

Geneviève Philibert

**ÉVOLUTION TARDI-QUATERNAIRE DU LAC  
JACQUES-CARTIER, RÉSERVE FAUNIQUE DES  
LAURENTIDES, QUÉBEC**

Mémoire présenté  
à la Faculté des études supérieures et postdoctorales de l'Université Laval  
dans le cadre du programme de maîtrise en sciences géographiques  
pour l'obtention du grade de Maître en sciences géographiques (M.Sc.Géogr.)

DÉPARTEMENT DE GÉOGRAPHIE  
FACULTÉ DE FORESTERIE, DE GÉOGRAPHIE ET DE GÉOMATIQUE  
UNIVERSITÉ LAVAL  
QUÉBEC

2012

© Geneviève Philibert, 2012

## Résumé

Les sédiments lacustres constituent un véritable registre des changements environnementaux et des catastrophes naturelles du passé. Une étude récente a révélé la présence d'une importante accumulation (> 40 m) de sédiments quaternaires dans le lac Jacques-Cartier (Lajeunesse *et al.*, 2008). Cette importante séquence sédimentaire peut nous fournir de nouvelles informations sur les changements environnementaux quaternaires ainsi que sur l'histoire de la sismicité holocène dans un secteur clé situé à proximité de la Zone sismique de Charlevoix-Kamouraska et entre deux grandes moraines frontales déposées lors du Dryas récent, soit les systèmes de St-Narcisse et de Mars-Batiscan. Cette étude vise donc à reconstituer l'évolution paléo-environnementale du lac Jacques-Cartier et de sa région à partir de l'analyse des formes et des sédiments subaquatiques.

Des levés à l'échosondeur multifaisceaux et au profileur acoustique de sous-surface ont été réalisés afin de définir le cadre stratigraphique des dépôts quaternaires subaquatiques et d'identifier les diverses perturbations ayant affecté la sédimentation dans le lac au Quaternaire. Des carottes de sédiments ont également été prélevées afin d'analyser les propriétés physiques des sédiments et d'effectuer des datations au radiocarbone. Les résultats de cette étude ont révélé la présence de sédiments datés à ~35 000 cal. BP et, par conséquent, que le lac était libre de glace lors de l'interstade du Wisconsinien moyen (Stade isotopique marin 3). Des sédiments glaciolacustres démontrent également une stabilisation du front glaciaire au nord du lac à la fin de la glaciation. Des couches d'hyperpycnites associées à des crues témoignent d'un apport sédimentaire dynamique et important vers ~5 000 cal. BP. Enfin, trois mécanismes déclencheurs ont été identifiés pour expliquer la récurrence des mouvements de masse subaquatiques, soit la paléosismicité de la Zone sismique de Charlevoix-Kamouraska, une surcharge sédimentaire occasionnée par des crues et la construction de la route 175 en bordure du lac.

## Abstract

Lake sediments constitute a record of past environmental changes and natural disasters. A recent study revealed the presence of an important accumulation (> 40 m) of Quaternary sediments in Lake Jacques-Cartier (Lajeunesse *et al.*, 2008). This important sedimentary sequence may provide new information on Quaternary environmental changes and the history of the Holocene seismicity in a key sector located near the Charlevoix-Kamouraska Seismic Zone and between the Younger Dryas age St-Narcisse and Mars-Batiscan moraines. This study aims to reconstruct the paleoenvironmental evolution of Lake Jacques-Cartier and its region from the analysis of subaqueous landforms and sediments.

Multibeam echosounder and subbottom acoustic profiler surveys have been conducted to define the stratigraphic framework of Quaternary lacustrine deposits and identify various disturbances affecting sedimentation in the lake. Sediment cores were also collected to analyze the physical properties of sediments and perform radiocarbon dating. The results of this study revealed the presence of sediments dated to ~35 000 cal BP and, therefore, that the lake was ice free during the middle Wisconsinan interstadial (Marine Isotopic Stage 3). Glaciolacustrine sediments also showed an ice margin stabilization north of the lake at the end of the glaciation. Flood Hyperpycnite layers associated with floods reflect a dynamic and important sediment input until ~5000 cal BP. Finally, three triggering mechanisms have been identified to explain the recurrence of underwater mass movements; paleo-seismicity of the Charlevoix-Kamouraska Seismic Zone, sediment loading caused by postglacial floods and the construction of Highway 175 along the western shore of the lake.

## **Avant-Propos**

La réalisation de cette étude a été rendue possible grâce au soutien financier du Centre d'Études Nordiques (CEN), du Centre de recherche en géochimie et en géodynamique (GEOTOP), ainsi qu'aux subventions de recherche du Conseil national de recherche en sciences naturelles et en génie (CRSNG) (subventions à la découverte de P.L., G.S. et de J.L.), de la Fondation Canadienne pour l'Innovation (FCI) et du Ministère de l'éducation des Loisirs et des Sports (MELS) du Québec (subventions pour les infrastructures de recherche à P.L.).

Je tiens à remercier sincèrement mon directeur Patrick Lajeunesse pour sa grande disponibilité, son encadrement et les nombreuses opportunités qu'il m'a offertes au cours de mes études. Je remercie également mon co-directeur Guillaume St-Onge pour sa disponibilité, ses encouragements, ses conseils et pour m'avoir permis l'accès aux laboratoires de l'ISMER ainsi que Pierre Francus pour ses critiques constructives lors de l'évaluation de ce mémoire.

Je remercie l'équipe du laboratoire de géomorphologie marine (LGM), Grégoire Ledoux, Bryan Sinkunas et Jonathan Roger pour leur aide sur le terrain et avec l'apprentissage des logiciels ainsi que Sylvain Leblanc, Bruno Cayouette de l'ISMER et Richard Niederetter de Uwitec pour leur aide et leur persévérance lors de la campagne de carottage à l'hiver 2011. Je tiens à remercier mon père, Jean-François Philibert, pour son aide sur le terrain, son intérêt et sa fierté face à mon travail. Aussi, je tiens à remercier Jacques Labrie de l'ISMER et Élisabeth Robert de l'Université Laval pour leur générosité et leur aide en laboratoire ainsi que David Fortin pour le partage de son expertise sur les varves. Je remercie aussi les employés de la Réserve faunique des Laurentides pour leur accueil chaleureux et leur accommodation tout au long de nos multiples campagnes de terrain. Enfin, je tiens sincèrement à remercier Alexandre Normandeau pour son aide inestimable dans toutes les étapes de la réalisation de ce projet, pour son enthousiasme et pour ses idées sans limite qui m'ont poussé à aller plus loin.

## Table des matières

<b>RÉSUMÉ</b> .....	<b>II</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>III</b>
<b>AVANT-PROPOS</b> .....	<b>IV</b>
<b>TABLE DES MATIÈRES</b> .....	<b>V</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	<b>VII</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	<b>VIII</b>
<b>INTRODUCTION</b> .....	<b>1</b>
<b>CHAPITRE 1 SECTEUR D'ÉTUDE</b> .....	<b>4</b>
1.1 GÉOLOGIE ET GÉOMORPHOLOGIE.....	4
1.2 ACTIVITÉS ANTHROPIQUES .....	5
<b>CHAPITRE 2 TRAVAUX ANTÉRIEURS</b> .....	<b>8</b>
2.1 HISTOIRE GLACIAIRE .....	8
2.1.1 Le Wisconsinien moyen .....	8
2.1.2 Le Wisconsinien supérieur et la déglaciation.....	11
2.2 PALÉOSISMICITÉ .....	17
2.2.1 Zone sismique de Charlevoix-Kamouraska .....	17
2.2.2 Enregistrement de la paléosismicité au lac Jacques-Cartier.....	18
<b>CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE</b> .....	<b>21</b>
3.1 DONNÉES GÉOPHYSIQUES .....	21
3.1.1 Données bathymétriques et de rétrodiffusion acoustique.....	21
3.1.2 Données de sous-surface .....	22
3.2 ÉCHANTILLONNAGE.....	23
3.3 ANALYSES EN LABORATOIRE .....	24
3.3.1 CT-Scan.....	24
3.3.2 Multi-Sensor Core Logger.....	24
3.3.3 Granulométrie.....	25
3.3.4 Datations radiocarbone .....	25
3.4 PHOTO-INTERPRÉTATION .....	26
<b>CHAPITRE 4 RÉSULTATS</b> .....	<b>28</b>
4.1 BATHYMÉTRIE ET MORPHOLOGIE GÉNÉRALE DU LAC JACQUES-CARTIER .....	28
4.2 UNITÉS SISMOSTRATIGRAPHIQUES ET ANALYSES SÉDIMENTAIRES .....	31
4.2.1 Unité 1 .....	31
4.2.2 Unité 2 .....	31
4.2.3 Unité 3 .....	32
4.2.4 Unité 4 .....	39
4.2.5 Unité 5 .....	40
4.2.6 Unité 6 .....	41

4.2.7 Unité 7 .....	42
4.2.8 Unité 8 .....	47
4.3 GÉOMORPHOLOGIE LACUSTRE .....	53
4.3.1 Ancien niveau lacustre .....	53
4.3.2 Mouvements de masse.....	53
4.3.3 Formes glaciaires.....	64
4.4 FORMES ET DÉPÔTS TERRESTRES .....	65
4.4.1 Formes d'écoulement glaciaire .....	65
4.4.2 Sédiments exposés dans la coupe de la rivière Jacques-Cartier.....	67
<b>CHAPITRE 5 ÉVOLUTION TARDI-QUATERNAIRE DU LAC JACQUES-CARTIER.....</b>	<b>70</b>
5.1 CONTEXTE PRÉGLACIAIRE ET WISCONSINIEN INFÉRIEUR .....	70
5.2 WISCONSINIEN MOYEN .....	71
5.3 DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE .....	74
5.4 DÉGLACIATION .....	76
5.4.1 Retrait glaciaire .....	76
5.4.2 Stabilisation du front glaciaire .....	78
5.5 DYNAMIQUE HOLOCÈNE .....	82
5.5.1 Crues durant l'Holocène inférieur à moyen .....	82
5.5.2 Déformations pénécontemporaines .....	85
5.5.3 Mouvements de masse subaquatiques.....	87
<b>CONCLUSION.....</b>	<b>91</b>
<b>RÉFÉRENCES .....</b>	<b>93</b>

## Liste des tableaux

Tableau 1: Caractéristiques et localisation des carottes prélevées entre 2008 et 2011 au lac Jacques-Cartier. ....	24
Tableau 2: Résultats et description des échantillons soumis pour des datations radiocarbones. ....	50
Tableau 3: Caractéristiques et interprétation des unités sismostratigraphiques. ....	52

## Liste des figures

Figure 1: Cartes de localisation de : A) la Réserve faunique des Laurentides; B) le bassin versant de la rivière Jacques-Cartier; C) le lac Jacques-Cartier et des moraines de St-Narcisse et de Mars-Batiscan. ....	6
Figure 2: A) Route 175, paroi rocheuse dynamitée et enrochement le long de la rive ouest du lac Jacques-Cartier; B) Barrage situé à la pointe sud du lac. ....	7
Figure 3: Hypothèses proposées par Dredge et Thorleifson (1987) sur la position du front glaciaire lors du MIS 3 où : A) le détroit d'Hudson est libre de glace; B) une calotte résiduelle occupe le centre du territoire québécois; C) la couverture de glace est plus étendue et le détroit d'Hudson est englacé; D) Position du front glaciaire lors du MIS 3 selon Dyke <i>et al.</i> (2002) où la récession s'effectue jusqu'à la vallée du St-Laurent dans le sud-est de Québec. ....	11
Figure 4: Étendue de l'Inlandsis laurentidien lors du Dernier maximum glaciaire selon : A) Dyke et Prest (1987); B) Dyke <i>et al.</i> (2003). ....	12
Figure 5: A) Patron de l'écoulement glaciaire de l'Inlandsis laurentidien lors de la dernière glaciation (modifié de Veillette <i>et al.</i> , 1999 dans Dyke <i>et al.</i> , 2002); B) Épaisseur de la glace de l'Inlandsis laurentidien au DMG (Dyke <i>et al.</i> , 2002) ....	14
Figure 6: Localisation des complexes morainiques frontaux de St-Narcisse et de Mars-Batiscan associés au Dryas récent (modifiée de Occhietti <i>et al.</i> , 2011). ....	16
Figure 7: A) Paléosismicité historique de la Zone sismique de Charlevoix-Kamouraska (Ressources naturelles Canada, 2011); B) Épicentre et magnitude des secousses sismiques engendrées par des activités de dynamitage entre 2000 et 2009 dans un rayon de 10 km autour du lac Jacques-Cartier. ....	19
Figure 8: A) Localisation des levés acoustiques de sous-surface au lac Jacques-Cartier; B) Localisation des carottes prélevées entre 2008 et 2011. ....	23
Figure 9: Carte bathymétrique multifaisceaux à haute résolution (3 mètres) du lac Jacques-Cartier avec agrandissement pour les secteurs nord (A) et sud (B). ....	29
Figure 10: Classification des pentes du lac Jacques-Cartier (en degrés) avec agrandissement pour les secteurs nord (A) et sud (B). ....	30
Figure 11: Unités sismostratigraphiques identifiées sur les profils acoustiques de sous-surface du lac Jacques-Cartier. ....	33
Figure 12: Localisation des carottes dans leur contexte sismostratigraphique. ....	34
Figure 13: Assemblage pseudo-3D des profils acoustiques de sous-surface montrant la répartition spatiale des unités dans le secteur centre du lac Jacques-Cartier. Les flèches indiquent des cicatrices de rupture. ....	37
Figure 14: A) Rythmites interprétées comme des varves de régime nival dans la partie sommitale de l'unité 3; B) Rythmites interprétées comme des varves glaciolacustres de type monosulfites dans l'unité 5; C) Rythmites associées à des crues dans l'unité 7; D) Couche déposée rapidement dans l'unité 8. ....	38
Figure 15: Propriétés physiques et granulométrie de la carotte LJC2011-03 (unité 3) et déformation des sédiments à la base de la section. ....	38
Figure 16: Position stratigraphique de l'esker (unité 4) sur les sédiments de l'unité 3 et réflexions parallèles de l'unité 3 qui drapent la forme du chenal d'une façon conforme. ....	39



Figure 17: Propriétés physiques de la carotte LJC2011-04 section IJ et transition entre les unités 3 et 5 caractérisée par un hiatus sédimentaire.....	41
Figure 18: Propriétés physiques et granulométrie de la carotte LJC2011-01 section IJ et contact graduel entre les unités 5 et 7.....	44
Figure 19: A) Granulométrie de la carotte LJC2010-01 et identification des couches déposées rapidement (unité 7); B) Proportion des différentes classes granulométriques dans la carotte LJC2010-01.....	46
Figure 20: Propriétés physiques de la carotte LJC2010-01 et identification des couches déposées rapidement (unité 7).....	47
Figure 21: Propriétés physiques et granulométrie de la carotte LJC2011-01 section AB et identification des couches déposées rapidement (unité 8). ....	49
Figure 22: Contexte sismostratigraphique, à proximité d'un dépôt de glissement, de la couche déposée rapidement située à 53 cm de profondeur dans la carotte LJC2011-01 section AB (unité 8). ....	51
Figure 23: Carte géomorphologique du lac Jacques-Cartier et agrandissement des secteurs nord (A) et sud (B). ....	56
Figure 24: Profils acoustiques de sous-surface de la géomorphologie du lac Jacques-Cartier : A) Profil transversal du chenal à méandre dans le centre du lac et réflexions de l'unité 3 qui drapent ce chenal d'une façon conforme; B) Réflexions tronquées par une surface d'érosion indiquant un ancien niveau lacustre; C) Empilement de réflexions hyperboliques associées à une série verticale de dépôts de mouvements de masse, indiquant leur récurrence durant l'Holocène; D) Rides de compression au bas d'un versant abrupt; E) Chenal érosif; F) Chenal érosif récent au nord du lac; G) Cicatrice de rupture; H) Esker enfoui sous des dépôts de coulée gravitaire. ....	57
Figure 25: Images multifaisceaux à haute résolution des formes et processus associés à des mouvements de masse dans le lac Jacques-Cartier (les traits constitués de pointes de flèches représentent l'esker): A) Cicatrices de rupture et coulée gravitaire dans le secteur nord du lac; B) Dépôt de glissement au pied d'un talus, cicatrices de rupture en amphithéâtre, coulées gravitaires comblant le chenal central et esker enfoui sous des dépôts de mouvements de masse; C) Dépôt de glissement au pied des talus, cicatrices de rupture en amphithéâtre, coulées gravitaires comblant le chenal central et esker enfoui sous des dépôts de mouvements de masse; D) Cicatrices de rupture sur le versant est, coulées gravitaires comblant le bassin central et esker enfoui sous des dépôts de mouvements de masse dans le secteur centre du lac; E) Chenaux érosifs sur le versant est et dépôts de mouvements de masse accumulés au pied du talus et dans le bassin central; F) Esker enfoui sous des coulées gravitaires dans le centre du lac (exagération verticale = 6X).....	58
Figure 26: Reptation et cicatrice de rupture affectant les pentes, dépôt de glissement dans le bassin central et dépôt de coulée gravitaire comblant le chenal au centre du lac Jacques-Cartier. ....	59
Figure 27: Chenaux érosifs contribuant au transport des sédiments vers le bas des pentes et dépôts de glissement dans le lac Jacques-Cartier. ....	59
Figure 28: Cicatrice de rupture verticale, bloc de sédiments cohésifs associé à un décrochement et dépôts de glissement et de coulée gravitaire comblant le bassin central du lac Jacques-Cartier.....	59
Figure 29: Images de rétrodiffusion acoustique provenant du SBL de la géomorphologie subaquatique du lac Jacques-Cartier : A) Dépôt de glissement au pied du versant	

- ouest près de la route 175; B) Débris grossiers au pied du versant ouest près de la route 175; C) Chenal érosif contribuant au transport des sédiments vers le bas de la pente; D) Cicatrice de rupture en forme d’amphithéâtre; E) Lobe de glissement; F) Cicatrices de rupture dans le haut d’un talus. Les flèches transparentes indiquent la direction vers le bassin central du lac.....60
- Figure 30: Mosaïque des données de rétrodiffusion acoustique du lac Jacques-Cartier; A) Cicatrice de rupture et dépôts de mouvement de masse au pied d’une rive naturelle du côté nord-est du lac; B) Dépôts de mouvement de masse au pied de la rive ouest qui est bordée par la route 175 (exagération verticale = 6X). .....61
- Figure 31: Assemblage de la bathymétrie et des données de sous-surface montrant la géomorphologie du lac Jacques-Cartier (exagération verticale = 6X). .....65
- Figure 32: A) Roche moutonnée; et B) stries glaciaires observées sur la rive centre-est du lac Jacques-Cartier. ....66
- Figure 33: Chenaux perchés à une altitude de ~800 m et moraines frontales situés au nord du lac Jacques-Cartier. Le trait constitué de longs pointillés correspond à la limite entre les bassins versants des rivières Jacques-Cartier, au sud, et Chicoutimi, au nord. L’étoile noire localise une unité de rides grimpantes observée dans une coupe stratigraphique de la rivière Jacques-Cartier. ....67
- Figure 34: A) Rides grimpantes observées dans la rivière Jacques-Cartier au nord du lac Jacques-Cartier; B) Formation des rides grimpantes (Source: Allen, 1982). .....68
- Figure 35: A) Rides observées dans la rivière Jacques-Cartier au nord du lac Jacques-Cartier; B) Déformation des sédiments à la base de rides grimpantes (Source: Aario, 1971). .....68
- Figure 36: Déformations pénécontemporaines observées dans la rivière Jacques-Cartier au nord du lac. ....69
- Figure 37: Modèle de la subsistance d’un lac sous l’avancée d’un glacier. La formation d’un couvert de glace pérenne sur le lac protège le bassin lacustre de l’érosion glaciaire (Briner *et al.*, 2007). .....76
- Figure 38: Modèle de l’évolution du lac Jacques-Cartier lors de la glaciation wisconsinienne : A) Le lac évolue dans un environnement libre de glace lors du Wisconsinien moyen; B) Un couvert de glace pérenne protège le lac lors de la réavancée glaciaire au Wisconsinien supérieur; C) Le lac Jacques-Cartier est préservé dans un environnement sous-glaciaire; D) Une vidange du lac vers la fin de la glaciation permet la déposition d’un esker dans le bassin central du lac; E) Le lac se remplit à nouveau et le recul glaciaire est caractérisé par une fonte *in situ*; F) La stabilisation du front glaciaire au nord du lac permet la déposition des sédiments glaciolacustres de l’unité 5. ....81
- Figure 39: Simulation du paléolac d’obturation Pikauba lorsque le niveau d’eau était < 800 m et localisation des chenaux perchés contribuant à l’évacuation des crues du paléolac vers le lac Jacques-Cartier. Un point d’étranglement dans la vallée de la rivière Pikauba est proposé pour l’obturation du paléolac. Le niveau du lac Jacques-Cartier était probablement plus élevé durant cette période mais l’absence de données indiquant cet ancien niveau ne permet pas de le confirmer. ....84
- Figure 40: A) Modélisation de pseudo-nodules (Source: Kuenen, 1958); B) Déformation causée par la surcharge différentielle de rides (Source: Dzulynski et Kotlarezyk, 1962). .....87

## Introduction

Les sédiments lacustres constituent un véritable registre des changements environnementaux (e.g. Mullins, 1998; Francus, 1999; Brauer *et al.*, 1999; Chapron *et al.*, 2002; Perren *et al.*, 2003) et des catastrophes naturelles du passé (e.g. Arnaud *et al.*, 2005; Becker *et al.*, 2005; Gilbert *et al.*, 2006; Strasser *et al.*, 2006; 2008). Les sédiments lacustres sont particulièrement efficaces pour retracer l'évolution environnementale à long terme puisque les lacs sont des bassins de faible énergie, propices à l'accumulation et la déposition des sédiments. Comparativement aux milieux marins, les lacs ne sont que très peu affectés par des processus hydrodynamiques et le transfert de sédiments vers l'aval y est négligeable (e.g. Sims, 1973, 1975; Moretti et Sabato, 2007). Ils constituent donc des bassins contenant des archives sédimentaires généralement continues. Par ailleurs, leur superficie plus restreinte contribue à rendre ces environnements plus sensibles aux changements climatiques externes. Ainsi, les sédiments enregistrent des variations plus abruptes des conditions environnementales (Scholz, 2001) régionales et même locales. Dans cette perspective, de nombreux travaux ont démontré que l'étude de la morphostratigraphie des sédiments préservés dans les lacs par l'acquisition de données géophysiques constitue une méthode efficace pour reconstituer l'évolution des changements climatiques et environnementaux au Quaternaire (e.g. Eyles *et al.*, 1991; van Rensbergen *et al.*, 1998, 1999; Chapron *et al.*, 2007; Fiore *et al.*, 2011), des fluctuations des niveaux lacustres (e.g. Moore *et al.* 1994; Abbott *et al.*, 2000; Brooks *et al.*, 2005; Anselmetti *et al.*, 2006), des séismes (e.g. Clague *et al.*, 1989; Chapron, 1999; Schnellmann *et al.*, 2002, 2006; Monecke *et al.*, 2004, 2006), des crues majeures ou des déluges (e.g. Chapron *et al.*, 2005), des processus géomorphologiques (e.g. Gardner *et al.*, 2000; Bacon *et al.*, 2002; Bini *et al.*, 2007; Bozzano *et al.*, 2009; Hilbe *et al.*, 2011) et de l'impact anthropique sur un territoire (e.g. Anselmetti *et al.*, 2007; Guyard *et al.*, 2007). De telles données sont indispensables pour caractériser les milieux subaquatiques puisqu'elles permettent de reconstituer avec précision le cadre de déposition et les processus de mise en place des sédiments en fournissant des informations sur la morphologie et la répartition spatiale des sédiments dans le lac ainsi que la géométrie du bassin lacustre (Scholz, 2001).

Au Québec et dans l'est du Canada, des travaux ont démontré le potentiel de l'hydroacoustique marine pour l'étude des bassins lacustres (Klassen et Shilts, 1982; Spirito, 1986; Larocque, 1987). Plusieurs de ces travaux se sont concentrés presque exclusivement sur la reconstitution de la paléosismicité holocène (Shilts, 1984a; Shilts *et al.*, 1989, 1992; Shilts et Clague, 1992; Ouellet, 1997; Doughty *et al.*, 2010), alors que peu d'études ont tenté de reconstituer l'évolution des changements environnementaux au Quaternaire (Shilts et Farrell, 1982; Larocque, 1985; Turgeon *et al.*, 2003). Cependant, l'ensemble de ces études ne s'en tient qu'à l'analyse de profils acoustiques de sous-surface. Ailleurs dans le monde, plusieurs lacs ont fait l'objet de relevés bathymétriques haute résolution à l'aide d'un échosondeur multifaisceaux notamment en Europe (e.g. Bini *et al.*, 2007; Bozzano *et al.*, 2009; Hilbe *et al.*, 2011) et en Amérique du Nord (e.g. Gardner *et al.*, 2000; Bacon *et al.*, 2002). Sur le territoire québécois, malgré l'abondance des lacs, cette technique n'a été appliquée que sur un seul lac (Sinkunas, 2011).

Le lac Jacques-Cartier a fait l'objet d'études basées sur l'analyse de profils acoustiques de sous-surface (Ouellet, 1997) et sur le prélèvement de carottes courtes (150 cm) de sédiments (Doig, 1998). Ces travaux ont révélé la présence de structures de glissements et de couches silteuses déposées rapidement qui ont été associées à d'anciens séismes. Ces corrélations demeurent spéculatives puisque le cadre de mise en place des sédiments n'était alors pas défini. Une étude récente portant sur la sismostratigraphie des mouvements de masse dans le lac Jacques-Cartier a permis de définir sommairement le contexte bathymétrique et stratigraphique ainsi que la morphologie, l'épaisseur et la répartition des sédiments perturbés (Lajeunesse *et al.*, 2008). Selon cette étude, l'importante séquence sédimentaire (~40 m) observée peut ainsi fournir de nouvelles informations sur les changements environnementaux quaternaires de la région. À cet effet, le lac Jacques-Cartier constitue un site d'intérêt majeur puisqu'il se situe entre deux systèmes morainiques frontaux déposés lors du Dryas récent, soit les moraines de St-Narcisse et de Mars-Batiscan (Occhietti *et al.*, 2011), où un important volume de sédiments y a été déposé au cours de la déglaciation. De plus, étant situé à proximité de la Zone sismique de Charlevoix-Kamouraska (ZSCK), le lac Jacques-Cartier contient des sédiments qui sont susceptibles de révéler des informations sur la sismicité holocène.

Cette étude, basée sur l'analyse de nouvelles données d'échosondeur multifaisceaux, de profileur acoustique de sous-surface et de carottes sédimentaires vise donc à reconstituer l'évolution paléo-environnementale du lac Jacques-Cartier et de sa région à partir de l'analyse des formes et des sédiments subaquatiques. Plus spécifiquement, ce projet de recherche vise à: 1) définir la nature, la répartition et la stratigraphie des sédiments présents au fond du lac afin de définir le cadre stratigraphique des dépôts quaternaires du lac; 2) réaliser une carte détaillée des formes et dépôts du lac; et 3) identifier les divers facteurs naturels et anthropiques ayant influencé la sédimentation dans ce lac depuis la déglaciation.

# CHAPITRE 1

## Secteur d'étude

### 1.1 Géologie et géomorphologie

Le lac Jacques-Cartier est situé dans la Réserve faunique des Laurentides à une altitude d'environ 795 m et à une distance d'environ 100 km au nord de la ville de Québec (Figure 1A). Il a une longueur de 9,2 km (Figure 1C) et sa largeur moyenne est de ~1,8 km. Sa profondeur et sa superficie atteignent respectivement > 65 m et ~12 km<sup>2</sup>. Selon les travaux préliminaires de Lajeunesse *et al.* (2008), la bathymétrie du lac est caractérisée par un bassin longitudinal en auge s'étendant sur un axe nord-sud et bordé par des versants abrupts. Le lac Jacques-Cartier est situé à environ 3 km au sud de la limite de son bassin versant, le bassin de la rivière Jacques-Cartier, qui couvre une superficie de 213 km<sup>2</sup> (Centre d'expertise hydrique, 2011). La ligne de partage des eaux entre le bassin de la Jacques-Cartier et le bassin de la rivière Chicoutimi au nord se situe à ~800 m d'altitude (Figure 1B). Le principal affluent du lac, la rivière Jacques-Cartier, méandre en disséquant la plaine d'épandage au nord du lac avant de se jeter à l'extrémité nord-est du lac. L'apport de sédiment postglaciaire au lac Jacques-Cartier est plutôt faible soit seulement de 2 à 4 m de gyttja (Lajeunesse *et al.*, 2008).

Le lac Jacques-Cartier fait partie de la province géologique de Grenville, dans le Bouclier canadien, une région physiographique composée en majeure partie de roches granitiques d'origine précambrienne. Plus précisément, le lac est situé sur une intrusion de granitoïdes à orthopyroxènes comprenant de la charnockite, de la mangérite, de la jotunite et de la syénite à hypersthène. Une importante intrusion d'anorthosite et de gabbronorite se trouve également à l'est du lac (MRN, 2002). Le lac est situé sur le bloc tectonique Jacques-Cartier qui est un horst disséqué par des vallées fluviales. Au nord, il est délimité par le graben du Saguenay, au sud-est, par le rift du St-Laurent et la Zone sismique de Charlevoix-Kamouraska et enfin à l'ouest, par la faille de St-Maurice. L'âge exact des failles qui le délimitent est inconnu, mais est présumé synchrone avec l'ouverture de l'océan Atlantique (~190 000 à 175 000 Ma BP) (Du Berger *et al.*, 1991).

Le plateau laurentien, sur lequel se situe le lac Jacques-Cartier, constitue un vaste massif au relief passablement accidenté qui se traduit par des collines rocheuses aux sommets aplanis. Dans la région du lac Jacques-Cartier, les plus hauts sommets atteignent jusqu'à 1125 m d'altitude. Un placage de till drapé la topographie et recouvre presque entièrement le substrat rocheux et une couverture meuble de dépôts d'épandage fluvio-glaciaire colmate le fond des principales vallées. Des dépôts de till associés à des moraines frontales et de décrépitudes appartenant au complexe morainique de St-Narcisse sont visibles au sud du lac (Poulin et Thériault inc., 1990).

## **1.2 Activités anthropiques**

La Réserve faunique des Laurentides se situe en grande partie dans la région de Québec, mais elle touche également les régions de Charlevoix, de la Mauricie et du Saguenay-Lac-Saint-Jean. En 1981, une grande partie du territoire, soit 7861 km<sup>2</sup>, a obtenu le statut de réserve faunique et constitue l'actuelle Réserve faunique des Laurentides. Sa vocation s'oriente aujourd'hui vers l'exploitation forestière et la protection de la faune par la réglementation des activités de chasse et de pêche. La réserve regroupe plus de 2000 lacs et rivières (Sépaq, 2010).

Par ailleurs, au cours du dernier siècle, des activités anthropiques ont affecté le milieu naturel du lac Jacques-Cartier. Ainsi, la route 175 qui relie la ville de Québec au Saguenay passe par le centre de la Réserve faunique des Laurentides. À environ 100 km au nord de Québec, elle longe le lac Jacques-Cartier sur la presque totalité de sa rive ouest (Figure 2A). La construction de la route 175, alors nommée le boulevard Talbot, a débuté au printemps 1944. C'est en 1948 que la route pavée d'une largeur de 7 m avec des accotements de 2,5 m de chaque côté s'est achevée (Demers, 1978).

Un barrage est également situé à l'extrémité sud du lac Jacques-Cartier (Figure 2B). Ce barrage, construit en 1922 est utilisé pour la régularisation des débits à des fins de production d'hydroélectricité. Sa hauteur est de 5,9 m et sa capacité de retenue est de 62 863 110 m<sup>3</sup> (Centre d'expertise hydrique, 2011).

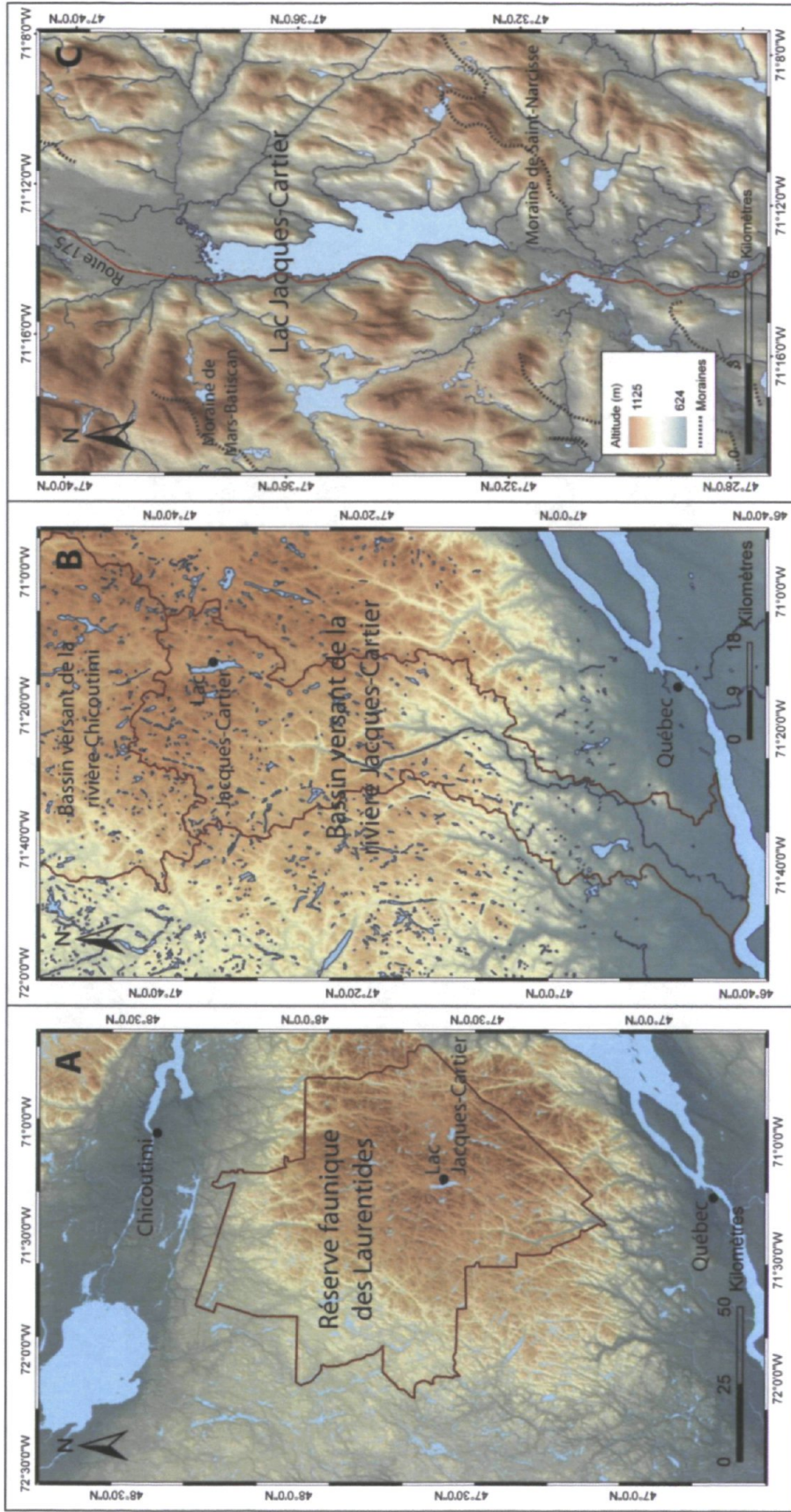


Figure 1: Cartes de localisation de : A) la Réserve faunique des Laurentides; B) le bassin versant de la rivière Jacques-Cartier; C) le lac Jacques-Cartier et des moraines de St-Narcisse et de Mars-Batiscan.



Ces infrastructures ont nécessairement eu un impact sur l'évolution naturelle du lac Jacques-Cartier et de son environnement. Les lacs qui se situent à l'intérieur du parcours des rivières agissent comme des trappes à sédiments dans les bassins versants. Des activités anthropiques, notamment la déforestation et la construction de surfaces pavées telles que des routes augmentent l'érosion dans le bassin versant et par conséquent la charge sédimentaire des rivières. La construction de barrage favorise quant à elle la retenue des sédiments dans les lacs (Hay, 1998).

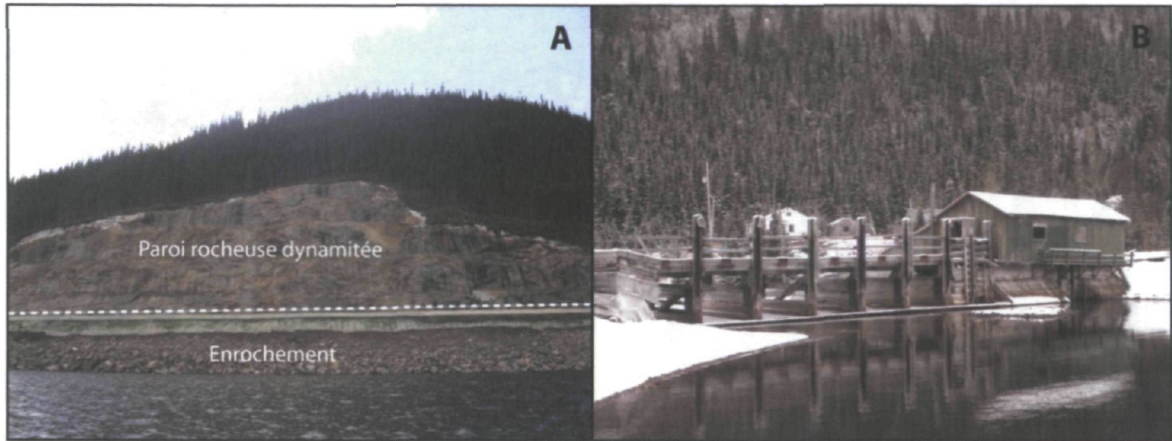


Figure 2: A) Route 175, paroi rocheuse dynamitée et enrochement le long de la rive ouest du lac Jacques-Cartier; B) Barrage situé à la pointe sud du lac.

## CHAPITRE 2

### Travaux antérieurs

#### 2.1 Histoire glaciaire

La glaciation wisconsinienne est divisée en trois sous-étages soit le Wisconsinien inférieur, moyen et supérieur et elle s'étend de ~110 – 10 ka <sup>14</sup>C BP. Elle inclut les stades isotopiques marins (*Marine Isotope Stage* : MIS) 2, 3, 4 et 5 a à d. L'intervalle de temps couvert par les enregistrements sédimentaires de cette étude inclut les sous-étages moyen et supérieur.

##### 2.1.1 Le Wisconsinien moyen

Le sous-étage du Wisconsinien moyen est un intervalle à prédominance non glaciaire qui s'étend sur une période d'environ 65 ka à 23 ka BP (Fulton, 1984) et correspond au MIS 3. La limite inférieure a été placée à 65 ka BP en raison d'une hausse des températures à l'échelle de la planète et d'une réduction du volume des glaces. La limite supérieure, établie à 23 ka BP, correspond à l'âge des plus jeunes dépôts organiques enfouis (Dredge et Thorleifson, 1987).

La stratigraphie des dépôts du Wisconsinien moyen est généralement caractérisée par des séquences de tills séparées par des dépôts terrestres ou subaquatiques d'origine non glaciaire. Puisque la plupart des dépôts interstadiers se situent au-delà de la limite des méthodes de datations conventionnelles, l'interprétation repose grandement sur la position stratigraphique. Ainsi, la présence de couches inorganiques entre des dépôts de till est instinctivement associée à l'interstade du Wisconsinien moyen (Dredge et Thorleifson, 1987). Les formes et dépôts associés à l'interstade sont rares et difficiles à identifier sur le terrain puisque cette période de récession des glaces s'est terminée par la réavancée maximale de l'inlandsis au Wisconsinien supérieur, qui a érodé la majorité des formes et sédiments durant son passage. Ces facteurs expliquent donc les nombreuses incertitudes quant à l'étendue du recul, la réduction du volume de glace, l'intervalle de temps exact et les conditions climatiques qui prévalaient à cette époque (Dredge et Thorleifson, 1987).

La majorité du territoire québécois est demeurée englacée durant tout le Wisconsinien (Occhietti *et al.*, 2011). Cependant, lors du MIS 3, le sud du Québec a été affecté par des épisodes de recul glaciaire. Des incursions marines ont notamment été enregistrés à l'île d'Anticosti vers 36 et 28 ka  $^{14}\text{C}$  BP (Gratton *et al.*, 1984), dans l'estuaire du St-Laurent à l'embouchure du Saguenay vers 35 ka  $^{14}\text{C}$  BP (Dionne et Occhietti, 1996) et dans les basses terres de la baie James (Andrews *et al.*, 1983). De plus, plusieurs indices suggèrent que les basses-terres du St-Laurent auraient été libres de glace lors du Wisconsinien moyen. En effet, des dépôts d'origine non glaciaire ont fourni des âges à l'intérieur de cet intervalle de temps. Ainsi, des dates s'échelonnant entre 38 et 28 ka  $^{14}\text{C}$  BP ont été obtenues dans des dépôts corrélés aux sédiments de St-Pierre aux Vieilles Forges (Occhietti, 1982) et à l'Île aux Coudres (Brodeur et Allard, 1985). De plus, des concrétions dans les varves de Deschaillons ont été datées entre ~37 et 34 ka  $^{14}\text{C}$  BP (Karrow, 1957; Gadd, 1971; Hillaire-Marcel et Pagé, 1981) et entre ~32 et 20 ka  $^{14}\text{C}$  BP dans les varves de Gayhurst (Hillaire-Marcel, 1979). Toutefois, plusieurs de ces dates ont été considérées comme suspectes (Dredge et Thorleifson, 1987). Ainsi, l'âge de ces dépôts demeure incertain et controversé.

