

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DES MONTS-VALIN
ET DISPERSION GLACIAIRE AU SAGUENAY-LAC-SAINT-JEAN (QUÉBEC)

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
NANCY HORTH

MAI 2017

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.07-2011). 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

Je tiens d'abord et avant tout à remercier mon directeur de recherche Robert-André Daigneault qui m'a offert ce projet et qui a bien voulu me diriger dans le cadre de cette longue démarche qu'est la maîtrise. Merci, malgré ces cinq longues années, d'avoir cru en mes moyens pour mener à terme ce mémoire. Ta confiance, ta patience, ta grande disponibilité ainsi que ton esprit de synthèse où tout semble si simple m'ont été plus que bénéfique.

Je tiens également à remercier mes deux mentors, Sylvain Milette et Éric Leduc, qui m'ont appris... la vie en général! Ce sont eux qui m'ont initié tant au niveau pratique que théorique au monde de la recherche au cours des différents projets PACES. Une page complète de remerciements devrait vous y êtes dédier.

Je remercie mes assistants de terrain : Éric Leduc, Guillaume Beaudouin ainsi que Marie-France Beaulieu. Sans vous, je me poserais encore d'innombrables questions puisque ce fut ma première expérience de terrain en géologie du Quaternaire. Évidemment, j'avais aucune idée ce dans quoi je m'embarquais et c'est à ce moment que j'ai compris l'ampleur et l'importance de ce projet de recherche académique, mais aussi professionnel.

Un petit merci tout spécial à Marc-André Hurtubise qui a été d'une grande patience quant au fonctionnement d'ArcGIS ainsi qu'à Claude Desrochers qui a été bien présente au cours des derniers mois et qui a su m'éclairer dans mes multiples hésitations. Merci également au personnel de soutien du département de géographie : François Moquin, André Parent et Bertrand Touchette. Vos départs pour la retraite m'ont bien attristé tant vous avez été d'une aide précieuse.

Un gros merci à mon frère, Jean-François, pour ton aide et ton appui sans précédents. Je ne te remercierai jamais assez pour tout ce que tu as fait pour moi, principalement au cours de cette dernière année. Merci d'avoir cru en moi et ce, malgré les périodes plus difficiles. Tu as su m'encourager et me féliciter à chacune des étapes accomplies de ce mémoire peu importe si elles étaient petites ou pas, tu étais tout aussi content que moi et je t'en remercie. À mes parents, Daniel et Josée, ainsi que mes amis « Les Copains » qui m'ont soutenue et encouragé tout au long de ces années sans trop se poser de questions. Vous m'avez démontré plus que jamais votre amour et votre soutien pour moi. Vous avez été présents et peu importe ma situation, vous étiez derrière moi. C'est au cours de ce projet que j'ai su sur qui je pouvais compter.

Finalement, merci à Jacques Schroeder et à Michel Lamothe d'avoir accepté de corriger ce mémoire. Vos commentaires ont été très constructifs et appréciés.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	i
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
LISTE DES ABBRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES	xiv
RÉSUMÉ	xvi
INTRODUCTION.....	1
TERRITOIRE À L'ÉTUDE, TRAVAUX ANTÉRIEURS ET MÉTHODOLOGIE...3	
1.1 Localisation.....	3
1.2 Géologie du substrat rocheux	5
1.2.1 Les roches précambriennes	5
1.2.1.1 Le complexe gneissique.....	5
1.2.1.2 Les roches métasédimentaires	5
1.2.1.3 Le roches plutoniques	8
1.2.1.4 Dykes	9
1.2.2 Les roches sédimentaires ordoviciennes	10
1.2.3 Le transport glaciaire.....	10
1.3 Topographie.....	10
1.4 Hydrographie	15
1.5 Travaux antérieurs.....	20
1.6 Méthodologie.....	30
1.6.1 La photo-interprétation préliminaire	30

1.6.2	La campagne de terrain	30
1.6.3	La photo-interprétation finale	31
1.6.4	Les analyses en laboratoire	33
1.6.4.1	Analyses granulométriques.....	33
1.6.4.2	Analyses géochimiques et lithologiques des tills	34
1.6.5	Modélisation de la dispersion glaciaire.....	34
L'ÉROSION GLACIAIRE		35
2.1	Les macroformes	35
2.1.1	Les vallées glaciaires.....	35
2.1.2	Les drumlins rocheux.....	36
2.1.3	Les cirques glaciaires	37
2.2	Les mésoformes.....	37
2.3	Les microformes	39
2.4	Chronologie relative.....	40
LITHOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES		44
3.1	Les dépôts glaciaires (Tc, Tm).....	44
3.1.1	Description sédimentologique.....	46
3.2	Les dépôts fluvioglaciaires (Gx, Go et Gs)	51
3.2.1	Les sédiments de contact glaciaire (Gx)	51
3.2.1.1	Les eskers.....	53
3.2.1.2	Les terrasses de kames	56
3.2.3	Les sédiments d'épandage proglaciaire subaérien (Go).....	57
3.2.4	Les sédiments d'épandage subaquatique (Gs).....	59
3.3	Les dépôts glaciolacustres (LGA, LGb et LGd).....	60

3.3.1	Les sédiments fins d'eau profonde (LGa).....	60
3.3.2	Les sédiments pré littoraux et littoraux (LGb).....	64
3.3.3	Les sédiments deltaïques et prodeltaïques (LGd)	65
3.4	Les dépôts glaciomarins (MGa, MGb et MGd)	67
3.4.1	Les sédiments fins d'eau profonde (Mga).....	67
3.4.2	Les sédiments pré littoraux et littoraux (MGb).....	69
3.4.3	Les sédiments deltaïques et prodeltaïques (MGd)	71
3.5	Les dépôts alluviaux (Ax et Ap).....	73
3.6	Les dépôts organiques (O).....	74
LA DISPERSION GLACIAIRE DES DÉBRIS ANORTHOSITIQUES ET CARBONATÉS DANS LA RÉGION DU SAGUENAY-LAC-SAINT-JEAN		75
4.1	Objectifs	75
4.2	Localisation et description des lithologies sources	76
4.3	Méthodologie.....	79
4.4	Direction et chronologie des écoulements glaciaires régionaux	80
4.5	La dispersion des indicateurs lithologiques.....	83
4.5.1	Les anorthosites.....	83
	Les données brutes	83
	Le modèle IDW	85
	Les transects selon les directions d'écoulements glaciaires proposées	88
4.5.2	Les carbonates.....	94
4.5.2.1	Les graviers (4-16 mm).....	94
	Les données brutes	94
	Le modèle IDW	96

