

Université du Québec
INRS Centre Eau Terre Environnement

**ÉTUDE DU COMPORTEMENT DES GLACES DANS UN
ENVIRONNEMENT SUBARCTIQUE EN RÉGIME MACROTIDAL,
ESTUAIRE DE LA RIVIÈRE KOKSOAK, NUNAVIK**

Par
Stéphanie BLEAU

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

Jury d'évaluation

Examineur interne

Yves Bégin
INRS-ETE

Examineur externe

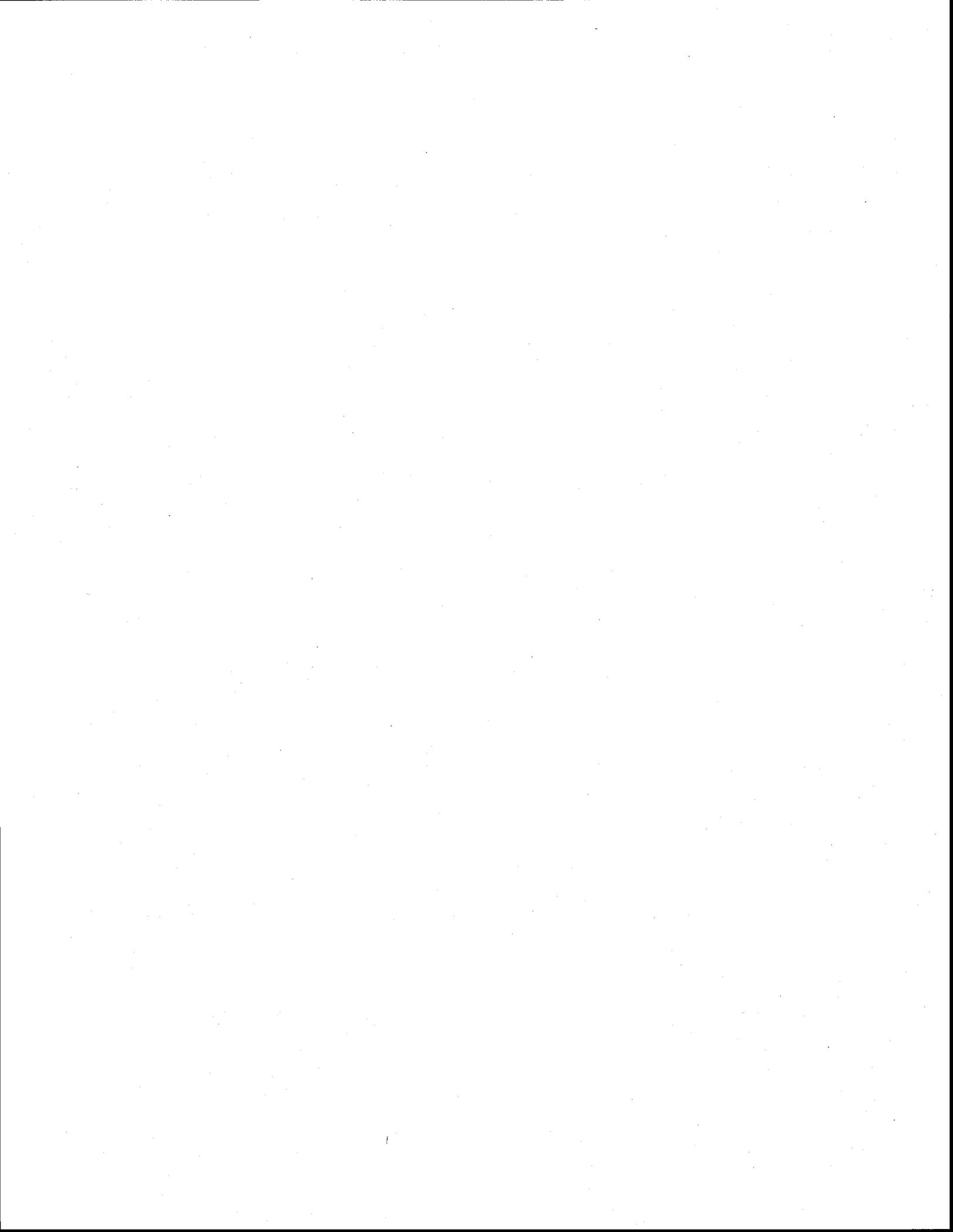
Danielle Messier
Hydro-Québec

Directrice de recherche

Monique Bernier
INRS-ETE

Codirecteur de recherche

Michel Allard
Centre d'études nordiques



REMERCIEMENTS

Nous aimerions exprimer notre gratitude aux paliers gouvernementaux ayant contribué à financer cette recherche, à Mme Anick Guimond, la coordonnatrice du projet au Ministère des Transports du Québec (MTQ) et le Ministère des Affaires indiennes et du nord Canada (AINC-INAC). L'étude s'est intégrée dans le projet **Susceptibilité des infrastructures maritimes du Nunavik aux changements climatiques** menée par le MTQ. Elle se voulait complémentaire du volet **Acquisition de connaissances locales sur le comportement des glaces de mer et d'eau douce du Nunavik au voisinage des infrastructures maritimes** financée par l'AINC-INAC.

La finalisation de ce document est un aboutissement académique et une réalisation personnelle des plus motivantes. La multidisciplinarité qu'a exigée ce projet de recherche a contribué à l'approfondir mes aptitudes en plusieurs domaines passant de la télédétection et de la géomatique, à la géomorphologie fluviale, à l'hydrologie et enfin à l'océanographie. Certaines méthodes tirées des sciences sociales ont rendu possible l'intégration des connaissances environnementales locales transmises par voix orale lors des ateliers réalisés avec la communauté de Kuujjuaq.

J'aimerais aussi témoigner de ma reconnaissance envers la direction académique de ce projet; Madame Monique Bernier, directrice et M. Michel Allard, co-directeur. Tous les deux ont su m'inspirer par leur confiance dans le projet de recherche. La grande disponibilité à la discussion dont ils ont fait preuve tout au long de ce parcours a sans aucun doute été précieuse. J'ai également pu bénéficier à maintes reprises de suggestions constructives et de leur vaste expérience nordique et côtière.

Des remerciements s'adressent également à tous les collaborateurs du projet et à mes collègues de travail, en particulier à l'équipe de recherche en Télédétection et Géomatique pour leur appui, leurs judicieux conseils, leur patience face à mes interrogations, les dépannages techniques (Géomatica et ArcGIS) et surtout les échanges intellectuels qui ont su faire progresser la réflexion dans ce travail. La générosité de tous les employés (Bill, Peter, Barrie, Manon) du Centre de recherche du Nunavik à Kuujjuaq (transport, cueillette de données, hébergement, laboratoire, outils de mesure, conseils) a permis un soutien à la tenue de rencontres inoubliables et la construction d'amitiés. Je remercie également l'Administration régionale Kativik qui m'a procuré un appui logistique.

Véronique, Yoann et Kamik m'ont également fait découvrir leur attachement pour les Kuujjumiut et leur amour du Nord. Ces guides infatigables ont rendu mes visites annuelles des plus agréables, Véronique a été une collaboratrice et une assistante de terrain hors pair.

Enfin, les remerciements les plus profonds vont à mon amoureux Jean-Patrick qui malgré les autres défis de notre vie a su m'accompagner au bout de cette aventure. Ma famille, entre autres, mes parents, Kaya, Félix, Whiko, Loulou qui comme lors de la traversée de l'Atlantique, ont tous été de vrais coéquipiers. Ils m'ont encouragé à persévérer. Sans vous, ce défi aurait été beaucoup plus difficile à réaliser. Merci !!

RÉSUMÉ

Au Nunavik, la rivière Koksoak est un axe englacé essentiel pour les déplacements saisonniers et l'accès aux ressources des Kuujjuamiut. Depuis 1992, les températures moyennes enregistrées à la station météorologique de Kuujjuaq tendent à la hausse et dépassent actuellement la normale climatique. Les variations atmosphériques ne sont pas sans conséquence sur le régime glaciaire et peuvent causer d'importantes modifications à sa nature, sa composition et sa structure (sévérité, sensibilité, durée). Ces changements physiques peuvent avoir des impacts sociaux, économiques et écologiques considérables sur le littoral. Des entrevues menées auprès des aînés de la communauté de Kuujjuaq confirment que, depuis les deux dernières décennies, le Nunavik connaît un réchauffement atmosphérique. Déjà des adaptations aux changements climatiques par les Kuujjuamiut sont en cours sur la route de glace (rivière Koksoak) et le territoire. D'ailleurs, dans ce contexte, le gouvernement du Québec (Ministère des Transports) s'interroge sur le maintien, la durabilité et l'intégrité des infrastructures maritimes nordiques.

Cette étude vise à consolider les connaissances de la dynamique glaciaire actuelle (englacement et déglacement) de l'estuaire Koksoak. Il s'agit de comprendre le rôle de la géomorphologie fluviale, du régime des marées et des températures de l'air sur les conditions de glace annuelle. Nous nous questionnons sur les impacts géomorphologiques des processus glaciaires (glace statique et dynamique) sur les berges, les activités traditionnelles des habitants et les infrastructures maritimes.

Pour ce faire, une approche multidisciplinaire unique a été développée, permettant de faire un suivi chrono séquentiel du régime annuel des glaces, basé sur l'interprétation des images RADARSAT-2 à haute résolution (3 m et 8 m). À une fréquence de 3 ou 4 jours, les images radar ont assuré une surveillance continue de la distribution des glaces et de leur mobilité. Pour chacun des processus visés (englacement et déglacement), une clé d'interprétation applicable aux images radar a été établie afin de suivre la dynamique glaciaire estuarienne au moyen d'observations et de survols aériens.

Deux campagnes de terrain ont été menées, l'une en juin (dégel) et l'autre en novembre (gel) de l'année 2009 pour valider les informations extraites des images RADARSAT-2 en mode Ultra-Fin (3m). Deux ateliers ont documenté et validés les perspectives locales des changements environnementaux et physiques du milieu (les glaces, les niveaux d'eau et les courants). Un registre hydro-météorologique a appuyé efficacement l'interprétation des images radar et a mené à une meilleure compréhension des paramètres affectant la rétrodiffusion de la glace. La relation entre la géomorphologie et la bathymétrie de la rivière, les marées et la répartition des types de glace ont été décrites. Les lieux d'embâcles et d'accumulation de glace ont été identifiés de même que les sections des constructions maritimes potentiellement heurtées par les radeaux de glace. Ces outils ont aussi procuré de nouvelles séries de données permettant l'analyse de la morphogenèse des glaces dans l'écoulement. La progression spatiale de l'englacement et la régression spatiale du déglacement ont été cartographiées et décrites.

Au printemps, les images RADARSAT-2 ont dévoilé que deux types de dégradation (thermique et dynamique) fonctionnaient simultanément à différents endroits sur la rivière Koksoak. Les principaux résultats ont montré que les mécanismes de démantèlement impliqués sont très différents dans les divisions hydrographiques étudiées. Dans l'estuaire marin, par exemple, les effets combinés et complexes des paramètres physiques (vents, marées et vagues) sur la glace ont résulté en une dégradation d'ordre dynamique. Par contre, le couvert de glace sous,

l'influence de la dégradation thermique (pourrissement) dans l'estuaire fluvial a succombé à la forte crue printanière et aux contraintes mécaniques induites par le flux glacial depuis l'amont (embâcle). De plus, les marnages de vives-eaux ont été très actifs dans les étapes du régime en dessoudant la glace du substrat et des rives, en créant des trous de fonte tout en inondant la surface (fonte). Les images RADARSAT-2 ont mis en évidence le rôle du flot dans le segment marin qui a déclenché un réseau de fissures et la désorganisation mécanique du couvert de glace. Le jusant a disloqué les glaces fragilisées par le flot, a assuré le transport et l'évacuation des débris glaciels vers la baie d'Ungava.

À l'automne, l'hydrodynamique de la rivière a été très efficace dans la construction de formes sur les estrans. La bande glacielle le long du littoral protégeant la rive s'est formée pendant les épisodes de tempête (systèmes dépressionnaires). En effet, les glaces flottantes fabriquées en eau douce ont subi l'effet des courants et des vents dominants. L'englacement de la rive orientale a précédé celui de la rive occidentale de près d'un mois. La germination de fins cristaux de glace s'est produite aux étales de basse mer pendant les systèmes anticycloniques. Le phénomène de nucléation secondaire a été mené, entre autres, par les précipitations neigeuses. Les vagues de froid et l'intensité des vents du SO au NO ont contribué activement à la consolidation des glaces, à la surfusion des eaux et à la nucléation primaire et secondaire.

En conclusion, cette étude a permis de réunir plusieurs sources de données pour la région de l'Ungava. Elle a montré le potentiel des images micro-ondes actives à résolution fine pour effectuer la caractérisation des conditions de glace sur les rivières nordiques où très peu d'information existe. Le partenariat entre chercheurs Inuits et académiques a ouvert la voie à la reconnaissance de l'expertise des aînés et de leur lecture des changements environnementaux passés et présents. L'intégration des connaissances environnementales locales a fait progresser notre compréhension de la complexité de ce système fluvial et de la dynamique des glaces dans un environnement macrotidal subarctique. La consolidation des connaissances de l'estuaire de la rivière Koksoak représente une contribution significative pour la géomorphologie côtière, l'hydrologie et la télédétection en milieu nordique.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	iii
RÉSUMÉ	v
TABLE DES MATIÈRES	vii
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES FIGURES	xiii
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	1
CHAPITRE 2 : DESCRIPTION DE LA RÉGION ET DU SITE D'ÉTUDE	7
2.1 Vallée fluviale du Koksoak	7
2.2 Transgression marine post-glaciaire	8
2.3 Climat	9
2.3.1 Température	9
2.3.2 Précipitations	10
2.4 Géomorphologie	12
2.4.1 Estuaire fluvial.....	12
2.4.2 Zone de transition (hauts-fonds et îles)	13
2.4.3 Estuaire marin.....	14
2.5 Régime hydrologique	14
2.5.1 Hydrogrammes des débits journaliers (pré et post-détournement)	15
2.5.2 Régions hydrographiques (milieu estuarien)	17
CHAPITRE 3 : RÉGIME DES GLACES	21
3.1 Bilan et échanges énergétiques (gel)	21
3.1.1 Formation et modalités de la glace de rivière	24
3.1.2 Dégradation de la glace - Débâcle	27
3.2 Mobilité et typologie des glaces	28
3.2.1 Glace dynamique ou glace flottante	30
3.2.2 Glace statique	34
3.3 Pied de glace	36

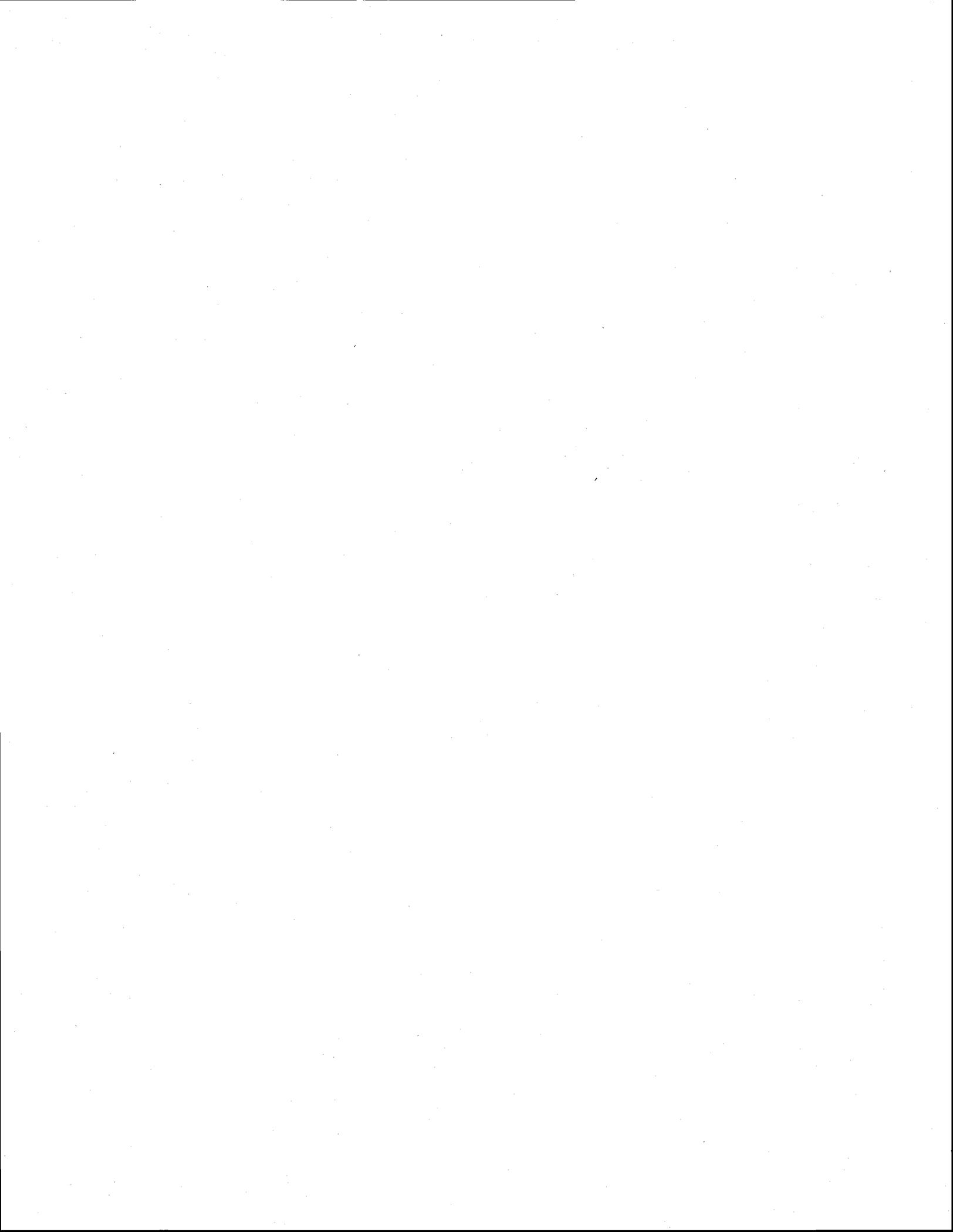
CHAPITRE 4 : MÉTHODOLOGIE	37
4.1 Approches et analyse d'images satellitaires	37
4.1.1 Images satellitaires micro-ondes actives	42
4.1.2 Traitement des images RADARSAT-2	46
4.1.3 Interprétation et procédures de classification des glaces - Images RADARSAT-2	46
4.2 RADARSAT-2	49
4.2.2 Propriétés diélectriques	49
4.2.4 Types de diffusion et rétrodiffusion (rugosité et diffuseur)	51
4.2.5 Arrangement et texture	52
4.3 Reconnaissance géomorphologique et données cartographiques	52
4.3.1 Photo-interprétation et caractérisation géomorphologique	54
4.3.2 Interprétation de la carte bathymétrique	55
4.3.3 Cartographie géomorphologique (SIG)	55
4.4 Campagne de terrain	58
4.4.1 Validation aéroportée	58
4.4.2 Reconnaissance au sol	59
4.4.3 Caméras Netcam, Reconyx et Harbortronics	60
4.5 Analyse hydro-climatique du régime glacial	61
4.5.1 Registre des conditions météorologiques et hydrologiques	61
4.5.2 Mise en graphique et tableaux	62
4.6 Entrevues et matériel documentaire (journaux et photos)	65
CHAPITRE 5 : RÉSULTATS	67
5.1 Caractéristiques géomorphologiques de l'estuaire	68
5.1.1 Description des observations	68
5.1.2 Formations sédimentaires	70
5.1.3 Géomorphologie marine	72
5.1.4 Bathymétrie et courants	74
5.1.5 Formations et formes glacielles	75
5.1.6 Cartographie des formations glacielles et sédimentaires	81
5.2 Hydro-climatologie du régime glacial	84
5.2.1 Degrés-jours de gel	84
5.2.2 Hydro-climatologie (prise des glaces et démantèlement)	86

5.3 Chronologie du déglacement	94
5.3.1 Signal radar et conditions atmosphériques.....	94
5.3.2 Cartographie dynamique du dégel (mobilité).....	95
5.3.3 Indices de détérioration glacielle	101
5.4 Chronologie de l'englacement (mobilité)	110
5.4.1 Signal radar et conditions atmosphériques.....	110
5.4.2 Caméras fixes et dynamique du gel	112
5.4.3 Validation des conditions de glace au 13 novembre 2009.....	116
5.4.4 Englacement-Images RADARSAT-2 et MODIS	129
5.5 Connaissances et observations environnementales des Kuujjuamiut.....	140
5.5.1 Caractéristiques des glaces	140
5.5.2 Instabilité glacielle.....	142
5.5.3 Infrastructure maritime	144
5.5.4 Évènements extrêmes	146
5.5.5 Adaptations.....	149
CHAPITRE 6 : DISCUSSION	151
6.1 Paramètres physiques du radar et le climat	151
6.1.1 Précipitations, humidité et vent	151
6.1.2 Vent, aspérité (vague) et concentration.....	152
6.1.3 Marée (niveau d'eau) et humidité relative.....	153
6.2 RADARSAT-2 et les défis de l'interprétation	154
6.2.1 Planification des acquisitions et difficultés d'interprétation	154
6.2.2 Exemple de la glace lisse.....	156
6.3 Effets des marées et des paramètres physiques sur les glaces	158
6.3.1 Processus de déglacement.....	158
6.3.2 Processus d'englacement	163
CHAPITRE 7 :CONCLUSION.....	171
7.1 Atteinte des objectifs.....	171
7.2 Contribution de la recherche et principales avenues	178
LISTE DES RÉFÉRENCES	181
GLOSSAIRE.....	191

ANNEXE A : SÉRIE DÉGLACEMENT (IMAGES RADARSAT-2 ET PARAMÈTRES HYDROCLIMATIQUES)	197
ANNEXE B : SÉRIE ENGLACEMENT (IMAGES RADARSAT-2 ET PARAMÈTRES HYDROCLIMATIQUES)	207
ANNEXE C : CONNAISSANCES ET OBSERVATIONS ENVIRONNEMENTALES DES KUUJJUAMIUT	224

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1	Variations annuelles des températures quotidiennes climatiques enregistrées à la station de kuujuaq, québec.....	10
Tableau 2.2	Précipitations moyennes enregistrées à la station de kuujuaq durant l'année 2008.....	11
Tableau 2.3	Précipitations moyennes mensuelles enregistrées à la station de kuujuaq durant l'année 2009.....	11
Tableau 2.4	Précipitations moyennes mensuelles enregistrées à la station de kuujuaq durant l'année 2010.....	11
Tableau 2.5	Normales climatiques calculées à partir des données enregistrées à la station de kuujuaq entre 1971-2000.....	11
Tableau 4.1	Description des images satellitaires radarsat-2, modes ultra-fin, fin et standard utilisées pour étudier la dégradation du couvert glaciaire au printemps 2009. Code de classification des angles d'incidences (source : agence spatiale canadienne, 2009).....	44
Tableau 4.2	Description des images satellitaires radarsat-2, modes ultra-fin et fin utilisées pour étudier la phase de formation du couvert glaciaire à l'automne 2009. Code de classification des angles d'incidences (source : agence spatiale canadienne, 2009).....	45
Tableau 4.3	Constantes diélectriques.....	50
Tableau 4.4	Couverture aérienne et topographique, ministère des ressources naturelles du canada, 1947-56-2006-07-08; <i>ministère des ressources naturelles et de la faune du québec</i> , 1967 et 1972. Couverture bathymétrique, ministère des pêches et des océans, 1981-86.....	53
Tableau 6.1	Observations principales des phases de la débâcle du printemps 2009 mises en relation avec les courants littoraux et les conditions climatiques ainsi que les dates d'observations au moyen d'outils technologiques.....	161
Tableau 6.2	Observations principales des phases de formation à l'automne 2009 mises en relation avec les courants littoraux et les conditions climatiques ainsi que les dates d'observation au moyen d'outils technologiques.....	167
Tableau 6.2	Observations principales des phases de formation à l'automne 2009 mises en relation avec les courants littoraux et les conditions climatiques ainsi que les dates d'observation au moyen d'outils technologiques (suite).....	168



LISTE DES FIGURES

Figure 2.1	Localisation du bassin versant dans lequel s'insère la zone d'étude; le fleuve Koksoak au Québec nordique (Nunavik).....	9
Figure 2.2	Division du système hydrologique pour décrire la géomorphologie du transect étudié de 15,5 km, estuaire Koksoak, Nunavik. Carte bathymétrique # 5338 (Service hydrographique du Canada).....	12
Figure 2.3	Hydrogrammes des variations journalières depuis la dérivation en octobre 1981, stations # 103702-Caniapiscau et # 103605-Mélèzes. Les hydrogrammes moyens journaliers et le débit moyen pour l'année 2009 illustrés représentent les données compilées avant et après la dérivation (Caniapiscau), rivière Koksoak, Nunavik. Source : Centre d'expertise hydrique du Québec.	16
Figure 2.4	Localisation de la zone d'étude (encadré rouge) dans le bassin versant de la rivière Koksoak. Les trois régions hydrographiques de la rivière (fleuve) Koksoak et les caractéristiques physico-chimiques de ces divisions.	18
Figure 2.5	Image satellite optique tirée de Google Earth illustrant la rivière (fleuve) Koksoak et la superficie couverte par le site d'étude (encadré blanc) dans son contexte régional.	19
Figure 3.1	Modes de nucléation (Michel, 1978).....	25
Figure 3.2	A) Illustration des stades de développement des fines particules de frasil dans un écoulement en fonction de la température de l'air et de la turbulence (Hicks et Beltaos, 2008) et B) présentation de la transformation des particules de frasil (floe) en suspension en fonction du temps passé dans la rivière et de l'énergie du milieu (Shen, 2010).	27
Figure 3.3	(A) Photo aérienne prise au point kilométrique 60 illustrant la forte concentration des glaces. La glace de rive croît vers le centre du chenal. Les grandes plaques de frasil s'entassent laissant de petites zones en eau libre. (B) Photo prise en amont de la rampe d'accès montrant de grands radeaux coalescents adossés au sorbet de frasil entourés d'eau. (C) Photo prise en face des infrastructures maritimes montrant des plaques ellipsoïdales de dimensions et d'épaisseurs variées. Ces glaces flottantes sont superposées de neige fraîche et entourées de sorbet et de débris glaciels.	29
Figure 3.4	Trois photos aériennes de glace mobiles pendant la débâcle et l'englacement de l'année 2009.	30
Figure 3.5	A) Photo aérienne illustrant un mélange de sphères de glace et du sorbet de frasil en amont de la baie de Kuujuaq; (B) Photo aérienne montrant un floe de petits radeaux de frasil minces dans le secteur des îles Elbow; (C) Photo prise sur l'estran en amont de la rampe d'accès. Elle montre la stratification verticale composée d'un mélange de frasil située à la limite externe du pied de glace.	31

Figure 3.6	(A et B) Photos prises lors de la formation des glaces de radeaux de frasil minces avec un périmètre convexe plus épais; (B) Photo aérienne de radeaux épaissis suite au passage étroit des îles Elbow et à la neige tombée la veille; (C) Échouage de radeaux à marée basse en amont du Vieux-Chimo.....	31
Figure 3.7	(A) Accumulation de glace de type hétérogène sur la rampe d'accès à la mi-novembre; (B) sur le haut et bas estran (début du processus) en amont de l'aéroport de Kuujuaq sur la rive ouest de l'estuaire Koksoak; (C) et sur le haut estran en aval de l'île Midway sur la rive ouest de l'estuaire Koksoak	32
Figure 3.8	A) Glaces flottantes de taille métrique souillées de sédiments échouées de façon chaotique pendant l'englacement dans la baie de Fort-Chimo; (B) Glace échouée, fusionnée au substrat et au pied de glace en formation, 13 novembre 2009; (C) exemple de glace flottante composite en transit sur la rivière à la débâcle en 2009.	33
Figure 3.9	Photos aérienne illustrant (A) une concentration de radeaux coalescents de frasil de tailles variées; (B-C) des radeaux juxtaposés sub-anguleux à sub-arrondis.	33
Figure 3.10	(A-B-C) Empilement de glace sur les plages et le haut des estrans de l'estuaire Koksoak au début de l'englacement.	35
Figure 3.11	Photos aériennes illustrant (A) la croissance de la glace thermique en feuillet au droit d'un banc émergeant superposée d'une mince couche de neige; (B) une couche mince ceinturée de strates parallèles composées de frasil, de radeaux coalescents et d'eau libre en amont; (C) un estran protégé en aval de Kuujuaq (rive ouest) recouvert de glace lisse homogène.	36
Figure 4.1	Modèle simplifié de l'approche développée pour effectuer le suivi dynamique des glaces d'estuaire de la rivière Koksoak, Nunavik, Québec.....	39
Figure 4.2	Modélisation montrant la diminution de la rétrodiffusion radar avec l'augmentation de l'angle d'incidence (image sombre) mais aussi l'effet de la rugosité des surfaces (trois courbes, surface lisse, moyennement rugueuse et très rugueuse) (d'après Farr, 2005).	43
Figure 4.3	Types de diffusion du couvert de glace. (a) Diffusion de volume (nombreux diffuseurs=forte rétrodiffusion) (b) Réflexion spéculaire en période de formation (pas d'inclusion = rétrodiffusion faible) (c) Absorption du signal car l'eau est gelée jusqu'aux sédiments aussi gelés (faible rétrodiffusion). Source : Duguay, 2002.....	51
Figure 4.4	Effet de la texture glacielle sur la rétrodiffusion du signal, (a) Agglomérat désordonné rugueux, (b) Glace lisse	52
Figure 4.5	Exemples tirés d'une des séries de photographies aériennes interprétées à l'aide du code de classification, secteur de la rive-est à l'opposée de la communauté de Kuujuaq. Le rouge illustre la première étape et le bleu la seconde.	54
Figure 4.6	Exemple de superposition des séries de photographies aériennes utilisées pour construire la mosaïque de terrain sur une image optique (SPOT).	56

Figure 4.7	Délimitation du trait de côte (rouge), du bas de plage (jaune) et de l'estran (bleu) sur fond d'une image satellite optique (SPOT) et de la bathymétrie MNT (droite).....	58
Figure 4.8	Photos aériennes prises en hauteur à partir du Centre de recherche du Nunavik, Netcam (58°06' 29 N ; 68° 24' 19 O) au printemps 2009.....	60
Figure 4.9	Trois photos aériennes illustrant l'angle de visée au SSE et à droite vue vers le SE à 40°. Photo de la caméra Reconyx en (A) prise le 26-09-2009; (B) prise de la caméra Reconyx le 31-12-2009; Photo (C) prise de la caméra Harbortronics le 16-12-2009.....	61
Figure 4.10	Conditions hydro-climatiques inscrites dans le registre à cet effet lors du passage satellitaire RADARSAT-2. Le 11 mai à 06:00 (HNE).....	62
Figure 4.11	Fluctuations horaires des niveaux d'eau prédits à Kuujuaq pendant la période de formation des glaces de la rivière Koksoak, (*) acquisitions d'images RADARSAT-2 automne 2009 et hiver 2010.....	63
Figure 4.12	Fluctuations horaires des niveaux d'eau prédits à Kuujuaq pendant la période de dégradation des glaces de la rivière Koksoak, (*) acquisitions d'images RADARSAT-2 printemps 2009.....	63
Figure 5.1	Mosaïque d'un segment de l'estuaire Koksoak drapée (photos panchromatiques) au modèle numérique d'altitude. Section comprise entre Whales Head au nord du territoire 58°11'18.17 N, 68°18'45.33 O; limite sud 58°03.5'12,83 N, 68°24'19,35 O, échelle 1:10000.....	68
Figure 5.2	Échelle 1:10000 - Q72849-128 Estuaire fluvial coordonnées des îles et bancs émergents côtés abrupts 58°03' 23,4" N ; 68°26'24,4 O (gauche); Q72849-135 Estuaire fluvial (aval de Kuujuaq), crêtes de poussée (bleu) et cordons glaciels (jaune) identifiés sur la côte rocheuse en aval de Kuujuaq (centre); Q72849-205 Estuaire marin (Vieux-Chimo); lambeaux de talus juxtaposés et adossés au roc (orange), affleurements intertidaux rocheux (rouge), sillons vaseux (brun), flèche à blocs grossiers (jaune)(image de droite).....	71
Figure 5.3	Formations sédimentaires causées par l'action des glaces flottantes. Levées arquées et bourrelets de poussée, baie de Kuujuaq (gauche). Crête de levée glacielle ancienne en amont de Kuujuaq (droite).....	72
Figure 5.4	Modèle numérique d'altitude (MNA) de l'estuaire Koksoak en condition de basse mer (gauche); écoulement fluvial en mauve et bleu, les X jaunes indiquent les secteurs de hauts-fonds (droite), exagération 500%.....	73
Figure 5.5	Carte présentant la bathymétrie de l'estuaire Koksoak, Nunavik. Les profondeurs sont en mètres.....	74
Figure 5.6	Les deux types de pied de glace identifiés sur le territoire. À gauche, un pied de glace sur parois rocheuses accores. À droite, le pied de glace est adossé au trait de côte (rouge) et recouvre le haut et bas estran (zone intertidale entre le trait rouge et vert).....	77

Figure 5.7	Les crêtes de pression (pressure ridge) et les fissures obliques ou parallèles au littoral se forment en réponse aux fortes contraintes induites par le battement des marées. Elles peuvent aussi être monoclinales, à son point le plus élevé, la hauteur est de 2 mètres.....	77
Figure 5.8	Exemple de pustules conique et composite, rive ouest, à proximité de l'infrastructure maritime.....	78
Figure 5.9	Champs de pustules composites, rive est (gauche) secteur du Vieux-Chimo. Secteur des îles et des hauts-fonds au centre de la rivière Koksoak (Droite).....	79
Figure 5.10	Blocs à chapeau glacié (gauche) intégrés dans le pied de glace (bloc à chapeau; ice capped boulders) en face de Kuujjuaq; à droite, exemple pendant le démantèlement du pied de glace en amont du cap Whales Head.....	79
Figure 5.11	Représentation des crêtes de poussée de glace sur le bas estran pendant le processus de dégradation des glaces. Empilement d'environ 5 mètres.....	80
Figure 5.12	Zone d'eau libre en permanence au cours de l'hiver à la hauteur de l'île Midway à l'hiver 2008 et 2009. Sources : Stéphanie Bleau (2009) et Martin Tremblay (2008).....	81
Figure 5.13	Illustration cartographique des formations glacielles et des accumulations sédimentaires recensées dans l'estuaire de la rivière Koksoak, Nunavik. Sources : Photographies aériennes 1972, image SPOT (06/29/2008) campagne de terrain année 2009.....	83
Figure 5.14	Courbes cumulatives des degrés-jours de gel et de la normale (températures moyennes journalières au-dessous de 0°C) à la station de météorologique de Kuujjuaq, Nunavik pour les années 2007-2011. Source : Environnement Canada.....	84
Figure 5.15	Fluctuations thermiques et barométriques horaires en phase de dégradation des glaces associées aux journées d'acquisition par RADARSAT-2 (station météorologique de Kuujjuaq).....	87
Figure 5.16	Variations horaires moyennes des températures de l'air et du débit journalier (station météorologique de Kuujjuaq et stations # 103702) en phase de pré-débâcle et de démantèlement des glaces. Sources : Centre d'expertise hydrique du Québec et Environnement Canada.....	89
Figure 5.17	Fluctuations thermiques (°C) et barométriques horaires (kPa) lors de la prise des glaces à l'automne 2009 associées aux journées de prise de vue par RADARSAT-2 (station météorologique de Kuujjuaq).....	90
Figure 5.18	Variations des températures horaires moyennes (station météorologique de Kuujjuaq) et des variations journalières du débit de la rivière Caniapiscau (station # 103702) en phase de pré-englacement et de prise des glaces à l'automne 2009. Sources : Centre d'expertise hydrique du Québec et Environnement Canada.....	92
Figure 5.19	Photographies de la Netcam du 1 ^{er} novembre 2009 (gauche) et du 11 novembre 2009 (droite) illustrant l'accumulation et l'épaississement des glaces échouées sur les estrans et le haut fond de l'île Bar (rive est, baie de Kuujjuaq).....	93

Figure 5.20	Moyennes horaires de la pression barométrique et l'état du ciel journalier lors de la phase de démantèlement en 2009 (station météorologique de l'aéroport de Kuujjuaq, 2009).	94
Figure 5.21	Image optique MODIS du 13 mai 2009 illustrant la rivière Koksoak englacée depuis ses tributaires et dans l'estuaire en amont de Whales Head (blanc). Le secteur déglacé est situé en amont de Whales Head dans la zone d'étude (cadre jaune). La zone en eau libre (bleu) se prolonge au nord (baie d'Ungava).....	97
Figure 5.22	Cartes dynamique # 1-2-3 élaborées à partir de l'acquisition d'images RADARSAT-2 (11 mai, 19 et 25 mai 2009) illustrant le démantèlement du couvert de glace en période de dégel printanier, estuaire Koksoak, Nunavik.	98
Figure 5.23	Cartes dynamiques # 4-5-6 élaborées à partir de l'acquisition d'images RADARSAT-2 (29 mai, 05 et 12 juin 2009) illustrant le démantèlement du couvert de glace en période de crue printanière, estuaire Koksoak, Nunavik.	100
Figure 5.24	Image de gauche; un composé couleur RVB (19-25-29/05/2009) en mode Ultra-Fin (3m). Indices de l'augmentation du débit, des niveaux d'eau (forme de doigts en mauve en aval de la zone en eau libre) et de l'agrandissement du périmètre (vert et rouge). À droite, la photo aérienne du 24 mai montre et valide cette même forme et les débris de glace.	101
Figure 5.25	À gauche, image RADARSAT-2 du 25 mai en mode Ultra-Fin (3m) illustrant la forte diffusion de surface par les débris glaciels au pourtour de la zone libre de glace. L'encadré rouge montre les quatre doigts profilés qui progressent vers l'aval de l'estuaire. Photographie aérienne prise le 25 mai 2009 illustrant la zone en eau libre et la progression aval de la fonte.	102
Figure 5.26	Images en mode Standard donnant une vue amont de la couverture de glace. (A) La couverture glacielle est toujours intacte, apparition d'eau libre le long des rives (points rouges); (B) Les glaces mobiles (floe) s'entassent, à la hauteur de la rivière Highfalls contre une nappe de glace plus résistante (cercle rouge) et de l'étroit en amont (flèche blanche) de ce dernier.....	104
Figure 5.27	À gauche un composé couleur RVB de deux images RADARSAT-2; 8 juin (ROUGE ET BLEU), 12 juin (VERT) illustrant la zone intertidale près de centre de recherche de Kuujjuaq. À droite, deux photographies (A/B) de la Netcam montrent des bandes quasi-parallèles au trait de côte. Elles représentent des crêtes de poussée glacielle de faibles amplitudes orientées vers l'aval; La photo (C) montre un pied de glace morcelé et renversé au sud-est de l'aéroport de Kuujjuaq.	106
Figure 5.28	Deux photographie prises le 4 juin à marée haute à partir de l'infrastructure maritime (A) illustration de la saturation en eau et du souillage du couvert sur l'estran par les sédiments fins argileux; (B) illustration d'une mare d'eau autour d'un pustule et de la neige mouillée, haut estran à marée haute.	107
Figure 5.29	Image RADARSAT-2 du 12 juin 2009, mode Ultra-Fin illustrant dans un encadré orange les secteurs à pustules et dans un triangle rose les crêtes de pression visibles.	108

Figure 5.30	Chronologie du démantèlement du pied de glace et de la glace de chenal pour l'année 2009, tirée des images RADARSAT-2 entre le 5 juin et la fin de la débâcle, le 18 juin 2009.....	109
Figure 5.31	Moyennes horaires de la pression barométrique et l'état du ciel lors de la phase d'englacement en 2009 (station météorologique de l'aéroport de Kuujuaq).....	111
Figure 5.32	Photographies panoramiques du 2 novembre à 13:00 illustrant en (A) de la glace de rive formée pendant l'étale de haute mer et des feuillets de frasil dans l'estuaire marin à marée descendante; (B) à 12:00 au début de la marée descendante des feuillets et du frasil non consolidé au droit de Kuujuaq.....	114
Figure 5.33	Photographies panoramiques du 9 novembre à 13:00 illustrant en (A) à marée montante des radeaux de frasil poussés à l'est par le vent d'ouest dans l'estuaire marin; (B) à 12:00 au début de la marée montante des radeaux de frasil échoués sur le haut-fond de l'île Bar au droit de Kuujuaq.....	114
Figure 5.34	Des images RADARSAT-2 en mode Ultra-Fin du 6 novembre (à gauche sur le baissant), en mode Ultra-Fin du 9 novembre (au centre sur le baissant) et du 13 novembre 2009 (à droite sur le montant) illustrant l'évolution de la couverture glacielle dans la zone intertidale (baies et anses à l'est).	116
Figure 5.35	Validation qualitative au moyen de photographies de l'interprétation de l'image RADARSAT-2 du 13 novembre 2009. Les encadrés (1 et 2) sont situés dans l'estuaire fluvial sur la rive ouest. Ils présentent des photographies aériennes et panoramiques prises lors de la campagne de terrain du 13 au 18 novembre 2009.....	121
Figure 5.36	Validation qualitative au moyen de photographies de l'interprétation de l'image RADARSAT-2 du 13 novembre 2009. L'encadré 3 est en milieu fluvial et les encadrés (4,5 et6) sont localisés dans l'estuaire marin sur la rive ouest. Ils présentent des photographies aériennes et panoramiques prises lors de la campagne de terrain du 13 au 18 novembre 2009.....	122
Planche #1	Mobilité des glaces flottantes	125
Figure 5.37	Composé couleur (Rouge, Vert, Bleu) issu de deux images RADARSAT-2 en mode Ultra-Fin, l'image du 27 novembre 2009 au montant ressort en vert et celle du 3 décembre 2009 au baissant en mauve (canaux rouge et bleu). À droite, en haut, la sous-image RADARSAT-2 acquise le 27 novembre montre les tailles décamétriques de la glace dans l'estuaire marin alors que celle au bas montre des radeaux de moins de 100 m de diamètre dans l'estuaire fluvial.	127
Figure 5.38	Photographies Harbortronics illustrant en A) les conditions glacielles le 27 novembre à 07:00 soit 1 heure après l'acquisition de l'image RADARSAT-2 (grands radeaux juxtaposés) et en B) les radeaux individuels métriques avec une matrice de débris glaciels le 4 décembre à 14:00.....	128
Figure 5.39	Image optique MODIS capteur AQUA (bandes 7-2-1) du 12 décembre 2009 présentant la progression de l'englacement de la rivière Koksoak (bleu pâle) et de la superficie non englacée (bleu foncé).....	131

Figure 5.40	Trois images RADARSAT-2 en mode Ultra Fin (3 m) prises pendant les froids extrêmes de décembre, les deux premières sont prises au montant de la marée et la dernière pendant le jusant.....	132
Figure 5.41	Trois images optiques (Bandes 7-2-1) MODIS TERRA (A) et AQUA (B-C) prises le 30 décembre 2009, le 10 janvier 2010 et le 2 février 2010 illustrant l'étendue de la couverture glacielle mobile et immobile de couleur bleu pâle, l'eau est définie par le noir.....	135
Figure 5.42	Zone de transition entre l'estuaire fluvial et l'estuaire marin illustrée par l'image RADARSAT-2 du 14 janvier 2010 en mode Ultra-Fin.....	137
Figure 5.43	Image RADARSAT-2 du 14 janvier 2010 en mode Ultra-Fin, au début du montant. Elle présente des zones intercalées entre les feuillets de glace mince. Le X jaune représente l'emplacement des caméras fixes en altitude près de l'infrastructure maritime (Reconyx et Harbortronics). Photographie (A) 13-01-2010 à 15:00 et (B) 14-01-2010 à 13:00. Dans les deux cas, la marée est sur son baissant.....	138
Figure 5.44	Photographies aériennes prises à partir de l'infrastructure maritime par la caméra Harbortronics illustrant (A) les travaux de réfection effectués sur le brise-lames le 27-10-2009; (B) l'élargissement de la rampe de mise à l'eau 05-11-2009.....	145
Figure 5.45	Article du journal du Québec Arctique (<i>Atuaqnik</i>), été 1979. http://services.banq.qc.ca/sdx/makivik/accueil.xsp?db=notice	146
Figure 5.46	A) Embâcle et inondation dans la baie de Kuujjuaq le 23 mai 1979. B) Évènements glaciels (crêtes de poussées) observés par la communauté Kuujjuaq en l'an 2000 et 2005. Collection personnelle d'Ingo Berendes.....	147
Figure 5.47	Évènements glaciels (12 m d'altitude) observés par la communauté Kuujjuaq en l'an 2000. Collection personnelle de Bill Doidge, Centre de recherche du Nunavik.....	148
Figure 5.48	Hydrogramme des débits journaliers moyens pour l'année 1979. La grande inondation de mai 1979 dans la baie de Kuujjuaq. Source : Centre d'expertise hydrique du Québec.....	148
Figure 6.1	Image RADARSAT-2 en mode Ultra-fin (3m) du 17 décembre à gauche; 36,5°-37,6° (marée montante) et une image en mode Ultra-fin (3 m) du 21 décembre à droite (marée descendante), l'angle d'incidence est plus élevé (48,5°-49°) et la neige est humide, (même rehaussement et application d'un filtre moyen).....	152
Figure 6.2	Photographies dans l'estuaire marin le 17 décembre illustrant en A) l'effet du brassage en surface, prise par la caméra Harbortronics vers 10:00 à l'étape de haute mer. En B) avec la caméra Reconix, l'écoulement plus opaque pris 1 heure après (A) au jusant.....	153
Figure 6.3	Photographies panoramiques illustrant en A) l'effet du flot sur la surface glacielle dans une baie protégée en aval de Kuujjuaq et B) le gel d'une mince couche de glace statique lisse mélangée de neige dans une mare en amont de l'infrastructure maritime.....	156

Figure 6.4 Photographies panoramiques prises lors de froid extrême, le 25 novembre 2008, illustrant en A) un floe de glaces flottantes entrecoupé de glace générée par nucléation spontanée au sud de la baie de Kuujjuaq et en B) l'obstruction du passage des glaces flottantes dans le goulet sud de la baie rétréci par l'avancée dans le chenal de la glace de rive composées de glace statique (noire et lisse) et dynamique (blanche et rugueuse).157

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

Des études récentes reconnaissent que les grandes oscillations naturelles arctique et nord-atlantique influencent les patrons de la circulation océanique et atmosphérique, lesquelles ont des effets sur l'équilibre de l'hydro-cryosphère (Morison, 2000; Lacroix, 2005; Bonsal et al, 2006; Duguay, 2006; Prowse, 2007). En outre, la diminution de la durée du régime des glaces et de l'épaisseur de la couverture de glace sur les rivières et les lacs de l'hémisphère Nord ont été corrélées à la tendance surtout au réchauffement de la basse atmosphère depuis les 50 dernières années (Bonsal et al, 2005; UNEP, 2007). Plusieurs paramètres atmosphériques (la vitesse du vent, les précipitations, la nébulosité, le rayonnement solaire, l'humidité) influencent la formation, la composition, l'épaisseur, la stabilité et la croissance de la glace (Walsh et al, 2005).

À cet égard, 26 rivières pour la plupart situées au sud du 60°N et ayant un registre (100 ans) des dates de début et de fin de cycle glaciaire, ont révélé un délai moyen de l'englacement de 5,8 jours/100 ans et le devancement du déglacement de 6,3 jours/100 ans, en haussant la température annuelle de 1,2°C/100 ans (Magnuson, 2000). Plus marqué dans l'Ouest canadien, Bonsal et Prowse (2003) ont trouvé que la relation entre l'arrivée de l'isotherme 0°C atmosphérique au printemps et l'amorce hâtive du processus de déglacement (débâcle) était plus prononcée depuis les trente dernières années. Prowse et al (2004) ont estimé de 10 à 15 jours, le devancement de la phase de dégel des glaces, alors que les délais à la formation sont apparus moins évidents et plus variables sur le territoire (Brown et Duguay, 2010). Par contre, Lenormand et Duguay (2005) ont trouvé une meilleure relation pour les lacs de l'Est du Canada (Labrador et Québec).

Les simulations des modèles climatiques régionaux prévoient l'amplification des variations atmosphériques (évaporation) qui se traduiront à la fois par des changements dans les moyennes de température et de précipitation et par des modifications de leur distribution notamment à la hausse dans les régions nordiques (Walsh et al, 2005; Plummer et al, 2006; Ouranos, 2010). Ne connaissant pas les véritables répercussions de ces variabilités sur le régime des glaces et sachant que les extrêmes hydrologiques ont des conséquences socio-économiques et écologiques très importantes (Beltaos, 1997; Prowse et al, 2003; Walsh et al 2005), nous nous interrogeons des conséquences de ces fluctuations interannuelles sur la

nature, la composition et la qualité des glaces au Nunavik et particulièrement, sur la rivière Koksoak caractérisée par un régime macrotidal (Prowse et Beltaos, 2002).

Les phénomènes liés au régime annuel des glaces assujetti à des marées de fortes amplitudes (régime macrotidal) ont été étudiés sur quelques rivières canadiennes. Un bon nombre de ces recherches ont porté sur le transport sédimentaire par les glaces, les microstructures et les formations glacielles, le rôle des glaces dans la zone intertidale, l'érosion des berges et du lit, de même que sur l'action des marées sur le couvert de glace lui-même. Parmi les régions étudiées, on compte la rivière Petitcodiac au Nouveau-Brunswick (Desplanque et al, 1981; 1986), le fleuve Saint-Laurent au Québec (Dionne, 1968c; 1971a; 1973a; 1992; 1985 et Allard et Champagne, 1980; Morse et al, 2001; 2005), Cobequip Bay en Nouvelle-Écosse, (Knigh et al, 1976), la baie aux Feuilles en Ungava (Lauriol & Gray, 1980), Frobisher Bay à l'île de Baffin par McCann et al (1981), ainsi que la Jamésie et l'Hudsonie (Dionne, 1978). Seule, Desplanque et Bray (1986) ont étudié la dynamique des glaces des estuaires macrotidaux. Ils ont décrit les interrelations entre la bathymétrie, les harmoniques de marée et les processus glaciels.

Par ailleurs, plus récemment, le Comité sur les processus fluviaux, glaciels et de l'environnement (CRIPE) de l'Union géophysique canadienne a décidé de former un comité de travail sur les processus reliés aux glaces dans les estuaires. De cette initiative est née une revue bibliographique faisant état des connaissances actuelles (Morse et al. 1999). L'interaction entre la glace de rivière, l'hydrodynamique et la thermodynamique dans un estuaire mésotidal sur la côte nord du Saint-Laurent (région de Portneuf), a été documentée en collaboration avec Hydro-Québec, (Morse et al, 2001a, b, 2002, 2004). On a constaté que la surface englacée est un endroit instable et à risque pour les riverains et ses usagers. En effet, la température de l'eau salée joue un rôle clé dans les phases de formation et de fonte. De plus, le cycle des marées de mortes-eaux/vives-eaux est une force motrice qui conditionne à la fois l'englacement et la débâcle (Morse et al, 2005).

De plus, peu d'études s'intéressent aux processus glaciels évoluant dans un environnement à fort marnage, et aucune ne s'adresse directement à ce type d'environnement dans le bassin ungavien. Ce qui a suscité l'intérêt d'étudier la rivière Koksoak est notamment sa localisation stratégique pour le développement socio-économique du Nord, la variabilité interannuelle de son régime hydrologique et le fait qu'elle ait déjà subi des modifications anthropiques dans le passé.

De plus, les changements naturels hivernaux radicaux sont en partie dus à la dérivation de 33 % de son débit moyen annuel vers le réservoir Caniapiscau (*Kaniaupiska*) dont les eaux se déversent maintenant dans la Baie James par le complexe hydroélectrique de la Grande Rivière.

Il devient donc impératif d'accroître les connaissances scientifiques des milieux littoraux et fluviaux subarctiques dans l'optique de limiter les dommages aux infrastructures maritimes nordiques et d'outiller les communautés inuites, dont Kuujjuaq. Cette communauté, localisée aux abords de la rivière Koksoak, est en forte croissance démographique. Pour assurer la sécurité de ses habitants, les aînés se voient déjà dans l'obligation d'adopter de nouveaux comportements pour accéder aux ressources du territoire (Tremblay et al, 2006a). En parallèle, le Ministère des Transports du Québec a également des inquiétudes face à la durabilité et la susceptibilité des infrastructures maritimes du Nunavik en raison des changements climatiques.

À Kuujjuaq, la température moyenne annuelle est en hausse depuis 1992. Elle est passée de -6,3°C à -0,83°C en 2010, s'élevant au-dessus de la normale climatique (Tremblay, 2006a; Allard, 2007; Ouranos, 2010). L'amplitude des marnages moyens à Kuujjuaq est de 4,3 m en période de vive-eau et de 2,6 m en période de morte-eau (Messier, 1985). Les conditions hydrodynamiques sont caractérisées par des courants tidaux de 3 nœuds. En période de crue, la vitesse des courants et la turbulence de l'estuaire augmente considérablement. Le lit peu profond de l'estuaire est caractérisé par un chapelet d'îles et de nombreux bancs émergents qui peuvent obstruer l'écoulement naturel des glaces (Messier, 1985).

Ce que l'on connaît de l'englacement de la baie d'Ungava est qu'il survient normalement au début de décembre. L'évacuation des glaces s'effectue vers le 1^{er} juillet (Drinnan et Priori, 1955). L'Atlas climatique des glaces de mer « Eaux du nord canadien de 1971 à 2000 » rapporte des renseignements similaires au sujet du gel et du dégel. Selon cette source, l'englacement de la zone côtière se produit la 3^e semaine de novembre et sa partie centrale, à la 1^{re} semaine de décembre. Par contre, le déglacement de la baie d'Ungava a lieu à la mi-juillet.

L'englacement de la rivière Koksoak s'effectue par sections, étant donnée la grande variabilité atmosphérique du système fluvial. Les lacs et les petits tributaires situés au SO de l'île Koksoak gèlent avant le 1^{er} novembre (Guimont et Laverdière, 1980). Ceux situés au NE de l'île Koksoak gèlent autour du 20 novembre. Le débit plus fort et les marnages du Koksoak décalent l'englacement de la portion supérieure de l'estuaire qui gèle la 1^{ere} semaine de décembre, tandis que l'estuaire maritime est englacé vers la mi-décembre (Guimont et Laverdière, 1980;

Breton-Provencher, 1982). Par contre, le moment de la débâcle est très variable et il peut survenir entre la mi-mai et la 3^e semaine de juin.

Puisqu'il existe peu de données documentant l'évolution spatio-temporelle de la glace dans un environnement macrotidal subarctique, cette étude vise à consolider les connaissances de la dynamique glacielle actuelle dans l'estuaire de la rivière Koksoak. L'hypothèse avancée est que le régime des glaces est commandé par la température de l'air et le régime marégraphique dans l'estuaire. Étant donné la surveillance plutôt ardue et dangereuse des processus glaciels sur le terrain, nous avons choisi de développer une approche méthodologique originale basée sur la chronoséquence d'images satellitaires. Nous avons choisi les données du satellite canadien RADARSAT-2 à résolution fine (3m), car les capteurs radar (micro-ondes actives) nous fournissent des images à haute résolution de la glace tant par temps couvert que durant la nuit.

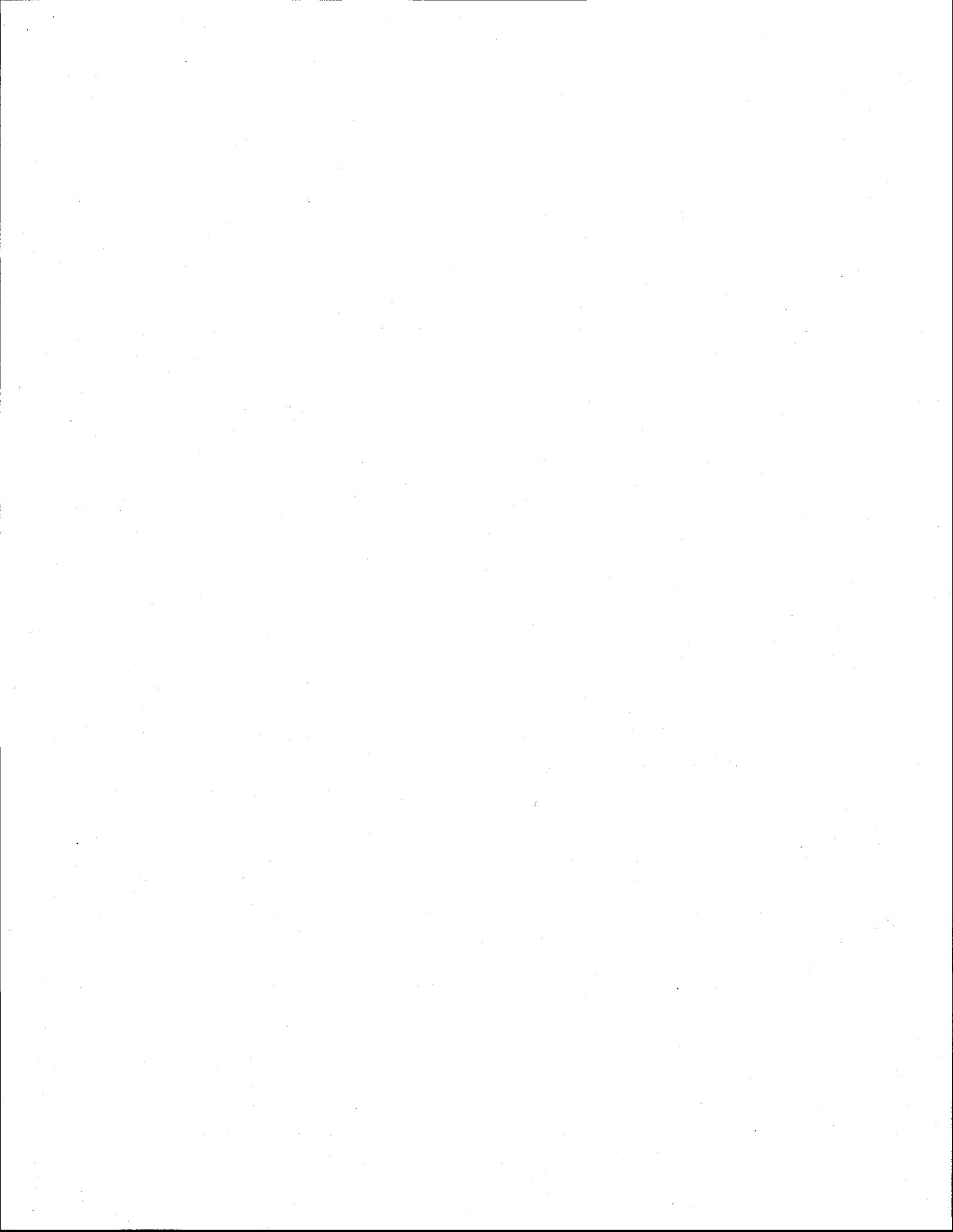
Des travaux récents ont montré les avantages offerts par la télédétection radar pour la surveillance en région froide (Weber et al 2001, 2003; Unterschultz et al, 2009). Un modèle a été développé pour mieux comprendre l'interaction du signal radar avec la glace selon les caractéristiques physiques du couvert de glace (Gherboudj et al, 2010; Gherboudj et al, 2007). De plus, les expériences de classification automatique des types de glaces tentées avec succès sur les rivières St-François et Athabaska se poursuivent sur l'estuaire Koksoak depuis 2008. (Gauthier et al, 2010; Gauthier et al, 2008). Toutefois, une bonne connaissance de l'environnement (géologie, géomorphologie, bathymétrie, hydraulique) dans lequel se trouve le pixel de l'image est primordiale à l'interprète. Elle amène une valeur ajoutée à la classification des types de glace par voie semi-automatisée ou par interprétation visuelle (Drouin, 2007).

Pour pallier le manque de connaissances de l'écosystème et la défaillance des données quantitatives continues, nous avons sollicité la collaboration des aînés. Les données empiriques recueillies lors d'ateliers sont complémentaires aux interprétations des images RADARSAT-2. Entre autres, les aînés ont exprimé leurs inquiétudes à l'égard de l'érosion de leurs connaissances traditionnelles du climat régional, du recouvrement glacielle des battures de la baie d'Ungava et de la rivière Koksoak en raison de sa plus grande imprévisibilité.

Quatre sous-objectifs sont proposés pour atteindre l'objectif global. D'abord, deux clés d'interprétation des images radar (RADARSAT-2) seront développées, la première applicable aux processus de déglacement, la seconde aux processus d'englacement. Deuxièmement, le rôle des températures atmosphériques et du battement des marées sur la dynamique des processus glaciels sera évalué. Troisièmement, l'effet des caractéristiques morphologiques du

chenal sur la croissance, l'évolution et la décroissance d'un couvert de glace sera déterminé. Finalement, nous évaluerons les impacts géomorphologiques des processus glaciels sur les berges, les infrastructures maritimes et les Kuujjuamiut.

Ce mémoire comporte sept chapitres. Le premier chapitre présente le contexte dans lequel nous exposons la problématique et les objectifs de recherche. Le chapitre 2 comporte une description régionale; il présente le site d'étude et les caractéristiques physiques de la rivière Koksoak. Le chapitre 3 contient les principaux concepts de la dynamique annuelle des glaces. Il décrit et illustre les types de glace présents dans l'écoulement. L'approche méthodologique, les moyens techniques utilisés et l'origine des données quantitatives et qualitatives forment le chapitre 4. Le chapitre 5 contient les résultats provenant de la reconnaissance géomorphologique, d'une analyse hydro-climatique, des connaissances environnementales locales et de la description des étapes des processus de déglacement et d'englacement. Le sixième chapitre discute des paramètres physiques du radar et des facteurs climatiques importants, des défis technologiques pour l'interprète et de l'effet de la marée et des facteurs physiques sur le régime des glaces. Il présente les étapes chronologiques du déglacement et de l'englacement sous forme de tableaux. Le dernier chapitre présente une conclusion à l'égard des objectifs de recherche visés. Il ouvre des perspectives aux milieux de recherche et aux principaux acteurs intéressés.



CHAPITRE 2: DESCRIPTION DE LA RÉGION ET DU SITE D'ÉTUDE

Ce chapitre présente la géologie de la vallée fluviale du Koksoak. Les anciens niveaux marins de la mer de D'Iberville et les taux d'émersion post glaciaire sont discutés suivis d'une description du climat local, de la géomorphologie littorale de la zone étudiée et du régime hydrologique. Les divisions hydrographiques sont présentées de même que leurs caractéristiques physico-chimiques.

2.1 Vallée fluviale du Koksoak

La rivière Koksoak, longue de 136,5 km, appartient au bassin-versant de la baie d'Ungava, laquelle a la forme d'une vaste cuvette inclinée vers le nord (Figure 2.1). L'appellation contemporaine acceptée par la commission de la toponymie du Québec de la rivière est *Koksoak*. Cependant, le nom donné par les Kuujjumiut est celui de la rivière Kuujjuaq qui signifie «la grande rivière». La rivière traverse deux zones de relief distinctes, une alternance de collines subparallèles et de vallées étroites appartenant à la fosse du Labrador et une pénéplaine ondulée de la province de Churchill (Gilbert, 1956; Guimont et al, 1980; Breton-Provencher, 1982). Dans la fosse du Labrador, le substratum est composé de roches volcano-sédimentaires plissées lors de l'orogénèse hudsonienne (Protérozoïque supérieur). À l'est, on retrouve des roches plutoniques qui sont des variétés de diorite, moyennement quartzitiques, riches en minéraux foncés (biotite et hornblende) ainsi que d'autres fortement métamorphisées, les gneiss, qui proviennent de roches sédimentaires : argiles, arkoses (paragneiss) et de roches granitiques (orthogneiss) (Gilbert, 1956; Laverdière et Guimont, 1980; Breton-Provencher, 1982).

Le bassin est entaillé par de grandes vallées qui drainent le territoire, notamment par le George à l'est, la Baleine et le complexe Caniapiscou-Mélèzes-Koksoak à l'ouest. La Péninsule d'Ungava se divise en six grandes régions physiographiques. La rivière Koksoak en traverse quatre dont le plateau de la rivière aux Mélèzes d'où elle origine, les collines du Labrador, les basses-terres de l'Ungava et, à l'est, les pénéplaines anciennes du plateau de la George. Le réseau de fractures du socle oriente les eaux du bassin ungavien qui empruntent un patron plutôt ramifié, et organisé de manière centripète convergeant dans la baie d'Ungava (Laverdière et Guimont, 1980). Les rivages et les côtes irrégulières sont ponctués de collines rocheuses

moutonnées, découpés de saillants, d'îles et de baies dentelées (Fournier, 1992). La vallée en auge de la rivière Koksoak figure parmi les plus développées de la péninsule et son évolution remonterait aux temps pré-glaciaires (Breton-Provencher, 1982).

Le bassin versant de la vallée du Koksoak est d'une superficie de 95000 km². L'encadré rouge de la figure 2.1 montre la localisation du bassin versant depuis la tête à la confluence des tributaires Mélézes et Caniapiscou jusqu'à l'embouchure. Le village actuel de Kuujjuaq a été établi à près de 50 km de l'embouchure de la baie d'Ungava; il s'insère dans un environnement subarctique (58°08'58.21"N;68°20'2.82"O).

2.2 Transgression marine post-glaciaire

La transgression de la mer de D'Iberville a emprunté les basses vallées des affluents de la baie d'Ungava entre 7400 et 7200 ka (Allard et al, 1989). En réponse au relèvement glacio-isostatique, la mer postglaciaire a régressé progressivement vers 7000 ka (Breton-Provencher, 1982). Les estimations entourant les taux d'émersion des terres diffèrent pour la vallée de la Koksoak d'un auteur à l'autre. SOGEAM (1984), évoque 3,3 mm/an depuis le dernier millénaire tandis que Vinet (2008) propose environ 1 m/siècle pour le relèvement résiduel de la région de Tasiujaq. Les travaux menés dans le secteur sud de l'Ungava par Lauriol (1982) montrent plutôt un redressement isostatique régional de 0,6 m/siècle. À cet effet, l'analyse de diatomées dans la région a permis l'élaboration d'une courbe d'émersion préliminaire pour le secteur de Kuujjuaq et a montré que le taux d'émersion rapide (5,7-5,8 m/siècle) jusqu'à 4800-4000 ka s'est atténué après à environ 0,9 m/siècle (Pienitz et al, 1991).

Au sud de Kuujjuaq et Tasiujaq, le niveau marin maximal relatif s'est élevé à plus de 180 mètres d'altitude (Gangloff et al, 1976; Vinet, 2008). Dans les villages plus nordiques, la courbe de gauchissement montre que les niveaux atteints sont moins élevés pour certains endroits soient de 120 m dans la région de Quaqtac, 134 m à Kangirsuk et de 155 m à Aupaluk (Vinet, 2008). Depuis, l'émersion du territoire de la vallée du Koksoak a pour effet de favoriser les processus d'érosion fluviale actuels ce qui permet à la rivière de s'encaisser progressivement dans ses propres sédiments en réponse à la baisse de son niveau de base (Breton-Provencher, 1982).

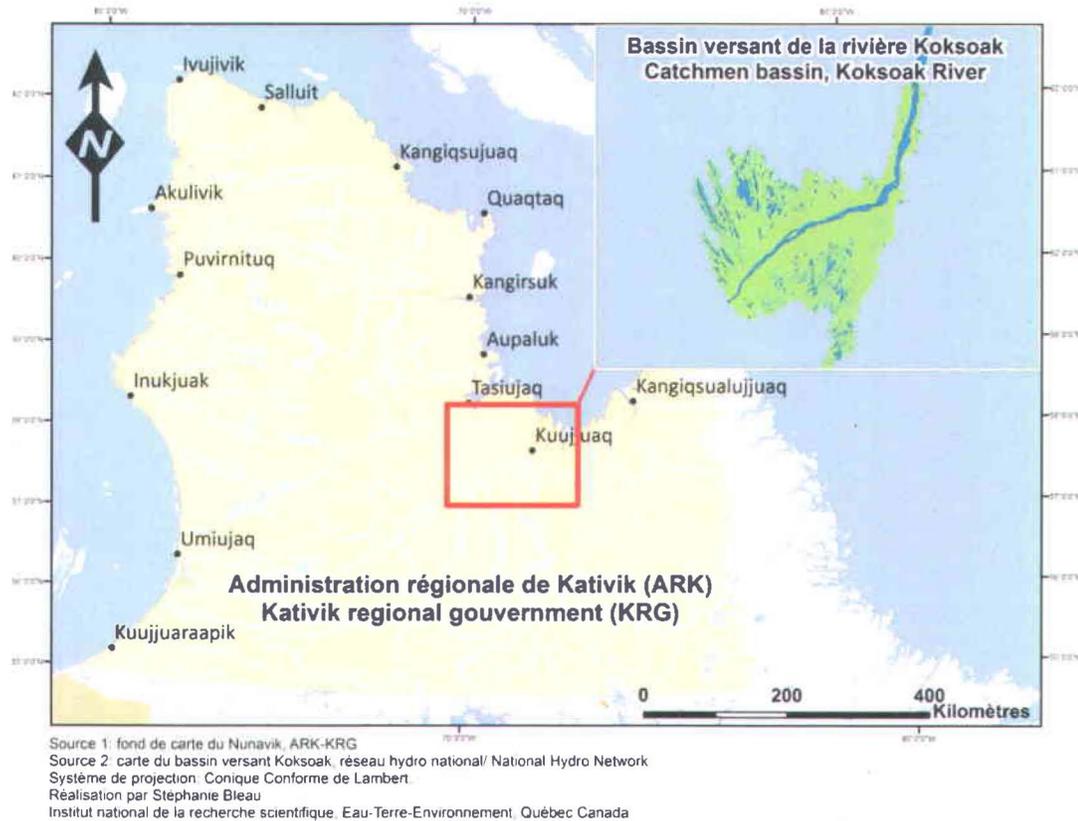


Figure 2.1 Localisation du bassin versant dans lequel s'insère la zone d'étude; le fleuve Koksoak au Québec nordique (Nunavik).

2.3 Climat

L'étude menée sur le régime des glaces de la Caniapiscau par Laverdière et Guimont (1980) montre deux éléments importants qui interviennent dans la répartition des conditions atmosphériques des tributaires Caniapiscau et aux Mélézes jusqu'à la baie d'Ungava. Le premier élément est la latitude qui lui donne un caractère de plus en plus froid passant de subarctique à arctique (sud au nord) et le deuxième est la présence des masses d'air de l'Atlantique qui font sentir leurs effets temporisateurs d'est en ouest sur le territoire, en hiver.

2.3.1 Température

Concernant les températures, les moyennes annuelles quotidiennes à la station météorologique de Kuujuaq décrites au tableau 2.1 montrent que les années 2008 (-4,25°C) et 2009 (-4,28°C)

ont été plus chaudes que la normale de $-5,7^{\circ}\text{C}$. Toutefois, l'année 2010 inscrit l'écart thermique annuel le plus grand avec une moyenne annuelle de $-0,83^{\circ}\text{C}$.

Lorsqu'on compare l'année 2009 aux normales mensuelles, on constate que le mois d'avril se situe légèrement au-dessus du seuil, le mois de mai a été plus frais alors que juin est demeuré dans la moyenne. La saison estivale oscille près des normales mensuelles alors que l'automne 2009 enregistre un climat anormalement chaud, surtout pour le mois de novembre ($-5,13^{\circ}\text{C}$) versus la normale ($-8,4^{\circ}\text{C}$) et décembre à $-11,79^{\circ}\text{C}$ contre $-19,3^{\circ}\text{C}$.

Tableau 2.1 Variations annuelles des températures quotidiennes climatiques enregistrées à la station de Kuujuaq, Québec

Ans	Jan.	Fév.	Mar	Avril	Mai	Juin	Juil.	Aoû	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Tot
2008	-24,3	-24,3	-18,8	-4,94	5,5	10,9	14,3	12,7	6,45	1,15	-7,95	-21,7	-4,25
2009	-22,6	-21,2	-17,7	-8,71	-1,9	7,65	12,5	10,6	6,16	-0,37	-5,13	-11,7	-4,28
2010	-19,7	-11,9	-13,1	-3,2	1,14	7,24	12,9	14,7	7,83	2,56	-1,91	-5,88	-0,83
* ($^{\circ}\text{C}$)	-24,3	-23,6	-18,3	-9,1	0,3	7,2	11,5	10,6	5,6	-0,7	-8,4	-19,3	-5,7

Source : Archives nationales d'information et des données climatologiques, Environnement Canada.

*Données tirées des normales climatiques 1971-2000 (basé sur des données quotidiennes).

* Règle de 3/5 de l'OMM (il ne doit pas manquer de données de la température ou des précipitations pendant plus de 3 années consécutives ou de 5 en tout).

2.3.2 Précipitations

Cette section présente quatre tableaux (Tableaux 2.2 à 2.5) qui décrivent les quantités reçues de précipitations neigeuses et pluvieuses moyennes mensuelles quotidiennes enregistrées à la station météorologique de l'aéroport de Kuujuaq pour les années 2008, 2009, 2010. Le dernier tableau (2.5) présente les normales moyennes calculées entre 1971 et 2000.

En comparant les précipitations liquides pour les trois années à la moyenne calculée, nous remarquons une augmentation des précipitations liquides au détriment des précipitations solides qui dans tous les cas régressent pour se situer sous la normale. L'hiver 2009-2010 a été caractérisé par un mois de novembre enneigé accumulant 53,2 cm et demeure supérieur à la normale qui est estimée à 43,4 cm alors que décembre est moins généreux et sous la normale. Les précipitations solides de janvier sont abondantes et diminuent en février 2010.

Tableau 2.2 Précipitations moyennes enregistrées à la station de Kuujjuaq durant l'année 2008.

Types	Jan.	Fév.	Mar	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Total annuel
*Solide	29	12,7	38,8	23	5,6	0	0	0	2,4	18,6	70,2	26,8	227,1
Liquide	T	0	0	9,6	24	67,6	72	89	80	71	5	0	418,2
Total	29	12,7	38,8	32,6	29,6	67,6	72	89	82,4	89,6	75,2	26,8	645,3

Source : Données quotidiennes, Archives nationales d'information et des données climatologiques, Environnement Canada.

* 1 cm de neige \approx 1 mm d'eau (équivalent en eau approximatif)

Tableau 2.3 Précipitations moyennes mensuelles enregistrées à la station de Kuujjuaq durant l'année 2009.

Types	Jan.	Fév.	Mar	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov	Déc.	Total annuel
*Solide	24,4	10,4	33,6	5,8	18,2	3,6	0	0	0,4	23,4	53,2	33,6	206,6
Liquide	0	0	0,6	0,4	16,3	32,4	63,6	67,6	125	25,6	3,8	7,6	342,9
Total	24,4	10,4	34,2	6,2	34,5	36	63,6	67,6	125,4	49,0	57,0	41,2	549,5

Source : Données quotidiennes, Archives nationales d'information et des données climatologiques, Environnement Canada.

* 1 cm de neige \approx 1 mm d'eau (équivalent en eau approximatif)

Tableau 2.4 Précipitations moyennes mensuelles enregistrées à la station de Kuujjuaq durant l'année 2010.

Types	Jan.	Fév.	Mar	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aoû	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Total annuel
*Solide	41,2	19,4	24,2	20,6	23	0,4	0	0	0	4,8	23,2	24,2	181
Liquide	0	0	3,8	1,2	13,8	62	38,2	68,4	54	94,8	3,6	18,2	358
Total	41,2	19,4	28	21,8	36,8	62,4	32,2	68,4	54	99,6	26,8	42,4	539

Source : Données quotidiennes, Archives nationales d'information et des données climatologiques, Environnement Canada.

* 1 cm de neige \approx 1 mm d'eau (équivalent en eau approximatif)

Tableau 2.5 Normales climatiques calculées à partir des données enregistrées à la station de Kuujjuaq entre 1971-2000.

Types	Jan.	Fév	Mar	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Total annuel
*Solide	33,7	29	31,4	25,3	14,7	6,3	0,1	0,5	7,6	27,7	43,4	37,5	257
**Liquide	0,1	0,6	0,6	2,5	14,8	44,8	59,1	70	54,1	25,7	4,7	0,4	277
**Total	33,2	28,4	30,7	27,3	29,6	51,5	59,2	70,4	62,1	51,9	46,6	36	526

Source : Données quotidiennes, Archives nationales d'information et des données climatologiques, Environnement Canada.

* 1 cm de neige \approx 1 mm d'eau (équivalent en eau approximatif)

** Règle de 3/5 de l'OMM (il ne doit pas manquer de données de la température ou des précipitations pendant plus de 3 années consécutives ou de 5 en tout). Données climatiques 1971-2000.

2.4 Géomorphologie

Les resserrements géologiques sur le tracé longitudinal et la division hydrographique a permis de distinguer les segments morpho-sédimentologiques de l'estuaire (Figure 2.2). Le segment 1 s'insère dans l'estuaire fluvial, le segment 2 chevauche l'estuaire fluvial et maritime (zone transition) et le segment 3 coïncide avec la zone maritime (Messier, 1985). Le lit de l'estuaire comprend deux unités géomorphologiques différentes, à savoir les hauts-fonds et les chenaux. Ces observations ont été obtenues à même la carte bathymétrique et des campagnes de terrain en 2009.

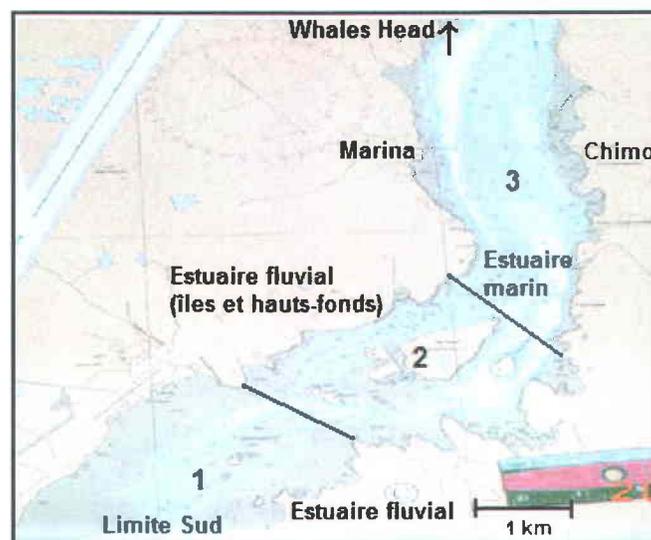


Figure 2.2 Division du système hydrologique pour décrire la géomorphologie du transect étudié de 15,5 km, estuaire Koksoak, Nunavik. Carte bathymétrique # 5338 (Service hydrographique du Canada).

2.4.1 Estuaire fluvial

À l'extrême sud du territoire d'étude, l'estuaire a une forme générale plutôt évasée. La rivière coule vers le nord-est; le tracé du trait de côte mesure 5,8 km sur la rive droite et 4,6 km sur la rive gauche. Large de 3,1 km en amont, le chenal se rétrécit dû à l'empiètement des saillants vers son centre. À son passage le plus étroit, la largeur n'est que de 1,8 km. Les baies exondées à marées basses s'étalent parfois sur plus d'un kilomètre. Lors du cycle de basse mer, l'émersion des terres peut atteindre 1,5 et 2,5 m au-dessus du niveau de référence. Au centre des deux chenaux, de profondeurs connues, on dénombre plusieurs gros blocs submergés ou au fil de l'eau. La plus grande concentration de blocs se situe sur l'estran de la rive gauche entre l'aéroport et le goulet d'étranglement au sud.

La lithologie du fond de la rivière se compose principalement de sable, de vase et de blocs rocheux. Les sables délestés dans la baie de Kuujuaq forment deux grandes plages d'arènes plaquées de galets et de blocs erratiques et glaciels. Le dénivelé très faible des estrans commande des pentes générales de l'ordre 0,5 à 0,9°. Un banc sableux et vaseux nommé île *Qikirtaguluit* s'étire au centre du cours d'eau et abrite deux petits îlots rocheux dont l'île Bar. La longueur de l'île et de son estran aval est de 2,4 km. Elle mesure 776 m à son plus large en période de basse mer moyenne

2.4.2 Zone de transition (hauts-fonds et îles)

À l'ouest, le littoral plus rectiligne s'étend sur 6,5 km. La sinuosité du littoral opposé et ses nombreuses baies étroites donnent un tracé linéaire de 13,4 km. La rivière bifurque puis adopte la direction NNE. Circonscrit entre deux saillants rocheux, le chenal principal s'écoule du côté est de la Petite île Elbow où les profondeurs sont les plus élevées. Le lit sableux de la rivière est parsemé d'innombrables blocs rocheux. Ce secteur presque entièrement dénué de dépôts meubles est composé d'affleurements rocheux plissés, des dykes de pegmatites (Figure 2.2). La Grande île Elbow (54 m d'altitude), la Petite Île Elbow (21 m), l'île Bar (3 m) et de l'île Midway (16 m) forment un archipel qui agit comme une barrière structurale à l'écoulement fluvial.

Les alluvions sableuses et argileuses recouvertes de clastes rocheux sont fortement concentrées sur le haut-fond au sud de la Grande île Elbow. Circonscrite entre la côte sud de cette île et la rive nord de l'île Midway, l'estran s'étend sur environ 1 km de largeur et 1,12 km de longueur. Il s'exonde de 1,7 m en moyenne lors du retrait des eaux. Ce platier est ponctué à marée haute par trois petits îlots sans nom. Ils atteignent chacun une altitude variable soit de 33 m, 17 m et de 3 m. D'autre part, la bande intertidale mince est compensée par de très nombreux bancs émergents dans la passe de la Grande île Elbow (ouest). Ailleurs, les remontées topographiques sur le lit à proximité de l'île Midway donnent lieu à une zone de turbulence caractérisée par des clapotis. Les marques d'érosion (polissage) prédominent sur le versant sud des îles.