Sur le territoire du Bouclier canadien, plusieurs unités distinctes de tills ont été identifiées. L'explication la plus conservatrice supporte des changements de direction des courants de glaces durant la période glaciaire continue du Wisconsinien. Toutefois, à Schefferville dans le centre du Québec-Labrador, Granberg et Krishnan (1984) ont obtenu une date radiocarbone de  $24\,250 \pm 600$   $^{14}\text{C}$  BP à partir d'une brindille située sous une unité de till et une unité de sédiment fluvio-glaciaire. Cette date a été considérée douteuse étant donné la petite taille de l'échantillon et son état de préservation (Dredge et Thorleifson, 1987). De plus, une étude récente sur la limnogéologie du lac du cratère des Pingualuit au Nunavik (Guyard *et al.*, 2011) a révélé la présence de sédiments datés entre 35 et 28 ka cal. BP. Cependant, les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  suggèrent un apport externe de particules de matière organique vers le lac. Ainsi, Guyard *et al.* (2011) ne considèrent pas ces dates authentiques et interprètent ces données comme étant un mélange entre des sédiments holocènes et des sédiments datant du début de la glaciation.

Malgré toutes ces incertitudes, l'état des connaissances réalisé par Dredge et Thorleifson (1987) a permis d'élaborer trois scénarios possibles quant à la position des limites

glaciaires lors de l'interstade (Figure 3A, B, C). Ces scénarios ont été fondés à partir d'une revue de littérature exhaustive qui recense les sédiments datés dans l'intervalle du Wisconsinien moyen en Amérique du Nord. Ainsi, un premier scénario évoque la déglaciation et l'incursion marine dans le détroit d'Hudson (McDonald, 1969, 1971; Andrews *et al.*, 1983; Shilts, 1984b; Wyatt et Thorleifson, 1986) (Figure 3A). Un second scénario, plus progressiste, tient compte de toutes les dates obtenues dans l'intervalle du Wisconsinien moyen (Figure 3B), qu'elles soient admises ou non par la communauté scientifique. Ce scénario propose une déglaciation très étendue qui se traduit par des calottes résiduelles dans les secteurs du Labrador, de l'Ungava, des Appalaches et de Terre-Neuve. Enfin, un scénario plus conservateur fondé sur des dates non controversées suggère un couvert de glace plus vaste (Figure 3C). Aussi, un modèle plus récent illustrant la récession des glaces au Wisconsinien moyen a été proposé par Dyke *et al.* (2002) (Figure 3D) n'utilisant que les dates considérées authentiques. Selon cette étude, la marge glaciaire suit de près les limites du Bouclier canadien dans la région de Québec et, dans le sud-est du Québec, la récession s'effectue jusqu'à la vallée du St-Laurent.

Selon la seconde hypothèse de Dredge et Thorleifson (1987), le lac Jacques-Cartier aurait été libre de glace lors du MIS 3 (Figure 3B). La modélisation de l'altitude de la glace réalisée par Marshall *et al.* (2002) suggère également que le lac Jacques-Cartier aurait été libre de glace ou encore situé à la marge du front glaciaire à 40 ka  $^{14}\text{C}$  BP. Ces travaux soutiennent également que l'inlandsis aurait occupé la région du lac Jacques-Cartier seulement durant une période cumulative de ~60 ka au cours de la dernière glaciation (120 ka) (Marshall *et al.*, 2002; Marshall et Clark, 2002). Selon les autres modèles plus conservateurs mentionnés précédemment, le lac Jacques-Cartier aurait été englacé durant toute la glaciation wisconsinienne (Dredge et Thorleifson, 1987; Dyke *et al.*, 2002).

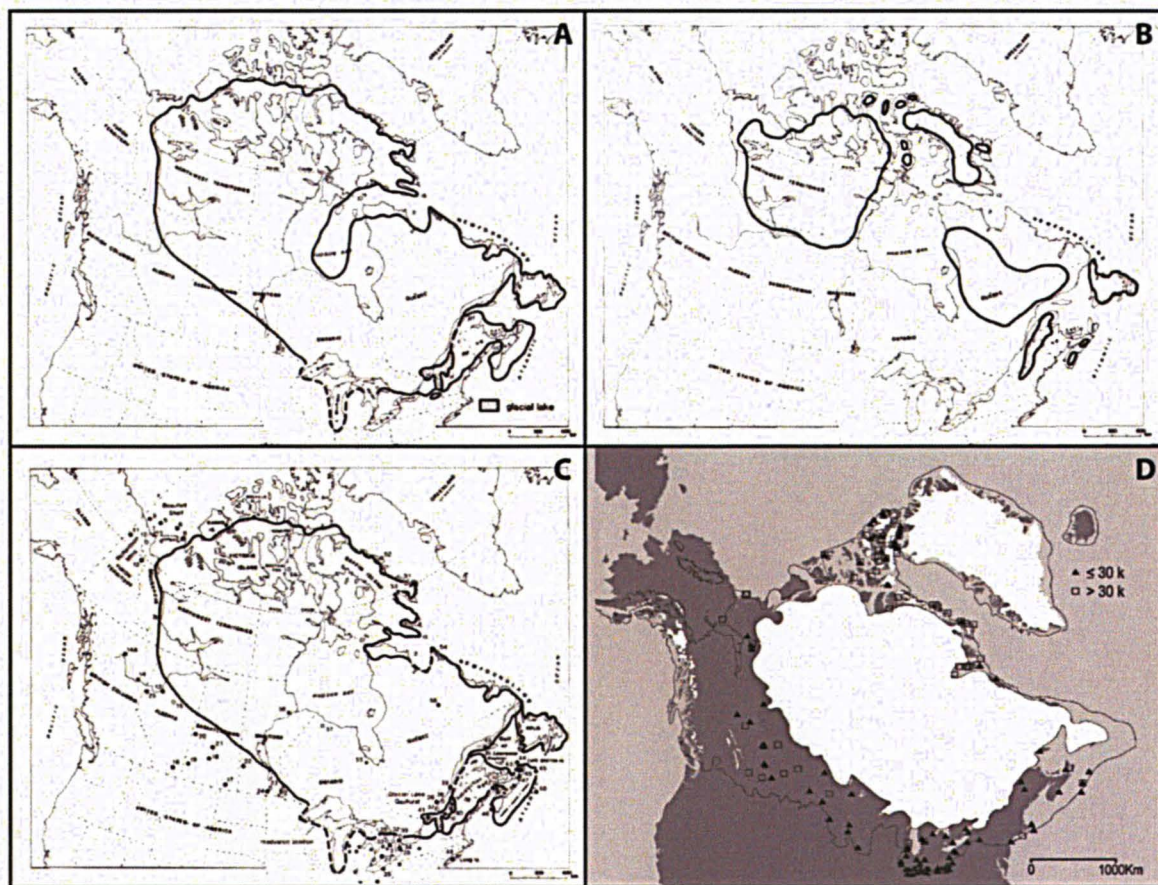


Figure 3: Hypothèses proposées par Dredge et Thorleifson (1987) sur la position du front glaciaire lors du MIS 3 où : A) le détroit d'Hudson est libre de glace; B) une calotte résiduelle occupe le centre du territoire québécois; C) la couverture de glace est plus étendue et le détroit d'Hudson est englacé; D) Position du front glaciaire lors du MIS 3 selon Dyke *et al.* (2002) où la récession s'effectue jusqu'à la vallée du St-Laurent dans le sud-est de Québec.

### 2.1.2 Le Wisconsinien supérieur et la déglaciation

Le Wisconsinien supérieur s'étend de la fin du Wisconsinien moyen jusqu'à 10 ka  $^{14}\text{C}$  BP, c'est-à-dire durant tout le MIS 2. L'inlandsis a atteint son extension maximale vers 18 ka  $^{14}\text{C}$  BP. Cette période a été caractérisée par un bas niveau marin et un climat stable (Clark et Mix, 2000).

La position de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur, initialement cartographiée par Prest (1969), a fait l'objet de questionnements, critiques et corrections (Dyke et Prest, 1987). L'utilisation de méthodes telles que la datation au radiocarbone dans des carottes lacustres, la classification des tills régionaux et leur corrélation avec des tills

exposés associés à des périodes interglaciaires connues et l'identification de vieux dépôts marins a permis le perfectionnement des bases de données sur le sujet (Dyke et Prest, 1987).

Ainsi, Dyke et Prest (1987) ont proposé un nouveau modèle pour la position du front glaciaire lors du Dernier maximum glaciaire (DMG) (Figure 4A). Ces derniers ont affirmé toutefois que leurs reconstitutions paléogéographiques sont approximatives. Les limites glaciaires sont faiblement contrôlées par des datations au radiocarbone et peuvent être sujettes à des modifications à mesure que la rigueur des dates augmentera. Ce dernier modèle a d'ailleurs été raffiné et complété par Dyke *et al.* (2003) à partir de datations radiocarbones, l'analyse de varves et de datations sur des téphras. Ainsi, le nouveau modèle de Dyke *et al.* (2003) présentent des cartes de la position du front glaciaire durant tout le Wisconsinien supérieur, du DMG jusqu'à son retrait total (Figure 4B). Ce modèle conservateur exclut les dates considérées douteuses ou problématiques telles que les datations effectuées sur des matériaux contenant des sédiments calcaireux, des coquilles d'eau douce, des sédiments ayant une faible teneur en matière organique, etc. Ainsi, près de 4000 dates ont été exclues de cette étude.

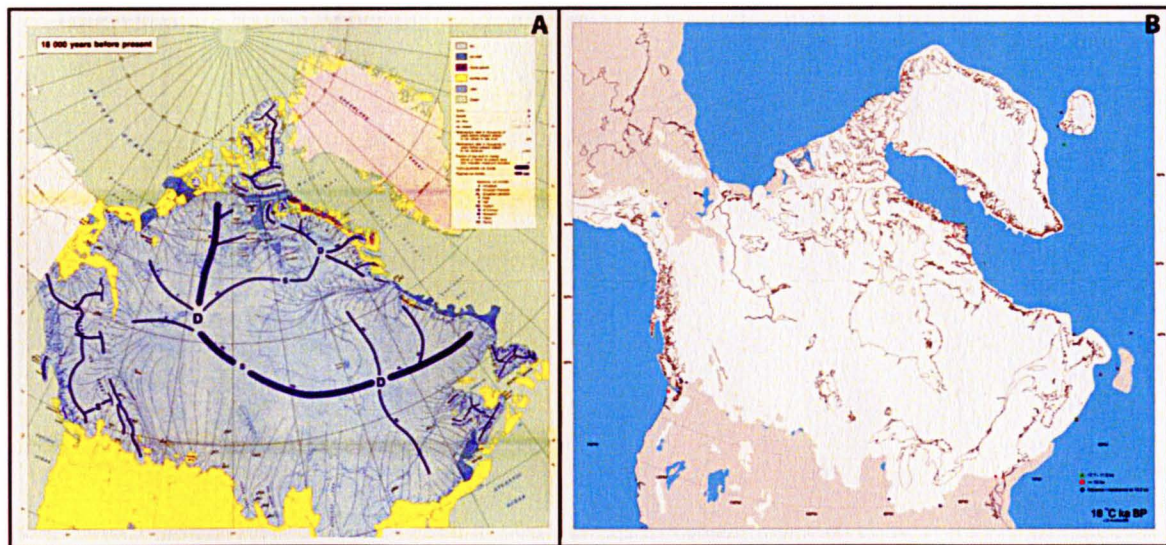


Figure 4: Étendue de l'Inlandsis laurentidien lors du Dernier maximum glaciaire selon : A) Dyke et Prest (1987); B) Dyke *et al.* (2003).

Par ailleurs, de nombreuses études ont portées sur la reconstitution des conditions dans lesquelles l'Inlandsis laurentidien a évolué au Wisconsinien supérieur en se concentrant

notamment sur l'estimation de l'épaisseur de la glace, la topographie de la surface glaciaire et le nombre de dômes glaciaires (e.g. Hughes *et al.*, 1977; Clark, 1980; Dyke *et al.*, 1982; Marshall *et al.*, 2002; Tarasov et Peltier, 2004) les lignes de partage des glaces et la direction de l'écoulement glaciaire (e.g. Hughes *et al.*, 1977; Shilts, 1980; Denton et Hughes, 1981; Dyke *et al.*, 1982, Veillette *et al.*, 1999) ainsi que la température à la base de la glace et les patrons d'écoulement basaux (e.g. Marshall et Clark, 2002). Selon la reconstitution de l'Inlandsis laurentidien de Denton et Hughes (1981), l'écoulement glaciaire dans la région du lac Jacques-Cartier est de direction SE à 18 ka <sup>14</sup>C BP et l'épaisseur de la glace varie entre 2000 et 3000 m. Andrews (1982) propose une alternative au modèle de la direction d'écoulement des glaces de Denton et Hughes (1981) en basant son interprétation sur la distribution des blocs erratiques et la composition de différents dépôts de tills. Son modèle se concentre toutefois sur le Nord du Québec, la région de la baie d'Hudson et le secteur Keewatin. Une étude plus récente de Veillette *et al.* (1999) montre un écoulement glaciaire très similaire au modèle de Denton et Hughes (1981) dans le secteur du lac Jacques-Cartier avec des directions vers le SE lors du DMG et vers le SSE au tardi-Wisconsinien (Figure 5A). L'épaisseur de la glace y est estimée à ~2000 m lors du DMG (Dyke *et al.* 2002; Marshall *et al.* 2002) (Figure 5B). Ces patrons d'écoulement glaciaire ont toutefois été réalisés à de petites échelles, soit continentale dans le cas de Denton et Hughes (1981) et provinciale dans le cas de Veillette *et al.* (1999) et Dyke *et al.* (2002). Ces modèles demeurent donc imprécis dans le cas d'un secteur plus restreint tel que le lac Jacques-Cartier, d'autant plus que l'écoulement glaciaire peut être caractérisé par des fluctuations régionales.

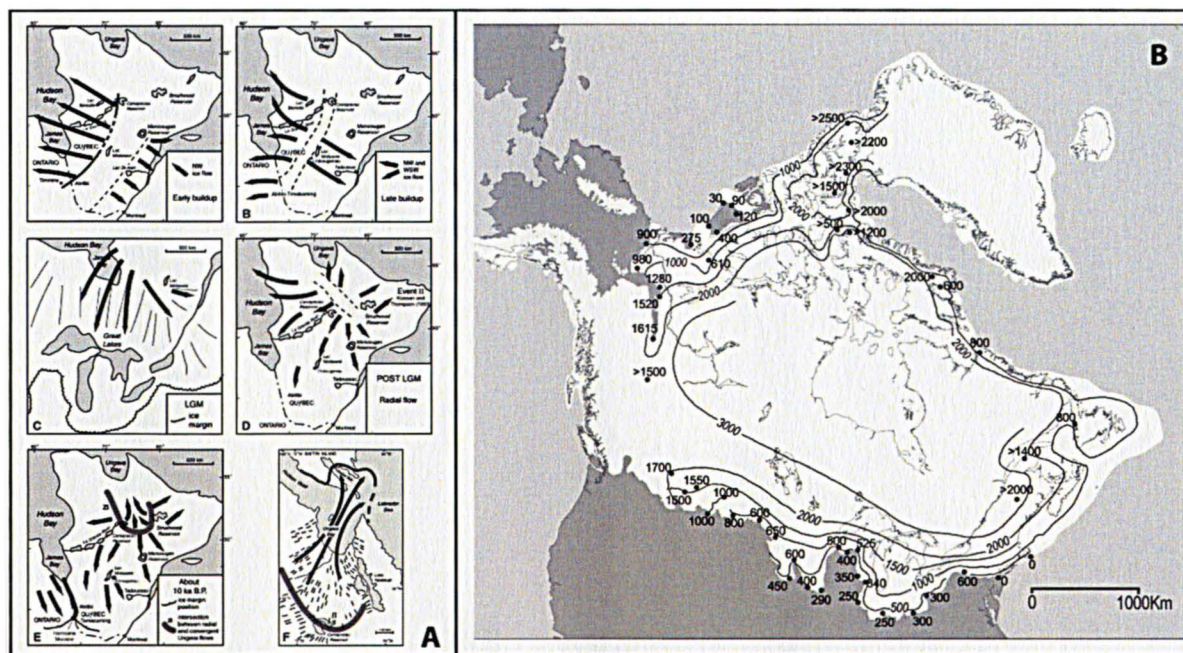


Figure 5: A) Patron de l'écoulement glaciaire de l'Inlandsis laurentidien lors de la dernière glaciation (modifié de Veillette *et al.*, 1999 dans Dyke *et al.*, 2002); B) Épaisseur de la glace de l'Inlandsis laurentidien au DMG (Dyke *et al.*, 2002)

Dyke et Prest (1987) ont divisé toute la région couverte par l'Inlandsis laurentidien en 3 secteurs distincts délimités en fonction du paysage qui les caractérise. Le lac Jacques-Cartier se situe dans le secteur 2 qui est caractérisé par de longs eskers bien développés et des alignements d'écoulement glaciaire contemporains. Les zones marginales de l'inlandsis ont probablement été stagnantes lors du recul des glaces à travers ce secteur.

Au Québec, la déglaciation peut se diviser en 3 phases: 1) la déglaciation marine (~16 à ~13 ka cal. BP); 2) le Dryas récent (~12,9 à ~11,7 ka cal. BP); et 3) la déglaciation continentale au début de l'Holocène (Occhietti *et al.*, 2011). La déglaciation marine a été très rapide en raison du transfert de la glace par un courant de glace majeur dans le chenal Laurentien et du processus de vêlage d'icebergs (Shaw *et al.*, 2006). Lorsque la glace a atteint le continent, le recul du front glaciaire a ralenti. Cependant, à mesure que le niveau marin relatif a augmenté, les marges glaciaires ont rejoint la mer, ce qui a contribué à augmenter les processus de vêlage de la glace et ainsi l'ablation des glaciers (Andrews, 1973). Entre 12 et 7 ka  $^{14}\text{C}$  BP, Andrews (1973) a estimé que le recul moyen de la marge sud de l'Inlandsis laurentidien était de ~260 m/an et que la diminution de la masse verticale de la glace variait entre 10 et 50 m/an. Lorsque le recul a atteint les marges du Bouclier



canadien, il a été suggéré que tout l'inlandsis a été stagnant (Aylsworth et Shilts, 1985; Shilts, 1985). Le mode de déglaciation par stagnation zonale semble d'ailleurs être privilégié en ce qui concerne la déglaciation pour le NE américain (Koteff et Pessl, 1981; dans Dyke et Prest (1987)). Toutefois, dans le Nord du Québec, Dyke et Prest (1987) mentionnent un retrait avec un écoulement basal. Le retrait était caractérisé par des réavancées (*surges*) qui transportaient de larges volumes de glace des hautes altitudes vers les basses terres. Ce processus était probablement l'un des mécanismes principaux de la déglaciation.

Au lac Jacques-Cartier, la déglaciation s'est effectuée vers 12 000 cal. BP et a été marquée par deux phases de stabilisation de la marge sud de l'Inlandsis laurentidien lors du refroidissement au Dryas récent (12 900 à 11 700 cal. BP) (Occhietti *et al.*, 2011). La moraine de St-Narcisse a déjà été corrélée à cet épisode (LaSalle et Elson, 1975; Occhietti, 1980) et correspond à la première phase de refroidissement au début du Dryas récent (Occhietti, 2007). Ce complexe a été identifié sur une longueur de près de 750 km de la rivière Ottawa à l'ouest (Occhietti, 2007) en longeant de près la marge sud des Laurentides jusqu'au fjord du Saguenay à l'est (Dionne et Occhietti, 1996). Ce complexe morainique a été observé et daté dans diverses régions à travers le Québec (Lasalle, 1970; Lasalle et Elson, 1975; Occhietti et Hillaire-Marcel, 1977; Parent et Occhietti, 1988). Lasalle et Elson (1975) ont estimé l'âge de ce complexe entre 11 000 et 10 600  $^{14}\text{C}$  BP. Plus récemment, Occhietti *et al.* (2011) lui a attribué un âge entre 10 800 et 10 500  $^{14}\text{C}$  BP (12 800 à 12 200 cal. BP). Cette moraine témoigne d'une réavancée globale de l'inlandsis ou encore d'une stabilisation du front glaciaire. La moraine de St-Narcisse traverse la rivière Jacques-Cartier à quelques kilomètres au sud du lac (Figure 6).

Au nord de la moraine de St-Narcisse, un second complexe morainique a été observé, d'abord dans la région de Batiscan (Bolduc, 1995) et dans le secteur de la rivière Mars dans Charlevoix (Govare, 1995). Il s'agit de la moraine de Mars-Batiscan. Cet épisode est souligné par d'autres systèmes morainiques frontaux parallèles qui traduisent les différents régimes de retrait de la glace (Occhietti *et al.*, 2004). Son tracé est influencé par le relief, mais aussi par la température à la base de l'inlandsis. La glace étant généralement plus froide dans les hautes Laurentides, les lobes glaciaires ont tendance à être moins prononcés

que dans les vallées (Govare, 1995). Ce complexe morainique a été associé au dernier épisode de refroidissement du Dryas récent soit entre 10 500 et 10 100  $^{14}\text{C}$  BP (12 200 à 11 500 cal. BP) (Occhietti *et al.*, 2011). Lors du retrait des glaces, des sédiments d'épandage fluvio-glaciaires ont été déposés en aval du glacier et ont recouvert par endroits le till mis en place par le glacier notamment dans les vallées fluviales et dans les zones de plaines d'épandage. La stabilisation Mars-Batiscan, située à environ 1 km au nord du lac Jacques-Cartier (Figure 6), a permis la mise en place de sandurs constitués de sable et gravier au nord et au sud-ouest du lac (Lajeunesse *et al.*, 2008). La rivière Jacques-Cartier s'est ensuite incisée dans ses dépôts meubles. Enfin, la sédimentation dans les lacs des plateaux laurentidiens a débuté vers 9000  $^{14}\text{C}$  BP (McDonald, 1967; LaSalle *et al.*, 1977; Boissonnault et Gwyn, 1983; Richard, 1993 *In* Ouellet, 1997).

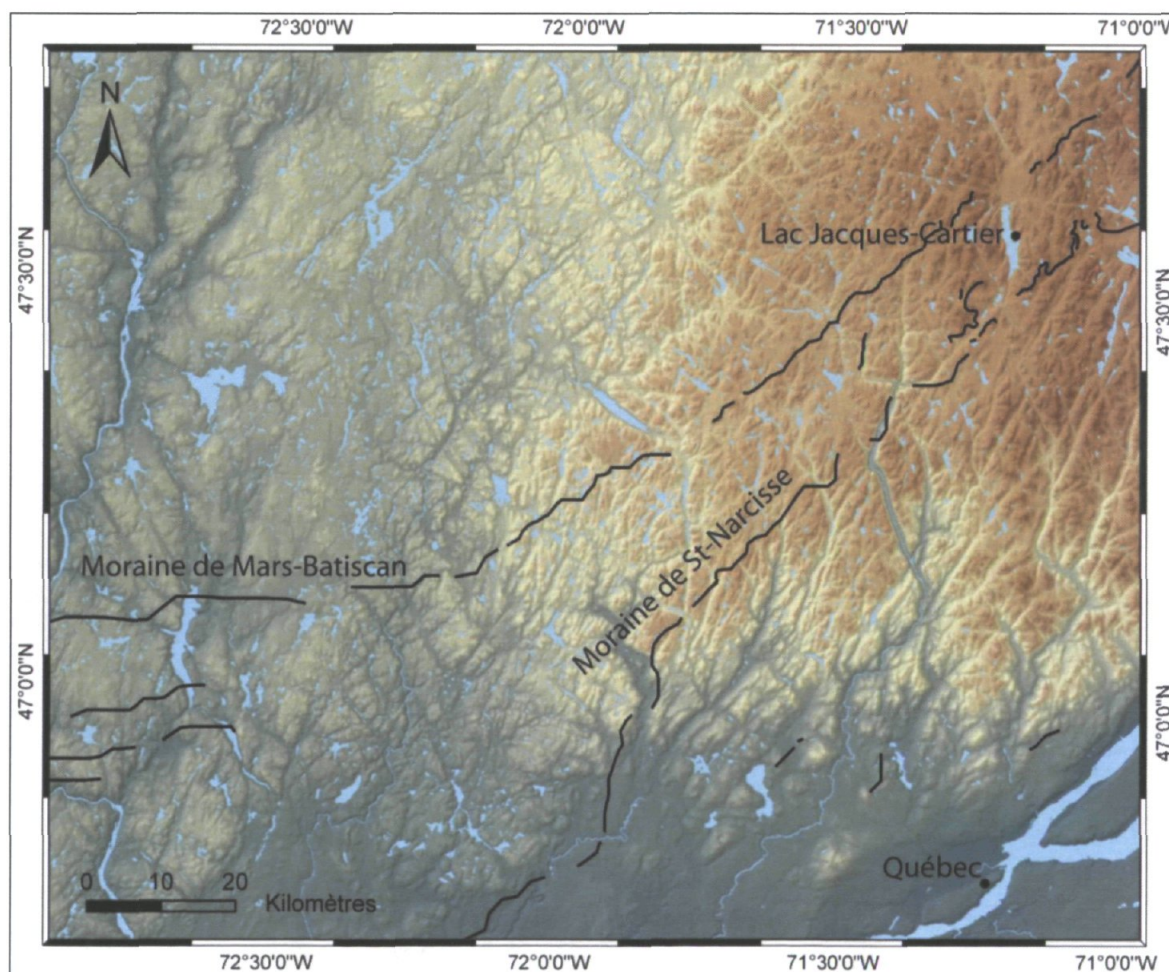


Figure 6: Localisation des complexes morainiques frontaux de St-Narcisse et de Mars-Batiscan associés au Dryas récent (modifiée de Occhietti *et al.*, 2011).

## 2.2 Paléosismicité

### 2.2.1 Zone sismique de Charlevoix-Kamouraska

Des formes et dépôts perturbés associés à des processus gravitaires sont fréquents dans les lacs situés à proximité des zones sismiques actives (e.g. Ouellet, 1997; Chapron *et al.*, 1999; Schnelmann *et al.*, 2002, 2006; Monecke *et al.*, 2004, 2006). Des études antérieures ont déjà permis d'établir une corrélation entre des structures de mouvements de masse subaquatiques et des événements sismiques majeurs passés au Québec (e.g. Shilts *et al.*, 1989; Shilts et Clague, 1992; Ouellet, 1997; Duchesne *et al.*, 2003). Le lac Jacques-Cartier constitue un endroit propice à l'étude de la paléosismicité, puisqu'il se situe à ~60 km à l'ouest du centre de la ZSCK (Figure 7A). Cette zone est située à environ une centaine de kilomètres au nord-est de la ville de Québec. De façon plus précise, elle longe le fleuve St-Laurent en enclavant les villes de Baie-St-Paul, La Malbaie et La Pocatière. La majeure partie de l'activité se concentre dans un périmètre de 30 km de largeur par 85 km de longueur (Ressources naturelles Canada, 2011). La ZSCK est considérée comme étant la zone sismique la plus active de l'est du Canada. Plus de 200 microséismes y sont enregistrés chaque année (Lamontagne, 2000). De plus, au cours des 350 dernières années, cinq séismes majeurs, soit de magnitude égale ou supérieure à 6 sur l'échelle de Richter (Richter, 1935), y ont été documentés à savoir : 1663 (magnitude de 7,2 à 7,8) (Locat, 2011), 1791 (magnitude de 6), 1860 (magnitude de 6), 1870 (magnitude de 6,5) et 1925 (magnitude de 6,2) (Lamontagne *et al.*, 2007). Selon Lamontagne *et al.* (2000), l'activité sismique de la ZSCK serait vraisemblablement due à la réactivation des failles du rift du St-Laurent et de l'astroblème ou encore à une forte pression des fluides de la croûte terrestre dans des zones hautement fracturées. Des facteurs tels que le mouvement des plaques tectoniques et le relèvement glacio-isostatique semblent influencer la sismicité de la ZSCK (Lamontagne *et al.*, 2004).

Le séisme de 1663 est le seul événement à avoir engendré des mouvements gravitaires dans la région épacentrale (Filion *et al.*, 1991). Des répercussions ont même été observées le long du Saguenay (Syvitski et Schafer, 1996; St-Onge *et al.*, 2004), dans la vallée du St-Maurice à plus de 200 km de l'épicentre (Legget et LaSalle, 1978; Desjardins, 1980) et dans la

région de Betsiamites sur la Côte-Nord (Cauchon-Voyer *et al.*, 2008). Ce tremblement de terre est à l'origine d'un glissement sous-marin d'un volume de 3 km<sup>3</sup> dans le fjord du Saguenay (Syvitski et Schafer, 1996). St-Onge *et al.* (2004) ont aussi corrélé une couche déposée rapidement d'une épaisseur de 16 m dans le fjord du Saguenay au séisme de 1663. Les séismes de 1791, 1860 et 1925, quant à eux, n'ont pas causé de dégâts majeurs connus à ce jour (Lamontagne, 2002).

Le lac Jacques-Cartier est également situé à ~60 km au sud de l'épicentre du séisme du Saguenay de 1988 d'une magnitude de 5,9 à l'échelle de Richter (Richter, 1935). Sa magnitude modérée et la faible profondeur de l'épicentre (29 km) ont empêché la formation de fractures superficielles (Du Berger *et al.*, 1991). Toutefois, des dommages sévères tel que des éboulis rocheux, une liquéfaction des sols et des glissements de terrain ont été observés jusqu'à 200 km de l'épicentre situé sur le bloc tectonique Jacques-Cartier (Mitchell *et al.*, 1990; Lamontagne, 2002).

De plus, 11 événements de magnitude M=1 et 12 événements de magnitude M=2 localisés dans un rayon de 10 km autour du lac Jacques-Cartier ont été induits par des activités de dynamitage entre les années 2000 et 2009 (Ressources naturelles Canada, 2011) (Figure 7B).

### **2.2.2 Enregistrement de la paléosismicité au lac Jacques-Cartier**

Au lac Jacques-Cartier, une étude basée sur des profils acoustiques de sous-surface a révélé la présence de sédiments perturbés et de structures de glissements associés à d'anciens séismes (Ouellet, 1997). Ces travaux, réalisés sur 34 lacs du Québec, ont permis l'attribution d'un indice de mouvement de masse (*slump index, SI*) à chacun des lacs étudiés. Il s'agit d'une valeur semi-quantitative, variant entre 0 et 3, attribuée selon la fréquence relative des mouvements de masse subaquatiques observés dans les lacs. Ouellet (1997) attribue un *SI* de 2 au lac Jacques-Cartier, ce qui signifie qu'au moins un mouvement de masse a été observé sur tous les 2 profils de sous-surface. Une augmentation du *SI* a été constatée avec la proximité de la ZSCK.

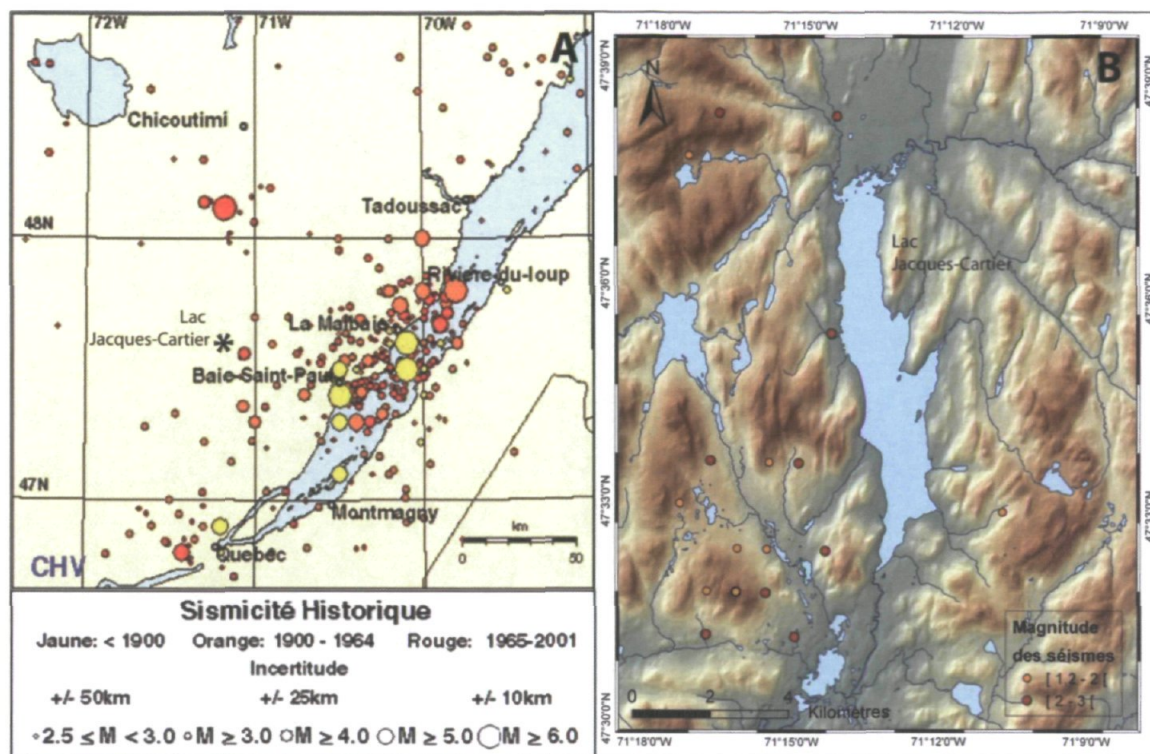


Figure 7: A) Paléosismicité historique de la Zone sismique de Charlevoix-Kamouraska (Ressources naturelles Canada, 2011); B) Épicentre et magnitude des secousses sismiques engendrées par des activités de dynamitage entre 2000 et 2009 dans un rayon de 10 km autour du lac Jacques-Cartier.

De plus, en utilisant la datation au  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{137}\text{Cs}$ , Doig (1986, 1990, 1991, 1998) a associé des couches silteuses anormales observées dans des bassins lacustres à des événements sismiques. En effet, selon les travaux de Doig (1990), les secousses engendrées par un événement sismique peuvent remettre en suspension la couche de sédiments organiques en surface (gyttja) et générer des événements silteux (*silting events*). La fraction minérale de la gyttja remise en suspension se redépose plus rapidement que la fraction organique. Il en résulte donc la formation d'un horizon plus grossier et de couleur plus claire constituée de silt et ayant une faible teneur en matière organique. Ainsi, les travaux de Doig (1998) basés sur le prélèvement d'une carotte de sédiments de 150 cm dans le lac Jacques-Cartier ont révélé la présence de trois couches silteuses déposées rapidement ( $\leq 2$  cm) à moins de 102 cm de l'interface eau/sédiment. Ces événements silteux ont été associés à d'anciens séismes. Ces observations ont permis à Doig (1998) d'établir un intervalle de récurrence des séismes de magnitude  $\geq 6$  qui se situe entre 350 et 1000 ans pour les régions en périphérie de la ZSCK (e.g. Saguenay) et de 75 ans pour la ZSCK.

Par ailleurs, les travaux de Shilts *et al.* (1992), réalisés sur plusieurs lacs du Québec, ont permis de définir cinq caractéristiques propres aux glissements subaquatiques générés par des secousses sismiques. Les auteurs ont entre autres observé que les sédiments perturbés par des séismes répondent aux caractéristiques suivantes : 1) les couches perturbées se trouvent partout au fond du lac, indépendamment du type de berges et des processus qui y ont cours; 2) les glissements semblent être coalescents à leur base, ce qui indique qu'ils sont générés à partir de différents points autour du lac; 3) les mouvements de masse peuvent être engendrés préférentiellement sur un côté du lac dépendamment de la position de l'épicentre; 4) la présence d'une morphologie chaotique en surface sur le fond sédimentaire; et 5) des couches épaisses de sédiments laminés peuvent avoir été perturbées *in situ*. Une étude récente, portant sur la sismostratigraphie des mouvements de masse dans le lac Jacques-Cartier, a permis de définir le contexte bathymétrique et stratigraphique des sédiments perturbés dans le lac (Lajeunesse *et al.*, 2008). Ces travaux ont répertorié quatre des cinq caractéristiques énumérées par Shilts *et al.* (1992) soit la répartition des couches perturbées sur la presque totalité de la superficie du lac, la coalescence des mouvements de masse à leur base, la morphologie chaotique des sédiments en surface et la présence de couches de sédiments laminés perturbés. Ainsi, cette étude a permis de tirer les conclusions suivantes : 1) étant donné le faible débit de son principal affluent et donc, le faible taux de sédimentation postglaciaire, l'hypothèse d'une surcharge sédimentaire ou de la compaction de sédiments pour expliquer les causes des mouvements de masse subaquatiques est exclue; et 2) la sismicité de la région est le mécanisme le plus plausible pour expliquer les mouvements de masse subaquatiques dans le lac Jacques-Cartier puisque le lac est situé à proximité de la ZSCK et de l'épicentre du séisme de 1988 du Saguenay.

## CHAPITRE 3

### Méthodologie

#### 3.1 Données géophysiques

##### 3.1.1 Données bathymétriques et de rétrodiffusion acoustique

L'acquisition des données bathymétriques de haute résolution s'est déroulée en juillet 2010. La surface du lac se trouvant à des profondeurs supérieures ou égales à 10 m a été couverte en totalité. Les données bathymétriques et de rétrodiffusion acoustiques ont été acquises à l'aide d'un sonar multifaisceaux *Reson Seabat 8101* (240 kHz) fixé à une plate-forme de carottage *UWITEC®* de 3,6 X 2,8 m. Une plate-forme inertielle de type *IXSEA Octans III* a permis de calculer et de corriger les erreurs dues aux 6 mouvements du bateau, soit le tangage (*pitch*), le roulis (*roll*), le pilonnement (*heave*), le lacet (*yaw*), le cavalement (*surge*) et l'embarde (*sway*). Un DGPS *Geneq Sx Blue II* a été utilisé pour géoréférencer et synchroniser l'ensemble des données acquises. Ce DGPS permet une résolution horizontale de moins de 60 cm, 95% du temps. Des profils de vitesse du son dans l'eau ont été acquis à l'aide du profileur *Odom Digibar Pro*, un instrument permettant de mesurer simultanément la température, la célérité du son et la profondeur de la sonde. Ces données ont ensuite permis la correction des erreurs de positionnement des points de sonde bathymétrique causées par la réfraction du son dans l'eau.

L'acquisition des données et la navigation ont été effectuées avec le logiciel *Hypack 8.0*, installé sur un ordinateur portable *Panasonic Toughbook*. Les données bathymétriques, les données d'attitude, de positionnement et de temps ont été intégrées et synchronisées dans ce logiciel lors de l'acquisition des données bathymétriques brutes en format *HSX*. Les données bathymétriques brutes ont ensuite été importées pour être traitées dans le logiciel *Caris HIPS and SIPS® 7.0*. Ce logiciel a permis la réalisation d'un modèle numérique de terrain d'une résolution de 3 m et d'une précision horizontale de ~60 cm. La visualisation et l'interprétation des données bathymétriques ont été effectuées avec le logiciel *Fledermaus®*. Enfin, la cartographie a été réalisée avec le logiciel *ESRI ArcGIS 9.3®*.

Le sonar multifaisceaux *Reson Seabat 8101* (240 kHz) a également permis l'acquisition de données de rétrodiffusion acoustique. Un sonar à balayage latéral (SBL) bi-fréquence *Klein 3000* (100 et 500 kHz) a aussi été utilisé pour l'acquisition de telles données à une plus basse fréquence. Les données de rétrodiffusion acoustique permettent de visualiser les formes et les structures subaquatiques superficielles et de caractériser les matériaux en surface. L'intensité de la rétrodiffusion est fonction des variations de l'impédance acoustique. Cette dernière est dérivée de la densité et de la vitesse du son (Hamilton *et al.*, 1956). La granulométrie et la porosité des sédiments influencent donc grandement l'intensité du signal acoustique réfléchi et rediffusé vers le sonar (Chavez *et al.*, 2002). Ainsi, des sédiments fins et faiblement compactés auront une rétrodiffusion de faible intensité puisque la densité et la vitesse seront plus faibles. À l'inverse, dans des sédiments grossiers de faible porosité, la densité et la vitesse augmenteront et par conséquent, l'intensité de rétrodiffusion augmentera aussi (Ferrini et Flood, 2006). Le traitement des données brutes a été effectué avec le logiciel *SonarWiz 5.0*®. Des corrections géométriques, telles que le retrait de la zone aveugle au nadir, et radiométriques, comme la modification de la valeur du pixel en fonction de sa distance par rapport au nadir et la correction du gain ont été apportées. Ce logiciel a également permis la visualisation et l'assemblage des données en une mosaïque. Enfin, la superposition de la mosaïque à la bathymétrie haute-résolution du lac a été effectuée avec le logiciel *Fledermaus*®.

### 3.1.2 Données de sous-surface

Les données de profileur de sous-surface ont été acquises à l'aide d'un échosondeur mono-faisceau bi-fréquence *Knudsen 320BP* (12 et 200 kHz). Cet instrument dispose d'un transducteur qui sert à la fois d'émetteur et de récepteur. Les données ont été acquises en 2006, 2007 et 2009. Les sondages ont été effectués à des profondeurs égales ou supérieures à 5 m en suivant des tracés transversaux et longitudinaux afin d'obtenir une couverture optimale du lac (Figure 8A). Les profondeurs sur les profils ont été estimées en considérant une vitesse de propagation du son dans l'eau de  $1450 \text{ ms}^{-1}$ . L'interprétation des profils de sous-surface a été effectuée à l'aide du logiciel *The Kingdom Suite*®. Ces profils de sous-surface ont permis d'identifier les unités sismostratigraphiques et de visualiser et



d'interpréter les structures internes des dépôts lacustres. Ils ont aussi permis d'établir une chronologie relative des événements ayant affecté la sédimentation et enfin, ils ont été consultés pour le choix des sites de carottage. Le logiciel *Fledermaus*® a été utilisé pour réaliser des assemblages pseudo-3D des profils de sous-surface et pour coupler certains de ces profils avec la bathymétrie. Ces analyses ont permis de définir la répartition spatiale des unités et des structures sédimentaires.

