

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

GÉOMORPHOLOGIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DES LAURENTIDES
ET DE LANAUDIÈRE ENTRE MASCOUCHE, DALESVILLE ET SAINT-
DONAT (QUÉBEC) : ÉCOULEMENTS GLACIAIRES ET PALÉOGÉOGRAPHIE
DE LA DÉGLACIATION

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

ALEXIS ROBITAILLE

OCTOBRE 2021

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.04-2020). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Avant tout, je veux remercier mon directeur, Robert-André Daigneault. D'abord pour m'avoir transmis ta passion, mais aussi pour la confiance que tu m'as accordée en m'offrant ce projet. Je te remercie aussi de m'avoir si bien accompagné et conseillé, merci! Je tiens aussi à remercier Olivier Caron. Dès notre première rencontre, ta passion et ta rigueur ont été une source d'inspiration et tes conseils m'ont grandement été utiles. Je veux aussi remercier Iyse Randour, autant pour ton dévouement et ton professionnalisme en tant que coordinatrice, mais aussi pour ton humanité en tant qu'amie. J'ai adoré travailler avec toi. Je veux aussi remercier Michel Lamothe. Nos quelques discussions, notamment à propos de la Mer de Champlain, ont grandement fait avancer ma réflexion. Je dois aussi remercier Jacques Schroeder pour ta sagesse et les bons moments passés ensemble. Je veux également remercier les employé(e)s du geolab Bertrand, Mourad, Sylvie et Hans pour tout le support que vous m'avez offert.

Je veux aussi remercier mes collègues et amies Alexis, Carole-Anne et Claude. J'ai eu tellement de plaisir avec vous! Un gros merci à Élie pour avoir été là pour moi dans les moments plus rocaillieux, merci mon ami. Je désire aussi remercier Thomas et Geneviève qui m'ont assisté sur le terrain.

Je tiens aussi à remercier ma famille et mes ami(e)s pour m'avoir enduré, mais surtout appuyé, tout au long de cette aventure. Lauriane, merci pour ta patience et tes encouragements, je n'y serais pas arrivé sans toi. Je tiens aussi à remercier spécialement Clémence, Philippe et Antoine pour m'avoir accompagné sur le terrain. Finalement, un gros merci à mon oncle François pour m'avoir appris à conduire *in extremis* et ainsi m'avoir permis de faire partie de la campagne de terrain en 2017.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES SYMBOLE	xiii
RÉSUMÉ.....	xiv
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I LE TERRITOIRE ÉTUDIÉ, LES TRAVAUX ANTÉRIEURS ET LA MÉTHODOLOGIE.....	4
1.1 Localisation	4
1.2 Géologie.....	6
1.2.1 Province géologique de Grenville.....	6
1.2.2 Province géologique de la Plateforme du Saint-Laurent.....	6
1.3 Physiographie	8
1.4 Hydrographie.....	10
1.5 Travaux antérieurs	11
1.5.1 État de la cartographie des dépôts meubles.....	11
1.5.2 Écoulements glaciaires.....	12
1.5.3 Les plans d'eau ayant envahi le territoire, chronologie et extension	13
1.5.4 Le patron de la déglaciation et sa chronologie.....	20
1.6 Méthodologie.....	23
1.6.1 Photo-interprétation préliminaire	23
1.6.2 Campagne de terrain	23
1.6.3 Compilation des données	24
1.6.4 Cartographie des dépôts meubles.....	24
CHAPITRE II L'ÉROSION GLACIAIRE.....	26
2.1 Mésoformes (1 à 100 m).....	26
2.2 Microformes (1 mm à 1 m).....	27

2.2.1	Formes en croissant.....	27
2.2.2	Stries et rainures.....	29
2.3	Les mouvements glaciaires et leur chronologie.....	30
2.4	Conclusion.....	33

CHAPITRE III LITHOSTRATIGRAPHIE ET GÉOMORPHOLOGIE ET SÉDIMENTOLOGIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES 36

3.1	Sédiments glaciaires	36
3.1.1	Till.....	37
3.2	Sédiments fluvioglaciaires.....	43
3.2.1	Sédiments de la moraine frontale de Saint-Narcisse (GxT).....	43
3.2.2	Sédiments juxtaglaciaires (Gx).....	48
3.2.3	Sédiments d'épandage proglaciaire subaérien (Go).....	52
3.3	Sédiments glaciolacustres.....	53
3.3.1	Sédiments fins d'eau profonde (LGa).....	54
3.3.2	Sédiments littoraux et pré-littoraux (LGb).....	55
3.3.3	Sédiments deltaïques et prodeltaïques (LGd).....	57
3.4	Sédiments glaciomarins (Mer de Champlain).....	59
3.4.1	Sédiments fins d'eau profonde (MGa).....	59
3.4.2	Sédiments littoraux et pré-littoraux (MGb).....	61
3.4.3	Sédiments deltaïques et prodeltaïques	64
3.5	Sédiments lacustres (Lac à Lampsilis) (Lb et Ld).....	66
3.6	Sédiments alluviaux.....	67
3.6.1	Alluvions des terrasses anciennes (Ax).....	67
3.6.2	Alluvions des terrasses fluviales (At).....	68
3.7	Sédiments éoliens	69
3.8	Sédiments organiques	69
3.9	Dépôts de versant.....	69

CHAPITRE IV MODÉLISATION DE LA LIMITE MARINE ENTRE LA VALLÉE DE LA RIVIÈRE ROUGE ET LA VALLÉE DE LA RIVIÈRE OUAREAU ET HYPOTHÈSE DE L'EXTENSION DU LAC CANDONA DANS LE PIEDMONT LAURENTIEN 70

4.1	Méthodologie.....	70
-----	-------------------	----

4.2	Région du Piedmont laurentien et vallée de la rivière du Nord.....	72
4.2.1	Les indices sédimentaires.....	72
4.2.2	Extension possible du Lac Candona dans le piedmont laurentien	76
4.3	Vallée de la rivière Rouge	80
4.4	Vallées de la rivière Ouareau et de la rivière L'Assomption.....	82
4.5	Évolution du niveau la Mer de Champlain.....	83
4.6	Conclusion.....	85
CHAPITRE V RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE L'EXTENSION ET DE L'ÉVOLUTION DES PALÉOLACS GLACIAIRES DE LA RÉGION ÉTUDIÉE.....		
5.1	Méthodologie.....	89
5.2	Reconstitution des paléolacs glaciaires	91
5.2.1	Paléolacs au sud du complexe morainique de Saint-Narcisse	94
5.2.2	Paléolacs au nord du complexe morainique de Saint-Narcisse.....	105
5.3	Conclusion.....	117
CHAPITRE VI PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA FIN DU PLÉISTOCÈNE DE LA RÉGION DES LAURENTIDES		
6.1	L'Alleröd	119
6.2	Le Dryas récent.....	120
6.3	L'Holocène	121
CONCLUSION.....		
ANNEXE A LIGNES DE VOL ET COUVERTURE STÉRÉOSCOPIQUE		
		126
ANNEXE B GÉOFICHE DU MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES NATURELLES DU QUÉBEC.....		
		128
ANNEXE C CARTES DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA RÉGION DE SAINT-SAUVEUR-DES-MONTS (31G16).....		
		130
ANNEXE D CARTES DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA RÉGION DE SAINTE-AGATHE-DES-MONTS (31J01).....		
		131

ANNEXE E CARTES DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA RÉGION DE SAINT-DONAT-DE-MONTCALM (31J08).....	132
ANNEXE F CARTES DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA RÉGION DES LAURENTIDES (31H13)	133
ANNEXE G TABLEAU DES DONNÉES DE PALÉORIVAGES DU LAC CANDONA ET DE LA LIMITE MARINE DIACHRONIQUE (UTM zone 18) ...	134
ANNEXE H RELIEF OMBRÉ DES DONNÉES DU LIDAR DE LA RÉGION DE PINE HILL (A) ET SAINTE-ADÈLE (B)	138
BIBLIOGRAPHIE	140

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Localisation du territoire étudié.....	5
Figure 1.2 Géologie du substrat rocheux modifié de Thériault et Beauséjour (2012).	7
Figure 1.3 Modèle d'élévation ombré tiré des données du SRTM (EROS, 2018)	9
Figure 1.4 Bassins versants et réseau hydrographique.....	10
Figure 2.1 Roche moutonnée striée dont la face d'arrachement et les stries indiquent un écoulement vers le SSE (158°) (région de Saint-Donat-de-Montcalm).....	27
Figure 2.2 Trainée de broutures concaves dont l'orientation indique un écoulement vers le S (168°), région de Notre-Dame-de-la-Merci.	28
Figure 2.3 Trainée de broutures concaves sur une roche moutonnée dont l'orientation indique un écoulement vers le S (191°) (région de Morin Heigth).....	28
Figure 2.4 Stries et rainures indiquant un écoulement vers le SSE (160°) (région du Lac-des-Seize-Îles).....	29
Figure 2.5 Répartition et orientation des microformes d'érosion glaciaire, leur chronologie (1= écoulement ancien, 2= écoulement plus récent) et histogramme de fréquence (n=98). Les couleurs indiquent les familles dominantes (rouge = S, bleu = SE, vert = SO et mauve = ESE).....	31

Figure 2.6 Surface tronquée dans la région de Sainte-Julienne présentant une légère bifurcation antihoraire lors d'un écoulement vers le sud	32
Figure 2.7 Chronologie des écoulements glaciaires régionaux établie à partir des formes d'érosion répertoriées (1 = le plus ancien)	34
Figure 2.8 Synthèse des écoulements glaciaires régionaux modifiée de Ross et al. (2006). Le terrain à l'étude est illustré en gris. Les flèches représentent le sens de l'écoulement : noir = Ross et al. (2006), bleu = Dubois-Verret (2015) rouge = ce mémoire. Le front illustré dans la figure f représente la Moraine de Saint-Narcisse (Occhietti, 2007).	35
Figure 3.1 Histogrammes de fréquences de l'orientation des trainées morainiques derrière abris (a), des drumlinoïdes (b) et des crêtes morainiques (hors du complexe morainique de Saint-Narcisse) (c)	39
Figure 3.2 Géomorphologie de la région de Notre-Dame-de-la-Merci. La localisation des figures de ce chapitre est présentée dans la figure 3.7	39
Figure 3.3 Till de fond de la région physiographique des Hautes terres, sud du lac Archambault, azimut 70° (géofiche AR270618025).....	40
Figure 3.4 Till de fond des Basses-Terres du Saint-Laurent, région de L'Épiphanie, azimut 120° (géofiche IR240718050)	41
Figure 3.5 Till remanié, région de Sainte-Sophie, altitude 111 m, azimut 155°	42
Figure 3.6 Till d'ablation, région de Saint-Faustin, azimut 250°	43

Figure 3.7 Répartition des dépôts et des formes fluvioglaciaires et localisation des figures 3.2, 3.8, 3.11, 3.21 et 3.23.....	44
Figure 3.8 Géomorphologie de la région du lac de la Montagne noire et localisation des figures 3.9 et 3.10.....	46
Figure 3.9 Coupe dans la Moraine de Saint-Narcisse au sud du lac de la Montagne Noire, azimut 110° (géofiche AR010718033).....	47
Figure 3.10 Faciès d'ablation au sommet d'une crête morainique majeure orientée NNE-SSO situé à l'est du lac à l'Original, azimut 350° (géofiche AR27061823)	47
Figure 3.11 Géomorphologie de la vallée de la rivière du Diable	50
Figure 3.12 Coupe dans un esker montrant des blocs et galets jointifs sub-arrondis ; région à l'est du lac Brulé, azimut 40° (géofiche AR030718069)	51
Figure 3.13 Structure et texture des sédiments d'épandage proglaciaire subaérien, région de Saint-Faustin, azimut 210°	53
Figure 3.14 Sédiments fins d'eau profonde, région de Notre-Dame-de-la-Merci, azimut 35°, (géofiche AR200618013)	55
Figure 3.15 Sédiments glaciolacustres littoraux, région de Notre-Dame-de-la-Merci, azimut 45° (géofiche AR200618013)	57
Figure 3.16 Coupe dans un delta montrant des lits frontaux et sommitaux (468 m), sud du lac Archambault, azimut 270°	59
Figure 3.17 Répartition des formes et des dépôts glaciomarins et lacustres.....	60

- Figure 3.18 Texture des dépôts fins d'eau profonde glaciomarin, région de Saint-Calixte, azimut 10° (géofiche AR02081865) 61
- Figure 3.19 Texture et structure des dépôts littoraux, région de Saint-Calixte, azimut 10° (géofiche AR02081865)..... 63
- Figure 3.20 Faciès littoral issue du remaniement du till, région de Saint-Calixte, azimut 130° 64
- Figure 3.21 Géomorphologie de la région de Saint-Hippolyte (à l'est de Lac-Connelly), la bande bleu montre la limite marine du secteur (240-241 m) 65
- Figure 3.22 Coupe dans un delta glaciomarin , azimut 0° (géofiche AR010818063). 66
- Figure 3.23 Géomorphologie de la région de Sainte-Julienne 67
- Figure 3.24 Alluvions de terrasse fluviale située à l'ouest du lac Louisa, azimut 135° 68
- Figure 4.1 Secteurs envahis par le lac Candona (mauve) et par la Mer de Champlain dans la région à l'étude. Les lettres indiquent les lacs où Dadswell (1974) a répertorié la présence de population de *Mysis relicta* et de *Potoporeia affinis* : Louisa (a), Barron (b), Connelly (c) et l'Achigan (d). La légende de cette figure s'applique aux autres figure du chapitre 4. 73
- Figure 4.2 A : Étendue et altitude maximale de la Mer de Champlain entre la vallée de la rivière Rouge et la vallée de la rivière Ouareau. B : L'altitude des formes figurant sur la carte et reportées sur la droite A-B orientée 349°-169°. Les lignes indiquent le niveau du lac Candona (mauve) et la limite marine dans les vallées des rivières du Nord (noir), Ouareau (vert) et Rouge (rouge)..... 75

Figure 4.3 La position du front glaciaire associé à la transition entre le lac Candona et la Mer de Champlain proposée par différents auteur(e)s. Les lettres indiquent les lacs où Dadswell (1974) a répertorié la présence de population de *Mysis relicta* et de *Potoporeia affinis* : Louisa (a), Barron (b), Connelly (c) et l’Achigan (d). ... 77

Figure 4.4 A : Modèles régionaux de l’étendue et du gauchissement du lac Candona (A1) et de la Mer de Champlain (A2), les points indiquent les données utilisées (Parent et Occhietti, 1988, révisées à l’aide des données du LiDAR, Rayburn, 2004 et Prince et al., 2019). B : L’altitude des formes et leur distance perpendiculaire à l’isoligne de rivage de 180 m (ligne rouge dans A) du modèle du gauchissement de la Mer de Champlain, le X indique l’exutoire du lac Candona. 79

Figure 4.5 Interprétation de l’évolution du niveau de la Mer de Champlain d’après le modèle proposé par Hooke et Ridge (2016). Les lignes bleues illustrent l’abaissement du niveau marin local dû au rebond isostatique. Les symboles utilisés sont les mêmes que ceux de la figure 4.1 et 4.2..... 85

Figure 5.1 Légende des figures du chapitre 5. 90

Figure 5.2 Schématisation de la méthode, (a) cartographie des formes (voir légende (figure 5.1)), (b) cartographie des paléo-rivages en fonction des formes observées, (c) établissement de la position d'obturation glaciaire nécessaire pour expliquer la répartition spatiale et altitudinale des phénomènes observés, (d) mesure du taux de gauchissement, (e) reconstitution avec modèle numérique de terrain corrigé 91

Figure 5.3 Répartition spatiale des dépôts et formes fluvioglaciaires, glaciolacustres et glaciomarins et index des figures présentées dans ce chapitre. 93

Figure 5.4 Reconstitution de l'étendue et des différents niveaux des lacs glaciaires Beaven, Perdue et des Écorces.....	95
Figure 5.5 Reconstitution de l'étendue et des différents niveaux des lacs glaciaires de la région du lac Sauvage	99
Figure 5.6 Reconstitution de l'étendue et des différents niveaux des lacs glaciaires du bassin versant de la rivière du Nord et d'une portion du bassin versant de la rivière Ouareau.	101
Figure 5.7 Reconstitution de l'étendue et des différents niveaux des lacs glaciaires de la région de Brébeuf.....	106
Figure 5.8 Reconstitution de l'étendue et des différents niveaux des lacs glaciaires de la région de Saint-Faustin.....	110
Figure 5.9 Reconstitution de l'étendue et des différents niveaux des lacs glaciaires de la région de Saint-Donat.....	114
Figure 6.1 Synthèse des positions de la marge glaciaire lors de la déglaciation	122

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES SYMBOLE

ABRÉVIATIONS

BDTQ	Base de données topographique du Québec
GPS	<i>Global positioning system</i>
LiDAR	<i>Light detection and ranging</i>
PACES	Projets d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines
SNRC	Système national de référence cartographique
SIGÉOM	Système d'information géominière
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
TIFF	<i>Tagged Image File Format</i>
UQAM	Université du Québec à Montréal

SIGLES ET SYMBOLE

BP	<i>Before Present</i>
cal.	Calendaire
cm	Centimètre
E	Est
Ga	Milliard d'années
Ka	Millier d'années
km	Kilomètre
km ² .	Kilomètre carré
m	Mètre
mm	Millimètre
N	Nord
O	Ouest
S	Sud
%	Pourcentage
°	Degré
±	Plus ou moins

RÉSUMÉ

Dans le cadre PACES, la cartographie complète ou partielle des dépôts meubles de quatre feuillets cartographiques (1 :50 000) a été réalisée par photo-interprétation, puis corrigée avec les données du Lidar. Au total 99 géofiches, 1100 géofiches simplifiées et plus de 1500 affleurements rocheux ont été compilés. L'analyse et l'interprétation de ces données ont permis de proposer un modèle de la déglaciation pour la région des Laurentides et de Lanaudière.

À partir des 111 formes d'érosion glaciaire répertoriées, quatre mouvements ont été identifiés. En se basant sur la littérature, le recoupement des formes a permis de proposer la chronologie suivante : 1) SE, associé à l'englaciation. 2) S, associé au pléniglaciaire. 3) SO, associé au courant de glace du lac Ontario. 4) S, SE et ESE, associé à la déglaciation de la région, où la glace était davantage influencée par la topographie. La configuration des formes glaciaires (crêtes morainiques, drumlinoïdes et trainées morainiques derrière des abris rocheux), des formes fluvioglaciaires (deltas juxtaglaciaires, terrasses de kame, eskers et chenaux juxtaglaciaires) et des dépôts et des formes glaciolacustres (delta, littoraux et terrasses) permet de préciser le mode de déglaciation : les sommets ont d'abord été déglacés, laissant des dépressions occupées par la glace souvent sous la forme de lobe ayant permis le développement de lacs d'obturation glaciaire. Les altitudes des formes marines ont permis de préciser la limite de la Mer de Champlain et son évolution. Dans la vallée de la rivière du Nord, la limite marine augmente vers le nord et atteint 247 m près de Saint-Adèle, alors que dans la vallée de la rivière Rouge, la limite marine semble diminuer progressivement vers le nord pour atteindre 225 m au sud de la Moraine de Saint-Narcisse. Sur le piedmont laurentien, en bordure de la vallée du Saint-Laurent et dans la vallée de la rivière du Nord, des deltas-juxtaglaciaires, des épandages sub-aquatiques, ainsi que le délavage du till indiquent la présence d'une étendue d'eau à une altitude d'environ 47 m au-dessus de la limite marine. Nous suggérons que ces formes soient associées à l'extension nord du lac Candona et proposons une nouvelle position de la marge pour la transition entre ce lac glaciaire et la Mer de Champlain. Les données d'altitude de certains lacs d'obturation glaciaire, dont le lac Candona ainsi que celle de la Mer de Champlain au sud de la limite nord du lac Candona ont permis de mesurer un taux de gauchissement glacio-isostatique variant entre 0,8 et 0,9 m/km et orienté vers le NNO. La reconstruction de l'étendue des paléolacs a permis d'identifier 112 niveaux glaciolacustres et de tracer 154 positions de la marge. Au nord du complexe morainique de Saint-Narcisse, la mesure de la distance entre les crêtes morainiques observées au

sein des bassins glaciolacustres et interprétées comme des moraines de De Geer ont permis d'estimer le taux moyen de retrait à près de 38 m par année.

Mots clés : Géomorphologie glaciaire, Paléogéographie, Cartographie des dépôts meubles, Déglaciation, Mer de Champlain, Limite marine, Lac glaciaire, Lac Candona, Écoulement glaciaire, Moraine de Saint-Narcisse, Dryas récent

INTRODUCTION

La période du Quaternaire fut marquée par des cycles glaciaires/interglaciaires qui ont eu d'importants effets sur la surface terrestre, notamment dans les zones jadis englacées comme le sud du Québec. Que ce soit par l'action érosive des glaciers ou par la succession d'environnements sédimentaires qui en découlent, les glaciations ont modelé la surface terrestre laissant derrière elles un palimpseste de vestiges sédimentaires et morphologiques. L'étude de ces vestiges permet de reconstruire, dans l'espace et dans le temps, la séquence d'évènements géologiques expliquant le territoire actuel et d'en déduire les fluctuations climatiques du passé.

Depuis 2008, le gouvernement du Québec a mis en place des projets d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES). L'accomplissement de ce type de projet, visant à notamment à cartographier et caractériser les aquifères exploitables à partir de modélisations de l'architecture tridimensionnelle du souterrain nécessite une bonne connaissance de l'étendue et des caractéristiques sédimentologiques et stratigraphiques des dépôts meubles et de leur répartition (Lefebvre et al., 1999; Boivert, et al., 2008).

Dans la région des Laurentides, la distribution et la nature des dépôts de surface demeurent encore mal connus. D'ailleurs, aucune reconstitution paléogéographique à l'échelle du 1 : 100 000 n'y a encore été réalisée (Martineau et Lapointe, 2004). Pour pallier à ce manque de connaissances, les départements de géographie et des sciences de la terre et de l'atmosphère de l'UQAM ont réalisé, entre mai 2018 et avril 2019, des cartes des dépôts meubles de la région des Laurentides. Ce projet a été réalisé sous la supervision de l'agente de recherche Iyse Randour sous la supervision de Robert-André

Daigneault (département de Géographie), Michel Lamothe et Martin Roy (département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère) (Randour et al., 2019a). La cartographie numérique des feuillets 31J01 et 31G16 a été réalisée par l'auteur de ce mémoire Robitaille et al. (2019a, 2019b), tandis ce que celles des feuillets 31J08 et 31H13 a été réalisée par Randour et al. (2019b, 2019c).

L'objectif principal de ce mémoire est de reconstituer l'histoire de la déglaciation de la région des Laurentides et de Lanaudière à partir des données sédimentologiques et géomorphologiques obtenues lors du projet PACES.

Le premier objectif secondaire est de caractériser l'écoulement glaciaire dans la région des Laurentides. Cet objectif consiste à décrire les différentes formes d'érosion glaciaire, leurs caractéristiques ainsi que leur répartition. Cet objectif cherche à caractériser les directions de l'écoulement glaciaire (orientation et chronologie) à partir des formes d'érosion observées.

Le deuxième objectif secondaire consiste à caractériser les dépôts meubles. L'appellation dépôts meubles permet de nommer à la fois les dépôts de surfaces et les formes de ces derniers de manière plus concise. Cet objectif est donc de décrire et d'interpréter, pour l'ensemble du territoire à l'étude, les caractéristiques sédimentologiques (texture, structure, morphométrie des clastes), stratigraphiques et morphologiques des dépôts meubles observées. La description des différents dépôts et leur position permettent de mettre ces derniers en relation dans l'espace et dans le temps pour ultimement établir leur genèse, notamment par la réalisation des quatre cartes des dépôts meubles à l'échelle du 1 :50 000. Ces cartes agrégées permettent d'avoir une échelle (1 :100 000) suffisamment large pour bien interpréter la genèse des dépôts, mais surtout pour ultimement reconstituer les séquences d'événements paléogéographiques de la région.

Le troisième objectif secondaire est de modéliser l'étendue maximale diachronique de la Mer de Champlain ainsi que l'étendue nord du lac proglaciaire Candona et d'y mesurer le taux de gauchissement.

Le quatrième objectif secondaire est de modéliser l'étendue des paléolacs glaciaires dans la région de Laurentides. Cet objectif est réalisé à l'aide des informations compilées lors de la caractérisation des dépôts meubles. Le traitement numérique et l'analyse des dépôts glaciolacustres, fluvioglaciaires et des exutoires potentiels permettent d'établir l'étendue des différents stades glaciolacustres et les positions relatives de la marge glaciaire qui leur sont associés. L'atteinte de cet objectif permet de présenter les positions successives de la marge glaciaire lors du retrait.

Ce mémoire est divisé en six chapitres. Le premier est une mise en contexte du territoire étudié (localisation, géologie, physiographie et hydrographie) et de l'état des connaissances actuelles à partir des travaux antérieurs. Il comprend aussi une description de la méthodologie employée pour la réalisation du mémoire. Le deuxième, le troisième, le quatrième et le cinquième chapitre portent respectivement sur le premier, le deuxième, le troisième et le quatrième objectif secondaire, soit l'érosion glaciaire, les dépôts meubles et la modélisation de la Mer de Champlain et la modélisation des paléolacs glaciaires. Le sixième chapitre présente, par la compilation des données accumulées lors des chapitres précédents, une reconstitution paléogéographique des événements glaciaires et postglaciaires à l'échelle du territoire étudié. Nous tentons aussi de corrélér, à une échelle plus large, nos résultats avec les connaissances paléogéographiques des régions voisines.

CHAPITRE I

LE TERRITOIRE ÉTUDIÉ, LES TRAVAUX ANTÉRIEURS ET LA MÉTHODOLOGIE

1.1 Localisation

Le territoire étudié se situe à la jonction entre la région administrative des Laurentides et de Lanaudière. Il est situé entre les latitudes $45^{\circ}45'00''\text{N}$ et $46^{\circ}27'29''\text{N}$ et les longitudes $74^{\circ}30'00''\text{O}$ et $73^{\circ}30'00''\text{O}$ et représente les feuillets topographiques 31H13, 31G16, 31J01 et partiellement 31J08 (figure 1.1). La limite nord du terrain correspond aux frontières septentrionales des municipalités de Lac-Supérieur et de Saint-Donat. La superficie totale est de 3861 km^2 . Le territoire cartographié sous la supervision de l'auteur de ce mémoire, est situé entre les latitudes $45^{\circ}45'00''\text{N}$ et $46^{\circ}15'00''\text{N}$ et les longitudes $74^{\circ}30'00''\text{O}$ et $74^{\circ}00'00''\text{O}$, sa superficie totale est de 2151 km^2 et il correspond aux feuillets 31G16 et 31J01. Le territoire étudié dans le cadre du chapitre 4 déborde légèrement à l'ouest et au sud-ouest du terrain cartographié et comprend l'est des feuillets topographiques 31J02 et 31G15 et le nord du feuillet 31G09. Les municipalités importantes sont Saint-Jérôme, Prévost, Sainte-Adèle, Sainte-Agathe-des-Monts, Saint-Faustin-Lac-Carré, Saint-Donat, Sainte-Sophie, Saint-Lin-Laurentides, Saint-Calixte et Sainte-Julienne. Le nord-ouest du terrain se situe dans le parc national du Mont-Tremblant. Les voies de communication principales sont les autoroutes 15 et 25, les routes, 125, 117, 158, 329, 341 et 364 et le chemin du Nordet.

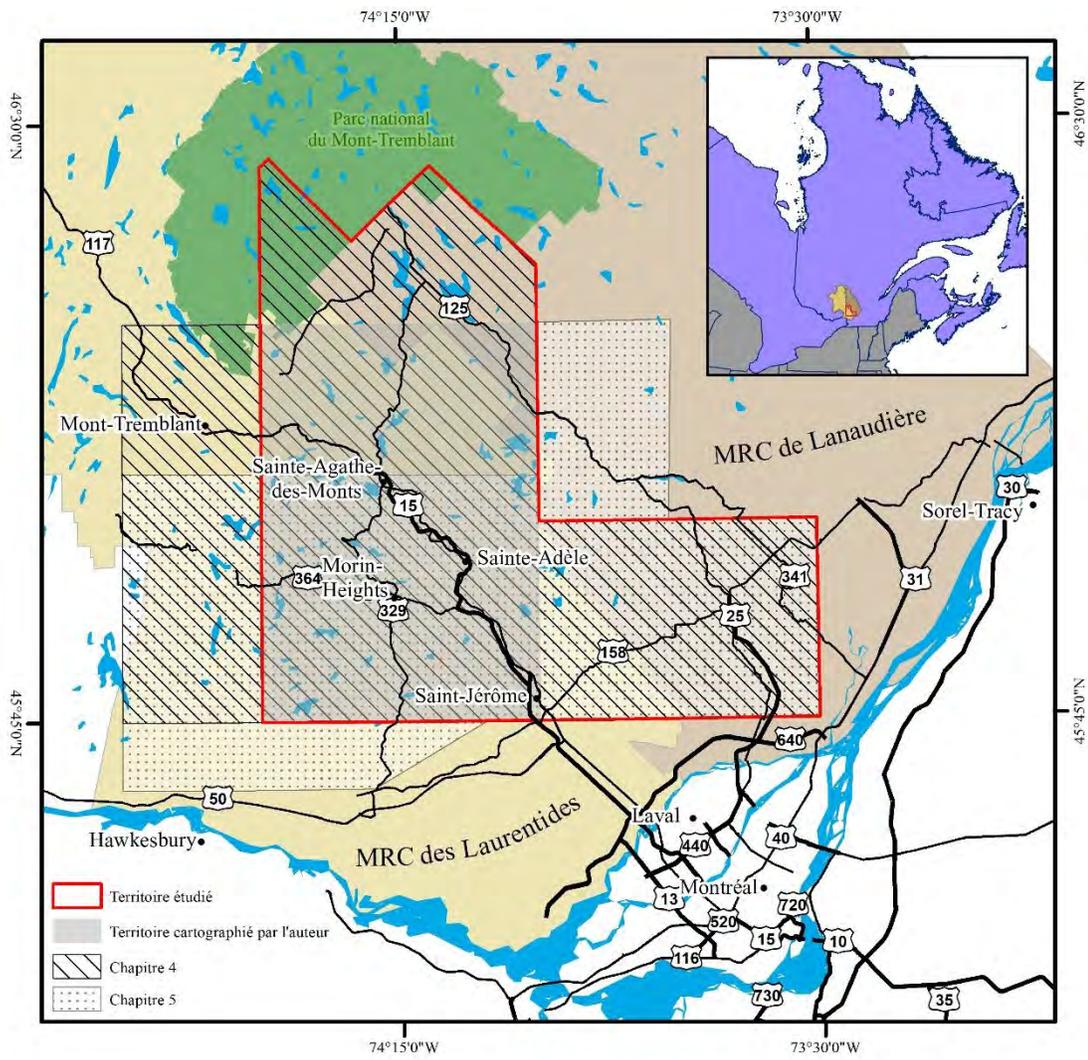


Figure 1.1 Localisation du territoire étudié.

1.2 Géologie

La région étudiée chevauche la Province de Grenville du Bouclier canadien et la Plateforme du Saint-Laurent. Le contact en surface de ces deux provinces se fait le long de la faille normale de New-Glasgow et celle de Sainte-Julienne (Globensky, 1987) (figure 1.2).

1.2.1 Province géologique de Grenville

La Province de Grenville résulte d'une succession d'orogénèses ayant érigé le long de la marge du continent Laurentia, à la fin du mésoprotérozoïque, une chaîne de montagnes similaire à l'Himalaya actuel (Québec, 2018). Sur le terrain à l'étude, la majorité du substrat rocheux de la province de Grenville est associé au terrane de Morin formé entre 1,165 et 1,135 Ga, lors de l'orogénèse de Shawinigan (Corriveau, 2013). Ce complexe plutonique est composé d'un massif d'anorthosite entouré de la suite AMCG (anorthosite, mangérite, charnockite et granite) de Morin. Les faciès mafiques sont l'anorthosite, le leucogabbro ainsi que le leuconorite. Les faciès intermédiaires et felsiques comprennent de la monzonite, de la charnockite ainsi que de la mangérite (ibid, 2013). Le terrane de Morin comprend aussi quelques zones de roches métasédimentaires, notamment des paragneiss et des marbres.

1.2.2 Province géologique de la Plateforme du Saint-Laurent

Les formations rocheuses qui composent la Plate-Forme du Saint-Laurent ont été mises en place dans le bassin de l'océan Iapétus. Cet océan s'est formé à la fin du Précambrien, suite à la dislocation du continent par un réseau de grabens (Gauthier, 1992). Sur le terrain d'étude, les unités lithostratigraphiques présentes sont les grès du Groupe de Postdam, datant du Cambrien inférieur, les dolomies, les grès et les mudstones de l'Ordovicien inférieur et moyen des groupes de Beekmantown, Chazy et Black River,

ainsi que le calcaire du Groupe de Trenton, les shales du Groupe de l'Utica et les shales gris et les grès de Lorraine de l'Ordovicien supérieur (Globensky, 1987).

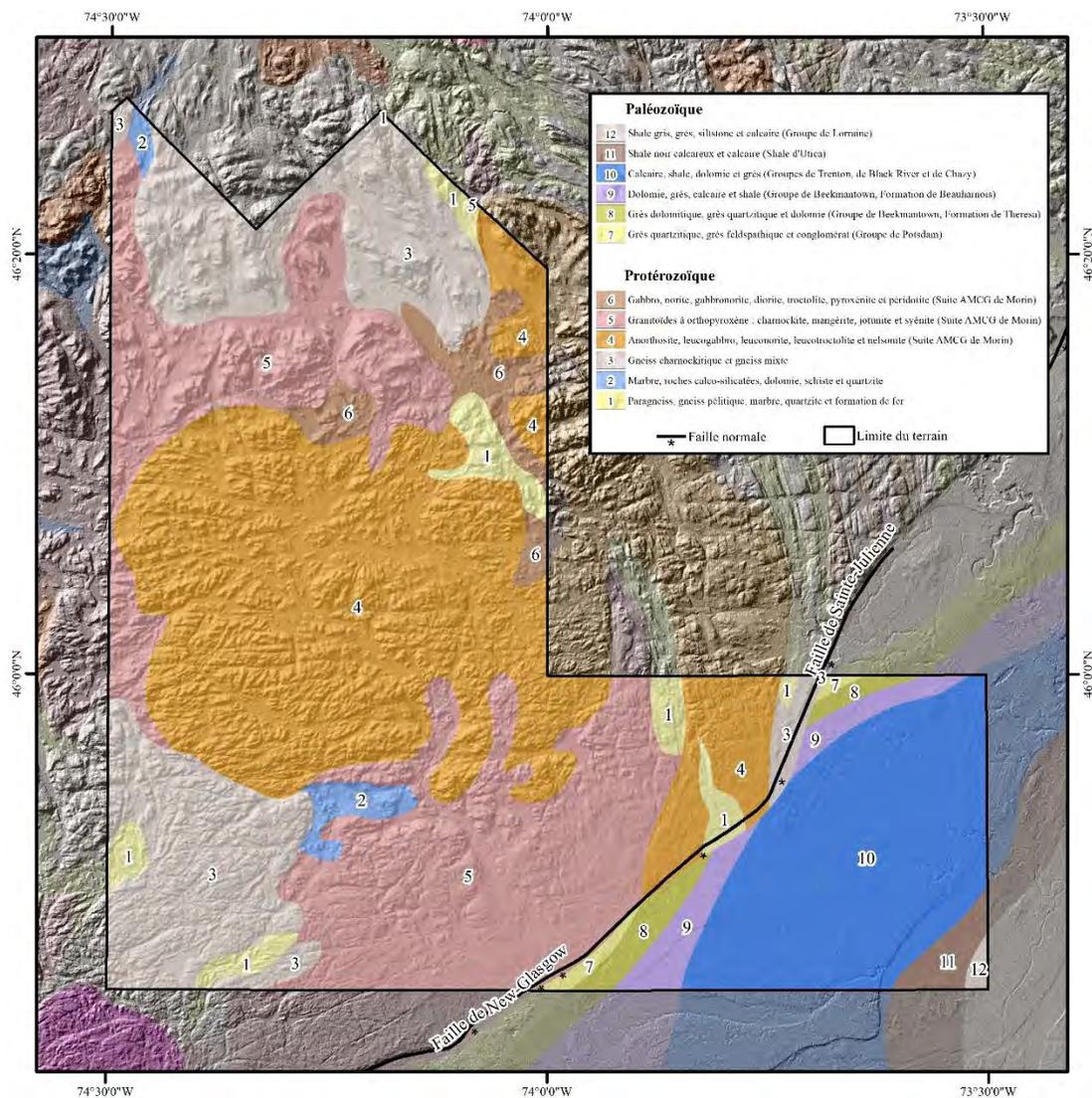


Figure 1.2 Géologie du substrat rocheux modifié de Thériault et Beauséjour (2012)

1.3 Physiographie

Le terrain étudié comprend deux zones physiographiques : les Hautes Terres et les Basses-Terres du Saint-Laurent (Tremblay, 1977; figure 1.3). Ces dernières correspondent aux deux provinces géologiques mentionnées plus tôt et ont été délimitées, de manière arbitraire, par la courbe d'élévation de 125 mètres d'altitude.

Dans les Hautes Terres, l'élévation moyenne varie entre 500 m au nord et 275 m au sud. Il s'agit d'un plateau rocheux disséqué par de nombreuses vallées majoritairement d'orientation N-S et NO-SE. Au nord de l'anorthosite de Morin, les écarts d'élévation sont importants et les sommets les plus hauts culminent respectivement à 888 m (montagne Noire), 887 m (montagne Blanche) et 883 m (montagne Le Carcan). Ces collines correspondent grossièrement aux unités à faciès felsiques, alors que les dépressions, comme les lacs Archambault (388 m) et Ouareau (383 m), occupent les zones où des faciès mafiques sont présents. Dans la zone du massif de Morin, l'élévation maximale est relativement constante et ne dépasse pas 600 m. Les dépressions de Morin Heigth, de Wentworth-Nord et de Louisa occupent les zones où la roche est d'origine métasédimentaire. Les autres dépressions, notamment les vallées de la rivière du Nord et Doncaster, doivent leur origine à l'érosion fluviale contrôlée par les structures linéaires (Parry, 1963)

Dans les Basses-Terres, le relief est plutôt plat et l'élévation moyenne varie entre 80 m au nord et 45 m au sud. Quelques zones constituent de petites collines qui peuvent être observées notamment au sud-est de Sainte-Julienne. Au sud-est du terrain, on observe les élévations les plus basses (entre 8 et 45 m) au pied d'une terrasse orientée NE-SO dont l'altitude est de 45 m. Quelques chenaux et cicatrices de glissement de terrain marquent aussi le relief.

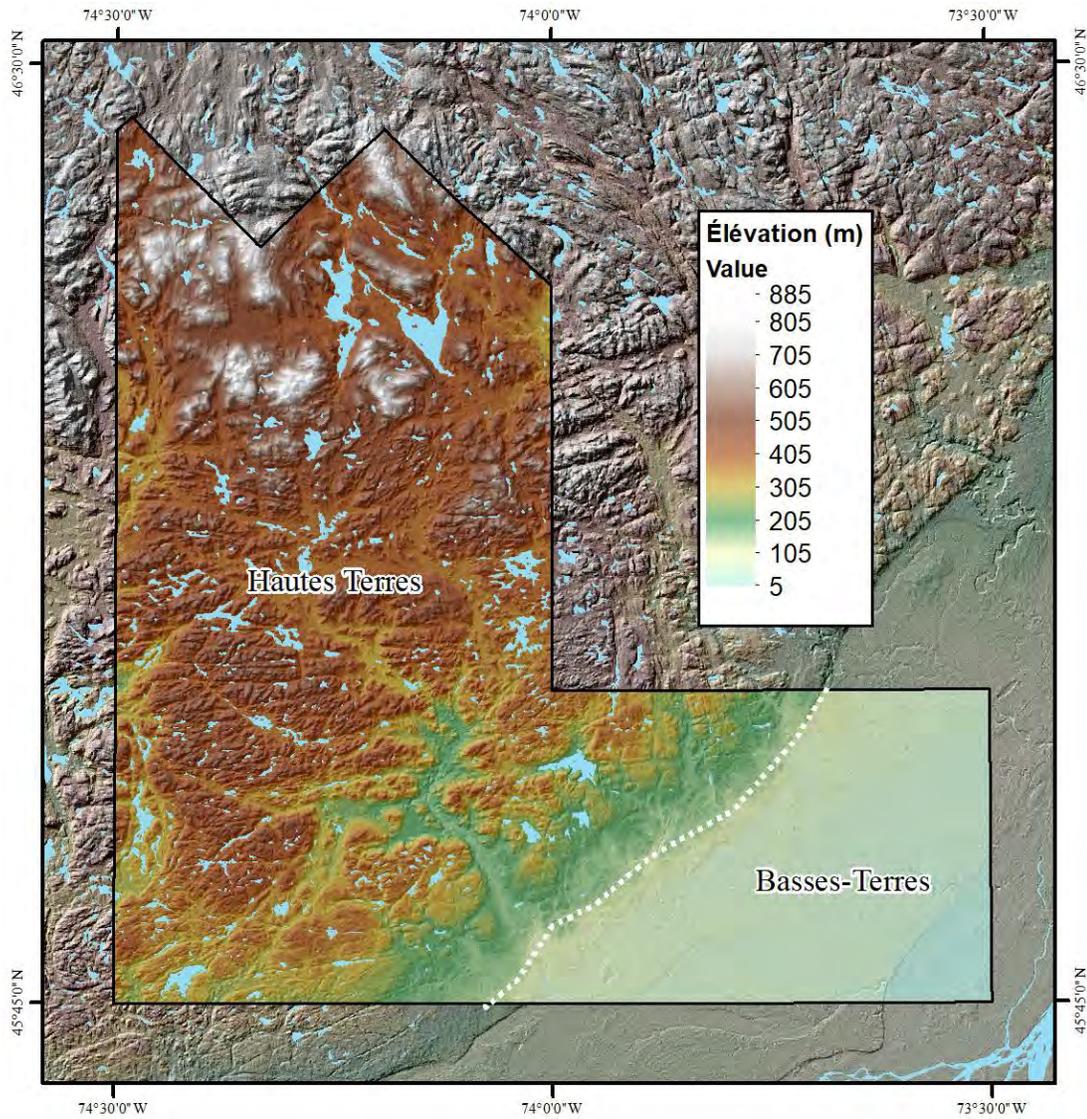


Figure 1.3 Modèle d'élévation ombré tiré des données du SRTM (EROS, 2018)

1.4 Hydrographie

Le terrain est occupé principalement par les bassins versants de la rivière du Nord (2224 km²), de la rivière Rouge (5549 km²), de la rivière L'Assomption (4205 km²) de la rivière Mascouche (420 km²) et très partiellement par ceux de la rivière Matawin (5523 km²) et du ruisseau Saint-Charles (18,5 km²) (figure 1.4). Les bassins des rivières du Nord et Rouge s'écoulent en direction du sud vers la rivière des Outaouais. Les sous bassins de la rivière Rouge, soit ceux de la rivière du Diable et de la rivière Beaven s'écoulent vers le SO alors que ceux de la rivière du Nord principalement vers le S-E. Les bassins des rivières l'Assomption et Mascouche s'écoulent vers le S-E en direction du fleuve Saint-Laurent.