Les estrans sont vaseux et parsemés de blocs. La zone intertidale de la rive ouest rétrécit considérablement, tandis que la rive est montre une continuité avec le tronçon 1. Le terrain plus accidenté confère aux traits de côte rocheux et aux baies sableuses un dénivelé plus abrupt.

Les pentes des estrans sont de l'ordre de $0,65^\circ$ à $6,9^\circ$ sur la rive ouest et de $0,42^\circ$ à $7,4^\circ$ sur la rive est. Les baies les plus profondes et étroites de la zone d'étude se concentrent sur le littoral à l'est.

2.4.3 Estuaire marin

Forcé dans le passage serré de 300 m à la droite de la Petite île Elbow, le chenal subdivisé à nouveau en aval bifurque vers la rive ouest. La rivière s'élargit et poursuit sa course rectiligne vers le nord. Le littoral concave à l'ouest s'allonge de 8,2 km alors que du côté du Vieux Chimo, il n'en fait que 4,7 km. Ici, l'écoulement se voit confiné progressivement entre les parois rocheuses 2 km en aval (saillant de Whales Head) des infrastructures maritimes. À cet endroit, la distance notée entre les rives est de 690 m. Les rives de ce segment sont marquées par le prolongement dans la rivière du substratum tel qu'observé dans le tronçon médian. Les saillants et les rentrants se font moins nombreux que dans les tronçons précédents.

Les pentes abruptes se situent où le substratum se prolonge dans la rivière à la limite supérieure de cette zone du côté ouest (11 à 22°). Les escarpements raides au nord du Vieux-Chimo infligent une forte déclinaison qui peut parfois atteindre 11° . Au nord du Vieux-Chimo, la falaise plonge abruptement sans accumulation détritique à son pied. Les battures les plus étendues se trouvent de part et d'autre du Vieux-Chimo. La granulométrie des estrans ressemble aux deux autres segments (vase et blocs) sauf dans le cas de la baie en amont de la pointe *Umiakutuutalik* où se déposent des graviers et des blocs.

2.5 Régime hydrologique

La rivière (fleuve) a un régime hydrologique marqué de fortes variations au gré des saisons. Les écarts entre les débits d'étiage, les crues printanières et les périodes de forte intensité pluviale illustrent son caractère à la fois torrentiel et calme. La coupure de la rivière Caniapiscau le 25 octobre 1981 a eu comme conséquence directe d'amputer d'environ 30 % la superficie du bassin de drainage de la rivière Koksoak (Messier, 1985). Cette rivière entretient une relation étroite avec l'onde de marée qui pénètre à l'intérieur de l'estuaire jusqu'aux environs du kilomètre 87 en période de vive-eau (Messier, 1985).

Dans l'estuaire, les niveaux de l'eau dépendent essentiellement de l'amplitude et de la vitesse de l'onde de marée, alors que dans la partie fluviale (en amont de Kuujuaq), les variations du débit prédominent.

L'étude de Messier (1984) portant sur la propagation de la marée et la variation de la salinité dans l'estuaire, un an après la coupure de la rivière Caniapiscau, estime l'abaissement du niveau moyen de l'eau de la Koksoak à 0,25 à 0,30 mètre pour chaque tranche de 1000 m³/s de réduction de débit d'eau douce. Ouellet et Ropars (1979) évoquent que les débits d'eau douce extrêmes, à partir de données obtenues à la confluence de tributaires en amont de la Koksoak (rivières aux Mélèzes et Caniapiscau), varient pendant l'année entre 250 et 16000 m³/s. Étant donné la marge d'erreur élevée de ces estimations, Breton-Provencher (1982) demeure plus prudente et estime que le débit d'étiage réside sous les 400 m³/s, alors que les crues printanières excèdent 10000 m³/s. À Kuujuaq, lorsque les conditions d'étiage et les périodes de morte-eau se conjuguent, l'estuaire atteint les niveaux d'eau les plus bas.

Par ailleurs, le débit annuel moyen approximatif avant 1981 se chiffrait à 73,7 km³an⁻¹ alors qu'après l'aménagement du barrage de déviation, il se chiffre maintenant à 45,9 km³an⁻¹. Selon les données disponibles sur le site de l'Année Polaire Internationale, la moyenne des débits quotidiens pour l'année 2008 atteint 1420,91 m³/s. Ces données extraites à partir des tributaires de la Koksoak (rivières aux Mélèzes et Caniapiscau) montrent que ce débit est de beaucoup inférieur aux débits divulgués dans le rapport de Breton-Provencher (1982) qui indique un débit pré-détournement moyen à la tête de la Koksoak de 2324,88 m³/s.

2.5.1 Hydrogrammes des débits journaliers (pré et post-détournement)

Le débit du Koksoak subit de grandes variations annuelles de même qu'interannuelles. Dans son étude Messier (1985) montre les hydrogrammes propres aux conditions naturelles (1962-1981), avant la dérivation du bassin supérieur de la rivière Caniapiscau. Dans ces conditions hydrologiques nordiques, le débit journalier moyen annuel pouvait varier en période d'étiage hivernal de 300 m³/s (avril) à un maximum de 10000 m³/s en période de crue printanière. En condition post-détournement, la figure 2.3 illustre et compare le débit journalier moyen avant (1964-1981) et après la dérivation (1982-1999; 2008-2009). Les stations hydrométriques sont situées à 1 km en amont de la chute à la Pyrite soit à quelques 33 km en amont de la Koksoak sur la rivière Caniapiscau et sur la rivière aux Mélèzes à 7,6 km de l'embouchure (Messier, 1985).

L'absence de données (2000 à l'été 2008) résulte de l'arrêt des stations # 103702-Caniapiscau et # 103605-Mélèzes. Les valeurs transmises pour l'année 2009 ne demeurent qu'indicatives des débits dû à leur traitement préliminaire par le Centre d'expertise hydrique du Québec et à l'absence de jauge sur la rivière aux Mélèzes. Malgré cela, les données sont révélatrices du momentum de l'écoulement fluvial.

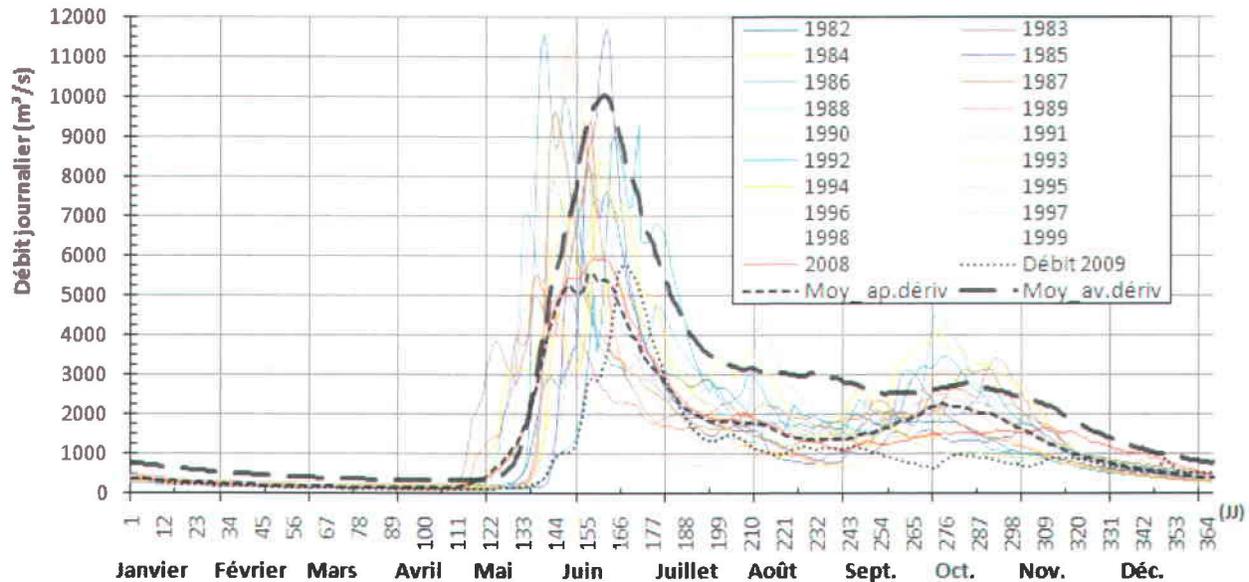


Figure 2.3 Hydrogrammes des variations journalières depuis la dérivation en octobre 1981, stations # 103702-Caniapiscau et # 103605-Mélèzes. Les hydrogrammes moyens journaliers et le débit moyen pour l'année 2009 illustrés représentent les données compilées avant et après la dérivation (Caniapiscau), rivière Koksoak, Nunavik. Source : Centre d'expertise hydrique du Québec.

Dans ce contexte, le débit journalier moyen post-détournement montre que le débit fluctue maintenant de 150 m³/s en période d'étiage (avril) à 5405 m³/s en période de crue printanière. L'initiation moyenne des crues s'effectue une dizaine de jours (fin avril) plus tôt qu'avant le détournement (première de mai). L'élévation rapide des crues printanières moyennes est similaire dans les deux cas. Cependant, on observe la réduction de moitié du débit moyen. Les différences marquantes se situent au climax de la crue où deux pointes se démarquent dans la distribution des valeurs après dérivation. Ces deux sommets illustrent que les débits maximums post-détournement tendent à apparaître pendant la dernière semaine de mai ou lors de la première dizaine de juin. Depuis 1982, seules les années 1991 (15 juin), 1992 (13 juin) et 2009 (16 juin) dépassent cette tendance. De plus, il est possible que ces deux pointes soient liées au régime hydrologique très différent des deux tributaires (Mélèzes et Caniapiscau) qui alimentent le Koksoak. Notamment, en supposant que la débâcle de la rivière aux Mélèzes précède la débâcle de la rivière Caniapiscau. L'hydrogramme moyen post-dérivation présente les crues au-

dessus de 5000 m³/s et en-dessous de 5500 m³/s. La phase récessive moyenne des eaux en condition pré et post-détournement débute autour du 11 juin (162jj).

Par contre, l'hydrogramme de 2009 comporte des dissemblances évidentes par rapport au débit moyen post-détournement. D'une part, sa forme en escalier associée en majeure partie à la température de l'air montre trois épisodes distincts de réchauffement thermique intercalés de deux épisodes de refroidissement (Figures 5.15 et 5.16). La valeur maximum de 5767 m³/s se situe légèrement au-dessus de la normale post-détournement. L'hydrogramme de 2009 présente une crue tardive par rapport à l'hydrogramme post et pré-détournement ce qui explique en partie le retard observé de la débâcle. Selon la courbe, la débâcle se situe entre le 23 mai et le 16 juin 2009. Les photographies fournies par la Netcam (estuaire fluvial) montrent que le couvert de glace a été emporté le 12 juin. Ces résultats discordants montrent l'importance d'une approche intégrant les données hydro-climatiques et l'interprétation des images satellites pour préciser l'intervalle temporel de la débâcle.

En période de formation, les débits enregistrés sont demeurés sous la moyenne post-dérivation (Figure 2.3). La courbe 2009 a trouvé l'état moyen dès le début décembre et seule la pointe du 16 décembre s'élève au-dessus de la moyenne tracée pour rejoindre les débits d'étiages hivernaux (Figure 5.18). Nous reconnaissons l'effet du refoulement des eaux qui sera discuté au sous-point 5.2.2.4 et les valeurs sous-estimées dues à l'interruption de la station hydrométrique sur la rivière aux Mélézes.

Enfin, l'abaissement des niveaux d'eau a transformé le paysage hivernal (Tremblay et al, 2009) et le caractère intrinsèque de la rivière Koksoak (Messier, 1985). Les déplacements sur la rivière sont devenus plus hasardeux en raison de l'augmentation de la rugosité de surface, de l'épaisseur variable et des modifications de la qualité du couvert de glace (instabilité).

2.5.2 Régions hydrographiques (milieu estuarien)

La superficie de la zone d'étude est de 32,3 km². Représentée à l'aide d'une trame horizontale rouge dans l'encadré à la figure 2.4, apparaissent les divisions hydrographiques et les caractéristiques salines associées à la rivière. Selon Messier (1985), la portion supérieure (km 136,5 à 85) coïncide avec la section fluviale où les eaux sont douces et aucun marnage ne se fait ressentir. La portion centrale, l'estuaire fluvial (km 85 à environ 50), correspond essentiellement à l'estuaire dynamique, soumis aux marées mais où les eaux demeurent douces, sauf à l'occasion de très grandes marées, l'eau devient alors saumâtre.

L'estuaire maritime (km 50 à l'embouchure en été) est sous l'influence des marées et l'eau est salée. En effet, l'onde de marée est ressentie jusqu'au seuil du premier rapide au km 87 à proximité de l'île Koksoak (Figure 2.5).

L'estuaire marin (du km 50 à l'embouchure en été) est sous l'influence des marées. Ce segment correspond à la plus grande portion du segment étudié. Le terrain d'étude couvre environ 15 km de long. Cette zone de transition chevauche deux divisions hydrographiques; l'estuaire maritime en bleu et l'estuaire fluvial en bleu pâle à la figure 2.4.

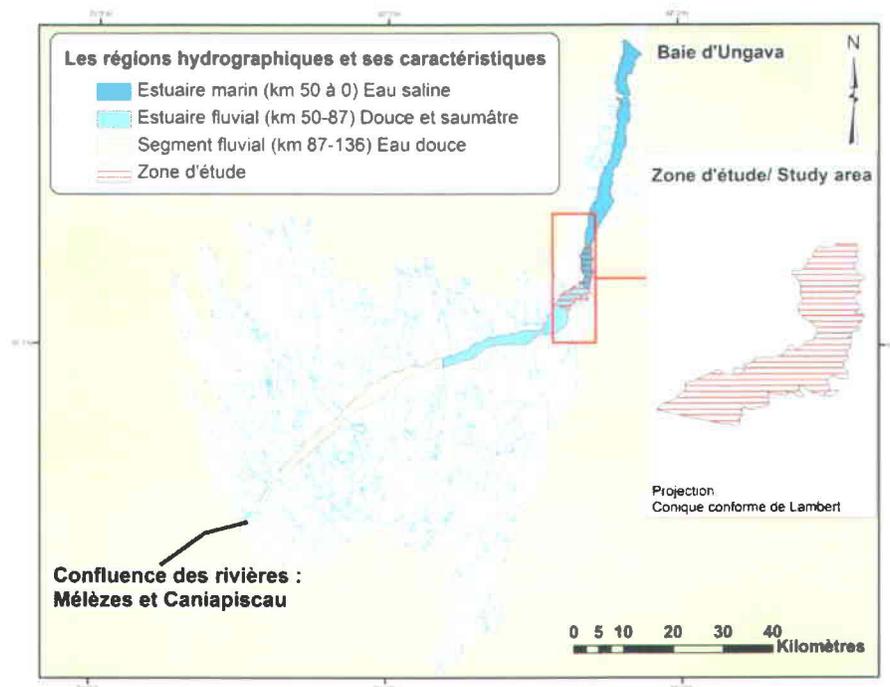


Figure 2.4 Localisation de la zone d'étude (encadré rouge) dans le bassin versant de la rivière Koksoak. Les trois régions hydrographiques de la rivière (fleuve) Koksoak et les caractéristiques physico-chimiques de ces divisions.

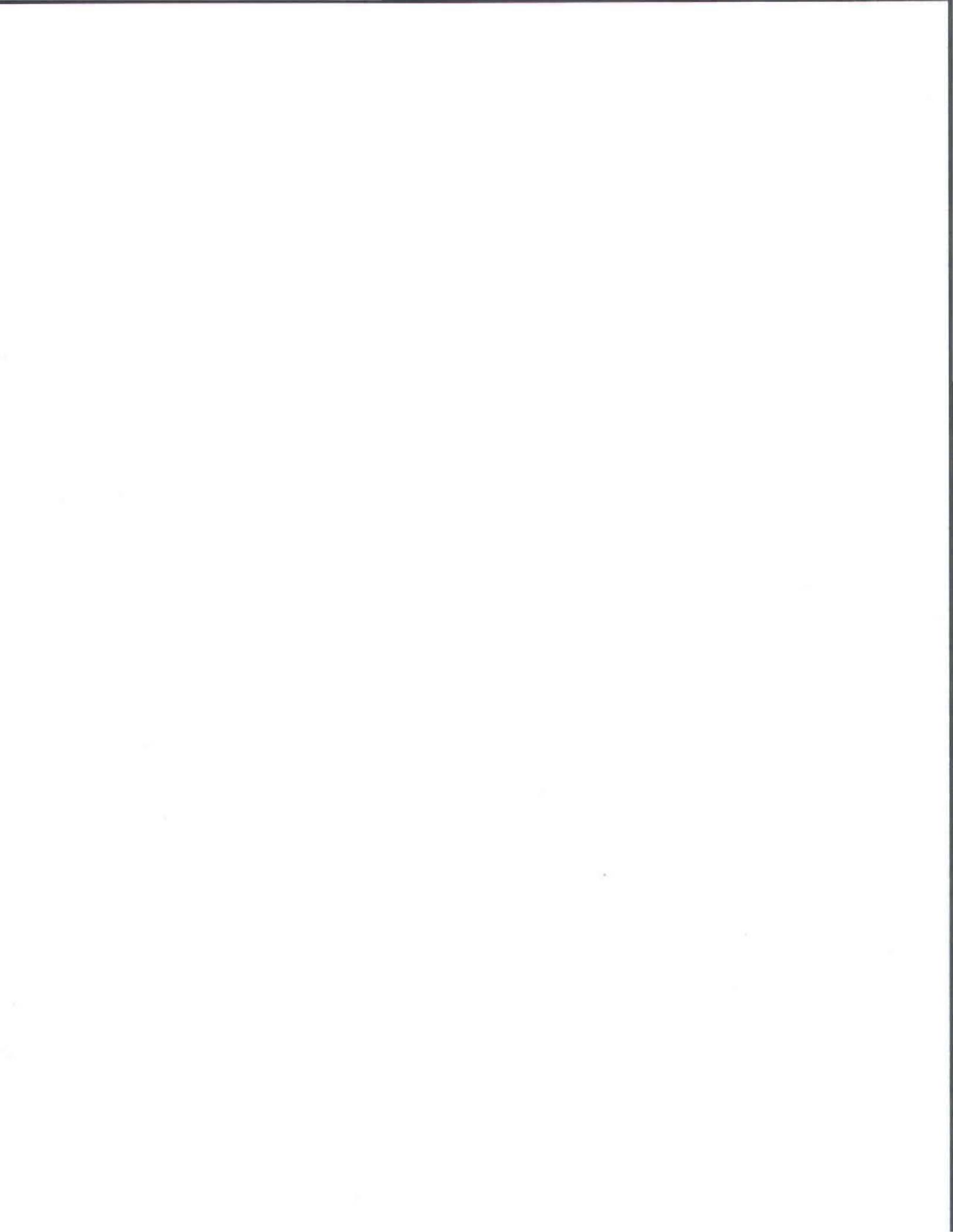
En hiver, sous l'impulsion des courants de marée et des conditions de faible débit, l'eau salée pénètre plus profondément en amont tel qu'indiqué à la figure 2.5. Toutefois, cette intrusion semble être freinée en raison de l'étranglement de la rivière au sud de la baie de Kuujjuaq et de l'étroitesse du chenal au km 57. Cette barrière est délimitée par le km 60 à proximité du ruisseau High Falls (Messier, 1983) lorsque le débit est inférieur à $440 \text{ m}^3/\text{s}$ (Ropars, 1979; Messier, 1982). En été, la limite de l'intrusion (Figure 2.5) se déplace au-delà des îles Elbow en condition de débit réduit ($1352 \text{ m}^3/\text{s}$). Plus les débits sont élevés plus cette limite est refoulée vers l'aval (île Henry). Ce changement est attribué à la topographie, aux plus forts débits, au changement de direction du talweg et à la présence d'îles (Messier, 1985).

Cet écosystème macrotidal se caractérise par un régime semi-diurne. À l'embouchure, la marée est symétrique. Les marnages dépassent 13 m pendant les épisodes de vive-eau et peuvent décroître à 5 m durant les mortes-eaux. Plus on s'éloigne de l'embouchure, plus les marnages diminuent et sont déphasés. À Kuujuaq, les marnages moyens mesurés varient de 2,6 m en morte-eau à 4,3 m en vive-eau. La périodicité entre les marées équivaut à 12 heures et 25 minutes, ce qui provoque un décalage quotidien de 50 minutes (Messier, 1985). Pendant un cycle lunaire la rivière Koksoak est soumise à deux périodes de mortes-eaux et deux périodes de vives-eaux inégales. La stabilisation du niveau de l'eau pendant un très court épisode se fait aux étales de marée et de courant.

Le fort brassage de cette rivière est assuré par les courants tidaux (flot et jusant). Ces derniers, plus vifs dans le chenal s'affaiblissent lorsqu'ils sillonnent les zones intertidales. D'après l'étude de Messier (1985), la durée du jusant à Kuujuaq est supérieure à celle du flot d'environ quatre heures (estuaire fluvial).



Figure 2.5 Image satellite optique tirée de Google Earth illustrant la rivière (fleuve) Koksoak et la superficie couverte par le site d'étude (encadré blanc) dans son contexte régional.



CHAPITRE 3 : RÉGIME DES GLACES

Ce chapitre présente les concepts et les notions importantes relative au glacié qui ont appuyé l'interprétation des changements survenus dans le couvert de glace durant la période d'observation. Il décrit les processus hydrothermaux et structuraux relatifs aux différentes phases glacielles (gel, pléni-glacié, dégel) dans les rivières. Nous abordons d'abord les mécanismes de refroidissement à la surface d'un plan d'eau. Ceux qui régissent la nucléation des cristaux de glace sont discutés, ils sont complétés par les effets du transport et de la turbulence sur les particules en suspension. Le concept de débâcle est présenté selon les étapes menant à la dégradation mécanique et thermique (voir le glossaire). Les types de glace observés dans la rivière Koksoak sont décrits et associés à leur milieu de formation. Finalement, une brève explication de la notion du pied de glace formé en régime macrotidal est présentée de même que sa genèse. Au cours de l'hiver, l'accumulation de glace forme aussi des constructions glacielles conditionnées par les conditions météorologiques, hydrodynamiques et géomorphologiques locales (voir le glossaire).

3.1 Bilan et échanges énergétiques (gel)

L'échange thermique à la surface de l'eau se manifeste sous forme de flux de chaleur entre les différentes interfaces en interaction. La formation d'un couvert glacié est étroitement liée à l'énergie emmagasinée en eau libre de glace. L'automne, les pertes de chaleur sous forme radiative de longue longueur d'onde, par convection et par évaporation causent le refroidissement graduel de l'eau (Williams, 1963). Les conditions météorologiques maximisant les pertes énergétiques sont rencontrées durant les nuits froides, sans nuage, lorsque l'humidité relative de l'air est minimale et en absence de vent (Ashton, 1986). En milieu fluvial durant la période de gel, l'épaisseur totale de la colonne d'eau se refroidit graduellement. Les flux transférés peuvent être calculés en utilisant l'équation de perte et de gain de chaleur à la surface de l'eau.

Le bilan thermique des différents flux de chaleur transférés par unité de surface et par unité de temps s'exprime comme suit :

$$Q^* = Q_S + Q_L + Q_H + Q_E + Q_P + (Q_F + Q_G + Q_B) \quad \text{où} \quad \text{éq. (3.1)}$$

Q^* = le flux ou bilan net de chaleur à la surface entre l'eau et l'air ;

Q_S = le flux net des radiations solaires à courtes longueurs d'ondes ;

Q_L = le flux net des radiations solaires à longues longueurs d'ondes ;

Q_H = le flux de chaleur sensible ou turbulent (conduction et de convection) ;

Q_E = le flux de chaleur latente (évaporation ou par condensation) ;

Q_P = le flux de chaleur (précipitations) ;

Q_F = le flux de chaleur à l'eau dû à la friction ;

Q_G = le flux de chaleur par écoulement des eaux souterraines ;

Q_B = le flux de chaleur au lit de la rivière.

En condition d'eau libre, les trois derniers termes ($Q_F + Q_G + Q_B$) sont négligeables et peuvent d'être éliminés du calcul. Toutefois, leur importance est très grande en période hivernale lorsque la glace recouvre l'ensemble du plan d'eau, car ils régissent l'apport de chaleur à la base de la glace, tandis que les autres termes, intégrés dans la température atmosphérique (aussi le rayonnement solaire et la couche de neige sur la glace) régissent les pertes de chaleur à la surface de la glace. Tout dépend de la température de l'eau et du type de précipitation (solide ou liquide). Le flux de chaleur (Q_P) causé par l'apport provenant des précipitations peut se traduire de manière négative ou positive. Par exemple, les précipitations neigeuses dans le cours d'eau provoquent d'énormes pertes de chaleur causées par la fusion des cristaux de neige dans la rivière. La température sous zéro et la métamorphose des flocons de neige solide en eau liquide occasionnent la consommation d'énergie latente qui se traduit aussi par une perte d'énergie (Beltaos, 1995). Le flux du Q_S par ailleurs, est réglé par l'altitude du soleil et par les conditions atmosphériques dont la couverture nuageuse contrôle la diffusion des radiations et par l'albédo qui détermine l'intensité de l'énergie réfléchie.

Les termes Q_L , Q_H et Q_E , subissent l'influence exercée par le gradient thermique entre l'eau et l'atmosphère. Les deux derniers termes dépendent de l'intensité éolienne. Par exemple, lorsque la température et le vent varient, le transfert de chaleur sensible (Q_H) par convection à l'interface entre l'eau et l'air peut s'accroître brusquement avec la vitesse du vent froid, ce qui

affecte le (Q^*), c'est-à-dire, le flux net de chaleur de l'eau vers l'air. Ceci dit, le refroidissement de la rivière antérieur au gel n'est pas un processus continu puisqu'il peut être interrompu par des intervalles de réchauffement. Dans les conditions où la rivière est plus froide que l'air environnant (masse d'air chaud), les trois flux, Q_L , Q_H et Q_E vont en direction inverse. La convection d'énergie se fait alors de l'atmosphère vers le plan d'eau, ce qui engendre la condensation de l'humidité plutôt que l'évaporation au-dessus de la nappe. Le flux net des radiations solaires à longues longueurs d'ondes devient alors positif.

Effectuer le calcul du bilan énergétique en utilisant la formulation en 3.1 soulève certaines difficultés. L'évaluation de la plupart de ces composantes fait appel à des calculs souvent basés sur des hypothèses réductrices. Une approche simplifiée semi-empirique permet dorénavant de réaliser le calcul du Q^* (Beltaos, 1995). Cette approche consiste à multiplier la différence thermique entre l'air et l'eau par le coefficient de transfert de chaleur, C_o , exprimé en $W/m^2 \text{ } ^\circ C$:

$$Q^* = C_o(T_w - T_a) \quad \text{éq. (3.2)}$$

Le coefficient C_o intègre les paramètres météorologiques qui permettent d'estimer la dynamique des échanges thermiques (Dingman et Assur, 1969). L'estimation retenue pour cette variable s'articule entre 15 à 25 $W/m^2 \text{ } ^\circ C$, cependant, mentionnons que les valeurs de ces paramètres sont extrêmement variables avec les conditions atmosphériques changeantes. Ce coefficient peut parfois atteindre 59 $W/m^2 \text{ } ^\circ C$ en condition extrême (froid et vent).

Enfin, une dernière formulation fondamentale exprime la position de l'isotherme $0^\circ C$ dans la rivière. En effet, les premières glaces vont commencer à se former en surface lorsque la température de l'eau diminue sous $0^\circ C$ (surfusion). Le positionnement approximatif de l'isotherme zéro degré pour lequel la masse d'eau se refroidit en direction de l'aval s'exprime sous cette forme :

$$lT_w = 0 - lT_{w,0} = \frac{-\rho_w c_p V H}{C_o} \ln[-T_a / (T_{w,0} - T_a)] \quad \text{éq. (3.3)}$$

$lT_w = 0$: la position vers l'aval en mètre dans laquelle l'eau atteint $0^\circ C$;

$lT_{w,0}$: la position initiale en amont dans laquelle l'eau est de température $T_{w,0} \text{ } ^\circ C$;

ρ_w : la densité de l'eau en ($Kg \text{ } m^{-3}$);

c_p : la chaleur spécifique de l'eau en ($J \text{ } Kg^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$);

V : la vitesse du courant en ($m \text{ } s^{-1}$);

H : la profondeur du courant (m), et

T : la température de l'air ($^\circ C$)

Ainsi, le refroidissement d'un segment de rivière peu profond et large se propage plus rapidement vers l'aval que les secteurs plus étroits à bathymétrie profonde demeurant libres de glace plus longtemps.

3.1.1 Formation et modalités de la glace de rivière

La formation du couvert de glace en rivière dépend largement du type d'écoulement (laminaire ou turbulent), de la turbidité, de sa morphologie, des conditions météorologiques et marégraphiques locales (Allard et al, 1980; Bégin et Allard, 1982; Forbes et Taylor, 1994, Hicks 2009). Il est connu que la multiplication de cristaux de frasil est facilitée dans les milieux hautement dynamiques par la mise en disponibilité de germes de glace (Michel 1978; Desplanque et al, 1986; Beltaos, 2007). Dans ces conditions, le développement de la couverture saisonnière est gouverné par la fabrication de frasil et en est essentiellement constitué à l'aval. Dans les segments calmes, le couvert peut se composer de sorbet de frasil, plaquettes, de radeaux, de glace de rive, de feuillets, ou d'un amalgame de débris de toutes sortes. Les patrons et les modalités d'englacement en milieu fluvial et estuarien varient énormément d'un secteur à l'autre. Par exemple, la juxtaposition des radeaux de glace sur le fleuve Saint-Laurent conditionne l'avancement du front glacial de 40 km/jour (Beltaos, 1995). Il est sous-entendu que la mise en place de la nappe de glace s'effectue de l'amont vers l'aval du chenal, la production de frasil s'effectuant principalement en amont.

Cependant, les observations de Knight et Dalrymple (1976), de Gordon et Desplanque (1983), et de Desplanque et al (1986; 1998), dans la baie de Fundy suggèrent qu'en régime macrotidal nous devons considérer l'effet des marées et des vastes zones intertidales à l'embouchure et dans l'estuaire comme génératrice de frasil. En effet, le refroidissement sous 0°C de la mince nappe d'eau met en suspension de fines particules aux basses mers. Le point de congélation et la densité des eaux estuariennes dépendent aussi de la concentration de sel présente dans la zone de mélange des eaux douces et salines. Par ailleurs, l'englacement des petits tributaires précède ordinairement celui du réseau de drainage principal. La variabilité des cadences de surfusion des eaux, la dimension des rivières et la variation des profondeurs des chenaux seraient en cause. L'exemple du fleuve Mackenzie, de même que les rivières Caniapiscau, Mélézes et Koksoak illustrent bien les variations d'englacement internes de ces systèmes hydrographiques conditionnés par le climat régional (Guimont et al, 1980; Beltaos, 1995).

3.1.1.1 Production de frazil

La nucléation est un processus physique par lequel un fluide se cristallise et forme de fins cristaux de glace. La surfusion de l'eau ne suffit pas entièrement pour expliquer le mécanisme de nucléation de la glace puisque la température de cristallisation spontanée d'un liquide pur est couramment inférieure à sa température de fusion (Michel, 1978; Desplanque et Bray, 1986). Dans ces conditions, les fines particules de glace spontanée ne peuvent apparaître que lorsque l'eau refroidie atteint des températures de -40 ± 2 °C. Toutefois, dans la nature, la nucléation des cristaux fait appel à d'autres processus et la nucléation se produit à des températures moins froides.

Dans les rivières, les lacs et les mers, la formation de glace primaire se présente essentiellement de trois façons. La première se distingue par la nucléation hétérogène autour des particules en suspension (embryons) dans les milieux laminaires et turbulents. Ce mode se déclenche à des températures nettement supérieures à celles de la nucléation homogène. La deuxième soit la nucléation de surface, est stimulée par un fort gradient thermique bathymétrique. Une mince couche froide en surface et le long des rives atteint la température naturelle de nucléation et forme des cristaux de glace. La troisième s'active par le regel des précipitations sous forme de cristaux de neige et de grésil dans la masse d'eau (Michel, 1978). Cet auteur a distingué plusieurs modes de nucléation qui sont présentés à la figure 3.1 et qui sont indispensables à la genèse de fins cristaux.

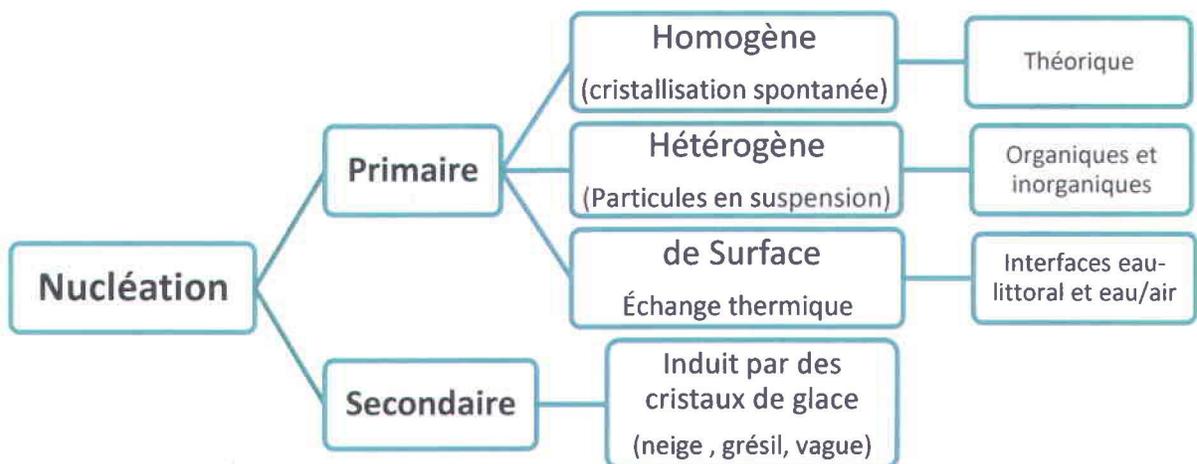


Figure 3.1 Modes de nucléation (Michel, 1978)

Notons que l'eau absolument pure dans la nature est inexistante et que la nucléation commune s'effectue notamment autour de noyaux embryonnaires de cristallisation ou *nuclei* assurée par la présence d'impuretés (particules) en suspension dans la colonne d'eau (Michel, 1978; Hicks, 2009). Cependant, de nombreux experts suggèrent que le mécanisme le plus important à la formation de cristaux en surface (frasil) s'effectue par l'entremise de la nucléation secondaire sur les particules de glace introduites dans le système par la neige, le grésil, le déferlement des vagues et l'évaporation de fines gouttelettes qui au contact de l'atmosphère froide retombent à la surface du plan d'eau (Michel, 1978, Hicks, 2009).

3.1.1.2 Transformation des cristaux de glace

Transportés et entrechoqués dans la rivière, ces cristaux ont tendance à s'agglomérer et à s'arrondir (Figure 3.2). Lors de la formation initiale, les concrétions sont largement gouvernées par le régime d'écoulement de type turbulent (Figure 3.2B). Éventuellement, au contact de l'atmosphère froide, l'eau piégée dans les interstices entre les cristaux de frasil gèle en surface. Ce phénomène a pour effet d'augmenter la flottabilité, la taille des agglomérations de frasil et de réduire leur dépendance à la turbulence (Figure 3.2A) de manière à prolonger leur apparition au fil de l'eau. Le nom des agrégats devient alors «*frazil slush*» (Michel, 1978; Ashton, 1986).

Le «*frazil slush*» demeurant au fil de l'eau se transforme en plaquettes de glace communément nommées «*frazil pans*». Ces structures glacielles dérivent au gré des courants de surface et entrent en collision avec d'autres plaquettes de glace. Ces arrangements de forme sub-arrondies à arrondies se modifient pendant leur parcours et se distinguent par leurs bordures convexes (Hicks, 2009). Lorsque la concentration des plaquettes individuelles s'accroît, ces assemblages s'écoulent vers l'aval et s'agglomèrent dans les passes étroites du tracé ou dans les zones plus calmes afin de former un écoulement glacial de plus grande envergure nommé radeau de frasil. L'abrasion de ce type d'écoulement glacial sur la bordure extérieure émoussée de la glace de rive peut ralentir la formation de cette dernière (Beltaos, 1995). Cependant, le transport des glaces par les courants, les brisent en plus petits clastes glaciels. Ces germes de glace sont d'excellents générateurs et multiplicateurs de frasil (Michel, 1978).

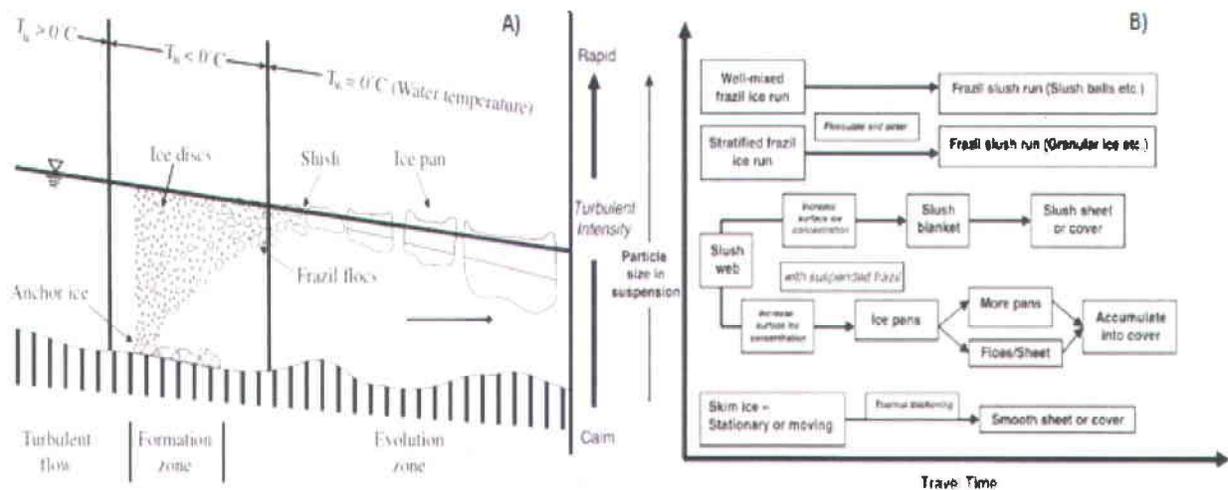


Figure 3.2 A) Illustration des stades de développement des fines particules de frazil dans un écoulement en fonction de la température de l'air et de la turbulence (Hicks et Beltaos, 2008) et B) présentation de la transformation des particules de frazil (floe) en suspension en fonction du temps passé dans la rivière et de l'énergie du milieu (Shen, 2010).

3.1.2 Dégradation de la glace - Débâcle

À la différence des observations faites en moyennes latitudes, la dégradation à la rivière Koksoak ne se produit qu'à la fin de la saison hivernale. Marquées par l'affaiblissement structurel, soit la dégradation superficielle et sous-jacente de la couche de glace, les plaques morcelées se détachent en période de crue printanière (Hicks, 2009). Ce phénomène souvent rapide peut avoir des conséquences majeures sur les constructions sur le littoral, la morphologie des berges, l'écologie et le substrat sous glacié environnant (Morse, 2001; Prowse et al, 2003; Hicks, 2009). Certains facteurs contrôlent la sévérité et la rapidité de l'évènement. En effet, la durée du processus de fonte est régulée par la température ambiante et les propriétés physiques du couvert de glace (Ashton, 1986; Forbes et al, 1994; Prowse et al, 2006; Beltaos, 2007; Gherboudj, 2008).

Les mécanismes impliqués dans le démantèlement de la couverture glacielle sont d'ordre hydrothermique et mécanique (Beltaos, 2007). Le premier s'observe sur les rivières par une détérioration graduelle de la couverture de glace. Elle tend à se liquéfier sur place (pourrissement) alors que le second se rapporte plutôt aux bris soudains d'ordre mécanique de la glace (Hicks, 2009). La dégradation mécanique est initiée par la hausse du niveau d'eau qui peut être largement associé au taux de fonte du couvert neigeux et aux conditions pluviométriques régionales (Leconte, 2007). À mesure que les contraintes hydrodynamiques s'accroissent, le couvert sur la rivière se disloque en fragments ou en feuillets discrets pouvant

mener à deux types de front de glace (Jasek, 2003a). L'atteinte atmosphérique et hydrologique des températures supérieures à 0°C dicte la perte de compétence de la glace, la rendant plus susceptible aux cassures et à la multiplication des zones en eau libre (Jasek, 2003a; Hicks, 2009). L'augmentation de la superficie d'eau libre a pour effet d'accélérer la fonte due à la chaleur spécifique de l'eau.

L'évacuation (ice clearing) des débris vers l'embouchure de la rivière est parfois interrompue par l'accumulation des glaces dans les secteurs où l'écoulement est resserré en raison de l'étroitesse du cours d'eau. L'entassement des débris peut s'effectuer en amont d'une nappe glacielle plus épaisse et résistante (Beltaos, 2007; Leconte, 2007). Le blocage peut provoquer dans certains cas la propagation d'une vague régressive en amont ce qui cause l'augmentation du niveau de l'eau et l'obstruction momentanée du régime d'écoulement. Des fractures additionnelles infligées au couvert de glace peuvent s'enchaîner suite au passage de cette vague. Inversement, la réduction du régime hydrologique sous la glace intacte en aval aura pour effet d'augmenter la tension du couvert et par le fait même de créer de nouvelles fractures. Les mouvements périodiques de montée et de descente du niveau de la mer dus aux marées induisent aussi des tensions structurelles à la glace. Cette action génère un réseau de fractures, des crêtes de pression monoclinales et des pustules diverses (Dionne, 1985). Les marées contribuent donc de façon significative au démantèlement du pied de glace (Allard, 1981; Sarrazin, 1996).

La destruction du couvert glacial survient lorsque les contraintes et les forces sur l'empilement deviennent supérieures à la force de résistance interne de la glace (Leconte, 2007). Plusieurs zones d'embâcles et de débâcles mineures ou majeures peuvent avoir lieu simultanément sur un même cours d'eau (Beltaos, 1995; Jasek, 2003a). Les cas combinant les deux processus de débâcles thermiques et mécaniques sont les plus fréquents (Beltaos, 1995; Hicks 2009).

3.2 Mobilité et typologie des glaces

Comme le secteur étudié est assujéti à des cycles des marées macro-tidales (>3 m) et aux variations de l'écoulement fluvial, On suppose que les glaces annuelles sont soumises aux mouvements continus de va et vient parallèle à l'axe d'écoulement de l'estuaire. De plus, dans la zone intertidale et sur les seuils, elles sont reprises en charge au renversement des courants de flot et de jusant qui leur imposent un mouvement vertical et horizontal

(Allard et Champagne, 1980). Ces conditions environnementales diffèrent largement de celles présentes en milieu fluvial non affecté par la propagation de l'onde de marée.

À cet égard, les travaux de Desplanque et Bray (1986) dans l'estuaire de la Baie de Fundy proposent un système de classification des types de glace et de leur milieu de formation. Les concepts de cette étude s'appliquent bien au site d'étude puisque qu'il s'agit d'un estuaire bien mélangé à fort marnage (Messier, 1985). La nomenclature glacielle pour l'estuaire de la Koksoak a été tirée de Desplanque et Bray (1986) pour décrire les glaces d'estuaire. Cette dernière a été complétée par la nomenclature empruntée aux glaces de rivière (Michel, 1971; Beltaos, 1995; Hicks 2009) et aux glaces de mer du Service Canadien des glaces. Les types de glaces identifiés (photographies) pendant les campagnes de terrain sur l'estuaire Koksoak sont décrits et présentés aux Figures 3.3 à 3.11.

La figure 3.3 illustre différents types de glace formée lorsque la concentration de frasil s'accroît dans la rivière Koksoak. Ici l'intérêt est de montrer le dynamisme de l'englacement. Plusieurs types de glace peuvent se former et se développer au même moment. Cette illustration propose quelques types de glace identifiés sur la rivière Koksoak.

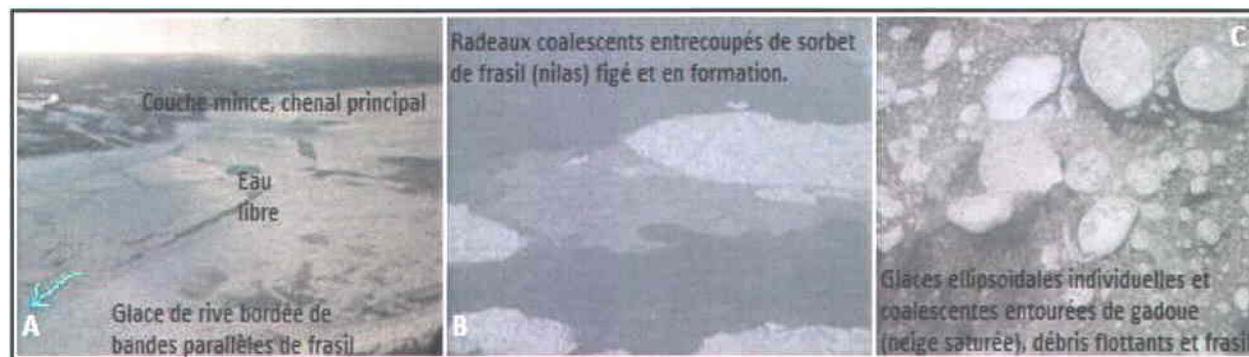


Figure 3.3 (A) Photo aérienne prise au point kilométrique 60 illustrant la forte concentration des glaces. La glace de rive croît vers le centre du chenal. Les grandes plaques de frasil s'entassent laissant de petites zones en eau libre. (B) Photo prise en amont de la rampe d'accès montrant de grands radeaux coalescents adossés au sorbet de frasil entourés d'eau. (C) Photo prise en face des infrastructures maritimes montrant des plaques ellipsoïdales de dimensions et d'épaisseurs variées. Ces glaces flottantes sont superposées de neige fraîche et entourées de sorbet et de débris glaciels.

3.2.1 Glace dynamique ou glace flottante

Cette appellation générale décrit l'ensemble des glaces prenant forme à la surface d'un plan d'eau dynamique résultant de l'interaction de nombreux processus. Ces glaces mises en mouvement par les courants de marée (flot et jusant) et les vents se déplacent au rythme des marées (Desplanque et al, 1986). Dans ce groupe de glace on distingue le sorbet de frasil, le frasil et la glace de fond, la glace ellipsoïdale, la glace ellipsoïdale mature, la glace composite, la glace échouée, le floe de glace (Figures 3.4 à 3.9).



Figure 3.4 Trois photos aériennes de glace mobiles pendant la débâcle et l'englacement de l'année 2009.

Glace de frasil et de fond, sorbet ou agrégats de frasil, gadoue

La forte cohésion entre les fines particules individuelles permet la floculation de frasil sub-anguleux et l'adhésion au lit de la rivière (blocs, piliers, brise-lames). Au contact de l'atmosphère, l'eau piégée dans les interstices entre les cristaux de frasil gèle en surface. La flottabilité et la taille des agglomérations de frasil prolongent leur apparition au fil de l'eau (Figure 3.5A). Ces agrégats ou boules deviennent «*frazil slush ou flocs* » (Michel, 1978; Desplanque et Bray, 1986; Hicks, 2009). La figure 3.5B montre l'agglutinement des cristaux qui forme en surface une couche épaisse et dense de même que l'apparition des premiers radeaux nommé «*frazil pans*» en milieu dynamique ou en «*nilas*» en milieu calme (Figure 3.5B). La figure 3.5C présente l'accumulation de couches successives de frasil et de neige. Intercalées de gadoue gelée ou de neige granuleuse, ces strates se sont accumulées lors des chutes de neige.



Figure 3.5 A) Photo aérienne illustrant un mélange de sphères de glace et du sorbet de frasil en amont de la baie de Kuujuaq; (B) Photo aérienne montrant un floe de petits radeaux de frasil minces dans le secteur des îles Elbow; (C) Photo prise sur l'estran en amont de la rampe d'accès. Elle montre la stratification verticale composée d'un mélange de frasil située à la limite externe du pied de glace.

Glace ellipsoïdale ou en forme de crêpe

Ces petites structures glacielles minces dérivent avec les courants de surface vers l'aval et entrent en collision avec d'autres plaquettes de glace (Figure 3.6). Ces arrangements de formes sub-arrondies à arrondies se modifient pendant leur parcours et se distinguent par leurs bordures convexes (Hicks, 2009). Lorsque la concentration des plaquettes individuelles s'accroît, ces assemblages s'écoulent vers l'aval pour rejoindre les milieux hydrodynamiques plus calmes où ils s'agglomèrent et forment des plaques de plus grande envergure nommées radeaux de frasil. L'abrasion de ces plaques contre la bordure extérieure de la glace de rive peut ralentir la formation de cette dernière (Beltaos, 1995). Desplanque et Bray (1986) ajoutent que ces formes circulaires n'excèdent guère 0,15 mètre d'épaisseur et qu'elles résultent de la consolidation du sorbet en eau très froide. Lorsque ces radeaux se juxtaposent pour former un assemblage, leur diamètre peut s'étirer à plus de 10 mètres (Knigh et Dalrymple, 1976).



Figure 3.6 (A et B) Photos prises lors de la formation des glaces de radeaux de frasil minces avec un périmètre convexe plus épais; (B) Photo aérienne de radeaux épaissis suite au passage étroit des îles Elbow et à la neige tombée la veille; (C) Échouage de radeaux à marée basse en amont du Vieux-Chimo.

Glace ellipsoïdale mature

De forme similaire aux radeaux de frasil (pan ice), la glace ellipsoïdale mature diffère par son épaisseur et sa base. Avec des axes équidimensionnels, cette glace montre un stade de croissance plus évolué. Ces radeaux indépendants sont le résultat de l'addition de neige ou d'aspersion d'eau salée ou saumâtre sur leur surface par la poussée des radeaux les uns sur les autres ou par d'autres processus (Figure 3.3-C). Leurs assises ellipsoïdales peuvent s'éroder au moment de l'échouage aux basses mers ou lors de collision avec d'autres glaces flottantes.

Glace composite

Les forces hydrodynamiques et les agents environnementaux comme le vent peuvent causer la compression, l'empilement et le chevauchement des glaces à la dérive sur d'autres fragments échoués ou en mouvement. La glace composite est le résultat des agrégats de frasil, de plaquettes, de radeaux échoués et de neige. Sa composition est donc hétérogène et sa composition évolue au cours de l'hiver en plusieurs épaisseurs de glace inégales. On en retrouve sur les battures de faible à moyenne pente (Sarrazin, 1996; Allard et Champagne, 1980). Les apports liquides et solides à la surface des radeaux de glace permettent leur épaissement vertical. À la fin de l'hiver, leurs épaisseurs peuvent atteindre quelques mètres (Figure 3.7).



Figure 3.7 (A) Accumulation de glace de type hétérogène sur la rampe d'accès à la mi-novembre; (B) sur le haut et bas estran (début du processus) en amont de l'aéroport de Kuujuaq sur la rive ouest de l'estuaire Koksoak; (C) et sur le haut estran en aval de l'île Midway sur la rive ouest de l'estuaire Koksoak

Glaces en transit ou échouées

Cette formation flottante (glace en transit) dérive le long de la rivière en eau libre. De passage aux dessus des estrans pendant le flux, ces glaces peuvent demeurer prisonnières au baissant et même se souder au substratum ou aux sédiments sous-jacents. La fluctuation des niveaux

d'eau permet la reprise en charge et la migration des glaces dans l'espace fluvial (figure 3.8). Lorsque les glaces échouées sont remises en mouvement les sédiments gelés à leur quille migrent avec eux (Desplanque et Bray, 1986).



Figure 3.8 A) Glaces flottantes de taille métrique souillées de sédiments échouées de façon chaotique pendant l'englacement dans la baie de Fort-Chimo; (B) Glace échouée, fusionnée au substrat et au pied de glace en formation, 13 novembre 2009; (C) exemple de glace flottante composite en transit sur la rivière à la débâcle en 2009.

Floe de glace

Cet arrangement glaciaire se forme en réponse à l'accroissement de la concentration des glaces en forme de crêpe (ellipsoïdales) qui adhèrent les unes aux autres (Figure 3.9). Ces assiettes coalescentes oblongues ou quasi-circulaires peuvent atteindre un diamètre de près de 20 mètres. Les observations dans la baie de Fundy montrent que les radeaux coalescents de glace à la dérive peuvent atteindre 50, voire même 100 mètres de diamètre. Par contre, les observations satellitaires dans l'estuaire de la rivière Koksoak ont détecté des radeaux ellipsoïdaux de plus de 300 mètres de diamètre.



Figure 3.9 Photos aérienne illustrant (A) une concentration de radeaux coalescents de frasil de tailles variées; (B-C) des radeaux juxtaposés sub-anguleux à sub-arrondis.

3.2.2 Glace statique

Glacé de rive

La glace de rive est la première couverture à apparaître de manière latérale ou le long des berges littorales. Les environnements marins, fluviaux et lacustres calmes donnent lieu à sa croissance stationnaire sans l'advection de glaçons (Michel, 1978). Son épaissement homogène origine principalement de l'échange thermique à l'interface air/eau. En rivière, l'établissement du couvert glaciaire est favorisé par un régime d'écoulement laminaire inférieur à 0,1 m/s (Michel, 1978; Beltaos, 1995; Hicks, 2009).

Cette couche mince et transparente s'accroît lentement quoique l'apport exogène de plaquettes, de radeaux ou de frasil accélère le recouvrement latéral de la surface. Dans les milieux où les variations de niveau d'eau et les vagues sont fréquentes, la fragmentation et le décrochage de la rive peuvent être observés. L'abrasion périphérique effectuée par la mobilité des glaces influence l'expansion de cette surface vers le centre du chenal où le courant est le plus rapide. À l'inverse, un environnement à haute énergie aura pour effet de cesser son accroissement progressif (Michel, 1978).

En milieu estuarien, la glace de rive s'accumule sur les estrans ou sur le haut des estrans au début de l'hiver (Allard et Champagne, 1980; Bégin, 1981). Dans la zone intertidale, les mares remplies d'eau gèlent aux étales de basses mers. La renverse des courants (flot) contribue à soulever et bousculer ces minces plaquettes (Figure 3.10) parfois chargées des sédiments ou de matière organique soudés à leur base. Poussées vers les fonds de baie et les anses, elles s'entassent et génèrent, avec les accumulations de neige, le début de la formation du pied de glace. Les endroits protégés forment une couche de glace mince transparente (noire) qui peut demeurer en place ou se voir entraînée plus loin (Figure 3.3A).

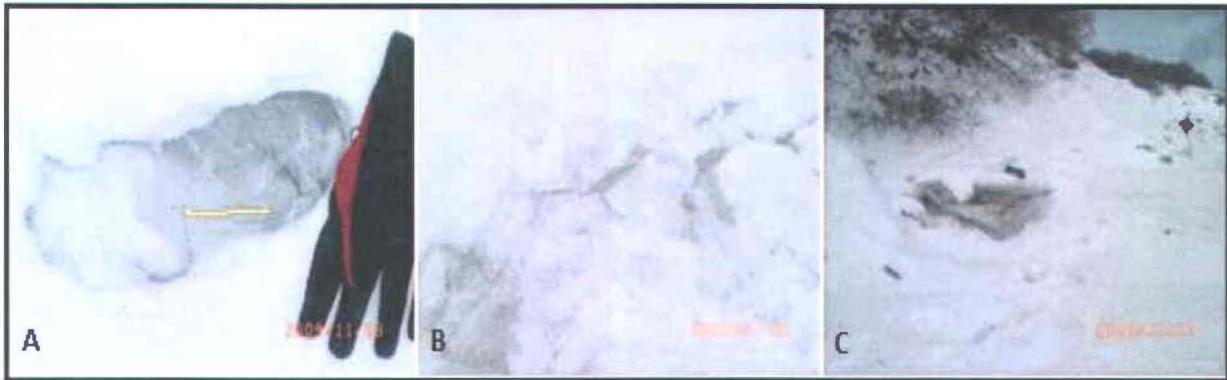


Figure 3.10 (A-B-C) Empilement de glace sur les plages et le haut des estrans de l'estuaire Koksoak au début de l'englacement.

Glace en feuillet, plaquette de glace, pellicule de glace mince

Essentiellement de nature thermique cette glace plane et homogène peut être retroussée vers le haut au contact de la berge. Cette dernière caractéristique est due aux variations de la hauteur d'eau. Les plaquettes se forment en eau calme ou en zone d'écoulement laminaire (Desplanque et Bray, 1986) dans les mares des estrans à marée basse et dans la zone infratidale de faible profondeur. À l'île d'Orléans, elles n'atteignent rarement plus de 1 cm d'épaisseur (Allard et Champagne, 1980). Les observations recueillies le 15 novembre 2009 sur les hauts estrans de la baie du Vieux-Chimo, de la baie de Kuujjuaq et en aval de cette dernière ont montré des plaquettes ayant entre 0,5 et 4 cm d'épaisseur (Figure 3.10 A-B-C). Ces pellicules, renversées par le va-et-vient de la marée, par les vagues et le vent, se cassent en plusieurs plus petits fragments de glace. Ces fragments morcelés sont entraînés sur les hauts de plages et les estrans de l'estuaire.

Les conditions froides combinées à un écoulement calme de 0,9-1,0 m/s permettent l'extension automnale de la pellicule de glace mince (Michel, 1978). Les dimensions des plaques peuvent varier de métriques à kilométriques (Balteos, 1995). Ces grands feuillets se développent lorsque la concentration de frasil en suspension augmente (Matousek, 1984b). La formation de grandes plaques au fil de l'eau a pour effet de paralyser le mécanisme de refroidissement thermique (surfusion) de l'eau sous-jacente. La figure 3.11 illustre des exemples de glace en feuillet dans le segment de l'estuaire fluvial.



Figure 3.11 Photos aériennes illustrant (A) la croissance de la glace thermique en feuillet au droit d'un banc émergeant superposée d'une mince couche de neige; (B) une couche mince ceinturée de strates parallèles composées de frazil, de radeaux coalescents et d'eau libre en amont; (C) un estran protégé en aval de Kuujuaq (rive ouest) recouvert de glace lisse homogène.

3.3 Pied de glace

Quoiqu'il n'y ait pas de consensus scientifique pour caractériser et définir cette notion, nous retiendrons celle décrite par Dionne (1973) qui se prête mieux aux conditions environnementales présentes dans l'estuaire moyen et maritime du Saint-Laurent de même que celles retrouvées dans l'estuaire de la rivière Koksoak. À l'automne, durant la phase initiale de production de glace, le haut estran se comble de débris glaciels. Les plaquettes, les sphères de frazil et la neige saturée s'entassent en premier dans les fonds de baie et sur les plages les plus exposées aux vents et aux courants tidaux (Allard et Champagne, 1980). Par contre, l'apparition et l'assemblage des glaces qui s'ensuit sur la partie inférieure de la zone intertidale est légèrement déphasée et d'apparence chaotique par rapport à ce qui s'édifie sur la partie supérieure de la zone intertidale.

Tout comme dans l'estuaire du Saint-Laurent, on distingue **deux types de pied de glace** sur la rivière Koksoak : le pied de glace de haut estran et le pied de glace de bas estran (Dionne, 1973). Dionne affirme que dans les secteurs rocheux et escarpés, le pied de glace étroit tend à s'élargir dans les anses et les baies, où les schorres et les slikkes abrités dominent les paysages. Dans le cas du Saint-Laurent, une particularité subsiste lors de ce processus de formation. En effet, il existe un décalage de 10 à 15 jours dans la formation du pied de glace entre la rive sud et la rive nord (Dionne, 1973). Cet écart est dû aux pentes plus faibles, à l'énergie moindre des vagues et des courants de même qu'au déphasage de la marée.

CHAPITRE 4 : MÉTHODOLOGIE

L'étude de la dynamique annuelle des glaces a comme but de saisir davantage son fonctionnement général et les facteurs qui la régissent dans l'estuaire Koksoak. Différentes méthodes d'observation territoriale, d'analyse et de vérification terrain ont été mises à contribution tout au long de ce parcours. Afin d'optimiser la quantité d'observation spatiale et temporelle, le choix d'utiliser des données satellitaires de type micro-ondes actives en guise de support visuel a été incontournable. Pour appuyer les interprétations tirées de cette technologie, les particularités des images radar ont été mises en relation avec les caractéristiques géomorphologiques de la rivière de même que certains paramètres climatiques et hydrodynamiques. Une entrevue a été menée auprès des aînés de Kuujuaq pour documenter les spécificités physiques de l'estuaire et les changements environnementaux occasionnés par les modifications anthropiques du régime hydrologique depuis octobre 1981. Dans le contexte des changements climatiques, les transformations perçues de ce milieu fluvial, passées et présentes, ont donc fait l'objet central de cette étude.

Ce chapitre présente l'approche méthodologique développée pour réaliser la surveillance dynamique des processus glaciels en régime macrotidal subarctique. Il comprend notamment une première section présentant la description physique des données RADARSAT-2, les étapes de traitement et de rehaussement des images et les approches et les défis d'interprétation. Une deuxième section présente une revue des propriétés physiques du radar et de l'interaction du signal radar avec la glace (type de diffusion, diffuseurs, arrangement). Les éléments essentiels à l'interprétation visuelle des images RADARSAT-2 sont présentés à la fin de cette partie. Les moyens techniques et cartographiques, et les données quantitatives et qualitatives sont exprimés dans les trois dernières sections. Ces cartes et ces données ont validé ou appuyé les interprétations des images. Tous ces éléments ont assuré le suivi du démantèlement et de la prise des glaces dynamiques au printemps 2009 et à l'hiver 2009.

4.1 Approches et analyse d'images satellitaires

La nordicité de cet estuaire et la progression rapide des différents mécanismes et phénomènes en jeu ont exigé une observation en temps quasi réel. Pour contourner les obstacles liés à la précarité des glaces durant le régime et obtenir une surveillance en continu des étapes

annuelles, l'analyse par imagerie satellite a été favorisée aux dépens des images optiques. Nous avons cherché à observer la mobilité, la distribution spatiale des glaces, les patrons de chevauchement et d'agglomérations glacielles. L'éloignement de la région d'étude, les différentes échelles d'observation spatiale et des séries de données discontinues ont posé un défi de taille à l'analyse de cet écosystème ouvert (mouvement continu). Une approche multidisciplinaire innovante applicable au suivi des glaces d'estuaire a été développée pour pallier à ce défi et mener à l'atteinte des quatre objectifs de cette recherche (Figure 4.1).

L'approche méthodologique basée sur la chronoséquence des images RADARSAT-2 (Fin et Ultra-Fin) a nécessité le développement **d'une clé d'interprétation dont l'objectif premier est de cartographier les étapes de la dynamique glacielle estuarienne**. Certaines difficultés occasionnées par la fréquence d'acquisition de trois à quatre jours entre les images radar et l'imprévisibilité du climat ont forcé la confection **de deux clés différentes** (4.1.3), spécifiques à chacun des processus (gel/dégel).

Ces clés ont contribué à déduire les étapes du déglacement et de l'englacement. La texture des glaces et leur assemblage (glace rugueuse, agglomérée, consolidée, lisse, eau libre) ont pu être interprétés de même que l'emplacement des fractures nettes dans le couvert de glace. Les protubérances et les irrégularités linéaires dans le pied de glace ont été liées à la littérature glacielle et ont été validées par les caméras (pustules, blocs à chapeaux, crêtes de pression et de poussée, pied de glace). La sensibilité du radar à l'humidité (conditions atmosphériques) a également révélé des indices de détérioration superficielle pendant la période de crue printanière. Cette approche a permis de relier les variations de l'intensité du signal rétrodiffusé au contact de la glace aux conditions atmosphériques (sec et humide) mais surtout aux cycles des marées (vives et mortes-eaux).

Compte tenu des nombreuses sources de données (Tableaux 4.1, 4.2, 4.4), nous présenterons les résultats des processus glaciels (l'englacement et le déglacement) séparément au chapitre des résultats. Cela facilite l'examen des données (facteurs physiques, images radar, entrevues) et leur interprétation. La figure 4.1 expose les quatre grandes catégories de source de données complémentaires s'imbriquant les unes aux autres. Elles ont été utilisées pour expliquer les étapes du régime glacial et interpréter les images RADARSAT-2. Autrement, en raison de l'interruption temporelle entre le 21 décembre et le 14 janvier 2010, la cartographie dynamique de l'englacement n'a pu être réalisée, par ailleurs, celle du déglacement a été complétée.

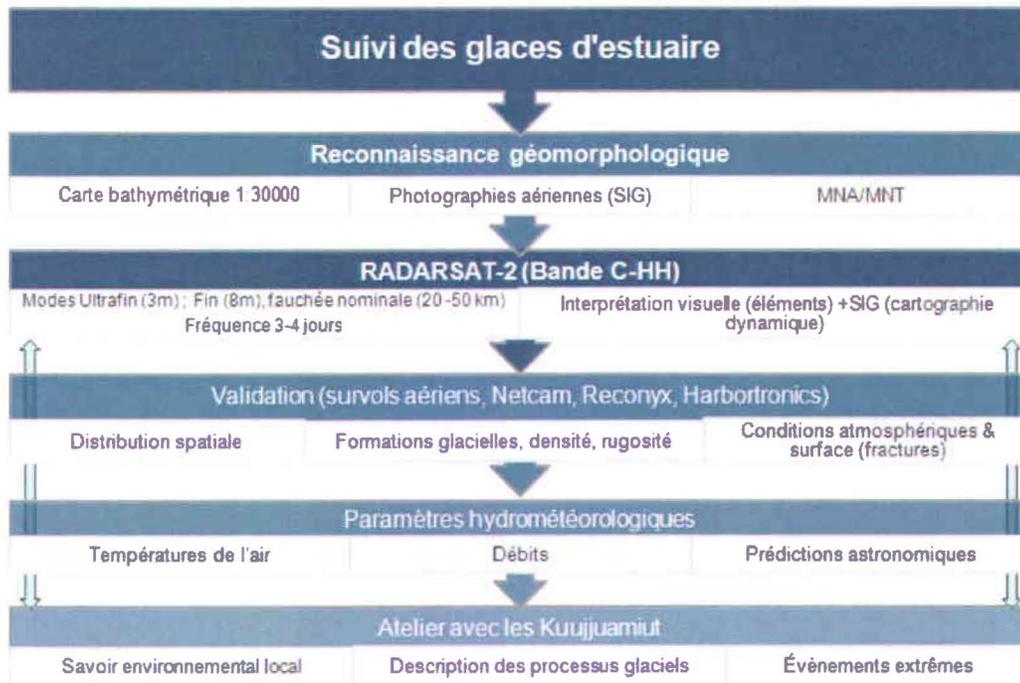


Figure 4.1 Modèle simplifié de l'approche développée pour effectuer le suivi dynamique des glaces d'estuaire de la rivière Koksoak, Nunavik, Québec.

Pour répondre à l'objectif 1 et déduire les étapes de la prise des glaces et du démantèlement, et cartographier la dynamique du régime, une première description et caractérisation morpho-sédimentaire, bathymétrique et géomorphologique a été réalisée pour se familiariser avec le terrain d'étude. Le recensement des formations sédimentaires a été nécessaire pour faire progresser notre compréhension 1) de l'hydrodynamique du milieu estuarien 2) du comportement des glaces (statiques et mobiles) et de leurs effets sur les rives et la zone intertidale. Les différents types de glaces et textures glacielles ont ensuite été identifiés et localisés sur la rivière. La validation et la numérisation de ces informations se sont réalisées à l'aide d'outils cartographiques et des moyens techniques disponibles (photos aériennes, photographies, survols, carte bathymétrique et modèles (MNT/MNA)).

Pour optimiser nos connaissances globales sur cet écosystème complexe, nous avons fait appel aux experts locaux et à leur savoir environnemental pour documenter leurs perceptions des changements climatiques et environnementaux actuels et passés. Sous forme de coupures de journaux, de photographies et d'entrevues, les événements extrêmes (crue, embâcle) et la description des processus glaciels de l'estuaire Koksoak ont été couplés à la reconnaissance territoriale, à l'analyse hydro-climatique (objectif 2) afin de parfaire l'interprétation des images satellites (objectif 1).

Les zones sensibles à l'accrétion sédimentaire et à l'affouillement de même que les zones d'obstruction géologique préalablement identifiées ont été privilégiées pendant l'extraction d'informations tirées des images RADARSAT-2. Ces secteurs ont fourni de précieux indices liés à l'hydrodynamique de l'estuaire, à la mobilité des glaces et ont servi à l'interprétation des variations temporelles du signal radar en fonction de la rugosité de surface des glaces ou des patrons glaciels. La relation entre la bathymétrie et la géomorphologie a été guidée à la fois par les glaces charriées dans le courant, les zones favorables à l'empilement des glaces (seuils/mouilles/estrans/hauts-fonds) et les modèles (MNA/MNT). Le signal radar étant sensible à l'irrégularité et à l'humidité de la glace, la variation du signal a pu être expliquée selon la localisation sur la glace et les facteurs hydro-climatiques.

Les moyens techniques (caméras, survols) ont permis d'élaborer à partir de la littérature sur les glaces fluviales et marines une nomenclature propre à notre secteur d'étude (estuarien). Ils ont capté, l'état des conditions climatiques et la formation statique ou dynamique des glaces. En outre, ils ont été utilisés pour classer les types de glace flottante et identifier les formes et les formations glacielles qui ont été corrélées dans plusieurs cas, aux secteurs plus dynamiques et aux faibles profondeurs. Ils ont dévoilé l'arrangement spatial du couvert permettant de déduire l'énergie hydrodynamique des segments fluviaux et les mécanismes de formation de frasil. De plus, les photographies des caméras montrant la densité des glaces lors des automnes 2008 et 2009 ont été comparées pour comprendre les différences météorologiques et l'apparence physique des glaces à la dérive.

Le deuxième objectif est d'évaluer le rôle des températures atmosphériques et du battement des marées sur la dynamique des processus glaciels. L'intervention des données hydrologiques et climatiques inscrites dans un registre journalier a permis d'expliquer l'interaction des facteurs (température, débit, marée, pression et vent) avec la glace. L'analyse des séries de données a fait ressortir les paramètres exerçant le plus d'influence sur les processus de formation et de dégradation des glaces. Cette approche a précisé leur implication thermique et mécanique sur la structure glacielle pendant les différentes phases du régime des glaces.

Fort utile, ce suivi a servi à examiner les variations du signal radar assujetties aux différentes conditions climatique et hydraulique. Ces dernières modifient l'humidité et l'aspérité du couvert de glace entre chaque acquisition d'image. Le suivi du déroulement de la crue printanière et ses effets sur le couvert et les berges a raffiné l'interprétation radar.

La mise en commun des informations obtenues au premier et au deuxième objectif conjuguée à l'intégration des connaissances locales sur le régime annuel ont mené à l'explication des formes côtières et glacielles. Les processus dynamiques ont été déduits à partir des relations entre les facteurs et la morphologie du chenal.

Le troisième objectif est d'évaluer l'effet des caractéristiques morphologiques du chenal sur la croissance, l'évolution et la décroissance d'un couvert de glace. Les échelles grossières d'observation (MODIS et RADARSAT-2 (mode standard)) ont muni cette étude d'un regard global essentiel pour maîtriser le comportement des glaces dans l'écoulement de la rivière Koksoak. C'est par l'analyse chrono séquentielle des images RADARSAT-2 (modes Fin et Ultra-Fin) et des photographies prises par les caméras fixes que le rôle de la morphologie du chenal et celui de la bathymétrie sur les courants ainsi que la structure glacielle, l'épaisseur et la solidité du couvert de glace ont pu être observés ou déduits. L'analyse chrono séquentielle a également été appuyée par le registre hydro-climatique et les informations recueillies auprès des Kuujjumiut.

La caractérisation des estrans en relation avec la bathymétrie et le couvert de glace ont mené à distinguer les segments glaciels plus compétents ou rugueux. La relation entre les formations sédimentaires et glacielles a servi à montrer l'action érosive des glaces sur les berges (blocs erratiques) et l'hydrodynamique dans les baies et les anses. L'adhésion du frasil et les modifications de la vitesse des courants sous la glace en raison des blocs métriques ont été mises en relation avec les épaisseurs variables et les formes glacielles observées sur les estrans (pustules). Les zones d'obstruction glacielle (embâcle) ont été identifiées à l'aide des images RADARSAT-2 et des informations préalablement transmises par les aînés. L'implication des resserrements géomorphologiques et des courants sur la morphologie des glaces a pu être constatée en positionnant huit photographies aériennes (survol), prises le 13 novembre 2009, de façon à voir l'écoulement des glaces sur une distance donnée.

Le quatrième objectif est d'évaluer les impacts géomorphologiques des processus glaciels (statique et dynamique) sur les berges, les infrastructures maritimes et les activités traditionnelles des Kuujjumiut, et ce advenant un réchauffement soutenu. Pour atteindre ce dernier objectif, nous avons rassemblé toutes les informations recueillies aux trois objectifs précédents. L'évaluation des impacts du glacial sur les trois composantes (berges, infrastructures maritimes et les habitants) a été réalisée en se penchant sur le passé et le présent tout en considérant la possibilité d'un réchauffement soutenu pour le futur. Cette réflexion a été exprimée dans le chapitre conclusion.

4.1.1 Images satellitaires micro-ondes actives

La surveillance de la cryosphère sur le terrain, plutôt ardue et dangereuse durant les phases d'englacement et de déglacement, accentue le besoin de compter sur des instruments à la fine pointe (Hicks, 2009; Gauthier et al, 2010) comme des capteurs orbitaux (satellites). Les micro-ondes traversant la couche nuageuse et les capteurs micro-ondes actifs (ou radar) émettant un signal même la nuit, optimise la fréquence des passages orbitaux au-dessus d'une même cible et raffine le suivi des phénomènes nordiques. Ainsi, l'impulsion transmise vers la nappe de glace peut être appelée à pénétrer quatre médiums; l'air, la neige, la glace et l'eau et se voir altérée (Unterschultz et al, 2009). Les interfaces pénétrées se traduisent par des variations de l'énergie émise par la surface et donc par la hausse ou l'atténuation de l'intensité de brillance des pixels sur l'image. Les travaux exécutés sur la rivière de la Paix dans l'ouest canadien par Weber et al (2001) ont démontré la sensibilité du radar aux textures glacielles de même que son pouvoir à reconnaître certains types de glace.

Nous avons donc utilisé les images du satellite canadien RADARSAT-2 (Agence spatiale canadienne, 2007). Il opère en bande-C (5,405 GHz). Cette bande traverse aussi la neige et la glace. Il est bien adapté à l'observation des glaces de rivière (GLOBESAR). Il est particulièrement sensible à la rugosité des surfaces. Les images ont été acquises au printemps et à l'automne 2009, tous les 3 à 4 jours afin de maximiser les observations pendant le régime des glaces. Les tableaux 4.1 et 4.2 donnent **les dates et l'heure GMT d'acquisition des images** au printemps et à l'automne respectivement ainsi que les paramètres d'acquisitions tels que **l'angle d'incidence, la polarisation du signal, la largeur de la fauchée, et la résolution nominale** sont décrites. Toutes les images ont été acquises tôt le matin (heure locale d'acquisition est 06:00 (HNE)).

L'angle d'incidence local représente l'angle entre le faisceau lumineux incident et l'axe perpendiculaire vertical d'une cible (Drouin, 2007). Par exemple, le caractère brillant d'une image radar sera accru si son angle d'incidence est petit (Figure 4.2). À l'opposé, l'image sombre peut refléter un grand angle d'incidence. Les effets de la pente dans le cas de notre étude sont toutefois négligeables car les observations sont circonscrites au plan de la rivière. Selon Weber, (2001, 2003) les glaces de la rivière la Paix génèrent une plus forte rétrodiffusion du signal lorsque l'angle d'incidence est faible, ce qui en facilite la distinction avec l'eau libre et calme.

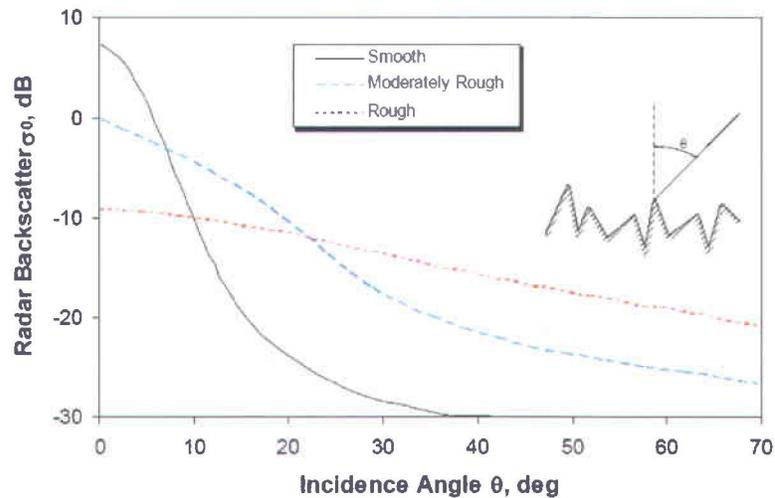


Figure 4.2 Modélisation montrant la diminution de la rétrodiffusion radar avec l'augmentation de l'angle d'incidence (image sombre) mais aussi l'effet de la rugosité des surfaces (trois courbes, surface lisse, moyennement rugueuse et très rugueuse) (d'après Farr, 2005).

La polarisation représente la direction de la transmission et de la réception de l'onde (Bonn et Rochon, 1996). Le travail s'est effectué à partir de l'image radar en polarisation HH, c'est-à-dire que l'antenne radar émet et reçoit en polarisation horizontale.

Trois types de faisceaux d'acquisition ont été commandés: **Standard (S)** (résolution nominale: 25 x 28), **Fin (F)** (résolution nominale: 10 x 9) et **Ultra-Fin (U)** (résolution nominale: 3 X 3). Toutefois, la majorité des images sont en mode Fin puisqu'il offre un compromis entre la résolution spatiale de l'image (dimension des pixels) et la couverture de la fauchée au sol (couverture de la région d'intérêt).

Tableau 4.1 Description des images satellitaires RADARSAT-2, modes Ultra-Fin, Fin et Standard utilisées pour étudier la dégradation du couvert glaciaire au printemps 2009. Code de classification des angles d'incidences (Source : Agence spatiale canadienne, 2009).

Images printemps 2009, Kuujuaq (bande-C)					
Id.	Date	Mode et θ d'incidence Int-Extérieur	Polarisation	Fauchée (km)	Résolution nominale (m)
1	2009-Mai-11 10:40:42.265	S1 (20,5-26,7°)	HH	100	30 m
2	2009-Mai-18 10:53:13.380	S2 (24,5-30,7°)	HH	100	30 m
3	2009-Mai-19 10:36:31.613	U (48,7-49,5°)	HH	20	3 m
4	2009-Mai-22 10:49:00.349	F (38,7-41,2°)	H+V	50	8-9 m
5	2009-Mai-25 11:01:33.426	U (29,9-31,1°)	HH	20	3 m
6	2009-Mai-29 0:44:52.773	U (43-43,9°)	HH	20	3 m
7	2009-Juin-01 10:57:20.569	F (31,8-34,7°)	H+V	50	8-9 m
8	2009-Juin-05 10:40:42.265	U (46,3-47,1°)	HH	20	3 m
9	2009-Juin-08 10:53:13.380	U (36,5-37,6°)	HH	20	3 m
10	2009-Juin-12 10:36:31.613	U (48,7-49,5°)	HH	20	3 m
11	2009-Juin-15 10:49:00.325	F (38,7-41,2°)	H+V	50	8-9 m
12	2009-juin-18	F (38,7-41,2°)	HH	50	8-9 m

Tableau 4.2 Description des images satellitaires RADARSAT-2, modes Ultra-Fin et Fin utilisées pour étudier la phase de formation du couvert glaciaire à l'automne 2009. Code de classification des angles d'incidences (Source : Agence spatiale canadienne, 2009).

Images automne 2009, Kuujuaq (bande-C)					
Id.	Date	Mode et θ d'incidence Int-Extérieur	Polarisation	Fauchée (km)	Résolution nominale (m)
1	2009-Nov-06 10:49:01.286	F (38,7-41,2°)	H+V	50	8-9 m
2	2009-Nov-09 11:01:33.786	U (29,9-31,1°)	HH	20	3 m
3	2009-Nov-13 10:44:53.104	U (43-43,9°)	HH	20	3 m
4	2009-Nov-16 10:57:21.642	F (31,8-34,7°)	H+V	50	8-9 m
5	2009-Nov-20 10:40:42.583	U (46,3-47,1°)	HH	20	3 m
6	2009-Nov-23 10:53:13.713	U (36,5-37,6°)	HH	20	3 m
7	2009-Nov-27 10:36:31.969	U (48,7-49,5°)	HH	20	3 m
8	2009-Nov-30 10:49:01.222	F (38,7-41,2°)	H+V	50	8-9 m
9	2009-Dec-03 11:01:33.782	U (29,9-31,1°)	HH	20	3 m
10	2009-Dec-07 10:44:53.117	U (43-43,9°)	HH	20	3 m
11	2009-Dec-10 10:57:21.657	F (31,8-34,7°)	H+V	50	8-9 m
12	2009-Dec-14 10:40:42.568	U (46,3-47,1°)	HH	20	3 m
13	2009-Dec-17 10:53:13.759	U (36,5-37,6°)	HH	20	3 m
14	2009-Dec-21	U (48,7-49,5°)	HH	20	3 m
15	2010-Jan-14	U (48,7-49,5°)	HH	20	3 m

4.1.2 Traitement des images RADARSAT-2

Toutes les images acquises (Tableaux 4.1 et 4.2) ont subi des corrections géométriques et radiométriques. Les images ont été traitées par une routine automatisée dans le module «Modeler» du logiciel Géomatica (SIG) (Gauthier et al, 2006).

Quatre étapes de traitement ont été nécessaires, rendant possible l'interprétation des images.