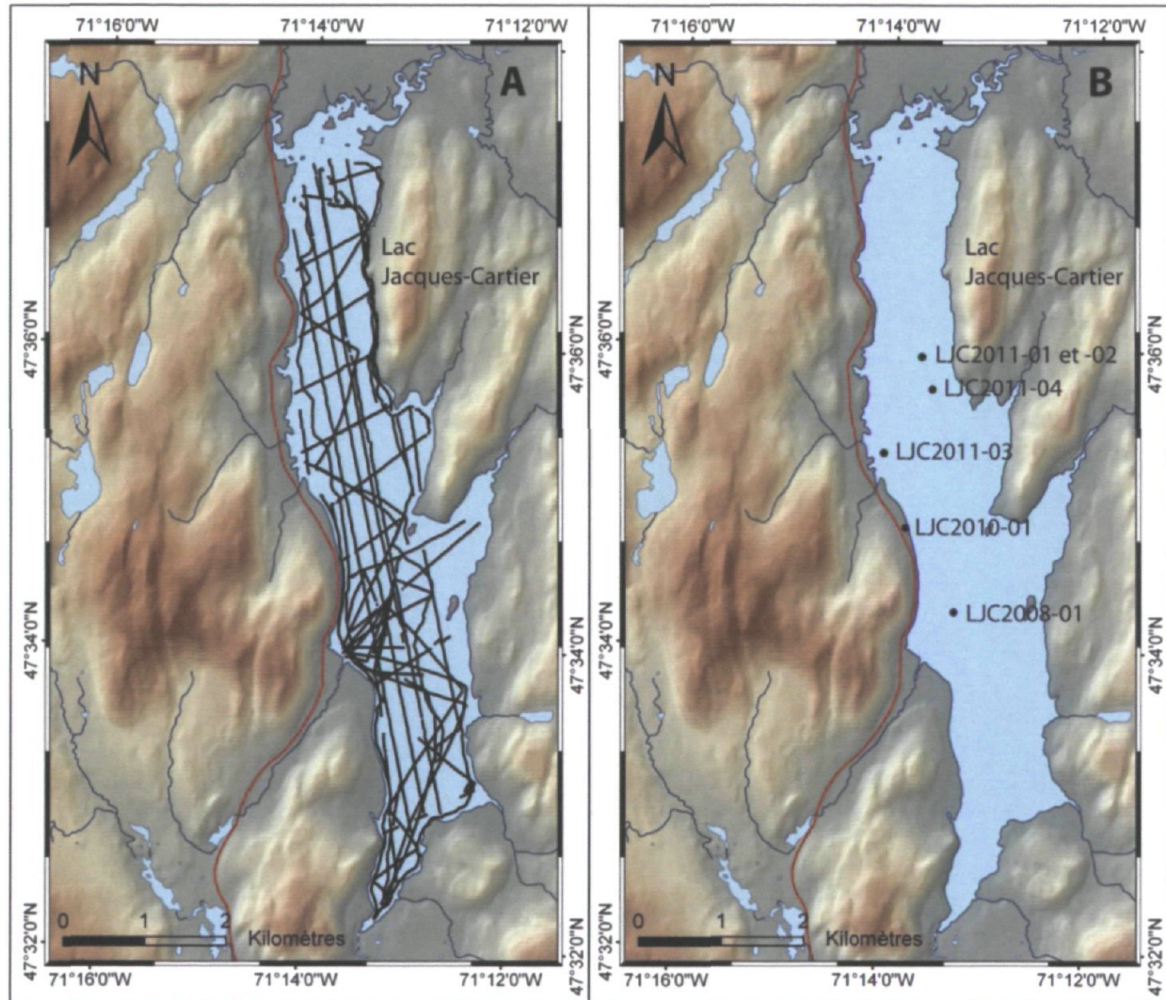


Figure 8: A) Localisation des levés acoustiques de sous-surface au lac Jacques-Cartier; B) Localisation des carottes prélevées entre 2008 et 2011.

### 3.2 Échantillonnage

Trois campagnes de carottages ont eu lieu au lac Jacques-Cartier dans le cadre de cette étude. Ainsi, cinq carottes ont été prélevées à l'aide d'un carottier à piston Uwitec lors des hivers 2008 (Lajeunesse *et al.*, 2008) et 2011 et une carotte a été prélevée à la main en

enfonçant un tube dans les sédiments affleurant sur une des berges du lac lors de l'été 2010 (Figure 8B; Tableau 1).

Tableau 1: Caractéristiques et localisation des carottes prélevées entre 2008 et 2011 au lac Jacques-Cartier.

Carotte	Type	Longueur (cm)	Profondeur (m)	Latitude	Longitude
LJC2008-01	Piston	698	55	47°34,248 N	71°13,307 O
LJC2010-01	Manuel	53	rive du lac	47°35,861 N	71°14,242 O
LJC2011-01	Piston	683	44	47°35,937 N	71°13,680 O
LJC2011-02	Piston	800	44	47°35,937 N	71°13,680 O
LJC2011-03	Piston	117	2,5	47°35,202 N	71°14,019 O
LJC2011-04	Piston	698	44	47°35,723 N	71°13,572 O

### 3.3 Analyses en laboratoire

#### 3.3.1 CT-Scan

Les carottes ont d'abord été analysées à l'aide d'un tomographe (CT-Scan) de type *Siemens somatom volume access* au Laboratoire multidisciplinaire de scanographie pour les ressources naturelles et le génie civil de l'Institut National de Recherche Scientifique (INRS) à Québec. Le CT-Scan est un appareil non destructif qui produit une image haute résolution de la carotte. Les différents tons de gris de l'image, exprimés en nombre CT (unité Hounsfield), sont fonction de l'atténuation des rayons X. Ainsi, une faible atténuation est caractérisée par des teintes plus foncées et une forte atténuation par des teintes plus claires. L'image obtenue donne des indices relatifs à la densité, la minéralogie et la porosité des sédiments (Boespflug *et al.*, 1995 ; Crémer *et al.*, 2002 ; St-Onge *et al.*, 2007 ; St-Onge et Long, 2009). Elle permet également de visualiser à haute résolution la stratigraphie des sédiments sur des sections transversales et longitudinales, révélant ainsi des microstructures qui seraient difficilement, voire même non visibles, à l'œil nu.

#### 3.3.2 Multi-Sensor Core Logger

Les carottes ont ensuite été ouvertes et décrites visuellement. Ensuite, elles ont été analysées avec un banc d'analyse *Multi-Sensor Core Logger* (MSCL) au Laboratoire de paléomagnétisme sédimentaire et de géologie marine de l'Institut des sciences de la mer de Rimouski (ISMER). Cet instrument mesure en continu les propriétés physiques et

chimiques des sédiments. Ces analyses ont été effectuées suivant un pas d'échantillonnage de 1 cm pour les carottes prises en 2008 et 2011 et de 0,5 cm pour la carotte prise en 2010.

Le banc d'analyse MSCL mesure la densité et la porosité par l'atténuation des rayons gamma. La couleur est obtenue à partir de la réflectance diffuse d'une source de lumière connue ayant des longueurs d'onde oscillant dans le spectre visible (400 et 700 nm). La couleur est exprimée en utilisant les valeurs  $L^*a^*b^*$  de la commission internationale de l'éclairage où  $L^*$  correspond aux variations du noir au blanc,  $a^*$  aux variations du rouge au vert et  $b^*$  aux variations du jaune au bleu. Cet instrument mesure également la susceptibilité magnétique et la vitesse des ondes P. Ces mesures permettent respectivement d'estimer le contenu en minéraux ferromagnétique et de calculer l'impédance acoustique afin de corréler les carottes avec les profils de sous-surface (St-Onge *et al.*, 2007).

### 3.3.3 Granulométrie

De plus, des analyses granulométriques ont été effectuées sur les carottes LJC2008-01, LJC2010-01 et LJC2011-01 et LJC2011-03. Un pas d'échantillonnage de 1 cm a été suivi pour les analyses de la carotte LJC2010-01. Les carottes de 2008 et 2011 ont été échantillonnées selon un pas irrégulier variant entre 5 et 10 cm et se resserrant jusqu'à 1 cm dans les secteurs d'intérêts majeurs. Ces analyses ont été réalisées à l'ISMER à l'aide d'un granulomètre laser de type *Beckman Coulter<sup>TM</sup> LS13320 laser sizer*. Les sédiments ont d'abord été dilués dans une solution de calgon et secoués pendant trois heures. Ils ont ensuite été soumis à un bain d'ultrason pendant 10 minutes pour détruire toutes les agrégations de particules. Au minimum 3 mesures ont été moyennées pour l'obtention des résultats granulométriques. Les statistiques ont ensuite été obtenues à l'aide du logiciel Gradistat (Blott et Pye, 2001). Enfin, l'analyse des données granulométriques a été effectuée utilisant la méthode des moments géométriques.

### 3.3.4 Datations radiocarbones

En tout, 20 échantillons ont été soumis à 4 laboratoires différents soit au : 1) *Earth System Science Department du Keck Carbon Cycle AMS Facility* de l'Université de Californie à

Irvine; 2) *Center for applied isotope studies* de l'Université de Géorgie à Athens; 3) *National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry Facility* (NOSAMS) de l'Institut Océanographique de Woods Hole au Massachusetts ; et 4) *Beta Analytic* à Miami en Floride pour des datations AMS au radiocarbone (Tableau 2). À l'exception d'un échantillon prélevé dans une coupe de la rivière Jacques-Cartier au nord du lac, tous les échantillons proviennent des carottes extraites du lac lors des campagnes de carottage en 2008, 2010 et 2011. Les échantillons soumis ont été choisis afin de couvrir de façon optimale un intervalle de temps qui englobe les unités stratigraphiques identifiées précédemment ou encore pour dater des événements précis comme des couches déposées rapidement.

La datation radiocarbone par spectrométrie de masse consiste en la détection d'atomes d'éléments spécifiques en fonction de leur poids atomique. Le spectromètre de masse accélère d'abord les ions à une très haute énergie cinétique et la masse est ensuite analysée (Beta Analytic, 2011). À la fin de l'analyse, les données recueillies incluent la quantité d'atomes  $^{14}\text{C}$ ,  $^{12}\text{C}$  et  $^{13}\text{C}$  dans l'échantillon. À partir de ces données, le ratio de concentration des isotopes peut être connu pour permettre une évaluation du niveau de fractionnement (Beta Analytic, 2011). Les résultats sont corrigés en fonction du fractionnement isotopique, le plus souvent selon les conventions décrites par Stuiver et Polach (1977) ou Stuiver (1980). Les âges radiocarbone sont calculés en utilisant la demi-vie du  $^{14}\text{C}$  de 5568 ans sans correction de l'effet réservoir. Les erreurs ( $\pm$ ) sont données à un écart-type et reflètent les erreurs statistiques et expérimentales. Toutes ces dates ont finalement été calibrées en utilisant le logiciel *Calib 6.0* (Calib 6.0, 2012).

### **3.4 Photo-interprétation**

Des photographies aériennes en noir et blanc du Ministère des terres et forêts du Québec (1966) à une échelle de 1 : 40 000 ont été consultées pour obtenir une vue d'ensemble du territoire à l'étude. Pour un niveau de précision plus fin sur certaines formes de terrain, des photographies à une échelle de 1 : 15 840 ont été requises (Ministère des terres et forêts, 1964). Combinée à l'étude des formes et des sédiments subaquatiques, l'analyse de ces images aériennes a permis de compléter la reconstitution intégrale de l'évolution du lac

Jacques-Cartier et de sa région par une meilleure compréhension des processus terrestres locaux qui ont modelé le paysage. L'interprétation des photographies aériennes a été complétée et précisée par des relevés de terrain incluant des descriptions stratigraphiques, l'excavation superficielle de sédiments à la pelle à main et le prélèvement d'échantillons pour des fins de datations.

## CHAPITRE 4

### Résultats

#### 4.1 Bathymétrie et morphologie générale du lac Jacques-Cartier

Les données multifaisceaux révèlent que la bathymétrie du lac est caractérisée par trois unités physiographiques soit, les plateaux, le bassin et le chenal central. Le bassin central du lac atteint 67 mètres de profondeur et est bordé par des versants abrupts qui varient de façon générale entre 15° et 30° d'inclinaison, mais pouvant atteindre 60° dans le secteur NO du lac (Figures 9 et 10). Le haut de ces versants abrupts est fréquemment affecté par des cicatrices de rupture et on dénote la présence de petits chenaux de ravinement incisés le long des versants. La superficie du plancher lacustre est d'environ 12,6 km<sup>2</sup> et le bassin a une capacité volumétrique de près de 275 M m<sup>3</sup>. Ce bassin est entouré de vastes plateaux de faibles profondeurs (< 5m) notamment dans les baies du côté est du lac. De plus, le plancher du bassin central est incisé dans sa partie centre-nord par un chenal qui méandre suivant l'orientation longitudinale du lac. Ce chenal, d'une largeur moyenne de 200 m, est bien encaissé dans la partie nord du lac et devient moins défini pour ensuite se fondre avec la forme du bassin dans le secteur central du lac. Les bords du chenal sont affectés par endroits par des cicatrices rupture en forme d'amphithéâtre et le chenal est partiellement comblé par des dépôts associés à des mouvements de masse.

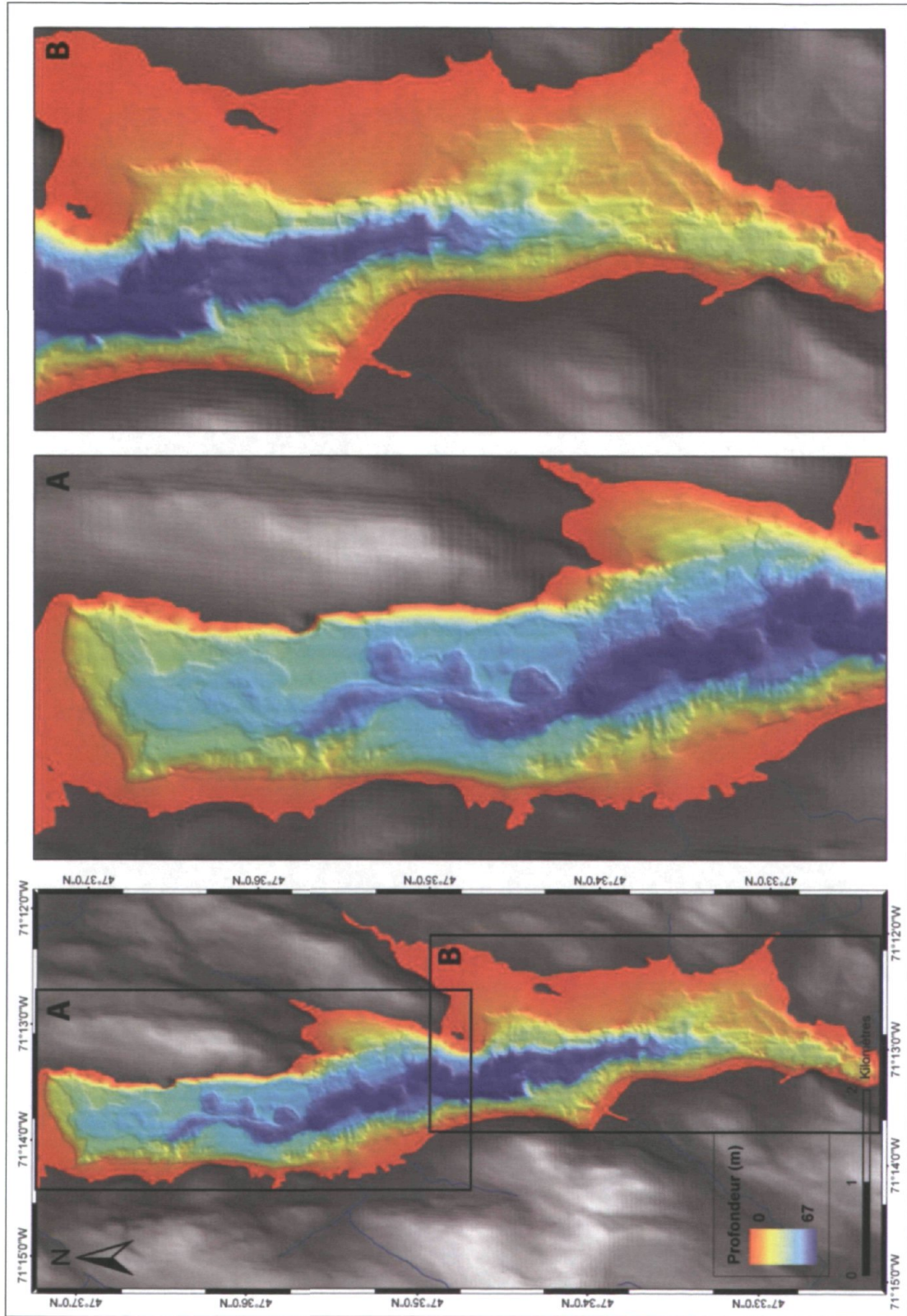


Figure 9: Carte bathymétrique multifaisceaux à haute résolution (3 mètres) du lac Jacques-Cartier avec agrandissement pour les secteurs nord (A) et sud (B).

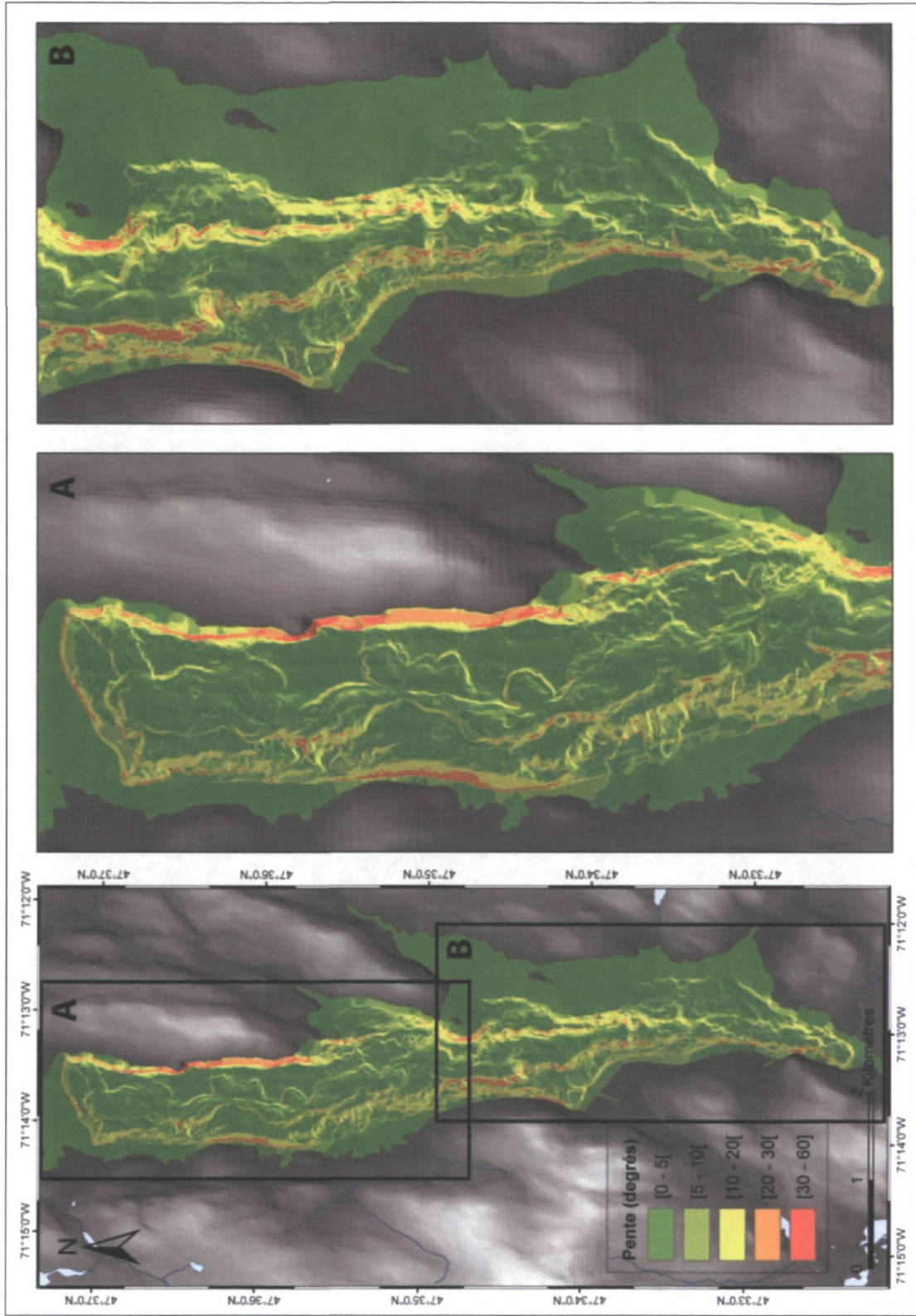


Figure 10: Classification des pentes du lac Jacques-Cartier (en degrés) avec agrandissement pour les secteurs nord (A) et sud (B).



## 4.2 Unités sismostratigraphiques et analyses sédimentaires

L'analyse des profils acoustiques de sous-surface et des carottes de sédiment a permis de distinguer huit unités sismostratigraphiques selon leurs propriétés acoustiques et géométriques (Figure 11; Tableau 3). Les sites de carottage ont été déterminés à partir des profils de sous-surface afin d'échantillonner de façon optimale toutes les unités identifiées (Figure 12).

### 4.2.1 Unité 1

L'unité 1 a été observée à la base des profils acoustiques de sous-surface (Figure 11; Tableau 3). Cette unité n'est visible que lorsque l'épaisseur des sédiments sus-jacents est inférieure à ~20 m, notamment près des rives. Sa surface est plutôt irrégulière, ce qui est typique du relief du Bouclier canadien. L'absence de pénétration du signal acoustique ne permet pas d'atteindre la base de l'unité. Cette unité n'a pas été atteinte lors des opérations de carottage, elle a donc été interprétée selon sa répartition, sa position stratigraphique et ses propriétés acoustiques. En raison du manque de pénétration, il est impossible de déterminer avec certitude s'il s'agit de la roche en place ou d'un dépôt de till. Toutefois, puisque dans la région le roc est presque entièrement recouvert par un mince placage de till, il est probable qu'il en soit de même sur le plancher lacustre (Poulin et Thériault inc., 1990).

### 4.2.2 Unité 2

L'unité 2, également observée à la base de plusieurs profils de sous-surface, est présente dans les zones peu profondes du lac (Figure 11; Tableau 3). Elle est caractérisée par une surface lisse et l'absence de pénétration du signal acoustique, ce qui ne permet pas de déterminer son épaisseur. Cette unité, observée par Lajeunesse *et al.* (2008), a été interprétée comme étant d'origine fluvio-glaciaire en raison de sa position stratigraphique et de ses propriétés acoustiques similaires aux dépôts fluvio-glaciaires observés au lac Témiscouata par Shilts *et al.* (1992) lesquelles suggèrent une unité constituée de matériaux grossiers tels des sables et graviers.

### 4.2.3 Unité 3

Sur les profils acoustiques de sous-surface, l'unité 3 est caractérisée par une série de réflexions parallèles subhorizontales. Son épaisseur varie entre 5 et 15 m (Figure 11; Tableau 3). Cependant, le manque de pénétration du profileur de sous-surface engendre la perte du signal acoustique dans les zones profondes du lac. Il est donc possible que cette unité soit plus épaisse à certains endroits, notamment dans le bassin central. L'unité 3 peut-être subdivisée en 2 sous-unités (U3a et U3b) successives et séparées entre elles par un contact généralement franc sur les profils de sous-surface. La sous-unité 3a constitue la base de l'unité 3 et est caractérisée par des réflexions de forte amplitude. La sous-unité 3b constitue la partie supérieure de l'unité 3 et est caractérisée par des réflexions de plus faibles amplitudes entrecoupées d'un intervalle irrégulier de réflexions de forte amplitude. La différence d'amplitude entre les sous-unités 3a et 3b témoigne d'environnements sédimentaires distincts. La limite sommitale de l'unité 3 est marquée par une réflexion de forte amplitude qui constitue également la base de l'unité 4. L'unité 3 drape de façon conforme les unités sous-jacentes. Son relief est donc généralement horizontal sur les plateaux bordant le bassin et le chenal au centre du lac puis elle plonge vers le bassin central tout en suivant conformément la topographie du chenal. Dans sa partie supérieure, l'unité est perturbée par endroits par des mouvements de masse et est également affectée par des cicatrices de rupture (Figure 13).

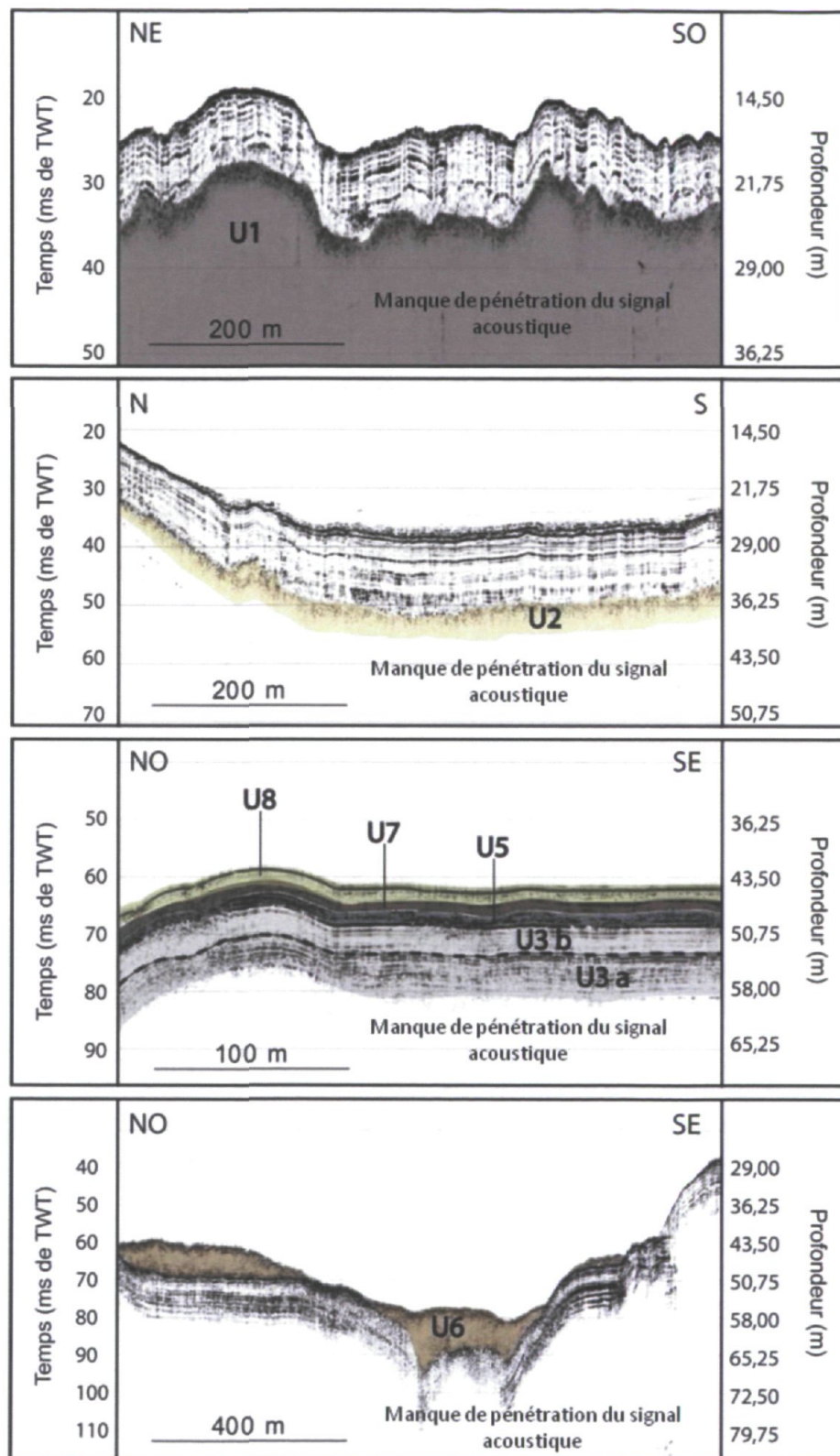


Figure 11: Unités sismostratigraphiques identifiées sur les profils acoustiques de sous-surface du lac Jacques-Cartier.

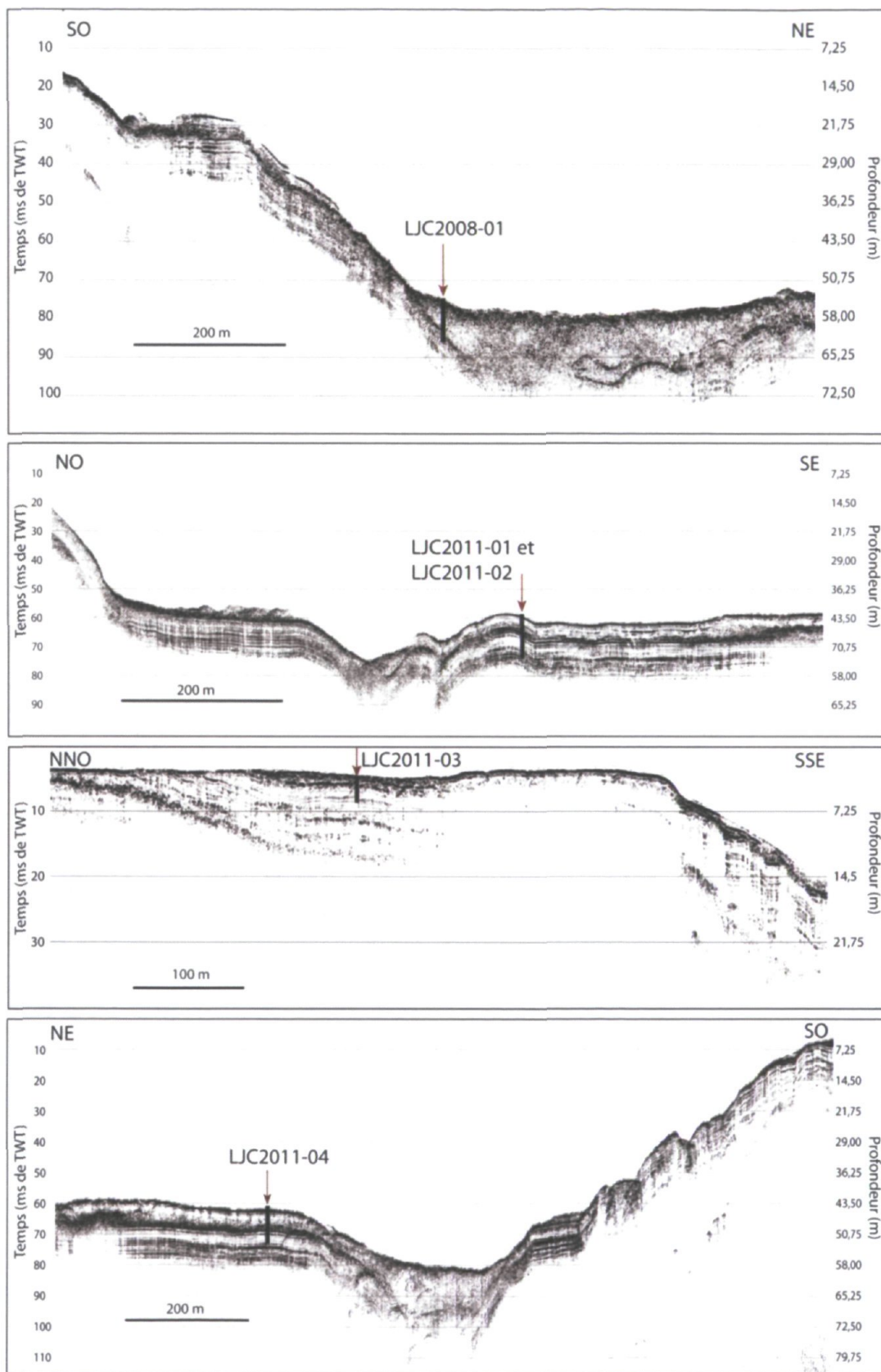


Figure 12: Localisation des carottes dans leur contexte sismostratigraphique.

L'unité 3 a été identifiée dans les carottes LJC2011-01, 02, 03 et 04 et LJC2008-01. Elle est observée à partir de ~500 cm de profondeur jusqu'à la base dans les carottes LJC2011-01, LJC2011-02 et LJC2011-04 et elle compose l'entièreté de la carotte LJC2011-03. La base de l'unité (U3a) est caractérisée par des rythmites franches et d'épaisseurs plus ou moins régulières de l'ordre du centimètre. Dans la partie sommitale de l'unité, le lithofaciès est caractérisé par une alternance de fines rythmites d'ordre millimétrique, très régulières, de couleur grisâtre clair (5Y 5/1) et foncé (5Y 4/1) (U3b) (Figure 14A). Les analyses granulométriques révèlent que l'unité 3 est majoritairement composée d'argile et de silt très fin (~2,0 à ~2,8  $\mu\text{m}$ ) et la base est constituée de matériaux plus grossiers variant de silt fin à moyen (~4,2 à ~8,6  $\mu\text{m}$ ). L'analyse des propriétés physiques des sédiments démontre une diminution vers le haut de l'unité de la susceptibilité magnétique (de ~2000 à ~400  $\text{k} \cdot 10^{-5}$  SI) et de la densité (de ~2,15 à ~1,75  $\text{g}/\text{cm}^3$ ) suivi d'une augmentation (Figure 15). Des observations à la loupe binoculaires ont révélé la présence de matière organique d'origine terrestre soit des spores de champignons, des mousses brunes et des pollens de pins gris. Les images CT-Scan ont démontré la présence de quelques petits graviers concentrés dans la partie sommitale de l'unité. De plus, l'unité 3 présente des déformations hyperboliques. La forte compaction des sédiments a rendu le prélèvement de cette unité très difficile lors des opérations de carottage et pourrait donc être à l'origine de certaines déformations observées dans les sédiments. Aussi, d'autres déformations, davantage caractérisées par la contorsion des sédiments, sont présentes à la base de l'unité. Ces déformations semblent toutefois excessives pour avoir été causées lors du carottage (Figure 15).

Les propriétés physiques de cette unité, caractérisées par des rythmites très régulières, sont typiques des varves observées dans les lacs arctiques et non-glaciaires du Canada (e.g. Lamoureux, 1999; Francus *et al.*, 2002; Coven *et al.*, 2011). Nous interprétons donc les sédiments de l'unité 3 comme des varves clastiques de régime nival formées par un apport sédimentaire fluvial durant l'été et une floculation des argiles lors de conditions plus calmes. Ainsi, une couche de silt fin à grossier a été déposée à la base du couplet lors de la fonte des neiges et une couche d'argile séparée par un contact franc et d'apparence conforme a été mise en place par-dessus par la déposition des fines particules organiques en suspension dans l'eau lors des périodes de faible débit vers la fin de l'automne et lorsque le

lac était isolé par une couverture de glace durant l'hiver (Lamoureux, 1999; Francus *et al.*, 2002; Cockburn et Lamoureux, 2008; Cuvén *et al.*, 2010, 2011). Cette interprétation, basée sur les propriétés physiques et les caractéristiques visuelles des sédiments demeure spéculative. L'analyse de lames minces, d'autres datations radiocarbones et le comptage des varves permettraient de confirmer avec certitude la rythmicité annuelle et de déterminer les forçages qui contrôlent cette rythmicité.

Lajeunesse *et al.* (2008) ont associé cette unité à la stabilisation glaciaire qui a permis la mise en place de la moraine de Mars-Batiscan au nord du lac vers la fin du Dryas récent. Toutefois, l'analyse des longues carottes lacustres (11 m) prélevées en 2011 et les datations radiocarbones effectuées sur ces sédiments et ceux prélevés dans la carotte LJC2008-01 ont permis de préciser l'origine de cette unité. En effet, 8 datations AMS  $^{14}\text{C}$  effectuées sur des sédiments contenant de la matière organique ont permis d'attribuer des âges entre  $\sim 40$  et  $\sim 30$  ka cal. BP (Tableau 2). Une date de  $6784 \pm 140$  cal. BP a aussi été obtenue du laboratoire NOSAMS de Woods Hole Oceanographic Institution. Toutefois, la position stratigraphique de cet échantillon sous des sédiments d'âge antérieur, son poids minime et la possibilité de contamination lors de l'échantillonnage rendent cette date suspecte. Cet échantillon a été prélevé des sédiments provenant du *core catcher*, ils sont donc plus susceptibles à la contamination par d'autres sédiments le long du tube du carottier et du trou de forage.

Enfin, les profils acoustiques de sous-surface démontrent très clairement que les sédiments de l'unité 3 plongent vers la base du chenal en le recouvrant avec un contact conforme (Figure 16). La formation du chenal serait donc vraisemblablement antérieure à la déposition de ces sédiments.

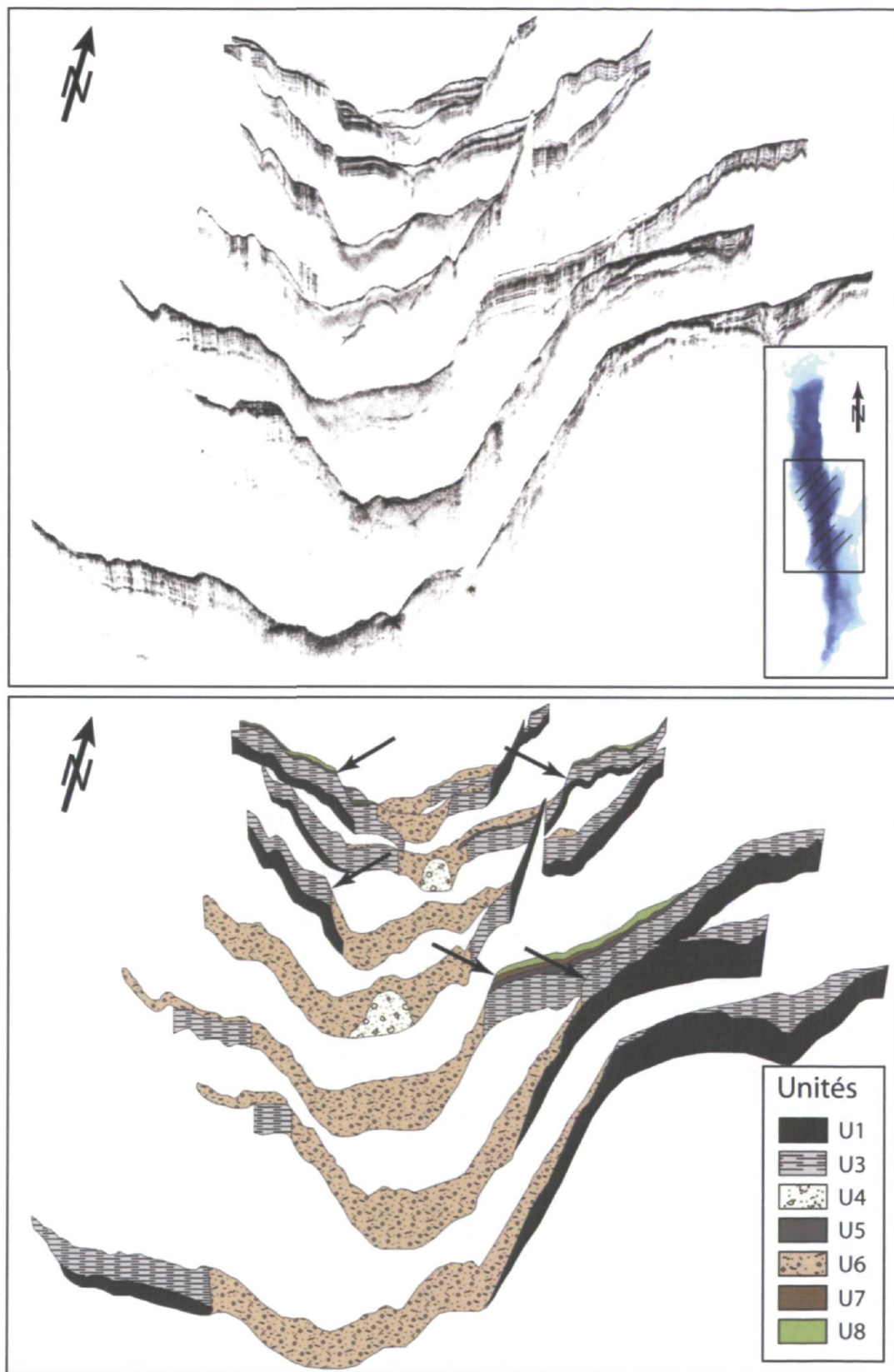


Figure 13: Assemblage pseudo-3D des profils acoustiques de sous-surface montrant la répartition spatiale des unités dans le secteur centre du lac Jacques-Cartier. Les flèches indiquent des cicatrices de rupture.