4.5.2.2	La fraction fine (< 0,063 mm)	99
	Les données brutes	99
	Le modèle IDW	101
	Les transects selon les directions d'écoulements glaciaires proposés	103
4.6	Discussion et conclusion	107
	Les anorthosites	108
	Les carbonates	108
	Les carbonates; dispersion versus la taille des débris	109
	Comparaison entre les patrons de dispersion des anorthosites et des carbonates	110
LA PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DES MONTS-VALIN (SLSJ)		112
5.1	La dernière glaciation	112
5.2	La déglaciation du sud du Québec	116
5.2.1	La déglaciation dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean	117
5.2.2	La déglaciation dans la région des Monts-Valin	123
5.2.2.1	Les phases du lac proglaciaire Valin	125
5.3	L'épisode de la Mer de Laflamme	132
5.4	La période post-glaciaire	133
CONCLUSION		134
ANNEXE A		137
ANNEXE B		138
ANNEXE C		141
BIBLIOGRAPHIE		151

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Localisation du territoire étudié pour l'analyse de la dispersion glaciaire régionale et du territoire où la cartographie des dépôts superficiels a été effectuée.....	4
Figure 1.2 Géologie du substrat rocheux. Modifiée de Ministère des Ressources naturelles (1999-2002), Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (2009-2010) et de Laurin et Sharma (1975).	7
Figure 1.3 Topographie régionale du SLSJ et du secteur cartographié.	12
Figure 1.4 Topographie du secteur ciblé par la cartographie des dépôts superficiels; feuillet 22D10-OUEST	13
Figure 1.5 Coupe topographique de la région des Monts-Valin (ex. verticale 5X). Modifié de Ministère de l'Environnement et de la Faune (1994).....	14
Figure 1.6 Répartition des sous-bassins versants du Lac Saint-Jean. Tiré de Daigneault et <i>al.</i> (2011).....	16
Figure 1.7 Répartition des sous-bassins versants de la rivière Saguenay. Tiré de Daigneault et <i>al.</i> (2011).....	17
Figure 1.8 Répartition des bassins versants de la région des Monts-Valin. Modifié de Ministère de l'Environnement et de la Faune (1994).....	19
Figure 1.9 Localisation des 614 échantillons répertoriés.....	32
Figure 2.1 Roches moutonnées orientée vers l'ESE dans la région du lac Morin.....	38
Figure 2.2 Diagramme d'orientation des microformes d'érosion.....	40
Figure 2.3 Rainures et stries glaciaires témoignant deux mouvements observés, situés dans la vallée de la rivière Saint-Louis, 4 km au nord du Gros ruisseau; le premier mouvement vers le S (180°) est recoupé par le deuxième vers le SSE (155°).	41
Figure 2.4 Localisation et orientation de l'ensemble des marques d'érosion glaciaire dans le secteur ciblé par la cartographie des dépôts superficiels.	43
Figure 3.1 Localisation des coupes stratigraphiques visitées dans le secteur ciblé par la cartographie des dépôts superficiels.....	45

Figure 3.2 Les unités lithostratigraphiques du secteur cartographié.....	47
Figure 3.3 Composition granulométrique de la matrice des tills.	48
Figure 3.4 Till de fond (NH27).	49
Figure 3.5 Till d’ablation (A) recouvrant le till de fond (B; NH26). Notez la densité supérieure des éléments grossiers dans le till d’ablation..	50
Figure 3.6 Blocs erratiques métriques affleurant à la surface dans la vallée de la rivière Saint-Louis (NH60).	50
Figure 3.7 Composition granulométrique de la matrice des sédiments fluvioglaciers (Gx, Go, Gs).	52
Figure 3.8 Coupe de la station NH19 montrant des sédiments de contact glaciaire (B) recouvert par des sédiments d’épandage proglaciaire subaérien (A). Vue rapprochée de l’unité de contact glaciaire où l’on note le peu de tri dans les sédiments.	52
Figure 3.9 Coupe de la station NH40 montrant des sédiments de contact glaciaire (Gx; B) recouvert par des sédiments littoraux (A).	54
Figure 3.10 Vue aérienne du train d’esker de 6,1 km de long situé au NE du feuillet (22D10-OUEST). Ministère des terres et forêts (Q70353-068).	55
Figure 3.11 Vue aérienne de la terrasse de kame parsemée de kettles situé au NO du feuillet (22D10-OUEST). Ministère des terres et forêts (Q70353-052).	56
Figure 3.12 Sédiments d’épandage proglaciaire subaérien près du ruisseau Bras de l’Enfer (NH41). Notez les nombreux blocs centimétriques subarrondis à arrondis à la surface.	58
Figure 3.13 Alternance de lits horizontaux et entrecroisés des sédiments d’épandage proglaciaire subaérien de la station NH55.	58
Figure 3.14 Sédiments d’épandage proglaciaire subaquatique (Gs; B) exposés sous des sédiments glaciolacustres fins d’eau profonde (LGa; A) déformés dans la vallée du ruisseau de la Raquette (NH59). Notez la présence de failles inverses dans les sables.	59
Figure 3.15 Composition granulométrique des sédiments glaciolacustres.	61
Figure 3.16 Coupe de la station NH59 dans la vallée du ruisseau de la Raquette, montrant des sédiments d’épandage proglaciaire subaquatique (C) recouvert par des	