- 1- L'ortho-rectification (Fonction rationnelle avec ajout de points de contrôle manuel).
Modes : Ultra-Fin: 1,5m x 1,5m ; Fin : 6,25m x 6,25m ; Standard : 12,5m x 12,5m.
- 2- Un filtre moyen de 3 x 3 (amélioration visuelle) et rehaussement
- 3- Ré-échantillonnage de 32 bits vers 8 bits (réduire la taille de l'image)
- 4- Clip de l'image (Prise de la zone d'intérêt sur les images)

L'étape suivante, le rehaussement manuel de l'image s'est fait à l'aide de la fonction Root, il variait selon l'image. Une fois rehaussée, les images ont été sauvegardées. Seules les images en mode Ultra-Fin et Fin ont été utilisées pour l'interprétation des types de glace et de leur distribution spatiale. La numérisation du résultat d'interprétation a ensuite été intégrée dans un SIG.

4.1.3 Interprétation et procédures de classification des glaces - Images RADARSAT-2

L'interprétation visuelle s'est faite selon notre connaissance du milieu et la combinaison de différentes caractéristiques de l'image dont les tons, la texture, les patrons spatiaux, la taille et la forme des objets (CTT, 2003). L'élément le plus important pour identifier les structures (discontinuités) à la base de la reconnaissance des formes et de l'analyse morphologique demeure la **texture**. Celle-ci se définit comme la distribution spatiale des tons dans un secteur particulier d'une image ce qui lui donne naissance. Une surface lisse paraît homogène alors qu'une surface rugueuse sera hétérogène. Le **ton** se réfère à la couleur (l'éclat, l'intensité de la rétrodiffusion) des cibles dans une image. Sa nuance permet de différencier les cibles (eau calme, eau agitée, frasil) et les structures (ponts, empilement de glaces) ainsi que de distinguer les formes et les patrons. (GLOBESAR). La **forme et la taille** se réfèrent à l'apparence et à la dimension des objets dans l'image. Par exemple, les îles dans la rivière, les hauts-fonds, la morphologie littorale et les types de glace peuvent être identifiés et caractérisés par leur structure et leur contour. Le **patron** réfère à l'agencement spatial des objets visiblement

discernables. Une répétition ordonnée de tons similaires et de textures produit un patron distinctif et facilement reconnaissable.

Par cette approche, nous souhaitons extraire l'information liée aux types de glace mentionnée au chapitre 3 et à leur mobilité dans l'écoulement. De plus, afin d'enrichir nos connaissances de l'écoulement des glaces flottantes, l'examen des images radar a été effectué de façon individuelle et séquentielle. Cette technique permet de faire la distinction entre les régions englacées (comblées en période de gel) et dépouillées (en période dégel) au cours des cycles marégraphiques et d'observer, avec la validation exercée par les caméras fixes, le va et vient des glaces (leur dynamique). Elle sert également à surveiller l'évolution spatiale et temporelle de l'étendue des glaces et de la réponse du signal radar. Ses fluctuations sont mises en relation avec l'angle d'incidence des images, les propriétés du couvert de glace et facteurs hydro-climatiques. Les deux approches présentées ici-bas montrent les étapes successives qui mènent à la cartographie dynamique du déglacement et à la déduction des étapes de l'englacement.

Le déglacement :

Deux images en mode Standard (11-05-2009 et 11-06-2009) à méso-échelle et à résolution grossière sont mises à notre disposition pour comparer l'état de la débâcle régionale et pour observer les secteurs de congestion glacielle. La première expose l'étendue maximale du recouvrement glacielle confirmée par les images optiques MODIS depuis les tributaires jusqu'à l'embouchure (136 km). La deuxième sert de comparaison et montre que les deux types de débâcle (thermique et mécanique) fonctionnent simultanément. L'interprétation radar et la cartographie du démantèlement progressif ont été réalisées à partir de cette certitude.

Clé d'interprétation de la dynamique de dégradation des glaces

- a) Distinguer et identifier la glace de rive de la glace de chenal sur les images;
- b) Tracer les zones libres de glace pour chaque image;
- c) Comparer les images RADARSAT-2 les unes aux autres pendant la période de fonte à partir de l'extension maximale observée sur l'image Radar en mode standard du 11 mai 2009;
- d) Déceler et numériser les formes liées à la débâcle glacielle (i.e. fracture, crête de poussée, crête de pression, pustules, autres indices de détérioration);
- e) Numériser de manière chronologique la perte glacielle entre le 11 mai et le 12 juin 2009 en utilisant les 12 images radar (modes Standard, Fin et Ultra-Fin), discriminer la glace de rive (pied de glace) de la glace de chenal;

- f) **Dresser la cartographie dynamique** de l'évolution spatiale et temporelle du processus de débâcle; régression du pied de glace et de la glace de chenal;
- g) Calculer la superficie des polygones représentant la perte glacielle par image;
- h) **Déduire** les étapes du dégel en utilisant; les 12 images radar (modes Standard, Fin, Ultra- Fin), les photographies des caméras, l'analyse des paramètres climatiques et hydrologiques et les informations transmises par les aînés;
- i) Expliquer les variations de l'intensité du signal RADARSAT-2 (rugosité/humidité)

L'englacement :

L'observation régionale de ce processus est réalisée uniquement avec des images optiques MODIS. Lorsque les conditions météorologiques permettent de voir l'état de la glace sur la rivière Koksoak. Ces images ont comblé le long intervalle sans acquisition d'images radar (21 décembre 2009 au 14 janvier 2010) dû à une programmation inadéquate des acquisitions. Pendant l'hiver, les images MODIS servent à valider l'étendue du recouvrement de la glace perçu par RADARSAT-2. Étant donné la résolution très grossière de ce type d'image, la cartographie dynamique de la prise des glaces est remplacée par une interprétation directe des rares images RADARSAT-2 acquises en période d'englacement. La présence de frasil, sa métamorphose, les assemblages glaciels dans l'écoulement et le littoral font partie des observations qui ont mené à consolider le rôle joué par les températures et les marées sur le processus d'englacement.

Clé d'interprétation de la dynamique de formation des glaces

- a) Identifier les secteurs d'accumulation de glace flottante dès la première image;
- b) Distinguer et identifier la glace de rive en formation et la glace de chenal sur les images;
- c) Observer les glaces flottantes stables versus celles en mouvement;
- d) Identifier les types de glace en utilisant la nomenclature des glaces du chapitre 3 pour la formation seulement;
- e) Utiliser les caméras fixes à l'infrastructure maritime et la Netcam pour valider les types et la mobilité des glaces sur les images RADARSAT-2;
- f) Numériser les limites de nouvelle glace pour observer la progression du couvert glacielle (Évolution temporelle de la formation glacielle);
- g) Interpréter les images RADARSAT-2 et identifier les variations de l'intensité du signal en relation avec les types de glace, le climat, les marées et la topographie;
- h) Intégrer les images optiques MODIS (bandes 7-2-1) pour combler le hiatus temporel (RADARSAT-2) entre le 21 décembre 2009 et le 14 janvier 2010;
- i) Discriminer les zones englacées des zones non englacées;
- j) Identifier les zones favorisant l'obstruction de l'écoulement glacielle (engorgement);

- k) Discriminer les types de glace dans le secteur des îles Elbow (zone de transition hydrographique) en lien avec la bathymétrie;
- l) Interpréter le signal rétrodiffusé le 14 janvier 2010 et délimiter l'étendue maximale du couvert de glace de l'estuaire marin;
- m) **Déduire les étapes du gel** en utilisant; les 15 images RADARSAT-2 (modes Fin et Ultra-Fin), les photographies des caméras, l'analyse des paramètres climatiques et hydrologiques et les informations transmises par les aînés.

4.2 RADARSAT-2

4.2.2 Propriétés diélectriques

La constante diélectrique est une propriété électrique des matériaux qui s'appelle aussi primitive relative complexe (ϵ_r).

L'équation de la primitive : $\epsilon = \epsilon' - j \epsilon''$ (partie réelle – partie imaginaire)

Chaque milieu possède sa propre valeur (Tableau 4.3) ce qui fait varier l'intensité du signal de retour. La perte du signal est causée principalement par le phénomène d'absorption (Weber, 2003; Drouin, 2007). Si la perte est basse, l'onde pénétrera profondément dans le second milieu (Weber, 2001). Au contraire, lorsque le contraste entre deux milieux est élevé comme c'est le cas entre l'air (ϵ_r 1) et l'eau (ϵ_r 80), le signal fortement absorbé perd son pouvoir de pénétration dans le médium. Il sera limité à quelques centimètres en surface et sera réfléchi en direction opposée de l'antenne (Weber 2001, 2003; Duguay 2002). On nomme ce phénomène la diffusion de surface (réflexion spéculaire) (Unterschultz, 2009). La rugosité de la surface influe sur la réflectivité des micro-ondes, donc, l'intensité des différents éléments apparaissant sur l'imagerie radar (CCT, 2003).

À l'inverse, lorsque le contraste est petit, par exemple, entre l'air (ϵ_r 1) et la glace (ϵ_r 2,2 à 4,5), le signal pénétrera dans le second milieu et la rétrodiffusion subira l'effet des diffuseurs hétérogènes (bulles d'air) contenus dans la glace. Ce mécanisme illustre l'effet de la diffusion de volume (Bernier et al 1996; Unterschultz et al, 2009). De plus, la présence d'humidité dans une matière quelconque augmente la constante diélectrique complexe. Le contraste diélectrique élevé se traduit par l'absorption du signal. Dans ces circonstances, la faible énergie transmise donne une image assombrie (Tableau 4.3). (Centre canadien de télédétection, Ressources naturelles Canada, Globesar).

Tableau 4.3 Constantes diélectriques

Milieux	Constante diélectrique	Sources
Air	1	Evans (1965)
Glace de rivière- glace claire avec des inclusions d'air > 0,6	2,99	Cooper et al (1976)
Glace de rivière-glace blanche (neige)	3,08	Cooper et al (1976)
Glace de rivière- glace claire (columnaire)	3,17	Evans (1965)
Glace de rivière (freshwater ice)	2,2 à 4,5	Drai (1999)
Glace de mer 1e année (forte teneur en sel et réflexion spéculaire)	élevée	GLOBESAR
Neige sèche	1,2-2,0	Hallikainen and Ulaby (1986)
Neige humide	> 3,5	Hall (1998)
Eau	81	Raney (1998)
Glace de lac gelée au substrat sédimentaire = faible retour (sombre)	3,2 à 8	Duguay (2002)

Source : adapté de Weber et al, 2001 et 2003; Leconte et al, 1991

L'étude de Duguay et al (2002) en milieu lacustre peu profond a montré que le dégel printanier réduit l'intensité de la rétrodiffusion de façon significative. La saturation du couvert neigeux (1) (absorption) et la formation de mares à l'interface glace-neige (2) (réflexion spéculaire) en sont les principales causes. De plus, une autre étude sur la rivière Athabasca, par Unterschultz et al (2009), a montré que lors de l'interprétation d'image radar en période de dégradation des glaces, il faut comprendre que les deux mécanismes fonctionnent simultanément et que la dominance de l'un par rapport à l'autre est largement due à l'humidité contenue dans les interfaces en jeu. Dans ces conditions, la rétrodiffusion en est réduite et la glace intacte apparaît plus sombre sur l'image (Drinkwater, 1989). Des études montrent également que la neige humide réduit considérablement le pouvoir de pénétration dans la cible qui réagit en réponse aux caractéristiques de la neige plutôt qu'à celles de la glace (Drinkwater, 1989). En bande C, un contenu en eau de la neige de 5 % élimine la transmission des micro-ondes actives dans les interfaces sous-jacentes (Unterschultz et al, 2009).

Un dernier facteur vaut la peine d'être mentionné puisque la zone d'étude se situe en milieu estuarien. Le taux de salinité, aussi faible soit-il, contribue à abaisser la rétrodiffusion et assombrir l'image. Les études hydrographiques dans la région de la mer Laptev en Sibérie, en complémentarité à la modélisation Radar et à l'échantillonnage de glace en période de

formation menées par Eicken et al, (1999; 2005) pour les années 1996/97 et 1998/99, illustrent l'influence de la décharge de la rivière Lena sur la répartition du couvert. Entre autres, on note le contraste des propriétés diélectriques et microstructurales des types de glace (eau douce, saumâtre et saline). Ces particularités physiques offrent un potentiel cartographique de leur distribution. Une perte diélectrique est générée lorsque les températures diminuent et que la concentration de particules solides (diffuseurs) de sel augmente.

4.2.4 Types de diffusion et rétrodiffusion (rugosité et diffuseur)

Il y a deux types de diffusion du signal lorsque celui-ci atteint la cible. La première, la diffusion de surface et la seconde, la diffusion de volume. Les propriétés physiques de la glace telles que la porosité, l'épaisseur, l'humidité, le type de glace, la densité des inclusions, la rugosité des interfaces occasionnent toutes des variations à la rétrodiffusion (Hall, 1998; Gherboudj et al, 2008). Par exemple, lorsque la vitesse de refroidissement thermique est rapide, les inclusions d'air emprisonnées dans la glace sont plus importantes, sphériques et rapprochées. À l'opposé, lorsque ce processus est lent, les bulles d'air sont de petite taille (Gherboudj et al, 2007). La figure 4.3 présente les types de diffusion selon la transformation temporelle du couvert de glace en milieu lacustre (Duguay, 2002).

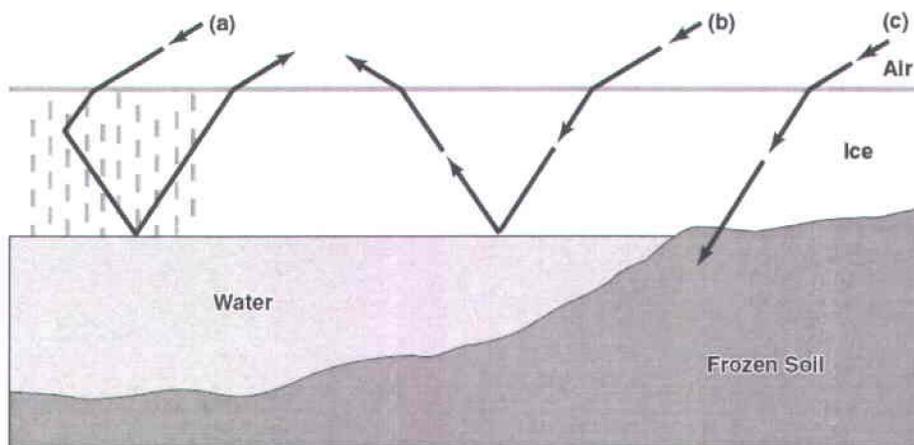


Figure 4.3 Types de diffusion du couvert de glace. (a) Diffusion de volume (nombreux diffuseurs=forte rétrodiffusion) (b) Réflexion spéculaire en période de formation (pas d'inclusion = rétrodiffusion faible) (c) Absorption du signal car l'eau est gelée jusqu'aux sédiments aussi gelés (faible rétrodiffusion). Source : Duguay (2002).

4.2.5 Arrangement et texture

L'agencement du couvert est très variable d'un segment à l'autre de la rivière. Les surfaces hétérogènes (rugueuses) produisent un retour renforcé au capteur. Sur les images, ces secteurs sont nets et brillants. Par exemple, les fractures et les fissures de même que les accumulations de glace désordonnées comme les poches d'air entre les glaces, les impuretés et les mares d'eau liquide en surface créent des discontinuités diélectriques de la glace de rivière. Ces caractéristiques structurales font varier le signal diffusé à la surface de la glace. Par contre, les surfaces d'apparence plutôt uniformes produiront une réflexion spéculaire, ces zones ressortent assombries sur l'image radar. Le schéma de la figure 4.4 présente l'effet des accumulations de glace désordonnées (forte rétrodiffusion) et d'un couvert de glace lisse (faible rétrodiffusion) sur le signal au contact de la cible (Unterschultz et al, 2009).

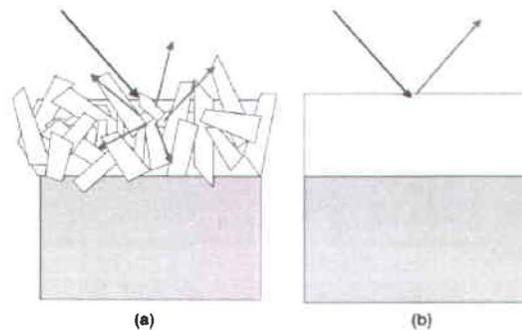


Figure 4.4 Effet de la texture glacielle sur la rétrodiffusion du signal, (a) Agglomérat désordonné rugueux, (b) Glace lisse.

4.3 Reconnaissance géomorphologique et données cartographiques

Le recours à différents sources de données une première reconnaissance du territoire fluvial. Les sources regroupées à l'intérieur du tableau 4.4 ont été utilisées pour répondre aux deux premiers objectifs (1 et 2) de l'étude. La photo-interprétation et la cartographie des caractéristiques géomorphologiques intégrant la bathymétrie répondent également au troisième objectif. Les données sont présentées de manière à suivre la logique de la démarche méthodologique présentée à la figure 4.1.

Tableau 4.4 Couverture aérienne et topographique, Ministère des ressources naturelles du Canada, 1947-56-2006-07-08; *Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec*, 1967 et 1972. Couverture bathymétrique, Ministère des pêches et des océans, 1981-86.

No. de rouleaux monochromes	Échelles Résolution	Systèmes de projection	Dates et Sources	No. de série
A 16989	1 : 10000		09-1947	# 99-109
A 16989	1 : 10000		09-1947	# 137-145
A 16989	1 : 10000		09-1947	# 122-130
A 14866	1 : 15000		09-1947	# 24-26
Q 72849	1 : 10000		02-08-1972	# 125-138
Q 72849	1 : 10000		02-08-1972	# 202-208
Q 67352	1 : 5000		02-08-1967	# 34-42
Q 67352	1 : 5000		1967	# 84-94
Carte bathymétrique (papier)	1 : 30000	UTM NAD 27	06-1986	# 5338
Levé 1	1 : 10000	UTM NAD27	1981	#4966
Levé 2	1 : 20000	UTM NAD27	1981	#4967
Levé 3	1 : 20000	UTM NAD27	1981	#4968
Cartes topographiques (papier)	1 : 50000	UTM NAD 27	1956	24 K/8
	1 : 50000	UTM NAD 27	1956	24k01Ouest
Données vectorielles	1 : 50000	Lat/Long NAD83	BNDT, 2007	24k01
Modèles numérique d'élévation	1:50000	NNM/CVGD28	GéoBase, 2006	24k01
(Données matricielles)	1:50000	NNM/CVGD28	GéoBase, 2006	24k08
Orthoimage Spot panchromatique	10 m	UTM NAD 83	29-06-2008	8 bytes
MODIS	250 m	Bandes (7-2-1)	Hiver 2009-2010	

4.3.1 Photo-interprétation et caractérisation géomorphologique

L'examen stéréoscopique s'est déroulé à l'aide d'un stéréoscope à miroirs Wild ST-4 sur huit séries de photographies aériennes. Une couverture territoriale aux échelles 1 : 10 000 et 1 : 15 000, réalisée par le Ministère de l'énergie, des mines et des ressources Canada et au 1 : 5000 et 1 : 10 000, par le Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec a été utilisée (tableau 4.4). Un code de classification élaboré préalablement à l'examen des photographies aériennes est utile à la reconnaissance initiale de l'environnement littoral.

Code de classification :

La première étape a consisté à tracer et identifier sur les images le type de trait de côte : a) rocheux, b) détritique ou c) marécageux. La seconde examine la nature lithologique du haut estran et de la slikke; 1- Roc, 2-Blocs, 3-Sable, 4-Affleurement rocheux intertidaux, 5- Schorre à pucinellia 6-Formes sédimentaires (flèche, cordon, banc émergent, haut-fond). Un exemple de cette procédure est présenté à la figure 4.5.

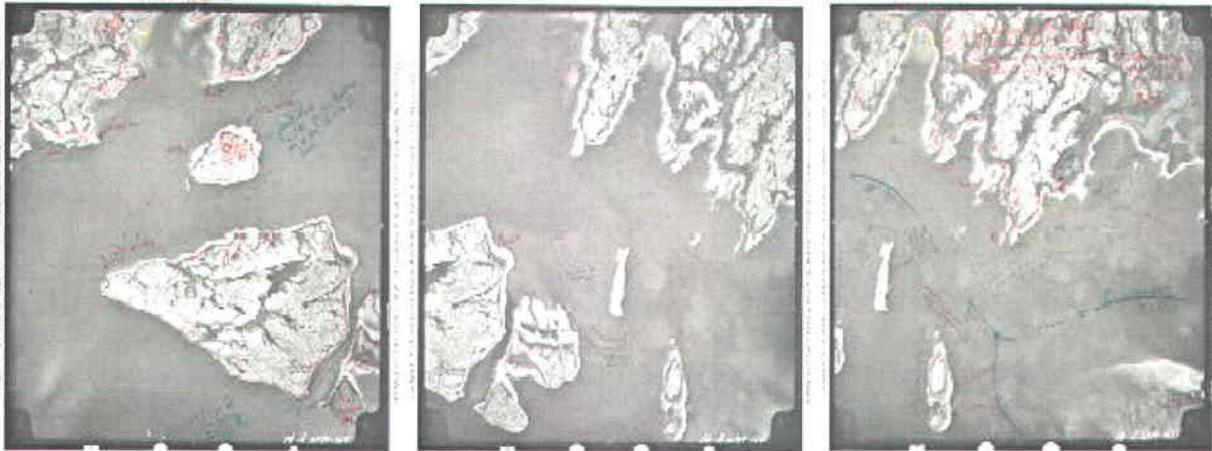


Figure 4.5 Exemples tirés d'une des séries de photographies aériennes interprétées à l'aide du code de classification, secteur de la rive-est à l'opposée de la communauté de Kuujuaq. Le rouge illustre la première étape et le bleu la seconde.

4.3.2 Interprétation de la carte bathymétrique

La carte # 5338 publiée par le Service hydrographique du Canada (SHC) en 1986 offre de nombreuses informations quant à la géomorphologie fluviale, la lithologie des dépôts, les courants et la navigation. Les profondeurs sur la carte sont réduites à la marée normale la plus basse (zéro des cartes marines) auxquelles sont rapportées les profondeurs des éléments toujours immergés et l'altitude de ceux qui sont périodiquement émergés. Le surcreusement du lit et les zones d'intérêt telles que les seuils et les mouilles ont été reproduits avec le Modèle numérique d'altitude (MNA). L'observation de cette carte permet de reconnaître une division physiographique entre deux environnements distincts; estuarien et fluvial. Les pentes des zones intertidales sont calculées en utilisant le niveau d'eau de la pleine mer supérieure inscrit sur la carte (6,6 mètres) à Kuujuaq puis divisé par la largeur de l'estran. Cette dernière s'exprime entre le trait de côte et la limite inférieure des basses mers moyennes de mortes-eaux (estran).

4.3.3 Cartographie géomorphologique (SIG)

Un effort particulier a été entrepris dès le début des manipulations afin de minimiser les distorsions entre les systèmes de projection des différents produits et outils utilisés. La deuxième étape du travail a consisté en la numérisation des éléments relevés à l'intérieur des séries de photo-aériennes (Tableau 4.4) énumérés à la section 4.3.1, puis de veiller à leur assigner des systèmes de projection dans un système information géographique (SIG) avec le logiciel de cartographie (ArcGIS). De cette manière, l'information géomorphologique relevée lors de l'étape précédente contribue aussi aux étapes subséquentes de l'analyse de la distribution des formes et permet de localiser les indices apparents de l'action érosive des glaces flottantes dans la zone d'étude.

4.3.3.1 Mosaïque des photographies aériennes

La création d'une mosaïque de terrain est choisie afin de créer un produit cohérent, facilement utilisable, et d'accélérer la numérisation d'objet. La distance focale (152.998 mm) est introduite comme paramètre d'entrée pour calibrer la caméra à l'intérieur du logiciel de photogrammétrie de GÉOMATICA (Version 10.2). L'échelle est spécifiée indépendamment. Le positionnement des repères de cadrage des photographies a comme objectif de définir un système de coordonnées pour chacune d'elles. Le lien entre le système de coordonnées des images et

celui du terrain se fait en utilisant une méthode polynomiale et des points au sol. Des points visibles sont aussi utilisés sur plusieurs photographies afin de réduire les distorsions dans les zones de chevauchement. Ensuite, une orthoimage est créée pour chaque photographie. Cela permet d'apporter des corrections au relief et au positionnement spatial.

Enfin, la mosaïque du secteur générée en fusionnant les orthoimages préalablement produites (Figure 4.6) sert à la reconnaissance territoriale et à la numérisation géomorphologique.



Figure 4.6 Exemple de superposition des séries de photographies aériennes utilisées pour construire la mosaïque de terrain sur une image optique (SPOT).

4.3.3.2 Numérisation du trait de côte

L'étape suivante consistait à numériser le trait de côte et les formes recensées lors des étapes précédentes. Les particularités morphologiques dessinées sur la mosaïque au crayon omnichrom 108 sont numérisées à l'écran et projetées en NAD 1983 UTM zone 19. Ceci permet la création de fichiers .shape applicables dans le logiciel de cartographie sous forme de polygones, polylignes ou de points. Une image RADARSAT-2 en mode Ultra-Fin est nécessaire pour compléter les petits segments linéaires manquants de la mosaïque (4.3.3.1). De ces étapes, naît le trait de côte digitalisé qui indique les limites des hautes mers supérieures (Figure

4.7). Il participe à distinguer le continent de la nappe de glace. La superposition de ce fichier devient fort utile lors de l'interprétation dynamique temporelle des phases glacielles.

Ces limites côtières sont aussi utilisées dans une étape ultérieure qui consiste à calculer les superficies (perte ou gain de glace) entre la glace d'estran et la glace d'estuaire.

4.3.3.3 Modèles numériques de terrain (MNT) et d'altitude (MNA)

La fusion des modèles numériques de terrain (MNT) qui agence les feuillets 24k01 et 24k08 est indispensable afin d'offrir une couverture spatiale supérieure au site d'étude. La densité de données bathymétriques en format .shape (Tableau 4.4) permet d'interpoler les jeux avec la méthode de pondération par l'inverse de la distance (Inverse Distance Weighted). Cette méthode offre une bonne précision par rapport aux points mesurés particulièrement dans le secteur des îles Elbow où la quantité de points est maximale.

Un calage entre les (MNT) et les points bathymétriques a été effectué pour produire un modèle numérique d'altitude (3D) assez représentatif du réel à l'échelle 1:50000. Ce MNA illustré au chapitre résultat, a été développé à partir de deux levés bathymétriques (Service hydrographique du Canada, 1981) par un échosondeur (1463 m/s) et altimétriques. Ce modèle sert de guide pour mieux saisir les zones d'obstruction de nature géologique de l'estuaire. La variation des teintes bleutées exprime les variations bathymétriques (Figure 4.7). Ce type de moyen enrichit la visualisation du surcreusement du chenal principal, des seuils, et des mouilles. Les secteurs identifiés servent de repères à la compréhension de l'écoulement des glaces flottantes et à la comparaison de la rugosité de surface. Les campagnes de validation sont comparées aux sites repères pour consolider les connaissances relatives à l'évolution des processus du régime annuel.

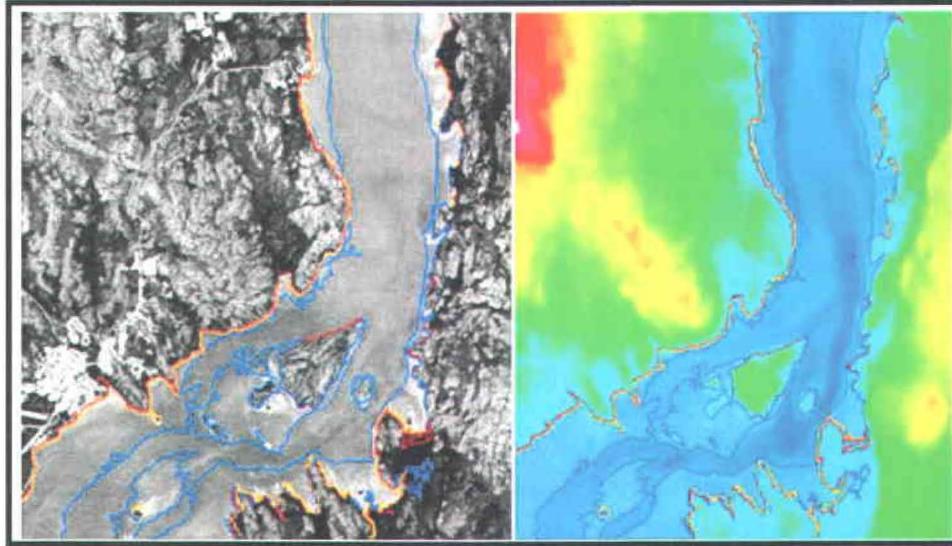


Figure 4.7 Délimitation du trait de côte (rouge), du bas de plage (jaune) et de l'estran (bleu) sur fond d'une image satellite optique (SPOT) et de la bathymétrie MNT (droite).

4.4 Campagne de terrain

Les campagnes de validation des glaces ont été menées à l'hiver et au printemps 2009. Deux survols aéroportés ont été effectués, (mai 2009 et novembre 2009) afin de vérifier la couverture de glace et la distribution des types de glace. Il a été important de synchroniser l'acquisition d'une image RADARSAT-2 en temps quasi-réel avec les survols. De plus, une reconnaissance au sol des éléments morphologiques identifiés en 4.3.1 a été réalisée en novembre.

4.4.1 Validation aéroportée

Une caméra numérique de marque Ricoh, Caplio 500 (3X8 méga pixels), muni d'un système de positionnement géographique a été indispensable lors des deux survols. Orientés nord-sud, les deux survols ont été planifiés de façon à répondre aux besoins de validation de la réponse du signal selon la cible atteinte (surface glacielle, eau, plages, affleurements rocheux) et interpréter la dynamique des glaces.

Vol 1 (24 mai 2009): Départ de l'aéroport Kuujuaq, 5 miles au sud, puis virage à 180° N dans l'axe central de l'estuaire jusqu'à île Mackays, altitude de 1000-1500 pieds (clichés orientés vers l'ouest).

Vol 2 (13 novembre 2009) : Même trajet, cependant le parcours s'est prolongé jusqu'à l'île Koksoak située au sud de la communauté de Kuujjuaq (rivière) et s'est limité à l'embouchure de la baie d'Ungava lors du passage vers le nord.

Les photographies obliques prises le 13 novembre 2009 (formation) et le 24 mai 2009 (démantèlement) portent une attention particulière aux types de formation glacielle et aux structures glacielles présentes sur la rivière. En plus, l'identification des différents types de glace, la validation des dépôts meubles dans la zone intertidale, les rentrants et dans les baies a été possible. Les zones en eau libre ont également été répertoriées pour faciliter l'interprétation de la bathymétrie, des courants et de la nucléation de frasil (Tableau 4.4).

4.4.2 Reconnaissance au sol

Dans les environnements macrotidaux, certaines formations supra glacielles et glacielles (crêtes de pression, pustules, pieds de glace, blocs à chapeau) caractérisent le couvert de glace nordique. Localisées dans la zone de battement des marées, elles sont signalées dans la littérature par plusieurs auteurs; (Dionne, 1973, 1978, 1985; Rosen 1979; Lauriol et Gray, 1980; McCann, 1981; Morse et al, 2001). Ces constructions ont été observées dans la région de Charlevoix et dans le bassin de la rivière aux Feuilles au Nunavik, dans la région de Makkovik au Labrador, dans la baie Frobisher au Nunavut et dans certaines régions de l'Arctique. Elles ont aussi été décrites et validées par les Kuujjuamiut lors de l'atelier (Annexe C) de cette communauté (Tremblay et al, 2009).

En effet, l'évolution morphodynamique de l'estuaire causée en partie par l'action liée au déplacement des glaces a fait l'objet d'authentification lors des survols mais surtout lors de la caractérisation au sol. Des formes et des débris fluviaux (bancs, seuils, levées, placage de débris sur les plates-formes rocheuses) ont été identifiés pour la plupart dans les zones mésotidale et supratidale du cours d'eau. Une fois validée et numérisée, la morphologie glacielle est illustrée sous forme de carte et présente la distribution spatiale des formes et structures (sédimentaires et glacielles).

4.4.3 Caméras Netcam, Reconyx et Harbortronics

Par ailleurs, une Stardot Netcam XL 3MP installée à ≈ 30 mètres d'altitude au Centre de recherche du Nunavik ($58^{\circ}06' 29$ N ; $68^{\circ} 24' 19$ O) vise la baie de Kuujjuaq en direction est. Sa mise en marche effective depuis le mois de mars 2008, s'est activée quatre fois par jour et a assuré un suivi continu du couvert entre 06:00 et 15:00. Deux autres appareils (Reconyx et Harbortronics) ont été installés à l'automne 2009 et s'activent entre 06:00 et 18:00 aux heures pour le premier et aux deux heures pour le second. L'angle de visée de ces caméras est orienté vers l'est à partir d'une butte rocheuse dominant l'infrastructure maritime. Une zone de chevauchement entre les caméras a servi à valider l'une par rapport à l'autre et à assurer un meilleur rendement face aux intempéries. En complément aux images RADARSAT-2, ces appareils ont montré l'évolution journalière de la texture glacielle et l'état du couvert nuageux. Ils ont capté les phénomènes locaux (< 3 m) qui autrement, ne pourraient être discernés en raison de la résolution spatiale du capteur. Les informations dérivées des photos ont validé les données hydro-climatiques. Elles ont amélioré l'interprétation de la dynamique glacielle dans l'estuaire Koksoak (Figures 4.8 et 4.9).



Figure 4.8 Photos aériennes prises en hauteur à partir du Centre de recherche du Nunavik, Netcam ($58^{\circ}06' 29$ N ; $68^{\circ} 24' 19$ O) au printemps 2009.



Figure 4.9 Trois photos aériennes illustrant l'angle de visée au SSE et à droite vue vers le SE à 40°. Photo de la caméra Reconyx en (A) prise le 26-09-2009; (B) prise de la caméra Reconyx le 31-12-2009; Photo (C) prise de la caméra Harbortronics le 16-12-2009.

4.5 Analyse hydro-climatique du régime glaciaire

Considérant la grande variabilité des échanges thermiques entre les interfaces air/eau, neige/glace et glace/eau, il est important de connaître les conditions météorologiques locales qui conditionnent le régime annuellement. Pour ce faire, un registre des conditions coïncidant avec les prises de vue en modes de formation et de fonte et la mise en graphiques des paramètres sélectionnés ont révélé les facteurs dominants directement impliqués dans le changement de phase de l'eau et de la glace. Les événements glaciaires ont aussi été estimés avec cette même approche.

4.5.1 Registre des conditions météorologiques et hydrologiques

Les données horaires enregistrées à la station de l'aéroport de Kuujuaq sont affichées sur le site d'Environnement Canada. Elles ont été compilées et triées pour les années 2008 et 2009. La période définie pour analyser le déglacement s'étend du 15 avril au 20 juin 2009. L'analyse de l'englacement a été fixée du 15 octobre à la fin de l'année 2009. Ces intervalles circonscrivent le moment où la température moyenne quotidienne franchit 0°C (Bonsal et Prowse, 2003). Les données enregistrées ont été inscrites pour et entre chacune des images RADARSAT-2 (intervalles de 72 ou 96 heures). L'analyse hydro-climatique des journées précédant l'acquisition des images RADARSAT-2 a été nécessaire pour observer les effets des variables hydro-climatiques sur le signal radar et la glace. Une saisie d'écran d'un extrait du registre hydro-climatique est présentée à la figure 4.10.

Image 1 Radarsat-2	11 Mai 2009	Temps universel : 10:40 = 05:40 HNE
Cycle de marée :		
Marée de vive-eau. Pleine lune le 9 mai le niveau d'eau ↑ (max 5,90 m, min 0,60 m) puis ↓. Le 11 mai à 06:00 (1,80 m) sur la fin du baissant soit 2 heures avant le minimum de 1,10 m. λ de la marée en date du 11 mai à 06:00 = 4,80 m		
Température		
Moyenne horaire entre le 6-11 mai à 06:00 = -6,07°C		
Le 6 mai inclusivement et les jours avant : température sous zéro		
Le 5 au 7 mai : redoux avec de > écarts thermiques		
Le 7 mai, le mercure passe au-dessous de 0 pendant 10 heures et atteint un max de 10,3° vers 13:00 puis la température ↓ à nouveau. Le mercure sous zéro jusqu'au 11 et les écarts diurne et nocturne oscillent entre -3 et -9°C.		
Pression barométrique		
Tendance à la baisse et atteint un minimum vers 14:00. Le 7 mai le ciel est nuageux puis en fin de journée arrive la bruine et le brouillard. Le baromètre ↑ graduellement; maximum le 10 mai à 19:00 (101,1). Il neige presque toujours et les nuages dominent le dôme depuis le 7 mai.		
Direction du vent		
NNE-NNO oscille entre 350° et 10°, v _{w_moy_ho} = 8,38 km/h		
Humidité :		
En générale, elle diminue le jour et s'accroît le soir et pendant la nuit.		
Notes : le redoux du 7 mai concorde aussi avec ↑ de λ de la marée qui atteint son max le 9 mai à 23:00 puis ↓ à nouveau. Surtout des précipitations de neige, bruines verges et brouillard.		
Netcom : Photo du 7 mai = On note en surface terrestre une réduction massive de la neige terrestre, nappes d'eau en surface de la glace (signe de fonte ou d'infiltration d'eau sur le couvert par la marée)		
Radarsat-2 : image en mode standard, la rivière est entièrement gelée entre le Cap Whales et les tributaires en amont		

Figure 4.10 Conditions hydro-climatiques inscrites dans le registre à cet effet lors du passage satellitaire RADARSAT-2. Le 11 mai à 06:00 (HNE).

4.5.2 Mise en graphique et tableaux

La mise en graphique de facteurs physiques choisis (degrés-jours de gel, températures, pressions atmosphériques, débits, précipitations, niveaux d'eau, vent) dépend largement du processus analysé. Les facteurs influencent différemment selon la phase du régime glacial analysée. Ils aident à décrire la dynamique de la formation ou de la dégradation des glaces et leurs activités géomorphologiques momentanées sur le littoral.

4.5.2.1 Niveaux d'eau

Les données marégraphiques horaires fournies par le Ministère des pêches et océans (SHC), consistent en des prédictions astronomiques horaires des niveaux d'eau. Malgré le fait que ces valeurs prédites ne considèrent ni la pression barométrique, ni les variations de débit, elles sont utiles à titre indicatif des hauteurs d'eau pendant l'interprétation des photographies prises par les caméras fixes. Notons que ces hauteurs peuvent-être décalées par rapport aux prédictions établies. La direction des courants tidaux, c'est-à-dire le flux et le reflux en est déduite pour comprendre la direction des floes glaciels. Cette information est couplée à la répartition territoriale des glaces pour les besoins d'interprétation d'images. Les hauteurs d'eau et les

conditions climatiques ont aidé à estimer le moment où surviennent les étapes de production, de croissance et de dislocation des glaces (Gordon et Desplanque, 1986). Les figures 4.11 et 4.12 montrent pour le dégel et le gel, les variations des niveaux d'eau au croissant et décroissant de la lune de même que les acquisitions d'images RADARSAT-2. On remarque bien sur ces figures, le décalage d'environ 2 jours entre la phase de la lune et la phase de la marée (vives-eaux et mortes-eaux).

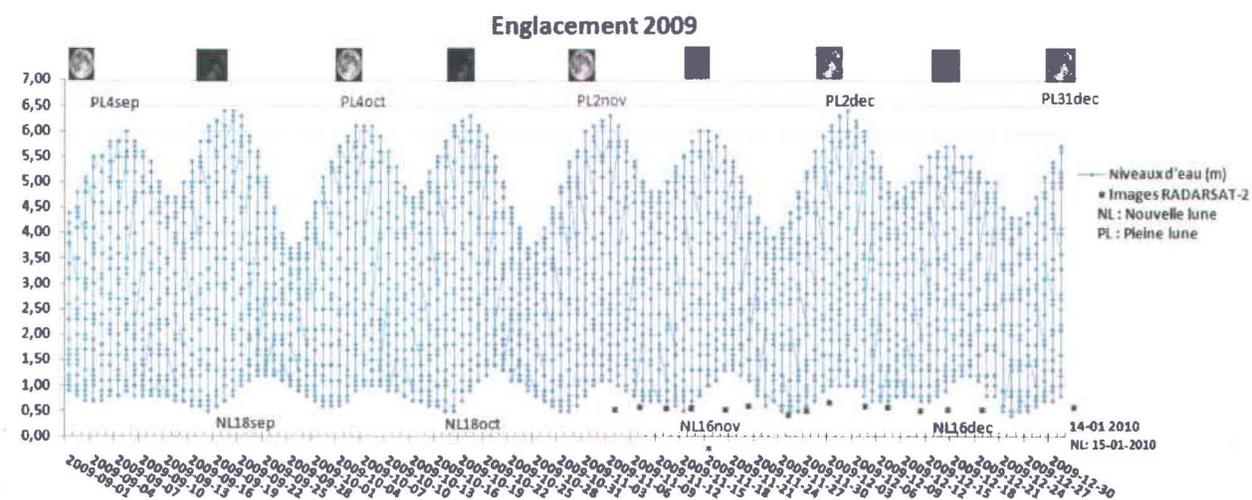


Figure 4.11 Fluctuations horaires des niveaux d'eau prédits à Kuujuaq pendant la période de formation des glaces de la rivière Koksoak, (*) acquisitions d'images RADARSAT-2 automne 2009 et hiver 2010.

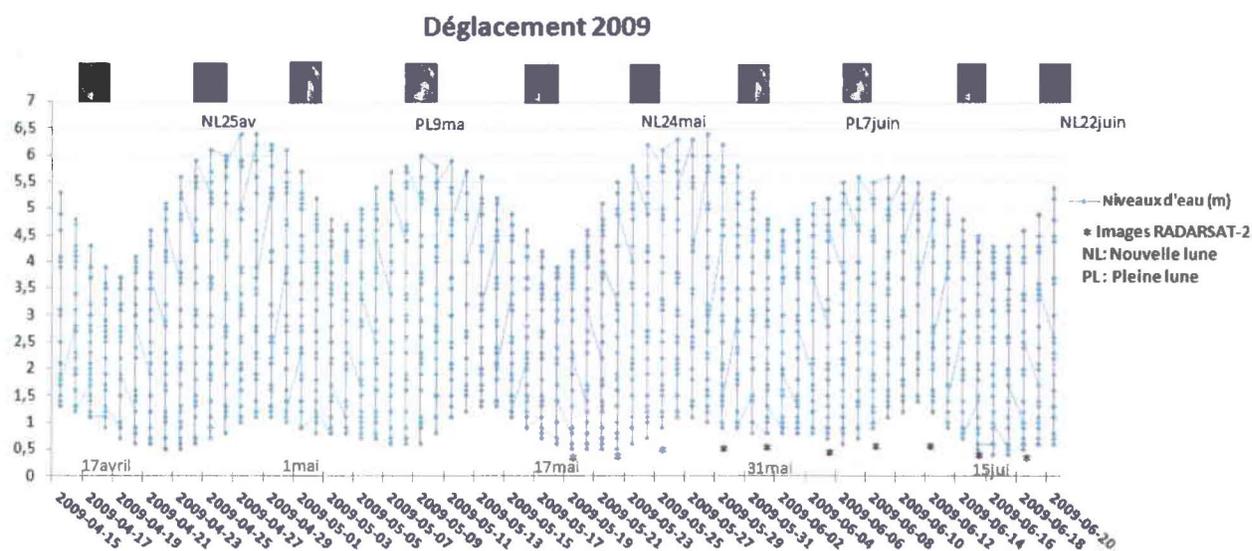


Figure 4.12 Fluctuations horaires des niveaux d'eau prédits à Kuujuaq pendant la période de dégradation des glaces de la rivière Koksoak, (*) acquisitions d'images RADARSAT-2 printemps 2009.

4.5.2.2 Températures et degrés-jours de gel

Les données climatiques horaires et quotidiennes, c'est-à-dire la température, les précipitations et l'humidité relative proviennent de la station météorologique de l'aéroport de Kuujuaq. Celles-ci sont disponibles sur le site de Météo d'Environnement Canada (<http://meteo.gc.ca>). Les valeurs horaires sont exprimées en heure normale locale (HNL). Les variations atmosphériques et l'effet de ces variables sur le couvert de glace dès l'approche du zéro degré Celsius peuvent être déduits. Les températures atmosphériques déterminent le changement d'état de la glace et la rigueur de l'hiver (Beltaos; 1997, 1995, 2007). Les paramètres sont utilisés pour déceler les tendances hydro-climatiques et la durée du régime hivernal. Les courbes cumulatives des degrés-jours de gel ont été élaborées pour comparer la rigueur des hivers entre 2007 et 2010. On compte un degré-jour de gel pour chaque degré dont la température moyenne quotidienne est inférieure à 0°C.

4.5.2.3 Pression atmosphérique et précipitations

Les données horaires de pression barométrique sont également très avantageuses pour décrire le type de temps atmosphérique horaire lors des moments critiques de formation et de dégradation. La maturation du couvert de glace est altérée de manière progressive par les apports de chaleur exogène (Beltaos, 1995). L'intérêt d'associer les conditions atmosphériques (systèmes cyclonique et anticyclonique) aux conditions météorologiques est d'améliorer notre compréhension de leurs effets sur les processus en cours. Les valeurs sont disponibles sur le site de Météo d'Environnement Canada (<http://meteo.gc.ca>).

4.5.2.4 Débits

Les données journalières de la rivière Koksoak sont partielles ou incomplètes. Néanmoins, elles permettent d'estimer la durée approximative du régime glaciaire annuel et de situer l'évènement de crue. La base de données d'eau douce en Arctique élaborée dans le cadre de l'année Polaire Internationale a été téléchargée à partir de <http://nhg.unbc.ca/ipy/Data.html>. Elle comporte les débits journaliers entre 1964 et 2008. Ces mesures de débit journalier sont obtenues en additionnant les valeurs enregistrées aux stations # 103702-Caniapiscau et # 103605-Mélèzes situées en amont de la tête de la rivière Koksoak. Étant donné la fermeture décennale (22 avril 1999 à juillet 2008) de ces stations hydrométriques, les enregistrements pendant cette période

sont des moyennes (Déry et al, 2009). Les valeurs de débit à la station 103702-Caniapiscau pour l'année 2009 ont été fournies par le Centre d'expertise hydrique du Québec. Les valeurs compilées pour l'année 2009 à la station Mélèzes accusant un retard n'ont pu être intégrées à cette étude. Les données 2009 de la station Caniapiscau ont été comparées à celles des années antérieures (1964-1981) et postérieures (1982-2008) à la dérivation du 25 octobre 1981 vers le réservoir Caniapiscau. L'intérêt est d'analyser le déphasage temporel entre les hydrogrammes pour décrire le caractère interannuel post-détournement (formation et dégradation des glaces) pour l'année 2009. Les variations annuelles observées en 2009 permettent d'approximer le moment du déclenchement de la prise des glaces et de leur dégradation.

4.6 Entrevues et matériel documentaire (journaux et photos)

Puisque peu d'études existent dans ce type d'environnement littoral dans le cadre des changements climatiques et des impacts qu'ils exercent sur le régime des glaces; seules les coupures de journaux et les photographies d'individus témoignent des événements de crue passés. Des photographies argentiques et numériques (1979, 2000 et 2005) appartenant aux habitants de Kuujuaq ainsi qu'un article tiré du journal du Québec arctique (Atuaqnik) ont aussi été recueillis sur une base volontaire. L'objectif était de recenser les événements extrêmes qui se sont produits où qui ont été remarqués lors des phases critiques des cycles glaciels passés. Ces données précieuses nous renseignent non seulement sur les endroits à risque d'embâcles mais aussi sur le comportement antérieur de la rivière Koksoak. Elles sont intégrées aux connaissances environnementales transmises lors de l'atelier tenu en février 2009 et ont été prises en considération lors des analyses hydro-climatiques et la cartographie géomorphologique du littoral.

La documentation des changements climatiques et environnementaux affectant la rivière Koksoak a été menée à partir d'un atelier réalisé entre le 24 et le 26 février 2009 à Kuujuaq avec quatre experts locaux dont trois aînés. Les données qualitatives et quantitatives transmises par ces derniers sont enregistrées et corrélées aux autres informations amassées pendant l'étude. L'approche semi-dirigée a été utilisée. L'atelier a été dirigé par l'interviewer, Martin Tremblay de l'Administration Régionale Kativik, toutefois les réponses sont demeurées ouvertes (Tremblay et al, 2006b). Certaines questions d'ordre scientifique ont été précisées ou clarifiées auprès des participants.

Les sujets discutés mettaient surtout l'accent sur le comportement des glaces, la bathymétrie, les fluctuations du débit et les changements environnementaux à proximité des infrastructures maritimes et sur l'ensemble du bassin versant avant et après octobre 1981. Les principaux thèmes abordés étaient les processus glaciels (étapes et types de glace), la rivière (courant, marée niveau d'eau), les infrastructures et la cartographie des modes de transport et des changements territoriaux perçus. Cet atelier réalisé en Inuttitut a été traduit en anglais par deux interprètes Inuit. Les informations recueillies sont complémentaires à l'approche hydrodynamique et aident à l'interprétation des images radar.

Des fonds de carte vierge, des photographies numériques des types de glaces ainsi que des photographies aériennes de la région ont servi de référence spatiale. Ce matériel a suscité auprès des participants des discussions portant sur les changements environnementaux perçus sur le territoire. Les changements environnementaux et les sentiers utilisés à des fins de locomotion lors des activités traditionnelles saisonnières ont été dressés sur des fonds de carte au 1:20000. Cette approche participative fut favorisée afin de faciliter les échanges culturels et la compréhension de ce milieu marin complexe. Un rapport a été présenté en mars 2009 dans le cadre du programme Initiatives des écosystèmes nordiques d'Environnement Canada (Tremblay et al, 2009). La validation de ce rapport a eu lieu les 24 et 25 février 2010 à Kuujjuaq, avec deux des quatre participants d'origine. Un troisième aîné de Kuujjuaq s'est aussi joint au groupe.

CHAPITRE 5 : RÉSULTATS

Le contexte géomorphologique, bathymétrique et hydrodynamique dans lequel se forme le pied de glace et la glace de chenal en hiver et qui régit leur destruction au printemps doit en premier lieu être bien compris (section 5.1). En effet, il est important de comprendre comment les estrans, les hauts-fonds, les chenaux, les mouilles, les seuils et la configuration de l'estuaire contrôlent la distribution des courants et leur vitesse lors des cycles de marées qui surviennent en toutes saisons. Cette analyse est appuyée par une analyse hydro-climatique du cycle glaciaire (section 5.2) et par les connaissances environnementales locales (section 5.5). L'analyse hydro-climatologique du régime est basée notamment sur les degrés jours de gel cumulés. Cet indicateur sert à qualifier la rigueur des hivers de 2007 à 2011. L'analyse de l'agencement et de la distribution spatiale des glaces en regard des courants, des marées et des formations sédimentaires débouche sur une interprétation chronologique des images RADARSAT-2 et MODIS de l'estuaire Koksoak.

La chronologie dynamique du déglacement (section 5.3) et de l'englacement (section 5.4) par imagerie satellite est présentée sous forme descriptive (section 5.4 et section 5.5) et sous forme cartographique (Annexes A et B). Vu le nombre important de cartes, elles ont été placées en annexe afin de faciliter la lecture du chapitre 5. Ainsi, les cartes de l'Annexe A illustrent la régression de la couverture glaciaire et celles de l'Annexe B, l'englacement de l'estuaire. Les étapes du déglacement de la rivière sont appuyées par des indices de détérioration mécanique et thermique qui permettent d'intégrer les paramètres physiques en interaction (section 5.4). Un volet important est accordé à la validation photo (aérienne et terrestre) des conditions d'englacement issues de l'interprétation des images satellitaires (section 5.4). Le survol aérien du 13 novembre 2009 a permis de guider l'interprétation des images radar subséquentes et la description dynamique du recouvrement glaciaire. Les photographies séquentielles des caméras montrent aussi le contrôle exercé par la géomorphologie fluviale et les courants sur les particules de frasil dans l'écoulement.

La dernière section porte sur les connaissances et les observations environnementales locales passées et présentes. Les caractéristiques glaciaires et les secteurs imprévisibles sont identifiés et des hypothèses sont énoncées pour expliquer leur mise en place.

L'impact des glaces sur l'infrastructure maritime est présenté de même que les événements extrêmes passés. L'ensemble des informations recueillies nous mène aux adaptations actuelles et futures pour la communauté de Kuujuaq.

5.1 Caractéristiques géomorphologiques de l'estuaire

5.1.1 Description des observations

Bien que 64 % de la longueur totale de la rivière Koksoak soit en fait un estuaire, la zone étudiée n'en couvre que 11,5 %, pour une superficie étudiée de 32,3 km² (Figure 5.1). Le km 50 à partir de l'embouchure représente la limite entre deux régions hydrographiques différentes; l'estuaire fluvial (segment supérieur) qui s'étend sur 16,6 km² et l'estuaire marin de 15,75 km² (segment inférieur). De la confluence de la rivière aux Mélèzes et de la rivière Caniapiscau à l'embouchure sur la baie d'Ungava, le dénivelé est de 14 m. Les renseignements sur les surfaces émergées proviennent des photographies aériennes panchromatiques (Figure 5.1).

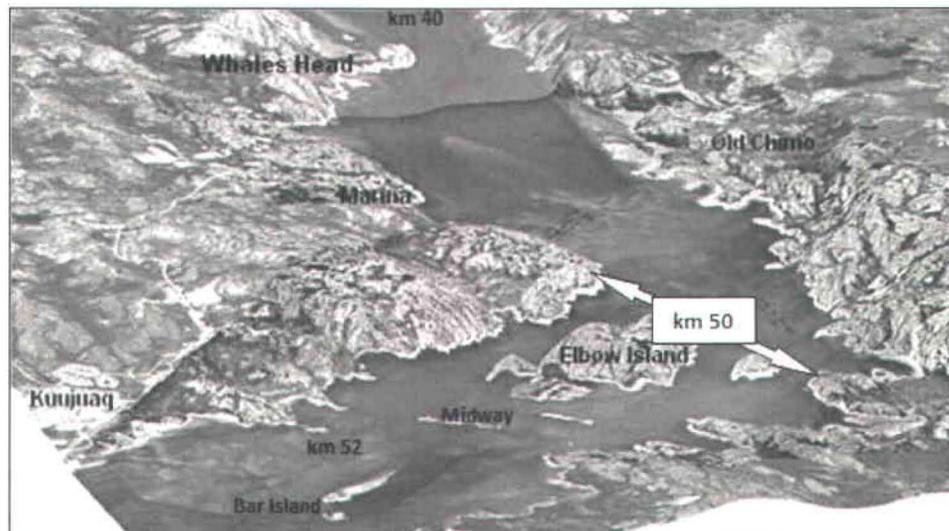


Figure 5.1 Mosaïque d'un segment de l'estuaire Koksoak drapée (photos panchromatiques) au modèle numérique d'altitude. Section comprise entre Whales Head au nord du territoire 58°11'18.17 N, 68°18'45.33 O; limite sud 58°03.5'12,83 N, 68°24'19,35 O, échelle 1:10000.

Le bâti rocheux et les dépôts meubles plus fins apparaissent en blanc. Le substratum dénudé s'exprime du blanc au gris pâle, l'eau et les zones végétatives en teintes foncées. Le village de Kuujuaq, en pâle, repose sur des dépôts sableux d'origine fluvio-deltaïques (Long, 2001b). Les anciens niveaux marins sont confirmés par de nombreux petits deltas et une terrasse étagée

visible dans une baie face à la Petite île Elbow. Une grande terrasse marine à une dizaine de mètres d'altitude, parfois érodée en lambeaux, borde le corridor fluvial actuel.

Les affleurements rocheux forment des collines qui dépassent rarement 40 m d'altitude. Au nord, l'infrastructure maritime prend appui sur un cap rocheux. Elle est construite dans la zone intertidale constituée de dépôts meubles. Le pied du brise-lames extérieur serait à un mètre au-dessus du zéro de la carte marine. Dans ce même secteur, la présence d'un promontoire rocheux très avancé (Whales Head) conditionne l'écoulement en forçant le rétrécissement de l'estuaire.

Les rivages accidentés sont majoritairement des plates-formes rocheuses à composition gneissique recouvertes d'une couche de dépôts hétérométriques mince (graviers, galets, sables, silt) juxtaposée d'un lag de blocs sub-anguleux. Parfois, les parois rocheuses abruptes plongent littéralement dans la rivière. C'est le cas au nord du Vieux-Chimo, au droit de la passe *Qurngukuluk* et à l'ouest des îles Elbow et des saillants consécutifs de la rive droite entre les îles Midway et de la Petite île Elbow. Les affleurements rocheux intertidaux constituent des anses qui abritent des slikkes, notamment sur la rive orientale (secteur de Chimo et de la Petite île Elbow). Nous observons une plus grande concentration de clastes métriques dans les baies sises entre les promontoires rocheux de même qu'à proximité des affleurements rocheux isolés. Malgré la dureté de l'île Midway son côté amont montre des signes d'abrasion intense et aucune trace végétative. Une petite île basse et allongée est parallèle à Midway, elle est polie par les glaces flottantes au printemps.

Les baies de forme étroite et profonde découpent le littoral surtout entre l'île Bar et le vieux village de Chimo (*Umingmaqautik*). D'autres s'enfoncent entre les pointes rocheuses résistantes. Ces endroits contiennent une grande quantité de blocs erratiques de taille métrique. Par exemple, les baies en forme d'auge profonde à proximité des îles Elbow orientées pour la plupart à 330° sur la rive droite détiennent la plus forte concentration de clastes gneissiques. Par contre, une morphologie souvent évasée en largeur et peu profonde façonne l'ensemble des rives cohérentes à proximité du port maritime. Généralement, ces anses font face au SSE (130°) ou s'organisent de façon perpendiculaire à la rivière à proximité du Vieux-Chimo (Figure 5.1). Les deux rives concaves sableuses très allongées à la hauteur de la communauté de Kuujuaq se resserrent au sud de la zone d'étude pour former un goulet étroit.

Le rivage est entrecoupé de trois types de plages, toutes prolongées d'une slikke à blocs. Les plages sableuses se concentrent à 94 % en amont de l'île Midway sur les deux rives (Figure 2.2). Dans ce tronçon 6 % seulement sont des plates-formes d'abrasion ou des falaises.

Au-delà de ce point, le roc affleure couramment et les littoraux constitués de roc forment 79 % du panorama. Les hauts estrans de galets et ou de blocs couvrent 21 % du terrain. Ils s'agencent le long de l'estuaire marin et de la zone de transition (le coude). Les bandes de terres exondées à marée basse sont des vasières à blocs. La zone intertidale protégée en amont de la Grande île Elbow diffère car sa lithologie sableuse est superposée d'un lag de blocs plutôt émoussés.

Les processus morpho-sédimentaires sont gouvernés par les glaces flottantes (pied de glace) et les forts courants de marée (4,6-5,5 km/h) qui façonnent un relief de fond complexe, engendrant des figures sédimentaires telles que les méga-rides asymétriques sur les seuils et les estrans (Kuujuuaq, Vieux-Chimo), des figures d'érosion et de déformation comme les sillons vaseux perpendiculaires au littoral (Dionne, 1992b). Les figures sont causées par la traction des glaces mobiles ou les bourrelets concentriques (Dionne, 1985; 1992a et b), des marques d'affouillement, de fortes remontées d'eau profonde et d'intenses brassages dans toute la région sous observation.

En milieu aérien, les vents dominants transportent des sédiments fins (sables) par déflation sur les estrans, les hauts de plage et dans l'arrière pays. Des dunes paraboliques (aériennes) sont toujours actives et deux autres en forme de croissant (aériennes et sous-aquatique (non-active)) progressent à l'intérieur du continent. L'orientation et l'emplacement de ces constructions sur la rive droite dans la baie Kuujuaq (58°02'24,4 N, 68°23'22,8 O; 58°03'28,5 N, 68°22'51,8 O) indiquent un vent dominant de l'OSO.

5.1.2 Formations sédimentaires

La rivière s'encombre de nombreuses îles détritiques et de bancs émergents, étendus mais surbaissés. L'action des fortes crues et des glaces flottantes pendant la débâcle érodent ces bancs de forme oblongue et profilé. De nombreuses levées glacielles sont présentes dans le lit de la rivière et de l'estuaire Koksoak. Ces formes arquées se retrouvent du côté ouest de ces accumulations sédimentaires (bancs) (Figure 5.2). Nous remarquons accolées au rivage que des flèches composées de sédiments hétérogènes pointent dans le sens de l'écoulement fluvial. Ce constat est valable pour la flèche constituée de blocs identifiée entre l'île Midway et la Grande île Elbow. Par ailleurs, les photos de droite et gauche (Figure 5.2) distinguent d'un trait orange, la limite entre l'arrière pays rocheux et la terrasse meuble.

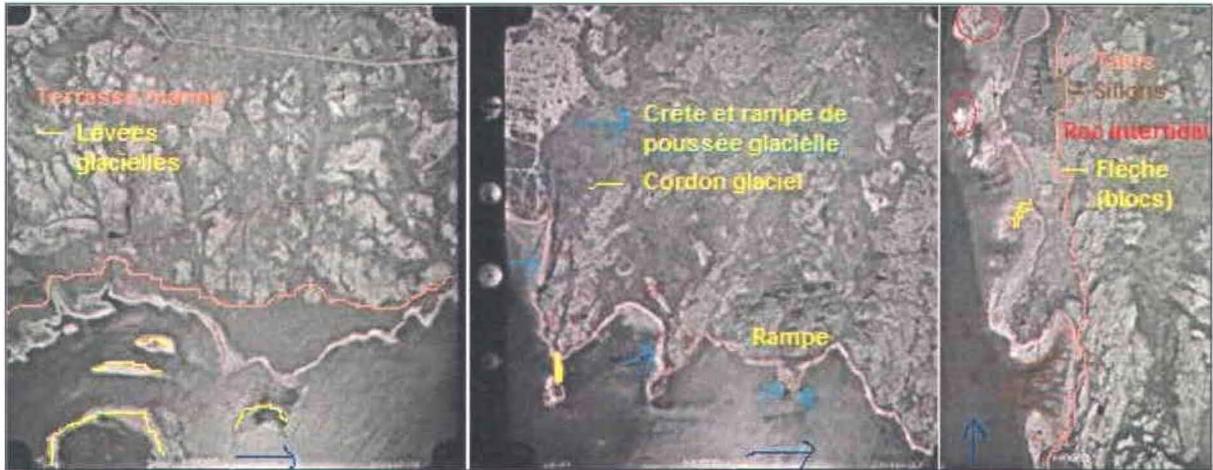


Figure 5.2 Échelle 1:10000 - Q72849-128 Estuaire fluvial coordonnées des îles et bancs émergents côtés abrupts 58°03' 23,4" N ; 68°26'24,4 O (gauche); Q72849-135 Estuaire fluvial (aval de Kuujuaq), crêtes de poussée (bleu) et cordons glaciels (jaune) identifiés sur la côte rocheuse en aval de Kuujuaq (centre); Q72849-205 Estuaire marin (Vieux-Chimo); lambeaux de talus juxtaposés et adossés au roc (orange), affleurements intertidaux rocheux (rouge), sillons vaseux (brun), flèche à blocs grossiers (jaune)(image de droite).

La photographie centrale de la figure 5.2 illustre des crêtes de poussées glacielles s'accumulant préférentiellement contre le versant sud des saillants rocheux. Quant aux bourrelets de poussée et aux rampes glacielles (Laverdière et Guimont, 1984) leurs orientations préférentielles sont souvent perpendiculaires à l'estuaire. En aval de Kuujuaq, un cordon lie le continent à l'îlot rocheux. Enfin, la photographie aérienne de droite montre d'un trait rouge les affleurements rocheux intertidaux soumis aux pressions hydrodynamiques et glacielles et contre lesquels s'agglomèrent une grande quantité de blocs anguleux de tailles diverses. En brun, on observe dans les baies, les formes consolidées (crêtes et sillons) laissées par les glaces flottantes dans les sédiments non-consolidés par le va-et-vient des glaces au battement des marées.

Les bancs alluviaux et les îles affectés par l'érosion glacielle annuelle sont présentés à la figure 5.3 (gauche) et à la figure 5.2 (gauche). À proximité de l'aéroport, des levées arquées notamment sur les pointes amont et sur le côté ouest de ces bancs marquent l'action des glaces flottantes au printemps et la désintégration du pied de glace. Un bourrelet de galet et de gravier a été identifié sur le rivage opposé aux bancs émergents. Une crête de poussée glacielle montre le travail effectué par les glaces pendant une débâcle antérieure (droite).



Figure 5.3 Formations sédimentaires causées par l'action des glaces flottantes. Levées arquées et bourrelets de poussée, baie de Kuujuaq (gauche). Crête de levée glacielle ancienne en amont de Kuujuaq (droite).

Dans le segment maritime, la dynamique morpho-sédimentaire diffère de l'amont des îles Elbow. Le littoral oriental, dans le coin du Vieux-Chimo abrite deux flèches à blocs pointant vers l'amont de la rivière. Ces formes allongées montrent que le flot influence l'orientation des blocs plutôt que le jusant. Le roc taillé en plates-formes d'abrasion et les versants à nu, pâlis par le battement des marées montrent aussi de nombreux lambeaux rocheux orientés de façon quasi parallèle aux rives. La rive opposée est considérablement moins entaillée. L'étude hydraulique menée par Messier (1983) rapporte que le charriage et le délestage glaciels des matériaux hétérogènes de dimension diverse s'effectue dans la zone où les courants de marée sont violents et atteignent régulièrement 3 m/s, par exemple dans certaines passes comme le resserrement de Whales Head. Le segment estuarien inférieur, à l'aval de la Grande île Elbow, tend à se resserrer et s'approfondir, si bien que les matériaux meubles sont quasi-absents des berges, sauf dans les anses où ils forment des platières à débris glaciels (blocs et graviers) comme la zone intertidale du Vieux Chimo. La glace à la dérive recure les rives jusqu'au roc, résistant, peu égratigné par une telle activité érosive (Laverdière, 1984). Enfin, un cordon frangeant s'aligne de façon parallèle à la limite inférieure des basses mers (pied de glace) sur une distance de 2,5 km.

5.1.3 Géomorphologie marine

Le relief de fond est généralement irrégulier et caractérisée par des hauts-fonds, des chenaux peu profonds, des îlots et des îles, notamment dans le coude du cours d'eau (Figures 5.4, 5.5 et 5.13). Deux corridors sillonnent le fond, en amont et en aval. Le chenal principal est représenté

d'un trait bleu et le chenal secondaire d'un trait mauve. De vastes hauts-fonds et la zone intertidale émergent aux basses mers. Quatre lieux autres que la zone intertidale sont sujets à des accumulations glacielles chaotiques. Tracé d'un X jaune, ces seuils marquent l'échouement glacielle temporaire et ou permanente au baissant et au début du montant (Figure 5.4).

En effet, l'amont et l'aval de la Grande île Elbow (trait rouge) montrent un lit peu encaissé qui tend à s'enfoncer une fois dans le corridor marin. La forte sédimentation du côté ouest de la Grande île Elbow se traduit par l'émergence de platières et de hauts-fonds sableux (seuils) entre ≈ 0 et $+ 0,6$ m. Ces derniers et le chapelet d'îles rocheuses obstruent l'écoulement et reçoivent l'impact des glaces qui y déposent des débris. L'île *Qikirtaguluit* force les glaces à la contourner, elles s'empilent à son aval, puis en amont de l'île Bar puisqu'elle s'exonde de 2,2 mètres aux basses mers. Des complexes de mégarides (Figure 5.6) sont formés sous la glace par le courant de flot qui pousse les sédiments vers l'amont (Netcam 24-05-2009). En contrepartie, le courant littoral sur l'estran du côté du Vieux-Chimo et au droit de Kuujjuaq construit un champ de rides asymétriques plutôt associées au jusant.

La figure 5.4 identifie les zones où les obstacles topographiques du lit ont une incidence importante sur l'écoulement naturel de la rivière et des glaces (Netcam). En hiver, ces secteurs de convergence (turbulence) des eaux en remontant sur les seuils favorisent la surfusion de l'eau et la nucléation des cristaux de frasil. Au printemps, les bancs et les vasières accumulent les blocs et les débris glaciels qui sont largués et traînés par le reflux (Figure 5.13).

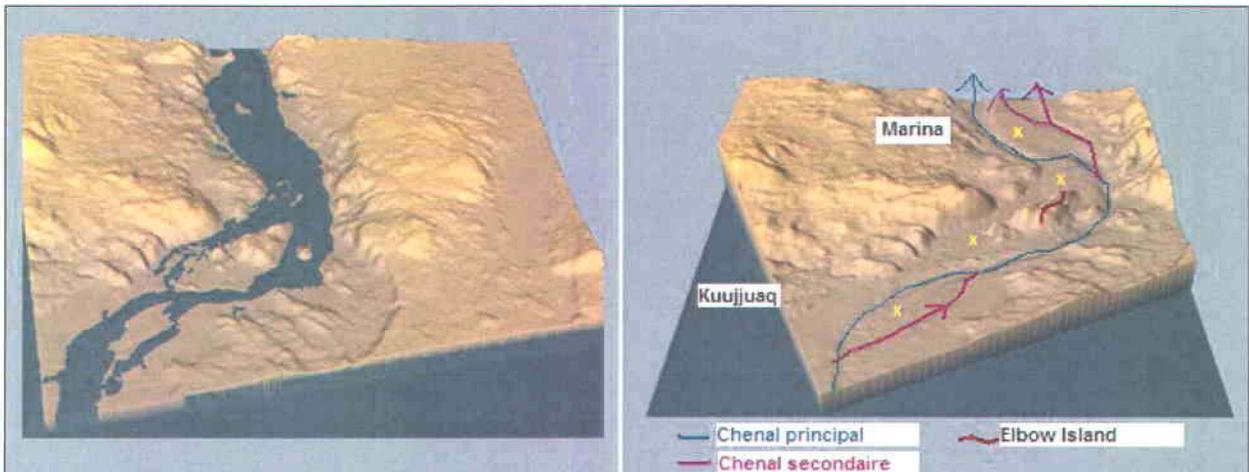


Figure 5.4 Modèle numérique d'altitude (MNA) de l'estuaire Koksoak en condition de basse mer (gauche); écoulement fluvial en mauve et bleu, les X jaunes indiquent les secteurs de hauts-fonds (droite), exagération 500%.

5.1.4 Bathymétrie et courants

La géomorphologie fluviale est mise en relation avec la bathymétrie et les formations glacielles (Figure 5.1.5). De plus, la topographie des estrans (Figure 2.4) et la bathymétrie de la zone intertidale agissent sur la vitesse des courants littoraux, les vagues et par conséquent sur les glaces (Dionne, 1973). L'échelle métrique du modèle bathymétrique à la figure 5.5 est illustrée en gris; les estrans (hauteur au-dessus du niveau zéro des cartes); en bleu le zéro (seuils), et en rouge, un couloir de 10 m et plus de profondeur emprunté par la rivière (chenaux et mouilles). Le trait de côte tracé en rouge délimite la limite atteinte par les grandes marées annuelles et délimite la limite inférieure de l'estran (pied de glace). Le terrain exondé en gris (estran) est recouvert d'une couche d'eau (+ 6,6 mètres) et d'un pied de glace en hiver (Figure 5.6). Les courants qui s'accélèrent sur les seuils topographiques décélèrent lorsqu'elle traverse une zone plus profonde (rouge).

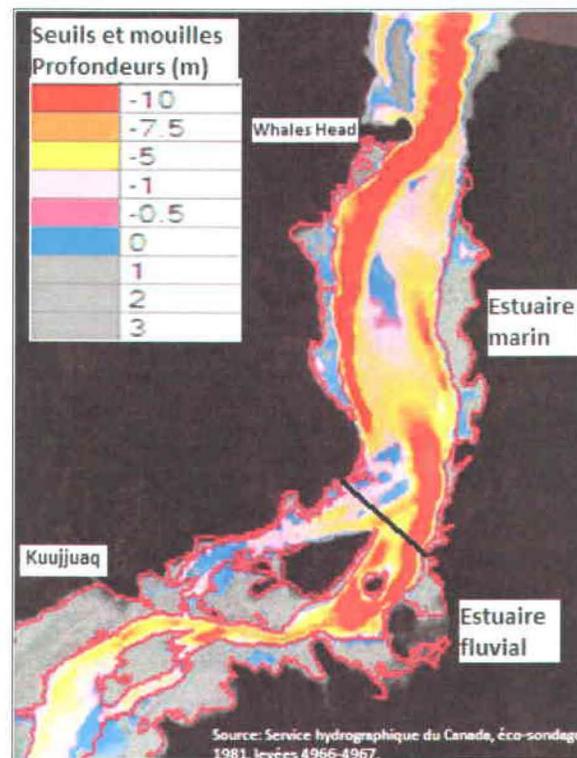


Figure 5.5 Carte présentant la bathymétrie de l'estuaire Koksoak, Nunavik. Les profondeurs sont en mètres.

Dans l'estuaire fluvial, une mouille profonde se situe au bout de la pointe NNE de l'île de *Qikirtaguluit* (centre). Elle correspond à un secteur de clapotis (polynie) sur la carte bathymétrique (Figure 5.12). À cet endroit, le bassin passe de 9,5 mètres à 16 mètres. Les eaux

s'écoulent vers l'est et rencontrent un seuil à 2 m de profondeur en plus du resserrement du chenal puis finissent par replonger dans le bassin profond autour de la Petite île Elbow. Par contre, le passage à l'ouest du bout de l'île *Qikirtaguluit* montre que les isobathes oscillent entre 0 et 1 m limitant le passage des glaces au baissant ce qui a été confirmé par l'interprétation des images RADARSAT-2. De plus, la largeur du chenal est réduite et passe de 390 m à \approx 105 m. Une lame très mince d'eau (0,5 à 0,7 m) subsiste entre les hauts-fonds haussant la vitesse des courants tidaux. Cet état a été confirmé par les aînés. Seul un petit bassin de 1 à 5 m se démarque en amont de la division hydrographique.

L'écoulement libre s'effectue à l'est des îles, là où les isobathes montrent que le relief du fond estuarien s'abaisse progressivement, passant de 2 à 10 m. Cette mouille peut atteindre de 20 à 25,1 m de profondeur (5.4.3.1, Planche #1). De forme concave, elle longe la rive droite et contourne la Petite île Elbow (Coude) du côté oriental. Les courants de marée s'écoulent à une vitesse de 2,5 nœuds (4,63 km/h ou 1,29 m/s) entraînant le floe glacial (Figure 5.9). (**Les profondeurs sont réduites à la marée normale la plus basse**).

Le chenal principal dans l'estuaire marin longe la rive gauche et plonge rapidement passant de l'isobathe 2 mètres à 20,9 mètres. La remontée topographique au centre de la rivière mène sur un grand platier sableux qui laisse émerger quelques petits îlots de sable lors des basses mers en aval des infrastructures maritimes. Une dépression occupe l'espace entre le côté est des seuils et la rive droite (Vieux-Chimo). La cuvette n'est profonde que de 2 à 5 mètres avant d'atteindre la batture opposée. Une autre mouille s'étire parallèlement à la rive droite dans le secteur SE de ce tronçon. Les profondeurs vont de 5 et 10 mètres. À l'étroit du saillant Whales Head (passe de *Qurngukuluk*), les courants filent à une vitesse moyenne de 3 nœuds (5,5 km/h ou 1,54 m/s). À cette hauteur, les isobathes passent de 12 m à 19 m de part et d'autre du cap rocheux.

5.1.5 Formations et formes glacielles

Le pied de glace forme une bande du littoral de largeur variée sur la zone intertidale. Dans la région étudiée, sa morphologie se présente de deux façons (Figure 5.6). Dans le cas d'un relief rocheux abrupt, il s'épaissit à chaque cycle de marée par le dessous et par le dessus. Les chutes de neige et les vagues contribuent à niveler sa surface et réduire la porosité du couvert. Ailleurs sur l'ensemble du littoral, cette formation est plutôt étendue et se prolonge vers le centre de l'estuaire.

La rugosité de surface dépend de l'énergie du milieu et de la pente de l'estran qui lui confère une apparence chaotique qui peut s'aplanir au cours de l'hiver (Figures 5.6, 5.7, 5.8, 5.9, 5.10, 5.11). L'épaississement du couvert s'effectue aussi par les réseaux de fissures de marée. L'eau qui gicle aux marées de vives-eaux gèle le dessus du pied de glace. Par exemple, des mesures de 1 à 2 mètres ont été recueillies dans l'estuaire de Portneuf (Morse, 2001 et 2004).

Pendant le régime annuel, la zone intertidale (Figure 5.5) est modelée par plusieurs autres formes induites par la variation des hauteurs d'eau telles que les crêtes linéaires de plusieurs dizaines de mètres de long (Figure 5.7), des crêtes annulaires de plusieurs mètres de diamètre entourant les pustules de pied de glace (Figures 5.8 et 5.9), et les blocs à chapeau (Figure 5.10). Les crêtes de poussée glacielles sont observées sur les estrans mais aussi dans le lit de la rivière. La topographie et les marées forcent les glaces à se comprimer entre elles (Figure 5.11). Seule une petite zone demeure libre de glace tout l'hiver. Ce milieu hautement dynamique est demeuré ouvert (contraction/dilatation) même pendant les vagues de froid de janvier et février (Figure 5.12).

Les premières (crêtes) se retrouvent dans les rentrants et sur les battures fréquemment localisés sur le haut estran. Les secondes (pustules) s'installent d'avantage sur le bas estran et sur les hauts-fonds. Lorsque la couverture glacielle est en formation, les blocs rocheux sous-jacents empêchent la nappe flottante de se poser également sur le fond au baissant. Ces points de tension se fracturent pendant l'hiver et expulsent des boules de frasil sur le couvert de glace. Ces accumulations coniques augmentent l'irrégularité de la surface glacielle. La dynamique des courants diffère sous l'effet de ces obstacles. Des exemples sont présentés sur le cours de l'estuaire pour chacune des formations et formes mentionnées plus haut.



Figure 5.6 Les deux types de pied de glace identifiés sur le territoire. À gauche, un pied de glace sur parois rocheuses accores. À droite, le pied de glace est adossé au trait de côte (rouge) et recouvre le haut et bas estran (zone intertidale entre le trait rouge et vert).

La figure 5.7 montre deux exemples de crêtes de pression (pressure ridge) qu'on retrouve sur les estrans de l'estuaire fluvial près de l'aéroport. Ces zones de chevauchement progressent verticalement au rythme de l'expansion du couvert. Ces fissures obliques ou parallèles au littoral se forment en réponse aux fortes contraintes induites par le battement des marées (Dionne, 1985). Les sédiments piégés dans le pied de glace s'incrustent en grande quantité surtout à la base, près de l'interface glace/eau. Ils sont composés principalement de glace de frazil intercalée de couche de neige et de plaquettes (glace thermique) et leur épaisseur varie ici de 1,5 à 2 mètres.



Figure 5.7 Les crêtes de pression (pressure ridge) et les fissures obliques ou parallèles au littoral se forment en réponse aux fortes contraintes induites par le battement des marées. Elles peuvent aussi être monoclinales, à son point le plus élevé, la hauteur est de 2 mètres.

Les empilements annulaires (pustules) sont composés de boules de neige et de frasil qui contiennent des sédiments fins à grossiers (limon, sable, gravier, galet) (Figure 5.8). Pendant la formation de ces formes on les nomme pustules coniques (photo de gauche). Puis ces formations poursuivent leur croissance au cours de l'hiver. Cette maturation augmente leur dimension et ces monticules sont alors nommés pustules de forme composite (Dionne, 1985). La taille des boules de glace réunies varie de quelques millimètres à plus d'un mètre. Cette caractéristique confère à la zone intertidale une apparence rugueuse en surface.

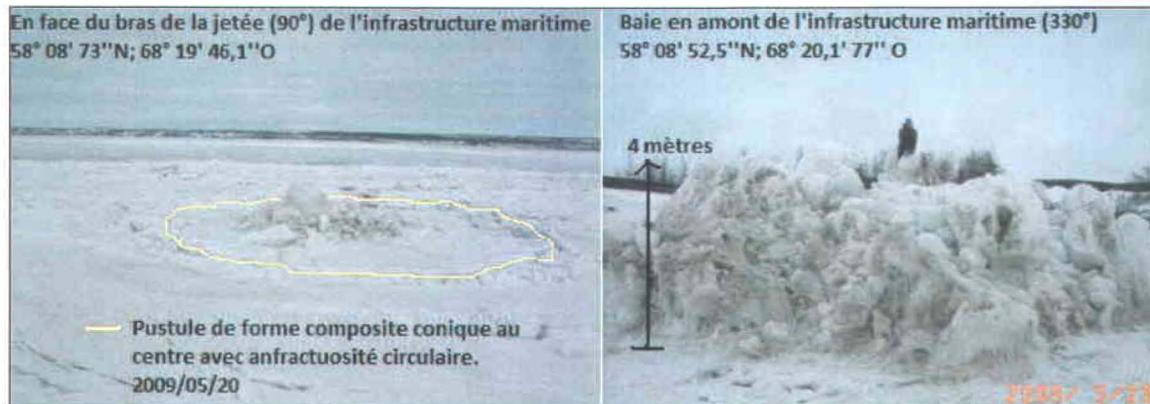


Figure 5.8 Exemple de pustules conique et composite, rive ouest, à proximité de l'infrastructure maritime.

Les photographies qui suivent à la figure 5.9 ont été prises lors d'un survol aérien (fin mai 2009) au-dessus de la rive inaccessible autrement, à cette période de l'année. Le patron répété de sillons et des petites dépressions circulaires (crêtes de pression et pustules) ainsi que la texture superficielle du pied de glace illustrent les dimensions irrégulières. On a observé leur nombre important et leur répartition aléatoire sur la zone intertidale. Ces secteurs coïncident avec les côtes rocheuses et aux emplacements qui regroupent de fortes concentrations de blocs erratiques et glaciels.



Figure 5.9 Champs de pustules composites, rive est (gauche) secteur du Vieux-Chimo. Secteur des îles et des hauts-fonds au centre de la rivière Koksoak (Droite).