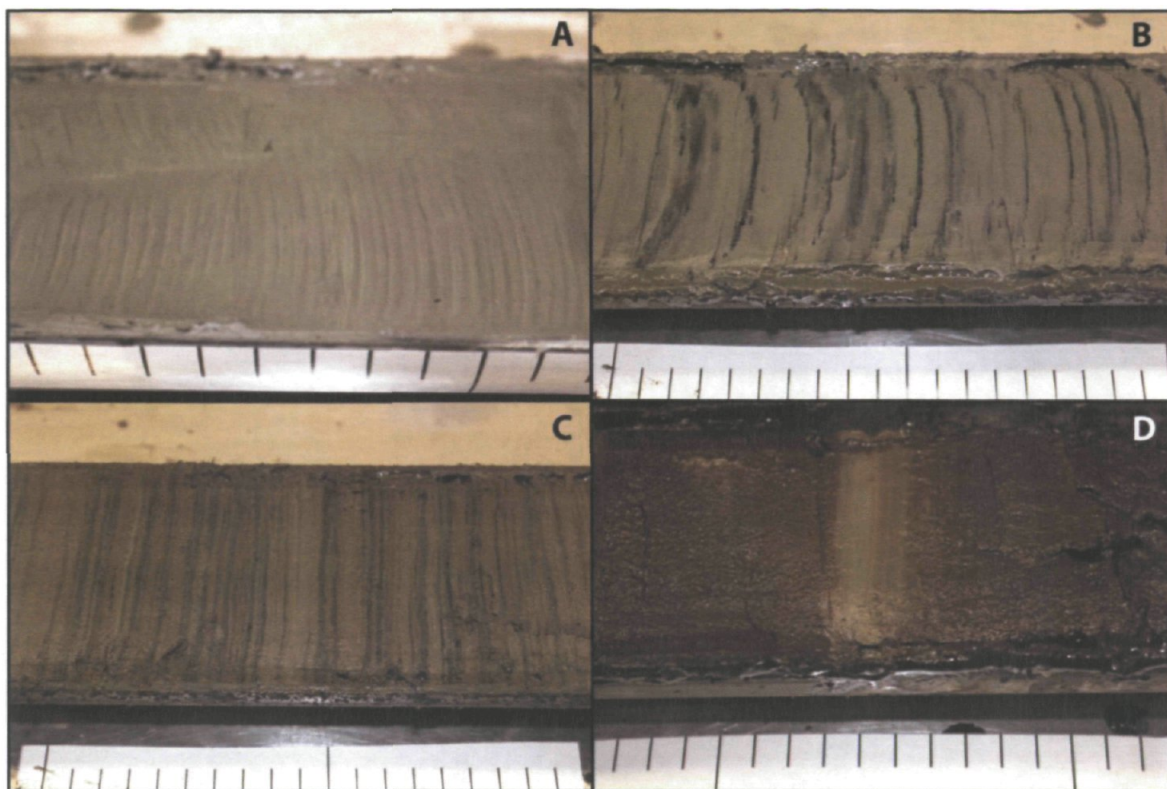


Figure 14: A) Rythmites interprétées comme des varves de régime nival dans la partie sommitale de l'unité 3; B) Rythmites interprétées comme des varves glaciolacustres de type monosulfites dans l'unité 5; C) Rythmites associées à des crues dans l'unité 7; D) Couche déposée rapidement dans l'unité 8.

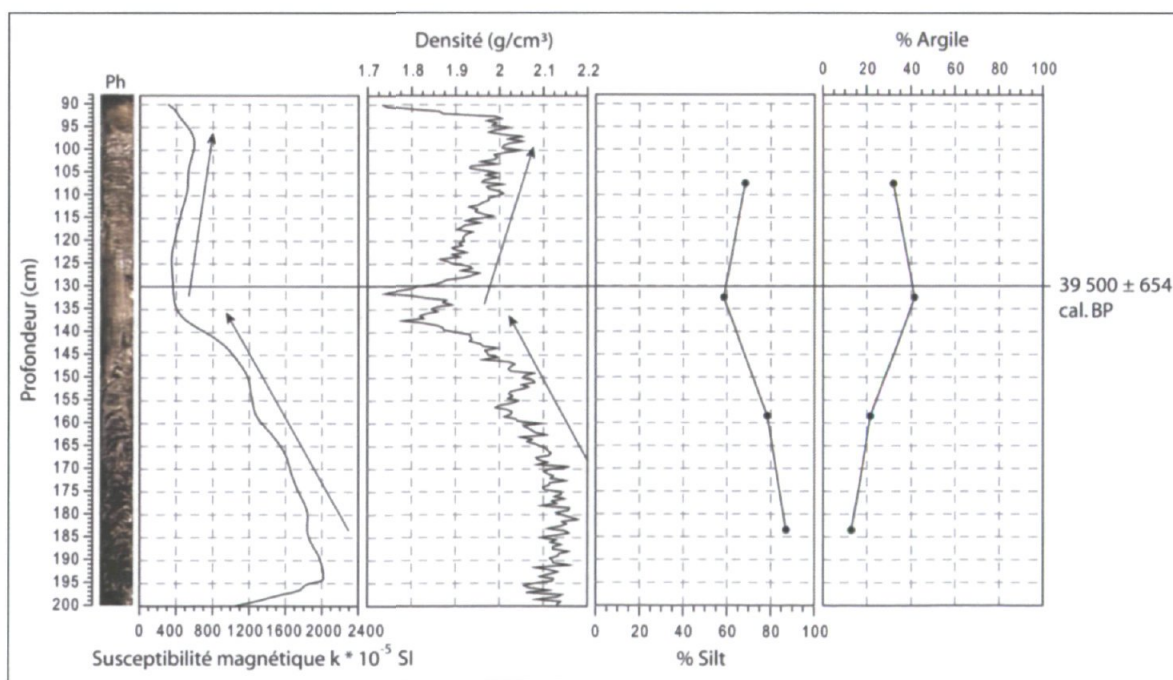


Figure 15: Propriétés physiques et granulométrie de la carotte LJC2011-03 (unité 3) et déformation des sédiments à la base de la section.



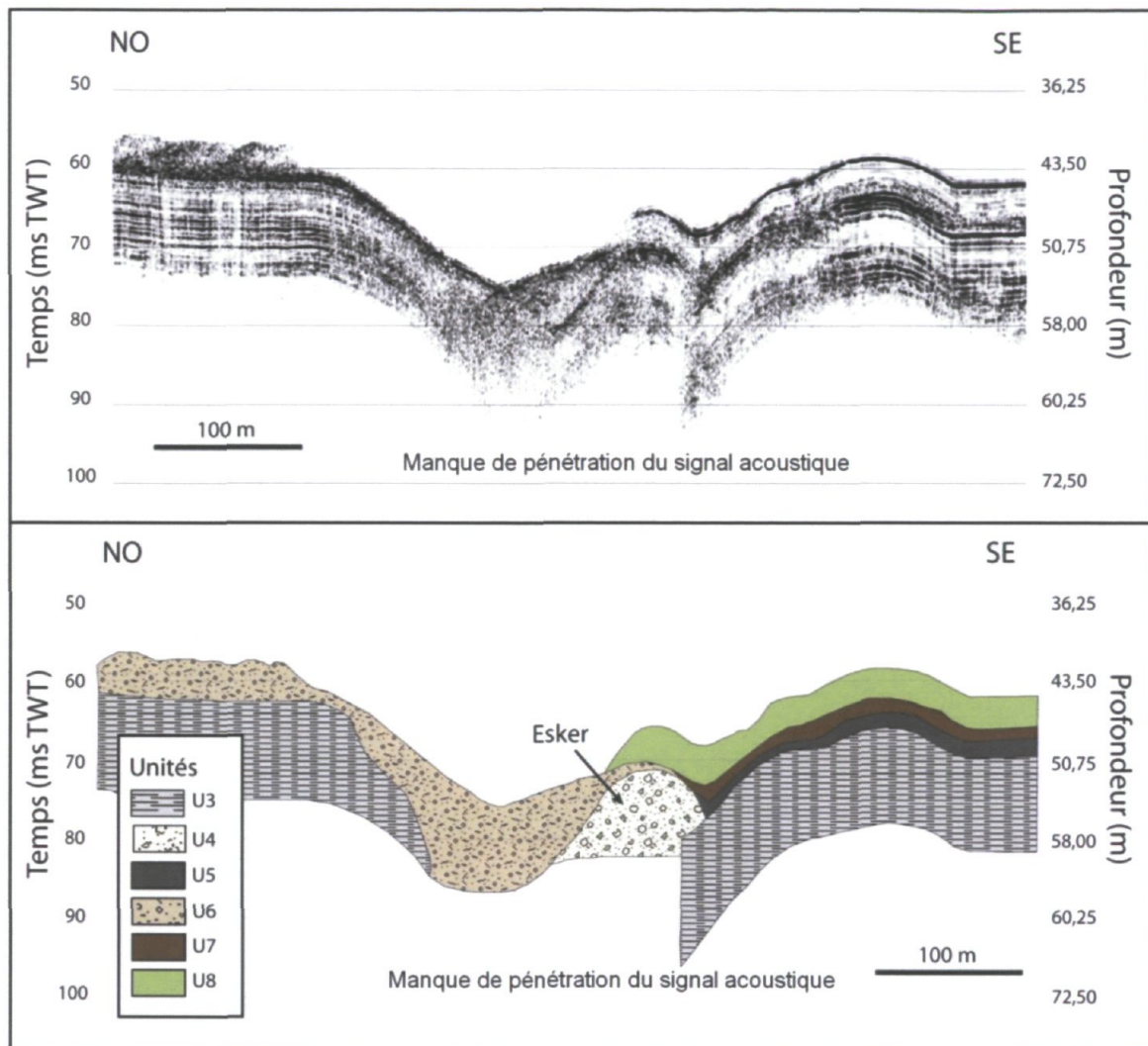


Figure 16: Position stratigraphique de l'esker (unité 4) sur les sédiments de l'unité 3 et réflexions parallèles de l'unité 3 qui drapent la forme du chenal d'une façon conforme.

#### 4.2.4 Unité 4

L'unité 4 a été observée dans les zones peu profondes du lac, près de dépôts d'épandage fluvio-glaciaires qui affleurent sur les rives. Elle est caractérisée par une surface plane et l'absence de pénétration du signal acoustique. Dans le centre du lac, l'unité 4 est caractérisée par une réflexion hyperbolique de moyenne amplitude en surface (Tableau 3). Elle se présente sous la forme d'une crête sinueuse qui s'étend en suivant l'axe longitudinal du lac. Il s'agit d'un esker qui surplombe les sédiments de l'unité 3 par endroits (Figure 16). La répartition de l'unité 4 à proximité des dépôts d'épandage fluvio-glaciaires émergés sur les rives, ses propriétés acoustiques qui suggèrent une unité constituée de

matériaux grossiers tels des sables et graviers ainsi que la présence de l'esker ont permis d'associer cette unité à des sédiments d'origine fluvio-glaciaire. À cause de la non-pénétration du signal acoustique dans des matériaux grossiers, il n'est pas possible de déterminer l'épaisseur de cette unité. L'unité 4 n'a également pas été atteinte lors des opérations de carottage.

#### 4.2.5 Unité 5

L'unité 5 est plus difficile à distinguer sur les profils de sous-surface en raison de sa faible épaisseur (< 1m). Sa signature acoustique se traduit par des réflexions parallèles et rapprochées de forte amplitude (Figure 11; Tableau 3). Elle est délimitée à la base par un contact franc. Son lithofaciès est facilement identifiable dans les carottes LJC2011-01, LJC2011-02 et LJC2011-04 et LJC2008-01. Il s'agit d'une unité argileuse qui présente environ de 35 à 40 couplets constitués de laminations noires (2,5Y 2/0) et grisâtres (5Y 4/1) très contrastantes les unes par rapport aux autres (Figure 14B). La teinte grisâtre des sédiments suggère la proximité d'une source glaciaire. Les laminations franches, d'ordre centimétrique à la base de l'unité, s'amincissent graduellement vers le haut. Le contact très graduel entre le sommet de l'unité 5 et la base de l'unité 7 se traduit par un passage très progressif des sédiments grisâtres vers une teinte plus brunâtre. Son épaisseur dans les carottes est d'environ 40 cm, ce qui explique qu'elle soit difficilement identifiable sur les profils de sous-surface. Les analyses granulométriques indiquent que l'unité 5 est composée à ~80% de silt fin et ~20% d'argile. Le contact franc entre l'unité 5 et les unités sous- (U3) et sus-jacentes (U7) se traduit par une abrupte augmentation de la densité, de la susceptibilité magnétique et du nombre CT par rapport aux unités adjacentes. Ainsi, les valeurs de la susceptibilité magnétique oscillent entre 500 et 950  $k \cdot 10^{-5}$  SI, le nombre CT se situe entre 600 et 1200 HU et la densité entre 1,5 et 1,9  $g/cm^3$  (Figures 17 et 18). Les images CT-Scan ont révélé la présence de quelques petits graviers à la base de l'unité. De plus, un échantillon prélevé à 483 cm de profondeur a été daté à  $13\,170 \pm 92$  cal. BP (Tableau 2).

La signature acoustique, caractérisée par des réflexions parallèles de forte amplitude, présente les caractéristiques des rythmites glaciolacustres observées dans d'autres lacs du Québec (e.g. Shilts et Clague, 1992; Ouellet, 1997; Turgeon *et al.*, 2003). Le lithofaciès

laminés de couches franches grises et noires est similaire aux varves glaciolacustres de type monosulfites observées en Norvège (Elverhøi *et al.*, 1980, 1983; Görlich, 1986) et dans le nord du Québec (Lajeunesse et Allard, 2003). Enfin, aucune étude antérieure ne fait mention de la présence de cette unité dans le lac.

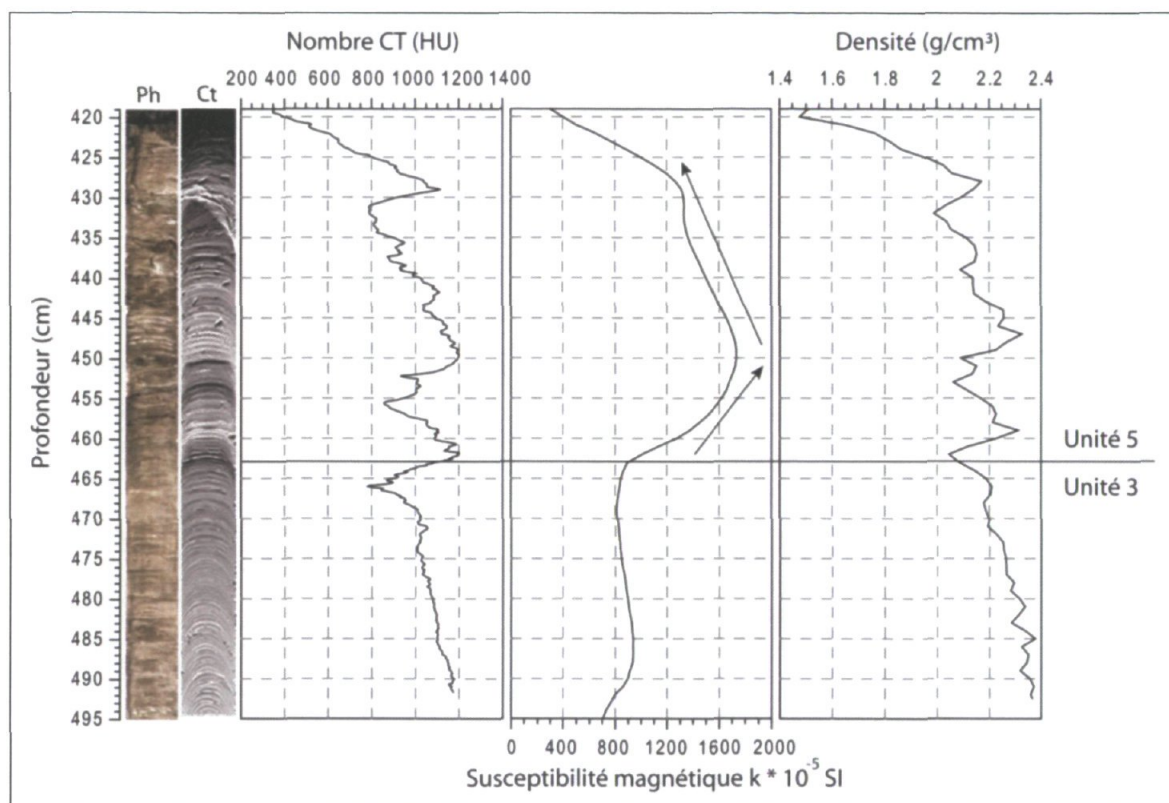


Figure 17: Propriétés physiques de la carotte LJC2011-04 section IJ et transition entre les unités 3 et 5 caractérisée par un hiatus sédimentaire.

#### 4.2.6 Unité 6

Sur les profils acoustiques de sous-surface, l'unité 6 est caractérisée par une apparence massive (Figure 11; Tableau 3). Elle présente une teinte foncée et sa surface varie de plane à chaotique. Elle présente plusieurs indices de perturbation, dont une superposition de réflexions en hyperboles dans le bassin central du lac. Son épaisseur varie entre 0 et 25 m. Dans la carotte LJC2008-01, près de 5 m de sédiments constitués d'une alternance irrégulière de couches d'argile silteuse, de lits de matières organiques et de plusieurs couches de matériaux plus grossiers (i.e. sable) ont été associés à cette unité (Lajeunesse *et al.*, 2008). Des datations AMS  $^{14}\text{C}$  sur des échantillons prélevés dans cette unité démontrent

une fenêtre d'âge qui s'étend entre ~6500 et ~850 cal. BP (Tableau 2). Des inversions de dates AMS  $^{14}\text{C}$  témoignent de la remobilisation des sédiments au sein de cette unité. Enfin, Lajeunesse *et al.* (2008) associent cette unité à des dépôts de mouvement de masse.

#### 4.2.7 Unité 7

Sur les profils de sous-surface, l'unité 7 présente des réflexions subparallèles perturbées de faible amplitude très rapprochées. Son épaisseur varie de 0 à 2 m (Figure 11; Tableau 3). Elle drape l'unité sous-jacente avec un contact conforme, mais il est fréquent qu'elle soit perturbée par des mouvements de masse. Elle est affectée par des cicatrices de glissements dans le haut des pentes abruptes et par des dépôts de glissements au pied des talus. Cette unité n'a pas été observée lors des précédentes études au lac Jacques-Cartier (Ouellet, 1997; Doig, 1998; Lajeunesse *et al.*, 2008).

L'unité 7 a été identifiée dans trois des carottes prélevées dans le bassin central du lac en 2011 (LJC2011-01, LJC2011-02 et LJC2011-04) et dans la carotte LJC2010-01 prélevée sur la rive ouest du lac. Dans le bassin central du lac, son lithofaciès est caractérisé par une alternance de fines laminations plus ou moins régulières, d'ordre millimétrique et de teinte brun (5Y 2/3) à brun foncé (10YR 2/2) et noir (2,5Y 2/0) (Figure 14C). De fines traces blanches ont également été observées lors de l'ouverture de la carotte. Le contact visuel entre l'unité 7 et les unités sous- et sus-jacentes, soit respectivement les unités 5 et 8, est très graduel. Le profil du nombre CT, caractérisé par de fines fluctuations qui oscillent entre ~250 et ~500 HU, indique l'alternance de fines laminations ayant des propriétés différentes. La densité affiche des valeurs qui fluctuent entre ~1,25 et ~1,4 g/cm<sup>3</sup>. Les analyses granulométriques démontrent une alternance de fines couches composées de silt fin et grossier et ayant une teneur approximative de 10% d'argile (Figure 18). Enfin, trois échantillons soumis à des datations radiocarbone ont révélé des âges variant entre ~8000 et ~5000 cal. BP (Tableau 2).

Dans la carotte prélevée sur la berge du lac (LJC2010-01), cette unité est caractérisée par de fines laminations irrégulières et contrastantes les unes par rapport aux autres. La teinte brunâtre (5Y 4/1) est plus claire que dans le bassin central, et on dénote la présence de lits gris beige très pâles (2,5Y 6/2) d'épaisseur millimétrique à centimétrique. La carotte

LJC2010-01 n'atteint pas la base de l'unité et la partie sommitale a été tronquée par l'érosion sur la berge. Les propriétés physiques de l'unité 7 révèlent la présence de 3 couches distinctes toutes caractérisées d'abord, par un contact érosif très franc à la base qui est facilement perceptible par un changement granulométrique brusque (Figure 19A, B). On dénote ensuite une superposition de sédiments laminés et inversement granoclassés qui, progressivement, reprennent un granoclassement normal dans la partie supérieure de chacune des trois couches. La partie sommitale des couches est caractérisée par un lit de teinte beige très clair et composé à 90% de silt et à 10% d'argile. Les propriétés physiques de chacune des couches démontrent également une augmentation vers le haut suivi une diminution du nombre CT (de ~1075 à ~1000 HU), de la susceptibilité magnétique (de ~2000 à ~1000  $k \cdot 10^{-5}$  SI) et de la densité (~1,74 à ~1,58  $g/cm^3$ ) (Figure 20).

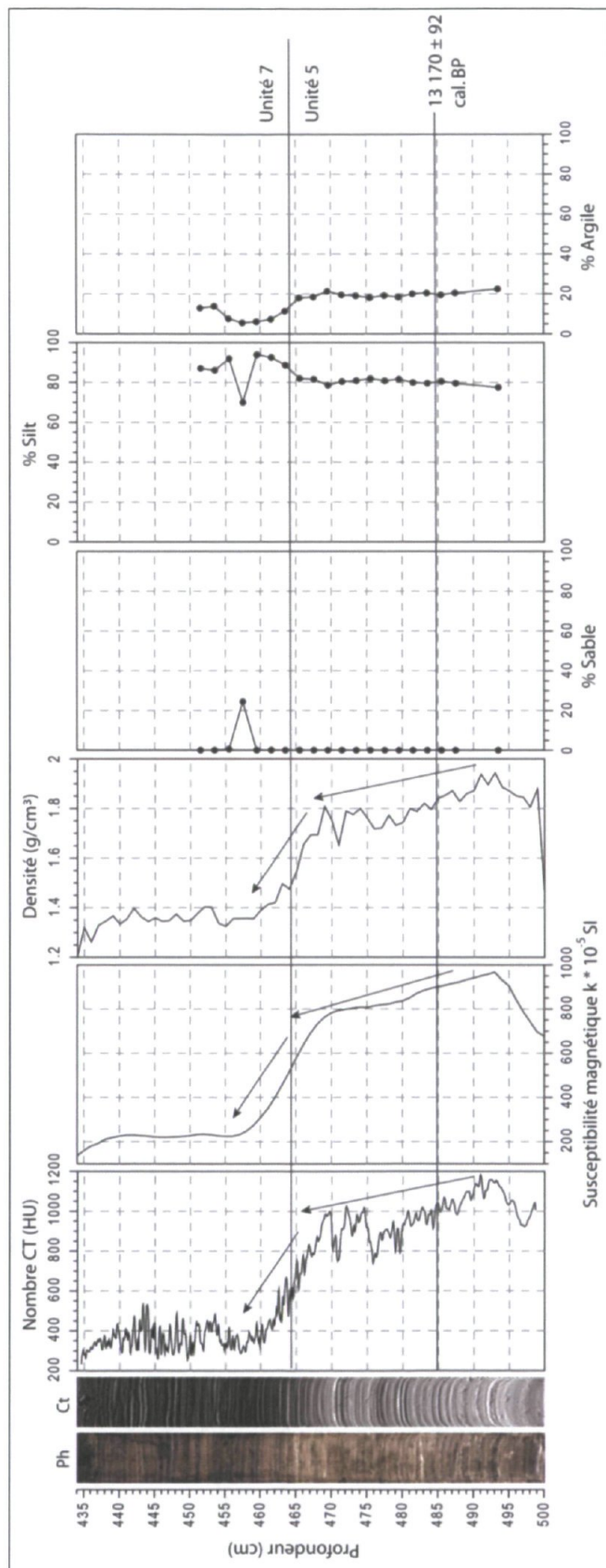


Figure 18: Propriétés physiques et granulométrie de la carotte LJC2011-01 section IJ et contact graduel entre les unités 5 et 7.

Une unité caractérisée par un granoclassement inverse peut être déposée par un courant qui diminue de vitesse avec la distance, mais qui accélère dans le temps (Kneller, 1995; Kneller et Branney, 1995) par exemple, un courant généré par une rivière en crue (Mulder et Syvitski, 1995). Les couches observées dans la carotte LJC2010-01 présentent des caractéristiques similaires aux couches déposées rapidement (*Rapidly Deposited Layers*, RDL) par des courants hyperpycnaux identifiées en Méditerranée par Mulder *et al.* (2001) et dans le Fjord du Saguenay par St-Onge *et al.* (2004). En effet, la signature sédimentaire des RDLs correspondant à des hyperpycnites se traduit d'abord par une base avec un contact franc et une granulométrie inverse, soit du plus fin au plus grossier. Cela correspond à l'intensité du courant qui augmente lors de la crue. L'endroit sur le profil où les particules sont les plus grossières correspond au débit maximal de la crue. Puis, le retour à un granoclassement normal dans la partie supérieure de la RDL correspond à la fin de la crue, où le courant diminue et permet la mise en place de particules plus fines (Mulder *et al.*, 2002, 2003; St-Onge *et al.*, 2004). Ainsi, trois couches déposées rapidement correspondant à des hyperpycnites, et ce qui semble être la base d'une quatrième, ont été identifiées dans la carotte LJC2010-01 (Figures 19A, B et 20). Enfin, une date radiocarbone à la base de la carotte a révélé un âge de  $6087 \pm 91$  cal. BP (Tableau 2). Bien que les faciès de cette unité soient différents dépendamment de leur localisation dans le lac (i.e. berge, bassin central), le contrôle par des dates radiocarbones démontre que ces faciès sont synchrones.

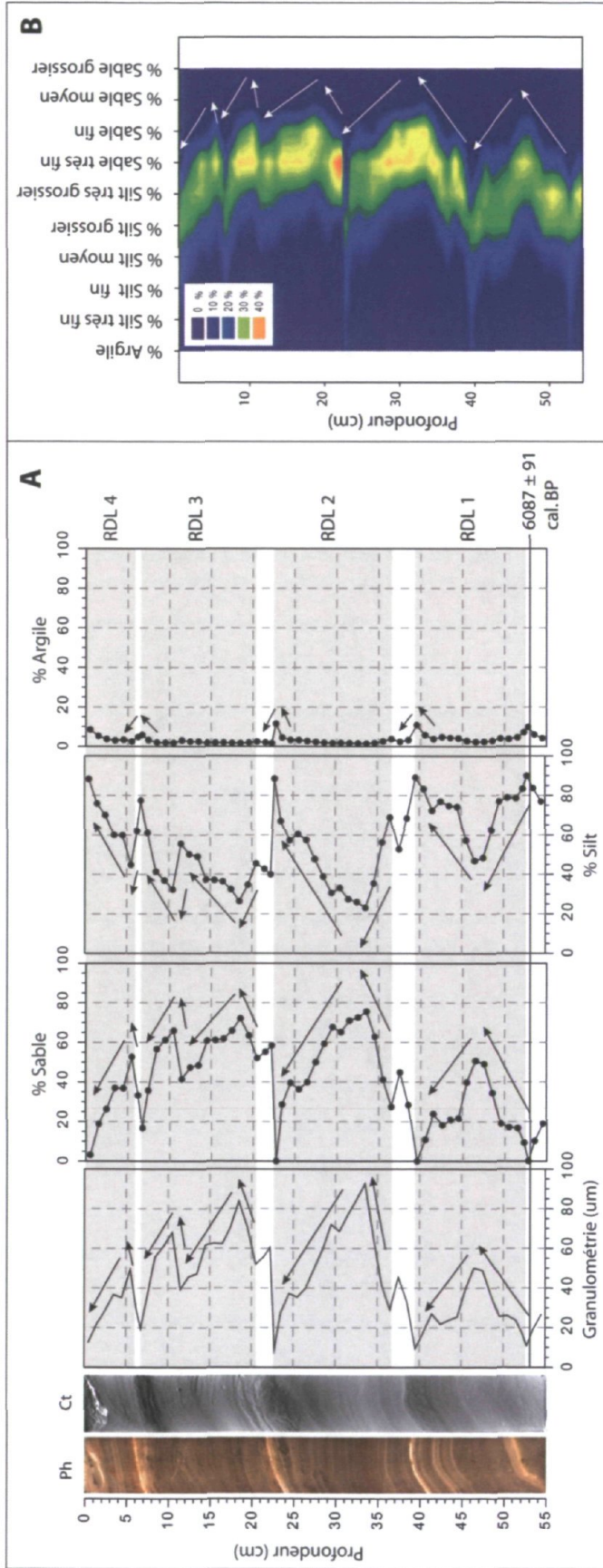


Figure 19: A) Granulométrie de la carotte LJC2010-01 et identification des couches déposées rapidement (unité 7); B) Proportion des différentes classes granulométriques dans la carotte LJC2010-01.



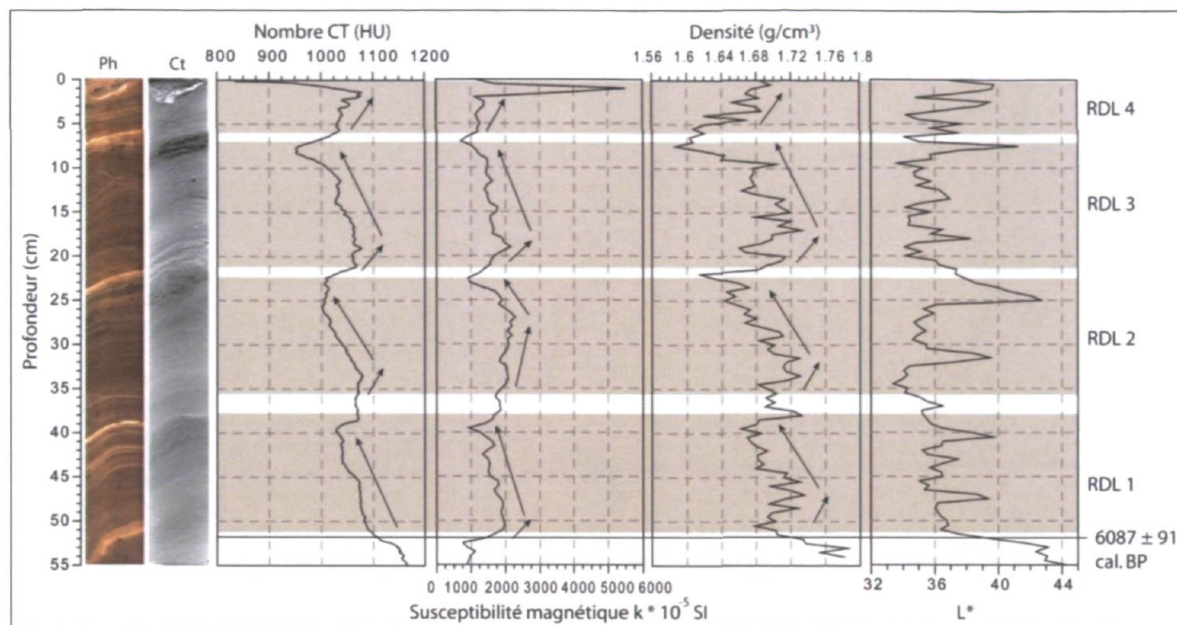


Figure 20: Propriétés physiques de la carotte LJC2010-01 et identification des couches déposées rapidement (unité 7).

#### 4.2.8 Unité 8

Sur les profils de sous-surface, l'unité 8 est caractérisée par un signal acoustique presque transparent (Figure 11 ; Tableau 3). La présence de réflexions très subtiles et parallèles dans les secteurs peu profonds près d'affluents, témoigne de l'influence des apports fluviaux sur la déposition. L'unité 8 drape les unités sous-jacentes avec un contact conforme et son épaisseur varie entre 2 et 4 m. Elle est également affectée par des mouvements de masse à certains endroits.

L'unité 8 a été identifiée dans les carottes LJC2011-01, 02 et 04 sur une épaisseur inférieure à 2 m. Son lithofaciès est caractérisé par des sédiments riches en matière organique, de teinte brun très foncé (10YR 2/2) à noirâtre (10YR 1/2) et d'apparence massive. Les images CT-Scan ont toutefois révélé la présence de très subtiles laminations (Figure 21). La diminution vers le haut de l'amplitude et de l'épaisseur des laminations indique une réduction de l'influence de la rivière lors de la déposition de l'unité (Heirman *et al.*, 2011). Les analyses granulométriques de la carotte LJC2011-01 révèlent une granulométrie composée principalement de silts grossiers, d'une fine fraction argileuse et d'environ 20% de sable. Cette unité présente des caractéristiques similaires aux couches de gyttja observées sur les profils acoustiques d'autres lacs du Québec (Shilts et Clague, 1992;

Shilts *et al.*, 1992; Ouellet, 1997; Turgeon *et al.*, 2003). Elle a été associée à une sédimentation tardi-holocène organique et principalement autochtone par Lajeunesse *et al.* (2008).

Une couche plus claire et très contrastante de couleur grisâtre a été identifiée au sein de l'unité 8 dans la carotte LJC2011-01 (Figure 14D). Cette couche de 2 cm d'épaisseur se situe à une profondeur de 53 à 55 cm. Au niveau de cette couche, les propriétés physiques des sédiments montrent une augmentation du nombre CT (de ~200 à ~1000 HU), de la densité (de ~1,25 à ~1,6 g/cm<sup>3</sup>) et de la susceptibilité magnétique (de ~50 à ~140 k\*10<sup>-5</sup> SI). La couche est caractérisée par un granoclassement normal. Les analyses granulométriques révèlent que la base de la couche est composée de silt très grossier puis, la granulométrie diminue vers le haut de la couche pour passer au silt fin et à l'argile (Figure 21). Cette couche présente les caractéristiques des RDLs formées par un glissement d'origine sismique (St-Onge *et al.*, 2004). L'analyse des profils acoustiques de sous-surface a permis de situer cette couche dans son contexte sismostratigraphique, au pied d'un dépôt de glissement (Figure 22). Une date radiocarbone sur un échantillon prélevé immédiatement au-dessus de cette couche révèle un âge de 761 ± 28 cal. BP (1189 AD) (Tableau 2). Cinq autres couches similaires, plus subtiles et d'ordre millimétrique, ont été identifiées grâce aux images CT-Scan à 32, 61, 65, 177 et 194 cm de profondeur.

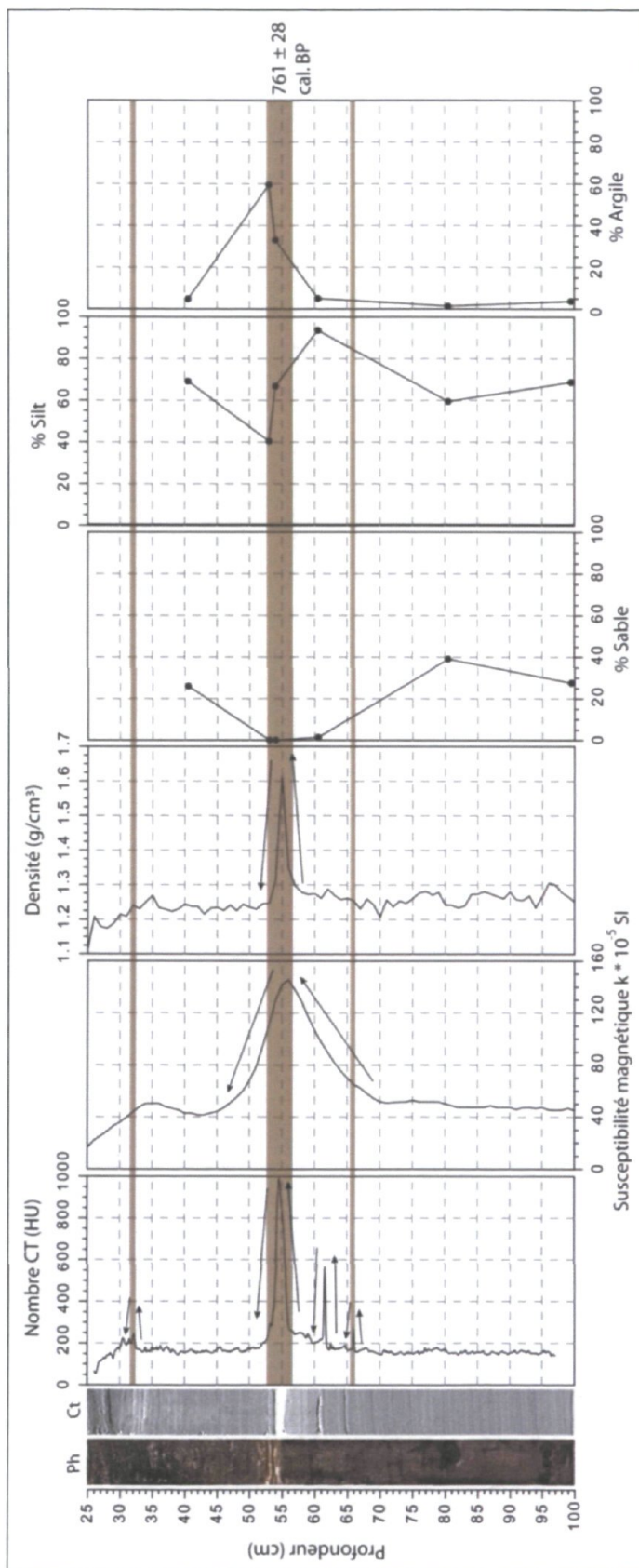


Figure 21: Propriétés physiques et granulométriques de la carotte LJC2011-01 section AB et identification des couches déposées rapidement (unité 8).

Tableau 2: Résultats et description des échantillons soumis pour des datations radiocarbones.

Échantillon	Carotte	Profondeur (cm)	Matériel daté	Laboratoire	Pré-traitement	Âge cal. BP	±	Unité
ULGAS-949 ULA-336	LJC 2008-01	75	Fragments Bois	Université de Californie, Irvine	--	857	15	U6
ULGAS-948 ULA-335	LJC 2008-01	130	Racine	Université de Californie, Irvine	--	2225	18	U6
ULGAS-950 ULA-337	LJC 2008-01	274	Matière organique / Bois	Université de Californie, Irvine	--	6209	50	U6
ULGAS-951 ULA-338	LJC 2008-01	336	Matière organique / Bois	Université de Californie, Irvine	--	6568	68	U7
ULGAS-1206 ULA-444	LJC 2008-01	566	Matière organique argileuse	Université de Californie, Irvine	--	5168	38	U6
UCIAMS-52760 ULA-722	LJC 2008-01	567	Sédiments lacustres	Université de Californie, Irvine	--	32395	801	U3
Beta-251063	LJC 2008-01	569	Sédiments organiques	Beta Analytic	--	30321	611	U3
LJC7 569-570	LJC 2008-01	569	Sédiments lacustres	Université de Californie, Irvine	HCl-NaOH-HCl	40221	1272	U3
LJC7 575-577	LJC 2008-01	576	Sédiments lacustres	Université de Californie, Irvine	HCl-NaOH-HCl	39198	1042	U3
LJC7 600	LJC 2008-01	600	Sédiments lacustres	Université de Californie, Irvine	HCl-NaOH-HCl	39310	1503	U3
LJC7 640	LJC 2008-01	640	Sédiments lacustres	Université de Californie, Irvine	HCl-NaOH-HCl	39273	1512	U3
LJC8 697	LJC 2008-01	697	Sédiments lacustres	Université de Californie, Irvine	HCl-NaOH-HCl	34388	722	U3
LJC 2010-01-52,5 cm	LJC 2010-01	52.5	Sédiments lacustres	Université de Californie, Irvine	N/A	6087	91	U7
LJC 2011-01-52 cm	LJC 2011-01	52	Sédiments lacustres	Université de Californie, Irvine	HCl-NaOH-HCl	761	28	U8
LCJ2011-01-600 cm	LJC 2011-01	600	Débris végétaux	NOSAMS, Woods Hole Oceanographic Institution	--	6784	140	U3
LJC 2011-02-266 cm	LJC 2011-02	266	Sédiments lacustres	Université de Géorgie, Athens	HCl	5392	19	U7
LJC 2011-02-410 cm	LJC 2011-02	410	Bois	Université de Californie, Irvine	HCl	7995	32	U7
LJC 2011-02-484 cm	LJC 2011-02	484	Sédiments lacustres	Université de Géorgie, Athens	HCl	13170	92	U5
LJC 2011-03-130 cm	LJC 2011-03	130	Sédiments lacustres	Université de Géorgie, Athens	HCl	39500	654	U3
LJC 15-07-10-04	Rivière JC	N/A	Sédiments lacustres	Université de Californie, Irvine	HCl	5740	34	U7

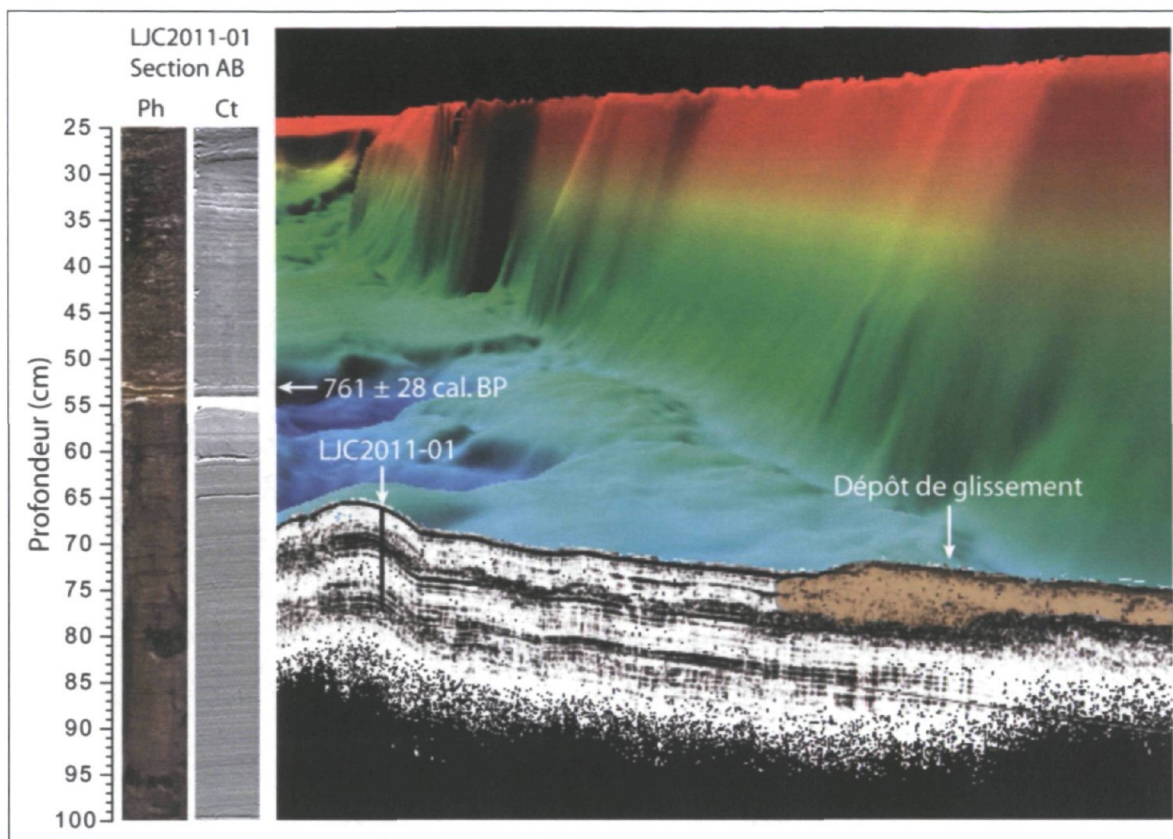



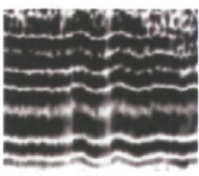

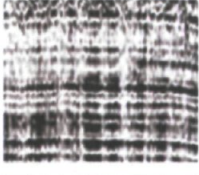

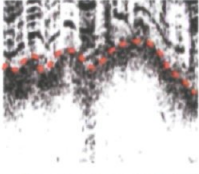


Figure 22: Contexte sismostratigraphique, à proximité d'un dépôt de glissement, de la couche déposée rapidement située à 53 cm de profondeur dans la carotte LJC2011-01 section AB (unité 8).

