mm. De nouveau, c'est à partir de novembre que les anomalies thermiques s'élèvent de manière importante au-dessus des normales, quoi que moins spectaculaires que celles observées au cours des années précédentes. Seul le mois de décembre 2011 a été plus humide que les normales avec une anomalie de + 48,3 mm. Les mois suivants, soit de mai à novembre 2012, continuent d'être marqués par des anomalies positives mais dans une moindre mesure durant

l'hiver. Les anomalies ont été de +0,5 °C (juin 2012) à +2,2 °C (août 2012). Le mois de septembre est caractérisé par une anomalie très importante de + 113,4 mm.

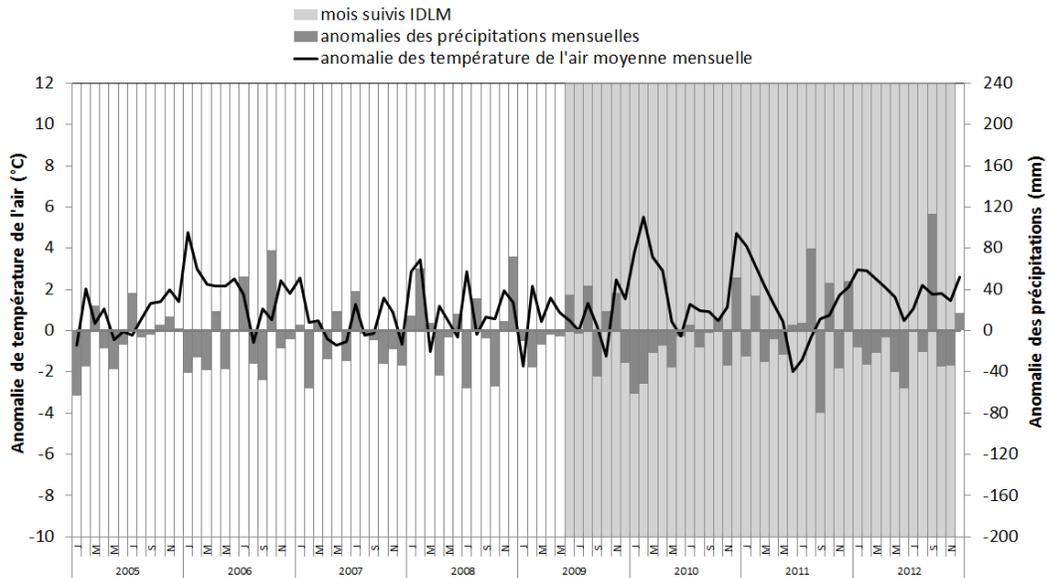


Figure 8.5. Anomalies climatiques mensuelles enregistrées à la station météorologique des Îles-de-la-Madeleine durant la période 2005-2012.

8.1.1. Dynamique côtière

L'analyse de l'évolution historique de la ligne de rivage de 1963-2008 à partir de photographies aériennes a été réalisée pour l'ensemble des Îles-de-la-Madeleine dans le cadre des travaux de Bernatchez et al. (2012). Pour l'ensemble de la période, le taux de recul moyen a été de - 0,70 m/an à l'anse à la Cabane et de - 0,20 m/an à l'anse au Plâtre (tableau 8.2). Au cours de la période récente de 2005-2012, les taux de recul (bornes) ont été comparables aux taux historiques avec des valeurs moyennes de - 0,53 à - 0,58 m/an à l'anse à la Cabane et de - 0,14 à - 0,86 m/an à l'anse au Plâtre (tableau 8.3).

Tableau 8.2. Taux de migration de la ligne de rivage par période (m/an) mesuré à partir des photographies aériennes pour l'anse à la Cabane et l'anse au Plâtre

Secteurs d'étude	1963-1977	1963-1983	1977-1983	1983-1992	1983-2008	1992-2001	2001-2008	1963-2008
Anse à la Cabane	na	-0,73	na	na	-0,68	na	na	-0,70
Anse au Plâtre	-0,20	na	-0,23	-0,21	na	-0,26	-0,28	-0,20

Source : Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, UQAR

Tableau 8.3. Mesures annuelles du taux de migration de la ligne de rivage (m/an) pour les stations (bornes) localisées à l'anse à la Cabane et à l'anse au Plâtre

No station de suivi	2005- 2006	2006- 2007	2007- 2008	2008- 2009	2009- 2010	2010- 2011	2011- 2012	2005- 2012
Anse à la Cabane (moyenne des bornes)	-1,40	-0,72	-0,03	-0,20	-0,47	-0,40	-0,73	-0,55
HAB-97A	na	Na	na	na	-0,40	-0,10	-1,10	-0,53
HAB-97	-1,40	-0,72	-0,03	-0,20	-0,54	nd	nd	-0,58
HAB-170AA	na	Na	na	na	na	-0,70	-0,35	-0,53
Anse au Plâtre (moyenne des bornes)	-0,90	-0,27	-0,14	-0,37	-0,36	-0,49	-0,33	-0,42
HAB78	-0,98	-0,43	-0,44	-0,03	0	-0,40	-0,25	-0,36
HAB79	-0,02	-0,02	0	-0,47	-0,33	-0,70	-0,58	-0,30
HAB80	-2,29	-0,61	-0,10	-0,70	-0,80	-0,85	-0,35	-0,86
HAB81	-0,29	0	0	-0,27	-0,30	0	-0,15	-0,14

Source : Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, UQAR

8.2. Approche méthodologique

Les sites des Îles-de-la-Madeleine sont équipés de 5 caméras côtières. Les photographies acquises couvrent presque entièrement la période de suivi du 1 juin 2009 au 20 novembre 2012. À l'exception des régimes thermiques de réchauffement A et de froid à l'anse à la Cabane, les photographies couvrent tous les autres régimes thermiques à plus de 90 % (tableau 8.4).

Les données de la station météorologique et du marégraphe de Cap-aux-Meules ont été utilisées. Le site est également doté d'un pyranomètre. Les valeurs d'érosion mesurées à partir du réseau de suivi (bornes) sont aussi disponibles. Le détail concernant l'instrumentation est présenté à la section Méthodologie à la page 5.

Tableau 8.4. Pourcentage des jours suivis par site et par régime thermique pour l'ensemble de la période d'analyse

Pourcentage suivi par site et par régime thermique	Anse à la Cabane (caméra 1, 2 et 3)	Anse au Plâtre (caméra 4 et 5)
Régime thermique de réchauffement A	76,8	100
Régime thermique de réchauffement B	100	100
Régime thermique sans gel	98,3	90,8
Régime thermique de refroidissement A	94,4	100
Régime thermique de refroidissement B	99,3	100
Régime thermique froid	79,0	94,2

8.3. Érosion à l'échelle journalière (caméras)

Deux cent deux évènements d'érosion (202) ont été observés en 159 jours d'activité sur les unités d'argilite des deux sites d'étude des Îles-de-la-Madeleine durant l'ensemble des 1269 jours suivis. Les figures suivantes présentent la série temporelle des observations des processus subaériens (184 observations) et ceux attribuables aux agents hydrodynamiques (18 observations) (figure 8.6 et figure 8.7).

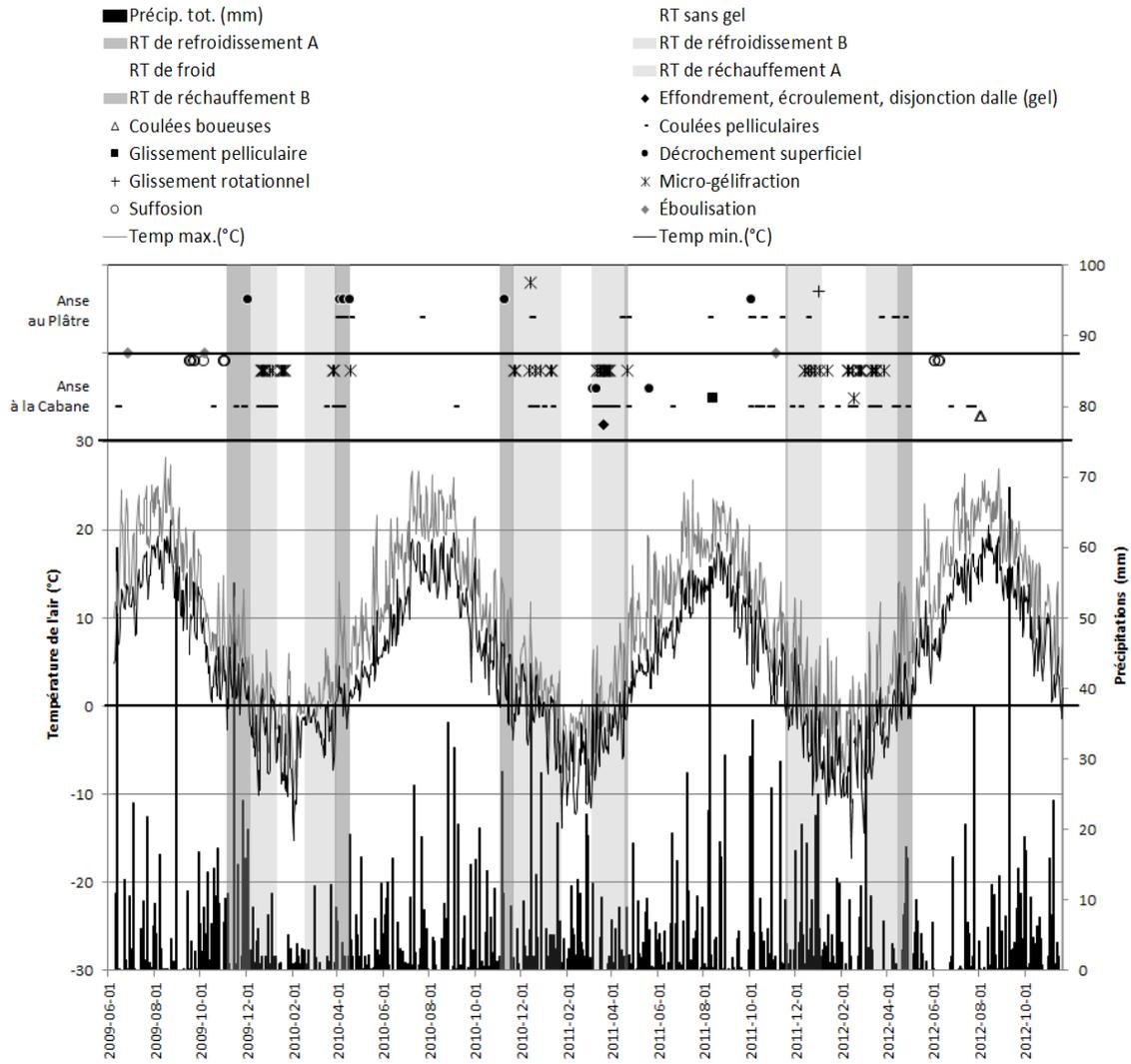


Figure 8.6. Processus d'érosion subaériens, température de l'air et précipitations observés sur les sites des Îles-de-la-Madeleine.

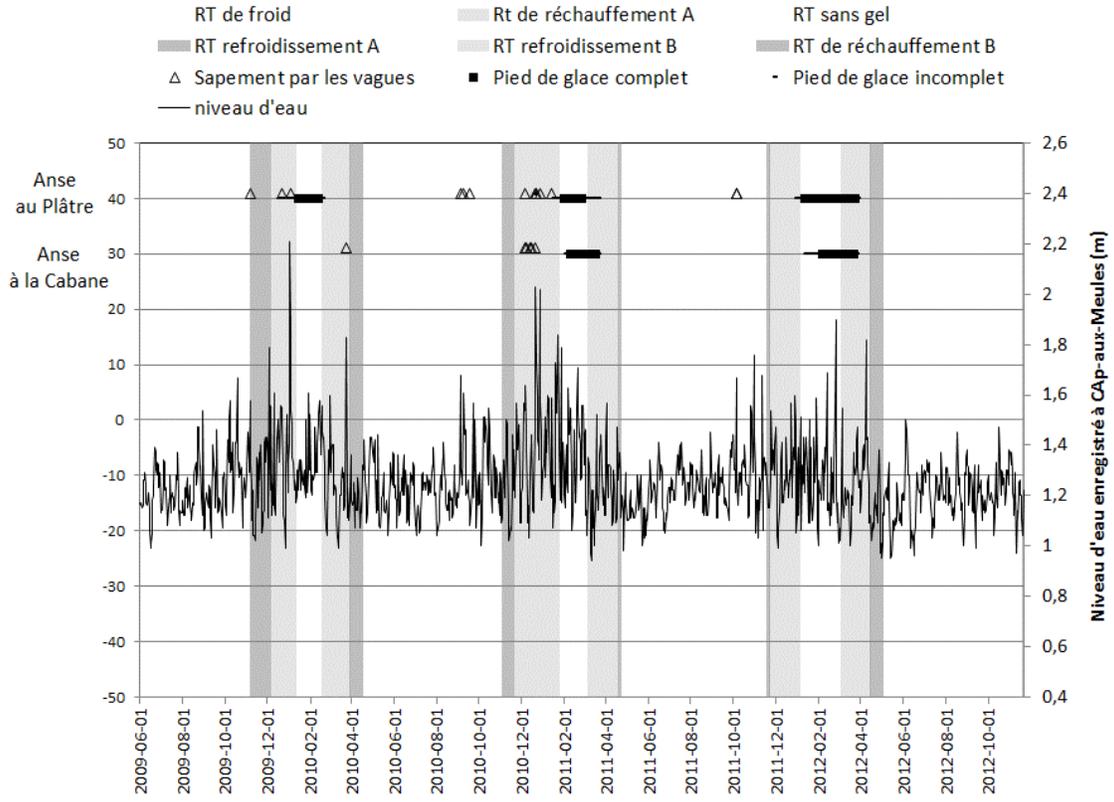


Figure 8.7. Processus d'érosion par sapement basal par les vagues et niveaux d'eau observés sur les sites des Îles-de-la-Madeleine.

Anse à la Cabane

À l'anse à la Cabane, des photographies sont disponibles, pour au moins une des caméras, durant 1256 jours sur les 1269 jours que dure la période de suivi totale. Sur ce nombre, on compte 124 jours d'activité pour un total de 155 évènements d'érosion observés (plus d'un processus par jour possible). La récurrence de l'érosion (en jour actif) y est donc de un un jour d'activité érosive tous les 10,13 jours. Les processus les plus fréquents sont les coulées pelliculaires (46 %) et la microgélifraction (34 %) (figure 8.8). Les phénomènes de grande ampleur sont peu fréquents mais comptent probablement pour une partie importante du bilan annuel.

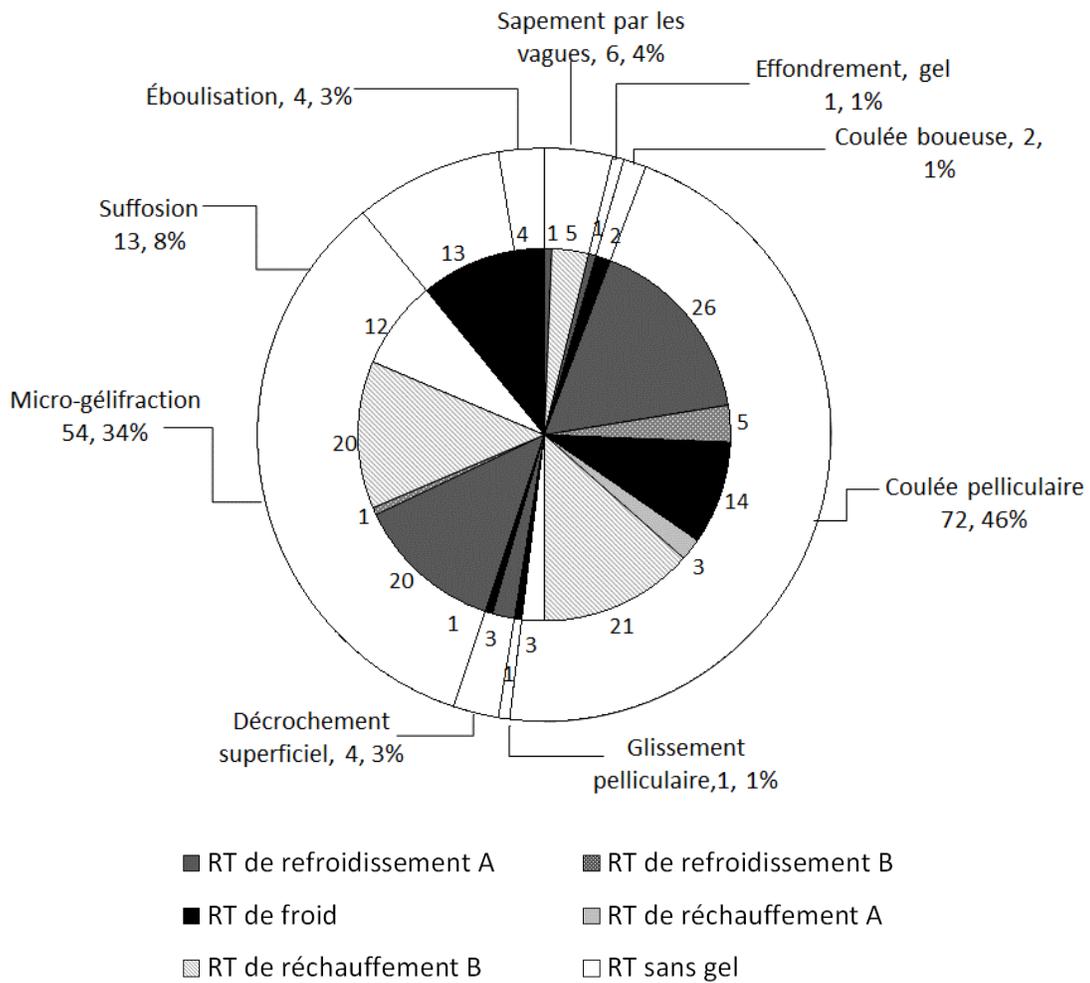


Figure 8.8. Répartition des processus par régime thermique, anse à la Cabane.

Anse au Plâtre

À l'anse au Plâtre, des photographies sont disponibles, pour au moins une des caméras, durant 1258 jours sur les 1269 jours que dure la période de suivi totale. Sur ce nombre, on compte 46 jours d'activité pour un total de 51 événements d'érosion observés (plus d'un processus par jour possible). La récurrence de l'érosion (en jour actif) y est donc de un jour d'activité érosive tous les 27,35 jours. Comparativement au site de l'anse à la Cabane où l'on compte un jour d'activité tous les 10 jours environ, la récurrence d'érosion est ici près de trois fois moins importante. Les processus les plus fréquents sont les coulées pelliculaires (57%) et le sapement par les vagues (25%) (figure 8.9).

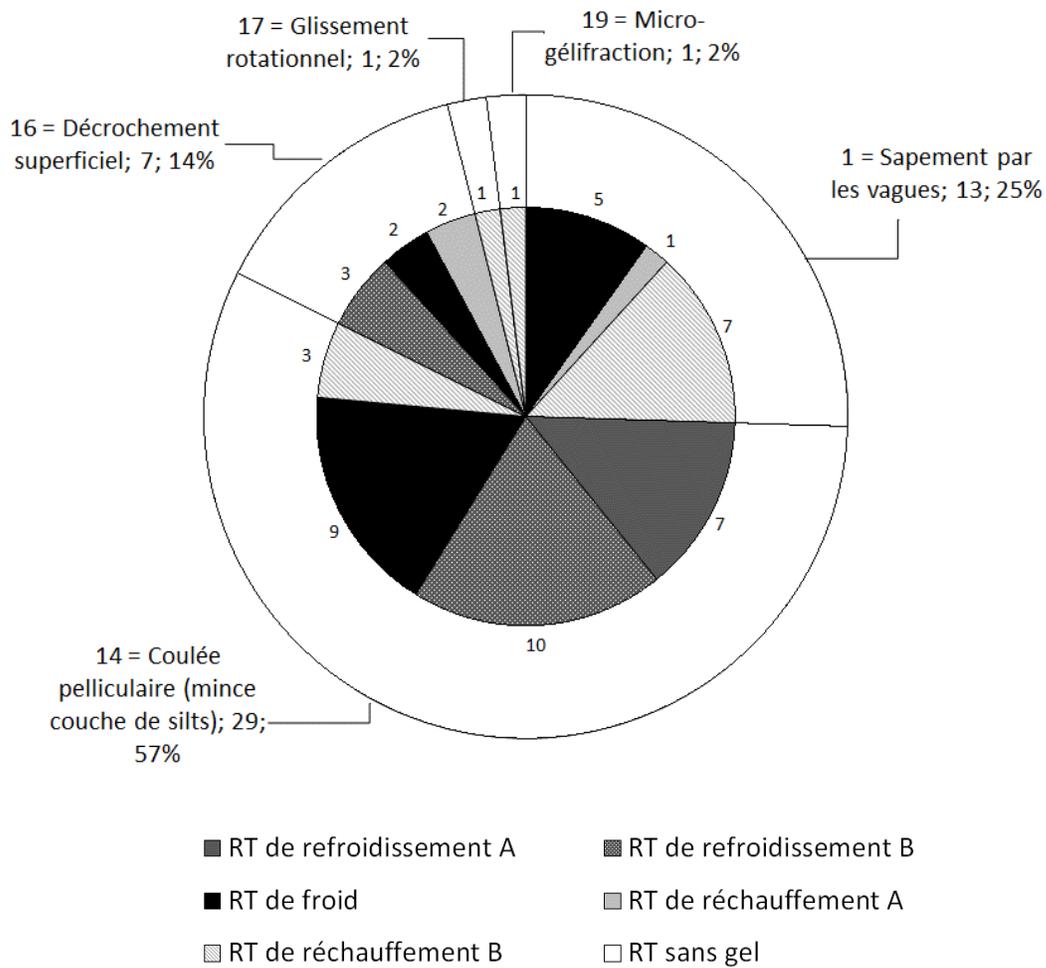


Figure 8.9. Répartition des processus par régime thermique, anse au Plâtre.

8.3.1. Les évènements d'érosion par sapement basal ou la contribution des agents hydrodynamiques

Le sapement par les vagues compte pour 4 % des évènements d'érosion observés à l'anse à la Cabane et pour 25 % des évènements d'érosion observés à l'anse au Plâtre (figure 8.8 et figure 8.9). Seul le niveau d'eau mesuré à Cap-aux-Meules est disponible pour décrire les conditions hydrodynamiques qui prévalaient lors de ces évènements. Une fréquence a été calculée à partir du nombre d'observations par classes sur la totalité des niveaux d'eau maximum quotidien mesurés à Cap-aux-Meules. Par exemple, nous avons observé, à l'anse à la Cabane, que 50 % des fois où un niveau de 2 à 2,2 m a été enregistré, il y a eu de l'érosion par sapement basale. Ainsi, la fréquence des évènements d'érosion attribuables à l'assaut des vagues contre la falaise est plus importante lorsque le niveau d'eau mesuré au marégraphe de Cap-aux-Meules est supérieur à 1,6 m pour le site de l'anse au Plâtre, la plage y étant plus étroite et plus basse, et de 1,8 m à l'anse à la Cabane (figure 8.10).

Soulignons, qu'avec 25 % des processus observés sur le site de l'anse au Plâtre, il serait nécessaire d'effectuer une analyse de l'ensemble des facteurs hydrodynamiques, tel que le niveau d'eau local et tout particulièrement les données relatives aux vagues, sous lesquels le recul de la base de la falaise se produit afin d'identifier et de caractériser les conditions favorables à l'érosion. Puisque les évènements d'érosion attribuables au sapement par les vagues ne peuvent être liés directement aux régimes thermiques et qu'aucun évènement de thermo-érosion n'a été observé au cours de la période de suivi, nous avons choisi de les traiter de manière indépendante. Ils ont donc été présentés ici et seront exclus des analyses subséquentes qui porteront seulement sur les processus d'érosion terrestres.

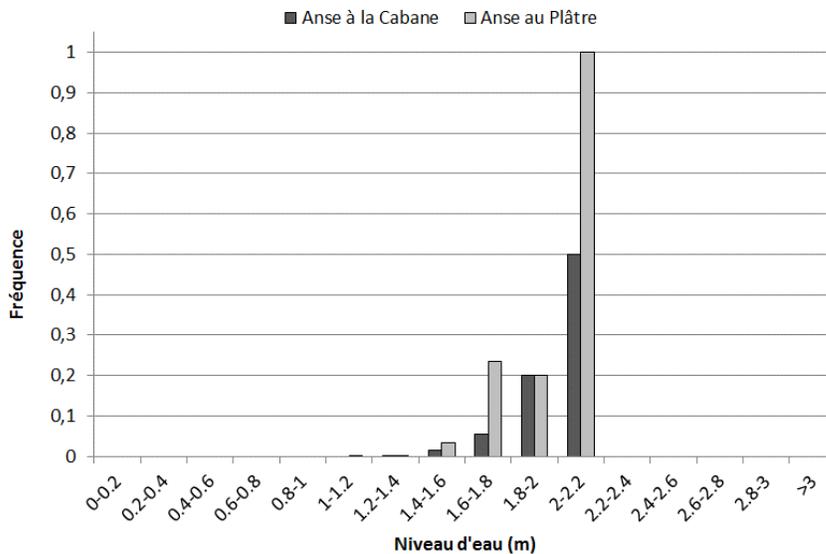


Figure 8.10. Fréquence d'évènement d'érosion attribuable au sapement par les vagues en fonction de la totalité des niveaux d'eau observés au marégraphe de Cap-aux-Meules.