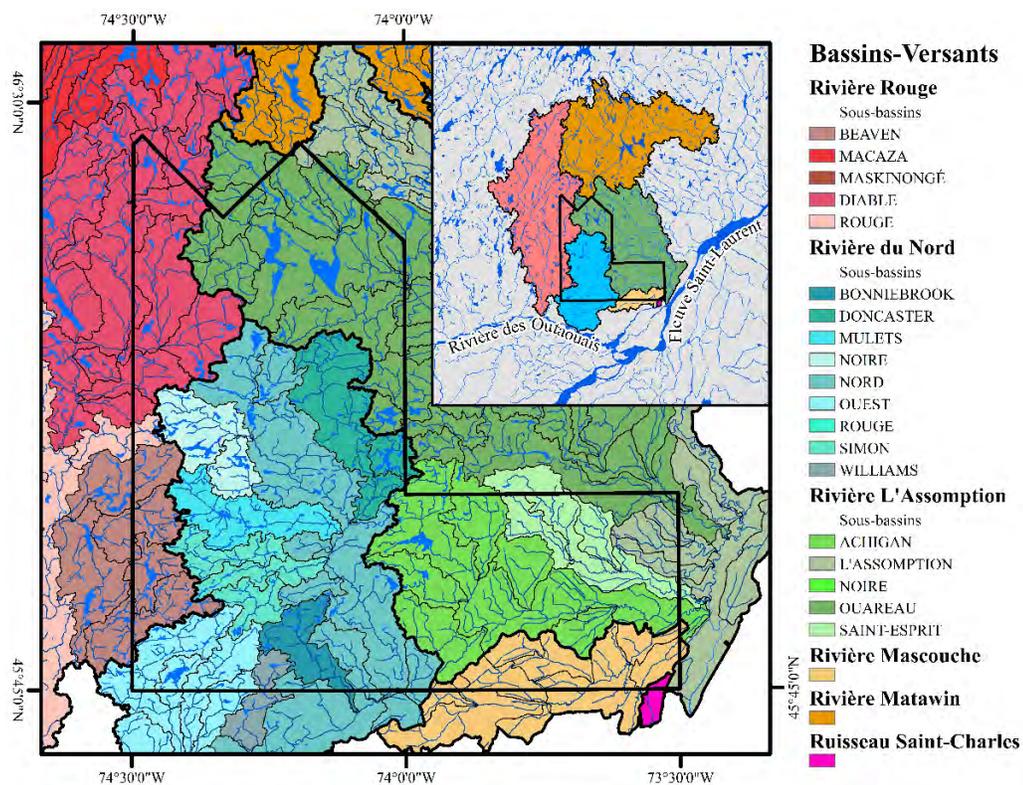


Figure 1.4 Bassins versants et réseau hydrographique

1.5 Travaux antérieurs

1.5.1 État de la cartographie des dépôts meubles

Dans le cadre de sa thèse de doctorat, Parry (1963) cartographia partiellement la région des Laurentides. En plus d'avoir identifié la Moraine de Saint-Narcisse sur 100 km, ce dernier s'intéressa à l'origine et à la répartition des dépôts fluvioglaciaires et marins dans certains secteurs des vallées de la rivière du Nord et de la rivière Rouge.

Tremblay (1977) cartographia les feuillets SNRC 31J01, 31G16 et 31H13 à l'échelle du 1 :50 000. Ces cartes furent réalisées principalement par photo-interprétation, sans vérification sur le terrain pour certains secteurs. Ces cartes représentent les dépôts glaciaires, fluvioglaciaires, marins, éoliens, fluviaux et organiques. Dans son rapport, Tremblay évoqua aussi la présence de dépôts glaciolacustres, mais ces derniers ne figurent pas sur ces cartes.

Dans le cadre de sa maîtrise, Lamothe (1977) cartographia à une échelle de 1 :20 000 la région de Saint-Faustin (31J01 et 31J02). La cartographie fut réalisée par photo-interprétation à l'aide de photos aériennes au 1 :15 840 et validée par un travail exhaustif de vérifications sur le terrain. On y précise notamment la localisation de la Moraine de Saint-Narcisse.

Richard (1984) présenta la nature et répartition des dépôts superficiels (épaisseur de plus d'un mètre) dans la région couverte par le feuillet 31G16, à l'échelle du 1 :100 000, sans faire de distinction entre les différents faciès fluvioglaciaires. Aucun rapport n'accompagne cette carte.

Dans les années 1990, le Service d'inventaire forestier du Ministère de l'Énergie et des Ressources (MER) fit produire des cartes à l'échelle de 1 :50 000. Ces dernières ont

aussi été réalisées par photo-interprétation sans vérification sur le terrain (Québec, 1995a, 1995b, 1999a, 1999b)

Brazeau (1992) cartographia au 1 :50 000 les zones ayant un potentiel économique pour l'industrie des ressources granulaires du feuillet 31J01. La caractérisation de dépôts de surfaces fut donc établie en fonction de la rentabilité plutôt que par une approche paléogéographique (Brazeau, 1993).

1.5.2 Écoulements glaciaires

1.5.2.1 Province de Grenville

Dans les Laurentides, Osborne (1936), Laverdière et Courtemanche (1959), Parry (1963), Tremblay (1977), Lamothe (1977), Prichonnet (1977), Gagnon (1988), Fleury (2008) et Dubois-Verret (2015) ont répertorié un mouvement général orienté sud-est et sud-sud-est. Prichonnet (1977) et Gagnon (Ibid.) observèrent des déviations de cet écoulement qu'ils expliquèrent par un contrôle local du relief lors de la déglaciation. Lamothe (1977) proposa que dans la région de Saint-Jovite le mouvement ESE qu'il observa était également tardif et contrôlé par le relief. Parry (1963) et Tremblay (1977) répertorièrent des marques d'érosion orientées vers le sud S et Tremblay (ibid) vers le sud-ouest sans toutefois préciser dans quel secteur. Dubois-Verret (2015) a suggéré une chronologie des écoulements glaciaires pour la région de l'Outaouais, soit du plus ancien au plus récent : un écoulement ONO-ESE dont l'âge est inconnu; un écoulement vers le sud-ouest, associé au début de la glaciation; un écoulement vers le sud et le sud-sud-est qui représenterait le mouvement glaciaire au pléniglaciaire et finalement, un écoulement vers le sud-est associé à la déglaciation.

1.5.2.2 Plateforme du Saint-Laurent

Dans les Basses-Terres, Prichonnet (1977) observa que le mouvement général vers le sud-sud-est dominant sur le socle précambrien disparaît à partir des grès du Groupe de Postdam, et est remplacé par des marques d'érosion orientées vers le sud-ouest. Tremblay (1977) identifia pour sa part trois directions d'écoulement (sud-est, sud-ouest et est-ouest). Récemment, Ross et al. (2006), établirent une chronologie plus détaillée des écoulements glaciaires. Ils identifièrent un écoulement datant du pléniglaciaire orienté vers le sud et associé à la mise en place du till d'Argenteuil, ainsi qu'un mouvement datant du début de la déglaciation (14,4-12 ka) orienté vers le SO qu'ils associèrent à la mise en place du till d'Oka. Ils expliquèrent ce dernier mouvement par le développement d'un courant de glace majeur en direction du lac Ontario. Le troisième mouvement qu'ils répertorièrent, vers le sud-est, date, quant à lui, de la fin de la déglaciation lors de la phase de rééquilibration, il y a environ 12 ka.

1.5.3 Les plans d'eau ayant envahi le territoire, chronologie et extension

Lors de la fin du Wisconsinien supérieur, le sud du Québec fut partiellement couvert par différents plans d'eaux. Ces derniers résultèrent de l'obturation du drainage lors de la déglaciation ou de l'enfoncement isostatique postglaciaire. Le lac Candona occupa le sud du Québec au début de la déglaciation (Parent et Occhietti, 1988). Le drainage de ce dernier permit l'invasion marine et marque le début l'épisode de la Mer de Champlain (Parent et Occhietti, 1988). Dans les Laurentides, de petits lacs d'obturation de courte durée se formèrent lors de la déglaciation (Parry, 1963, Lamothe, 1977, Tremblay, 1977). L'épisode de la Mer de Champlain perdura jusqu'à l'émersion, causée par le relèvement isostatique, du continent créant des conditions lacustres dans le bassin. Cette phase correspond au Lac à Lampsilis et marque la fin de l'épisode de la Mer de Champlain (Parent et Occhietti, 1988).

1.5.3.1 Lac Candona

Prest (1970) proposa que lorsque la marge glaciaire atteignit le nord la colline de Covey Hill, le lac glaciaire Iroquois (stade Belleville) et le lac glaciaire Vermont (stade Fort Ann) devinrent coalescents pour former le lac qu'il nomma lac glaciaire Belleville-Fort Ann (Candona).

Dadswell (1974) répertoria la présence de population de *Mysis relicta* et *Pontoporeia affinis* dans les lacs Louisa (271 m), Barron (278 m), Connelly (192 m) et l'Achigan (208m) dans la région étudiée. Les altitudes des quatre lacs sont inférieures à l'extrapolation du taux de gauchissement de Chapman (1937, dans Dadswell, (1974)) du lac Belleville-Fort Ann (Candona). Dadswell proposa donc que ce dernier s'étendît jusqu'à Saint-Hyppolite.

Naldrett (1988), a indiqué qu'un lac s'est développé antérieurement à l'invasion marine dans la vallée de l'Outaouais. Il nomme ce lac, le lac glaciaire Rideau (Candona).

Parent et Occhietti (1988, 1999) ont proposé que le niveau maximal atteint par le lac Candona a été de 230 m dans le sud du Québec. Le drainage de ce lac aurait entraîné un écart de 50 à 60 m entre le niveau du lac Candona et de la Mer de Champlain. Occhietti et Richard (2003) ont estimé que ce drainage se situe entre 13-13,15 ka. Cette estimation a été confirmée par Cronin et al. (2012) à $13,1 \pm 0,2$ ka. L'appellation du lac glaciaire qui a précédé l'invasion marine dans les Basses-Terres du Saint-Laurent varie selon les auteurs. Dans le cadre de ce mémoire, l'appellation Candona est utilisée (Parent et Occhietti, 1988).

Rayburn et al (2005) estimèrent un écart de 40,8 m entre le stade Fort Ann inférieur et le niveau maximal de la Mer de Champlain.

Ross et al. (2006) ont suggéré l'extension du lac Candona au nord de Montréal, et ce jusqu'à Sainte-Anne-des-Plaines (Guilbault, rapport non-publié, dans Ross, 2004).

Occhietti et al. (2011) proposèrent qu'à la latitude de Montréal, le lac Candona s'élevait à une altitude de 230 m.

Dubois-Verret (2015), proposa, quant à elle, que le lac Candona s'étendit jusqu'au nord de Thurso, Papineauville et Touraine à une élévation d'environ de 240 m et que l'écart entre le lac Candona et la Mer de Champlain découlant du drainage fut d'environ 13 m.

1.5.3.2 Mer de Champlain

En 1861, l'hypothèse qu'une mer eue envahi la vallée du Saint-Laurent lors du Pléistocène était déjà confirmée, notamment par les travaux de Hitchcock et al. (1861) à qui l'on doit la dénomination de Mer de Champlain (Champlain Clays). Depuis, de nombreux chercheurs et chercheuses ont tenté de clarifier nos connaissances paléogéographiques sur cet événement. En plus de recenser les différentes hypothèses quant à la chronologie et la paléogéographie de l'épisode de la Mer de Champlain, la section suivante dresse un inventaire des observations faites par différents chercheurs et chercheuse dans le territoire à l'étude ainsi que dans les régions connexes.

Osborne (1936) observa des dépôts fins rythmés atteignant 220 m (725 pieds) dans la vallée de la rivière Rouge et de la rivière du Diable. Il corréla ces observations avec celles de Wilson (1924, dans Osborne, 1936) pour la région de Quyon et proposa cette élévation comme limite maximale de la Mer de Champlain. N'ayant trouvé aucun fossile marin, en plus de reconnaître le caractère glaciolacustre du faciès observé, Osborne (ibid) émit l'hypothèse que l'apport en eau de fonte de l'inlandsis « a bien pu suffire à conserver de l'eau douce dans ces lacs temporaires ou bras de mer » (p.69).

Laverdière et Courtemanche (1959, 1961) ont suggéré une altitude de 215 m comme limite maximale de la Mer de Champlain dans la vallée de la rivière du Nord. Une altitude similaire fut suggérée par Elson (213 m; 1962) pour la région de Saint-Gabriel-de-Brandon.

En 1963, Parry (1963) observa des fossiles de *Yoldia arctica*, *Macoma calcarea*, *Macoma balthica* et d'une espèce d'*Astrate* non identifiable à une altitude de 180 m, près de Piedmont, et obtenu un âge radio carbone de $10,300 \pm 250$ BP (environ 12 cal ka BP). Selon lui, la Mer de Champlain aurait été en phase de transgression au fur et à mesure que le front glaciaire reculait vers le nord et aurait atteint une altitude maximale de 229 m (750 pieds) dans la vallée de la rivière du Nord. Comme Laverdière et Courtemanche (1959), Parry proposa que le sommet du delta de Mont-Rolland marque la limite marine maximale. Il se basa aussi sur l'observation d'une ligne de délavage entre 210 et 222 m ainsi que sur la présence de plaines d'épandage dont l'altitude varie entre 213,3 et 228,6 m (700 et 750 pieds). Parry observa aussi des dépôts d'eau profonde à 208,7 m (685 pieds) à 3 km au nord du delta de Mont-Rolland. Dans la vallée de la rivière rouge, il identifia des chenaux juxtaglaciaires sous le niveau de 230 m au sud de la Moraine de Saint-Narcisse. Il proposa donc que la transgression culminât peu de temps avant la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse et que la dépression de Saint-Jovite était occupée par un lac glaciaire retenu par la moraine.

Suite à découverte d'un delta dont l'élévation atteint environ 235 (770 pieds) à la Conception et par l'étude des élévations des accumulations situées au front de la Moraine de Saint-Narcisse interprétée comme étant fluvioglaciaires, Parry et Macpherson (1964) proposèrent que lors de la mise en place de cette moraine «la transgression marine n'eût pas encore atteint son extension maximale » (p. 235).

Selon Elson (1969), la présence de la Mer de Champlain causa un ralentissement du relèvement isostatique et proposa, en s'appuyant sur diverses observations

personnelles et celles d' autres chercheurs, qu' « entre 10 800 et 5000 ans (\approx 12,7 à 5,7 cal ka), la valeur du relèvement du niveau marin dépassa plus d'une fois celle du soulèvement du continent» (p. 247).

Denis et Prichonnet (1973) identifièrent la « terrasse deltaïque [...] qui s'accroche au bourrelet morainique terminal de Saint-Narcisse » (p.36) à Saint-Gabriel-de-Brandon comme un épandage subaquatique. Ils proposèrent 246 m comme niveau maximal de la Mer de Champlain.

Lamothe (1977) confirma le niveau proposé par Parry et Macpherson (1964) et établit la limite marine à 235 m dans la vallée de la rivière Rouge. Il suggéra que ce niveau est postérieur à la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse. Selon lui, ce niveau remonte à 10,600 \pm 100 BP (environ 12,5 cal ka BP) et persista dans le temps. Bien qu'aucune faune marine ne fut observée, Lamothe considéra que « l'altitude du plan d'eau était contrôlée par le niveau marin » (p.62), mais que le bassin qui occupait cette zone était « pratiquement lacustre du point de vue physico-chimique » (p.62). Il proposa différentes manières d'expliquer ce niveau élevé, soit par un retard dans la remontée isostatique causé par « des déformations souples dans l'écorce terrestre » (p.106), soit par une stabilisation du rebond isostatique combiné d'une remontée eustatique, ou par une fluctuation isostatique négative combinée, ou non, « d'une remontée eustatique postérieure à Saint-Narcisse » (p.106) comme l'avait proposé Elson (1969).

Dans la vallée de la rivière du Nord, Tremblay (1977) proposa 230 m comme limite marine, en se basant sur l'élévation d'un delta qu'il observa au sud-ouest de Sainte-Adèle, mais aussi parce qu'il observa de l'argile à la même altitude au nord de Sainte-Adèle. Il rapporta aussi la présence d'argile culminant à 210 m au sud-est de Sainte-Béatrix et à 200 m au nord de Saint-Calixte. Dans la région de Shawbridge (31G16), Tremblay (1977) cartographia des sables et graviers marins jusqu'à 243 m.

À l'est de la zone à l'étude, Prichonnet (1977) observa des rythmites à 231 m dans la vallée de la rivière Ouareau, à 228 m dans le secteur du lac Noir, ainsi que des terrasses à 241 m dans la dépression de Beaulac. Dans la vallée de la rivière du Nord, entre Saint-Sauveur et Piedmont, il identifia des terrasses comprenant des dépôts fins à 250 m. Dans la vallée de la rivière Rouge, près du lac Caribou, il observa une surface sableuse à 245 m bordant un affleurement rocheux orienté vers le sud et s'élevant à 252 m et au nord de la Moraine de Saint-Narcisse, une terrasse sableuse comprenant des champs de blocs à 245 m. Il interpréta ces formes comme étant marines. Il proposa que le niveau marin maximal fût de 251 m au sud et de 245 m au nord de la Moraine de Saint-Narcisse.

Parent et Occhietti (1988), proposèrent que l'épisode de la Mer de Champlain se subdivise en trois phases. Dans le terrain à l'étude, l'épisode de la Mer de Champlain commença à la phase 2, qui débute après le drainage du lac Candona et s'étend jusqu'à la fin de l'épisode de Saint-Narcisse. Ils associent cette phase au maximum marin. La phase 3 marquerait, quant à elle, le début de la régression.

Bolduc et Ross (2001) cartographièrent des littoraux marins jusqu'à une altitude de 250 m au sud du terrain à l'étude (31G09).

Dans la vallée de la petite nation, près de Chénéville, Hurtubise (2014) a mis en évidence que la plaine d'épandage observée à 220 m au front de la Moraine de Saint-Narcisse s'est développée sur des dépôts fins. Considérant l'altitude du delta du lac Viceroy (232 m) situé plus au sud et qui marque la limite marine, Hurtubise (2014) proposa que le niveau de la mer se serait abaissé avant la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse. Il établit aussi la limite maximale des dépôts fins à 205 m au nord de la Moraine de Saint-Narcisse.

En Outaouais, Dubois-Verret (2015), proposa un modèle de la déglaciation pour l'ensemble de l'Outaouais et de l'étendue couverte par la Mer de Champlain. Dans

cette dernière, la limite marine a varié entre 235 m au sud et 263 m au nord du réservoir Baskatong.

1.5.3.3 Lacs glaciaires sur le Bouclier canadien

Dans sa thèse de doctorat, Parry (1963) recensa et identifia deux types de paléo lacs pro-glaciaires dans la région des Laurentides, les lacs d'obturation glaciaire et ceux retenus par une moraine. Dans la vallée de Val-David et de Val-Morin, Parry établit qu'il y eut un lac dont l'élévation atteignait 350 m (1150 pieds) et que ce dernier était retenu par une moraine ou simplement du till. Il répertoria aussi plusieurs lacs d'obturation très éphémères formés entre le front glaciaire et les collines, notamment dans la dépression à l'est du lac Brulé. Parry établit aussi qu'un lac fut retenu au sud par la Moraine de Saint-Narcisse et au nord par l'inlandsis dans la région du lac du Marcheur.

Lamothe (1977) réinterpréta la séquence des lacs d'obturation glaciaire observée par Laverdière et Courtemanche (1960) en amont de la Moraine de Saint-Narcisse à Saint-Faustin et proposa que « le glacier reculait à contrepente et empêchait ainsi les eaux de fonte de s'écouler librement » (p. ii). Le niveau glaciolacustre le plus élevé aurait atteint 457 et le plus bas 267.

Tremblay (1977) reporta la présence de sédiments glaciolacustres, notamment dans la région du feuillet cartographique 31J01, aux bords des lacs de l'Original, de la Montagne noire, Cornet, Sicotte et Wexford. Il en répertoria aussi au nord du lac de l'Achigan, au sud-ouest de Shawbridge, ainsi qu'à l'est de Prévost, et ce jusqu'à 270 m.

1.5.3.4 Lac à Lampsilis

Par l'analyse du contenu pollinique de certaines tourbières et leur relation spatiale avec des terrasses d'origine lacustre ou marine, Macpherson (1967) identifia trois phases postérieures au niveau maximum atteint par la Mer de Champlain. Elle délimita et nomma le stade Rigaud à une altitude variant entre 60 et 67 m (200 et 220 pieds) au nord de Montréal, le stade de Montréal à 30 m (100 pieds) et le stade de Saint-Barthélemy à 15 m (50 pieds).

Parent et al (1985) datèrent la terrasse de Rigaud à 9800 ans C14 BP (environ 11,1 cal ka BP) et celle de Saint-Barthélemy à 8000 ans BP (environ 8,8 cal ka BP).

1.5.4 Le patron de la déglaciation et sa chronologie

Pour Laverdière et Courtemanche (1961), dans la région du Mont-Tremblant, la marge de l'inlandsis était divisée en langues individualisées qui convergeaient vers la dépression de Saint-Jovite. Ils proposèrent que la Moraine de Saint-Narcisse fût mise en place lors d'une réavancée de la marge glaciaire.

Dans sa thèse, Parry (1963) propose un patron de déglaciation en trois phases. D'abord, la halte de Saint-Jérôme, soit une oscillation mineure et locale de la marge dans la région de Saint-Jérôme. Ensuite, le recul d'Argenteuil qui représente le retrait de la marge sur 48,2 km (30 miles) durant lequel peu de matériel fluvioglaciaire a été mis en place. Finalement, la halte de Saint-Faustin, durant laquelle la marge s'est stabilisée pour mettre en place la Moraine de Saint-Narcisse. Pour Parry, l'évènement de Saint-Narcisse résulte d'une récession et contrairement à ce que Laverdière et Courtemanche (1960) avaient proposé et établi plutôt que le glacier était de type continental.

Pour LaSalle et Elson (1975), l'évènement de Saint-Narcisse sembla avoir été relativement synchrone et donc probablement contrôlé climatiquement. Hillaire-

Marcel et Occhietti (1977) ont suggéré que les datations associées à la Moraine de Saint-Narcisse concordent avec une dégradation climatique qu' ils proposèrent entre 11 200 à 10 900 BP ($\approx 13,07 - 12,76$ cal ka BP).

Tremblay (1977) proposa que les zones élevées furent d'abord déglacées, laissant les vallées orientées nord-sud occupées par des langues de glaces longtemps après, donc que de «nombreuses collines rocheuses émergeaient de la glace sous forme de nunataks» (p.24).

Dans la région de Saint-Faustin, Lamothe (1977) observa aussi que la position de la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse fut déterminée par la topographie, notamment parce que sa position coïncide avec la limite du bassin versant de la rivière Rouge. Il y estima que l'épisode de Saint-Narcisse dura moins de 100 ans.

Prichonnet (1977) proposa cinq positions de la marge représentant des stagnations de courte durée avant la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse, soit les positions de Saint-Jérôme, d'Harrington à Piedmont; de Val-David à Chertsey ; de Saint-Ambroise-de-Kildare au lac Brulé et de Sainte-Émilie-de-Montcalm au Lac-Paré. Il estima que l'épisode dura jusqu'à un siècle. Il proposa, comme Denis et Prichonnet (1973) et Tremblay (1977), que les zones plus élevées furent déglacées plus vite que les dépressions et que la glace fût canalisée dans ces vallées, ce qui explique la localisation et la forme arquée des bourrelets morainiques. Comme Lamothe (1977), Prichonnet ne considère pas qu'il y eut de réavancées majeures associées à la Moraine de Saint-Narcisse, mais plutôt des « oscillations mineures, ou des poussées locales » (p.335).

Savoie et Richard (1979) tentèrent d'observer dans les enregistrements polliniques, la détérioration du climat (Hillaire-Marcel et Occhietti, 1977) hypothétiquement explicatif de la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse. En comparant les

diagrammes polliniques et les datations de sédiments échantillonnés dans un lac au nord et deux au sud de la moraine, ils n'observèrent aucun refroidissement lié à la mise en place de Saint-Narcisse, mais plutôt un réchauffement graduel (Savoie et Richard, 1979). L'âge obtenu au nord de la Moraine de Saint-Narcisse est de $10\,820 \pm 160$ BP (environ 12,7 cal ka BP).

Occhietti et Richard (2003) approximèrent que «la déglaciation de toute la vallée du Saint-Laurent s'est effectuée en moins de 1000 ans C14.». Ils proposèrent que le front glaciaire était situé 50 km au sud du lac à Saint-Germain (12,9-12,8 cal ka BP) lors de la transition entre le lac Candona et la Mer de Champlain et que l'épisode de Saint-Narcisse, au nord de Montréal, remonte à 12,8 cal ka BP.

Daigneault et Occhietti (2006) corrélèrent des alignements morainiques observés en Ontario avec le segment principal de Saint-Narcisse. Selon eux, l'ensemble des moraines auraient été mise en place entre 12,9 et $12,4 \pm 0,1$ cal ka BP. Ils proposèrent que le bourrelet principal de Saint-Narcisse fût « mis en place environs deux siècles » (p.116) après le début du Dryas Récent (de $12,9 \pm 0,1$ à $11,7 \pm 0,1$ cal ka BP (Leydet et al., 2018)).

Occhietti (2007) suggéra que l'épisode de Saint-Narcisse se déroula en plusieurs phases et que la marge glaciaire se comportait de manière différente selon les conditions du milieu. Selon lui, des réavancées locales ont eu lieu dans les zones déprimées et elles auraient été suivies d'une phase de stabilisation majeure. Il approxima donc que l'épisode de Saint-Narcisse débuta vers $12,7 \pm 0,1$ cal ka BP et perdura jusqu'à 12,5 cal ka BP.

Dans son mémoire de maîtrise portant sur la région de l'Outaouais, Dubois-Verret (2015) discerna cinq positions de la marge glaciaire au sud de la Moraine de Saint-Narcisse, dont le premier aurait été en contact avec le lac Candona. Contrairement à

Occhietti (2007), elle relia le cordon principal de la Moraine de Saint-Narcisse avec le complexe morainique de Masham.

1.6 Méthodologie

1.6.1 Photo-interprétation préliminaire

Pendant le mois de mai 2018, nous avons procédé à la photo-interprétation préliminaire à l'aide de stéréoscopes à miroirs. Les photos aériennes utilisées ont une échelle de 1 :40 000 et ont été prises entre 1966 et 1998 (annexe A). Les cartes des dépôts meubles déjà existantes, les cartes topographiques, ainsi que les informations obtenues à partir de la revue de la littérature ont guidé la photo-interprétation. Cette étape a permis d'approximer la nature des dépôts, de localiser les zones de nature inconnues et les principales coupes à étudier afin d'établir un itinéraire afin d'optimiser le temps passé sur le terrain.

1.6.2 Campagne de terrain

Du 19 juin au 2 août 2018, les feuillets SNRC 31J01, 31G16 et partiellement 31H13 ont été sillonnés. De manière générale, cette étape consistait valider la photo-interprétation. La genèse des dépôts a été confirmée ou infirmée à partir des observations faites sur le terrain et la position des contacts entre les unités a été précisée. Presque la totalité du réseau routier et pratiquement toutes des sablières et gravières ont été visitées. Dans l'optique d'avoir une couverture homogène et complète du territoire, des vérifications à la pelle ou à la tarière ont été effectuées dans les zones où n'y avait pas de coupes.

Les observations faites sur les sites comportant plus de deux unités morphogénétiques ont été compilées à l'aide des géofiches du Ministère des Ressources naturelles (annexe B). Pour chaque site, un point GPS à identifiant unique (position géographique et

altitude), ainsi que des photos ont été prises. La morphologie (type de forme, orientation et dimension), la sédimentologie (granulométrie, angulosité, structure, couleur, oxydation, réactivité à l'acide chlorhydrique et l'épaisseur) ainsi que les types de contacts ont été décrits de manière exhaustive. Au total 99 géofiches ont été produites sur l'ensemble du terrain.

La grande majorité des sites visités présentaient deux unités morphogénétiques ou moins. Les observations de ces sites, ainsi que les sites présentant des marques d'érosion glaciaire ont été compilés sous la forme de géofiches simplifiées à partir d'une tablette de terrain (Sx-Pad). Dans la majorité des cas, au moins une photo a été prise. Au total 1100 géofiches simplifiées ont été compilées. Enfin, plus de 1500 affleurements rocheux ont été enregistrés par des points GPS afin de préciser l'épaisseur des dépôts meubles sur l'ensemble de la région.

1.6.3 Compilation des données

Les géofiches ont été numérisées et retranscrites dans une base de données Microsoft Access. Les points GPS à identifiant unique (géofiches et affleurement rocheux) ainsi que les géofiches simplifiées ont été compilés dans des fichiers vectoriels ponctuels permettant leur visualisation dans un système d'information géographique.

1.6.4 Cartographie des dépôts meubles

La cartographie des dépôts meubles a été réalisée à l'aide du logiciel de visualisation tridimensionnelle Summit Evolution 7.4 couplé du logiciel de système d'information géographique ArcGIS 10.5. La légende utilisée est celle de la Commission géologique du Canada (Parent et al., 2010).

Les photos aériennes ayant servi à la photo-interprétation préliminaire ont d'abord été scannées en format TIFF puis orthorectifiées à partir de modèle numérique d'altitude à l'échelle du 1 :20 000 de la BDTQ et des images RapidEye fournies par le ministère

des Ressources naturelles, à même le logiciel Summit Evolution 7.4. Les données de terrain préalablement compilées en format vectoriel, ainsi que les cartes des dépôts de surfaces géoréférencées (Lamothe, 1977, Tremblay, 1977, Richard 1984 et Québec, 1995a,b, 1999a,b) ont été intégrées dans un projet ArcGIS. La numérisation a ensuite été réalisée à partir du logiciel Summit Evolution 7.4. Les vecteurs linéaires (limite des unités ou formes géomorphologiques linéaires) et ponctuels (centroïdes et formes ponctuelles) étaient tracés dans Summit Evolution 7.4 et s'enregistraient automatiquement dans une base de données géographiques (.gdb) dans ArcGIS 10.5. Une fois la cartographie complétée et la topologie des vecteurs corrigés, les vecteurs linéaires limitant les unités ont été transformés en vecteurs polygonaux. Ces derniers ont ensuite été couplés, par jointure spatiale aux centroïdes, afin de leur attribuer leur genèse respective.

Les cartes ont ensuite été retouchées partiellement par l'interprétation de modèles numériques de reliefs ombrés créés à partir des données LiDAR du Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs du Québec. Deux sources lumineuses ont été utilisées lors de l'interprétation, soit une dont l'azimut est de 45° et l'autre de 315°. Lors du travail de retouche, l'emphase a été mise sur les formes glaciaires, fluvioglaciaires, lacustres et marines et les erreurs d'interprétation ont été corrigées pour l'ensemble des types de dépôt. La localisation des photographies de ce mémoire est présentée sur ces cartes (Annexe C, D, E et F).

Les méthodologies employées pour la réalisation des chapitres 4 et 5 seront expliqués en détail au début de ces derniers.

CHAPITRE II

L'ÉROSION GLACIAIRE

Dans ce chapitre, les différentes formes d'érosion glaciaire observées sur le terrain seront décrites et ensuite groupées en fonction de leurs orientations afin d'y discerner les différents mouvements glaciaires qui ont marqué la région. Ensuite, nous tenterons de reconstituer les phases d'écoulement glaciaire et leur chronologie relative à partir du recoupement des formes observées sur le terrain. Au total, 111 formes d'érosion glaciaire ont été observées sur le terrain à l'étude.

2.1 Mésoformes (1 à 100 m)

Au total, 17 roches moutonnées ont été répertoriées lors de la campagne de terrain et elles constituent le seul type de mésoformes que nous avons observées. L'intérêt de l'étude de la forme des roches moutonnées est de permettre la mesure de l'orientation de l'écoulement glaciaire et surtout d'en préciser la direction (figure 2.1).



Figure 2.1 Roche moutonnée striée dont la face d'arrachement et les stries indiquent un écoulement vers le SSE (158°) (région de Saint-Donat-de-Montcalm)

Dans le terrain à l'étude, les roches moutonnées observées affleurent de quelques centimètres à environ 3 m des dépôts de surface et mesurent entre 5 et moins d'un mètre de long et entre 4 et moins d'un mètre de large (Figure 2.1). Sur toutes les roches moutonnées observées, la partie amont comportait des stries ou des trains de broutures. Dans tous les cas, l'orientation de ces microformes était identique à celle des roches moutonnées. Les faces d'arrachement indiquent un écoulement SE (4) et vers le SO (2).

2.2 Microformes (1 mm à 1 m)

2.2.1 Formes en croissant

Au total, cinq trains de broutures concaves ont été inventoriés dans le terrain à l'étude. Toutes les broutures observées étaient groupées sous la forme d'un train de broutures et indiquaient un écoulement glaciaire vers le S ou vers le SSE (fracture principale inclinée vers ces directions). Dans certains cas, les broutures étaient accompagnées de

stries indiquant le même sens d'écoulement (Figure 2.2) et dans d'autres cas, elles se situaient sur des roches moutonnées (Figure 2.3).

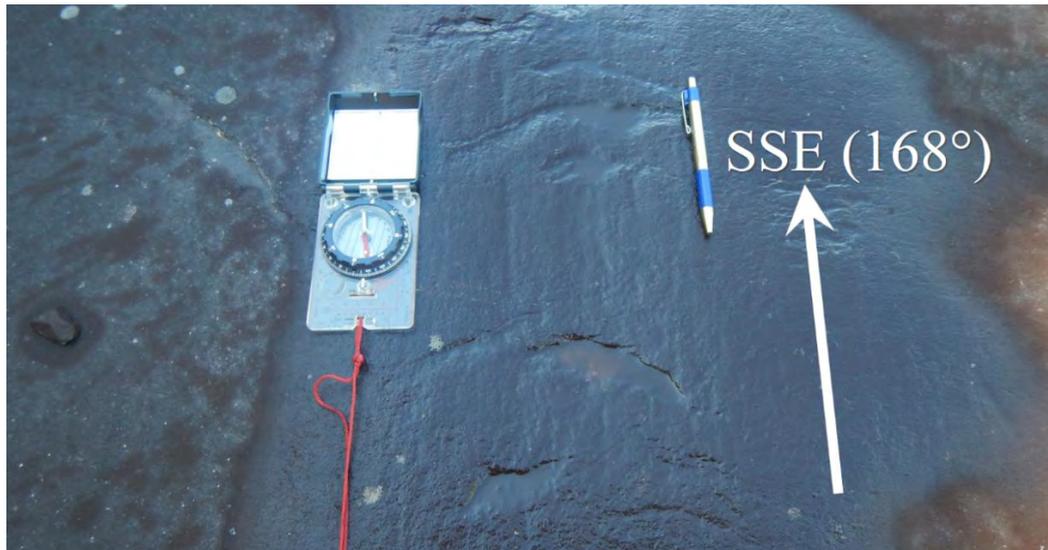


Figure 2.2 Trainée de broutures concaves dont l'orientation indique un écoulement vers le S (168°), région de Notre-Dame-de-la-Merci.



Figure 2.3 Trainée de broutures concaves sur une roche moutonnée dont l'orientation indique un écoulement vers le S (191°) (région de Morin Heigh).

2.2.2 Stries et rainures

Nous avons répertorié 100 mesures de stries et rainures sur le terrain à l'étude, 17 d'entre elles proviennent de la base de données du SIGÉOM. Les stries étaient de moins de 5 mm de large, alors que la largeur des rainures variait entre 5 et 10 mm. La présence de stries adjacentes à un train de broutures ou sur une roche moutonnée a permis d'identifier le sens de l'écoulement (Figure 2.3). Au total, 29 des 100 stries répertoriées ont été classifiées comme ayant un sens d'écoulement connu, 7 proviennent de la base de données du SIGÉOM.

De manière générale, les affleurements rocheux observés sur le terrain étaient souvent trop altérés pour avoir conservé leurs stries. Dans certains cas, ces dernières étaient visibles, malgré l'altération (Parry, 1963, Lamothe, 1977). Les stries bien définies ont été observées sur des affleurements récemment exposés aux processus de météorisation, par exemple dans les fossés fraîchement creusés ou dans un site d'excavation (Figure 2.4).



Figure 2.4 Stries et rainures indiquant un écoulement vers le SSE (160°) (région du Lac-des-Seize-Îles)

2.3 Les mouvements glaciaires et leur chronologie

Des 111 formes d'érosion glaciaire répertoriée, 98 ont été conservés dans l'analyse des mouvements glaciaires. Les données considérées comme des doublons, soit les mesures d'orientation des roches moutonnées et celle de certaines microformes, n'ont pas été intégrées à la base de données. En effet, certaines microformes de même orientation étaient situées trop à proximité l'une de l'autre, alors que les roches moutonnées étaient toutes marquées par des microformes d'érosion indiquant la même orientation.

Les orientations des microformes d'érosion ont été classées en quatre groupes par la méthode des seuils naturels (Jenks) à l'aide de ArcGIS, (Figure 2.5). Le groupe dominant est orienté vers le SE (130° - 170°) et inclut 45 mesures. Le deuxième est orienté vers le S (170° - 200°) contient 29 mesures. Le troisième est orienté vers le SO (200° - 250°), il contient 16 mesures. Le quatrième comportant 8 mesures est quant à lui orienté vers l'ESE (90° - 130°).

Pour l'ensemble du terrain, seulement deux troncatures, soit un recoupement de deux plans marqué par des stries et dont les angles sont divergents, ont été observées (Martineau, 2002) (Figure 2.5). Ces dernières permettent d'établir une chronologie entre les écoulements glaciaires avec un niveau de certitude élevée. D'autres sites présentaient des recoupements de stries, mais le niveau d'incertitude de ces dernières était trop élevé pour qu'ils soient considérés.

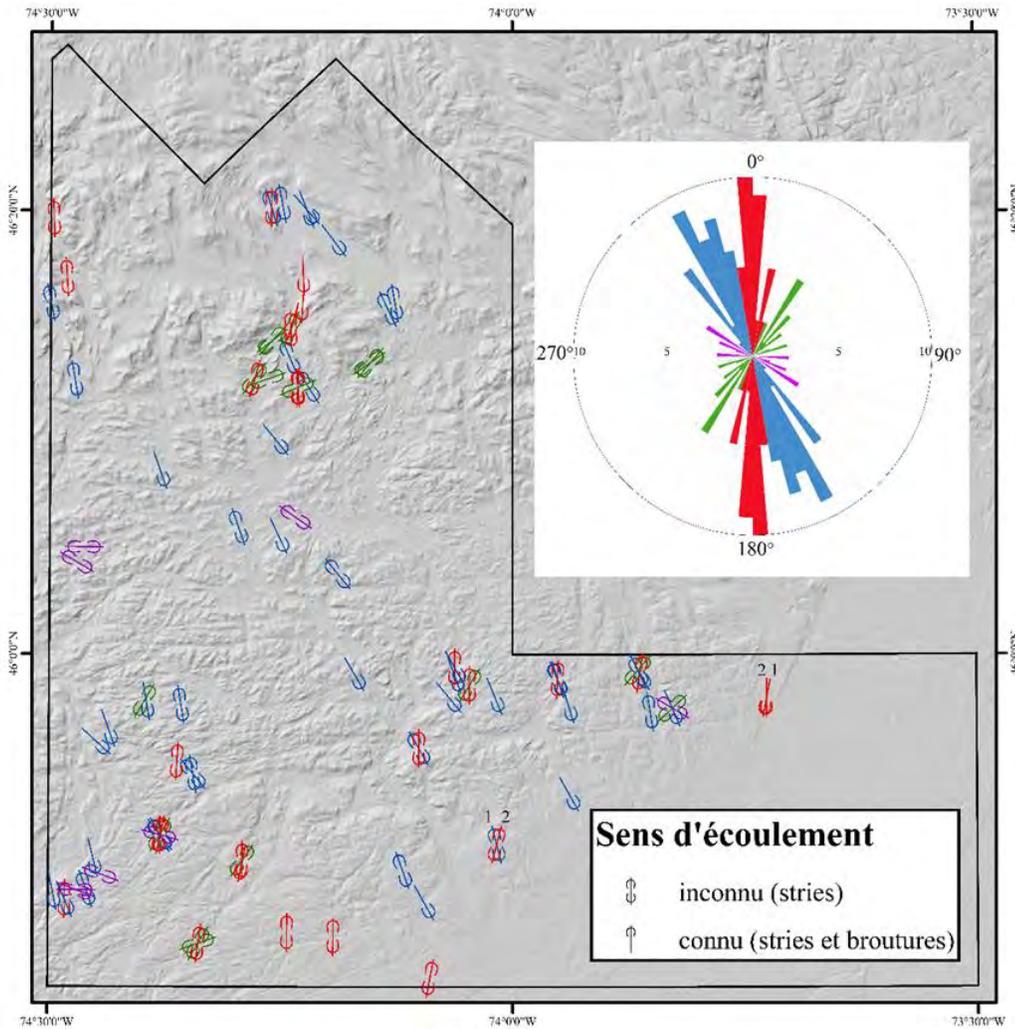


Figure 2.5 Répartition et orientation des microformes d'érosion glaciaire, leur chronologie (1= écoulement ancien, 2= écoulement plus récent) et histogramme de fréquence (n=98). Les couleurs indiquent les familles dominantes (rouge = S, bleu = SE, vert = SO et mauve = ESE)

Un affleurement rocheux dans la région de Piedmont est marqué par des stries orientées vers le SSE (165°) et ces dernières sont recoupées par une surface striée indiquant un écoulement vers le sud (194°). Cette troncature indique une transition horaire du sens de l'écoulement passant du SE vers le S. Il s'agit de la seule évidence de la chronologie entre les deux principaux mouvements glaciaires identifiés : 1) SE et 2) S. Le deuxième

affleurement rocheux présentant une troncature se situe dans la région de Sainte-Julienne et comporte des stries orientées vers le S (190°) tronqués par une surface striée vers le S (180°) (Figure 2.6). Cette troncature indique une légère bifurcation antihoraire du mouvement vers le S.

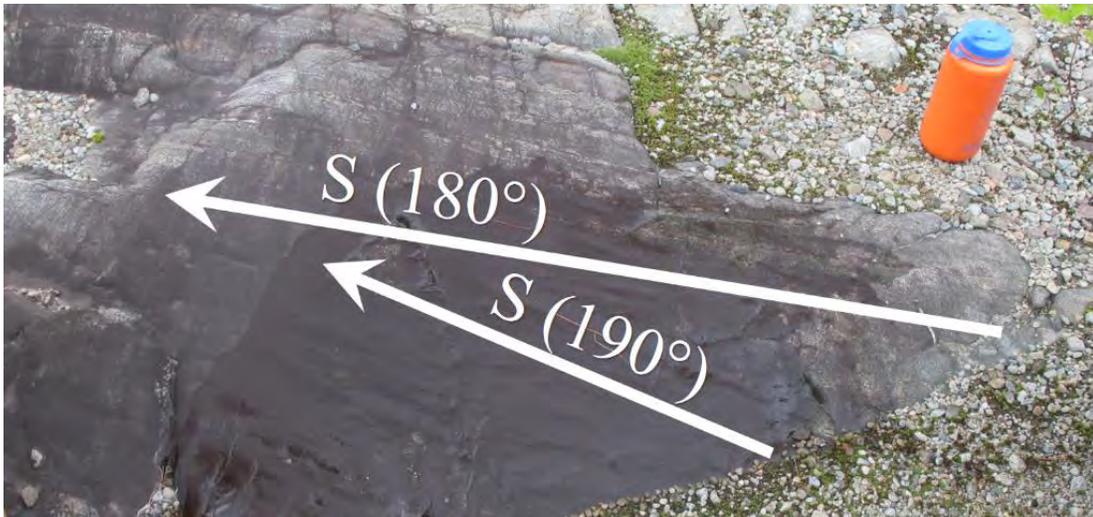


Figure 2.6 Surface tronquée dans la région de Sainte-Julienne présentant une légère bifurcation antihoraire lors d'un écoulement vers le sud

Ces deux troncatures permettent d'établir, de manière très hypothétique, la chronologie suivante (figure 2.7) : un écoulement vers le SE fut suivi d'un écoulement vers le SSO qui fut ensuite suivi d'un écoulement vers le S. La chronologie avec les deux autres mouvements glaciaires identifiés (SO et ESE), mais de plus faibles ampleurs, est inconnue. Cependant, ces mouvements semblent influencés par la topographie locale et pourraient être liés à la déglaciation. Dans la région de Saint-Faustin, Lamothe (1977) a établi qu'un l'écoulement SE avait bifurqué vers un écoulement local orienté vers l'ESE à la fin de la déglaciation. Dubois-Verret (2015) a aussi observé une bifurcation antihoraire pour la même période. L'ensemble des stries orientées ESE (figure 2.5) sont également localement perpendiculaires à l'orientation de moraines mineures situées à proximité de ces dernières, ou cadrent avec le patron de glaciation proposé (Chapitres

3, 4 et 5). Ces stries illustrent donc des déviations locales du mouvement glaciaire lors de la fin de la déglaciation.