sédiments glaciolacustres fins d'eau profonde (B) et des sédiments glaciolacustres deltaïques (A). Notez les déformations dans les sédiments glaciolacustres fins d'eau profonde.	62
Figure 3.17 Coupe de la station NH59 dans la vallée du ruisseau de la Raquette, montrant des sédiments glaciolacustres fins d'eau profonde qui se sont déposés sur une surface inclinée. Notez la présence de lentilles de graviers	62
Figure 3.18 Failles normales de la coupe de la station NH33 dans la vallée du ruisseau de la Raquette. Notez la conservation des couches stratifiées entre chaque compartiment qui suggère que le matériel devait être gelé.....	63
Figure 3.19 Coupe de la station NH33 dans la vallée du ruisseau de la Raquette, montrant une diminution de l'épaisseur des couplets du bas vers le haut ainsi que la présence de quelques cailloux de délestage.	63
Figure 3.20 Sédiments littoraux de la station NH25, près du lac Xavier.....	64
Figure 3.21 Sédiments deltaïques de la station NH53, situé à la jonction des rivières Valin et Bras des Canots. A) lits sommitaux; B) lits frontaux avec un pendage de 30° avec un écoulement vers le S (175°).....	66
Figure 3.22 Sédiments glaciomarins fins d'eau profonde de la station NH40, près de la Chute à François de la rivière Valin.....	68
Figure 3.23 Composition granulométrique des sédiments glaciomarins.	69
Figure 3.24 Sédiments littoraux et pré-littoraux de la station NH40, près de la Chute à François de la rivière Valin.	70
Figure 3.25 Sédiments deltaïques de la station NH15, situé à 14 km au NE de Chicoutimi, dans la municipalité de Saint-Honoré.	72
Figure 3.26 Sédiments alluviaux de la station NH50, situé à 8 km à l'E de Saint-David-de-Falardeau.....	74
Figure 4.1 Localisation des lithologies sources utilisées pour l'analyse de la dispersion glaciaire. Modifiée de Ministère des Ressources naturelles (1999-2002), Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (2009-2010) et de Laurin et Sharma (1975).....	77
Figure 4.2 Les grandes lignes de l'écoulement glaciaire dans la région du SLSJ. Chronologie relative tiré de Leduc (2016).	82

Figure 4.3 Pourcentage (%) des débris anorthositiques (4-16 mm) contenus dans les tills du SLSJ.	84
Figure 4.4 Dispersion glaciaire modelisée des débris anorthositiques (4-16 mm) contenus dans les tills du SLSJ... ..	87
Figure 4.5 Dispersion des débris anorthositiques (4-16 mm) selon un axe NE-SO. La flèche grise correspond à la direction de l'écoulement glaciaire.	89
Figure 4.6 Dispersion des débris anorthositiques (4-16 mm) selon un axe ONO-ESE. La flèche grise correspond à la direction de l'écoulement glaciaire.	91
Figure 4.7 Dispersion des débris anorthositiques (4-16 mm) selon un axe NO-SE. La flèche grise correspond à la direction de l'écoulement glaciaire	93
Figure 4.8 Dispersion des débris carbonatés (4-16 mm) contenus dans les tills du SLSJ.	95
Figure 4.9 Dispersion glaciaire modelisée des débris carbonatés (4-16 mm) contenus dans les tills du SLSJ	97
Figure 4.10 Dispersion des débris carbonatés contenus dans la matrice fine (< 0,063 mm) des tills du SLSJ	100
Figure 4.11 Dispersion glaciaire modelisée des débris carbonatés contenus dans la matrice fine (< 0,063 mm) des tills du SLSJ.....	102
Figure 4.12 Dispersion des débris carbonatés contenus dans la matrice fine (< 0,063 mm) des tills selon un axe N-S. La flèche grise correspond à la direction de l'écoulement glaciaire.	104
Figure 4.13 Dispersion des débris carbonatés contenus dans la matrice fine (< 0,063 mm) des tills selon un axe NO-SE. La flèche grise correspond à la direction de l'écoulement glaciaire	106
Figure 5.1 Synthèse des principaux écoulements glaciaires du secteur étudié de la région des Monts-Valin, SLSJ. 1) Écoulement vers le SO (englaciation); 2) écoulement vers le SSE et le SE (pléniglaciaire) et 3) écoulement vers l'ESE (déglaciation).....	115
Figure 5.2 Les positions de la marge glaciaire suggérées par Tremblay (1971a), Dyke et al. (2003) ainsi que les compilations des datations ¹⁴ C effectuées sur divers matériaux de la région du SLSJ. Tiré de Leduc (2016).	121

Figure 5.3 Schéma de la déglaciation du SLSJ de Leduc (2016) présentant la répartition des séquences fluvioglaciaires et des sédiments glaciolacustres avec les positions intermédiaires du front glaciaire proposées par cet auteur.	122
Figure 5.4 Répartition des sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres ainsi que les positions de la marge glaciaire proposées par Tremblay (1971a), Dyke et <i>al.</i> (2003) et Leduc (2016).	124
Figure 5.5 Phases 1 et 2 du lac proglaciaire Valin.	129
Figure 5.6 Phases 3 et 4 du lac proglaciaire Valin.	130
Figure 5.7 Phases 5 et 6 du lac proglaciaire Valin.	131

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 Unités géologiques au SLSJ selon Laurin et Sharma (1975).....	6
Tableau 4.1 Comparaison des traînées de dispersion des lithologies sources.....	111

LISTE DES ABBRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES

ABBREVIATIONS

AMCG	Anorthosite-mangérite-charnockite-granite
BNDT	Base nationale de données topographique
BP	<i>Before present</i>
GPS	<i>Global positioning system</i>
HCL	Acide chlorhydrique
IDW	<i>Inverse distance weighted</i>
MDDEP	Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs
MEF	Ministère de l'Environnement et de la Faune
MNA	Modèle numérique d'altitude
MRC	Municipalité régionale de comté
PACES	Programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines
OBV	Organisme de bassins versants
RNC	Ressources Naturelles Canada
SIG	Système d'information géographique
SLSJ	Saguenay-Lac-Saint-Jean
SNRC	Système national de référence cartographique

SIGLES ET SYMBOLES

cal.	Calendaire
mm	Millimètre
cm	Centimètre
m	Mètre
km	Kilomètre
g	Gramme
l	Litre
Ka	Millier d'années
Ma	Million d'années
µm	Micron
%	Pourcentage
°	Degré
<	Plus petit

±	Plus ou moins
^{14}C	Carbone 14
CaCO_2	Carbonate de calcium
CO_2	Dyoxide de carbone
N	Nord
S	Sud
E	Est
O	Ouest

RÉSUMÉ

Réalisé dans le cadre du Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines (PACES) dans la région municipalisée du Saguenay-Lac-Saint-Jean (SLSJ), ce projet de recherche avait comme but premier d'établir une nouvelle cartographie à l'échelle du 1 : 50 000 de la région du lac Jalobert (22D10-OUEST) et par le fait même, d'y présenter une reconstitution des événements paléogéographiques associés au dernier cycle glaciaire du secteur étudié des Monts-Valin. Ensuite, à partir des données issues des travaux de terrain du PACES, nous avons cherché à préciser les aires de dispersion des débris anorthositiques et carbonatés, à quantifier en partie l'importance du transport glaciaire ainsi qu'à déterminer les trajectoires d'écoulement glaciaire de la région du SLSJ.