Tableau 3: Caractéristiques et interprétation des unités sismostratigraphiques.

Unité	Propriétés acoustiques	Profil acoustique	Épaisseur (m)	Lithofaciès	Âge	Interpétation
U8	Teinte transparente, réflexions de faible amplitude, drape les unités sous-jacentes avec un contact conforme, morphologie en surface chaotique par endroits		2 - 4	Silt riche en m.o., présence de couches pâles par endroits	~5000 cal. BP à aujourd'hui	Gyttja parfois perturbée par des mouvements de masse, présence de couches déposées rapidement
U7	Réflexions parallèles de faible amplitude, drape l'unité sous-jacente avec un contact conforme		0-2	Laminations de silt et d'argile dans le bassin central, couches d'hyperpycnites près des rives	~8000 à 5000 cal. BP	Rythmites et couches d'hyperpycnites associées à des événements de crues
U6	Teinte foncée, absence de stratification, surface plane à chaotique, réflexions hyperboliques dans le bassin central		0 - 25	Alternance de silt et de sédiments riches en m.o.	Inversion d'âges, fenêtre de dates entre ~6500 et 850 cal. BP	Dépôts de mouvements de masse post-glaciaires
U5	Réflexions parallèles de forte amplitude, drape l'unité sous-jacente avec un contact conforme		0,5	Rythmites d'argile et de silt, alternance de couches pâles et très foncées (~35 à 40 couplets)	13 170 cal. BP	Varves glaciolacustres avec couches de monosulfides associées à une stabilisation du front glaciaire
U4	Peu ou pas de pénétration, surface plane près des rives, présence d'un réflecteur en hyperbole à la surface de l'unité dans le centre du lac		N/A	N/A	N/A	Sable et gravier fluvio-glaciaire, esker mis en place lors de la déglaciation
U3	Réflexions parallèles d'amplitude moyenne, drape l'unité sous-jacente avec un contact conforme, légèrement perturbée		5 - 25	Rythmites d'argile et de silt régulières, déformations à la base	~40 000 à 32 000 cal. BP	Varves mises en place lors du stade isotopique marin 3
U2	Peu ou pas de pénétration, morphologie plane		N/A	N/A	N/A	Sable et gravier fluvio-glaciaire
U1	Peu ou pas de pénétration, relief irrégulier		N/A	N/A	N/A	Till ou roche en place

## **4.3 Géomorphologie lacustre**

L'analyse des données bathymétriques, de sous-surface et de rétrodiffusion acoustique a permis de réaliser une carte géomorphologique du lac (Figure 23) et de caractériser le bassin lacustre et d'identifier des formes associées à un ancien niveau lacustre, des mouvements de masse et des formes glaciaires. Seules les formes dont l'interprétation était sans équivoque ont été cartographiées.

### **4.3.1 Ancien niveau lacustre**

Sur les plateaux qui bordent le bassin central, des surfaces d'érosion, caractérisées par des réflexions tronqués sur les profils acoustiques de sous-surface et par une topographie plane sur les données bathymétriques, témoignent d'un ancien niveau lacustre inférieur de 3,5 m par rapport au niveau au moment des relevés de terrain (Figure 24B). Des chenaux incisés dans le plancher lacustre vis-à-vis l'embouchure d'actuels affluents témoignent également de cet ancien niveau lacustre inférieur.

### **4.3.2 Mouvements de masse**

Les données bathymétriques à haute résolution révèlent que l'activité sédimentaire postglaciaire dans le lac Jacques-Cartier est fortement affectée par des mouvements de masse. L'analyse des profils de sous-surface a permis d'identifier 6 types de formes et dépôts associés à des mouvements de masse : 1) les glissements; 2) les coulées gravitaires; 3) la reptation; 4) les chenaux érosifs; 5) les cicatrices de rupture; et 6) un décrochement. Les formes et dépôts d'origine gravitaire sont décrits dans la section suivante et sont localisés sur la carte géomorphologique du lac (Figure 23). Les plateaux et les buttes résiduelles non affectées par les mouvements gravitaires occupent une superficie approximative de 0,6 km<sup>2</sup>, ce qui constitue près de 5% de la surface du plancher lacustre.

#### **4.3.2.1 Glissements**

Des dépôts associés à des glissements couvrent la majeure partie du bassin lacustre. Sur les données bathymétriques, ces dépôts présentent une morphologie accidentée (Figure 25B, C, E). Sur les profils de sous-surface, ils sont caractérisés par une morphologie chaotique et une apparence massive qui se traduit par l'absence de structure interne (Figures 26, 27 et

28). Les sédiments remobilisés par les glissements forment des lobes difformes, mais bien définis au pied des talus. L'étendue de ces dépôts est donc facilement distinguable en couplant les données bathymétriques et acoustiques. Certains dépôts sont coalescents à leur base. Des rides de compression ont également été observées à proximité de certains glissements (Figure 24D). Les dépôts de glissements sont bordés par des plans de rupture dans le haut des talus (Figure 26). Les matériaux ont été remobilisés par gravité le long des versants en subissant d'importantes déformations internes. Cependant, des plaquettes de matériaux cohésifs non déformés sont observées sur certains versants (Lajeunesse *et al.*, 2008). Dans certains cas, les matériaux semblent avoir été remobilisés par des petits chenaux érosifs incisés sur les talus. Toutefois, dans la plupart des cas, les glissements évoluent le long des pentes sans emprunter de canalisation préférentielle, puisqu'ils se concentrent du côté est du lac alors que les chenaux de ravinement sont particulièrement abondants sur les talus du côté ouest.

Les dépôts de glissements ont été observés au bas des versants abrupts. Les dépôts sont notamment concentrés sur la rive est des secteurs nord, centre et de la pointe sud du lac (Figure 23). Ils sont aussi présents le long de la rive ouest vis-à-vis la paroi rocheuse dynamitée de la route 175. La plupart des glissements sont relativement récents. Ils recouvrent les sédiments des unités 3, 5 et 7, érodant parfois la partie sommitale de ces dernières. Certains sont recouverts d'une mince réflexion de forte amplitude (~50 cm) associé à l'unité 8 (gyttja). Enfin, les dépôts associés à des glissements occupent une superficie approximative de 1 km<sup>2</sup>, ce qui constitue environ 8% du plancher lacustre.

Au pied de la rive ouest, les dépôts de glissement contiennent des matériaux qui proviennent de l'enrochement le long de la rive bordée par la route 175. La forte intensité du signal de rétrodiffusion acoustique indique que les débris remobilisés sont constitués de matériaux grossiers et que leur mise en place est récente (Figure 29A, B, E). Les données de rétrodiffusion acoustique du lac Jacques-Cartier ont aussi permis de comparer l'abondance de débris au pied du versant qui longe la route 175 avec d'autres versants abrupts dans le lac (Figure 30). Des cicatrices de ruptures sont visibles sur les versants abrupts des rives laissées à leur état naturel mais l'abondance de matériaux grossiers et récents en pied de pente est moindre. L'intensité du signal acoustique plus faible indique

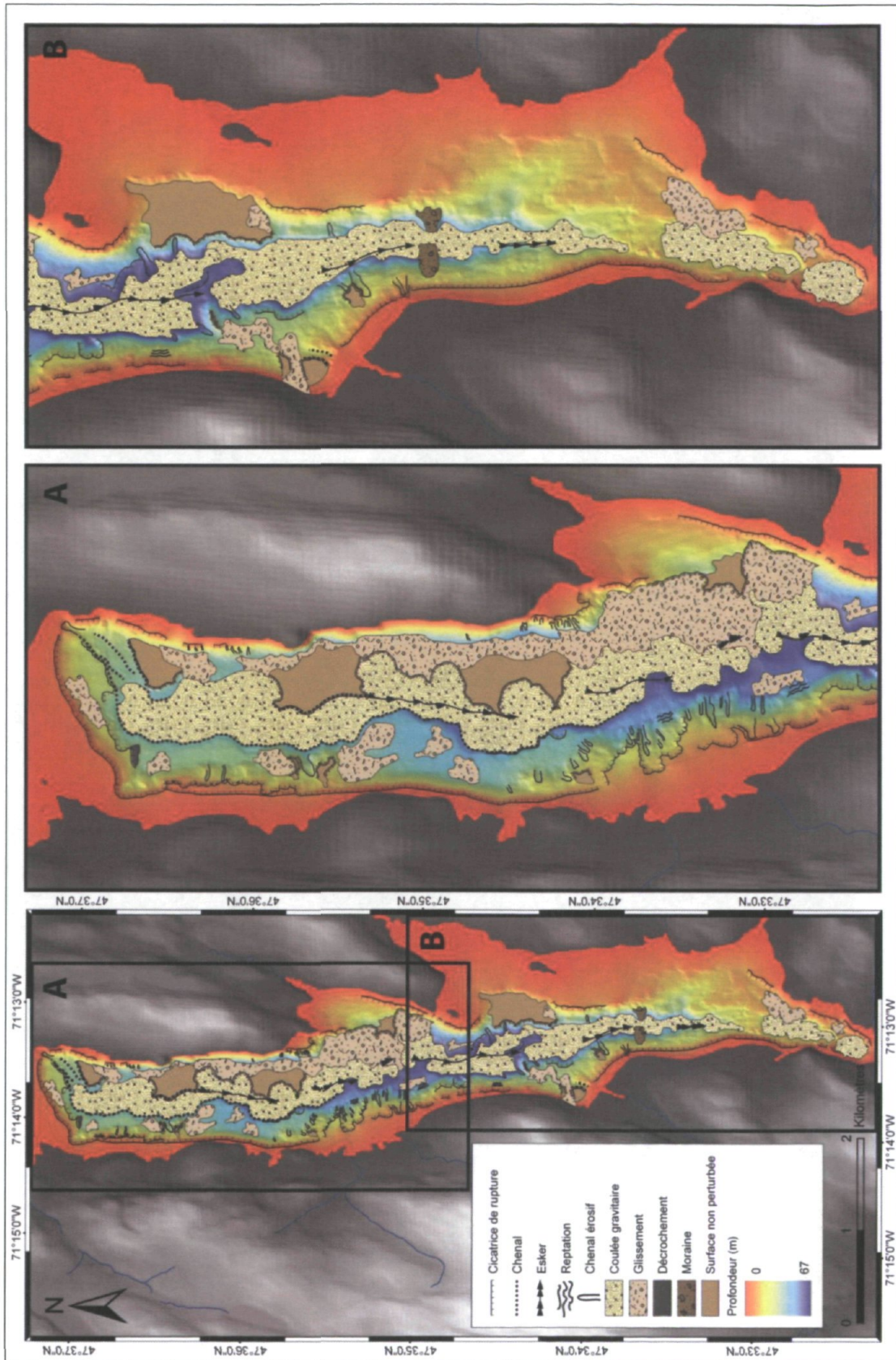


que les mouvements gravitaires qui ont affecté ces versants naturels sont plus anciens. En effet, les dépôts de glissement observés au pied des talus ont été recouverts par la sédimentation organique tardi-holocène.

#### **4.3.2.2 Coulées gravitaires**

Les coulées gravitaires constituent le mouvement d'une masse de sédiments cohésifs, non consolidés et dont la densité est inférieure à celle des dépôts de glissements. La matrice de tels dépôts est généralement composée de silt et d'argile. Les coulées gravitaires peuvent résulter d'une période de reptation plus ou moins longue ou encore peuvent être la continuité d'un glissement (Mulder et Cochonat, 1996).

Sur les données bathymétriques, les coulées gravitaires dans le lac Jacques-Cartier présentent un profil généralement plus adouci que les dépôts de glissement (Figure 25). Sur les profils acoustiques de sous-surface, les coulées sont caractérisées par une désorganisation de la structure interne des sédiments et l'empilement de réflexions en forme d'hyperboles (Figures 24C, 26 et 28). L'empilement des réflexions indique la mise en place des dépôts par des événements de mouvement de masse distincts et récurrents. Comparativement aux dépôts associés aux glissements, les coulées gravitaires ont un profil plus étendu et n'ont pas de limites franches. La déposition des coulées gravitaires demeure tout de même proximale, car les sédiments sont confinés par l'étroite topographie du bassin central et du chenal. De plus, les dépôts sont coalescents à leur base dans le chenal central, ce qui indique qu'ils ont été générés à partir de divers points sur les versants du lac. Les plans de ruptures ne sont généralement pas visibles et l'érosion par le transport des coulées gravitaires semble avoir été négligeable. Les coulées recouvrent la presque totalité du chenal et du bassin central, du nord du lac jusqu'à la pointe sud (Figure 23). Leur superficie est d'environ 2 km<sup>2</sup>, ce qui représente environ 16% de la surface du plancher lacustre.



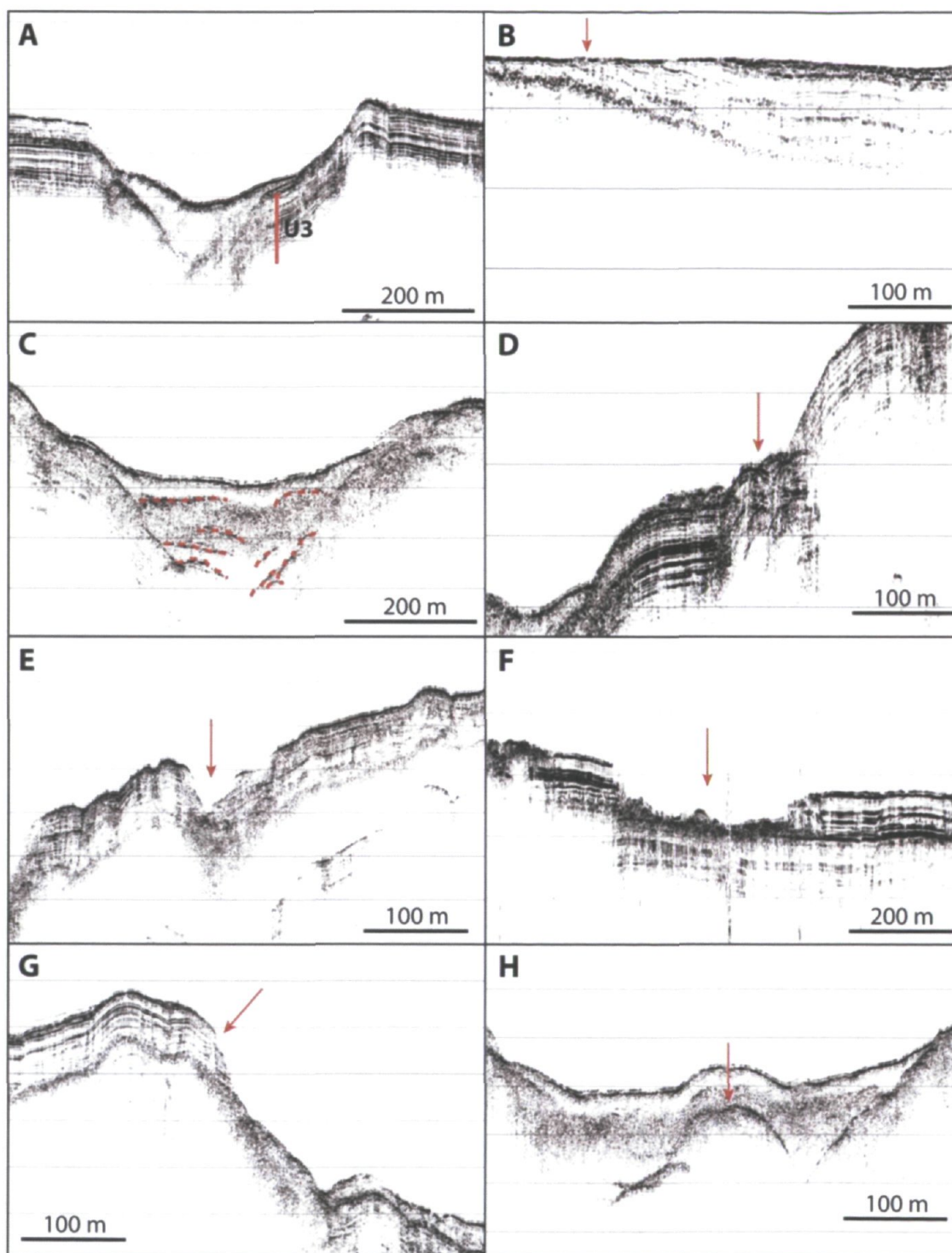


Figure 24: Profils acoustiques de sous-surface de la géomorphologie du lac Jacques-Cartier : A) Profil transversal du chenal à méandre dans le centre du lac et réflexions de l'unité 3 qui drapent ce chenal d'une façon conforme; B) Réflexions tronquées par une surface d'érosion indiquant un ancien niveau lacustre; C) Empilement de réflexions hyperboliques associées à une série verticale de dépôts de mouvements de masse, indiquant leur récurrence durant l'Holocène; D) Rides de compression au bas d'un versant abrupt; E) Chenal érosif; F) Chenal érosif récent au nord du lac; G) Cicatrice de rupture; H) Esker enfoui sous des dépôts de coulée gravitaire.

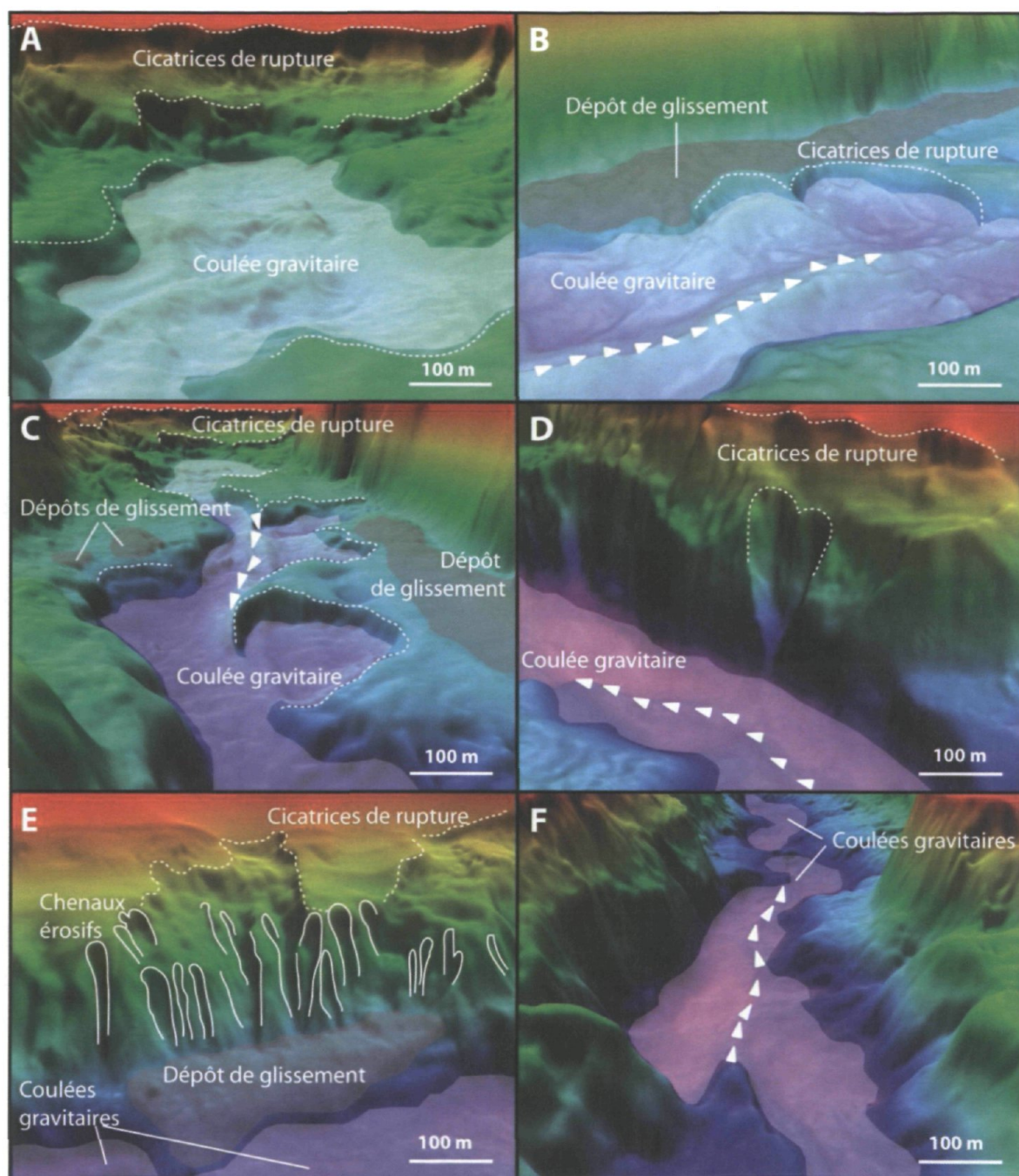


Figure 25: Images multifaisceaux à haute résolution des formes et processus associés à des mouvements de masse dans le lac Jacques-Cartier (les traits constitués de pointes de flèches représentent l'esker): A) Cicatrices de rupture et coulée gravitaire dans le secteur nord du lac; B) Dépôt de glissement au pied d'un talus, cicatrices de rupture en amphithéâtre, coulées gravitaires comblant le chenal central et esker enfoui sous des dépôts de mouvements de masse; C) Dépôt de glissement au pied des talus, cicatrices de rupture en amphithéâtre, coulées gravitaires comblant le chenal central et esker enfoui sous des dépôts de mouvements de masse; D) Cicatrices de rupture sur le versant est, coulées gravitaires comblant le bassin central et esker enfoui sous des dépôts de mouvements de masse dans le secteur centre du lac; E) Chenaux érosifs sur le versant est et dépôts de mouvements de masse accumulés au pied du talus et dans le bassin central; F) Esker enfoui sous des coulées gravitaires dans le centre du lac (exagération verticale = 6X).

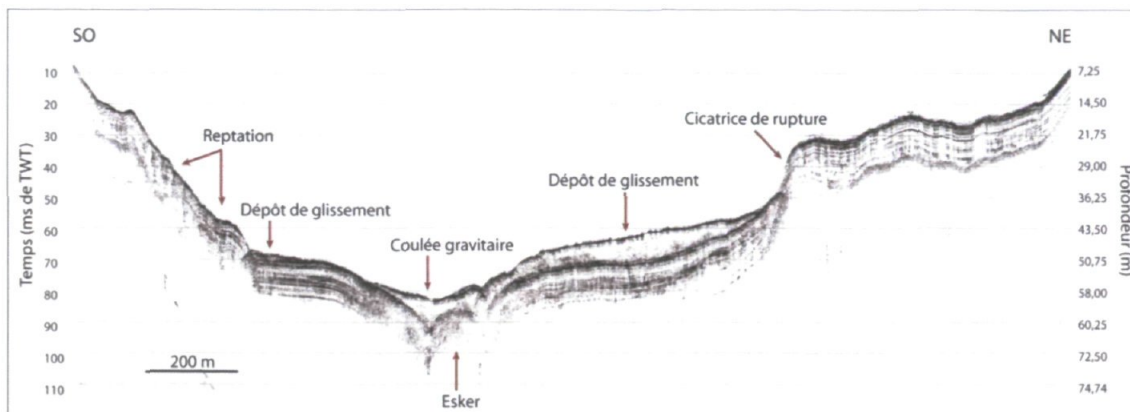


Figure 26: Reptation et cicatrice de rupture affectant les pentes, dépôt de glissement dans le bassin central et dépôt de coulée gravitaire comblant le chenal au centre du lac Jacques-Cartier.

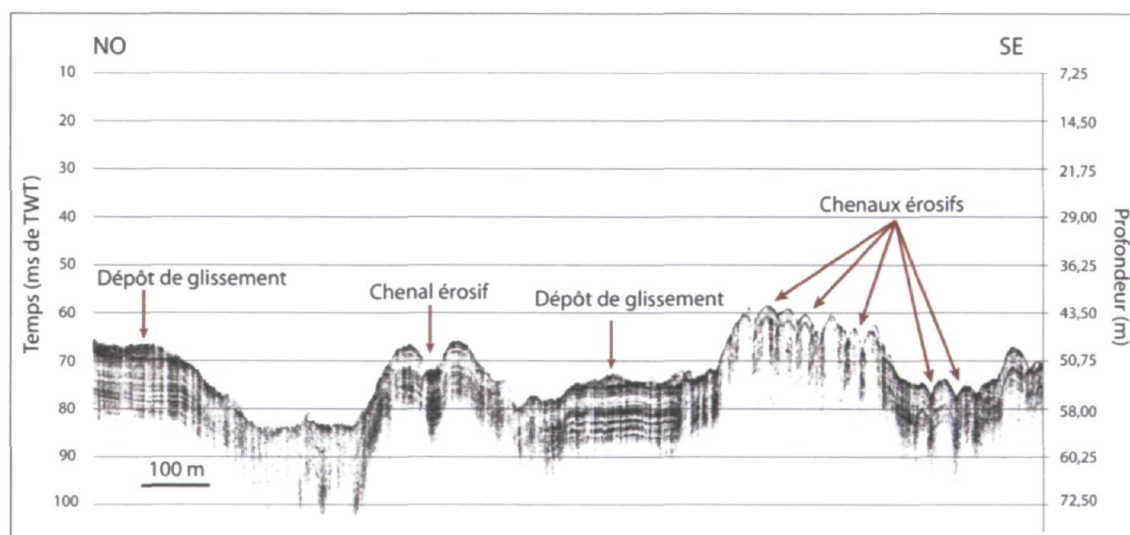


Figure 27: Chenaux érosifs contribuant au transport des sédiments vers le bas des pentes et dépôts de glissement dans le lac Jacques-Cartier.

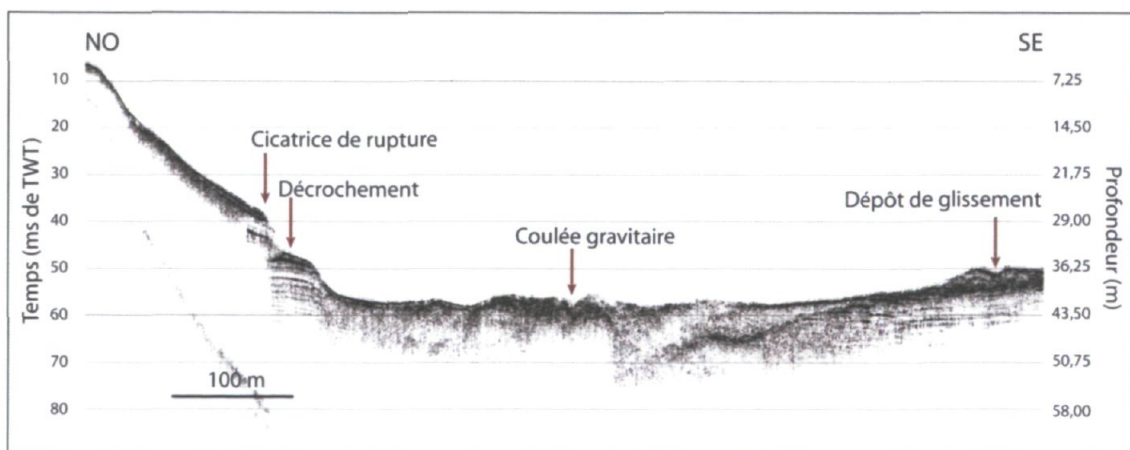


Figure 28: Cicatrice de rupture verticale, bloc de sédiments cohésifs associé à un décrochement et dépôts de glissement et de coulée gravitaire comblant le bassin central du lac Jacques-Cartier.

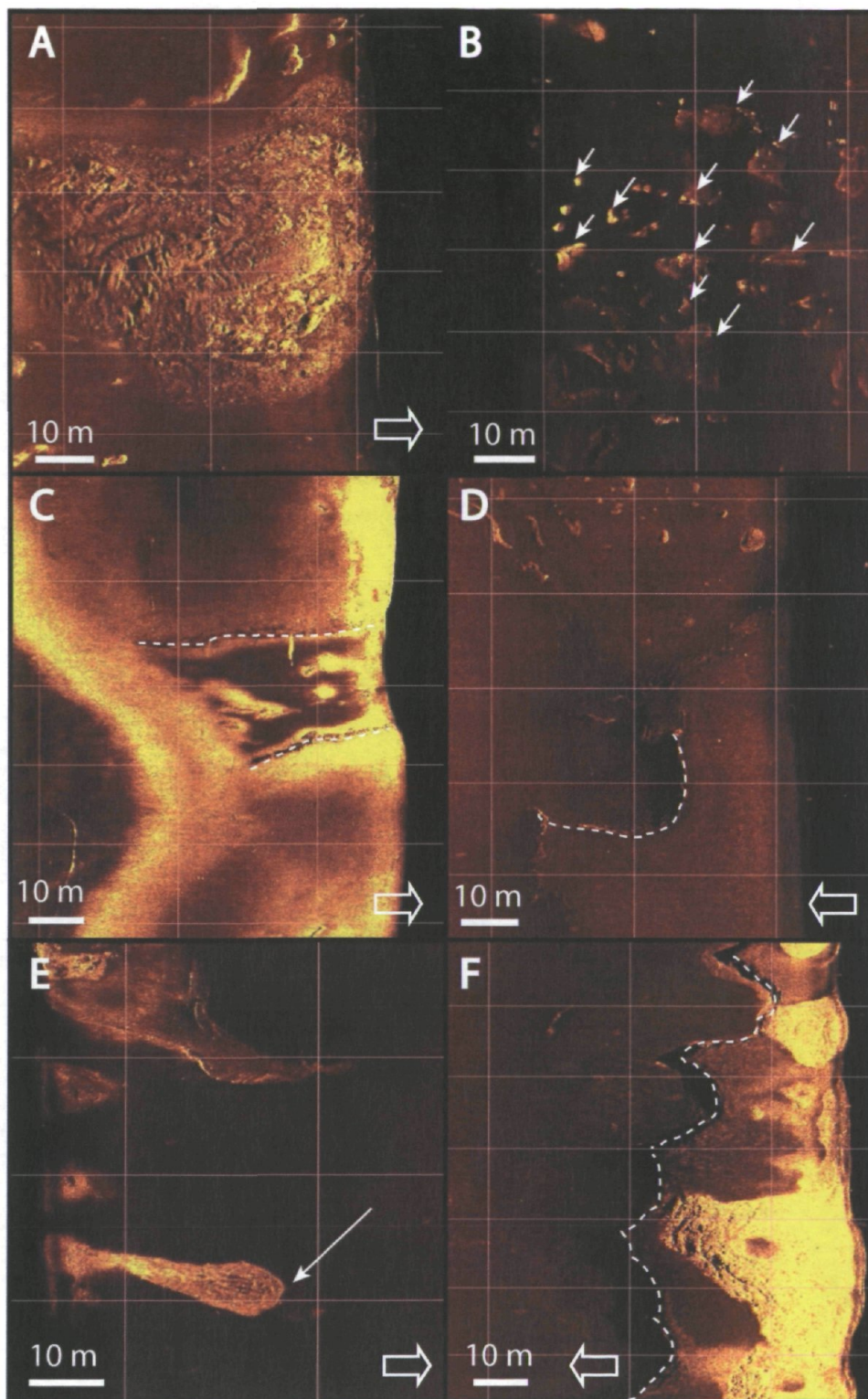


Figure 29: Images de rétrodiffusion acoustique provenant du SBL de la géomorphologie subaquatique du lac Jacques-Cartier : A) Dépôt de glissement au pied du versant ouest près de la route 175; B) Débris grossiers au pied du versant ouest près de la route 175; C) Chenal érosif contribuant au transport des sédiments vers le bas de la pente; D) Cicatrice de rupture en forme d'amphithéâtre; E) Lobe de glissement; F) Cicatrices de rupture dans le haut d'un talus. Les flèches transparentes indiquent la direction vers le bassin central du lac.

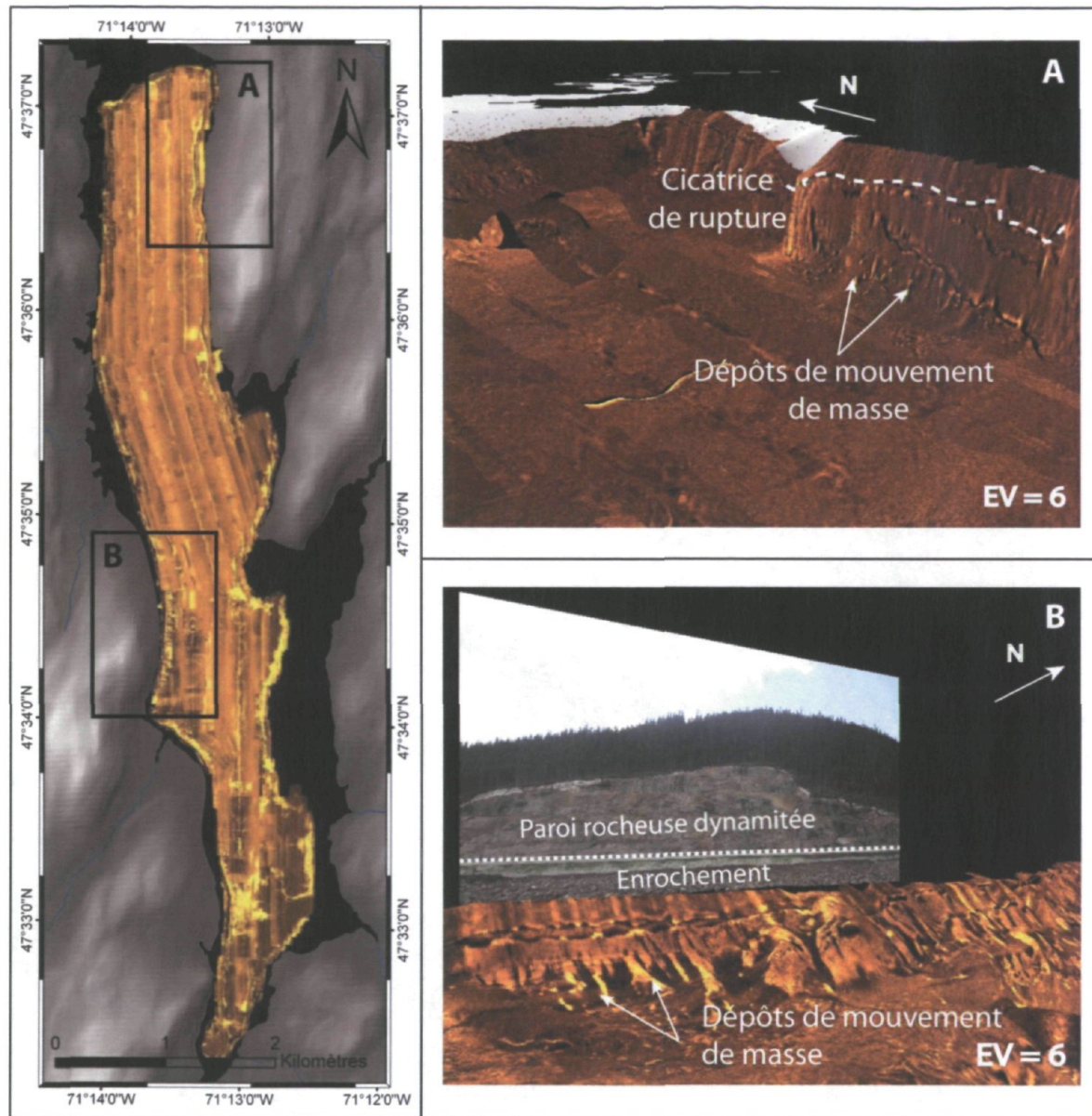


Figure 30: Mosaïque des données de rétrodiffusion acoustique du lac Jacques-Cartier; A) Cicatrice de rupture et dépôts de mouvement de masse au pied d'une rive naturelle du côté nord-est du lac; B) Dépôts de mouvement de masse au pied de la rive ouest qui est bordée par la route 175 (exagération verticale = 6X).

#### 4.3.2.3 Reptation

Des petites crêtes parallèles à la pente ont été observées sur certains versants dont la pente est inférieure à  $10^\circ$  (Figure 23). En bathymétrie, ces crêtes présentent une surface légèrement ondulée. Les profils acoustiques de sous-surface ont permis de constater que les sédiments qui composent ces crêtes sont légèrement déformés par compression, mais conservent toutefois leur structure interne (Figure 26). Les caractéristiques de ces crêtes

démontrent qu'il s'agit de sédiments cohésifs affectés par le mouvement lent des sédiments vers le bas de la pente sans qu'il n'y ait de rupture. Ces structures, qui affectent les sédiments glaciolacustres de l'unité 3, ont été associées au processus de reptation. La reptation est le résultat du taux de déformation très lent des sédiments sous une charge constante. Elle est fréquente dans les sédiments cohésifs tels que des argiles. La reptation peut être accélérée en raison d'une surcharge de sédiment ou d'un mécanisme déclencheur comme par exemple, l'activité sismique. Lorsque la limite plastique est atteinte, la reptation peut évoluer en glissement ou en coulée gravitaire (Mulder et Cochonat, 1996). Les zones de reptation sont des zones sensibles et susceptibles aux éventuels glissements.

#### **4.3.2.4 Chenaux érosifs**

Les données bathymétriques de haute résolution ont permis d'observer des petits chenaux groupés et incisés sur les talus de façon perpendiculaire à l'axe longitudinal du lac (Figures 23 et 25E). Ces chenaux, courts et superficiels dans le haut des pentes très abruptes, tendent à se développer et à s'inciser sur les pentes inférieures à 15°. Sur les profils de sous-surface transversaux à ces structures, les chenaux présentent une forme concave affectée par des marques d'érosion et bordée par des crêtes bien franches (Figures 24E et 27). La plupart ont une largeur qui varie entre 5 et 10 m, mais quelques-uns peuvent atteindre jusqu'à 50 m de large (Figure 29C). Leur profondeur varie généralement entre < 1 et 4 m. Ces chenaux ont été associés à des processus de ravinement. Leur abondance vis-à-vis d'actuels affluents, notamment dans le centre du lac et sur le versant ouest, suggère que leur formation et leur rôle sont grandement liés au transport et à la canalisation des sédiments apportés ou remis en suspension par les cours d'eau, probablement lors de crues. Toutefois, les chenaux sur les pentes abruptes, notamment au nord et sur le versant est du lac, seraient plutôt liés au transport des sédiments remobilisés par des processus gravitaires vers le bas des pentes.

Un chenal érosif de taille plus importante est présent au nord du lac (Figure 24F). Ce chenal, incisé de ~5 à 7 m dans les sédiments de l'unité 3, est d'une largeur approximative de 200 m. Des dépôts remobilisés par des mouvements gravitaires sont présents à l'embouchure du chenal. L'interruption franche des réflexions parallèles de l'unité 3 de part et d'autre du chenal et la perturbation des réflexions à la base témoignent de l'érosion lors



du transport des sédiments. L'absence de gyttja (unité 8) sur le chenal démontre l'activité érosive relativement récente du chenal.

#### **4.3.2.5 Cicatrices de rupture**

Plusieurs cicatrices de rupture ont été observées dans le haut des talus qui bordent le bassin central, dans le haut des parois du chenal et aux limites des buttes résiduelles et des plateaux non perturbés (Figures 23 et 25A, D, E). En bordure du chenal central, elles adoptent fréquemment une forme en amphithéâtre (Figures 25B, C et 29D, F). Elles constituent des discontinuités franches dans les sédiments des unités 3, 5, 7 et 8. Sur les profils de sous-surface, ces cicatrices sont caractérisées par une interruption abrupte des réflexions parallèles dans le haut des pentes (Figures 24G et 26). Il s'agit du plan de décrochement des sédiments. Les cicatrices affectant la gyttja (unité 8) sont plus petites étant donnée la plus faible accumulation de sédiments tardi-holocènes. Leur taille oscille entre 2 et 5 m. La taille des cicatrices à l'origine des mouvements de masse qui affectent les unités glaciolacustres est plus importante, pouvant atteindre jusqu'à 15 m. Généralement, les réflexions parallèles ne sont pas visibles sur les versants affectés par des cicatrices de ruptures puisque le mouvement des sédiments décrochés vers le bas de la pente engendre l'érosion des versants (Figure 13). Les cicatrices de rupture situées dans le haut des versants affectés par des glissements et des coulées gravitaires suivent souvent l'inclinaison des pentes soient environ de 25° à 45°. Une cicatrice est associée à un décrochement. Elle est beaucoup plus abrupte, voire même presque verticale (Figure 28).

#### **4.3.2.6 Décrochement**

Un mouvement de masse de type décrochement a été observé au nord du lac (Figure 23). Sur les profils de sous-surface, ce décrochement est caractérisé par la présence d'une cicatrice de rupture quasi verticale et l'absence de déformation interne (Figure 28). Il affecte les sédiments des unités 3, 5, 7 et 8. Il s'agit du mouvement d'un bloc de matériaux cohésifs vers le bas de la pente qui évolue en contact constant avec le plan de rupture. La superficie de la surface décrochée est d'environ ~3900 m<sup>2</sup>.