2.4 Conclusion

L'étude des formes d'érosion glaciaire et de leur orientation nous permet de supposer qu'au moins quatre mouvements glaciaires distincts sont survenus lors de la dernière glaciation. Bien que les connaissances acquises quant à la chronologie des écoulements glaciaires soient limitées, nos conclusions cadrent relativement bien avec les patrons d'écoulement proposés par Ross et al. (2006) et de Dubois-Verret (2015) pour les régions adjacentes (figure 2.8).

Le mouvement dominant (SE) pourrait être associé à l'englaciation Ross et al. (2006; figure 2.8a). Le deuxième mouvement dominant (S) pourrait être associé au pléniglaciaire (Ross et al., 2006, Dubois-Verret, 2015, figure 2.8b). Cette hypothèse concorde avec le fait qu'il correspond à la phase responsable du profilage des roches moutonnées de notre région. Le troisième groupe (SO) semble associé à la déglaciation et il est possible que les stries les plus au sud puissent être associées au courant de glace du lac Ontario au début de la déglaciation (Ross et al., 2006, figure 2.8c). Finalement, le deuxième mouvements (S), qui succède le mouvement SO, ainsi que les mouvements vers le SE et l'ESE sont associé à la déglaciation de la région, où la glace était davantage influencée par la topographie (Lamothe, 1977, Ross et al., 2006, Dubois-Verret, 2015, figures 2.8 d, e et f).

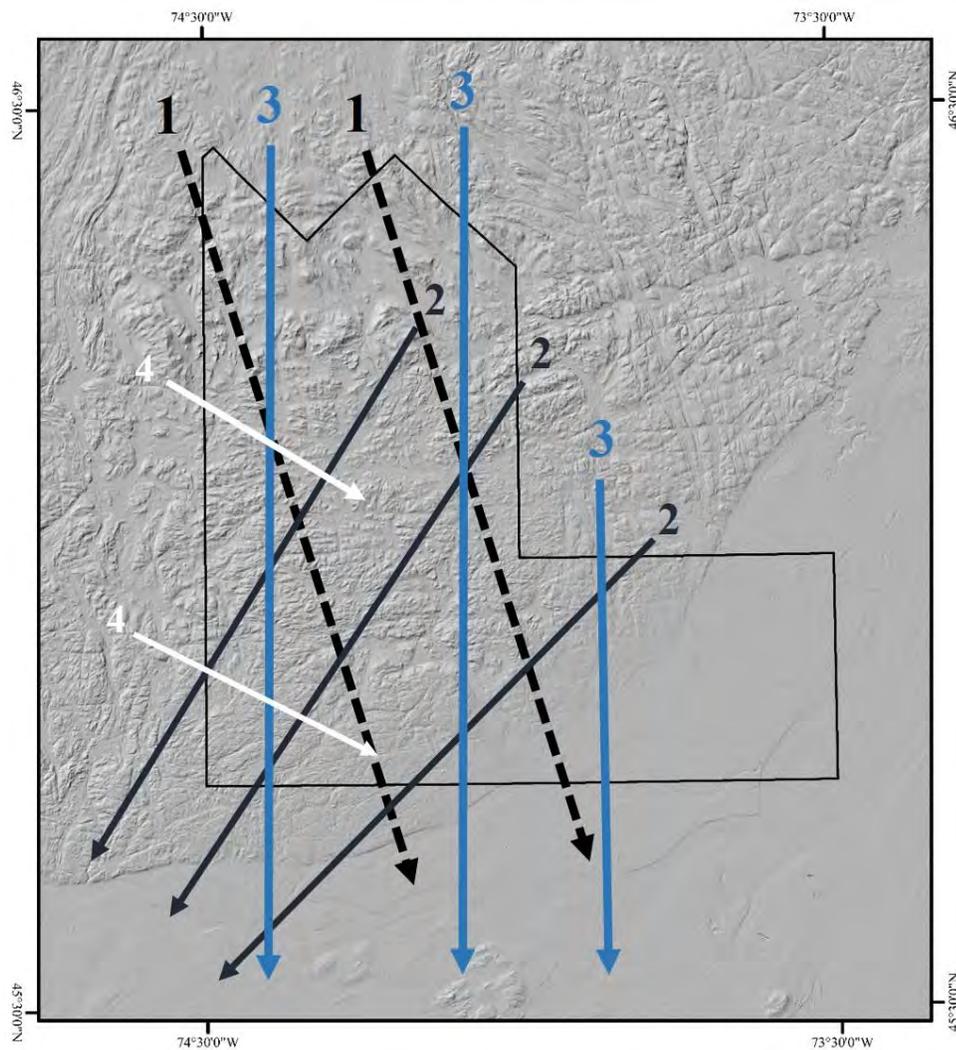


Figure 2.7 Chronologie des écoulements glaciaires régionaux établie à partir des formes d'érosion répertoriées (1 = le plus ancien)

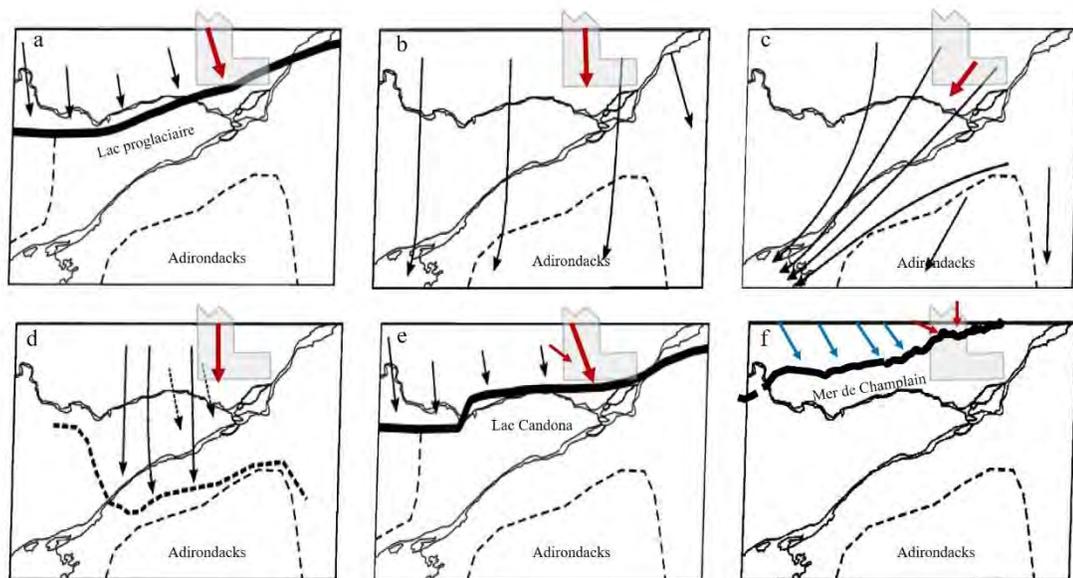


Figure 2.8 Synthèse des écoulements glaciaires régionaux modifiée de Ross et al. (2006). Le terrain à l'étude est illustré en gris. Les flèches représentent le sens de l'écoulement : noir = Ross et al. (2006), bleu = Dubois-Verret (2015) rouge = ce mémoire. Le front illustré dans la figure f représente la Moraine de Saint-Narcisse (Occhietti, 2007).

CHAPITRE III

LITHOSTRATIGRAPHIE ET GÉOMORPHOLOGIE ET SÉDIMENTOLOGIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Dans ce chapitre, la stratigraphie, la géomorphologie et la sédimentologie des dépôts meubles du terrain à l'étude sont décrites. Le chapitre est structuré selon l'ordre de mise en place des dépôts. L'objectif de ce chapitre est de décrire les dépôts meubles dans l'optique d'établir la succession des environnements sédimentaires qui nous permettront de définir les grands traits de la paléogéographie quaternaire régionale lors des chapitres 4, 5 et 6. Ce chapitre devrait être lu en se référant aux cartes des dépôts de surfaces en annexe (annexes C, D, E et F).

3.1 Sédiments glaciaires

Deux faciès de sédiments glaciaires ont été observés sur le terrain, soit le till de fond et le till d'ablation. Le till a toutefois été cartographié selon son épaisseur. De manière générale, les zones cartographiées en till en couverture généralement continue (Tc), dont l'épaisseur est supérieure à 1 m, sont composées de till de fond, mais peuvent aussi contenir du till d'ablation. Les zones cartographiées en till en couverture mince et discontinue (Tm) dont l'épaisseur du dépôt se situe entre 30 cm et 1 m sont presque essentiellement couvertes par du till d'ablation.

3.1.1 Till

3.1.1.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Le till épais en couverture continue (Tc), essentiellement composé de till de fond, couvre 1100 km², ce qui représente 28,5 % du terrain à l'étude, alors que le till mince en couverture discontinue (Tm) couvre 1074 km², soit environ 28% du terrain à l'étude. Étant le premier dépôt mis en place, le till de fond est sus-jacent au roc et sous-jacent au till d'ablation. Les zones où le roc affleure (R), presque exclusivement dans les zones de till mince ou sur des escarpements rocheux, représentent quant à eux 5% du territoire, soit une superficie de 204 km². Le till, épais ou mince, affleure de manière sporadique sur l'ensemble du terrain, mais est davantage présent dans les Hautes terres que dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. L'épaisseur du till observé sur le terrain varie entre 1 et 6 m pour le till de fond et jusqu'à 3 m pour le till d'ablation. Les données de forages permettent d'estimer l'épaisseur maximale du till à 53 m dans la région d'Entrelacs.

3.1.1.2 Géomorphologie

3.1.1.2.1 Till en épais en couverture continue (Tc)

Les zones occupées par le till de fond ont généralement une surface relativement plane et homogène, dont la pente varie entre 0° et 48°. Elle peut être marquée par des chenaux juxtaglaciaires marquant le retrait progressif de la marge. Par contre, la surface du till épais peut présenter différents types de morphologie. Les formes observées dans la couverture de till épais peuvent être subdivisées en trois catégories. La première regroupe les formes sous-glaciaires : trainées morainiques derrière des abris rocheux et les drumlinoïdes qui indiquent le sens de l'écoulement glaciaire lors de leur mise en place. La deuxième catégorie regroupe les formes permettant de reconstituer la configuration de la marge glaciaire et comprend essentiellement les crêtes morainiques

mineures. La troisième catégorie ne donne pas d'information quant à l'écoulement ou la configuration de la marge, elle comprend les moraines bosselées.

Au total, 101 trainées morainiques derrière des abris rocheux, aussi nommés *crag and tail*, ont été cartographiées. Leur longueur varie entre 50 et 1600 m et leur largeur entre 10 et 500 m. Leur épaisseur peut atteindre 15 m. La mesure de leur orientation indique un écoulement en direction principalement vers le SE et le S lors de leur mise en place (figure 3.1a). On les observe principalement dans la région de Val-David et de Saint-Donat.

Les drumlinoïdes aussi appelés formes morainiques fuselées se présentent comme des crêtes linéaires, parallèles et souvent groupées. La hauteur des formes fuselées varie entre 1 et 20 m et leur sommet est plus abrupt du côté de l'amont glaciaire. La longueur des drumlinoïdes varie entre 75 et plus de 3 km. Au total 89 drumlinoïdes ont été cartographiés. La mesure de leur orientation indique un écoulement glaciaire orienté principalement vers le SSE (figure 3.1b). Les drumlinoïdes indiquant une autre direction d'écoulement (SO) sont presque exclusivement localisés au nord de la Moraine de Saint-Narcisse, dans la région de Saint-Donat.

Les crêtes morainiques mineures sont représentées par des bourrelets de till linéaires souvent groupés (figures 3.2). Ces crêtes résultent de l'accumulation de till au front du glacier, et sont interprétées comme des moraines de régression. La hauteur des crêtes morainiques mineures varie entre moins d'un mètre et 7 m et leur longueur peut atteindre jusqu'à 1,3 km dans les Hautes terres et 3,7 km dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. Au total, 2337 crêtes morainiques mineures ont été cartographiées à l'extérieur du complexe morainique de Saint-Narcisse. Certaines moraines affleurent des dépôts juxtaglaciaires, glaciolacustres et glaciomarins sus-jacents. Certaines moraines formant des successions de crêtes parallèles sont restreintes au sein des bassins glaciolacustres. Bien qu'aucune observation terrain ne permettent d'affirmer

leur genèse, il est fort probable que ces dernières soient des moraines de De Geer. De manière générale leur orientation indique un front orienté NE-SO ce qui est similaire à celui attribué à l'épisode de Saint-Narcisse (figure 3.1c).

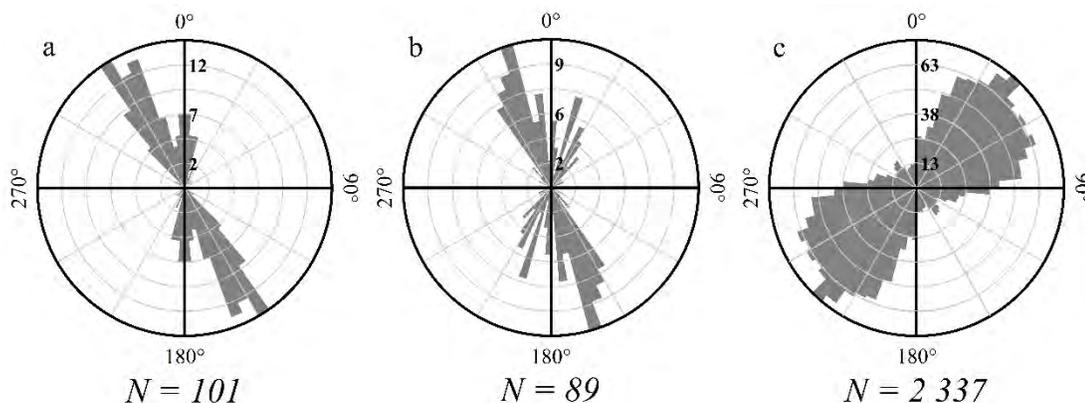


Figure 3.1 Histogrammes de fréquences de l'orientation des trainées morainiques derrière abris (a), des drumlinoïdes (b) et des crêtes morainiques (hors du complexe morainique de Saint-Narcisse) (c)

La surface des moraines bosselées est très irrégulière. Cette forme se distingue par de nombreuses buttes et dépressions souvent associées à des chenaux d'eau de fonte. Les moraines bosselées sont associées à une marge glaciaire en décrépitude. Dans le terrain à l'étude, cette forme est souvent très localisée. On les observe notamment dans le secteur du lac Louisa, de Morin Heigh, ainsi qu'au nord-est du lac Brulé.

3.1.1.2.2 Till mince en couverture discontinue

Le till d'ablation n'a pas de forme particulière. Les zones cartographiées en till en couverture mince et discontinue sont celles où la structure du sous-jacent roc est discernable (figure 3.2). Les zones de till mince observées sur le terrain comportaient souvent des blocs erratiques à la surface.

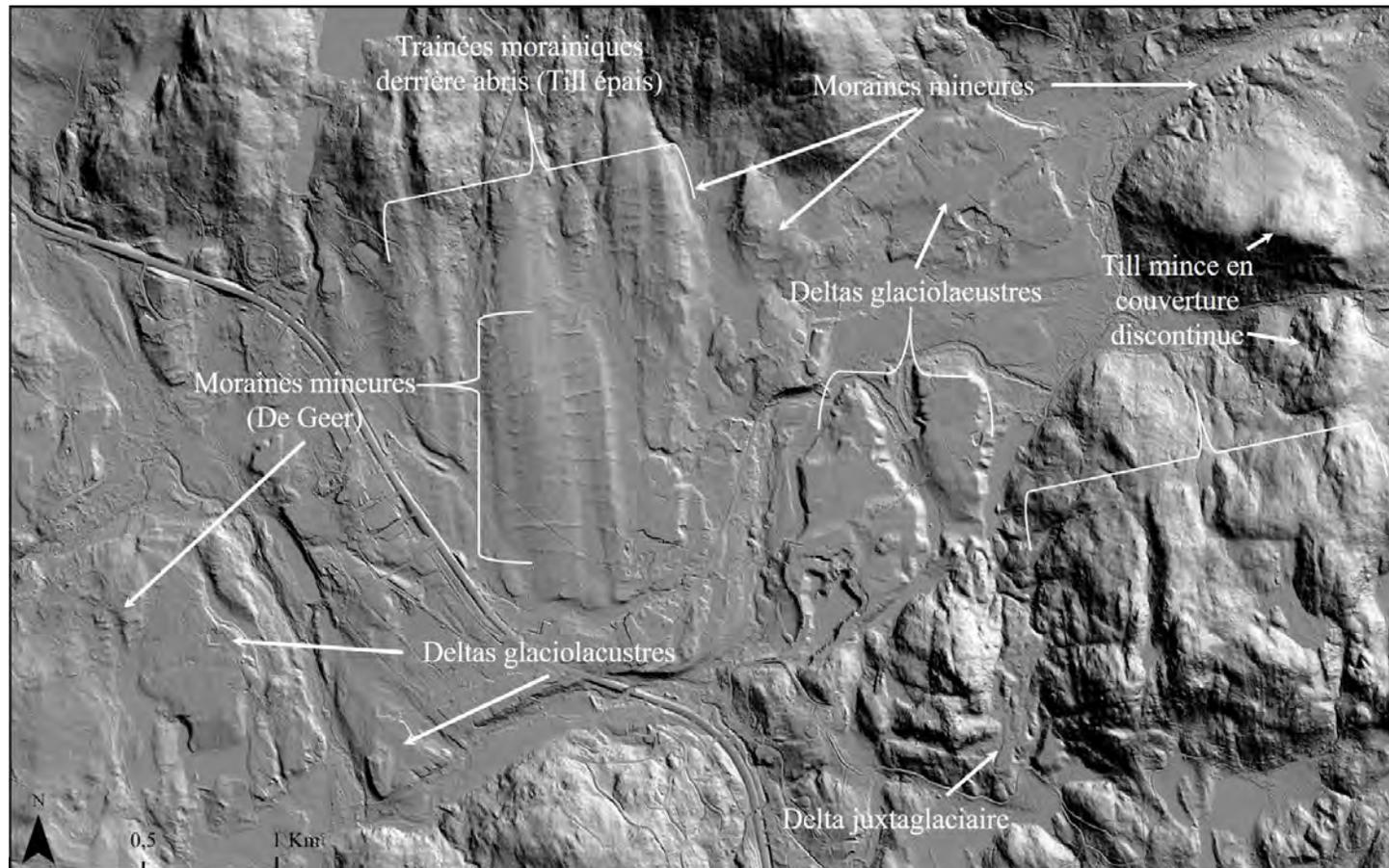


Figure 3.2 Géomorphologie de la région de Notre-Dame-de-la-Merci. La localisation des figures de ce chapitre est présentée dans la figure 3.7

3.1.1.3 Texture et structure sédimentaires

3.1.1.3.1 Till de fond

Le till de fond de la zone physiographique des Hautes terres est un diamicton à matrice dominante dont la couleur varie entre le gris-olive et le brun. Les clastes qu'il contient sont essentiellement d'origine précambrienne et sont subanguleux à subarrondis. La matrice est composée de sable fin à grossier, parfois de gravier en faible proportion, elle est souvent très compacte et présente une fissilité (Tremblay 1977, Lamothe, 1977). Dans quelques cas, des lentilles de sable stratifié allant jusqu'à une dizaine de centimètres ont été observées dans la matrice et dans d'autres cas, le dépôt était oxydé près de la surface. La matrice des tills ne réagissait pas au HCl.



Figure 3.3 Till de fond de la région physiographique des Hautes terres, sud du lac Archambault, azimut 70° (géofiche AR270618025)

Le till de fond des Basses-Terres du Saint-Laurent est un diamicton à matrice dominante, dont la couleur varie entre gris brunâtre et brun grisâtre (Tremblay, 1977). Il possède relativement la même texture et structure que le till de fond des Hautes terres,

à l'exception qu'il réagit fortement au HCl et contient à la fois des clastes du Paléozoïque et du Précambrien.



Figure 3.4 Till de fond des Basses-Terres du Saint-Laurent, région de L'Épiphanie, azimut 120° (géofiche IR240718050)

Dans les zones ayant été envahies par la Mer de Champlain, le till de fond a été remanié par l'action des vagues dans certains endroits. Ce faciès se caractérise par une forte proportion de blocs et de cailloux en surface.



Figure 3.5 Till remanié, région de Sainte-Sophie, altitude 111 m, azimut 155°

3.1.1.3.2 Till d'ablation

Le till d'ablation est un diamicton dont la matrice est sablonneuse et lâche. Dans la majorité des sites observée, la matrice était dominante, par contre, certains tills d'ablation observés comprenaient des poches de clastes jointifs ainsi que des lentilles de sables bien trié et stratifié. La couleur du dépôt varie entre le jaune-brun olive-jaune, il est parfois oxydé en surface. Les blocs et cailloux qui composent le till d'ablation sont anguleux et subanguleux.



Figure 3.6 Till d'ablation, région de Saint-Faustin, azimuth 250°

3.2 Sédiments fluvioglaciaires

3.2.1 Sédiments de la moraine frontale de Saint-Narcisse (GxT)

3.2.1.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Dans le terrain étudié, le complexe morainique de Saint-Narcisse couvre une superficie de 30 km² soit environ 0,7 % du terrain étudié et se situe exclusivement dans le feuillet 31J01 entre les municipalités de Saint-Faustin et de Notre-Dame de la Merci (Figure 3.7). L'ensemble du complexe mesure approximativement 53 km de long et sa largeur varie entre 35 m et 1 km. Les bourrelets morainiques se situent entre 337 et 675 m d'élévation. L'épaisseur maximale observée sur le terrain est estimée à 30 m (Randour et al., 2019) et l'épaisseur estimée à partir des données de forage varie entre 1 m et 60 m (région de Saint-Faustin). Les dépôts morainiques de Saint-Narcisse surimposent le roc ou le till.

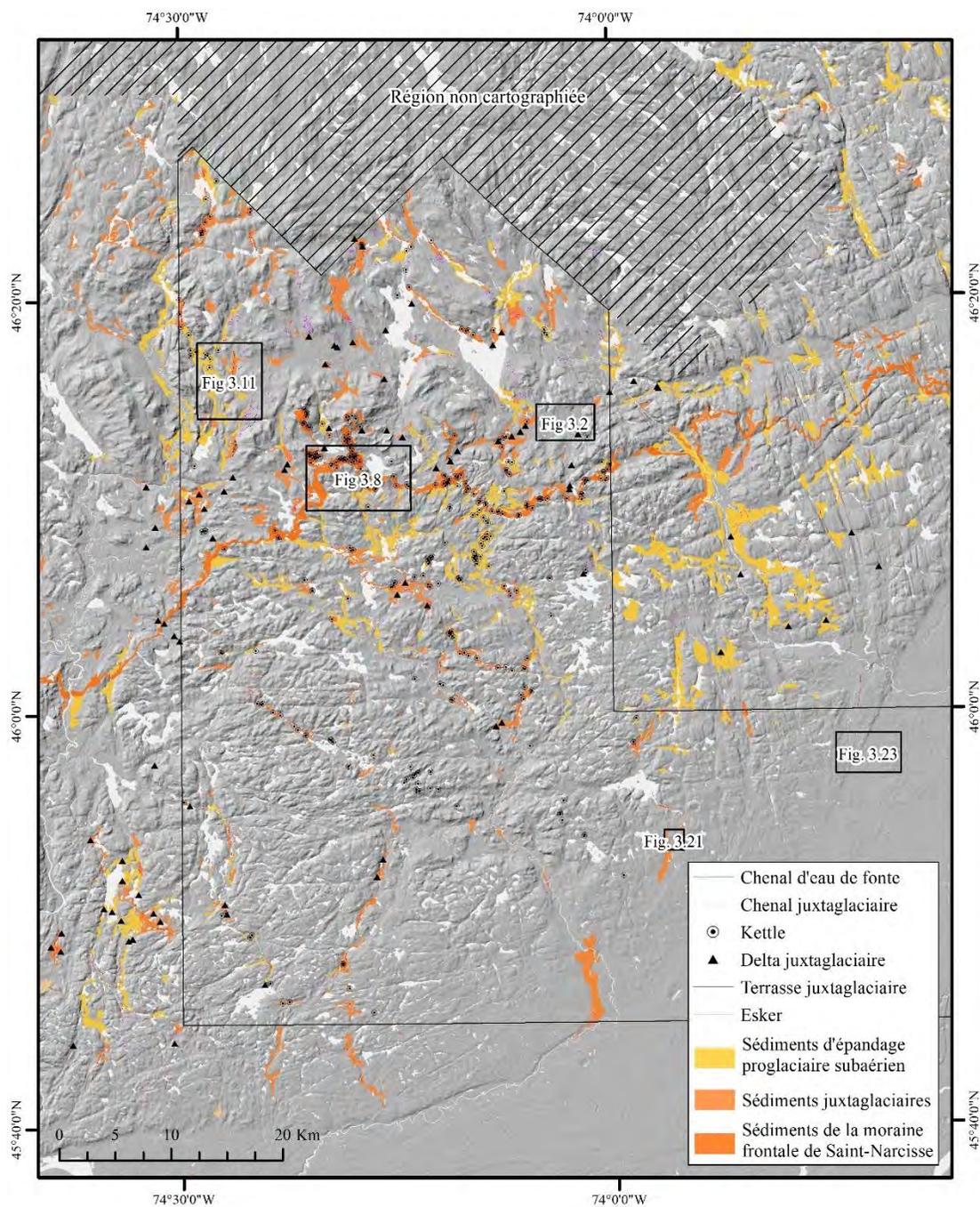


Figure 3.7 Répartition des dépôts et des formes fluvioglaciaires et localisation des figures 3.2, 3.8, 3.11, 3.21 et 3.23.

3.2.1.2 Géomorphologie

Le complexe morainique de Saint-Narcisse est composé d'un ou de plusieurs bourrelets morainiques ainsi que par des kettles (figure 3.8). La surface est donc très irrégulière. De manière générale, la Moraine de Saint-Narcisse semble épouser le relief sous-jacent, les bourrelets forment des lobes arqués dans les dépressions et enrobent les collines du côté de l'amont glaciaire. Le segment situé à l'ouest de la montagne Noire est généralement orienté NE-SO et le segment situé à l'est de cette même montagne est orienté E-O, bien que son tracé soit irrégulier et comporte des lobes (figures 3.7 et 3.8). Dans la région de Saint-Faustin, à l'extrême ouest du terrain, la moraine comporte une seule crête alors que certains secteurs notamment dans les zones où elle forme des lobes, une dizaine de crêtes successives sont décelables.

3.2.1.3 Texture et structure sédimentaires

La Moraine de Saint-Narcisse comprend plusieurs faciès, mais comme l'avaient fait remarquer Lamothe (1977) et Tremblay (1977), elle est principalement composée d'un diamicton comparable au till local. De manière générale, la Moraine de Saint-Narcisse est donc composée d'un till de fond fissile et compact (figure 3.9), recouvert par un till d'ablation comportant une très forte proportion de blocs anguleux de taille métrique et décimétrique (figure 3.10). La couleur des dépôts la moraine Moraine de Saint-Narcisse varie entre le gris-brun, le gris olive et jaune-brun. De nombreuses lentilles de sable stratifié ont été observées dans la le faciès d'ablation dont la matrice comportait souvent beaucoup de gravillons et de graviers. Un autre faciès, observé dans les zones plus abruptes du côté amont de la moraine, s'apparente d'avantage à un dépôt fluvioglaciaire conventionnel. Il est stratifié et est composé d'alternances de lits graveleux, caillouteux, sableux ou même silteux comportant des lits de minéraux lourds.

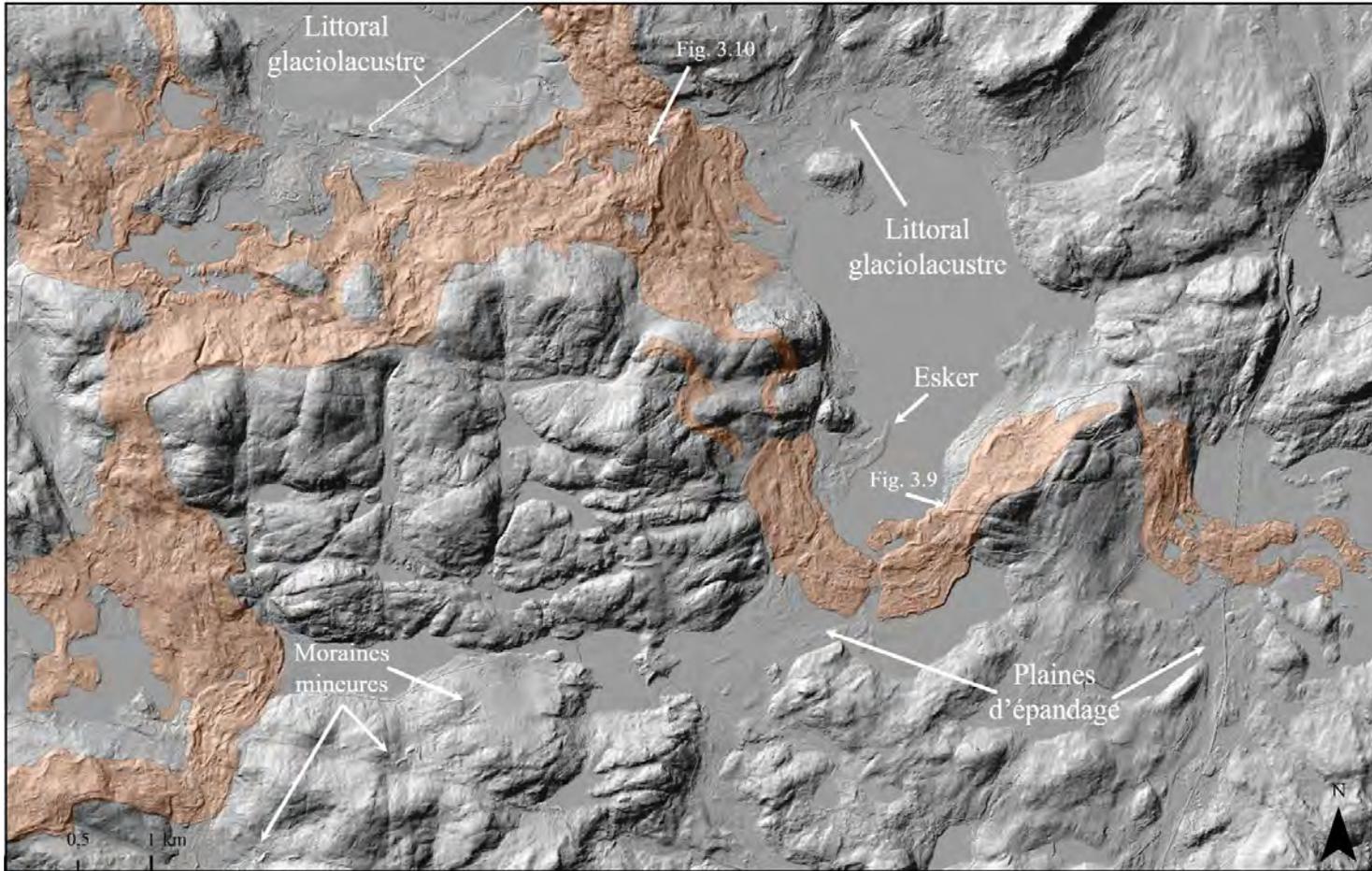


Figure 3.8 Géomorphologie de la région du lac de la Montagne noire et localisation des figures 3.9 et 3.10

Finalement, un faciès exclusivement composé de sable moyen à fin bien trié à stratifications obliques planes a été observé à l'ouest du lac de la Montagne Noire dans un des bourrelets du complexe.



Figure 3.9 Coupe dans la Moraine de Saint-Narcisse au sud du lac de la Montagne Noire, azimut 110° (géofiche AR010718033)



Figure 3.10 Faciès d'ablation au sommet d'une crête morainique majeure orientée NNE-SSO situé à l'est du lac à l'Original, azimut 350° (géofiche AR27061823)

3.2.2 Sédiments juxtaglaciaires (Gx)

3.2.2.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments juxtaglaciaires couvrent une superficie d'environ 101 km², soit environ 2,6 % du terrain étudié. Ils s'observent presque exclusivement dans la zone physiographique des Hautes terres, soit entre 67 et 858 m d'altitude. Ils sont répartis de manière sporadique dans les vallées et les dépressions, mais aussi sur des flancs de versant ou même sur le sommet certaines collines. De manière générale, les dépôts juxtaglaciaires forment des alignements relativement étroits suivant l'orientation des vallées et leur concentration est supérieur au nord de la Moraine de Saint-Narcisse qu'au sud de cette dernière. L'épaisseur des dépôts juxtaglaciaires observée varie entre 1 et 20 m, alors que les forages indiquent des épaisseurs dépassant 50 m dans la région de Saint-Faustin. Les dépôts fluvioglaciaires de contact recouvrent le roc ou le till par contact érosif.

3.2.2.2 Géomorphologie

Les dépôts juxtaglaciaires se présentent principalement sous la forme d'eskers, de terrasses de kame, de deltas juxtaglaciaires ou d'accumulations sans formes particulières et peuvent aussi comporter des crêtes morainiques mineures. La surface des sédiments juxtaglaciaires est généralement irrégulière et comprend des kettles et des chenaux d'eau de fonte.

3.2.2.2.1 Eskers

Au total, 187 segments d'eskers ont été cartographiés. Ce sont des formes sinueuses et allongées dont la crête est bien définie, ils sont parfois parsemés de kettles (figures 3.8 et 3.21). Contrairement aux crêtes morainiques, les angles des côtés perpendiculaires à la crête sont similaires. À l'exception de certains eskers situés sur le sommet de collines

ou d'autre cas isolé où les eskers semblent remonter la pente et disparaissent au sommet de la colline sur laquelle ils sont juchés, l'orientation des eskers concorde avec celle du drainage actuel, soit généralement vers le sud. La longueur des eskers varie entre 25 m et 1,6 km. Leur épaisseur observée sur le terrain varie entre 1 et 15 m. Les données de forages permettent d'estimer l'épaisseur maximale des eskers à 35 m au nord de Val-David.

3.2.2.2.2 Deltas juxtaglaciaires

Les deltas juxtaglaciaires sont des formes tabulaires dont la bordure indique l'altitude du plan d'eau dans lequel ils se sont mis en place (figure 3.2). Leur sommet peut être marqué par des cheneaux abandonnés. Contrairement aux deltas conventionnels, les deltas juxtaglaciaires n'étaient pas alimentés par le réseau hydrographique lors de leur mise en place, mais par les eaux de fonte à la marge du glacier. Ils sont donc souvent juchés sur le flanc d'une montagne, associé à des moraines ou des chenaux d'eau de fonte, ou isolés et marqués par un ou plusieurs kettles du côté amont de l'écoulement lors de leur mise en place. L'ensemble de ces formes ont été mises en place dans des bassins glaciolacustres. Au total, 24 delta juxtaglaciaires ont été cartographiés, leurs altitudes varient entre 307 et 505 m et l'épaisseur maximale observée est de 20 m. On les observe principalement au nord de la Moraine de Saint-Narcisse, où ils sont abondants, mais aussi de manière sporadique au sud de cette dernière, notamment dans la région de Val-Morin et de Morin Heigh.

3.2.2.2.3 Terrasses juxtaglaciaire

Les terrasses juxtaglaciaires sont des accumulations de dépôts fluvioglaciaires mis en place entre le glacier et le flanc d'une montagne. Leur longueur varie entre 400 et 1700 m et leur largeur entre 20 et 275 m. À partir des données LiDAR, l'épaisseur des terrasses de kame est estimée entre quelques mètres et 50 m. On les observe notamment dans le secteur du Lac Supérieur (figures 3.7 et 3.11).

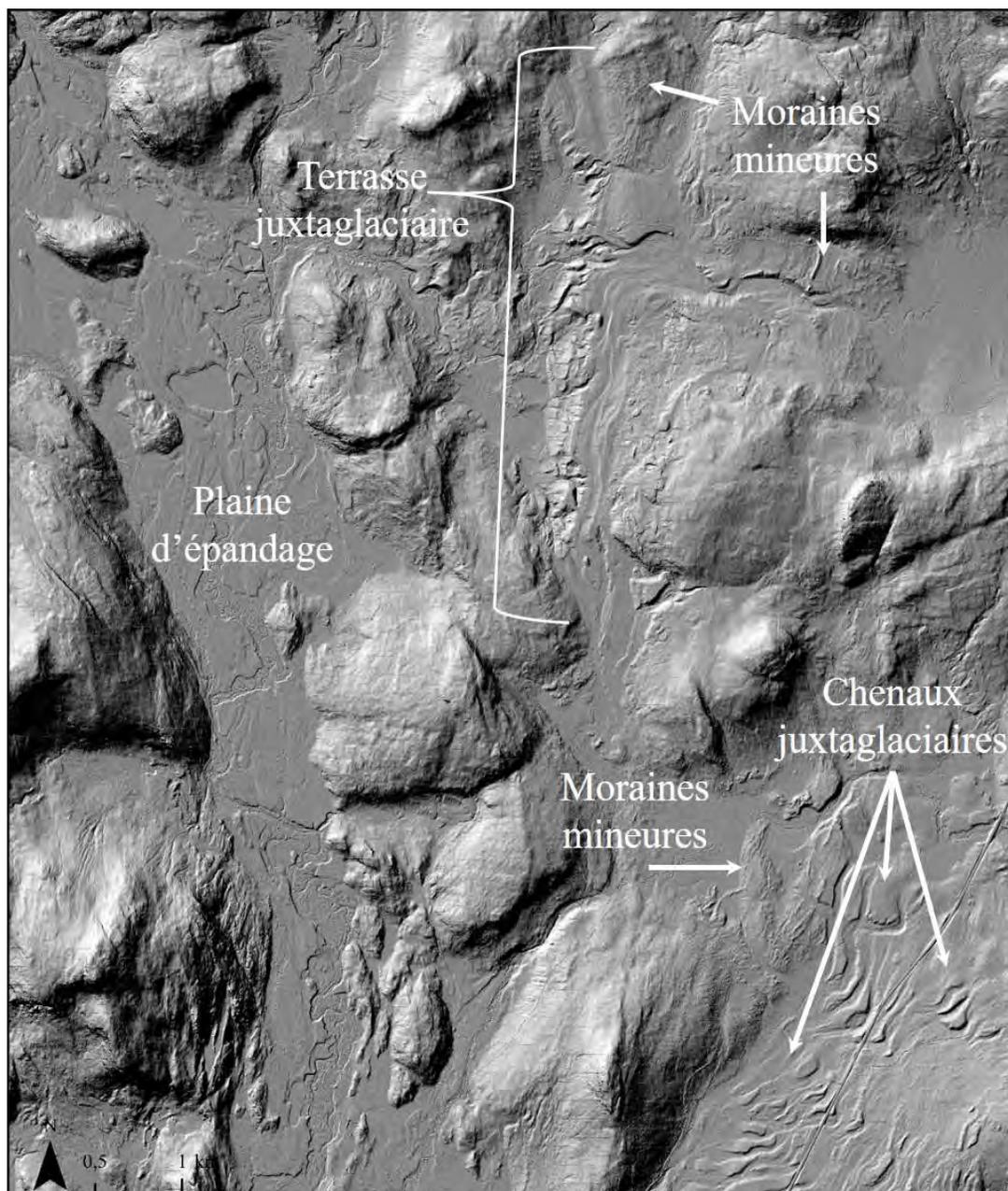


Figure 3.11 Géomorphologie de la vallée de la rivière du Diable

3.2.2.3 Texture et structure sédimentaires

Du point de vue texturale, les dépôts fluvioglaciaires sont très variables, mais sont toujours très bien trié et lâche. Leur granulométrie varie du sable fin aux blocs et dans tous les cas, leur forme varie généralement entre arrondis et subarrondis, bien qu'ils peuvent comporter des clastes subanguleux. Leur couleur varie entre le jaune-brun, l'olive-brun et le brun. Les faciès ayant une texture grossière, soit au-delà des graviers, sont à clastes jointifs, alors que les faciès plus fins sont stratifiés et comportent des rides de courant. Pour l'ensemble des faciès, les clastes sont souvent granoclassés soit de manière inverse ou normale. Les dépôts fluvioglaciaires peuvent être stratifiés de manière horizontale, oblique plane et/ou oblique en auge et ils comportent des interlits graveleux et/ou sableux. Dans certains cas, les sédiments fluvioglaciaires peuvent comporter soit des failles normales, des structures d'échappement d'eau, des déformations synsédimentaires, ou même des unités diamictiques.



Figure 3.12 Coupe dans un esker montrant des blocs et galets jointifs sub-arrondis ; région à l'est du lac Brulé, azimuth 40° (géofiche AR030718069)

3.2.3 Sédiments d'épandage proglaciaire subaérien (Go)

3.2.3.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments d'épandage proglaciaire subaérien couvrent 80,2 km² et représentent approximativement 2 % de la superficie totale du terrain d'étude. Ils se situent entre 235 et 544 m d'altitude, donc exclusivement dans la région physiographique des Hautes terres et leur présence sont restreintes aux vallées, notamment celle de la rivière Doncaster, du Nord et du Diable. Une proportion importante de ce type de dépôts se situe au sud de la Moraine de Saint-Narcisse. L'épaisseur observée varie entre 1 et 3 m peut atteindre jusqu'à 30 m d'épaisseur selon les données de forages. Les sédiments d'épandage proglaciaire subaérien sont sus-jacents au roc, au till et aux dépôts jusxtaglaciacaires qui affleurent parfois à la surface.

3.2.3.2 Géomorphologie

Les dépôts proglaciaires occupent les vallées sous la forme de plaines d'épandage. La surface des plaines d'épandage est marquée par des chenaux ainsi que par de nombreux kettles (figures 3.8 et 3.11). L'altitude des plaines d'épandages diminue progressivement vers l'aval, leur pente varie entre 0,3 et 3°.

3.2.3.3 Texture et structure sédimentaires

Les sédiments d'épandage proglaciaire subaérien sont composés de graviers, de sable moyen à grossier et de blocs bien triés. Leur couleur varie entre le gris-brun et le brun-jaune. Les clastes qui composent les dépôts proglaciaires sont arrondis à subanguleux. Ces sédiments sont lâches et sont stratifiés horizontalement et subhorizontalement. Ils sont granoclassés, donc sont souvent exclusivement composés de sable et de gravier en surface. De manière générale, ils sont composés de lits de gravier de cailloux ou de sable comportant eux-mêmes des interlits graveleux et/ou sableux. Les unités sableuses

ont des rides de courants ainsi que des lits de minéraux lourds. Les unités plus grossières sont à clastes jointifs. Des blocs submétriques ont été observés dans des unités de sables et de graviers (Lamothe, 1977). Parry (1963) a même observé des blocs métriques recouvrant les dépôts proglaciaires; une indication de la proximité de la marge lors de la mise en place de la plaine d'épandage



Figure 3.13 Structure et texture des sédiments d'épandage proglaciaire subaérien, région de Saint-Faustin, azimut 210°

3.3 Sédiments glaciolacustres

Lors de la déglaciation, certaines portions du terrain à l'étude ont été occupées par des bassins glaciolacustres. Deux types de lacs ont été identifiés. Le premier résulte de l'obturation temporaire du drainage par la marge glaciaire, lors du recul progressif de cette dernière. Le deuxième type résulte, quant à lui, de l'obstruction du drainage par

un barrage composé de dépôt, jusqu'à ce que ce dernier cède. La morphologie des dépôts glaciolacustres sera décrite avec précision lors du chapitre 4, qui a comme objectif de modéliser l'étendue des bassins glaciolacustres et d'établir les positions relatives de la marge glaciaire associée à chaque bassin.

3.3.1 Sédiments fins d'eau profonde (LGa)

3.3.1.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments glaciolacustres d'eau profonde ont été observés exclusivement dans des excavations, c'est pourquoi ils ne sont pas représentés sur la carte des dépôts de surface. Ils ont été observés dans la vallée de la rivière Dufresne, dans la vallée de la rivière Archambault, au nord de Morin-Heights, ainsi qu'à Lac-Carré (Lamothe, 1977). Leur altitude varie entre 272 et 393 m. D'après les observations faites sur le terrain, l'épaisseur des dépôts glaciolacustres d'eau profonde varie de quelques centimètres à 6 m et peut même atteindre 18 m (Lamothe, 1977). Les dépôts glaciolacustres d'eau profonde sont sous-jacents aux dépôts littoraux ou deltaïques et ils peuvent recouvrir le roc, le till ainsi que les dépôts juxtaglacaires.