Les grandes variations dans l'orientation des marques d'érosion glaciaire démontrent que le mouvement glaciaire était influencé par la topographie. La compilation de l'orientation des drumlins rocheux, des roches moutonnées et des stries, indiquent qu'il y a eu trois mouvements glaciaires qui se sont succédés : d'abord un écoulement ancien orienté vers le SO qui pourrait tirer son origine de la région des Monts-Valin et serait associé à la phase d'englaciation, ensuite un mouvement dominant vers le SSE et le SE qui seraient associés à la phase majeure de la glaciation, et finalement un écoulement vers l'ESE qui serait associé à la déglaciation de la région suite à un contrôle topographique au moment où la glace s'est amincie.

Les résultats du transport glaciaire des débris anorthositiques supportent cette chronologie des écoulements glaciaires : les données indiquent l'existence d'un train de dispersion orienté vers le SO dont les débris auraient été remobilisés par un écoulement en direction de l'ESE. Les analyses pétrographiques et géochimiques des débris anorthositiques et carbonatés ont aussi confirmé que le mouvement vers le SE est responsable de l'essentiel du transport de ces débris rocheux : les données permettent de définir des trains de dispersion glaciaire des débris anorthositiques allant jusqu'à 100 km en aval de la lithologie source et des trains de dispersion des débris carbonatés jusqu'à un maximum de 80 km pour les débris contenus dans la fraction fine (< 0,063 mm) et de 50 km pour les débris plus grossiers (4-16 mm).

Le secteur cartographié des Monts-Valin est principalement couvert par des dépôts glaciaires (Tc, Tm) qui représentent 77,4% de la superficie cartographiée. On distingue ce type de dépôt selon l'épaisseur mesurée : le till en couverture continue (Tc ; 26%) dont l'épaisseur est supérieure à 1 mètre et le till en couverture discontinue (Tm ; 51,4%) dont l'épaisseur est inférieure à 1 mètre. La région est également couverte par des sédiments fluvioglaciaires (Gx, Go), glaciolacustres (LGa, LGd) et glaciomarins (MGa, MGd). Parmi les dépôts fluvioglaciaires (4,2% de

la surface cartographiée), on distingue des dépôts juxtaglaciaires (Gx ; 1,2%) que l'on retrouve sous la forme d'esker et de terrasse de kames et des dépôts d'épandage proglaciaires subaériens (Go; 3%). Omniprésents à l'intérieur des principales vallées dans les hautes terres, les dépôts associés au lac proglaciaire Valin observé occupent 5,5% de la zone cartographiée. Parmi ces dépôts, nous avons des sédiments glaciolacustres fins (LGa ; 0,1%) et des sédiments glaciolacustres deltaïques (LGd ; 5,4%). Finalement, dans la dépression structurale du SLSJ, on trouve des dépôts associés à la Mer de Laflamme; ils occupent près de 3,2% de la superficie cartographiée. Ces dépôts, sont principalement des sédiments glaciomarins fins (Mga ; 0,2%) et des sédiments glaciomarins deltaïques (MGd ; 3%).

La déglaciation s'est amorcée au cours de la période de 10,25 à 10 ka ¹⁴C BP (12 – 11,4 ka cal) par une fusion sur l'ensemble de la surface de l'inlandsis dans les hauts sommets des Monts-Valin alors que la glace était encore présente dans la dépression structurale du SLSJ (Tremblay, 1971a; Lasalle et Tremblay, 1978; Dionne et Occhietti, 1996; Leduc, 2016). L'amincissement de la glace a eu pour effet d'augmenter le contrôle topographique sur le mode de déglaciation ainsi que la formation du lac proglaciaire Valin qui inonda la majeure partie des vallées du ruisseau de la Raquette et des rivières Saint-Louis, Valin et Petit-Bras. La présence de sédiments glaciolacustres, tels que des rythmites (LGa) et des sédiments deltaïques (LGd), témoignent des différentes phases de l'évolution du lac proglaciaire Valin : ces phases sont associées à l'ouverture d'exutoires successifs où les plans d'eau glaciolacustres se sont déversés les uns dans les autres à mesure que la langue glaciaire se retirait vers les basses terres du SLSJ. Marquée par l'abaissement progressif du niveau de l'eau, quelques terrasses ont été façonnées à différents niveaux, soit à 310 mètres, à 290 mètres et à 250 mètres. Elles témoignent de phases de stabilisation dans l'abaissement des eaux glaciolacustres à l'intérieur de la vallée de la rivière Valin. La présence de ces niveaux de terrasses seulement sur le versant nord de la vallée de la rivière Valin indique que la marge glaciaire était encore présente sur le versant sud de la vallée pendant que les eaux glaciolacustres progressaient à l'intérieur de celle-ci. Le drainage final a eu lieu lorsque la marge s'est retirée du piedmont des Monts-Valin par l'entremise de la rivière Petit-Bras avant d'aboutir dans les eaux de la Mer de Laflamme. Vers 10 ka ¹⁴C BP (11,4 ka cal.), les eaux de fontes circulant au contact du glacier étaient dirigées vers le SE : une vaste plaine d'épandage proglaciaire parsemée de kettles fut érigée. Cette plaine d'épandage se termine sous forme de delta glaciomarin à une altitude estimée par Leduc (2016) entre 170 et 175 mètres d'altitude.

MOTS-CLÉS : paléogéographie, géomorphologie, Saguenay-Lac-Saint-Jean, Monts-Valin, lac proglaciaire Valin, Mer de Laflamme, cartographie des formations superficielles, dispersion glaciaire, anorthosite, carbonates.

INTRODUCTION

Le Quaternaire est caractérisé par d'importantes oscillations climatiques qui ont conduit à une alternance de périodes glaciaires et interglaciaires au Pléistocène, tant sur le continent nord-américain qu'europpéen (Dyke, 2004). La progression de l'Inlandsis laurentidien qui a recouvert le Québec lors de la dernière glaciation, au Wisconsinien, est responsable de divers processus d'érosion, de transport et de sédimentation qui ont contribué au façonnement du paysage actuel et à la mise en place d'importantes quantités de sédiments. Pour connaître la ressource en eau souterraine sur un territoire donné, la connaissance et la compréhension de l'architecture des dépôts en surface et en profondeur est essentielle pour évaluer les zones à potentiel aquifère, les zones qui peuvent influencer sur la qualité des aquifères et les zones favorables à l'écoulement des eaux souterraines puisque ceux-ci dépendent directement des propriétés physiques de ces dépôts. Même si plusieurs cartes géologiques des formations superficielles existent déjà et sont disponibles, il a été jugé nécessaire d'en faire une mise à jour puisque les connaissances sur la géologie du Quaternaire ont beaucoup évoluées. Effectuées dans des buts différents, à des époques différentes, les cartes plus anciennes de Tremblay (1965), Dionne (1972), Lasalle et Tremblay (1978) et de Paradis *et al* (1998) pourraient être soit erronées, soit incomplètes et manquent souvent de détails (RNC, 2008). La chronologie des événements quaternaires y est donc aussi limitée. D'autre part, le gouvernement a mis sur pied le Programme d'acquisition des connaissances des eaux souterraines (PACES) dans le but de dresser un portrait de la ressource en eau souterraine des territoires municipalisés du Québec méridional (MDDEP, 2002). Plusieurs régions ont été ciblées par ce programme depuis 2009, dont le Saguenay-Lac-Saint-Jean dans lequel s'insère ce projet de recherche.