8.3.2. Érosion attribuable aux mouvements de terrain et l'effet des processus hydrogéologiques

Les mouvements de masse étant peu fréquents et la période de suivi étant assez limitée par rapport à ce type de processus, nous ne tenterons pas de dégager les conditions qui leur ont été favorables. Aussi, les événements d'érosion par suffosion bénéficieraient également de l'analyse de données sur les conditions hydrogéologiques, liés en partie aux précipitations, mais pour lesquelles les mesures piézométriques n'ont pas été analysées dans le cadre de ce projet. Les limites rencontrées pour l'analyse des mouvements de masse et des processus d'érosion d'origine hydrogéologique sont exposées au point 10.3 «Processus d'origine hydrogéologique» à la page 148.

8.3.3. Érosion attribuable aux processus subaériens et terrestres en fonction des régimes thermiques : fréquence, situations climatiques et processus

Le suivi horaire et quotidien à partir des caméras côtières a permis le calcul de la fréquence de l'activité érosive en fonction des régimes thermiques (figure 8.11) et l'identification des différentes situations climatiques et processus ayant contribué à l'érosion des falaises de l'anse à la Cabane et de l'anse au Plâtre (figure 8.12, figure 8.13 et figure 8.14). De manière générale, on constate que la falaise de l'anse à la Cabane est beaucoup plus active que celle de l'anse au Plâtre, ce qui est aussi cohérent avec les valeurs de recul plus élevées mesurées à l'anse à la Cabane tant aux échelles historique (1963-2008) que récente (2005-2012). Les observations de processus d'érosion liés aux cycles de gel et de dégel s'élèvent à près de 60 % et de 40 % respectivement sur les sites de l'anse à la Cabane et de l'anse au Plâtre. Ces processus ont été activés sous des conditions variables: passage entre des températures positives et négatives avec ou sans effet du rayonnement solaire et avec ou sans l'effet combiné de pluies. La fréquence d'évènements d'érosion liés aux pluies quant à elle s'élève à environ 25 % et 50 % respectivement sur les sites de l'anse à la Cabane et de l'anse au Plâtre.

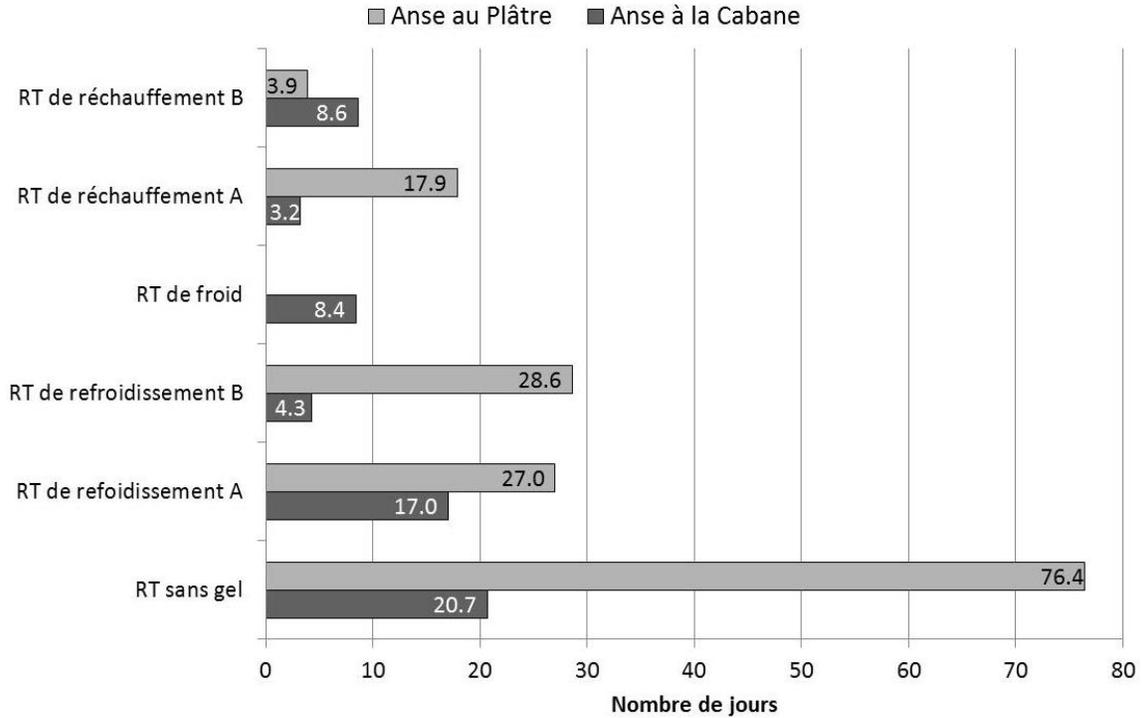


Figure 8.11. Récurrence d'activités érosives d'origine subaérienne ou terrestre en fonction des régimes thermiques.

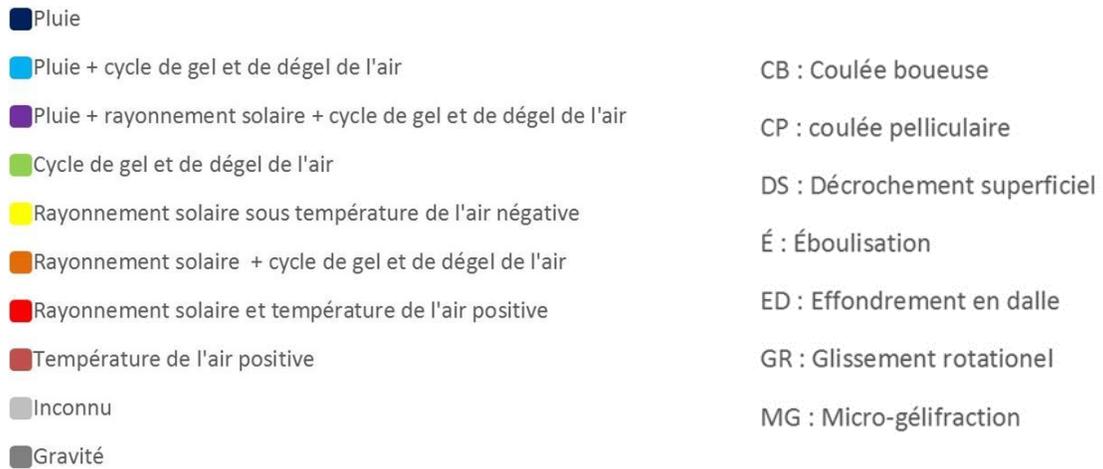


Figure 8.12. Légende des couleurs et des abréviations utilisées pour les diagrammes suivants.

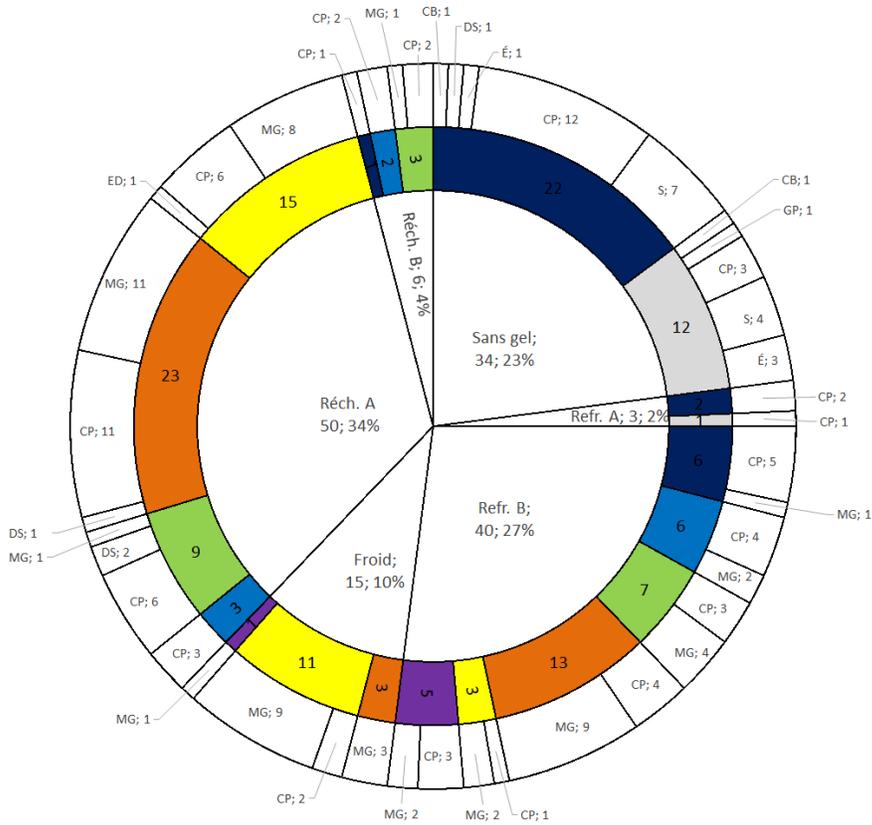


Figure 8.13. Répartition des processus d'érosion d'origine subaérienne ou terrestre en fonction des situations climatiques en cause durant chacun des régimes thermiques, anse à la Cabane

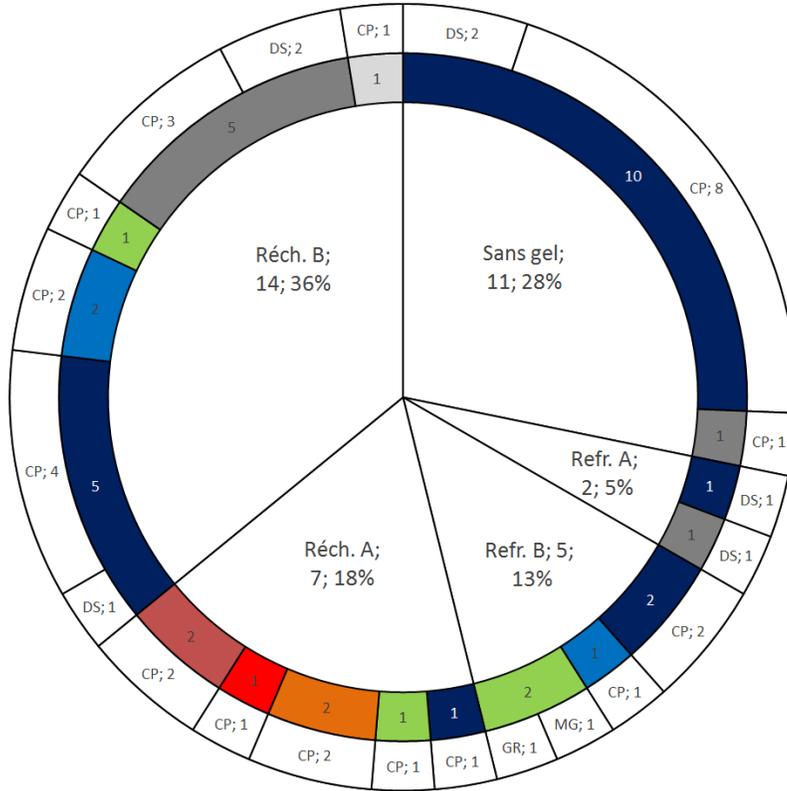


Figure 8.14. Répartition des processus d'érosion d'origine subaérienne ou terrestre observés en fonction des situations climatiques durant chacun des régimes thermiques, anse au Plâtre

8.3.3.1. Régime thermique sans gel

Le régime thermique sans gel est caractérisé par une faible récurrence d'activité érosive par rapport aux autres régimes thermiques. À l'anse à la Cabane, celle-ci est de un jour d'activité érosive tous les 21 jours. Il s'agit de la récurrence la plus basse enregistrée pour cette falaise mais elle demeure largement supérieure à celle de l'anse au Plâtre qui n'est que de un jours tous les 77 jours (figure 8.11). Toutefois, malgré ces faibles récurrences, la proportion d'évènements (processus) en pourcentages (et en absolu) s'étant produit durant le régime sans gel s'élève à 23 % (n=34) et 28 % (n=11) respectivement (exclus les vagues) (figure 8.13 et figure 8.14). Ceci signifie que l'on observe en moyenne de longues périodes (21 jours ou 77 jours, respectivement) entre les jours d'activité érosive mais que compte tenu de la durée importante du régime thermique sans gel, le nombre d'évènements (processus) s'élève tout de même à une proportion importante de l'ensemble des observations de la période de suivi.

En l'absence de conditions environnementales liées au gel (régime thermique sans gel), les pluies ont été le seul paramètre climatique observé ayant contribué à l'activation de processus

d'érosion et ce, dans une proportion de 65 % à l'anse à la Cabane (22/34) et de 91 % à l'anse au Plâtre (10/11) des jours d'activité du régime thermique sans gel (figure 8.13 et figure 8.14). Les pluies ont surtout permis l'activation de coulées pelliculaires (12 à l'anse à la Cabane et 8 à l'anse au Plâtre) et occasionnellement de mouvements de plus grandes ampleurs, soit des décrochements superficiels (1 à l'anse à la Cabane et 2 à l'anse au Plâtre). Aussi, sur le site de l'anse à la Cabane, le phénomène de suffosion, qui affecte principalement l'unité de sédiments meubles sus-jacente, a été assez importante pour affecter l'unité d'argilite (n= 7).

À partir de ces événements d'érosion, le seuil à partir duquel la fréquence d'observation devient plus importante a été identifié. Ainsi, c'est à partir de 30 mm reçu en 24 h ou de 70 mm cumulés sur 5 jours (4 jours précédents + journée en cours) que les conditions s'avèrent favorables à l'activation de l'un ou l'autre des processus identifiés ici (figure 8.15 et figure 8.16).

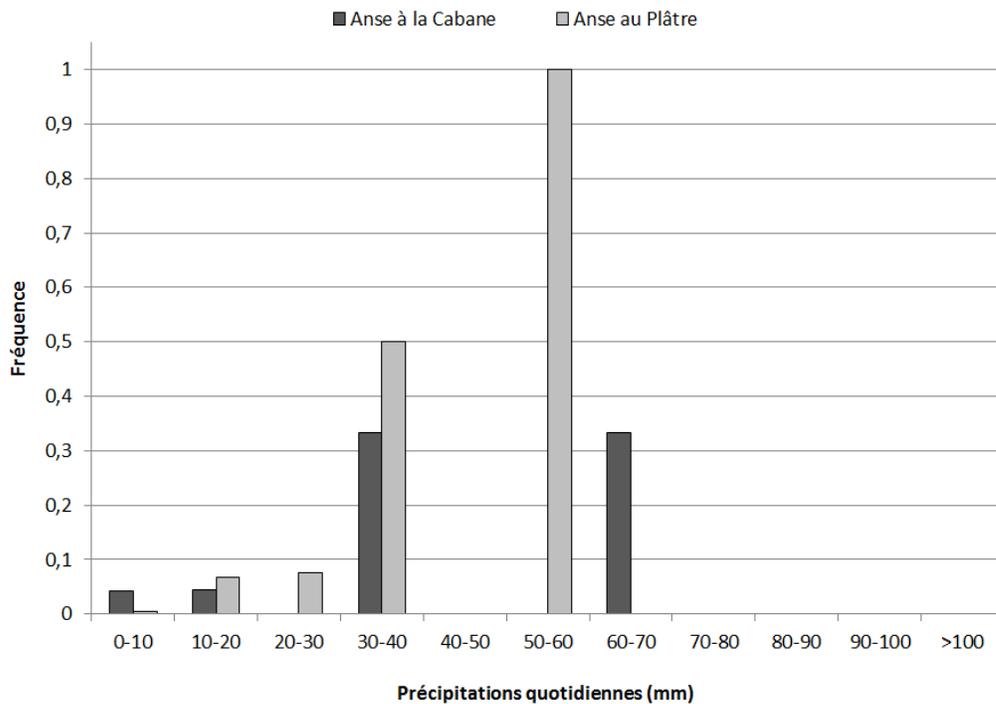


Figure 8.15. Fréquence d'évènements d'érosion attribuable à la pluie en fonction de la totalité des précipitations enregistrées quotidiennement à la station météorologique des Îles-de-la-Madeleine durant le régime thermique sans gel.

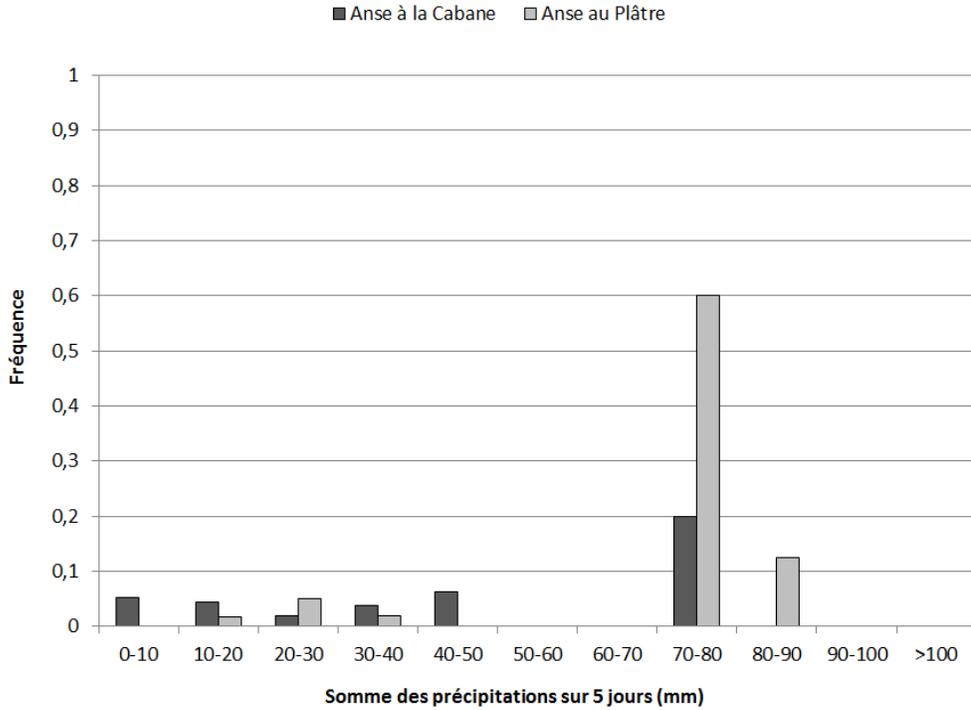


Figure 8.16. Fréquence d'évènements d'érosion attribuable à la pluie en fonction de la totalité des sommes de précipitations enregistrées sur 5 jours à la station des Îles-de-la-Madeleine durant le régime thermique sans gel.

8.3.3.2. Régime thermique de refroidissement A

Le régime thermique de refroidissement A est caractérisé par une augmentation significative de la récurrence d'érosion à l'anse au Plâtre par rapport au régime précédent. Avec un jour d'activité érosive tous les 27 jours, la récurrence s'apparente alors davantage à celle de l'anse à la Cabane qui elle, est de un jour d'activité érosive tous les 17 jours (figure 8.11). Notons par contre que le nombre d'évènements (processus) enregistrés n'a été que de 3 à l'anse à la Cabane et de 2 à l'anse au Plâtre durant ce court régime thermique (54 jours suivis) si bien que sa caractérisation bénéficierait d'une augmentation du nombre d'années de suivi (figure 8.13 et figure 8.14).

Bien qu'à cette période de l'année, le froid puisse agir à la surface des sédiments, notamment lors des gels nocturnes, le seul paramètre climatique identifié ayant contribué à l'activation de processus d'érosion a été la pluie. Ces évènements se sont manifestés par des coulées pelliculaires (n=3) à l'anse à la Cabane et par des décrochements superficiels (n=2) à l'anse au Plâtre.

8.3.3.3. Régime thermique de refroidissement B

Le régime thermique de refroidissement B est caractérisé par une récurrence d'activité à l'anse à la Cabane qui s'élève à un jour d'activité érosive tous les 4,3 jours pendant que la fréquence d'activité demeure stable avec un jour d'activité érosive tous les 28,6 jours à l'anse au Plâtre par rapport au régime de refroidissement précédent (A) (figure 8.11). Le nombre d'évènements en absolu (et son pourcentage associé) s'étant produit durant le régime de refroidissement B est lui aussi assez important à l'anse à la Cabane avec un total de 40 évènements d'érosion (27 %) sur l'ensemble du suivi (figure 8.13). À l'anse au Plâtre la proportion et le nombre d'évènements sont beaucoup moins importants avec seulement 5 évènements, soit 13 % de l'ensemble des évènements suivis (figure 8.14).

Durant cette période, la pluie (sans conditions de gel) continue d'engendrer des coulées pelliculaires sur les falaises de l'anse à la Cabane (6/40 évènements, 15 %) et de l'anse au Plâtre (2/5 évènements, 40 %). Aussi, l'onde de gel qui débute sa progression sous l'effet des températures moyennes qui sont de plus en plus fréquemment négatives permet d'activer des processus d'érosion d'origine cryogénique et d'affecter les falaises avec respectivement 34 évènements sur 40 (85 %) et 3 évènements sur 5 (60 %). Alors que la pluie combinée au gel et au dégel de même que les cycles de gel et de dégel de l'air sont les seules situations climatiques à générer des processus à l'anse au Plâtre, s'ajoutent des situations climatiques impliquant l'effet du rayonnement sur le site de l'anse à la Cabane en raison de son exposition sud. Sur les deux sites d'étude, on observe occasionnellement que la pluie s'inscrit dans une dynamique de gel et de dégel des surfaces d'argilite et contribue à l'activation de processus.

Durant cette période, les coulées pelliculaires, activées par les pluies (5 fois à l'anse à la Cabane et 2 fois à l'anse au Plâtre,) et/ou le gel et de dégel (15 fois et 1 fois respectivement), continuent d'affecter la surface des falaises. En raison des températures négatives, on voit apparaître de la micro-gélifraction (20 fois et 1 fois respectivement). À l'anse au Plâtre, un glissement rotationnel a aussi été observé.

8.3.3.4. Régime thermique froid

Le régime thermique froid est caractérisé par l'absence totale d'érosion sur le site de l'anse au Plâtre alors que la falaise d'argilite de l'anse à la Cabane continue d'être très active avec une récurrence d'un jour d'activité érosive tous les 8,4 jours (figure 8.11). Sur une base annuelle, les évènements s'étant produits durant ce régime comptent pour 10 % des évènements (n= 15) d'érosion ayant été observés (figure 8.13).

L'effet du rayonnement solaire alors que les températures de l'air sont négatives (n=9) ou lorsque qu'elles deviennent positives (n=3) constituent les seules situations climatiques ayant généré de l'érosion. Les processus observés se produisent alors essentiellement par micro-gélifraction (n=13) bien que l'on continue à observer quelques coulées pelliculaires (n=2).

8.3.3.5. Régime thermique de réchauffement A et B

Le dégel printanier qui survient avec l'arrivée du régime thermique de réchauffement A et B génère une récurrence d'érosion importante sur les falaises d'argilite.

Sur le site de l'anse à la Cabane, la récurrence d'érosion grimpe jusqu'à un jour d'activité érosive tous les 3,2 jours dès la première phase du régime thermique de réchauffement (A). La récurrence d'activité s'abaisse ensuite légèrement durant la seconde phase du régime thermique de réchauffement (B) avec un jour d'activité érosive tous les 8,6 jours. Sur le site de l'anse au Plâtre, le dégel est plus tardif. En effet, après la période d'inactivité du régime thermique froid, la fréquence d'érosion s'élève à un jour d'activité érosive tous les 17,9 jours avant d'atteindre un jour d'activité érosive tous les 3,9 jours durant la seconde phase du régime thermique de réchauffement (B).

À l'anse à la Cabane, 76 % des processus observés se sont produits sous l'effet du rayonnement solaire alors que les températures de l'air étaient encore négatives (30 %) ou alors qu'elles oscillaient entre des valeurs positives et négatives (46 %). Ces conditions climatiques ont été favorables à la micro-gélifraction (n=19) et aux coulées pelliculaires (n=17). Un plus petit nombre d'événements s'est produit en l'absence de l'effet de rayonnement, c'est-à-dire seulement sous l'effet de cycles de gel et de dégel de l'air (n=9). Durant la seconde phase de réchauffement (B), l'effet du rayonnement sur le déclenchement des processus d'érosion laisse place à l'effet de la pluie et des cycles de gel et de dégel engendrés par les oscillations de la température de l'air.

Du côté de l'anse au Plâtre, on ne recense que trois observations de processus d'érosion, comptant pour tout de même 43 %, sous l'effet du rayonnement solaire combiné à des oscillations entre des températures négatives et positives ou alors seulement positives. Durant la seconde phase du réchauffement (B), ce sont les pluies qui occasionnent des processus d'érosion. Peu importe, les situations climatiques en cause, ce sont essentiellement des coulées pelliculaires qui ont été observées sur le site de l'anse au Plâtre. Notons, que des décrochements superficiels se sont aussi produits durant le régime thermique de réchauffement B.