D'autres formes glacielles abondent dans le paysage côtier. Intégrés dans le pied de glace, les blocs du lit sont ornés d'un chapeau de glace. Une fine pellicule d'eau laissée à l'air libre sur le dessus du bloc gèle et s'épaissit au gré des marées. Ces formations tidales peuvent être observées dans l'ensemble de l'estuaire. La figure 5.10 montre des blocs à chapeau lorsque la glace recouvre la rivière (gauche). Ils se situent sur le bas estran de la rive droite en amont de Kuujjuaq. L'exemple, à droite, présente un pied de glace résiduel accroché à un trait de côte rocheux pendant la fonte des glaces au printemps.



Figure 5.10 Blocs à chapeau glacié (gauche) intégrés dans le pied de glace (bloc à chapeau; ice capped boulders) en face de Kuujjuaq; à droite, exemple pendant le démantèlement du pied de glace en amont du cap Whales Head.

Pendant le déglacement printanier, les crêtes de poussée glacielle ou cordons glaciels s'édifient là où les remontées topographiques sont plutôt abruptes. Une série de crêtes de poussées

glacielles forme une crête comme celle entourée d'un trait orange à la figure 5.11. Cette dernière s'allonge parallèlement la côte de même que celles identifiées autour des îles environnantes. Les observations de 2009 montrent qu'elles se situent entre la limite inférieure des plus basses mers moyennes (0) et le niveau moyen (inflexion de l'estran). La structure se caractérise par un côté raide en amont et un talus d'éboulis de fragments vers l'aval.

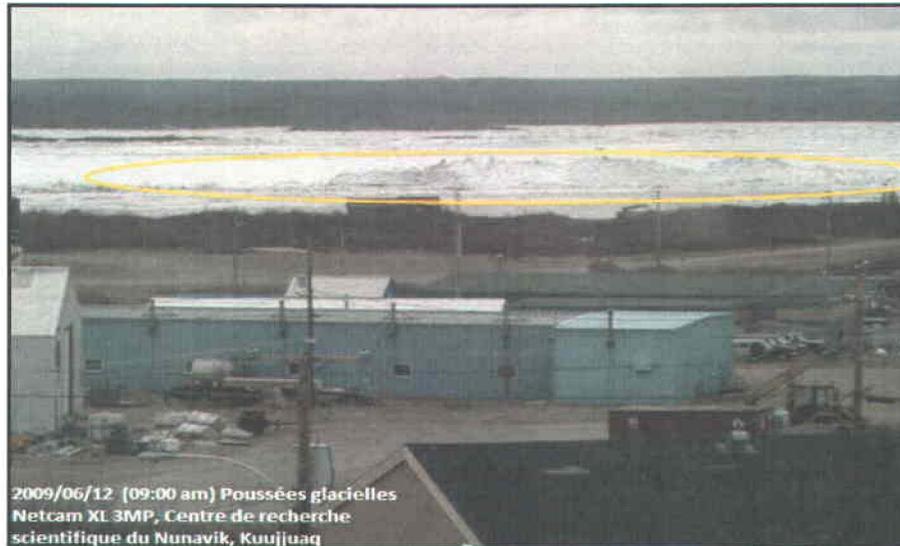


Figure 5.11 Représentation des crêtes de poussée de glace sur le bas estran pendant le processus de dégradation des glaces. Empilement d'environ 5 mètres.

Enfin, les eaux demeurent libres de glace entre la pointe est de l'île Midway et de la rive orientale durant toute la saison hivernale (Figure 5.12). Les courants alternés du flot et du jusant, accélèrent au passage du seuil dans ce passage étroit. La dimension de cette ouverture dans la glace varie en fonction des températures atmosphériques. En période de fonte, par exemple, le 11 mai 2009, cette superficie était de $0,31 \text{ km}^2$ alors que le 19 mai, elle s'étendait à $0,43 \text{ km}^2$. La carte bathymétrique indique que cette zone correspond à un secteur à forte turbulence. Ce phénomène pourrait donc être causé par la grande vitesse des courants ou par les remontées d'eau profonde quoique la deuxième hypothèse soit peu probable dans l'estuaire Koksoak.



Figure 5.12 Zone d'eau libre en permanence au cours de l'hiver à la hauteur de l'île Midway à l'hiver 2008 et 2009. Sources : Stéphanie Bleau (2009) et Martin Tremblay (2008)

5.1.6 Cartographie des formations glacielles et sédimentaires

Les formes et formations identifiées sur le terrain aux points 5.1.1, 5.1.2 et 5.1.5 ont été intégrées à un Système d'information géographique (SIG). L'objectif étant de fournir une répartition spatiale d'éléments sédimentaires et glaciels recensés et améliorer la compréhension du rôle des marées et des courants. Les zones d'accrétion et d'érosion ont confirmé le remodelage très important effectué par les glaces et la crue dans la zone intertidale. Le cadrage cartographique sélectionné à la figure 5.13 comporte la distribution spatiale des caractéristiques géomorphologiques décrites précédemment.

Cette illustration montre l'extension maximale du pied de glace pour l'année 2009. Il recouvre entièrement les estrans (trait bleu et blanc). La superficie en eau libre diminue (gris) et l'écoulement se concentre dans un corridor beaucoup plus étroit surtout dans l'estuaire fluvial. Le tracé jaune indique la direction du courant fluvial et définit l'emplacement du chenal principal de la rivière. La Netcam et les photographies personnelles fournies par les résidants ont localisé les crêtes de poussée glacielle sur les estrans de la baie de Kuujjuaq en 1979, 2000, 2005 et 2009. Les caractéristiques physiques telles que la hauteur et l'orientation des crêtes sur les zones intertidales ont permis de déduire qu'elles se sont édifiées en raison d'une contrainte d'ordre topographique et d'une perte de résistance du couvert glacial à l'intensification du courant fluvial. En effet, au printemps 2009, ces crêtes linéaires se sont prolongées sur le haut de l'estran devant Kuujjuaq. Une autre crête a longé le niveau des marées moyennes (mi-estran) et la dernière s'est construite à la limite des basses mers inférieures.

D'autres ont été repérées sur les hauts-fonds au centre de la rivière et sur les bancs émergents au sud-ouest de l'aéroport de Kuujuaq.

La numérisation d'une très grande quantité de blocs glaciels et erratiques sur les estrans correspond aussi aux endroits (baies) qui réunissent les plus fortes concentrations de pustules. Force est de constater que l'activité hydrodynamique est importante du côté Est de l'estuaire fluvial et près des rivages rocheux bordant aussi le secteur du Vieux-Chimo et de l'infrastructure maritime. De plus, les fortes concentrations de blocs localisés sur les estrans en périphérie de l'île Midway montrent que l'action des courants (fluvial et jusant) et des glaces est très active dans le secteur. Les baies profondes aux parois rocheuses sont associées en général à des pentes intertidales faibles ($\leq 2^\circ$) qui abritent ces structures circulaires (pustules) et caractérisent le pied de glace.

L'étendue de la zone en eau libre illustrée sur la carte correspond au 11 mai 2009 en période de pré-débâcle. Nous avons localisé les affleurements intertidaux le long des berges rocheuses. Ils sont aussi intimement liés aux fortes concentrations de blocs métriques et de pustules. On remarque l'alignement parallèle d'un cordon frangeant sur l'estran devant le Vieux-Chimo. Cet alignement suit la limite des basses mers inférieures et se prolonge de quelques kilomètres le long de l'estuaire.

Enfin, l'impact de la débâcle sur le rivage par les glaces flottantes s'exprime à quelques endroits sur le littoral par des levées et des rampes glacielles identifiées sur la côte ouest entre Kuujuaq et l'île Midway. Formées sur le versant sud au pied des saillants rocheux, ces constructions sont aussi présentes sur la rive est, à proximité de l'île Bar (Figure 5.13). De plus, l'activité glacielle et le morcellement du pied de glace ont pour effet de polir le côté amont des îles gneissiques. Les îles et les bancs émergents mentionnés dans la sous-section 5.1.2 se prolongent dans l'estuaire maritime. Nous avons noté qu'ils concordent avec les hauts-fonds signalés préalablement à l'aide des modèles numériques d'altitude (MNA) aux figures 5.4 et 5.5.

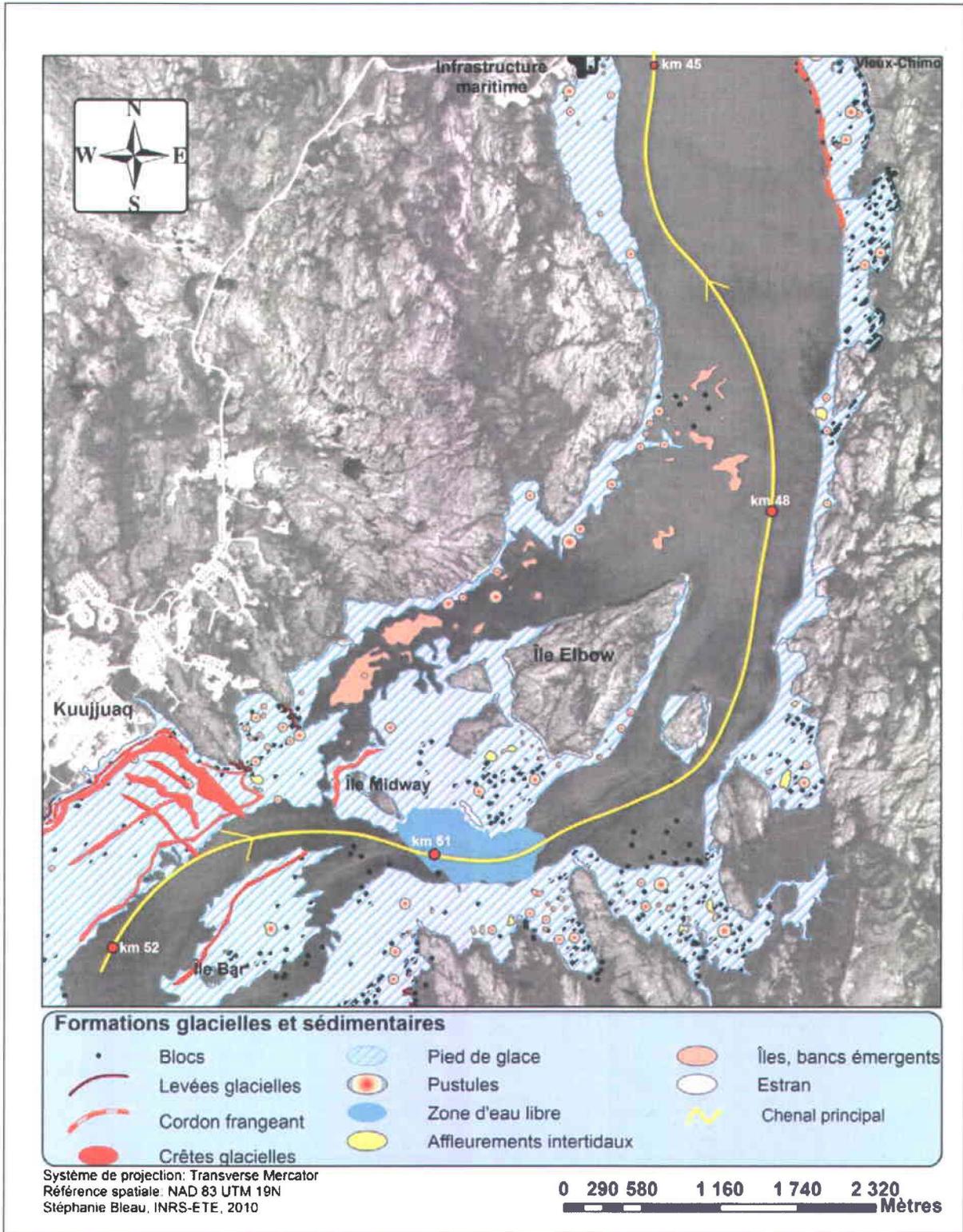


Figure 5.13 Illustration cartographique des formations glacielles et des accumulations sédimentaires recensées dans l'estuaire de la rivière Koksoak, Nunavik. Sources : Photographies aériennes 1972, image SPOT (06/29/2008) campagne de terrain année 2009.

5.2 Hydro-climatologie du régime glaciaire

5.2.1 Degrés-jours de gel

La comparaison des degrés-jours de gel annuel permet d'examiner la rigueur du climat qui commande la prise et la dégradation des glaces, leur épaisseur, leur densité et la durée du régime des glaces. Différents auteurs (Michel, 1978; Ashton; 1986; Forbes, 1994; Beltaos, 1995 et 2007) énoncent le rôle déterminant des perturbations atmosphériques dans la genèse des cristaux de glace et de leur métamorphose saisonnière. Beltaos (1995) affirme que la position de l'isotherme 0°C dans l'eau de la rivière est régie par le rapport entre la température en surface de l'eau qui se refroidit et le volume d'eau qui s'écoule en dessous. Plus le ratio est élevé, plus l'échange thermique (la perte) entre la masse d'eau supérieure et la masse d'air laminaire est grande. Dans des conditions météorologiques similaires, un segment de rivière peu profond et étendu se refroidit considérablement plus rapidement qu'un segment profond et étroit augmentant sa capacité de produire des glaçons. Il existe une relation très intime entre le moment où la température atmosphérique atteint 0°C et l'initiation des processus de gel sur les rivières (Prowse et al, 2007; Bennett & Prowse, 2010). Les courbes cumulatives des degrés-jours de gel (DJG) des hivers 2007-2008 à 2010-2011 présentées à la figure 5.14 sont comparées à la rigueur hivernale de la normale (1971-2000).

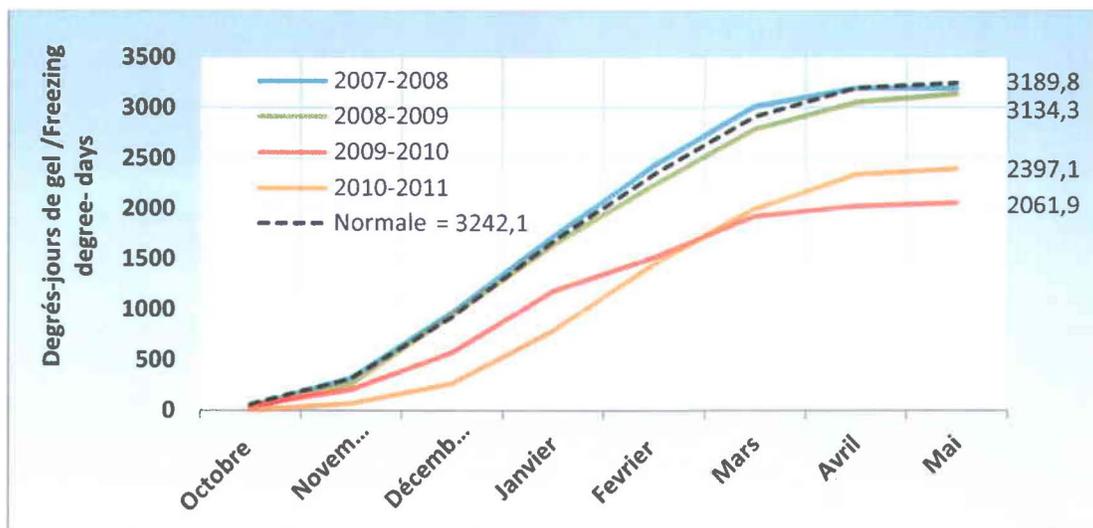


Figure 5.14 Courbes cumulatives des degrés-jours de gel et de la normale (températures moyennes journalières au-dessous de 0°C) à la station de météorologique de Kuujuaq, Nunavik pour les années 2007-2011. Source : Environnement Canada.

Englacement

Les hivers des années 2007-2008 et 2008-2009 longs et rigoureux, sont demeurés près de la normale de 3242,1 (DJG). Par ailleurs, les courbes des années subséquentes ont été inférieures à cette valeur de 845 DJG (2397,1 DJG) à l'hiver 2010-2011 et de 1180 DJG (2061,9 DJG) à l'hiver 2009-2010. La figure 5.14 illustre aussi un déphasage prononcé de la période d'englacement pour ces deux années. La faible quantité de froid cumulé entre le 1^{er} octobre et le 31 décembre pour les automnes 2009 (576,9 DJG) et 2010 (271 DJG) ont confirmé que le recouvrement glaciaire de la rivière Koksoak a été plus tardif qu'en 2008 (940,9 DJG). Lorsque comparée à la normale cumulée (922,3 DJG) pour ce même intervalle, en raison des températures douces en décembre, on remarque que la durée de l'englacement et la densification des glaces s'est manifestée plus lentement.

L'automne 2008, visiblement plus froid, a enregistré de basses températures minimales (-25,7°C) et maximales (-16°C) en décembre. Ce froid atmosphérique a certainement renforcé la formation de frasil et amplifié la concentration des glaces flottantes pendant le gel. Par contre, les températures moins froides (-16°C; -7,5°C) en décembre 2009 ont pu réduire le mécanisme de surfusion et la vitesse de nucléation et de multiplication des cristaux causant une diminution des effets notamment sur la durée, la densité, la croissance (épaisseur) et la résistance mécanique du manteau de glace (Beltaos, 2007).

Pourtant, l'englacement initial de l'année 2009 comme l'automne 2008 s'est déroulé dans les temps habituels soit pendant la première quinzaine de novembre (Laverdière et Guimont, 1980) alors que d'après les observations récentes, l'englacement de l'année 2010 a été retardé de près d'un mois (mi-décembre). À cet effet, les caméras ont montré que le recouvrement complet de la zone d'étude s'est réalisé à l'hiver 2009-2010 vers le 15 janvier et à l'hiver 2010-2011 vers la fin février. Enfin, les photographies aériennes prises en novembre 2008 et 2009 appuyées par la Netcam en 2008, 2009, 2010 montrent que la concentration des glaces était plus dense et que les radeaux étaient effectivement plus épais en 2008.

Le déglacement

Les degrés-jours de gel cumulés au mois d'avril 2009 (265,2 DJG), à peine sous la normale (281 DJG) ont été supérieurs à ceux des mois d'avril 2008 (177,2 DJG) et 2010 (104,8 DJG). La normale pour le mois de mai est de 29,6 DJG. Cette valeur dépassée en mai 2007 (76,9 DJG) s'est accrue au printemps 2009 avec 82,3 DJG. Ces valeurs, supposent que l'état du climat plus

chaud au moment du dégel des années 2008 et 2010, a engendré une débâcle hâtive (mai) et plus tardive en 2009 (juin).

Dans les faits, les observations fournies par la caméra Netcam ont révélé que la débâcle de l'année 2008 s'est réalisée en moins de deux semaines pour se terminer le 17 mai. Alors que selon cette même source, ce n'est qu'au début du mois de juin que la débâcle s'est manifestée au printemps 2009. La Netcam et les images radar ont montré également que lors du dégel de l'année 2009, la débâcle s'est étalée sur plusieurs semaines. Aucune glace flottante n'a été détectée après le 18 juin soit un mois après la débâcle de l'année 2008. Quant au printemps 2010, l'évacuation des glaces résiduelles s'est achevée plus tôt, autour du 29 mai.

Comme cet indicateur (DGJ) ne s'est pas avéré concluant nous tenterons de voir quelles combinaisons de facteurs environnementaux induisent au régime des glaces, ces dissemblances temporelles. C'est à cette question que nous tenterons de répondre dans la prochaine section pour l'année 2009. Les variables hydro-climatiques exprimées sous forme graphique, assistées des entrées des conditions atmosphériques et des débits journaliers sont présentées et discutées pour le printemps (15 avril au 20 juin) et l'automne (15 octobre au 31 décembre) 2009. Cette analyse rend compte des particularités et des modalités prévalant lors du démantèlement et de la prise des glaces:

5.2.2 Hydro-climatologie (prise des glaces et démantèlement).

Les circulations atmosphérique et océanique imposent les modalités associées aux conditions météorologiques régionales et locales. Le type de système atmosphérique module la température, la vitesse des vents, la hauteur d'eau, les vagues et l'état de la couverture du ciel. En effet, les dépressions sont le plus souvent associées à des températures plus douces, à une abondance de nuages et de précipitations. Cet état instable génère des vents à forte intensité alors que les anticyclones génèrent les temps clairs et des conditions stables (vents faibles).

En milieu nordique, les hautes pressions peuvent mener à de longues périodes de temps très froid et sec. Lorsque ces conditions sont rencontrées surtout la nuit, la production, la floculation de frasil à l'interface air-eau et l'adhésion au fond sont stimulées et précèdent la cohésion des radeaux de glace. Les apports solides dans le cours d'eau sont également générateurs de frasil (Michel, 1978 ; Ashton, 1986 ; Beltaos, 1995). Au printemps, les températures douces sont la principale cause du déclenchement de la débâcle annuelle (Beltaos, 2009). La température dicte deux effets sur la couverture glacielle. Le premier modifie le régime hydraulique et le

second change la cohésion interne et superficielle de la glace donc sa nature structurale (Beltaos, 2007).

Les évènements de pluie ou de neige intenses et longs, le rayonnement solaire, l'évaporation, la condensation, le ruissellement, la maturation de la couverture glacielle elle-même, les marées et la direction des vents influencent tous les échanges thermiques entre les complexes et l'intensité de la dynamique glacielle (Beltaos, 1995, 1997, 2007). Voyons ce que la pression barométrique, les températures et les débits racontent pendant les deux phases critiques du régime annuel.

5.2.2.1 Fluctuations des températures (Démantèlement)

La figure 5.15 présente les variations thermiques (°C en rouge) et barométriques horaires (kPa en gris) en fonction du temps au printemps. Une flèche bleue marque la date de chacune des acquisitions des 12 images RADARSAT-2 effectuées. Cette figure montre essentiellement qu'il existe une relation inverse entre la pression et les températures. Les intervalles chauds (> 0°C) se superposent très bien aux systèmes cycloniques sauf pour le début mai et les intervalles froids aux systèmes anticycloniques.

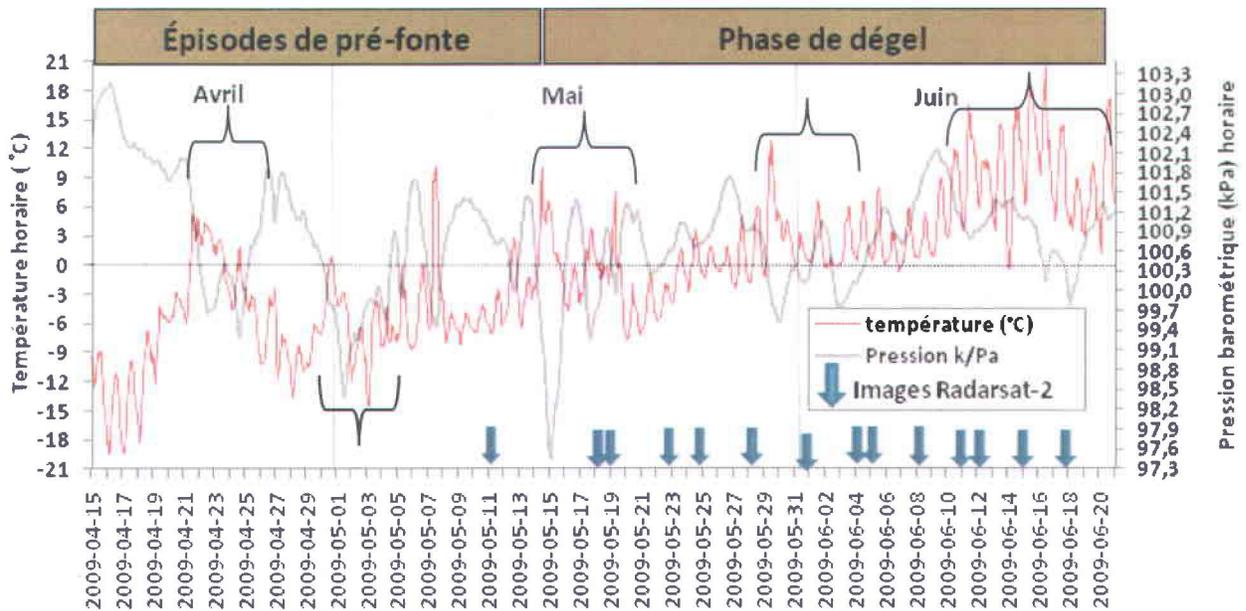


Figure 5.15 Fluctuations thermiques et barométriques horaires en phase de dégradation des glaces associées aux journées d'acquisition par RADARSAT-2 (station météorologique de Kuujuaq).

Le dégel s'est annoncé le 21 avril avec une première hausse au-dessus du point de congélation. La dépression du début mai a enregistré de très basses températures qui ont été conditionnées par les vents forts et frais du N et du NNO (glaces, eau océanique froide). Puis, une brève remontée a atteint un maximum de 10,3°C vers 13:00, le 7 mai. Malgré, ces deux redoux, les températures nocturnes et matinales sont demeurées dans l'ensemble froides jusqu'au 13 mai en raison de la durée des systèmes à haute pression. Le 14 mai, les températures nocturnes influencées par un système à basse pression ont été douces et humides

Dès le 19 mai à 15:00, la pression a augmenté et s'est maintenue ainsi jusqu'au 22 mai en soirée de façon à ralentir le processus de fonte préalablement initié lors du coup de chaleur de la mi-mai (Beltaos, 2001; 2007). La dégradation thermique de la couverture glacielle se poursuit au retour des températures diurnes au-dessus de 0°C, le 23 mai. Quant aux minimums nocturnes, ils ont eu tendance à adopter ce même comportement. Un autre coup de chaleur est apparu le 29 mai, le mercure est demeuré supérieur à 0,5°C. Désormais, le murissement du couvert hivernal peut s'effectuer la nuit.

Cependant, ces conditions très instables ont été interrompues par des températures fraîches qui se sont maintenues jusqu'au 8 juin. Néanmoins, l'échange thermique dans le profil vertical de la glace entre les interfaces air/glace (neige) et eau/glace par le mécanisme de convection rapproche radicalement la température interne du couvert de l'isotherme 0°C (Beltaos, 1995; 2007). Ensuite, la tendance a été à la hausse mais plus particulièrement lors des coups de chaleur des 11 et 16 juin.

Ainsi, nous avons constaté qu'après le temps instable au début de juin, la pression est demeurée relativement haute. Ces conditions généralement dégagées ont mené à la diminution de l'albédo du couvert de glace (Netcam). Les ouvertures dans le couvert de glace ont été responsables de l'augmentation de la température de l'eau. L'amincissement et la perte de compétence de ce dernier ont été alors inévitables.

5.2.2.2 Débits (déglacement)

L'impact d'un couvert de glace sur l'écoulement d'une rivière est assez bien connu (Ashton, 1986; Beltaos, 2007). Un couvert en construction ou en décrépitude compromet les conditions hydrologiques du cours d'eau temporairement. La figure 5.16 présente les variations moyennes horaires des températures (°C en rouge) et les débits quotidiens (m³/s en bleu) en fonction du

temps au printemps. Cette approche n'est guère optimale (gel/dégel) en raison du temps de réponse de la fonte des glaces, de la localisation des enregistrements (station météorologique de Kuujjuaq et la jauge en amont > 100 km) et de l'absence de données de débit pour la rivière aux Mélézes. Cependant, nous avons tout de même tiré les tendances générales du régime pendant la débâcle. Les débits enregistrés ont eu tendance à se stabiliser lorsqu'une vague de froid (anticyclones) s'est implantée et à s'accroître lors des coups de chaleur (cyclones).

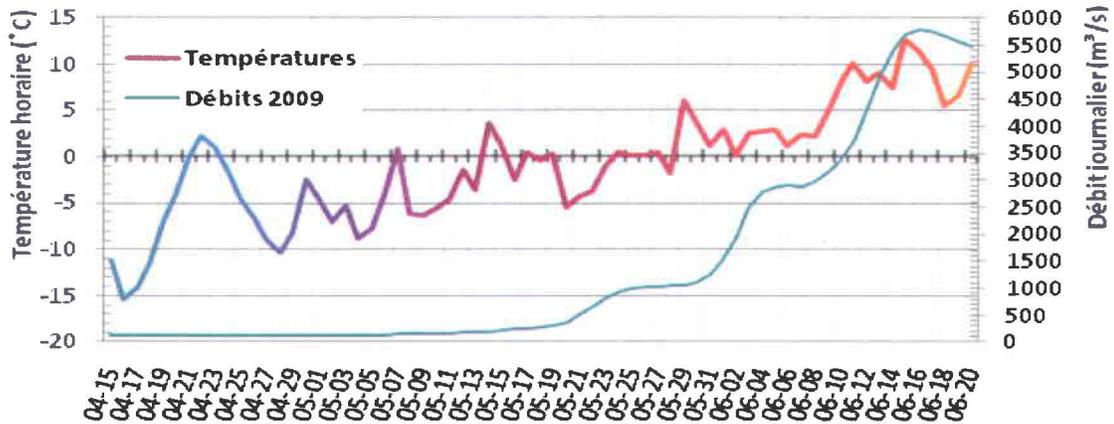


Figure 5.16 Variations horaires moyennes des températures de l'air et du débit journalier (station météorologique de Kuujjuaq et stations # 103702) en phase de pré-débâcle et de démantèlement des glaces. Sources : Centre d'expertise hydrique du Québec et Environnement Canada.

Une très faible hausse est notée entre le débit d'étiage du mois d'avril et le débit en date du 21 mai. Le débit est passé de 495,2 m³/s avant de se quasi-stabiliser et de s'établir le 26 mai à 1014 m³/s. Par ailleurs, l'intervalle entre le 31 mai et le 5 juin a été marqué par la hausse du débit qui a plus que doublé, passant de 1250 à 2889 m³/s. Cet épisode a été corrélé à des précipitations surtout liquides et au croissant des hauteurs d'eau (marée). Dans ces conditions, l'augmentation rapide du débit et des niveaux d'eau peuvent infliger une contrainte verticale importante au couvert de glace générant des fractures. En effet, les images RADARSAT-2 et la Netcam ont montré et que des inondations se sont produites le long du rivage et que les zones libres de glace se sont élargies (Jasek, 2003a et b; Beltaos, 2007).

La plus importante variation hydrique a été signalée entre le 9 et le 16 juin où le débit a augmenté de 2636 m³/s (de 3131 m³/s à 5767 m³/s). Dans cette phase de la débâcle, les fragments de glace transportés vers l'aval de la rivière sont entrés en collision avec des sections plus résistantes et par conséquent, entraîner des embâcles, des ponts suspendus ou encore des formations glacielles (Jasek, 2003a; Beltaos, 2007). Le point d'inflexion à la figure 5.16 indique la récession des eaux.

Les pointes de chaleur (cyclones) soulignées précédemment à la figure 5.15 tendent à concorder avec la hausse des débits en palier. Toutefois, en complément à ces informations, un léger décalage existe entre les augmentations thermiques et celles des débits. Nous pouvons supposer que les masses d'air plus froides et sèches (anticyclones) modèrent la maturation de la couverture hivernale.

Le temps de réponse du bassin versant à l'intensité du dégel et de l'écoulement en surface pourrait expliquer le délai entre les pointes thermiques et les pointes de crues printanières en forme d'escalier à la figure 5.16 (Beltaos, 2001, 2007).

5.2.2.3 Fluctuations des températures (Prise des glaces)

Les fluctuations atmosphériques (bleues) et barométriques (grises) horaires lors de la prise des glaces de l'automne 2009 sont présentées à la figure 5.17. Une flèche bleue marque aussi la date de chacune des acquisitions des 15 images RADARSAT-2. Cette figure montre la même relation inverse entre les variables pression et température. Les intervalles froids et secs (< 0°C) ont dicté l'intensité de la formation des glaces. Les systèmes anticycloniques se sont démarqués notamment en décembre en se manifestant plus longuement qu'en novembre. Les valeurs dévoilent aussi que novembre a été caractérisé par des températures très douces et des fluctuations barométriques de faible amplitude.

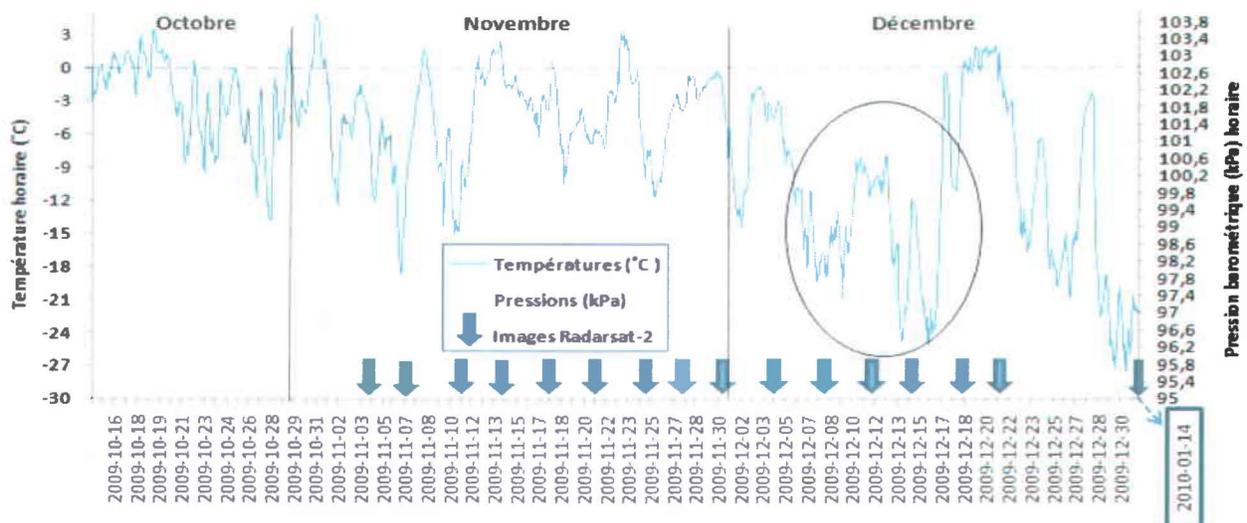


Figure 5.17 Fluctuations thermiques (°C) et barométriques horaires (kPa) lors de la prise des glaces à l'automne 2009 associées aux journées de prise de vue par RADARSAT-2 (station météorologique de Kuujuaq).

Pendant la nuit du 21 octobre, le mercure est passé sous 0°C. Les températures nocturnes les plus basses ont été enregistrées durant les nuits des 25-26 octobre et 26-27 octobre en période de morte-eau (bas niveaux d'eau). Les intervalles à pression élevée ont été favorables aux mécanismes de surfusion et de nucléation de frasil. Toutefois, l'arrivée d'une importante dépression (95,8 kPa) le 29 octobre a généré une rivière turbulente et a fait remonter le mercure au-dessus de 0°C. Ce temps instable a perduré pendant 60 heures (max diurne : 5,6°C) et a eu comme conséquence de ralentir le mécanisme de surfusion et de gel en cours.

Néanmoins, le comportement atmosphérique des sept jours suivants a illustré la diminution simultanée des écarts de pression et de température. Un front froid a permis d'atteindre le 07 novembre un minimum nocturne de -18°C. On suppose à ce stade que la succession des journées froides a amplifié la perte calorifique de l'eau aux dépens de l'atmosphère et a accru la production de glace dynamique et statique (Michel, 1978; Ashton, 1986; Hicks, 2009). Entre le 10 et le 25 novembre les fluctuations de pression se sont affaiblies et ont oscillé entre 101,3 et 100,2 (kPa) alors que le mercure est passé parfois au-dessus de 0°C. Pendant cette période, les écarts thermiques entre la nuit et le jour ont été généralement faibles (-6°C et +3,3°C). Un creux dépressionnaire de 98,6 kPa a marqué la chute brutale de la pression le 26 novembre annonçant à nouveau des températures moins froides et à peine sous 0°C.

Dès décembre, le froid s'accroît malgré quelques brèves fluctuations thermiques à la hausse. Ces plages temporelles ont présenté les températures les plus basses et de faibles écarts thermiques quotidiens ont favorisé la production massive de frasil et la fixation rapide des glaces échouées. Les 3 au 5 décembre et les 18 (05:00) au 22 décembre n'ont pas correspondu à la tendance inverse des variables. L'effet temporisateur des masses d'air maritime pourrait expliquer ces intervalles plus chauds. Enfin, le froid arctique sec et les nuits sans couverture nuageuse à la fin décembre et au début janvier ont mené à la densification des glaces flottantes et à la consolidation glacielle.

5.2.2.4 Débits (englacement)

La figure 5.18 a permis d'examiner les fluctuations atmosphériques (bleu) et les variations de débit (vert) en condition de pré-englacement et lors de la prise des glaces. Au départ, on observe que les débits déclinent avant même que les températures atmosphériques diurne et nocturnes soient sous 0°C. Ce comportement peut être du à la variabilité régionale du climat et à l'éloignement entre les stations météorologique (Kuujuaq) et hydrométrique (rivière

Caniapiscou). Le 24 octobre à 09:00, la Netcam a capté au baissant (1,50 m) les premières glaces sur les estrans et le haut-fond de l'île Bar.

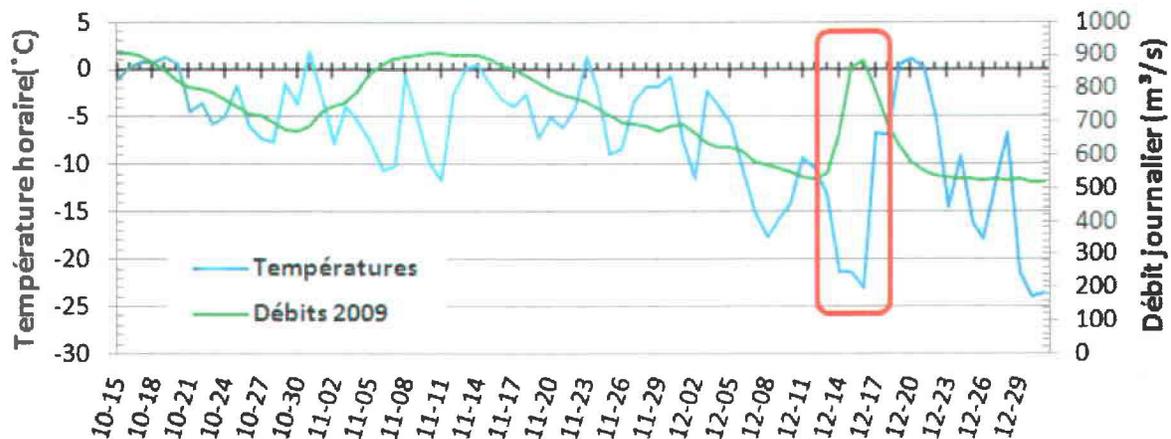


Figure 5.18 Variations des températures horaires moyennes (station météorologique de Kuujuaq) et des variations journalières du débit de la rivière Caniapiscou (station # 103702) en phase de pré-englacement et de prise des glaces à l'automne 2009. Sources : Centre d'expertise hydrique du Québec et Environnement Canada.

Le 30 octobre, la jauge a enregistré une valeur minimale de 669,8 m³/s. Ensuite, s'est enchaînée une hausse de débit à 902 m³/s qui a coïncidé pendant le début du mois, de novembre à une dépression importante et des épisodes de redoux (Figure 5.17). Par contre, à compter du 15 novembre, les débits et le mercure ont régressé de façon continue et les moyennes thermiques sont demeurées assez douces. Néanmoins, nous avons observé certains changements au niveau du paysage littoral. Les photos illustrées à la figure 5.19 en date du 11 novembre, ont permis d'observer une expansion latérale du pied de glace vers la limite inférieure de l'estran. De plus, les glaces échouées ou soudées au fond se sont épaissies depuis le début du mois.



Figure 5.19 Photographies de la Netcam du 1^{er} novembre 2009 (gauche) et du 11 novembre 2009 (droite) illustrant l'accumulation et l'épaississement des glaces échouées sur les estrans et le haut fond de l'île Bar (rive est, baie de Kuujjuaq).

La figure 5.18 montre que le 12 décembre s'est démarqué par le débit le moins élevé du mois (526,2 m³/s) suivi d'une hausse subite. Lorsque les débits ont atteint 885,2 m³/s, la courbe s'est inversée le 16 décembre. Cet intervalle illustré en rouge à la Figure 5.18 a coïncidé avec des températures atmosphériques très froides. Cette période pourrait illustrer l'effet du refoulement de l'eau à la station hydrométrique (hausse) en amont due à la présence prépondérante du couvert glaciaire en aval, entre la station de mesure et la chute à Pyrite, sur la rivière Caniapiscou (Beltaos 2007; Beltaos et Prowse, 2009).

La réduction du débit après cet événement est attribuée au gel du bassin versant, du lit de la rivière et au stockage de l'eau dans le couvert de glace pendant sa formation (Conly and Prowse, 1997). Le gel s'opère dès la mi-novembre sur ses tributaires sauf par exception, les zones de rupture de pente à forte turbulence qui naturellement se recouvrent beaucoup plus tard (Breton-Provencher, 1982; Laverdière et Guimont, 1980). Quant aux données de débit de la Caniapiscou, elles ont été validées que d'une façon sommaire par le Centre d'expertise hydrique du Québec. De plus, la jauge se situe à près de 100 km du site d'étude et les conditions d'englacement peuvent varier d'un segment à l'autre de la rivière.

5.3 Chronologie du déglacement

5.3.1 Signal radar et conditions atmosphériques

Avant de procéder au suivi cartographique, rappelons que le signal rétrodiffusé par les images RADARSAT-2 (bande-C) est très sensible à l'humidité de la surface, du couvert nival ou glaciaire et que cette humidité va atténuer le signal radar (absorption) en provenance de la couverture de glace (Jasekb, 2003). En période de débâcle, les dates d'acquisition d'images radar (06:00) à la figure 5.20 représentées par des flèches rouges ont été marquées par les changements de ton, de texture et de patron les plus significatifs de la chronoséquence. Les échanges énergétiques occasionnés par les précipitations journalières tant solides (étoiles) que liquides (points), l'intensité éolienne et les niveaux d'eau sur le couvert de glace ont été considérés pour interpréter les mécanismes de diffusion des complexes en interaction. Les intervalles clés sont exposés afin de fournir une cartographie plus réelle des étapes dynamiques de la débâcle (voir annexes A).

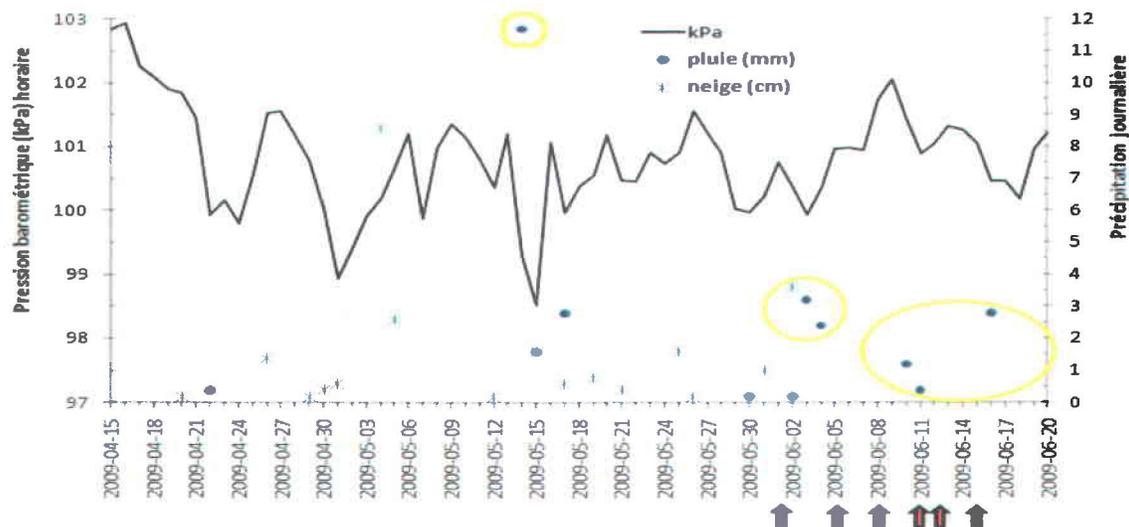


Figure 5.20 Moyennes horaires de la pression barométrique et l'état du ciel journalier lors de la phase de démantèlement en 2009 (station météorologique de l'aéroport de Kuujuaq, 2009).

Les vents de l'ouest ont été suivis de masses d'air humides de l'ESE et de l'ENE qui ont généré de la pluie et de la bruine. Le 14 mai, quelques heures ont suffi pour accumuler 11,7 mm. Les jours subséquents, la neige humide (4,8 cm) a été balayée par les vents frais qui ont soufflé pendant 44 heures entre le OSO et le NO à une vitesse moyenne de 17 nœuds (31,5 km/h). La vitesse instantanée des fortes rafales de l'ONO a atteint plus de 24 nœuds (45 km/h).

L'intensité soutenue du vent dans l'estuaire maritime a généré des crêtes de vagues susceptibles d'affaiblir la structure mécanique du couvert de glace.

Du 30 mai au 8 juin, on remarque le temps généralement couvert et l'humidité relative très élevée (fonte). Accompagnés de masses d'air circulant du NE au NNO, le mercure nocturne s'est maintenu près de 0°C (Figure 5.15). Les pluies et la bruine (5,8 mm), la neige mouillée (3,6 cm) et les quelques épisodes de brouillard nocturne et matinal ont contribué à accroître la teneur en eau de la couverture glacielle et neigeuse. Ces conditions ont coïncidé avec l'augmentation des débits présentés à la figure 5.16 et à la réduction spatiale des glaces observée avec les images radar et les photographies dans l'estuaire surtout maritime. À ce stade, la cohérence et la résistance mécanique des glaces plus épaisses étaient fortement compromises menant à des embâcles dans les étroits de la rivière.

Après le 8 juin, les débits élevés, (Figures 5.15 et 5.16) ont été agencés aux vents chauds et secs se déplaçant de l'est au sud parfois entrecoupés de précipitations faibles amplifiant la fonte (forte absorption du signal). Par ailleurs, c'est lors d'une longue période d'accalmie éolienne que l'évènement du 12 juin s'est produit sur la zone intertidale (Figure 5.11). Du 13 juin au 15 juin, les températures au vent (sec de l'est au sud) sont passées au-dessus de 12°C. Le 15 juin, le ciel dégagé et le vent sud-ouest ont exposé la glace amincie aux rayons incidents conduisant à la fin du régime annuel, trois jours plus tard, soit le 18 juin.

5.3.2 Cartographie dynamique du dégel (mobilité)

Le suivi de la période de dégel pour la saison 2009 est illustré au moyen de cartes aux figures 5.22 et 5.23. La chronologie séquentielle (Annexe A) de la dégradation du couvert de glace s'est réalisée d'une part, en distinguant le pied de glace identifié d'un trait mauve de la glace de chenal marquée d'un trait bleu et d'autre part, en numérisant la réduction de la perte de ces deux zones pour chaque nouvelle acquisition d'image RADARSAT-2. Le raffinement de l'interprétation des images radar acquises en mode Fin (8m) ou Ultra-Fin (3m) pour la période d'ablation du couvert de glace a été possible en intégrant les connaissances du milieu et les analyses hydro-météorologiques du printemps. Six cartes étant les plus représentatives des étapes du déglacement ont été choisies et sont présentées ci-dessous.

La carte 1 (Figure 5.22) illustre l'extension maximale de la couverture de glace avant l'initiation de sa fragmentation. L'étendue en date du 11 mai couvre 31,9 km². La superficie couverte par les glaces s'est déclinée par le pied de glace de la rive ouest faisant 12,5 km² et celui à l'est

faisant 6 km². Le pied de glace autour des îles Elbow et Bar, quant à lui, a compté pour 3,5 km². La glace recouvrant le chenal de la rivière a totalisé 9,9 km². De plus, le saillant de Whales Head délimite la frontière entre la nappe de glace intacte de l'estuaire marin et les fragments de glace mobile charriés par le flot contre son front.

Cette première carte intègre toutes les sections fractionnées et montre l'important réseau de fractures au cours du démantèlement des glaces. Le départ de ces grandes plaques préfigurées correspond à la réduction spatiale observée sur les images subséquentes de RADARSAT-2 des 18-19-25-29 mai de même que celles du 01 et du 05 juin. Les premiers signes de dislocation de ces grands morceaux de casse-tête se sont manifestés dans le segment marin entre l'acquisition des images du 11 mai (extension maximale) et du 18 mai (carte 1). Afin d'optimiser l'interprétation de ce long intervalle sans acquisition radar, le recours à une image optique (MODIS; 13 mai) a permis d'illustrer la perte du couvert de glace entre le 12 et le 13 mai (Figure 5.21).

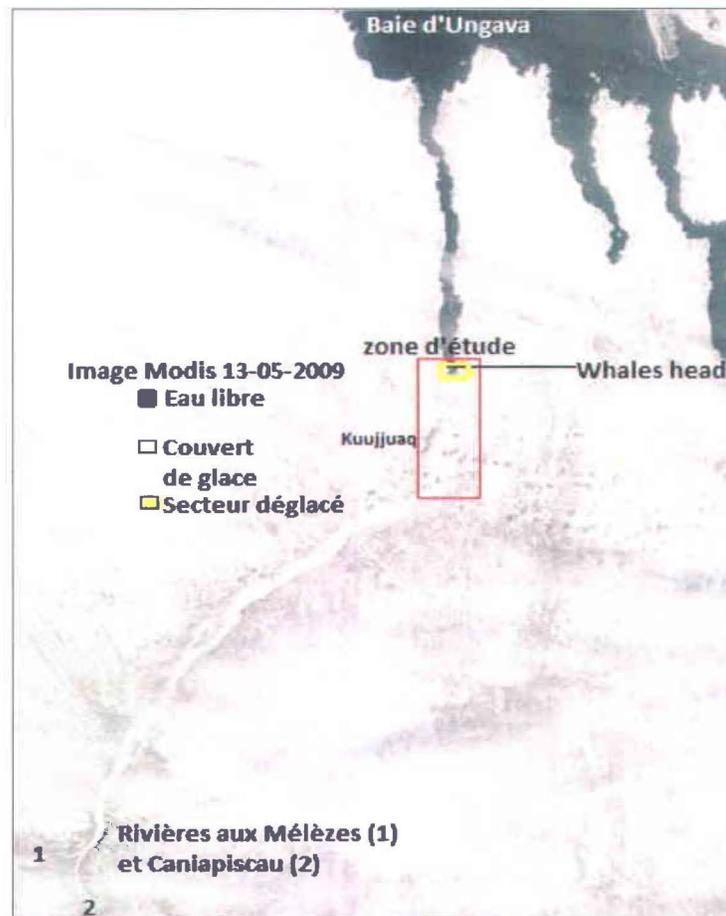


Figure 5.21 Image optique MODIS du 13 mai 2009 illustrant la rivière Koksoak englacée depuis ses tributaires et dans l'estuaire en amont de Whales Head (blanc). Le secteur déglacé est situé en amont de Whales Head dans la zone d'étude (cadre jaune). La zone en eau libre (bleu) se prolonge au nord (baie d'Ungava).

Les hauts niveaux prédits le 9 mai ont décliné vers les bas niveaux de la morte-eau, le 17 mai. Les vents du 12 mai au 13 mai ont soufflé principalement de l'ouest (≈ 25 km/h) avec des rafales à 37 km/h. Cependant, considérant l'immense étendue s'étant détachée au centre de la rivière et sur les estrans le 19 mai (Figure 5.22, carte 2), l'analyse a porté sur l'ensemble des paramètres hydro-météorologiques qui ont prévalu entre le 11 mai et le 19 mai. Cet intervalle a été colligé à des températures à la hausse (Figure 5.15), à un débit stable (Figure 5.16), à des pluies abondantes et des vents très forts du NO et de l'OSO. Les coups de vent de l'ONO à plus de 24 nœuds (44,46 km/h) ont concouru fréquemment avec les cycles de marée descendante en période de morte-eau (Figure 5.20). Les bas niveaux estimés, les courants affaiblis et les débits inchangés ont permis d'envisager la contribution importante de l'action éolienne en eau libre générant des vagues à l'aval du couvert de glace devenu instable.

En effet, des vents à forte intensité, à contre courant (jusant) provoquent des vagues courtes et un estuaire agité.

À partir du 25 mai (Figure 5.22, carte 3), les images radar ont montré clairement que le recul de la glace s'est réalisé plus rapidement sur la rive ouest de l'estuaire marin. En effet, un épicycle de fractures s'est développé vers l'amont. Formant un lobe d'apparence concave (langue), il s'est prolongé le long du chenal principal (Figure 5.5). À cet égard, les marées croissantes ont mené à des marnages prédits de très fortes amplitudes qui ont culminé le 24 mai (nouvelle lune). Ces hauts niveaux d'eau ont eu l'effet d'accélérer les courants tidaux depuis la marée de morte-eau précédente. Ces modalités hydrodynamiques ont été colligées à l'augmentation progressive des débits de crue (Figure 5.16).

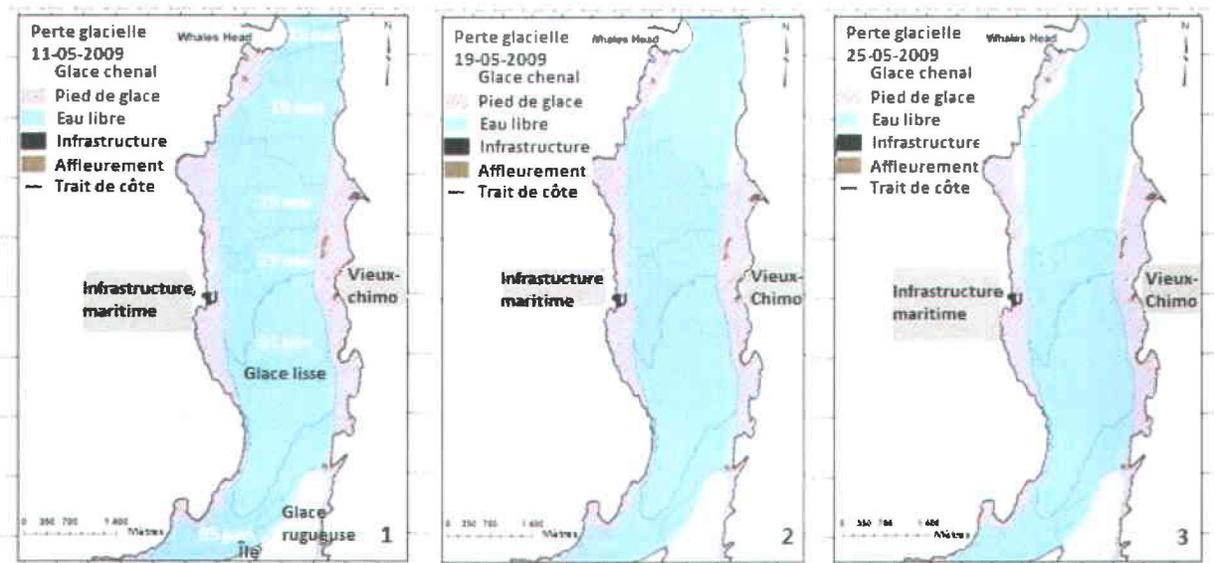


Figure 5.22 Cartes dynamique # 1-2-3 élaborées à partir de l'acquisition d'images RADARSAT-2 (11 mai, 19 et 25 mai 2009) illustrant le démantèlement du couvert de glace en période de dégel printanier, estuaire Koksoak, Nunavik.

Des changements significatifs sont observés à la figure 5.23, (carte 4) dans les zones intertidales à l'ouest (29 mai). Les environs de l'infrastructure maritime ($0,77 \text{ km}^2$) et la section au nord de l'affleurement intertidal du Vieux-Chimo ($0,38 \text{ km}^2$) ont été débarrassés de leur recouvrement glaciaire (blanc). Quant à l'infrastructure maritime, l'image radar en mode Fin du 18 juin a montré que l'intérieur du bassin était toujours englacé. Il ne sera vidangé qu'après cette date. Les cartes dynamiques présentent les lieux ciblés par le dégarnissement des glaces qui s'est effectué aux endroits les plus exposés aux agents d'érosion (courants, vagues, glaces, vent).

La carte 5 (Figure 5.23), montre notamment la libération de la passe entre la rive ouest et de la Grande île Elbow. Peu de changement s'est opéré dans la zone intertidale du tronçon marin. Cependant, l'érosion de la limite externe du pied de glace sur les deux rives est visible. Les conditions nocturnes fraîches ont prévalu entre le 30 mai et le 9 juin. Les marnages prédits se sont accrus, toutefois, ils ont été moins importants que ceux de la marée de vive-eau précédente (Figure 5.15). Le ciel est couvert, les précipitations quoique faibles, sont récurrentes et les vents dominants soufflent du nord ou de l'est (Figure 5.20). À ce stade, les débits ont plus que quadruplé. Malgré cela, le couvert de glace résiste au forçage hydraulique dans le passage entre la Petite île et la Grande île Elbow et dans le bassin de Kuujjuaq (l'estuaire fluvial) (Figure 5.16).

À l'examen de la carte 6 (Figure 5.23), les baies de la rive occidentale faisant face à l'est se sont vidées lentement alors que celles à l'est sont demeurées pratiquement inchangées et ce, à partir de l'îlot rocheux près de Vieux-Chimo. Les pieds de glace localisés à l'amont des pointes rocheuses et des affleurements intertidaux semblent être protégés des effets destructurants causés par les courants tidaux, en particulier ceux du flot. L'estran derrière la Grande île Elbow s'est dégagé de glace jusqu'à île Midway. Le passage serré entre la pointe rocheuse à l'ouest en aval de Kuujjuaq et l'île Midway s'est ouvert graduellement.

Les cartes (Figure 5.23) du 29 mai, du 1 juin (non illustrée), du 5 juin de même que l'image radar du 8 juin (non illustrée) montrent que la dislocation du couvert a progressé plus rapidement du côté ouest (estuaire marin). Cette tendance suggère que l'érosion hydrothermique et le forçage du couvert par le flot (débris de glace) et le vent affaiblissent la structure mécanique et la cohésion du couvert glaciaire. Aussi, nous supposons que la prise des glaces s'est effectuée plus tardivement sur cette rive à cause du courant plus fort (Figure 5.5) qui par conséquent, réduit la période de solidification des glaces entre elles et leur épaissement.

Autre fait intéressant, la mise en place de l'embâcle s'est effectuée entre les images du 11 juin (mode Standard) et du 12 juin (mode Ultra-Fin). Les glaces de rivière transportées vers l'aval contre un segment plus résistant se sont empilées dans le goulet amont de la baie de Kuujjuaq. Le couvert préalablement intact s'est transformé dans la nuit du 11 au 12 juin. Des crêtes de poussée glaciaire se sont édifiées dans la baie de Nascopie et sur le flanc ouest du haut-fond entourant l'île Bar (carte 6, Figure 5.23). Cette fragilisation s'est poursuivie le lendemain matin lorsque la Netcam au baissant à 06:00 a capté une nouvelle ouverture glaciaire dans le tracé du chenal secondaire du côté est de l'île Bar (Figures 5.4 et 5.5). Au retour du baissant en après-

midi vers 16:00, une vaste section de la glace à l'est a disparu du champ de visée de la Netcam. Ces événements ont été conditionnés par l'apparition de vents chauds et secs, (l'est au sud) de faibles pluies et des débits de crues élevés (Figures 5.20 et 5.16).

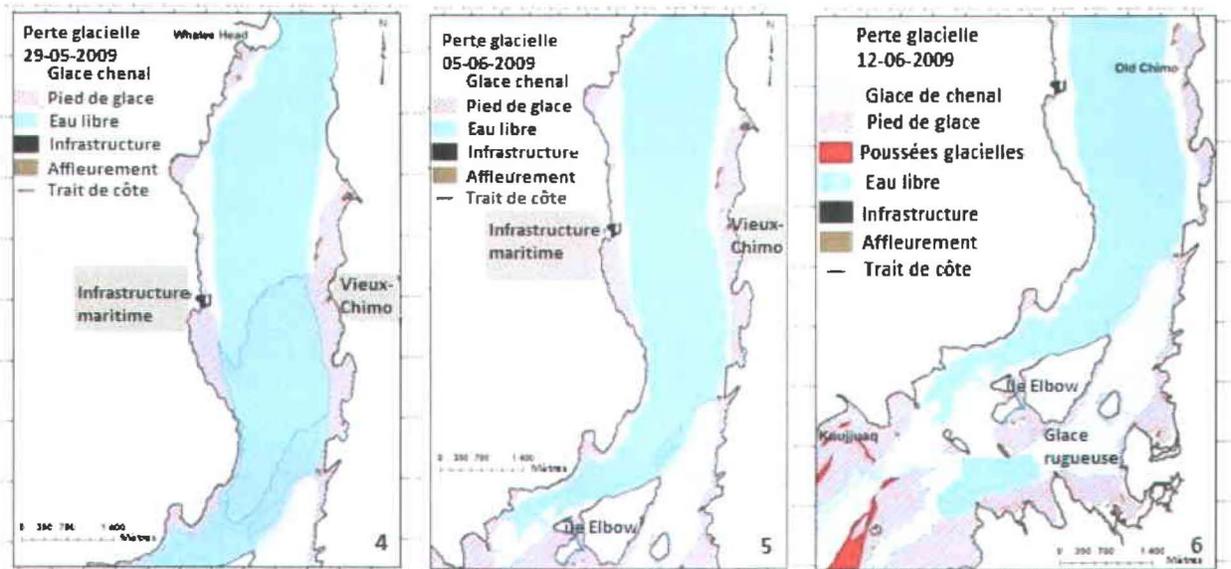


Figure 5.23 Cartes dynamiques # 4-5-6 élaborées à partir de l'acquisition d'images RADARSAT-2 (29 mai, 05 et 12 juin 2009) illustrant le démantèlement du couvert de glace en période de crue printanière, estuaire Koksoak, Nunavik.

Enfin, la crue printanière a eu raison du couvert de glace de la baie de Kuujuuaq, de celui recouvrant les passes de la Petite île Elbow et de la zone intertidale à l'est le 14 et le 15 juin (Figure 5.30). Les débits maximums ont culminé le 16 juin, en période de morte-eau. Malgré la dégradation thermique évidente, nous supposons l'implication importante des forces hydrauliques (flot et jusant) mais aussi du courant fluvial dans la dislocation suivie de la déstructuration dynamique du couvert de glace et de la progression du front glaciaire vers l'aval. La phase terminale de la débâcle s'est produite entre les images du 15 juin et du 18 juin. Ces dernières ont montré que les fragments de glace et le pied de glace résiduel sur l'estran à l'ouest ont été évacués vers la baie d'Ungava. Ceci a été corroboré par la Netcam après 11:00, le 18 juin où la disparition totale des glaces à la dérive a été constatée.

5.3.3 Indices de détérioration glacielle

L'empreinte dans la glace captée en mode Ultra-Fin par le radar le 25 mai, a été générée par les hauts niveaux d'eau de la marée de vive-eau, du 24 mai (Figure 5.24) et par les débits de crue (Figure 5.16). Cette marque validée lors du survol par photo aérienne le 24 mai n'a pu être décelée sur l'image précédente du 19 mai. Les forts courants divergents au jusant sur ce seuil (île Midway), ont érodé la base du couvert de glace. Le débordement de l'eau en surface a formé le prolongement de quatre doigts vers l'aval. Cette configuration est apparue entre la polynie (seuil) et de la Petite île Elbow. L'eau chargée de sédiments pendant la crue s'est épanchée sur la surface laissant une glace salie et brunâtre. Cependant, une glace fortement pourrie peut aussi être caractérisée par une teinte brune en raison de sa dégradation avancée.

Le renversement des courants tidaux a animé les glaces flottantes d'un mouvement de va et vient, de part et d'autre de l'étendue d'eau causant le bris de sa bordure et l'agrandissement de son périmètre. En effet, dépendamment du cycle de la marée, les débris de glace se sont concentrés à l'est ou à l'ouest fournissant à l'interprète un indice indispensable du sens de l'écoulement pendant la fonte des glaces. Nous pouvons supposer que l'action mécanique de la marée sur les fissures et la flottabilité des glaces submergées ont fragilisé la couverture par le dessous. La marée a contribué à fractionner la glace et à faire progresser le front glaciaire vers l'aval sous forme de débris de taille très variée (Jasek, 2003a; Beltaos, 2007).

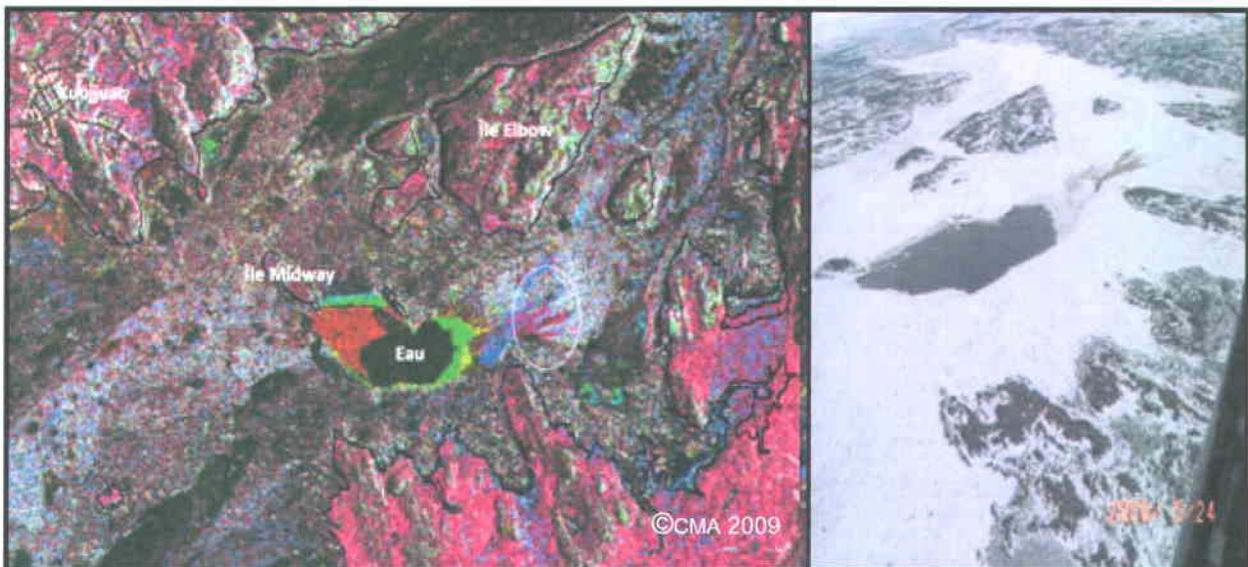


Figure 5.24 Image de gauche; un composé couleur RVB (19-25-29/05/2009) en mode Ultra-Fin (3m). Indices de l'augmentation du débit, des niveaux d'eau (forme de doigts en mauve en aval de la zone en eau libre) et de l'agrandissement du périmètre (vert et rouge). À droite, la photo aérienne du 24 mai montre et valide cette même forme et les débris de glace.

Outre ces indices de détérioration, on note à la figure 5.25 que la rétrodiffusion à la surface a augmenté avec l'accumulation de débris (bande blanche) dans la zone en eau libre. De plus, une fissure identifiée par sa brillance sur l'image radar en raison du changement de ton et de texture à la surface entre le 19 mai et le 25 mai, est représentée par une forme pointue. Ceci pourrait indiquer l'effet de bombement du couvert (encadré rouge) infligé par les courants (fluvial et jusant) et les glaces submergées. Par ailleurs, la couverture de glace intacte a été marquée de bandes et de points noirs. Ces caractéristiques de l'image peuvent indiquer à la fois de la glace lisse et mince (faible rétrodiffusion), des mares d'eau (réflexion spéculaire) laissées par les marées montantes et la fonte superficielle du complexe neige/glace. Lorsque les connaissances du milieu physique sont déficientes, il devient très difficile pour l'interprète de faire une distinction claire entre les mares, les ouvertures dans le couvert de glace, la glace lisse et les sédiments vaseux déposés sur la glace. Ces transformations temporelles changent les propriétés physiques et l'arrangement de la structure du couvert de glace de manière à diminuer la réponse du signal qui est affectée par la porosité, l'humidité et la rugosité de surface et donne à l'image un caractère plus sombre.

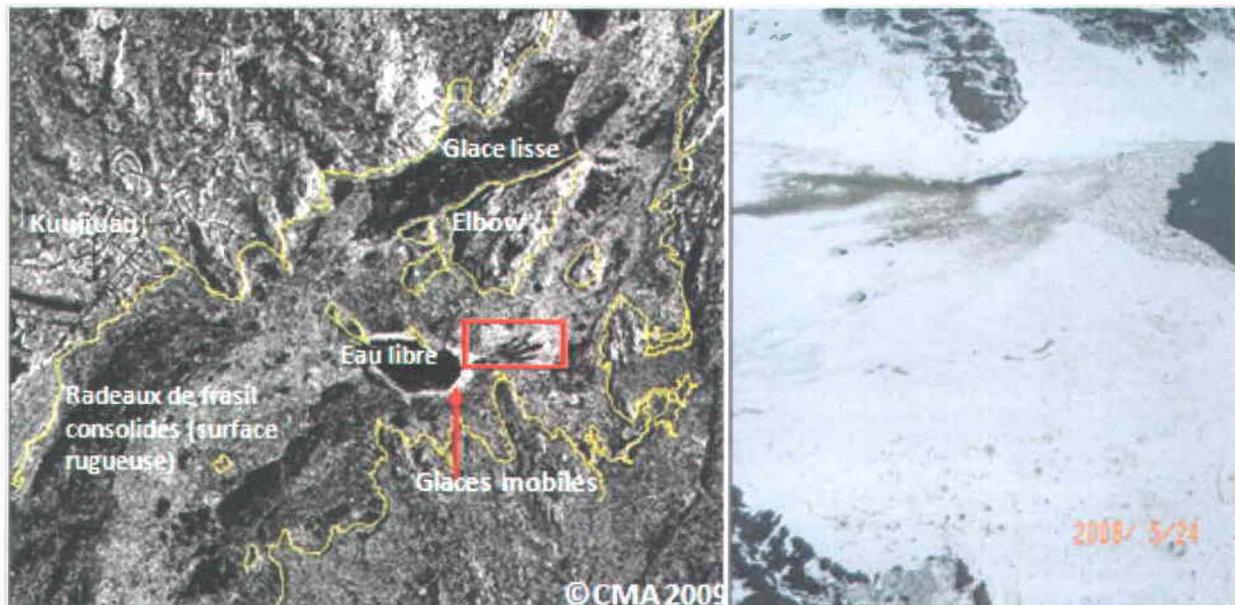


Figure 5.25 À gauche, image RADARSAT-2 du 25 mai en mode Ultra-Fin (3m) illustrant la forte diffusion de surface par les débris glaciels au pourtour de la zone libre de glace. L'encadré rouge montre les quatre doigts profilés qui progressent vers l'aval de l'estuaire. Photographie aérienne prise le 25 mai 2009 illustrant la zone en eau libre et la progression aval de la fonte.

Dans cette même perspective, les images RADARSAT-2 des 5 et 8 juin en mode Ultra-Fin ont présenté des dissemblances au niveau de la rétrodiffusion. Nous avons constaté une diminution

importante du signal causé par le phénomène d'absorption (Tableau 4.3) le 5 juin. L'analyse des paramètres hydro-météorologiques a permis de constater l'effet direct des précipitations liquides sur le signal retransmis. La distinction entre l'eau libre et la glace lisse dans la partie sud de l'estuaire fluvial est contestable. Il est évident que le niveau de difficulté pour l'interprète augmente considérablement lorsque la neige se sature en eau et que les précipitations liquides accélèrent la fusion de la glace. Le recours aux différents modes (Standard) a amélioré la qualité de l'interprétation comme noté à la figure 5.26. Nous pouvons reconnaître le patron et les textures de l'englacement de même que son étendue dans la baie de Kuujjuaq en utilisant les images des 4 et 11 juin de même que l'image du 8 juin en mode Ultra-Fin qui n'est pas présentée ici.

Par ailleurs, les acquisitions d'images en mode standard du 11 mai (couvert intact), du 4 juin et du 11 juin se sont avérées essentielles pour bien cerner la dynamique de dégradation glacielle globale de la rivière Koksoak. La figure 5.26 présente la partie amont de l'estuaire. À compter du 4 juin, la couverture de glace qui a pourri sur place comportait quelques petites ouvertures en eau libre (points rouges). À certains endroits, une bande noircie s'est insérée entre les rives et le couvert de glace décollé des berges. Le substrat apparent et les espaces inondés ont emmagasiné les radiations incidentes. Ces échanges thermiques ont contribué au réchauffement de la rivière et à accélérer la fonte du couvert de glace. En amont, l'embouchure des petits tributaires étaient libres de glace alors qu'à la confluence des rivières Mèlèzes et Caniapiscau les glaces étaient en mouvement (Figure 5.26A). Les tributaires plus au nord étaient que partiellement dégagés ou toujours englacés.

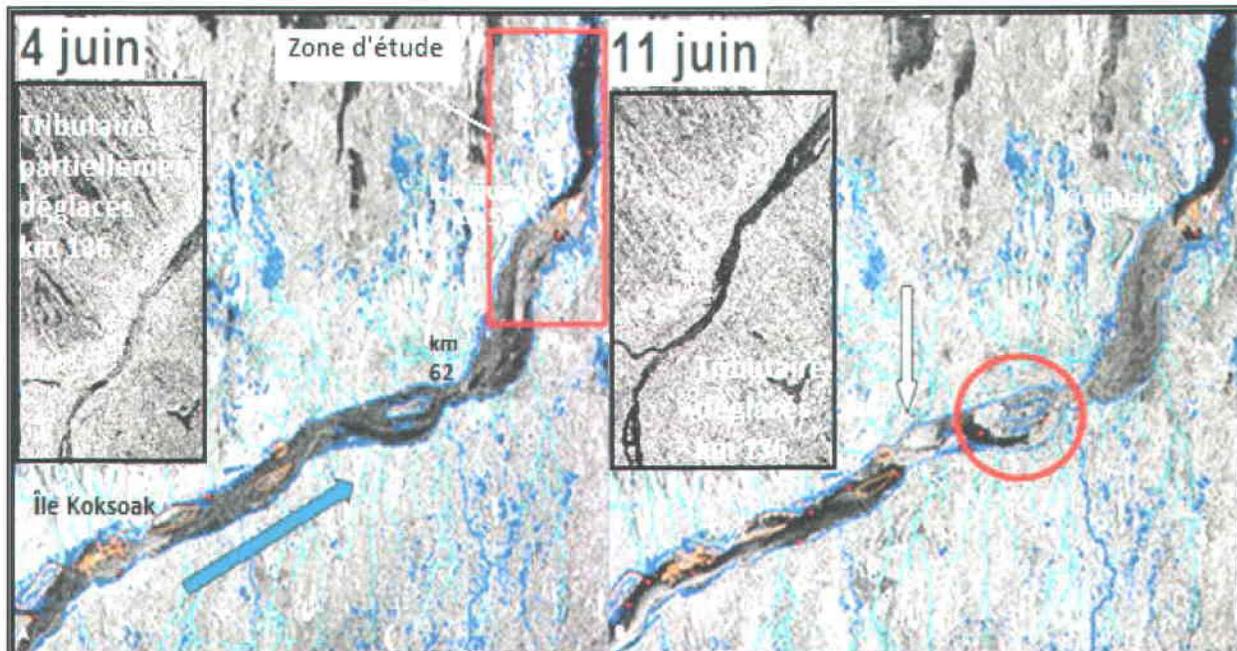


Figure 5.26 Images en mode Standard donnant une vue amont de la couverture de glace. (A) La couverture glacielle est toujours intacte, apparition d'eau libre le long des rives (points rouges); (B) Les glaces mobiles (floe) s'entassent, à la hauteur de la rivière Highfalls contre une nappe de glace plus résistante (cercle rouge) et de l'étroit en amont (flèche blanche) de ce dernier.

Le scénario de la couverture de glace diffère de façon significative le 11 juin (Figure 5.26B). Les glaces devenues mobiles ont mené à l'élargissement de la superficie déglacée qui s'est concentrée depuis la tête de la rivière Koksoak à la limite sud de la zone d'étude. Les tributaires en amont (Figure 5.26B) ont été évacués de leur glace et les floes de débris glaciels ont dérivé vers le nord (blanc). Les glaces se sont entassées dans les deux passages étroits en aval de l'île Koksoak où a été observée une augmentation du signal rétrodiffusé (rugosité). Ces goulets ont formé des endroits critiques propices à la genèse d'embâcles. Les glaces flottantes qui ont été coincées dans le coude en amont de la baie de Kuujjuaq (cercle rouge) se sont accumulées et ont été entraînées au jusant sous le couvert. Ces contraintes ont forcé à la verticale la structure glacielle solide à l'aval et a réduit sa résistance aux forces hydrauliques et aux glaces qui ont fracassé son extrémité amont et ont percuté sa surface sous-glacielle. Les glaces à la dérive se sont frayé un chemin vers l'embouchure (Beltaos, 2007; Jasek, 2003a).

Embâcle

Le confinement naturel de la rivière peut mener à l'engorgement des glaces et restreindre leurs déplacements. Prise par satellite et la Netcam (Figures 5.26 et 5.27), la congestion glacielle a mis à jour les circonstances précédant cet évènement érosif. Localisé au sud de la communauté de Kuujjuaq, cet embâcle s'est produit au cours de la nuit du 11 au 12 juin avant l'entrée dans la grande baie de Kuujjuaq. Les caractéristiques environnementales qui ont favorisé le développement de cet embâcle unissent un segment circonscrit par la glace de rive, la géomorphologie locale et la convergence des courants. L'écoulement glacial freiné par le couvert de glace plus résistant en aval a commandé l'empilement et le tassement des glaces à son amont.

La fauchée plus large offerte par le mode Standard (100 km) (Figure 5.26) pallie à une fauchée réduite en mode Ultra-Fin (20 km) qui n'a pu cadrer dans l'image du 12 juin, le segment critique de la congestion. Toutefois, dans la baie de Kuujjuaq, la résolution très fine (3m) a fourni des détails incontestables sur les modifications structurales du couvert. En formant un composé couleur avec les images du 8 juin et du 12 juin, nous avons détecté le changement évident du patron en vert accentué par les nombreuses fractures dans le couvert qui a été forcé vers l'aval. L'intensité de la rétrodiffusion a été attribuée au basculement de la couverture de glace scindée par endroits (Figure 5.27). Sur les estrans, les blocs de glace de tailles diverses ont été renversés et même soulevés à la verticale vers le haut de la plage. Des formes profilées de débris ont été aperçues sur les estrans de l'île Bar et en face de la communauté de Kuujjuaq. La morphologie glacielle maintenant plus irrégulière a offert de nombreux réflecteurs au signal retransmis, augmentant la brillance de l'image.

Cette métamorphose a eu lieu entre le 11 juin à 15:00 (surface intacte) et le 12 juin à 06:00. Une série de crêtes de poussée glacielle est apparue sur l'estran en face de l'immeuble du conseil municipal (Figure 5.27A). Ainsi, en analysant les évènements, nous avons compris que la marée montante a soulevé le couvert et a délogé les glaces coincées. À la renverse du courant vers 01:00, le 12 juin, la forte crue ajoutée au jusant a réduit la résistance de la couverture de glace et a changé sa nature. Freinées par la topographie et la bathymétrie, les poussées glacielles se sont logées sur l'isobathe de - 2 mètres. La marée décroissante jumelée aux bas niveaux prédits élevés ont donné un fort courant fluvial au baissant. Le débit de 4000 m³/s et les températures diurnes ont été maintenues élevées par l'air chaud du S et du SE (Figures 5.15 et 5.20). Le dégagement du sud-est du bassin de Kuujjuaq et du chenal secondaire s'est effectué au baissant entre 03:00 et 16:00 le 13 juin (Figure 5.27 B). Des

observations faites sur la plage meuble au sud-ouest de l'aéroport le 14 juin montrent un pied de glace soulevé la crue et les glaces forcées vers l'aval (Figure 5.27 C).

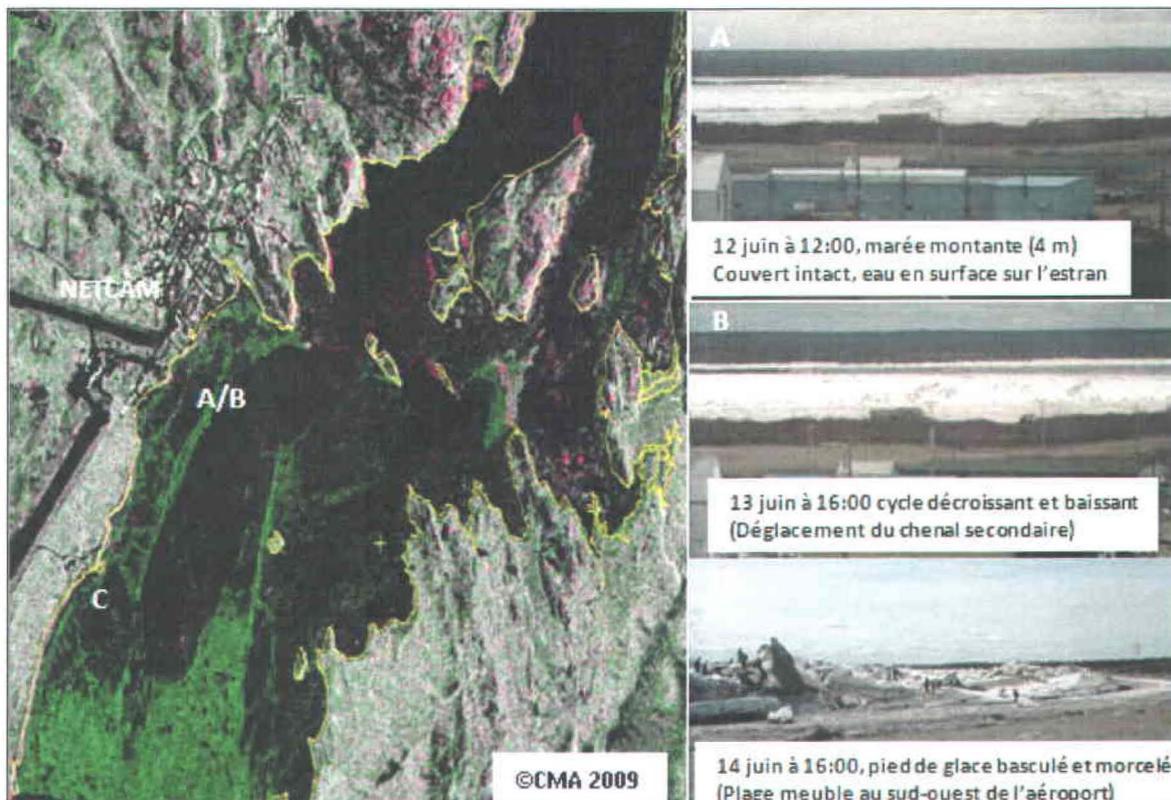


Figure 5.27 À gauche un composé couleur RVB de deux images RADARSAT-2; 8 juin (ROUGE ET BLEU), 12 juin (VERT) illustrant la zone intertidale près de centre de recherche de Kuujuaq. À droite, deux photographies (A/B) de la Netcam montrent des bandes quasi-parallèles au trait de côte. Elles représentent des crêtes de poussée glacielle de faibles amplitudes orientées vers l'aval; La photo (C) montre un pied de glace morcelé et renversé au sud-est de l'aéroport de Kuujuaq.