### 4.3.3 Formes glaciaires

#### 4.3.3.1 Moraine

Deux crêtes morainiques recoupent le secteur sud du lac de façon transversale en suivant une orientation est-ouest (Figure 23). Sur les profils de sous-surface, elles sont caractérisées par l'absence de pénétration du signal acoustique et la présence d'une réflexion hyperbolique de forte amplitude à leur surface. Leurs propriétés acoustiques sont très similaires à celles de l'esker. Toutefois, l'orientation perpendiculaire à l'axe du lac suggère plutôt qu'il s'agit d'un dépôt mis en place au front du glacier. La forte intensité du signal de rétrodiffusion acoustique témoigne de la présence de sédiments grossiers. Ces crêtes morainiques occupent une superficie approximative de 32 000 m<sup>2</sup>. Leur position de part et d'autre du bassin lacustre suggère qu'il s'agit des reliques d'une moraine affectée par une brèche.

#### 4.3.3.2 Esker

Les données bathymétriques ont également permis d'identifier un esker qui sillonne au fond du chenal incisé dans le bassin central (Figures 23 et 25B, C, D, F). Cet esker, appartenant à l'unité 4, a une longueur totale de 3,5 km et est segmenté en 6 parties. Sa largeur varie de 50 à 100 m. Il est bien défini dans le secteur nord du lac et devient moins perceptible vers le centre et le sud, car il est enfoui sous une épaisse couverture de dépôts de mouvement de masse (Figures 13 et 16). En effet, il est recouvert sur toute sa longueur par des dépôts de coulées gravitaires récurrents associés à des événements successifs et distincts (Figure 24H). Les profils acoustiques de sous-surface ont permis de déterminer la position stratigraphique de cette forme d'écoulement glaciaire (Figures 16 et 31). Ainsi, l'esker est plus récent que les varves de l'unité 3 (~40 à ~30 ka cal. BP) puisqu'il se situe au-dessus de cette unité.

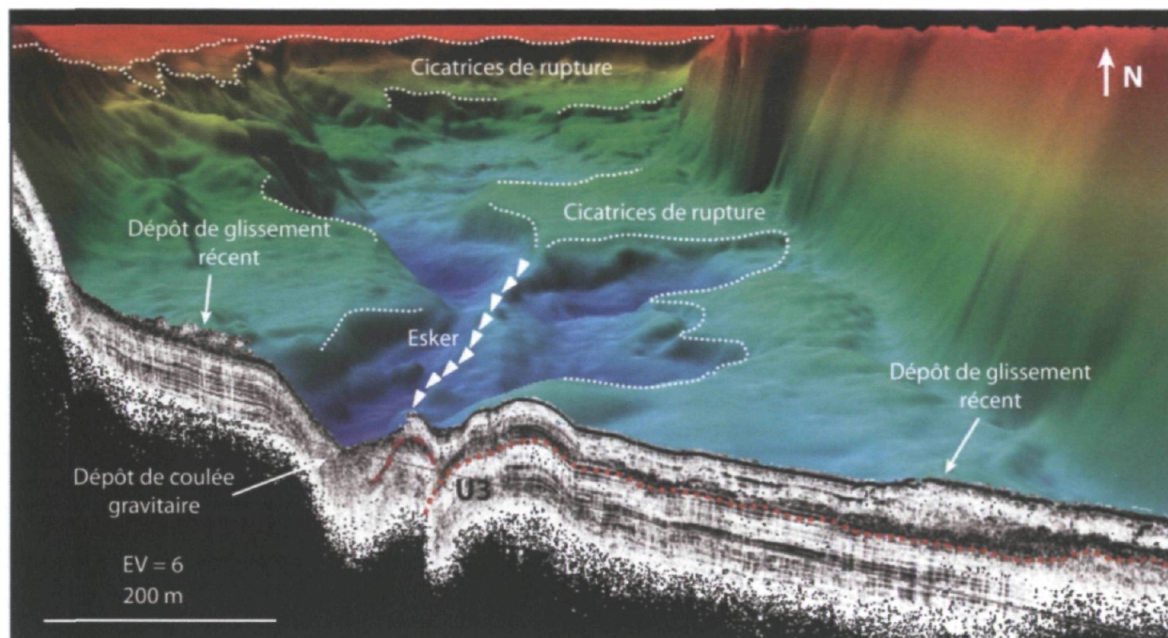


Figure 31: Assemblage de la bathymétrie et des données de sous-surface montrant la géomorphologie du lac Jacques-Cartier (exagération verticale = 6X).

## 4.4 Formes et dépôts terrestres

L'interprétation des photographies aériennes et les observations sur le terrain ont permis d'identifier des formes d'écoulement glaciaire sur les berges du lac et de caractériser les sédiments exposés dans la coupe de la rivière Jacques-Cartier au nord du lac.

### 4.4.1 Formes d'écoulement glaciaire

#### 4.4.1.1 Stries et roches moutonnées

Des formes d'écoulement glaciaire, telles que des stries et des roches moutonnées, sont présentes sur la rive est du lac (Figure 32A, B). Les stries ont été observées à 3 sites différents. Elles sont plutôt altérées et leur orientation varie entre  $210^{\circ}$  et  $230^{\circ}$ . Les roches moutonnées indiquent aussi un écoulement orienté vers le sud-ouest. Elles sont caractérisées par une forme typique soit un côté poli en amont de l'écoulement glaciaire et un côté abrupt en aval qui témoigne de l'arrachement des matériaux par la glace froide (Hans, 1947).

Des surfaces rocheuses polies sont également visibles à plusieurs endroits le long de la rive est du lac. Les stries et le poli glaciaire sont plus altérés sur les roches émergées

comparativement à celles situées sous l'eau. La présence d'un dépôt de sables et graviers consolidés sur les roches semble aussi avoir contribué à préserver ces formes d'écoulement glaciaires de l'altération.



Figure 32: A) Roche moutonnée; et B) stries glaciaires observées sur la rive centre-est du lac Jacques-Cartier.

#### 4.4.1.2 Chenaux perchés

Enfin, l'analyse des photographies aériennes a permis de répertorier trois chenaux perchés et inactifs à environ 3 km au nord du lac (Figure 33). La tête des chenaux se situe à environ 800 m d'altitude, à proximité de la ligne de partage des eaux entre les bassins versants de la rivière Jacques-Cartier, au sud, et Kénogami, au nord. Ils s'écoulent vers le lac Jacques-Cartier en s'incisant dans une crête rocheuse recouverte de till située dans la partie nord de la plaine d'épandage fluvio-glaciaire mise en place lors de la stabilisation glaciaire de Mars-Batiscan (Lajeunesse *et al.*, 2008). Des dépôts morainiques de forme concentrique indiquent la stabilisation d'une langue glaciaire à moins d'un kilomètre à l'ouest des chenaux. La largeur des chenaux varie entre 70 et 100 m et leur longueur entre 800 et 2500 m.

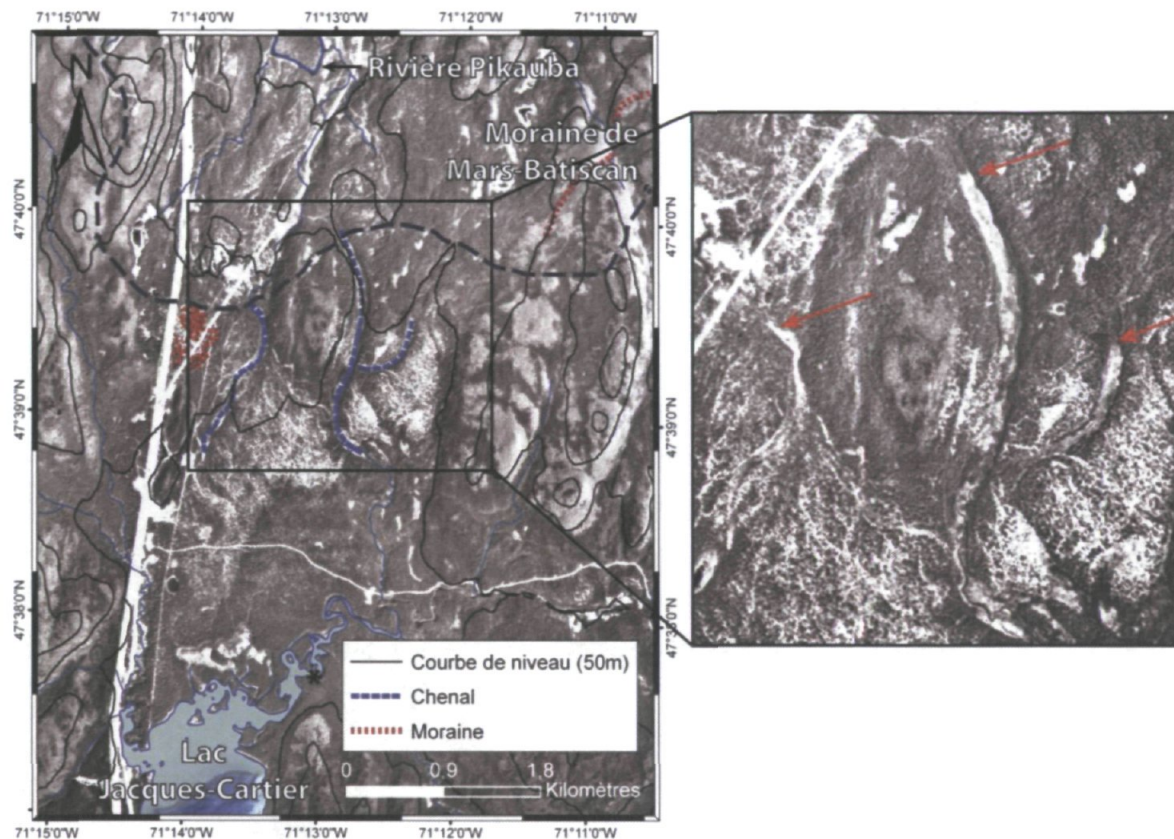


Figure 33: Chenaux perchés à une altitude de  $\sim 800$  m et moraines frontales situés au nord du lac Jacques-Cartier. Le trait constitué de longs pointillés correspond à la limite entre les bassins versants des rivières Jacques-Cartier, au sud, et Chicoutimi, au nord. L'étoile noire localise une unité de rides grimpanes observée dans une coupe stratigraphique de la rivière Jacques-Cartier.

#### 4.4.2 Sédiments exposés dans la coupe de la rivière Jacques-Cartier

##### 4.4.2.1 Rides grimpanes

Une unité de rides grimpanes a été observée dans des coupes stratigraphiques mises à jour dans les méandres de la rivière Jacques-Cartier au nord du lac ( $47^{\circ}37'42''\text{N}$ ;  $71^{\circ}13'\text{O}$ ) (Figures 33 et 34A). Cette unité, constituée d'une alternance de sédiments silto-argileux grisâtres et de sable brunâtre à rougeâtre a été datée à  $5740 \pm 34$  cal. BP. La partie émergée de l'unité mesure  $\sim 5$  m. La base de l'unité étant située sous le niveau de la rivière Jacques-Cartier, il est impossible de déterminer avec précision l'épaisseur de celle-ci. Les rides sont orientées vers le sud. L'amplitude des rides est plus importante à la base de la partie émergée de l'unité ( $\sim 15$  à  $\sim 25$  cm) et elle devient plus petite dans la partie supérieure ( $\sim 10$  à  $\sim 15$  cm). Les rides grimpanes se forment lorsque l'angle d'accumulation des rides est

supérieur à l'angle d'inclinaison sur le côté exposé au courant (Allen, 1982; Collinson et Thompson, 1982) (Figure 34B).

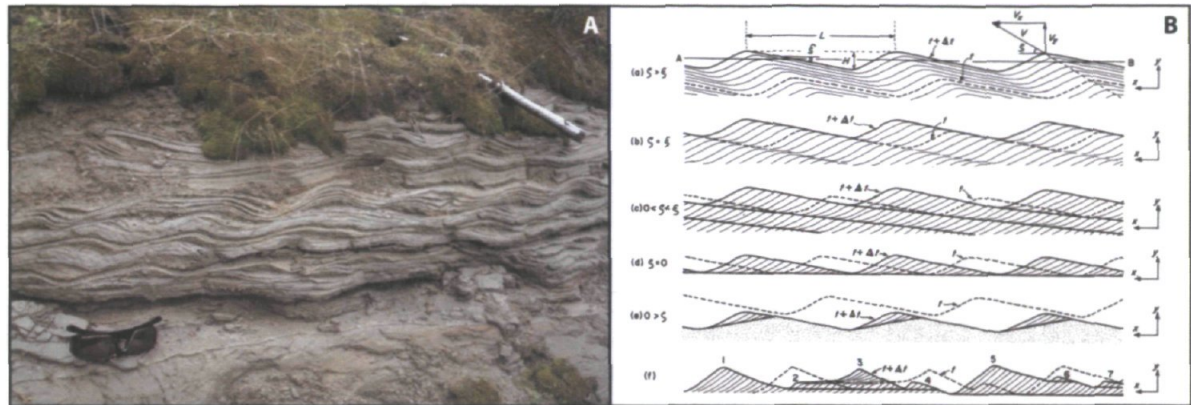


Figure 34: A) Rides grimpantes observées dans la rivière Jacques-Cartier au nord du lac Jacques-Cartier; B) Formation des rides grimpantes (Source: Allen, 1982).

La base de l'unité est caractérisée par des rides de plus grande amplitude (~30 à ~40 cm) qui se traduisent par des ondulations plus régulières et qui ne montrent qu'une très faible inclinaison (Figure 35A). Le poids et le mouvement des sédiments généré par l'empilement des rides entraînent la déformation des rides sous-jacentes et peuvent créer des ondulations de plus grande amplitude (Figure 35B) (Aario, 1971).

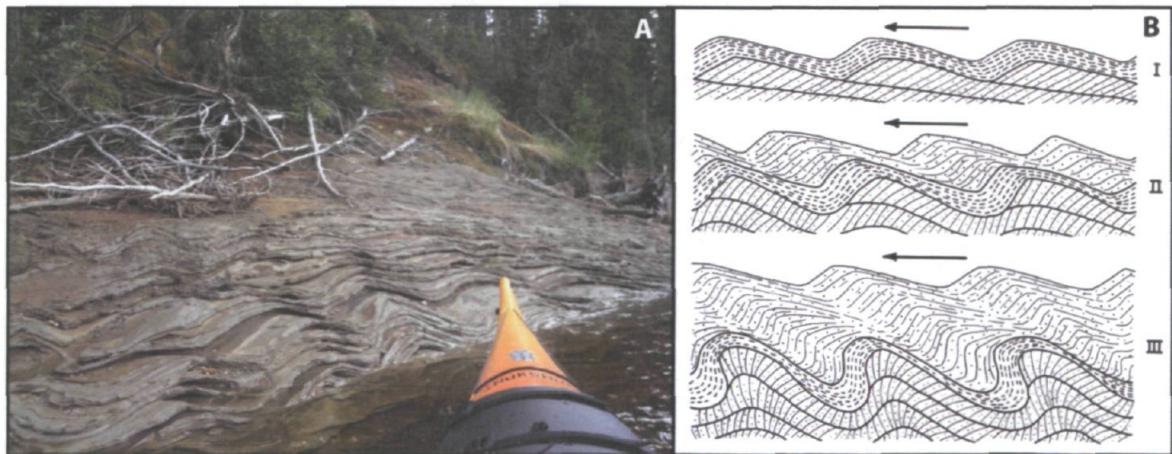


Figure 35: A) Rides observées dans la rivière Jacques-Cartier au nord du lac Jacques-Cartier; B) Déformation des sédiments à la base de rides grimpantes (Source: Aario, 1971).

#### 4.4.2.2 Déformations pénécotemporaines

Des déformations pénécotemporaines ont été observées au sein de l'unité de rides grimpantes dans la rivière Jacques-Cartier (Figure 36). Leur apparence se traduit par le

plissement voire même la contorsion des sédiments dans des portions restreintes et enclavées dans l'unité. Les déformations observées ne dépassent pas 1 m de largeur et de hauteur. Elles ont été répertoriées à diverses positions stratigraphiques toutefois, elles se concentrent surtout à la base de la partie émergée de l'unité.



Figure 36: Déformations pénécontemporaines observées dans la rivière Jacques-Cartier au nord du lac.

Les déformations pénécontemporaines, ou *soft-sediment deformations*, sont des déformations généralement presque synchrones à la sédimentation. Elles ont cours très peu de temps après la sédimentation, avant que le dépôt ne soit consolidé et recouvert de plusieurs centimètres de sédiment (Blatt *et al.*, 1980). La liquéfaction joue un rôle important dans la formation de ces structures. Il s'agit de la perturbation *in situ* du support mutuel entre les grains des sédiments. Elle résulte d'une augmentation de la pression interstitielle entre les particules, ce qui cause une réduction de la résistance au cisaillement. L'arrangement des particules sédimentaires se trouve alors modifié de sorte que les grains (dans les sédiments grossiers) ne se touchent plus entre eux. Les sédiments perdent alors leur cohésion et deviennent plus sensibles aux mouvements gravitaires ou encore aux variations du gradient de pression à l'intérieur d'une même unité sédimentaire. Il y a ensuite une recompaction des sédiments. Si la recompaction est plus dense, il y aura alors formation de structures d'échappement d'eau (Allen, 1982).

## Chapitre 5

### Évolution tardi-quadernaire du lac Jacques-Cartier

#### 5.1 Contexte préglaciaire et Wisconsinien inférieur

La présence des sédiments de l'unité 3 (~40 à ~30 ka cal. BP), qui recouvrent d'une façon conforme le chenal à méandres dans le bassin central du lac, indique que l'érosion du chenal central du lac est antérieure à la déposition de cette unité (Figure 24A). De plus, l'absence de contact d'érosion le long du chenal, qui indiquerait que le chenal se soit incisé dans les sédiments déjà en place de l'unité 3, vient appuyer cette affirmation. Ainsi, l'âge relatif du chenal est antérieur à ~40 ka cal. BP. Ces observations indiquent que le chenal aurait été érodé par des processus fluviaux lors d'interglaciaires et aurait été préservé, du moins partiellement, de l'érosion glaciaire lors de la glaciation wisconsinienne. L'idée d'anciennes vallées érodées par des processus fluviaux lors des interglaciaires et préservées à travers de multiples glaciations a été évoquée déjà par quelques auteurs au Canada (e.g. Rains *et al.*, 1993; Munro-Stasiuk, 2003) et en Europe (e.g. Montgomery et Korup, 2011; Dixon, 2011; Fiore *et al.*, 2011). Certaines études suggèrent que la déposition de sédiments dans les vallées lors d'interglaciaires peut jouer un rôle important dans la protection contre l'érosion glaciaire (Rains *et al.*, 1993; Montgomery et Korup, 2011; Dixon, 2011). Ces vallées sont en effet, des zones préférentielles d'accumulation des sédiments avant et lors des glaciations (Munro-Stasiuk, 2003).

Cependant, l'idée que la formation du chenal central du lac Jacques-Cartier pourrait être contemporaine à la glaciation, mais antérieure au MIS 3, n'est pas à écarter. Cette hypothèse implique que l'érosion du chenal aurait été effectuée par les eaux de fonte sous la base tempérée de l'Inlandsis laurentidien. La présence d'un système de fractures qui affecte déjà la roche en place dans la Réserve faunique des Laurentides avant la glaciation wisconsinienne a été révélée par l'analyse d'images satellite radar à synthèse d'ouverture (Roy *et al.*, 1993). Selon Munro-Stasiuk (2003), les vallées et fractures existantes deviennent des avenues préférentielles pour la circulation et l'accumulation de l'eau sous le glacier. L'existence de systèmes hydrologiques dynamiques sous la calotte antarctique a



fait l'objet de nombreuses études (Gray *et al.*, 2005; Wingham *et al.*, 2006; Fricker *et al.*, 2007; Pattyn, 2008) et il semble que des systèmes similaires auraient existé sous l'Inlandsis laurentidien (Munro-Stasiuk, 2003; Evatt *et al.*, 2006; Gao, 2011).

La perte du signal acoustique ne permet pas de déterminer la profondeur du chenal ni sa morphologie à la base. L'acquisition de profils sismiques utilisant des sources de plus forte énergie engendrerait une plus grande pénétration dans les sédiments et permettrait de préciser l'origine du chenal.

## 5.2 Wisconsinien moyen

Les âges radiocarbone situés entre ~40 et ~30 ka cal. BP indiquent que les sédiments glaciolacustres de l'unité 3 ont été mis en place lors de l'interstade du Wisconsinien moyen (65 à 23 ka BP) (MIS 3). Étant situées près de la limite des âges radiocarbone, ces dates pourraient être considérées comme suspectes. En considérant les dates radiocarbone erronées, l'origine glaciolacustre des sédiments de l'unité 3 pourrait être associée à la stabilisation glaciaire qui a permis la mise en place de la moraine de Mars-Batiscan au nord du lac lors du Dryas récent. Cependant, nous considérons ces dates comme fiables pour les raisons suivantes : 1) la position stratigraphique de l'esker au-dessus des sédiments de l'unité 3 indique que leur mise en place est antérieure à la dernière avancée glaciaire; 2) en supposant la rythmicité annuelle de ces couches, l'intervalle de temps représenté par l'accumulation des sédiments est trop long pour que leur origine soit associée à la déglaciation. En effet, un couplet mesure entre ~2,5 mm et ~5 mm d'épaisseur et l'épaisseur de l'unité 3 sur les profils de sous-surface est d'environ 15 m. L'unité 3 représente donc un intervalle de temps d'au moins 3000 ans. La stabilisation de Mars-Batiscan s'étend quant à elle sur une période d'une durée approximative de 400 à 700 ans (Occhietti *et al.*, 2011); 3) des sédiments glaciolacustres (unité 5) datés à 13 170 cal. BP sont situés immédiatement au-dessus de l'unité 3; et 4) le nombre de dates situées dans l'intervalle ~40 à ~30 ka cal. BP (8 dates) et acquises de 3 laboratoires différents vient appuyer l'authenticité des âges obtenus. La plus jeune date obtenue pour les sédiments de l'unité 3 ( $6784 \pm 140$  cal. BP) a été écartée pour les raisons énumérées précédemment soit la position stratigraphique de l'échantillon sous des sédiments plus vieux, son poids minime et la possibilité de contamination lors de l'échantillonnage.

La plupart des enregistrements sédimentaires présentant une rythmicité annuelle observés dans des lacs proviennent d'un environnement proglaciaire (Smith, 1997 *In* Lamoureux, 1999). Or, les sédiments de l'unité 3 présentent des caractéristiques typiques des varves observées dans les lacs arctiques et non-glaciaires du Canada contrôlés par un régime nival (e.g. Lamoureux, 1999; Francus *et al.*, 2002; Cuven *et al.*, 2011). La régularité des varves de l'unité 3 suggère en effet qu'elles ont été contrôlées par des forçages hydrométéorologiques plutôt que par un glacier (Desloges et Gilbert, 1994). La présence de matière organique terrestre dans les sédiments de l'unité 3 suggère l'absence d'un couvert de glace sur le lac et les rythmites reflètent l'impact d'un changement saisonnier sur la sédimentation. Ces facteurs indiquent donc que le lac Jacques-Cartier aurait évolué dans un environnement libre de glace lors du Wisconsinien moyen.

L'uniformité dans la déposition des sédiments peut être le résultat d'écartés modérés de températures et de précipitations, d'un apport fluvial constant, de l'absence de tempête ou d'événement climatique extrême et d'une activité tectonique limitée (Desloges et Gilbert, 1994). La régularité des rythmites, notamment vers le haut de l'unité, suggèrent que le lac Jacques-Cartier était alimenté par un bassin versant de faible superficie caractérisé par l'absence de glacier. Les tributaires étaient probablement alimentés principalement par la fonte des neiges. Des varves de régime nival ont été observées dans des lacs du Canada arctique (Gajewski *et al.*, 1997; Hughen *et al.*, 2000; Braun *et al.*, 2000; Francus *et al.*, 2002; Hambley et Lamoureux, 2006; Cuven *et al.*, 2011). Elles constituent un enregistrement annuel de l'intensité de la fonte des neiges et de d'autres variantes climatiques. Dans l'arctique canadien, il a été observé que le volume de neige accumulé au sol durant l'hiver et l'intensité de la fonte des neiges contrôlent le ruissellement au printemps et l'apport de sédiment vers les cours d'eau (Forbes et Lamoureux, 2005; Cockburn et Lamoureux, 2008; Cuven *et al.*, 2010). L'origine proglaciaire des varves de l'unité 3 n'est pas à écarter. Toutefois, leur épaisseur millimétrique suggère un taux de sédimentation relativement faible et donc, l'éloignement de la source glaciaire.

La succession de réflexions parallèles indique l'alternance entre des sédiments de densité différente. La variation d'amplitude entre la base et la partie sommitale de l'unité témoigne de la différence d'intensité de la décharge des eaux de fonte lors de la mise en place des sédiments. Les varves plus épaisses à la base de l'unité (U3a) témoignent d'un milieu sédimentaire de plus haute énergie caractérisée par une plus forte charge en suspension et subissant probablement l'influence du front glaciaire en recul. La diminution de l'épaisseur des varves vers le haut de l'unité (U3b) indique une diminution de l'apport sédimentaire. La formation de nouveaux lacs qui emmagasinent des sédiments lors du retrait de la marge glaciaire peut réduire l'apport de sédiment vers les lacs situés plus en aval (Desloges et Gilbert, 1994). Les réflexions parallèles de faible amplitude acoustique correspondent à des variations discrètes et régulières de l'apport sédimentaire qui est contrôlé par des facteurs hydrométéorologiques. La régularité des rythmites vers le haut de l'unité indique une stabilité du climat, de la fonte des neiges et des précipitations. Ces réflexions de faible amplitude sont entrecoupées de réflexions de plus forte amplitude qui indiquent la présence de couches de sédiments plus denses provenant sans doute d'apports sédimentaires épisodiques plus importants, possiblement des crues (Gilbert *et al.*, 1997; Turgeon *et al.*, 2003). Enfin, la présence de graviers dans la partie sommitale de l'unité 3 correspond sans doute à des débris délestés lors de la réavancée du front glaciaire sur le lac.

L'absence de glace dans la région du lac Jacques-Cartier au MIS 3 est contradictoire avec le plus récent modèle de récession des glaces lors du Wisconsinien moyen (Dyke *et al.*, 2002). En effet, dans le sud du Québec, Dyke *et al.* (2002) placent la marge de l'inlandsis à la limite de la vallée du St-Laurent (Figure 3D). Or, dans la région de Québec, la position du front glaciaire a été interpolée à partir de dates  $< 30 \text{ ka } ^{14}\text{C BP}$  qui se situent près du lac Ontario et près de la limite entre le Maine, le Nouveau-Brunswick et la Gaspésie (Dyke *et al.*, 2002). Ce modèle, à l'échelle continentale, demeure donc imprécis pour qualifier les fluctuations régionales de la marge glaciaire. Ainsi, le lac Jacques-Cartier étant situé à seulement  $\sim 100 \text{ km}$  au nord du fleuve St-Laurent, la dérogation par rapport au modèle de Dyke *et al.* (2002) peut être considérée mineure. Par ailleurs, de nombreuses études ont révélé la présence de sédiments subaquatiques datés entre  $\sim 52$  et  $\sim 28 \text{ ka BP}$  en Fennoscandinavie et suggèrent ainsi l'absence de glace dans cette région lors du MIS 3 (Brown *et al.* 2007; Helmens *et al.*, 2007, 2009; Ukkonen *et al.* 2007; Mangerud *et al.*

2008, 2010; Helmens et Engels, 2010; Alexanderson *et al.*, 2010; Wohlfarth, 2010; Anjar *et al.*, 2012). Sur le territoire québécois, l'absence de glace durant cette période n'a pas été démontrée. Cependant, les dates pré-tardi-wisconsinienne trouvées à Schefferville (Granberg et Krishnan, 1984), à l'Île aux Coudres (Brodeur et Allard, 1985) et à Pingualuit (Guyard *et al.*, 2011) ont soulevé plusieurs questionnements.

Nous ne pouvons pas préciser l'étendue du recul puisqu'une grande partie des dépôts associés à la position du front glaciaire au Wisconsinien moyen a sans doute été érodée par la réavancée des glaces au DMG. L'acquisition de nouvelles dates dans la région permettrait de préciser ce recul glaciaire et éventuellement, de le délimiter avec plus de certitude. Aucune différence marquante de l'épaisseur de l'unité à travers le lac n'a été constatée. La direction du retrait glaciaire ne peut donc pas être déterminée à partir de la répartition spatiale de l'unité sismostratigraphique. La présence d'un faciès caractérisé par une alternance de silt et d'argile (unité 3) à une profondeur d'environ 2 m, indique que le niveau du lac était vraisemblablement plus élevé que le niveau actuel lors de la déposition de cette unité. Cependant, l'absence de terrasses lacustres ou de deltas perchés autour du lac ne nous permet pas d'estimer le niveau du lac Jacques-Cartier à cette époque. Les indices marquant le niveau du lac au Wisconsinien moyen ont probablement été effacés lors du DMG.

### **5.3 Dernier maximum glaciaire**

La présence des sédiments de l'unité 3 (~40 à ~30 ka cal. BP) dans la séquence stratigraphique du lac Jacques-Cartier témoigne non seulement de l'existence du lac au Wisconsinien moyen, mais aussi de la préservation de ces sédiments de l'érosion glaciaire lors de la réavancée de l'inlandsis au Wisconsinien supérieur. De nombreuses études ont observé l'enregistrement de multiples avancées glaciaires en milieux lacustres (e.g. Waldmann *et al.*, 2010; Fiore *et al.*, 2011). Dans le lac Jacques-Cartier, le contact caractérisé par un hiatus sédimentaire entre les unités 3 et 5 démontre l'existence d'une période de non-déposition dans le lac. De plus, l'absence de till dans la séquence stratigraphique entre les sédiments de l'unité 3 et les sédiments glaciolacustres de l'unité 5 suggère l'isolation du système lacustre et l'impact négligeable du glacier sur le lac. L'absence de till et la préservation des sédiments de l'unité 3 lors du DMG peuvent

s'expliquer par : 1) un régime de glace à base froide; et 2) la subsistance du lac Jacques-Cartier dans un environnement sous-glaciaire.

La subsistance du lac Jacques-Cartier lors de la réavancée de l'inlandsis pourrait s'expliquer par la transition directe d'un environnement proglaciaire à sous-glaciaire. L'existence de lacs sous-glaciaires a déjà été démontrée sous l'inlandsis laurentidien (Munro-Stasiuk, 2003; Evatt *et al.*, 2006; Christoffersen *et al.*, 2008), en Europe (McCabe et O'Cofaigh, 1994) et sous l'inlandsis de l'Antarctique (Oswald et Robin, 1973; Bell *et al.*, 2007; Wingham *et al.*, 2006; Pattyn, 2008). Divers travaux se sont orientés vers l'explication de la subsistance de lacs préglaciaires lors de réavancées glaciaires (e.g. Doran *et al.*, 2003; Pattyn, 2004, 2008; Briner *et al.*, 2007; Christoffersen *et al.*, 2008). Ainsi, des études soutiennent que la formation d'un couvert de glace pérenne peut sceller un lac avant qu'il ne soit recouvert par le glacier et donc, le protéger de toute érosion ou déformation glaciaire (Figures 37 et 38) (Doran *et al.*, 2003; Briner *et al.*, 2007). D'autres travaux suggèrent que les lacs sous-glaciaires de grande superficie ont la capacité d'affecter les conditions thermales à la base des glaciers par la congélation de l'eau du lac au contact de la glace (e.g. Jouzel *et al.*, 1999; Bell *et al.*, 2002, 2007) ou encore, que l'interaction entre la surface du lac et la glace qui le recouvre est caractérisée par un *slippery spot* (Pattyn, 2004, 2008). Dans ces deux cas, le passage du glacier sur un lac engendre une augmentation de la vitesse d'écoulement de la glace en raison d'une diminution de la résistance au cisaillement à l'interface entre l'eau et le glacier. Cette diminution de la friction entraîne une augmentation de la vitesse d'écoulement du glacier et produit un aplanissement de la surface de la glace au-dessus du lac. La surface ainsi aplanie provoque une diminution du potentiel hydraulique sous-glaciaire et empêche l'eau de se drainer du bassin lacustre lors du passage du glacier (Pattyn, 2004).

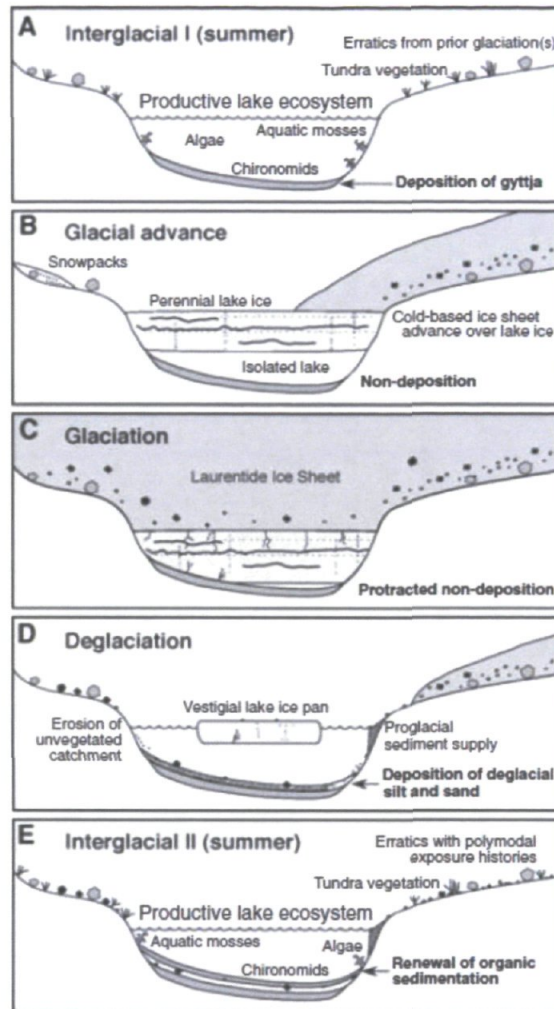


Figure 37: Modèle de la subsistance d'un lac sous l'avancée d'un glacier. La formation d'un couvert de glace pérenne sur le lac protège le bassin lacustre de l'érosion glaciaire (Briner *et al.*, 2007).

## 5.4 Déglaciation

### 5.4.1 Retrait glaciaire

La présence d'un esker surplombant les sédiments rythmés de l'unité 3 (~40 à ~30 ka cal. BP) et drapés des sédiments lacustres de l'unité 5 dans le bassin central du lac Jacques-Cartier indique que le glacier a touché le fond du lac lors de la déglaciation. Or, cette observation pose problème à l'interprétation puisqu'elle semble de prime abord divergente avec les affirmations précédentes quant à la préservation des sédiments de l'unité 3 et à la subsistance du lac Jacques-Cartier lors du Wisconsinien supérieur.

Selon les données qui nous sont disponibles, nous émettons l'hypothèse que l'esker pourrait avoir été mis en place lors d'une vidange du lac sous-glaciaire Jacques-Cartier (Figure 38). La stabilité des lacs sous-glaciaires et leur vidange a fait l'objet de nombreux travaux (Gray *et al.*, 2005; Wingham *et al.*, 2006; Evatt *et al.* 2006; Fricker *et al.*, 2007; Bell *et al.*, 2007; Pattyn, 2008). Les lacs sous-glaciaires sont reconnus pour être des environnements relativement stables et caractérisés par un long temps de résidence et une circulation faible et lente de l'eau (Kapitsa *et al.*, 1996; Siegert *et al.*, 2001). Toutefois, les travaux de Pattyn (2008) ont démontré que de faibles changements de la pente à la surface de la glace sont suffisants pour engendrer le drainage d'un lac sous-glaciaire. Ainsi, le drainage d'un lac sous-glaciaire peut être considéré comme un événement commun dans la dynamique des systèmes hydrologiques sous-glaciaires (Shoemaker, 1991; Munro-Stasiuk, 2003; Wingham *et al.*, 2006; Pattyn, 2008) et pourrait même se produire selon une certaine périodicité (Evatt *et al.*, 2006). En effet, l'équilibre hydrostatique entre le glacier et le lac est contrôlé par un système de rétroaction positive qui peut entraîner de fréquentes décharges du lac (Pattyn, 2008) et influencer les mouvements du glacier en surface. En observant les changements rapides de l'altitude de la glace à la surface des lacs sous-glaciaires au moment de leur vidange, Wingham *et al.* (2006) proposent le transfert et la décharge des eaux sous-glaciaires, d'un lac à l'autre, via un réseau hydrologique interconnecté sous le glacier. Il semble que les lacs qui subissent une décharge sont conséquemment remplis à nouveau. Ces études nous mènent donc à émettre l'hypothèse que le lac sous-glaciaire Jacques-Cartier aurait pu subir une telle décharge au tardi-glaciaire. Ainsi, la surface de la glace se serait abaissée et conséquemment le glacier aurait momentanément atteint le fond du lac permettant la déposition de l'esker.

Quoi qu'il en soit, le contact non érosif entre l'unité 3 et l'unité glaciolacustre sus-jacente (unité 5) démontre que l'appui du glacier sur le plancher lacustre n'a pas causé d'érosion ou de déformations sédimentaires majeures. Ces observations suggèrent que la déposition de l'esker s'est effectuée dans un court intervalle de temps, probablement vers la toute fin du retrait des glaces sur le lac, et que le mouvement du glacier au fond du lac a vraisemblablement été négligeable, probablement caractérisé par une fonte *in situ*. De nombreuses études ont démontré que les eskers peuvent se déposer sous une glace

stagnante (Coupland *et al.*, 1980; Hebrand et Amark, 1989; Brennand, 2000; Delaney, 2001). Des moraines mamelonnées, donc de nature stagnante, présentes au sud et au sud-est du lac Jacques-Cartier témoignent d'ailleurs de la fonte de la glace par décrépitude dans la région proximale du lac (Poulin et Thériault inc., 1990). Des exemples de contact de type conforme entre du till surplombant des sédiments glaciolacustres ont été répertoriés en Europe (McCabe et O'Cofaigh, 1994; Fiore *et al.*, 2011) et au Canada (Govare et Gangloff, 1991; Munro-Stasiuk, 2003; Eyles *et al.*, 2003) et démontrent que le glacier n'érode pas de façon universelle tout l'enregistrement sédimentaire déposé préalablement à son passage (Briner *et al.*, 2007). Dans le cas du lac Jacques-Cartier, l'absence de till dans la séquence stratigraphique, entre les unités 3 (~40 à ~30 ka cal. BP) et 4 (~13 170 cal. BP), demeure suspecte et inexpiquée.

#### **5.4.2 Stabilisation du front glaciaire**

Les sédiments de l'unité 5 présentent également des caractéristiques acoustiques typiques des rythmites mises en place dans des milieux glaciolacustres (Mullins et Hinchey, 1989; Eyles *et al.*, 1990, 1991; Shilts et Clague, 1992; Ouellet, 1997; Turgeon *et al.*, 2003). L'alternance franche de couches argileuses grisâtres et noires témoigne de l'influence de variations saisonnières sur la sédimentation. La couleur grise des argiles suggère un apport influencé par une source glaciaire (Powell, 1983; Lajeunesse et Allard, 2003). Il s'agit probablement de la déposition de la charge en suspension des eaux d'épandage fluvio-glaciaire. Les couches de couleur noire supposent une forte teneur en matière organique. La présence de petits graviers à la base de l'unité est indicatrice de la proximité du glacier et du vèlage d'icebergs qui contribue à l'ablation de la marge glaciaire. La diminution vers le haut de la concentration de graviers témoigne du recul du front glaciaire. Les sédiments de cette unité présentent des caractéristiques similaires aux varves de type monosulfites décrites et observées par Elverhøi *et al.* (1980, 1983), Görlich (1986) et Lajeunesse et Allard (2003). Les monosulfites sont des couches annuelles typiques des environnements proglaciaires distaux affectés par un fort taux d'accumulation (Görlich, 1986). Ces couches sont préservées par une sédimentation rapide qui limite la décomposition de la matière organique et ainsi sa transformation en pyrite (Berner, 1984; Stevens, 1990). La pyrite est un composé de fer et de soufre ( $\text{FeS}_2$ ) et la quantité de pyrite qui peut se former dans les



sédiments est contrôlée par la disponibilité en matière organique décomposable. Si la matière organique ne se décompose pas car l'apport sédimentaire subséquent est trop rapide et important, il y a formation de couches de monosulfites, c'est-à-dire, un composé ne contenant qu'un seul atome de soufre (S) (Berner, 1984). Ainsi, les sédiments de l'unité 5 témoignent d'une abondante productivité au printemps et d'un apport sédimentaire clastique important durant la saison estivale (Elverhøi *et al.*, 1980; Lajeunesse et Allard, 2003). Leur rythmicité est donc probablement annuelle. Enfin, l'analyse des propriétés chimiques de ces sédiments permettrait de vérifier si, en effet, il y a une plus forte teneur en soufre dans ces couches noires. D'autres datations radiocarbones et le comptage des varves permettraient de confirmer la rythmicité annuelle de ces couches.