8.4. Discussion

Jusqu'ici on ne comptait seulement que quelques études portant sur la dynamique des falaises de roches de faible résistance, excluant les falaises meubles, dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (Brodeur 1987; Daigneault 2001), et la plupart portent surtout sur la vitesse de recul et non sur les processus qui en sont responsables (Drapeau 1979; Grenier et Dubois 1992; Mercier 1987). D'après Brodeur (1987) et Daigneault (2001) qui ont tous deux effectué des expériences en laboratoire et des observations sur les processus cryogéniques, l'action du gel jouerait un rôle déterminant dans le recul des falaises rocheuses, notamment dans les schistes argileux friables et fissurés. À partir de matériaux tombés sur le pied de glace à la base de falaises d'une

hauteur de 15 à 30 m dans le haut estuaire du Saint-Laurent, Dionne et Brodeur (1988) estiment un recul annuel de 2 à 5 cm. Cependant, jusqu'ici aucune étude n'avait permis de caractériser la dynamique des falaises d'argilite des Îles-de-la-Madeleine.

La quantification de l'érosion des falaises à l'étude a permis d'identifier les processus par lesquels se produit l'érosion de l'argilite. On constate que les coulées pelliculaires comptent pour une très grande proportion des processus observés sur les falaises avec 46 % (n=72) des événements d'érosion observés à l'anse à la Cabane et 57 % (n=29) à l'anse au Plâtre. La dominance de ce processus qui affecte des matériaux meubles souligne la sensibilité des argilites à la météorisation. Les lithologies appartenant à la famille des mudrocks sont d'ailleurs reconnues pour leur sensibilité aux conditions atmosphériques et ont fait l'objet de plusieurs recherches et tests en laboratoire en raison de leur répartition et des problèmes d'ingénierie qu'elles posent (Erguler and Shakoor 2009). Les travaux de Gökçeoglu et al. (2000) et de Erguler et Shakoor (2009) ont permis de démontrer que plus le contenu en argile est élevé, plus les mudrocks étaient sensibles aux cycles de gel et de dégel et aux cycles d'humidification-séchage. Ceci explique qu'une part importante des processus observés aient été des processus normalement associés à des matériaux meubles davantage qu'aux processus observés dans les matériaux consolidés. Ces expérimentations permettent d'appuyer les observations de terrain. Cependant, nous ne disposons pas d'analyses des propriétés géologiques de l'argilite des Îles-de-la-Madeleine (densité, porosité, contenu en argilite et autre minéraux, etc.) ce qui fait en sorte qu'il est difficile de bien positionner cette lithologie par rapport aux résultats des expérimentations consultées.

Une fois les sédiments ameublés sous l'effet des agents subaériens, la mobilisation des sédiments altérés (i.e. l'érosion) continue d'être en grande partie attribuable à ces mêmes agents (précipitations liquides et dégel). Bien qu'il ne soit pas possible à l'aide des mesures acquises dans le cadre de ce projet de quantifier l'effet des pluies sur l'altération des argilites, nous avons été en mesure d'identifier qu'à partir de 30 mm en un jour ou de 70 mm en 5 jours, les conditions devenaient plus favorables à la mobilisation par la pluie d'argilite préalablement ameublie. Rappelons que sur le site de l'anse au Plâtre, la proportion d'événements d'érosion attribuable à la pluie domine avec 56 % des événements alors que sur le site de l'anse à la Cabane, ce pourcentage s'élève plutôt à 26 %. Si l'on considère le nombre d'événements en absolu, les deux falaises sont sensibles aux pluies avec 22 événements (sur 39) à l'anse au Plâtre et 39 événements (sur 148) à l'anse à la Cabane. La capacité de mobilisation de sédiment par les précipitations a été discutée dans les travaux de Regüés et al. (1995) sur les mudrocks à fort contenu en argile. Ces derniers observent eux aussi que les pluies sont particulièrement efficaces pour générer l'érosion des talus, par ruissellement, lorsque l'altération a permis le développement d'une épaisseur maximale de régolithe (épaisseur de roche ayant été altérée). Selon eux, plus l'épaisseur d'argilite altérée est importante, plus le potentiel d'érosion par la pluie serait élevé. Dans le cas des falaises des Îles-de-la-Madeleine, c'est la surface météorisée, et donc ameublie, qui est affectée par l'érosion pluviale. Ces derniers soulèvent, avec raison,

que le régime des pluies ne peut être utilisé seul pour appréhender l'évolution des talus et que la démarche nécessite l'intégration de l'altération préalable de la roche et de la formation du régolithe.

La météorisation par le gel et de dégel est manifestement effective sur les falaises. Cependant, pour l'activation de processus d'érosion, le passage entre des températures de l'air négatives et positives permet, à lui seul, de générer qu'une faible proportion de l'ensemble des événements d'érosion, soit 13 % à l'anse à la Cabane et 10 % à l'anse au Plâtre. Plus précisément, durant le régime thermique froid, où les sédiments de surface ont assurément été affectés par le gel, le passage des températures de l'air au-dessus du point de congélation en l'absence de rayonnement solaire, n'a en aucun cas, généré de l'érosion sur les falaises à l'étude. Ainsi, bien qu'il y ait eu 26 jours sur les 138 jours de régime thermique froid suivi où la température de l'air maximum soit passée au-dessus du point de congélation, aucun événement d'érosion n'a été observé à l'anse au Plâtre, exposé au nord, où l'apport énergétique attribuable au rayonnement solaire est limité. Du côté de l'anse à la Cabane, les 15 événements d'érosion observés durant le régime thermique froid se sont produits sous l'effet du rayonnement solaire alors que les températures de l'air enregistrées étaient négatives (n= 11) ou oscillaient de part et d'autre du point de congélation (n=4).

Ce constat permet de souligner ici l'importance de l'orientation des falaises sensibles au gel et de dégel. En effet, il ne fait aucun doute que l'orientation des falaises est responsable des différences entre les deux sites durant le régime thermique froid tel que mentionné plus haut. De plus, l'orientation des falaises explique le décalage observé quant à la période d'activité érosive liée au dégel printanier. Sur le site de l'anse à la Cabane (S), le dégel est plus hâtif et se produit dès la première phase du régime thermique de réchauffement (A) alors que sur le site de l'anse au Plâtre (N), il se produit plutôt durant la seconde phase de réchauffement. Le décalage entre le dégel printanier des falaises exposées au nord et au sud est clairement associé à l'exposition sud de la falaise puisque, rappelons-le, 76 % des processus observés durant le régime thermique de réchauffement A à l'anse à la Cabane (S) se sont produits sous l'effet du rayonnement solaire alors que les températures de l'air étaient encore négatives. Pour l'ensemble de la période de suivi, le rayonnement solaire a été impliqué dans l'activation de 50 % des événements d'érosion à l'anse à la Cabane (S) alors qu'il n'a été impliqué que dans 8 % des événements de l'anse au Plâtre (N). Aussi, contrairement à l'anse au Plâtre (N), plusieurs (n=29/148) événements d'érosion se sont produits sous l'effet du rayonnement solaire alors que les températures de l'air enregistrées étaient négatives sur le site de l'anse à la Cabane. L'effet du rayonnement solaire sur le rehaussement des températures de surface, qui diffèrent en fonction des orientations, n'est pas une nouvelle information (Oke, 1987) et les mesures en ce sens abondent (Bland and Rolls 1998; Gruber et al. 2004; Hall 2004; Hœrlé 2006; Lewkowicz 2001; Thorn 1982). Toutefois, l'effet de l'orientation des falaises sur leur dynamique n'a que peu été documenté. À notre connaissance, seul Brodeur (1987) avait observé que le nombre de cycle

de gel et de dégel des falaises schisteuses du haut-estuaire du Saint-Laurent était plus important sur les falaises orientées vers le sud et le sud-est que celles orientées vers le nord.

Ainsi, l'exposition au sud de la falaise de l'anse à la Cabane, qui permet au rayonnement solaire d'agir sur la surface de la falaise et de générer des événements d'érosion, est l'une des causes du plus grand nombre d'événements d'érosion (148 contre 39). Conséquemment, la vitesse de recul, plus importante à l'anse à la Cabane (S) pourrait elle aussi être en partie expliquée par l'activation de processus d'érosion lorsque le rayonnement solaire permet de dégeler des sédiments. En ce sens, une augmentation de la durée du régime thermique sans gel pourrait réduire l'écart entre la dynamique des falaises puisque l'effet de l'orientation des falaises apparaît particulièrement important durant les régimes thermiques de gel (de refroidissement, de froid et de réchauffement). Ceci pourrait alors diminuer le recul de la falaise de l'anse à la Cabane, toute chose étant égales par ailleurs.

8.5. Remarques finales

Le suivi haute résolution réalisé à partir des caméras situées à l'anse à la Cabane (S) et à l'anse au Plâtre (N) a permis d'identifier les processus en cause dans l'érosion des falaises. Le recul de l'unité d'argilite se produit sous l'effet répété d'événements d'érosion de faibles amplitudes tels que les coulées pelliculaires. À moyen terme, ce recul est ponctué de mouvements de terrain (non observé durant le suivi mais des marques géomorphologiques, telles des cicatrices de glissement sont visibles sur la côte). Ce suivi indique également que les périodes de dégel hivernaux (redoux) n'entraînent pas nécessairement d'érosion simultanée. Par contre, la forte activité observée durant la période de dégel printanier indique la sensibilité du matériel à l'altération par le gel. La différence entre les situations climatiques de gel et de dégel combinées au rayonnement solaire entre les deux falaises est attribuable à l'orientation des falaises, l'une au nord et l'autre au sud. Sur la falaise orientée vers le sud, le dégel des surfaces sous l'effet du rayonnement génère des événements durant l'hiver de même qu'un dégel printanier plus hâtif que sur la falaise orienté vers le nord. Enfin, la part de l'érosion attribuable aux agents hydrodynamiques est variable entre les deux sites en raison de la géomorphologie locale des plages qui y sont plus ou moins haute et étroite selon le cas. Dans le cas de l'anse au Plâtre où le sapement par les vagues compte pour 25%, la caractérisation des conditions locales mériterait d'être effectuée à partir de données de niveaux d'eau et de vagues à proximité de la côte.

9. Projections

9.1. Évolution des régimes thermiques

Les sections précédentes démontrent que l'évolution actuelle des falaises silto-argileuses et d'argilite est fortement liée aux régimes thermiques et particulièrement aux régimes thermiques froids et de la période de dégel subséquente qui survient durant les régimes thermiques de réchauffement A et B. Ces derniers permettent l'activation de divers processus géomorphologiques provoqués par les cycles de gel et de dégel et par la progression d'une onde de gel et de dégel dans les sédiments. Or, la hausse des températures prédites par l'ensemble des scénarios climatiques s'accompagne d'une modification des régimes thermiques. La figure 9.1, figure 9.2, figure 9.3 et figure 9.4 montrent l'évolution temporelle des régimes thermiques pour un scénario de réchauffement faible (S5), moyen (S1), modérément élevé (S7) et très élevé (S8) et la figure 9.5, figure 9.6 et figure 9.7 en association avec le tableau 9.1, tableau 9.2 et tableau 9.3 illustrent les tendances quant à la durée des régimes thermiques.

Le principal constat est la diminution de la durée du régime froid principalement au profit de la période sans gel. La contraction du régime froid se produit en général autant en début qu'en fin de saison, mais il est plus fréquent d'observer qu'il débute plus tardivement plutôt qu'il ne se termine plus hâtivement. Aux îles-de-la-Madeleine, tous les scénarios prédisent plusieurs années, après 2030, où les conditions hivernales ne permettront plus d'observer un régime thermique froid. Spécifions que cela n'implique pas nécessairement que les températures maximales ne passeront jamais sous le point de congélation, mais plutôt qu'elles ne perdureront jamais assez longtemps pour que leur somme cumulée reste négative. La saison hivernale sera donc caractérisée par une alternance de journées chaudes (températures positives) et froides (températures négatives). Ces conditions ne sont envisagées pour les sites de Rivière Saint-Jean et de Ragueneau qu'avec le 8^e scénario à partir des années 2050 environ.

Les prévisions quant à la durée cumulée des saisons de transition (régimes de refroidissement A et B et régimes de réchauffement A et B) n'indiquent pas de tendance significative aux sites de Rivière Saint-Jean et de Ragueneau en autant que le régime froid soit encore présent. Dans le cas contraire, les régimes de refroidissement B et de réchauffement A vont fusionner et devenir une longue saison de transition-mixte pendant laquelle les températures passeront régulièrement de part et d'autre du point de congélation. Ainsi, plusieurs ondes de gel et de dégel superficielles se succéderont. Aux îles-de-la-Madeleine, la tendance la plus représentative et significative pour représenter l'évolution de la durée des saisons de transition du huitième scénario est de forme quadratique. Cela s'explique par le fait qu'au départ, les régimes de refroidissement et de réchauffement se trouvent de part et d'autre du régime froid (figure 9.1, figure 9.2, figure 9.3 et figure 9.4). Dès la fin des années 2020, la disparition du régime thermique froid fait en sorte d'étirer la durée cumulée des saisons de refroidissement et de réchauffement (incluant la nouvelle saison de transition née de la fusion des régimes de

refroidissement B et de réchauffement A). Par contre, puisque le régime sans gel va continuer de s'étirer avec le temps, la durée cumulée des régimes de transition diminuera et redeviendra presque équivalente aux durées des années 1980, mais sans qu'ils ne soient entrecoupés par un régime froid.

La figure 9.3 et la figure 9.4 montrent également que la période de refroidissement est différente aux Iles-de-la-Madeleine par rapport aux sites de la Côte-Nord du Saint-Laurent. En effet, le régime de refroidissement A a une durée beaucoup plus limitée ce qui crée une transition entre la période sans gel et celle avec gel beaucoup plus brusque (figures des régimes thermiques de l'anse à la cabane et de l'anse au Plâtre). Il faut toutefois noter que le scénario 8 prédit une année (2078-2079) où les températures moyennes ne descendront jamais sous le point de congélation (absence de régime de refroidissement B, de froid et de réchauffement A). Si ce scénario est particulièrement pessimiste pour l'horizon 2080, il faut tout de même considérer qu'à plus long terme, la région tendra vers ce type de climat et que les processus cryogéniques risquent éventuellement de cesser d'être responsables d'une part de l'évolution des falaises de cette région.

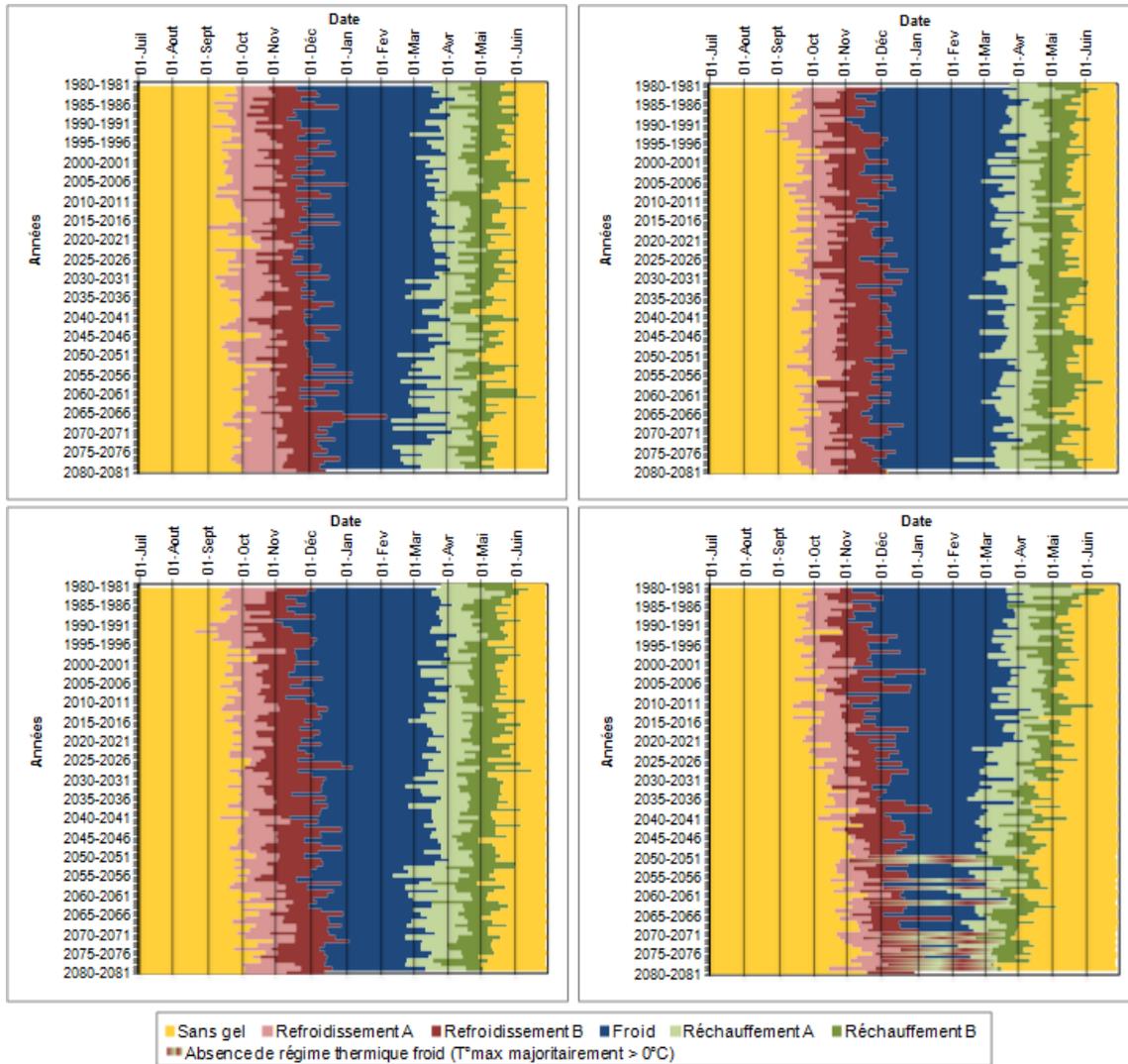


Figure 9.1. Durées des régimes thermiques selon le scénario 1 (en haut à gauche), le scénario 5 (en haut à droite), le scénario 7 (en bas à gauche) et le scénario 8 (en bas à droite) pour le site de Rivière Saint-Jean.

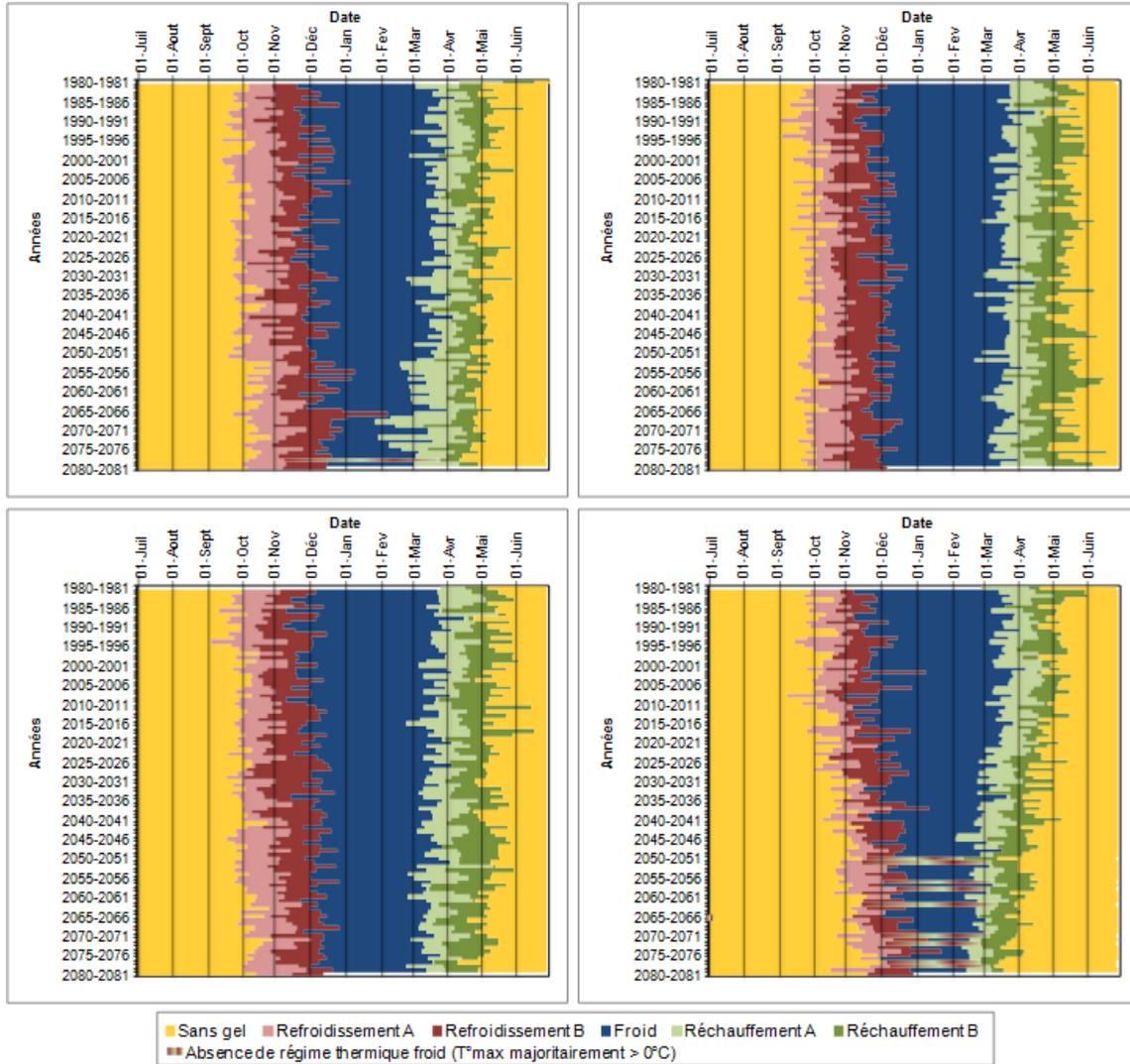


Figure 9.2. Durées des régimes thermiques selon le scénario 1 (en haut à gauche), le scénario 5 (en haut à droite), le scénario 7 (en bas à gauche) et le scénario 8 (en bas à droite) pour le site de Ragueneau.

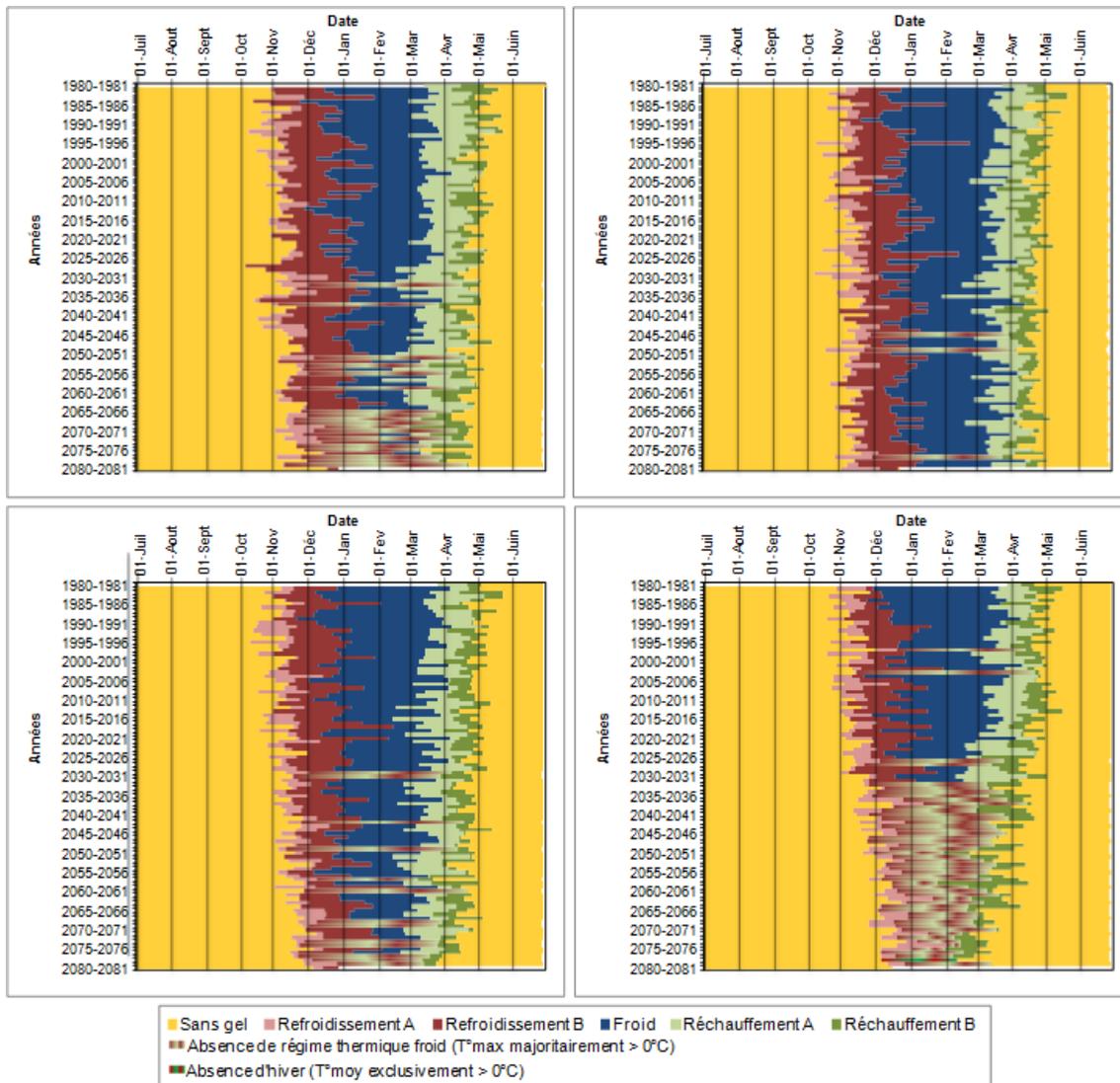


Figure 9.3. Durées des régimes thermiques selon le scénario 1 (en haut à gauche), le scénario 5 (en haut à droite), le scénario 7 (en bas à gauche) et le scénario 8 (en bas à droite) pour le site de l'anse à la Cabane.