Deux objectifs sont visés par ce mémoire : à l'échelle régionale, présenter une étude de la dispersion glaciaire au SLSJ, tandis qu'à l'échelle locale, l'objectif est de présenter une reconstitution des événements paléogéographiques associés à la dernière glaciation dans la région des Monts-Valin. Plus spécifiquement, nous discuterons de l'influence du massif des Monts-Valin sur l'écoulement glaciaire et de l'évolution du lac proglaciaire de la vallée de la rivière Valin.

Ce mémoire est divisé en cinq chapitres. Le premier chapitre présente un portrait général du territoire à l'étude. La localisation, la géologie du substrat rocheux, la topographie, l'hydrographie, les travaux antérieurs et la méthodologie y sont décrits.

Le deuxième chapitre traite des différentes formes d'érosion glaciaire. Les portraits détaillés des macroformes, des mésoformes et des microformes d'érosion recensées dans le secteur d'étude sont présentés. À partir de ces formes d'érosion, une interprétation des caractéristiques de l'écoulement glaciaire de la région des Monts-Valin est proposée.

Le troisième chapitre présente l'ensemble des caractéristiques des unités lithostratigraphiques observées dans la zone cartographiée. Leur position stratigraphique, leur distribution, leur forme, leurs caractéristiques sédimentologiques et les résultats des analyses granulométriques des différentes unités y sont décrits.

Le quatrième chapitre présente une étude de dispersion glaciaire régionale à partir de la composition lithologique et géochimique du till afin de caractériser le transport glaciaire. Ces nouvelles données sont mises en corrélation avec les formes d'érosion glaciaire déduite de Leduc (2016) afin de mieux définir le patron d'écoulement régional de la glace.

Le cinquième chapitre traite de la paléogéographie quaternaire des Monts-Valin. Une reconstitution des principaux événements liés à l'englaciation et la déglaciation du secteur est proposée.

CHAPITRE I

TERRITOIRES À L'ÉTUDE, TRAVAUX ANTÉRIEURS ET MÉTHODOLOGIE

1.1 Localisation

Les travaux de ce mémoire touchent deux territoires de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean (SLSJ). Pour l'analyse de la dispersion glaciaire, la zone étudiée correspond à la partie sud du territoire municipalisé du SLSJ entre les latitudes 48° 00' 00" et 49° 15' 00" N et les longitudes 73° 00' 00" et 70° 00' 00" O (figure 1.1). Ce territoire couvre une superficie totale de 18 700 km² et touche 19 feuillets topographiques du Système national de référence cartographique (SNRC) à l'échelle du 1 : 50 000 : 22D01, 22D02, 22D05, 22D06, 22D07, 22D08, 22D10, 22D11, 22D12, 22D13, 22D14, 32A01, 32A08, 32A09, 32A10, 32A15, 32A16, 32H01 et 32H02. Situé à une dizaine de km au nord-est de l'arrondissement de Chicoutimi, le territoire faisant l'objet d'une cartographie des dépôts superficiels (22D10-OUEST) couvre une superficie de 550 km² et est localisé dans la MRC du Fjord du Saguenay entre les latitudes 48° 30' 00" et 48° 45' 00" N et les longitudes 71° 00' 00" et 70° 45' 00" O. Les principales municipalités de ce secteur sont Saint-Honoré au sud-ouest, Saint-Fulgence au sud et Saint-David-de-Falardeau à l'ouest. Le reste de cette région fait partie des territoires non organisés et comprend le Parc national des Monts-Valin.

Le réseau routier permet un accès à l'ensemble du territoire par l'intermédiaire de routes principales dont la route 169 pour le Lac-Saint-Jean ainsi que les routes 170 et 172 pour le Saguenay, de routes secondaires et de chemins forestiers. Pour le territoire cartographié, on y accède via la route principale 172 qui relie Chicoutimi à Tadoussac selon un axe est-ouest, où il est possible d'emprunter des chemins forestiers qui traverse la région du sud au nord.