Les sédiments de l'unité 5 indiquent une stabilisation du front glaciaire d'une courte durée (de ~35 à ~40 couplets) au nord du lac vers la fin de la glaciation (Figure 38). Les caractéristiques et l'âge de cette unité permettent de corréliser ces sédiments glaciolacustres à la stabilisation glaciaire de Mars-Batiscan. La déposition de la moraine de Mars-Batiscan, située à ~2 km au nord du lac, est associée à la fin du Dryas récent (12 200 à 11 500 cal. BP) (Occhietti *et al.*, 2011). Cependant, l'âge obtenu pour l'unité 5 est de  $13\,170 \pm 92$  cal. BP. Cet écart pourrait s'expliquer par le contexte topographique de la région ou par un effet réservoir dans le lac ayant vieilli cet échantillon. La position du front glaciaire est influencée par les variations climatiques, mais aussi par la topographie. La pente au front de l'inlandsis favorise la convergence de l'écoulement glaciaire dans les dépressions des plateaux laurentiens. Ainsi, le front morainique de St-Narcisse est constitué de lobes, notamment dans les vallées, et de creux, situés principalement sur les plateaux, dont le Parc des Laurentides (Occhietti *et al.*, 2011). La localisation du lac Jacques-Cartier sur le horst du bloc tectonique Jacques-Cartier pourrait donc expliquer que la région ait été déglacée légèrement avant l'âge qui est admis pour le complexe de Mars-Batiscan et même celui de St-Narcisse (12 800 à 12 200 cal. BP) (Occhietti *et al.*, 2011). Toutefois, cette hypothèse demeure très spéculative. Il est probable que l'âge obtenu pour les sédiments de l'unité 5 ait été faussement vieilli de quelques centaines d'années à près de 1000 ans. En effet, les datations radiocarbones sur des sédiments organiques lacustres (*bulk*) sont enclines à des incertitudes temporelles en raison de l'effet réservoir dans les lacs (Godwin, 1951; Deevey *et al.*, 1954; Broecker et Walton, 1959; MacDonald *et al.*, 1991; Yu *et al.*,

2007). Le vieillissement des âges radiocarbone causé par l'effet réservoir dans les lacs peut être de l'ordre de ~1000 à ~2000 ans (Godwin, 1951; Deevey *et al.*, 1954; Broecker et Walton, 1959; Yu *et al.*, 2007). Parce que le mélange entre le carbone atmosphérique et le carbone autochtone lacustre peut être incomplet dans les bassins profonds, les organismes subaquatiques modernes peuvent être appauvris en  $^{14}\text{C}$  et peuvent donner des âges faussement vieillis. Le vieillissement du  $^{14}\text{C}$  dans les lacs peut aussi être causé par l'introduction de vieux carbone dans le système lacustre (Yu *et al.*, 2007). L'apport de carbone inorganique allochtone provenant des rivières (Nelson *et al.*, 1988; Benson, 1993; Abbott et Stafford, 1996; Xu et Zheng, 2003) ou des eaux de fonte glaciaire (Hillaire-Marcel *et al.*, 1979; Karrow, 1981; Occhietti et Richard, 2003) peut provoquer un tel vieillissement. L'échantillon soumis pour la datation radiocarbone de l'unité 5 provenait de l'une des couches organiques des monosulfites. Son origine glaciolacustre et sa forte teneur en matériel organique autochtone rendent donc l'âge de cet échantillon sujet à des incertitudes. D'autres datations au sein de cette unité permettraient de mettre en lumière cette divergence par rapport au modèle existant (Occhietti *et al.*, 2011). Par ailleurs, étant de l'ordre de ~1000 à ~2000 ans, le vieillissement des âges radiocarbone causé par l'effet réservoir dans les milieux lacustres (Godwin, 1951; Deevey *et al.*, 1954; Broecker et Walton, 1959; Yu *et al.*, 2007) ne peut être retenu contre l'origine interstadaire des sédiments de l'unité 3 (~40 à ~30 ka cal. BP).

Néanmoins, le contact graduel entre l'unité 5 et l'unité 7 est caractérisé par l'amincissement des lits vers le haut et suggère le recul progressif du front glaciaire ainsi que la réduction de la charge en suspension dans le lac (Heirman *et al.*, 2011). Le passage régulier des sédiments grisâtres à brunâtres indique la diminution graduelle de l'influence du glacier, de la reprise de la couverture végétale dans le bassin versant et de la mise en place d'une sédimentation à plus forte teneur en matière organique. L'apport sédimentaire vers le lac devient alors majoritairement fluvial.

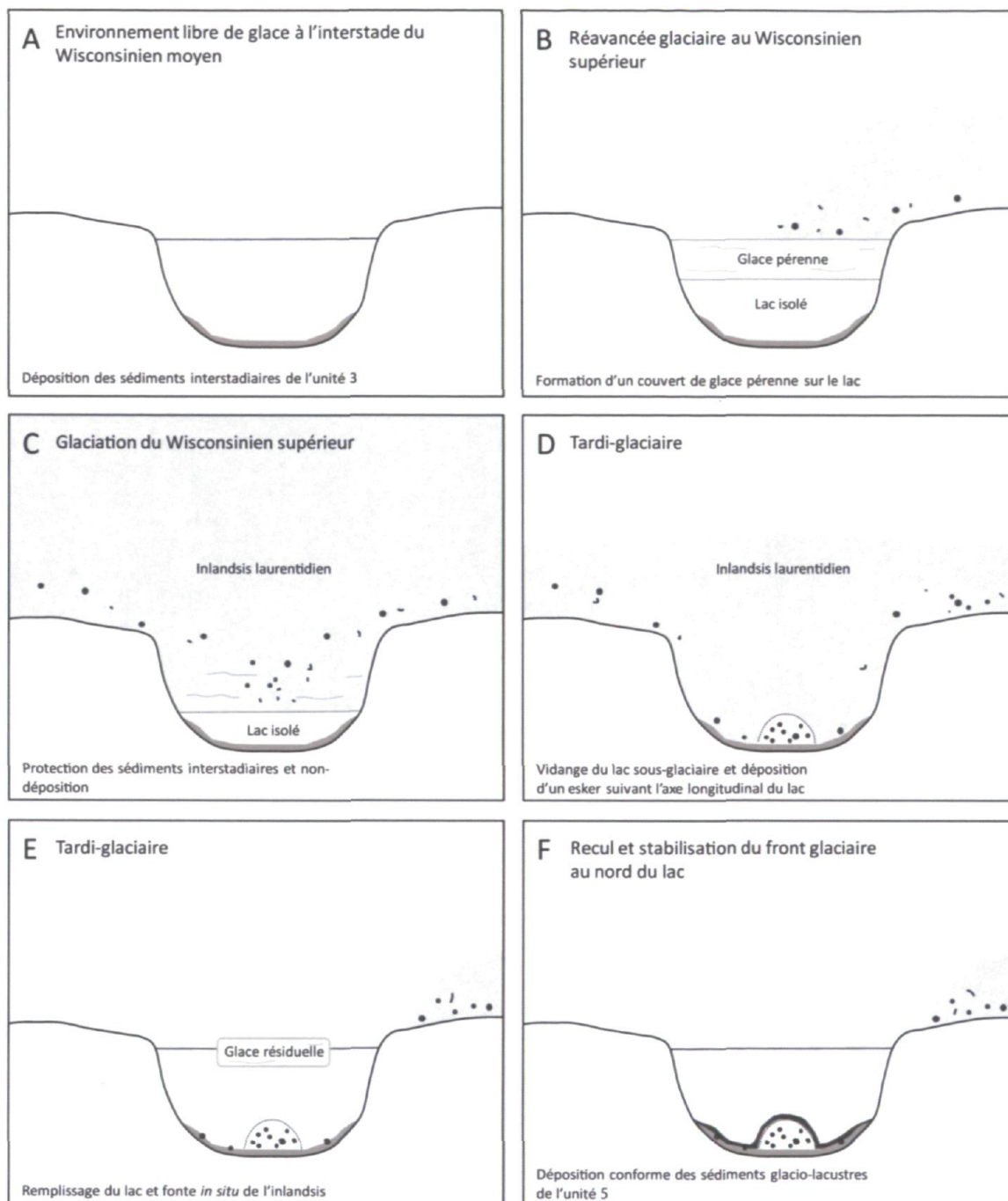


Figure 38: Modèle de l'évolution du lac Jacques-Cartier lors de la glaciation wisconsinienne : A) Le lac évolue dans un environnement libre de glace lors du Wisconsinien moyen; B) Un couvert de glace pérenne protège le lac lors de la réavancée glaciaire au Wisconsinien supérieur; C) Le lac Jacques-Cartier est préservé dans un environnement sous-glaciaire; D) Une vidange du lac vers la fin de la glaciation permet la déposition d'un esker dans le bassin central du lac; E) Le lac se remplit à nouveau et le recul glaciaire est caractérisé par une fonte *in situ*; F) La stabilisation du front glaciaire au nord du lac permet la déposition des sédiments glaciolacustres de l'unité 5.

## 5.5 Dynamique holocène

### 5.5.1 Crues durant l'Holocène inférieur à moyen

La formation des rides grimpantes dans le nord de la rivière Jacques-Cartier a vraisemblablement nécessité une déposition très rapide de la charge en suspension combinée avec suffisamment de traction sur le lit pour produire la forme de la ride, mais pas assez pour éroder complètement les sédiments sur le côté exposé au courant (Blatt *et al.*, 1980). Un courant relativement fort et dont l'intensité peut varier inopinément a donc été nécessaire à la formation de ces rides grimpantes. Ce type de structure se trouve dans peu de faciès sédimentaires, notamment dans des séquences turbiditiques et des dépôts mis en place lors de crues (Obermeier, 1996). Avec la présence, dans l'unité 7, de sédiments présentant les caractéristiques des hyperpycnites, ces structures suggèrent un apport sédimentaire rapide et dynamique entre ~8000 et ~5000 cal. BP. Toutefois, l'absence de glace dans la région depuis ~10,2 ka cal. BP selon Dyke *et al.* (2003) et ~10,8 ka cal. BP selon Occhietti *et al.* (2011) soulève des questionnements quant à l'origine de ces apports sédimentaires associés à des crues durant cette période.

L'apport sédimentaire durant l'Holocène inférieur à moyen dans le lac Jacques-Cartier pourrait s'expliquer par l'existence d'un lac d'obturation au nord qui se vidange occasionnellement dans le lac lors d'épisodes de crues. L'existence de lacs d'obturation glaciaire sur les plateaux laurentiens a déjà fait l'objet de nombreux travaux (Naldrett, 1988; Govare et Gangloff, 1991; Govare, 1995; Fleury, 2008). En effet, lors de la déglaciation, le front de l'inlandsis restreignait l'écoulement des eaux de fonte glaciaire vers le nord. Ainsi, des lacs alimentés par les eaux de fonte ont pris forme dans les dépressions topographiques naturelles et glacio-isostatiques situées entre le front de la marge glaciaire et les zones de topographie plus élevée au nord. Dans le cadre d'une étude dans le secteur de la rivière Pikauba, la firme Poly-Géo (2010) a recelé l'existence d'un paléolac d'obturation dans la vallée de la rivière Pikauba juste au nord du lac Jacques-Cartier, dans le bassin versant de la rivière Chicoutimi. Contrairement à la plupart des paléolacs d'obturations de la région qui étaient de faible profondeur et qui n'ont permis que la déposition de sable et gravier, le paléolac de la vallée Pikauba devait atteindre plus d'une

centaine de mètres de profondeur. La rétention des eaux lacustres dans la vallée Pikauba a permis la mise en place de dépôts silto-argileux, silto-sableux et sableux sur une épaisseur supérieure à 50 m par endroits (Pâquet et Beaulieu, 2010).

Les bassins de rétention lacustre de contact glaciaire qui occupent les dépressions topographiques sont généralement semi-permanents. Leur existence varie de quelques centaines à quelques milliers d'années et ils tendent à s'agrandir puis à se drainer lors du recul de la marge glaciaire (Menziès, 2002). Dans le cas du lac Jacques-Cartier, l'hypothèse est que le paléolac d'obturation Pikauba était d'abord un lac d'obturation glaciaire qui aurait perduré après le retrait complet de l'inlandsis de la région. Au sud, le paléolac Pikauba était retenu par la moraine de Mars-Batiscan, tout juste à la limite entre les bassins versants des rivières Jacques-Cartier et Chicoutimi. Au nord, il était retenu par un barrage naturel qui restreignait son écoulement vers le lac Kénogami. Un point d'étranglement dans la vallée de la rivière Pikauba pourrait correspondre à l'emplacement du barrage responsable de la rétention du paléolac (Figure 39). Ainsi, un dépôt de mouvement de masse ou encore l'accumulation de débris morainiques aurait pu obstruer la vallée Pikauba vis-à-vis cet étranglement. Outre les hyperpycnites de l'unité 7 et les rides grimpantes, l'existence d'un paléolac d'obturation est soutenue par la présence de chenaux perchés et inactifs bien encaissés dans la moraine de Mars-Batiscan au nord du lac Jacques-Cartier. Ces chenaux perchés se sont possiblement formés lors de la déglaciation par l'écoulement dynamique des eaux fluvioglaciales chargées de sédiments et sont devenus par la suite des avenues préférentielles pour l'écoulement du paléolac Pikauba lors de crues. L'altitude maximale du paléolac était probablement contrôlée par l'altitude des chenaux perchés et de la ligne de partage des eaux entre les bassins versants des rivières Jacques-Cartier et Chicoutimi (800 m). Ainsi, la profondeur du paléolac devait être d'environ 50 m puisqu'à l'endroit présumé du paléolac, l'altitude du lit de la rivière Pikauba varie entre 745 et 750 m.

L'influence de ce paléolac au nord aurait perduré jusqu'à au moins ~5000 cal. BP selon le plus jeune âge obtenu des datations radiocarbones ( $5392 \pm 19$  cal. BP) sur les sédiments de l'unité 7. Un contrôle de datation plus rigoureux permettrait de préciser la durée de vie de ce paléolac en datant le contact entre l'unité 7 et l'unité 8, laquelle est caractérisée par une

sédimentation organique postglaciaire typique des lacs du Québec. La vidange finale du lac se serait vraisemblablement effectuée vers le lac Kénogami qui constitue l'aboutissement de l'actuelle rivière Pikauba. La faible pénétration du signal acoustique lors de sondages au lac Kénogami (Ouellet, 1997) avait révélé une forte teneur en gaz biogénique dans les sédiments. Bien que les relevés de sous-surface ayant été réalisés jusqu'à maintenant soient peu révélateurs, il serait toutefois intéressant de prélever des sédiments du lac Kénogami afin de vérifier l'existence de couches qui pourraient correspondre à la vidange finale du paléolac d'obturation Pikauba. Enfin, la diminution graduelle de l'amplitude des réflexions vers le haut de l'unité 8 indique une diminution de l'influence des rivières Pikauba et Jacques-Cartier sur la sédimentation du lac (Hierman *et al.*, 2011) et la mise en place d'une sédimentation organique principalement autochtone.

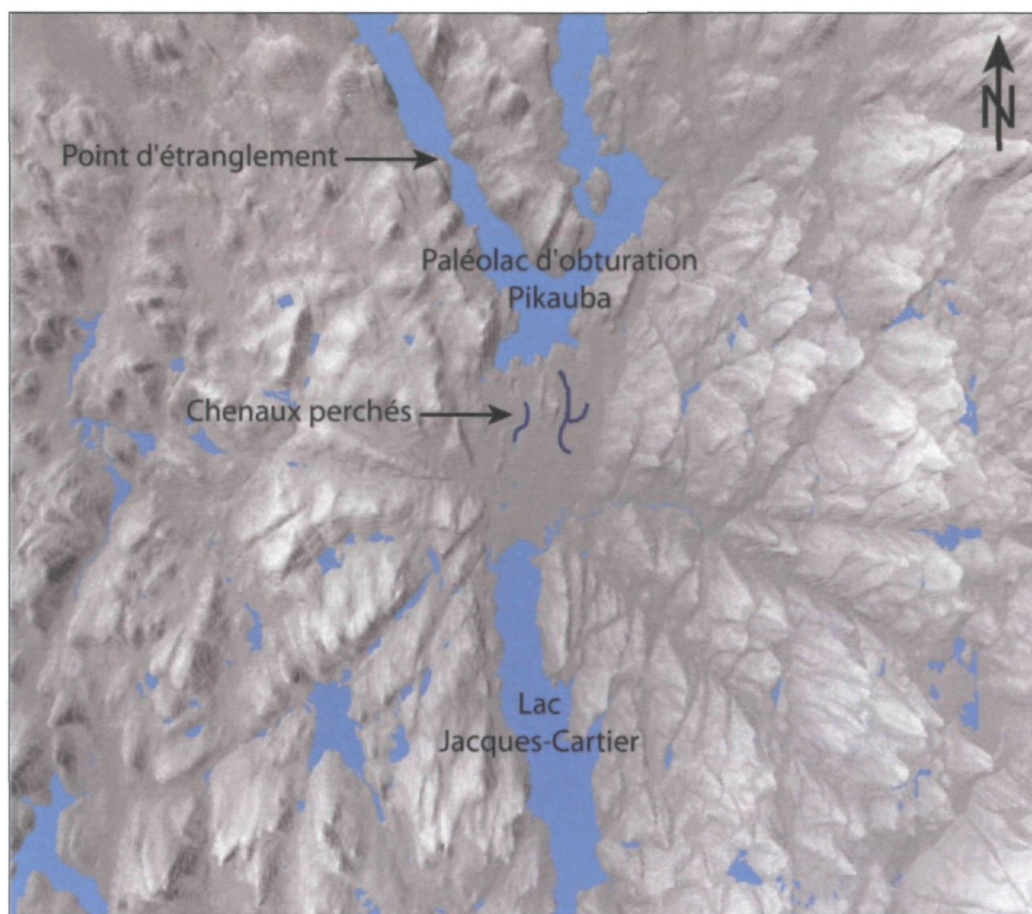


Figure 39: Simulation du paléolac d'obturation Pikauba lorsque le niveau d'eau était < 800 m et localisation des chenaux perchés contribuant à l'évacuation des crues du paléolac vers le lac Jacques-Cartier. Un point d'étranglement dans la vallée de la rivière Pikauba est proposé pour l'obturation du paléolac. Le niveau du lac Jacques-Cartier était probablement plus élevé durant cette période mais l'absence de données indiquant cet ancien niveau ne permet pas de le confirmer.

### 5.5.2 Déformations pénécontemporaines

Les déformations pénécontemporaines se forment généralement en milieu subaquatique. Elles sont fréquentes là où le taux de sédimentation est relativement rapide et favorable à une faible compaction des sédiments, comme par exemple sur les deltas, les plaines d'épandages fluvio-glaciaires, dans des milieux affectés par des courants de turbidité, etc. (Blatt *et al.*, 1980). Deux principaux mécanismes ressortent de la littérature scientifique pour expliquer la formation de ces structures : les secousses sismiques (e.g. Seilacher, 1969, 1984; Sims, 1973, 1975; Rodriguez-Pascua *et al.*, 2010) et une surcharge sédimentaire (Li *et al.*, 1996; Moretti et Sabato, 2007). Ces deux hypothèses sont invoquées ici pour expliquer l'origine des structures de liquéfaction observées dans le nord de la rivière Jacques-Cartier puisque : 1) des secousses sismiques de magnitude  $> 6$  dans la ZSCK ont affecté la sédimentation dans le lac Jacques-Cartier (Ouellet, 1997; Doig, 1998; Lajeunesse *et al.* 2008); et 2) une sédimentation rapide dans le lac Jacques-Cartier causée par des crues entre  $\sim 8000$  et  $\sim 5000$  cal. BP pourrait avoir généré une surcharge sédimentaire.

Kuenen (1958) a démontré que les secousses sismiques peuvent induire la liquéfaction des sédiments en modélisant l'impact de vibrations sur une couche de sable, dont l'épaisseur varie localement, déposée sur une couche d'argile thixotropique non consolidée (Figure 40A). Le terme séismite a été introduit par Seilacher (1969) pour désigner les structures de liquéfaction causées par des secousses sismiques. Les séismites sont des phénomènes communs dans les sédiments lacustres parce que: 1) les sédiments sont saturés en eau; 2) les sédiments sont enclins à la liquéfaction et; 3) il y a absence de processus hydrodynamiques ou sédimentaires qui pourraient altérer le produit des déformations induites lors des séismes (Sims, 1973, 1975). Il semble que les séismites sont induites par des séismes de magnitude égale ou supérieure à 5 (Ambraseys, 1988 *In* Moretti *et al.*, 1999). Ainsi, l'hypothèse de séismites s'applique bien au cas du lac Jacques-Cartier qui a été affecté par les séismes de  $M > 6$  de la ZSCK (Ouellet, 1997; Doig, 1998; Lajeunesse *et al.*, 2008).

Toutefois, avant de conclure à une origine sismique, il est impératif d'éliminer tous processus hydrodynamiques ou sédimentaires pouvant affecter les sédiments non

consolidés (Moretti, 2000; Moretti et Sabato, 2007). Dans le cas du lac Jacques-Cartier, l'hypothèse d'une surcharge sédimentaire n'est pas à écarter. En effet, ces déformations se retrouvent au sein d'une unité caractérisée par des rides grimpantes constituées d'une alternance de sable fin et d'argile. Les structures de surcharges, étant produites par l'enfoncement de matériel plus dense dans du matériel plus léger, sont généralement engendrées par la déposition rapide de sable sur une couche de sédiment argileux non consolidé ayant une forte teneur en eau (Kuenen, 1958; Moretti *et al.*, 2001). La déposition rapide de sable induit une augmentation de la pression interstitielle dans les sédiments silteux et sableux sous-jacents. Cette augmentation de pression ne peut être dissipée en raison de la perméabilité des lits argileux et entraîne donc la liquéfaction des sédiments (Moretti et Sabato, 2007). Ces déformations plastiques sont courantes là où les rivières apportent une forte charge de sable, de silt et d'argile et où celles-ci se jettent dans des lacs (Obermeier, 1996). L'importance des déformations varie selon la différence de densité entre les deux couches et la faiblesse (plasticité) de la couche sous-jacente. Il est fréquent que ces structures soient dues à la surcharge inégale des sédiments sur la couche de base notamment en raison de la présence de ride sur le dessus. La surcharge, plus importante sous les crêtes des rides, entraîne l'enfoncement des rides et la déformation de ces dernières (Figure 40B) (Blatt *et al.*, 1980). Le contexte dans lequel les structures liquéfiées ont été observées converge donc vers une formation causée par une surcharge sédimentaire. De plus, la récurrence verticale des déformations synsédimentaires au sein de cette même unité rend l'origine sismique moins probable (Obermeier, 1996).



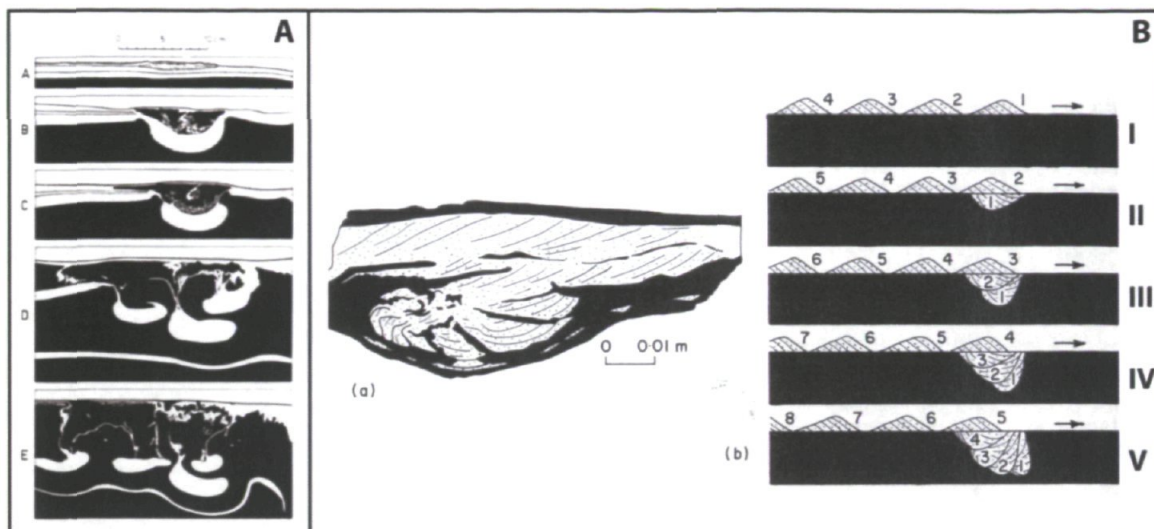


Figure 40: A) Modélisation de pseudo-nodules (Source: Kuenen, 1958); B) Déformation causée par la surcharge différentielle de rides (Source: Dzulynski et Kotlarezyk, 1962).

### 5.5.3 Mouvements de masse subaquatiques

L'analyse des profils acoustiques de sous-surface a permis d'identifier différentes structures associées à des mouvements de masses récents et anciens. La plupart des structures observées affectent les unités situées au-dessus de l'unité 3 ou encore l'entièreté de l'unité 3. Les mouvements de masse sont donc d'origine postglaciaire. Trois hypothèses peuvent être invoquées pour expliquer le déclenchement des mouvements de masse dans le lac Jacques-Cartier: 1) la paléosismicité de la ZSCK; 2) l'apport sédimentaire rapide et important engendré par les épisodes de débordement du paléolac d'obturation Pikauba; et 3) les activités anthropiques reliées à la construction de la route 175.

Des études antérieures ont déjà associé des glissements et des couches déposées rapidement dans le lac Jacques-Cartier à des secousses sismiques (Ouellet, 1997; Doig, 1998; Lajeunesse *et al.*, 2008). Étant donné la proximité du lac avec la ZSCK, cette hypothèse est très réaliste. Par ailleurs, l'âge postglaciaire des mouvements de masse peut appuyer cette hypothèse puisque le relèvement glacio-isostatique peut activer ou réactiver des failles et engendrer des secousses sismiques (Artemjev *et al.*, 1972; Adams, 1989; Stewart *et al.*, 2000). Toutefois, lors de la réalisation des études antérieures au lac Jacques-Cartier (Ouellet, 1997; Doig, 1998; Lajeunesse *et al.*, 2008), la présence des dépôts de l'unité 7 associés à des crues demeurait inconnue. L'apport de ces nouvelles connaissances a permis de reconsidérer l'origine des mouvements de masse. Même si l'explication des

mouvements gravitaires par des secousses sismiques est très plausible, elle demeure incertaine. En effet, une surcharge sédimentaire, l'échappement d'eau créée par la compaction des sédiments ou encore des variations abruptes du niveau lacustre en raison de la vidange du paléolac d'obturation Pikauba vers ~5000 ans BP pourraient être en cause.

Néanmoins, il semble concevable que ces deux mécanismes aient eu un impact sur la sédimentation dans le lac Jacques-Cartier. Cependant, il s'avère impossible de faire la distinction entre les mouvements de masses causés par un mécanisme ou par l'autre. En effet, puisque les sédiments sont très perturbés et que la sédimentation holocène est généralement faible, il y a absence de marqueurs stratigraphiques fiables. Selon Ouellet (1997), la fréquence des glissements augmente avec la proximité de la ZSCK causant un bruit de fond. Il est donc laborieux, voire même impossible, d'isoler et de dater avec certitude un dépôt de mouvement de masse.

En utilisant la datation au  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{137}\text{Cs}$ , Doig (1998) a associé des couches silteuses anormales déposées rapidement dans le lac Jacques-Cartier à des événements sismiques survenus à 2000, 1800 et 750  $^{14}\text{C}$  BP. L'origine sismique de ces couches est très plausible. En effet, leur déposition dans l'unité 8 (gyttja) indique qu'elles sont récentes et, puisque l'apport sédimentaire rapide et dynamique des crues s'est achevé vers ~5000 cal. BP, aucun facteur, mis à part la sismicité, n'est susceptible d'affecter la sédimentation dans le bassin central du lac Jacques-Cartier (Lajeunesse *et al.*, 2008). Toutefois, l'hypothèse de la formation de ces couches par la remise en suspension *in situ* de la gyttja (Doig, 1990) ne semble pas s'appliquer, du moins en ce qui concerne la couche déposée rapidement identifiée à 53 cm de profondeur dans la carotte LJC2011-01. En effet, l'analyse des profils acoustiques de sous-surface a permis de placer cette couche dans son contexte sismostratigraphique. Sa localisation au pied d'un glissement indique que son origine est plutôt liée à l'évolution du glissement en turbidite (Figure 34). La rupture des sédiments sur les versants peut générer un glissement qui peut ensuite évoluer en turbidite par la liquéfaction des sédiments. Ces processus sont fréquents dans les zones de forte accumulation de sédiments fins proglaciaires (Piper et Normark, 2009). De plus, en considérant l'épaisseur (2 cm) et la couleur (beige clair) de cette couche (Figure 12D), il semble peu probable qu'elle ait été mise en place par la simple remise en suspension de

sédiments organiques noirâtres (gyttja). L'analyse du contexte sismostratigraphique ainsi que les caractéristiques visuelles de cette couche, semblent indiquer la remobilisation des sédiments provenant d'autres unités. Par ailleurs, il semble que des silts massifs sont nécessaires afin qu'un glissement ou une coulée gravitaire évolue en turbidite (Goldfinger *et al.*, 2000; Lee *et al.*, 2004; Piper et Normark, 2009). Ainsi, le glissement aurait pris en charge les sédiments des unités superficielles (U5, U7 et U8). Des analyses granulométriques haute résolution suivant un pas d'échantillonnage serré sont toutefois nécessaires pour valider cette hypothèse. Elles permettraient de déterminer si la signature sédimentaire correspond à celle d'une turbidite.

Si l'origine sismique de ces couches s'avère véridique, il est possible d'inférer qu'un séisme aurait eu lieu dans la région avant ~760 cal. BP (1189 AD) et que quatre autres séismes, correspondant aux couches observées à 61, 65, 177 et 194 cm de profondeur, auraient été antérieurs. Ces résultats convergent en partie avec ceux de Doig (1998). Une autre couche similaire mais plus mince et plus subtile a été identifiée près de la surface (32 cm de profondeur). Cette couche pourrait correspondre au séisme de 1663 (M = 6). Évidemment, une date radiocarbone serait nécessaire pour confirmer cette hypothèse. L'épaisseur de la couche ne permet toutefois pas d'établir de lien avec la magnitude du séisme (Piper et Normark, 2009). En effet, les séismes fréquents tendent à remobiliser au fur et à mesure les sédiments accumulés sur les versants, réduisant ainsi la disponibilité de sédiments susceptibles d'être pris en charge lors des prochains séismes. La puissance et l'étendue des mouvements de masse dépend donc surtout de la quantité de sédiments enclins à être remobilisés (Lee *et al.*, 2004).

Les travaux de Lajeunesse *et al.* (2008) avaient constaté que le lac Jacques-Cartier remplissait 4 des critères établis par Shilts *et al.* (1992) pour inférer l'origine sismique des mouvements gravitaires. Ils n'avaient toutefois pas constaté que les mouvements de masse affectaient un versant plus qu'un autre. Les nouvelles données bathymétriques et acoustiques acquises en 2009 et 2010, ont permis de réaliser une carte géomorphologique du lac et d'observer une accumulation préférentielle des dépôts de glissements au pied de la rive est du lac (Figure 19). Selon les travaux de Shilts *et al.* (1992) et de Shilts et Clague

(1992) il semble que l'orientation des pentes par rapport à l'épicentre d'un séisme peut jouer un rôle dans le déclenchement des mouvements de masse.

De plus, l'intensité du signal de rétrodiffusion acoustiques ainsi que l'abondance des débris situés au pied la rive ouest, par rapport à ce qui a été observé le long des versants abrupts de la rive est, suggèrent que les mouvements de masse superficiels situés le long de la rive ouest du lac soient d'origine anthropique, plus précisément reliée aux travaux de la route 175. Les parois rocheuses dynamitées et la rive empierrée constituent également les reliques des travaux routiers et de l'impact de l'homme sur l'environnement proximal du lac Jacques-Cartier. Par ailleurs, l'impact des 21 événements de magnitude 1 et 2 ayant été induits par des activités de dynamitage autour du lac Jacques-Cartier entre les années 2000 et 2009 n'est pas à négliger (Ressources naturelles Canada, 2011) (Figure 7B). Bien que ces secousses sismiques fussent de faible magnitude, leur proximité par rapport au lac ( $\leq 10$  km) suggère qu'elles ont eu des répercussions sur les mouvements de masse. Puisque les travaux relatifs à la construction de la route ont débuté en 1944, l'impact anthropique peut être exclu pour expliquer l'origine des glissements antérieurs à cette année.

Enfin, sans pouvoir individualiser et dater chacun des événements reliés à des mouvements de masse, il est possible d'affirmer que les mouvements gravitaires survenus après  $\sim 5000$  cal. BP ont vraisemblablement une origine sismique puisque l'influence des crues du paléolac d'obturation Pikauba a perduré jusqu'à cette période. Il faut toutefois exclure les mouvements gravitaires situés le long de la rive ouest et survenus depuis 1944 qui eux, ont probablement une origine anthropique liée à la construction et à l'élargissement de la route 175, que ce soit par l'enrochement des rives ou par les faibles secousses sismiques induites lors du dynamitage.

## Conclusion

L'analyse des nouvelles données bathymétriques haute résolution, de rétrodiffusion acoustiques, de sous-surface et sédimentologiques du lac Jacques-Cartier a permis d'identifier des formes et des unités sédimentaires qui étaient inconnues à ce jour et de reconstituer l'évolution du lac et de sa région au tardi-Quaternaire. Ainsi, cette étude a permis de démontrer que:

- Des rythmites, interprétées comme des varves nivales, datant entre ~40 et ~30 ka cal. BP et surmontées par endroits d'un esker associé à la dernière déglaciation sont présentes au fond du lac Jacques-Cartier. Ces sédiments indiquent que le lac Jacques-Cartier était libre de glace lors du Wisconsinien moyen. Ces nouvelles connaissances apportent des précisions au modèle actuel de la cartographie du front glaciaire lors du MIS 3 (Dyke *et al.*, 2002). Par ailleurs, la présence de ces sédiments démontre que les formes et sédiments lacustres ont été préservés de l'érosion par le glacier lors de la réavancée glaciaire au Wisconsinien supérieur. La préservation des formes et sédiments lors du DMG pourrait s'expliquer par une transition directe d'un environnement proglaciaire à sous-glaciaire;
- Des rythmites glaciolacustres, interprétées comme des varves avec des couches de monosulfites, ont été déposées lors d'une stabilisation de courte durée (~35 à ~40 couplets) de la marge glaciaire au nord du lac à la fin de la glaciation. Elle témoigne d'une forte productivité organique au printemps et d'un apport clastique rapide et important à l'été. Cette stabilisation, d'une durée de quelques décennies, correspond à l'épisode de Mars-Batiscan à la fin du Dryas récent. D'autres datations sont nécessaires pour définir clairement l'âge de cette stabilisation glaciaire;
- Des crues ont fourni un apport sédimentaire dynamique et important entre ~8 000 et ~5 000 cal. BP. Ces crues, survenues bien après le retrait glaciaire dans la région, pourraient s'expliquer par la présence d'un paléolac d'obturation dans la vallée de la rivière Pikauba qui déborde de façon épisodique dans le lac Jacques-Cartier;

- Des mouvements de masse récents et anciens ont affecté la sédimentation du lac Jacques-Cartier d'une façon récurrente. Trois mécanismes sont à l'origine de ses mouvements de masse soient: 1) la paléosismicité de la ZSCK, dont un séisme daté à ~1200 AD; 2) un apport sédimentaire rapide et dynamique causé par des crues survenues de l'Holocène inférieur à moyen et; 3) les activités anthropiques liées à la construction de la route 175;

Enfin, les prochaines études devraient s'orienter vers l'acquisition de profils sismiques utilisant des sources de plus forte énergie afin d'obtenir une plus grande pénétration dans les sédiments. Ces profils permettraient notamment de déterminer l'épaisseur réelle de l'unité 3 et de caractériser la morphologie à la base du chenal qui méandre dans le bassin lacustre central. Ces données fourniraient de nouvelles informations sur l'évolution géologique du lac lors de la période antérieure au Wisconsinien moyen. Elles pourraient ainsi révéler que le lac Jacques-Cartier a un potentiel d'archives sédimentaires à très long terme. Des analyses plus approfondies sur les propriétés physiques et chimiques des varves des sédiments interstadias de l'unité 3 permettraient de définir la durée de la sédimentation et du recul glaciaire et de déterminer les conditions environnementales qui prévalaient à cette époque. La modélisation du potentiel hydraulique dans la région du lac Jacques-Cartier permettrait de confirmer si le lac était bien un site susceptible à la formation d'un lac sous-glaciaire. Le prélèvement d'échantillons dans des lacs profonds enclins à la préservation dans un contexte sous-glaciaire pourrait révéler la présence de sédiments interstadias et contribuerait à préciser l'étendue du recul glaciaire au MIS 3.

## Références

- Aario, R. 1971. Syndepositional deformation in the Kurkiselka esker, Kiiminki, Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 43, 163-172.
- Abbott, M.B., Finney, B.P., Edwards, M.E., Kelts, K.R. 2000. Lake-level reconstructions and paleohydrology of Birch Lake, central Alaska, based on seismic reflection profiles and core transects. *Quaternary Research*, 53, 154-166.
- Abbott, M.B., Stafford Jr., T.W. 1996. Radiocarbon geochemistry of modern and ancient Arctic lake systems, Baffin Island, Canada. *Quaternary Research*, 45, 300-11.
- Adams, J. 1989. Postglacial faulting in eastern Canada: nature, origin and seismic hazard implications. *Tectonophysics*, 163, 323-331.
- Alexanderson, H., Johnsen, T., Murray, A.S. 2010. Re-dating the Pilgrimstad Interstadial with OSL: a warmer climate and a smaller ice sheet during the Swedish Middle Weichselian (MIS 3)? *Boreas*, 39, 367-376.
- Allen, J.R.L. 1982. *Developments in Sedimentology 30-B, 30-A, Sedimentary structures, their character and physical basis*. Elsevier Scientific Publishing Company. Volumes i-ii, 593 p. - 663 p.
- Ambraseys, N. 1988. Engineering seismology. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 17, 1-105.
- Andrews, J.T. 1973. The Wisconsin Laurentide Ice sheet: Dispersal centers problems of rates of retreat, and climatic implications. *Arctic and Alpine Research*, 5, 185-199.
- Andrews, J.T. 1982. On the reconstruction of pleistocene ice sheet : a review. *Quaternary Science Reviews*, 1, 1-30.
- Andrews, J. T., Shilts, W. W., Miller, G. H. 1983. Multiple deglaciations of the Hudson Bay Lowlands, Canada, since deposition of the Missinaibi (last interglacial?) Formation. *Quaternary Research*, 19, 18-37.
- Anjar, J., Adrielsson, L., Bennike, O., Björck, S., Filipsson, H.L., Groeneveld, J., Knudsen, K.L., Larsen, N.K., Möller, P. 2012. Paleoenvironments in the southern Baltic Sea Basin during Marine Isotope Stage 3: a multi-proxy reconstruction. *Quaternary Science Reviews*, 34, 81-92.
- Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Hodell, D.A., Hillesheim, M.B., Brenner, M. 2006. Late Quaternary climate-induced lake level variations in Lake Petén Itza, Guatemala, inferred from seismic stratigraphic analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230, 52-69.

- Anselmetti, F.S., Hodell, D.A., Ariztegui, D., Brenner, M., Rosenmeier, M.F. 2007. Quantification of soil erosion rates related to ancient Maya deforestation. *Geology*, 35, 915-918.
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., Tribovillard, N. 2005. Rhône River flooding activity in Lake Le Bourget, France : a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene*, 15, 420-428.
- Artemjev, M. E., Bune, V. I., Dubrovsky, V. A., Kambarov, N. SH. 1972. Seismicity and isostasy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 6, 256-262.
- Aylsworth, J. M., Shilts, W. W. 1985. Glacial features of the west-central Canadian Shield, *In Current Research. Part B. Geological Survey of Canada, Paper 85-1B*, 375-381.
- Bacon, C.R., Gardner, J.V., Mayer, L.A., Buktenica, M.W., Dartnell, P., Ramsey, D.W., Robinson, J.E. 2002. Morphology, volcanism and mass wasting in Crater Lake, Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, 114 (6), 675-692.
- Becker, A., Ferry, M., Monecke, K., Schnellmann, M., Giardini, D. 2005. Multiarchive paleoseismic record of late Pleistocene and Holocene strong earthquakes in Switzerland. *Tectonophysics*, 400, 153-177.
- Bell, R.E., Studinger, M., Shuman, C.A., Fahnestock, M.A., Joughin, I. 2007. Large subglacial lakes in East Antarctica at the onset of fast-flowing ice streams. *Nature*, 445, 904-907.
- Bell, R. E., Studinger, M., Tikku, A. A., Clarke, G. K. C., Gutner, M. M., Meertens, C. 2002. Origin and fate of Lake Vostok water frozen to the base of the East Antarctic ice sheet. *Nature*, 416, 307-310.
- Benson L. 1993. Factors affecting  $^{14}\text{C}$  ages of lacustrine carbonates: timing and duration of the last highstand lake in the Lahontan Basin. *Quaternary Research*, 39, 163-74.
- Berner, R.A. 1984. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 605-615.
- Beta Analytics. 2011. Accelerator Mass Spectrometry Radiocarbon Dating. [En ligne] <http://www.radiocarbon.com/accelerator-mass-spectrometry.htm>. Page consultée en octobre 2011.
- Bini, A., Corbari, D., Falletti, P., Fassina, M., Perotti, C.R., Piccin, A. 2007. Morphology and geological setting of Iseo Lake (Lombardy) through multibeam bathymetry and high-resolution seismic profiles. *Swiss Journal of Geosciences*, 100, 23-40.
- Blatt, H., Middleton, G.V., Murray, R.C. 1980. *Origin of sedimentary rocks*. Deuxième édition, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New-Jersey, 782 p.