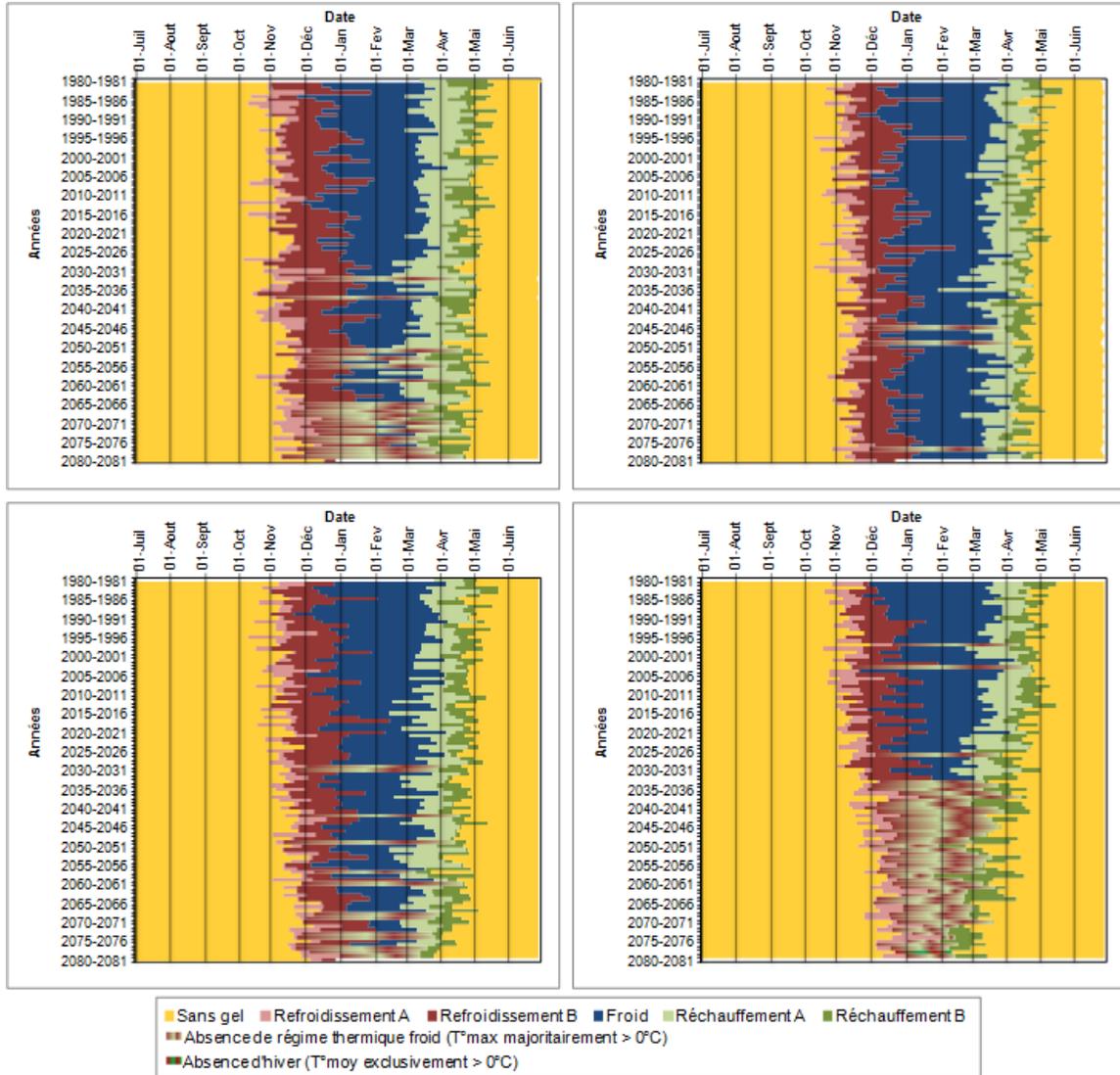


Figure 9.4. Durées des régimes thermiques selon le scénario 1 (en haut à gauche), le scénario 5 (en haut à droite), le scénario 7 (en bas à gauche) et le scénario 8 (en bas à droite) pour le site de l'anse au Plâtre.

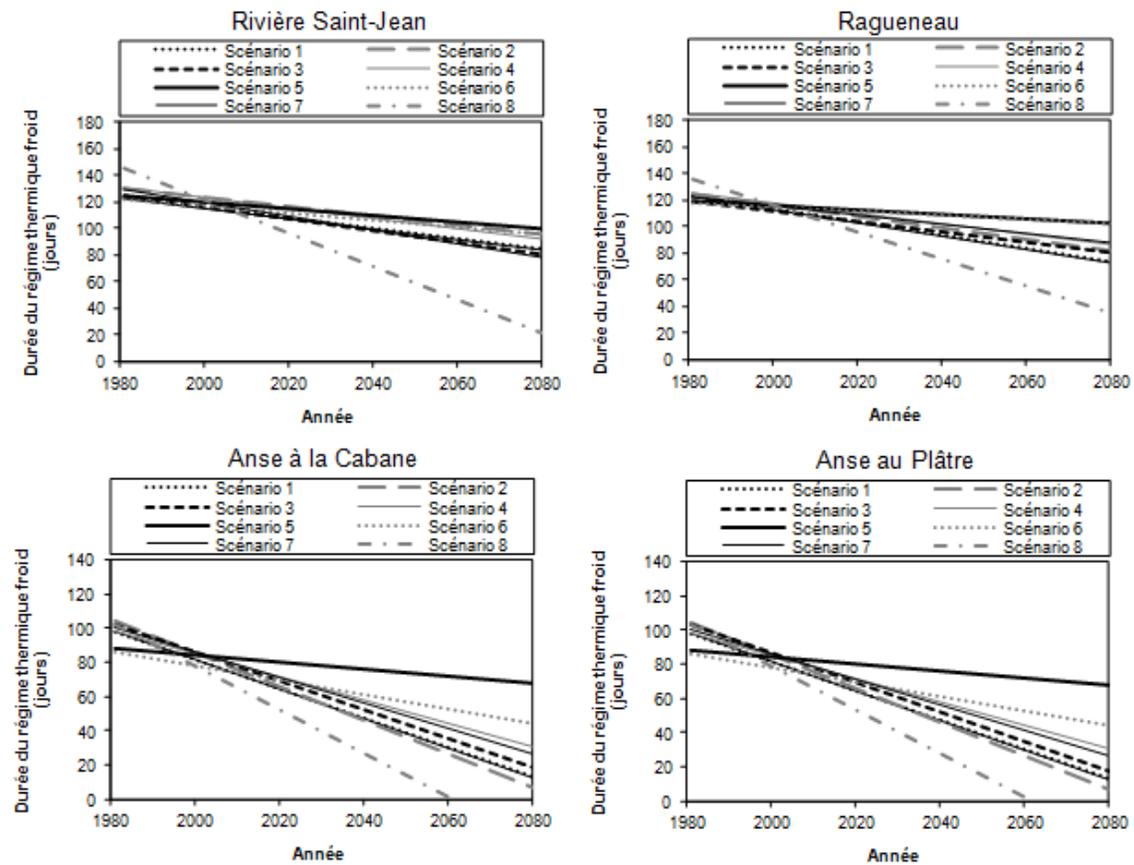


Figure 9.5. Tendances du régime thermique froid.

Tableau 9.1. Tendances du régime thermique froid

	Rivière Saint-Jean		Ragueneau		Anse à la Cabane		Anse au Plâtre	
	Pente	Δ 1980-2080 (jours)	Pente	Δ 1980-2080 (jours)	Pente	Δ 1980-2080 (jours)	Pente	Δ 1980-2080 (jours)
Scénario 1	-0,3888*	-39	-0,5030*	-50	-0,8582*	-86	-0,8582*	-86
Scénario 2	-0,3573*	-36	-0,4266*	-43	-0,9881*	-99	-0,9881*	-99
Scénario 3	-0,4439*	-44	-0,3842*	-38	-0,8426*	-84	-0,8620*	-86
Scénario 4	-0,3873*	-39	-0,3892*	-39	-0,6778*	-68	-0,6778*	-68
Scénario 5	-0,2407*	-24	-0,1661*	-17	-0,2031*	-20	-0,2031*	-20
Scénario 6	-0,2623*	-26	-0,1551*	-16	-0,4144*	-41	-0,4144*	-41
Scénario 7	-0,5144*	-51	-0,3459*	-35	-0,7415*	-74	-0,7415*	-74
Scénario 8	-1,2567*	-126	-1,0087*	-101	-1,2732*	-100	-1,2740*	-100

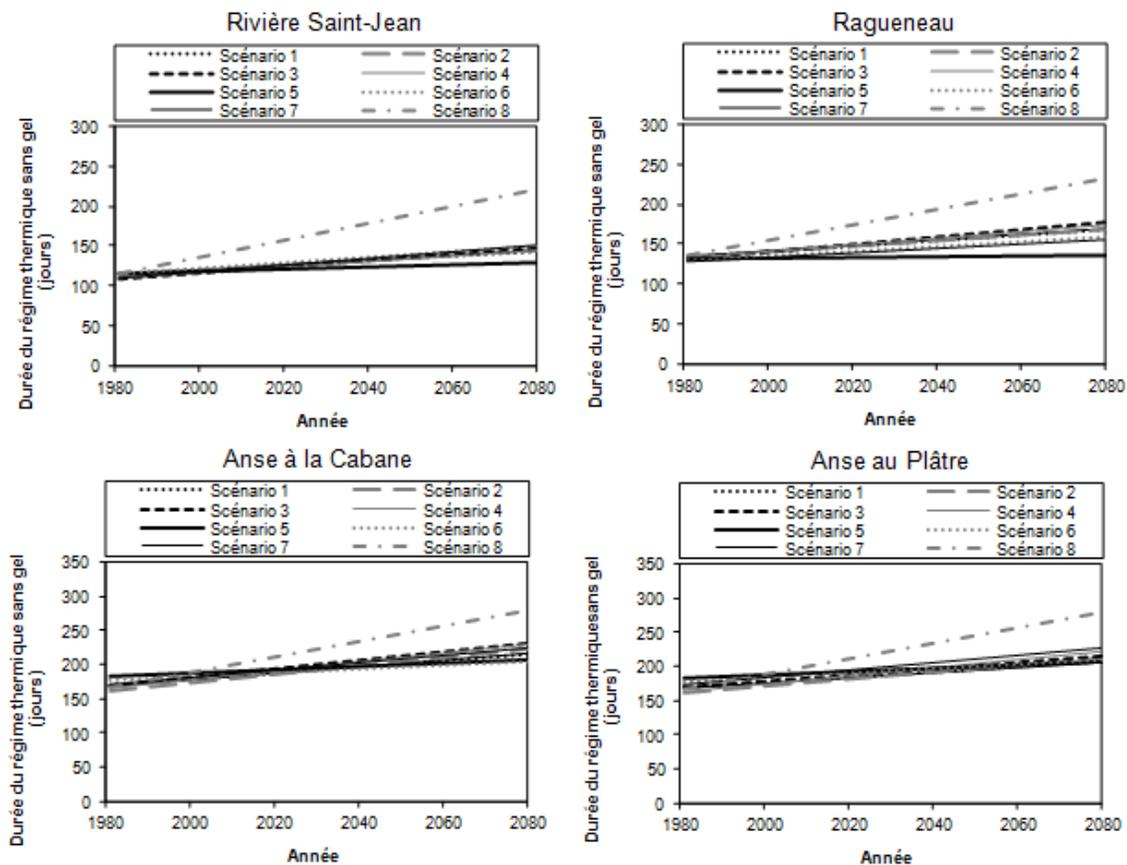


Figure 9.6. Tendances du régime thermique sans gel.

Tableau 9.2. Tendances du régime thermique sans gel

	Rivière Saint-Jean		Ragueneau		Anse à la Cabane		Anse au Plâtre	
	Pente	Δ 1980-2080 (jours)	Pente	Δ 1980-2080 (jours)	Pente	Δ 1980-2080 (jours)	Pente	Δ 1980-2080 (jours)
Scénario 1	0,2923*	29	0,3395*	34	0,4646*	46	0,3672*	37
Scénario 2	0,3236*	32	0,3679*	37	0,6317*	63	0,5093*	51
Scénario 3	0,3788*	38	0,4573*	46	0,6344*	63	0,4812*	48
Scénario 4	0,3511*	35	0,4199*	42	0,6334*	63	0,6006*	60
Scénario 5	0,1272*	13	0,0387	4	0,2438*	24	0,2490*	25
Scénario 6	0,3547*	35	0,3038*	30	0,2878*	29	0,3285*	33
Scénario 7	0,4262*	43	0,2830*	28	0,5418*	54	0,5425*	54
Scénario 8	1,0815*	108	0,9914*	99	1,1310*	113	1,1230*	112

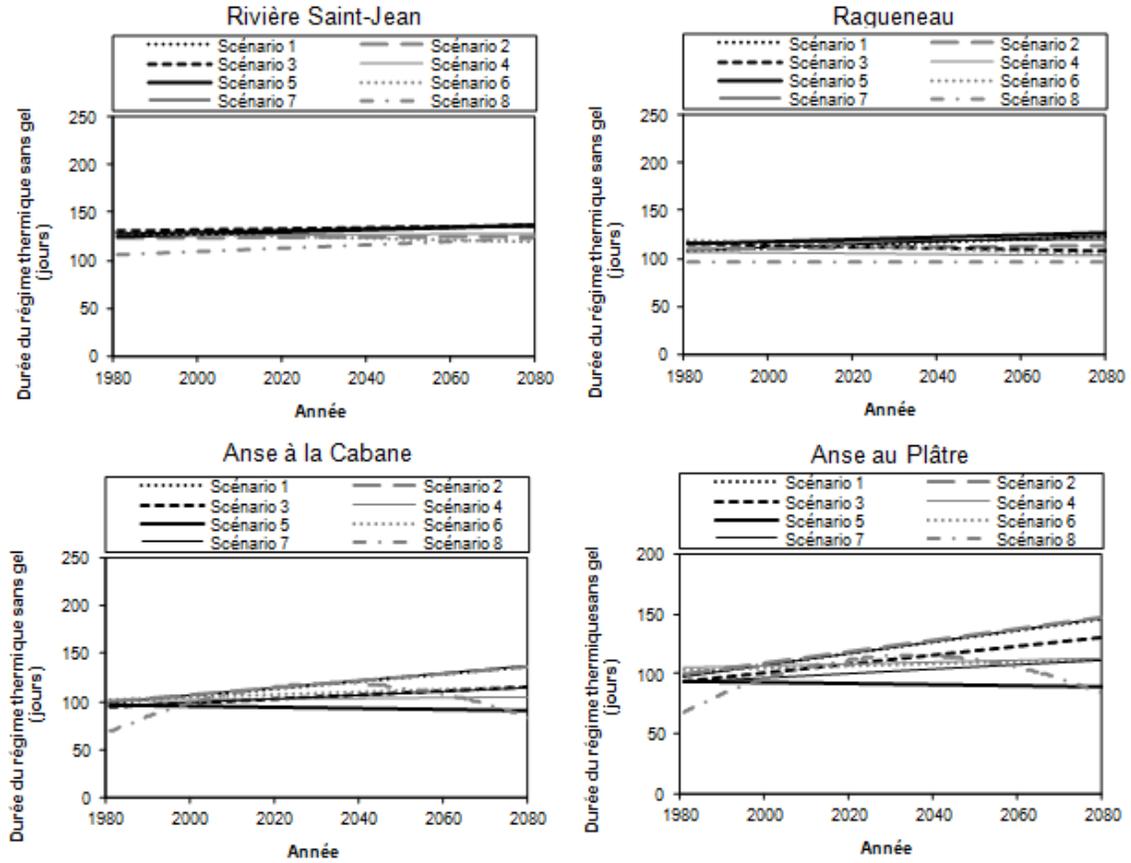


Figure 9.7. Tendances des régimes thermiques de transition.

Tableau 9.3. Tendances des régimes thermiques de transition

	Rivière Saint-Jean		Raqueneau		Anse à la Cabane		Anse au Plâtre	
	Pente	Δ 1980-2080 (jours)	Pente	Δ 1980-2080 (jours)	Pente	Δ 1980-2080 (jours)	Pente	Δ 1980-2080 (jours)
Scénario 1	0,0910	9	0,1562	16	0,3873*	39	0,4896*	49
Scénario 2	0,0263	3	0,0484	5	0,3527*	35	0,4751*	48
Scénario 3	0,0621	6	-0,0829	-8	0,1984*	20	0,3713*	37
Scénario 4	0,0347	3	-0,0304	-3	0,0420	4	0,0716	7
Scénario 5	0,1136	11	0,1184	12	-0,0430	-4	-0,0475	-5
Scénario 6	-0,0923	-9	-0,1532	-15	0,1336	13	0,0930	9
Scénario 7	0,0855	9	0,0516	5	0,1906*	19	0,1914*	19
Scénario 8	0,1640	16	0,0016	0	$-0,02x^2+70,3x^c$	17	$-0,16x^2+64,5x^c$	15

9.2. Évolution de l'onde de gel

Même si une diminution de la profondeur des sédiments affectés par une ou des ondes de gel est presque toujours constatée peu importe le site ou le scénario, une très grande variabilité persiste entre les années si bien que plusieurs des tendances ne sont pas significatives pour les sites de Ragueneau et de Rivière Saint-Jean (figure 9.8 et tableau 9.4). Cela indique que le volume de sédiments affectés par le gel sera souvent assez similaire aux observations actuelles ou que la diminution de l'épaisseur des sédiments affectés par le gel sera généralement inférieure à 30 centimètres. Sous l'effet d'un réchauffement des températures, ces résultats peuvent paraître contre-intuitifs à première vue puisque sans l'adaptation de l'équation de Berggren aux falaises mobiles, la profondeur de l'onde de gel diminue proportionnellement à la diminution des degrés-jours de gel. Néanmoins, une fois adaptée aux falaises sensibles à l'érosion lors du dégel, on observe plutôt que c'est le type d'hiver qui influence l'épaisseur de sédiments affectés par le gel. Les hivers caractérisés par une diminution progressive des températures pendant les régimes de refroidissement, le maintien des températures sous le point de congélation lors du régime thermique froid et un retour graduel aux températures positives lors des régimes de réchauffement favorisent une progression plus constante de l'onde de gel affectant, au final, une quantité de sédiments moins importante. À l'inverse, les hivers qui contiennent davantage de variations de température et plusieurs redoux favorisent la succession de plusieurs phases de croissance de l'onde de gel et la quantité totale de sédiments affectés par le gel est plus grande.

Aux îles-de-la-Madeleine, contrairement aux falaises non consolidées de Ragueneau et de Rivière Saint-Jean, les cycles de gel et de dégel de surface n'engendrent pas une érosion simultanée ou quasi-simultanée de la falaise. Il est donc préférable d'utiliser l'équation de l'onde de gel de Berggren originale pour modéliser l'épaisseur des sédiments affectés par le gel annuellement. En conséquence, la diminution de la profondeur de l'onde gel est beaucoup plus marquée puisque, tel que vu précédemment, le nombre de degrés-jours de gel cumulés est le principal facteur expliquant la profondeur atteinte. Ainsi, selon le scénario 8 à l'anse à la cabane et à l'anse au plâtre, la profondeur moyenne des sédiments qui seront affectés par l'onde de gel sera inférieure à 10 centimètres à partir de l'horizon 2070. La température de l'air aura tellement augmentée qu'il restera un nombre insuffisant de degrés-jours de gel (il n'y aura plus de régime thermique froid) pour favoriser la progression d'une onde de gel.

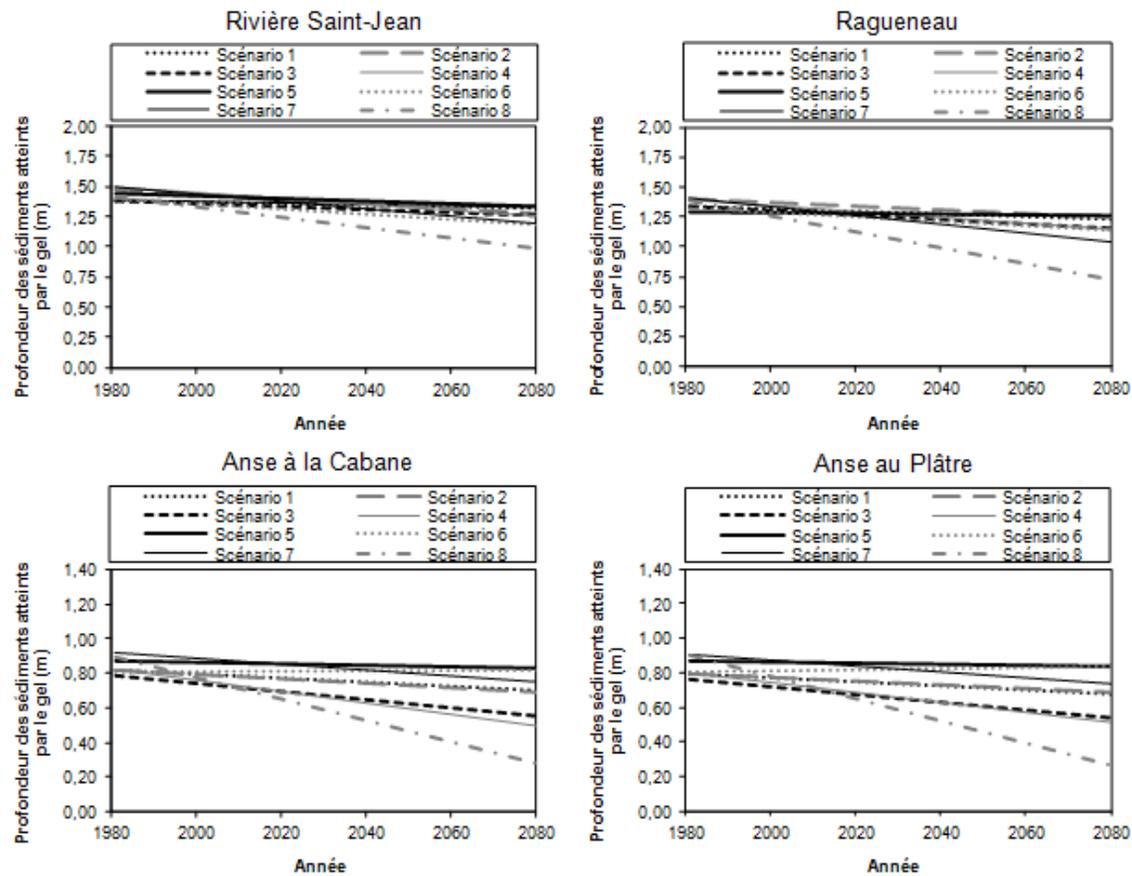


Figure 9.8. Tendances des épaisseurs totales de sédiments atteints par l'onde de gel annuellement.

Tableau 9.4. Tendances des épaisseurs totales de sédiments atteints par l'onde de gel annuellement

	Rivière Saint-Jean		Ragueneau		Anse à la Cabane		Anse au Plâtre	
	Pente	Δ 1980-2080 (cm)	Pente	Δ 1980-2080 (cm)	Pente	Δ 1980-2080 (cm)	Pente	Δ 1980-2080 (cm)
Scénario 1	-0,0006	-6	-0,0011	-11	-0,0011*	-11	-0,0012*	-13
Scénario 2	-0,0019*	-19	-0,0016*	-16	-0,0012*	-12	-0,0011*	-11
Scénario 3	-0,0013	-13	-0,0018*	-18	-0,0022*	-23	-0,0022*	-23
Scénario 4	-0,0025*	-25	-0,0023*	-23	-0,0032*	-33	-0,0029*	-29
Scénario 5	-0,0010	-10	-0,0003	-3	-0,0004	-4	-0,0004	-4
Scénario 6	-0,0022*	-22	-0,0017*	-17	0,0001	1	0,0004	4
Scénario 7	-0,0030*	-30	-0,0035*	-36	-0,0017*	-17	-0,0017*	-18
Scénario 8	-0,0042*	-42	-0,0065*	-66	-0,0061*	-62	-0,0063*	-64

* Tendance significative

9.3. Évolution des redoux

Les redoux sont des épisodes de dégel (température moyenne quotidienne positive) pendant le régime thermique froid. À Rivière Saint-Jean et à Ragueneau, le nombre de ces événements est constant pour la plupart des scénarios (figure 9.9 et tableau 9.5). En réalité, seule la tendance du scénario 2 à Rivière Saint-Jean (prévoyant une hausse de 6 événements en 2080 par rapport à 1980 et les tendances des scénarios 2 et 8 à Ragueneau (prévoyant respectivement une hausse de 5 événements et une baisse de 3 événements) sont significatives. Par contre, au niveau du volume de sédiments dégelés lors de ces redoux, la hausse anticipée par les scénarios 2, 4 et 7 sont significatives à Rivière Saint-Jean alors qu'à Ragueneau, seule la hausse prévue pour le scénario 2 l'est (figure 9.10 et tableau 9.6.). Les autres scénarios envisagent une situation similaire à celle actuellement observée en termes de volume de sédiments affectés par les redoux hivernaux, même s'il y aura un rétrécissement de la saison hivernale (régime thermique froid).