Dans les sections 5.1.2 et 5.1.5, nous avons décrit et localisé les formations observées dans la zone intertidale. Principalement concentrées dans le pied de glace, les crêtes de pression et les pustules à configuration annulaire et au contour bombé ont été très bien discernés sur les images RADARSAT-2 en mode Ultra-Fin (3m). Les eaux de fonte et de marée se sont infiltrées dans la glace en remplissant les dépressions du pied de glace. Les photographies de la figure 5.28 illustrent l'effet de la fonte et de l'infiltration d'eau dans le profil du couvert et à sa surface. Les mares entre les crêtes de pression, les cuvettes formées par la fonte autour du noyau des pustules et les sédiments argileux augmentent le contraste diélectrique entre l'air et le couvert de glace augmentant l'absorption du signal radar et réduit considérablement l'intensité du signal rétrodiffusé (Tableau 4.3). D'ailleurs la figure 5.29 (image RADARSAT-2) montre les multiples mares noires sur les hauts et les bas estrans des baies profondes.

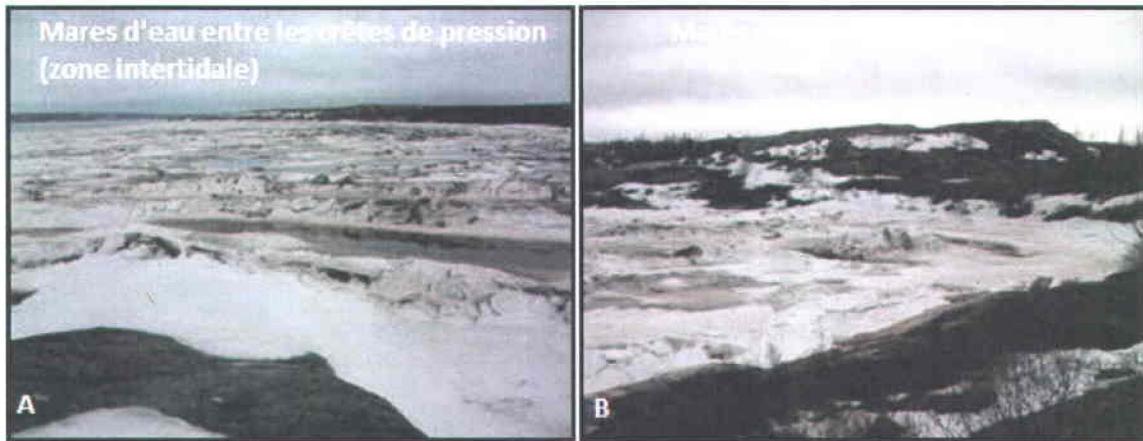


Figure 5.28 Deux photographie prises le 4 juin à marée haute à partir de l'infrastructure maritime (A) illustration de la saturation en eau et du souillage du couvert sur l'estran par les sédiments fins argileux; (B) illustration d'une mare d'eau autour d'un pustule et de la neige mouillée, haut estran à marée haute.

L'image du 12 juin (Figure 5.29) a permis également d'identifier un patron linéaire représentant les crêtes de pression sillonnant le littoral de la zone intertidale. La progression de la fonte a augmenté les nappes d'eau sur la glace haussant l'absorption du signal (Tableau 4.3). Cependant, les formations annulaires et les crêtes de pression aux basses mers deviennent notamment évidentes sur les estrans en période de fonte avancée. Elles ont aidé à différencier la glace de l'eau libre (mares) et procurent un niveau supplémentaire d'information sur le stade de décrépitude des formations glacielles et du pied de glace. Les changements dans la nature de la surface (densité et rugosité) de la glace ou de la neige ont occasionné des différences prononcées. En ce qui a trait à la rétrodiffusion, les plus brillants rendements ont été produits par les sommets de ces crêtes irrégulières. Nous pouvons aussi nous attendre à ce que les blocs d'estran dénudés de leur couverture hivernale offrent une plus forte rétrodiffusion (point blanc), comme cela est le cas dans les encadrés orange qui montrent deux zones à forte concentration de pustules composites.

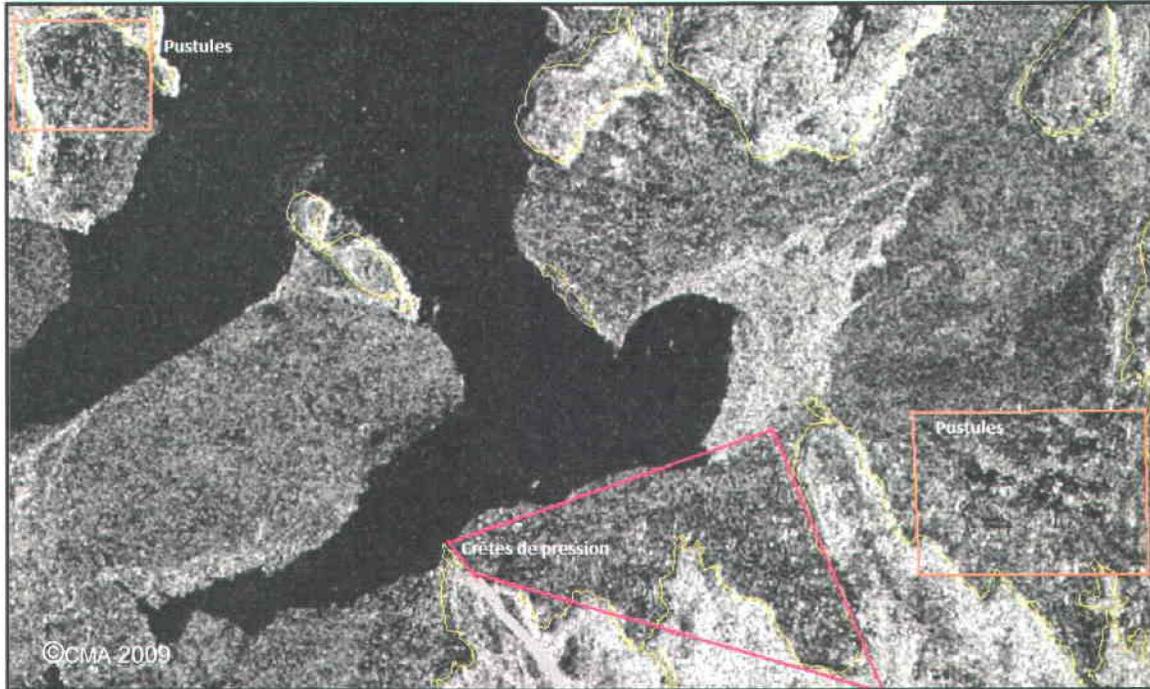


Figure 5.29 Image RADARSAT-2 du 12 juin 2009, mode Ultra-Fin illustrant dans un encadré orange les secteurs à pustules et dans un triangle rose les crêtes de pression visibles.

Suite à la fragilisation du couvert de glace dans la baie de Kuujuaq dans la nuit du 11 au 12 juin, nous avons remarqué que la quasi-totalité du couvert de glace a été évacuée entre le 12 et le 15 juin à 06:00 suivant la décroissance des niveaux d'eau et la croissance des débits (Figure 5.30). La Netcam montre que le 14 juin à 16:00, seul le chenal secondaire à l'est de l'île Bar n'est plus englacé. Le lendemain matin à 09:00, la Netcam photographie le chenal principal de toute évidence libéré de sa couverture glacielle.

À ce moment, il ne reste que la zone intertidale en face de Kuujuaq. Cet estran large, les fonds de baie étroits et les anses sont libres de glace au moment de la prise de vue du 18 juin à 06:00. Encore une fois, la caméra a validé l'information puisque le 17 juin à 15:00, le pied de glace résiduel était complètement évacué par le jusant. Malgré le fait que les niveaux prédits sont très bas en raison du cycle de morte-eau, l'addition du courant de jusant au courant fluvial (Figure 5.16) permet de déloger les glaces dessoudées des estrans et de les acheminer vers l'aval.

La figure 5.30 résume la perte chronologique de la couverture de glace de l'estuaire fluvial validée par la Netcam pour chaque acquisition d'image depuis le 5 juin 2009. La glace de chenal et d'estran en vert forêt et en vert hachuré représente la dislocation et l'évacuation d'une très grande superficie qui a suivi la déstructuration mécanique du couvert de glace dans la nuit

du 11 juin au 12 juin marquée d'un patron pointillé bleu. Les derniers débris de glace à l'ouest et dans les fonds de baie à l'est sont représentés par la couleur beige et présentent la superficie dégagée entre le 15 juin et le 18 juin 2009. Ces résultats confirment qu'à l'inverse de l'estuaire marin, la rive orientale de l'estuaire fluvial s'est libérée de sa couverture de glace avant la rive occidentale au maximum de la crue (Figure 5.16).

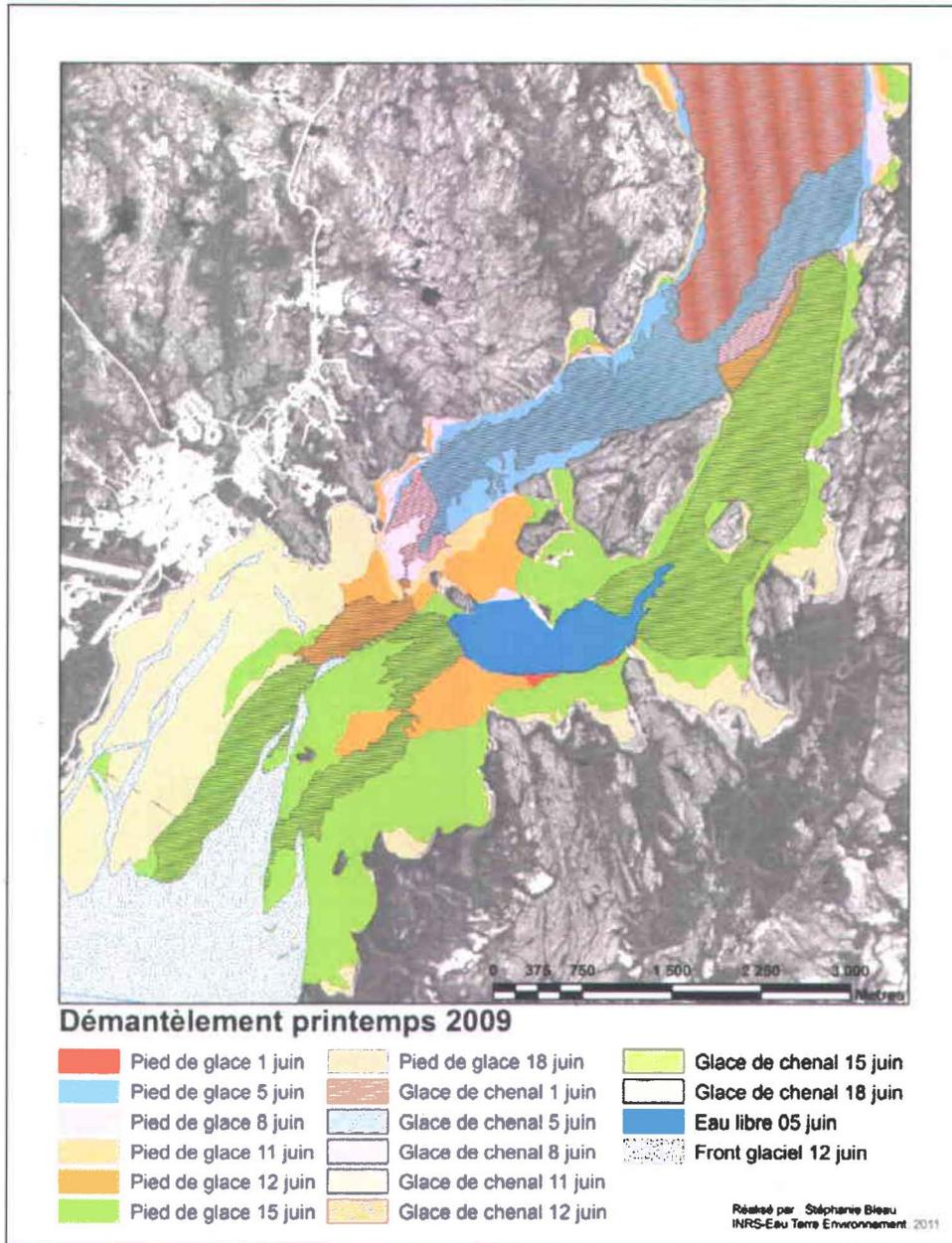


Figure 5.30 Chronologie du démantèlement du pied de glace et de la glace de chenal pour l'année 2009, tirée des images RADARSAT-2 entre le 5 juin et la fin de la débâcle, le 18 juin 2009.

5.4 Chronologie de l'englacement (mobilité)

5.4.1 Signal radar et conditions atmosphériques

La fréquence et la nature des précipitations d'une région donnée sont des caractéristiques importantes de son climat. En hiver, plusieurs experts croient que le principal générateur de frasil provient du mécanisme de nucléation secondaire assuré par les fines gouttelettes évaporées ou introduites dans l'air par **le vent** (voir annexe B) et le déferlement des **vagues**. Les mécanismes de nucléation et de multiplication des cristaux de glace dans le système peuvent également être conditionnés par les **précipitations solides** dans le système (Osterkamp, 1977; Ashton, 1986; Hicks, 2009).

Par ailleurs, sèches ou humides, les conditions atmosphériques modifient les propriétés diélectriques des complexes pénétrés par le signal radar (couvert de glace et de neige), donc, l'intensité de la rétrodiffusion via les mécanismes de diffusion (volume et de surface). En outre, la réflectivité des diffuseurs distribués sur la surface d'interception diminue lorsque l'angle d'incidence augmente (Unterschultz et al, 2009). Comme les éléments d'interprétation de l'image radar dépendent entre autres de ces deux critères, ils ont été considérés afin de saisir leur influence sur le signal radar lors de la validation des conditions de glace et de préciser les étapes chronologiques de l'englacement.

Les flèches bleues à la figure 5.31 correspondent aux dates d'acquisitions d'images RADARSAT-2 discutées dans cette section. Les précipitations journalières tant solides (étoiles) que liquides (points) et les fluctuations barométriques horaires à la prise des glaces sont en fonction du temps.

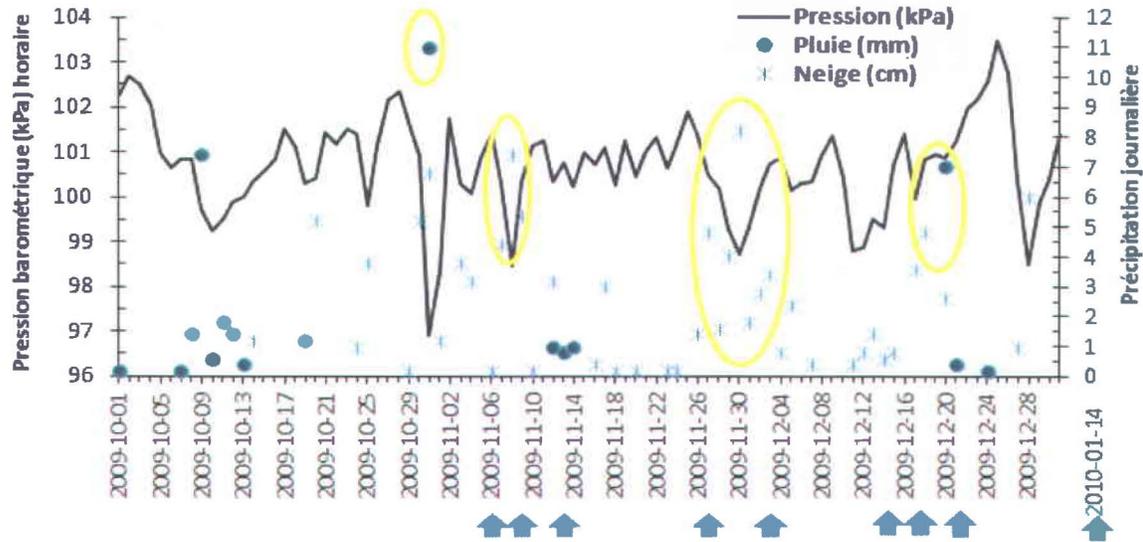


Figure 5.31 Moyennes horaires de la pression barométrique et l'état du ciel lors de la phase d'englacement en 2009 (station météorologique de l'aéroport de Kuujuaq).

Cette figure caractérisée d'ovoides jaunes mettent l'emphase sur les précipitations les plus sérieuses après l'atteinte de l'isotherme atmosphérique 0°C (Figure 5.17). Le refroidissement éolien entre le 25 et 26 octobre a fait chuter les températures sous -10°C avec des rafales maximales de 45 km/h du NNO. Le mélange des précipitations solides (3,8 cm) au déferlement des vagues ont certes produit des cristaux de frasil dans l'écoulement mais aussi le détachement des glaces statiques des rives. À cet effet, les coups de vent de l'est dûs à la dépression de la fin d'octobre ont assurément disloqué et poussé les glaces déjà formées sur les berges (Figure 5.31). De plus, la neige humide (13,2 cm) abondante a été suivie de 11 mm de pluie accompagnée de vents faibles du sud garantissant la fonte.

Les vents entre le 7 et le 11 novembre ont été variables, mais très faibles. Ces conditions dégagées, idéales à la production de glace (statique et dynamique) ont été suivies d'épisodes de pluie et de vents modérés du SSO (190-220°) notamment enregistrés les 12, 13 et 14 novembre. Les précipitations neigeuses de faible importance (4,2 cm) ont été décalées entre le 15 et le 24 novembre. En complément aux températures (Figure 5.17) et à la pression élevée, le temps a été très changeant avec des coups de vent fort de l'OSO au NO. Entre autres, le 23 et le 24 novembre, à 25 km/h avec des pointes à 35 km/h et dans la nuit du 26-27 novembre, à 19 km/h avec des rafales de 30 km/h du NE. L'agitation de l'écoulement glaciaire s'est poursuivi du NE, le 29 et le 30 novembre avec des secousses similaires (Figure 5.31).

Beaucoup de cristaux de glace ont été introduits dans le système hydrique entre le 26 novembre et le 7 décembre amassant 32 cm de neige au sol. Les vents marins du nord et de

l'est ont soufflé entre 10 et 21 km/h avec des rafales instantanées de 35 km/h. Cet intervalle a été entrecoupé d'accalmies éoliennes favorables à la fabrication de frasil. Le froid arctique ressenti le 2 décembre mais surtout entre le 8 et le 17 décembre a été jumelé à l'élévation des débits (Figure 5.18), à des vents moyens et peu d'accumulations solides (3,6 cm). Les vents ont oscillé du NNO au sud, ajoutant ainsi un refroidissement éolien glacial. Une masse d'air arrivant du sud-ouest a fait dégringoler le mercure sous -20°C , les 14 et 15 décembre (temps sec), en période de morte-eau (forte rétrodiffusion). De la neige et de la poudrière ont été générées le 17 décembre. Les vents dominants de l'ouest se sont renforcés atteignant une vitesse de 30 km/h et des rafales maximales à 52 km/h.

Pendant le redoux entre le 19 et le 21 décembre, il a plu (absorption du signal par la neige ou la glace mouillée), les vents du nord-est étaient très faibles avant de reprendre à l'ouest le 22 décembre (Figure 5.17). En période de calme éolien, les cristaux de glace dans la basse atmosphère et le froid se sont intensifiés du 23 au 26 décembre. Près de 7 cm de neige se sont accumulés au sol le 28 décembre avec des vents du sud de moins de 10 km/h. Le mois de décembre a été plus ensoleillé, le ciel a été dégagé 19,5 % du temps comparativement à novembre qui n'a connu que 12 % de temps clair.

5.4.2 Caméras fixes et dynamique du gel

Pour pallier au fait que la production de glaçons avait été initiée avant l'acquisition de notre première image le 06 novembre, 06:00, le recours aux caméras fixes installées dans chaque division hydrographique s'est avéré essentiel pour observer la cristallisation du frasil. Ces outils ont procuré des séries de données montrant la morphogénèse des glaces et ont permis d'associer les conditions atmosphériques homologues. La première captation de glace temporaire (gadoue), a été aperçue après une précipitation neigeuse, le 25 octobre. La neige saturée (glace temporaire) est disparue avec la venue de la masse d'eau plus chaude du cycle de haute mer subséquent.

La nucléation de particules fines a été corrélée à de faibles hauteurs d'eau et à des courants littoraux affaiblis en raison de la période de morte-eau. En effet, les caméras ont montré que les côtes rocheuses et les mares des estrans exondés se sont recouvertes d'une mince pellicule de glace de rive. Les sédiments meubles des berges ont également été recouverts d'une fine couche de glace.

De plus, l'opacité de l'eau à 07:00 (Netcam) a confirmé l'amorce de la production nocturne de frasil dans le chenal durant la nuit du 26 au 27 octobre (Figures 5.18, 5.19, 5.31). Sur la zone intertidale, le flot a quant à lui, bousculé, roulé et sectionné les plaquettes de glace minces parfois chargées à leur base de sédiments fins vers la plage et le haut estran.

La série de photographies recueillie par la caméra Reconix a exposé l'effet du jusant dans l'estuaire qui a acheminé les glaçons et les plaquettes produites de l'amont vers l'aval. Les excursions sur le terrain, la Netcam et la caméra Harbortronics ont capté de petites accumulations de plaquettes de glace sur le haut des estrans de l'île Bar en face de Kuujuaq et sur le flanc de la jetée et ce jusqu'à l'aube du 31 octobre. Puis, les eaux de surface poussées par les vents forts de 30 à 35 km/h de l'ouest au NO ont généré des vagues cambrées courtes à profil asymétrique près du littoral. Indépendamment des marées (au croissant), la tempête a eu comme conséquence de remanier, de faire fondre et d'amaigrir la superficie couverte par les glaces le long du littoral et des îles.

La faible visibilité et la pluie ont limité l'utilisation d'un nombre important de photographies prises par les caméras fixes qui n'ont pu être intégrées à l'analyse. Cependant, au retour des conditions plus stables, la Netcam a révélé l'emplacement des empilements désordonnés de glace sur le haut des estrans des deux rives. Ce chaos glaciaire dans les baies a abouti à une surface glacielle très irrégulière. Le rôle des vents du nord et de l'ouest a été de guider les glaces flottantes de sorte qu'une plus forte concentration de débris glaciaires s'est implantée dès le début de l'englacement sur le littoral oriental de l'estuaire.

Le premier novembre, la pluie et les températures chaudes ont conduit à la désintégration des glaces en petits radeaux amincis qui par se sont décomposés en agrégats de frasil. À la hauteur de l'infrastructure maritime, au plus vif des courants tidaux, l'écoulement glaciaire dans le chenal a eu l'apparence d'un train étroit de débris de glace (sorbet et agrégats de frasil). Le port complètement vidangé de ses débris glaciaires pendant la tempête, s'est rempli à nouveau avec le flot le lendemain matin. En amont, la Netcam a montré également que les glaces agglomérées et échouées dans les secteurs émergés aux basses mers se sont liquéfiées ou encore ont été transportées ailleurs dans les baies de la rive est.

Le ravivement de la production frasil en surface, la reprise des accumulations de plaquettes sur les zones intertidales et les fonds de baies de même que la métamorphose du frasil non consolidé en radeaux de diverses tailles ont été favorisées par la dégradation des conditions atmosphériques de la semaine qui a suivi la tempête du 31 octobre (Figure 5.17).

La figure 5.32 présente l'état de la couverture de glace dans l'estuaire le 2 novembre. Cette date a concidé avec le croissant de la marée qui a atteint des marnages maximums le 6 novembre.



Figure 5.32 Photographies panoramiques du 2 novembre à 13:00 illustrant en (A) de la glace de rive formée pendant l'étape de haute mer et des feuillets de frasil dans l'estuaire marin à marée descendante; (B) à 12:00 au début de la marée descendante des feuillets et du frasil non consolidé au droit de Kuujjuaq.

La figure 5.33 présente l'élargissement du recouvrement tidal par les glaces flottantes à l'est et les modifications de la texture et de l'épaisseur de l'écoulement glacial soumis aux conditions hydro-météorologiques le 9 novembre. La neige fraîchement accumulée a recouvert la surface des glaces échouées et des glaces à la dérive. L'effet éolien combiné à la turbulence sur les glaces qui ont tangué dans le transport, a donné lieu à la congélation de la neige imbibée d'eau. Cette nouvelle couche de glace neige est opaque (blanche). Ce changement structurel a affecté l'intensité de la diffusion de volume à la hausse sur les images RADARSAT-2.



Figure 5.33 Photographies panoramiques du 9 novembre à 13:00 illustrant en (A) à marée montante des radeaux de frasil poussés à l'est par le vent d'ouest dans l'estuaire marin; (B) à 12:00 au début de la marée montante des radeaux de frasil échoués sur le haut-fond de l'île Bar au droit de Kuujjuaq.

Les images RADARSAT-2 du 6, du 9 et du 13 novembre montrent ce qu'ont confirmé les captations faites par les caméras (Netcam, Reconix et Harbortronics) au sujet du comblement plus avancé des baies et des anses profondes de la rive est (Figure 5.34). Ce même constat est valable dans l'estuaire marin sur l'estran du Vieux-Chimo qui n'apparaît pas ici. Sur les images radar, le noir représente l'eau libre et le blanc, l'étendue spatiale des différents types de glace. Le trait jaune pâle délimite le trait de côte. Il nous a permis de visualiser l'étendue du recouvrement glaciaire de la zone intertidale.

Les deux premières images RADARSAT-2 ont été acquises au jusant alors que la dernière a été acquise durant le flot. Les cercles jaunes à la figure 5.34 nous indiquent la localisation de certaines baies où a été observé le va et vient des glaces échouées. Tantôt remplies puis dégarnies par les courants tidiaux et le vent, ces secteurs étaient envahis de glace le 13 novembre en période de morte-eau. La texture et la teinte plus sombre supposent que ce recouvrement est d'apparence plus lisse et peu épais (diffusion de volume) comparativement au haut estran rugueux et nettement plus épais (diffusion de surface).

La séquence des images acquises suggère aussi que les hauteurs d'eau élevées ont provoqué l'infiltration des eaux à travers les pores des glaces incohérentes. La migration des eaux de marée a contribué à souder les glaces, à épaissir et à densifier le couvert de glace en formation. L'eau a atteint la limite des hautes mers supérieures (bandes noires). Les courants forts ont poussé les glaces flottantes par-dessus ou à la limite des glaces déjà jointes entre elles sur les estrans (éclat blanc). Ces dernières ont percuté, ont adhéré ou ont érodé la limite distale du pied de glace en construction mettant en suspension dans le cours d'eau les germes de glace nécessaires à la nucléation de frazil.

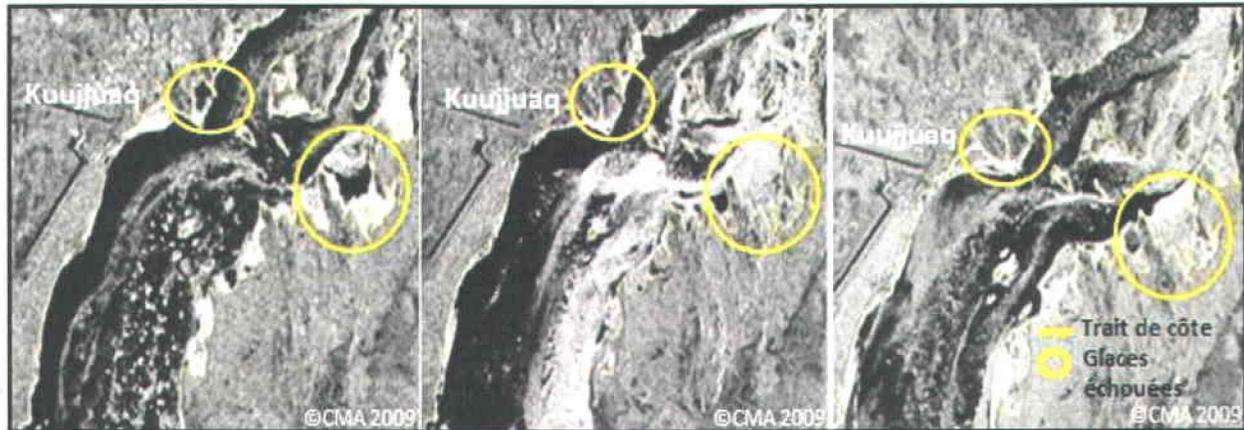


Figure 5.34 Des images RADARSAT-2 en mode Ultra-Fin du 6 novembre (à gauche sur le baissant), en mode Ultra-Fin du 9 novembre (au centre sur le baissant) et du 13 novembre 2009 (à droite sur le montant) illustrant l'évolution de la couverture glacielle dans la zone intertidale (baies et anses à l'est).

Par ailleurs, le déplacement des glaces dans le corridor fluvial quoique dicté par les cycles marégraphiques est également influencé par les vents dominants de l'ouest, du nord, et du SSO (Netcam). Les radeaux poussés dans les fonds des baies s'entassent le long de la rive droite (orientale) dès le début de la genèse des plaquettes et des radeaux de frasil en amont. L'empilement et le comblement pendant les hautes mers des estrans de la rive gauche (occidentale) se font de manière très décalée soit plus lentement comparativement à la rive opposée. Ceci confirme les observations faites pendant le déglacement des rives (Figure 5.23).

5.4.3 Validation des conditions de glace au 13 novembre 2009

Pour mieux comprendre ce que le radar perçoit, nous avons utilisé dans cette sous-section l'image acquise le 13 novembre et avons procédé à sa validation par l'intermédiaire de la banque de données photographiques (Figure 5.35). Afin de présenter la validation de l'image RADARSAT-2 du 13 novembre 2009 à l'aide de photographies prises au sol les 14 et 15 novembre vers 10:00 puis en vol le 13 novembre à partir de 10:15, les figures 5.35 et 5.36 dévoilent l'état du couvert de glace pour cinq endroits distincts de l'estuaire. La figure 5.35 comporte une section dans le haut de la page à gauche réservée à l'image RADARSAT-2 en mode Ultra-Fin (3 m) qui sert à repérer les sites choisis. Cette image est munie d'un trait jaune et d'un trait rouge qui délimitent le trait de côte et la limite inférieure des basses mers normales qui forment l'étendue maximale du couvert par le pied de glace.

Des cadrans blancs auxquels ont été assignés des numéros de 1 à 6 présentent des photographies prises au sol et en vol qui montrent 1) la disposition des types de glace et leur localisation 2) la morphologie des glaces dans le chenal 3) l'assemblage glaciaire et la mobilité du couvert en formation et 4) la réponse du signal rétrodiffusé.

L'image RADARSAT-2 de la figure 5.35 localise l'emplacement et l'angle de la prise de vue des **cadrans un (1), deux (2) et trois (3)** sur l'estuaire. Le premier cadran présente une baie évasée à sédiments meubles au SO de l'aéroport caractérisée par une pente intertidale très faible (section 2.1.4). Les formes, la texture et les tons de gris de l'image sont très variés dans le cadran. Le long du littoral, l'empilement de blocs de glace provenant de l'amont (glace de rive cassée et charriée par le courant et les marées sur cette rive) apparaît sur l'image radar comme une bande linéaire très brillante (diffusion de surface, glace consolidée).

Les photographies permettent de confirmer que la partie centrale de l'estran assombri correspond à un site intertidal exondé, composé de sédiments fins et recouvert de manière discontinue de minces plaquettes de glace, d'eau ou d'une couche de neige fraîchement imbibée. La faible rétrodiffusion s'explique par le mécanisme d'absorption du signal par la neige humide ou la réflexion spéculaire (vers l'avant) causée par la pellicule d'eau et la surface lisse (sédiments fins). De plus, un bourrelet linéaire brillant composé de frasil non consolidé (diffusion de surface) définit l'accumulation récente des glaces et le niveau des eaux à 06:00. Nous pouvons remarquer aussi des radeaux de glace agglomérés poussés par le flot à l'extrême sud du cadran (1) qui se distinguent par leur forte intensité de rétrodiffusion sur l'image radar.

La baie constituée d'une plage de dépôts meubles de part et d'autre du quai de service des citernes à hydrocarbures, au SO de la communauté est illustrée par le cadran (2). Les photographies expliquent essentiellement que l'inondation de la surface et du fond de la baie (réflexion spéculaire) par la marée se décompose sur l'image radar en deux zones très sombres (A et B). La composition et la fixation du pied de glace en construction est complexe. Ce même tirage montre que la structure interne du pied de glace se compose d'un assortiment des types de glace intercalés et discontinus; de la glace statique en feuillet morcelé, de radeaux de frasil ou composites avec ou sans neige en surface et de la glace de neige superposée d'une pellicule mince d'eau de marée agencée de sédiments argileux. Par contre, le secteur très brillant sur l'image radar correspond à la pointe sud de la rive. Ce lieu de haut-fond (B) abrite des radeaux de frasil plus épais imbriqués et transportés par le flot (diffusion de surface et volume). La limite distale de la zone intertidale est également plus nette et forme un bourrelet rugueux causé par la collision et l'orientation des radeaux à son front (diffusion de surface). Au

nord du quai de service (A), la nappe de glace flottante inondée est plaquée d'une strate de gadoue (sorbet) et apparaît quasi-uniforme.

Le pied de glace, non soudé à l'estran au moment de l'acquisition de l'image, le deviendra par endroit pendant la saison et accentuera l'intensité de la rétrodiffusion.

L'image RADARSAT-2 de la figure 5.36 présente la position sur l'estuaire et l'angle de la prise de vue des **cadres quatre (4), cinq (5), six (6)** et des photographies descriptives. Le cadre **trois (3)** sur la rive est, de biais avec l'île Midway regroupe des baies profondes à côte rocheuse plus abrupte et prolongée sur l'estran. La plus forte réponse du signal coïncide avec la glace de rive plutôt lisse liée au substrat rocheux (diffusion de volume). L'intensité du signal diminue légèrement sur le haut estran entre le bas de plage et le centre de la baie la plus profonde de la photographie. Les radeaux et les plaquettes de glace roulés et empilés sur cette surface contiennent aussi des inclusions de sédiments fins. Vers le large, la rétrodiffusion diminue (mélange de glace statique et dynamique mince) sauf à la limite distale du pied de glace où le contraire se produit. Ici, les nouveaux radeaux minces s'entassent et augmentent l'aspérité de la surface et la dispersion de la diffusion de surface. L'eau circule sous le couvert qui n'est pas soudé au substrat. Les nombreux blocs rocheux dissipés sur l'estran procurent au frasil une multitude de surfaces d'adhésion (glace de fond). La réflexion spéculaire intense du signal (zone sombre) s'effectue où l'eau est libre de glace et les radeaux coalescents sont très minces ou encore lorsque la nappe d'eau est recouverte d'une fine couche de neige.

L'estran face au Vieux-Chimo se localise dans le cadre (4) (Figure 5.36). Ponctué d'affleurements rocheux intertidaux, il est découpé de longues pointes rocheuses qui s'avancent vers le chenal (Figures 5.1 et 5.13). Ce site, très exposé au vent d'ouest et aux vagues empile sur le haut estran des plaquettes de glace transparentes et minces ainsi que des radeaux de glace composites. Beaucoup de sédiments fins sont incrustés dans les glaces échouées, de couleur brunâtre, entre le centre et le bas estran. La topographie de la zone intertidale influence largement l'apparence de la surface glacielle. Cette dernière déjà très épaisse et désordonnée, le 13 novembre, est largement ponctuée de protubérances rocheuse (blocs) et glacielles (grands radeaux composites de plus 2 mètres de haut). La plus forte réponse du signal coïncide avec l'emplacement des bandes rocheuses obliques sur lesquelles repose un assemblage de glace incohérent probablement soudé partiellement au fond. La diminution de la rétrodiffusion peut-être due à la forte concentration de silt, surtout dans la partie plus au nord de l'estran, à la présence d'eau en surface, ou tout simplement à la très faible épaisseur du couvert.

Par contre, la nouvelle bande de radeaux de frasil coalescents non fusionnés se compresse contre le rebord du pied de glace solide. Cette condition se traduit par l'accentuation de l'aspérité en surface et par l'intensification de la diffusion de surface.

La photographie aérienne (encadré 4) montre également de grands radeaux juxtaposés séparés du floe glacial principal à la sortie de la passe de la Petite île Elbow. Ceux-ci s'écoulent plus lentement à la fin du baissant. Dirigées vers l'aval dans les eaux plus calmes, ces plaques adhèrent ou érodent le partie distale du bas estran du Vieux-Chimo. En raison de la forme et de la taille, ce type de glace est facilement identifiable sur l'image radar. Il a aussi été observé que le refoulement de l'écoulement glacielle dans les deux passes de part et d'autre de la Petite île Elbow pendant la marée montante, remplit cette vaste étendue de glace.

Le secteur de l'infrastructure maritime est présenté dans le cadran (5). Cette côte rocheuse à pente inclinée entasse les plaquettes, le frasil et les radeaux flottants transportés de l'aval. L'empilement des radeaux de frasil adossé au brise-lame du côté nord semble bien établi sur l'image radar, cependant, le lendemain à la fin du baissant vers 14:50 tout le secteur a été complètement débarrassé de sa couverture glacielle. Tout de même, ces radeaux de frasil rassemblés en hauteur, non fixés au fond et flottants le 13 novembre ont montré une très bonne réponse du signal par la brillance du site sur l'image. L'inondation de la côte et de l'enceinte se traduit par une diminution de la réponse du signal (absorption). Même s'il est possible de distinguer deux zones distinctes sur la photographie aérienne de l'enceinte (A) correspondant pour l'une à de la glace de neige mélangée à des radeaux de frasil sur la plage recouverts de neige souillée de sédiments et, pour l'autre, à des radeaux de frasil recouverts de neige imbibée, il est difficile de faire cette distinction sur l'image radar.

Néanmoins, l'inondation de la descente est perceptible sur la plage et apparaît noircie alors que l'empilement chaotique du côté sud de la plage apparaît en ton clair (diffusion de surface) sur l'image radar. Le train de radeaux (encadré 5) concentrés dans le chenal principal comprend aussi du frasil non consolidé, des agrégats de frasil, des boules de glace/neige, des plaquettes et de la gadoue. Ce mélange glacielle se confond sur l'image. Sa distinction vient du fait qu'on observe un ton grisé, une texture fine et plutôt régulière, sauf dans le cas des structures de plus grande dimension facilement reconnaissables dans l'écoulement glacielle. Sur la côte, plus au nord, nous remarquons l'emplacement de l'encadré (6) qui apparaît comme une nappe de glace fine flottant au loin.

Le sixième cadran au NO de l'infrastructure maritime expose une baie à côte rocheuse et protégée des vents dominants. Cette baie calme accueille les radeaux de frasil minces qui se juxtaposent à la glace de rive fine. La photographie aérienne montre l'effet des marées sur l'organisation structurelle de cette nappe brunâtre avec des sédiments fins collés à sa base. Recouverte de neige fraîche imbibée, elle est aussi trouée laissant apparaître l'eau libre à plusieurs endroits. Sur l'image, la glace mince et lisse est noire dans le fond de la baie et devient plus claire aux endroits où le couvert est plus rugueux. En marge du couvert lisse, une bande latérale plus brillante est composée de glace plus épaisse. Les glaces à la dérive entrent en collision avec les glaces stationnaires en les chevauchant partiellement.

Validation photo de l'interprétation de l'image du 13 Novembre 2009

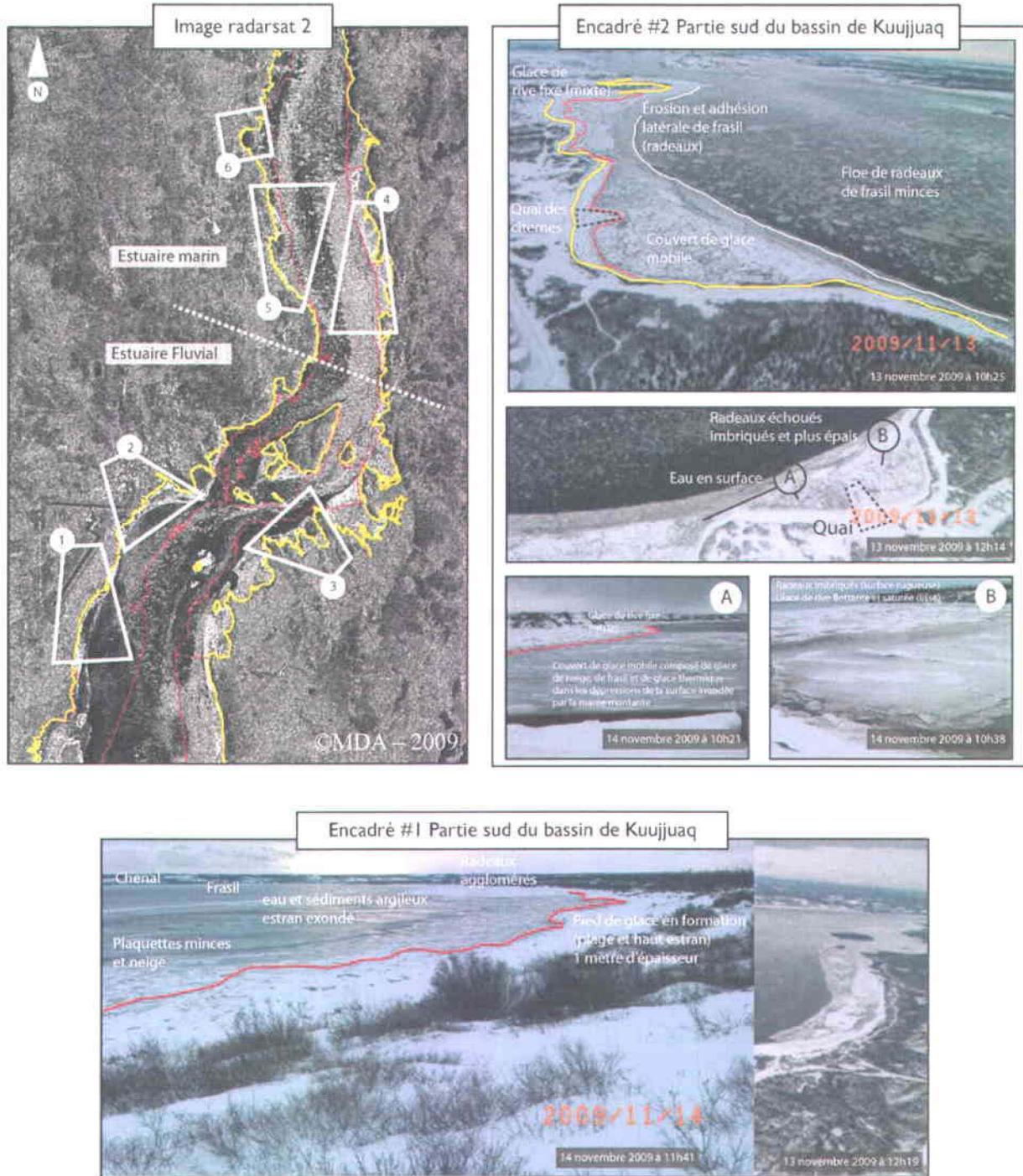


Figure 5.35 Validation qualitative au moyen de photographies de l'interprétation de l'image RADARSAT-2 du 13 novembre 2009. Les encadrés (1 et 2) sont situés dans l'estuaire fluvial sur la rive ouest. Ils présentent des photographies aériennes et panoramiques prises lors de la campagne de terrain du 13 au 18 novembre 2009.

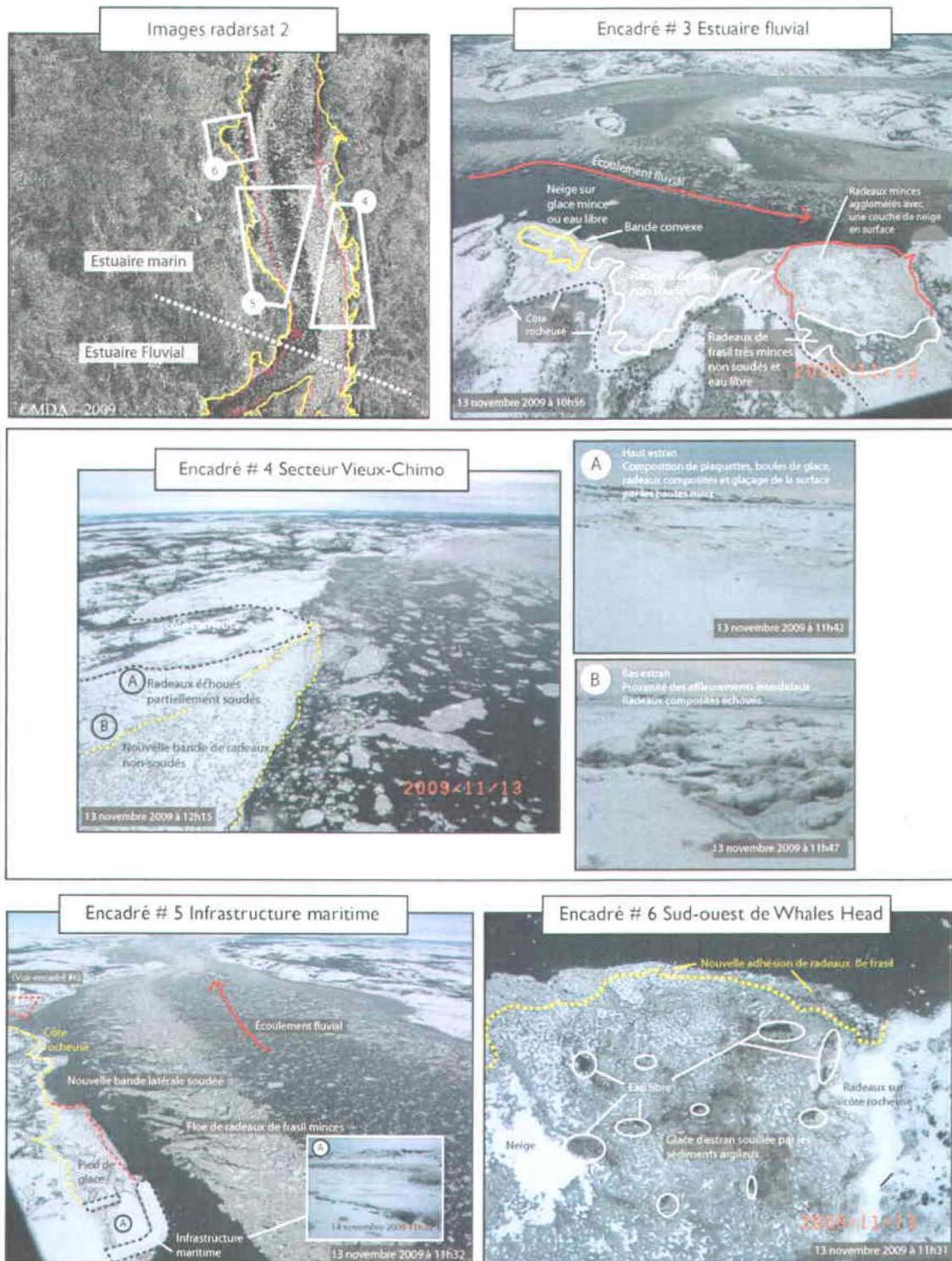


Figure 5.36 Validation qualitative au moyen de photographies de l'interprétation de l'image RADARSAT-2 du 13 novembre 2009. L'encadré 3 est en milieu fluvial et les encadrés (4,5 et 6) sont localisés dans l'estuaire marin sur la rive ouest. Ils présentent des photographies aériennes et panoramiques prises lors de la campagne de terrain du 13 au 18 novembre 2009.

5.4.3.1 Transport du frasil en suspension

Cette sous-section présente la relation qu'entretiennent les particules de frasil fines en raison de leur charriage par le courant fluvial et les courants tidaux sur une distance donnée par ces dernières une fois intégrées dans le système hydrologique. L'implication de la vitesse des courants et des resserrements géomorphologiques sur leur morphologie est présentée sous forme séquentielle. Prises le 13 novembre, pendant la quatrième heure du jusant, ces huit photographies illustrent les changements physiques occasionnés par la turbulence des eaux sur les glaces à la dérive qui circulent sur l'estuaire depuis leur genèse en amont vers le site d'étude (Planche #1).

À une vingtaine de kilomètres avant l'entrée dans la grande baie de Kuujuaq, la photographie (1) prise dans une zone turbulente entre le seuil du premier rapide km (87) et les Tidal Rapids (km 80), montre le frasil informe mélangé à de petites sphères de glace qui s'écoulent librement et dont la concentration en surface est faible. La seconde prise aérienne à 3 km de la baie présente l'accroissement de la concentration et donc de la floculation des agrégats de frasil sub-anguleux suite à leur passage dans des eaux plus agitées en amont. L'arrêt de l'écoulement naturel en surface est exercé par les feuillets de glace statiques logés entre les bancs émergents à la gauche de la photo. Dans le passage libre de glace fixe à droite, les agrégats de glace flottante convergent dans le chenal principal. Freinées par la limite externe du haut-fond, les glaces adhèrent les unes aux autres et se lient au banc émergent en bandes latérales. À la sortie du passage étroit (3), les petites assiettes de frasil compressées sont devenues des radeaux qui se dispersent notamment sur une distance de 7 km. Deux grands feuillets de glace statiques se sont décrochés de leur position initiale et dérivent à la gauche de la photo. Maintenant réparties en différentes tailles, ces plaques s'écoulent dans les eaux plus calmes de la baie. Par contre, le courant plus fort entraîne les glaces plus concentrées le long de la rive droite (est).

À nouveau charriées dans les eaux turbulentes sur 4 km, les glaces à la dérive se fracassent et se fragmentent (4) contre le chapelet d'îles (Elbow et Midway). Divisé en trois chenaux étroits (5), le courant fort force l'accumulation et la compression des glaces dans les deux passes serrées de la Petite île Elbow, à droite de la photo (Figures 5.4 et 5.5). À l'aval des îles (3 passes), le courant bifurque en deux flux qui convergent vers la rive ouest. L'écoulement glaciaire plus dense se compose d'un mélange de sorbet et d'agrégats de frasil de même que de radeaux sub-arrondis en raison de la rotation qu'ils exercent entre eux et les autres types de

glace dérivant sur 6 km dans le courant (6-7). Le floe est également dévié (remontée topographique) vers les eaux plus calmes à l'est. Les glaces comprimées dans la mouille s'accolent entre elles et forment de grandes plaques de radeaux très minces. Juxtaposées ou individuelles, leur configuration est sub-anguleuse. Éjectées de l'écoulement glaciaire principal, elles sont également entourées d'une matrice de petits fragments glaciaires (6). Enfin, le saillant de Whales Head (8) force la densification des glaces dans le passage étroit d'où elles ressortent émoussées, morcelées et de plus petite taille. Elles s'échouent sur les estrans à la fin du baissant entre 12:00 et 14:00. Les températures au-dessus de 0°C et le vent du sud ne permettront pas leur fixation au substrat. Dépendantes de la morphologie du chenal et de la vitesse du flot, ces glaces flottantes migreront alors vers l'amont.

Planche #1 Mobilité des glaces flottantes



La figure 5.37 est un composé couleur réunissant les images du 27 novembre (montant) en période de morte-eau (vert) et du 3 décembre (au baissant) en période de vive-eau (RB=mauve). Ce n'est qu'une dizaine de jours après la validation aéroportée du 13 novembre que des modifications importantes ont été remarquées quant à la dimension des glaces flottantes, de leur concentration et de leur forme. Les deux dernières semaines de novembre, les températures journalières ont été supérieures à -5°C sauf pour une brève période (le 25 et le 26 novembre) où le mercure a chuté sous -9°C (Figure 5.17).

Les changements morphologiques des radeaux de glace sont survenus après quelques épisodes très venteux le 23 et le 24 novembre, du SSO à l'ouest avec des pointes à 35 km/h puis du NE dans la nuit du 26-27 novembre et du 29 au 30 novembre avec des rafales de 30 km/h (Figure 5.31). Ces périodes ont correspondu en outre à des précipitations solides récurrentes, à des bas niveaux d'eau et à des courants et des débits affaiblis (Figure 5.18). La plus forte concentration de glaces flottantes d'apparence circulaire dans la passe à l'ouest de la Grande île Elbow a été saisie sur l'image radar du 27 novembre 2009. La dimension et la maturité de ces formes émoussées montrent une longue période de charriage dans l'estuaire en raison en partie, du climat doux et du brassage ne permettant pas leur fixation sur les rivages.

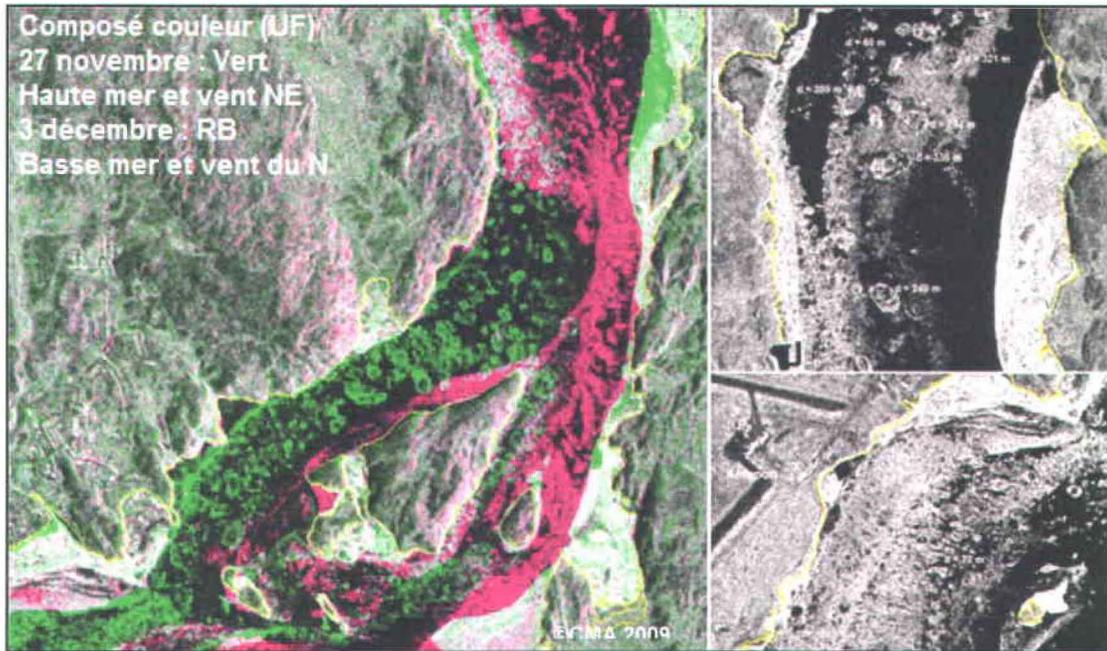


Figure 5.37 Composé couleur (Rouge, Vert, Bleu) issu de deux images RADARSAT-2 en mode Ultra-Fin, l'image du 27 novembre 2009 au montant ressort en vert et celle du 3 décembre 2009 au baissant en mauve (canaux rouge et bleu). À droite, en haut, la sous-image RADARSAT-2 acquise le 27 novembre montre les tailles décimétriques de la glace dans l'estuaire marin alors que celle au bas montre des radeaux de moins de 100 m de diamètre dans l'estuaire fluvial.

La réponse du signal s'est accrue depuis l'apparition des radeaux de frasil minces et ronds le 23 novembre (réflexion spéculaire). La brillance du centre et du pourtour de ces structures de glace suppose que les radeaux se sont épaissis et que dans plusieurs cas, ils se sont unis à d'autre type de glace pendant le transport. Le gel de l'eau aspergée et des précipitations à leur surface pendant la dérive ont transformé et complexifié leur composition initiale définie par de fines particules de frasil (Figures 5.17 et 5.31). Dorénavant, les micro-ondes actives pénètrent le profil vertical composé d'un mélange durci de glace de neige, de glace claire et lisse (eau gelée en surface) et de glace de frasil à sa base (hausse de la rétrodiffusion). Leur arrangement, quoique complexe en raison de leur capacité à se fusionner et à se démanteler dans l'écoulement de même que sur les zones intertidales, pose de nouvelles interrogations au sujet de leur quasi-disparition dans le système à compter de l'image radar du 3 décembre (Figure 5.37 en mauve).

La disparition (fixation des glaces) et le changement de texture des glaces le 3 décembre s'expliquent par l'abaissement des températures atmosphériques induites par le refroidissement éolien (vent du SO) 48 heures avant l'acquisition de l'image, des très hauts niveaux d'eau augmentant la turbulence (vive-eau) dans l'estuaire (Figure 4.11). Quant à la périphérie de ces

formations glacielles individuelles ou coalescentes, elles sont composées de plaquettes et de sorbet de glace désordonnés qui lui confèrent son caractère plus rugueux à forte rétrodiffusion perceptible dans le floe de radeaux en vert clair sur l'image. En raison de la forte absorption ou de la réflexion spéculaire du signal radar, les structures assombries à leur centre sont plus minces et lisses. Les radeaux de taille décamétrique dans le segment marin ont un diamètre de 250 à 350 m. Tandis que ceux calculés dans l'estuaire fluvial sont de petite taille et ne s'étirent que de 20 à 80 m (Figure 5.37).

Les photographies Harbortronics du 1 au 5 décembre ont montré une métamorphose des structures glacielles présentes dans l'écoulement. S'assemblant en radeaux juxtaposés de grande envergure avant cette période, ils forment maintenant une plus forte concentration de radeaux individuels de petite taille, recouverts de neige fraîche, entourés d'une matrice de gadoue et de débris glaciels et ce indépendamment des marées. La figure 5.38 présente l'état du floe glacial et son apparence au droit de l'infrastructure maritime à l'étale de haute mer le 27 novembre à 07:00 et pendant le jusant, le 4 décembre à 14:00. Ce constat indique un lien entre l'intensité de la fabrication de frasil, le temps de transport et la diminution de la température de l'air et de l'eau (Figure 3.2).



Figure 5.38 Photographies Harbortronics illustrant en A) les conditions glacielles le 27 novembre à 07:00 soit 1 heure après l'acquisition de l'image RADARSAT-2 (grands radeaux juxtaposés) et en B) les radeaux individuels métriques avec une matrice de débris glaciels le 4 décembre à 14:00.

Du premier décembre au 3 décembre, les masses d'air du SSO ont rafraîchi les températures inférieures à -10°C (Figures 5.17 et 5.31). L'intensification de la production de frasil est accompagnée de chutes de neige. Les courants tidaux sur le croissant lunaire ont également intensifié la turbulence de l'estuaire. Le 3 décembre, la figure 5.37 présente un panache de glace flottante compressée dans la mouille longeant la Petite île Elbow, tel qu'illustré

précédemment avec la photographie aérienne no 6 (Figure 5.5). Au baissant, les glaces flottantes ont été forcées dans le chenal principal où elles sont déviées par le haut-fond dans ce secteur (Figure 5.4).

De plus, l'information extraite de ce composé couleur (Figure 5.37) permet d'interpréter les divergences au niveau de la texture, de la taille et de la forme des cibles mais surtout de constater l'inexistence de contours brillants dans l'écoulement glaciaire le 3 décembre. Cet état glaciaire est contestable puisque les caméras fixes ont en effet capté des radeaux flottants quoique généralement de taille réduite, le 3 et le 4 décembre, certaines plaques mesuraient quelques mètres de diamètre. Cette incohérence entre l'image RADARSAT-2 et les glaces à la dérive a été attribuée aux paramètres physiques du radar (3 m).

5.4.4 Englacement-Images RADARSAT-2 et MODIS

L'interaction du signal radar avec la glace dépend des propriétés physiques des différents complexes pénétrés. Influencées par plusieurs paramètres dont la porosité, l'épaisseur de la glace, l'humidité, la texture, la densité des inclusions (impuretés; air/sel/matière organique et inorganique) et la rugosité des interfaces (Gherboudj, 2007). Rappelons que la glace humide absorbe le signal, la glace ayant peu de diffuseurs (air) ne produit qu'une très faible diffusion de volume (sombre sur l'image radar) et que la glace lisse (columnaire) produit une réflexion spéculaire du signal (noire sur l'image radar). Par opposition, un couvert de glace irrégulier, épais, aggloméré ayant une forte concentration d'inclusions (diffusion de volume) ou ayant une base sous-glaciaire ondulée (diffusion de surface) mène à une forte rétrodiffusion (Unterschultz et al, 2009). Ces mécanismes fonctionnent de façon simultanée, cependant seulement un type de diffusion domine et fournit les caractéristiques visuelles de l'image radar nécessaire à l'interprète.

L'interprétation des images radar doit tenir compte des aspects dynamique, temporel et spatial de la formation du couvert de glace qui est intimement liée aux paramètres hydro-météorologiques locaux. Or, ce qui a été observé momentanément par le radar le 13 novembre, a subi une métamorphose pendant les semaines subséquentes de l'englacement (section 5.4.3). Au cours de l'hiver, les contraintes importantes induites notamment par les forces hydrodynamiques et les échanges thermiques entre les complexes (air/neige ; neige/glace ; glace/eau ; glace/substrat) engendrent la compaction, la densification et la fissuration du couvert de glace. La croissance verticale de la glace s'effectue au gré des marées mais

également jusqu'au plus fort de l'hiver où le couvert de glace atteint son extension maximale (Allard et Champagne, 1980).

La fréquence d'acquisition d'images radar quoique relativement bonne a nécessité le recours aux images optiques des capteurs MODIS (TERRA et AQUA) pour combler le hiatus temporel de près de 3 semaines entre les images acquises le 21 décembre et le 14 janvier 2010 par RADARSAT-2. Plus d'une trentaine d'images optiques ont permis de discriminer à l'aide de la bande infrarouge les surfaces englacées et non-englacées avant, pendant et postérieurement à cette période. Fort utile, les images MODIS ont précisé l'interprétation de la mobilité des glaces et des étapes de l'englacement de l'estuaire (Tableau 4.4). Combinées au registre hydro-météorologique et aux images radar, ces observations ont aidé à définir la date de la fermeture des trois corridors ceinturant les îles Elbow, le segment marin et la division fluviale à l'extérieur de la zone d'étude. Même si la résolution spatiale est moyenne (250 m) comparativement à RADARSAT-2 (3 m), et que la fréquence des observations dépend des nuages, ces images ont validé et complété la série temporelle de l'englacement. Elles ont offert un regard régional des conditions de glace du bassin versant de la rivière Koksoak.

5.4.4.1 Chronologie des événements d'englacement

Une congestion glacielle majeure s'est produite dans la passe à l'est de la Petite île Elbow. En réponse au froid qui a sévi à compter de la deuxième semaine de décembre (Figure 5.17), ce pont de glace s'est construit en raison de l'agglomération de frasil et de radeaux de frasil en période de morte-eau (hauteurs d'eau et courants affaiblis) entre les images RADARSAT-2 du 10 et du 14 décembre. Les images MODIS ont, quant à elles, confirmé le **blocage de ce premier couloir dans la nuit du 12 au 13 décembre** (Figure 5.39). Suite à l'embâcle, les glaces se sont empilées en amont de l'île occupant progressivement le bas des estrans des deux rives de même que celui de l'île Bar au centre de l'estuaire fluvial (Figure 5.41).

L'état de l'englacement régional depuis la tête de la rivière à son embouchure est présenté à la figure 5.39 en date du 12 décembre 2009. On a constaté que la rivière est gelée en amont (bleu pâle) jusqu'à la limite de l'île Koksoak. Le goulet au sud de Kuujjuaq, quoique serré, permet toujours l'écoulement des glaces à la dérive. L'estuaire fluvial laisse entrevoir plusieurs ouvertures non-englacées.

Par ailleurs, l'eau libre (noire) du chenal de l'estuaire maritime au-delà de notre zone d'étude comporte notamment du frasil en suspension surtout entre le segment The Narrows et de l'île

Hendry (bleu pâle) où la vitesse des courants de marée peut atteindre entre 2,5 et 6 nœuds (Carte bathymétrique, SHC).

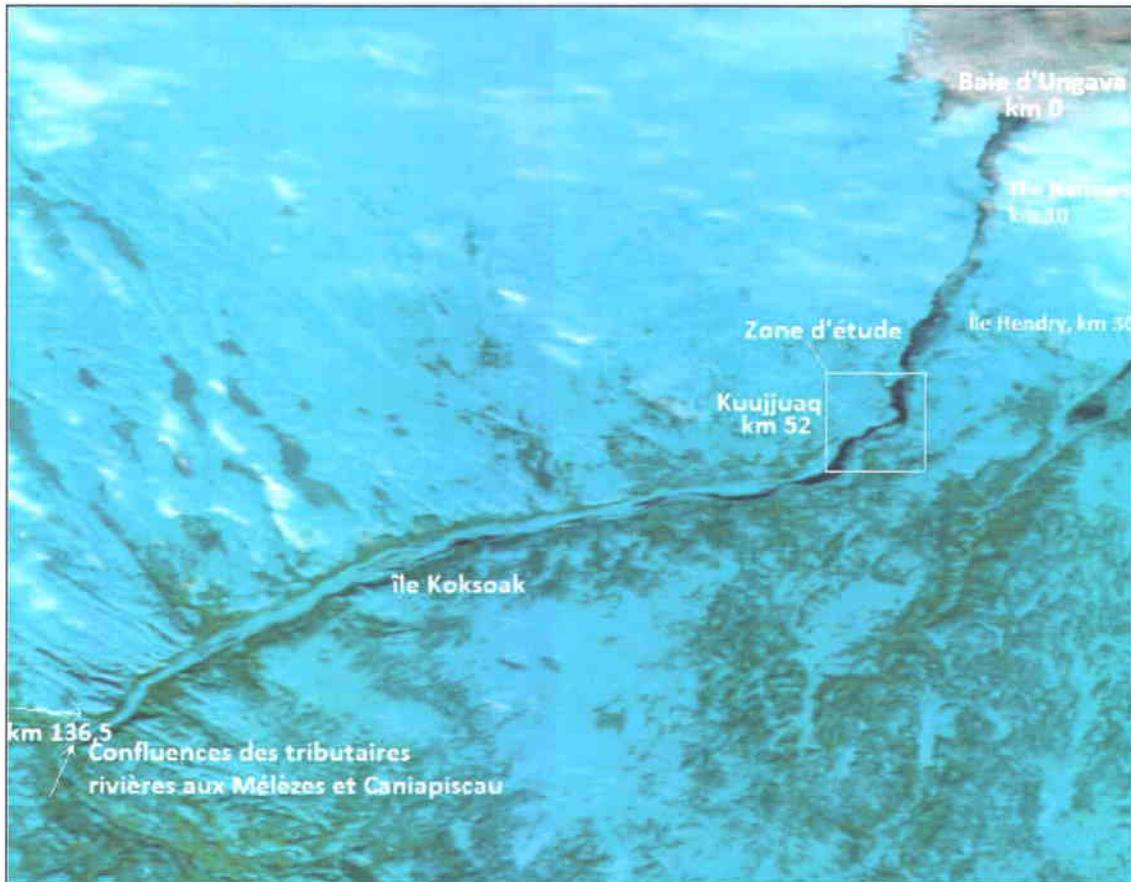


Figure 5.39 Image optique MODIS capteur AQUA (bandes 7-2-1) du 12 décembre 2009 présentant la progression de l'englacement de la rivière Koksoak (bleu pâle) et de la superficie non englacée (bleu foncé).

Les images RADARSAT-2 du 14 et du 17 décembre ont montré une bonne rétrodiffusion induite par une grande quantité de frasil, d'agrégats de frasil oscillant dans la colonne d'eau depuis l'aval (Figure 5.40). Le 21 décembre au baissant, la forte concentration de frasil en suspension est acheminée depuis l'amont au moment de l'acquisition. Le pont de glace représenté par un trait rouge est demeuré en place alors que le deuxième goulet étroit entre les deux îles s'est resserré et a contribué à entraver partiellement le flux hydrique et glaciaire (Jasek, 2003a; Hicks et Beltaos, 2008).

La figure 5.40 illustre en trois images, la progression de la couverture de glace pour le tronçon étudié. Seul, les estrans de la rive ouest de l'estuaire marin sont toujours partiellement englacés le 21 décembre en raison de la vitesse du flot et des vents dominants (Figure 5.31). Nous observons aussi l'effet prononcé des précipitations liquides sur la retransmission du signal le 21

décembre (absorption). Caractérisée d'un ton grisé plutôt cohérent, cette image rend l'identification des types de glaces très difficile. Sur les estrans, les blocs à chapeau et les pustules dans les baies profondes sont aisément identifiés par leur brillance sur l'image du 21 décembre. Par contre, ils se confondent avec l'éclat général de la zone intertidale le 17 décembre (Figures 5.40 et 6.1).

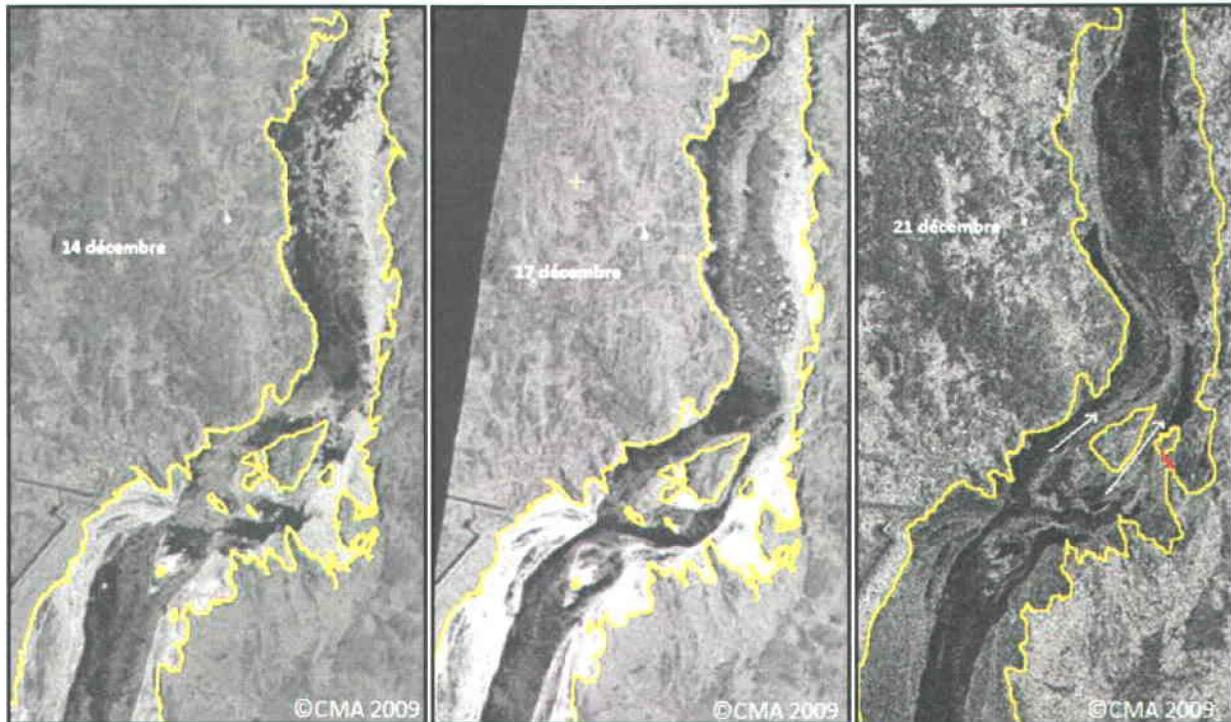


Figure 5.40 Trois images RADARSAT-2 en mode Ultra Fin (3 m) prises pendant les froids extrêmes de décembre, les deux premières sont prises au mont de la marée et la dernière pendant le jusant.

Plus intéressant encore est le changement dans la nuance des tons, l'arrangement et de la fréquence des variations de teintes dans des régions particulières de l'image du 14 décembre (à droite de la Figure 4.45). Saisies par RADARSAT-2, ces particularités sont attribuables à la production massive de frasil dans le chenal générée par les températures extrêmes sèches (43 %), les rafales de l'ouest et la neige fraîche (matrice de neige saturée gelée en surface) au cours de la nuit (Figures 5.17 et 5.31). En effet, la formation de cristaux de glace par les phénomènes de nucléation primaire et secondaire à l'interface eau/atmosphère prolifèrent les **nuclei (germes)** essentiel à l'élaboration de particules de frasil (Michel, 1978). De plus, les teintes grisées sur les estrans pourraient refléter l'état poreux du couvert de glace permettant l'inondation du profil en cours de solidification et d'épaississement. Prise deux heures avant la

fin du montant, l'eau infiltrée dans les pores du couvert de glace mobile a contribué à diminuer l'intensité de la rétrodiffusion de volume et de surface.

En comparaison, l'image du 17 décembre ne présente pas les mêmes contrastes visuels bien que les conditions climatiques soient similaires à celles du 14 décembre (Figure 5.40). L'humidité relative (73%) et la hauteur d'eau sont les deux paramètres qui diffèrent entre les deux images au moment de l'acquisition. Les estrans présentent dorénavant un plus faible contraste diélectrique. Nous pouvons supposer que les niveaux d'eau qui ne s'élèvent que depuis 1 heure (+ 10 cm) n'ont pas encore changé le contenu en eau du couvert et que la pellicule d'eau introduite dans les interstices lors de la marée précédente a gelé, réduisant la porosité tout en haussant la densité du pied de glace (Figures 4.11 et 5.17).

L'effet de l'angle incidence plus petit (\uparrow de la rétrodiffusion) dans le cas du 17 décembre doit également être considéré lors de la comparaison et l'interprétation des images. De plus, la diffusion de surface devrait dominer en raison de l'irrégularité du couvert de glace. Dans l'estuaire fluvial sur la rive ouest, nous avons dénombré plusieurs zones assombries qui montrent l'effet du mécanisme de diffusion de volume interagissant avec les surfaces aplanies contenant une faible concentration d'air (noir) (Figures 5.40 et 6.4).

D'autres événements importants, changeant l'hydraulique de l'environnement, sont survenus avant la dernière acquisition d'image RADARSAT-2, le 14 janvier 2010. Notre questionnement s'est articulé notamment autour du moment de la fermeture au sud du goulet et des deux corridors toujours non-englacés permettant la circulation et l'advection des masses d'eau et des glaces entre les divisions fluviale et marine. Les images MODIS ont montré que l'agglomération et la **paralysie des glaces** dans l'étranglement **au sud de la baie de Kuujuaq** s'est aussi produite durant la **nuit du 14 au 15 décembre**. Les conditions hydro-météorologiques nocturnes prévalant étaient de débit faible (Figure 5.18), de températures très froides (Figure 5.17) au croissant des marnages malgré les bas niveaux de basse mer prédits (0,80 m) (Figure 4.11).

Nous mettons en cause ici l'extension perpendiculaire de la glace à partir des deux rives vers le centre du chenal qui a limité l'écoulement naturel des glaces dérivantes (Figures 5.39 et 6.4). Le rétrécissement de la largeur du chenal a conduit à l'arrêt et à la compression des glaces devenues plus denses depuis l'amont au passage dans l'étroit. Cette zone a aussi été identifiée lors de la crue printanière de 2009 comme un lieu de congestion et d'inondation propice aux embâcles printanières (Figure 5.26).

À l'amont de cette obstruction glacielle, quelques ouvertures ont ponctué le couvert statique alors qu'à l'aval, les glaces flottantes ont continué de circuler dans le chenal qui s'est resserré depuis le début de décembre (Figure 5.39). La résistance structurelle à l'écoulement hydrique et glacielle a dicté la morphologie, l'épaisseur et la dimension des constructions mobiles en aval de ce point. Les caméras ont saisi à compter du 15 décembre des radeaux amincis très souvent individuels en raison de leur transit écourté dans le segment depuis l'impasse au sud. Les glaces flottantes ont pu être entraînées sous le point d'embâcle. Réapparaître de l'autre côté et poursuivre au nord ou être générées dans les eaux plus calmes de la baie de Kuujuaq. Cependant, l'épaississement hydraulique (frasil) est fort probable puisque le recouvrement quoique bien avancé n'est que partiel en amont de la congestion. Le court transit des glaces depuis l'impasse pourrait expliquer les radeaux individuels captés par les caméras. L'unique image prise au jusant le 21 décembre a par contre présenté un débit glacielle homogène (Figures 5.40 et 6.1). L'hypothèse la plus pertinente serait la correspondance entre les pixels de l'image (3m), la petite taille des structures à la dérive et la pluie qui a brouillé le signal radar.

La figure 5.41 présente trois images MODIS de la progression aval de l'englacement de la rivière. Le segment estuarien étudié est identifié à l'aide d'un cadre blanc le **30 décembre 2009, le 10 janvier et le 2 février 2010**. Essentiellement le 30 décembre (vive-eau), le pied de glace entre la Petite île Elbow et la Grande île Elbow a restreint le corridor. Les glaces juxtaposées ont été compactées par l'effet d'entraînement des courants qui a conduit à la consolidation d'un pont de glace. Une fois fixées, les glaces immobilisées ont freiné le flux glacielle ayant comme conséquence de les refouler d'un côté comme de l'autre et de remplir progressivement l'espace vacant surtout en amont (Netcam). Cet épisode s'est produit au croissant des marnages (hauts niveaux d'eau et hausse de la turbulence) à l'approche de la vive-eau du 2 janvier (Figure 4.11). L'assemblage de ces glaces à la dérive compressées a donné à la surface son caractère plus rugueux. Nous avons noté que la rétrodiffusion est également plus forte dans le chenal (Figure 5.40). L'image MODIS du 30 décembre met aussi en évidence le chenal principal dans le segment fluvial et souligne le tracé très étroit du chenal non-englacé à l'extrême sud (noir) du côté de la rive est (Figure 5.41A). Les caméras (Reconyx et Harbortronics) ont montré que la taille métrique et l'épaisseur des radeaux acheminés de l'aval s'est accrue pendant le redoux du 3 au 7 de janvier.

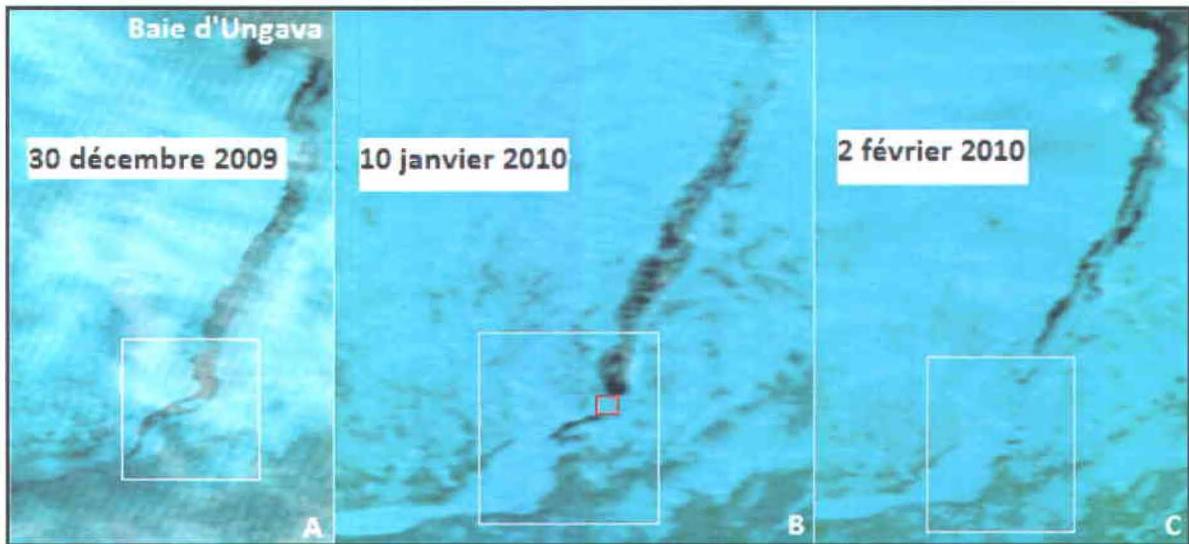


Figure 5.41 Trois images optiques (Bandes 7-2-1) MODIS TERRA (A) et AQUA (B-C) prises le 30 décembre 2009, le 10 janvier 2010 et le 2 février 2010 illustrant l'étendue de la couverture glacielle mobile et immobile de couleur bleu pâle, l'eau est définie par le noir.

Dans la nuit du 7 au 8 janvier, les très bas niveaux d'eau sont atteints en période de morte-eau et surviennent pendant une vague de froid du NO. Les radeaux circulant dans l'estuaire sont complètement immobilisés en aval sur les estrans. L'infestation du chenal a maintenant été remplacée par la formation rapide de feuillets minces (échange thermique) et ce malgré le dynamisme de l'estuaire marin. Faites à l'aide de la caméra Harbortronics le 8 janvier à 09:00 et les journées subséquentes, ces observations ont été corrélées à l'ancrage des glaces sur le haut-fond au NO de la Grande île Elbow (Figures 5.4, 5.5, 5.13) mettant un terme à l'échange glacielle en surface entre l'estuaire fluvial et l'estuaire marin. Illustré par un cadre rouge à la figure 5.41B, cette fermeture appuie les photographies de la Netcam à pareille date, c'est-à-dire l'immobilisation des glaces flottantes (floe) denses dans l'estuaire fluvial. Ces informations précisent le changement de l'écoulement hydrique de l'estuaire et montrent l'importance des températures, des bas niveaux d'eau et des courants affaiblis sur la consolidation et l'ancrage des glaces dans les zones plus turbulentes.