- Blott, S.J., Pye, K. 2001. Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- Boespflug, X., Long, B.F.N., Occhietti, S. 1995. CAT-scan in marine stratigraphy: a quantitative approach. *Marine Geology*, 122, 281-301.
- Boissonnault, P., Gwyn, Q. H. J. 1983. L'évolution du lac proglaciaire Memphremagog, sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37, 197-204.
- Bolduc, A.M., 1995. Landforms in the Laurentian of southern Québec: Implications for the deglaciation history of the Laurentide Ice Sheet, p. CA5. *In* Programme, Abstracts and Fieldguides : Canadian Quaternary Association and Canadian Geomorphology Research Group Joint Meeting (St. John's, 5 au 7 juin 1995).
- Bozzano, F., Mazzanti, P., Anzidei, M., Esposito, C., Floris, M., Fasani, G.B., Esposito, A. Slope dynamics of Lake Albano (Rome, Italy) : insights from high resolution bathymetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1469-1486.
- Brauer, A., Endres, C., Gunter, C., Litt, T., Stebich, M., Negendank, J.F.W. 1999. High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews*, 18, 321-329.
- Braun, C., Hardy, D.R., Bradley, R.S., Retelle, M.J. 2000. Streamflow and suspended sediment transfer to Lake Sophia, Cornwallis Island, Nunavut, Canada. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 32, 456-465.
- Brennand, T.A. 2000. Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology*, 32, 263-293.
- Briner, J.P., Axford, Y., Forman, S.L., Miller, G.H., Wolfe, A.P. 2007. Multiple generations of interglacial lake sediment preserved beneath the Laurentide Ice Sheet. *Geology*, 35, 887 – 890.
- Brodeur, D., Allard, M. 1985. Stratigraphie et Quaternaire de l'Île aux Coudres, Estuaire Moyen du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39, 183-197.
- Broecker, W.S., Walton, A. 1959. The geochemistry of  $^{14}\text{C}$  in fresh-water systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 16, 15 - 38.
- Brooks, K., Scholz, C.A., King, J.W., Peck, J., Overpeck, J.T., Russell, J.M., Amoako, Y.O. 2005. Late-Quaternary lowstands of lake Bosumtwi, Ghana: evidence from high-resolution seismic-reflection and sediment-core data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 216, 235-249.

- Brown, E.J., Rose, J., Coope, R.G., Lowe, J.J. 2007. An MIS 3 age organic deposit from Balglass Burn, central Scotland: paleoenvironmental significance of the onset of the LGM ice sheet in the vicinity of the British Isles. *Journal of Quaternary Science*, 22, 295-308.
- Calib 6.0, 2012. [En ligne] <http://calib.qub.ac.uk/calib/calib.html> page consultée en juin 2012.
- Carcaillet, C., Bouvier, M., Fréchet, B., Larouche, C., Richard, P.J.H. 2001. Comparison of pollen-slide and sieving methods in lacustrine charcoal analyse for local and regional fire history. *The Holocene*, 11, 467-476.
- Cauchon-Voyer, G., Locat, J., St-Onge, P. 2008. Late-Quaternary morpho-sedimentology and submarine mass movements of the Betsiamites area, Lower St. Lawrence Estuary, Quebec, Canada. *Marine Geology*, 251, 233-252.
- Centre d'expertise hydrique. 2011. Répertoire des barrages [En ligne] <http://www.cehq.gouv.qc.ca/barrages/default.asp> Page consultée en avril 2011.
- Chapron, E., Beck, C., Pouchet, M., Deconinck, J-F. 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, 11, 86 – 92.
- Chapron, E., Desmet, M., De Putter, T., Loutre, M.F., Beck, C., Deconinck, J-F. 2002. Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in lake Le Bourget. *The Holocene*, 12, 177-185.
- Chapron, E., Arnaud, F., Noël, H., Revel, M., Desmet, M., Perdereau, L. 2005. Rhone River flood deposits in Lake Le Bourget : a proxy for Holocene environmental changes in the NW Alps, France. *Boreas*, 34, 404-416.
- Chapron, E., Faïn, X., Magand, O., Charlet, L., Debret, M., Mélières, MA. 2007. Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252, 586-600.
- Chavez, P.S., Isbrecht, J., Galanis, P., Gabel, G.L., Sides, S.C., Soltesz, D.L., Ross, S.L., Velasco, M.G. 2002. Processing, mosaicking and management of the Monterey Bay digital sidescan-sonar images. *Marine Geology*, 181, 305-315.
- Christoffersen, P., Tulaczyk, S., Wattrus, N.J., Peterson, J., Quintana-Krupinski, N., Clark, C.D., Sjunneskog, C. 2008. Large subglacial lake beneath the Laurentide Ice Sheet inferred from sedimentary sequences. *Geology*, 36, 563-566.
- Clague, J. J., Shilts, W. W., Linden, R. H. 1989. Application of subbottom profiling to assessing seismic risk on Vancouver Island, British Columbia. *In Current research, part E. Geological Survey of Canada, Paper 89-IE, 237-242.*

- Clark, J.A. 1980. The reconstruction of the Laurentide Ice Sheet of North America from sea level data: Method and Preliminary Results. *Journal of Geophysical Research*, 85, 4307-4323.
- Clark, P.U., Mix, A.C., 2000. Ice sheets by volume. *Nature*, 406, 689–690.
- Cockburn, J.M.H., Lamoureux, S.F. 2008. Inflow and lake controls on short-term mass accumulation and sedimentary particle size in a High Arctic lake: implications for interpreting varved lacustrine sedimentary records. *Journal of Paleolimnology*, 40, 923-942.
- Collinson, J. D., Thompson, D.B. 1982. *Sedimentary structures*. George Allen & Unwin Ltd. London. 194 p.
- Coupland, D., Mayewski, P.A. 1980. An example of eskers formed in stagnant ice, *Northeastern Geology*, 2, 7-12.
- Crémer, J-F., Long, B., Desrosiers, G., Montety, L., Locat, J. 2002. Application de la scanographie à l'étude de la densité des sédiments et à la caractérisation des structures sédimentaires : exemple des sédiments déposés dans la rivière Saguenay (Québec, Canada) après la crue de juillet 1996. *Canadian Geotechnical Journal*, 39, 440-450.
- Cuven, S., Francus, P., Lamoureux, S.F. 2010. Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated sediments from Cape Bounty lakes in the Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology*, 44, 803-817.
- Cuven, S., Francus, P., Lamoureux, S.F. 2011. Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 30, 2651-2665.
- Deevey Jr., E.S., Gross, M.S., Hutchinson, G.E., Kraybill, H.L. 1954. The natural  $^{14}\text{C}$  content of materials from hard-water lakes. *Geology*, 40, 285-288.
- Delaney, C. 2001. Esker formation and the nature of deglaciation : the Ballymahon esker, central Ireland. *North West Geography*, 1(2), 23-33.
- Demers, A. 1978. L'anniversaire d'une libération: Le boulevard Talbot a trente ans. *Saguenayensia*, Novembre – Décembre 1978, 165–171.
- Denton, G. H., Huges, T. J. 1981. *The Last Great Ice Sheets*. John Wiley and Sons, New-York, 484 p.
- Desjardins, R. 1980. Tremblements de terre et glissements de terrain: corrélation entre des datations au  $^{14}\text{C}$  et des données historiques à Shawinigan. *Géographie physique et Quaternaire*, 34, 359–362.

- Desloges, J.R., Gilbert, R. 1994. The record of extreme hydrological and geomorphological events inferred from glaciolacustrine sediments. *Variability in Stream Erosion and Sediment Transport (Proceedings of the Canberra Symposium)*, IAHS Publ. 224, 133-142.
- Dionne, J.-C., Occhietti, S., 1996. Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 50, 5–34.
- Dixon, J.L. 2011. Deceptively old Alpine gorges. *Nature Geoscience*, 4, 8-9.
- Doig, R. 1986. A method for determining the frequency of large-magnitude earthquakes using lake sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23, 930-937.
- Doig, R. 1990. 2300 yr history of seismicity from silting events in Lake Tadoussac, Charlevoix, Québec. *Geology*, 18, 820-823.
- Doig, R. 1991. Effects of strong seismic shaking in lake sediments, and earthquake recurrence interval, Témiscaming, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 1349-1352.
- Doig, R. 1998. 3000-year paleoseismological record from the region of the 1988 Saguenay, Quebec, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 1198-1203.
- Doran, P.T., Fritsen, C.H., McKay, C.P., Priscu, J.C., Adams, E.E. 2003. Formation and character of ancient 19-m ice cover and underlying trapped brine in an "ice-sealed" east Antarctic lake. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 100, 26-31.
- Doughty, M., Eyles, N., Daurio, L. 2010. Earthquake-triggered slumps (1935 Timiskaming M 6.2) in Lake Kipawa, Western Quebec Seismic Zone, Canada. 2010. *Sedimentary Geology*, 228, 113-118.
- Dredge, L.A., Thorleifson, L.H. 1987. The Middle Wisconsinan history of the Laurentide Ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, XLI, 215-235.
- Du Berger, R., Roy, D.W., Lamontagne, M., Woussen, G., North, R.G., Wetmiller, R.J. 1991. The Saguenay (Quebec) earthquake of November 25, 1988: seismologic data and geologic setting. *Tectonophysics*, 186, 59 - 74.
- Dubois, J.-M., Dionne, J.-C., 1985. The Québec North Shore Moraine System: a major feature of Late Wisconsin deglaciation. In Borns Jr., H.W., Lasalle, P., Thompson, W.B. (Eds.) Late Pleistocene History of Northeastern New England and Adjacent Quebec, *Geological Society of America*, Special Paper, 197, 125–133.
- Duchesne, M., Long, B.F., Urgeles, R., Locat, J. 2003. New evidence of slope instability in the Outardes bay delta area, Quebec, Canada. *Geo-Marine Letters*, 22, 233–242.

- Dyke, A.S., Dredge, L.A., Vincent, J-S. 1982. Configuration and Dynamics of the Laurentide Ice Sheet During the Late Wisconsin Maximum. *Géographie Physique et Quaternaire*, 36, 5-14.
- Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J., Veillette, J.J. 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, 9 - 31.
- Dyke, A.S., Prest, V.K. 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, XLI: 237-263 et 4 cartes hors-texte.
- Dyke, A.S., Moore, A., Robertson, L. 2003. Deglaciation of North America, Geological Survey of Canada, Open File 1574.
- Dzulynski, S., Kotlarczyk, J. 1962. On load-casted ripples. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 32, 148-159.
- Elverhøi, A., Liestøl, O., Nagy, J. 1980. Glacial erosion, sedimentation and microfauna in the inner part of Kongsfjorden, Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, 172, 33–60.
- Elverhøi, A., Lønne, Ø., Seland, R. 1983. Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen. *Polar Research*, 1, 127–149.
- Evatt, G.W., Fowler, A.C., Clark, C.D., Hulton, N.R.J. 2006. Subglacial floods beneath ice sheets. *Philosophical transactions of the Royal Society A*, 364, 1769–1794.
- Eyles, N., Mullins, H.T., Hine, A.C. 1990. Thick and fast: Sedimentation in a Pleistocene fjord lake of British Columbia, Canada. *Geology*, 18, 1153-1157.
- Eyles, N., Mullins, H.T., Hine, A.C. 1991. The seismic stratigraphy of Okanagan Lake, British Columbia; a record of rapid deglaciation in a deep fjord lake basin. *Sedimentary Geology*, 73, 13-41.
- Eyles, N., Doughty, M., Boyce, J.I., Mullins, H.T., Halfman, J.D., Koseogly, B. 2003. Acoustics architecture of glaciolacustrine sediments deformed during zonal stagnation of the Laurentide Ice Sheet; Mazinaw Lake, Ontario, Canada. *Sedimentary Geology*, 157, 133-151.
- Ferrini, V.L., Flood, R.D. 2006. The effect of fine-scale surface roughness and grain size on 300kHz multibeam backscatter intensity in sandy marine sedimentary environments. *Marine Geology*, 228, 153-172.
- Filion, L., Quinty, F., Bégin, C.: 1991, A chronology of landslide activity in the valley of Rivière du Gouffre, Charlevoix, Québec, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 250–256.

- Fiore, J., Girardclos, S., Pugin, A., Gorin, G., Wildi, W. 2011. Würmian deglaciation of western Lake Geneva (Switzerland) based on seismic stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 30, 377–393.
- Fleury, M. 2008. Paléogéographie quaternaire de la région de Saint-Michel-Des-Saints: Cartographie, stratigraphie et sédimentologie. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal, Qc. 154 p.
- Forbes, A.C., Lamoureux, S.F. 2005. Climatic controls on streamflow and suspended sediment transport in three large middle arctic catchments, Boothia Peninsula, Nunavut, Canada. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 37, 304-315.
- Francus, P. 1999. Advances in varved sediments studies help paleoclimate reconstructions. *Eos, American Geophysical Union*, 80 (37), 422-424.
- Francus, P., Bradley, R.S., Abbott, M.B., Patridge, W., Keimig, F. 2002. Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. *Geophysical Research Letters*, 29 (20), 4 p.
- Fricker, H.A., T. Scambos, R. Bindschadler, L. Padman. 2007. An active subglacial water system in West Antarctica mapped from space. *Science*, 315 (5818), 1544–1548.
- Fulton, R.J. 1984. Sommaire: stratigraphie quaternaire au Canada, In R. J. Fulton (éd.) *Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24*, Geological Survey of Canada, Paper 84-10, 1-5.
- Gadd, N. R. 1971. Pleistocene geology of the central St. Lawrence Lowland, Geological Survey of Canada, Mémoire, 359, 153 p.
- Gajewski, K., Hamilton, P.B., McNeely, R. 1997. A high resolution proxy-climate record from an arctic lake with annually-laminated sediments on Devon Island, Nunavut, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 17, 215-225.
- Gao, C. 2011. Buried bedrock valleys and glacial and subglacial meltwater erosion in southern Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48, 801–818.
- Gardner, J.V., Mayer, L.A., Hughs Clarke, J.E. 2000. Morphology and processes in Lake Tahoe (California-Nevada). *Geological Society of America Bulletin*, 112 (5), 736-746.
- Gilbert, R., Crookshanks, S., Hodder, K.R., Spagnol, J., Stull, R.B. 2006. The record of an extreme flood in the sediments of montane Lillooet Lake, British Columbia: implications for paleoenvironmental assessment. *Journal of Paleolimnology*, 35, 737-745.

- Gilbert, R., Desloges, J.R., Clague, J.J. 1997. The glacial-lacustrine sedimentary environment of Browser Lake in the northern Coast Mountains of British Columbia, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 17, 331-346.
- Godwin, H. 1951. Comments on radiocarbon dating for samples from the British isles. *American Journal of Science*, 249, 301-307.
- Goldfinger, C., Kulm, L.D., McNeill, L.C., Watts, P., 2000, Super-scale failure of the southern Oregon Cascadia margin. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 1189–1226.
- Görlich, K., 1986. Glacimarine sedimentation of muds in Hornsund Fjord, Spitsbergen. *Annales Societatis. Geologorum Poloniae*, 56, 433-477.
- Govare, É., 1995. Paléoenvironnements de la région de Charlevoix, Québec, Canada. Thèse de doctorat, Université de Montréal, Montréal, Qc. 429 p.
- Govare, É., Gangloff, P. 1991. Les Dépôts lacustres d'obturation de Saint-Placide, Charlevoix, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 45, 141-154.
- Granberg, H. B., Krishan. T. K. 1984. Wood remnants 24 250 years old in central Labrador. In 5th AQQUA Congress, Program and Abstracts, Sherbrooke, p. 30.
- Gratton, D., Gwyn, Q.H.J., Dubois, J.M. 1984. Les paléoenvironnements sédimentaires au Wisconsinien moyen et supérieur, Île d'Anticosti, Golfe du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 38, 229–242.
- Gray, L., Joughin, I., Tulaczyk, S., Spikes, V.B., Bindschadler, R., Jezek, K. 2005. Evidence for subglacial water transport in the West Antarctic Ice Sheet through three-dimensional satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 32 (3), L03501, doi:10.1029/2004GL021387 (2005).
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F. S., Arnaud, F., Magnand, O., Francus, P., Mélières, M-A. 2007. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews*, 26, 2644-2660.
- Guyard, H., St-Onge, G., Pienitz, R., Francus, P., Zolitschka, B., Clarke, G.K.C., Hausmann, S., Salonen, V-P., Lajeunesse, P., Ledoux, G., Lamothe, M. 2011. New insights into Late Pleistocene glacial and post-glacial history of northernmost Ungava (Canada) from Pingualuit Crater Lake sediments. *Quaternary Science Reviews*, 3, 3892-3907.
- Hambley, G.W., Lamoureux, S.F. 2006. Recent summer climate recorded in complex varved sediments, Nicolay Lake, Cornwall Island, Nunavut, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 35, 629-640.

- Hamilton, E.L., Shumway, G., Menard, H.W., Shipek, C.J. 1956. Acoustic and physical properties of shallow-water sediments off San Diego. *Journal of the Acoustical Society of America*, 28, 1–15.
- Hans, C. 1947. The formation of roches moutonnées. *Journal of Glaciology*, 1 (2), 57-59.
- Hay, W.W. 1998. Detrital sediment fluxes from continents to oceans. *Chemical Geology*, 145, 287-323.
- Hebrand, M., Amark, M. 1989. Esker formation and glacier dynamics in eastern Skane and adjacent area, southern Sweden. *Boreas*, 18, 67-81.
- Helmens, K.F., Risberg, J., Jansson, K.N., Weckström, J., Berntsson, A., Tillman, P.K., Johansson, P.W., Wastegard, S. 2009. Early MIS 3 glacial lake evolution, ice-marginal retreat pattern and climate at Sokli (northeastern Fennoscandia). *Quaternary Science Reviews*, 28, 1880-1894.
- Helmens, K.F., Bos, J.A.A., Engels, S., Van Meerbeeck, C.J., Bohncke, S.J.P., Renssen, H., Heiri, O., Brooks, S.J., Seppa, H., Birks, H.J.B., Wohlfarth, B. 2007. Present-day temperatures in northern Scandinavia during the last glaciation. *Geology*. 35, 987-990.
- Helmens, K. F., Engels, S. 2010. Ice-free conditions in eastern Fennoscandia during early Marine Isotope Stage 3: lacustrine records. *Boreas*, 39, 399–409.
- Hierman, K., De Batist, M., Charlet, F., Moernaut, J., Chapron, E., Brümmer, R., Pino, M., Urrutia, R. 2011. Detailed seismic stratigraphy of Lago Puyehue : implications for the mode and timing of glacier retreat in the Chilean Lake District. *Journal of Quaternary Science*, 26, 665-674.
- Hilbe, M., Anselmetti, F.S., Eilertsen, R.S., Hansen, L., Wildi, W. Subaqueous morphology of Lake Lucerne (Central Switzerland): implications for mass movements and glacial history. *Swiss Journal of Geoscience*, 104, 425-443.
- Hillaire-Marcel, C., Soucy, J-M., Cailleux, A. 1979. Analyse isotopique de concrétions sous-glaciaires de l’Inlandsis laurentidien et teneur en oxygène 18 de la glace. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, 1494-1498.
- Hillaire-Marcel, C. 1979, Les mers post-glaciaires du Québec; quelques aspects. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 2 tomes.
- Hillaire-Marcel, C., Page, P. 1981, Paléotempératures isotopiques du lac glaciaire de Deschaillons. In W. C. Mahaney (éd.) Quaternary paleoclimates, Geo Books, University of East Anglia, Norwich, 273-298.
- Hughes, T., Denton, G. H., Grosswald, M.G. 1977. Was there a late Wurm Arctic ice sheet? *Nature*, 266, 596-602.



- Hughen, K.A., Overpeck, J.T., Anderson, R.F. 2000. Recent warming in a 500-year palaeotemperature record from varved sediments, Upper Soper Lake, Baffin Island, Canada. *The Holocene*, 10, 9-19.
- Jouzel, J., Petit, J.R., Souchez, R., Barkov, N.I., Lipenkov, V.Ya., Raynaud, D., Stievenard, M., Vassiliev, N.I., Verbeke, V., Vimeux, F. 1999. More than 200 meters of lake ice above subglacial Lake Vostok. *Science*, 286, 2138–2141.
- Kapitsa, A.P., J.K. Ridley, G.de Q. Robin, M.J. Siegert, I. Zotikov. 1996. A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica. *Nature*, 381(6584), 684–686.
- Karrow, P. F. 1957, Pleistocene geology of the Grondines map area, Quebec, Thèse de doctorat, Université d'Illinois, Urbana, Ill. 96 p.
- Karrow, P.F. 1981. Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario:<sup>1</sup> Discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 1386-1390.
- Klassen, R. A., Shilts, W. W. 1982. Subbottom profiling of lakes of the Canadian Shield. In Current research, part A. Geological Survey of Canada, Paper 82-1 A, 374-384.
- Kneller, B.C., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In Hartley, A.J., Prosser, D.J. (Eds.) *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*, Geological Society, Special Publication, London, 94, 31–49.
- Kneller, B.C., Branney, M.J. 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, 42, 607-616.
- Koteff, C., Pessl, F. JR. 1981. Systematic Ice Retreat in New England. United States Geological Survey, Professional Paper, 1179, 20 p.
- Kuenen, P.H. 1958. Experiments in geology. *Geological Society of Glasgow Transactions*, 23, 1-28.
- Lajeunesse, P., Allard, M. 2003. Late Quaternary deglaciation, glaciomarine sedimentation and glacioisostatic recovery in the Rivière Nastapoka Area, Eastern Hudson Bay, Northern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 57, 65-83.
- Lajeunesse, P., St-Onge, G., Randall, K., Moreau-Labrecque, A. 2008. Mouvements de masse subaquatiques postglaciaires au lac Jacques-Cartier, Réserve faunique des Laurentides (Québec) : résultats préliminaires, *Comptes rendus de la 4e Conférence canadienne sur les géorisques: des causes à la gestion*, Presse de l'Université Laval, Québec, 313-321.

- Lamontagne, M. 2000. Rheological and geological constraints on the earthquake distribution in the Charlevoix Seismic Zone. Commission géologique du Canada, Dossier public D-3778.
- Lamontagne, M. 2002. An overview of some significant eastern canadian earthquakes and their impacts on the geological environment, buildings and the public. *Natural Hazards*, 26, 55-67.
- Lamontagne, M., Keating, P., Toutin, T. 2000. Complex faulting confounds earthquake research in the Charlevoix Seismic Zone, Québec. *Eos, American Geophysical Union*, 81, 289-293.
- Lamontagne, M., Demers, D., Savopol, F. 2007. Description et analyse du glissement de terrain meurtrier du 25 octobre 1870 dans le rang des Lahaie, Sainte-Geneviève-de-Batiscan, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44, 947-960.
- Lamontagne, M., Beauchemin, M., Toutin, T. 2004. Earthquakes of the Charlevoix seismic zone, Quebec. *CSEG Recorder*, Octobre, 41-44.
- Lamoureux, S.F. 1999. Catchment and lake controls over the formation of varves in monomictic Nicolay Lake, Cornwall Island, Nunavut. *Canadian journal of Earth Sciences*, 36, 1533-1546.
- Larocque, A. C .L. 1985. Depressions in the bottom of Lac Mégantic, Québec - Probable stagnant ice features. *In Current research, part B. Geological Survey of Canada, Paper 85-1B*, 431-439.
- Larocque, A. C. L. 1987. Subbottom acoustic profiling of Lake Doré, Ontario: implications for sedimentation. Mémoire de baccalauréat, Université de Carleton, Ottawa, Ont.
- LaSalle, P. 1970. Notes on the St-Narcisse morainic system north of Quebec City. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7, 516-521.
- LaSalle, P., Elson, J.A. 1975. Emplacement of the St-Narcisse moraine as a climatic event in eastern Canada. *Quaternary Research*, 5, 621-625.
- LaSalle, P., Martineau, G., Chauvin, L. 1977. Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce-Mont-Notre-Dame-Parc des Laurentides: Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Open-File DVP-51, 74 p.
- Lee, H.J., Orzech, K., Locat, J., Boulanger, E., Konrad, J.M. 2004, Seismic strengthening, a condition factor influencing submarine landslide development, *57<sup>th</sup> Canadian Geotechnical Conference*, October 2004, Session 7G, 8-14.
- Legget, R.F., LaSalle. P.: 1978, Soil studies at Shipshaw, Quebec; 1941 and 1969, *Canadian Geotechnical Journal*, 15, 556-564.

- Li, Y., Craven, J., Schweig, E.S., Obermeier, S.F. 1996. Sand boils induced by the 1993 Mississippi River flood: Could they one day be misinterpreted as earthquake-induced liquefaction? *Geology*, 24, 171-174.
- Locat, J. 2011. La localisation et la magnitude du séisme du 5 février 1663 (Charlevoix) revues à l'aide des mouvements de terrain. *Revue canadienne de Géotechnique*, 48, 1266-1286.
- MacDonald, G.M., Beukens, R.P. et Kieser, W.E. 1991. Radiocarbon dating of limnic sediments: a comparative analysis and discussion. *Ecology*, 72, 1150-1155.
- Mangerud, J., Kaufman, D., Hansen, J., Svendsen, J.I. 2008. Ice-free conditions in Novaya Zemlya 35 000 - 30 000 cal years B.P. as indicated by radiocarbon ages and amino acid racemization evidence from marine molluscs. *Polar Research*, 27, 187-208.
- Mangerud, J., Gulliksen, S., Larsen, E. 2010. <sup>14</sup>C-dated fluctuations of the western flank of the Scandinavian Ice Sheet 45–25 kyr BP compared with Bølling–Younger Dryas fluctuations and Dansgaard–Oeschger events in Greenland. *Boreas*, 39, 328-342.
- Marshall, S.J., Clarke, G.K.C. 2002. Basal temperature evolution of North American ice sheet and implications for the 100-kyr cycle. *Geophysical Research Letters*, 29 (24), 4p.
- Marshall, S.J., James, J.T.S., Clarke, G.K.C. 2002. North American ice sheet reconstructions at the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, 175-192.
- McCabe, A.M., O Cofaigh, C. 1994. Sedimentation in a subglacial lake, Enniskerry, eastern Ireland. *Sedimentary Geology*, 91, 57-95.
- McDonald, B. C. 1969. Glacial and interglacial stratigraphy, Hudson Bay Lowlands. In P. J. Hood (éd.) Earth Sciences Symposium on Hudson Bay. Geological Survey of Canada, Paper 68-53, 78-99.
- McDonalds, B.C. 1971. Late Quaternary stratigraphy and déglaciation in eastern Canada, In K. Turekian (éd.) The Late Cenozoic Glacial Ages, Yale University Press, New Haven, Connecticut, 331-353.
- McDonald, B. C., 1967, Pleistocene events and chronology in the Appalachian region of southern Québec, Canada, Thèse de doctorat, New Haven, Connecticut, Yale University, 191 p.
- Menzies, J. 2002. Modern and past glacial environments. Butterworth-Heinemann, Oxford, 352 p.
- Ministère des terres et forêts. 1966. Service de la Photogrammétrie et de la Cartographie, Photo-cartothèque provinciale, Québec, 1 : 40 000.

- Ministère des terres et forêts. 1964. Service de la Photogrammétrie et de la Cartographie, Photo-cartothèque provinciale, Québec, 1 : 15 840.
- Mitchell, D., Tinawi, R., Law, T. 1990. Damage caused by the November 25, 1988 Saguenay earthquake, *Canadian Journal of Civil Engineering*, 17 (3), 338–365.
- Monecke, K., Anselmetti, F.S., Becker, A., Sturm, M., Giardini, D. 2004. The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics*, 394, 21–40.
- Monecke, K., Anselmetti, F.S., Becker, A., Schnelmann, M., Sturm, M., Giardini, D. 2006. Earthquake-induced deformation structures in lake deposits: A Late Pleistocene to Holocene paleoseismic record for Central Switzerland. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 99, 343–362.
- Montgomery, D.R., Korup, O. 2011. Preservation of inner gorges through repeated Alpine glaciations. *Nature Geoscience*, 4, 62–67.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O., Canas, J.A. 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, 304, 369–383.
- Moretti, M. 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedimentary Geology*, 135, 167–179.
- Moretti, M., Soria, J.M., Alfaro, P., Walsh, N. 2001. Asymmetrical soft-sediment deformation structures triggered by rapid sedimentation in turbiditic deposits. *Facies*, 44, 283–294.
- Moretti, M., Sabato, L. 2007. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant’Arcangelo Basin (Southern Italy) : Seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology*, 196, 31–45.
- Ministère des Ressources naturelles. 2002. Carte géologique du Québec. Édition 2002. DV 2002-06, 1 : 2 000 000.
- Moore, T.C., Rea, D.K., Mayer, L.A., Lewis, M.C.F., Dobson, D.M. 1994. Seismic stratigraphy of Lake Huron – Georgian Bay and postglacial lake level history. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31, 1606–1617.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J-C. 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean : a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, 21, 86–93.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *The Journal of Geology*, 103, 285–299.

- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J-C., Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 861-882.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J-C. 2002. Reply to discussion by Shanmugam on Mulder et al. (2001, *Geo-Marine Letters* 21: 86 - 93) Inversly graded turbidite sequences in the deep Mediterranean. A record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, 22, 112-120.
- Mulder, T., Cochonat, P. 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 43-57.
- Mullins, H.T. 1998. Holocene lake-level and climate change inferred from marl stratigraphy of the Cayuga Lake Basin, New-York. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 569-578.
- Mullins, H.T., Hinchey, E.J. 1989. Erosion and infill of New York Finger Lakes: Implications for Laurentide ice sheet deglaciation. *Geology*, 17, 622-625.
- Munro-Stasiuk, M.J. 2003. Subglacial Lake McGregor, south-central Alberta, Canada. *Sedimentary Geology*, 160, 325-350.
- Naldrett, D.L. 1988. The Late Glacial-Early glacio-marine transition in the Ottawa valley: evidence for a glacial lake? *Géographie physique et Quaternaire*, 42, 171-179.
- Nelson, R.E., Carter, L.D., Robinson, S.W. 1988. Anomalous radiocarbon ages from Holocene detrital organic lens in Alaska and their implications for radiocarbon dating and paleoenvironmental reconstructions in the Arctic. *Quaternary Research*, 29, 66-71.
- Obermeier, S.F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis – An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, 44, 1-76.
- Occhietti, S. 1980. Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec. Contribution à la paléo-géographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques, Université du Québec, *Paléo-Québec*, 10, 227 p.
- Occhietti, S. 2007. The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 61, 5-34.
- Occhietti, S., Richard, P. 2003. Effet réservoir sur les âges  $^{14}\text{C}$  de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène: révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, 57, 115-138.

- Occhietti, S., Govare, É., Klassen, R., Parent, M., Vincent, J.-S. 2004. Late Wisconsinan – Early Holocene deglaciation of Québec-Labrador. *In* Ehlers, J. et Gibbard, P.L. (Éds.) *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part II*, 243-273.
- Occhietti, S., Hillaire-Marcel, C. 1977. Chronologie  $^{14}\text{C}$  des événements paléogéographiques du Québec depuis 14 000 ans. *Géographie physique et Quaternaire*, 31, 123-133.
- Occhietti, S. 1982. Synthèse lithostratigraphique et paléo-environnements du Québec au Québec méridional. Hypothèse d'un centre d'englacement Wisconsinien au Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 36, 15-49.
- Occhietti, S., Parent, M., Lajeunesse, P., Robert, F., Govare, É. 2011. Late Pleistocene-early Holocene decay of the Laurentide ice sheet in Quebec-Labrador. *Developments in Quaternary Science*, 15, 601-630.
- Oswald, G.K.A., Robin, G. de Q. 1973. Lakes beneath the Antarctic ice sheet. *Nature*, 254, 251-254.
- Ouellet, M., 1997. Lake sediments and Holocene seismic hazard assessment within the St. Lawrence Valley, Québec. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 631-642.
- Pâquet, G., Beaulieu, O., Poly-Géo inc. 2010. Intégration du Parc éolien Rivière-du-moulin en dérivation sur le circuit 3095 – Construction d'une nouvelle ligne monoterne à 345 kv. Étude de photo-interprétation de 2<sup>e</sup> niveau. Rapport final présenté à Hydro-Québec – Administration d'ingénierie et Approvisionnement, Projets de transport et construction. 18 p. et 3 annexes.
- Parent, M., Occhietti, S. 1988. Late Wisconsinan deglaciation and champlain sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42, 215-246.
- Pattyn, F. 2004. Comment on the comment by M.J. Siegert on “A numerical model for an alternative origin of Lake Vostok and its exobiological implications for Mars” by N.S. Duxbury et al. *Journal of Geophysical Research*, 109, 1-4.
- Pattyn, F. 2008. Investigating the stability of subglacial lakes with a full Stokes ice-sheet model. *Journal of Glaciology*, 54, 353 – 361.
- Perren, B.B., Bradley, R.S., Francus, P. 2003. Rapid lacustrine response to recent high Arctic warming: a diatom record from Sawtooth Lake, Ellesmere Island, Nunavut. *Arctic, Antartique and Alpine Research*, 35 (3), 271-278.
- Piper, D.J.W., Normark, W.R. 2009. Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: A marine geology perspective. *Journal of Sedimentary Research*, 79, 347-362.

- Poulin et Thériault inc. 1990. Carte de dépôts de surface, Lac Jacques-Cartier, Québec, 21M/11. Gouvernement du Québec, Ministère de l'énergie, des mines et des ressources. 1 : 50 000.
- Powell, R.D. 1983. Glacial marine sedimentation processes and lithofacies of temperate tidewater glaciers, Glacier Bay, Alaska, p. 185-232. *In* B.F. Molnia (éd.) *Glacial Marine Sedimentation*, Plenum Press, New York, 844 p.
- Prest, V.K. 1969, Retreat of Wisconsin and Recent ice in North America. Geological Survey of Canada, Carte 1257A, 1:5 000 000.
- Rains, B., Shaw, J., Skoye, R., Sjogren, D., Kvill, D. 1993. Late Wisconsin subglacial megaflood paths in Alberta. *Geology*, 21, 323-326.
- Ressources naturelles Canada. 2011. Séismes Canada. [En ligne] <http://www.seismescanada.rncan.gc.ca/index-fra.php> Page consultée en février 2011.
- Richard, J. H., 1993, Origine et dynamique postglaciaire de la forêt au Québec, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 79, 31–68.
- Richter, C.F. 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25, 1-32.
- Rodriguez-Pascua, M.A., Garduno-Monroy, V.H., Israde-Alcantara, I., Pérez-Lopez, R. 2010. Estimation of the paleoepicentral area from the spatial gradient of deformation in lacustrine seismites (Tierras Blancas Basin, Mexico). *Quaternary International*, 219, 66-78.
- Roy, D.W., Schmitt, L., Woussen, G., Duberger, R. 1993. Lineaments from airborne SAR images and the 1988 Saguenay earthquake, Quebec, Canada. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 58, 8.
- Schnelmann, M., Anselmetti, F.S., Giardini, D., McKenzie, J.A., Ward, S.N. 2002. Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. *Geology*, 30, 1131-1134.
- Schnelmann, M., Anselmetti, F.S., Giardini, D., McKenzie, J.A. 2006. 15 000 years of mass-movement history in Lake Lucerne : implications for seismic and tsunami hazards. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 99, 409-428.
- Scholz, C.A. 2001. Applications of seismic sequence stratigraphy in lacustrine basins. *In* W. M. Last & J. P. Smol (éds.) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.

- Seilacher, A. 1984. Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Marine Geology*, 55, 1-12.
- Seilacher, A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13, 155-159.
- Sépaq. 2010. Réserve fauniques des Laurentides, un milieu sauvage d'une grande qualité [En ligne] <http://www.sepaq.com/rf/lau/index.dot> page consultée en septembre 2010.
- Shaw, J., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J., King, E.L., Todd, B.J., Bell, T., Batterson, M.J., Liveman, D.G.E. 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2059-2081.
- Shilts, W.W. 1980. Flow patterns in the central North American ice sheet, *Nature*, 286, 213-218.
- Shilts, W. W. 1984a. Sonar evidence for postglacial tectonic instability of the Canadian Shield and Appalachians. *In* Current research, part A. Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, 567-579.
- Shilts, W.W. 1984b. Quaternary events Hudson Bay Lowland and southern District of Keewatin, *In* R. J. Fulton, (éd.) Quaternary Stratigraphy of Canada — a Canadian Contribution to IGCP Project 24. Geological Survey of Canada, Paper 84-10, 127-134.
- Shilts, W.W. 1985. Geological models for the configuration, history and style of disintegration of the Laurentide Ice Sheet, *In* M. J. Waldenberg (éd.) Models in Geomorphology. Allen and Unwin, Boston, 73-91.
- Shilts, W. W., Blais, A., Adams, J. 1989. Subbottom profiling of Quebec Appalachian lakes and its potential to assessing seismic hazard. *In* Current research, part B. Geological Survey of Canada, Paper 89-1B, 143-154.
- Shilts, W.W., Clague, J.J. 1992. Documentation of earthquake-induced disturbance of lake sediments using subbottom acoustic profiling. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 1018-1042.
- Shilts, W. W., Farrell, L. E. 1982. Subbottom profiling of Canadian Shield lakes-implications for interpreting effects of acid rain. *In* Current research, part B. Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, 209-221.
- Shilts, W.W., Rappol, M., Blais, A. 1992. Evidence of late and postglacial seismic activity in the Témiscouata – Madawaska Valley, Quebec – New Brunswick, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 1043-1069.
- Shoemaker, E.M. 1991. On the formation of large subglacial lakes. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 1975-1981.



- Siegert, M.J. Ellis- Evans, J.C., Tranter, M., Mayer, C., Petit, J-R., Salamatin, A., Priscu, J.C. 2001. Physical, chemical and biological processes in Lake Vostok and other Antarctic subglacial lakes. *Nature*, 414 (6864), 603–609.
- Sims, J.D. 1973. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*, 182, 161-163.
- Sims, J.D. 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29, 141-152.
- Spirito, W. A. 1986. Sonar profiling: a subbottom study of Lake of Bays, Ontario. Mémoire de baccalauréat, Université de Carleton, Ottawa, Ont.
- Stevens, R., 1990. Proximal and distal glacial marine deposits in southwestern Sweden: contrasts in sedimentation, p. 307-316. In J.A. Dowdeswell and J.D. Scourse (éd.) *Glacial marine Environments: Processes and Sediments*. Geological Society, London, Special Publication, 53, 423 p.
- Stewart, I.S., Sauber, J., Rose, J. 2000. Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1367-1389.
- St-Onge, G., Long, B.F. 2009. CAT-scan analysis of sedimentary sequences: An ultrahigh-resolution paleoclimatic tool. *Engineering Geology*, 103, 127-133.
- St-Onge, G., Mulder, T., Piper, D.J.W., Hillaire-Marcel, C., Stoner J.S., 2004. Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Québec): a Holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews*, 23, 283-294.
- St-Onge, G., Mulder, T., Francus, P., Long, B. 2007. Continuous Physical Properties of Cored Marine Sediments. *Development in Marine Geology*, 1, 63-97.
- Strasser, M., Schindler, C., Anselmetti, F.S. 2008. Late Pleistocene earthquake-triggered moraine dam failure and outburst of Lake Zurich, Switzerland. *Journal of Geophysical Research*, 113, 16 p.
- Strasser, M., Anselmetti, F.S, Fah, D., Giardini, D., Schnellmann, M. 2006. Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failure in lakes. *Geology*, 34 (12), 1005-1008.
- Stuiver, M., Polach, H.A. 1977. Discussion: Reporting of  $^{14}\text{C}$  data. *Radiocarbon*, 19, 355-363.
- Stuiver, M. 1980. Workshop on  $^{14}\text{C}$  data reporting. *Radiocarbon*, 22: 964 - 966.
- Synkunas, B. 2011. Sismicité postglaciaire et mouvements de masse subaquatiques au lac Témiscouata, Est du Québec. Mémoire de maîtrise, Université Laval. Québec, Qc. 51 p.

- Syvitski, J. P. M., Praeg, D. 1989. Quaternary sedimentation in the St. Lawrence Estuary and adjoining areas, Eastern Canada: An overview based on high-resolution seismo-stratigraphy. *Géographie physique et Quaternaire*, 43, 291-310.
- Syvitski, J.P.M., Schafer, C.T., 1996. Evidences for an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord, Canada. *Sedimentary Geology*, 104, 127-153.
- Syvitski, J.P.M. 1989. On the deposition of sediment within glacier-influenced fjords: oceanographic controls. *Marine Geology*, 85, 301-329.
- Tarasov, L., Peltier, W.R. 2004. A geophysically constrained large ensemble analysis of the deglacial history of the North American ice-sheet complex. *Quaternary Science Reviews*, 83, 359-388.
- Turgeon, S., Dubois, J-M., Ouellet, M., Poulin, A. 2003. Sismostratigraphy des lacs Brompton, Memphrémagog et Massawippi, sud du Québec, Canada : déglaciation et paléoenvironnements sédimentaires du tardi-Quaternaire appalachien. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 1, 13-32.
- Ukkonen, P., Arppe, L., Houmark-Nielsen, M., Kjaer, K.H., Karhu, J.A. 2007. MIS 3 mammoth remains from Sweden - implications for faunal history, palaeoclimate and glaciation chronology. *Quaternary Science Reviews*, 26, 3081-3098.
- Van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C., Chapron, E. 1999. High-resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacial lake: Lake Le Bourget, Northwestern Alps, France. *Sedimentary Geology*, 128, 99-129.
- Van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C., Manalt, F. 1998. High-resolution seismic stratigraphy of late Quaternary fill of Lake Annecy (northwestern Alps): evolution from glacial to interglacial sedimentary processes. *Sedimentary Geology*, 117, 71-96.
- Veillette, J.J., Dyke, A.S., Roy, M. 1999. Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet: a review with new data from northern Quebec. *Quaternary Science Reviews*, 18, 993-1019.
- Waldmann, N., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Coronato, A., Austin Jr., J.A. 2010. Geophysical evidence of multiple glacier advances in Lago Fagnano (54°S), southernmost Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1188-1200.
- Wingham, D.J., Martin, J.S., Shepherd, A., Muir, A.S. 2006. Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes. *Nature*, 440, 1033-1036.
- Wohlfarth, B. 2010. Ice-free conditions in Sweden during Marine Oxygen Isotope Stage 3? *Boreas*, 39, 377-398.

- Wyatt, P. H., Thorleifson, L. H. 1986. Provenance and geochronology of Quaternary glacial deposits in the central Hudson Bay lowland, northern Ontario, GAC, MAC, CGU Joint Annual Meeting, Ottawa 1986, Program with Abstracts. p. 147.
- Xu S, Zheng G. 2003. Variations in radiocarbon ages of various organic fractions in core sediments from Erhai Lake, SW China. *Geochemical Journal*, 37, 135-144.
- Yu, S-Y., Shen, J., Colman, S.M. 2007. Modeling the radiocarbon reservoir effect in lacustrine systems. *Radiocarbon*, 49, 1241-1254.