Les prévisions sont complètement différentes aux Iles-de-la-Madeleine où seul le scénario 5 n'a pas une tendance significative quant au nombre de redoux hivernaux (figure 9.9 et tableau 9.5). Tous les autres prévoient une diminution du nombre d'événements à l'exception du scénario 6, qui prédit une hausse du nombre d'événements ainsi qu'une augmentation du volume de sédiments affectés par le dégel lors des redoux (figure 9.10 et tableau 9.6). Puisqu'une disparition du régime thermique froid est à envisager pour les scénarios 1, 2, 3, 4, 7 et 8, les redoux seront donc inexistantes et ce sont plutôt la répétition des événements de dégel complets qui auront un impact sur l'érosion.

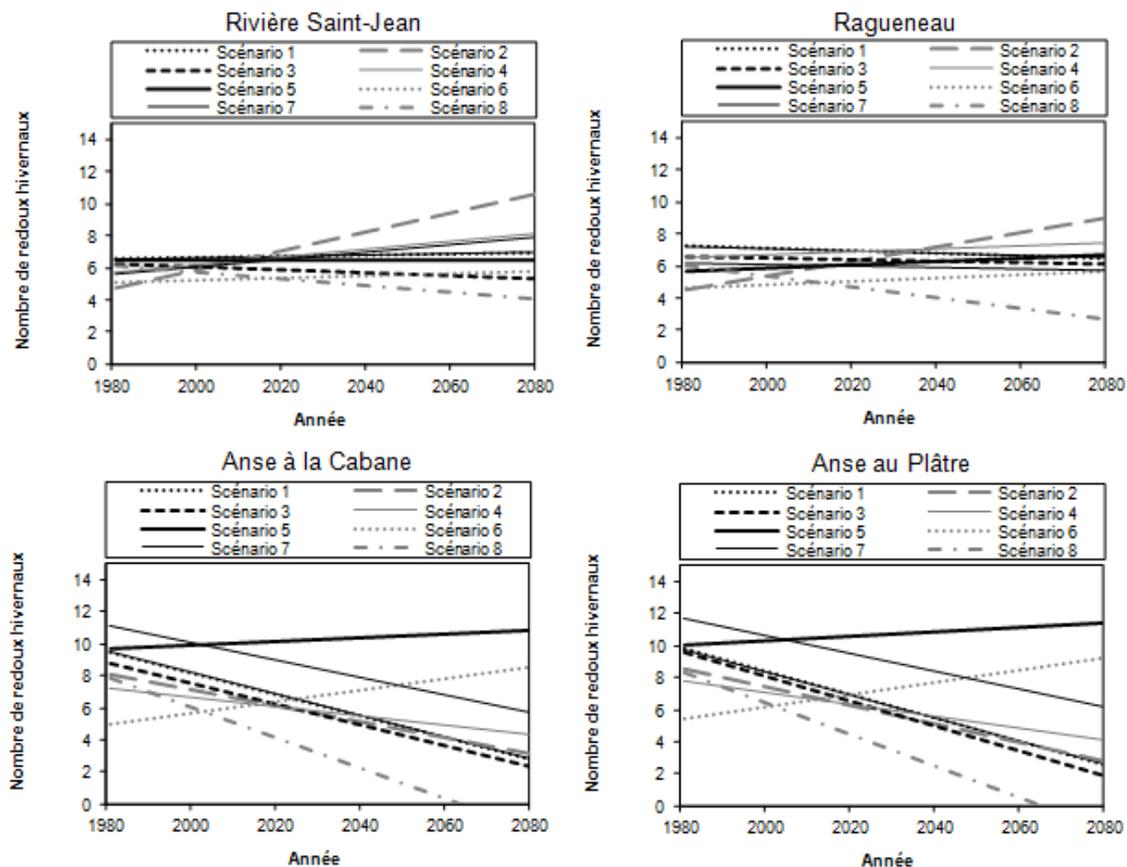


Figure 9.9. Tendances du nombre de redoux.

Tableau 9.5. Tendances du nombre de redoux

	Rivière Saint-Jean		Ragueneau		Anse à la Cabane		Anse au Plâtre	
	Pente	Δ 1980-2080	Pente	Δ 1980-2080	Pente	Δ 1980-2080	Pente	Δ 1980-2080
Scénario 1	0,0038	0	-0,0076	-1	-0,0674*	-7	-0,0725*	-7
Scénario 2	0,0593*	6	0,0458*	5	-0,0502*	-5	-0,0577*	-6
Scénario 3	-0,0091	-1	-0,0045	0	-0,0641*	-6	-0,0773*	-8
Scénario 4	0,0244	2	0,0084	1	-0,0284*	-3	-0,0370*	-4
Scénario 5	-0,0004	0	0,0099	1	0,0106	1	0,0140	1
Scénario 6	0,0067	1	0,0101	1	0,0358*	4	0,0383*	4
Scénario 7	0,0224	2	-0,0043	0	-0,0546*	-5	-0,0555*	-6
Scénario 8	-0,0210	-2	-0,0338*	-3	-0,0949*	-9	-0,0987*	-10

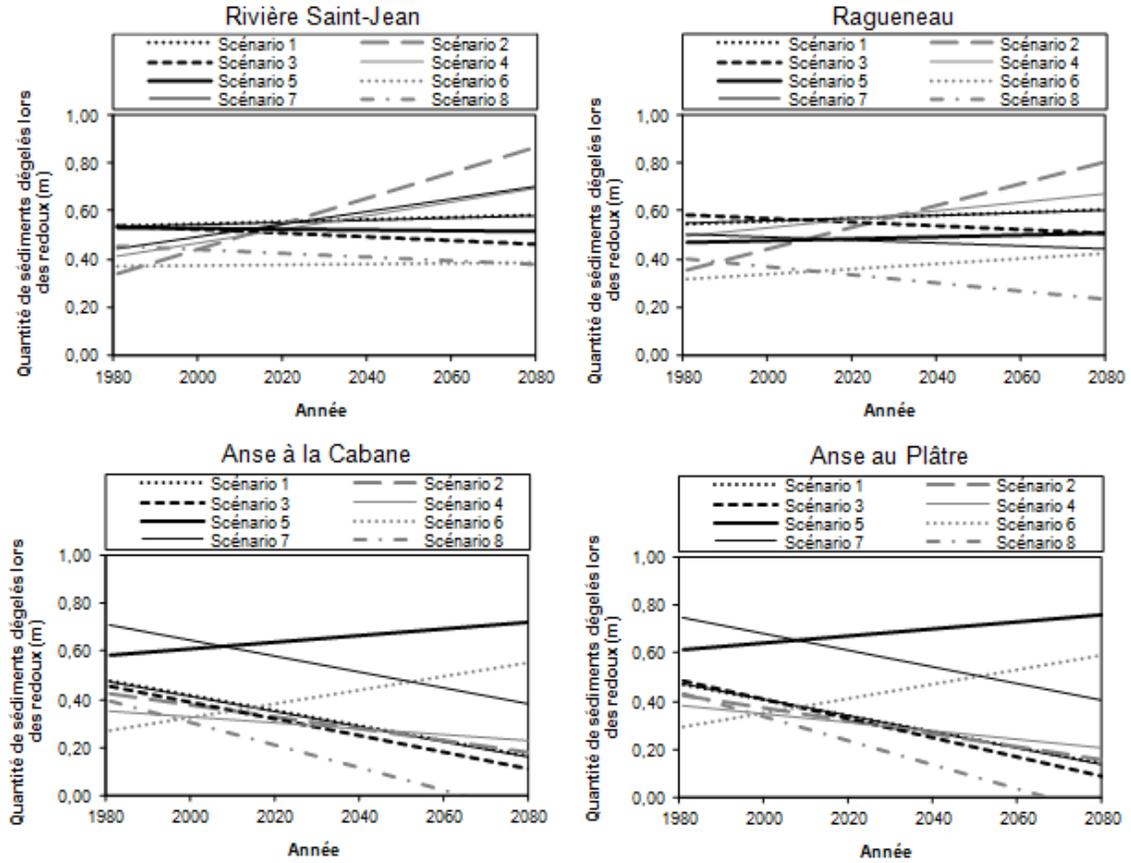


Figure 9.10. Tendances de l'épaisseur de sédiments dégelés lors des redoux.

Tableau 9.6. Tendances de l'épaisseur de sédiments dégelés lors des redoux

	Rivière Saint-Jean		Ragueneau		Anse à la Cabane		Anse au Plâtre	
	Pente	Δ 1980-2080 (cm)	Pente	Δ 1980-2080 (cm)	Pente	Δ 1980-2080 (cm)	Pente	Δ 1980-2080 (cm)
Scénario 1	0,0005	5	0,0006	6	-0,0032*	-32	-0,0034*	-34
Scénario 2	0,0054*	54	0,0046*	46	-0,0025*	-25	-0,0027*	-27
Scénario 3	-0,0008	-8	-0,0008	-8	-0,0035*	-35	-0,0040*	-40
Scénario 4	0,0029*	29	0,0018	18	-0,0013	-13	-0,0017*	-17
Scénario 5	-0,0002	-2	0,0003	3	0,0014	14	0,0015	15
Scénario 6	0,0001	1	0,0010	10	0,0029*	29	0,0030*	30
Scénario 7	0,0027*	27	-0,0007	-7	-0,0032*	-33	-0,0034*	-34
Scénario 8	-0,0008	-8	-0,0017	-17	-0,0047*	-47	-0,0051*	-51

9.4. Évolution de l'onde de dégel (fonte complète)

Ces événements sont évalués sur la base de l'initiation d'une onde de dégel provoquant la fonte complète des sédiments gelés, réinitialisant l'onde de gel à 0 centimètre. Ceux-ci ont démontré être en cause dans le déclenchement de processus géomorphologiques tels que les coulées boueuses et pelliculaires et sont également liés à l'augmentation de l'épaisseur des sédiments affectés par l'onde de gel. Ils se produisent surtout pendant les régimes de refroidissement B et de réchauffement A, mais ils peuvent aussi se produire occasionnellement lors du régime thermique froid. Dans ce dernier cas, il s'agira également de redoux hivernaux tels que comptabilisés au point 9.3. Ils auront cependant la particularité d'être très puissants puisque pour se produire pendant le régime thermique froid (température maximale à dominance négative), une accumulation importante de degrés-jour de gel doit s'être produite et la profondeur atteinte par l'onde de gel sera par conséquent plus importante que lors des saisons de transition.

Leur dénombrement annuel, montre que ces événements seront en augmentation assez marquée pour l'horizon 2080, spécialement aux Iles-de-la-Madeleine où certains scénarios prédisent qu'il y en aura le double (figure 9.11 et tableau 9.7). Même si l'augmentation sera plus modeste dans la région de Ragueneau, la majorité des scénarios prévoient pour tous les sites qu'au moins 6 événements de dégel complet se produiront chaque année vers 2080.

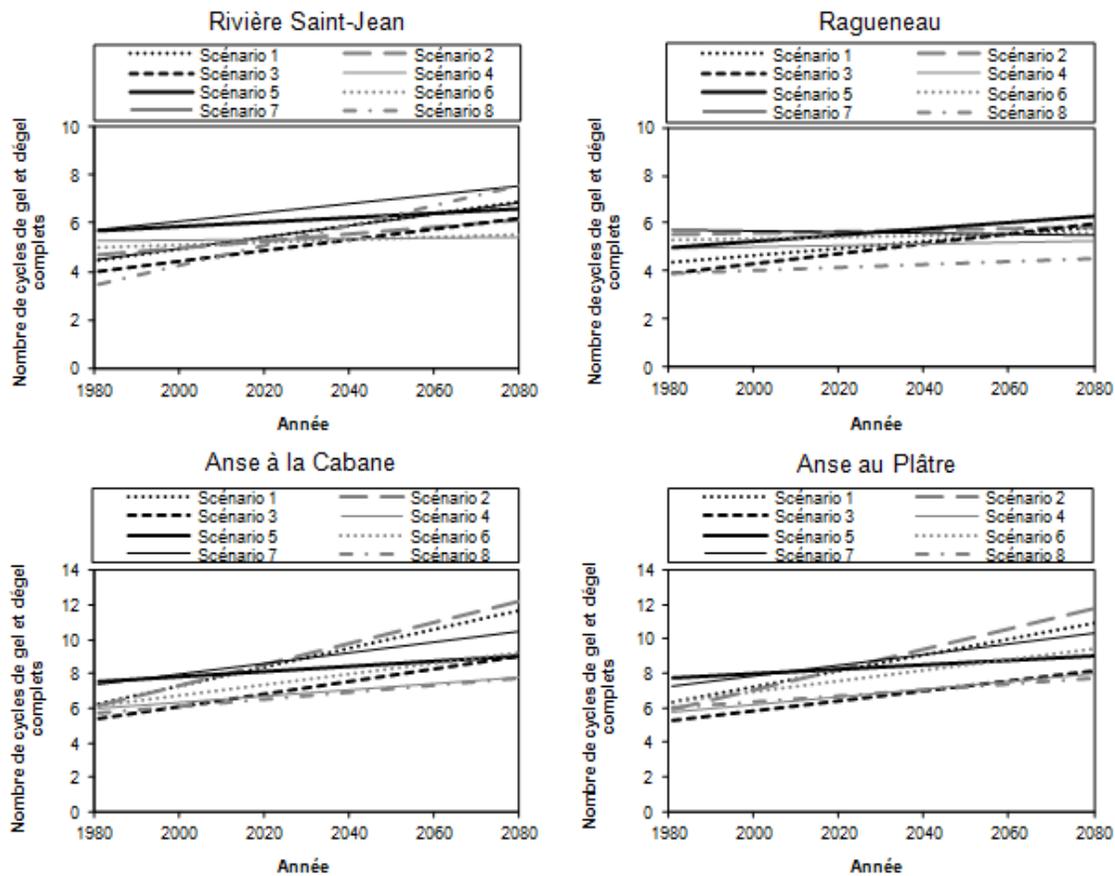


Figure 9.11. Tendances du nombre de cycle de gel et de dégel complets.

Tableau 9.7. Tendances du nombre de cycle de gel et de dégel complet

	Rivière Saint-Jean		Ragueneau		Anse à la Cabane		Anse au Plâtre	
	Pente	Δ 1980-2080	Pente	Δ 1980-2080	Pente	Δ 1980-2080	Pente	Δ 1980-2080
Scénario 1	0,0238*	2	0,0149*	1	0,0547*	5	0,0457*	5
Scénario 2	0,0149*	1	0,0029	0	0,0615*	6	0,0583*	6
Scénario 3	0,0221*	2	0,0211*	2	0,0361*	4	0,0291*	3
Scénario 4	0,0018	0	0,0031	0	0,0181	2	0,0225	2
Scénario 5	0,0088	1	0,013	1	0,0150	2	0,0136*	1
Scénario 6	0,0057	1	0,0027	0	0,0315*	3	0,0308*	3
Scénario 7	0,0182*	2	-0,0024	0	0,0317*	3	0,0311*	3
Scénario 8	0,0411*	4	0,0063	1	0,0202	2	0,0181	2

9.5. Évolution des cycles de gel et de dégel simulés à partir du modèle CST-1

La projection du nombre de cycles de gel et de dégel des surfaces des falaises indique une stabilité sur le site de Rivière Saint-Jean et une diminution pour les sites de Penouille et de l'anse à la Cabane (tableau 9.8 et figure 9.12, figure 9.13 et figure 9.14). Les diminutions annuelles totales sont les plus fortes à l'anse à la Cabane avec des résultats de près de -50 cycles pour les scénarios 2 à 4 (tableau 9.8). Les tendances montrent aussi pour ce même lieu une différence notable entre la quantification des cycles réalisée à partir des données brutes de température moyenne de l'air et celles traitées par le modèle CST-1 qui incluent les données de la température de l'air, l'intensité du rayonnement solaire et les propriétés physiques des sédiments.

Tableau 9.8. Tendances du nombre de cycles de gel et de dégel de l'air et de surface de 1981 à 2080

		Penouille		Rivière Saint-Jean		Anse à la Cabane	
		Pentes	Δ 1981-2080	Pentes	Δ 1981-2080	Pentes	Δ 1981-2080
Scénario 1	CST-1	-0,0918	-9	-0,0004	0	-0,3628	-36
	T° air	-0,0491	-5	-0,0267	2	-0,1377	-14
Scénario 2	CST-1	-0,1777	-18	-0,0845	-8	-0,5155	-52
	T° air	-0,0601	-6	-0,0209	-2	-0,1526	-15
Scénario 3	CST-1	-0,0858	-9	-0,0241	2	-0,5014	-50
	T° air	-0,1703	-17	-0,0762	-8	-0,1783	-18
Scénario 4	CST-1	-0,1487	-15	-0,0232	-2	-0,4863	-49
	T° air	-0,1554	-16	-0,1114	-11	-0,2187	-21

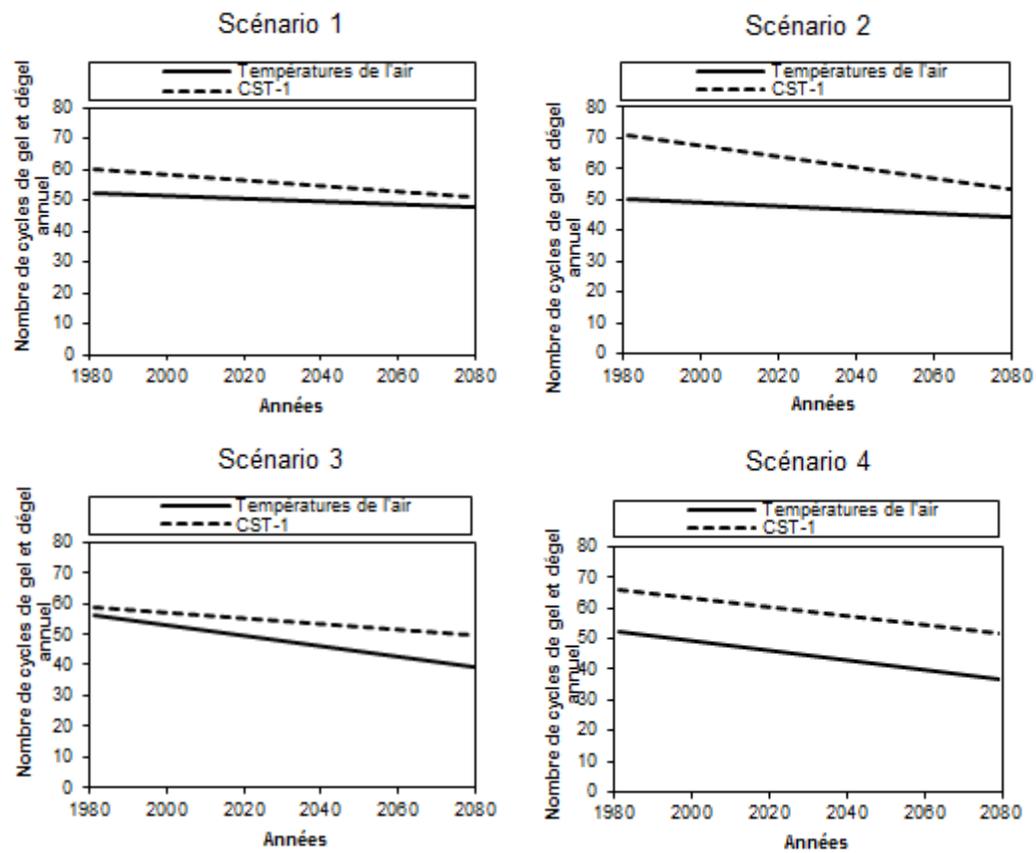


Figure 9.12. Évolution du nombre annuel de cycles de gel et de dégel de l'air et de surface, scénarios 1 à 4, Penouille

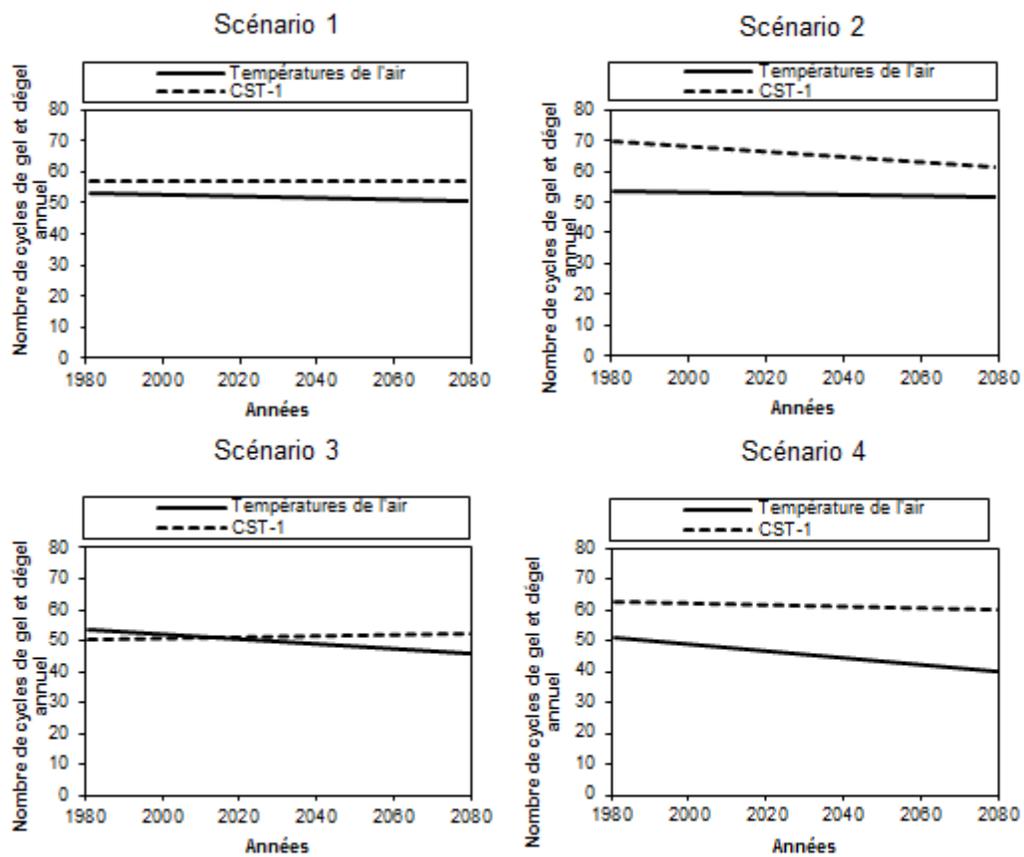


Figure 9.13. Évolution du nombre annuel de cycle de gel et de dégel de l'air et de surface, scénarios 1 à 4, Rivière Saint-Jean

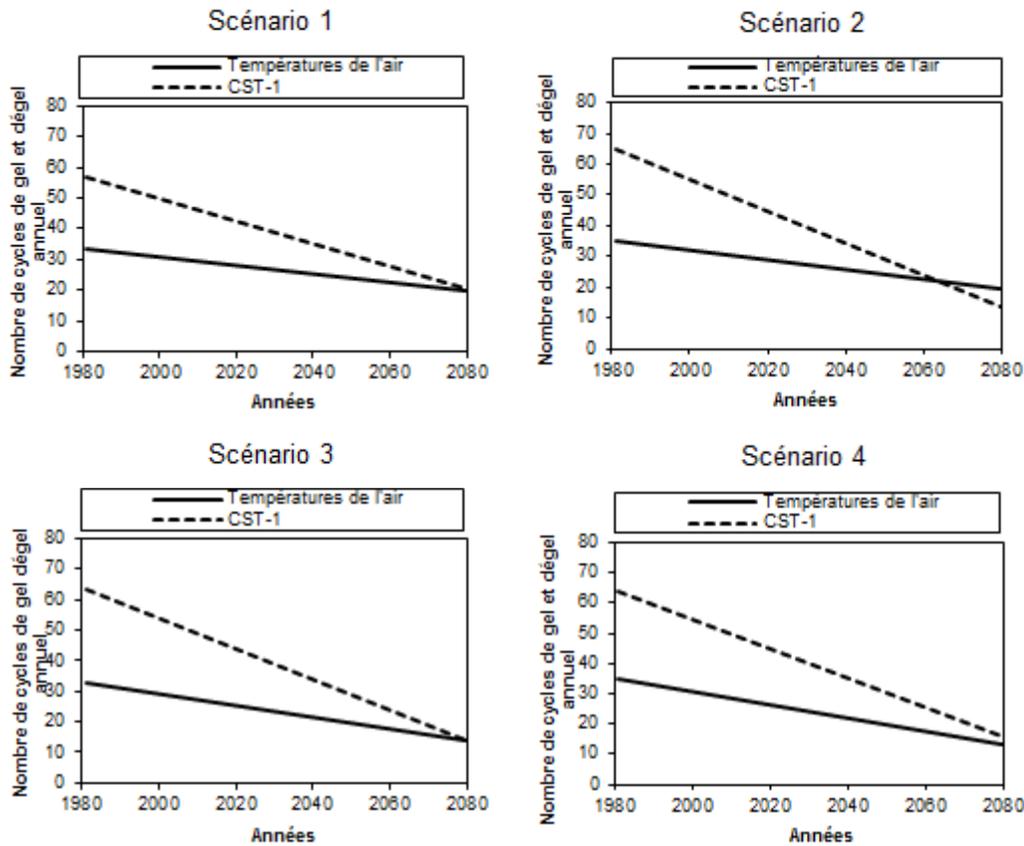


Figure 9.14. Évolution du nombre annuel de cycle de gel et de dégel de l'air et de surface, scénarios 1 à 4, anse à la Cabane

La forte diminution des cycles de gel et de dégel de surface à l'anse à la Cabane comparativement aux deux autres sites semble être la résultante de deux conjonctures. D'une part, les températures moyennes qui règnent à Rivière Saint-Jean et à Penouille sont moins élevées qu'aux Îles-de-la-Madeleine (figure 9.15). Conséquemment, les normales des températures mensuelles des mois où les cycles de gel et de dégel effectifs se manifestent, soit de décembre à mars, sont nettement plus chaudes aux Îles-de-la-Madeleine (figure 9.15). D'autre part, le réchauffement des températures de l'air des scénarios est plus élevé à l'anse à la Cabane qu'aux deux autres sites analysés (tableau 9.9) et à l'échelle mensuelle, il est prévu que la hausse de température se manifeste particulièrement durant les mois froids (Christensen et al. 2007; Desjarlais et Blondlot 2010; Plummer et al. 2006). Ainsi, la modification des températures de l'air aux Îles-de-la-Madeleine implique un raccourcissement si important du régime thermique froid qu'il devient même sporadique à partir de 2050 puis carrément inexistant à partir de 2065 (selon le scénario 1) (figure 9.3). Les jours où la surface est gelée, et donc sensible au dégel sous l'effet du rayonnement solaire, sont conséquemment de moins en

moins nombreux ce qui explique en partie que la diminution du nombre de cycles de gel et de dégel soit particulièrement marquée aux Îles-de-la-Madeleine.