À part la zone non-englacée autour de l'île Midway (Figures 5.12 et 5.41), seul le troisième corridor à l'ouest est demeuré sans glace jusqu'à sa fermeture en février (Figures 5.41B et C). Lors de l'atelier de février 2009, les aînés avaient identifié cette zone comme étant de faible profondeur et très turbulente rendant la navigation difficile en période estivale. Les courants forts longent la rive ouest de la Grande île Elbow et rejoignent en aval le chenal principal.

La carte bathymétrique indique également une zone de clapotis au-dessus du seuil alors que le modèle bathymétrique nous indique le jeu des seuils et des mouilles de l'estuaire (Figures 2.2, 5.5, 5.42). Nous avons constaté, en mettant en relation la bathymétrie et le couvert de glace que la glace agglomérée est coincée entre deux seuils (mouille). Les seuils pourraient être une source potentiellement génératrice de particules de frasil supplémentaire aux zones de ruptures de pente en amont.

Les particules de frasil possiblement fabriquées dans ces deux zones d'advection ont pu être expédiées vers l'aval et entraînées sous le couvert pendant la période de recouvrement glacial. Dans de telles conditions, elles adhèrent à la surface basale du couvert de glace et aux blocs rocheux des estrans. Il peut s'accumuler de très grandes quantités de frasil sur plusieurs mètres d'épaisseur, surtout dans les mouilles (Figures 5.5 et 5.42) plus profondes à l'est de la Grande île Elbow (Beltaos, 1995; Shen, 2003). La rivière LaGrande au Québec, en conditions naturelles (avant 1979-1980), pouvait accumuler à certains endroits plus de 20 mètres de frasil de cette façon. Le plus grand amas suspendu a été observé sur cette rivière (Beltaos 1995; Hicks, 2009). Ces accumulations affectent énormément le flux hydrologique de la rivière en hiver.

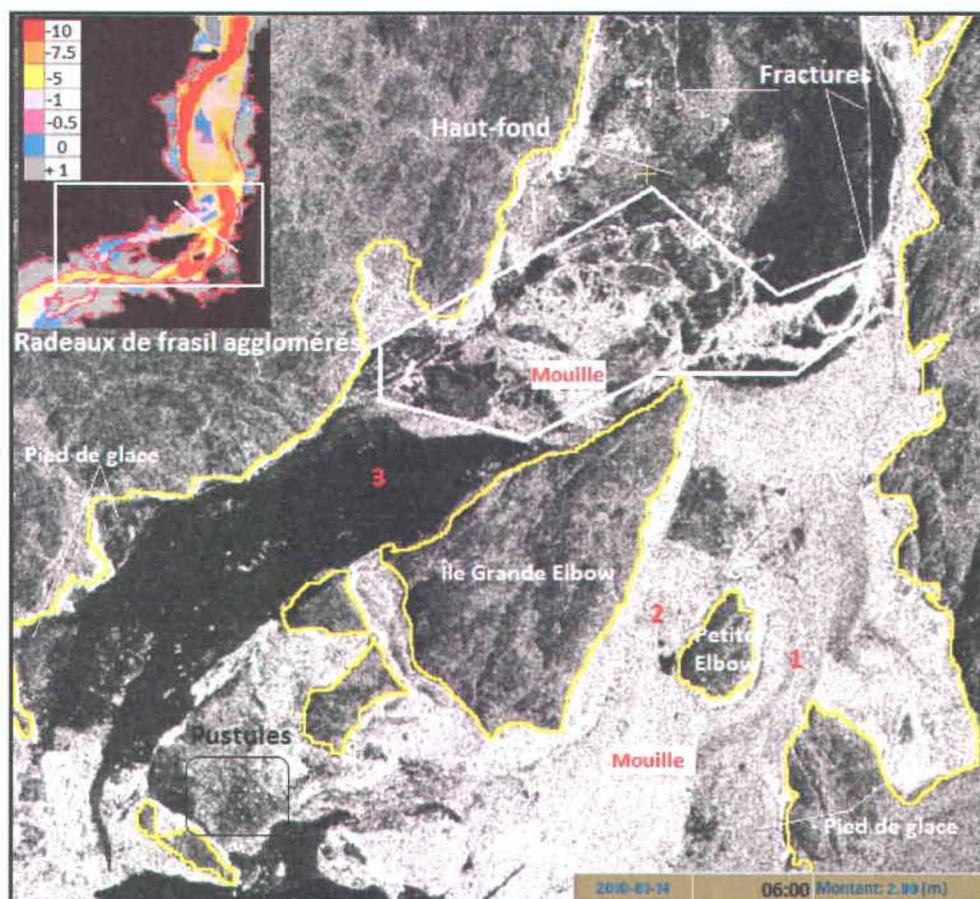


Figure 5.42 Zone de transition entre l'estuaire fluvial et l'estuaire marin illustrée par l'image RADARSAT-2 du 14 janvier 2010 en mode Ultra-Fin.

Dans le coin supérieur à gauche, un rectangle blanc identifie ce secteur sur le modèle bathymétrique (m). Les radeaux de frasil minces fixés au fond ont aussi servi de barrière de protection à la glace de rive en formation au sud l'empilement (Figures 5.41B et 5.42). La progression de la fermeture rapide de l'estuaire s'est faite de manière perpendiculaire soit de la rive ouest vers la Grande île Elbow. Cette affirmation s'explique par le ton sombre (noir) de la glace lisse qui contient une très faible quantité d'inclusion d'air (diffusion de volume faible). Malheureusement, la date exacte correspondant à la fermeture complète de cette passe n'a pu être définie par les images MODIS en raison de la couverture nuageuse continue. Toutefois, la figure 5.41C révèle que la passe ouest de même que le segment marin étaient presque englacés le 2 février. La progression de l'englacement a été corrélée à des vents dominants de l'ouest accompagnés de températures sous -40°C pendant plus de 72 heures.

La dernière image RADARSAT-2 acquise le **14 janvier 2010** présentée à la figure 5.43 montre l'étendue de la couverture dans l'estuaire maritime. La fermeture de ce segment de l'estuaire marin s'est concrétisée de manière progressive et lente après le blocage de la deuxième passe, entre la Petite et la Grande île Elbow, le 30 décembre. Par contre, dès le 10 janvier, l'hydraulique de l'environnement et la production de frasil ont été largement altérées par l'étendue du recouvrement glaciai. Les photographies à la figure 4.43A-B illustrent que la glace dans ce segment plus calme se construit sous forme de grands feuillets minces. La diminution de l'intensité de la production de frasil en amont a occasionné des transformations morphologiques au couvert de glace et une baisse considérable de la concentration des glaces métriques dans l'écoulement.

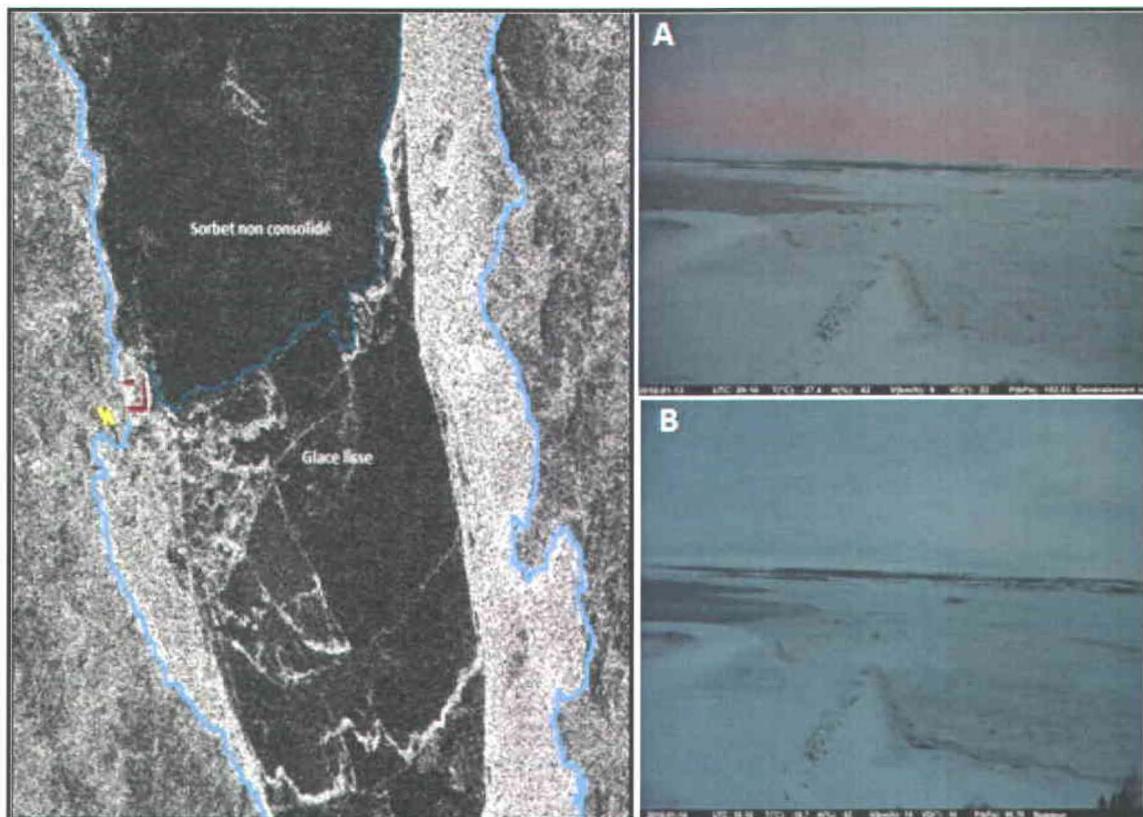


Figure 5.43 Image RADARSAT-2 du 14 janvier 2010 en mode Ultra-Fin, au début du montant. Elle présente des zones intercalées entre les feuillets de glace mince. Le X jaune représente l'emplacement des caméras fixes en altitude près de l'infrastructure maritime (Reconyx et Harbortronics). Photographie (A) 13-01-2010 à 15:00 et (B) 14-01-2010 à 13:00. Dans les deux cas, la marée est sur son baissant.

Le froid et les vents continentaux faibles (S et SSO) de la deuxième semaine de janvier ont favorisé à chaque cycle de marée montante (étale de haute mer) l'élargissement de la zone englacée par le raccord de grands feuillets minces à l'extrémité aval des glaces déjà en place

dans l'estuaire. D'importants échanges thermiques (pertes) ont eu lieu à l'interface eau/atmosphère. La formation de brume au-dessus de l'eau libre a été enregistrée par les caméras (Harbortronics et Reconix) et la formation de cristaux de glace a été rapportée à la station météorologique de Kuujuaq. Les joints de soudure convexes situés entre les feuillets de glace intercalés sont représentés par des traits linéaires et discontinus dans l'image RADARSAT-2 (en blanc) de la figure 5.43. Ces renflements convexes composés de sorbet de frasil ont été créés par la friction entre les radeaux et édifiés sur le front de feuillets en place. Ces surfaces plus rugueuses ont accentué l'intensité du signal (la diffusion de surface domine).

Les séries de photographies prises par les caméras (Figure 5.43A et B) montrent que les conditions climatiques extrêmes qui ont sévi à compter du 9 janvier dans l'estuaire marin ont fait évoluer l'englacement rapidement entre le 9 et le 14 janvier. Nous pouvons supposer que la diminution des courants, l'apport de frasil venant de l'amont et les eaux plus saumâtres (abaissement du point de congélation), ont modifié la prise des glaces dans l'estuaire.

Un autre facteur à considérer est la turbulence des eaux à l'approche du saillant de Whales Head causé par le rétrécissement du chenal (Figures 5.5 et 5.39). De plus, la rétrodiffusion très faible suggère que cette étendue mince et lisse contient une très faible quantité d'inclusions d'air (diffusion de volume presque nul) ce qui pourrait expliquer l'absorption quasi totale du signal radar qui se comporte comme si c'était de l'eau libre alors qu'en réalité, nous sommes en présence d'une zone de sorbet non-agglutiné dense (Harbortronics).

Le sorbet est le stade de congélation postérieur au frasil. Acheminé depuis l'aval, ce mélange visqueux marque le début de l'agglutinement des cristaux qui forment une couche épaisse en surface. Sa congélation en plaques de glace se voit favorisée en conditions de faible turbulence, de températures très froides et d'accalmie éolienne qui ont frappé la région dans la semaine du 7 au 14 janvier 2010. Une fois soudée, cette couche de glace mince et élastique ondule sous les vagues et forment des crêtes de pression, à savoir des avancées en forme de «doigts» entrecroisés (SCG, Environnement Canada). Cette couche possède une surface mate et peut atteindre en mer, près de 10 cm d'épaisseur.

Enfin, le tronçon inférieur à la pointe de Whales Head produit du frasil dont la bathymétrie est très faible et les estrans sont larges. Les images MODIS ont capté la présence de glace depuis l'embouchure entre les passes de The Narrows et de l'île Hendry (Figures 5.39 et 5.41). La bathymétrie le long de la côte orientale est souvent faible ce qui favorise la surfusion de l'eau en surface et la nucléation d'aiguilles de frasil dans l'écoulement.

5.5 Connaissances et observations environnementales des Kuujjuamiut.

5.5.1 Caractéristiques des glaces

Les entrevues en petits groupes dans la communauté de Kuujjuaq de même que plus récemment, à Quaqtq et à Umiujaq ont permis de documenter le savoir local environnemental (régimes des glaces, facteurs physiques et sentiers) et les changements perçus des milieux fluviaux (fleuve Koksoak) et côtiers pouvant entraver l'accès au territoire et la durabilité des infrastructures maritimes. Le rapport synthèse rédigé a fait l'objet d'une validation auprès des participants. Ce document renferme de plus amples renseignements sur les conditions glacielles et les modifications observées passées et présentes par chacune des communautés (Tremblay et al, 2009; Clerc et al, 2011). L'annexe C présente un tableau synthèse décrivant les processus glaciels et les appellations données aux types de glace en *Inuttitut* dans la région de Kuujjuaq.

À Kuujjuaq, les aînés rapportent que les changements survenus dans le régime des glaces (nature, épaisseur, stabilité, durée) sont tangibles depuis les années 1970 (Tremblay et al, 2009). Même si les facteurs environnementaux et climatiques influençant les processus glaciels diffèrent d'une région à l'autre, ils semblent aussi manifestement présents au nord dans la baie Diana et à l'ouest du Nunavik dans la baie d'Hudson depuis les années 1980 (Tremblay, 2006a; Clerc et al, 2011). La transmission orale du savoir fournit une assise à la compréhension dynamique du milieu et pallie au manque de données quantitatives.

Depuis quelques années, la densification et l'immobilisation des glaces flottantes sur le Koksoak surviennent plus tardivement retardant le processus de formation. À l'automne 2009, les aînés ont observé que la compaction des glaces et la fixation du couvert ont pris trois semaines supplémentaires. À cet égard, la prise des glaces lente a reflété les conditions météorologiques venteuses et douces du mois de novembre (Figure 5.17).

Également, l'immobilisation du couvert dans l'estuaire fluvial s'est fait attendre jusqu'au 10 janvier (sections 5.4.4 et 6.3) limitant l'accès au territoire et diminuant la sécurité des motoneigistes dans la baie de Kuujjuaq.

Dans le passé, la solidité du passage dans la baie de Kuujjuaq était assurée autour du 25 décembre (Tremblay et al, 2009). Depuis 2008, les habitants expliquent que cette date est aussi retardée à la première semaine de janvier. Selon les aînés, les glaces dans ce secteur

s'entassent et s'épaississent de trois à quatre pieds (environ 1 mètre). Même si l'épaisseur du couvert de glace est extrêmement variable le long de la rivière et qu'elle dépend de plusieurs facteurs, cette estimation correspond néanmoins aux prélèvements préliminaires réalisés par carottage par l'équipe de télédétection les 5 et 6 mars 2009. Un transect tracé d'ouest en est au départ de l'estran vers le centre du chenal à la hauteur des citernes, en amont de Kuujuaq, donne des valeurs similaires au géoradar (1,02 cm à 0,71 cm).

De plus, l'épaisseur estimée de la glace lisse généralement plus mince par les participants, près des infrastructures maritimes peut atteindre plus de 60 cm d'épais dépendamment des courants. Cependant, depuis quelques années, les aînés disent que cette caractéristique très imprévisible facilite son évacuation rapide au dégel. En effet, la cartographie dynamique a permis de montrer que la glace de chenal et d'estran dans le segment marin se disloquait en premier au printemps (section 5.3). Dès le 1^{er} juin, la glace de chenal avait complètement disparu alors que les zones exondées au gré des marées n'ont cédé que partiellement. La rive orientale (marin) de même que l'estuaire fluvial se sont dégagés plus de deux semaines après.

Bien que les dernières années aient montré une grande variabilité interannuelle de la fin de la débâcle sur la rivière Koksoak (exemples: 1^e de juin en 2007, 2^e de mai en 2008, 2^e de juin en 2009, 4^e de mai 2010), les Inuit ont observé que la fragilisation des glaces se produit de trois à quatre semaines plus tôt, écourtant la durée du régime glacial et la durée de la mobilité des habitants. On note donc l'importance de comparer les observations réelles (Inuit) aux courbes des degrés-jours de gel (hivers glaciologiques) et aux données de débit pour confirmer l'état des glaces et la fin du cycle annuel (Figure 5.14). Les Inuit attribuent les modifications de la couverture de glace d'une part au climat plus chaud (section 5.2.1), et d'autre part, à la dérivation de la rivière Caniapiscou en 1981 (turbulence de l'écoulement (2.5.1)).

Cependant, le suivi des glaces par imagerie radar a montré que la débâcle de 2009 relativement longue s'est étirée pendant plus d'un mois et ce malgré la faible quantité de degrés jours de gel cumulés (sections 5.2.1 et 5.4.2).

Même si le redoux de la mi-avril a généré les premiers signes de fusion du manteau hivernal, la débâcle ne s'est tout de même achevée que le 18 juin, ce qui la qualifie au contraire de tardive (section 6.3). Selon eux, les facteurs déterminants ont été la neige en mai et juin, les nuages et les vents frais.

L'impact des modifications physiques et de la réduction du débit de la rivière Caniapiscou (33%) sur le niveau d'eau de la rivière Koksoak ont été évalués par la Société d'Énergie de la Baie

James dans les années 1980. Toutefois ses effets directs et indirects en hiver sur la qualité, l'épaississement et la répartition spatiale des glaces sont très mal connus. Néanmoins, les membres de la communauté signalent que depuis la construction du barrage Duplanter sur le Caniapiscau, le système naturel a subi des changements structuraux radicaux en hiver. Les déplacements ont été largement affectés par l'augmentation de la rugosité de surface (empilements) et des formations glacielles sur les zones intertidales de même que l'augmentation des zones à risques imprévisibles (sections 5.1.5 et 5.1.6).

À cet égard, les Inuit soulignent l'effet exercé par les vents de l'ouest mais surtout du nord au début du processus de formation qui conditionne en partie l'empilement des radeaux dans les fonds de baie de la rive orientale dans la passe Petite Elbow. Les contrecoups du vent sur la dérive des glaces ont été captés par les caméras fixes le long de la rivière et par les images RADARSAT-2 du 14 et du 17 décembre 2009 (Figure 5.40). En effet, les vents dominants de l'ouest de même que ceux du nord et du sud-ouest combinés aux courants tidaux pendant l'englacement orientent la neige, le frasil et les radeaux sur les battures généralement à l'est comblant ce côté du littoral en premier.

5.5.2 Instabilité glacielle

Avant les années 1970, la superficie couverte par la couverture glacielle, autrefois gelée ou précaire pouvait atteindre la limite du promontoire de The Narrows (Figure 5.39). Depuis, l'instabilité des glaces de chenal progresse et se limite dorénavant légèrement à l'aval du promontoire de Whales Head, une trentaine de kilomètres en amont. Selon un des participants, le segment compris entre Whales Head et la baie d'Ungava aurait connu l'englacement seulement à deux reprises (Clerc et al, 2011). Les observations satellitaire en 2009 ont montré que la consolidation maximale du couvert s'est étendue à moins d'un kilomètre en aval de la limite du saillant Whales Head tel qu'indiqué par les aînés (sections 5.3.1 et 5.3.2). Depuis, la superficie couverte par les glaces régresse en amont de ce saillant et la prédiction de l'englacement est très incertaine. Ces observations pourraient indiquer que les modifications des propriétés physiques de l'eau et les modalités hydrauliques du milieu (Messier, 1985) semblent compromettre la stabilité des glaces de façon plus visible dans le segment marin de la rivière Koksoak. Par contre, les variations des conditions atmosphériques et océaniques (température de l'eau) auraient pu se faire ressentir avant la dérivation de la Caniapiscau en 1981.

De plus, les aînés ont expliqué que la glace de la rivière Koksoak tend à s'amincir et à être plus mobile (Tremblay et al, 2009). Les zones d'eau libre dans le secteur des îles Elbows n'apparaissent pas dans le paysage antérieurement aux années 1970 (sections 5.1.5 et 5.1.6). Ces dernières se refermaient entièrement auparavant. Depuis quelques années, une petite zone non gelée est apparue et s'est élargie considérablement. Les participants n'ont pu déterminer le moment où ce comportement a commencé à être observé annuellement. En 2009, cette superficie localisée dans la zone transitoire (Figure 2.2) a modifié sa dimension au gré des fluctuations atmosphériques et marégraphiques.

Certains paramètres environnementaux varient en fonction des cycles lunaires qui régissent la marée. Selon les aînés, l'influence de la marée et des courants est plus importante en période de pleine ou de nouvelle lune (vive-eau). Sa progression en amont de Kuujjuaq se limiterait entre 20 et 30 miles (32-48 km). Les forces marées-motrices se font moindres à la demi-lune lorsque l'onde de propagation ne s'enfonce plus que de 15 à 20 miles (24-32 km) en amont de la communauté. Ces observations sont supérieures à la limite établie en période de vive-eau par Messier (1985) au km 87. Cependant, seule l'étude réalisée par cette même auteure en 1983 comporte des données ponctuelles du comportement hydraulique de l'estuaire en hiver (salinité et des niveaux d'eau). Selon cette étude, la salinité de l'estuaire en hiver aurait augmenté dans la portion située à l'aval de Highfalls (km 62 de l'embouchure) depuis 1981. Par contre, l'intrusion saline ne pourrait progresser plus loin compte tenu de l'altitude élevée du lit fluvial au km 58,6. Ces informations sont colligées par celles rapportées par les aînés qui expliquent que la diminution du débit a permis au flot de s'intensifier alors que celle du jusant aurait diminué.

Les informations fournies par les aînés en complémentarité des observations du régime glaciaire notées à l'hiver 2009 amènent d'autres interrogations liées à l'hydrodynamique de l'estuaire Koksoak. Il serait intéressant en effet de porter une attention plus pointue sur la réponse des marées et des courants tidaux hivernaux suite à l'abaissement du niveau d'eau à Kuujjuaq, estimé à 0,25 m/1000 m³/s par les scientifiques. Selon les Inuit, cette valeur serait nettement sous-estimée. À la tête de la rivière, en saison estivale, le niveau d'eau aurait diminué de 2,5 m. Cette abaissement serait perceptible jusqu'au promontoire Whales Head. Cependant, il demeure difficilement quantifiable en raison de l'absence de mesures précises. Toutefois, Messier (1985) avait estimé une diminution post-détournement de l'ordre de 0,75 à 0,80 m.

L'abaissement des niveaux d'eau depuis la dérivation 1981 n'étant pas anodin pour la formation des glaces lorsqu'on analyse les tendances à la hausse des données de précipitation (liquide)

et de température présentées à la section 2.1.3 et leurs effets possibles sur la température de l'eau douce (segment rivière). Ces modalités modifient le bilan énergétique annuel de la rivière et par conséquent de façon plus subtile, pourraient mener à une période d'englacement plus longue (Dibike et al, 2010).

De plus, l'analyse des courants et des propriétés physico-chimiques de l'estuaire amènerait aussi une meilleure compréhension des conditions menant à la progression en amont de la zone d'instabilité des glaces, à l'implantation d'une polynie permanente dans l'estuaire fluvial, à une meilleure compréhension de l'impact du couvert de glace sur le marnage et des nouvelles propriétés physiques de la glace (épaisseur, densité, porosité, types de glace).

5.5.3 Infrastructure maritime

Très fréquentée pendant la saison estivale, l'infrastructure maritime est impraticable en hiver. Il a été mentionné durant l'entrevue qu'il se produit de l'érosion pendant le gel et le dégel des glaces sur la partie externe du brise-lame. Les images radar ont permis d'observer les trajectoires empruntées par les glaces à la dérive qui suivent le chenal principal (Figures 5.4) au plus fort des cycles de marées (section 5.4.3.1). En effet, des collisions sur la partie externe de l'infrastructure maritime se produisent par les radeaux de frasil individuels et coalescents avant la consolidation et après la dislocation du pied de glace autour du port (caméra Harbortronics).

Les radeaux flottants de très grande envergure (150 à 300 m de diamètre) détectés par le radar sont demeurés mobiles dans l'écoulement pendant plusieurs jours en novembre 2009 (Figure 5.37). Ceux-ci peuvent devenir un danger potentiel au gel et au dégel pour l'infrastructure. Les niveaux de risque étant les plus élevés lorsque le pied de glace très instable concorde avec une période de vive-eau et des vents intenses. Les observations ont montré que pendant le montant, les vents du nord et de l'est ont entassé les glaces à l'entrée de l'enceinte. Ils ont créé le refoulement de ces dernières en aval. Au baissant, le vent du sud et de l'est ont dévié les radeaux sur la rampe d'accès. De plus, dans le passé, des blocs de roche édifiés en hauteur formant le brise-lame sur toute sa longueur ont été déplacés à proximité par les fragments de glaces mobiles. Ce fait a été rapporté par les aînés, cependant aucun des participants des ateliers n'aurait observé la prise en charge de blocs par les radeaux de glace à la formation ni au démantèlement du pied de glace.

La campagne de terrain de novembre 2009 a permis de saisir l'ampleur de l'empilement de glace composite au début de la saison de plus de 3 mètres de haut sur l'ancienne installation. Il

est important de mentionner que pendant cette étude de sérieux travaux d'ingénierie ont été effectués suite à une défaillance structurale du pied du brise-lames (communication de Yann Ropars). De plus, une rampe d'accès élargie a été aménagée en amont de cette construction réparée. Ces travaux ont été complétés dans la première semaine de novembre 2009, donc après le début de la genèse des glaçons (Figure 5.44).



Figure 5.44 Photographies aériennes prises à partir de l'infrastructure maritime par la caméra Harbortronics illustrant (A) les travaux de réfection effectués sur le brise-lames le 27-10-2009; (B) l'élargissement de la rampe de mise à l'eau 05-11-2009.

Au printemps, les membres de la communauté utilisent les installations dès que le pied de glace dans l'enceinte est évacué. La vidange du bassin se réalise après le morcellement des glaces extérieures. Toutefois, sa vitesse d'exécution est variable et peut s'effectuer en quelques jours et même quelques heures au baissant comme au printemps 2010 (caméra Harbortronics). Les images radar pour l'année 2009 ont montré que l'infrastructure maritime s'est libérée de son couvert après le 18 juin. L'estuaire était navigable, cependant la mise à l'eau est demeurée paralysée par les glaces résiduelles dans l'enceinte.

À compter du 1^{er} novembre, les glaces poussées par la marée montante et les vents forts du NNO ont bloqué l'entrée (caméra Harbortronics) cessant l'utilisation de la marina pour la saison d'hiver. Selon les informations recueillies, la sédimentation de vase et les bas niveaux d'eau dans le port comptent aussi parmi les obstacles récurrents récents, propres à l'infrastructure (été 2009 et 2010). Les blocs erratiques métriques parsèment la zone intertidale. Ces derniers affleurent aux marées de mortes-eaux et peuvent compromettre la navigation de plaisance et commerciale à l'approche du port. Ces blocs sont souvent la cause de bris de moteur en été et de la mise en place des pustules en hiver à laquelle est associée l'irrégularité de la surface glacielle (Sections 5.1.5, 5.1.6 et 5.3.3).

5.5.4 Évènements extrêmes

La une du journal du Québec Arctique, numéro de l'été 1979 rapporte les conditions atmosphériques ayant causé un embâcle majeur dans toute la zone d'étude. Selon les témoignages rapportés dans l'article, la crue printanière battait son plein. La pluie verglaçante et la neige mouillée (19 cm) n'ont cessé de tomber pendant les douze heures (nuit du 22 mai) précédant la formation du goulet de congestion à la hauteur du saillant de Whales Head (Figure 5.1). Au petit matin, les températures près de 0°C, synchronisées à des vents faibles de l'ONO et à la renverse de la marée de basse mer de vive-eau ont occasionné une hausse rapide du niveau de l'estuaire. Plus de 2850 livres de dynamite furent nécessaires en quelques jours pour libérer le bouchon de glace. Cette inondation a endommagé une soixantaine de maisons et coûté aux différents paliers gouvernementaux à l'époque, 179 000\$ (Figure 5.45). L'aménagement territorial de la communauté fut amélioré suite à cet évènement qui força la construction du bâti plus haut en altitude.



Figure 5.45 Article du journal du Québec Arctique (*Atuaqnik*), été 1979.
<http://services.banq.qc.ca/sdx/makivik/accueil.xsp?db=notice>



Les photographies couleur archivées par un membre de la communauté en 1979 fournissent un aperçu des dommages causés aux infrastructures en place par le bris mécanique soudain du manteau glaciai de la rivière. Rassemblées à la figure 5.46, on aperçoit le littoral entre Kuujjuaq et l'aéroport dévasté par les glaces flottantes de taille métrique qui arrachent les bâtiments et raclent les berges et le lit sur leur passage. Le quai de service qui dessert les citernes de pétrole près de l'aéroport, se situe aujourd'hui sur le même emplacement qu'en 1979.

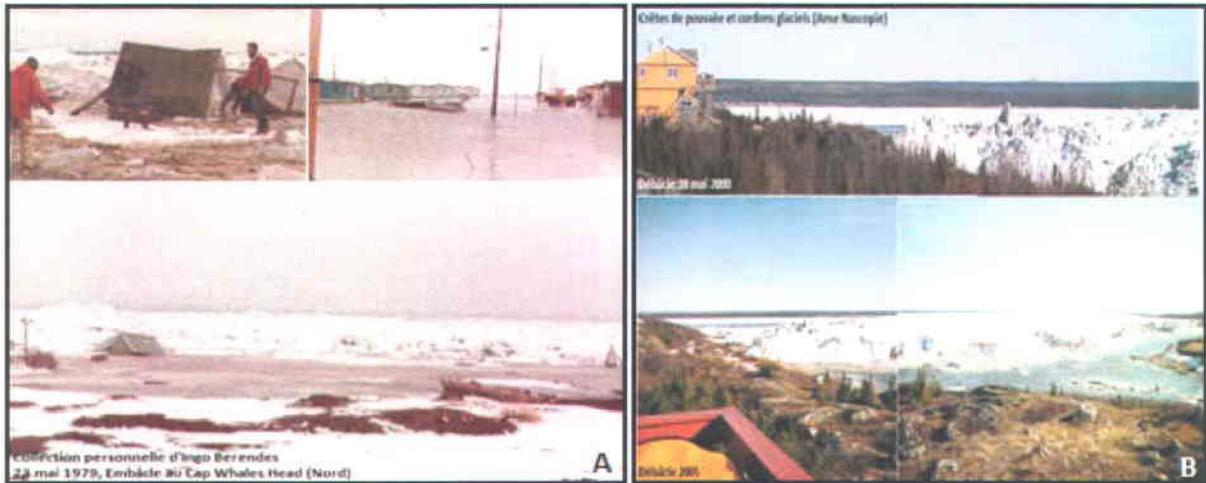


Figure 5.46 A) Embâcle et inondation dans la baie de Kuujjuaq le 23 mai 1979. B) Évènements glaciels (crêtes de poussées) observés par la communauté Kuujjuaq en l'an 2000 et 2005. Collection personnelle d'Ingo Berendes.

Les crêtes de poussée glacielle montrées à la figure 5.47 s'élèvent à plus de 12 mètres d'altitude sur le haut et le bas estran. Ces longs cordons orientés de diverses façons évoquent les forces hydro-dynamiques du milieu, la perte de compétence du couvert et les contraintes topographiques locales sur les glaces.

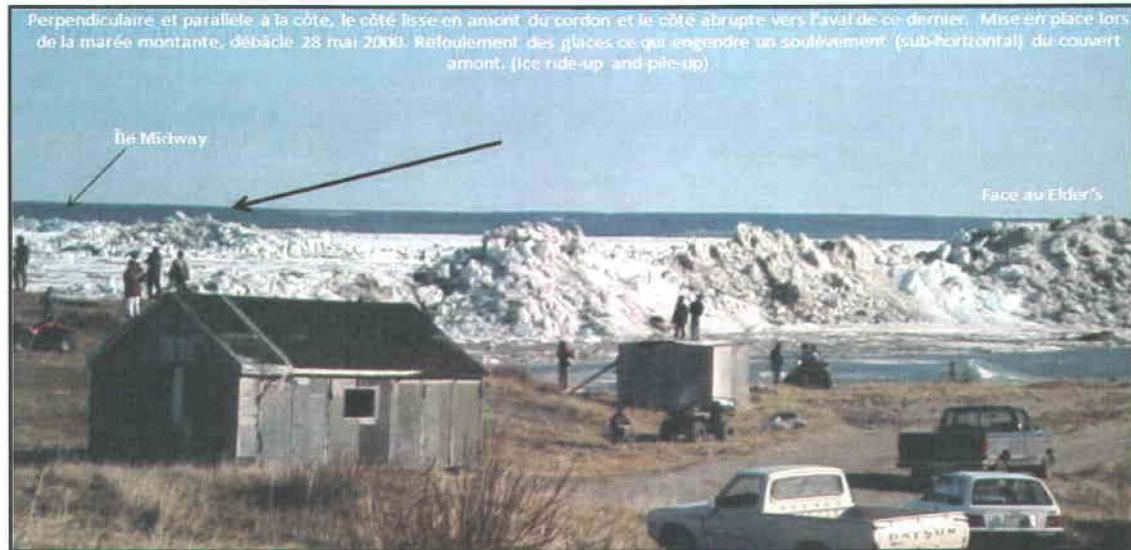


Figure 5.47 Évènements glaciels (12 m d'altitude) observés par la communauté Kuujjuaq en l'an 2000. Collection personnelle de Bill Doidge, Centre de recherche du Nunavik.

La figure 5.48 présente l'hydrogramme en conditions naturelles pour l'année 1979. En moins de cinq jours, les débits avaient doublé. Le 23 mai (jj 143), la crue printanière avait atteint son premier maximum 17120 m³/s lorsque l'évènement s'est produit. Le débit a culminé avec un deuxième maximum de 17230 m³/s le premier juin (jj 152) avant de redescendre vers les débits estivaux. Nous sommes donc très loin des débits moyens actuels estimés à 5405 m³/s (Figure 2.3), ce qui limite énormément de nouvelles occurrences de cette ampleur sur la rivière Koksoak à la hauteur de Whales Head.

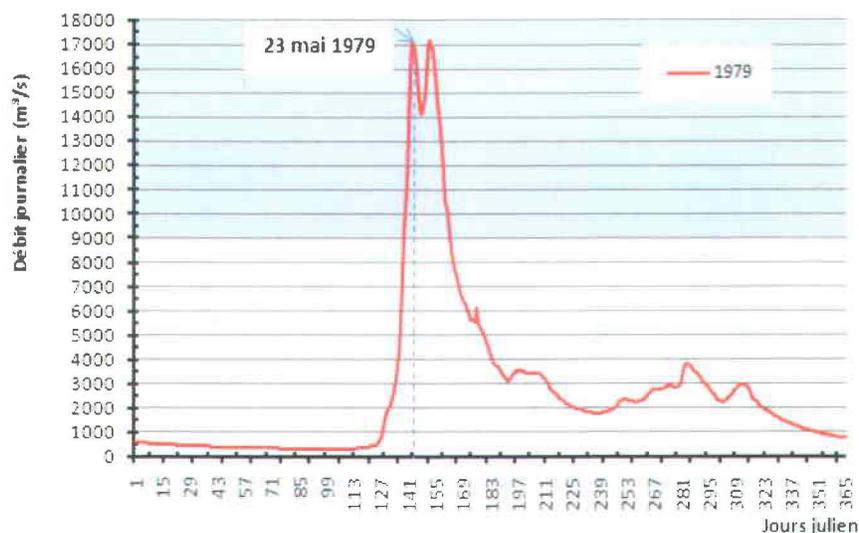


Figure 5.48 Hydrogramme des débits journaliers moyens pour l'année 1979. La grande inondation de mai 1979 dans la baie de Kuujjuaq. Source : Centre d'expertise hydrique du Québec.

5.5.5 Adaptations

On compte déjà plusieurs modes d'adaptation en réponse aux changements climatiques en cours et aux modifications anthropiques imposées sur la rivière Koksoak, ailleurs au Nunavik (Tremblay et Furgal, 2008; Ouranos, 2010) de même qu'à l'international (Smith et al, 2010). Parmi les stratégies d'adaptation en réaction à la variabilité du climat, les plus simples sont de voyager en groupe, de prévoir un surplus de nourriture, de vêtements chauds et de pétrole lors de déplacements, d'identifier les fenêtres de temps stable, d'éviter ou d'évaluer les zones à risques, d'utiliser les outils technologiques (GPS, téléphone satellite, radio FM) et de localiser et prévoir l'arrêt en lieu sûr (camp) en cas de changement soudain du climat (Smith et al, 2010).

À Kuujjuaq, la navigation traditionnelle et commerciale devenue hasardeuse comporte plusieurs défis en raison des faibles profondeurs, des forts courants tidaux et des nombreux blocs rocheux affleurants (Figure 5.13) de même que l'ensablement de certains secteurs (Messier, 1985; Tremblay et al, 2009). D'autres défis contemporains de plus longue portée, associés au changement d'intensité du développement socio-économique urbain et aux pratiques gouvernementales (Plan Nord par exemple) engendrent indirectement des transformations socio-culturelles radicales. L'imprévisibilité du climat actuel cause également la déstabilisation des écosystèmes naturels et des connaissances ancestrales de l'environnement nordique (Bégin, 2006). L'instabilité climatique crée des risques dans les zones côtières en limitant l'accès au territoire, causant un plus grand nombre d'accidents liés aux changements climatiques et aussi à l'augmentation des utilisateurs de motoneiges et de véhicules tout terrain aux abords ou sur les rivières, les lacs et la mer.

Au niveau local, la pérennité du savoir en lien avec les moments critiques de l'englacement et du déglacement annuel est primordiale pour les habitants dans la poursuite des activités de subsistance traditionnelle (chasse, pêche, trappe, cueillette). L'hiver près de Kuujjuaq, trois routes de glace sont empruntées pour traverser sur l'autre rive. Les glaces de rivière consolidées sont généralement suffisamment solides pour les déplacements en motoneige vers le 25 décembre à 5 km en amont de Kuujjuaq, après le 25 décembre au niveau de Kuujjuaq et en février au niveau de l'infrastructure maritime (Tremblay et al, 2009). Depuis quelques années, l'utilisation de ce dernier sentier est fortement déconseillée par les aînés. Les inquiétudes concernant la sécurité publique sont omniprésentes (communication personnelle Johnny Gordon). Devenue non-sécuritaire au passage des motoneigistes, cette nappe trop mince se voit contournée bien en amont de la communauté.

Outre ces routes, les Kuujjuamiut utilisent un sentier alternatif parallèle à la rivière Koksoak pour se rendre à la baie d'Ungava. Les déplacements sur le corridor fluvial sont plus ardues depuis la dérivation de la rivière Caniapiscau en 1981. Les routes d'accès vers les autres communautés et les aires de trappe et de chasse au caribou s'en trouvent également affectées. Selon les aînés, l'accroissement de la rugosité du manteau de la rivière (section 5.1.6) est principalement dû à la combinaison de plusieurs paramètres, dont le vent du nord, l'augmentation de la force du flot (formations glacielles), et l'abaissement du niveau d'eau de la rivière Koksoak.

Depuis l'hiver 2008, la date du recouvrement complet de l'estuaire même près de Kuujjuaq est très changeante. Depuis trois ans, la glace en face du port a été jugée solide qu'à la mi-février. Toutefois, en face de Kuujjuaq, ce n'est qu'à la mi-janvier au lieu de la fin décembre que le couvert a été jugé sécuritaire. Exceptionnellement, à l'hiver 2011, aucune traversée sur la rive du Vieux-Chimo n'a été pratiquée par la communauté. Celles prévues en face de Kuujjuaq ont été reportées au 23 février en raison de la consolidation très tardive des glaces, affectant ainsi la durée de l'épaississement du couvert. Ces observations viennent confirmer les courbes cumulatives des degrés-jours de gel présentées à la figure 5.14 de la section 5.2.1.

Les prédictions du régime glacial devenues moins évidentes pour les aînés affectent non seulement les déplacements (accidents) mais également les connaissances locales et régionales du milieu. Limitant le transfert aux jeunes générations, cette imprévisibilité accroît les difficultés de transposer l'information glacielle sur des cartes et précise le besoin de recourir à un suivi annuel quasi-réel des glaces en collaboration étroite avec les habitants de la communauté pour les besoins futurs.

CHAPITRE 6 : DISCUSSION

Le chapitre 5 a montré l'efficacité des images RADARSAT-2, et spécialement les images des faisceaux Fin (8 m) et Ultra-Fin (3 m), pour suivre des événements glaciels. Ces images ont permis de détecter les formations glacielles, les types de glace présents dans l'estuaire et de décrire certaines de leurs caractéristiques physiques dans l'écoulement. Ce chapitre propose d'abord (section 6.1) de comparer la signature de la glace sur des images radar choisies surtout en période d'englacement afin de démontrer l'influence des fluctuations atmosphériques et hydrodynamiques sur l'intensité rétrodiffusée et donc, sur l'interprétation séquentielle des images et des événements glaciels.

De plus, nous discutons des limites technologiques du capteur RADARSAT-2 de même que celles des moyens de validation à notre disposition pour effectuer le suivi des processus glaciels dans un environnement macrotidal. La section 6.2 présente les principaux défis de l'interprétation des images radar basée sur l'expérience acquise dans cette étude. Finalement, un tableau regroupant les étapes importantes pour chacun des processus visés est présenté et cerne le rôle des marées et des températures atmosphériques comme forces motrices du régime des glaces.

6.1 Paramètres physiques du radar et le climat

6.1.1 Précipitations, humidité et vent

Plusieurs facteurs peuvent faire fluctuer la réponse du signal radar simultanément. La figure 6.1 compare l'image du 17 décembre à celle du 21 décembre, elle souligne les grandes différences paramétriques et les modalités météorologiques des deux images. Malgré que ces deux images aient été prises lorsque l'humidité relative était analogue (73 %), l'angle d'incidence de la première image ($36,5^{\circ}$ - $37,6^{\circ}$) était largement inférieur à la seconde ($48,7$ - $49,5^{\circ}$) (Figure 4.2). À elle seule, cette différence contribue à abaisser l'intensité générale de la rétrodiffusion dans le deuxième cas (Ulaby et al, 1986). De plus, le froid du 17 décembre laisse place à un temps très doux et pluvieux (Figure 5.17 et 5.31). La pluie a atténué l'intensité de la rétrodiffusion le 21 décembre, en raison de l'absorption du signal par la neige humide ou la glace mouillée.

L'absorption du signal résulte en une perte généralisée de la nuance des tons et de l'éclat de l'image RADARSAT-2 (Figure 6.1).

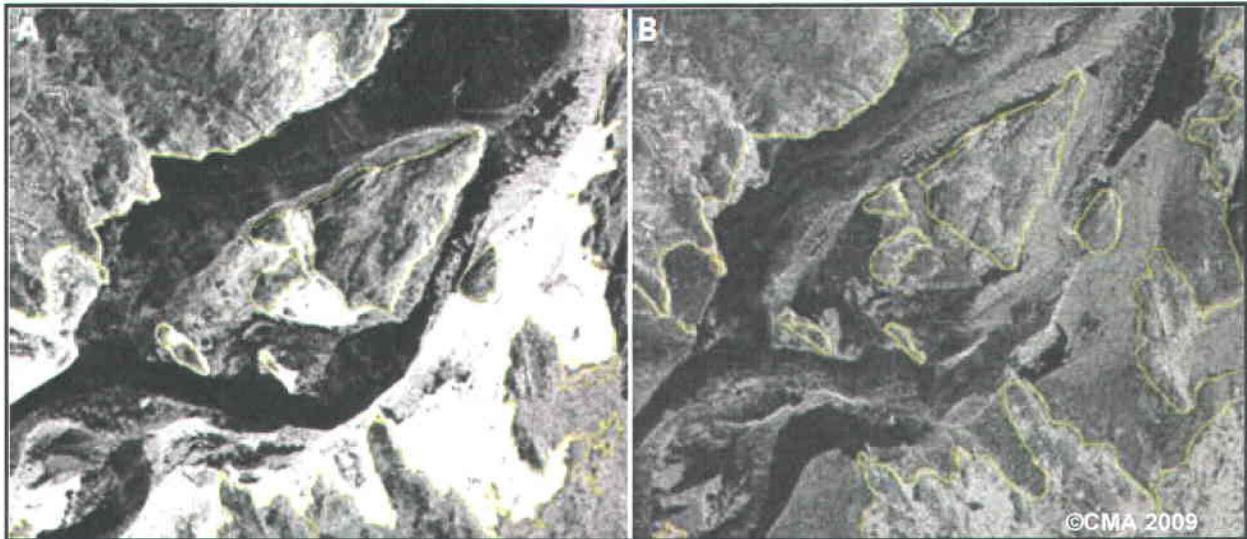


Figure 6.1 Image RADARSAT-2 en mode Ultra-fin (3m) du 17 décembre à gauche; 36,5°-37,6° (marée montante) et une image en mode Ultra-fin (3 m) du 21 décembre à droite (marée descendante), l'angle d'incidence est plus élevé (48,5°-49°) et la neige est humide, (même rehaussement et application d'un filtre moyen).

Par ailleurs, malgré l'homogénéité de l'image du 21 décembre, la taille, les formes, les ombres et le relief ont permis de distinguer les structures et les contours des estrans recouverts de glace (gris foncé) de celles mobiles dans chenal (gris pâle) et de l'eau libre (noire). La distinction de la glace lisse et de l'eau libre a été plus ardue suite à la faible nuance entre ces cibles. À la débâcle, les images RADARSAT-2 du 8 juin (non illustrée) et du 12 juin en mode Ultra-Fin ont également subi une sérieuse diminution du signal causé par le phénomène d'absorption. En effet, l'analyse des paramètres hydro-météorologiques ont permis de lier les précipitations liquides au comportement de la rétrodiffusion rendant l'eau libre et la glace lisse difficilement distinguables.

6.1.2 Vent, aspérité (vague) et concentration

Les images du 14 décembre et du 17 décembre ont fourni des renseignements intéressants entourant la forte concentration des particules fines dans l'estuaire et l'effet du vent dans la passe à l'ouest de la Grande île Elbow (Figure 5.40). Les fortes rafales de 38 à 53 km/h du NO pendant plusieurs heures, ont agité l'eau libre (Figures 5.31 et 6.2). L'oscillation a été captée par le capteur de RADARSAT-2 par le jeu des crêtes et des creux visibles sur l'image (Figure

6.1). Pour expliquer ce phénomène, une première hypothèse repose sur l'intensité du vent sur la surface en eau libre (bruit de l'image). Les vaguelettes générées aux sommets des crêtes ont augmenté l'aspérité ayant pour effet d'accentuer la rétrodiffusion (diffusion de surface).

Une deuxième hypothèse penche plutôt pour la résistance de l'écoulement causée par l'augmentation de la viscosité de la colonne d'eau. La hausse de la concentration des particules fines et des concrétions gelées au contact de l'air ambiant ont adhéré entre elles avec aisance de manière à accroître le nombre de déflecteurs en mouvement (Osterkamp, 1984). Orientés sur une multitude de plans, ces déflecteurs ont interagi avec le signal radar retransmis (hausse).

La figure 6.2 illustre les conditions de surface et le mélange glacial composé d'une bouillie de neige/glace et d'agrégats de frasil en suspension, d'accrétions sphériques et de radeaux composites. De plus, la captation panoramique quatre heures après l'acquisition de l'image du 17 décembre est survenue lorsque les vents avaient diminué d'intensité (30 km/h). Toutefois, les conditions en surface sont demeurées les mêmes. Les données climatiques et les photographies des caméras fixes ont corroboré la hausse accrue de la concentration des particules de frasil informé (sorbet de frasil) remuées par le vent.

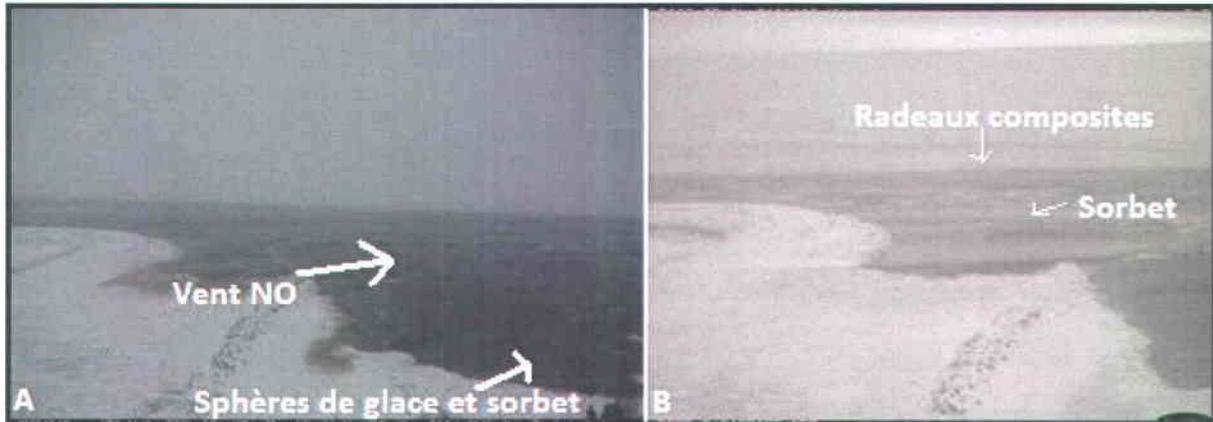


Figure 6.2 Photographies dans l'estuaire marin le 17 décembre illustrant en A) l'effet du brassage en surface, prise par la caméra Harbortronics vers 10:00 à l'étale de haute mer. En B) avec la caméra Reconix, l'écoulement plus opaque pris 1 heure après (A) au jusant.

6.1.3 Marée (niveau d'eau) et humidité relative

L'effet de la marée sur la rétrodiffusion a été le plus évident en comparant les images du 14 décembre et du 17 décembre. La texture du pied de glace a été la plus brillante par temps sec à marée basse (1, 20 m) le 17 décembre que pendant le montant par temps humide (3,40 m), le

14 décembre (Figure 5.40). Deux hypothèses pourraient expliquer ces observations. La première implique un angle d'incidence plus petit (plus clair) et les conditions hydro-météorologiques. C'est-à-dire que l'eau laissée par la marée précédente dans les interstices du couvert a gelé. La seconde pourrait ajouter à la première, la topographie irrégulière des estrans a fait en sorte que le pied de glace reposant toujours sur le fond se caractérise par une surface plus chaotique. Ces caractéristiques se sont traduites par une réflectance plus importante le 17 décembre au début du montent.

6.2 RADARSAT-2 et les défis de l'interprétation

6.2.1 Planification des acquisitions et difficultés d'interprétation

La planification des acquisitions d'images RADARSAT-2 préparée quelques semaines à l'avance représente un défi temporel important pour suivre le cycle annuel (formation, consolidation, démantèlement). Cette réalité basée sur les données climatiques locales et les archives historiques de la couverture régionale des glaces de mer produites par le Service canadien des glaces (SCG) est une tâche relativement imprévisible. Cette imprévisibilité a nécessité une planification plus longue des acquisitions afin d'optimiser le suivi complexe de l'estuaire. Concernant l'englacement, le resserrement de la fréquence d'acquisitions entre le début décembre et la mi-février devrait offrir un suivi continu et fournir une meilleure série d'images à l'interprète qui est assujéti à des conditions climatiques interannuelles extrêmement variables depuis 2007 (sections 2.1.3 et 5.2.1).

Par ailleurs, nous avons constaté que les images MODIS se sont avérées avantageuses pour compléter la série de données et pour confirmer, le moment où le goulet s'est bouché au sud de la baie de Kuujuaq (Figures 5.39 et 5.41). Elles ont montré l'état de l'englacement et la mobilité du frasil de la baie d'Ungava et de la rivière en amont de la zone étudiée. Ces secteurs n'étant pas couverts par la fauchée de RADARSAT-2 en mode Ultra-Fin et Fin. Ce regard global a été indispensable à la compréhension dynamique du régime hydrologique et glaciaire. Également, en période de débâcle, l'utilisation d'un mode grossier d'acquisition (Standard) a permis d'identifier les lieux d'embâcles, d'inondations, les ouvertures dans la glace et le dégarnissement de la couverture glaciaire en dehors de notre site d'étude (section 5.3.3).

Dans l'ensemble, l'identification des types de glace a été concluante. Nous avons constaté une confusion entre l'image RADARSAT-2 et les structures réellement à la dérive (taille) dans

l'écoulement qui ont été captées par les caméras fixes. Ce désordre a été le plus probant après une chute de neige importante et lorsque la concentration de la neige saturée en surface était élevée. Cette masse flottante au fil de l'eau a limité la distinction des cibles inférieures au pixel de 3 mètres. Il y a également eu confusion entre le floe glacial capté par les caméras dans l'estuaire composé de radeaux individuels juxtaposés caractérisés d'une bordure convexe (transport) et l'image acquise au jusant le 21 décembre. Cette image montre plutôt un débit glacial uniforme sans démarcation des contours qui ont été atténués par les précipitations liquides et la petite taille (-3 m) des constructions glacielles dans l'écoulement (figures 5.40 et 6.1). Ainsi, sans validation des caméras, l'interprète aurait pu supposer que le floe glacial était composé de frasil dense, ce qui n'est pas le cas (radeaux composites).

Lors de la débâcle, au printemps, et lors des redoux à l'hiver, le niveau de difficulté pour l'interprète a considérablement augmenté lorsque la neige a été saturée en eau, que la glace a été humectée ou mouillée par les hauts niveaux d'eau et les précipitations liquides et neigeuses humides. Les défis se sont accrus lorsque la fusion de la glace s'est accélérée (surface inondée) et que l'équivalent en eau de la couverture hivernale s'est élevé réduisant la constante diélectrique des complexes (phénomène d'absorption). Ces conditions ont rendu ardue la distinction des cibles. Cependant, les indices de détérioration (crêtes, pustules) mentionnés au chapitre précédent ont permis d'estimer le stade de dégradation des glaces et de contourner les difficultés liées au phénomène d'absorption.

Le positionnement, l'orientation et la qualité des photographies tirées des caméras ont contribué à la reconnaissance des formations glacielles (section 5.1.5). Elles ont montré par la fréquence des prises, la grande mobilité des glaces, la transformation de leur surface et ont validé les conditions météorologiques durant le régime glacial étudié. Toutefois, le déplacement involontaire de la Netcam par le Centre de recherche du Nunavik, la condensation dans la fenêtre et le givre, par temps extrêmement froid, ont eu comme conséquence de brouiller certaines séries de photographie réduisant ainsi leur qualité de même que l'interprétation des processus en jeu. Les photographies prises par les caméras Harbortronics et Reconyx à l'infrastructure maritime ont offert une qualité et une fréquence supérieures. Pour l'ensemble des plages horaires, l'efficacité des caméras a varié de 56% à 80%. Les principales pertes sont dues à la noirceur et à la présence de buée ou de givre sur l'objectif de la caméra.

La validation des types et des conditions de glace dans le tronçon marin au début du processus de gel n'a pas été une tâche facile en raison de l'angle de visée de la caméra, de sa faible altitude, des conditions météorologiques (neige, pluie, grand froid) et de la faible luminosité

durant la journée, ce qui accentue ou diminue la visibilité du paysage (reflet sur le couvert de glace mince). La validation radar par l'entremise de photographies aériennes (survol au-dessus de la rivière) a posé certains défis d'interprétation après une précipitation neigeuse. Celle-ci agissant comme écran et masquant les détails (caractéristiques) et l'étendue du couvert de glace autrement perceptible.

La compréhension des mécanismes complexes de formation des glaces et de congélation dans l'estuaire a été un défi de taille pour saisir leur influence sur la rétrodiffusion. Interpréter les causes de son atténuation et de son accentuation en a constitué un autre. Un exemple concret montre les défis liés à la simple compréhension du mécanisme de diffusion de volume et des paramètres environnementaux impliqués à la section suivante.

6.2.2 Exemple de la glace lisse

La glace lisse n'est pas uniquement le produit d'une glace générée au contact de l'atmosphère froid (glace thermique) généralement en eau calme à partir des rives (Figure 6.3). Elle est aussi le résultat des infiltrations des eaux de marée haute dans les interstices et les fissures du couvert de glace (crêtes de pression, section 5.1.5). Le lissage du pied de glace en construction (Figure 6.3A) et le remplissage de ses crevasses (Figure 6.3B) participent à épaissir le couvert de glace par le dessus et peut conduire à une surface moins rugueuse (Figure 6.3). Son effet sur le signal contribue à réduire la rétrodiffusion par le mécanisme de la réflexion spéculaire en condition de glace mince ou mouillée et par celui de la diffusion de volume lorsque la surface est congelée.



Figure 6.3 Photographies panoramiques illustrant en A) l'effet du flot sur la surface glacielle dans une baie protégée en aval de Kuujuaq et B) le gel d'une mince couche de glace statique lisse mélangée de neige dans une mare en amont de l'infrastructure maritime.

Pendant les coups de froid, la glace lisse se forme au sein même de l'écoulement glacial lorsque les agrégats de frasil ou les radeaux s'entassent de manière disjointe laissant plusieurs ouvertures en eau libre telle qu'illustrée à la figure 6.4A. Ponctué de plusieurs épacentres non-englacés, les radeaux juxtaposés se referment et forment une glace de frasil lisse (nilas). Celle-ci se comprime, se brise en plaquettes ou tout simplement poursuit sa course jusqu'à son arrêt dans un lieu calme de l'estuaire (Figures 5.35, 5.36 et 6.4A).

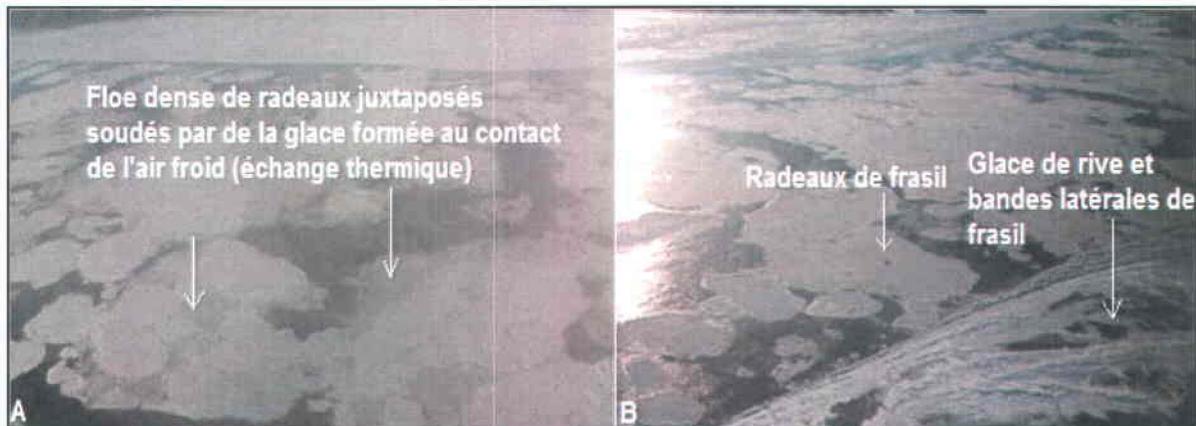


Figure 6.4 Photographies panoramiques prises lors de froid extrême, le 25 novembre 2008, illustrant en A) un floe de glaces flottantes entrecoupé de glace générée par nucléation spontanée au sud de la baie de Kuujuaq et en B) l'obstruction du passage des glaces flottantes dans le goulet sud de la baie rétréci par l'avancée dans le chenal de la glace de rive composées de glace statique (noire et lisse) et dynamique (blanche et rugueuse).

Sur les estrans, la bathymétrie irrégulière et les courants permettent la fixation de la glace lisse aux glaces composites. Souvent coincée entre un pourtour plus rugueux (bandes de frasil), elle résulte du cisaillement des glaces à la limite distale de la rive (Figure 6.4B). Sur les images radar, ces secteurs étaient sombres ou noirs. Dans l'estuaire, lorsque les ponts de glace se forment, les glaces flottantes freinées se juxtaposent puis s'agglomèrent en direction de l'amont de façon à progressivement obstruer la rivière. Lorsque l'englacement était en phase avancée, cette glace s'est formée de façon spontanée. Elle a couvert une grande étendue comme dans le cas du 14 janvier dans l'estuaire marin (Figure 5.43).

Le défi de l'interprétation de l'image RADARSAT-2 du 14 janvier a reposé sur la différenciation de la superficie non-englacée de celle englacée (Figure 5.43). Comme nous l'avons vu à la figure 5.43, seules les fractures et les joints nets de même que les radeaux de frasil minces au sud de l'infrastructure se distinguent par leurs formes. Le sorbet non-agglutiné s'est confondu à la glace lisse (infrastructure maritime) contenant très peu de déflecteurs. Sans caméras, cette

distinction aurait été impossible et l'interprétation de la couverture et du type de glace aurait été fausse.

Finalement, le repositionnement des caméras (Harbortronics et Reconyx) situées à l'infrastructure maritime devrait être envisagé pour les années subséquentes de la surveillance. Puisque deux caméras sont installées à cet endroit où il y a clairement une grande instabilité du couvert. Cette réalité ayant été confirmée par les Kuujjumiut et les caméras (section 5.5.2). Une caméra devrait pointer vers l'aval (Whales Head) et l'autre vers l'amont tout en chevauchant un point repère sur brise-lame. Cette technique offrirait une meilleure surveillance de la mobilité des glaces lors du montant et du baissant. L'impact de l'entraînement des glaces flottantes par les courants tidaux et les vents serait alors mieux intégré dans la surveillance à long terme de la dynamique glacielle de la rivière Koksoak et de ses conséquences érosives sur l'infrastructure maritime.

6.3 Effets des marées et des paramètres physiques sur les glaces

6.3.1 Processus de déglacement

Le tableau 6.1 comprenant les phases reliées au processus de démantèlement du couvert de glace est présenté dans cette section (Annexe A). L'ordre temporel des phases du déglacement a été déduit à partir des observations par télédétection et sur le terrain. Ces phases sont identifiées par des lettres alphabétiques selon l'ordre chronologique. Ces étapes glacielles mettent en lumière l'énergie hydraulique (courants, marée, hauteurs d'eau) et les variables hydro-météorologiques capables de générer des transformations physiques à la nature du couvert et mécaniques à son assemblage glacielle pendant le phénomène de la débâcle.

Le taux de fonte du couvert neigeux recouvrant le bassin versant est contrôlé par les précipitations liquides et le réchauffement des températures atmosphériques. Dès le 21 avril **(a)**, le couvert de glace a présenté des indices de fonte sous forme de mares d'eau sur la surface englacée résultant de l'effet du **rayonnement solaire**. Suite aux vagues de chaleur accompagnée de pluie ou de neige mouillée au mois de mai, les débits et les niveaux d'eau des petites rivières et des confluent en amont se sont accrus et ont alimenté la rivière Koksoak **(b)**. L'initiation de la **crue** a dicté les contraintes sous le couvert de glace qui a forcé sa fracturation, l'épanchement de l'eau en surface des glaces et l'initiation du déglacement dès la 3^e semaine de mai **(c)**. L'énergie calorifique absorbée par les segments déglacés en amont a alimenté le

réchauffement de la rivière Koksoak. Les eaux douces plus chaudes sous le couvert ont permis sa maturation et sa rupture progressive vers l'aval (**b-h**).

Le 25 mai, la dégradation des glaces dans l'estuaire fluvial s'est manifestée par l'apparition d'une série de couloirs en eau libre résultant de l'accélération **des courants** (jusant et fluvial) en période de vive-eau (**c**). Ces formes allongées indiquent la transformation du régime hydraulique, c'est-à-dire l'augmentation de la turbidité, l'émergence de tâches noires (zones minces ou mares) supraglacielles et des ouvertures (eau libre) dans la glace (**c-f**). D'après l'interprétation de l'image RADARSAT-2 du 1^{er} juin, ces caractéristiques se sont accentuées à la fin du mois de mai. En outre, le détachement de grandes plaques décamétriques dans le corridor à l'ouest de la Grande île Elbow a montré la perte de compétence du couvert plus mince et le rôle joué par le jusant et le courant fluvial qui se sont chargés de dégager le front du couvert de glace et d'évacuer les glaces flottantes vers la baie d'Ungava (**e**).

La débâcle dynamique et thermique déjà en cours s'est intensifiée le 4 juin après les évènements de pluie (**g**). La nappe de glace antérieurement cohérente sur les deux confluent majeurs (Mélèzes et Caniapiscau) s'est désarticulée en morceaux mobiles qui ont dérivé vers l'aval où ils ont été arrêtés par des glaces plus solides et épaisses (**h**). Partout le long du littoral, les glaces de rive et le pied de glace ont été inondés et dessoudés de la côte. Malgré la forte hausse des débits, les pluies et le léger réchauffement des températures, le couvert de glace dans l'estuaire fluvial, quoiqu'aminci demeure statique autour des îles Elbow et dans la baie de Kuujuaq. La multiplication de trous de fonte dans le couvert a montré la progression de la dégradation thermique. L'action des **rayons incidents** à courte longueur d'onde à travers ces orifices a amplifié le processus de fonte (Beltaos, 1995). Le tassement et la fusion de la neige et de la glace de neige (blanche) en surface ont réduit l'albédo et ont favorisé le pourrissement des glaces (débâcle thermique).

Les mécanismes de démantèlement impliqués dans le segment marin sont très différents de ceux de l'estuaire fluvial et de la rivière. La dislocation de grands fragments de glace dans l'estuaire marin de l'aval vers l'amont est le résultat combiné et complexe des paramètres physiques **vents, marées et vagues**. Le constat de la perte de la glace le 13 mai, sous l'effet du vent est évident (**d**). Ici, la glace de chenal mince a succombé au fort vent soufflant à contre courant (baissant) en période de morte-eau. Les vagues générées ont fragilisé et brisé la glace qui a été évacuée ensuite par le jusant. Par la suite, la pluie a stimulé la fusion du couvert alors que le va-et-vient des débris flottants à la marge frontale de la nappe de glace intacte a contribué au morcellement du pied de glace et du couvert de glace dans le chenal. Les

oscillations périodiques de la marée ont activé le couvert de glace d'un mouvement vertical et horizontal.

En période de vive-eau le 24 mai, les forts courants tidaux et les variations des hauteurs d'eau ont provoqué des réseaux de fracture, diminuant la résistance mécanique du couvert. Les courants tidaux et fluvial ont également été responsable de l'érosion hydro-thermique, de la dissociation des glaces et de l'évacuation des fragments flottants et dessoudés du substrat intertidal. L'interprétation des images RADARSAT-2 a mis en évidence le rôle du flot dans le segment marin qui a déclenché un épicycle de fissures et la désorganisation mécanique du couvert de glace. Le chenal marin a été libéré de son recouvrement durant une période de vive-eau. Le rôle de la période de vive-eau sur la glace solide s'est manifesté par la création d'une ouverture entre la glace du chenal et le pied de glace et par l'inondation de la surface du pied de glace. Le jusant quant à lui, a disloqué les glaces fragilisées par le flot, les a transportées et les a évacuées hors de leur lieu d'origine. Les contraintes exercées par les marées (mouvement vertical et horizontal) sur le couvert de glace sont évidentes mais difficiles à évaluer. Nous sous-entendons les effets indéniables de la croissance et de la décroissance des marnages qui génèrent la fracturation puis de la rupture et érodent le couvert de glace.

De plus, les **débris glaciels en mouvement** dans le segment marin ont également percuté le front de glace et le pied de glace solide et ont contribué à son ablation. Le démantèlement dynamique dans l'estuaire maritime est presque complété le 4 juin à l'exception du pied de glace sur la rive orientale.

Tableau 6.1 Observations principales des phases de la débâcle du printemps 2009 mises en relation avec les courants littoraux et les conditions climatiques ainsi que les dates d'observations au moyen d'outils technologiques.

Id	Observations particulières du déglacement	Dates	Courants/périodes	Conditions climatiques
a)	1 ^o signe de fonte (estuaire) mares sur le couvert	21 avril	Croissant lunaire Montant	Dégagé, SE T > 5°C (pm)
b)	1 ^o signe de fonte Taches noires (rivière) Trous de fonte, lacs et tributaires partiellement déglacés	25 mai 4 juin	Vive-eau Montant	Pluie, vent du nord T = -0,9°C (pm)
c)	Doigts digités : estuaire fluvial, inondation rives et taches noires sur le couvert	25 mai	Vive-eau Descendant	Nuageux, SSO
d)	Démantèlement Début : estuaire marin	13 mai	Morte-eau Descendant	Dégagé, humide, Vent fort ONO T = -3°C
e)	Démantèlement Début : estuaire fluvial > Feuilletés mobiles > Inondation des berges	1 juin	Morte-eau (31 mai) Descendant	Nuageux, NO à NE, T > 5°C (pm)
f)	Évacuation glace chenal Fin : segment marin	1 juin (aval)	Morte-eau Descendant	Nuageux et neige humide, NO-NE
g)	Glaces flottantes souillées ; turbidité	5 et 8 juin 4 juin	Vive-eau (7 juin) Basse mer 13:00	Pluie, brouillard, vents N à NNE
h)	Milieu fluvial : Amont du goulet sud = zones d'embâcles, tributaires déglacés, débris mobiles	11 juin	Décroissant Descendant	Nuageux, vent nul, pluie faible, T = 5°C Coup de chaleur
i)	Crêtes de poussée glacielle, cordons glaciels Pustules (apparents)	Entre 16:00 le 11 et 06:00 le 12 juin	Décroissant Descendant	Gén. nuageux, SE à nul T > 5°C (pm)
j)	Évacuation fluvial rive est, pied de glace et île Bar	15 juin	Morte-eau Descendant	Gén. nuageux, ONO, T > 15°C crue maximum
k)	Évacuation fluvial rive ouest, pied de glace (aéroport)	16 juin	Vive-eau Descendant	Nuageux, pluie, Vent du sud, T > 12°C
l)	Fin du régime annuel	18 juin	Vive-eau, Descendant	Gén. Nuageux, Vent du nord

Les images RADARSAT-2 ont également permis de montrer que les lieux à fort risque d'embâcle correspondent aux resserrements géomorphologiques de la rivière (h). L'entraînement des **débris de glace sous le couvert** intact par le courant fluvial contribue à affaiblir la structure du couvert et à faire avancer le front de débris de l'amont en aval (Jasek, 2003a).

Les masses d'air provenant de la baie d'Ungava ont produit un climat très instable pendant la première semaine de juin, isolant la glace par de nouvelles précipitations neigeuses. La **couverture nuageuse** prépondérante, a quant à elle, protégé la surface englacée du rayonnement solaire direct. Les événements de pluie successifs après le 4 juin ont contribué à augmenter l'équivalent en eau du couvert hivernal et à faire fondre la glace. Les sédiments incrustés dans les glaces échouées et flottantes sont devenus très apparents (g). Ces sédiments fins se sont aussi infiltrés sur et dans le pied de glace.

Lorsque la force de résistance du couvert est devenue inférieure à celle des courants, les sections devenues précaires se sont détachées (débâcle dynamique) et le front de débris a migré vers le nord. Les images RADARSAT-2 ont montré que les deux types de débâcle (thermique et dynamique) ont lieu simultanément à différents endroits sur la rivière Koksoak. Elles ont aussi mis en évidence l'acheminement des floes de fragments glaciels par la crue printanière (h). Ces débris sont venus ébranler et percuter les sections plus épaisses du chenal. Le maintien des embâcles s'est fait là où la couverture de glace a été plus solide et où la configuration de la rivière était sinueuse et étroite.

La direction du vent a guidé, selon la marée, les glaces à la dérive dans les baies. Les conditions hydro-météorologiques entre le 10 et le 15 juin ont montré que **les vents chauds et secs du sud** et de l'est ont soufflé entraînant une hausse importante du mercure et des débits (j). La détérioration de la glace dans la baie de Kuujuaq a largement été affectée par la dégradation thermique visible à l'aide des pustules et des crêtes de pression sur les estrans (i). La crête de poussée glacielle formée le 12 juin édiflée en période de morte-eau sous-entend une plus grande influence de la crue printanière et du climat sur la déstructuration du couvert plus solide. Les observations ont également montré le rôle plus important de la morphologie et de la bathymétrie du chenal, de l'épaisseur et de la composition structurale des glaces et des courants qui ont régulé la vitesse du démantèlement glacielle.

Le déglacement s'est exécuté plus rapidement sur la rive occidentale de l'estuaire (flot) que sur la rive est (j). Cependant, l'inverse s'est produit dans le segment fluvial (jusant et courant fluvial) (k). Le couvert de glace a été plus résistant dans le secteur du Vieux-Chimo et dans la baie de

Kuujjuaq. Cette dernière est caractérisée par de faibles profondeurs, des estrans larges couverts de blocs (sédimentation et ancrage pour la glace de fond). Les **débits maximums** ont accru le courant fluvial orienté vers la rive droite juste passé l'étranglement de la baie de Kuujjuaq. Sans vent et en période de morte-eau la baie à l'est a été délogée de son couvert par la crue. La rive opposée ne s'est déglacée que quatre jours plus tard (le 16 juin) et la fin du régime glaciaire a été constatée le 18 juin (**l**).

Enfin, les données enregistrées depuis 1962 aux stations hydrométriques des rivières aux Mélèzes et Caniapiscau montrent que la débâcle en rivière a eu lieu entre le 20 mai et le 1 juin. Cependant, les récurrences de la débâcle et le remodelage du littoral (embâcle) ont été les plus nombreuses entre le 5 juin et le 13 juin. La débâcle 2009-2010 confirme en partie ces observations printanières (**h, i, j**).

6.3.2 Processus d'englacement

Le tableau 6.2 comprenant les phases reliées à la période d'englacement du couvert de glace est présenté dans cette section (Annexe B). Il montre la séquence des phases d'englacement qui ont conduit au recouvrement complet du site étudié déduite à partir des observations par télédétection et sur le terrain. Ces étapes du régime glaciaire mettent en lumière les facteurs physiques et environnementaux capables de générer la nucléation des cristaux, de modifier la morphologie des glaces flottantes et de changer l'hydraulique de l'environnement pendant la densification et la congélation du couvert de glace.

L'englacement s'est produit à partir des petits tributaires en eau douce qui ont précédé le réseau de drainage principal. Le segment fluvial a été le premier à être recouvert, suivi du segment estuarien en eau douce et finalement par une section en eau saumâtre. L'englacement à l'échelle régionale a été affecté par la variabilité des cadences de surfusion des eaux et la variation des profondeurs de la rivière.

Dans la zone d'étude, suite à la première nuit sous 0°C, nous avons dû compter une semaine avant l'apparition des premières traces de glace flottante et de glace de rive (**a-b**). Les conditions environnementales ont montré que la genèse initiale de fins cristaux a d'abord été synchronisée la nuit à un système à haute pression et des bas niveaux d'eau. Ce processus s'est réalisé aux étales de basse mer et aux étales de courant (Tableau 6.2).

Les températures ont été amplifiées par le refroidissement éolien qui a contribué à la surfusion des eaux de surface, à la **nucléation** du frasil de même qu'à la fabrication de glace thermique dans les mares (estrans) et rattachée aux plages à marée basse et à marée haute (**c**).

Les périodes de vent fort ont poussé les glaces et construit au début de l'englacement, des empilements de glaces chaotiques sur les hauts de plage (**d**). Leur compaction et le comblement de la rive orientale en raison des **vents dominants** de toute la zone d'étude, a précédé l'englacement de la rive occidentale de près d'un mois. Ces observations concordent avec la cartographie dynamique de la débâcle qui a montré que le couvert de glace du littoral marin à l'est avait résisté plus longtemps au démantèlement ce qui n'a pas été le cas dans l'estuaire fluvial.

L'hydrodynamique de l'environnement a été très efficace dans la construction du pied de glace. L'adhérence au **pied de glace** et son érosion par les glaces à la dérive ont été contrôlées principalement par les températures atmosphériques, les hauteurs d'eau et les glaces elles-mêmes (érosion). Les **vents froids** et les **marées** ont aidé à la **congélation** et à la densification du couvert composé de radeaux composites, de conglomérats de frasil et de frasil (**c-g-j**). La production de frasil dans le segment estuarien a été stimulée plus tardivement pendant la saison, en raison de la température de l'eau, de la salinité et des conditions hydrauliques (MODIS). Sans négliger le transport de frasil par le **flot** pendant l'englacement (MODIS), la turbulence du jusant a stimulé la fabrication et la cohésion du frasil en radeaux et les a entraînés vers le nord (**e**). Les glaces à la dérive (radeaux de frasil) prises en charge par le flot ont été bousculées, roulées, poussées, soulevées et soudées entre elles sur les estrans.

L'effet d'une **période de redoux** sur la croissance des glaces flottantes a été observé pour l'ensemble de la zone d'étude. De grandes plaques de glace mince décimétrique se sont disloquées des rives à la mi-novembre. Les événements de pluie et de neige humide ont contribué à réduire la qualité des glaces (**f**). L'accroissement des courants à l'approche de la vive-eau (fluvial et tidal) a assuré leur décrochement et leur mobilité vers l'aval. Les photographies séquentielles illustrant le charriage de frasil au départ de l'amont (fluvial) a permis de constater l'effet de la vitesse des courants et des passes sur la forme et la congestion des glaces dynamiques (**g-i**).

De plus, les images du 27 novembre et du 3 décembre ont montré que la séquence atmosphérique a empêché la **fixation** des glaces dans le système fluvial. Elles ont également montré que la durée en suspension des glaces, la turbulence (vive-eau) des courants, les rafales et la neige ont tous contribué à modifier la morphologie et à épaissir les glaces flottantes

par aspersion (g). La **compaction** des glaces flottantes s'est effectuée dans les tronçons les plus étroits du chenal et dans les zones à bathymétrie profonde (mouilles) (i). Les eaux plus calmes et les courants plus faibles ont en effet conduit à l'agglomération et à la juxtaposition des glaces entre elles.

À la tête de la rivière Koksoak, le 9 décembre, les zones turbulentes à la confluence de la rivière aux Mélèzes et de la rivière Caniapiscau n'étaient que partiellement englacés alors qu'en amont de l'île Koksoak, plusieurs segments calmes étaient déjà recouverts de glace (Figure 4.44). En effet, ces observations concordent avec les très faibles températures et les débits rapportés par la station hydrométrique en amont (Figure 4.19).

Dès le 13 décembre, le resserrement latéral du chenal par l'extension de la glace de rive au droit du goulet au sud de la baie de Kuujjuaq est évident (j). La congestion des glaces dans l'étranglement a été suivie par la congélation de cette zone. Le **recouvrement glaciaire** ayant progressé sur la rivière en amont de la baie de Kuujjuaq s'est complètement solidifiée autour du 15 décembre (i). Pendant ce temps, les images MODIS ont confirmé l'augmentation de la concentration et du transport de frasil à la surface des eaux à la hauteur des passes de The Narrows et de l'île Hendry dans l'estuaire vers le site d'étude (Figure 5.39).

Les observations ont révélé la séquence par laquelle s'est opérée l'**obstruction** du débit des glaces dans les passes turbulentes (i). La première congestion s'est faite du côté est de la Petite île Elbow par temps **froid et très venteux**. Cette mouille profonde s'est bouchée lorsque la concentration des glaces mobiles acheminées de l'amont et de l'aval s'est accrue considérablement causant l'arrêt de l'écoulement glaciaire en surface. Lorsque la 2^e passe s'est engorgée autour du 30 décembre, les glaces flottantes plus denses se sont accumulées en amont de ce pont de glace et de celui formé en amont de l'île Bar. Autour du 10 janvier, sauf pour le seuil près de l'île Midway, les glaces mobiles se sont consolidées et ont fermé la baie de Kuujjuaq (j-k).

Dans tout les cas, la fermeture s'est exercée dans les passages étroits au croissant des **marnages** (↑ des courants et de hauteurs d'eau), par temps sec et venteux. Par contre, le corridor à l'ouest de la Grande île Elbow s'est recouvert lentement dû à la bathymétrie peu profonde et à l'intensité des courants.

La fixation d'un assemblage de radeaux de frasil produit dans l'estuaire juste après la mort-eau a été conditionnelle à sa **fermeture** le 5 février (i). Ces radeaux de frasil échoués et soudés sur le seuil au nord de la passe le 10 janvier, ont contribué à changer l'hydraulique dans le couloir sensible à l'intensité du flot. Ainsi, la paralysie des glaces dans ces trois couloirs de même que le recouvrement de la section en amont de la rivière ont mené à la réduction considérable de la quantité de frasil générée dans le système. Ces conditions hivernales ont littéralement amorti l'écoulement naturel de la rivière et les courants tidaux sous le couvert de glace (surtout le jusant).