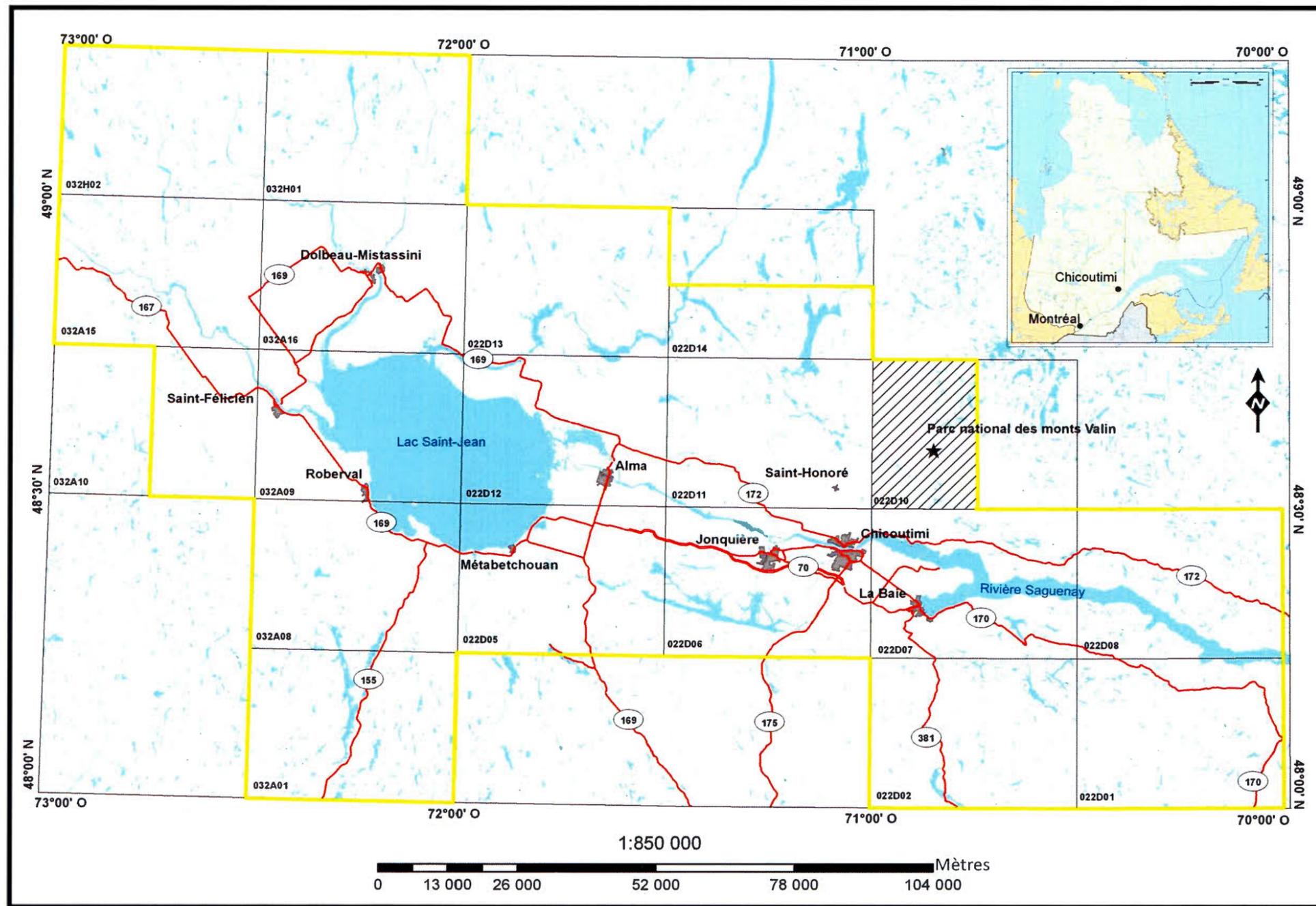


Figure 1.1 Localisation du territoire étudié pour l'analyse de la dispersion glaciaire régionale (encadré jaune) et du territoire où la cartographie des formations superficielles a été effectuée (zone hachurée).

1.2 Géologie du substrat rocheux

Le socle rocheux de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean est constitué de deux groupes de roches, formé principalement de roches précambriennes faisant partie de la Province géologique de Grenville du Bouclier canadien. On y retrouve localement, dans les basses terres du SLSJ, des roches sédimentaires ordoviciennes.

L'ensemble de la région du SLSJ est situé à l'intérieur de la ceinture allochtone polycyclique qui est l'une des trois entités lithotectoniques de la Province de Grenville (Rivers *et al.*, 1989). Cette région a donc connu plusieurs épisodes majeurs de métamorphisme, de cristallisation et de plissements avant l'orogénèse grenvillienne. Régionalement, des failles normales d'orientation ONO-ESE délimite le Graben du Saguenay (Clibbon et Bergeron, 1962).

1.2.1 Les roches précambriennes

L'assise géologique du SLSJ est composée, de la plus ancienne à la plus récente, de roches du complexe gneissique, de roches métasédimentaires, de roches plutoniques et de dykes (tableau 1.1).

1.2.1.1 Le complexe gneissique

Le complexe gneissique comprend essentiellement des gneiss riches en biotites, des gneiss riches en hornblendes et amphibolites, des gneiss charnockitiques et des gneiss granitiques (Laurin et Sharma, 1975). Ce complexe occupe une grande superficie à l'ouest du lac Saint-Jean (figure 1.2).

1.2.1.2 Les roches métasédimentaires

Les roches métasédimentaires comprennent le complexe gneissique du Saguenay ainsi que le complexe gneissique du Cap à l'Est (Hébert et Lacoste, 1998a). Le complexe gneissique du Saguenay comprend un assemblage de roches plutoniques

Tableau 1.1 Unités géologiques au SLSJ selon Laurin et Sharma (1975)

Quaternaire <i>Quaternary</i>	Dépôts fluviaux <i>Fluvial deposits</i> Dépôts marins <i>Marine deposits</i> Dépôts glaciaires <i>Glacial deposits</i>	Sable, gravier et argile <i>Sand, gravel and clay</i> Sable, silt et argile <i>Sand, silt and clay</i> Moraine, blocs, sable <i>Moraine, boulders, sand</i>
Paléozoïque <i>Paleozoic</i>	Roches sédimentaires <i>Sedimentary rocks</i>	Calcaires et schistes argileux <i>Limestones and shales</i>
Protérozoïque <i>Proterozoic</i>	Dykes <i>Dikes</i>	Diabase, granite-pegmatite, carbonatite <i>Diabase, granite-pegmatite, carbonatite</i>
	Roches plutoniques <i>Plutonic rocks</i>	Granite accompagné d'un peu de pegmatite/ <i>Granite with some pegmatite</i> Syénite/Syenite Monzonite/Monzonite Diorite/Diorite Mangérite, jotunite, syénite à hypersthène, charnockite/Mangérite, jotunite, hyper- sthène syénite, charnockite Gabbro, norite, gabbro mafique, trocto- lite, amphibolite et métagabbro/Gabbro, norite, mafic gabbro, troctolite, amphib- olite and metagabbro Gabbro anorthositique/ <i>Anorthositic gabbro</i> Anorthosites gabbroïque et noritique/ <i>Gab- broic and noritic anorthosites</i> Anorthosite/ <i>Anorthosite</i>
	Roches méta- sédimentaires <i>Metasedimentary rocks</i>	Quartzites - paragneiss mixtes <i>Quartzites, mixed paragneisses</i> Marbre, roche calco-silicatée <i>Marble, calc-silicate rock</i> Amphibolite/ <i>Amphibolite</i>
Archéen <i>Archean</i> (?)	Complexe gneissique <i>Gneiss complex</i>	Gneiss riches en hornblende et amphibolites; gneiss riches en biotite; gneiss gris à quartz, plagioclase, biotite et/ou hornblende; gneiss granitiques; gneiss charnockitiques Hornblende-rich gneisses and amphibolites; biotite-rich gneisses; quartz-plagioclase- biotite and/or hornblende gneisses; char- nockitic gneisses