3.3.1.2 Texture et structure sédimentaires

Les sédiments d'eau profonde sont composés de sable fin à très fin et aussi de silt. Leur couleur varie entre le gris et le gris-brun. Ils se présentent sous la forme de rythmites, soit des alternances de lits de sable très fin silteux et de lits de sable fin. Comme Lamothe (1977) l'avait observé dans la région de Lac-Carré, les couplets mesurent environ un à deux centimètres à la base des coupes observés et leur épaisseur diminue progressivement vers la surface. Les dépôts d'eau profonde contiennent parfois des blocs et des cailloux de délestage. Les sédiments d'eau profonde ont aussi été observés sous la forme de sable très fin massif et comportant des laminations sporadiques de sable fin.



Figure 3.14 Sédiments fins d'eau profonde, région de Notre-Dame-de-la-Merci, azimut 35°, (géofiche AR200618013)

3.3.2 Sédiments littoraux et pré-littoraux (LGb)

3.3.2.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les dépôts glaciolacustre littoraux et pré-littoraux couvrent 40 km², donc 1 % du terrain à l'étude. Leur altitude varie entre 304 et 565 m. La majorité de ce type de dépôts se situe au nord de la Moraine de Saint-Narcisse, notamment dans la région de Saint-Faustin et du lac Quenouille ainsi que dans la région du lac Ouareau et du lac Archambault. Au sud du complexe morainique de Saint-Narcisse, les dépôts littoraux sont principalement situés à Saint-Adolphe-d'Howard, à Val-David et Val-Morin, à l'est du lac Brulé, mais ils s'observent plus sporadiquement, au nord de Lac-des-Seize-

Îles ainsi qu'au sud du lac des Sables. Les littoraux glaciolacustres proviennent du remaniement des dépôts glaciaires et des dépôts fluvioglaciaires selon les régions. L'épaisseur des sédiments littoraux observés sur le terrain varie de 50 cm à 3,5 m et ces derniers peuvent recouvrir le roc, le till, les dépôts juxtaglaciaires et morainiques ainsi que les dépôts glaciolacustres d'eau profonde. Le contact entre les unités sous-jacentes peut être franc (till de fond et roc) ou érosif (dépôts d'eau profonde et juxtaglaciaire).

3.3.2.2 Géomorphologie

De manière générale, les dépôts glaciolacustres littoraux et pré-littoraux ont une surface relativement homogène et leur pente dépasse rarement 10° d'inclinaison (figure 3.9) et forment des plages. Leur limite supérieure peut être marquée par un gradin d'érosion glaciolacustre érodé à même le dépôt sous-jacent. Dans certains cas, des rebords de terrasses marquent l'abaissement des niveaux glaciolacustres.

3.3.2.3 Texture et structure sédimentaires

Les dépôts littoraux glaciolacustres sont composés de sable allant de fin à grossier, de gravillons, de gravier et parfois de cailloux. La couleur du dépôt varie entre le brun et jaune-brun. Ces sédiments sont lâches, de bien trié à modérément trié et l'angulosité des graviers et des cailloux varie entre subarrondi et subanguleux. Ils sont stratifiés subhorizontalement et parfois presque horizontalement. Les stratifications sablonneuses comportent des rides de plage et parfois des lits de minéraux lourds. Dans quelque cas, ces unités comportent des lits de silt, comme l'avait observé Lamothe (1977). Dans d'autres cas, la granulométrie est très homogène, particulièrement lorsque cette dernière est fine, soit dans les faciès sublittoraux.



Figure 3.15 Sédiments glaciolacustres littoraux, région de Notre-Dame-de-la-Merci, azimut 45° (géofiche AR200618013)

3.3.3 Sédiments deltaïques et prodeltaïques (LGd)

3.3.3.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments glaciolacustres deltaïques et prodeltaïques couvrent environ 20 km² ce qui représente 0,5 % du terrain étudié. Leur répartition est relativement la même que celle des dépôts littoraux et pré-littoraux : ils sont davantage présents au nord de la Moraine de Saint-Narcisse qu'au sud de cette dernière, où leur superficie est inférieure à 1 km². L'altitude des dépôts deltaïques varie entre 276 et 520 m. Leur épaisseur observée varie entre 2 et 8 m et peut atteindre 30 m d'après les données de forage. Les dépôts deltaïques et prodeltaïques sont sus-jacents au roc, aux dépôts glaciaires, juxtaglaciaires aux dépôts morainiques du complexe de Saint-Narcisse, ainsi qu'aux sédiments fins d'eau profonde.

3.3.3.2 Géomorphologie

Les deltas glaciolacustres sont des surfaces relativement planes délimitées par des terrasses marquant le niveau d'eau lors de leur mise en place (figure 3.2). Leur sommet peut être marqué par des chenaux abandonnés. Les deltas glaciolacustres sont souvent entaillés en profondeur par les cours d'eau actuels.

3.3.3.3 Texture et structure sédimentaires

Les dépôts deltaïques et prodeltaïques observés comportent trois faciès, tous lâches. Le premier, le faciès sommital, est composé de gravier, de cailloux, de sable et parfois de petits blocs dont l'angulosité varie entre arrondis et subanguleux. Ce faciès est stratifié horizontalement, les clastes y sont jointifs. Il est souvent marqué par des chenaux. Le contact entre ce faciès et le faciès sous-jacent est érosif. L'épaisseur de ce faciès varie entre moins d'un mètre et 6 m. Le deuxième faciès, soit la partie frontale du delta, est composé de sable dont la taille varie de fin à grossier et peut parfois comporter des interlits de gravillons et de graviers. De manière générale, il est bien trié. Ce dépôt est stratifié de manière oblique plane et entrecroisée et il comprend des rides de courant et des lits de minéraux lourds. L'épaisseur de ce faciès observé sur le terrain varie entre moins d'un mètre et 8 m. Le contact avec le faciès sous-jacent est graduel. Le troisième faciès, le faciès basal est rarement observé sur le terrain. Il est composé de sable fin et de silt. On y observe principalement des stratifications horizontales où alternent des lits de sable fin et de sable très fin avec des interlits de silt. De manière générale, la couleur des dépôts deltaïques varie entre le gris-brun et le jaune-brun.



Figure 3.16 Coupe dans un delta montrant des lits frontaux et sommitaux (468 m), sud du lac Archambault, azimuth 270°.

3.4 Sédiments glaciomarins (Mer de Champlain)

3.4.1 Sédiments fins d'eau profonde (MGa)

3.4.1.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments glaciomarins fins d'eau profonde couvrent 304 km², ce qui représente environ 7,8 % du terrain à l'étude (figure 3.17). Ils se situent principalement dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, mais aussi dans la région physiographique des Hautes terres, plus précisément dans la vallée de la rivière du Nord et de la rivière de l'Achigan. L'altitude de ce dépôt à la surface varie entre 8 et 211 m. L'épaisseur maximale observée sur le terrain est d'environ 15 m et les données de forages indiquent que l'épaisseur peut atteindre 50 m (région de Saint-Jérôme). De manière générale, les dépôts glaciomarins d'eau profonde recouvrent par un contact franc le roc, les dépôts glaciaires et les dépôts juxtaglaciaires.

3.4.1.2 Géomorphologie

Les dépôts fins d'eau profonde forment de grandes surfaces dont la pente est généralement inférieure à 2°. Ils sont souvent marqués par du ravinement profond, formant des réseaux hydrographiques de type dendritique (figure 3.23). On y observe parfois des cicatrices de glissement de terrain (section 3.9).

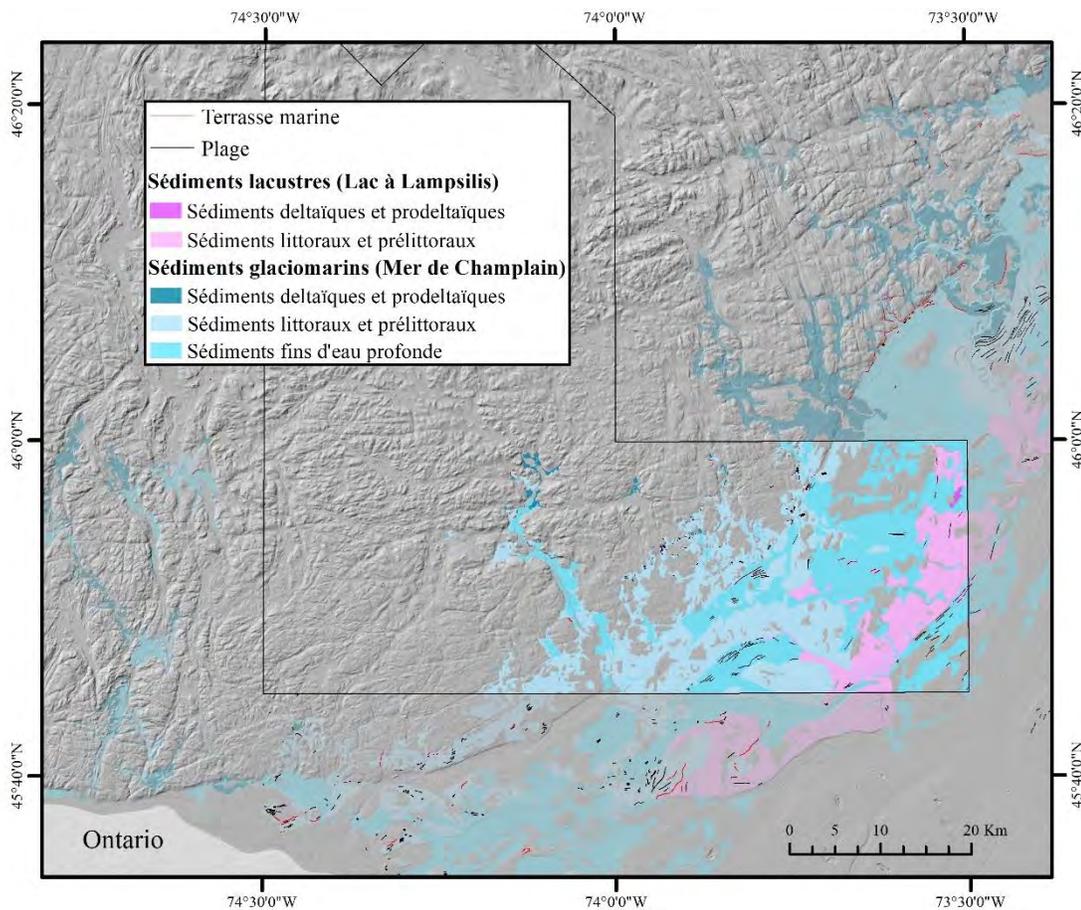


Figure 3.17 Répartition des formes et des dépôts glaciomarins et lacustres

3.4.1.3 Texture et structure sédimentaires

Les sédiments fins d'eau profonde sont essentiellement composés d'argile et de silt massif et compact de couleur bleu, bleu-gris, gris ou brun-rouge. Des cailloux de délestage ont été observés dans certaines coupes, notamment près de Saint-Adèle. La partie sommitale peut comprendre des interlits de sable. Comme Tremblay (1977) l'avait mentionné, dans certains cas, ce dépôt se présente sous la forme de rythmites de silt argileux et de sable silteux dont l'épaisseur des lits est supérieure à 2 cm. Aucun fossile n'a été observé dans les sédiments fins d'eau profonde.



Figure 3.18 Texture des dépôts fins d'eau profonde glaciomarin, région de Saint-Calixte, azimut 10° (géofiche AR02081865)

3.4.2 Sédiments littoraux et pré-littoraux (MGb)

3.4.2.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les dépôts littoraux et pré-littoraux couvrent 306 km², ce qui représente environ 8 % du terrain à l'étude. Leur distribution spatiale est relativement la même que celle des dépôts glaciomarins d'eau profonde, mais leur altitude varie entre 32 et 244 m.

L'épaisseur observée sur le terrain varie entre 1 et 3,5 m et pourrait atteindre 7,5 m selon les données de forage. Les dépôts littoraux sont sus-jacents aux dépôts fins d'eau profonde, aux dépôts glaciaires et fluvioglaciaires, et peuvent aussi recouvrir le roc.

3.4.2.2 Géomorphologie

La surface des sédiments littoraux et pré-littoraux de la Mer de Champlain forment des plages ou souvent une succession de cordons littoraux (figure 3.21 et figure 3.23). De la même manière que les dépôts littoraux glaciolacustre, l'extrémité supérieure des littoraux peut être délimitée par un gradin d'érosion marquant la limite maximale atteinte par la Mer de Champlain. Des gradins de terrasses peuvent aussi être observés à des niveaux inférieurs. Au total, 30 petites terrasses marines ont été cartographiées. On les observe principalement dans le secteur de Sainte-Adèle, de Saint-Calixte et de Sainte-Sophie. L'altitude à la base des terrasses varie entre 90 et 246 m.

3.4.2.3 Texture et structure sédimentaire.

Trois types de dépôts littoraux et sublittoraux ont été observés. Le premier faciès, le plus répandu selon les observations faites sur le terrain, est majoritairement sablonneux, mais comprend parfois des gravillons. Il est lâche, stratifié subhorizontalement, bien trié, comporte des lits de minéraux lourds et des rides de plage. Sa couleur varie entre le brun, le gris-brun et le brun-jaune. Le deuxième faciès observé est davantage grossier. Il est composé de cailloux et de graviers sablonneux subarrondis à subanguleux. Les clastes sont jointifs et le dépôt est stratifié subhorizontalement. Sa couleur varie entre le jaune-brun et le rouge-jaune, car il était souvent oxydé. Le dernier faciès observé est associé au remaniement du till. Il est composé de sable fin à grossier, de graviers, de cailloux et de blocs. L'angulosité des clastes est similaire à celle du till. Comme pour les autres faciès, le dépôt est stratifié subhorizontalement, il est lâche et sa couleur varie entre le gris-brun et le jaune-brun.



Figure 3.19 Texture et structure des dépôts littoraux, région de Saint-Calixte, azimut 10° (géofiche AR02081865)



Figure 3.20 Faciès littoral issue du remaniement du till, région de Saint-Calixte, azimuth 130°

3.4.3 Sédiments deltaïques et prodeltaïques

3.4.3.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les dépôts deltaïques et prodeltaïques de la Mer de Champlain couvrent 5,75 km², ce qui représente environ 0,15 % du terrain à l'étude. Ils sont situés aux dans les vallées entre 95 et 243 m d'altitude. L'épaisseur observée sur le terrain varie entre 4 et 20 m. Les données de forages permettent d'estimer l'épaisseur des dépôts deltaïques environ 40 m (région de Saint-Hyppolite). Ils recouvrent stratigraphiquement les dépôts d'eau profonde, les dépôts fluvioglaciaires et le till.

3.4.3.2 Géomorphologie

La morphologie des deltas glaciomarins est très similaire à celle des deltas glaciolacustres. Le sommet du delta peut être marqué par des chenaux abandonnés. La partie frontale du delta peut être marquée par des plages.

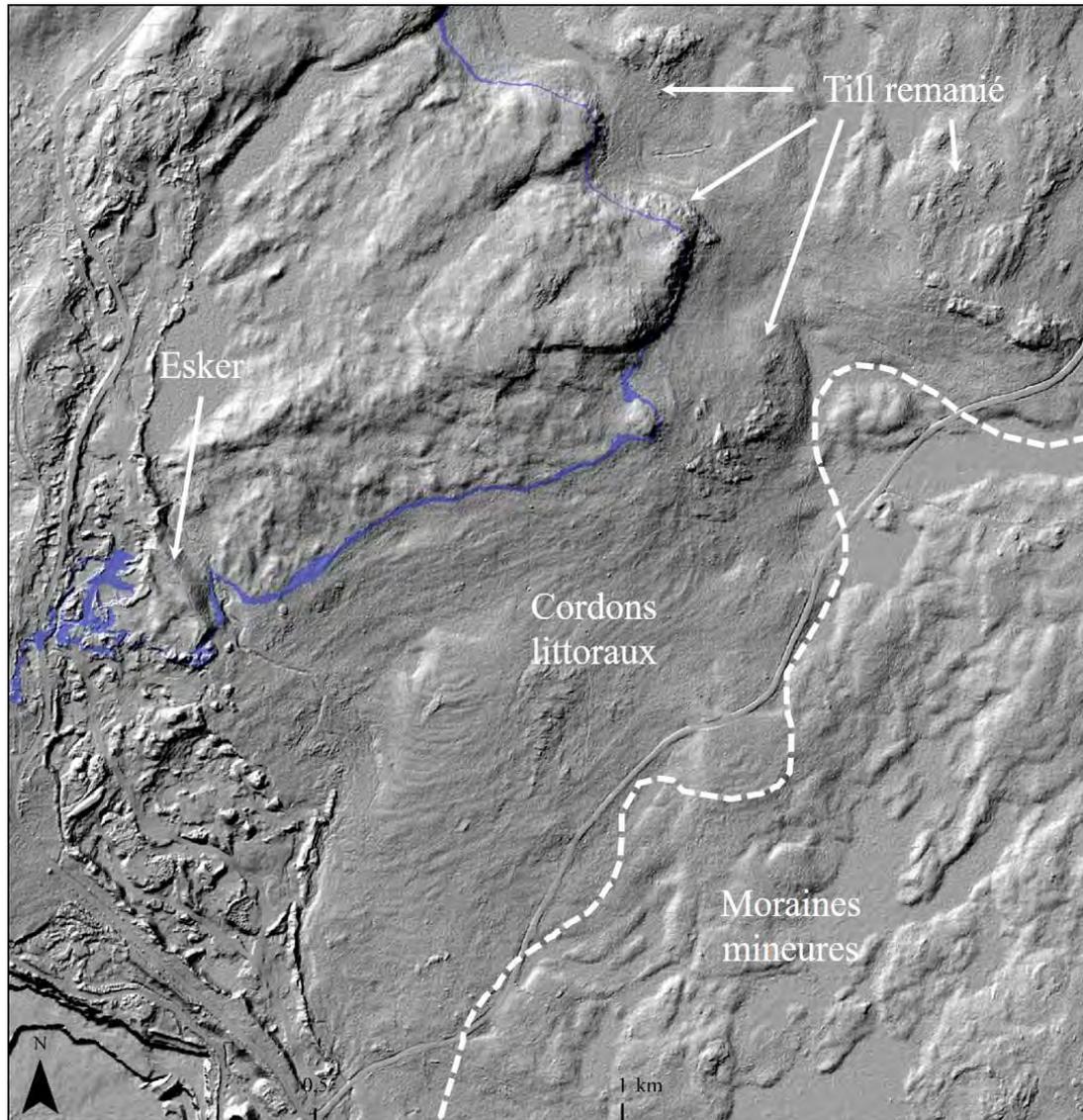


Figure 3.21 Géomorphologie de la région de Saint-Hippolyte (à l'est de Lac-Connelly), la bande bleu montre la limite marine du secteur (240-241 m)

3.4.3.3 Texture et structure sédimentaires

Les sédiments deltaïques et prodeltaïques de la Mer de Champlain ont essentiellement la même structure et la même texture que les sédiments deltaïques et prodeltaïques glaciolacustres. Ils sont composés d'un faciès sommital, frontal et basal. Ils sont très bien triés, et on y observe un granoclaesent inverse entre les trois faciès. La couleur

des sédiments varie entre le brun, le jaune-brun et le gris-brun. Des structures d'échappement d'eau sont présentes localement dans le faciès basal. Bien que des employés d'une sablière nous ont mentionné avoir observé des fossiles dans un delta à Saint-Calixte, aucun fossile n'a été observé dans les dépôts deltaïques lors de la campagne de terrain. Cependant, des galets mous ont été observés dans le faciès sommital du delta de Saint-Calixte.



Figure 3.22 Coupe dans un delta glaciomarin , azimut 0° (géofiche AR010818063)

3.5 Sédiments lacustres (Lac à Lampsilis) (Lb et Ld)

Les sédiments lacustres du Lac à Lampsilis ont été cartographiés en fonction de l'élévation maximale du lac (65 m) proposé par Macpherson (1966). Seuls les dépôts littoraux et deltaïques ont été cartographiés, car il nous est impossible de distinguer les dépôts d'eau profonde lacustres des dépôts d'eau profonde glaciomarin. Les dépôts lacustres cartographiés couvrent ainsi 123 km², ce qui représente environ 3,1 % du terrain à l'étude. Leur altitude varie entre 16 et 70 m. Une faible portion est identifiée

comme étant deltaïque. Les dépôts lacustres sont sus-jacents aux dépôts glaciomarins sublittoraux et d'eau profonde, ainsi qu'aux dépôts glaciaires. La structure et la texture des dépôts lacustres sont très similaires à celle des dépôts marins. Ils sont composés de sable, de gravier et de silt. L'épaisseur des dépôts lacustres deltaïques observée est de 7 m et celle des littoraux est de 1,5 m.

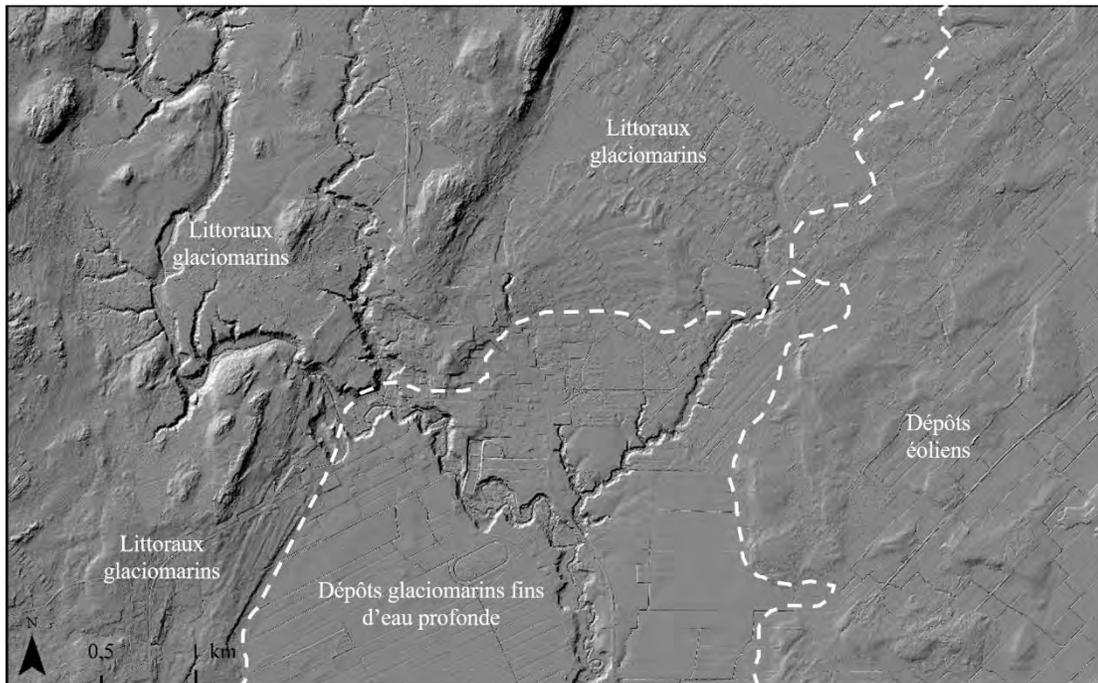


Figure 3.23 Géomorphologie de la région de Sainte-Julienne

3.6 Sédiments alluviaux

3.6.1 Alluvions des terrasses anciennes (Ax)

Les alluvions de terrasses anciennes sont les dépôts mis en place dans les méandres du Proto-Saint-Laurent et autres proto-rivières. Leur superficie est de 25,8 km², ce qui représente 0,6 % du terrain à l'étude. Leur altitude varie entre 11 et 78 m. Ils sont essentiellement composés de sable, de silt et de gravier et se présentent sous la forme

de banc de sable marqué par des chenaux et des terrasses. Ce dépôt est sus-jacent aux dépôts lacustres et marins d'eau profonde et sublittoraux.

3.6.2 Alluvions des terrasses fluviales (At)

Les alluvions des terrasses fluviales sont localisées le long des rivières actuelles. Ils couvrent 34,5 km² du terrain étudié, ce qui représente 0,9 %. Leur épaisseur varie entre moins d'un mètre et 2 m. Ils sont sus-jacents aux dépôts glaciaires, fluvioglaciaires, glaciolacustres, glaciomarins, lacustres et aux alluvions des terrasses anciennes. Ils sont souvent délimités par des terrasses fluviales et peuvent être marqués par des chenaux abandonnés souvent comblés par de la matière organique. Dans certains cas, des barres alluviales sont visibles sur les rives convexes des méandres de la rivière. Les alluvions sont composées de sable fin à grossier, de gravier arrondi à sub anguleux et de silt. Ils sont stratifiés de manière entrecroisée, comprennent des rides de courants et des lits de minéraux lourds.



Figure 3.24 Alluvions de terrasse fluviale située à l'ouest du lac Louisa, azimuth 135°

3.7 Sédiments éoliens

Les sédiments éoliens couvrent 82 km², ce qui représente 2,1 % du terrain à l'étude. Ils sont exclusivement localisés dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. Leur altitude varie entre 11 et 117 m. Sur le terrain à l'étude, les dépôts éoliens se présentent sous la forme de champs de dunes transversales. On les observe principalement sur les deltas glaciomarins comme celui de la rivière l'Assomption. Leur configuration semble indiquer un vent en direction du SO.

3.8 Sédiments organiques

Les sédiments organiques couvrent 112 km², ce qui représente 2,9 % du terrain à l'étude. Ils sont dispersés dans l'ensemble du territoire sous la forme de marais et de tourbières. Leur altitude varie entre 13 et 819 m.

3.9 Dépôts de versant

Les dépôts de versant ne sont pas représentés sur la carte des dépôts de surfaces, mais leur superficie représente probablement moins d'un pour cent du terrain. Au total, 31 zones de glissements de terrain ont été cartographiées. Les glissements de terrain sont délimités par des cicatrices marquant la limite du décrochement. La majorité des glissements de terrain sont situés dans les dépôts glaciomarins fins d'eau profonde, plus spécifiquement le long des cours d'eau. Il s'agit de glissements rotationnels et de coulée argileuse. Les plus imposants se situent dans la vallée de la rivière du Nord. De manière générale, la longueur des cicatrices de glissement de terrain varie entre 150 et 5300 m, leur largeur varie entre 100 et 1600 m.

CHAPITRE IV

MODÉLISATION DE LA LIMITE MARINE ENTRE LA VALLÉE DE LA RIVIÈRE ROUGE ET LA VALLÉE DE LA RIVIÈRE OUAREAU ET HYPOTHÈSE DE L'EXTENSION DU LAC CANDONA DANS LE PIEDMONT LAURENTIEN

Ce chapitre présente une modélisation de l'étendue diachronique, de l'altitude maximale et du gauchissement de la Mer de Champlain et de la possible extension du Lac Candona dans le piedmont laurentien. Les données utilisées dans ce chapitre sont des vestiges sédimentaires ou d'érosion associés à des plans d'eau (mer ou lac) qui auraient envahi les Basses-Terres du Saint-Laurent jusqu'au piedmont laurentien et certaines vallées tributaires. Le développement de ces plans d'eau ne peut s'expliquer par l'obturation du drainage par la glace en recul vers le nord ou par un barrage morainique. En premier temps, on présente la méthodologie. On présente ensuite, d'abord les données pour la région du piedmont laurentien et de la vallée de la rivière du Nord où l'on documente la possible extension du lac Candona, puis celles des vallées de la rivière Rouge et Ouareau où l'on s'attarde à l'évolution du niveau marin.

4.1 Méthodologie

L'ensemble des modèles présentés dans ce chapitre ont été réalisés à partir de données provenant de la cartographie des dépôts de surface, de la recension de la littérature et de l'interprétation des données du LiDAR. Cette base de données ponctuelle de formes

et de dépôts indiquant un niveau marin ou lacustre a d'abord été numérisée dans ArcGIS 10.7.1. L'altitude des données provenant de ce mémoire a été mesurée à l'aide de l'outil «*Extract Values to Points*» à partir du modèle numérique de terrain du LiDAR. Dans Excel, on a ensuite disposé sur des graphiques l'altitude des données par rapport à leur distance à une ligne perpendiculaire à l'orientation du gauchissement mesuré par Dubois-Verret (2015) en Outaouais. Cette étape a permis classer les données par niveau et/ou par régions distinctes sur le terrain à l'étude. D'après la méthode employée par Nadeau (2011) et Milette (2013) Milette et al. (2019), soit en utilisant l'outil d'interpolation déterministe et inexact «*Trend*» dans ArcGIS 10.7.1, des modèles représentant les isolignes de paléorivages ont ensuite été réalisés en interpolant les altitudes maximales. Cet outil est un interpolateur utilisant un polynôme pour produire une surface qui s'ajuste au jeu de données utilisé pour la produire. La surface produite par l'outil «*Trend*» est lisse et ne s'adapte donc pas exactement aux points utilisés pour la produire. Cet outil permet donc de représenter une tendance graduelle sous la forme d'une surface ayant un niveau de détail relativement grossier par rapport à la série de données utilisée pour la produire. Ensuite, avec l'outil «*Raster Calculator*», ces modèles indiquant la pente des paléorivages ont ensuite été soustraits aux modèles numériques de terrain pour réaliser les modèles représentant l'extension maximale des plans d'eau. Les données utilisées pour la réalisation des modèles présentés sont disponibles en annexe (annexe G).

4.2 Région du Piedmont laurentien et vallée de la rivière du Nord

4.2.1 Les indices sédimentaires

On présente à la figure 4.1, un inventaire des vestiges sédimentaires ou d'érosion associés à la présence de plans d'eau (mer ou lac) dans la région à l'étude ainsi que dans la vallée de la rivière Rouge. Dans le secteur du piedmont laurentien, le drainage s'effectue vers la vallée du Saint-Laurent. Dans la presque totalité des cas étudiés, l'obturation du drainage par la glace en recul vers le nord ne peut expliquer le développement de ces étendues d'eau. Au sud du terrain à l'étude un nombre considérable de dépôts indiquent la présence d'une étendue d'eau à une altitude supérieure à celle de la Mer de Champlain qui a occupé les Basses-Terres du Saint-Laurent.

Sur le piedmont laurentien, la limite marine est bien définie par des cordons littoraux et des rebords de terrasses à 228 m au sud, près de Pine Hill, et à environ 243 m à l'ouest de Saint-Calixte. Plus au nord dans la région de Saint-Adèle, dans la vallée de la rivière du Nord, la limite marine est marquée par une terrasse et un delta à environ 247 m. Dans ces deux régions, les lignes de paléorivages indiquent un gauchissement de 0,8 m/km vers le NNO (figure 4.2). Aucun delta juxtaglaciaire pouvant être associé à la Mer de Champlain n'a été identifié dans ce secteur.

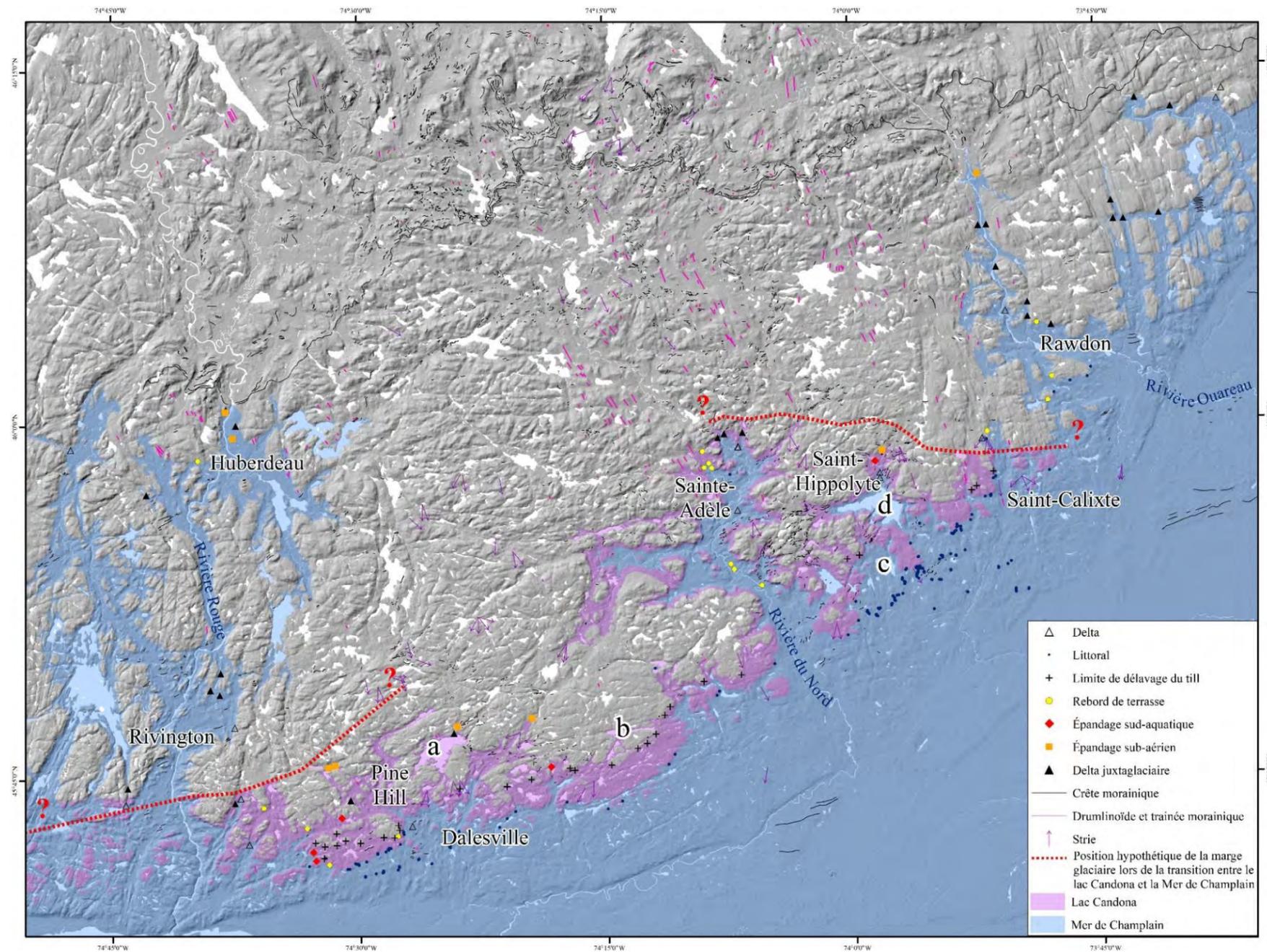


Figure 4.1 Secteurs envahis par le lac Candona (mauve) et par la Mer de Champlain dans la région à l'étude. Les lettres indiquent les lacs où Dadswell (1974) a répertorié la présence de population de *Mysis relicta* et de *Potoporeia affinis* : Louisa (a), Barron (b), Connelly (c) et l'Achigan (d). La légende de cette figure s'applique aux autres figure du chapitre 4.

Par contre, dans cette même région, on observe, à des altitudes supérieures à la limite marine, des deltas juxtaglaciaires, des épandages subaquatiques, une limite de délavage, des rebords de terrasses et des littoraux comportant parfois des blocs de délestage. Ces données suggèrent la présence d'un plan d'eau dont l'altitude varie entre 279 m près de Pine Hill, environ 290 m près de Saint-Hyppolite et entre 296 et 300 m à Saint-Adèle. L'écart entre ce niveau et le niveau maximal de la Mer de Champlain est relativement constant soit entre 45 et 50 m. De plus, des dépôts silteux ont été observés à 245 m à Saint-Adèle, ce qui représente grossièrement la limite marine dans cette région. Le niveau devait donc être supérieur pour permettre la sédimentation de ces dépôts fins.

Dans la région du piedmont laurentien dans le terrain à l'étude, l'orientation des formes glaciaires et juxtaglaciaires indique que la marge glaciaire reculait généralement en direction du NO et que son orientation était généralement NE-SO. La marge glaciaire était donc au nord de ces accumulations lors de leur mise en place. La retenue des eaux à ces niveaux supérieurs à ceux atteints par la Mer de Champlain ne peut s'expliquer par l'obturation glaciaire ou par un barrage morainique. Cela permet de supposer que, préalablement à l'invasion marine, la vallée du Saint-Laurent devait être recouverte par une étendue d'eau au-delà de la limite marine avoisinant 286 m dans la région de Dalesville et environ 299 m au nord de Saint-Adèle. Dans la littérature, il est établi que le lac Candona a envahi les Basses-Terres du Saint-Laurent à une altitude supérieure à celle de la Mer de Champlain et dont l'écart mesuré avec cette dernière varie entre 40 et 60 m (Parent et Occhietti, 1988, 1999, Rayburn et al., 2005). Nous estimons donc que les vestiges sédimentaires localisés à entre 280 et 300 m d'altitude dans notre région, pourraient être associés au Lac Candona. Deux cartons présentant le relief ombré du LiDAR de la région de Pine Hill et de la région de Sainte-Adèle sont présentés en annexe (annexe H).

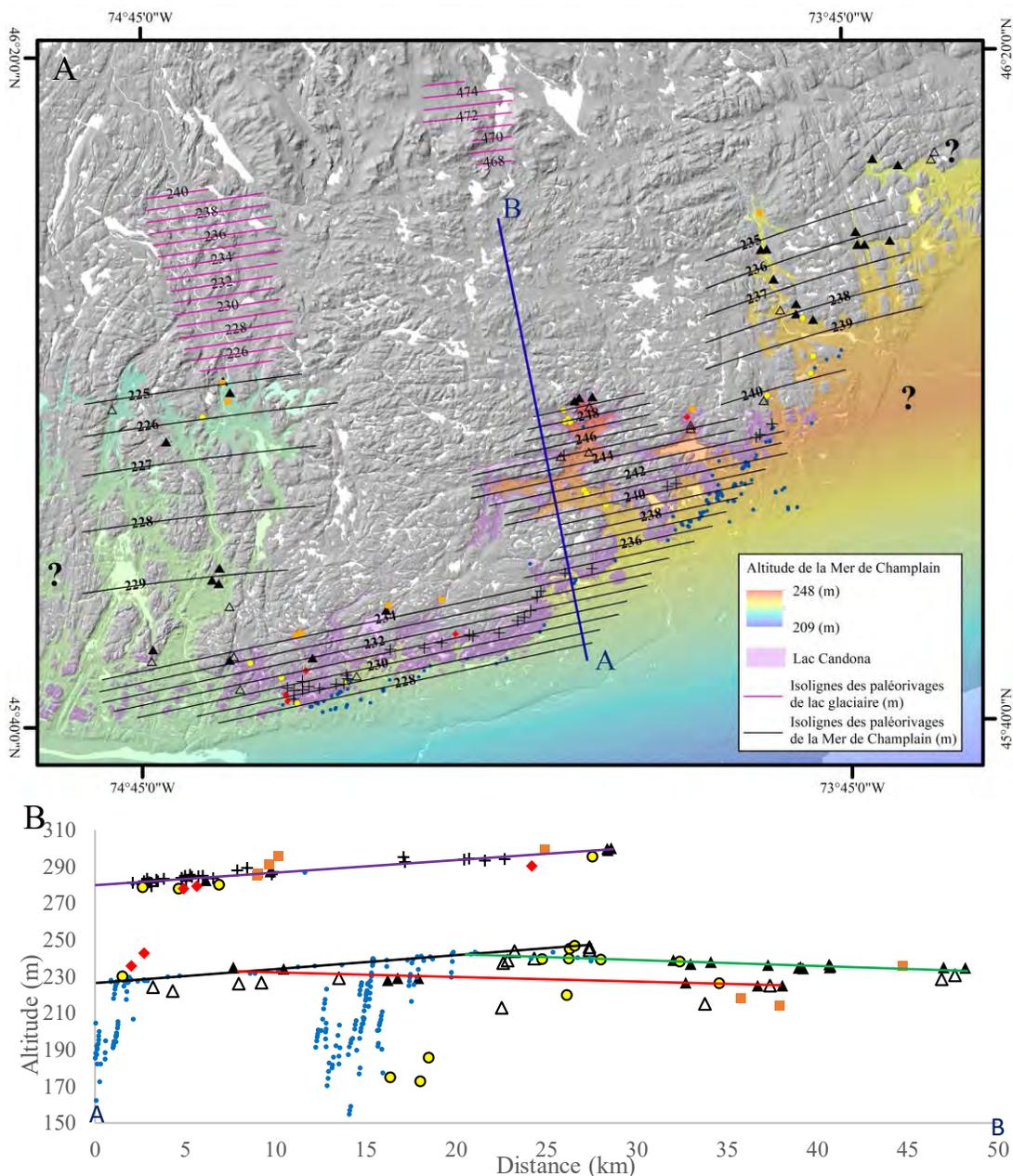


Figure 4.2 A : Étendue et altitude maximale de la Mer de Champlain entre la vallée de la rivière Rouge et la vallée de la rivière Ouareau. B : L'altitude des formes figurant sur la carte et reportées sur la droite A-B orientée 349°-169°. Les lignes indiquent le niveau du lac Candona (mauve) et la limite marine dans les vallées des rivières du Nord, Ouareau (vert) et Rouge (rouge).

4.2.2 Extension possible du Lac Candona dans le piedmont laurentien

4.2.2.1 Les bioindicateurs de Dadswell (1974)

Dadswell (1974) a répertorié la présence de population de *Mysis relicta* et *Pontoporeia affinis* dans les lacs Louisa (271 m), Barron (278 m), de l'Achigan (208) et Connely (192 m) (figures 4.1 et 4.3). Étant incapable de remonter un courant, la présence de ces reliques glaciaires dans ces lacs implique que ces derniers ont déjà été sous un niveau glaciolacustre ou glaciomarin, permettant à ces crustacés de coloniser ces lacs (Dormaar, 1970, dans Caron, 2007, Yeomans, 1983). Considérant la tolérance du *Mysis relicta* à un grand spectre d'environnements lacustres, Yeomans (1983) considère que la présence de *Mysis relicta* est un indicateur de l'étendue maximale des paléolacs glaciaires et ne devrait pas être ignorée. Au nord de Montréal, Dadswell (1974) ne répertoria aucun autre lac au-delà de 278 m comportant ces d'organismes. Étant donné que les altitudes des quatre lacs sont en dessous de l'extrapolation des limites du lac Candona proposé par Chapman (1937, dans Dadswell, 1974), Dadswell a proposé que la limite nord du lac Candona se situait approximativement au nord du lac de L'Achigan. Les lacs Connely et de l'Achigan sont en dessous de la limite marine, et auraient pu être colonisés par la Mer de Champlain (figure 4.1 et 4.3). Cependant, les lacs Louisa et Barron sont à une altitude supérieure à la limite marine et doivent donc avoir été envahis par un plan d'eau d'un niveau supérieur, qui se doit d'être le Lac Candona.

4.2.2.2 La limite nord du lac Candona

L'extension nord du lac Candona dans la région d'Ottawa est bien documentée (Anderson et al, 1985, Naldrett 1988 et Rodrigues 1992, dans Dubois-Veret, 2015). Ross et al. (2006) ont démontré que la limite nord a atteint au moins Pointe-aux-Sables et possiblement Saint-Anne-des-Plaines (Guilbault, 1980, dans Ross, 2004, figure 4.3).