Tableau 6.2 Observations principales des phases de formation à l'automne 2009 mises en relation avec les courants littoraux et les conditions climatiques ainsi que les dates d'observation au moyen d'outils technologiques

Id	Observations particulières de l'englacement	Dates	Courant/période	Conditions climatiques sans ref. éolien
a)	1 ^{er} apparition sorbet-frasil (marin et fluvial)	27 octobre 07:00	Descendant Mortes-eaux	Dégagé, venteux NO T = -9,8°C
b)	1 ^{er} apparition de frasil (estuaire fluvial)	24 octobre 09:00	Fin du Baissant (1,30 mètre)	Dégagé vent faible T = -5,8°C
c)	Pied de glace – frasil (glace de rive, mares et berges) marina	27 octobre 07:00 30 octobre 16:00 11 novembre	Étale haute mer Mortes-eaux Étale de basse mer	Venteux, O-NO, Venteux, E
d)	Accumulation de glace rive ouest, plaquettes rive est, glace composite	30 octobre 12:00 31 octobre	Croissant Descendant Descendant	Vent faible de l'E T = -3,4°C Vent d'ouest
e)	1 ^{er} radeau de frasil mince (marin et fluvial-Ile Bar)	27 octobre 10:00	Descendant Mortes-eaux	Dégagé, vent faible de l'O T = -3°C
f)	Dislocation de grands feuillets minces de l'amont	13 novembre 16 novembre	Croissant, descendant Vives-eaux	Nuageux, vent faible sud, Pluie, T = -1°C
g)	Radeaux coalescents, Collision pont (émoussée et épais) Fixation des radeaux	27 novembre 06:00 01 décembre 07:00 02 décembre 02 décembre 06:00	Maree haute Mi-montant Vives-eaux BM-Croissant	Neige, NE fort, -3,2°C Neige, vent moy, -8,6°C Dégagé, v faible, -12°C Neige, vnuil, -2,3°C

Tableau 6.2 Observations principales des phases de formation à l'automne 2009 mises en relation avec les courants littoraux et les conditions climatiques ainsi que les dates d'observation au moyen d'outils technologiques (suite)

h)	Comblement intertidale (90%) zone d'étude	21 décembre	Basse mer Mortes-eaux	Nuageux et pluie, NNE Redoux
i)	Blocage passe Elbow Est (#1)	12 au 13 décembre	Croissant, bas niveau	Poudrierie, O, -19°C
		14-15 décembre	Fin croissant, haut niveau	Idem, neige, S, 15°C
	Passe au sud de Kuujuaq	30 décembre	Croissant, bas niveau	Dégagé, SSO, -23°C
	Passe centrale (#2)	10 janvier	Début croissant, bas niveau	Dégagé, SO T = -25,8°C
	Blocage au N de la passe à l'ouest (#3) Fermeture de la passe ouest	5 février 2010	Morte-eau	Crist. de glace, NO, 23°C
j)	Densification des glaces	Mi-décembre à janv	hautes et basses	Vague de froid
k)	Estuaire fluvial	10 janvier 2010 12:00	Croissant	Dégagé, SO
	Glaces immobilisées		Marée basse	T = -25,8°C
l)	Couverture zone d'étude (≈ 84 %)	14 janvier 2010 06:00	Vives-eaux Montant	Nuageux, Venteux Sud, T = -21,2°C
m)	Front de glace	12 janvier 09:00	Croissant	Neige, venteux NO
	Rampe marina		Haut niveau	T = -32,3°C
n)	Front au delà de l'angle de visé: caméras du port	21 janvier 09:00	Mortes-eaux Basse mer	Généralement dégagé, NO, T = -20,4°C
o)	Front au Promontoire Whales Head (instable)	≈ fin février 2010	Marée Haute	Dégagé, SSO T = -10,5°C
p)	Fissure transversale (caméra marina)	02 avril 2010 06:00	Grande marée d'équinoxe	Nuageux, nord
q)	Zone en eau libre (Ile Midway)	Non-englacée tout l'hiver		

Dans l'estuaire marin, le radar a montré que la glace s'est étendue en grands feuillets minces et clairs (faible rétrodiffusion de volume). L'imbrication digitée des glaces minces a été forcée par l'intensité du flot acheminant le sorbet de frasil pendant près de trois semaines au front de la glace consolidée (m, n, o). Les étales de haute mer (calme) a permis la congélation et la progression lente du recouvrement en aval. Les débits ont largement diminué, cette caractéristique hydrique a permis de supposer que la salinité dans ce segment s'est accrue pendant l'englacement dans l'estuaire. Nous estimons que la zone d'étude s'est refermée vers le fin février (o). Cependant le couvert de glaces est demeuré très instable étant donné la courte période accordée à sa solidification (année chaude) et à son épaissement. Ce même milieu a subi d'importantes modifications hydrauliques et physico-chimiques pendant l'évolution dynamique du processus d'englacement (réduction de débit par le barrage Caniapiscau loin en amont).



CHAPITRE 7 : CONCLUSION

La glace d'estuaire constitue un phénomène complexe dont les interdépendances avec les processus thermiques et les processus hydrauliques de même que les caractéristiques morphologiques du cours d'eau sont multiples. Ce mémoire s'est intéressé à la caractérisation des processus glaciels pendant la saison 2009-2010 afin de saisir l'impact des glaces (glace de rive et d'estuaire) sur le littoral, sur les infrastructures maritimes et sur les activités traditionnelles des Kuujjuamiut. Ainsi, nous avons cherché à mieux comprendre la sensibilité et l'instabilité du régime glacial dans l'estuaire Koksoak. L'objectif principal de ce mémoire qui est ***de consolider les connaissances actuelles de la dynamique glacielle estuarienne de la rivière Koksoak*** a été réalisé en développant une méthode multidisciplinaire détaillée et systématique encore non utilisée dans les milieux estuariens subarctiques en régime macrotidal. L'établissement du suivi des glaces d'estuaires par l'interprétation des images RADARSAT-2 a mis en lumière les rapports qu'entretiennent les glaces dynamiques et statiques avec les caractéristiques morphologiques, topographiques, hydrauliques et bathymétriques (seuils-mouilles) de même que météorologiques du milieu.

7.1 Atteinte des objectifs

Premièrement, une clé d'interprétation des images radar applicable pour le suivi de la dynamique glacielle estuarienne au moyen d'observation et de survols aériens a été développée.

L'approche méthodologique basée sur la chronoséquence des images RADARSAT-2 (printemps et automne) a mené à la discrimination et à la validation des types de glace et des flux glaciels. Une cartographie dynamique du processus de déglacement a été élaborée et plusieurs indices de détérioration ont été identifiés et liés soit aux fluctuations hydrauliques ou à la dégradation du couvert de glace. La méthode a permis de faire la distinction spatiale des régions englacées au début de la croissance des glaces et des lieux dépouillés à la fin du cycle de dégénérescence du couvert. Ainsi, le rôle des cycles marégraphiques et des vents indispensables au charriage, à la dislocation, à la fonte, au gel et au regel et à l'orientation des glaces flottantes a pu être constaté pendant les phases critiques du régime glacial.

La chronologie des étapes de formation et de dégradation des processus glaciels a été interprétée puis déduite sous forme de tableau à l'aide des différents moyens techniques et analytiques choisis. Cette stratégie a nécessité un niveau de suivi serré en raison de la complexité des processus observés, de la superficie du territoire étudié et de la rapidité à laquelle s'exercent les processus dynamiques comme par exemple dans le cas de la débâcle. La fréquence d'acquisitions d'images de 3 à 4 jours s'est avérée suffisante pour suivre la progression du déglacement et de la mobilité des débris glaciels lorsque combiné au registre hydro-météorologique. Toutefois, le suivi de l'englacement a été plus ardu en raison de l'acquisition de la première image après le début de la genèse des glaces et du long hiatus dans la séquence temporelle entre décembre et janvier 2010. L'interprétation de la phase de nucléation, de la consolidation et de la croissance du couvert a dû être complétée en intégrant des images optiques MODIS Terra et Aqua (bandes 7-2-1) afin d'améliorer la fréquence du suivi des glaces. La période de formation et de comblement de la superficie non-englacée a pu être suivie entre le 21 décembre 2009 et le 14 janvier 2010, avec ces images. Malgré ces difficultés, l'interprétation des étapes d'englacement sont fiables. Les caractéristiques visuelles des images RADARSAT-2, une fois liées au registre, ont amélioré considérablement l'analyse de la mobilité des glaces. Elles ont permis de mettre en évidence les paramètres qui ont affecté la croissance et la décroissance ainsi que les caractéristiques morphologiques du couvert de glace.

L'interprétation des images RADARSAT-2 en mode Ultra-Fin s'est avérée extrêmement utile pour l'extraction d'information fine relative aux formes, aux indices de déstructuration du couvert et aux formations glacielles perceptibles à la surface de la rivière. Nous pensons à l'identification des crêtes de poussée, aux cordons glaciels, aux crêtes de pression, aux pustules, aux lieux d'embâcles, à la détection des trous de fonte et aux inondations (mares). Malgré les défis liés à la réflexion spéculaire dus à la taille et à l'épaisseur des cibles (radeaux de frasil) en début d'englacement, la validation terrain a permis de diminuer les confusions entre les argiles humides des estrans exondés, la neige saturée (gadoue) et les fines pellicules de glace formées aux étales de basse mer. La comparaison des images RADARSAT-2 en mode Ultra-Fin a montré qu'il est important de tenir compte des paramètres climatiques, des niveaux d'eau et des paramètres d'acquisition des images radar lors de leur interprétation.

Deuxièmement, les rôles des températures atmosphériques et du battement des marées sur la dynamique des processus glaciels ont été évalués.

Tout d'abord, nous avons constaté que la fonte du couvert neigeux a débuté en concordance avec le réchauffement atmosphérique à la fin avril. La crue a dicté les contraintes sous le

couvert de glace en rivière qui a forcé sa fracturation, l'épanchement de l'eau en surface et l'initiation du déglacement, la dernière semaine de mai. Par contre, les mécanismes de démantèlement impliqués dans le segment marin ont été très différents de ceux de l'estuaire fluvial. La dislocation en grands fragments de glace dans l'estuaire marin de l'aval vers l'amont est le résultat combiné et complexe des paramètres physiques vents, marées, vagues et débris glaciels.

Pendant la dégénérescence du couvert, l'analyse des paramètres hydroclimatiques, l'interprétation des images radar et des photographies ont montré que les rôles de la marée exercés sur le couvert solide, surtout en période de vive-eau ont été la fonte hydrothermale et la fracturation hydromécanique. Le jusant a contribué au mécanisme de dislocation des glaces fragilisées par le flot, au transport et à l'évacuation hors du segment ou sur les rives environnantes. Dans l'estuaire fluvial, l'érosion hydrothermale et l'affaiblissement structural (fractures, crêtes de pression) sont clairement présents. Cependant, l'action des paramètres atmosphériques tels que la température, le vent chaud et sec (E et S), et la pluie a favorisé davantage le pourrissement du couvert. Les masses d'air de l'Ungava et le temps couvert ont à l'inverse protégé la glace du rayonnement incident, donc de la fonte. La crue printanière et les glaces à la dérive sont venues bousculer le couvert de glace plus résistant (embâcle) de façon dynamique et ce en période de morte-eau.

Pendant le gel, les glaces flottantes fabriquées en eau douce et charriées dans le chenal ont subi l'effet des courants et des vents dominants de l'ouest qui les ont orientées sur les rives. Les résultats ont montré que l'hydrodynamique de l'environnement a été très efficace dans l'engraissement et la construction du pied de glace et que les températures extrêmes, les hauts niveaux d'eau et le vent ont contribué à sa fixation. De plus, la genèse initiale de fins cristaux aux étales de basses mers par les bas niveaux d'eau correspond au passage d'une haute pression (temps froid et clair). L'intensité du vent (refroidissement éolien) a contribué à la consolidation des glaces, à la surfusion des eaux de surface et à la nucléation primaire et secondaire.

L'englacement complexe de l'estuaire fluvial, de la rivière et des trois passes a mené à la réduction de la quantité de frasil générée dans le système hydrologique, à la transformation de la morphologie des structures à la dérive dans l'estuaire marin et à la modification de l'hydraulique de la rivière. Les bas niveaux d'eau (morte-eau) et les vagues de froid ont provoqué l'immobilisation et la fixation des glaces flottantes denses dans le chenal. En janvier dans l'estuaire, les cycles de marée montante conjugués au froid continental du sud-ouest ont

mené à l'élargissement de la zone englacée par le raccord de grands feuillets minces à l'extrémité aval des glaces déjà solides. Les eaux saumâtres, la diminution de l'apport de frasil venant de l'amont et la hausse de la turbulence à l'approche de la passe Whales Head ont ralenti la prise des glaces dans le segment maritime.

La prémisse de départ considérait que le régime glacial de ce système subarctique ouvert était régulé notamment par la température de l'air et les conditions marégraphiques de la rivière. En effet, les résultats ont montré que ces paramètres moteurs contrôlent les nombreux mécanismes impliqués dans le recouvrement et le démantèlement glacial de l'estuaire. Cependant, il est très difficile d'évaluer l'importance du premier par rapport au deuxième puisqu'ils agissent en symbiose pendant toutes les étapes du régime glacial. À la lumière des résultats, l'activité éolienne s'est également révélée indispensable dans la dynamique du gel et du dégel du couvert de glace.

Troisièmement, l'effet des caractéristiques morphologiques du chenal sur la croissance, l'évolution et la décroissance d'un couvert de glace a été évalué.

Le suivi des processus glaciels a montré que plusieurs facteurs ont contrôlé la vitesse du démantèlement des glaces dans la zone d'étude. La morphologie du chenal et la bathymétrie ont agi sur les courants, la structure glacielle, l'épaisseur et la solidité du couvert de glace. La baie de Kuujuaq fournit un bon exemple en raison de la largeur des estrans, des faibles profondeurs et de l'accalmie des courants dans l'estuaire fluvial. De plus, les vents dominants soufflant la neige sur la rive orientale permettent également la formation de glace de neige plus épaisse que la rive opposée.

En plus de l'embâcle de 1979 à la hauteur de Whales Head, les images RADARSAT-2 ont permis de situer les lieux à forts risques de congestion glacielle qui correspondent aux resserrements de la rivière. Quatre endroits ont été ciblés dont deux au sud de la baie de Kuujuaq et deux autres, les goulets étroits des îles Elbow, au nord.

Les résultats ont également présenté les relations qu'entretiennent les particules de frasil fines avec le temps passé dans l'écoulement et la turbulence de la rivière au passage des étroits géomorphologiques. Ces paramètres dictent la morphogénèse des agrégats de frasil une fois qu'ils ont été intégrés dans le système hydrologique.

La chronologie de la période d'englacement a dévoilé la séquence temporelle par laquelle s'opère l'engorgement des passages étroits autour des îles Elbow soit de l'est vers l'ouest. Nous avons aussi constaté, en mettant en relation la bathymétrie et le couvert de glace, que les

glaces agglomérées s'entassent et se consolident sur les estrans, les hauts-fonds et les mouilles pour former un couvert rugueux. Ces indices ont permis de supposer que la vitesse d'écoulement diminue dans les mouilles et qu'elle s'intensifie au-dessus des deux seuils. Par ailleurs, le seuil de la passe ouest de même que la zone non-englacée (polynie) près de l'île Midway pourraient être une source potentiellement génératrice de particules de frasil supplémentaire aux zones de ruptures de pente en amont et en aval (les passes de The Narrow et de l'île Hendry).

Les nombreux blocs erratiques et glaciels mobiles au printemps sont omniprésents sur les zones intertidales exondées de l'estuaire. Ils sont également d'excellents points d'ancrage et d'adhésion pour les particules fines de frasil en transit dans l'écoulement du Koksoak. Cette glace de fond contribue à épaissir et solidifier le pied de glace et à restreindre le flux hydrique sous le couvert de glace.

Quatrièmement, les impacts géomorphologiques du processus glacial (glace de rive et estuaire) sur les berges, les infrastructures maritimes et les activités traditionnelles des Kuujjuamiut ont été évalués.

Les berges

Les images RADARSAT-2 ont montré que les deux types de débâcle (thermique et dynamique) ont lieu simultanément à différents endroits sur la rivière Koksoak. Les résultats ont montré le façonnement des berges induit par les glaces lors de la rupture du couvert au printemps. Le recensement des formes et formations sédimentaires et glacielles a montré l'action érosive exercée par le pied de glace qui tracte les blocs et racle le fond intertidal au gré des marées. À la débâcle, le pied de glace basculé et poussé sur les plages s'est transformé en cordons glaciels alignés surtout sur le haut des estrans dans l'estuaire fluvial. De nombreuses levées glacielles, des marques d'affouillement et des formes arquées ont été identifiées sur le lit de la rivière Koksoak. Ces empreintes témoignent de l'activité glacielle passée et actuelle. Quant aux bourrelets de poussée et aux rampes glacielles, leur orientation préférentielle est souvent perpendiculaire à la rivière montrant l'action des marées sur les berges. Les affleurements rocheux intertidaux soumis à la gélifraction et aux pressions hydrodynamiques et glacielles libèrent une grande quantité de blocs anguleux de tailles hétérogènes.

Les caméras et les campagnes de terrain ont montré que les sédiments meubles sont transportés par les radeaux de glace. Les aînés ont également mentionné le charriage de blocs métriques et le délestage de ces derniers pendant la débâcle dans la partie sud de la baie de

Kuujuaq et dans le centre du chenal. Cette baie représente donc un bassin de décantation et d'accumulation sédimentaire important surtout sur la rive ouest (aéroport) et du côté est près des îles Elbows. Ces secteurs sont parsemés de blocs erratiques et glaciels.

L'infrastructure maritime

L'emplacement de l'infrastructure maritime est certes une cible pour les radeaux de glace mobiles et les vagues principalement formées au nord dans l'estuaire. Les informations extraites des images RADARSAT-2 ont précisé les lieux d'impact sur la partie externe du brise-lame. Lors de marée montante, les vents du nord et de l'est dirigent les glaces directement dans l'entrée de la marina créant leur refoulement sur l'estran en aval de cette construction. Par contre, au baissant, c'est la rampe d'accès et la partie au sud de l'infrastructure qui sont généralement percutées par les glaces mobiles poussées par le vent du sud. La mise en place du pied de glace dès le 11 novembre a servi à protéger la base du brise-lame. Bien entendu, le suivi des glaces pendant une année est insuffisant pour évaluer les impacts physiques sur cette construction compte tenu des sérieux travaux d'ingénierie exécutés récemment et de l'imprévisibilité annuelle du régime glaciaire depuis les dernières années. Dans cette perspective, un suivi à plus longue échéance serait recommandé pour en estimer les dommages réels dans un contexte de réchauffement climatique soutenu.

Les connaissances des Inuit

Les informations fournies par les aînés ont apporté de nouvelles interrogations en lien avec l'hydraulique de la rivière Koksoak. Ils ont rapporté que la précarité des glaces d'estuaire, tangible depuis 1970 a progressé en amont et ce, jusqu'au promontoire de Whales Head. Les glaces minces dans l'estuaire marin s'installent plus tardivement. L'imprévisibilité du climat et des glaces dans l'estuaire s'est accrue au cours des quatre dernières années (2008-2011). La glace instable limite énormément la capacité de traverser sur la rive orientale à la hauteur de l'infrastructure. La glace plus rugueuse dans l'estuaire fluvial s'est consolidée en face de Kuujuaq en 2009, près de deux semaines après la date usuelle du 25 décembre. Il semble que ce soit le vent du nord plus fréquent et les vents chauds du sud en novembre qui retardent l'englacement et qui conditionnent la rugosité des glaces en surface. Les routes d'accès vers les autres communautés et les aires de trappe et de chasse au caribou s'en trouvent également affectées. Selon les aînés, l'accroissement de la rugosité du couvert de glace est principalement dû au vent, mais également à l'augmentation de la force du flot (formations glacielles) et à l'abaissement du niveau d'eau de la rivière Koksoak.

De plus, l'hydrogramme post-détournement a montré que la crue printanière se produit une dizaine de jours plus tôt que la crue avant le détournement de la rivière en 1981. La saison glacielle écourtée limite surtout l'accès aux ressources. Des trajets plus sécuritaires sont empruntés en amont de la communauté ou le long de rivière pour minimiser les accidents en motoneige et pallier à l'accroissement de l'imprévisibilité des connaissances climatiques ancestrales.

Advenant un réchauffement soutenu, les solutions à envisager face aux effets de la variabilité du climat sur le régime des glaces et des infrastructures côtières doivent être trouvées et appliquées de façon intégrée pour et par le résidants du Nunavik. Ces pratiques doivent être durables. Ceci nécessite l'écoute des besoins des communautés et de leurs pratiques culturelles, l'implication locale dans la recherche et la collaboration de la jeunesse Inuite qui est moins adaptée aux multiples modifications territoriales. L'érosion de l'environnement culturel et l'accroissement démographique soulèvent l'importance d'encourager l'implication des aînés dans la passation orale du savoir territorial mais aussi d'intégrer des pratiques ancestrales de la lecture des paramètres climatiques et environnementaux auprès de la jeunesse. À cet égard, les aînés ont exprimé un intérêt sérieux à vouloir approfondir leur participation au sein de la recherche. Étant très préoccupés devant les modifications environnementales rapides auxquelles ils font face.

Dans le cadre de notre étude, le choix d'intégrer aux connaissances scientifiques le savoir traditionnel environnemental des aînés a bonifié les informations temporelles et spatiales recueillies relativement aux régimes des glaces et aux paramètres analysés. La terminologie qualitative utilisée par les Kuujjuamiut pour décrire les processus et les types de glace a été recensée et validée auprès des participants des ateliers. Ce type de suivi multidisciplinaire a mené à l'acquisition de séries de données inédites (satellite, photos) pour l'analyse de la durée du régime glacial et sa mobilité. Il a certes contribué à des gains de connaissances scientifiques sur la dynamique glacielle d'une des rivières débouchant dans la baie d'Ungava.

Cette surveillance de la rivière Koksoak par RADARSAT-2 a offert une meilleure connaissance des conditions glacielles pour répondre aux défis liés à la sécurité publique, à l'accès territorial et au maintien de l'intégrité des infrastructures maritimes. Les informations sur la glace proviennent à la fois du savoir scientifique et de la transmission orale du savoir environnemental local (Annexe C). Cette collaboration contribue à la fois à approfondir les connaissances du territoire étudié par les scientifiques, à renforcer la capacité d'adaptation des communautés aux

changements climatiques et environnementaux et à améliorer les pratiques qui s'en suivent concrètement (Tremblay et al, 2006; Furgal et Tremblay, 2008).

7.2 Contribution de la recherche et principales avenues

Cette recherche contribue non seulement à enrichir les connaissances sur la dynamique du régime glacial pendant une année, mais également à documenter les étapes du cycle des glaces en regroupant les moyens sur le terrain et la technologie à très haute résolution. Le développement d'une approche multidisciplinaire adaptée au suivi des glaces d'estuaire par imagerie radar et la caractérisation des processus glaciels et de la mobilité des glaces dans un estuaire macrotidal représentent une contribution significative pour la géomorphologie côtière, l'hydrologie et la télédétection.

Quant aux avenues de recherche, cette étude offre la possibilité de poursuivre l'analyse de d'autres volets énoncés dans ce travail et d'explorer de nouvelles avenues de recherche. Par exemple, dans la baie de Kuujuaq, la résolution très fine a fourni des informations détaillées et incontestables au sujet des modifications structurales et des types d'écoulement glacial pendant le régime hivernal (cordons, crêtes de poussées, embâcles, trous de fonte, crêtes de pression, pustules, estrans à bloc, pied de glace) et ce malgré la sensibilité du radar à l'humidité de surface. Ce niveau de détail rend justice à l'application de la télédétection dans une perspective dynamique, spatiale et temporelle puisqu'elle enrichit les connaissances sur la mobilité des glaces, les formes et les formations dans le domaine de la géomorphologie glacielle dans les estuaires nordiques macrotidaux. La méthode utilisée, améliorée par l'intégration des images optiques, mérite d'être reprise ailleurs dans l'Ungava où la caractérisation des processus glaciels est inexistante.

Les résultats ont montré que les processus qui régulent la formation et la dégradation des glaces sont très différents dans le cas des deux régions hydrographiques étudiées. Premièrement, nous avons vu que la période d'englacement en novembre s'est superposée à un système atmosphérique qui a maintenu la pression relativement élevée pendant plus de deux semaines. Le temps doux, très variable (coup de vent) et peu enneigé (10 au 26 novembre) ont contribué à différer l'intensité de l'englacement et à empêcher la consolidation des glaces dans l'estuaire. Il serait dorénavant intéressant d'observer la durée et la fréquence interannuelle de ce type de système.

Deuxièmement, nous nous interrogeons sur la localisation des sources potentiellement génératrices de frasil dans l'estuaire. Par exemple, dans les sections très véloces autour des îles Elbow. Sous un climat froid, la concentration de frasil a des implications considérables sur la croissance, l'épaississement hydraulique et la morphogenèse des glaces.

Troisièmement, la mise en place du recouvrement glaciaire dans l'estuaire nous amène à nous questionner sur le taux de salinité et de l'influence de la température de l'eau sur le régime glaciaire (douce et saline) en période de faible débit dans l'estuaire (englacé et en eau libre). Des mesures supplémentaires permettraient l'analyse de ces paramètres et amélioreraient notre compréhension de la composition et de la qualité du couvert de glace dans l'estuaire marin. Des sondes de mesure de salinité et de température permanentes pourraient être installées dans la zone d'étude (estuaire fluvial/marin) à environ 2 mètres sous les niveaux les plus bas des basses mers.

Quatrièmement, l'un des défis rencontrés lors de l'étude de la rivière Koksoak est l'absence de données fiables. Nous pensons entre autres, à la bathymétrie partielle, à la topographie des battures incertaines et aux régimes hydraulique (vitesse de courant) et des marées. Il serait important de faire progresser la connaissance de la bathymétrie de la rivière, de faire un suivi estival et hivernal des apports d'eau douce (seul le suivi estival se fait partiellement, actuellement). Un modèle hydrodynamique pourrait être développé, ce qui permettrait d'avoir une idée un peu plus réaliste des problématiques hydrodynamiques tout le long de la Koksoak.

À cet égard, deux marégraphes ont été installés à l'embouchure de la Koksoak en septembre 2010 afin d'améliorer la fiabilité des données et des connaissances hydrodynamiques de la rivière. Cette initiative apportera certes des réponses aux questions qui demeurent en suspens. Selon les aînés, à la tête de la rivière en saison estivale, le niveau d'eau aurait diminué de 2,5 m. Cet abaissement serait perceptible jusqu'au promontoire Whales Head. Cependant, il demeure difficilement quantifiable en raison de l'absence de mesures récentes. Messier (1985) avait estimé une diminution post-détournement de l'ordre de 0,75 à 0,80 m. L'analyse des courants et des propriétés physico-chimiques de l'estuaire amènerait aussi une meilleure compréhension des conditions menant à la progression en amont de la zone d'instabilité des glaces, à l'implantation d'une polynie permanente dans l'estuaire fluvial et aux nouvelles propriétés physiques de la glace (épaisseur, densité, porosité, types de glace).

De plus, une meilleure connaissance de la salinité, de l'épaisseur (carottage *in-situ*) et de la composition des différents types de glace (carottage) permettrait de démystifier l'environnement estuarien et de mieux comprendre ses effets sur la polarisation multiple (Mermoz, 2010).

Ces données pourraient être intégrées dans des modèles servant à la classification semi-automatisée des types de glace. La connaissance de l'épaisseur des glaces et du milieu demeure essentielle afin de prévoir des voies de transport nordique sécuritaires et d'identifier les secteurs les plus dangereux pour les habitants sans quoi il est très difficile de cartographier la rivière de façon fiable pour l'utilisation quotidienne des citoyens.

Finalement, les séquences photographiques et radar fournissent une banque de données offrant un suivi quasi-continu qui pourrait servir à extraire d'autres paramètres comme les niveaux d'eau ou la vitesse de l'écoulement des glaces. Le suivi par RADARSAT-2 de 2009 sera poursuivi pendant deux années supplémentaires (2010 et 2011). Au fil du temps, les caractéristiques physiques et les variables hydro-climatiques provoquant les ruptures et le gel pourraient servir d'indicateurs pour établir les scénarios futurs (modèles) et montrer certains patrons récurrents. Un suivi serré des différences annuelles reflétant les variations du climat et de l'hydrologie serait un atout pour évaluer non seulement le régime des glaces et le rôle de la réduction du débit sur les processus glacial mais également pour assurer la sécurité des habitants. La population a témoigné que le Nunavik subi des transformations climatiques et environnementales depuis les années soixante-dix. Cependant, ce n'est que depuis les travaux de dérivation, le 25 octobre de 1981, que le couvert de glace du système fluvial Koksoak présente des changements physiques importants.

LISTE DES RÉFÉRENCES

- Agence spatiale canadienne (2007). *A New Satellite, a New Vision (Radarsat-2)*. Numéro de catalogue, ST99-13/2007.
- Alford, M, E., Carmack., E, C (1988). *Observations sur le manteau glaciaire et le débit du fleuve Yukon près de Whitehorse en 1983-1984*. Rapport 40 de l'INRH, Étude 162. Série scientifique de l'Institut national de recherche en hydrologie, Direction générale des eaux intérieures et des terres, Environnement Canada, Saskatoon, p 38.
- Allard, M., Champagne, P (1980). Dynamique glaciaire à la Pointe d'Argentenay, île d'Orléans, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 34(2):159-174.
- Allard, M., Séguin, Maurice, K (1987). Le pergélisol au Québec Nordique. *Géographie physique et Quaternaire: bilan et perspectives*. 41(1):141-152.
- Allard, M., Fournier, A., Gahé, E., Séguin M. K (1989). Le Quaternaire de la côte sud-est de la baie d'Ungava, Québec nordique. *Géographie physique du Quaternaire*, 43(3):325-336.
- Allard, M., Michaud, Y., Ruz, M-H., Héquette, A (1998). Ice foot, freeze-thaw of sediments, and platform erosion in a subarctic microtidal environment, Manitounuk Strait, northern Quebec, Canada1. *Canadian Journal of Earth Science* 35:965-979.
- Allard, M., Calmels, F., Fortier, D., Laurent, C., L'Hérault, E., Vinet, F (2007). *Cartographie des conditions de pergélisol dans les communautés du Nunavik en vue de l'adaptation aux changements climatiques*. Programme d'adaptation aux changements climatiques, Ouranos, Montréal, p 42.
- Andrishak R., Hicks, F (2005). Impact of Climate Change on the Peace River Thermal Ice Regime. *Proceedings of the 13th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers*. Committee on River Ice Processes and the Environment (CRIPE). Hanover, NH, September 15-16.
- Andrishak R., Hicks, F (2008). Simulating the effects of climate change on the ice regime of the Peace River. *Canadian Journal Of Civil Engineering*. 35(5):461-472.
- Doi: 10.1139/I07-129
- Anonyme (2003). Notions fondamentales de la télédétection. Ressources Naturelles Canada, <http://cct.nrcan.gc.ca> (Consulté en octobre 2008)
- Ashton GD (1986). *River and Lake Ice Engineering*. Water Resources Publications, Littleton, Colorado, USA. 485 p.
- Bates BC., Kundzewicz, Z, W., Wu, S., Palutikof, J, P (2008). IPCC Technical Paper VI. *Climate Change and Water*, IPCC Secretariat, Geneva, p 210.
- Bégin Y (1981). Le glaciaire actuel et ancien sur les rivages de Post-à-la-Baleine, Québec subarctique Maîtrise (Université Laval, Québec). 143 p.
- Bégin Y (2006). *Le changement climatique en cours dans le Nord du Québec*. Mémoire présenté à la commission parlementaire sur les transports et l'environnement, sous le thème de l'impact du réchauffement climatique dans le Nord du Québec (Centre d'études nordiques, Québec), p 1-15.

- Beltaos S (2000). Advances in River ice hydrology. *Hydrological Processes*. 14:1613-1625.
- Beltaos S (1990). Fracture and breakup of river ice cover. *Can. J. Civ. Eng.* 17(2):173-183.
- Beltaos S (1995). *River Ice Jams*. Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch, Colorado, USA. 372 p.
- Beltaos S (1997). Effects of climate on river ice jams. *Le 9e atelier sur les glaces Fluviales Nouveau-Brunswick*.
- Beltaos S (1997). Onset of ice breakup. *Cold Regions Science and Technology* 25(3):183-196.
- Beltaos S., Prowse, TD (2001). Climate impacts on extreme ice-jam events in Canadian rivers. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques* 46(1).
- Beltaos S (2007). *River Ice Break-up*. Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch, Colorado, USA. 462 p.
- Beltaos S., Carter, T (2009). Field studies of ice breakup and jamming in lower Peace River, Canada. *Cold Regions Science and Technology* 56(2-3):102-114.
- Beltaos S., Prowse, T, D (2009). River-ice hydrology in a shrinking cryosphere. *Hydrological Processes*. 23:122-144.
- Bennett K, E., Prowse, T D (2010). Northern Hemisphere geography of ice coverage. *Hydrological Processes* 24:235-240.
- Bonsal B., Prowse, TD (2003). Trends and Variability in Spring and autumn 0°C-Isotherm dates over Canada. *Climatic Change* 57:341-358.
- Bonsal B., Prowse, TD., Duguay, C., Lacroix, M (2005). Impacts of Large-Scale Teleconnections on River-Ice Duration over Canada. Committee on River Ice Processes and the Environment, 13th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers (CRIPE), Hanover, NH, September 15-16, 2005.
- Breton PM (1982). *Summary of information about the Koksoak River region; Bilan des connaissances de la région de la rivière Koksoak*. Groupe d'étude conjoint Caniapiscou-Koksoak, SAGE Ltée & Gilles Shooner Inc (Société d'énergie de la baie James, Lachine), p 248.
- Brown LC., Duguay, C R (2010). The response and role of ice cover in lake-climate interactions. *Progress in Physical Geography* (On line): pp.1-34. Doi: 10.1177/0309133310375653
- Clerc C., Gagnon, M., Breton-Honeyman, K., Tremblay, M., Bleau, S., Gauthier, Y., Aloupa, S., Kasudluak, A., Furgal, C., Bernier, M., et Barrett, M (2011). *Changements Climatiques et Infrastructures Maritimes au Nunavik - Connaissances locales et point de vue des communautés de Quaqtuaq, Umiujaq et Kuujuaq*. (Rapport final présenté au ministère des Affaires Indiennes et du Nord Canada), p 140.
- Conly F, M., Prowse, T D (1997). *Hydrologic response to freeze-up on large northern rivers (case study)*. *Winter Environments of Regulated Rivers, Proceedings of the 8th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers (CRIPE)*; 23-42 p.

- Crane RG (1978). Seasonal variations of sea ice extent in the Davis Strait-Labrador Sea area and relationships with synoptic-scale atmospheric circulation. *Arctic* 31(4):434-447.
- Dibike Yonas., Prowse, TD., Saloranta, T., Ahmed, R (2010). Evolution of Northern Hemisphere Lake-Ice Characteristics and Thermal Structures in a Changing Climate. *20th IAHR International Symposium on Ice*. Lahti, Finland, June 14 to 18, 2010.
- Déry Stephen J., Hernandez-Henriquez, M, J., Burford, Jason, E., Wood, Eric, F (2009). Observational Evidence of an Intensifying Hydrological Cycle in Northern Canada, *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, L13402.
- Desplanque C., Bray, I, D (1986). Winter ice regime in the tidal estuaries of the northeastern portion of the Bay of Fundy, New-Brunswick. *Canadian Journal of Civil Engineering*. 13(2):130-139.
- Desplanque C., Mossman, D. (1998). A review of ice and tide observations in the Bay of Fundy. *Atlantic Geology* (34):195-209.
- Dingman S, L., Assur, A (1969). *The effects of thermal pollution on river ice conditions*. Pt. 11: A simplified method of calculation. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory Research Report 206:10.
- Dionne J-C (1992a). Canadian Landform Examples. 25 ice-push features. *The Canadian Geographer*, 36(1):86-91.
- Dionne J-C (1992b). Ring structures made by shore ice in a muddy flat, St-Lawrence estuary, Canada. *Sedimentary Geology*, 76(3-4):285-292.
- Dionne J-C (1972). La dénomination des mers du postglaciaire au Québec. *Cahiers de géographie du Québec*, 16(39):483-487.
- Dionne J-C (1973). La notion de pied de glace (Icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent. *Cahiers de géographie du Québec*, 17(41):221-250.
- Dionne J-C (1968c). Action of shore ice on the tidal flats of the St-Lawrence estuary. *Maritime Sediments*, 4(3):113-114.
- Dionne J-C (1971a). Érosion glacielle de la slikke, estuaire du Saint-Laurent. *Revue de la Géomorphologie dynamique*, 20(1):5-21.
- Dionne J-C (1979). Ice action in the lacustrine environment. A review with particular reference to Subarctic Quebec, Canada. *Science Reviews* 15:185-212.
- Dionne J-C (1978). Le glacielle en Jamésie et en Hudsonie, Québec Subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 32(1): 3-70.
- Dionne J-C (1985). Les formations glacielles des rivages du Saint-Laurent. *GEOS*, 14(2):1-4.
- Dionne J-C (1993). Données quantitatives sur les cailloux à la surface du couvert glacielle, estuaire du Saint-Laurent. *Géographie physique et Quaternaire*, 47(2):181-192.
- Dionne J-C., Poitras, S (1996). Observations géomorphologiques sur la batture à méga-blocs, à Petite Rivière, Charlevoix, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 50(2):221-232.

- Drouin H., Gauthier, Y., Bernier, M., Jasek, M., Penner, O., Weber, F (2007). Quantitative validation of RADARSAT-1 river ice maps: *Proceedings of the 14th Workshop of the Committee on River Ice Processes and the Environment, (CRIPE)* (Quebec City, June 19-22, CD-ROM, p 18.
- Drouin H (2007). Validation quantitative des cartes de glaces de rivière RADARSAT-1. Mémoire de maîtrise, Institut National de la Recherche Scientifique, Québec. 102 p.
- Duguay C, R., Prowse, TD., Bonsal, B, R., Brown, R, D., Lacroix, M, P., Ménard, P (2006). Recent trends in Canadian lake ice cover. *Hydrological Processes* 20:781-801.
- Duguay R, C., Pultz, J, T., Lafleur M, P., Drai D (2002). RADARSAT backscatter characteristics of ice growing on shallow sub-Arctic lakes, Churchill, Manitoba, Canada. *Hydrological Processes* 16:1631-1644.
- Doi: 10.1002/hyp.1026
- Eicken H., Dmentrenko, I., Tyshko, K., Darovskikh, A., Dierking, W., Blahak, U., Groves, J., Kassens, H (2005). Zonation of the Laptev Sea landfast ice cover and its importance in a frozen estuary. *Global and Planetary Change* 48:55-83.
- Doi: 10.1016/j.gloplacha.2004.12.005
- Forbes DL., Taylor, R.B (1994). Ice in the shore zone and the geomorphology of cold coasts. *Progress in Physical Geography* Vol. 18 No. 1:59-89.
- Fournier A., Allard, M (1992). Periglacial Shoreline erosion of a rocky coast estuary: Rivière George, Northern Québec. *Journal of Coastal Research*. 8(4):926-942.
- Furgal C, and Prowse, TD (2008). Northern Canada; *From Impacts to Adaptations; Canada in a Changing Climate 2007*. Chapter 3, Natural Resources & Environment Canada, p 453. <http://adaptation.nrcan.gc.ca/assess/2007/pdf/full-complete.pdf>
- Gangloff P., Gray, J T., Hillaire M C (1976). Reconnaissance géomorphologique de la côte ouest de la baie d'Ungava. *Revue de géographie de Montréal*, 30(4):339-348.
- Gatto L (1993). Riverbank conditions and erosion in winter. *US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory*.
- Gauthier Y., Weber, F., Savary, S., Jasek, M., Paquet, LM., Bernier, M. (2006). A combined classification scheme to characterize river ice from SAR data In *EARSel, eProceedings* 5(1):77-88.
- Gauthier Y., Bernier, M (2008). FRASIL : Cartographier la glace de rivière depuis l'espace. Bureau de l'information géographique gouvernementale, relevant du Plan géomatique du gouvernement du Québec (PGGQ). Consulté le 30 novembre 2009. <http://www.quebecgeographique.gouv.qc.ca/approfondir/bibliotheque/geoinfo/geoinfo-avril-2008.asp>
- Gauthier Y., Paquet, L-M., Gonzalez, A., Bernier, M (2008). Utilisation d'images radar et d'un SIG en appui à la prévision des crues hivernales. *Géomatica* 62 (2):273-285.
- Gauthier Y., Tremblay, M., Bernier M., Furgal, C (2010). Adaptation of a radar based river ice mapping technology to the Nunavik context. *Canadian Journal of Remote Sensing* 36(1):168-185.
- Gélinas L (1959). *La région du lac Gabriel (partie Est) et la région du Fort Chimo (partie Ouest), Nouveau-Québec*. Rapport préliminaire (R.P. 407). Ministère des mines, service de la carte géologique, p 10.

- Gherboudj IA., Bernier, M., Hicks, F., Leconte, R (2007). Physical characterization of air inclusions in River ice. *Journal of Cold Regions Science and Technology* 49(3):179-195.
- Gherboudj IA., Bernier, M., Leconte, R. (2008). Understanding the radar interaction with the river ice cover at different polarizations (HH, VV, and VH) and frequencies (C, X, L). *IGARSS08*, July 6-11, Boston, Ma. CD-ROM.
- Gherboudj IA., Bernier, M., Leconte, R. (2010). A Backscatter Modeling for River Ice. Analysis and Numerical Results, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol 48, No 4, pp 1788-1798.
- Gilbert J-E (1956). *Le Nord de Québec, un nouveau domaine minier. Étude du territoire compris entre Eastmain et la baie d'Ungava*. Rapport géologique (R.G. 56). Ministère des Mines, Service de la carte géologique Québec, p 31.
- Gilbert R (1990). A Distinction between Ice-Pushed and Ice-Lifted Landforms on Lacustrine and Marine Coasts. *Earth Surfaces Processes and Landforms* 15(1):15-24.
- Centre des glaces (SHC) (1992). Climatologie de l'épaisseur de la glace; normales 1961-1990. Environnement Canada, Service de l'environnement atmosphérique, p 273.
- Geological Survey of Canada (1978). *The Coastline of Canada: littoral processes and shore morphology*. Halifax, Nova Scotia, May 1-3, edited by S.B. McCann., Canadian Government Publishing, Hull, Canada, p 439.
- Gordon DCJ., Desplanque, C. (1983). Dynamics and Environmental Effects of Ice in the Cumberland Basin of the Bay of Fundy. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 40(9):1331-1342.
- Guilcher, A (1972). Le glacier, en particulier des côtes du Saint-Laurent d'après Jean-Claude Dionne : *Annales de Géographie*, 81(443):118-120.
- Hall D (1998). *Remote Sensing of snow and Ice Using Imaging Radar*. Manuel of Remote Sensing no 2. 703 p.
- Hicks F., Beltaos, S (2008). River Ice. Cold Region Atmospheric and Hydrologic Studies: The MacKenzie GEWEX Experience, Hydrologic Processes, Woo M-K, Springer Berlin Heidelberg, New York Vol 2.
- Hicks F (2009). An overview of river ice problems: CRIPE07 guest editorial. *Cold Regions Science and Technology* 55:175-185.
- Hovelsrud GK, Smith, Barry (2010). *Community Adaptation and Vulnerability in Arctic Regions*. International Polar Year Oslo, Norway. 353 p.
- Jasek, M (2003a). Ice Jam release and Break-up front propagation. *Proceeding of the 12th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers*. Committee on River Ice Processes and the Environnement, (CRIPE). Edmonton, AB, June 19-20.
- Jasek M., Weber, F., Hurley J (2003b). Ice Thickness and Roughness Analysis on the Peace River using RADARSAT-1 SAR Imagery. *Proceeding of the 12th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers Ice*, Committee on River Ice Processes and the Environnement, (CRIPE). Edmonton, AB, June 19-20, 2003.
- Lacroix MP., Prowse, TD., Bonsal, BR., Duguay, CR., Ménard, P (2005). River Ice Trends in Canada. Committee on River Ice Processes and the Environment, (CRIPE). *13th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers*. Hanover, NH.

- Lauriol B., Gray, J.T., Hétu, B. et Cyr, A (1979). Le cadre chronologique et paléogéographique de l'évolution marine depuis la déglaciation dans la région d'Aupaluk, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33:189-203.
- Lauriol B., Gray, J.T. (1980). Processes responsible for the concentration of boulders in the intertidal zone in Leaf Basin, Ungava. *The Coastline of Canada*, ed S.B. McCann, Ottawa Geological Survey of Canada (paper 80-10):281-292.
- Lauriol B (1982). Géomorphologie quaternaire au sud de l'Ungava, *Paléo-Québec* (15):174.
- Laverdière C., Guimont, P (1980). *La vallée du Caniapiscau et du Kuujjuaq; Étude du milieu physique*. Société de développement de la Baie James, Environnement et Aménagement du territoire, p 216.
- Laverdière C., Guimont, P (1984). *Le glacier du Caniapiscau du canyon Eaton à l'embouchure*. Société de d'énergie de la Baie James. Direction Ingénierie et environnement), p 31.
- Laverdière C (1978). *Débâcle et activité glacielle du Caniapiscau du 26 au 29 mai, 1978*. Annexe 2. Société de développement de la Baie James, Environnement et Études, p 58.
- Leconte R (2007). Cours CTN-537 Gestion des ressources hydriques; Hydraulique des glaces. Montréal.
- Lenormand, F., Duguay, C (2005). The relationship between air temperature and Freeze-up/Break-up dates on lakes across northern Canada. 62nd Eastern Snow Conference, Waterloo, On, Canada. 4 p.
- Long B, Crémer, J-F (2001a). *Infrastructures maritimes du Nunavik; Dynamique sédimentaire*. INRS-Géoressources, Sainte-Foy, Québec pour GÉNIUM et la société Makivik, Québec, p 35.
- Long B., Ouellet, Y (2001b). *Rapport de mission sur le futur site portuaire de Kuujjuaq*. INRS-Géoressources, Université Laval, Québec, p 7.
- Matousek V (1984b). Types of ice runs and conditions for their formation. *Proceedings IAHR, International Symposium on Ice*, Hamburg, Germany, Vol 1: 315-327.
- McCann SB (1981). Subarctic tidal flats in areas of large tidal range, southern Baffin Islands, Eastern Canada. *Géographie physique du Quaternaire*, 35(2):183-204.
- Mermoz, S., Bernier, M., Pottier, E (2008). River ice mapping with PolSAR images. *IGARSS08 Proceedings*, Boston, 6-11 July.
- Messier D (1982). *Mesures de la salinité et des niveaux d'eau dans la rivière Koksoak en 1981*. Direction ingénierie et environnement, Société d'énergie de la baie James. Groupe d'étude conjoint Caniapiscau-Koksoak
- Messier D (1983). *Propagation de la marée et variation de la salinité dans l'estuaire de la rivière, un an après la coupure de la rivière Caniapiscau*. Direction Ingénierie et Environnement, Société d'énergie de la baie James. Groupe d'étude conjoint Caniapiscau-Koksoak. 26 p.

- Messier D (1984). *Conséquences de la coupure de la rivière Caniapiscau sur la propagation de la marée et de la salinité dans l'estuaire de la rivière Koksoak (baie d'Ungava)*. Société de l'Énergie de la Baie James, Direction Ingénierie et Environnement, p 49.
- Messier D (1985). *Synthesis of Physical Modifications in the Koksoak River Estuary Following the Cutoff of the Caniapiscau River*. Direction Ingénierie et Environnement, Société d'énergie de la Baie James, 54 p.
- Michel B (1978). *Ice mechanics*. Les Presses de l'Université Laval, Québec. 499 p.
- Morison J., Aagaard, K., Steele, M (2000). Recent Environmental Changes in the Arctic: A Review. *Arctic* 53(4): 359-371.
- Morse B., Burrell, B., St-Hilaire, A., Bergeron, N., Messier, D., Quanch, Thanh, T (1999). River ice processes in tidal rivers: Research needs. Committee on River Ice Processes and the Environnement, (CRIPE). *10th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers*. Winnipeg, Manitoba.
- Morse B., Messier, D., Strander, E., Quanch, Thanh, T (2001). Le savoir écologique local de la dynamique des glaces dans l'estuaire Portneuf. Committee on River Ice Processes and the Environnement (CRIPE). *11th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers*, Alberta, Canada, p 20.
- Morse B., Ringô, B (2004). L'impact d'un couvert de glace sur la dynamique des niveaux et de débits dans un estuaire méso-tidal. *8ème Journées Nationales Génie Civil-Génie Côtière Compiègne*.
- Morse B., Hicks, F (2005). Advances in river ice hydrology. *Hydrological Processes* 19:247-263.
- Pêches et Océans Canada (2008). *Tables des marées et des courants du Canada: L'Arctique et la baie d'Hudson.*, publié avec l'autorisation du Service hydrographique du Canada, p 100.
- Osterkamp TE, Gilfilian, R. E (1975). Nucleation characteristics of stream water and frazil ice nucleation. *Water Resources Research* 11(6):926-928.
- Osterkamp TE (1977). Frazil-ice nucleation by mass-exchange processes at the air-water interface. *Journal of Glaciology* 19 (81).
- Osterkamp TE (1978). Frazil ice formation: A Review. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE* 104(HY9): 1239-1255.
- Osterkamp TE, Gosink, J P (1983). Frazil ice formation and ice cover development in streams. *Cold Regions Science and Technology* 8:43-56.
- Ouellet Y, Ropars, Y (1979). *Influence de la réduction du débit d'eau douce sur la propagation de la marée et la répartition de la salinité dans la rivière Koksoak à l'aide d'un modèle mathématique unidimensionnel aux différences finies*. Université Laval, Département de génie civil. Direction Ingénierie et Environnement, Société d'énergie de la Baie James, p 70.
- Ouranos (2010). *Savoir s'adapter aux changements climatiques*. Montréal, p 128. http://www.ouranos.ca/fr/pdf/153_sssc_121_106_lr.pdf.
- Pelletier KD., Van der Sander, J., and Hick, F. E (2005). Synthetic Aperture Radar: Current capabilities and limitations for river ice monitoring. *17th Canadian Hydrotechnical Conference*, Edmonton, Alberta.

- Peters D, L., Prowse, T D (2001). Regulation effects on the lower Peace River, Canada. *Hydrological Processes*. 15:3181-3194.
Doi: <http://www3.interscience.wiley.com/cgi-bin/fulltext/88010738/PDFSTART>
- Pienitz R., Lortie, G., Allard, M (1991). L'isolement de deux bassins lacustres et la régression marine dans la région de Kuujuaq, reconstitués à l'aide de l'analyse des diatomées. *Géographie physique du Quatenaire*, 45(2):155-174.
- Plummer DA., Caya, D., Frigon, A., Côté, H., Giguère, M., Paquin, D., Biner, S., Harvey, R., De Elia, R., (2006). Climate and Climate Change over North America as Simulated by the Canadian RCM. *Journal of Climate* 19:3112-3132.
- Prowse TD., Culp, Joseph, M (2003). Ice break-up: a neglected factor in river ecology. *Canadian Journal of Civil Engineering*. 30:128-144.
- Prowse TD., Bonsal, BR (2004). Historical trends in river-ice break-up: A review. *Nordic Hydrology*. 35 4:281-293.
- Prowse TD., Bonsal, B R., Duguay, C., Lacroix, M (2007). River-ice break-up/freeze-up: a review of climatic drivers, historical trends and future predictions. *Annals of Glaciology* 46: 9.
- Rosen P (1979). Boulder barricades in central Labrador. *Journal of Sedimentary Petrology* 49(4):1113-1123.
- Sarrazin D (1996). L'évolution structurale et morphologique d'un pied de glace selon le régime thermique, l'Anse aux canards (île d'Orléans). Mémoire de Baccalauréat en géographie (Université Laval, Québec). 100 p.
- Shaw J., Taylor, R, B., Forbes, D, L., Ruz, R-H and Solomon. S (1998). *Sensitivity of the coasts of Canada to sea-level rise*. Natural Resources, Geological Survey of Canada offices, p 79.
- SOGEAM (1984). Surveillance géomorphologie de stations-témoins sur les rivières Caniapiscou et Koksoak. *Rapport de synthèse à de la Direction Ingénierie et Environnement*. SEBJ (SOGEAM Inc, Longueuil), p 150.
- Tremblay M, Furgal, C., Larrivée, C., Annanack, T., Einish, N., Swappie, N., Tookalook, P., Angiyou, E., Qiisik, M., Savard, J-P., Allard, M., Barrett, M et les communautés de Kangiqsujuaq, Akulivik, Ivujivik, Umiujaq, Kangiqsualujuaq et Kawawachikamach (2006a). Accès au territoire et aux ressources. Programme sur les impacts et adaptations liés aux changements climatiques (Ressources Naturelles du Canada), p 77.
- Tremblay M, Furgal, C., Lafortune, V., Larrivée, C., Savard, J-P., Barrett, M., Annanack, T., Enish, N., Tookalook, P., Etidloie, B (2006b). Communities and Ice; Bringing together Traditionnal and Scientific Knowledge. *Climate Change: Linking Traditionnal and Scientific Knowledge*. Riewe R, Oakes, Aboriginal Issues Press, University of Manitoba. p 289.
- Tremblay M, Furgal, C (2008). Les changements climatiques au Nunavik et au Nord du Québec: L'accès au territoire et aux ressources. Programme : Initiatives des écosystèmes nordiques, Environnement Canada, Kuujuaq, p 167.
- Tremblay M, Bleau, S., Bernier, M., Gauthier, Y., Tukkiapik, S., Baron, A., Barrett, M (2009). L'environnement de la rivière Koksoak : Une perspective des kuujjuamiut. Initiatives des écosystèmes nordiques - Environment Canada (Services des ressources renouvelables, Administration régionale de Kativik, Kuujuaq), p 62.

- Ulaby F, T., Moore, R, K., Fung, A, K (1986). «From Theory to Application». *Microwave Remote Sensing, Active and Passive*, Vol 3 Artech House, Dedham, p 2162.
- UNEP (2007). Global outlook for ice and snow in Environment program, (Dewa) Doewaa (UNEP/GRID-Arendal, Norway, Norway), p 238.
- Unterschultz K, D., Sanden, van der, J., Hicks, F (2009). Potential of RADARSAT-1 for the monitoring of river ice: Results of a case study on the Athabasca River at Fort McMurray, Canada. *Cold Regions Science and Technology* 55:238-248.
- Verger, F (1995). Slikkes et schorres, milieux et aménagement. Paris, *Norois*, Vol 42, 235-245.
- Vinet, F (2008). Géomorphologie, stratigraphie et évolution du niveau marin Holocène d'une vallée soumise à des conditions macrotidales en régression forcée, région de Tasiujak, Nunavik. Maîtrise en géographie, Université Laval, Québec.
- Walsh J., Anisimov, O., Hagen, J, O., Jakobsson, T., Oerlemans, J., Prowse, TD., Romanovsky, V., Savelieva, N., Serreze, M., Shiklomanov, A., Shiklomanov, I., Solomon, S (2005). ACIA, *Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge University Press, p 1042.
- Weber F., Nixon, D (2001). Identification of River Ice Types on the Peace River using RADARSAT-1 SAR Imagery. Committee on River Ice Processes and the Environment (CRIPE). *11th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers*. Ottawa, Ontario, p 1-17.
- Weber F., Nixon, D., Hurley, J (2003). Semi-automated classification of river ice types on the Peace River using RADARSAT-1 synthetic aperture radar (SAR) imagery. *Canadian Journal of Civil Engineering* 30:11-27.
- Williams GP (1963). Heat transfer coefficients for natural water surfaces. *Association of Scientific Hydrology Publication* 62:203-212.



GLOSSAIRE

Affouillement:

Action érosive, notamment intense et localisée, du courant creusant le fond et les berges d'un cours d'eau et dégageant les matériaux issus du creusement. Il y aura affouillement chaque fois que les forces érosives sont supérieures au seuil d'érodabilité du fond local.

Affluent ou tributaire:

Cours d'eau ou rivière qui se jette dans une rivière ou un lac plus grand.

Amplitude :

Différence entre la hauteur d'une pleine mer ou d'une basse mer et le niveau moyen. Ce terme est souvent utilisé à tort pour désigner le marnage.

Baie:

Rentrant du littoral, évasé vers le large et plus petit qu'un golfe. Une anse est une petite baie aux contours arrondis.

Basse mer :

Niveau le plus bas atteint par l'eau au cours d'un cycle de marée.

Berge :

Talus d'érosion latérale bordant le lit mineur, qu'il sépare du lit majeur.

Cap :

Pointe de terre saillante dans la mer. Élevé et escarpé, c'est un promontoire.

Chevauchement et imbrication :

Type de glace empilée dans lequel les floes, en se chevauchant, forment sur leurs bords des avancées en forme de « doigts » qui s'imbriquent alternativement au-dessus et au-dessous d'autres floes. Ce phénomène se retrouve fréquemment dans le nilas et la glace grise.

Chevauchement des glaces :

Phénomène de pression par lequel un fragment de glace monte sur un autre. Se produit surtout dans la nouvelle glace.

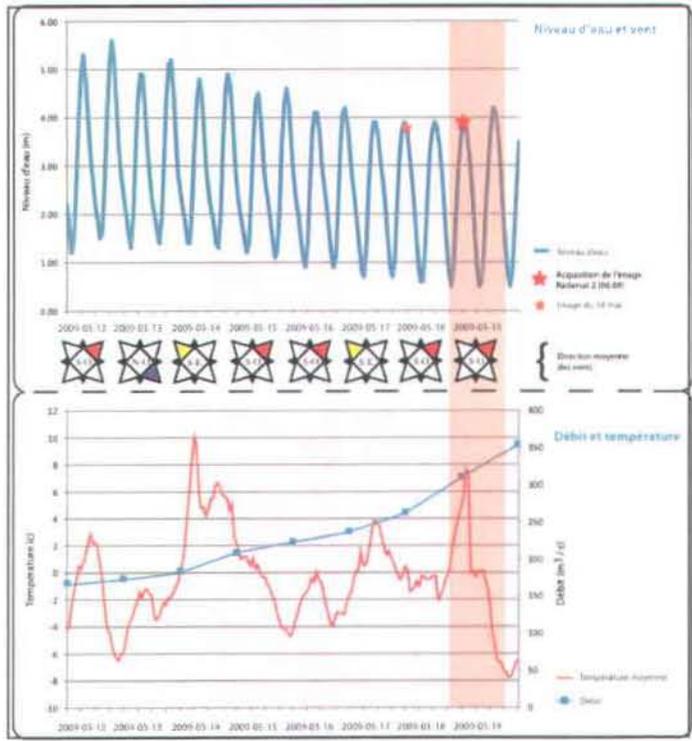
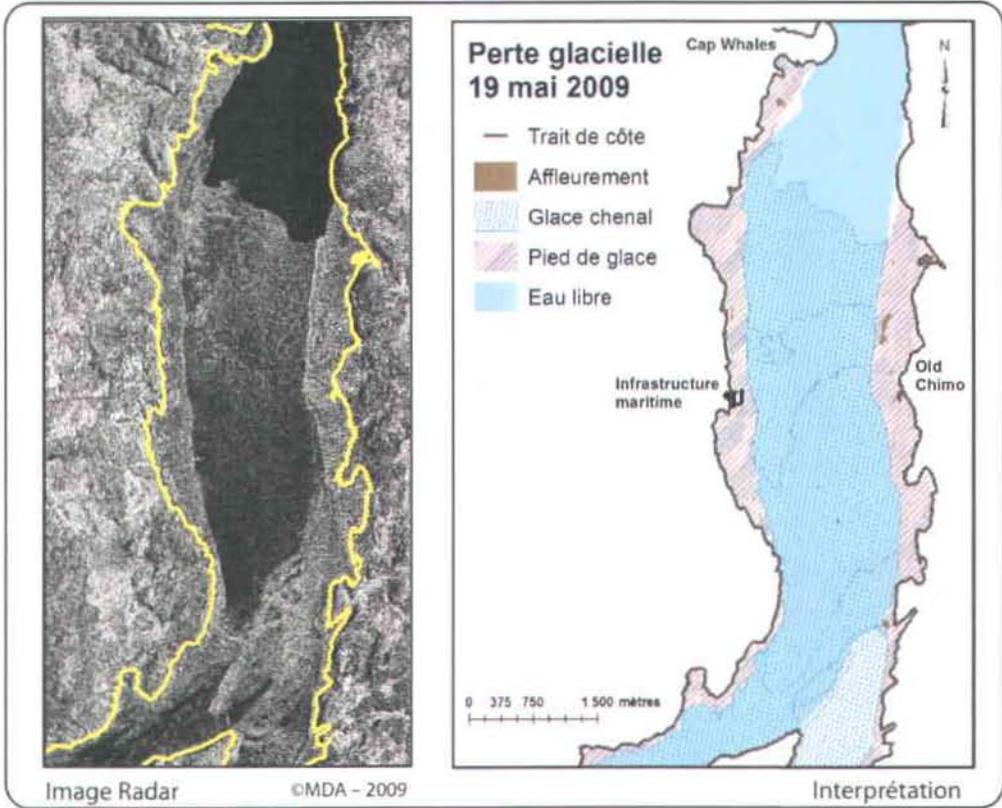
Cisaillement :

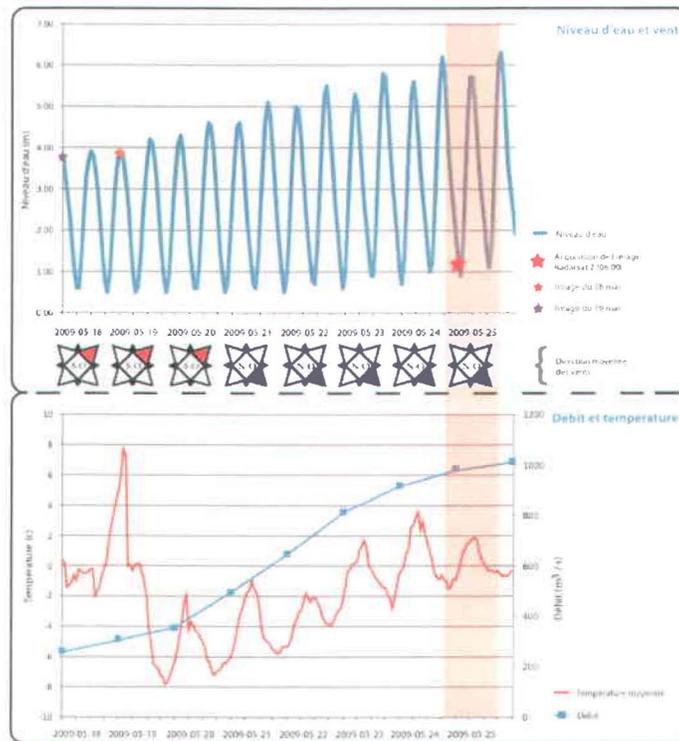
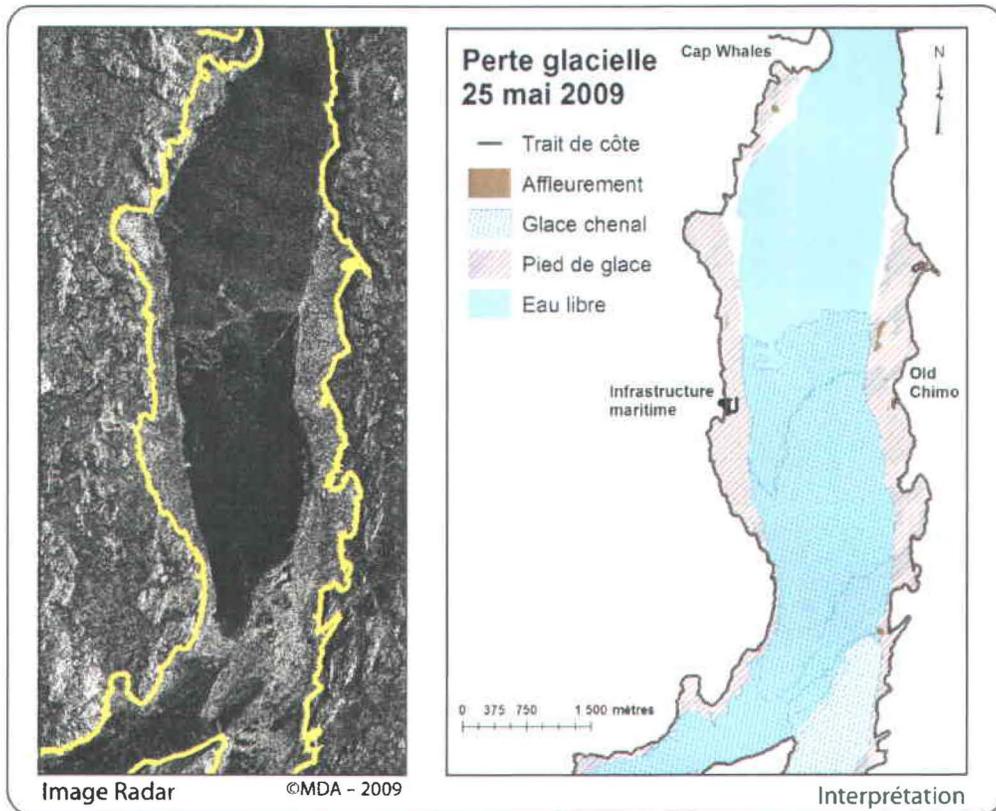
Une zone de banquise (pied de glace) est soumise au cisaillement lorsque le mouvement de certains floes varie substantiellement dans la direction perpendiculaire au mouvement, ce qui soumet la glace à des forces de rotation. Ces forces peuvent provoquer un phénomène comparable à une brèche de séparation.

Courant :

Déplacement horizontal de particules d'eau de mer, caractérisé par une direction et une vitesse.

Crue :





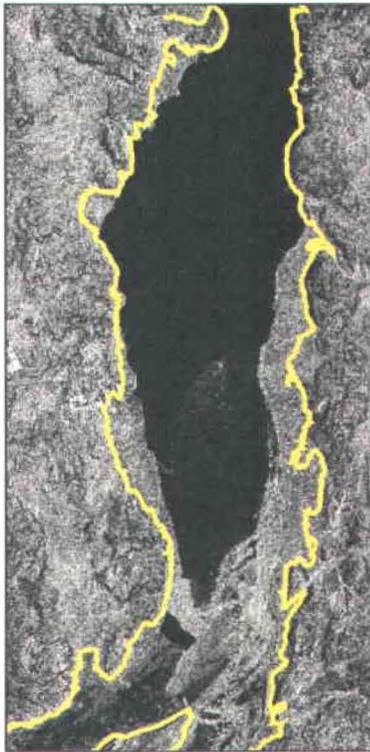
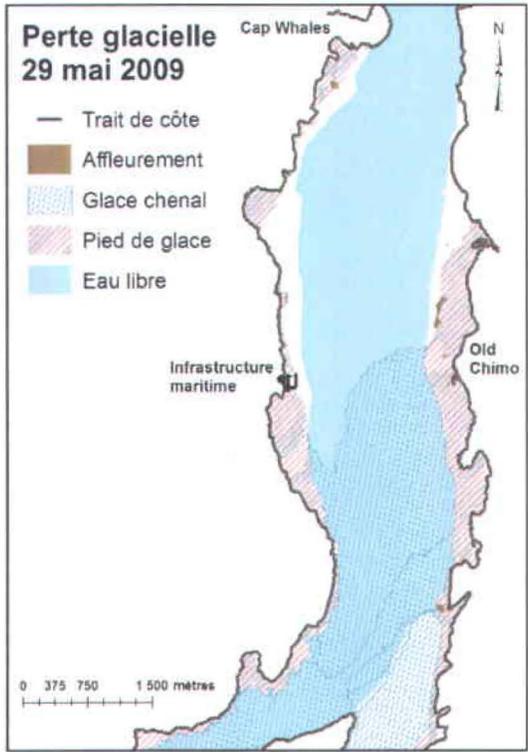
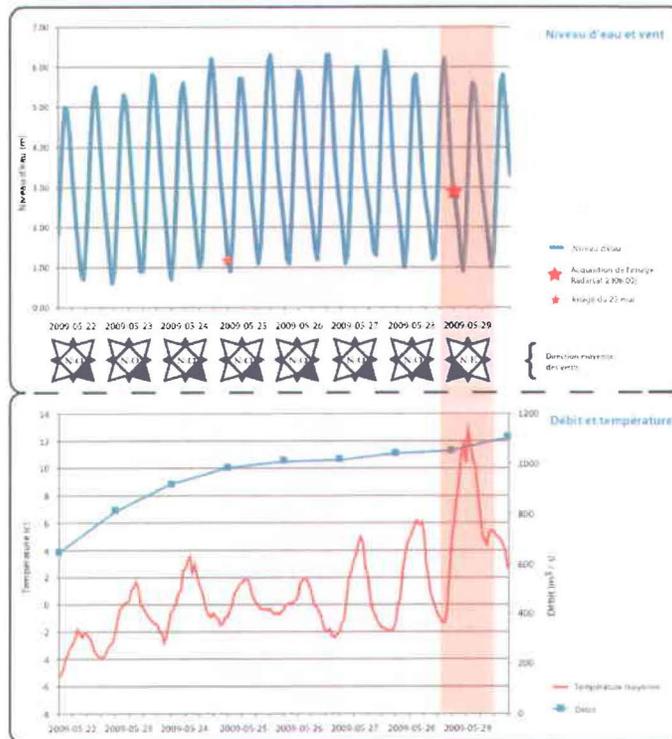


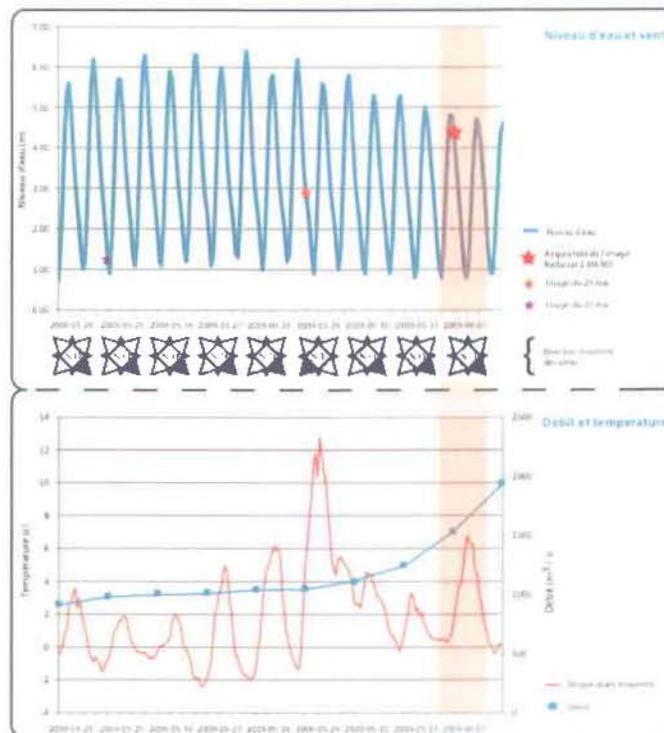
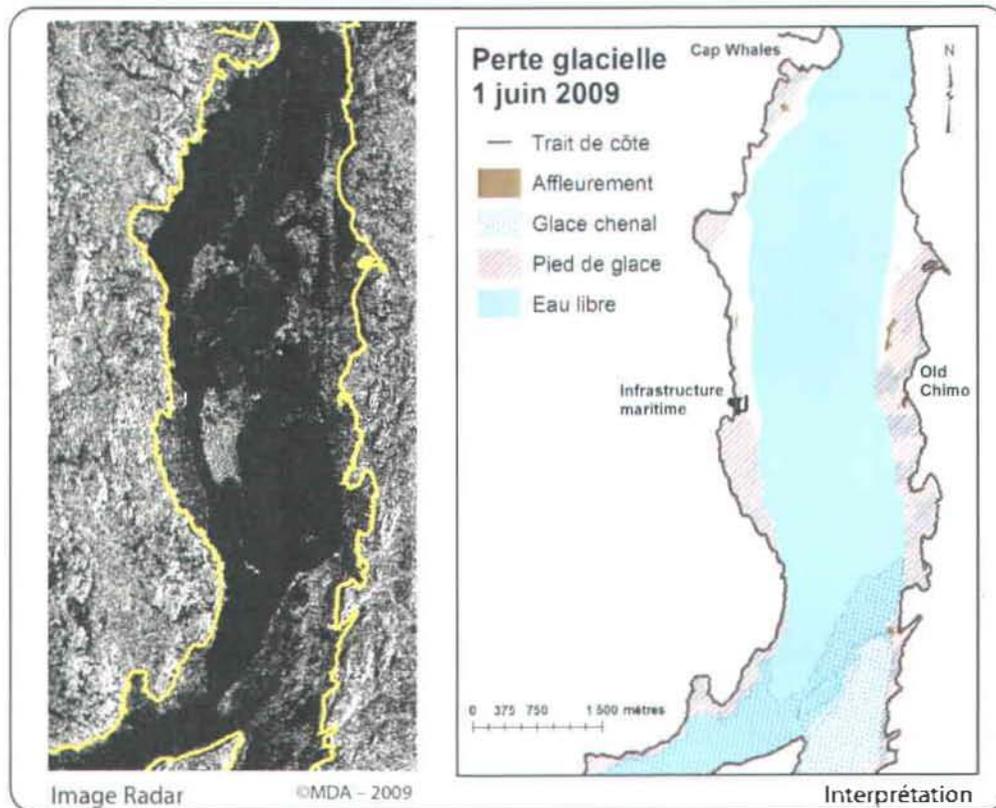
Image Radar

©MDA - 2009



Interprétation





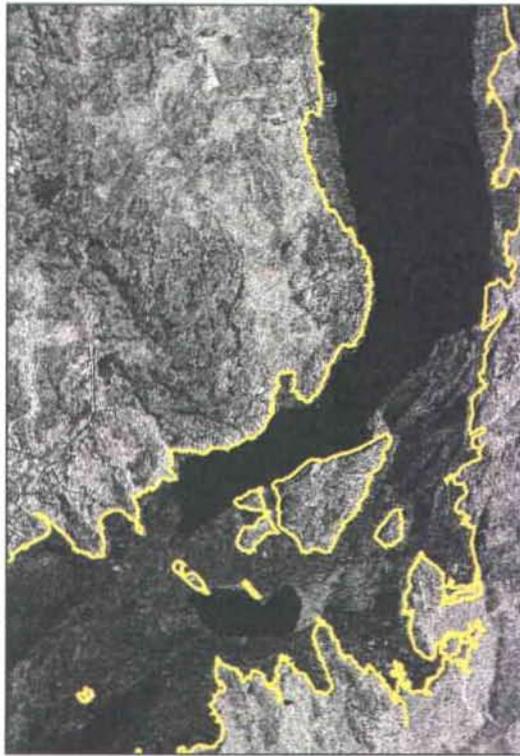
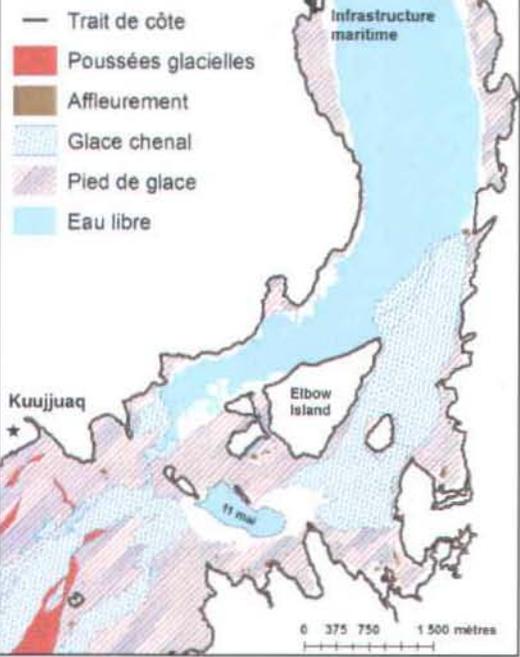


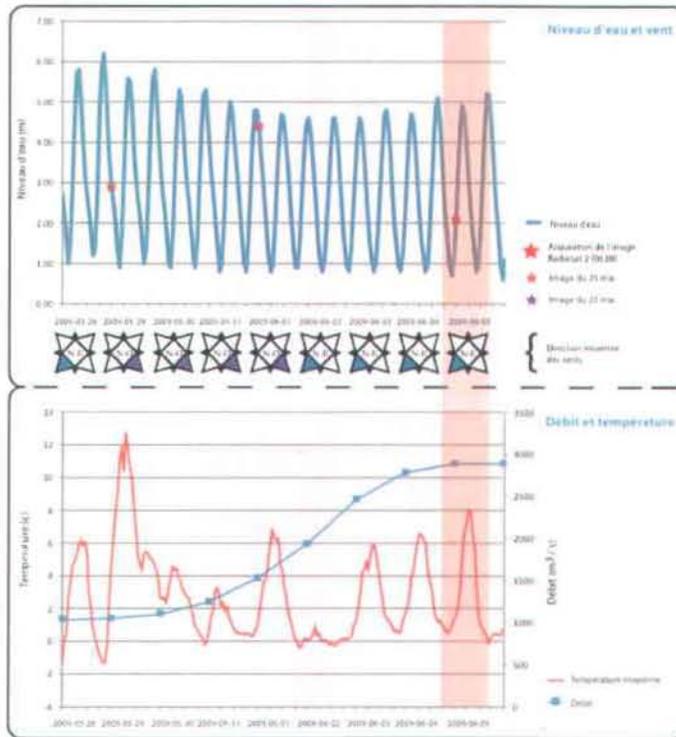
Image Radar

©MDA - 2009

Perte glacielle 5 juin 2009



Interprétation



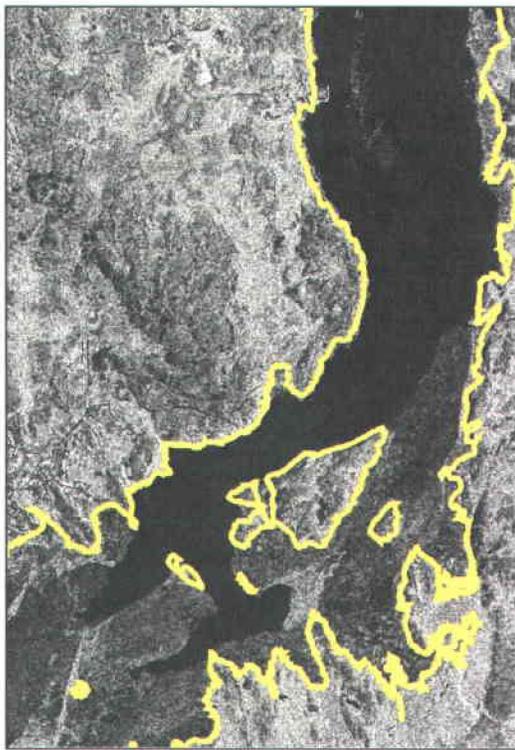
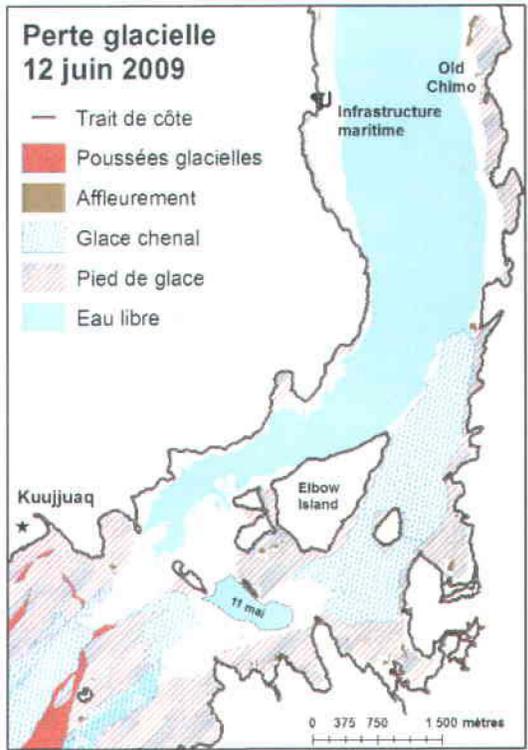
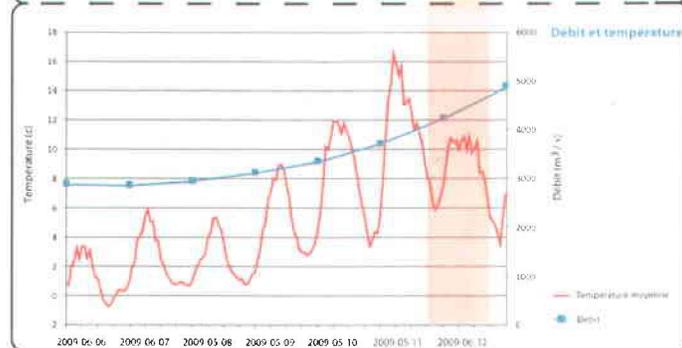
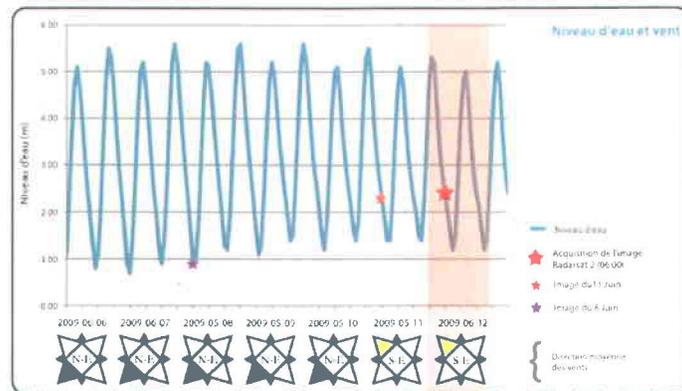