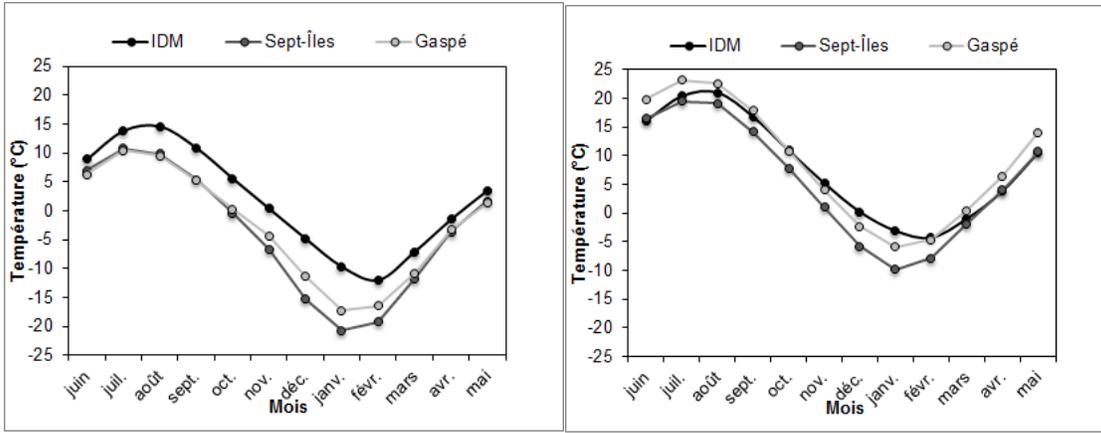


Figure 9.15. Normales (1981-2010) des températures minimales (à gauche) et maximales (à droite) mensuelles aux Îles-de-la-Madeleine (IDM), Sept-Îles et Gaspé

Tableau 9.9. Changements dans les moyennes annuelles de la température moyenne de la période 1981-2010 et la période 2051-2080 pour les scénarios 1 à 4 pour 3 sites d'étude

	Scénario 1	Scénario 2	Scénario 3	Scénario 4	Moyenne
Rivière Saint-Jean	+2,3	+2,8	+2,6	+2,5	+2,6
Anse à la Cabane	+3,4	+3,9	+3,7	+3,6	+3,7
Penouille	+2,6	+3	+2,8	+2,7	+2,8

Source : (Grenier 2013)

10. Discussion générale

10.1. Processus hydrodynamiques

Les prévisions de l'IPCC (2012) font état d'un niveau de confiance élevé à ce que les côtes actuellement affectées par l'érosion continuent de s'éroder à un rythme accéléré, fort probablement en raison d'une hausse du niveau marin et probablement en raison d'une augmentation des tempêtes. Cependant, sur les falaises à l'étude, la dynamique n'est que partiellement expliquée par les agents hydrodynamiques avec une proportion de 27 % des événements d'érosion de la falaise de Ragueneau, 20 % de celle de Rivière Saint-Jean, 4 % de celle de l'anse à la Cabane et 25 % de celle de l'anse au Plâtre. À Rivière Saint-Jean, une forte proportion des événements liés aux conditions hydrodynamiques s'est manifestée par le processus de thermo-érosion (52 % d'un total de 60 événements). Ce processus est le résultat combiné du sapement par les vagues et du dégel des sédiments en raison d'un transfert de chaleur de l'eau vers la sub-surface de la falaise. Sur le site de Ragueneau, la thermo-érosion n'a pu être enregistrée en raison de la position des tiges thermiques dans la falaise (au-dessus du niveau de contact eau-falaise), mais des encoches de thermo-érosion ont été observées lors des visites de terrain. Les événements restants sont à 40 % (des 60 événements par hydrodynamisme) un nettoyage de surface par les vagues et à 8 % (de 60) des effondrements à Rivière Saint-Jean. Tous ceux de Ragueneau sont attribuables à la mobilisation de sédiments par la marée et les vagues ayant été préalablement météorisés. Sous l'effet d'une hausse du niveau marin, ces pourcentages pourraient être amenés à augmenter. Toutefois, les résultats de cette étude indiquent que la sensibilité des falaises aux agents hydrodynamiques, et donc à la hausse du niveau marin, varie en fonction des caractéristiques physiques et géomorphologiques des sites d'étude ce qui limite leurs effets à certaines conditions spécifiques. De plus, la région des Îles-de-la-Madeleine peut constituer un bon analogue pour évaluer l'influence de la hausse du niveau marin relatif sur le recul des falaises. En effet, la hausse du niveau marin relatif est passée de 16 cm/siècle lors des 600 dernières années à 35 cm lors du dernier siècle alors qu'elle a été de 4,3 mm/an entre 1964 et 2011 (Juneau 2012). Or, on constate que les agents hydrodynamiques ne sont pas les processus dominants pour les falaises d'argilite des Îles-de-la-Madeleine. Toutefois, la hausse du niveau marin relatif peut favoriser la mobilisation et l'évacuation des sédiments qui sont érodés aux falaises surtout dans les milieux où les plages sont déficitaires.

Par rapport à la thermo-érosion, plusieurs auteurs reconnaissent que la présence de glace dans les sédiments favorise l'érosion par les agents hydrodynamiques (Aré 1988; Dupeyrat et al. 2011; Günther et al. 2013; Wobus et al. 2011), particulièrement dans les sédiments cohésifs (Dupeyrat et al. 2011). Le taux de recul des falaises qui subissent de la thermo-érosion en milieu périglaciaire peut d'ailleurs être de trois à quatre fois plus élevé que les taux mesurés sur des sédiments comparables non gelés qui subissent de l'abrasion seulement (Aré 1988). En l'absence de glace côtière, la thermo-érosion devient le mécanisme déterminant sur les taux

d'érosion puisqu'il peut se produire même en l'absence de tempête (Wobus et al. 2011), ce qui suggère qu'il existe un fort contrôle thermique, plutôt que mécanique, de l'érosion des falaises dont le contenu en glace est élevé. Ces auteurs observent que les processus cryogéniques subaériens (liés à la température de l'air ou au rayonnement solaire) contribuent clairement au recul total de la côte en agissant (relativement lentement) sur l'ensemble de celle-ci, mais que la disparition de la glace côtière marque un point tournant dans la dynamique annuelle et que ces processus deviennent alors subsidiaires. Les résultats de Günther et al. (2013) vont sensiblement dans le même sens puisqu'ils ajoutent que la perte volumétrique des sédiments provenant des falaises est surtout influencée par la thermo-érosion, même si le sommet de la falaise peut reculer indépendamment et se traduire en taux de recul (du trait de côte) considérables.

La présence d'une onde de gel est donc fondamentale pour expliquer le mode de recul actuel des falaises meubles des régions froides. Nos résultats concernant l'évolution de l'onde de gel montrent d'ailleurs que celle-ci devrait continuer d'affecter annuellement les falaises de Rivière Saint-Jean et de Ragueneau pour l'horizon 2080 avec une profondeur légèrement inférieure à celle actuellement observée, mais tout de même supérieure à 0,75 m à Ragueneau et 1,0 m à Rivière Saint-Jean. Ces profondeurs représentent donc un ordre de grandeur du potentiel d'érosion par thermo-érosion. Dans le contexte des changements climatiques, l'augmentation des températures de l'air provoquera une diminution de la couverture et du volume de glace de mer (Senneville et Saucier 2007). À l'échelle de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent, pour une hausse de température moyenne de 2 °C, on prévoit une diminution de 28 % de la couverture et de 55 % du volume de glace dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (Senneville et Saucier 2007). Bien que variant fortement spatialement en raison de la géomorphologie de la côte, le développement du pied de glace de haut estran, qui assure à la côte une protection contre les agents hydrodynamiques, est en partie lié à la glace de mer (Senneville et al. 2014). Annuellement, le nombre de jours où le pied de glace est suffisamment développé pour assurer une protection de la côte sera lui aussi amené à diminuer avec une grande variabilité régionale variant en moyenne de 38 à 53 jours (Senneville et al. 2014). Dans ce contexte d'augmentation des températures de l'air, où les sédiments des falaises continuent de geler et où l'englacement du haut estran limite de moins en moins le contact entre l'eau et la base des falaises, la proportion d'érosion attribuable à la thermo-érosion des falaises de Ragueneau et de Rivière Saint-Jean devrait augmenter.

10.2. Processus subaériens

Cette étude met en évidence l'importance des processus subaériens dans la dynamique de diverses falaises côtières québécoises. À Ragueneau, 73 % des événements d'érosion étaient liés à l'une ou l'autre des situations climatiques favorables aux processus subaériens (dégel printanier, cycles de gel et de dégel et redoux). À Rivière Saint-Jean, cette proportion est de 80 % (en ajoutant les situations de pluies et de dessiccation) alors qu'aux Îles-de-la-Madeleine

elles étaient de 96 % à l'anse à la Cabane et de 75 % à l'anse au Plâtre. Ces résultats sont aussi en accord avec plusieurs études réalisées sur ce type de côte qui soulèvent le fort contrôle exercé par les processus subaériens (Bernatchez and Dubois 2008; Brooks et al. 2012; Emery and Kuhn 1982; Greenwood and Orford 2008; Manson 2002; Pierre and Lahousse 2006; Young et al. 2009). Dans le contexte des changements climatiques, la plupart des études s'attardent pourtant à modéliser l'évolution des falaises principalement en fonction de variables hydrodynamiques (Castedo et al. 2012; Hackney et al. 2013; Lee et al. 2002; Walkden and Hall 2011), ce qui est insuffisant pour évaluer l'évolution future des falaises étudiées dans le cadre de ce projet.

Actuellement, le modèle basé sur les processus géomorphologiques le plus développé et le plus intéressant sur l'évolution des falaises de roche peu consolidée est le modèle SCAPE (Walkden and Dickson 2006; Walkden and Hall 2005, 2011). Malgré le remarquable travail accompli jusqu'ici, le modèle n'intègre pas tous les paramètres susceptibles d'influencer l'évolution des falaises, ce qui est d'ailleurs reconnu par les auteurs eux-mêmes. Pour l'instant, les effets des processus terrestres et subaériens sont inclus à travers un seul paramètre de calibration, soit celui de la résistance de la roche. Cependant, dans le recensement des paramètres influençant l'évolution des falaises de roche peu consolidée, les auteurs n'intègrent pas les modifications anticipées des températures de l'air sous l'effet des changements climatiques et donc les effets liés au gel et au dégel sur l'évolution de ce type de lithologie comme l'un des paramètres pouvant influencer l'évolution des falaises (tableau 10.1). Les résultats de ce projet montrent que le froid joue un rôle particulièrement important dans la dynamique des falaises à l'étude et fort probablement sur toutes les falaises dont le contenu en argile est élevé (Erguler and Shakoor 2009; Gökçeoglu et al. 2000).

Tableau 10.1. Sommaire des composantes clés influençant l'évolution des falaises de roche peu consolidée identifiées par Carpenter et al. (2012)

Système	Rôle/description	Facteurs	Inclus dans SCAPE
Géotechnique, géologique et hydrogéologique	Contrôles internes de la falaise qui déterminent sa résistance au cisaillement	<ul style="list-style-type: none"> • Géologie, lithologie et structure • Morphologie de la falaise (pente et hauteur) • Baisse de la résistance et rupture progressive • Eaux souterraines et pression d'eau interstitielle • Stabilité de la pente et mouvements de masse 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ ✓
Sub-aérien	Processus atmosphériques qui agissent sur la surface de la terre	<ul style="list-style-type: none"> • Végétalisation du talus • Altération (physique, chimique et biologique) 	
Côtier et marin	Exposition de la falaise aux agents côtiers	<ul style="list-style-type: none"> • Exposition aux vagues • Effet de protection de la plate-forme • Effet de protection de la plage • Apport sédimentaire du talus à la base de la falaise 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ ✓ ✓ ✓
Météorologique et climatique	Agents atmosphériques et leurs changements potentiels sous l'effet des changements climatiques	<ul style="list-style-type: none"> • Précipitations • Niveau d'eau (marées-surcote) et hausse du niveau marin • Tempêtes 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ ✓
Anthropique	Interventions humaines sur le système côtier des falaises	<ul style="list-style-type: none"> • Structure d'ingénierie à la base des falaises • Stabilisation des pentes • Drainage artificiel 	<ul style="list-style-type: none"> ✓

Tiré de Carpenter et al. (2012)

Les situations climatiques clés évoquées précédemment, soit les cycles de gel et de dégel journaliers, le cycle de gel et de dégel annuel (onde de gel) et les régimes de précipitations liquides, ont été abordées et mises en relation avec la dynamique côtière et sont décrites aux sous-sections suivantes. Celles-ci sont mesurables et subiront des modifications selon les différents scénarios climatiques et permettent aussi le lien avec les processus géomorphologiques actifs.

10.2.1. Cycles de gel et de dégel journaliers

L'ensemble des falaises étudiées dans le cadre de ce projet est sensible aux cycles de gel et de dégel courts observés sur une base annuelle. Pour toute la durée de l'étude, les événements d'érosion d'origine cryogénique comptent pour 43 % (128 événements) à Rivière Saint-Jean, pour 73 % à Ragueneau (27 événements sur 37) et pour 70 % à l'anse à la Cabane (104 événements sur 148) et 31 % à l'anse au Plâtre (12 événements sur 39). Les cycles de gel et de

dégel journaliers sont induits soit par un passage de part et d'autre du point de congélation des températures de l'air lors des saisons de transition (réchauffement et refroidissement), soit par les redoux hivernaux ou par des fluctuations de températures de surface occasionnées par l'intensité du rayonnement solaire. Les processus les plus souvent provoqués par ces cycles sont la micro-gélifraction (45 % - Rivière Saint-Jean, 52 % - anse à la Cabane, 11 % - anse au Plâtre) et les coulées pelliculaires (33 % - Rivière Saint-Jean, 44 % - anse à la Cabane, 78 % - anse au Plâtre). Les événements d'érosion par coulées pelliculaires et par micro-gélifraction ont une action surtout superficielle et donc de faible intensité, si bien que le recul ponctuel qui leur est associé est assez limité (Bernatchez and Dubois 2008). À Rivière Saint-Jean, ceux-ci se produisent à une fréquence particulièrement élevée pendant le régime thermique froid où un événement se produit en moyenne tous les 4 ou 5 jours environ. À Ragueneau, les événements d'érosion d'origine cryogénique ont surtout été observés à la fin du régime thermique froid (sous l'effet du rayonnement solaire durant des températures de l'air négative, 4 événements) mais surtout, durant le régime thermique de réchauffement, c'est-à-dire lors du dégel printanier (16 événements). Du côté des îles-de-la-Madeleine, l'influence de l'orientation des falaises entraîne une répartition différente des cycles de gel et de dégel. En raison de l'exposition des falaises, l'effet des cycles de gel et de dégel de surface n'a été observé qu'à l'anse à la Cabane (S).

Les résultats obtenus dans le cadre de cette étude indiquent d'une part, que le rayonnement solaire sur les falaises est particulièrement important dans l'activation de processus d'érosion et que, conséquemment l'orientation des falaises influence la proportion de la dynamique attribuable aux cycles de gel et de dégel de surface. Ainsi à Rivière Saint-Jean (S), le rayonnement solaire est impliqué dans 75 % des cycles de gel et de dégel de surface ayant généré de l'érosion (sur les 128 événements), dans 50 % à l'anse à la Cabane (S) alors qu'il n'a été impliqué que de 8 % à l'anse au Plâtre (N). À Ragueneau (S), le pourcentage s'élève à 10 % seulement (sur les 37 événements) mais l'absence de caméra à Ragueneau n'a pas permis de dissocier avec autant de précision les types de processus cryogéniques et de quantifier avec autant de précision l'influence du rayonnement solaire. Toutefois, les nombreuses visites de terrain effectuées à Ragueneau permettent de croire que la proportion d'érosion ayant été activée par le rayonnement solaire devrait plutôt s'apparenter à celles de Rivière Saint-Jean ou de l'anse à la Cabane. D'autre part, le nombre de cycles de gel et de dégel de surface modélisés par CST-1 (qui inclut l'effet du rayonnement solaire) pour des falaises exposées au sud sera à la baisse. Vers 2080, le nombre de cycle à la surface de la falaise se rapprochera grandement du nombre de cycle enregistré à partir des températures de l'air et ce, en particulier aux îles-de-la-Madeleine. Cela signifie que le nombre de jours où l'effet du rayonnement engendre le dégel des surfaces, et les processus géomorphologiques associés, sera à la baisse. En conséquence, les falaises orientées au sud se comporteront davantage comme celles orientées au nord puisque l'écart entre les dynamiques et les taux de recul attribuables aux cycles de gel et de dégel de surface occasionnés par le rayonnement devrait tendre à diminuer. Puisque que leur insolation est beaucoup plus faible, les falaises orientées au nord et à l'est, étant peu exposées à l'effet du

rayonnement solaire, pourraient être seulement légèrement moins affectés par les processus cryogéniques provoqués par des variations de températures de surface journalières étant donné que le nombre de cycle de gel et de dégel de l'air sera légèrement à la baisse (Brodeur 1987; Hall 2004; Lewkowicz 2001). Ces constats s'appliquent à l'ensemble des falaises sensibles au gel et au dégel, soit, rappelons-le, celles dont le contenu en silt et en argile est élevé (Couper 2003; Erguler and Shakoor 2009; Ferrick et al. 2005; Gökçeoglu et al. 2000). Sur l'ampleur du recul annuel, il est difficile de quantifier l'effet de la diminution de la micro-gélifraction et des coulées pelliculaires actuellement causées par le rayonnement solaire car les conditions hivernales seront tellement modifiées que d'autres processus pourraient les remplacer (notamment les processus hydrogéologiques qui sont limités en régime thermique froid).

10.2.2. Cycle de gel et de dégel annuel (onde de gel)

Le cycle de gel et de dégel annuel fait référence à la progression et à la profondeur atteinte par l'onde de gel durant l'hiver et au dégel printanier subséquent. Il est particulièrement déterminant pour les falaises à fort contenu en silt ou en argile qui sont très sensibles au dégel. Le dégel printanier occasionne des coulées boueuses, des décrochements, des glissements en plan, de l'incision liée à l'écoulement concentré des eaux, des coulées pelliculaires et de la micro-gélifraction. Dans les falaises meubles, lorsque le dégel est complété, l'ensemble des sédiments silto-argileux gelés durant l'hiver aura été érodé de la falaise. À Ragueneau et à Rivière Saint-Jean, cela correspond actuellement à une épaisseur atteignant entre 1,0 et 1,5 m de sédiments. Compte tenu que nos résultats montrent qu'on peut s'attendre à une stabilité voire à une diminution de la profondeur atteinte par l'onde de gel, l'érosion attribuable à cette composante ira dans le même sens. Dépendamment des scénarios, cette baisse pourrait varier de 3 à 66 centimètres, ce qui dans le cas le plus optimiste ramène l'érosion à près de 0,8 m (Ragueneau) ou 1,0 m (Rivière Saint-Jean) pour ce mode de recul pour l'horizon 2070-2080.

La diminution de la quantité de sédiments affectés par le gel dans les lithologies sensibles au dégel (selon les scénarios 4, 6, 7 et 8 à Ragueneau et Rivière Saint-Jean, en plus du 3 à Ragueneau) va entraîner une modification importante de la dynamique côtière. Sur le bilan annuel de l'érosion, la période du dégel printanier est associée à près du quart des événements d'érosion et à 50 % du recul annuel dans le cas de Rivière Saint-Jean, et à 47 % des événements d'érosion et à 26 % du recul mesuré (qui n'inclut pas la période estivale) à Ragueneau. Avec une réduction de l'onde de gel pouvant aller jusqu'à environ 50 % et en assumant que toutes choses étant égales par ailleurs, un ralentissement de l'érosion (jusqu'à -25 %) pourrait être envisagé pour ces scénarios.

Du côté des falaises d'argilite des îles-de-la-Madeleine, la profondeur maximale atteinte par l'onde de gel théorique calculée à partir de Berggren originale pour la période de 2005-2012 (qui rappelons-le est une période assez chaude par rapport aux normales) variait entre 0,44 m et 0,70 m et était d'en moyenne 0,58 m ce qui est comparable aux taux de recul moyen de cette

même période (-0,55 m Cabane et -0,42 m Plâtre). Ainsi, la profondeur de l'onde de gel tel que mesurée à partir de Berggren originale pourrait correspondre à l'épaisseur d'argilite ayant été météorisé et donc rendu sensible à l'érosion par les processus qui affectent des sédiments préalablement altéré tels que les coulées pelliculaires. En effet, la période d'activité la plus importante a été observée au cours de la période de dégel qui suit la période de météorisation de l'argilite par l'onde de gel durant le régime thermique froid.

Sur l'horizon 2080, la profondeur maximale atteinte par l'onde de gel à l'anse à la Cabane et à l'anse au Plâtre (moyenne des résultats des années 2070 à 2080 selon Berggren non adapté) ne serait plus que de 0,52 m selon le scénario le plus froid et de 0,08 m selon le scénario le plus chaud, ce qui signifie que l'épaisseur de matériau affecté par le gel annuellement diminuerait grandement. Ainsi, il est probable que l'altération de l'argilite attribuable aux cycles de gel et de dégel annuel (onde de gel) sera moins importante ce qui pourrait rendre disponible une moins grande quantité d'argilite météorisée à l'érosion qui se produit en dehors des périodes d'activité du gel. Seuls les cycles d'humidification-séchage devraient alors engendrer la météorisation de la surface des argilites et il serait surprenant qu'en absolu ce processus remplace complètement le volume de sédiments météorisés par les cycles de gel et de dégel annuels. Une diminution de la vitesse d'érosion des falaises pourrait alors être anticipée.

Autant sur les sites de la Côte-Nord que sur les sites des Îles-de-la-Madeleines, les épaisseurs de sédiments affectés par une onde de gel pour l'horizon 2070-2080 mentionnées dans les paragraphes précédents pourraient être surestimées. En effet, la profondeur de l'onde de gel pourrait être encore moins importante puisque l'analyse de l'évolution des régimes thermiques montre que le régime froid tendra à raccourcir ou à disparaître, que les degrés-jours de gel et de dégel seront en alternance et que les degrés-jours de gel cumulés (paramètre FI qui entre dans la formule du calcul de la profondeur de l'onde de gel) seront moins nombreux. Dans ce contexte, la chaleur interne des falaises sera possiblement suffisante pour limiter ou empêcher la progression du gel. L'équation de Berggren originale (Berggren 1943) ne tient pas directement compte de cette propriété. C'est entre autre pour cette raison que la version adaptée par Aldrich et Paynter (1953) avait intégré un facteur de correction (I) qui permet de limiter la surestimation. Il est présentement évalué à 0,6 (voir la section 5.2.3 à la page 31). Étant donné que les variables utilisées pour le calcul du coefficient de correction évolueront en fonction des changements climatiques, il serait probablement plus près de 0,3 en 2080, ce qui limiterait encore davantage la progression du gel.