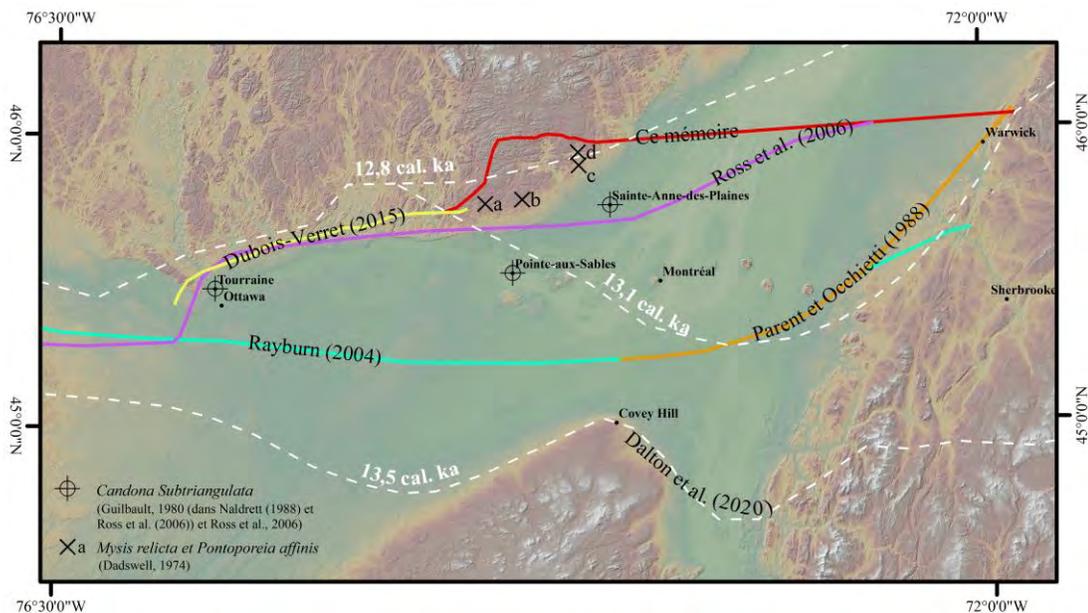


Figure 4.3 La position du front glaciaire associé à la transition entre le lac Candona et la Mer de Champlain proposée par différents auteur(e)s. Les lettres indiquent les lacs où Dadswell (1974) a répertorié la présence de population de *Mysis relicta* et de *Potoporeia affinis* : Louisa (a), Barron (b), Connelly (c) et l'Achigan (d).

Le cortège de formes glaciaires et fluvioglaciaires et la reconstitution des lacs d'obturation glaciaire, notamment ceux de la vallée de la rivière Rouge, indiquent qu'à l'ouest du massif de Morin, la marge était orientée NE-SO et même NNE-SSO par endroit (voir chapitre 5). Cela suppose, comme l'avait proposé Occhietti (2007), une marge glaciaire présentant un réentrant dans le terrain à l'étude. Cette configuration de la marge refléterait l'influence du relief prononcé du massif de Morin et des montagnes situées au nord de ce dernier sur l'écoulement glaciaire et sur le patron de déglaciation. Ainsi, la configuration de la marge et les hautes altitudes du massif de Morin auraient permis aux eaux du lac Candona d'atteindre le piedmont laurentien. À l'ouest du terrain à l'étude, la limite du lac Candona se situe au nord-ouest de Pine Hill, au centre, dans la région de Sainte-Adèle et à l'est, au nord de Saint-Calixte (figures 4.1 et 4.3). La marge proposée à l'extérieur du terrain a été tracée pour respecter les observations faites dans les autres régions couvertes par ce lac (figure 4.3).

4.2.2.3 Intégration des données au modèle régional

Les données de paléorivages de la région de l'Estrie, du Vermont et de New York (Parent et Occhietti, 1988, révisées à l'aide des données du LiDAR, Rayburn, 2004 et Prince et al., 2019) et du terrain à l'étude ont permis de mesurer le gauchissement associé au lac Candona et aux niveaux subséquents, soit le niveau le plus élevé de la Mer de Champlain (figure 4.4). Ces modèles indiquent un taux de gauchissement variant entre 0,75 et 0,9 m/km généralement en direction du nord-ouest. Les taux obtenus sont similaires à ceux mesurés dans d'autres régions : 0,9m/km orienté NNO dans la région de Saint-Michel-des-Saints (Fleury, 2008) et dans la région de l'Outaouais (Caron, 2007), 0,78 m/km orienté vers le NNO dans la région du réservoir Gouin (Milette et al, 2019), et 0,8-0,9 m/km en Nouvelle-Angleterre (Hooke et Ridge, 2016). Dans la région de l'Outaouais et dans la région du Saguenay, le taux mesuré est de 0,4 m/km orienté vers le NO (Dubois-Verret, 2015, Leduc, 2016). Par contre, ces taux représentent la limite maximale diachronique plutôt que le gauchissement, car ils ont été mesurés dans des bassins glaciomarins et le niveau de ces régions n'était pas contrôlé par un exutoire et donc diminuaient progressivement en fonction de l'isostasie et de l'eustasie.

De manière générale ces deux modèles semblent démontrer la correspondance entre nos observations avec celles des auteurs dans d'autres régions. Les données indiquent que l'écart entre le niveau du lac Candona et celui de la Mer de Champlain est en moyenne entre 47 et 48 m. Par contre, l'écart observé varie entre 45 m, à l'ouest des Adirondacks et 49 m dans le terrain à l'étude et en Estrie. Cela pourrait résulter de la variabilité des méthodes utilisées pour mesurer l'altitude entre les différents auteurs. De façon générale, cet écart est du même ordre de grandeur que celui mesuré dans notre région et renforce l'hypothèse d'une même grande phase lacustre.

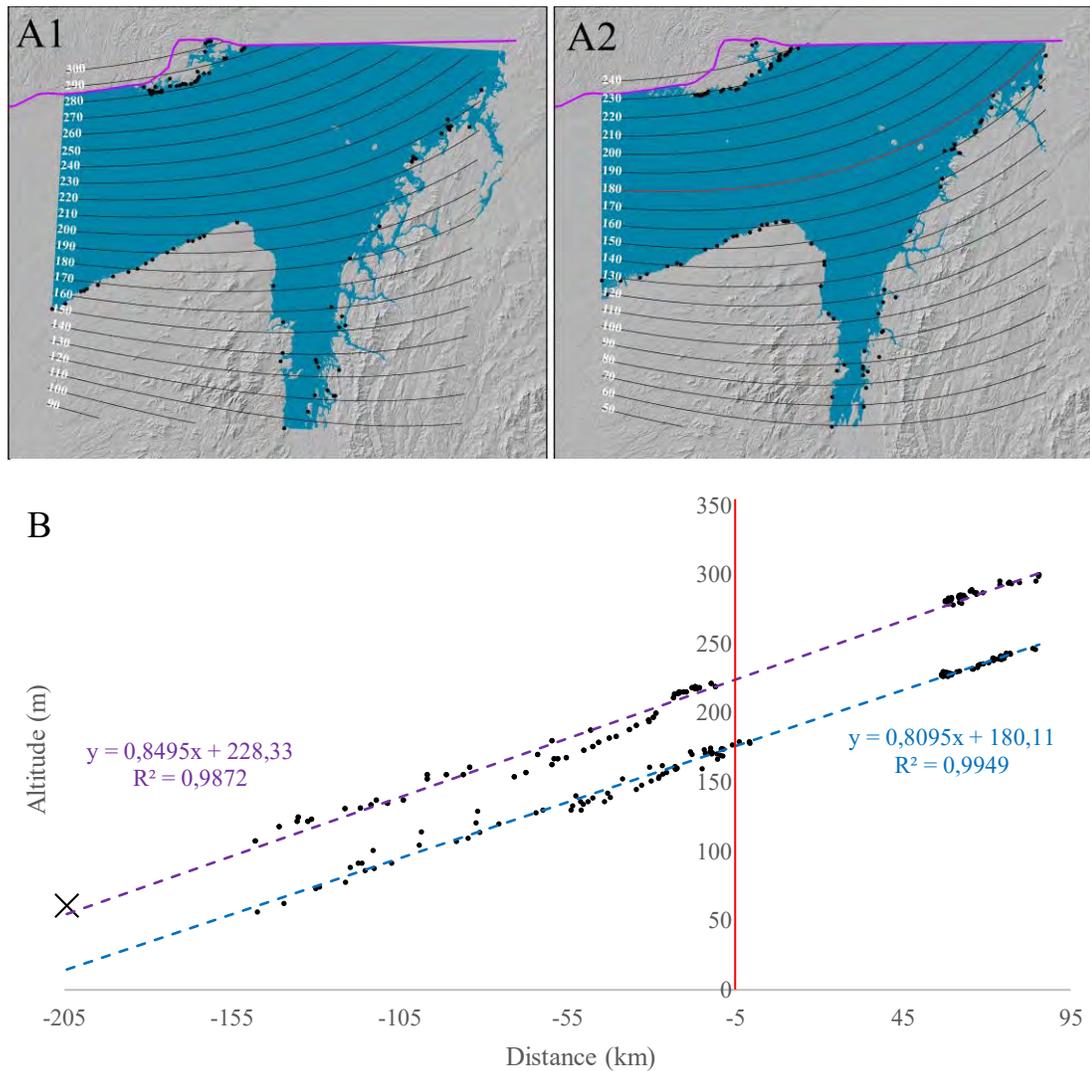


Figure 4.4 A : Modèles régionaux de l'étendue et du gauchissement du lac Candona (A1) et de la Mer de Champlain (A2), les points indiquent les données utilisées (Parent et Occhietti, 1988, révisées à l'aide des données du LiDAR, Rayburn, 2004 et Prince et al., 2019). B : L'altitude des formes et leur distance perpendiculaire à l'isoligne de rivage de 180 m (ligne rouge dans A) du modèle du gauchissement de la Mer de Champlain, le X indique l'exutoire du lac Candona.

4.3 Vallée de la rivière Rouge

La limite atteinte par la Mer de Champlain dans la vallée de la rivière Rouge est source de débats depuis plus de 80 ans (Osborne, 1936, Laverdière et Courtemanche, 1959, 1961, Parry, 1963, Parry et Macpherson 1964, Lamothe, 1977, Prichonnet, 1977, Dubois-Verret, 2015). Des coquilles de *Portlandia arctica* observées dans un dépôt silteux, à environ quatre kilomètres au sud du bourrelet principal de la Moraine de Saint-Narcisse, confirment que la Mer de Champlain a au moins atteint cette région (Lamothe, 1977, Prichonnet, 1977). Osborne (1936) et Parry (1963) ont proposé que, localement, la Mer de Champlain ne se serait pas étendue au-delà du bourrelet principal. Parry et Macpherson (1964) proposèrent, comme Laverdière et Courtemanche (1959, 1961) et éventuellement Lamothe (1977), que la limite marine se situe dans la région de Saint-Faustin à environ 230-235 m. Prichonnet (1977) proposa, quant à lui, que le niveau maximal s'élevait potentiellement au-delà de 245 m au nord de la Moraine de Saint-Narcisse. D'emblée, les données du lidar permettent d'émettre trois constats sur cette région.

Premièrement, dans la vallée de la rivière Rouge, l'altitude des deltas juxtaglaciaires indique que le niveau marin diminue vers le nord selon une pente d'environ -0,15 à -0,3 m/km orientée vers le nord. La limite marine varie entre 235 m, au sud, près du piedmont, 229 m, vers le nord dans la région d'Harrington et 225 m à Huberdeau au sud de la Moraine de Saint-Narcisse (figure 4.1 et 4.2). En considérant le taux gauchissement de 0,8 m/km observé dans la région du peidmont et de la vallée de la rivière du Nord ainsi que dans la région de la Nouvelle-Angleterre (Hooke et Ridge, 2016), la pente qu'indique les isolignes des paléorivages de cette région indique que le niveau marin diminuait au fur et à mesure que la marge reculait vers le nord.

Deuxièmement, l'interprétation de l'accumulation au front du complexe morainique de Saint-Narcisse proposé par Parry (1963) semble adéquate : la géomorphologie de

l'accumulation au front du complexe morainique de Saint-Narcisse, soit de nombreux chenaux et quelques kettles, indique que cette accumulation est un épandage proglaciaire subaérien mis en place à une altitude de 225 m puis de 215 m, lorsque la marge glaciaire occupait la position de la Moraine de Saint-Narcisse. À environ un kilomètre au sud du bourrelet morainique principal, des dépôts d'eau profonde comportant des fossiles marins à une altitude de 190 m au front du complexe morainique de Saint-Narcisse sont présents sous les dépôts fluvioglaciaires (Prichonnet, 1977). Des observations similaires ont été effectuées en bordure de la Moraine de Saint-Narcisse dans la région du lac Simon (Hurtubise, 2014) et dans la région de Saint-Gabriel-de-Brandon (Denis, 1974). Les autres observations proposées par Prichonnet pour appuyer l'hypothèse d'un niveau marin à plus de 245 m au nord du complexe morainique, soit des accumulations sableuses observées dans la région du lac Caribou (252 m) et de Brébeuf (255 m), s'avèrent être des dépôts glaciolacustres (ECO 246 m, voir chapitre 5, figure 5.4), ROU-O (255 m, voir chapitre 5, figure 5.7), résultant en fait de l'obturation glaciaire, comme l'a proposé Dubois-Verret (2015). En fait, aucune forme n'indique un niveau marin supérieur à 225 dans la région et les chenaux proglaciaires disparaissent sous 215 m. Cela laisse supposer que le niveau marin local était d'environ 225 m lors du début et de 215 m lors de la fin de la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse, comme en témoigne la plaine d'épandage observée par Parry (1963). Ce niveau plus bas de la mer, lors de la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse a aussi été suggéré par Hurtubise (2014) dans la région du lac Simon. Dans la région de la rivière Rouge, l'abaissement du niveau marin lors de la mise en place du bourrelet principal permettrait d'expliquer la présence de dépôts fins sous-jacents à l'épandage proglaciaire. Initialement, la colonne d'eau aurait été suffisante pour permettre la décantation, puis l'abaissement du niveau aurait permis la sédimentation fluviatile sus-jacente. L'accumulation au front de la Moraine de Saint-Narcisse serait donc un épandage proglaciaire subaérien mis en place par dessus des dépôts d'eau profonde (Parry, 1963). L'hypothèse d'une réavancée glaciaire

permettrait aussi d'expliquer cette configuration stratigraphique. Par contre aucune évidence ne permet d'appuyer cette hypothèse dans la région (Prichonnet, 1977).

Troisièmement, la limite maximale de l'étendue d'eau ayant occupé la vallée de la rivière Rouge au nord de la Moraine de Saint-Narcisse est inférieure à l'altitude du bourrelet morainique. Les rebords de terrasses, observables jusqu'à trois kilomètres au nord du bourrelet principal indiquent une limite maximale à environ 234 m. En assumant qu'à l'époque, le bourrelet morainique n'avait pas encore été érodé par le chenal à l'ouest du complexe (225 m) et par la rivière Rouge, ce dernier formait un lobe continu et dont l'altitude minimale mesurée à partir des données du lidar est de 236 m. La Mer de Champlain aurait donc dû s'élever au-delà de 236 m pour permettre une incursion marine au nord bourrelet morainique. Même si le bourrelet morainique avait déjà été percé à l'époque, permettant une communication avec la Mer de Champlain, les altitudes des terrasses (234 et 225 m) marquant le niveau maximum et le niveau subséquent situé à environ 1,5 kilomètre au nord du bourrelet morainique sont supérieures à l'altitude de la plaine d'épandage (220 m) situé au sud du bourrelet.

L'étendue d'eau ayant occupé le niveau d'environ 235 m dans la vallée de la rivière Rouge au nord du bourrelet principal du complexe morainique de Saint-Narcisse semble donc être un lac glaciaire (ROU, Chapitre 5) retenu par barrage morainique. L'écart entre ce lac glaciaire et la Mer de Champlain était, initialement, d'environ 14 m.

4.4 Vallées de la rivière Ouareau et de la rivière L'Assomption

Dans la vallée de la rivière Ouareau, l'altitude des deltas juxtaglaciaires indique que le niveau marin a atteint 239 m dans la région de Rawdon et a atteint 235 m au sud de la Moraine de Saint-Narcisse selon une pente d'environ -0,3 m/km orientée davantage vers le NO que dans la région du piedmont. Un peu à l'est, dans la vallée de la rivière

L'Assomption, les deltas-juxtaglaciaires indiquent une altitude maximale indiquant une tendance similaire et ont été intégrés dans le modèle. Cette configuration des deltas juxtaglaciaires indique le même patron que dans la vallée de la rivière Rouge, l'altitude de la mer diminue progressivement vers le nord

4.5 Évolution du niveau la Mer de Champlain

Hooke et Ridge (2016) ont observé, à partir de l'étude des deltas des lacs glaciaires Hitchcock et de la vallée du Connecticut un taux de gauchissement constant d'environ 0,9 m/km. Ils proposent que la zone déprimée par l'inlandsis se relevait progressivement et de manière continue en gardant la même pente pendant des milliers d'années. Ce modèle permet de mieux comprendre pourquoi il y a des différences entre la pente des paléorivages observée dans différentes régions du terrain à l'étude. D'emblée, les paléorivages glaciomarins les plus élevés sont ceux de la région qui était déglacée en premier, soit le piedmont laurentien et la vallée de la rivière du Nord. La pente des paléorivages de cette région correspond au taux de gauchissement mesuré en Nouvelle-Angleterre (Hooke et Ridge, 2016).

La pente du paléorivage maximal observé dans la vallée de la rivière Ouareau et dans celle de la rivière rouge indique qu'au fur et à mesure que la marge glaciaire reculait, le niveau marin local s'abaissait progressivement. En effet, la mesure du paléorivage mesuré est négative et cela permet de supposer que le niveau s'abaissait relativement rapidement par rapport à d'autres régions plus au nord comme en Outaouais ou au lac Saint-Jean, où la pente de paléorivage demeure positive à 0,4 m/km, mais quand même inférieure au taux de gauchissement de 0,9 m/km (Dubois-Verret, 2015, Leduc, 2016). Si la position du front lors du début de la Mer de Champlain est juste, la déglaciation de ces secteurs correspond au début du Dryas récent (Cronin et al, 2012). Durant cette période, le taux de montée eustatique a fortement diminué (Bard et al, 2010, Lambeck et al. 2014), le taux de remontée isostatique est resté constant (Hooke et Ridge, 2016)

alors que le taux de recul de la marge a fortement diminué. La déformation observée dans l'isobase de la Mer de Champlain au sud de la Moraine de Saint-Narcisse pourrait s'expliquer par un taux de remonté isostatique légèrement supérieur à celui de la montée eustatique, couplé à un lent retrait de la marge, ne permettant pas à la mer d'atteindre les zones davantage déprimées. Aussi, en considérant que, lors de l'épisode de Saint-Narcisse, la marge glaciaire est restée stable pendant une centaine d'années au minimum (Lamothe, 1977), l'abaissement du niveau marin local associé à cet épisode pourrait d'expliquer de la même manière, soit par un taux de montée eustatique inférieure au taux de monté isostatique en plus d'une stabilisation de la marge.

On observe également une différence d'élévation des paléorivages entre la vallée de la rivière Rouge (235 – 225 m) et celle de la rivière Ouareau (240 – 235 m) (figure 4.2), même en considérant le gauchissement (figure 4.5). Cela permet de supposer que cette dernière s'est déglacée plus rapidement. Le front proposé pour la transition entre le lac Candona et la configuration de la Moraine de Saint-Narcisse concorde avec cette hypothèse.

des paléorivages du lac Candona et des données de paléorivage associées au début de la Mer de Champlain varie entre 0,75 et 0,9 m/km et est orienté vers le NO. Cependant, les données de paléorivages au nord de la position hypothétique de la marge glaciaire lors de la transition entre le lac glaciaire Candona et la Mer de Champlain indiquent un abaissement du niveau marin local.

Il est important d'aborder les limites des résultats présentés dans ce chapitre. En effet, les mesures de paléorivage ont été obtenues à partir de l'interpolateur déterministe «*Trend*». La méthode utilisée ici s'apparente à celle utilisée pour la mesurer la direction et l'inclinaison d'une unité géologique. Par contre, nous n'avons aucune garantie que les données utilisées pour produire nos modèles soient synchrones. De plus, contrairement aux méthodes d'interpolation géostatiques, l'outil «*Trend*» ne permet pas de mesurer le niveau d'incertitude de la surface produite. Bien que le modèle proposé par Hook et Ridge (2016) semble être favorable à l'utilisation de l'outil «*Trend*», soit parce que ces derniers proposent que la pente de la zone isostatiquement déprimée soit constante à 0,9 m/km et que les résultats obtenus dans ce chapitre concordent relativement bien avec les leurs, il serait pertinent de tenter de reproduire les résultats avec d'autres types d'interpolateurs.

Une autre limite importante à mentionner est le manque d'analyses et de descriptions sédimentologiques permettant d'appuyer les hypothèses présentées dans ce chapitre. En effet, les données présentées proviennent principalement d'une interprétation géomorphologique du modèle ombré fait avec les données du LiDAR. Ainsi, les accumulations interprétées comme des deltas-juxtaglaciaires ou des épandages subaquatiques associés au lac Candona pourraient être des segments d'eskers mis en place dans de petits lacs n'ayant pas de signification à l'échelle régionale. Un autre des problèmes majeurs quant à l'hypothèse de l'extension du lac Candona dans la vallée de la rivière du Nord est le passage supposément direct entre des dépôts juxtaglaciaires et proglaciaires à des dépôts marins dans la région de Piedmont (Gangloff, 1973). Il

serait donc pertinent d'étudier les caractéristiques sédimentologiques et faunistiques les accumulations sédimentaires associées au lac Candona avec plus de détail pour confirmer leur genèse.

CHAPITRE V

RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE L'EXTENSION ET DE L'ÉVOLUTION DES PALÉOLACS GLACIAIRES DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Lors de la déglaciation, la configuration du retrait de la marge, par rapport à celle du drainage naturel des eaux, a permis la formation de nombreux lacs glaciaires éphémères sur le Bouclier canadien (Laverdière et Courtemanche, 1960, Parry, 1963, Lamothe, 1977, Tremblay, 1977, Caron, 2007, Fleury, 2008, Milette et al., 2019). Dans certains secteurs du terrain à l'étude, notamment dans la région de Saint-Faustin et du lac Brulé, Parry (1963) et Lamothe (1977) ont démontré que les niveaux de ces paléolacs glaciaires étaient retenus soit par la marge glaciaire ou par un barrage morainique. La compréhension de l'évolution de ces paléolacs glaciaires est essentielle à la modélisation du patron de déglaciation (Janson, 2003). De plus, la modélisation de ces paléolacs glaciaires permet également de mieux discerner la limite maximale de la Mer de Champlain (LaRocque et al., 2005, Caron, 2007).

L'objectif principal de ce chapitre est donc d'utiliser les caractéristiques spatiales (altitude, extension) des différents lacs proglaciaires identifiés afin d'établir les positions successives de la marge glaciaire qui leur sont associées et donc ultimement de définir le patron régional de la déglaciation. Les objectifs secondaires sont d'établir la durée approximative de certains de ces paléolacs ainsi que le synchronisme de certaines de ces phases glaciolacustres. Dans un premier temps, on présente la méthodologie employée dans ce chapitre pour atteindre ces objectifs, puis, dans un

deuxième temps, on décrit l'évolution de ces paléolacs à partir des formes et dépôts qui leur sont associés.

5.1 Méthodologie

La méthode utilisée pour la reconstruction des paléolacs glaciaires est essentiellement la même que celle proposée par LaRocque et al. (2003) et se divise en trois étapes méthodologiques, soit la cartographie préliminaire des lacs sans gauchissement, la mesure du gauchissement et finalement la cartographie finale avec un modèle numérique de terrain corrigé en fonction du taux de gauchissement.

Lors de la première étape, les données géomorphologiques et stratigraphiques des dépôts glaciolacustres, fluvioglaciaires et glaciaires répertoriés et décrits lors des chapitres 2 et 3 ont été intégrés dans un système d'information géographique en utilisant une légende commune pour les symboles (figure 5.1). La géomorphologie des secteurs comportant des dépôts glaciolacustres a été par la suite cartographiée avec précision (1 :10 000) à partir d'un modèle de relief ombré produit avec les données Lidar (figure 5.2a). Enfin, à partir de l'altitude des formes cartographiées, les limites probables ont été modélisées afin d'identifier les exutoires glaciolacustres, à l'aide du modèle numérique de terrain (figure 5.2b). L'extension maximale de chaque paléolac a ensuite été délimitée en plaçant des positions probables de l'obturation glaciaire du drainage responsable du développement de chacun de ces lacs, en tenant compte de l'altitude et la répartition spatiale des phénomènes littoraux associés à ces phases glaciolacustres et de la nécessité de bloquer certains exutoires potentiels du bassin. La configuration de la marge glaciaire a été établie en tenant compte des formes juxtaglaciaires observées (moraines frontales, chenaux juxtaglaciaires) et de la topographie (figure 5.2c). Le principe de base de cette étape est que la position probable de l'obturation glaciaire du drainage doit pouvoir expliquer l'extension du lac correspondant, laquelle est basée sur répartition spatiale et altitudinale des phénomènes

observés et doit mener à l'identification d'un exutoire. La même méthodologie a été appliquée lorsque des niveaux inférieurs ont été identifiés dans un même bassin.

- Position de la marge glaciaire
- ↔ Chenal exutoire
- △ Delta glaciolacustre
- ▲ Delta juxtaglaciale
- Rebord de terrasse glaciolacustre
- Chenal juxtaglaciale
- Moraine de De Geer
- Moraine bosselée
- Crête morainique
- Barrage morainique
- Complexe morainique de Saint-Narcisse
- Esker
- ↑ Strie
- Drumlinoïde et trainée morainique
- Limites des bassins-versants

Figure 5.1 Légende des figures du chapitre 5.

La deuxième étape, soit la mesure du gauchissement des paléorivages (figure 5.2d), a été effectuée à partir des paléolacs de grande superficie. Les formes indiquant l'élévation des niveaux glaciolacustres, soit les deltas, les deltas juxtaglaciaires, les terrasses et les limites de délavage ont été cartographiés sous la forme de points et leur élévation a ensuite été extraite à partir du modèle numérique de terrain. À l'aide de l'outil *Trend* dans ARCMAP, le gauchissement a ensuite été calculé à partir de ces points cotés (figure 5.2d). Les estimations du taux de gauchissement glacio-isostatique des paléorivages glaciolacustres pour la région de la rivière Rouge et celle du lac Archambault varient entre 0,78 et 0,82 m/km en direction du NNO.

L'étape suivante, soit la cartographie finale, a été réalisée en utilisant le modèle numérique de terrain corrigé lors de la deuxième étape (figure 5.2e). Trois modèles, un pour la région de la vallée de la rivière Rouge, un pour la région de Saint-Donat et un autre mesuré à partir du gauchissement de la Mer de Champlain pour la région du

bassin versant de la rivière du Nord, ont été créés à partir des données mesurées localement puis extrapolées de manière régionale. Finalement, les positions d'obturation glaciaire ont été corrigées en fonction de l'altitude relative de l'exutoire dans le modèle numérique de terrain corrigé pour le gauchissement.

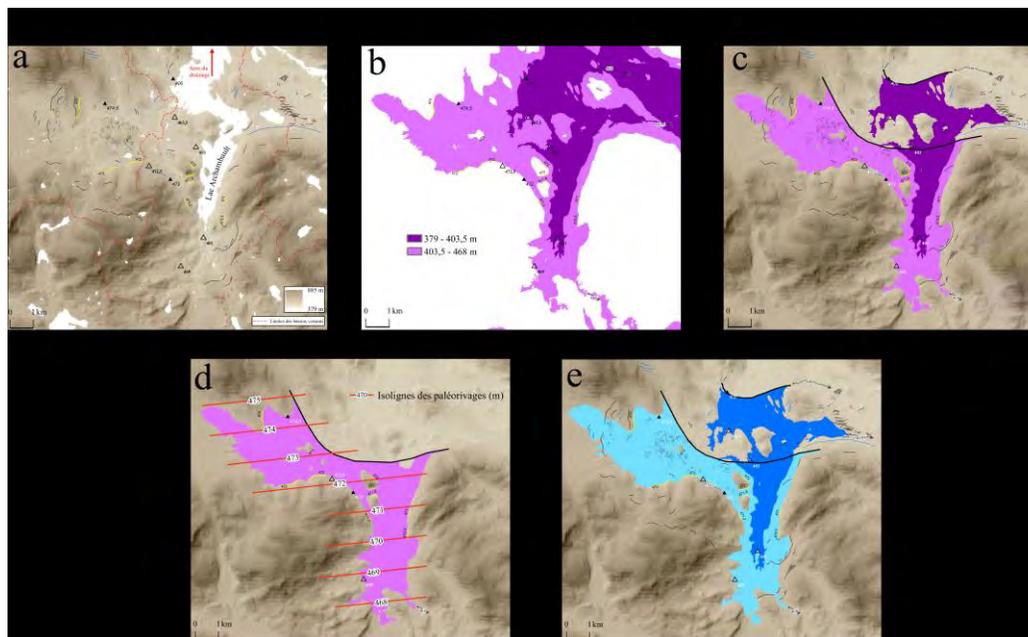


Figure 5.2 Schématisation de la méthode, (a) cartographie des formes (voir légende (figure 5.1)), (b) cartographie des paléo-rivages en fonction des formes observées, (c) établissement de la position d'obturation glaciaire nécessaire pour expliquer la répartition spatiale et altitudinale des phénomènes observés, (d) mesure du taux de gauchissement, (e) reconstitution avec modèle numérique de terrain corrigé

5.2 Reconstitution des paléolacs glaciaires

À l'aide de la cartographie des dépôts meubles (figure 5.3) et des données du lidar 109 phases glaciolacustres ont été reconstituées a permis de tracer 170 positions de la marge. La présentation des résultats est subdivisée par bassin versant, soit celui de la rivière Rouge, de la rivière du Nord et de la rivière Ouareau. Les altitudes de chaque lacs sont déterminées par l'altitude de leur exutoire respectif. On a nommé les paléolacs de ces

bassins versants selon le nom du principal lac, ou cours d'eau actuel qu'ils ont recouvert, et selon leur position relative (E :est, S :sud, etc.) et leur chronologie (1 = le plus ancien). On présente ces paléolacs dans le sens de la déglaciation régionale soit en commençant par les lacs développés au sud du complexe morainique de Saint-Narcisse, puis par ceux situés au nord de ce dernier. À l'intérieur de ces bassins glaciolacustres, nous avons identifié des moraines mineures régulièrement espacées. Ce contexte paléogéographique et leur morphologie laissent supposer qu'il s'agit de moraines de De Geer. Si cette hypothèse est juste, ces moraines permettent de mesurer le taux de recul annuel de la marge. Les taux de recul mesurés sont présentés pour différents bassins tout au long de ce chapitre.

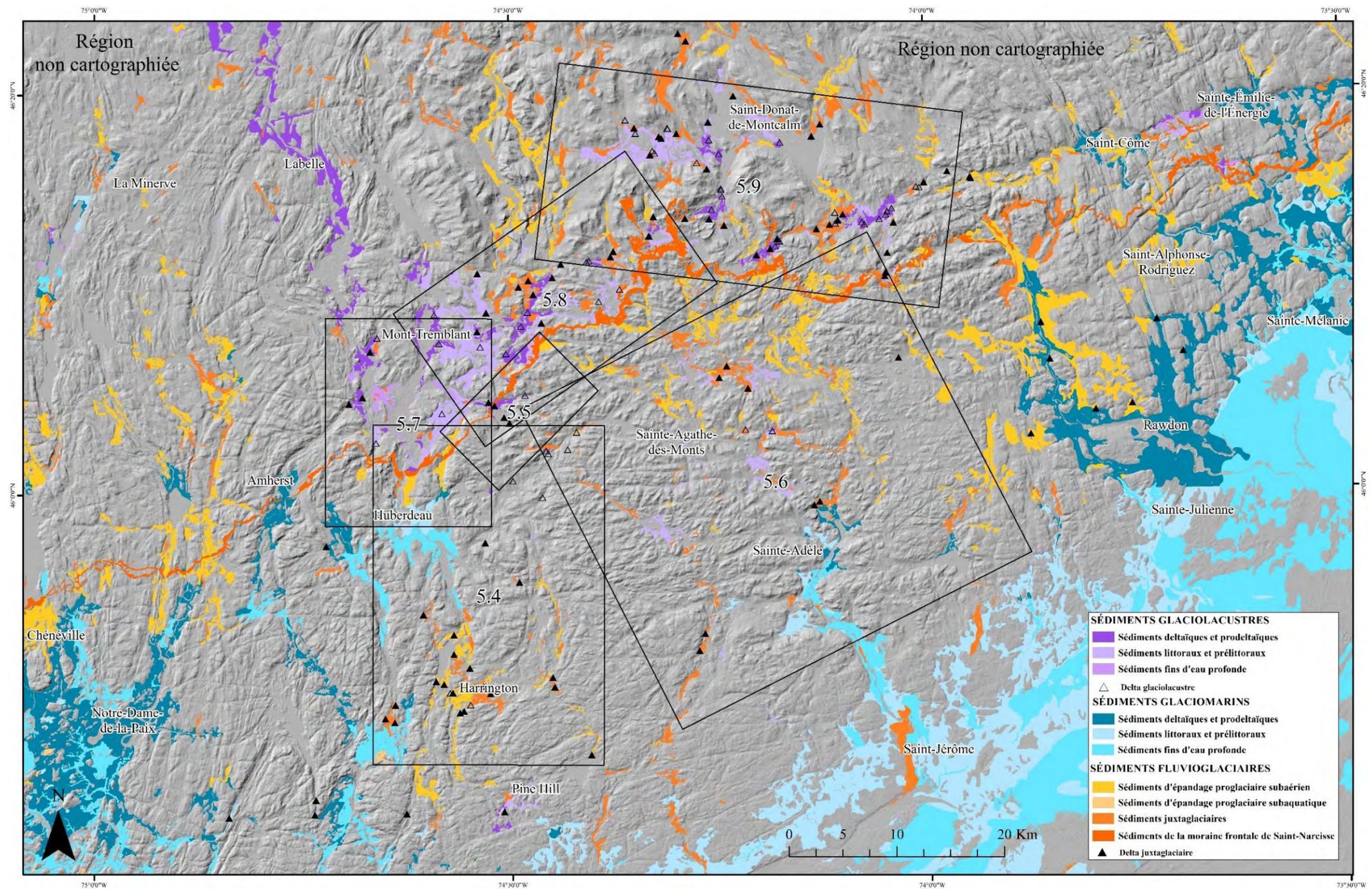


Figure 5.3 Répartition spatiale des dépôts et formes fluvioglaciaires, glaciolacustres et glaciomarins et index des figures présentées dans ce chapitre.

5.2.1 Paléolacs au sud du complexe morainique de Saint-Narcisse

5.2.1.1 Bassin versant de la rivière Rouge

Lacs glaciaires du bassin versant de la rivière Perdue (PER, figure 5.4)

Dans la région de Lac Laurel, les moraines mineures indiquent que la marge glaciaire était généralement orientée SO-NE. Les orientations des eskers et des stries et des trainées morainiques indiquent que l'écoulement glaciaire était orienté vers le SE. Au sud-est de Lac Laurel, deux deltas juxtaglaciaires (333 m), ainsi que des dépôts silteux à environ 3 km au nord de ces derniers indiquent la présence d'un lac glaciaire à l'est (PER-E, figure 5.4). Ce lac glaciaire était barré au nord-ouest et son niveau était retenu par une moraine qui faisait office de seuil topographique (332,5 m) et se drainait vers le sud dans le bassin de la rivière du Nord.

Au sud-ouest de Lac Laurel, on observe des deltas juxtaglaciaire à des altitudes de 275, 273, 266, 263 et 249 m (PER, figure 5.4). Quatre niveaux glaciolacustres ont été reconstitués. Le lac PER-O a connu trois niveaux. Il était d'abord séparé en deux bassins distincts jusqu'à leur coalescence. Le premier était contrôlé à 272 m d'altitude par un chenal creusé dans des dépôts fluvioglaciaires. Le deuxième était retenu à une altitude de 261 m à l'exutoire et drainait vers la rivière Rouge dans la Mer de Champlain. Un delta construit par ce chenal exutoire indique que le niveau marin local était de 229 m lorsque la marge bloquait le drainage de la deuxième phase du lac PER-O. La troisième phase du lac PER-O était retenue à une altitude de 247 m à l'exutoire et se drainait dans le lac BEA (figure 5.4). Le lac PER, dont l'altitude de l'exutoire est de 273m, drainait vers l'ouest par un chenal et fut contemporain à la deuxième phase du lac PER-O (261-266 m), car un delta alimenté par son exutoire a été construit à une altitude de 263 m dans ce paléolac.

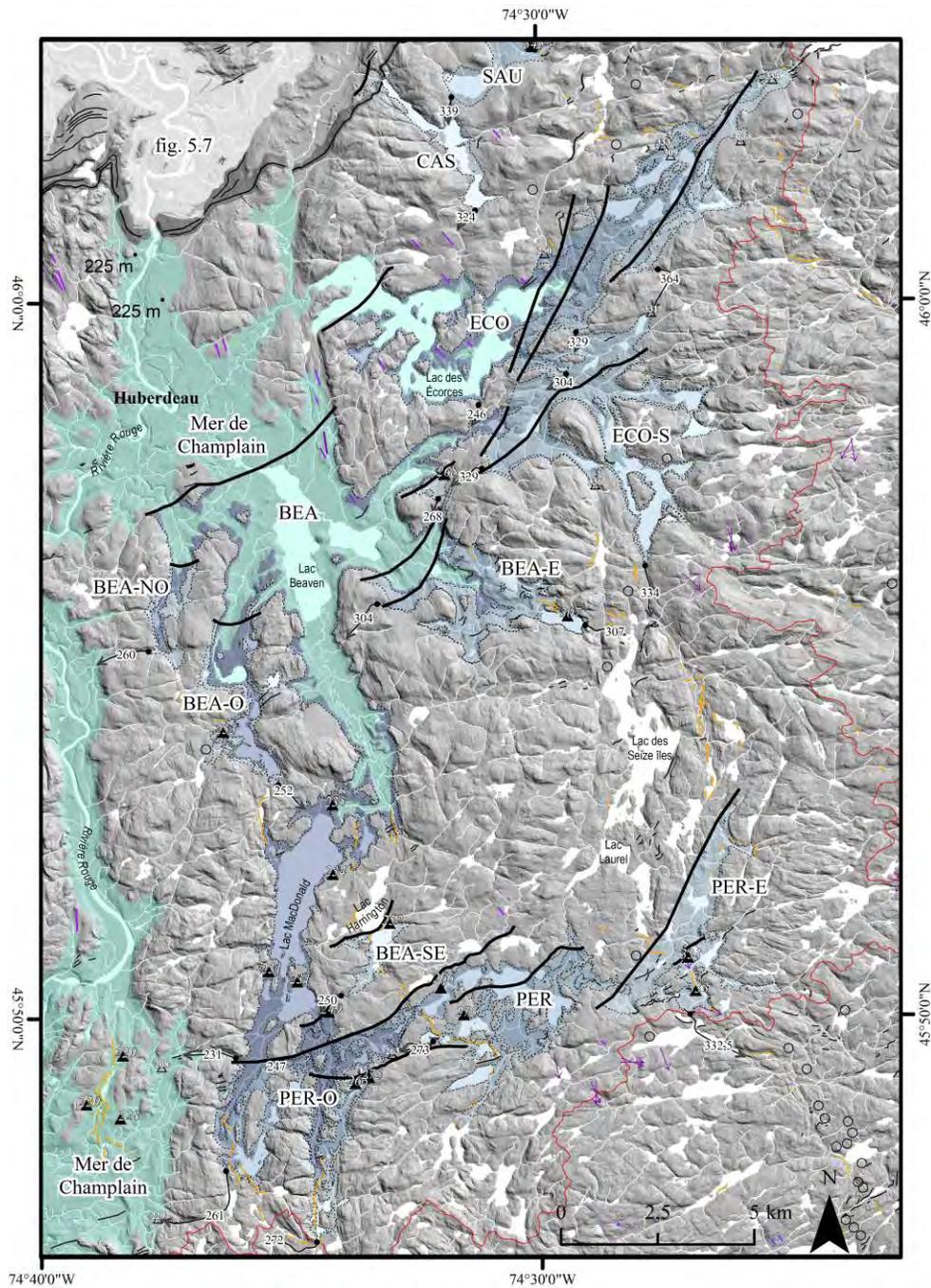


Figure 5.4 Reconstitution de l'étendue et des différents niveaux des lacs glaciaires Beaven, Perdue et des Écorces

Lac glaciaire Beaven (BEA, figure 5.4)

Plusieurs niveaux de lacs glaciaires se sont développés du sud vers le nord, suivant la déglaciation de la vallée aujourd'hui occupée par les lac MacDonald et Beaven. Dans cette région, les moraines mineures indiquent un patron de déglaciation similaire à celui de la région de Lac Laurel, soit une marge généralement orientée SO-NE. Quatre deltas juxtaglaciaires (231, 234 et 235 m) indiquent la présence d'un plan d'eau à un niveau similaire à celui de la limite marine proposée dans la littérature pour cette région (Lamothe, 1977). Au sud-ouest de ces accumulations fluvioglaciaires, dans la vallée de la rivière Rouge, trois deltas juxtaglaciaires indiquent plutôt que le niveau marin local ne dépassait pas 229 m lorsque la marge était au niveau des deltas juxtaglaciaires à 231 m. Selon notre modèle, le lac BEA était contrôlé topographiquement à une altitude de 231 m. Son altitude était légèrement supérieure à celle du niveau marin.

Plus au nord-est, le lac glaciaire BEA-SE, situé au sud de l'actuel lac Harrington, a été reconstitué par la présence d'un delta juxtaglaciaire à 252 m. Le lac BEA-E connut deux niveaux (307 et 304 m). Un delta juxtaglaciaire (307 m) marque sa limite maximale. Le retrait glaciaire se poursuivant vers le nord, les lacs BEA-O et BEA-NO se sont développés. Leur extension a été reconstituée par la présence d'un delta juxtaglaciaire (253 m) et par la présence de chenaux. Ils ont perduré jusqu'à leur coalescence avec le bassin principal du lac glaciaire Beaven (BEA). Lorsque la marge recula suffisamment pour ne plus permettre l'obturation du drainage, les eaux de ce lac se sont déversées vers le bassin de la rivière Rouge et les eaux marines ont envahi la dépression du lac Beaven. Les formes glaciomarines, notamment les littoraux (220 m) (figure 4.6) ainsi que deux replats fluvioglaciaires (225 m) indiquent que le niveau maximal atteint par la Mer de Champlain immédiatement au sud de la Moraine de Saint-Narcisse est d'approximativement 225 m. En prenant en compte le taux de gauchissement mesuré dans la région (entre 0,75 et 0,8 m/km), cette altitude maximale du niveau marin, nettement plus bas que celle observée à 22 km au sud (229 m), indique

que le niveau marin s'est abaissé d'environ 21 m entre la position de la marge au sud-ouest du lac Macdonald et la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse. Un petit delta (208 m) mis en place à proximité des deltas juxtaglaciaires à 229 m, suggère également que le niveau marin s'est abaissé d'environ 21 m lors de cette période.

Lac glaciaire des Écorces (ECO) (figure 5.4)

Dans la région du lac des Écorces, les formes fluvioglaciaires indiquent une marge glaciaire orientée SSO-NNE (figure 5.4). La présence d'un petit delta (336 m), d'une terrasse (336 m), de dépôts littoraux (330 m) observés au sud du lac de la Chapelle (ECO-S), ainsi que d'un chenal (329 m) ont permis de reconstituer deux niveaux glaciolacustres (ECO-S 334 et 329 m).

La présence de plusieurs deltas (366, 334, 309 et 250 m) permet de reconstituer quatre niveaux glaciolacustres pour le bassin principal de ce lac glaciaire. Le premier (ECO 364 m) est probablement synchrone à la deuxième phase du lac ECO-S (329 m), car un delta (331 m) a été construit à l'embouchure de son exutoire. Le deuxième niveau du lac glaciaire des Écorces (ECO 329 m) est postérieur au lac ECO-S, car l'altitude de son exutoire est inférieure à la limite nord de la deuxième phase de ce lac. En effet, en considérant le gauchissement, pour permettre la mise en place du delta (333 m) situé au nord du lac Caribou, la deuxième phase du lac glaciaire des Écorces devait être retenue à une altitude d'environ 329 au sud. Le lac ECO-S devait donc être drainé. La dernière phase du lac ECO (246 m) comporte un petit delta (250 m) interprété par Prichonnet (1977) comme étant marin. Par contre, la présence des deltas juxtaglaciaires glaciomarins (229 m) mentionnés plus tôt, situés à environ 20 km au sud indique que la mer ne pouvait pas s'étendre au-delà de 245 m en considérant le gauchissement. De plus, à 9,5 km à l'est de ce delta, la plaine d'épandage à 220 m d'altitude située sud de la Moraine de Saint-Narcisse indique que le niveau marin était inférieur à 220 m lors de la mise en place du complexe morainique.