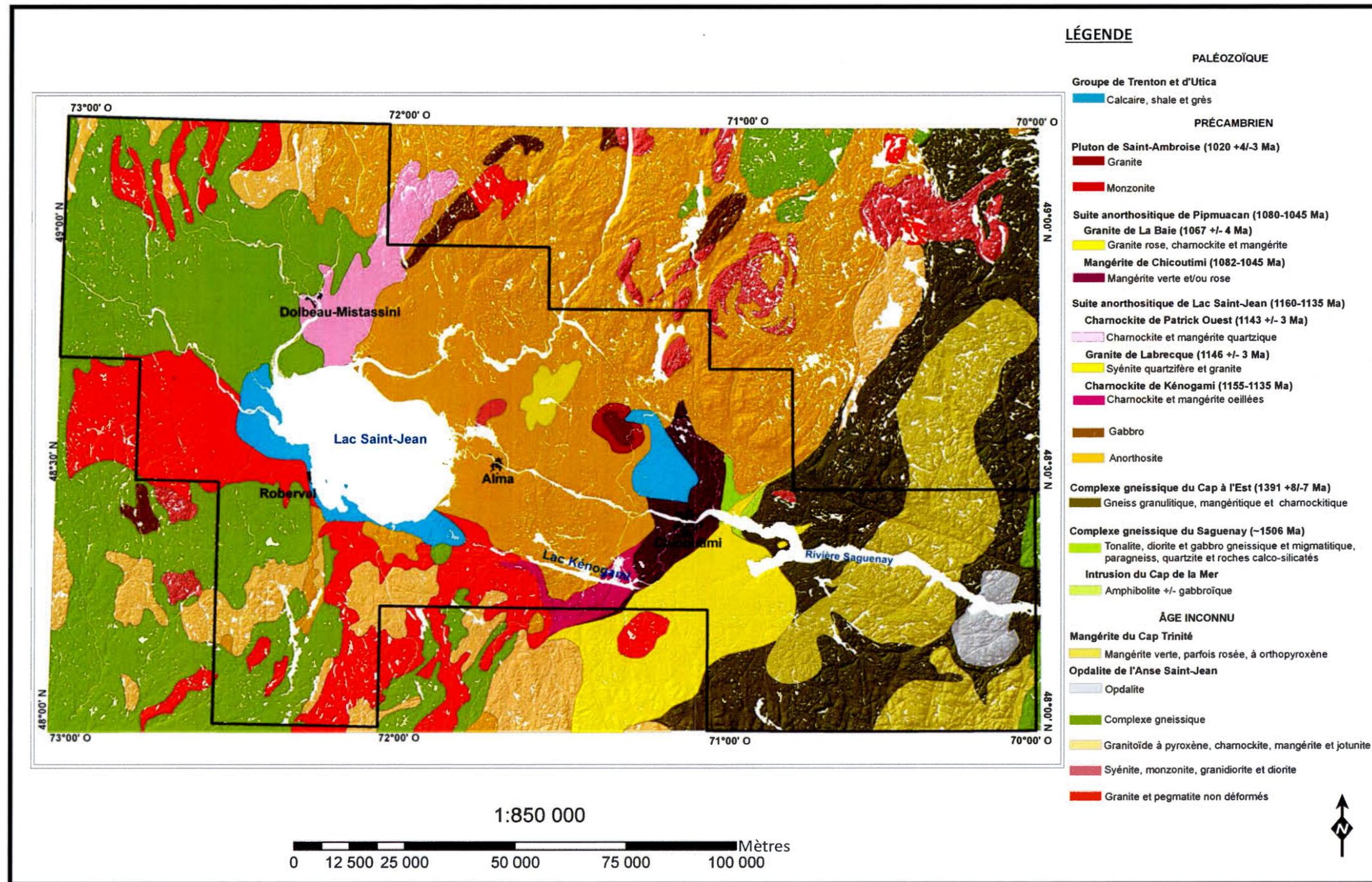


Figure 1.2. Géologie du substrat rocheux. Modifiée de Ministère des Ressources naturelles (1999 à 2002), Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (2009-2010) et Laurin et Sharma (1975).

(tonalite, diorite et gabbro gneissique et migmatique) qui se sont mises en place à travers une séquence de roches supracrustales migmatisées composée de paragneiss à grenat, quartzites, amphibolites et roches calcosilicatées (Hébert et Lacoste, 1998b). Ce complexe se situe au nord de Chicoutimi, à la limite sud de la suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (figure 1.2).

Le complexe gneissique du Cap à l'Est est composé de roches granulitiques, mangéritiques et charnockitiques. Généralement déformés, ces gneiss contiennent des zones plus ou moins migmatitiques (Hébert et Lacoste, 1998a). Ces roches sont présentes à l'est de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (figure 1.2).

1.2.1.3 Les roches plutoniques

Les roches plutoniques occupent la plus grande partie de l'ensemble de la région étudiée. On les retrouve principalement entre Chicoutimi et la partie est et nord-est du Lac Saint-Jean. Les intrusions plutoniques sont caractérisées par la suite d'anorthosite-mangérite-charnockite-granite (AMCG). D'après Higgins et van Breemen (1996), on peut subdiviser, selon leur âge, les intrusions de la suite AMCG en trois ensembles, soit du plus ancien au plus récent : la suite anorthositique de Lac-Saint-Jean, la suite anorthositique de Saint-Urbain qui est représentée par la suite anorthositique de Pipmuacan (Laurin et Sharma, 1975; Hébert et Lacoste, 1998a, b) dans la région d'étude ainsi que l'Anorthosite de Labrieville (Owens *et al.*, 1992 : in Higgins et van Breemen, 1996) et du Pluton de Saint-Ambroise. Seul le Pluton de Saint-Ambroise figure dans la région étudiée.