Ce facteur de correction modifie les résultats de manière assez importante. Dans le cas des Îles-de-la-Madeleine où, par exemple, la mesure de l'onde de gel moyenne de 2070-2080 selon le scénario le plus chaud (S8) passe de 0,08 m pour un facteur de correction de 0,6 à 0,04 m pour un facteur de 0,3. Selon le scénario froid (S5) la profondeur de l'onde de gel passe de 0,52 m pour un facteur de correction de 0,6 à 0,20 m pour un facteur de 0,3. À Ragueneau et à Rivière Saint-Jean, le scénario le plus froid (S5) estime respectivement à 1,30 et 1,33 mètre l'épaisseur des sédiments soumis à l'onde de gel avec un coefficient de correction de 0,6 (moyenne de

l'horizon 2070-2080). En le modifiant à 0,3, ces épaisseurs diminueraient à 0,74 et 0,77 m. Avec le scénario 8, le coefficient de 0,6 permet d'estimer l'épaisseur à 0,76 m à Ragueneau et 0,99 m à Rivière Saint-Jean. En utilisant un coefficient de 0,3, elles deviennent de 0,44 m et 0,55 m respectivement.

En réalité, le coefficient de correction de Aldrich et Paynter (1953) serait théoriquement différent à chaque année puisque la température moyenne annuelle, la durée de la saison de gel et le nombre de degrés-jour de gel de l'année pour laquelle on définit le coefficient entre dans sa composition. Pour obtenir un facteur de correction ajusté annuellement, une estimation manuelle pour chacune des 100 années modélisées (1981 à 2080), pour chacun des quatre scénarios types (S1, S5, S7 et S8) et pour chacun des quatre sites d'étude aurait dû être effectuée ($1 \times 100 \times 4 \times 4 = 1600$ estimations), ce qui n'a pas été réalisé.

10.2.3. Précipitations liquides

En dehors des conditions liées au gel et au dégel, les pluies ont été identifiées comme un paramètre climatique étant capable d'occasionner des événements d'érosion des falaises. Les pluies seules comptent pour 5 % des événements d'érosion ayant été observé à Rivière Saint-Jean, pour 14 % à l'anse à la Cabane et 46 % à l'anse au Plâtre. Les processus ayant été générés sont principalement des coulées pelliculaires et de la suffosion. Les coulées pelliculaires se produisent principalement à travers la mobilisation de sédiments préalablement altérés alors que la suffosion est tributaire de conditions hydrogéologiques en partie liées aux précipitations.

Bien que nos résultats ont permis de faire ressortir des seuils qui lient la quantité de précipitations à Rivière Saint-Jean ($>30\text{mm}/24\text{h}$ ou SPI pour 7 jours >2) et aux Îles-de-la-Madeleine ($>30\text{mm}/24\text{h}$ ou >70 mm en 5 jours) à des événements d'érosion, beaucoup d'incertitudes demeurent notamment au niveau de l'intensité des précipitations et à la circulation réelle de l'eau souterraine, qui peuvent avoir un effet (Colantoni et al. 2004) mais pour lesquels nous n'avons pas encore analysé de données et pour lesquels peu d'analogues existent dans la littérature. Aussi, dans le cas des falaises d'argilite, et des falaises dont la lithologie s'apparente, la mobilisation de sédiments par la pluie est liée à la disponibilité de matériel. En ce sens, il a été soulevé par Regüés et al. (1995) que les données de précipitations seulement ne devraient pas être utilisées sans l'intégration de l'altération des surfaces. En regard aux changements climatiques, il est donc plus difficile d'estimer une tendance qui se traduirait en taux de recul. Non seulement les liens entre les données météorologiques et les mécanismes sur le terrain sont incomplets, mais les prévisions quant aux sorties des modèles par rapport aux précipitations et notamment aux extrêmes ont un niveau de confiance plus faible, ce qui limite encore plus la portée des prévisions possibles.

10.3. Processus d'origine hydrogéologique

La dynamique des falaises de Ragueneau, Rivière Saint-Jean et des Îles-de-la-Madeleine inclut aussi des processus ayant une grande ampleur en termes de sédiments mobilisés tels que la suffosion ou les glissements de terrain. Ceux-ci sont souvent liés à une circulation d'eau souterraine et en surface des falaises favorisée par la fonte de la neige ou des précipitations liquides abondantes. La part des événements pour lesquels les conditions hydrogéologiques sont directement responsables est difficile à déterminer puisque la fonte de la neige est simultanée avec le dégel printanier. Toutefois, l'absence d'analyse de mesures piézométriques ne permet pas d'analyser, même partiellement, l'effet des conditions hydrogéologiques sur l'activation de ces processus. Il serait pertinent de réaliser une étude sur les conditions hydrogéologiques afin de couvrir l'ensemble des facteurs environnementaux qui affectent les falaises.

De plus, les conditions hydrogéologiques influenceraient aussi le déclenchement de mouvements de masse tel que les coulées argileuses et boueuses ou les glissements (Collins and Sitar 2008; Duperret et al. 2005; Pierre and Lahousse 2006). Par rapport aux autres processus observés sur les falaises à l'étude, la période de suivi actuelle s'avère trop courte en raison de la faible récurrence des mouvements de masse. Même si la littérature (Brooks et al. 2012; Hall et al. 2002; Pierre 2006; Quinn et al. 2010) et nos observations sur le terrain permettent d'estimer que la proportion du recul annuel associé à ces conditions est supérieure à la proportion du nombre d'événements (moins d'événements qui produisent plus d'érosion), la méthodologie employée ne permet pas de chiffrer l'ampleur du recul. En ce sens, il est fréquent que le recul causé par un seul mouvement de masse soit supérieur au recul moyen annuel (par exemple dans Quinn et al. (2010). En ce qui a trait à la prévision du recul des falaises, l'intégration des mouvements de masse est problématique et les auteurs ont plutôt développé des modèles pour prédire le recul des talus gouvernés par ce type de processus en leur donnant un caractère aléatoire (Hall et al. 2002; Lee et al. 2002).

11. Conclusion

Les résultats acquis dans le cadre de ce projet ont permis de quantifier la dynamique de falaises meubles et faiblement consolidées à fort contenu en argile et en silt sur une base annuelle grâce au suivi haute résolution réalisé à partir de caméras côtières et de tiges thermiques ATEPS.

Ce suivi a permis de constater que les événements d'érosion attribuables aux agents hydrodynamiques comptent pour une proportion de 4% à 27% et que leur période d'influence est davantage circonscrite à la période d'activité du gel où les sédiments altérés par la glace ont été rendus sensibles à la thermo-érosion. Une des principales limites rencontrées dans l'analyse des conditions hydrodynamiques favorables à l'érosion des falaises à l'étude est l'absence de données locales sur les niveaux d'eau et de vagues à proximité des côtes. Seules des données de niveau d'eau de marégraphes plus ou moins près ou alors assez éloignés des sites d'étude étaient disponibles. Le développement de modèles capables d'intégrer la géomorphologie côtière aux niveaux d'eau et aux climats de vagues pourrait offrir les données nécessaires à une analyse et une projection future de l'évolution de cette facette de la dynamique des falaises.

Actuellement, la plupart des modèles d'évolution des falaises dans un contexte de changements climatiques n'intègrent que les modifications attribuables à la hausse du niveau marin et de la fréquence et de l'intensité des tempêtes. Pourtant, on prévoit aussi que les températures de l'air et les précipitations subiront des modifications importantes et la part relative des événements d'érosion attribuables à ces paramètres climatiques s'élève à 73 % à 96 %. Tout particulièrement, les cycles de gel et le dégel journaliers et annuels ont compté pour 31% à 73% des événements d'érosion ayant été observés. Sur l'horizon 2080, on prévoit une diminution du nombre de cycles de gel et de dégel pour les falaises exposées au sud. En effet, le nombre de cycles de gel et de dégel qui affectent les surfaces est fortement attribuable au rehaussement des températures de surface sous l'effet du rayonnement solaire dont l'intensité diffère, entre autres choses, en fonction de l'orientation des falaises. Plus précisément nous avons observé que le rayonnement solaire est impliqué, pour les falaises exposées au sud, dans 50 % à 75 % des cycles de gel et de dégel de surface ayant généré de l'érosion alors qu'il n'a été impliqué que dans 8 % des événements sur la falaise exposée au nord. Ceci signifie que l'écart entre la proportion d'événements d'érosion par cycles de gel et de dégel de surface entre les falaises exposées au nord et au sud devrait lui aussi diminuer. Dans les falaises meubles à fort contenu en argile et en silt, nos observations indiquent que l'épaisseur de sédiments affectés par le gel correspond au recul minimum de la falaise qui sera observé. Toutefois, la hausse des températures de l'air n'entraînent pas une diminution proportionnelle des sédiments gelés en raison de la sensibilité au dégel de ce type de falaises. La succession de périodes de gel et de redoux au cours d'une saison hivernale plutôt clémente permet de geler une épaisseur de sédiments tout aussi importante qu'au cours d'une saison hivernale rigoureuse et sans événement de redoux. L'utilisation de l'onde de gel de Berggren, une fois adaptée à ce type de

falaise, permet la mesure en mètre du taux minimum de recul qui pour l'horizon 2080 sera stable ou alors légèrement à la baisse.

Proportionnellement, la baisse de l'érosion liée au gel entraînera une augmentation de la part relative des processus hydrogéologiques qui sont en partie liés aux précipitations. De plus, la réduction appréhendée du nombre de jours où le pied de glace protège la falaise des processus hydrodynamiques devrait augmenter le recul par thermo-érosion. En ce sens une connaissance accrue des autres paramètres influençant l'évolution de ces falaises, soit la pluie, l'hydrogéologie et l'action des vagues près de la côte mériterait d'être acquise afin de déterminer si l'on doit s'attendre à ce que la baisse d'activité érosive liée au gel soit remplacée par d'autres processus d'érosion, et si le taux de recul annuel des falaises devrait être à la baisse, maintenu ou à la hausse dans un contexte de changements climatiques.

En plus de permettre une formidable acquisition de connaissances visant l'amélioration du couplage entre les conditions climatiques et l'évolution des falaises meubles ou de roches faiblement consolidées, ce projet a nécessité des développements méthodologiques qui méritent d'être soulignés et dont la portée dépasse amplement le cadre de ce projet.

Premièrement, dans le cadre de l'analyse entre les conditions météorologiques et environnementales et la dynamique des falaises, la conception d'un nouveau découpage annuelle, non pas basée sur des saisons trimestrielles mais construit à partir des températures de l'air, permet de représenter la variabilité spatiale et interannuelle du climat. Les 6 régimes thermiques ainsi caractérisés permettent une meilleure analyse des processus et des périodes d'activité propice à l'érosion. En plus d'être utile à l'étude des falaises, l'utilisation des régimes thermiques est appropriée à l'étude d'une grande variété d'objets géomorphologiques évoluant sous des climats caractérisés par une période de gel.

Deuxièmement, l'adaptation de l'équation de l'onde de gel de Berggren à des falaises sensibles à l'érosion lors de dégels permet d'assurer la mesure de l'épaisseur de sédiments annuellement affectés par le gel. Pour les sites de Ragueneau et de Rivière Saint-Jean et pour pratiquement l'ensemble des falaises meubles à fort contenu en argile et en silt, cette mesure correspond au taux minimum de recul pouvant être observé annuellement.

Enfin, le modèle original CST-1 a été développé afin de quantifier les cycles de gel et de dégel qui se produisent à la surface de la falaise et qui peuvent se traduire par l'activation de processus d'érosion ou qui induisent une météorisation progressive des matériaux qui composent les falaises. Actuellement, ce modèle s'applique à l'ensemble des surfaces où les paramètres environnementaux tels que l'écoulement de surface ou le couvert nival ne sont pas présents puisqu'ils n'y sont pas intégrés et que leurs effets sur les températures de surface et de profondeurs sont majeurs. Une amélioration du modèle et une étude plus approfondie pourraient être effectuées à l'aide de d'autres données thermiques, de rayonnement solaire, climatiques et microclimatiques enregistrés *in situ* par l'équipe de la Chaire de recherche en géoscience côtière. À titre d'exemple, cinq systèmes ATEPS localisés dans les grès à Gros-Cap

aux Îles-de-la-Madeleine ont relevé des données de températures de surfaces jusqu'à 85 cm de profondeur de 2008 à 2012. Les multiples orientations des parois S-S-O, N-N-E, E et O, situées souvent quelques centaines de mètres les unes des autres, permettraient de confronter le modèle CST-1 à cette réalité où un même type de falaise situé dans un même environnement climatique présente plusieurs azimuts.

Bref, les résultats de ce projet indiquent que les modifications climatiques attendues entraîneront une modification significative de la dynamique des falaises à fort contenu en silt, en argile et en argilite du Québec par rapport à ce que nous connaissons actuellement puisque la part relative de l'érosion attribuable aux différentes conditions climatiques seront nécessairement complètement différents. Actuellement, une des limites à l'élaboration et à la calibration des modèles de prévision de recul des falaises est le manque de données de terrain (Moses et Robinson, 2011). La Chaire de recherche en géoscience côtière dispose de photographies de suivi par caméras côtières permettant de prolonger la période de suivi des sites témoins analysés dans le cadre de ce projet mais aussi sur d'autres sites d'étude. L'analyse de ces photographies permettrait d'étendre la quantification de la dynamique des falaises temporellement et spatialement. Enfin, la mise en place d'instruments mesurant les processus hydrogéologiques, les niveaux d'eau et les vagues près de la côte sera essentielle pour développer des marges de sécurité en érosion côtière et identifier les solutions d'adaptation qui tiennent compte des changements climatiques.

Références

- Aldrich, H. P. (1956). "Frost penetration below highway and airfield pavements." *Highway Research Bulletin*, 135, 124–149.
- Aldrich, H. P. and Paynter, H. M. (1953). *Analytical studies of freezing and thawing of soils*. Arctic Construction and Frost effects Laboratory, Boston, 66 p.
- Allard, J. D. (1984). *Zone exposée aux mouvements de terrain dans la région de Chute-aux-Outardes*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Direction générale de l'exploitation et du développement, Québec, DV-83-01, 42 p.
- Allard, M., Michaud, Y., Ruz, M.-H. and Héquette, A. (1998). "Ice foot, freeze-thaw of sediments, and platform erosion in a subarctic microtidal environment, Manitounuk Strait, northern Quebec, Canada." *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35(9), 965–979.
- Al-Rawahi, N. Z., Al-Azri, Y. H. and Zurigat, N. A. (2011). "Prediction of hourly solar radiation on horizontal and inclined surfaces for Muscat/Oman." *Journal of Engineering Research*, 8(2), 19–31.
- Andersland, O. B. and Ladanyi, B. (2004). *Frozen ground engineering*. John Wiley and Sons, Hoboken, New Jersey, 384 p.
- Aré, F. E. (1988). "Thermal abrasion of sea coasts." *Polar Geography and Geology*, 12(1), 87-157.
- Are, F., Reimnitz, E., Grigoriev, M., Hubberten, H.-W. and Rachold, V. (2008). "The Influence of Cryogenic Processes on the Erosional Arctic Shoreface." *Journal of Coastal Research*, 24(1), 110–121.
- Aviad, Y., Kutiel, H. and Lavee, H. (2004). "Analysis of beginning, end, and length of the rainy season along a Mediterranean–arid climate transect for geomorphic purposes." *Journal of Arid Environments*, 59(1), 189–204.
- Banks, D. (2012). *An Introduction to Thermogeology: Ground Source Heating and Cooling, 2nd Edition*. Wiley-Blackwell, 352 p.
- Berggren, W. P. (1943). "Prediction of temperature distribution in frozen soils." *Transactions, American Geophysical Union*, 24(3), 71–77.
- Bernatchez, P. (1995). *Classification de l'érosion des berges de la péninsule de Manicouagan*. Rapport soumis à la Municipalité régionale de comté (MRC) de Manicouagan. Baie-Comeau, 44 p.

- Bernatchez, P. (2003). "Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagna-Outardes : synthèse, processus, causes et perspectives." Thèse de doctorat, Université Laval, 460 p.
- Bernatchez, P., Drejza, S. et Dugas, S. (2012). *Marges de sécurité en érosion côtière : évolution historique et future du littoral des îles de la Madeleine*. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, juillet 2012, 71 p. et annexes + recueil de 100 cartes.
- Bernatchez, P. et Dubois, J.-M. M. (2004). "Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien." *Géographie physique et Quaternaire*, 58(1), 45-71.
- Bernatchez, P. and Dubois, J.-M. M. (2008). "Seasonal Quantification of Coastal Processes and Cliff Erosion on Fine Sediment Shorelines in a Cold Temperate Climate, North Shore of the St. Lawrence Maritime Estuary, Québec." *Journal of Coastal Research*, 24(sp1A), 169–180.
- Bernatchez, P., Fraser, C., Friesinger, S., Jolivet, Y., Dugas, S., Drejza, S. et Leblanc, C. (2008). *Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques*, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au Consortium OURANOS et au FACC, 256 p.
- Bernatchez, P., Jolivet, Y. and Corriveau, M. (2011). "Development of an automated method for continuous detection and quantification of cliff erosion events." *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(3), 347–362.
- Bernatchez, P., Quintin, C., Fraser, C., Neumeier, U., Jolivet, Y., Houde-Poirier, M., Héту, B., Gibeault, C., Boucher-Brossard, G. et Marie, G. (2013). *Dynamique de l'écosystème côtier de la péninsule de Penouille dans un contexte de changements climatiques, Parc national du Canada Forillon : Rapport final*. Rapport remis au Parc national du Canada Forillon. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski, 410 p.
- Bissonnais, Y. L. (1996). "Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology." *European Journal of Soil Science*, 47(4), 425–437.
- Bland, W. and Rolls, D. (1998). *Weathering, an introduction to the scientific principles*. New York; Arnold, Hodder Headline, PLC, 271 p.
- Blatt, H. (1982). *Sedimentary Petrology*. San Francisco, CA, Freeman & Company, W.H., 564 p.
- Boucher-Brossard, G. (2012). "Rythme et modes de recul des falaises à sommet tourbeux de la côte-nord de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent." Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, 179 p.

- Brisebois, D. (1981). *Lithostratigraphie des strates Permo-Carbonifères, de l'archipel des Îles-de-la-Madeleine*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Rapport DPV-796, 48 p.
- Brodeur, D. (1987). "Le rôle des processus périglaciaires dans l'érosion des rives du haut-estuaire du Saint-Laurent." *Comptes rendus de la Conférence canadienne sur le littoral*, Québec, 411–425.
- Brooks, S. M., Spencer, T. and Boreham, S. (2012). "Deriving mechanisms and thresholds for cliff retreat in soft-rock cliffs under changing climates: Rapidly retreating cliffs of the Suffolk coast, UK." *Geomorphology*, 153, 48–60.
- Carey, S. K. and Woo, M. (2005). "Freezing of Subarctic Hillslopes, Wolf Creek Basin, Yukon, Canada." *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 37(1), 1–10.
- Carpenter, N., Stuiver, C., Nicholls, R. J., Powrie, W. and Walkden, M. (2012). "Investigating the recession process of complex soft cliff coasts: an Isle of Wight case study." *Coastal Engineering Proceedings*, 33(1), 1-15.
- Castedo, R., Murphy, W., Lawrence, J. and Paredes, C. (2012). "A new process–response coastal recession model of soft rock cliffs." *Geomorphology*, 177, 128–143.
- Chagnon, J.-Y., Larochelle, F. et Levebvre, G. (1979). *Comportement des berges de l'estuaire de la rivière aux Outardes*. Rapport final, Comité consultatif d'Hydro-Québec, Québec, 49 p.
- Charlier, R. H., Chaineux, M. C. P. and Morcos, S. (2005). "Panorama of the History of Coastal Protection." *Journal of Coastal Research*, 21(1), 79–111.
- Christensen, J. H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R. K., Kwon, W.-T., Laprise, R., Rueda, V. M., Mearns, L., Menéndez, C. G., Räisänen, J., Rinke, A., Sarr, A. and Whetton, P. (2007). "Regional Climate Projections." In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Mille, eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Colantoni, P., Mencucci, D. and Nesci, O. (2004). "Coastal processes and cliff recession between Gabicce and Pesaro (northern Adriatic Sea): a case history." *Geomorphology*, 62(3), 257–268.
- Collins, B. D. and Sitar, N. (2008). "Processes of coastal bluff erosion in weakly lithified sands, Pacifica, California, USA." *Geomorphology*, 97(3), 483–501.
- Corriveau, M. (2010). "Microclimatologie et quantification des processus d'érosion de falaises deltaïques en milieu tempéré froid, péninsule de Manicouagan, Québec." Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, 180 p.

- Couper, P. (2003). "Effects of silt-clay content on the susceptibility of river banks to subaerial erosion." *Geomorphology*, 56(1), 95–108.
- Crosta, G. and Prisco, C. Di. (1999). "On slope instability induced by seepage erosion." *Canadian Geotechnical Journal*, 36(6), 1056–1073.
- Daigneault, M. (2001). "Processus d'altération/érosion à l'interface océan/continent/atmosphère : Aspects quantitatifs et semi quantitatifs. Exemples des falaises de l'est du Canada (Gaspésie)." Thèse de doctorat, École nationale supérieure des mines de Saint-Étienne et Université Jean Monnet, Saint-Étienne, France, 391 p.
- Davies, M. C. R., Hamza, O. and Harris, C. (2001). "The Effect of Rise in Mean Annual Temperature on the Stability of Rock Slopes Containing Ice-Filled Discontinuities." *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 137–144.
- Dawson, S. A. and Evans, J. E. (2001). "Geological Causes of Local Variation in Coastal Bluff Recession Rates, Northeast Ohio Shoreline of Lake Erie." *Environmental Geosciences*, 8(1), 1–10.
- Desjarlais, C. et Blondlot, A. (2010). *Savoir s'adapter aux changements climatiques*. Montréal, Ouranos, 138 p.
- Dewez, T. J. B., Rohmer, J., Regard, V. and Cnudde, C. (2013). "Probabilistic coastal cliff collapse hazard from repeated terrestrial laser surveys : case study from Mesnil Val (Normandy , northern France)." *Journal of Coastal Research*, 65, 702–707.
- Ding, Y., Nath Kuiry, S., Elgohry, M., Jia, Y., Altinakar, M. S. and Yeh, K.-C. (2013). "Impact assessment of sea-level rise and hazardous storms on coasts and estuaries using integrated processes model." *Ocean Engineering*, 71, 74–95.
- Ding, Y., Wang, S. S. Y. and Jia, Y. (2006). "Development and Validation of a Quasi-Three-Dimensional Coastal Area Morphological Model." *Journal of Waterway, Port, Coastal, and ocean engineering-ASCE*, 132(6), 462–477.
- Dionne, J.-C. and Brodeur, D. (1988). "Frost weathering and ice action in shore platform development with particular reference to Québec, Canada." *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band 71*, 117–130.
- Dionne, J.-C. et Fillion, L. (1984). "Glissements pelliculaires sur versants rocheux, Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec." *Géographie physique et Quaternaire*, 38(2), 193.
- Dirksen, C. and Miller, R. D. (1966). "Closed-system freezing of unsaturated soil." *Soil Science Society of America, Proceedings*, 30(2), 168–173.

- Drapeau, G. (1979). *Sédimentologie littorale de la région du Cap-du-Dauphin, îles de la Madeleine, Aménagement portuaire de Leslie, Îles de la Madeleine*. Ministère des Transport du Québec, 91 p.
- Dredge, L. A., Mott, R. J. and Grant, D. R. (1992). "Quaternary stratigraphy, paleoecology, and glacial geology, Îles de la Madeleine, Quebec." *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(9), 1981–1996.
- Dubois, J.-M. ., Bernatchez, P., Bouchard, J.-D., Daigneault, B., Cayer, D. et Dugas, S. (2006). *Évaluation du risque d'érosion du littoral de la Côte Nord du Saint-Laurent pour la période 1996-2003*. Conférence régionale des élus de la Côte-Nord, 291 p. et annexes.
- Dubois, J.-M. M. (1977). *Nature, stratigraphie et dynamique des formations meubles le long de la route 138 entre Sheldrake et Mingan, moyenne côte-nord du Saint-Laurent*. Rapport soumis à Roy, Bergeron, Gariépy, Leroux, Dupont et Ass., Montréal, 5 p.
- Dubois, J.-M. M. (1979). "Environnements quaternaires et évolution post-glaciaire d'une zone côtière en émergence en bordure sud du Bouclier Canadien: La moyenne Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec." Thèse de doctorat, University of Ottawa, Canada, 754 p.
- Dubois, J.-M. M. (1980). "Géomorphologie du littoral de la Côte Nord du Saint-Laurent : analyse sommaire." pp. 215-238. In: *The Coastline of Canada, littoral processes and shore morphology*, S. B. McCann, ed., Geological Survey of Canada paper 80-10, Ottawa, 439 p.
- Dubois, J.-M. M. et St-Pierre, L. (1986). *Carte des matériaux d'emprunt et des zones de risques sur la moyenne Côte-Nord du Saint-Laurent*. Bulletin de recherche no. 92-93, Département de géographie, University of Sherbrooke, 8 p. + cartes.
- Duperret, A., Taibi, S., Mortimore, R. N. and Daigneault, M. (2005). "Effect of groundwater and sea weathering cycles on the strength of chalk rock from unstable coastal cliffs of NW France." *Engineering Geology*, 78, 321–343.
- Dupeyrat, L., Costard, F., Randriamazaoro, R., Gailhardis, E., Gautier, E. and Fedorov, A. (2011). "Effects of Ice Content on the Thermal Erosion of Permafrost: Implications for Coastal and Fluvial Erosion." *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(2), 179–187.
- Dysli, M. (1991). *Le gel et son action sur les sols et les fondations*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 255 p.
- Edwards, L. M. (1991). "The effect of alternate freezing and thawing on aggregate stability and aggregate size distribution of some Prince Edward Island soils." *Journal of Soil Science*, 42, 193–204.
- Emery, K. O. and Kuhn, G. G. (1982). "Sea cliffs : Their processes , profiles , and classification." *Geological Society of America Bulletin*, 93(7), 644–654.