5.2.1.1.1 Lacs glaciaires de la région du lac Sauvage (LAR, RAQ, BIN, L1, L2, CAS, SAU, Figure 5.5)

L'épisode glaciolacustre de la région du lac Sauvage et du lac Binette a déjà été décrit en partie par Lamothe (1977). Nos données indiquent que des lacs localisés plus à l'est se sont développés antérieurement à ceux du lac Sauvage. Les formes glaciaires et fluvioglaciaires de cette région, notamment ceux du complexe morainique de Saint-Narcisse, indiquent que la marge était orientée NNE-SSO. Le paléolac situé dans les environs de l'actuel lac de la Raquette était retenu à 435 m (RAQ). Au sud de ce paléolac, une coupe présentant des dépôts stratifiés comportant des lits de sable fin surimposé par un diamicton lâche a été observée. Le diamicton sus-jacent aux dépôts stratifiés est interprété comme un colluvion ou un till de coulée indiquant la proximité de la marge lors de sa mise en place. Le paléolac Larin (LAR), situé dans la dépression de l'actuel lac Larin était retenu à 432 m. Plus au nord, trois petits paléolacs (L1 (466 m), L2 (441 m) et BIN (424 m)) ont été reconstruits au front du bourrelet principal. Quatre deltas juxtaglaciaires (345, 341, 339 et 339 m) et deux deltas glaciolacustres (341 m) ont permis de reconstruire deux niveaux au paléolac Sauvage (SAU 395 et 339 m). Les lacs RAQ, LAR, L2 et la première phase du lac SAU se drainaient vers l'est. Les lacs subséquents soit les lacs BIN, L1, la deuxième phase du lac SAU et le lac CAS (324 m) étaient retenus par la marge glaciaire lors de la mise en place du complexe morainique de Saint-Narcisse et se drainaient vers le sud-ouest.

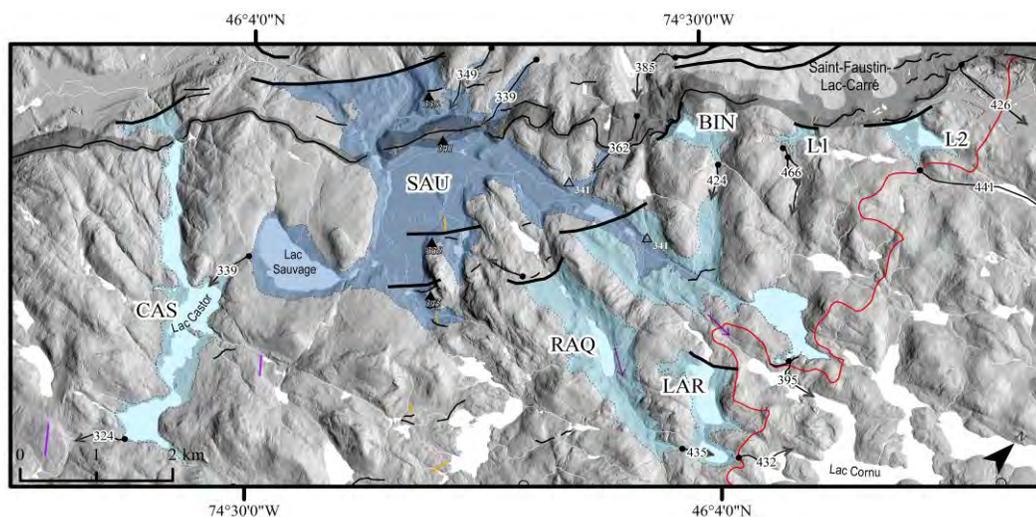


Figure 5.5 Reconstitution de l'étendue et des différents niveaux des lacs glaciaires de la région du lac Sauvage

5.2.1.2 Bassin versant de la rivière du Nord

Lac glaciaire Morin (MOR, figure 5.6)

La présence de deux deltas juxtaglaciaires (299 et 300 m) indique que la marge glaciaire était en contact avec un lac glaciaire dans la région de Morin Heights. Les moraines sont rares dans ce secteur, mais au nord elles indiquent une marge orientée OSO-ENE et au nord-est elles indiquent une marge orientée ONO-ESE. Bien que des dépôts fins ont été observés à 275 m au nord de Morin Heights, la présence de moraines orientées NE-SO à l'est de ce dépôt, ainsi que des stries à l'ouest indiquant un écoulement vers le SE, indiquent que ce dépôt a été mise en place lorsque la marge était au nord-ouest de ce dernier. Si ce dépôt fin a été mise en place dans le lac glaciaire MOR, la marge glaciaire permettant l'obturation devait être orienté NO-SE et s'étendre jusqu'au sud de Saint-Sauveur. La configuration des moraines semble plutôt indiquer que le drainage était ouvert lors de la mise en place de ce dépôt. La positions d'obturation a donc été tracé au sud de Morin-Heights, mais l'extension nord du lac demeure incertaine.

Lac glaciaire Saint-Joseph (JOS, figure 5.6)

Au pourtour du lac Saint-Joseph, à Saint-Adolphe-d'Howard, des dépôts littoraux ont été observés jusqu'à 376 m d'altitude (figure 5.4). Des terrasses, ainsi qu'un delta indique un autre niveau à 372 m (figure 4.8). La marge glaciaire était orientée E-O à l'ouest et davantage ONO-ESE à l'est du bassin glaciolacustre. Cette configuration indique que ce lac glaciaire aurait pu être retenu à l'est, par la marge et aurait initialement été contrôlé par un seuil topographique à 375 m d'altitude, puis à 370 m lors que la marge recula suffisamment pour permettre de déglacer ce dernier. Par contre, ce seuil topographique (exutoire 370 m) ne présente pas de chenal bien défini en aval. Il est possible que le deuxième niveau du lac glaciaire JOS ait été retenu par un barrage morainique. En effet, la portion est du lac glaciaire JOS reconstitué comporte très peu d'indicateurs d'une étendue d'eau, comme c'est le cas dans le secteur ouest. Le barrage morainique hypothétique a donc été positionné arbitrairement à la limite de l'étendue des dépôts glaciolacustres cartographiés ainsi qu'à l'endroit où la topographie se resserre. Un tronc d'arbre sous-jacent à des dépôts stratifiés a été observé à 3 km à l'ouest du barrage morainique présumé. Ce dépôt est interprété comme des alluvions mises en place lors du drainage brutal du lac.

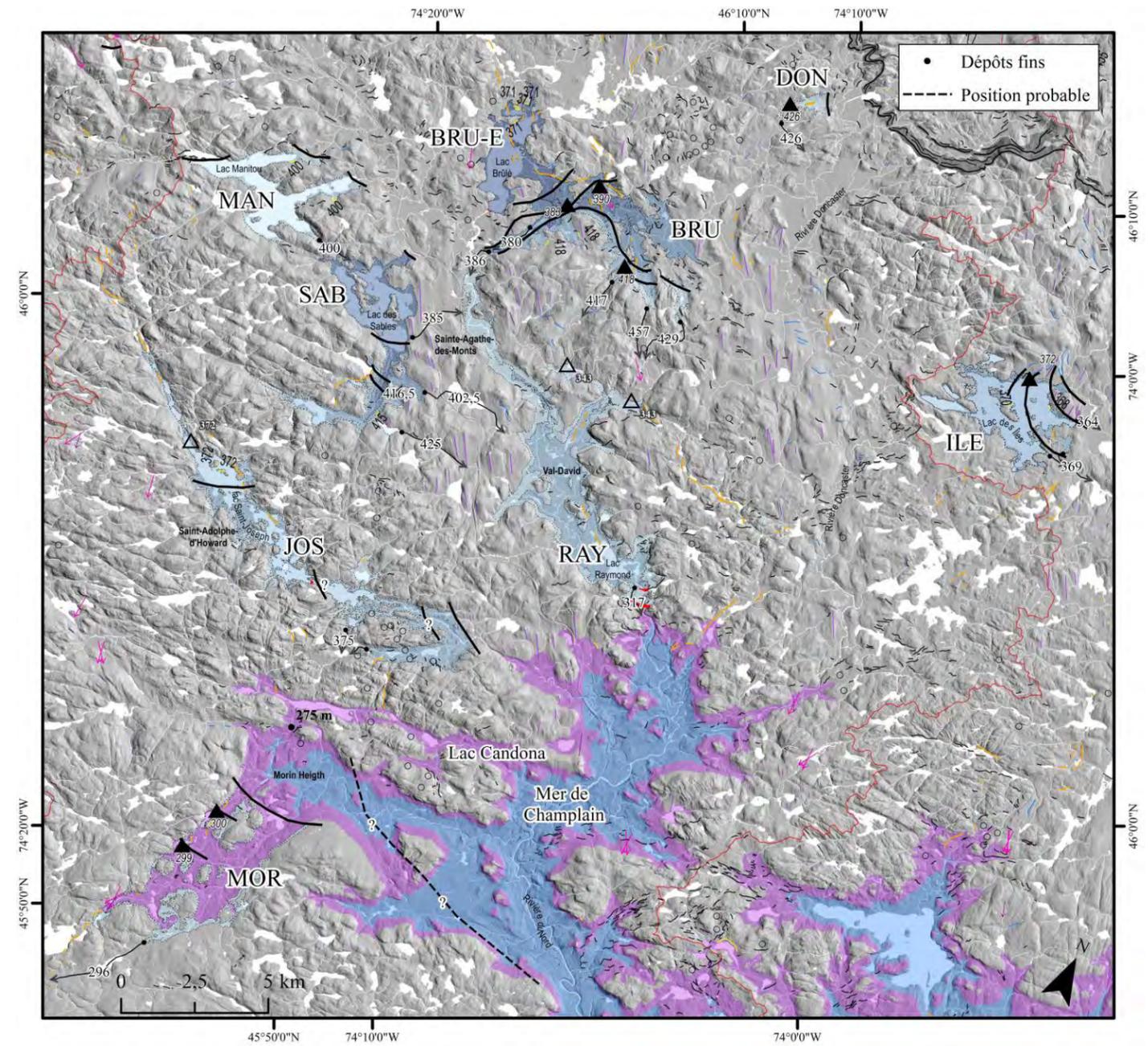


Figure 5.6 Reconstitution de l'étendue et des différents niveaux des lacs glaciaires du bassin versant de la rivière du Nord et d'une portion du bassin versant de la rivière Ouareau.

Lac glaciaire Raymond (RAY, figure 5.6)

L'épisode glaciolacustre de la région de la région de Val-David avait déjà été décrit par Parry (1963). Au nord de Val-David, deux deltas glaciolacustres (343 m) indiquent la présence d'un lac glaciaire (figure 5.6). Des dépôts littoraux, ainsi que du till délavé, s'observent aux mêmes altitudes jusqu'au sud de Val-David. Les formes glaciaires indiquent un patron de déglaciation similaire à celui décrit pour la région de Saint-Adolphe-d'Howard, et indiquent donc que ce lac ne pouvait être retenu par la marge glaciaire. Comme Parry (1963) l'avait proposé, ce lac aurait été retenu par un barrage morainique au sud à une altitude d'environ 338 m. L'actuel lac Raymond, vestige de ce lac glaciaire, est lui aussi retenu par du till (Parry, 1963). La présence d'un chenal creusé au nord du premier barrage (338 m) à une altitude de 317 m suggère que le lac glaciaire connut une deuxième phase, retenue à cette altitude.

Lac glaciaire aux Sables (SAB, figure 5.6)

À l'ouest de Val-David, près du lac aux Sables, des dépôts littoraux, une succession de chenaux de drainage (425, 416,5, 402,5 et 385 m) ainsi qu'une terrasse à 415 m indiquent la présence d'un lac d'obturation glaciaire (SAB) ayant connu quatre niveaux glaciolacustres (figure 5.6). Dans cette région, le bassin versant se draine vers le nord. Le drainage était donc contrôlé par la marge glaciaire. Au fur et à mesure que cette dernière reculait, des exutoires de plus en plus bas se libéraient (Parry, 1963).

5.2.1.2.1 Lac glaciaire Brûlé (BRU, Figure 5.6)

À l'est du lac Brûlé, au moins trois deltas juxtaglaciaires (418, 390 et 383 m), deux terrasses (418 m), ainsi que la présence de blocs de délestage observés dans les dépôts indiquent la présence de deux lacs glaciaires (BRU et BRU-E, figure 5.6). La reconstitution de ce secteur du terrain est similaire à celle proposée par Parry (1963). Les formes glaciaires indiquent qu'à l'est du bassin la marge était orientée NO-SE et

qu'à l'ouest, elle était orientée ENE-OSO. L'étendue est des phases 386 et 380 m est incertaine.

Au nord du lac Brûlé, des terrasses (371 m) indiquent la présence d'un autre lac. Considérant que l'écoulement se fait vers le sud, que la marge reculait généralement vers le nord et que le gauchissement ne permettait pas de retenir l'eau à ce niveau, ce lac devait être retenu par un barrage morainique à environ 369 m. La position de ce dernier a été tracée de façon à permettre le développement de ce lac à ce niveau.

5.2.1.2.2 Lac glaciaire Manitou (MAN, figure 5.6)

Au pourtour du lac Manitou, deux terrasses (400 m) indiquent la présence d'un lac d'obturation glaciaire (MAN). Pour contenir le niveau à 400 m, la marge devait empêcher le drainage de part et d'autre du bassin. Ce lac se drainait vers le bassin du lac SAB et a pu être synchrone de la dernière phase de ce dernier, alors que la marge glaciaire bloquait son drainage au NE.

5.2.1.2.3 Lac glaciaire de la rivière Doncaster (DON, figure 5.6)

Au sud du complexe morainique de Saint-Narcisse, la présence d'un delta juxtaglaciaire (426 m), de deux eskers indiquant un écoulement de l'eau de fonte vers l'ouest, indique qu'un petit lac glaciaire éphémère a été barré par la marge glaciaire (DON 426 m, figure 5.6).

5.2.1.3 Bassin versant de la rivière Ouareau

Lac glaciaire des Îles (ILE, figure 5.6)

Au nord-est du lac des Îles, Tremblay (1977) avait répertorié la présence de sédiments glaciolacustres. La présence d'une accumulation tabulaire interprétée comme un delta juxtaglaciaire (372 m), de deux terrasses d'érosion (370 et 368 m) ainsi que de trois chenaux de drainage, marquant des seuils topographiques à des altitudes de 371, 369, et 364 m indique que la région a été occupée par un paléolac qui a connu trois niveaux principaux (ILE). La marge glaciaire devait se situer au nord-est du bassin, de façon à permettre l'obturation du drainage naturel. La configuration des chenaux juxtaglaciaires, d'une crête morainique et des formes d'écoulement glaciaire orientées NNE-SSO appuie cette hypothèse. Il est probable que ce lac s'est étendu progressivement vers l'est suivant le retrait de la marge glaciaire dans cette direction.

5.2.2 Paléolacs au nord du complexe morainique de Saint-Narcisse

5.2.2.1 Bassin versant de la rivière Rouge

Lac glaciaire de la rivière Rouge (ROU, figure 5.7)

La présence de terrasses (236, 234, 226, 225, 214, 203 et 202 m), de deltas juxtaglaciaires (255, 233 et 230 m) et de deltas (235, 234, 233, 229, 221 et 207 m) indique que le bassin a connu plusieurs niveaux. Initialement, ce lac glaciaire était divisé en deux. À l'ouest un petit lac d'obturation était retenu à 255 m (ROU-O) et dans la vallée de la rivière Rouge, un lac glaciaire était retenu à environ 234 m par le bourrelet morainique. Le seuil topographique du premier niveau du lac glaciaire de la rivière Rouge n'a pu être identifié, car il a probablement été érodé. Lors du drainage de ce niveau, la marge se situait à environ 3 km du bourrelet principal. Sa limite nord a été tracée approximativement à l'aide de crêtes morainiques et représente la limite où les formes à ce niveau ne sont plus présentes. Le niveau subséquent était retenu à 225 m par un chenal à l'ouest du lobe du bourrelet principal. Son étendue nord demeure incertaine, mais a probablement atteint la latitude de la confluence entre la rivière Rouge et de la rivière du Diable. Les deux niveaux subséquents, soit ceux marqués par les terrasses à 214 et 203-202 m pourraient résulter de l'invasion marine suite à l'érosion du bourrelet principal.

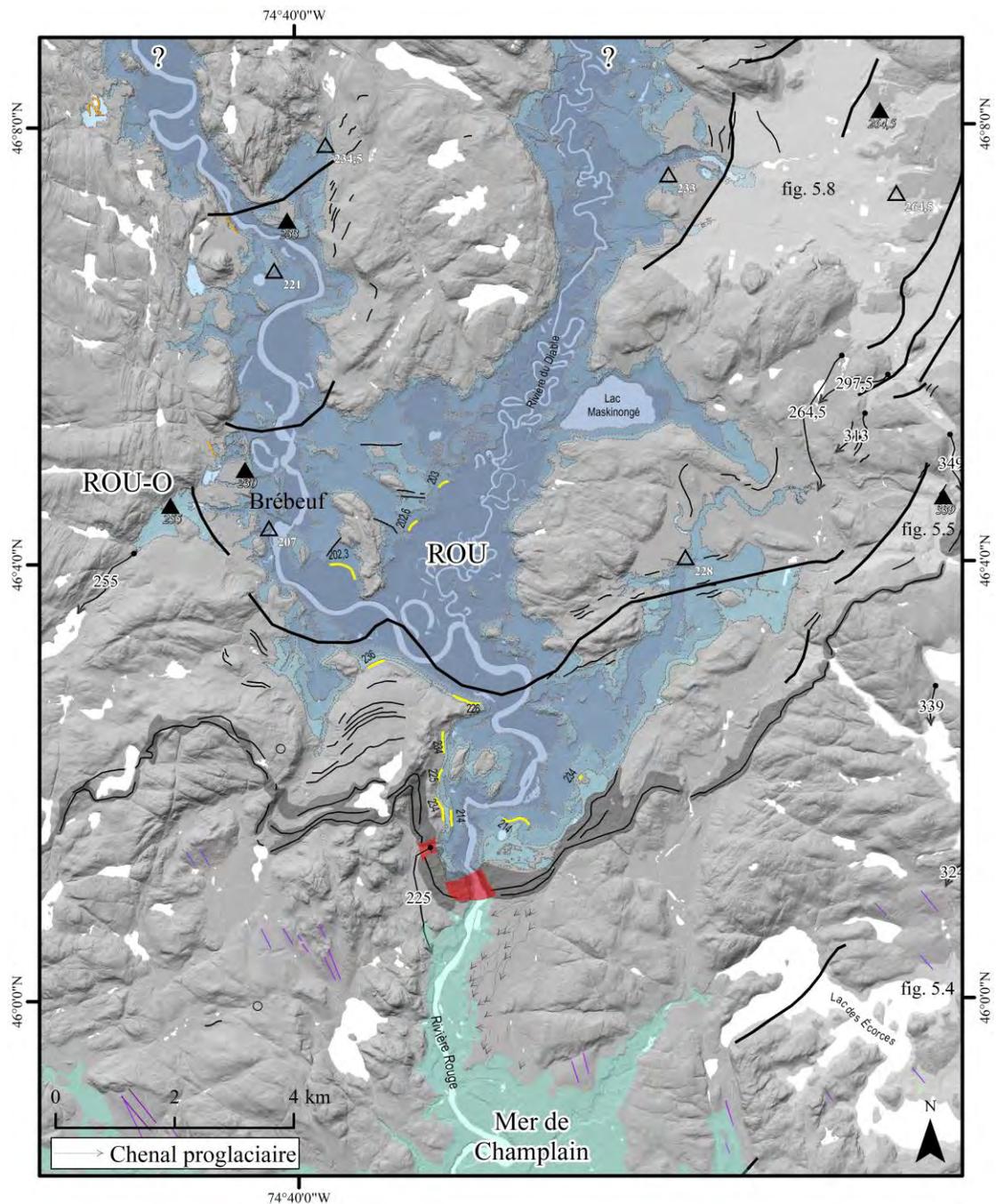


Figure 5.7 Reconstitution de l'étendue et des différents niveaux des lacs glaciaires de la région de Brébeuf

Les lacs glaciaires de la région de Saint-Faustin (FAU-S, FAU, FAU-N, figure 5.8)

Les dépôts glaciolacustres de la région de Saint-Faustin ont déjà été décrits et interprétés par Lamothe (1977). Les données du lidar ont permis d'ajouter du détail à son modèle de déglaciation. De manière générale la configuration des formes glaciaires et fluvioglaciaires indique que l'écoulement glaciaire était influencé par le Mont-Tremblant en amont et indique le développement de lobes dans les dépressions, alors que les sommets étaient déglacés. Dans la plaine de Saint-Faustin, la marge était orientée NNE-SSO et l'écoulement se faisait en direction SE et ESE.

Dans la plaine de Saint-Faustin, sept niveaux glaciolacustres ont été reconstitués pour le bassin principal (FAU 426, 362, 339, 313, 298 et 264 m) ainsi que deux autres petits lacs (FAU-N 349 m et FAU-S 284 m). Au fur et à mesure que la marge retraitait vers le nord, des seuils topographiques à des altitudes inférieures étaient déglacés et permettaient l'abaissement du niveau du lac. À l'exception du premier niveau (426 m) qui se drainait vers le SE par la rivière du Nord, les différents niveaux de ce lac se drainaient vers le sud en direction de la rivière Rouge. Un delta à 341 m situé dans le lac glaciaire SAU à l'embouchure de l'exutoire du troisième niveau du lac glaciaire FAU (362 m) indique que ces deux phases sont synchrones.

Les lacs glaciaires de la région du lac Quenouille (GAG-S, NOI, QUE, COR, GAG-N, ORI, FRA, QUE-N, SUP, DIA, figure 5.8)

Dans la région à l'est de Saint-Faustin, le drainage se fait en direction du nord-ouest vers la rivière du Diable. Dans cette région, des dépôts glaciolacustres ont été observés au pourtour de presque tous les lacs visités. Les orientations des formes glaciaires et fluvioglaciaires de la région indiquent que la marge se fractionnait en formant des lobes au nord et reculait dans cette même direction, alors qu'à l'ouest, la marge glaciaire demeura relativement linéaire et reculait vers le nord-ouest. Ainsi, directement au nord

de la Moraine de Saint-Narcisse, la marge a retenu des lacs d'obturation jusqu'à ce que le drainage de la rivière du Diable soit complètement libéré.

Près du lac Gagnon, la présence de dépôts littoraux a permis de reconstituer un petit lac (GAG-S) retenu à 468 m à l'exutoire. Plus à l'ouest, la reconstitution présentée est la même que celle proposée par Lamothe (1977) pour les lacs glaciaires NOI et QUE. La présence de dépôts littoraux, d'une terrasse à 413 m et d'un chenal à 384 m a permis de reconstituer deux niveaux dans la région du ruisseau Noir (NOI 413 et 384 m). Une terrasse à 431 m indique que ce lac glaciaire a connu au moins un niveau supérieur avant le niveau à 413 m. La présence de quatre deltas (378, 384, 411 et 412 m) et de trois deltas juxtaglaciaires (375 et 409 m) indique que le lac glaciaire QUE a connue au moins 5 niveaux. Le delta à 412 m, situé au sud d'un delta juxtaglaciaire à 409 m indique le niveau s'est abaissé entre le début de l'épisode glaciolacustre et la position de la marge lors de la mise en place de ce delta juxtaglaciaire. Cet abaissement est probablement dû à la rupture d'une portion de la Moraine de Saint-Narcisse qui faisait office d'exutoire. Au nord de ce bassin, la succession de moraines interprétées comme étant des moraines de De Geer indiquerait un taux de recul de 30 m/an pendant approximativement 28 ans (a, dans figure 5.8). La présence de deux deltas (378 et 384 m) à l'est de ces moraines indique que lorsque la marge recula suffisamment pour permettre le drainage vers l'ouest, un barrage morainique aurait retenu les eaux jusqu'à ce qu'il cède à deux reprises.

À l'est du lac Quenouille la présence de littoraux glaciolacustres a permis de reconstituer deux lacs de courte durée (GAG-N 451 m et COR 433 m). Dans le bassin du lac glaciaire COR, la succession de moraines (b1 et b2), interprété comme des moraines de De Geer, indique un taux de recul de 25,2 m/an pendant 25 ans pour le groupe b1 et un taux de 36,5 m/km pour le groupe b2 pendant 7 ans, ce qui correspond à 27,6 m/an en moyenne.

Plus à l'est, dans la région du lac de l'Original, deux niveaux de terrasses (527 et 495 m), un delta juxtaglaciare (527 m) ainsi qu' un épandage subaquatique (510 m) ont permis de reconstituer trois niveaux (ORI 524, 510 et 495 m). La reconstitution de cette région indique que la marge glaciaire a reculé plus rapidement au nord qu'à l'ouest.

Plus à l'ouest, dans la région du lac des Français, la présence de plusieurs deltas juxtaglaciaires indique la présence d'un lac à environ 330 m. Étant donné que le niveau qu'indiquent les deltas juxtaglaciaires du lac des Français se situe entre celui du quatrième (339 m) et du cinquième (313 m) niveau du lac glaciaire FAU, et qu'aucun seuil topographique permettant d'étendre ce niveau glaciolacustre dans le bassin du lac glaciaire de Saint-Faustin (FAU) n'a été identifié, il semblerait que ce lac glaciaire (FRA) résulte d'un barrage morainique.

Au nord du lac glaciaire QUE, la reconstitution d'un petit lac (QUE-N 479 m) indique, qu'en se fractionnant, la marge reculait plus rapidement vers le nord que vers le sud.

Des dépôts littoraux observés au sud du lac Supérieur ont permis de reconstruire un lac d'obturation retenue à 364 m (SUP, figure 4.10). Un lac d'obturation (DIA) a aussi été reconstruit dans la vallée de la rivière du Diable d'après la présence d'un delta juxtaglaciare à 296 m et d'un chenal (295 m) interprété comme son exutoire.

5.2.2.1.1 Lac glaciaire du lac Allan (ALL, figure 5.9)

La morphologie des dépôts fluvioglaciaires, la configuration des crêtes morainiques par rapport au sens du drainage et la présence d'un chenal (558 m) interprété comme l'exutoire de ce lac indique qu'il y aurait eu un lac glaciaire de courte durée (ALL) dans la région du lac Allan (figure 5.9).

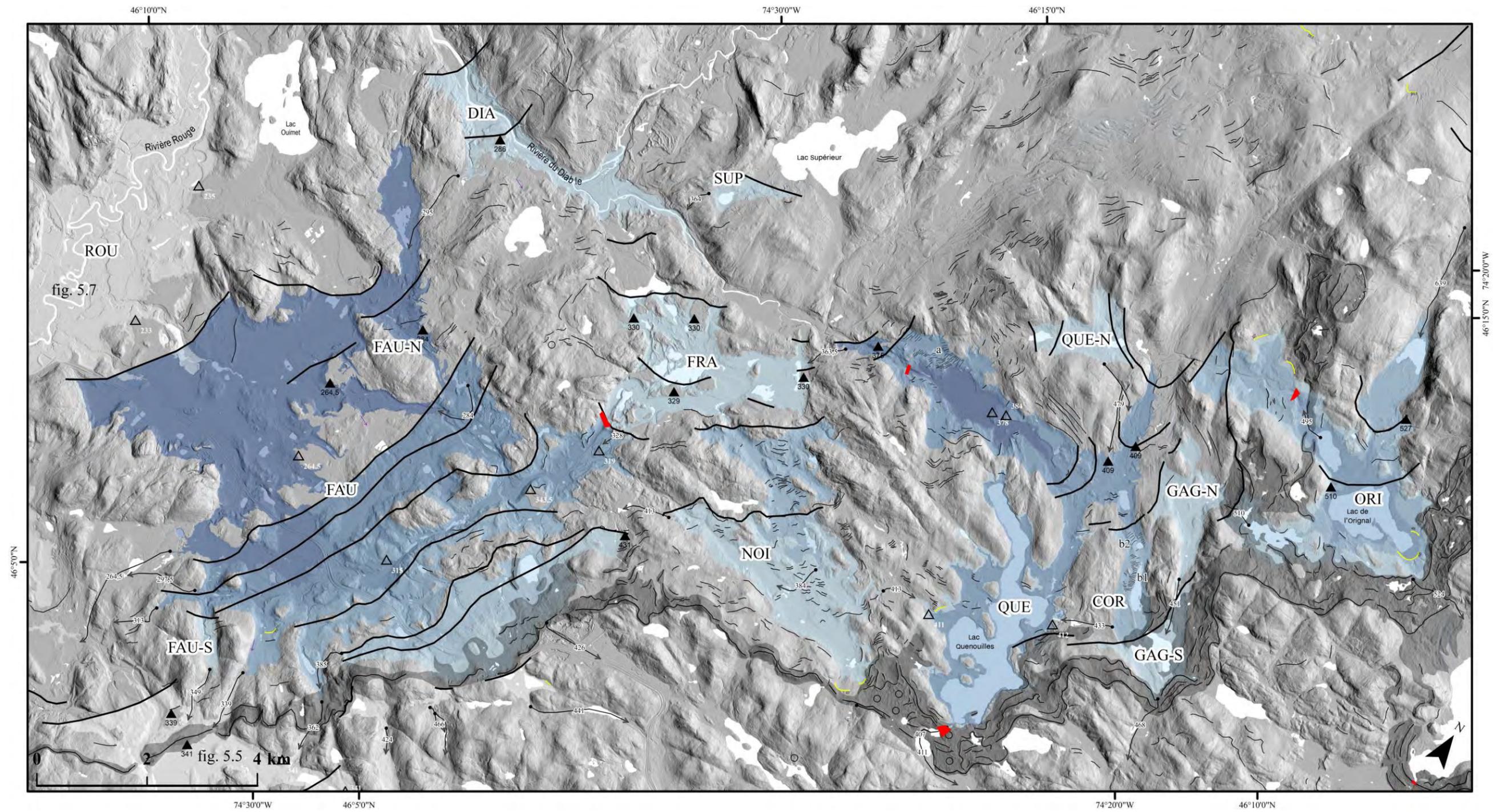


Figure 5.8 Reconstitution de l'étendue et des différents niveaux des lacs glaciaires de la région de Saint-Faustin

5.2.2.2 Bassin-Versant de la rivière du Nord

Lac glaciaire du lac de la Montagne Noire (MON, figure 5.9)

Dans le bassin versant de la rivière du Nord, le premier lac à s'être développé au nord de la Moraine de Saint Narcisse aurait été localisé dans le secteur de l'actuel lac de la montagne Noire. Dans ce secteur, la présence de littoraux observée jusqu'à 456 m témoigne de l'altitude maximale atteinte par ce paléolac. Ce lac glaciaire était retenu par les dépôts morainiques du complexe de Saint-Narcisse. Un chenal incisé dans ces dépôts témoigne de l'existence de cet exutoire.

5.2.2.3 Bassin versant de la rivière Ouareau

5.2.2.3.1 Lacs glaciaires Dufresne (DUF-E et DUF-O, figure 5.9)

La présence d'un lac glaciaire dans la région de Notre-Dame-de-la-Merci avait déjà été mentionnée par Tremblay (1977). La grande variabilité de l'altitude des deltas juxtaglaciaires (455, 453,5, 422, 413,5 et 414), des deltas glaciolacustres (406, 395, 384, 380, 379, 372, 370 et 347,5 m) et des terrasses (455, 440, 416, 412, 403,5 et 393 m) indique que la région a connu plusieurs niveaux glaciolacustres. La configuration des formes glaciaires et fluvioglaciaires, notamment le complexe morainique de Saint-Narcisse indique que la glace s'écoulait localement de manière radiale, soit vers l'OSO dans le secteur ouest du lac (DUF-O) et vers le SSE dans le secteur est (DUF-E). Au nord du bassin glaciolacustre, la configuration des formes glaciaires et fluvioglaciaires indique que l'écoulement convergait de part et d'autre du bassin glaciolacustre. Dans les deux cas, cela indique que la marge glaciaire fondait plus rapidement sur les sommets que dans les dépressions. Onze niveaux glaciolacustres ont été reconstitués. Le lac DUF-O connu trois niveaux (455, 440 et 422 m), tous retenus par une marge orientée NO-SE et se drainait par le bassin versant de la rivière du Nord.

Le lac DUF-E connu au moins huit niveaux. La première phase du lac DUF-E (454,5 m) était retenue au sud par la Moraine de Saint-Narcisse et se drainait vers la rivière Jean-Venne par un chenal creusé dans un bourrelet morainique. La deuxième phase du lac DUF-E (413,5 m) se drainait vers la rivière Doncaster. La présence d'une terrasse à 416 m au nord du bassin suggère que la marge glaciaire n'était plus en contact avec le lac à cet endroit. Par contre elle devait être positionnée au sud de l'exutoire à 406 m pour maintenir le niveau à 413,5 à l'exutoire. Cela indique que la marge formait deux lobes de part et d'autre du bassin glaciolacustre. Les six autres niveaux (460, 396, 383, 373, 369 et 347,5 m) du lac DUF-E résultent du recul progressif de la marge orientée NNO-SSE vers la rivière Ouareau. Au fur et mesure que la marge reculait des chenaux faisant office d'exutoire de plus en plus bas furent creusés, permettant au niveau du lac de s'abaisser progressivement. Cet abaissement s'observe notamment par la succession de deltas dont l'élévation diminue progressivement vers l'aval de la rivière Dufresne. Les limites nord ainsi que les positions de la marge glaciaire située au nord-est du lac DUF-E ont été tracées arbitrairement à la limite de l'étendue des formes glaciolacustres ou fluvioglaciaires associées aux différents niveaux. En supposant que les moraines cartographiées au sein de ce lac glaciaire soient des moraines de De Geer, le groupe de moraine d1 (figure 4.11) indique un taux de recul approximatif de 72,3 m/an pendant 12 ans, le groupe de moraine d2 indique un taux de recul de 39,5 m/an pendant 13 ans et le groupe de moraine de De Geer c indique un taux de recul de 37,8 m/an pendant 10 ans. La moyenne du taux de recul pour ce lac glaciaire est de 50,3 m/an.

Lac glaciaire Archambault (ARC, figure 5.9)

Au nord du lac glaciaire Dufresne, l'obturation du drainage a permis, par la suite, de créer des lacs glaciaires dans la région des lacs actuels Achambeault et Ouareau. Dans la région du lac Archambault, la présence de six deltas juxtaglaciaires (576, 480, 480, 474, et 369 m), de six deltas glaciolacustres (468, 403, 394, et 391 m), ainsi qu'un rebord de terrasse relativement bien défini dont l'altitude varie entre 475 et 470 m indique que la région a connue plusieurs niveaux glaciolacustres. Les formes glaciaires et fluvioglaciaires indiquent que la marge glaciaire formait un lobe. Ce dernier empêchait donc à l'eau de se drainer vers le nord. Huit niveaux glaciolacustres ont été reconstitués.

Lors de la phase initiale (576 m) laquelle est située au SO du lac Archambeault, le lac se drainait vers le lac de la Montagne Noire (ARC-S 576, 573,4 et 536,5 m) et lors d'une phase subséquente vers la vallée de la rivière Dufresne (ARC-S 479,5 et 468 m). La quatrième phase du lac glaciaire ARC-S (468 m) perdura suite à la coalescence avec le lac NOR à l'ouest jusqu'à ce que la marge recula suffisamment pour permettre le drainage vers le lac glaciaire OUA à l'est. Le niveau s'abaissa alors à 403,5 m (ARC-N). En continuant son recul, la marge libéra deux autres seuils topographiques ce qui abaissa encore le niveau à deux reprises (ARC-N 400 et 397 m). Il est possible que ce lac glaciaire connût d'autres niveaux. Par contre, l'absence de données bathymétriques fiables ne permet pas de modéliser ces derniers, car, considérant le gauchissement, la rive sud de ce lac ou ses niveaux hypothétiques étaient sous le niveau actuel du lac Archambault qui a été rehaussé par la mise en place d'un barrage.

Le décompte des moraines de De Geer présentes dans la partie sud du paléolac Archambault (e) indique un taux de recule de 30,8 m/an pendant 36 ans et celles situées plus au nord (f) indiquent un taux de recul 34,84 m/an pendant 45 ans ce qui donne un taux de recul moyen de 33 m/an pour cette région.

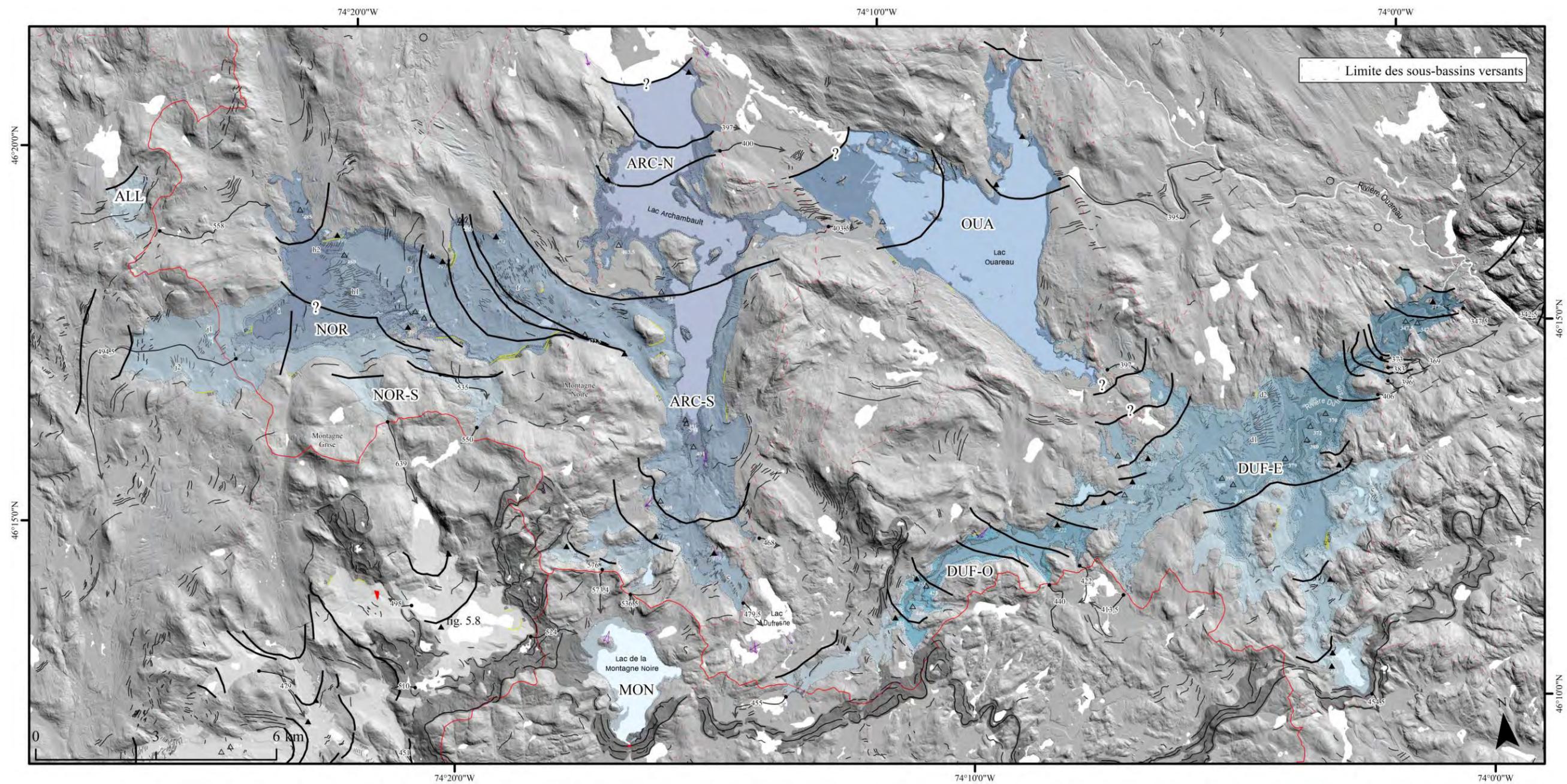


Figure 5.9 Reconstitution de l'étendue et des différents niveaux des lacs glaciaires de la région de Saint-Donat.

5.2.2.3.2 Lac glaciaire Ouareau (OUA, figure 5.9)

La présence de trois deltas juxtaglaciaires (395 m) et de deux rebords de terrasse (399 et 400 m) indique la présence de deux niveaux glaciolacustres. La topographie et le sens du drainage sont similaires à celle du lac ARC. Les formes glaciaires et fluvioglaciaires indiquent qu'initialement la glace formait un lobe au nord du lac DUF-E et que la marge glaciaire s'est progressivement fractionnée en deux lobes convergents vers le lac OUA. Deux niveaux ont été reconstruits. L'évolution de ce lac glaciaire est essentiellement la même que celle du lac ARC-S et ARC-N. La marge reculait vers le nord, formant un lac glaciaire qui se drainait vers le sud dans le bassin versant de la rivière Dufresne à une altitude de 397 m. La marge a ensuite reculé jusqu'au nord d'un seuil topographique d'une altitude de 395 m vers la vallée de la rivière Ouareau. L'extension nord-ouest de ce niveau est incertaine. Des dépôts fluvioglaciaires situés au nord de ce lac glaciaire sont aplanis et l'élévation de leurs sommets concorde avec la limite de la deuxième phase du lac OUA (395 m). La limite nord de la deuxième phase du lac OUA (395 m) a été tracée à l'endroit où l'altitude de ces accumulations fluvioglaciaires est sous le niveau du lac. Il est possible que ce lac ait connu d'autres niveaux, mais ces derniers n'ont pas été modélisés pour les mêmes raisons que pour le lac glaciaire ARC.

5.2.2.3.3 Lac glaciaire du Chemin du Nordet (NOR, figure 5.9)

Dans la région du chemin du Nordet, des deltas juxtaglaciaires (496, 494 et 491 m), des deltas glaciolacustres (485, 480 et 475 m) ainsi que des terrasses (535,5, 490, 488, 480, 476 et 472 m) indiquent la présence d'un lac glaciaire. Les moraines mineures indiquent qu'à l'est la marge était orientée N-S, qu'à l'ouest la marge était orientée NNO-SSE et qu'au nord, la marge était orientée E-O puis progressivement SSO-NNE. Cette configuration indique que la marge glaciaire formait trois lobes distincts. Sept niveaux glaciolacustres ont été reconstitués dans cette région.

Lorsque la marge empêchait le drainage du lac glaciaire NOR-S (639 M) et de la première phase du lac NOR (550 m), celle-ci était orientée E-O et les formes glaciaires indiquent qu'elle se prolongeait sur les flancs de la montagne Grise et de la montagne Noire. La configuration des crêtes morainiques et la nécessité que la marge soit positionnée au sud du delta juxtaglaciare (494 m), qui marque une position subséquente de la marge associée à un niveau glaciolacustre inférieur, indique que lors de la deuxième phase du lac glaciaire NOR (535 m), la marge avait reculé nettement vers l'ouest et peu vers l'est. La position d'obturation située à l'extrême ouest du bassin représente l'extension maximale du niveau (535 m), car au-delà de cette position, l'obturation n'est pas possible. La positions nord de la marge lors de l'obturation de ce niveau demeure incertaine.

Lors de la phase subséquente, soit le troisième niveau du lac NOR (494,5 m), la marge glaciaire empêchait le drainage à l'est et était en contact avec le lac au nord pour mettre en place un delta juxtaglaciare (496 m). À l'ouest du bassin, la marge avait suffisamment reculé pour permettre au lac de se drainer dans cette direction. La présence d'une terrasse de kame, à l'ouest du bassin, qui semble avoir été alimenté par le chenal exutoire de ce niveau glaciolacustre, indique que la position de la marge glaciaire lors de la mise en place de cette terrasse est synchrone aux deux autres positions de la marge associées à ce niveau glaciolacustre (494,5 m). Cela corrobore avec l'hypothèse que la marge reculait plus lentement vers l'est que vers l'ouest.