Image Radar

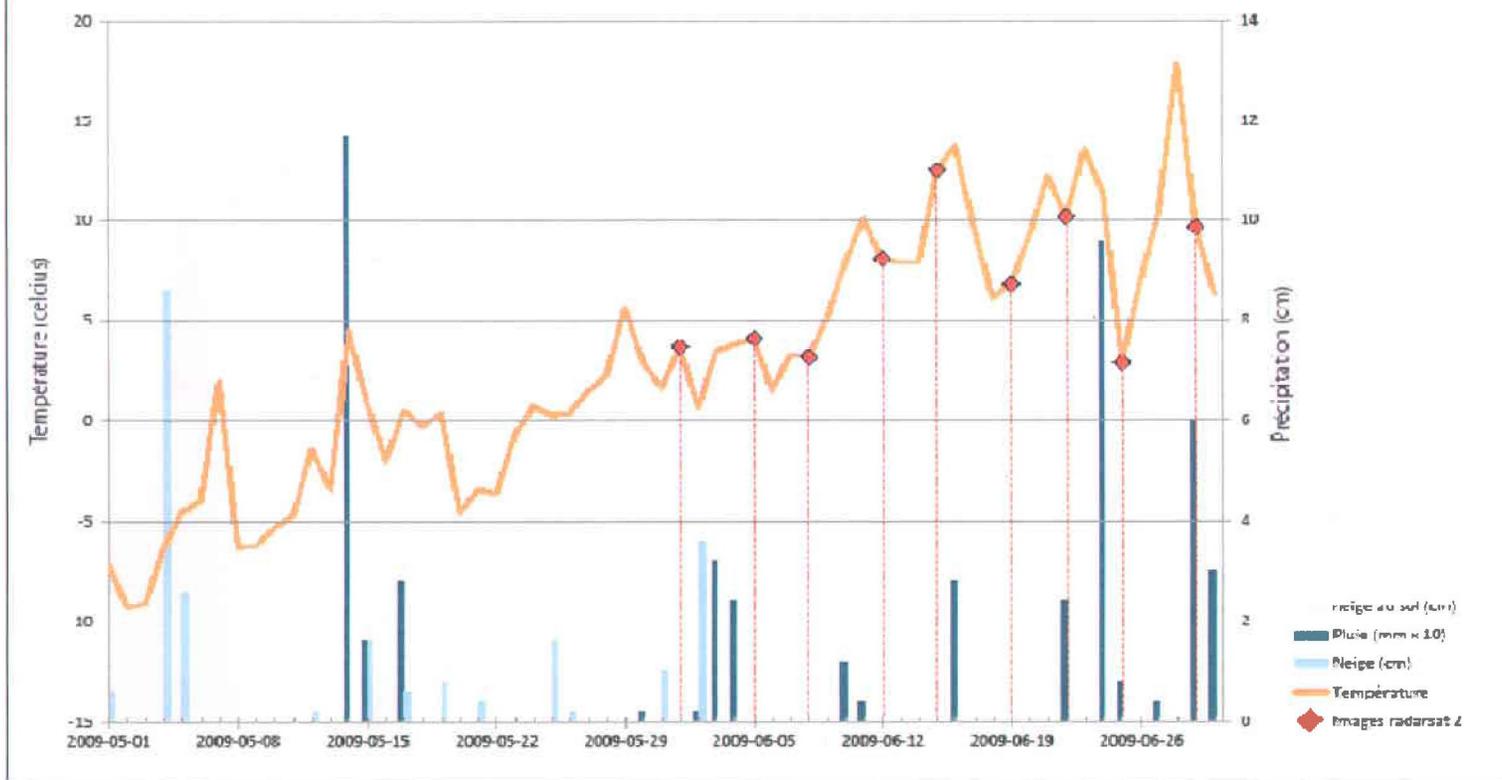
©MDA - 2009

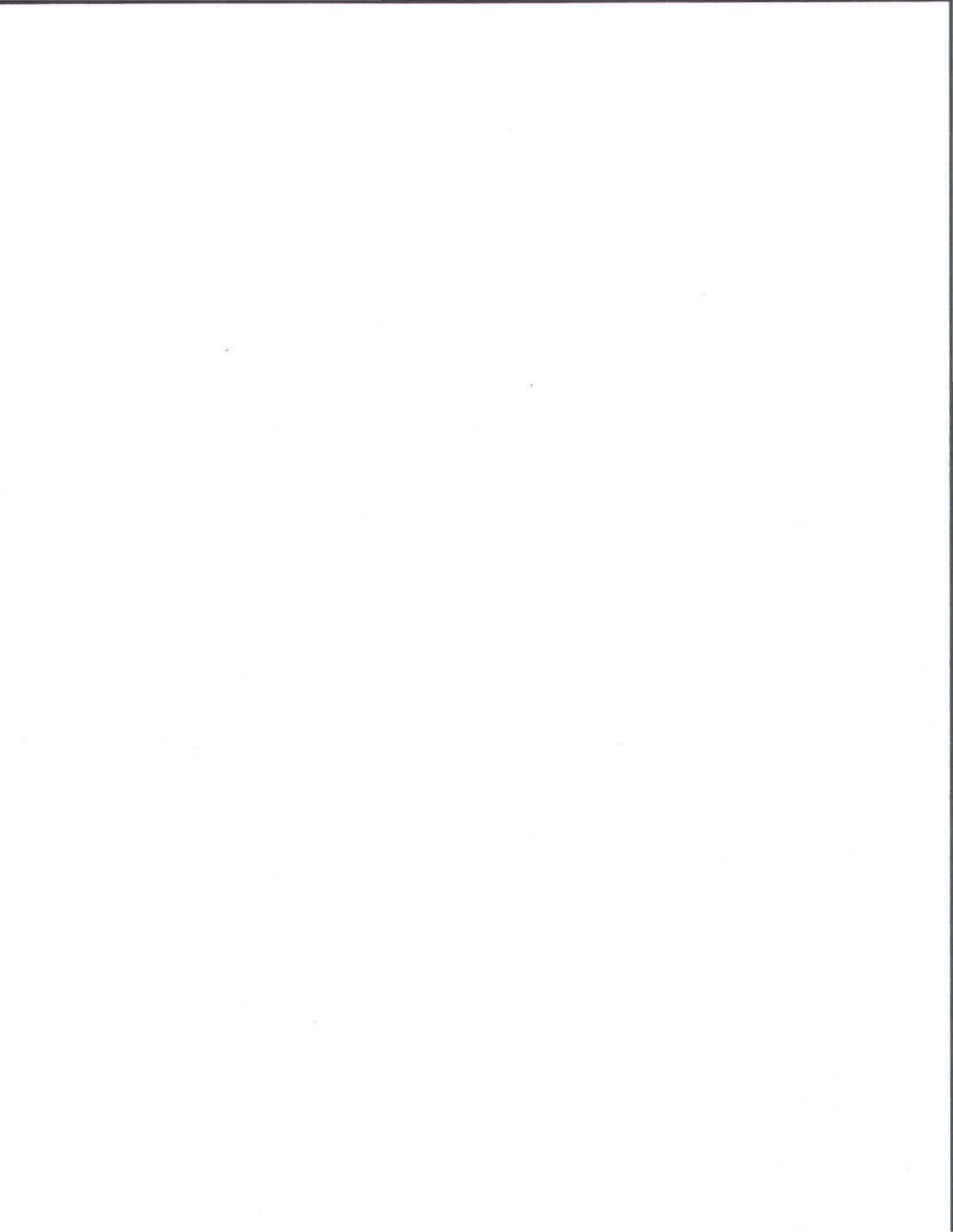


Interprétation



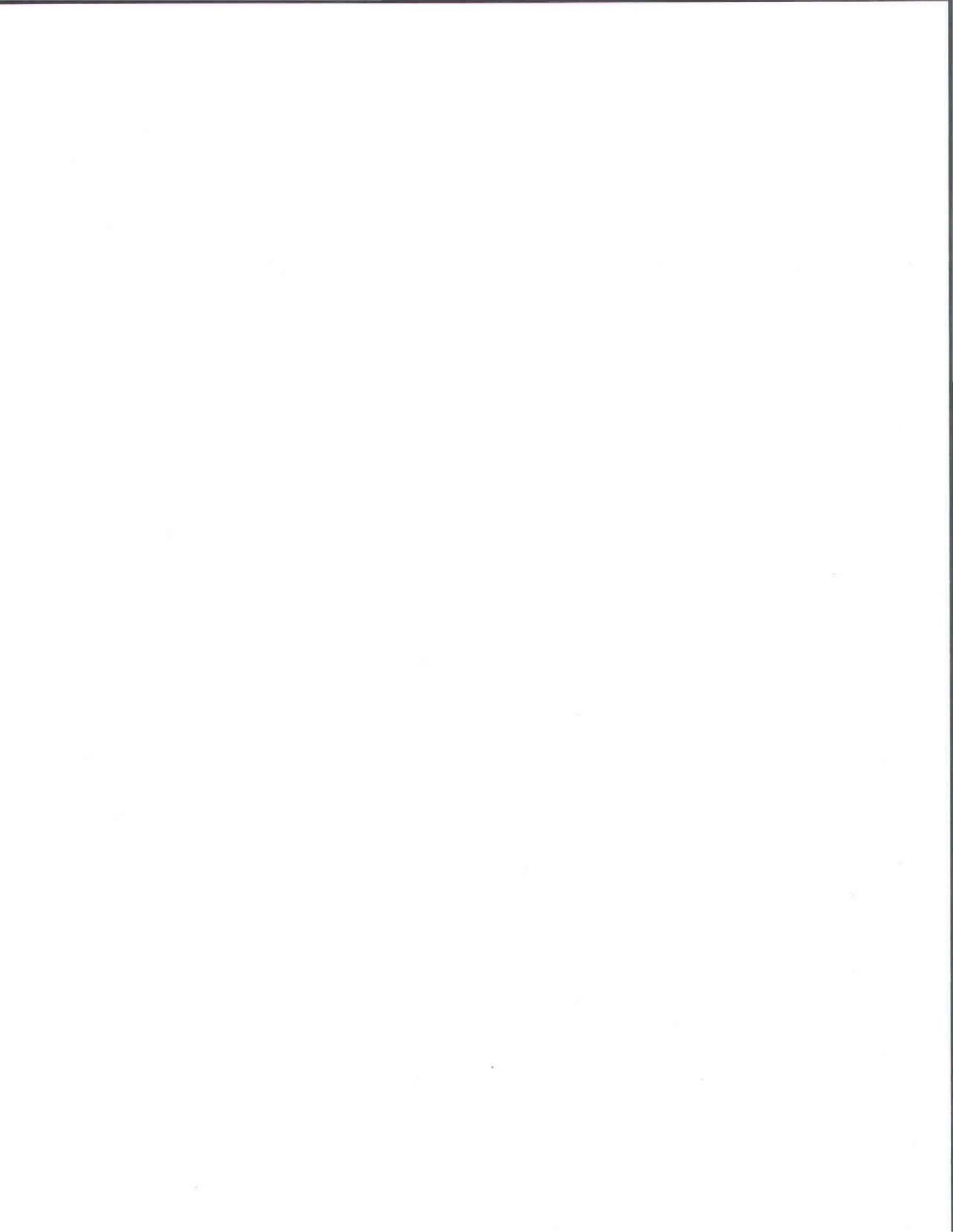
Conditions Météo, Printemps 2009



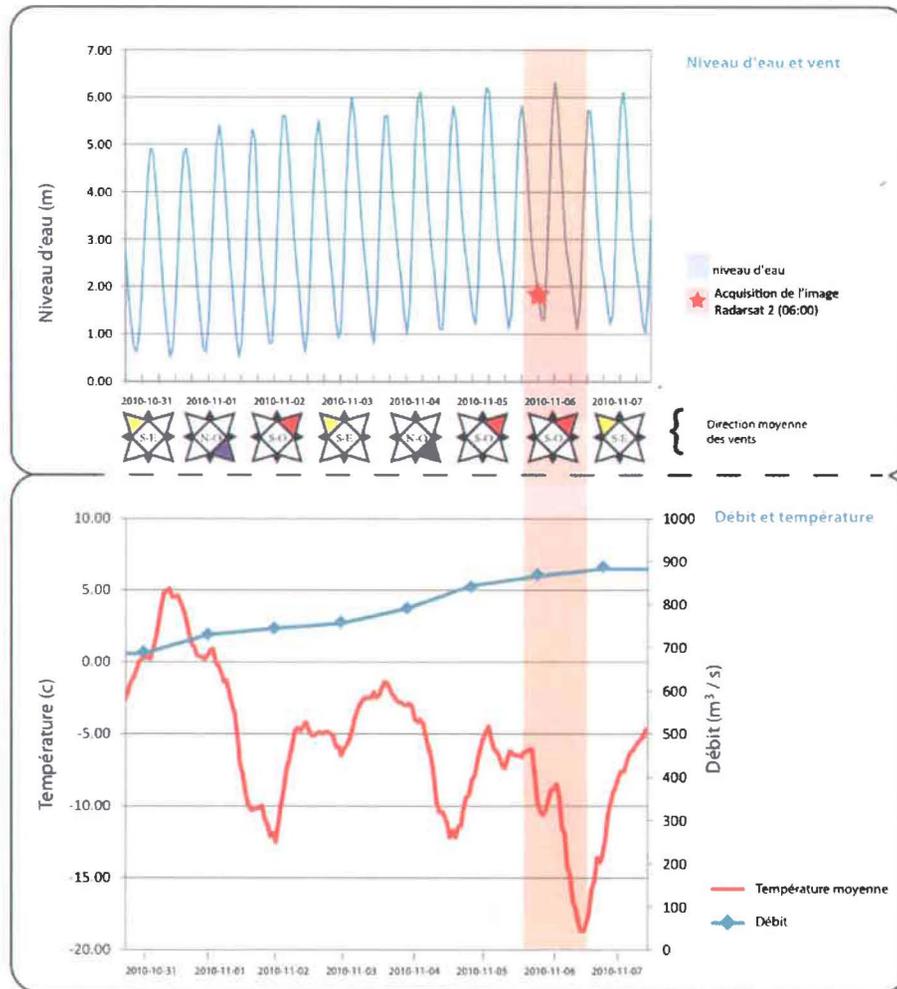


ANNEXE B :

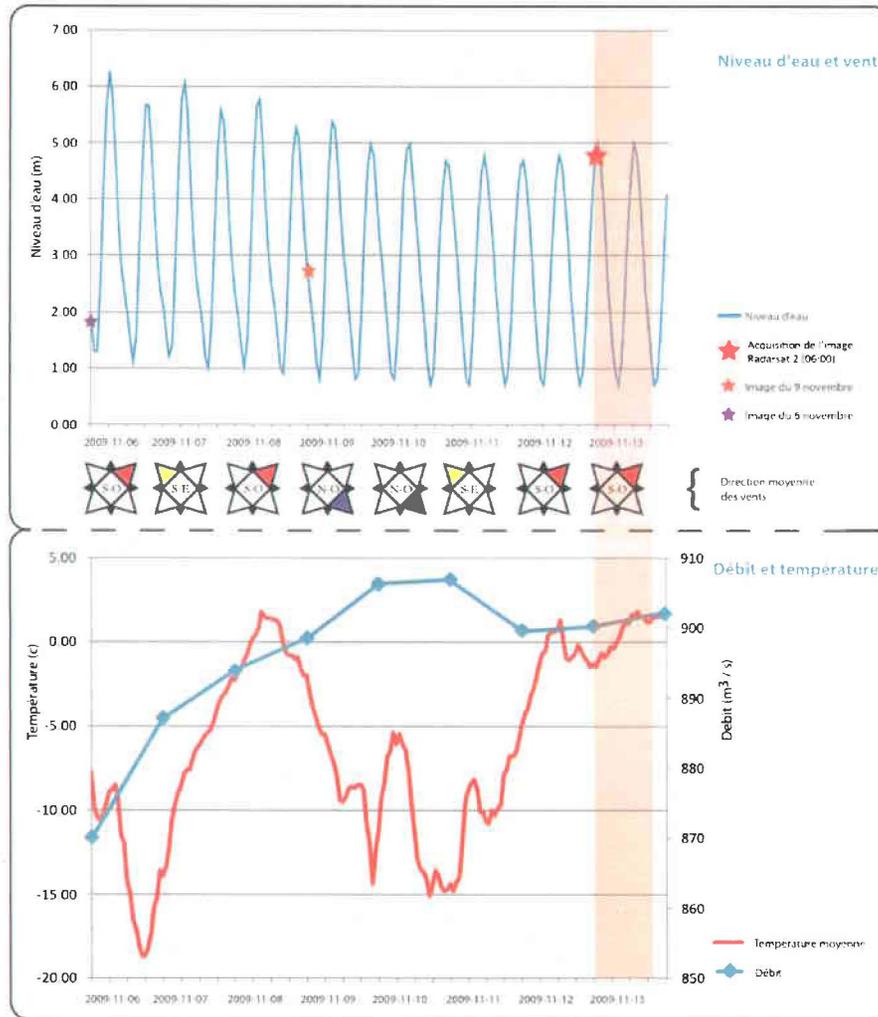
**SÉRIE ENGLACEMENT (IMAGES RADARSAT-2 ET
PARAMÈTRES HYDROCLIMATIQUES)**



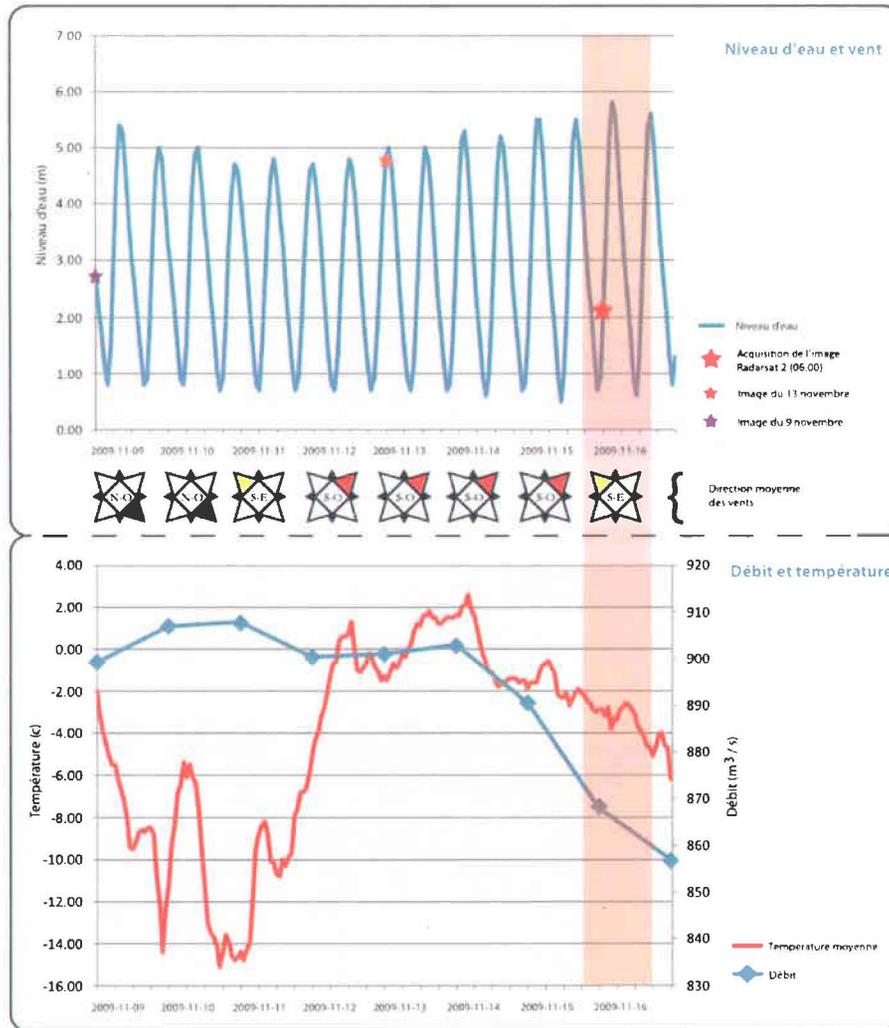
Graphiques et image radar du 6 novembre 2009



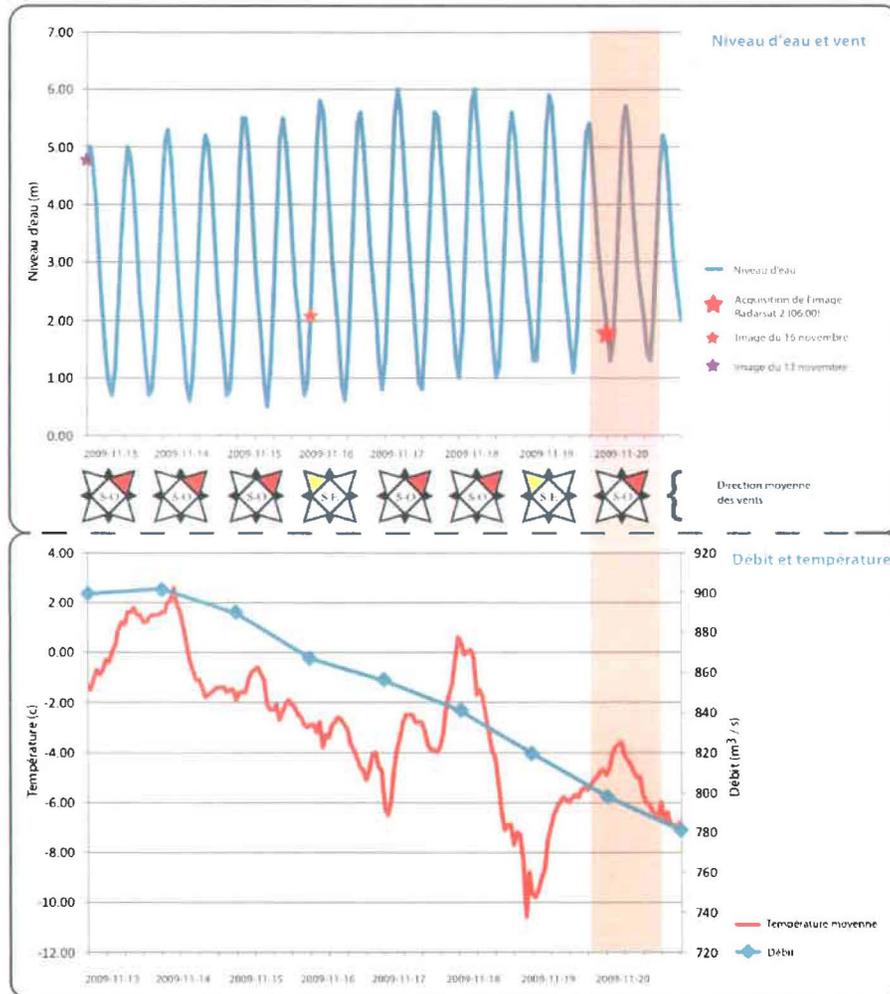
Graphiques et image radar du 13 novembre 2009



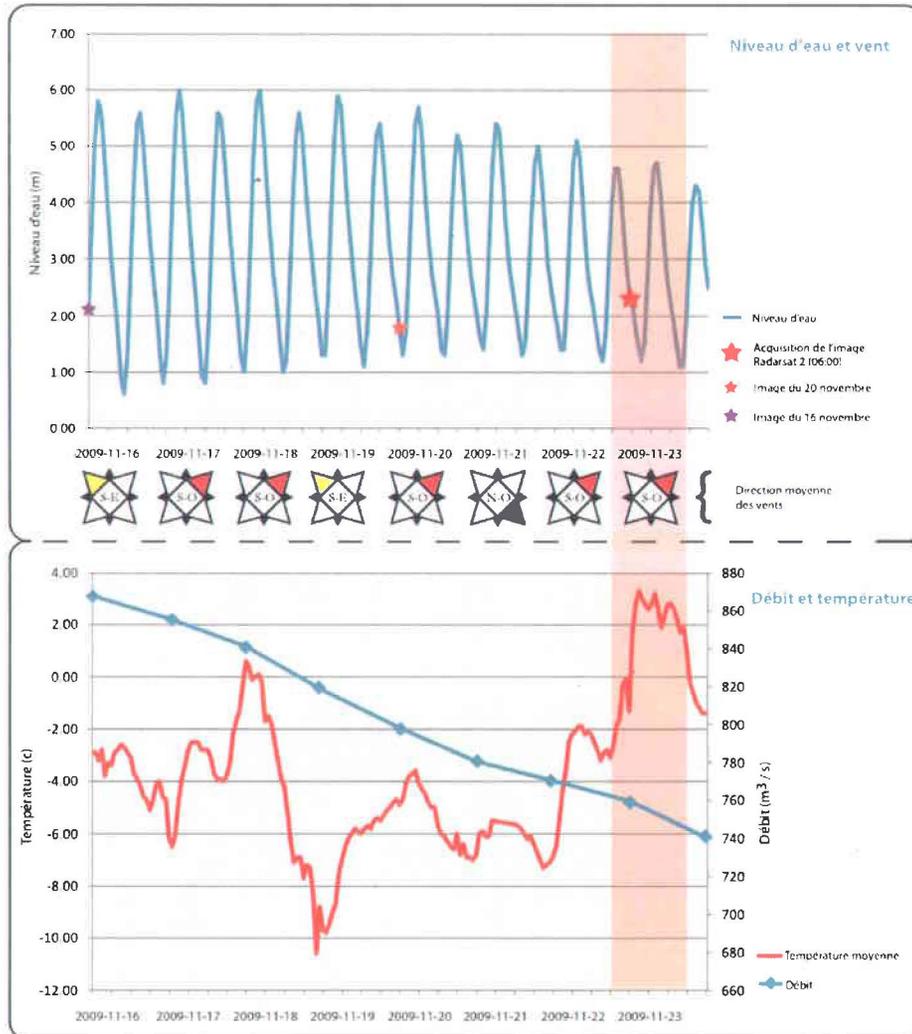
Graphiques et image radar du 16 novembre 2009



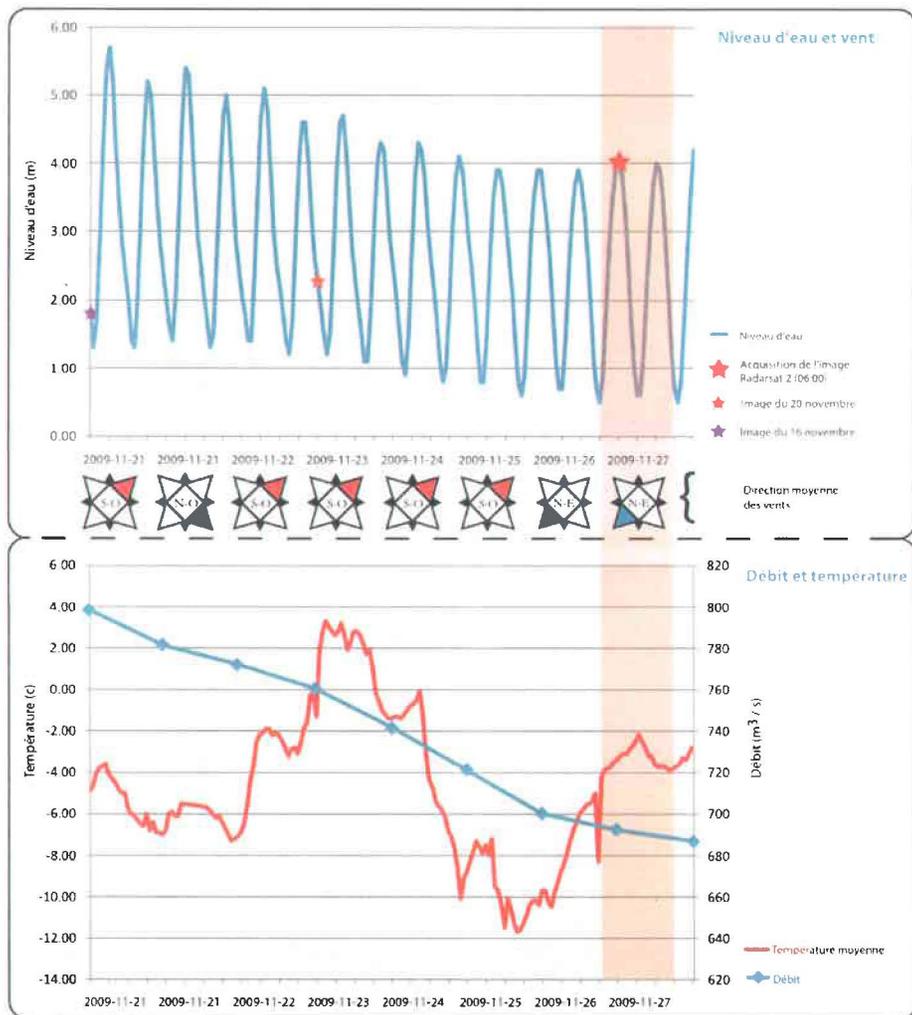
Graphiques et image radar du 20 novembre 2009



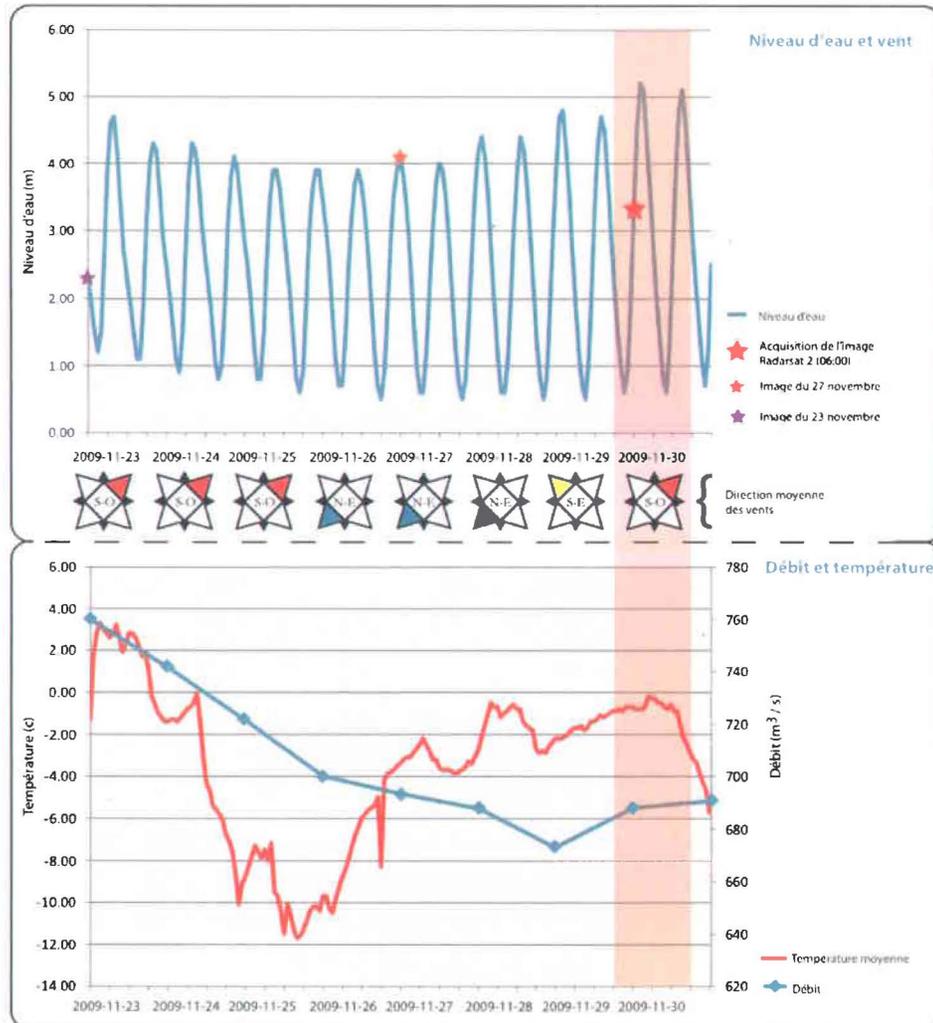
Graphiques et image radar du 23 novembre 2009



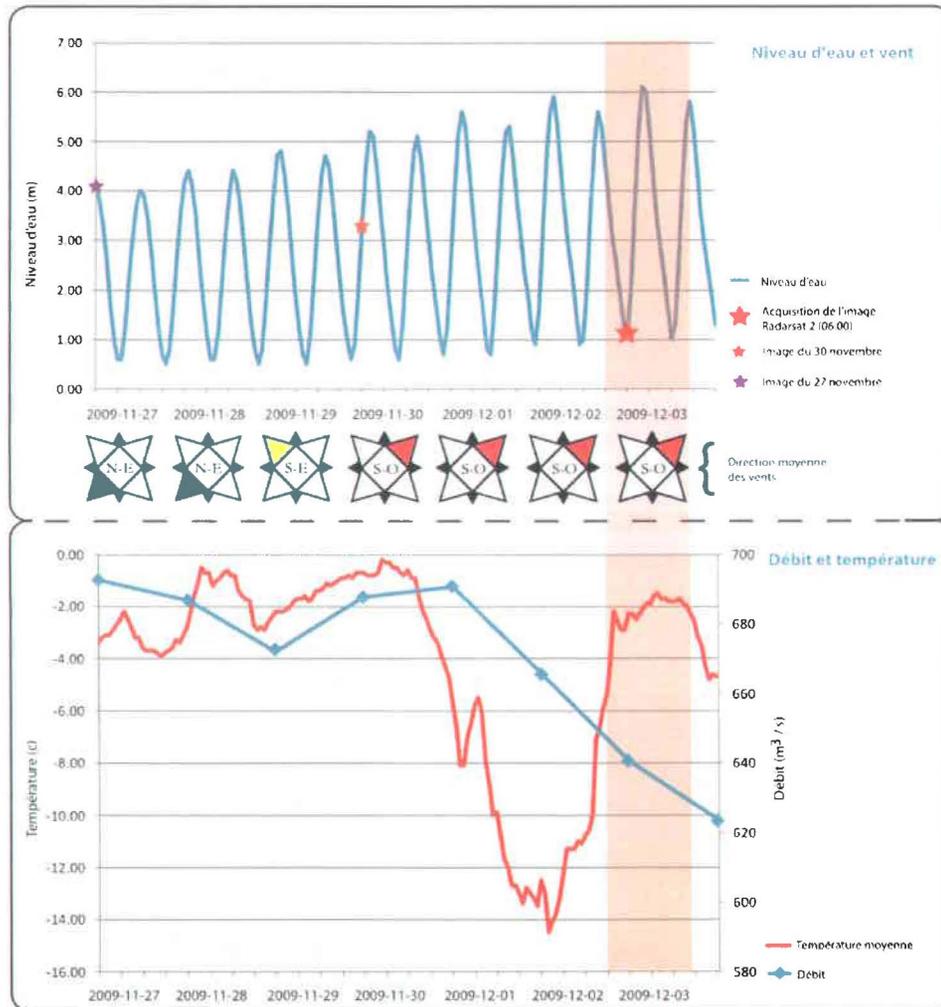
Graphiques et image radar du 27 novembre 2009



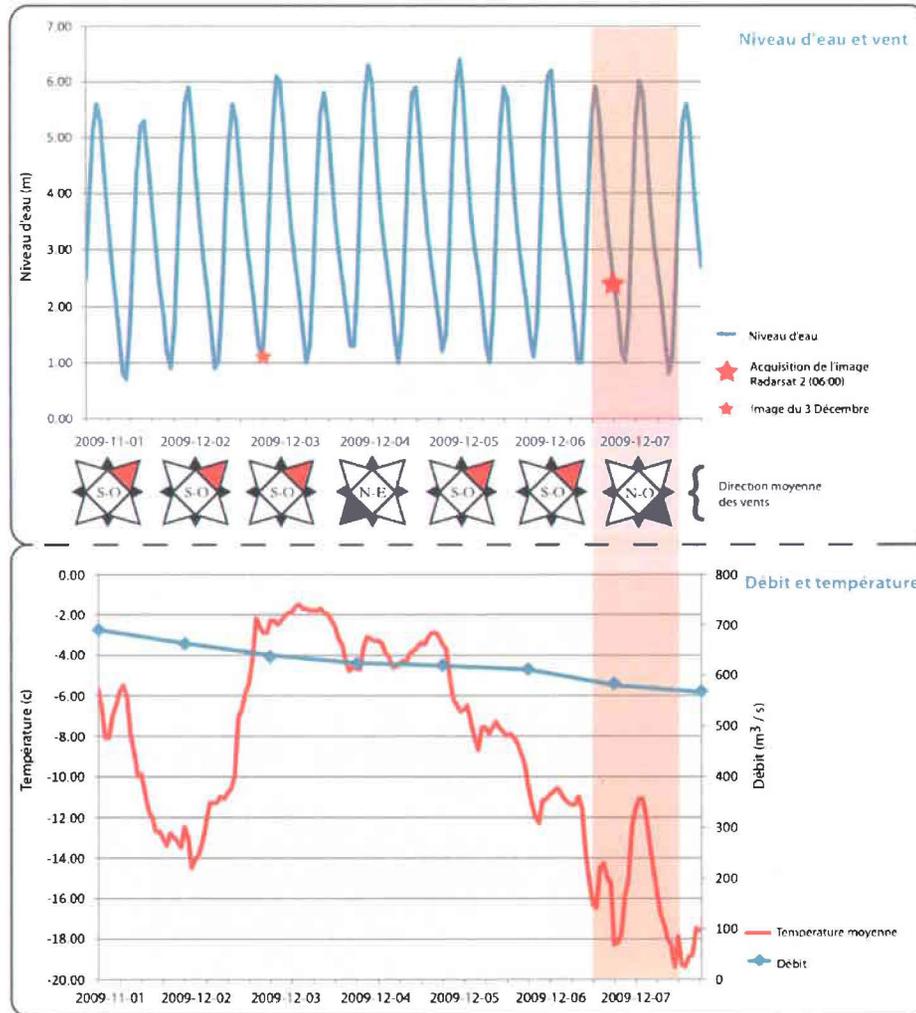
Graphiques et image radar du 30 novembre 2009



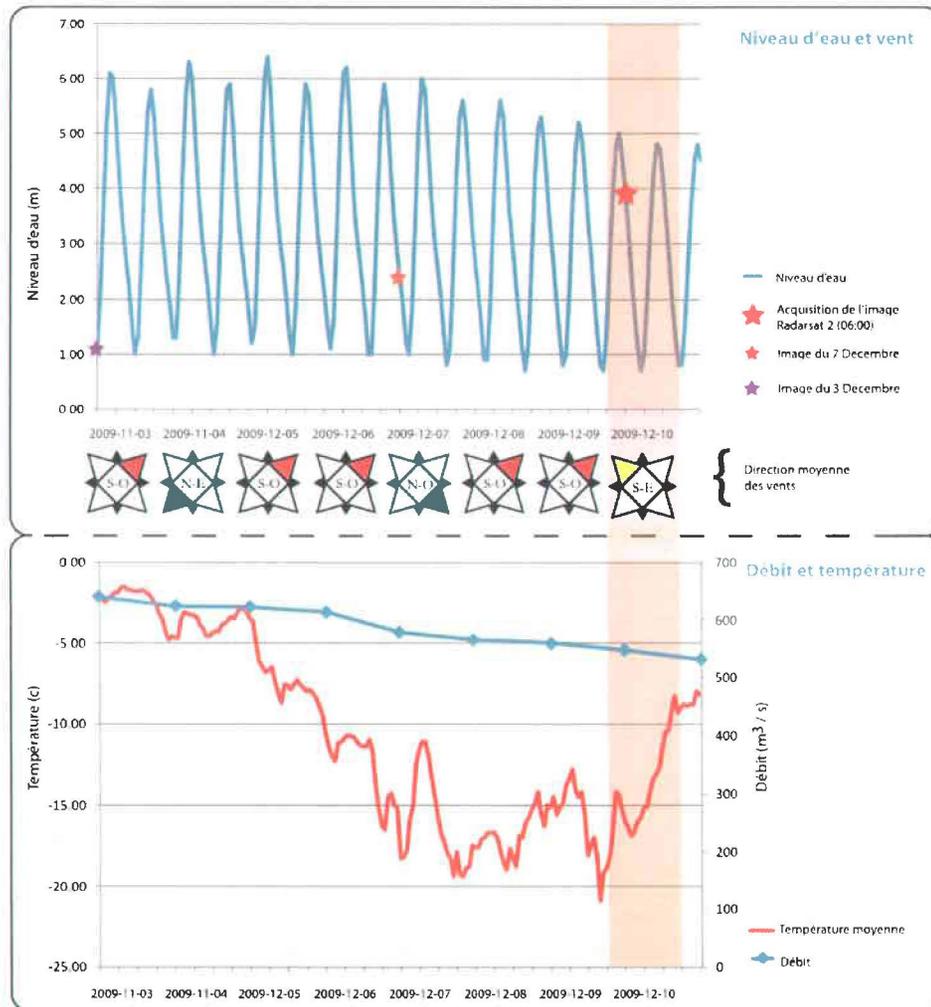
Graphiques et image radar du 3 décembre 2009



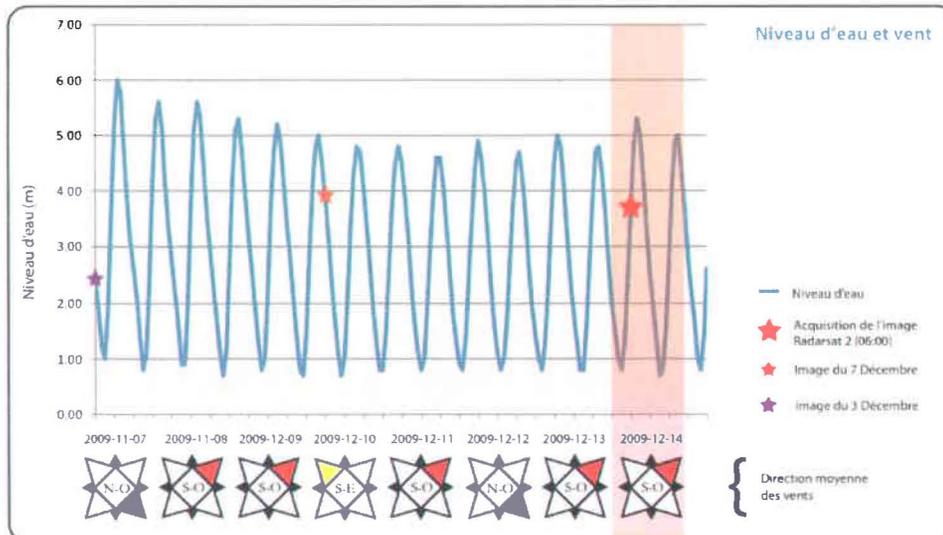
Graphiques et image radar du 7 décembre 2009



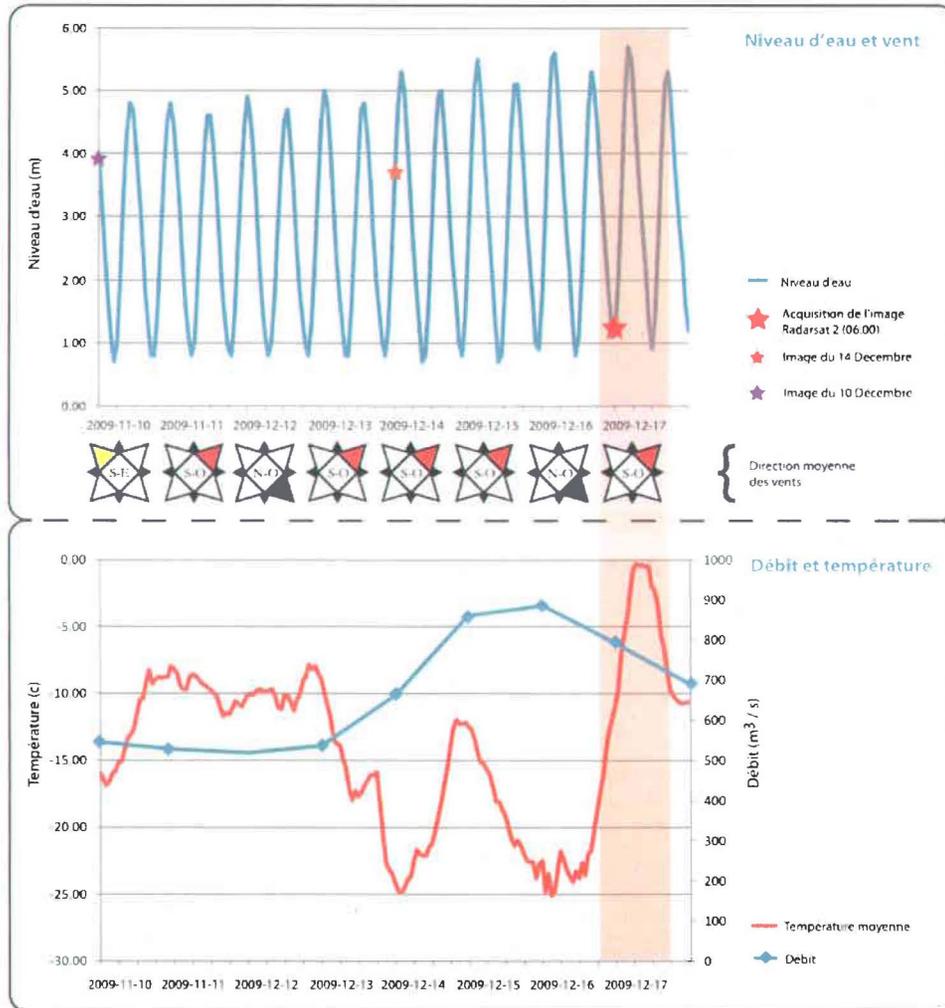
Graphiques et image radar du 10 décembre 2009



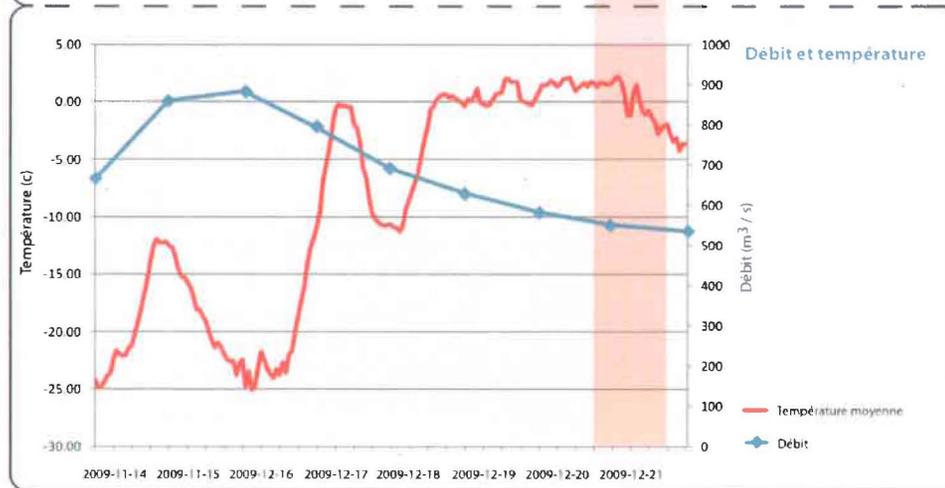
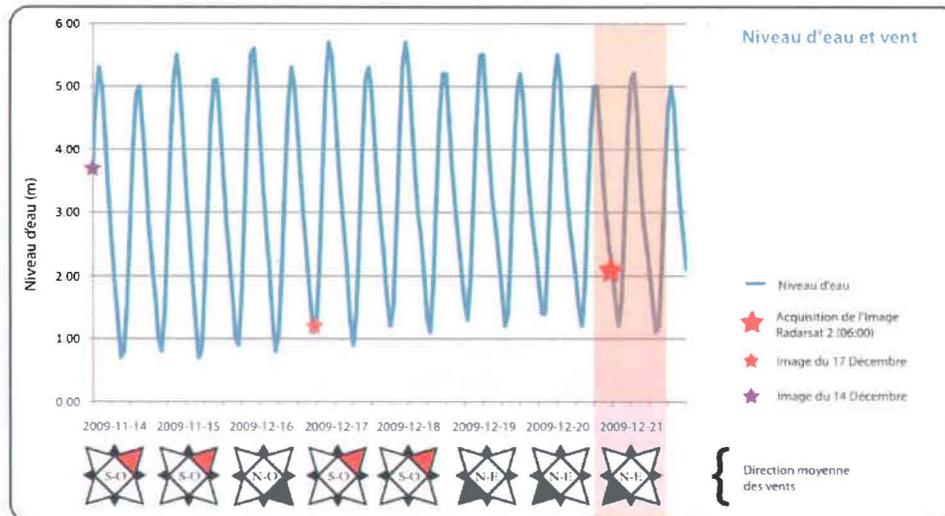
Graphiques et image radar du 14 décembre 2009



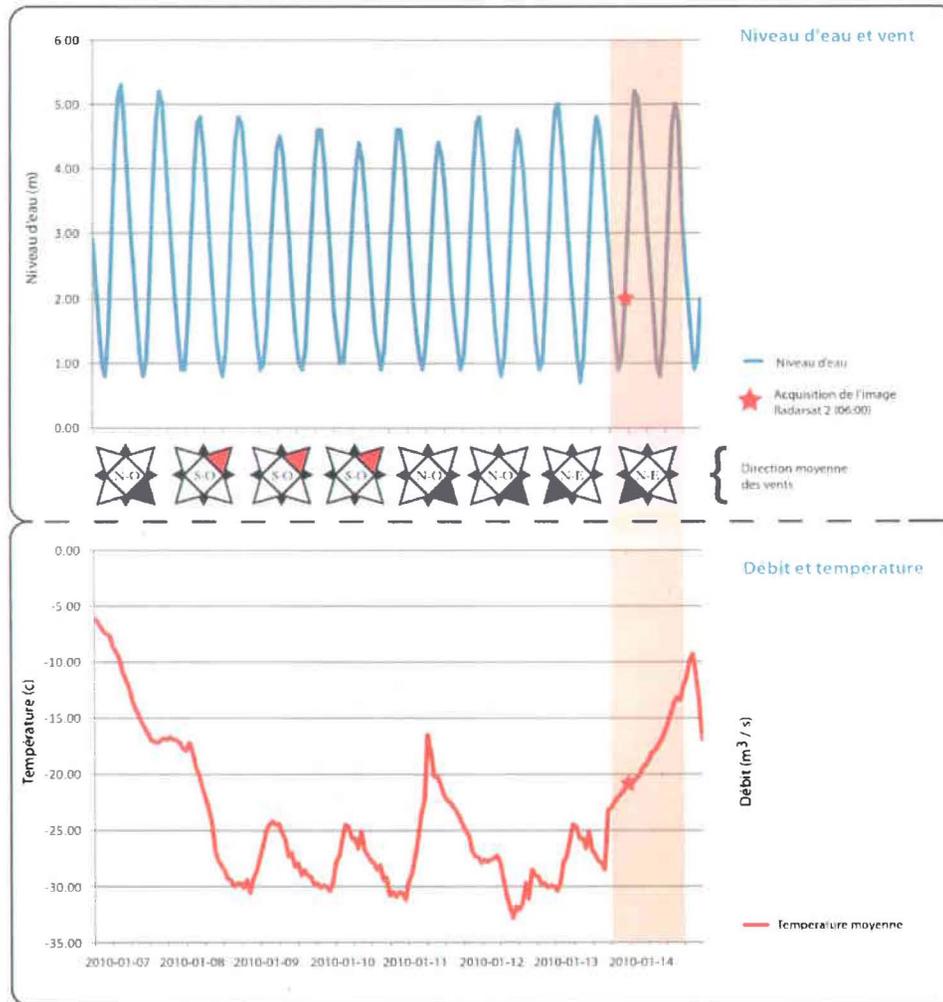
Graphiques et image radar du 17 décembre 2009



Graphiques et image radar du 21 décembre 2009



Graphiques et image radar du 14 janvier 2010



* Données de débit non disponibles au moment de la production des graphiques

Conditions Météo, Automne 2009-2010

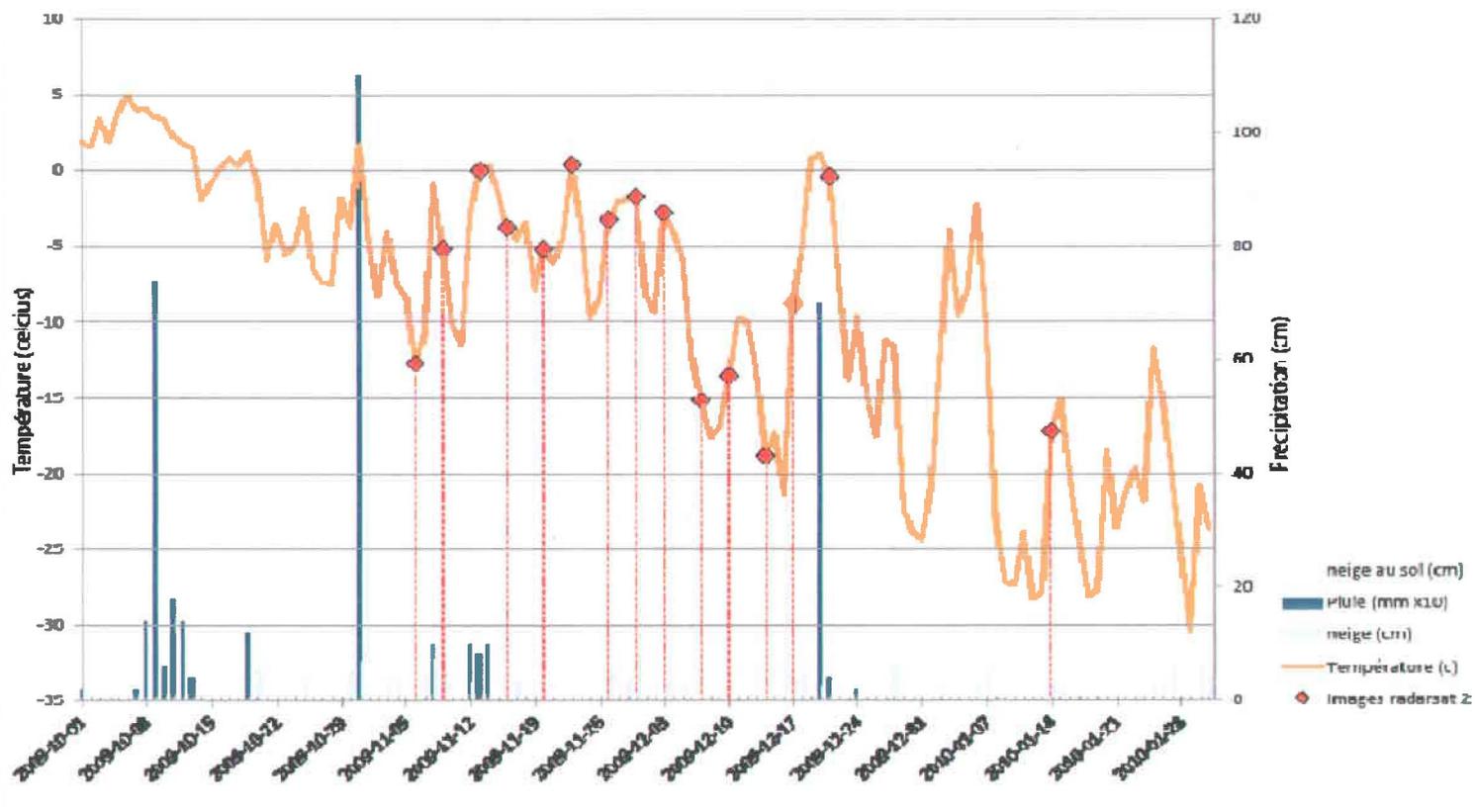




Tableau de la synthèse descriptive des phases glacielles annuelles liées aux types de glace et aux multiples appellations qui y sont associées en *Inuttitut*, anglais et français dans la région de Kuujuaq.

Phases glacielles, formes d'accumulations et de dégradation	Nom <i>Inuttitut</i> et (français, anglais) des types de glace et congère	Emplacement sur la rivière	Description et texture	Numéro des figures
Gel	<i>Uluaguti</i> (glace de rive, pied de glace, border ice, shorefast ice)	Estran	Glace de rive (lac ou rivière) mince et lisse	1-3
	<i>Sikuat</i> (glace à la dérive en feuillet, plaquettes, radeaux). Drift ice (pan ice)	Chenal, estran	Glace mobile peu dense qui s'échoue sur les estrans, formation synchrone avec la glace de rive, lisse à peu rugueuse, juxtaposée ou agglomérée.	1
Pléni-glaciel	<i>Puttaat</i> (<i>Floe glacial, ice floe, cake ice</i>)	Chenal	Glace dense, mobile, rugueuse, glace agglomérée.	3-4
	<i>Ittiniit</i>	Estran	Remplace l' <i>uluagutik</i> , glace rugueuse sous l'effet des marées.	6-7
	<i>Tuvaq et (Tuvaqtuq)</i>	Surface da glace entre les deux rives (chenal et d'estran)	Désigne le recouvrement complet de la rivière, peut-être lisse. <i>Tuvaq</i> =glace mobile, très dense <i>Tuvaqtuq</i> = glace consolidée, immobile	4-7
	<i>Ivuniit</i>	Estran, bancs émergents, et hauts-fonds dans le chenal	Glaces empilées, formées par les vents et les courants dans l'estuaire fluvial et maritime. (consolidée, rugueuse)	4
Dégel (<i>Quannugtuq</i>)	<i>Illaujaq</i> (glace en chandelle, crystal ice)	Plan d'eau	Instabilité glacielle, dégradation mécanique et thermique. Perte de cohésion (aussi glace de lac). (rugueuse)	N/A

Tableau de la synthèse descriptive des phases glacielles annuelles liées aux types de glace et aux multiples appellations qui y sont associées en *Inuttitut*, anglais et français dans la région de Kuujjuaq (suite).

Phases glacielles, formes d'accumulations et de dégradation	Nom <i>Inuttitut</i> et (français, anglais) des types de glace et congère	Emplacement sur la rivière	Description et texture	Numéro des figures
Eau libre	<i>Sikuittuq</i> (grande zone non englacée)	Chenal et à proximité des îles	Libre de glace pendant l'hiver	5-6
Eau libre	<i>Aajuraq</i> (petite zone non englacée)	Chenal et à proximité des îles	Libre de glace momentanément	5-6
Formations glacielles formées par le vent et ou les courants tidaux.	<i>Ujarasutjualuk</i>	Estran	Accrétion glacielle sphériques, protubérance conique (rugueuse) induite par les blocs sous-jacents, le vent et les courants.	6-7
	Qingnguk (pied de glace)	Estran	Formation sur le haut et le bas estran ou sur le substratum rocheux au-dessus de la limite des hautes mers. Texture rugueuse à plus lisse pendant l'hiver.	2
	<i>Quamittatuq</i>	Estran	Formation (crête) circulaire de la glace, induite par le battement des marées et par la présence de blocs sous-jacents. Surface rugueuse.	6-7
	<i>Piquniq</i>	Estran	Fissures et flexures subhorizontales du couvert, glace rugueuse. Fissures induites par la pression des glaces environnantes.	6-7-8
	<i>Maniiligaat</i>	Chenal (s'insère à l'intérieur du <i>tuvaq</i>)	Glace agglomérée poussées par le vent et les courants (rugueuse)	7
	<i>Qimutjuit</i>	Chenal et baie (sur <i>tuvaq</i> , <i>tuvaqtuq</i>)	Congère de neige sur surface le couvert de glace formé par le vent (Snow drift).	7

*Source : Entrevues menées entre le 24 et le 26 février 2009 et le 24-25 février 2010 (validation), Initiatives des écosystèmes nordiques, Environnement Canada, mars 2009. Photographies prises par Martin Tremblay et Stéphanie Bleau

Formation glacielle (Freeze-up) : première glace



Figure 1 Illustration des glaces qui apparaissent lors de la phase de formation : feuillets juxtaposés et glace de rive, rivière Koksoak. Réseau de drainage fasciculé sur la zone intertidale (Verger, 1988) Source : collection personnelle de Martin Tremblay, 2008.



Figure 2 Types de pied de glace dans le secteur d'étude : A) Pied de glace sur parois rocheuses accores. B) Pied de glace de haut estran adossé au trait de côte. Le pied de glace de bas estran débute à partir des fissures parallèles à la côte qui apparaissent sur la couverture cahoteuse jusqu'à la limite des basses mers (glace lisse). C) *idem*. Source : collection de Stéphanie Bleau

Pléni-glaciel

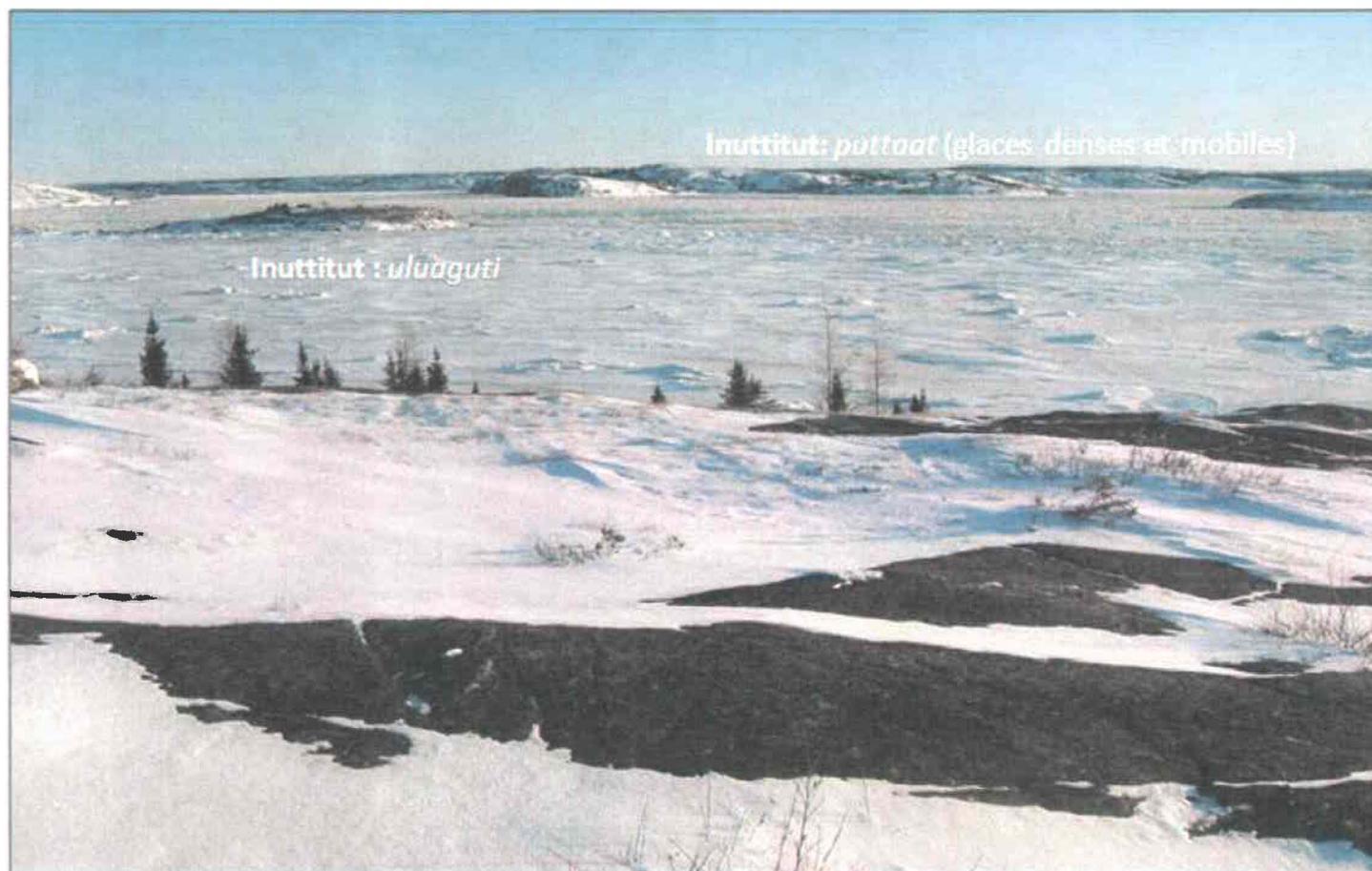


Figure 3 Épaississement du couvert sur l'estran et densification des glaces mobiles au centre du chenal.
Source : collection de Martin Tremblay. 2008

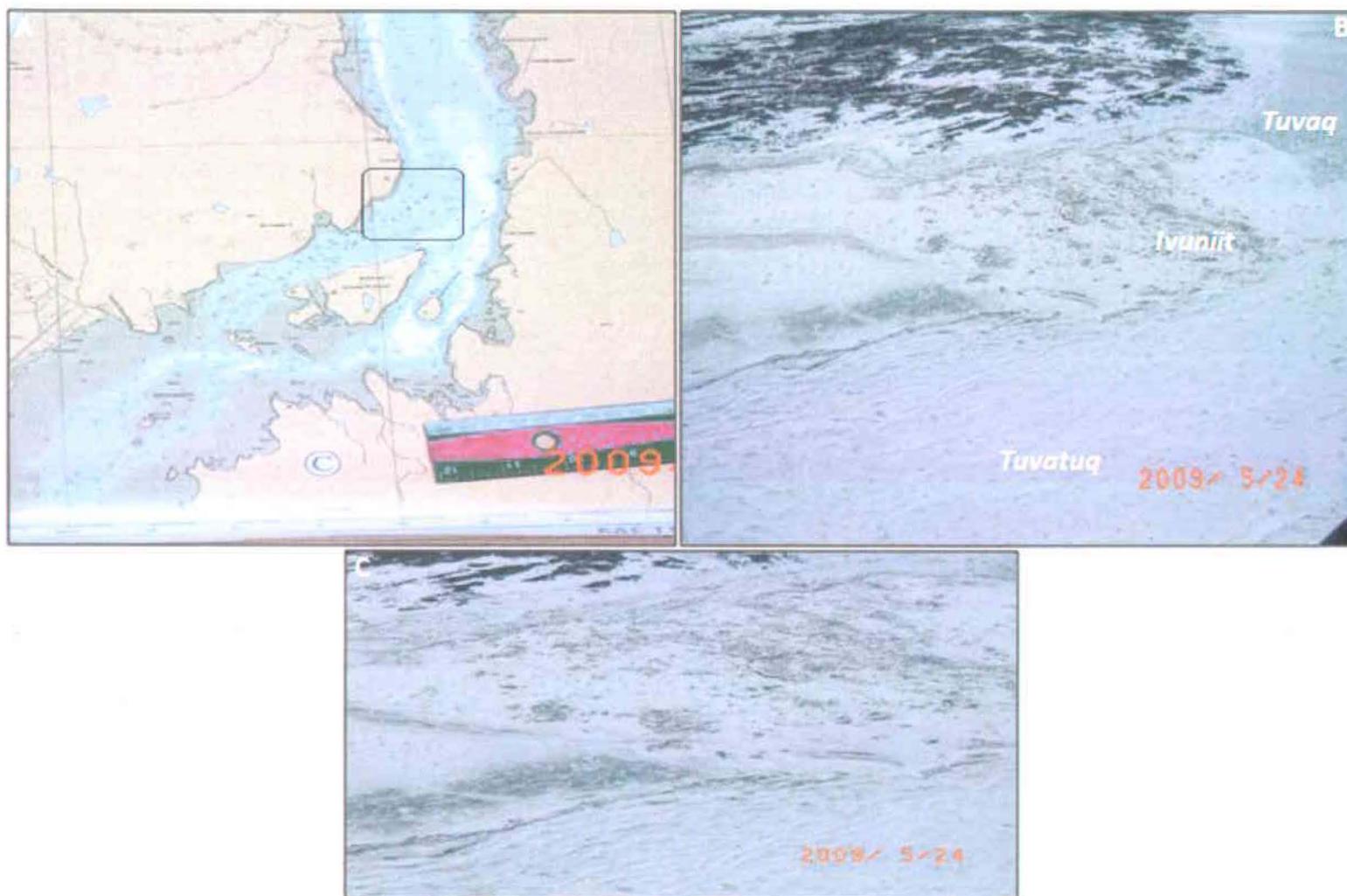


Figure 4 A) Carte bathymétrique #5338 - Secteur d'étude affecté par l'agglomération. la juxtaposition et le chevauchement des différents types de glace à la fois lisses et rugueux. B et C) Prise de vue oblique qui représente la même section de l'estuaire.
Source : collection de Stéphanie Bleau 2009

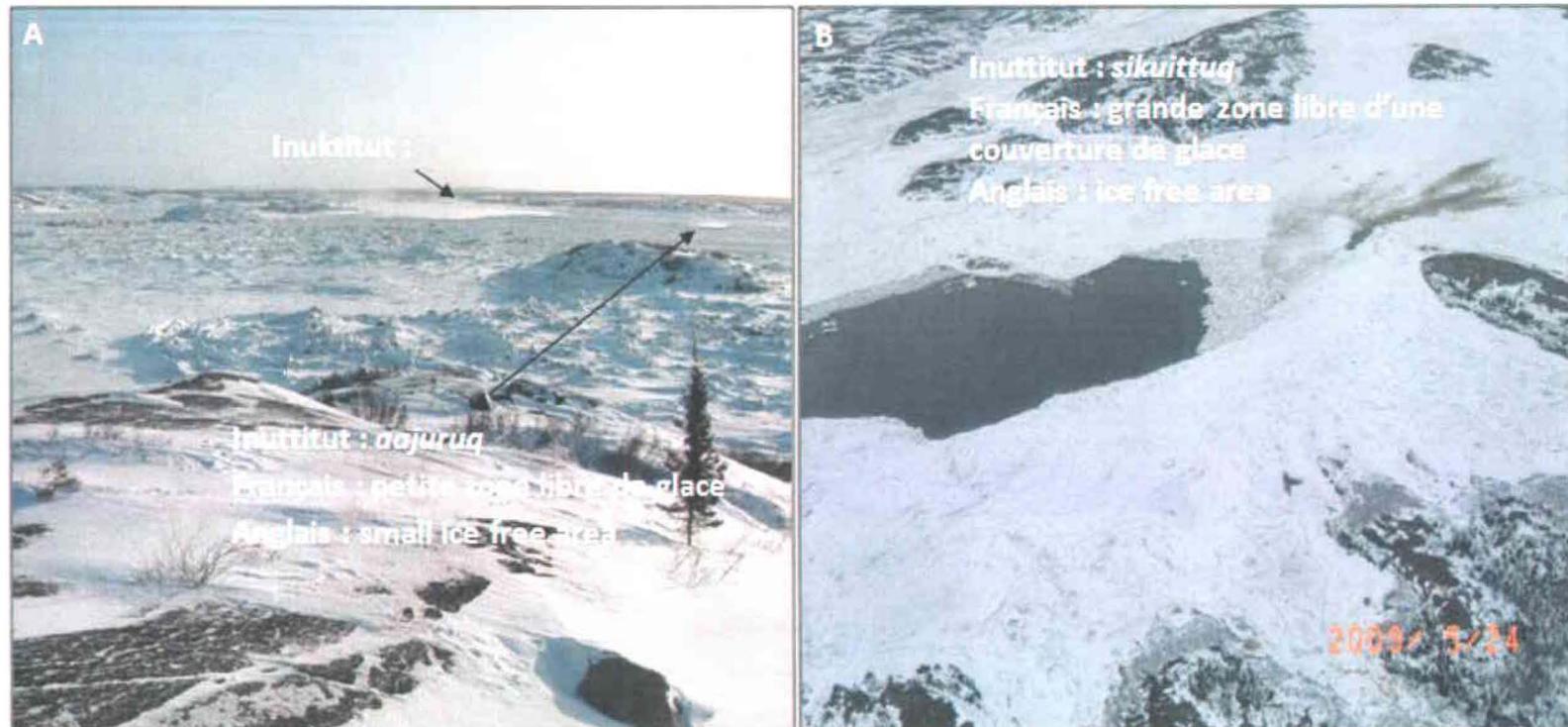


Figure 5 Secteur de la rivière Koksoak où la glace est absente ou instable. A et B) *Sikuittuq* désigne en Inuktitut une grande zone non gelée et *aajuruq* une petite zone non gelée. Source: collection de Stéphanie Bleau 2009.

Estran et hauts-fonds occupés par des structures et des formes glacielles

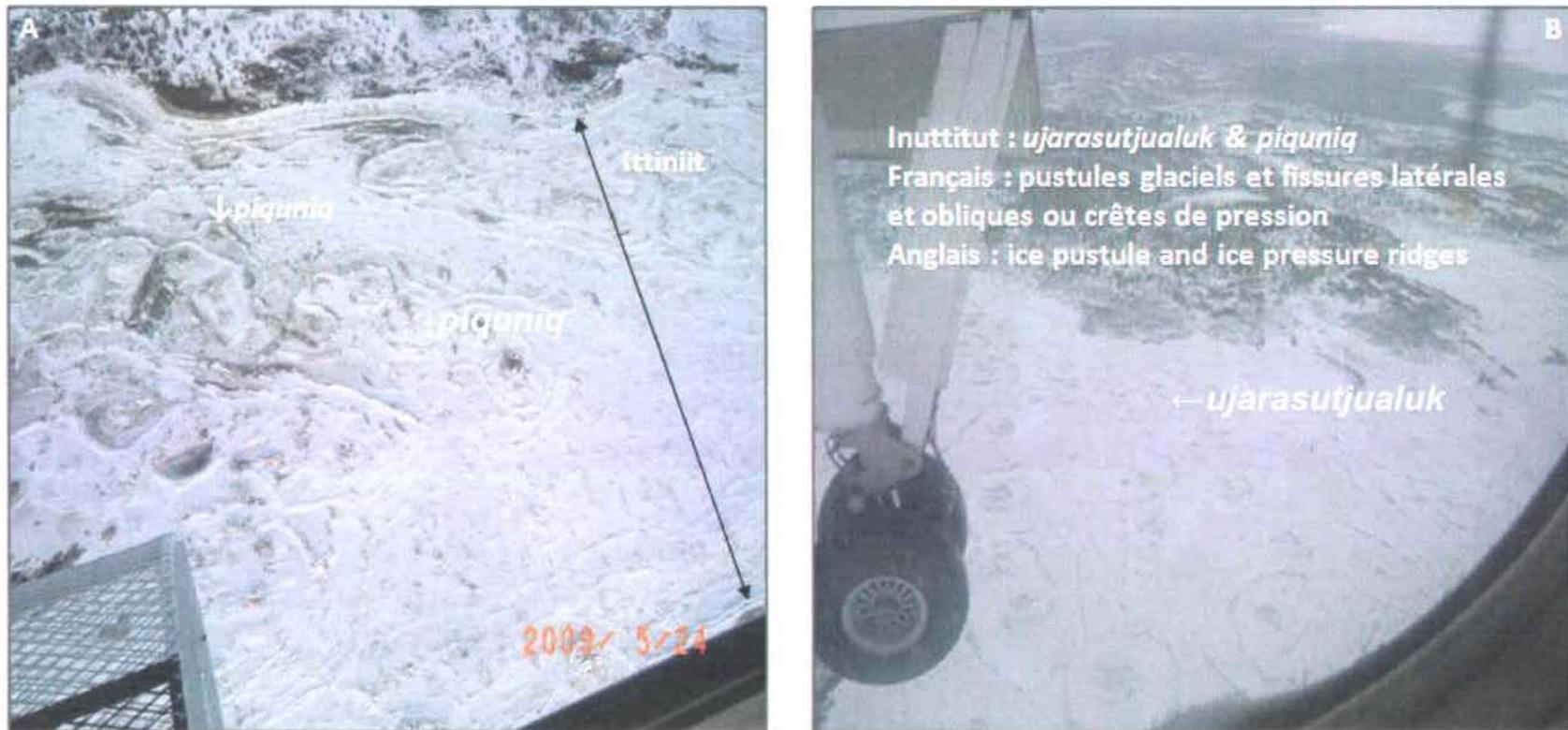


Figure 6 Glaces rugueuses sur l'estran en face du Vieux Chimo (A). Photographies A et B: prise de vue oblique de la rive ouest et rive est dans le secteur 2 de la zone d'étude. Le mouvement vertical et orbital de la glace induit par le battement des marées et la présence de clastes rocheux de dimension métrique au niveau de la zone intertidale donnent à la surface une aspérité rugueuse. *Ujarasutjualuk* désigne en Inuttitut une glace rugueuse (aspect circulaire) formée par des blocs d'estran sous-jacents. *Piquniq* désigne une fissure de glace induite par les fluctuations verticales de la glace. Source : collection de Stéphanie Bleau 2009.

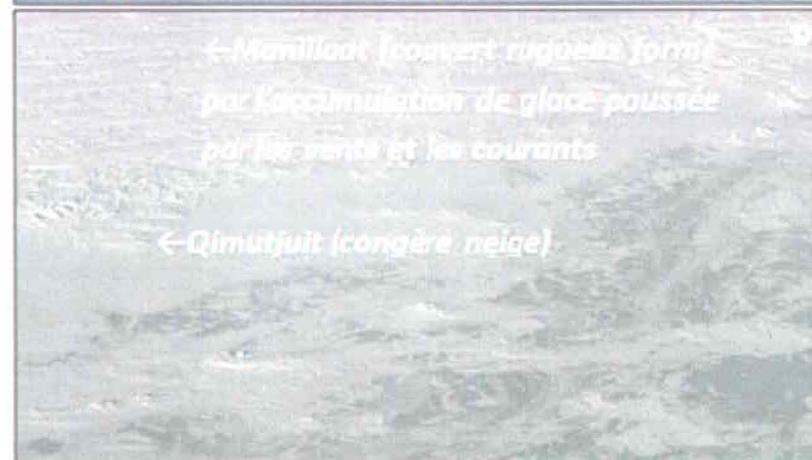


Figure 7 (A-B-C) Illustration des fissures et des pustules de pied de glace localisés sur l'estran. (D) Congères de neiges oblongues entassées à la surface de la glace lisse de façon parallèle les unes par rapport aux autres et face aux vents dominants régionaux. Nom Inuktitut pour l'ensemble du couvert: *tavaq*
 Sources : (A-B-C) collection de Stéphanie Bleau 2009 et (D) de Martin Tremblay

Dégelancement (*qannguqtuq*-ice break-up)

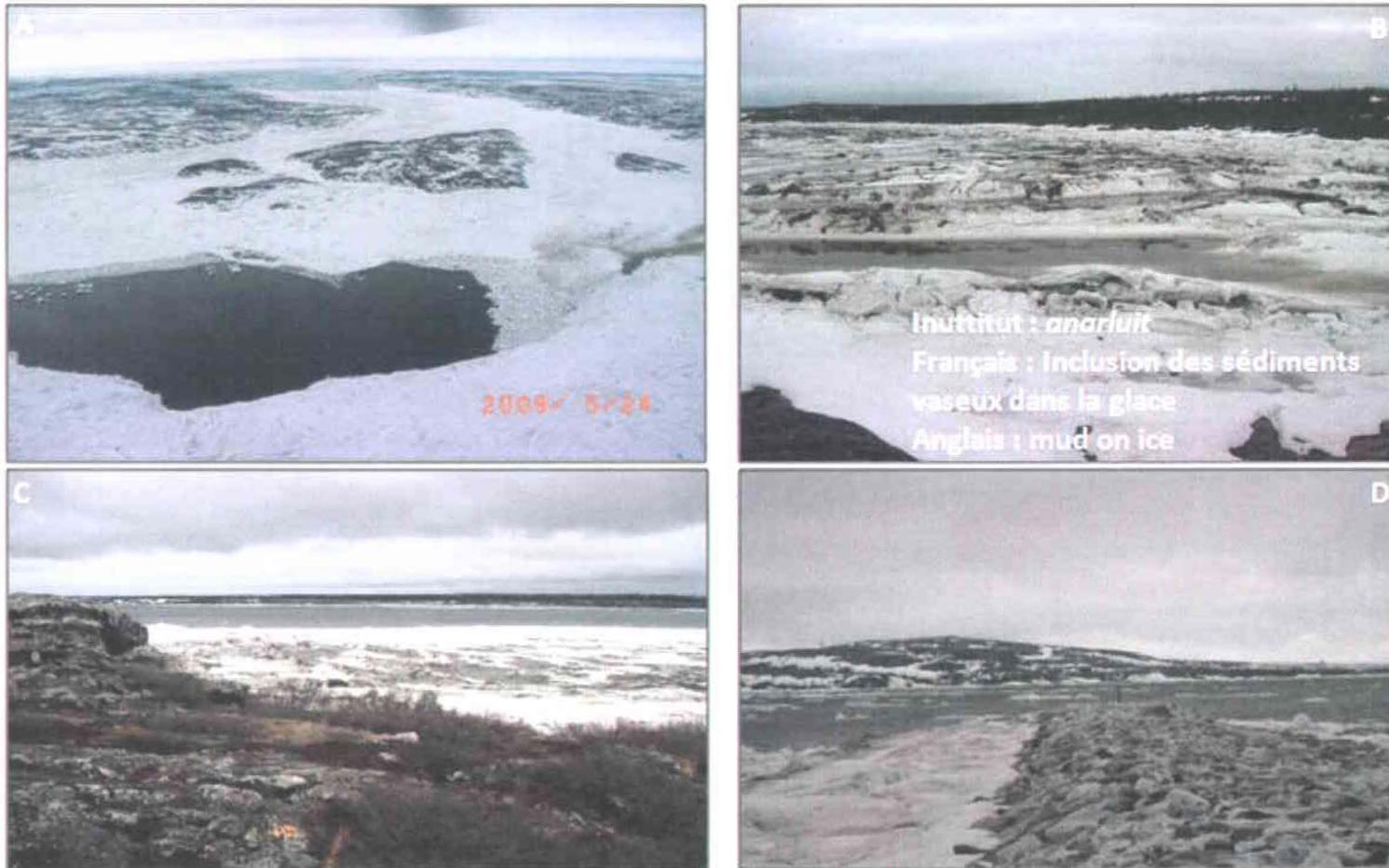


Figure 8 Illustration de la dégradation thermique et mécanique du couvert de glace entre le 24 mai et le 4 juin 2009. A) Eau libre avec amas de débris glaciaire en aval, glace brunâtre montre l'avancement de la dégradation du couvert de glace. (Zone 2). B) Eau de fonte dans les sillons du bas estran et sédiments fins piégés au niveau des crêtes pendant l'hiver dans la glace (zone 3). C) Fonte graduelle du pied de glace sur l'estran près des infrastructures maritimes (zone 3). D) Évacuation des glaces flottantes devant la marina le 2 juin 2009 lors du baissant (zone 3). Source : collection de Stéphanie Bleau 2009.