- Environnement Canada. (2014a). "Données climatiques historiques."
<<http://climat.meteo.gc.ca/>>.
- Environnement Canada. (2014b). "Climat-Québec." <http://www.climat-quebec.qc.ca/home.php?id=monthly_seasonal_summary&mpn=climate_mon>>.
- Erguler, Z. A. and Shakoor, A. (2009). "Relative contribution of various climatic processes in disintegration of clay-bearing rocks." *Engineering Geology*, 108(1), 36–42.
- Fahey, B. D. and Lefebure, T. H. (1988). "The freeze-thaw weathering regime at a section of the Niagara escarpment on the Bruce Peninsula, Southern Ontario, Canada." *Earth Surface Processes and Landforms*, 13(4), 293–304.
- Ferrick, M. G. and Gatto, L. W. (2005). "Quantifying the effect of a freeze-thaw cycle on soil erosion: laboratory experiments." *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(10), 1305–1326.
- Ferrick, M. G., Gatto, L. W. and Grant, S. A. (2005). *Soil Freeze – Thaw Effects on Bank Erosion and Stability : Connecticut River Field Site , Norwich , Vermont*. Hanover, U.S. Army Cold Region Research and Engineering Laboratory, 48 p.
- Fletcher, C., Rooney, J., Limt, M. B. S. and Richmond, B. (2003). "Mapping Shoreline Change Using Digital Orthophotogrammetry on Maui , Hawaii." *Journal of Coastal Research*, SI(38), 106–124.
- Forbes, D. L., Parkes, G. S., Manson, G. K. and Ketch, L. A. (2004). "Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence." *Marine Geology*, 210(1), 169–204.
- Fox, J. D. (1992). "Incorporating freeze-thaw calculations into a water balance model." *Water Resources Research*, 22(9), 2229–2243.
- Franco, B. (1982). "Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire." *Revue de géographie alpine*, 70(3), 279–300.
- Fraser, J. K. (1959). "Freeze-thaw frequencies and mechanical weathering in Canada." *Arctic*, 12(1), 40–53.
- Frayssines, M. and Hantz, D. (2006). "Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine Ranges (French Alps)." *Engineering Geology*, 86(4), 256–270.
- French, J. R. and Burningham, H. (2009). "Coastal geomorphology: trends and challenges." *Progress in Physical Geography*, 33(1), 117–129.
- Gagnon, M., Bergeron, P., Leblanc, J. et Siron, R. (1997). *Synthèse des connaissances sur les aspects physiques et chimiques de l'eau et des sédiments du golfe du Saint-Laurent et de la baie des Chaleurs*. Rapport technique, Zones d'intervention prioritaires, 19, 20 et 21, 191 p.

- Gaskin, S. J., Pieterse, J., Shafie, A. A. and Lepage, S. (2003). "Erosion of undisturbed clay samples from the banks of the St. Lawrence River." *Canadian Journal of Civil Engineering*, 30(3), 585–595.
- Gökçeoglu, C., Ulusay, R. and Sönmez, H. (2000). "Factors affecting the durability of selected weak and clay-bearing rocks from Turkey, with particular emphasis on the influence of the number of drying and wetting cycles." *Engineering Geology*, 57(3), 215–237.
- Church, J.A., Gregory, J.M., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M.T., Qin, D. and Woodworth, P.L. (2001) "Changes in Sea Level." pp. 639-694 . In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA, 881 p.
- Gorokhovich, Y. and Leiserowiz, A. (2012). "Historical and Future Coastal Changes in Northwest Alaska." *Journal of Coastal Research*, 28 (1A), 174–186.
- Greenwood, R. O. and Orford, J. D. (2008). "Temporal patterns and processes of retreat of drumlin coastal cliffs — Strangford Lough, Northern Ireland." *Geomorphology*, 94(1), 153–169.
- Grenier, A. et Dubois, J.-M. M. (1992). "Évolution des côtes aux Îles-de-la-Madeleine." *Les Îles-de-la-Madeleine : un pays à découvrir. Info GéoGraphes, no 1 (numéro spécial)*, 59-64.
- Grenier, P. (2013). Document d'informations sur les données climatiques fournies dans le cadre du projet "Impacts des changements climatiques sur l'érosion des falaises de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent". Rapport interne. Ouranos. 60 pages.
- Grondin, G., D'Astous, J., Demers, D. et Dorval, P. (1990). "L'érosion des berges de la péninsule de Manicouagan et de la région de Ragueneau, Québec." *Comptes rendus de la Conférence canadienne sur le littoral*, Kingston, 8-11 mai 1990, 503–520.
- Gruber, S., Hoelzle, M. and Haeberli, W. (2004). "Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences." *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), 299–307.
- Gruber, S., Peter, M., Hoelzle, M., Woodhatch, I. and Haeberli, W. (2003). "Surface temperatures in steep alpine rock faces – A strategy for regional-scale measurement and modelling." *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Vol. 1, 325–330.
- Günther, F., Overduin, P. P., Sandakov, a. V., Grosse, G. and Grigoriev, M. N. (2013). "Short- and long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region." *Biogeosciences*, 10(6), 4297–4318.

- Gunzburger, Y. and Merrien-Soukatchoff, V. (2011). "Near-surface temperatures and heat balance of bare outcrops exposed to solar radiation." *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(12), 1577–1589.
- Hackney, C., Darby, S. E. and Leyland, J. (2013). "Modelling the response of soft cliffs to climate change: A statistical, process-response model using accumulated excess energy." *Geomorphology*, 187, 108–121.
- Haerens, P., Bolle, A., Trouw, K. and Houthuys, R. (2012). "Definition of storm thresholds for significant morphological change of the sandy beaches along the Belgian coastline." *Geomorphology*, 143, 104–117.
- Hall, J. W., Meadowcroft, I. C., Lee, E. M. and van Gelder, P. H. (2002). "Stochastic simulation of episodic soft coastal cliff recession." *Coastal Engineering*, 46 (3), 159–174.
- Hall, K. (2004). "Evidence for freeze–thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada." *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(1), 43–57.
- Hansen, F. V. (1993). *Albedos*. U.S Army Research Laboratory, Report number ARL-TR-57, 27 p.
- Harris, C., Gallop, M. and Coutard, J.-P. (1993). "Physical modelling of gelifluction and frost creep: some results of a large-scale laboratory experiment." *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 383–398.
- Harris, C., Kern-Luetschg, M., Christiansen, H. H. and Smith, F. (2011). "The Role of Interannual Climate Variability in Controlling Solifluction Processes, Endalen, Svalbard." *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(3), 239–253.
- Harris, C., Kern-luetschg, M., Smith, F. and Isaksen, K. (2008). "Solifluction Processes in an Area of Seasonal Ground Freezing," *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(1), 31–47.
- Hénaff, A., Lageat, Y., Costa, S. et Plessis, E. (2002). "Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux : détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution." *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 8(2), 107–118.
- Herbich, J. B. (2000). *Handbook of coastal engineering*. McGraw Hill Professional, New York, 1152 p.
- Høerlé, S. (2006). "Rock temperatures as an indicator of weathering processes affecting rock art." *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(3), 383–389.
- Holman, R. A. and Stanley, J. (2007). "The history and technical capabilities of Argus." *Coastal Engineering*, 54(6), 477–491.
- Instrumentation Measurement and Data Center (MIDC). (n.d.). "Solar Position Algorithm (SPA)."
<<http://rredc.nrel.gov/solar/codesandalgorithms/spa/>>.

- Iowa State University. (2014). "Department of Geological & Atmospheric Sciences."
<<http://www.ge-at.iastate.edu/>>
- IPCC. (2012). *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [C. B. Field, V. Barros, T. F. Stocker, D. Qin, D. J. Dokken, K. . Ebi, M. D. Mastrandrea, K. J. March, G.-K. Plattner, S. K. Allen, M. Tignor, and P. M. Midgley, (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 582 p.
- IPCC. (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley, (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p.
- Jaiswal, P. and van Westen, C. J. (2009). "Estimating temporal probability for landslide initiation along transportation routes based on rainfall thresholds." *Geomorphology*, 112(1), 96–105.
- Jones, J. R., Cameron, B., Fisher, J. J., Island, T., Cameront, B. and Fishert, J. J. (1993). "Analysis of Cliff Retreat and Shoreline Erosion : Thompson Island, Massachusetts, U.S.A." *Journal of Coastal Research*, 9(1), 87–96.
- Juneau, M.-N. (2012). "Hausse récente du niveau marin relatif aux Îles-de-la-Madeleine." Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, 160 p.
- Kobayashi, N., Vidrine, J. C., Nairn, R. B. and Soloman, S. M. (1999). "Erosion of Frozen Cliffs Due to Storm Surge on Beaufort Sea Coast." *Journal of Coastal Research*, 15(2), 332–344.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. and Rubel, F. (2006). "World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated." *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259–263.
- Lantuit, H., Atkinson, D., Paul Overduin, P., Grigoriev, M., Rachold, V., Grosse, G. and Hubberten, H.-W. (2011). "Coastal erosion dynamics on the permafrost-dominated Bykovsky Peninsula, north Siberia, 1951–2006." *Polar Research*, 30(1), 1-21.
- Lantuit, H., Overduin, P. P. and Wetterich, S. (2013). "Recent Progress Regarding Permafrost Coasts." *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2), 120–130.
- Lantuit, H. and Pollard, W. H. (2008). "Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada." *Geomorphology*, 95(1), 84–102.
- Lavallée, J.-G. (1993). *Suréquipement des centrales de la rivière aux Outardes, Rapport final sur le comportement des berges de l'estuaire de la rivière aux Outardes*. Hydro-Québec, Direction Aménagement de centrales, Service de géologie et structures, Montréal, 35 p.

- Lawler, D. M. (2005a). "The importance of high-resolution monitoring in erosion and deposition dynamics studies: examples from estuarine and fluvial systems." *Geomorphology*, 64(1), 1–23.
- Lawler, D. M. (2005b). "Defining the moment of erosion: the principle of thermal consonance timing." *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(13), 1597–1615.
- Lawler, D. M. (2008). "Advances in the continuous monitoring of erosion and deposition dynamics: Developments and applications of the new PEEP-3T system." *Geomorphology*, 93(1), 17–39.
- Lee, E., Meadowcroft, I., Hall, J. and Walkden, M. (2002). "Coastal landslide activity: a probabilistic simulation model." *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 61(4), 347–355.
- Lewkowicz, A. G. (1990). "Morphology, frequency and magnitude of active-layer detachment slides, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, NWT." In: *Proceedings of the 5th Canadian permafrost conference, Quebec, Collection Nordicana*, 54, 111–118.
- Lewkowicz, A. G. (2001). "Temperature regime of a small sandstone tor, latitude 80°N, Ellesmere Island, Nunavut, Canada." *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(4), 351–366.
- Lim, M., Rosser, N. J., Allison, R. J. and Petley, D. N. (2010). "Geomorphology Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes , North Yorkshire." *Geomorphology*, 114(1), 12–21.
- Long, B. . (1983). "Evolution of the Outardes estuary after the hydraulic power regulation." In: *Comptes rendus : Conférence canadienne sur le littoral*, B.J. Holden. édit., Conseil national de recherches du Canada, Sous-comité associé de recherche sur l'érosion et la sédimentation, Ottawa, Vancouver, 11 au 14 mai 1983, 327–328.
- Lozano, I., Devoy, R. J. N., May, W. and Andersen, U. (2004). "Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario." *Marine Geology*, 210(1), 205–225.
- Manson, G. K. (2002). "Subannual Erosion and Retreat of Cohesive Till Bluffs, McNab's Island, Nova Scotia." *Journal of Coastal Research*, 18(3), 421–432.
- Matsumoto, H., Yamada, S. and Hirakawa, K. (2010). "Relationship between ground ice and solifluction: Field measurements in the Daisetsu Mountains, northern Japan." *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1), 78–89.
- Matsuoka, N. (1994). "Diurnal freeze-thaw depth in rockwalls : field measurements and theoretical considerations." *Earth Surface Processes and Landforms*, 19 (5), 423–435.
- Matsuoka, N. (1996). "Soil moisture variability in relation to diurnal frost heaving on Japanese high mountain slopes." *Permafrost and Periglacial Processes*, 7 (2), 139–151.

- Matsuoka, N. (2001). "Direct observation of frost wedging in alpine bedrock." *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(6), 601–614.
- Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Haeberli, W. and Keller, F. (1998). "The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability." In: *Proceeding of the Seventh International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada, Collection Nordicana, 57, 711–717.
- Matsuoka, N. and Sakai, H. (1999). "Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods." *Geomorphology*, 28(3), 309–328.
- May, V. J. (1971). "The retreat of chalk cliffs." *Geographical Journal*, 137(2) 203–206.
- McCulloch, M. M., Forbes, D. L., Shaw, J. and CCAF (Climate Change Action Fund) A041 Scientific Team. (2002). *Coastal impacts of climatic change and sea-level rise on Prince Edward Island: Synthesis report & supporting documents*. Geological Survey of Canada, Open File 4261, Dartmouth, 62 p.
- McGreevy, J. P. (1981). "Some perspectives on frost shattering." *Progress in Physical Geography*, 5(1), 56–75.
- Mckee, T. B., Doesken, N. J. and Kleist, J. (1993). "The relationship of drought frequency and duration to time scales." In: *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, Boston, MA, 17–22.
- Mercier, O. (1987). "Modèle géomorphologique du littoral de l'Archipel des Iles-de-la-Madeleine." Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, 334 p.
- Michel, B. et Bérenger, D. (1973). "L'hiver glaciologique le long du Fleuve St-Laurent." In: *Le rôle de la neige et de la glace en hydrologie, Actes des colloques, Banff-1972*, Association internationale d'Hydrologie scientifique, 1251–1282.
- Miotke, F.-D. (1982). "Physical weathering in Taylor valley, Victoria land, Antarctica." *Polar geography and geology*, 6, 71–98.
- Morris, B. D., Davidson, M. A. and Huntley, D. a. (2001). "Measurements of the response of a coastal inlet using video monitoring techniques." *Marine Geology*, 175(1), 251–272.
- Morton, B. R. A. and Miller, T. L. (2005). "National Assessment Of Shoreline Change : Part 2. Historical Shoreline Changes And Associated Coastal Land Loss Along The U.S. Southeast Atlantic Coast." U.S. Geological Survey, Open File Report 2005-1401, 35 p.
- Moses, C. and Robinson, D. (2011). "Chalk coast dynamics: Implications for understanding rock coast evolution." *Earth-Science Reviews*, 109(3), 63–73.

- MRNF (2001). "Orthorectified aerial photographs for the St. Lawrence north coast, scale 1: 20 000."
- MRNF (2005). "Orthorectified aerial photographs for the St. Lawrence north coast, scale 1 : 20 000."
- Nakano, Y. and Tice, A. R. (1990). "Transport of water due to a temperature gradient in unsaturated frozen clay." *Cold Regions Science and Technology*, 18 (1), 57–75.
- Nicholls, R. J., Wong, P. P., Burkett, V., Woodroffe, C. D. and Hay, J. (2008). "Climate change and coastal vulnerability assessment: scenarios for integrated assessment." *Sustainability Science*, 3(1), 89–102.
- Oke, T. R. (1987). *Boundary Layer Climates*. Routledge, London, 435 p.
- Orviku, K., Jaagust, J., Kont, A., Ratas, U. and Ravis, R. (2003). "Increasing Activity of Coastal Processes Associated with Climate Change in Estonia." *Journal of Coastal Research*, 19(2), 364–375.
- Owens, E. H. (1977). "Temporal variations in beach and nearshore dynamics." *Journal of Sedimentary Petrology*, 40(1), 168–190.
- Parkes, G. S., Forbes, D. L. et Ketch, L. A. (2006). "Élévation du niveau de la mer et subsidence régionale". In: *Les impacts du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer sur la zone côtière du sud-est du Nouveau-Brunswick*. Daigle, R., Forbes D., Vasseur, L., Nichols, S., Bérubé, D., Thompson, K., Ritchie, H., Hanson, A., Tremblay, É., Parkes, G., Murphy, K. et T. Webster (Ed.), Environnement Canada, 644 p.
- Pêche et Océans Canada. (2013). "Marées, courants et niveau d'eau." <<http://www.tides.gc.ca/fra>>.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L. and McMahon, T. A. (2007). "Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification." *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1633–1644.
- Pereira, C. and Coelho, C. (2013). "Mapping erosion risk under different scenarios of climate change for Aveiro coast, Portugal." *Natural Hazards*, 69(1), 1033–1050.
- Pierre, G. (2006). "Processes and rate of retreat of the clay and sandstone sea cliffs of the northern Boulonnais (France)." *Geomorphology*, 73(1), 64–77.
- Pierre, G. and Lahousse, P. (2006). "The role of groundwater in cliff instability: an example at Cape Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France)." *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(1), 31–45.

- Plummer, D. A., Caya, D., Frigon, A., Côté, H., Giguère, M., Paquin, D., Biner, S., Harvey, R. and De Elia, R. (2006). "Climate and Climate Change over North America as Simulated by the Canadian RCM." *Journal of Climate*, 19 (13), 3112–3133.
- Quinn, J. D., Rosser, N. J., Murphy, W. and Lawrence, J. A. (2010). "Identifying the behavioural characteristics of clay cliffs using intensive monitoring and geotechnical numerical modelling." *Geomorphology*, 120(3), 107–122.
- Quintin, C., Bernatchez, P. et Jolivet, Y. (2013). *Impacts de la tempête du 6 décembre 2010 sur les côtes du Bas-Saint-Laurent et de la baie des Chaleurs*. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières et Chaire de recherche en géoscience côtière, Université du Québec à Rimouski, Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, 48 p.
- Rangel-Buitrago, N. and Anfuso, G. (2011). "Coastal storm characterization and morphological impacts on sandy coasts." *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(15), 1997–2010.
- Ravens, T. M. and Sitanggang, K. I. (2007). "Numerical Modeling and Analysis of Shoreline Change on Galveston Island." *Journal of Coastal Research*, 23(3), 699–710.
- Raynald, M. (1997). *Étude géologique et géotechnique des rives de l'estuaire de la rivière aux Outardes (Comté de Saguenay)*. Rapport présenté à Hydro-Québec, Direction Projets de centrales, Service Géologie et géotechnique, Montréal, 25 p.
- Reda, I. and Andreas, A. (2008). "Solar Position Algorithm for Solar Radiation Applications." *Solar energy*, 76(5), 577-589.
- Regüés, D., Pardini, G. and Gallart, F. (1995). "Regolith behaviour and physical weathering of clayey mudrock as dependent on seasonal weather Pyrenees." *Catena*, 25(1), 199–212.
- Rémillard, A. M., Héту, B., Bernatchez, P. and Bertran, P. (2012). "The Drift des Demoiselles on the Magdalen Islands (Québec, Canada): sedimentological and micromorphological evidence of a Late Wisconsinan glacial diamict." *Canadian Journal of Earth Sciences*, 50(5), 545–563.
- Van Rijn, L.C., Tonnon, P.K. and Walstra, D.J.R. (2011). "Numerical modelling of erosion and accretion of plane sloping beaches at different scales." *Coastal Engineering*, 58(7), 637–655.
- Robinson, D. A. and Jerwood, L. C. (1987). "Sub-aerial weathering of chalk shore platforms during harsh winters in southeast England." *Marine Geology*, 77(1), 1–14.
- Ross, N. et Long, B. (1989). "Évolution morpho-sédimentaire de la barre de déferlement : un exemple dans le golfe du Saint-Laurent, Québec." *Géographie physique et Quaternaire*, 43(3), 377–388.

- Senneville, S. et Saucier, F. J. (2007). *Étude de sensibilité de la glace de mer au réchauffement climatique dans le golfe et l'estuaire du Saint-Laurent*. Rapport préparé pour Ouranos, 28 p.
- Senneville, S., St-Onge Drouin, S., Dumont, D., Bihan-Poudec, A.-C., Belemaalem, Z., Corriveau, M., Bernatchez, P., Bélanger, S., Tolszczuk-Leclerc, S. et Villeneuve, R. (2014). *Modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent dans la perspective des changements climatiques*. ISMER-UQAR, Rapport présenté au ministère des Transports du Québec, 384 p.
- Shaw, J., Taylor, R. B., Solomon, S., Christian, H. A. and Forbes, D. (1998). "POTENTIAL IMPACTS OF GLOBAL SEA-LEVEL RISE ON CANADIAN COASTS." *The Canadian Geographer/Le Géographe Canadien*, 42(4), 365–379.
- Sládek, I. (2001). "Spells of drought: climatological treatment." *Acta Universitatis Carolinae Geographica*, 2, 147–153.
- Smit, M. W. ., Aarninkhof, S. G. J., Wijnberg, K. M., González, M., Kingston, K. S., Southgate, H. N., Ruessink, B. G., Holman, R. a., Siegle, E., Davidson, M. and Medina, R. (2007). "The role of video imagery in predicting daily to monthly coastal evolution." *Coastal Engineering*, 54(6), 539–553.
- Smith, D. W. (1996). *Cold Regions Utilities Monograph*. American Society of Civil Engineers, Reston, Virginia, 780 p.
- "The Engineering toolbox." (n.d.). <<http://www.engineeringtoolbox.com/>> (May 15, 2014).
- Thieler, E. R., Martin, D. and Ergul, A. (2003). "The Digital Shoreline Analysis System, version 2.0: Shoreline change measurement software extension for ArcView." U.S. Geological Survey, Open-File Report 03-076.
- Thorn, C. E. (1982). "Bedrock Microclimatology and the Freeze-Thaw Cycle: A Brief Illustration." *Annals of the Association of American Geographers*, 72(1), 131–137.
- Tonnon, P. K., van Rijn, L. C. and Walstra, D. J. R. (2007). "The morphodynamic modelling of tidal sand waves on the shoreface." *Coastal Engineering*, 54(4), 279–296.
- Trenhaile, A. S. (2009). "Modeling the erosion of cohesive clay coasts." *Coastal Engineering*, 56(1), 59–72.
- Trifonova, E. V., Valchev, N. N., Andreeva, N. K. and Eftimova, P. T. (2012). "Critical storm thresholds for morphological changes in the western Black Sea coastal zone." *Geomorphology*, 143, 81–94.
- Walkden, M. and Dickson, M. (2006). "The response of soft rock shore profiles to increased sea-level rise." Tyngall Centre for Climate Change Research Working Paper, 105, 16 p.

- Walkden, M. J. and Hall, J. W. (2005). "A predictive Mesoscale model of the erosion and profile development of soft rock shores." *Coastal Engineering*, 52(6), 535–563.
- Walkden, M. J, and Hall, J. W. (2011). "A Mesoscale Predictive Model of the Evolution and Management of a Soft-Rock Coast." *Journal of Coastal Research*, 27(3), 529–543.
- Waples, D. W. and Waples, J. S. (2004). "A Review and Evaluation of Specific Heat Capacities of Rocks, Minerals, and Subsurface Fluids. Part 1: Minerals and Nonporous Rocks." *Natural Resources Research*, 13(2), 97–122.
- Wilcock, P. R., Miller, D. S., Shea, R. H. and Kerkin, R. T. (1998). "Frequency of Effective Wave Activity and the Recession of Coastal Bluffs : Calvert Cliffs , Maryland." *Journal of Coastal Research*, 14(1), 256–268.
- Wobus, C., Anderson, R., Overeem, I., Matell, N., Clow, G. and Urban, F. (2011). "Thermal Erosion of a Permafrost Coastline: Improving Process-Based Models Using Time-Lapse Photography." *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 43(3), 474–484.
- Yatsu, E. (1988). *The nature of weathering : An introduction*. Sozosha, Tokyo (Japan), 624 p.
- Young, A. P., Guza, R. T., Flick, R. E., O'Reilly, W. C. and Gutierrez, R. (2009). "Rain, waves, and short-term evolution of composite seacliffs in southern California." *Marine Geology*, 267(1), 1–7.
- Zhu, L., Wang, J. and Li, B. (2003). "The impact of solar radiation upon rock weathering at low temperature: a laboratory study." *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(1), 61–67.