Au fur et à mesure que la marge recula vers l'est, le niveau du lac s'abaissa progressivement, car ce dernier était alors contrôlé par le seuil topographique que formait la marge glaciaire et le flanc nord de la montagne Noire. Trois niveaux (488, 480 et 475 m) ont été reconstitués et ces derniers se drainaient vers le lac Archambault. La présence d'un delta juxtaglaciare (472,5 m) situé à l'embouchure du chenal exutoire de ces niveaux glaciolacustres indique qu'au moins une de ces phases

glaciolacustres fut synchrone à la quatrième phase du lac glaciaire ARC. Ce lac glaciaire perdura jusqu'à ce qu'il fusionne, par coalescence, avec le lac ARC.

En se basant sur l'espacement entre les différents groupes de moraines mineures présentes, des taux annuels de recul ont pu être estimés. À l'ouest du bassin, le groupe de moraine j1 indique un taux de recul de 33,5 m/an sur 6 ans, le groupe j2 un taux de recul de 68,8 m/an sur 9 ans et le groupe de moraine i indique un taux 50,7 m/an sur 9 ans. Plus au nord, au centre du bassin, le groupe de moraines h1 indique un taux de recul de 42,6 m/an sur 30 ans et le groupe de h2 indique quant à lui un taux de recul de 55,3 m/an sur 8 ans. À l'est, le groupe de moraines g indique un taux de recul de 29,6 m/an sur 9 ans. Le taux moyen de recul pour ce lac est de 45,9 m/an, ce qui est comparable au taux estimé plus à l'est pour le lac glaciaire Archambault. Bien que ces données soient fragmentaires, il est possible de constater que les lobes nord et ouest de cette région reculaient plus rapidement que le lobe situé à l'est, comme la reconstitution des lacs glaciaires laissait supposer.

5.3 Conclusion

La reconstruction des paléolacs permet de préciser le patron de déglaciation de manière considérable. Les fronts tracés lors de cette étape permettent de mieux comprendre l'influence de la topographie sur le patron de déglaciation. On observe des lobations de la marge dans les dépressions alors que les sommets fondaient rapidement. Ce patron semble de plus en plus accentué au nord du complexe morainique de Saint-Narcisse. De plus, le taux de gauchissement mesuré est similaire à celui observé en Nouvelle-Angleterre (Hooke et Ridge, 2016). Enfin des taux de retrait annuel ont pu être estimés à partir de l'espacement des moraines mises en place dans les bassins lacustres. Ces taux montrent des variations qui témoignent de la complexité du mode de retrait glaciaire caractérisé par le développement de nombreux lobes lors de la déglaciation. La moyenne des taux de retrait mesurés au nord du complexe morainique de Saint-

Narcisse est de 38 m/an. Au sud du piedmont Laurentien, le taux de retrait est estimé à 250 m/an (Occhietti et Richard, 2003). Plus à l'ouest dans la région du massif Algonquin, Daigneault et Occhietti (2006) ont estimé un taux de recul annuel variant entre 40 et 100 m/an qu'ils associent au Younger Dryas. Plus au nord, dans la région de Saint-Michel-des-Saints, Fleury (2008) a mesuré un taux de retrait de 142 m/an alors que Milette (2013) a mesuré un taux de retrait de 75 m/an. Les taux mesurés dans le terrain à l'étude ont tous été mesurés dans des lacs glaciaires au nord de la Moraine de Saint-Narcisse et semblent donc refléter l'effet du refroidissement du climat lors du Dryas récent sur l'Inlandsis laurentidien.

CHAPITRE VI

PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA FIN DU PLÉISTOCÈNE DE LA RÉGION DES LAURENTIDES

Dans ce chapitre, nous proposons une brève paléogéographie de la déglaciation basée sur les résultats obtenues à partir de l'étude des mouvements glaciaires, de la caractérisation et la cartographie des formes glaciaires et fluvioglaciaires, de la modélisation du lac Candona et de la Mer de Champlain, de la reconstruction des paléolacs glaciaires, ainsi qu'à partir de deux dates radiocarbones et des isochrones proposés par Dalton et al (2020). Ce chapitre a donc comme objectif d'intégrer les connaissances paléogéographiques acquises dans ce mémoire au modèle de la déglaciation proposé dans la littérature.

6.1 L'Alleröd

L'Alleröd est la phase climatique durant laquelle les températures étaient similaires à l'actuel et qui précède le refroidissement du Dryas récent (Rasmussen et al., 2006). Considérant que l'ouverture de la Mer de Champlain ($13,1 \pm 0,2$ cal ka BP (Cronin et al, 2012)) précède le début du Dryas récent ($12,9 \pm 0,1$ cal ka BP (Leydet et al., 2018)), le sud du terrain à l'étude s'est donc déglacé lors de la fin de l'Alleröd. Durant cette période, la marge glaciaire était initialement en contact ou partiellement en contact, dépendamment de la topographie, avec le lac glaciaire Candona (279 à 300 m asl.) jusqu'au drainage de ce dernier vers 13,1 cal ka (Cronin et al, 2012). Dans la région de

Saint-Jérôme, Parry (1963) à observé des évidences de réavancées locales de la marge. Bien que les sites visités par Parry soient aujourd'hui recouverts ou détruits par les activités humaines, nous avons pu observer, à Saint-Jérôme, la présence d'un diamicton recouvrant des dépôts d'eau profonde que nous associons au lac glaciaire Candona. Dans la vallée de la rivière du Nord et au nord du lac de l'Achigan, la configuration des crêtes morainiques indique que la marge formait des lobes dans les dépressions. La présence de plusieurs trainées morainiques concentrées dans la vallée de la rivière du Nord et de la rivière Doncaster et l'absence de tel type de marque d'écoulement sur le massif d'anorthosite suggère que l'écoulement glaciaire était concentré dans les vallées et que les sommets fondaient plus rapidement. Lors du drainage du lac Candona ($\approx 13,1$ cal ka BP), la marge glaciaire était située au nord de Pine Hill à l'ouest du terrain, au nord de Sainte-Adèle, au centre, et au nord de Saint-Calixte à l'est (figure 6.1). La marge glaciaire n'a donc jamais été en contact avec la Mer de Champlain dans la vallée de la rivière du Nord et dans la région de lac de l'Achigan. L'écart entre le niveau de du lac Cadona et le niveau maximal de la Mer de Champlain est d'environ 47 m. Dès le début de la Mer de Champlain, le niveau marin a commencé à s'abaisser dû à la remonté isostatique. La majorité des deltas glaciomarins semble avoir été mise en place avant le début du Dryas récent.

6.2 Le Dryas récent

Le Dryas récent est une période marquée par un refroidissement du climat entre $12,9 \pm 0,1$ à $11,7 \pm 0,1$ cal ka BP (Leydet et al., 2018). La position exacte de la marge glaciaire lors du début du Dryas récent demeure inconnue, mais se situe quelque part entre celle du début de la Mer de Champlain et celle de la Moraine de Saint-Narcisse. La configuration des formes glaciaires et fluvioglaciaires et position de la marge tracée à partir de la reconstitution des paléolacs glaciaires indique que la lobation du front glaciaire s'accroissait au fur et mesure que la marge reculait vers le nord.

La mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse à l'échelle du Québec est probablement asynchrone à une échelle temporelle fine. Dans le terrain à l'étude, nous proposons qu'elle se soit mise en place vers 12,8 cal ka BP considérant que de la gyttja à été datée à environ 12,72 cal ka BP (Savoie et Richard, 1976 dans Dalton et al., 2020) à environ 2 km au nord du bourrelet principal dans la région du lac Quenouille. Durant la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse et pendant la période précédente, on observe un abaissement progressif du niveau marin local.

Suite à la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse, la marge glaciaire a poursuivi son lent retrait (en moyenne 38,14 m/an) et sa configuration semble avoir été de plus en plus contrôlée par la topographie. La présence de plusieurs lacs d'obturation glaciaire et l'influence du vêlage causé par ces derniers ont peut-être aussi eu une influence sur le patron de déglaciation. Selon les isochrones de Dalton et al. (2020) le territoire étudié était complètement déglacé avant la fin du Younger Dryas.

6.3 L'Holocène

L'Holocène est la période climatique qui suit directement le Dryas récent. Elle est caractérisée par un réchauffement du climat (Rasmussen et al., 2006). Suite à la déglaciation complète du territoire, la remontée isostatique permit l'exondation complète du territoire en engendra la transition entre la Mer de Champlain et le lac à Lamsilis (Lamarche, 2005). Peu à peu, les cours d'eau incisèrent les dépôts formant du ravinement dans les dépôts argileux. Localement, l'érosion fluviale a également entraîné des glissements de terrain dans les secteurs couverts par les argiles champlainiennes. Pendant la période qui précède la colonisation du territoire par la végétation et qui suit l'émergence de la plaine argileuse des Basses-Terres du Saint-Laurent, des champs de dunes ont été mis en place par l'action éolienne jusqu'à ce que la végétation s'installe et stabilise ces accumulations. Finalement, les dépressions mal drainées ont permis l'accumulation de matière organique pour former des tourbières.

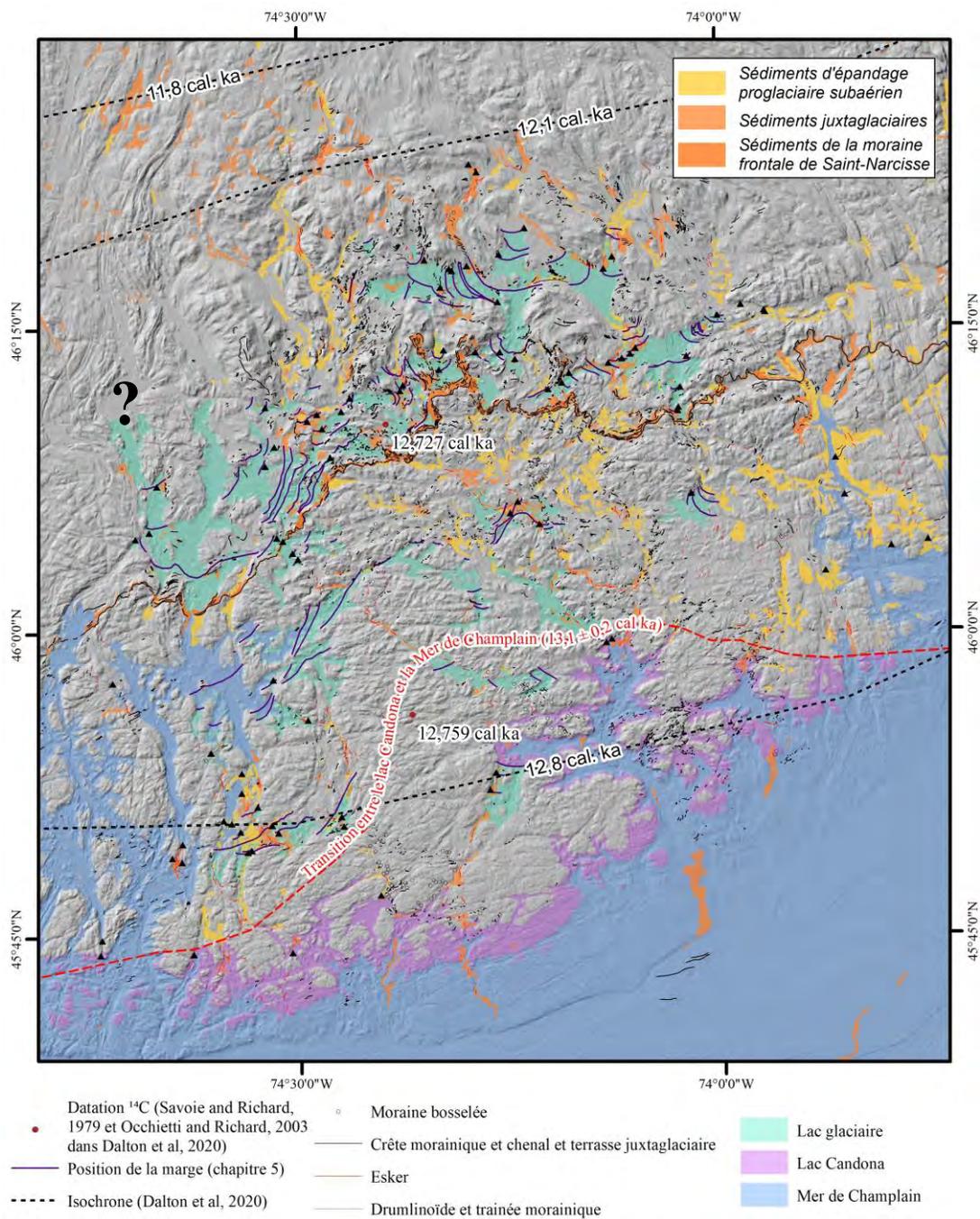


Figure 6.1 Synthèse des positions de la marge glaciaire lors de la déglaciation

CONCLUSION

Ce mémoire permet de raffiner nos connaissances quant à l'histoire glaciaire et post glaciaire du territoire de la région des Laurentides et de Lanaudière entre Mascouche, Dalesville et Saint-Donat. La précision qu'offre l'interprétation des données du LiDAR combinées aux nombreuses visites sur le terrain issues de la campagne de terrain du PACES et leur intégration dans un système d'information géographique nous a permis de réaliser quatre cartes des dépôts meubles à l'échelle du 1 :50 000 (feuilles SNRC 31G16, 31H13, 31J01 et 31J08). Les données tirées de ces cartes nous permettent, notamment, de proposer une chronologie des mouvements glaciaires et un modèle de la déglaciation qui vient s'appuyer sur les observations faites par d'autres auteur(e)s dans les régions voisines.

La séquence des écoulements glaciaires proposée est la suivante; 1) un mouvement vers le SE associé à l'englaciation, 2) un mouvement vers le S associé au pléniglaciaire, 3) un mouvement vers le SO associé au début de la déglaciation des Basses-Terres du Saint-Laurent (courant de glace du lac Ontario, suivi 4) d'un mouvement vers le S, d'un mouvement vers le SE et d'un mouvement vers ESE associés à la déglaciation de la région. Nos données indiquent également que le lac glaciaire Candona aurait possiblement atteint le piedmont laurentien antérieurement à l'invasion marine dans la région de Pine Hill, de Sainte-Adèle et du Lac de l'Achigan à une altitude variant entre 279 et 300 m. La cartographie détaillée des paléorivages nous permet aussi de préciser le modèle de déglaciation et de l'évolution de la Mer de Champlain. La modélisation

de limite marine diachronique indique que la Mer de Champlain a atteint 247 m dans la région de Saint-Adèle, 243 m dans la région du lac de l'Achigan et 228 dans la région de Pine Hill, 225 m au sud de la Moraine de Saint-Narcisse dans la vallée de la rivière Rouge. Le taux de gauchissement mesuré à partir des paléorivages du lac Candona et des données de paléorivage associées au début de la Mer de Champlain varie entre 0,75 et 0,9 m/km généralement orienté vers le NO. La reconstruction des paléolacs permet de préciser le patron de déglaciation, la marge formait des lobes dans les vallées alors que les sommets étaient déjà déglacés. Ce patron de déglaciation s'accroît du sud vers le nord, notamment au nord de la Moraine de Saint-Narcisse. Au nord de cette dernière, les taux de retrait mesurés à partir des successions de moraines interprétées comme des moraines de De Geer est en moyenne de 38 m/an et varie entre 25 et 72 m/an selon les secteurs. Le taux de gauchissement mesuré au sein des bassins glaciolacustres varie entre 0,78 et 0,82 m/km et est orienté également en direction du NNO.

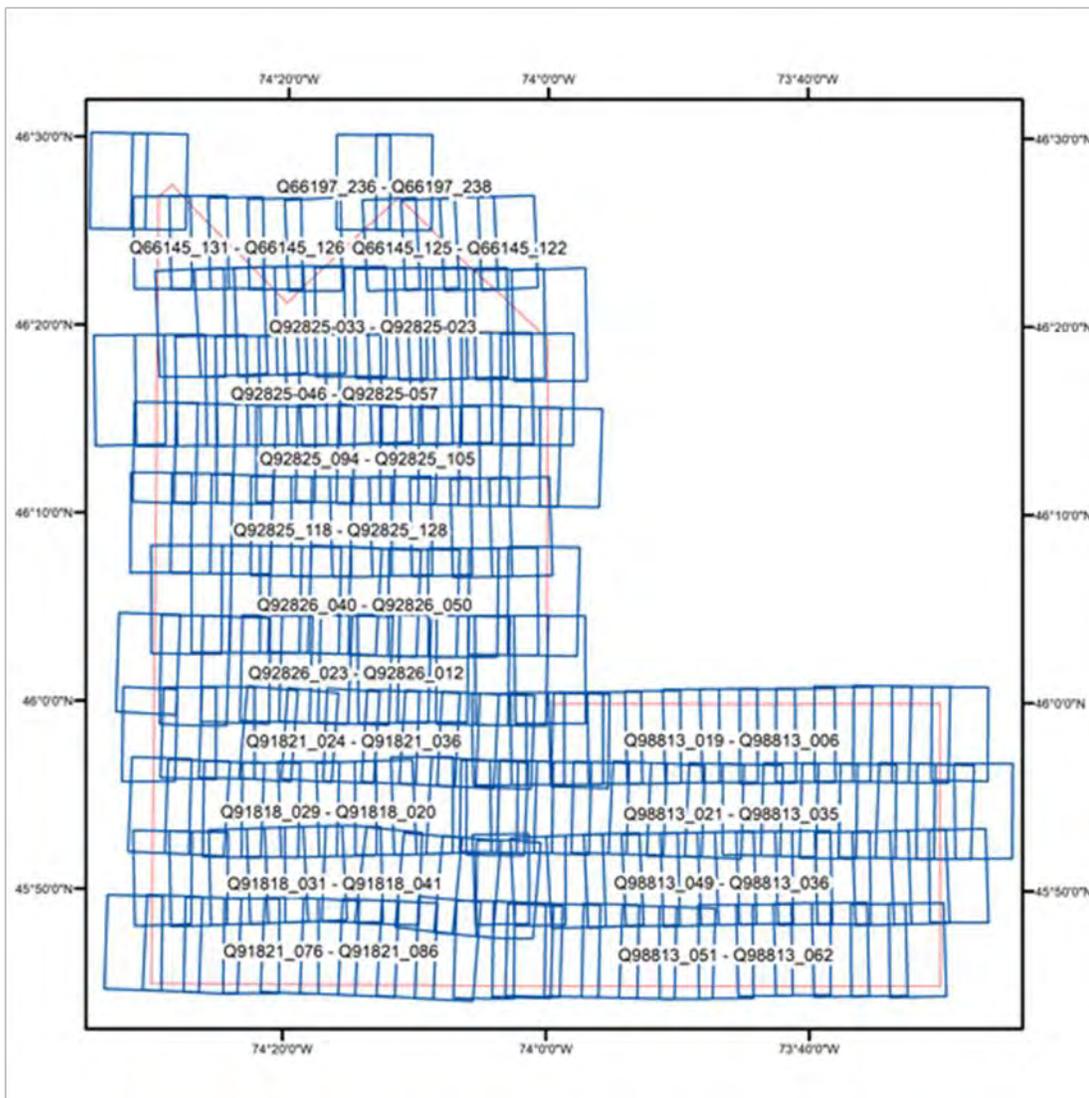
Certains aspects de la déglaciation du secteur étudié mériteraient de nouvelles études. D'abord, il serait important de confirmer, par la présence de valve de *Candona Subtriangulata* sous les dépôts glaciomarins, l'étendue du lac glaciaire Candona dans le piedmont Laurentien. De plus, la validation de la nature sédimentologiques des dépôts au front de la Moraine de Saint-Narcisse dans la vallée de la rivière du Rouge permettrait de valider l'hypothèse de Parry (1963) et soutenue par nos observations LiDAR de la présence d'une plaine d'épandage subaérienne et non d'un littoral.

Enfin, le cadre chronologique de la déglaciation de cette région demeure pratiquement inconnu. Il serait pertinent de dater de nouveaux sites, par exemple la Moraine de Saint-Narcisse, afin de préciser certains isochrones, particulièrement celui du début du Dryas Récent ainsi que de la possible transition entre le lac Candona et la Mer de Champlain. Aussi, l'évolution des lacs glaciaires de la vallée de la rivière Rouge au nord de Saint-Jovite, notamment dans la région de Nominique, ainsi que ceux dans la vallée de la

rivière Ouareau devrait être mieux documentée afin de préciser le patron de la déglaciation de ce secteur.

ANNEXE A

LIGNES DE VOL ET COUVERTURE STÉRÉOSCOPIQUE



ANNEXE B

GÉOFICHE DU MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES
NATURELLES DU QUÉBEC

ANNEXE C

CARTES DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA RÉGION DE SAINT-
SAUVEUR-DES-MONTS (31G16)



QUATÉNAIRE

POSTGLACIAIRE

SÉDIMENTS ORGANIQUES

O Sédiments organiques non différenciés

SÉDIMENTS ALLUVIAUX

NOTE
Sédiments mis en place le long des cours d'eau du système fluvial actuel et lors de leur incision dans les formations quaternaires antérieures (At). Ces sédiments incluent notamment des alluvions mises en place dans les anciens chenaux de la proto-rivière du Nord (Ax).

At Alluvions des terrasses fluviales : sable, silt sableux, sable graveleux et gravier contenant (ou non) de la matière organique, de 0,2 à 2 m d'épaisseur; surface généralement marquée par des levées et barres alluviales et parfois remaniée par l'action éolienne; l'abaissement du niveau de base se manifeste par l'étagement des terrasses.

Ax Alluvions de terrasses anciennes : sable, silt sableux et gravier contenant un peu de matière organique; de 0,4 à 10 m d'épaisseur; déposés dans des zones débordant des couloirs fluviaux actuels. Les faciès estuariens sont fréquents dans cette unité. Surface généralement marquée par des levées et barres alluviales et parfois remaniée par l'action éolienne; l'abaissement du niveau de base est visible par l'étagement des terrasses.

DERNIÈRE GLACIATION

SÉDIMENTS GLACIOMARINS

NOTE
Sédiments mis en place lors de l'épisode de la mer de Champlain à proximité de ou devant une marge glaciaire et composés principalement de silt, sable, argiles ou diamictions; ces sédiments contiennent des faunes d'eaux très froides ou sont non fossilifères.

MGd Sédiments deltaïques et prodeltaïques : sable, sable graveleux et gravier, stratifiés et bien triés; jusqu'à 40 m d'épaisseur; mis en place à l'embouchure de cours d'eau se déversant dans la mer de Champlain; comprenant localement des sédiments silto-sableux prodeltaïques.

MGb Sédiments littoraux et pré-littoraux : sable, silt sableux, sable graveleux et gravier stratifiés et généralement bien triés; d'épaisseur variant de 0,4 à 7,5 m environ; mis en place en eau peu profonde; surface généralement marquée par des cordons littoraux ou pré-littoraux et parfois remaniée par l'action éolienne.

MGa Sédiments fins d'eau profonde : silt argileux et argile silteuse, gris moyen à gris foncé, massifs, laminés ou stratifiés, comprenant localement des rhythmes; atteignant 50 m d'épaisseur; mis en place principalement par décantation durant la phase d'inondation glaciomarine.

SÉDIMENTS GLACIOLACUSTRES

NOTE
Sédiments mis en place dans des lacs proglaciaires

LGb Sédiments littoraux et pré-littoraux : sable, sable silteux, gravier sableux et blocs; jusqu'à 3,5 m d'épaisseur; sédiments remaniés le long des rives et à l'intérieur du lac glaciaire; montrant une surface parfois marquée par des cordons littoraux ou pré-littoraux ou modifiée par l'action éolienne.

SÉDIMENTS FLUVIOGLACIAIRES

NOTE
Sédiments stratifiés mis en place par les eaux de fonte au contact ou à proximité du glacier. Les unités sises sous la limite marine ou glaciolacustre ont généralement été remaniées par les vagues et les courants lors de la submersion ou de l'exondation.

Go Sédiments d'épandage proglaciaire subaérien : sable, gravier et blocs, montrant une décroissance granulométrique générale vers l'aval; de 0,5 à 30 m d'épaisseur; formant des replats et des plaines d'épandage dont la surface est souvent marquée par d'anciens chenaux sinueux et peu profonds.

Gx Sédiments juxtaglaciaires : sable et gravier, blocs, un peu de till ou de diamiction; jusqu'à 50 m d'épaisseur; formant des eskers, des kames, des deltas-kames et des crêtes moraniques dont la surface est généralement bosselée.

SÉDIMENTS GLACIAIRES

NOTE
Diamiction à matrice sablo-silteuse à silto-argileuse mis en place directement par le glacier. De couleur gris olive sur le bouclier, à gris moyen ou brunâtre sur la plate-forme paléozoïque. Le remaniement par les vagues et les courants peut être localement important sous la limite marine, mais est surtout très superficiel, de l'ordre de 50 cm et moins. Par contre, la surface délavée est souvent caractérisée par des concentrations de blocs métriques. La teneur en cailloux cristallins précambriens varie de 100% sur le bouclier à moins de 10% sur la plate-forme paléozoïque. Sur la plate-forme, la matrice du till peut être carbonatée selon la nature du substratum traversé.

Tc Till en couverture généralement continue : diamiction comprenant des faciès de fond et d'ablation; épaisseur supérieure à 1 m; en surface, cette unité est présente principalement sur le Bouclier Canadien.

Tm Till en couverture mince et discontinue : diamiction comprenant principalement des faciès d'ablation de moins de 1 m d'épaisseur et dont la surface est généralement ponctuée d'affleurements rocheux; la structure du roc sous-jacent transparaît sur les photographies aériennes. Unité présente principalement dans les régions de socle.

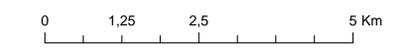
PRÉ-QUATÉNAIRE

SUBSTRAT ROCHEUX

R Roche non différenciée

Symboles

- Cicatrice de glissement de terrain (et sens du mouvement)
- Rebord de ravinement
- Ravinement (mineur)
- Chenal fluvial (direction d'écoulement connue)
- Levées ou barres alluviales
- Rebord de terrasse fluviale
- Site fossilifère
- Rebord de terrasse lacustre
- Rebord de terrasse marine
- Crête de plage
- Chenal-déversoir de lac proglaciaire
- Delta juxtaglaciaire
- Chenal juxtaglaciaire
- Kettle (grand)
- Kettle (petit)
- Chenal d'eau de fonte, non différencié
- Esker (sens d'écoulement connu)
- Moraine bosselée (en surface, à faible profondeur)
- Crête moranique mineure
- Forme moranique fuselée (ou Drumlinoid)
- Trainée moranique derrière abri (longueur réelle)
- Stries glaciaires (écoulement de direction connue; indique le sens d'écoulement)
- Stries glaciaires (écoulement de direction inconnue; indique l'orientation de l'écoulement)
- Rebord d'escarpement rocheux
- Gravière, sablière active (petite)
- Gravière, sablière abandonnée
- Gravière, sablière active (grande)
- Mine active (petite)
- Mine active (grande)
- Mine abandonnée
- Photographie présentée dans le mémoire



Le modèle numérique de terrain a été créé à partir des données du LIDAR du Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs du Québec. Source lumineuse: azimut 45°, angle par rapport à l'horizontal 45°, exagération verticale de 1 x.

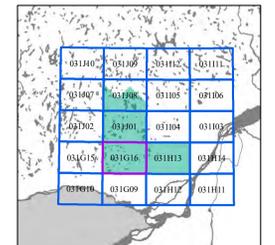
GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES
RÉGION DE SAINT-SAUVEUR-DES-MONTS

QUÉBEC
Échelle 1:50 000
31G16

Projection Transverse universelle de Mercator (UTM) Zone 18
Système de référence géodésique nord-américain de 1983

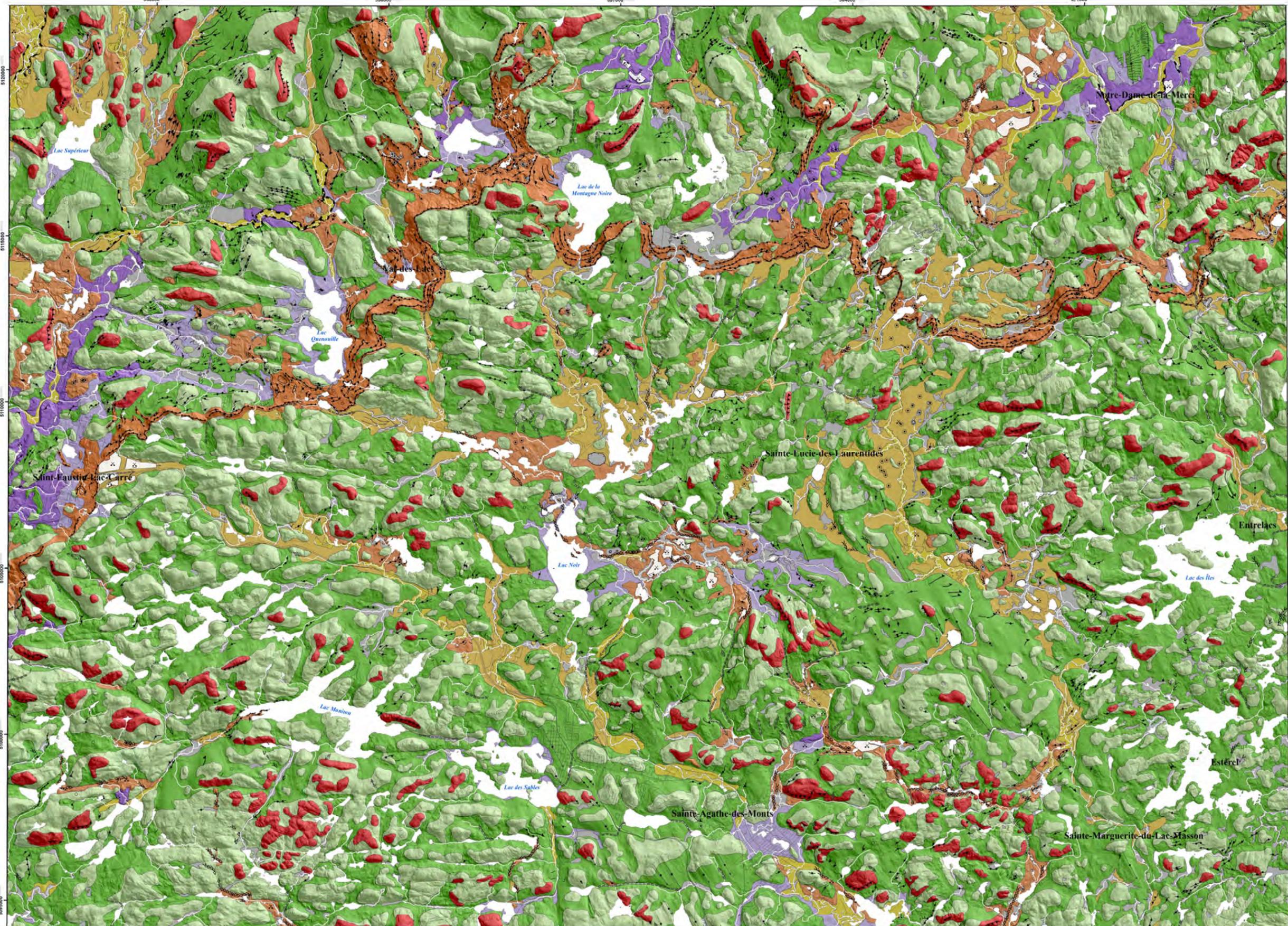
Géologie du Quaternaire par Alexis Robitaille, Robert-André Daigneault, Michel Lamothe et Martin Roy (2020), Région de Saint-Jérôme adaptée de Richard (1984)
Cartographie numérique réalisée par Alexis Robitaille (2020).

Fond de carte assemblé à partir de la compilation des données numériques de la base de données topographiques du Québec à l'échelle 1:20 000.



ANNEXE D

CARTES DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA RÉGION DE SAINTE-
AGATHE-DES-MONTS (31J01)



QUATERNAIRE

POST GLACIAIRE

SÉDIMENTS ORGANIQUES

○ Sédiments organiques non différenciés

SÉDIMENTS ALLUVIAUX

NOTE
Sédiments mis en place le long des cours d'eau du système fluvial actuel et lors de leur incision dans les formations quaternaires antérieures (A1).

A1
Alluvions des terrasses fluviales : sable, silt sableux, sable graveleux et gravier contenant (ou non) de la matière organique; de 0,2 à 2 m d'épaisseur; surface généralement marquée par des levées et barres alluviales et parfois remaniée par l'action éolienne; l'abaissement du niveau de base se manifeste par l'effacement des terrasses.

DERNIÈRE GLACIATION

SÉDIMENTS GLACIOLACUSTRES

NOTE
Sédiments mis en place dans les lacs proglaciaires.

L0a
Sédiments deltaïques et prodeltaïques : sable, sable grossier et sable graveleux; de 2 à 8 m d'épaisseur; mis en place à l'embouchure des cours d'eau qui se déversaient dans les lacs proglaciaires; montrant une surface plane généralement marquée par des chenaux abandonnés et parfois modifiée par l'action éolienne.

L0b
Sédiments littoraux et prèlittoraux : sable, sable siltieux, gravier sableux et blocs; de 0,5 à 2,5 m d'épaisseur; sédiments remaniés le long des rives et à l'intérieur du lac glaciaire; montrant une surface parfois marquée par des cordons littoraux ou prèlittoraux ou modifiée par l'action éolienne.

SÉDIMENTS FLUVIOGLACIAIRES

NOTE
Sédiments stratifiés mis en place par les eaux de fonte au contact ou à proximité du glacier. Les unités sises sous la limite glaciolacustre ont généralement été remaniées par les vagues et les courants lors de la submerçon ou de l'exondation.

G0
Sédiments d'épandage proglaciaire subaérien : sable, gravier et blocs; montrant une décroissance granulométrique générale vers l'avant; de 1 à 30 m d'épaisseur; formant des replats et des plaines d'épandage dont la surface est souvent marquée par d'anciens chenaux sinueux et peu profonds.

Gx
Sédiments juxtaglaciaires : sable et gravier; blocs; un peu de till ou de diamioncton; jusqu'à 50 m d'épaisseur; formant des eskers, des kames, des deltas-kames et des crêtes moraniques dont la surface est généralement bosselée.

GxT
Sédiments de la moraine frontale de Saint-Narcisse : till, diamioncton, blocs, sable et gravier; jusqu'à 30 m d'épaisseur; mis en place au front du glacier; constitués d'une ou plusieurs crêtes dont la surface est généralement bosselée et parsemée de blocs.

SÉDIMENTS GLACIAIRES

NOTE
Diamioncton à matrice sablo-siltueuse à silto-argileuse mis en place directement par le glacier. De couleur gris olive sur le bouclier, à gris moyen ou brunâtre sur la plate-forme paléozoïque. Le remaniement par les vagues et les courants peut être localement important sous la limite marine, mais est surtout très superficiel, de l'ordre de 50 cm et moins. Par contre, la surface délavée est souvent caractérisée par des concentrations de blocs métriques. La teneur en cailloux cristallins précambriens varie de 100% sur le bouclier à moins de 10% sur la plate-forme paléozoïque.

Tc
Till en couverture généralement continue : diamioncton à matrice sableuse comprenant des faciès de fond et d'ablation; épaisseur supérieure à 1 m.

Tm
Till en couverture mince et discontinue : diamioncton comprenant principalement des faciès d'ablation de moins de 1 m d'épaisseur et dont la surface est généralement ponctée d'affleurements rocheux; la structure du roc sous-jacent transparaît sur les photographies aériennes. Unité présente principalement dans les régions de socle.

PRÉ-QUATERNAIRE

SUBSTRAT ROCHEUX

R
Roche non différenciée

- Symboles**
- Chenal fluviale (direction d'écoulement connue)
 - - - Levées ou barres alluviales
 - Rebord de terrasse fluviale
 - Rebord de terrasse lacustre
 - Chenal-déversor de lac proglaciaire
 - Chenal juxtaglaciaire
 - Delta juxtaglaciaire
 - Kettle (grand)
 - Kettle (petit)
 - Rebord de terrasse juxtaglaciaire (obturation)
 - Chenal d'eau de fonte, non différencié
 - Esker (sens d'écoulement connu)
 - Crête moranique majeure
 - Crête moranique mineure
 - Moraine de De Geer
 - Moraine bosselée (en surface, à faible profondeur)
 - Trainée moranique derrière abri (longueur réelle)
 - ↑ Stries glaciaires (écoulement de direction connue; indique le sens d'écoulement)
 - ↗ Stries glaciaires (écoulement de direction inconnue; indique l'orientation de l'écoulement)
 - ▲▲▲▲ Rebord d'escarpement rocheux
 - ⋈ Gravière, sablière active (petite)
 - ⋈ Gravière, sablière abandonnée
 - ⋈ Gravière, sablière active (grande)
 - ▲ Mine active (petite)
 - ▲ Mine active (grande)

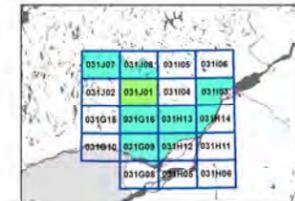


GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES
RÉGION DE SAINTE-AGATHE-DES-MONTS
 QUÉBEC
 Échelle 1:50 000
 31J01

Le modèle numérique de terrain a été créé à partir des données du LIDAR du Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs du Québec.
 Source lumineuse: azimut 45°, angle par rapport à l'horizontal 45°, exagération verticale de 1 x.

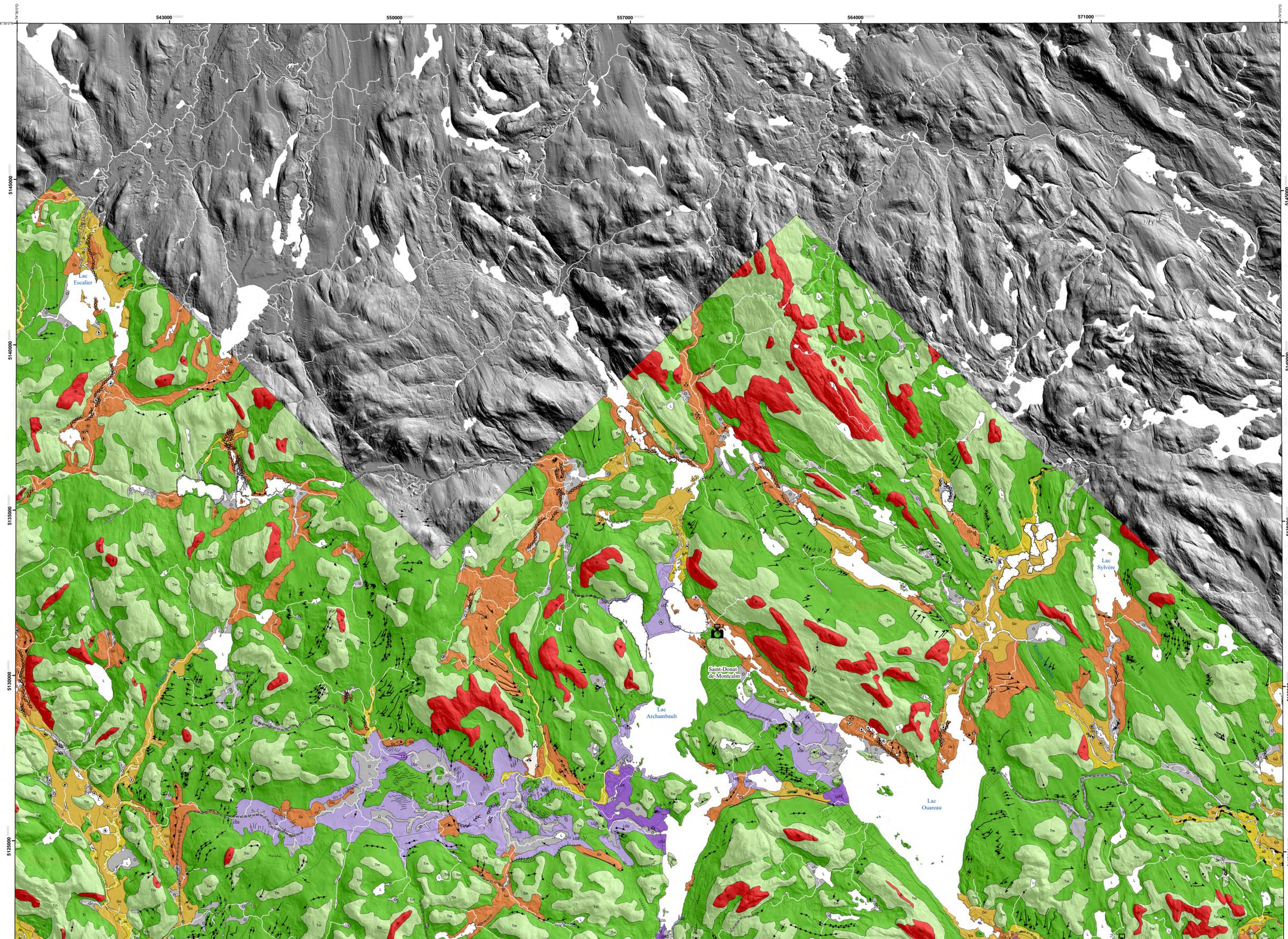
Géologie du Quaternaire par Alexis Robitaille, Robert-Aniré Daigneault, Michel Lamothé et Martin Roy (2020). Partie Ouest adaptée de Lamothé (1977).
 Cartographie numérique réalisée par Alexis Robitaille (2020).
 Fond de carte assemblé à partir de la compilation des données numériques de la base de données topographiques du Québec à l'échelle 1:20 000.

Projetion Transverse universelle de Mercator (UTM) Zone 18
 Système de référence géodésique nord-américain de 1983



ANNEXE E

CARTES DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA RÉGION DE SAINT-
DONAT-DE-MONTCALM (31J08)



QUATÉNAIRE

POSTGLACIAIRE

SÉDIMENTS ORGANIQUES

O Sédiments organiques non différenciés

SÉDIMENTS ALLUVIAUX

NOTE
Sédiments mis en place le long des cours d'eau du système fluvial actuel et lors de leur incision dans les formations quaternaires antérieures (At).
Alluvions des terrasses fluviales : sable, silt sableux, sable graveleux et gravier contenant (ou non) de la matière organique; de 1 à 2 m d'épaisseur; surface généralement marquée par des levées et barres alluviales et parfois remaniée par l'action éolienne; l'abaisssement du niveau de base se manifeste par l'étagement des terrasses.

At

DERNIÈRE GLACIATION

SÉDIMENTS GLACIOLACUSTRES

NOTE
Sédiments mis en place dans les lacs proglaciaires.

Lgd Sédiments deltaïques et prodeltaïques : sable, sable grossier et sable graveleux; de 2 à 30 m d'épaisseur; mis en place à l'embouchure des cours d'eau qui se déversaient dans les lacs proglaciaires; montrant une surface plane généralement marquée par des chenaux abandonnés et parfois modifiée par l'action éolienne.
Lgb Sédiments littoraux et pré-littoraux : sable, sable siltieux, gravier sableux et blocs; de 0,5 à 3,5 m d'épaisseur; sédiments remaniés le long des rives et à l'intérieur du lac glaciaire; montrant une surface parfois marquée par des cordons littoraux ou pré-littoraux ou modifiée par l'action éolienne.

SÉDIMENTS FLUVIOGLACIAIRES

NOTE
Sédiments stratifiés mis en place par les eaux de fonte au contact ou à proximité du glacier. Les unités sises sous la limite marine ou glaciolacustre ont généralement été remaniées par les vagues et les courants lors de la submersion ou de l'exondation.

Gd Sédiments d'épandage proglaciaire subarctien : sable, gravier et blocs; montrant une décroissance granulométrique générale vers l'aval; de 1 à 30 m d'épaisseur; formant des replats et des plaines d'épandage dont la surface est souvent marquée par d'anciens chenaux sinueux et peu profonds.

Gx Sédiments juxtaglaciaires : sable et gravier; blocs; un peu de till ou de diamicton; jusqu'à 50 m d'épaisseur; formant des esliers, des kames, des deltas-kames et des crêtes morainiques dont la surface est généralement bosselée.

SÉDIMENTS GLACIAIRES

NOTE
Diamicton à matrice sablo-siltueuse à silto-argileuse mis en place directement par le glacier. De couleur gris olive sur le bouclier, à gris moyen ou brunâtre sur la plate-forme paléozoïque. Le remaniement par les vagues et les courants peut être localement important sous la limite marine, mais est surtout très superficiel, de l'ordre de 50 cm et moins. Par contre, la surface délavée est souvent caractérisée par des concentrations de blocs métriques. La teneur en cailloux cristallins précambriens varie de 100% sur le bouclier à moins de 10% sur la plate-forme paléozoïque. Sur la plate-forme, la matrice du till peut être carbonatée selon la nature du substratum traversé.

Tc Till en couverture généralement continue; diamicton à matrice sableuse comprenant des faciès de fond et d'ablation; épaisseur supérieure à 1 m.

Tm Till en couverture mince et discontinue; diamicton comprenant principalement des faciès d'ablation de moins de 1 m d'épaisseur et dont la surface est généralement ponctuelle d'affleurements rocheux; la structure du roc sous-jacent transparent sur les photographies aériennes. Unité présente principalement dans les régions de socle.

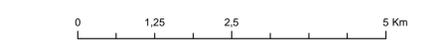
PRÉ-QUATÉNAIRE

SUBSTRAT ROCHEUX

R Roche non différenciée

Symboles

- Chenal fluvial (direction d'écoulement connue)
- Levées ou barres alluviales
- Rebord de terrasse fluviale
- Rebord de terrasse lacustre
- ====> Chenal-déversoir de lac proglaciaire
- < Delta juxtaglaciaire
- Chenal juxtaglaciaire
- Kettle (grand)
- ⊙ Kettle (petit)
- Rebord de terrasse juxtaglaciaire (obturation)
- ====> Chenal d'eau de fonte, non différencié
- ⊙>>>> Esker (sens d'écoulement connu)
- ⊙ Moraine bosselée (en surface, à faible profondeur)
- Moraine de De Geer (longueur réelle)
- Crête morainique mineure
- Forme morainique fuselée (ou Drumlinéoïde)
- Traînée morainique derrière abri (longueur réelle)
- ↑ Stries glaciaires (écoulement de direction connue; indique le sens d'écoulement)
- ⊙ Stries glaciaires (écoulement de direction inconnue; indique l'orientation de l'écoulement)
- Rebord d'escarpement rocheux
- x Gravière, sablière active (petite)
- z Gravière, sablière abandonnée
- Gravière, sablière active (grande)
- ▨ Ancienne gravière réhabilitée
- ⊙ Mine active (petite)
- Mine active (grande)
- 📷 Photographie présentée dans le mémoire



Le modèle numérique de terrain a été créé à partir des données du LIDAR du Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs du Québec. Source lumineuse: azimut 45°, angle par rapport à l'horizontale 45°, exagération verticale de 1 x.

GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES
RÉGION DE SAINT-DONAT-DE-MONTCALM

QUÉBEC

Échelle 1:50 000

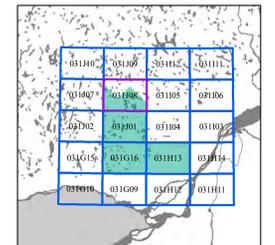
31J08

Projection: Transverse universelle de Mercator (UTM) Zone 18
Système de référence géodésique nord-américain de 1983

Géologie du Quaternaire par Iyse Randour, Alexis Robitaille, Robert-André Daigneault, Michel Lamothe et Martin Roy (2020).

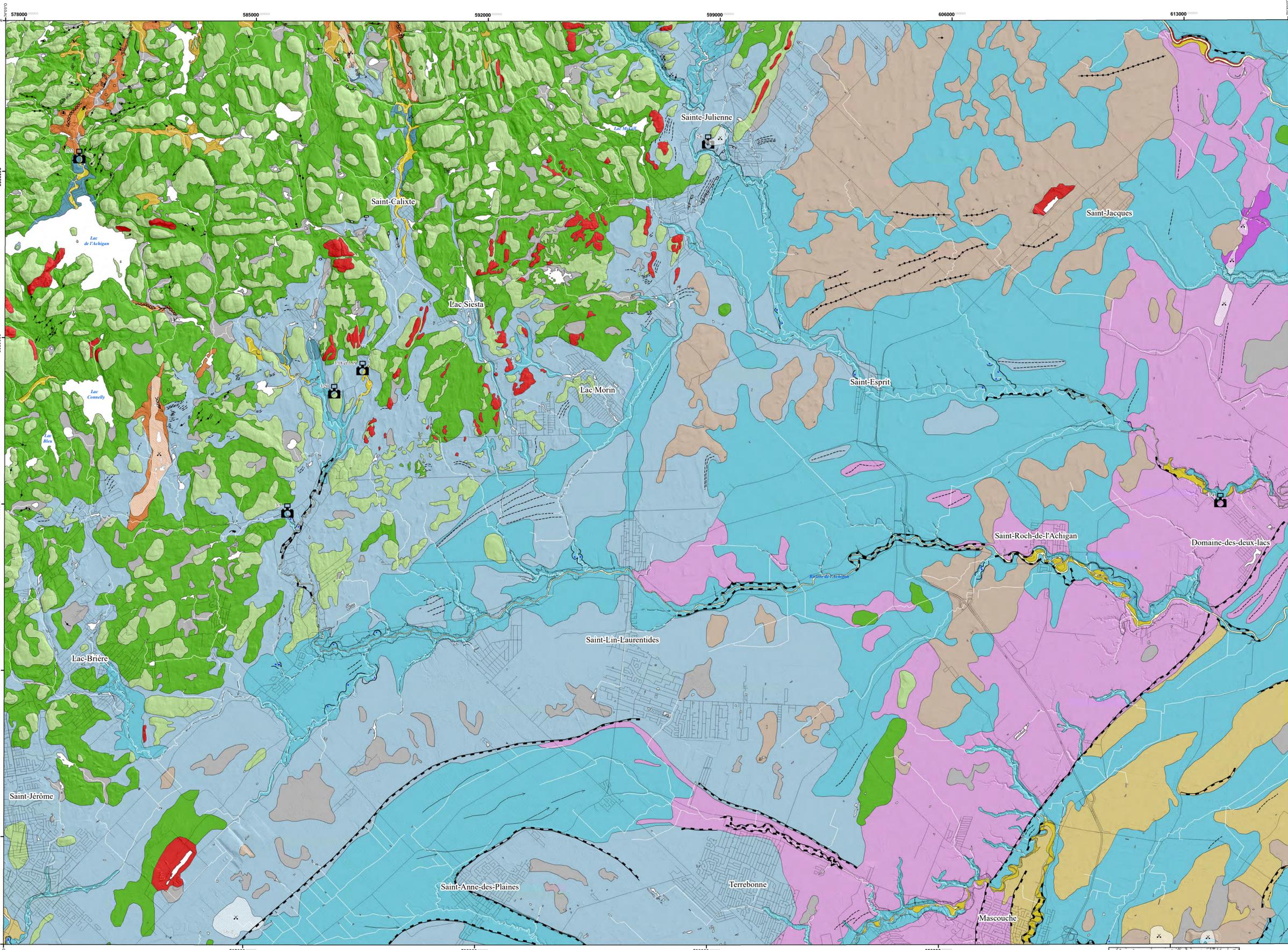
Cartographie numérique réalisée par Iyse Randour et Alexis Robitaille (2020).

Fond de carte assemblé à partir de la compilation des données numériques de la base de données topographiques du Québec à l'échelle 1:20 000.



ANNEXE F

CARTES DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA RÉGION DES
LAURENTIDES (31H13)



QUATÉRIENNAIRE

POSTGLACIAIRE

SÉDIMENTS ORGANIQUES

O *Sédiments organiques non différenciés*

DÉPÔTS ÉOLIENS

Ed *Sédiments éoliens : sable fin à stratifications obliques diffusées mis en place par le vent sous forme de dunes paraboliques formées à la surface des sédiments littoraux et alluviaux fraîchement exondés. L'éolisation des dunes stabilisées et autres surfaces sableuses peut reprendre si la couverture végétale est enlevée, soit en raison de feux de forêts ou d'activités anthropiques.*

SÉDIMENTS ALLUVIAUX

NOTE
Sédiments mis en place le long des cours d'eau du système fluvial actuel et lors de leur incision dans les formations quaternaires antérieures (Ap, At). Ces sédiments incluent notamment des alluvions mises en place dans les anciens chenaux du proto-Saint-Laurent (Ax).

At *Alluvions des terrasses fluviales : sable, silt sableux, sable graveleux et gravier contenant (ou non) de la matière organique; de 0,2 à 2 m d'épaisseur; surface généralement marquée par des levées et barres alluviales et parfois remaniée par l'action éolienne; l'abaisssement du niveau de base se manifeste par l'étagement des terrasses.*

Ax *Alluvions de terrasses anciennes : sable, silt sableux et gravier contenant un peu de matière organique; de 0,4 à 10 m d'épaisseur; déposés dans des zones débordant des couloirs fluviaux actuels. Les faciès estuariens sont fréquents dans cette unité. Surface généralement marquée par des levées et barres alluviales et parfois remaniée par l'action éolienne; l'abaisssement du niveau de base est visible par l'étagement des terrasses.*

SÉDIMENTS LACUSTRES (Lac à Lamprolites)

NOTE
Sédiments mis en place dans le lac Lamprolites un bassin successeur de la mer de Champlain et comprenant principalement des sables et graviers littoraux, pré-littoraux et deltaïques; pouvant aussi inclure des sédiments remaniés à partir d'unités sous-jacentes. Les sédiments fins mis en place dans ce bassin n'ont pas été différenciés de ceux mis en place antérieurement en milieu marin. Dans cette région, le passage des eaux saumâtres de la fin de la mer de Champlain aux eaux douces du lac à Lamprolites s'est produit à une altitude d'environ 60-65 m.

Ld *Sédiments deltaïques et prodeltaïques : sable, sable graveleux et gravier, stratifiés et bien triés; jusqu'à 7 m d'épaisseur; mis en place à l'embouchure des cours d'eau se déversant dans le lac à Lamprolites; formant des surfaces planes généralement marquées par des chenaux abandonnés, et parfois remaniées en surface par l'action éolienne.*

Lb *Sédiments littoraux et pré-littoraux : sable, silt sableux, sable graveleux et gravier stratifiés et généralement bien triés; d'épaisseur variant de 0,2 à 7 m environ; mis en place en eau peu profonde lors de la phase glaciolaustre et lors de l'exondation; surface généralement marquée par des cordons littoraux ou pré-littoraux et parfois remaniée par l'action éolienne; puisqu'il s'agit principalement de faciès d'exondation, ces sédiments forment le plus souvent une couverture mince reposant sur des sédiments fins d'eau profonde.*

DERNIÈRE GLACIATION

SÉDIMENTS GLACIOMARINS

NOTE
Sédiments mis en place lors de l'épisode de la mer de Champlain à proximité de ou devant une marge glaciaire et composés principalement de silts, sables, argiles ou diamictons; ces sédiments contiennent des faunes d'eaux très froides ou sont non fossilifères.

Mgd *Sédiments deltaïques et prodeltaïques : sable, sable graveleux et gravier, stratifiés et bien triés; jusqu'à 25 m d'épaisseur; mis en place à l'embouchure de cours d'eau se déversant dans la mer de Champlain; comprenant localement des sédiments silto-sableux prodeltaïques.*

Mgb *Sédiments littoraux et pré-littoraux : sable, silt sableux, sable graveleux et gravier stratifiés et généralement bien triés; d'épaisseur variant de 0,4 à 7 m environ; mis en place en eau peu profonde; surface généralement marquée par des cordons littoraux ou pré-littoraux et parfois remaniés par l'action éolienne.*

Mga *Sédiments fins d'eau profonde : silt argileux et argile silteuse, gris moyen à gris foncé, massifs, laminés ou stratifiés, comportant localement des rythmites; atteignant 15 m d'épaisseur; mis en place principalement par décanation durant la phase d'expansion glaciolaustre.*

SÉDIMENTS FLUVIOGLACIAIRES

NOTE
Sédiments stratifiés mis en place par les eaux de fonte au contact ou à proximité du glacier. Les unités sises sous la limite marine ou glaciolaustre ont généralement été remaniées par les vagues et les courants lors de la submersion ou de l'exondation.

Go *Sédiments d'épandage proglaciaire subaérien : sable, gravier et blocs, montrant une décroissance granulométrique générale vers l'aval; de 0,5 à 10 m d'épaisseur; formant des replats et des plaines d'épandage dont la surface est souvent marquée par d'anciens chenaux sinueux et peu profonds.*

Gx *Sédiments juxtaplaciaires : sable et gravier, blocs, un peu de till ou de diamicton; jusqu'à 25 m d'épaisseur; formant des eskers, des kames, des deltas-kames et des crêtes morainiques dont la surface est généralement bosselée.*

SÉDIMENTS GLACIAIRES

NOTE
Diamicton à matrice sablo-silteuse à silto-argileuse mis en place directement par le glacier. De couleur gris olive sur le bouclier, à gris moyen ou brunâtre sur la plate-forme paléozoïque. Le remaniement par les vagues et les courants peut être localement important sous la limite marine, mais est surtout très superficiel, de l'ordre de 50 cm et moins. Par contre, la surface délavée est souvent caractérisée par des concentrations de blocs métriques. La teneur en cailloux cristallins précambriens varie de 100% sur le bouclier à moins de 10% sur la plate-forme paléozoïque. Sur la plate-forme, la matrice du till peut être carbonatée selon la nature du substratum traversé.

Tc *Till en couverture généralement continue : diamicton comprenant des faciès de fond et d'ablation; épaisseur supérieure à 1 m; en surface, cette unité est présente principalement sur le Bouclier Canadien.*

Tm *Till en couverture mince et discontinue : diamicton comprenant principalement des faciès d'ablation de moins de 1 m d'épaisseur et dont la surface est généralement ponctuée d'affleurements rocheux; la structure du roc sous-jacent transparaît sur les photographies aériennes. Unité présente principalement dans les régions de socle.*

PRÉ-QUATÉRIENNAIRE

SUBSTRAT ROCHEUX

R *Roche non différenciée*

Symboles

- Cicatrice de glissement de terrain (et sens du mouvement)
- Rebord de ravinement
- Ravinement (mineur)
- Chenal fluvial (direction d'écoulement connue)
- Rebord de terrasse fluviale
- Rebord de terrasse marine
- Crête de plage
- Chenal juxtaplaciaire
- ⊙ Kettle (petit)
- ⊞ Chenal d'eau de fonte, non différencié
- ⊞ Esker (sens d'écoulement connu)
- Moraine bosselée (en surface, à faible profondeur)
- Crête morainique mineure
- Traînée morainique derrière abri (longueur réelle)
- Forme morainique fuselée (ou Drumlinoid)
- ⊞ Stries glaciaires (écoulement de direction inconnue)
- ↑ Stries glaciaires (écoulement de direction connue)
- ⊗ Gravière, sablière active (petite)
- ⊗ Gravière, sablière abandonnée
- ⊗ Gravière, sablière active (grande)
- ⊞ Photographie présentée dans le mémoire



0 1,25 2,5 5 Km

Le modèle numérique de terrain a été créé à partir des données du LIDAR du Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs du Québec

Source lumineuse: azimut 45°, angle par rapport à l'horizontal 45°, exagération verticale de 1 x.

GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES

RÉGION DES LAURENTIDES

QUÉBEC

Échelle 1:50 000

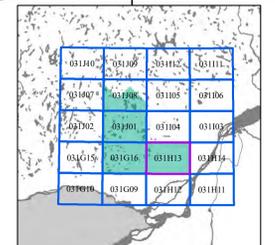
31H13

Projection: Transverse universelle de Mercator (UTM) Zone 18
Système de référence géodésique nord-américain de 1983

Géologie du Quaternaire par Iyse Randour, Alexis Robitaille, Robert-André Daigneault, Michel Lamothé et Martin Roy (2020).

Cartographie numérique réalisée par Iyse Randour et Alexis Robitaille (2020).

Fond de carte assemblé à partir de la compilation des données numériques de la base de données topographiques du Québec à l'échelle 1:20 000.



ANNEXE G

TABLEAU DES DONNÉES DE PALÉORIVAGES DU LAC CANDONA ET DE
LA LIMITE MARINE DIACHRONIQUE (UTM zone 18)

Forme	Étendue d'eau	Estant (m)	Nordant (m)	Altitude (m)
Delta juxtaglacière	Lac Candona	538141,00	5064764,57	282,61
Delta juxtaglacière	Lac Candona	546241,76	5070032,09	287,52
Delta juxtaglacière	Lac Candona	567431,21	5093523,38	299,98
Delta juxtaglacière	Lac Candona	566919,28	5093204,84	299,81
Delta juxtaglacière	Lac Candona	568866,87	5093633,48	298,99
Littoral	Lac Candona	562051,89	5075156,94	286,79
Littoral	Lac Candona	536159,22	5060231,98	280,62
Limite de délavage du till	Lac Candona	541990,90	5062440,85	281,34
Limite de délavage du till	Lac Candona	541871,04	5062807,56	282,20
Limite de délavage du till	Lac Candona	541585,29	5061839,98	280,56
Limite de délavage du till	Lac Candona	540731,92	5061868,73	279,65
Limite de délavage du till	Lac Candona	537025,10	5062157,97	283,48
Limite de délavage du till	Lac Candona	537740,80	5061598,37	279,26
Limite de délavage du till	Lac Candona	537051,56	5061225,31	283,29
Limite de délavage du till	Lac Candona	536121,55	5061139,32	281,62
Limite de délavage du till	Lac Candona	535386,00	5061411,84	282,84
Limite de délavage du till	Lac Candona	536076,07	5060212,79	281,40
Limite de délavage du till	Lac Candona	538914,61	5061418,49	282,00
Limite de délavage du till	Lac Candona	546684,66	5065689,08	284,56
Limite de délavage du till	Lac Candona	550406,72	5065860,00	283,87
Limite de délavage du till	Lac Candona	552318,87	5066418,80	284,90
Limite de délavage du till	Lac Candona	555740,07	5067155,41	282,44
Limite de délavage du till	Lac Candona	555357,79	5067310,86	285,51
Limite de délavage du till	Lac Candona	558643,65	5067540,20	283,32
Limite de délavage du till	Lac Candona	560671,37	5068865,68	284,90

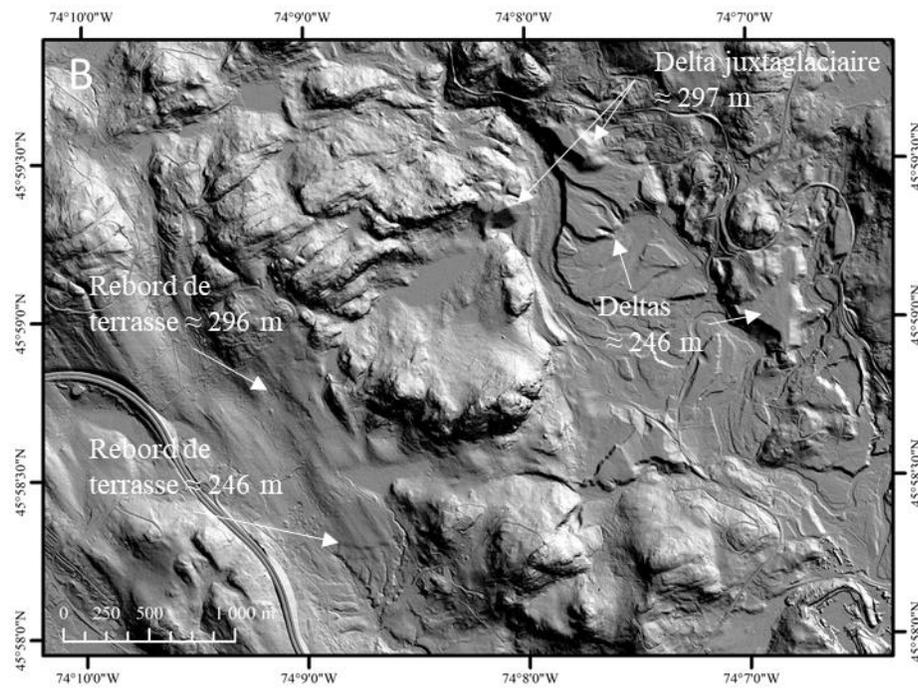
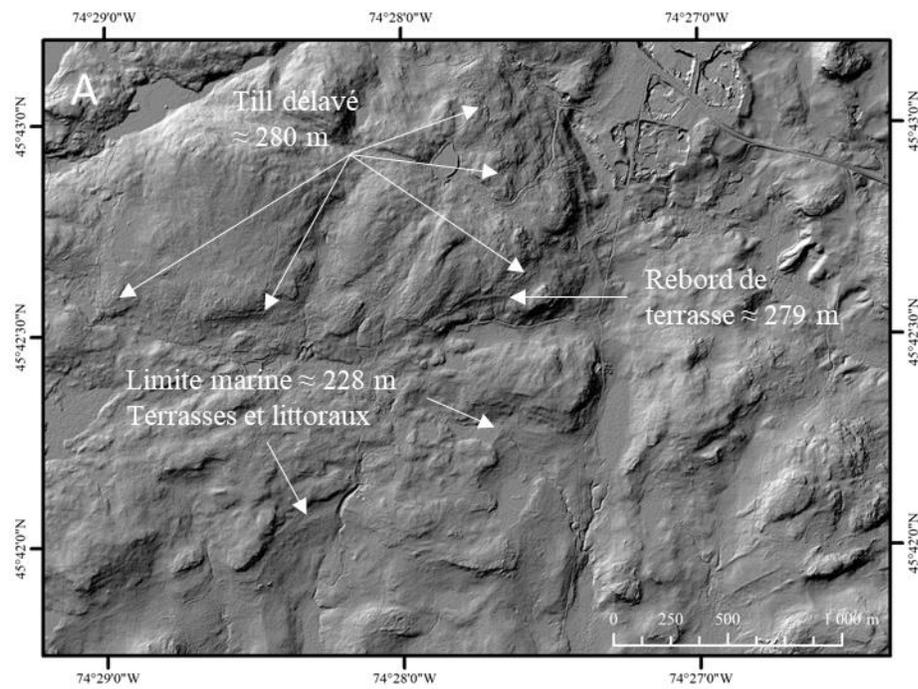
Limite de délavage du till	Lac Candona	562094,97	5069988,46	283,69
Limite de délavage du till	Lac Candona	561409,11	5069263,25	285,07
Limite de délavage du till	Lac Candona	562784,71	5071467,46	287,98
Limite de délavage du till	Lac Candona	563203,81	5072125,74	289,29
Limite de délavage du till	Lac Candona	565877,98	5074120,62	287,06
Limite de délavage du till	Lac Candona	568820,43	5074633,08	285,92
Limite de délavage du till	Lac Candona	565744,48	5087180,06	294,23
Limite de délavage du till	Lac Candona	577124,71	5083730,04	295,37
Limite de délavage du till	Lac Candona	578060,60	5084024,21	292,56
Limite de délavage du till	Lac Candona	586889,37	5089139,32	294,01
Limite de délavage du till	Lac Candona	587270,08	5089469,65	294,49
Limite de délavage du till	Lac Candona	588588,30	5090627,80	293,32
Terrasse	Lac Candona	541867,13	5061943,36	278,85
Terrasse	Lac Candona	565718,12	5092140,52	295,56
Terrasse	Lac Candona	531323,42	5064147,75	280,20
Terrasse	Lac Candona	534733,46	5062544,98	278,11
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	527109,36	5073384,39	229,00
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	527918,41	5074703,30	228,96
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	527847,11	5072986,59	228,00
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	529067,56	5094116,78	225,00
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	528308,74	5095367,73	225,00
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	522064,85	5088658,28	226,58
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	587360,82	5109925,30	235,50
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	591243,13	5103931,13	238,00
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	591249,74	5102798,71	236,92
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	593103,15	5102176,94	239,00
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	597969,36	5110485,91	234,44
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	598757,82	5110503,77	235,39
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	597773,34	5111919,95	236,48
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	601539,79	5110961,22	234,78
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	520635,98	5065643,06	234,06
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	529062,09	5064506,21	235,00
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	588000,78	5109984,33	235,06
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	588763,78	5106668,33	236,24
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	602428,22	5119314,29	234,89
Delta juxtaglaciaire	Mer de Champlain	599607,56	5119982,25	234,80
Delta	Mer de Champlain	587705,00	5093242,85	239,85
Delta	Mer de Champlain	568528,37	5092523,86	245,94

Delta	Mer de Champlain	516119,17	5092217,01	225,00
Delta	Mer de Champlain	529026,51	5070452,78	229,00
Littoral	Mer de Champlain	536498,71	5059706,76	229,80
Littoral	Mer de Champlain	537900,48	5059362,27	227,13
Littoral	Mer de Champlain	538071,75	5059386,56	227,90
Littoral	Mer de Champlain	538514,93	5059809,32	226,46
Littoral	Mer de Champlain	536519,42	5059694,23	228,67
Littoral	Mer de Champlain	540252,65	5060594,60	227,64
Littoral	Mer de Champlain	541095,62	5060953,38	227,76
Littoral	Mer de Champlain	542017,95	5061324,86	228,25
Littoral	Mer de Champlain	542296,89	5062295,40	227,62
Littoral	Mer de Champlain	542327,58	5062121,83	228,27
Littoral	Mer de Champlain	563604,11	5068395,14	230,33
Littoral	Mer de Champlain	581771,75	5082971,37	238,03
Littoral	Mer de Champlain	582505,97	5083069,27	239,36
Littoral	Mer de Champlain	582605,19	5083138,06	239,56
Littoral	Mer de Champlain	582838,02	5083175,10	238,74
Littoral	Mer de Champlain	582685,89	5083896,09	238,94
Littoral	Mer de Champlain	585726,16	5086466,86	241,31
Littoral	Mer de Champlain	586905,67	5087207,43	240,97
Littoral	Mer de Champlain	587955,36	5088655,55	242,18
Littoral	Mer de Champlain	588413,62	5088813,24	243,45
Littoral	Mer de Champlain	588584,84	5090086,93	243,39
Littoral	Mer de Champlain	541160,84	5061030,82	229,54
Littoral	Mer de Champlain	540894,51	5060736,43	227,26
Littoral	Mer de Champlain	539373,62	5059960,70	227,23
Littoral	Mer de Champlain	582554,44	5083112,90	239,71
Littoral	Mer de Champlain	588043,26	5093156,95	239,81
Littoral	Mer de Champlain	555117,89	5064656,03	228,32
Littoral	Mer de Champlain	577785,78	5080394,33	236,37
Littoral	Mer de Champlain	595955,72	5098099,96	238,53
Littoral	Mer de Champlain	534887,55	5059583,75	228,70
Littoral	Mer de Champlain	567081,86	5073348,60	231,89
Littoral	Mer de Champlain	566884,79	5073027,29	231,82
Littoral	Mer de Champlain	571417,84	5075516,22	232,87
Littoral	Mer de Champlain	571410,45	5075740,44	234,46
Littoral	Mer de Champlain	588753,73	5090241,90	242,55
Littoral	Mer de Champlain	586802,48	5086816,00	238,80

Littoral	Mer de Champlain	585703,13	5086235,24	240,97
Littoral	Mer de Champlain	585646,24	5085974,63	239,22
Littoral	Mer de Champlain	577195,34	5077782,96	235,24
Littoral	Mer de Champlain	578007,56	5078902,47	235,79
Littoral	Mer de Champlain	549820,31	5062672,06	226,60
Littoral	Mer de Champlain	550416,05	5063358,58	227,55
Littoral	Mer de Champlain	551080,13	5063905,99	227,75
Littoral	Mer de Champlain	558345,27	5064126,51	229,22
Littoral	Mer de Champlain	559486,68	5064725,00	228,86
Littoral	Mer de Champlain	563119,42	5067622,93	229,94
Littoral	Mer de Champlain	582076,50	5084962,21	238,90
Littoral	Mer de Champlain	582785,58	5086531,19	239,54
Littoral	Mer de Champlain	592985,78	5090735,33	242,33
Littoral	Mer de Champlain	594609,78	5097767,33	240,32
Littoral	Mer de Champlain	593332,78	5096839,33	240,28
Littoral	Mer de Champlain	596215,78	5098827,33	239,86
Terrasse	Mer de Champlain	536479,15	5059710,89	230,06
Terrasse	Mer de Champlain	566231,16	5091224,10	246,79
Terrasse	Mer de Champlain	526095,03	5091351,02	226,45
Terrasse	Mer de Champlain	591983,96	5102330,40	238,23
Terrasse	Mer de Champlain	588093,48	5093780,52	239,65
Terrasse	Mer de Champlain	592866,13	5096244,29	239,74
Terrasse	Mer de Champlain	593167,67	5098113,94	239,37

ANNEXE H

RELIEF OMBRÉ DES DONNÉES DU LIDAR DE LA RÉGION DE PINE HILL
(A) ET SAINTE-ADÈLE (B)



BIBLIOGRAPHIE

- Anderson, T. W., Mott, R. J. et Delorme, L. D. (1985). *Evidence for a pre-Champlain Sea glacial lake phase in Ottawa valley, Ontario, and its implications*. Dans Commission géologique du Canada. Recherches en cours. Étude 85-1A.
- Bard, E., Hamelin, B. et Delanghe-Sabatier, D. (2010). Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. *Science*, 327, 5970, 1235-1237.
- Boivert, A. et al (2008). *Guide méthodologique pour la cartographie hydrogéologique régionale des aquifères granulaires de surface*. Québec : Ressources naturelles Canada et INRS.
(http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/aquiferes/guide_granulaires.pdf). Page consultée le 3 avril 2018.
- Bolduc, A.M. et Ross, M. (2001). *Géologie des formations superficielles*, Lachute-Oka. [Carte]. Échelle 1 :50 000. Ottawa : Commission géologique du Canada.
- Brazeau, A. (1992). *Inventaire des ressources en granulats de la région de Saint-Agathe-des-Monts*, (Rapport MB 90-19) Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service géologique de Québec.
- Brazeau, A. (1993). *Généralités sur l'inventaire des ressources en granulats au Québec*. (Rapport MB-93-13) Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources, Secteur des Mines.
- Caron, O. (2007). *Le Quaternaire de la région de Mont-Laurier (Québec) : cartographie, sédimentologie et paléogéographie*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal.
- Chapman, D., H. (1937). Late glacial and postglacial history of the Champlain Valley. *America Journal of Science*. 34, p.89-124
- Corriveau, L. (2013). *Architecture de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, Province de Grenville : un exemple de l'analyse de terrains de métamorphisme élevé*, (Bulletin 586) Canada : Ministère des Ressources Naturelles, Commission Géologique du Canada.

- Cronin et al. (2012). Stable isotope evidence for glacial lake drainage through the St. Lawrence Estuary, eastern Canada, ~13.1-12.9 ka. *Quaternary International*, 260, 55-65.
- Daigneault, R.-A. et Occhietti, S. (2006), Les moraines du massif Algonquin, Ontario, au début du Dryas récent, et corrélation avec la Moraine de Saint-Narcisse. *Géographie physique et Quaternaire*, 60, 2, 103-118.
- Dadswell, M.J., (1974). *Distribution, ecology, and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North American*. National Museums of Canada, Publications Zoology, no. II, 100p.
- Dalton et al. (2020). An updated radiocarbon-based ice margin chronology for the last deglaciation of the North American Ice Sheet Complex. *Quaternary Science Reviews*, 234, 106223
- Denis, R. et Prichonnet, G. (dir.) (1973). *Aspects du Quaternaire dans la région au nord de Joliette : Actes du 2^e colloque Le Quaternaire du Québec Livret guide d'excursion* (Montréal, 14 octobre 1973). Québec : Association canadienne-française pour l'avancement des sciences (Acfas)
- Dubois-Verret, M. (2015). *Géomorphologie quaternaire de l'Outaouais (Québec) : écoulements glaciaires et paléogéographie de la déglaciation*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal. Récupéré d'Archipel, l'archive de publications électroniques de l'UQAM <http://www.archipel.uqam.ca/>.
- Dormaar, A., 1970. *Osmoregulation in Mysis Relicta and Mysis stenopelis* ; MSc. Thesis, University of Guelph, 78 p.
- Elson, J.A. (dir.) (1962). Pleistocene geology of the St. Lawrence Lowland – Ste-Therese- Rawdon- Ste-Ursule Falls area; *Actes du 54ieme rendez-vous annuelle du New England Intercollegiate geology conference* (Montréal, 1962). 15-24.
- Elson, J.A. (1969). Late Quaternary marine submergence of Quebec, *Revue de géographie de Montréal*, 23, 3, 247-258.
- EROS (2018). Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global, (DOI) number: /10.5066/F7PR7TFT
- 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. Récupéré d'Archipel, l'archive de publications électroniques de l'UQAM <http://www.archipel.uqam.ca/>.

- Gangloff, P. (1973). Le milieu morphoclimatique tardiglaciaire dans la région de Montréal. *Géographie physique et Quaternaire*, 17, 42, 415-448.
- Gagnon, P. (1988). *Les dépôts quaternaires sur la bordure du bouclier laurentidien (Rawdon-Québec) : cartographie, stratigraphie, sédimentologie et mode de retrait glaciaire*. Mémoire de maîtrise non-publié. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre.
- Gauthier, M. (1992). L'histoire géologique du Québec, Dans Landry, B. et Mercier, M (dir.). *Notions de géologie*, 3e éd. Montréal : Modulo. [1983], p. 523-543.
- Globensky, Y. (1987). *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent*. (Rapport MM 85-02) Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources : Direction générale de l'Exploration géologique et minérale.
- Hillaire-Marcel, C. et Occhietti, S. (1977). Fréquence des datations au 14 C de faunes marines post-glaciaires de l'Est du Canada et variations paléoclimatiques. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 21(1), 17-54.
- Hitchcock, E. et al. (1861). *Report on the Geology of Vermont: Descriptive, theoretical, economical and scenographical*. Vol I.
- Hooke, R.L., Ridge, J.C. (2016), Glacial lake deltas in New England record continuous, not delayed, postglacial rebound. *Quaternary Research*, 85, 399-408.
- Hurtubise, M.-A. (2014). *Paléogéographie quaternaire de la vallée de la Petite-Nation (Québec) : cartographie des formations superficielles (031/G11-EST) et modélisation de la lithostratigraphie de la sous-surface*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal. Récupéré d'Archipel, l'archive de publications électroniques de l'UQAM <http://www.archipel.uqam.ca/>.
- Janson, K. N. (2003). Early Holocene glacial lakes and ice marginal retreat pattern in Labrador/Ungava, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193, 473-501.
- Lamarche, L. (2005). *Histoire géologique Holocène du lac Saint-Pierre et de ses ancêtres*. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal.
- Lambrecht, K. et al (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceeding of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 11, 43, 15296-15303.

- Lefebvre, R. et al (1999). *La cartographie hydrogéologique régionale, Un outil essentiel à l'inventaire des ressources en eaux souterraines*, Mémoire présenté au Bureau d'audiences publiques sur l'environnement. Québec : Centre géoscientifique de Québec.
- Lamothe, M. (1977). *Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite, Québec : cartographie, sédimentologie et stratigraphie*, Mémoire de maîtrise non-publié. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre.
- Lasalle, P. et Elson, J.A. (1975). Emplacement of the St. Narcisse Moraine as a Climatic Event in Eastern Canada. *Quaternary Research*, 5(4), 621-625. [http://dx.doi.org/10.1016/0033-5894\(75\)90018-6](http://dx.doi.org/10.1016/0033-5894(75)90018-6)
- Laverdière, C. et Courtemanche, A. (1959). La géomorphologie glaciaire de la région du Mont-Tremblant I. Généralités et traits d'ensemble, *Revue canadienne de Géographie*, 13, 3-4, 102-134.
- Laverdière, C. et Courtemanche, A. (1961). La géomorphologie glaciaire de la région du Mont-Tremblant. Deuxième partie: La région de Saint-Faustin - Saint-Jovite, *Cahiers de géographie du Québec*, 5, 9, 5-32.
- Leduc, É. (2016). *Le Quaternaire de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean, Québec : cartographie, sédimentologie, modélisation de l'extension marine et paléogéographie*, Mémoire de maîtrise. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département de géographie.
- MacPherson, J.B. (1967). Raised Shorelines and Drainage Evolution in the Montréal Lowland. *Cahiers de géographie du Québec*, 11(23), 343-343.
- Martineau, G. (2002). *L'observation des micromarques de l'érosion glaciaire – Un outil pour définir l'écoulement glaciaire*. (ET 2002-01) Québec : Géologie Québec.
- Martineau, G. et Lapointe, C. (2004). *Répertoire des publications traitant de cartographie des dépôts quaternaires au Québec*. (MB 2004-04) Québec : Géologie Québec.
- Milette, S. (2013) *Application d'un modèle numérique de terrain LiDAR à l'étude des dépôts quaternaires et des lacs proglaciaires de la région du réservoir Gouin en Haute-Mauricie (Québec)*. Mémoire de maîtrise. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département de géographie.

- Milette, S., Daigneault, R.-A., Roy, M. (2019), Refining the glacial lake coverage of the southern Laurentide ice margin using Lidar-DEM based reconstruction: The case of Lake Obedjiwan in south-central Qubec, Canada. *Geomorphology*, 342, 78-87.
- Nadeau, S. (2011). *Estimation de la ressource granulaire et du potentiel aquifère des eskers de l'Abitibi-Témiscamingue et du sud de la Baie-James (Québec)*. Mémoire de maîtrise. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département de géographie.
- Naldrett, D.L. (1988). The Late Glacial-Early Glaciomarine Transition in the Ottawa Valley: Evidence for a Glacial Lake?. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(2), 171-179.
- Occhietti, S. (2007). The Saint-Narcisse morainic complex and early younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide ice sheet, *Géographie Physique et Quaternaire*, 61, 2-3, 89-118.
- Occhietti, S. et Richard, P.J.H. (2003). Effet réservoir sur les âges 14 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(2-3), 115-138.
- Occhietti, S. et al (2011). Late Pleistocene–Early Holocene Decay of the Laurentide Ice Sheet in Québec–Labrador, in J. Ehlers, P.L. Gibbard et P.D. Hughes (dir.) *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, Volume 15, Oxford : Elsevier, p. 601-630.
- Osborne, F.F. (1936). *Région de Sainte-Agathe-Saint-Jovite*. Service des Mines, rapport annuel pour 1935, partie C, p. 61-100.
- Parent, M., Paradis, S.J. et Boivin, R. (2010). *Formations superficielles. Légende et notes descriptives- 1/50 000 à 1/1125 000*. (Version 11). Commission géologique du Canada.
- Parent, M., Dubois, J.-M.M., Bail, P., Larocque, A., et Larocque, G. (1985). Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 B.P. *Recherches Amérindiennes au Québec*, XV, 17-37.
- Parent, M. et Occhietti, S. (1988). Late Wisconsinan deglaciation and Champlain sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(3), 215-246. Récupéré de <http://www.erudit.org/revue/gpq/1988/v42/n3/032734ar.html>

- Parent, M. et Occhietti, S. (1999). Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 53, 117-136. Récupéré de <http://www.erudit.org/revue/GPQ/1999/v53/n1/004859ar.html>
- Parry, J.T., (1963). *The Laurentians; a study in geomorphological development*. Thèse de doctorat non-publié., Montréal: McGill University, Geography department.
- Parry, J.T. & Macpherson, J.B. (1964). The Saint-Faustin - Saint-Narcisse moraine and the Champlain Sea. *Revue de géographie de Montreal*, 18, 235-248.
- Prest, V.K. (1970). Quaternary geology of Canada. Dans R.J.W. Douglas (ed.), *Geology and economic minerals of Canada* (p. 676-764). Chapter XII. Economic Geology Report 1. 5e éd. Ottawa: Geological Survey of Canada.
- Prichonnet, G. (1977). La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 323-345.
- Prince, A., Franssen, J., Fortier, D. (2019). Localisations des crêtes de plages liées à l'étendue maximale de la Mer de Champlain obtenues par donnée d'élévation LiDAR à haute résolution, v. 1.0. *Nordicana D47*, doi: 10.5885/45585XD-DE2479484D664DE8.
- Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources (1995a). *Carte des dépôts de surface : Shawbridge*, 1 : 50 000, système national de référence cartographique 31G16, Québec : Direction générale des forêts, Services de l'inventaire forestier.
- Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources (1995b). *Carte des dépôts de surface : Laurentides*, 1 : 50 000, système national de référence cartographique 31H13, Québec : Direction générale des forêts, Services de l'inventaire forestier.
- Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources (1999a). *Carte des dépôts de surface : Saint-Donat-de-Montcalm*, 1 : 50 000, système national de référence cartographique 31J08, Québec : Direction générale des forêts, Services de l'inventaire forestier.
- Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources (1999b). *Carte des dépôts de surface : Sainte-Agathe-Des-Monts*, 1 : 50 000, système national de référence cartographique 31J01, Québec : Direction générale des forêts, Services de l'inventaire forestier.

- Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (2018). Province de Grenville, [En ligne], Québec. (<http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-de-grenville>). Page consultée le 10 septembre 2019.
- Québec, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF) (2010). *Géofiche quaternaire*. Québec, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, DV 2010-0X.
- Randour, I., Daigneault, R.-A., Lamothe, M., Roy, M. et Robitaille, A. (2019a). Cartographie des formations superficielles de la région des Laurentides-Lanaudière, phase 2. Rapport présenté au Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. Montréal : Université du Québec à Montréal.
- Randour, I., Daigneault, R.-A. , Lamothe, M. et Roy, M. (2019b). Géologie des formations superficielles. Région de Saint-Donat-de-Montcalm, Québec. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31J08. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs Québec ; Ressources naturelles et Faune, Québec ; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.5). [logiciel SIG]. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute Inc.
- Randour, I., Robitaille, A., Daigneault, R.-A. , Lamothe, M., et Roy, M. (2019c). Géologie des formations superficielles. Région des Laurentides, Québec. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31H13. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs Québec ; Ressources naturelles et Faune, Québec ; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.5). [logiciel SIG]. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute Inc.
- Rasmussen, S. O. et al. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of geophysical research*. 11, D06102, doi:10.1029/2005JD006079
- Rayburn, J., A. (2004). *Deglaciation of the Champlain valley New York and Vermont and its possible effects on north atlantic climate change*. Thèse de Doctorat. New York, Département de géologie, Binghamton University, State University of New York.
- Rayburn et al (2005). *A series of large, Late Wisconsinan meltwater floods through the Champlain and Hudson Valleys, New York State, USA*. Quaternary Science Reviews, 24, 2410-2419.

- Richard, S. (1984). *Géologie des formations en surface, Lachute-Arundel, Québec-Ontario*. Carte de série ‘‘A’’ 1577A, Commission Géologique du Canada.
- Robitaille, A., Daigneault, R.-A. , Lamothe, M., et Roy, M. (2019a). Géologie des formations superficielles. Région de Sainte-Agathe-des-Monts, Québec. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31J01. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs Québec ; Ressources naturelles et Faune, Québec ; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.5). [logiciel SIG]. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute Inc.
- Robitaille, A., Daigneault, R.-A. , Lamothe, M., et Roy, M. (2019b). Géologie des formations superficielles. Région de Saint-Sauveur-des-Monts, Québec. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31G16. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs Québec ; Ressources naturelles et Faune, Québec ; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.5). [logiciel SIG]. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute Inc.
- Rodrigues, C. G. (1992). Successions of invertebrate microfossils and the late Quaternary deglaciation of the central St. Lawrence lowland, Canada and United States. *Quaternary Science Reviews*, 11, 503-534.
- Ross, M. (2004). *Stratigraphie et architecture des formations quaternaires au nord-ouest de Montréal: applications en hydrogéologie régionale*. Thèse de doctorat, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique.
- Ross, M., Parent, M., Benjumea, B. et Hunter, J. (2006). The late Quaternary stratigraphic record northwest of Montréal: regional ice-sheet dynamics, ice-stream activity, and early deglacial events. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43(4), 461-485.
- Thériault, R. et Beauséjour, S. (2012). Carte géologique du Québec - Édition 2012. (DV 2012-06) Québec, Ministère des Ressources naturelles
- Tremblay, G. (1977). *Géologie du Quaternaire Région de Rawdon-Laurentides-Shawbridge-Ste-Agathe-Des-Monts*. (Rapport DP-551) Québec : Ministère des richesses naturelles Direction générale des mines.
- Yeomans, W. C. (1983). Comments on "Déglaçiation de la vallée supérieure de l’Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec", by Jean Veillette. *Géographie physique et Quaternaire*, 37 (3), 323–324.