La suite anorthositique de Lac-Saint-Jean se divise en deux faciès, soit un faciès dominé par la Charnockite de Kénogami, le Granite de Labrecque et la Charnockite de Patrick Ouest, et un faciès dominé par l'anorthosite et le gabbro (Hébert et Lacoste, 1998a, b). La Charnockite de Kénogami et la Charnockite de Patrick Ouest sont composées de charnockites et de mangérites. On les observe uniquement dans la région du lac Kénogami et au nord du Lac Saint-Jean. Quant au Granite de

Labrecque, il contient de la syénite quartzifère ainsi que du granite et se situe au nord-est du lac Saint-Jean (figure 1.2). Le massif d'anorthosite du Lac-Saint-Jean constitue la plus grande masse d'anorthosite connue au monde : sa superficie couvre plus de 20 000 km² (Hébert et Lacoste, 1998a). L'anorthosite est massive, de grain grossier à très grossier, et de couleur allant du gris foncé au gris bleu, au pourpre et au noir (Laurin et Sharma, 1975). De façon générale, l'anorthosite contient plus de 90 % de plagioclase. Cette grande unité se trouve principalement au nord, au nord-est et à l'est du lac Saint-Jean. Quelques petits massifs individuels au sud du lac Saint-Jean sont également présents. Quant au gabbro, il devient dioritique en sa bordure et on l'observe au nord du lac Saint-Jean (Laurin et Sharma, 1975; figure 1.2).

La suite anorthositique de Pipmuacan comprend la Mangérite de Chicoutimi et le Granite de La Baie. La Mangérite de Chicoutimi est en contact de faille avec les roches du Complexe gneissique du Saguenay à l'est, et au nord, avec la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (Hébert et Lacoste, 1998a). Composée de mangérite verte et/ou rose, elle se trouve souvent altérée par de l'hématite (Hébert et Lacoste, 1998b). Le Granite de La Baie se divise en deux faciès : un granite rose et une suite charnockite-mangérite massive à ocellée. Il se situe principalement au sud et à l'est de Chicoutimi (figure 1.2).

Le Pluton de Saint-Ambroise est une intrusion de forme circulaire qui fait environ 10 km de diamètre. Le centre du pluton est composé de monzonite tandis que le pourtour de l'intrusion est composé de granite (Laurin et Sharma, 1975). Le pluton se situe au nord-ouest de Chicoutimi (figure 1.2).

1.2.1.4 Dykes

Postérieurs à l'orogénèse grenvillienne, les dykes sont représentés par des masses irrégulières de granite et de pegmatite non déformé au sud, à l'ouest et au nord-ouest du Lac Saint-Jean. Des dykes de carbonatite sont également présents dans la région de Kénogami, Chicoutimi et Saint-Honoré (Laurin et Sharma, 1975; figure 1.2).

1.2.2 Les roches sédimentaires ordoviciennes

Témoignant de la transgression marine, les roches paléozoïques de l'Ordovicien sont les plus jeunes de la région. On y retrouve majoritairement des calcaires gris fortement fossilifères du Groupe de Trenton et des schistes ardoisiers noirs du Groupe d'Utica qui reposent en discordance sur les roches précambriennes à l'ouest et au sud du Lac Saint-Jean ainsi que dans la région de Saint-Honoré, au nord de Chicoutimi (figure 1.2). Quelques petits affleurements de calcaire se trouvent aussi à proximité de La Baie et à l'ouest d'Alma. Au contact entre les roches précambriennes et ordoviciennes, on retrouve un horizon de calcaire impur et gréseux ainsi que des grès feldspathiques (Laurin et Sharma, 1975).

1.2.3 Le transport glaciaire

Aux fins de l'étude du transport glaciaire à partir de la dispersion de traceurs lithologiques dans le till, deux lithologies ont été retenues : les roches sédimentaires ordoviciennes et les anorthosites. Ces lithologies constituent de bons traceurs pour des études de dispersion glaciaire au SLSJ étant donné leur nature lithologique contrastée et leur origine bien établie. De plus, la présence de calcaires peut facilement être décelée en raison de leur forte réaction au contact de l'acide chlorhydrique (HCl).

1.3 Topographie

La région du Saguenay-Lac-Saint-Jean fait partie des hautes terres laurentiennes (Bostock, 1972). Cette région physiographique s'élève au-dessus des basses terres du Saguenay par des ruptures de pente marquées lesquelles correspondent aux limites du graben du Saguenay. Caractérisée par un relief de collines ondulantes aux sommets aplanis par l'érosion, l'altitude de ces hautes terres au SLSJ varie entre 240 et 600 m, mais peut atteindre plus de 1000 m à certains endroits (Tremblay, 1971). Le point culminant se situe à 980 m d'altitude et correspond au pic Dubuc dans le Parc

national des Monts-Valin (figure 1.3). De nombreuses vallées étroites, rectilignes et fortement encaissées sectionnent ces hautes terres selon diverses orientations.

La majeure partie du territoire occupe une dépression orientée ONO-ESE à l'intérieur des hautes terres laurentiennes qui s'étend sur 150 km de longueur par 50 km de largeur. Cette dépression, dont l'altitude varie entre 120 et 200 m au-dessus du niveau de la mer, présente une morphologie relativement plane (Tremblay, 1971c). Une succession de collines, soit le seuil de Kénogami, atteignant des altitudes de 180 à 210 m sépare la dépression selon un axe nord-sud en deux unités distinctes; les basses terres du Saguenay à l'est et les basses terres du Lac-Saint-Jean, à l'ouest. Une seconde surélévation transversale plus limitée et plus locale se situe à l'ouest d'Alma dans les basses terres du Lac-Saint-Jean. Plus à l'est de la région, le relief est dominé par le fjord du Saguenay qui s'étend de Tadoussac à La Baie des Ha!Ha!. Long de 103 km, le fjord atteint une profondeur maximale de 270 m avec une largeur allant jusqu'à 3 km (Locat et Levesque, 2009). Les parois du fjord atteignent une hauteur moyenne de 150 m (Daigneault *et al.*, 2011; figure 1.3).

La région cartographiée présente deux ensembles physiographiques distinctes : les hautes terres et les basses terres lesquels sont séparés par l'escarpement des Monts-Valin (figure 1.4). Dans les hautes terres, l'altitude est généralement comprise entre 600 et 980 m où l'on peut y distinguer deux sous-régions, soit les hauts sommets et le plateau intermédiaire (figures 1.4 et 1.5). Les hauts sommets culminent entre 800 et 980 m d'altitude et se caractérisent par un relief très accidenté contenant plusieurs escarpements et affleurements rocheux. Plusieurs sommets se situent à plus de 900 m d'altitude, dont le pic Dubuc qui est le point culminant du SLSJ situé à 980 m (Ministère de l'Environnement et de la Faune (MEF), 1994). Les altitudes s'abaissent ensuite vers le nord passant des hauts sommets au plateau intermédiaire où les altitudes varient entre 600 et 830 m. Une surface parsemée de collines arrondis aux versants abrupts, dont les sommets atteignent des altitudes allant de 800 à 830 m, isolées par des vallons et de larges dépressions où les fonds se situent à 600 m

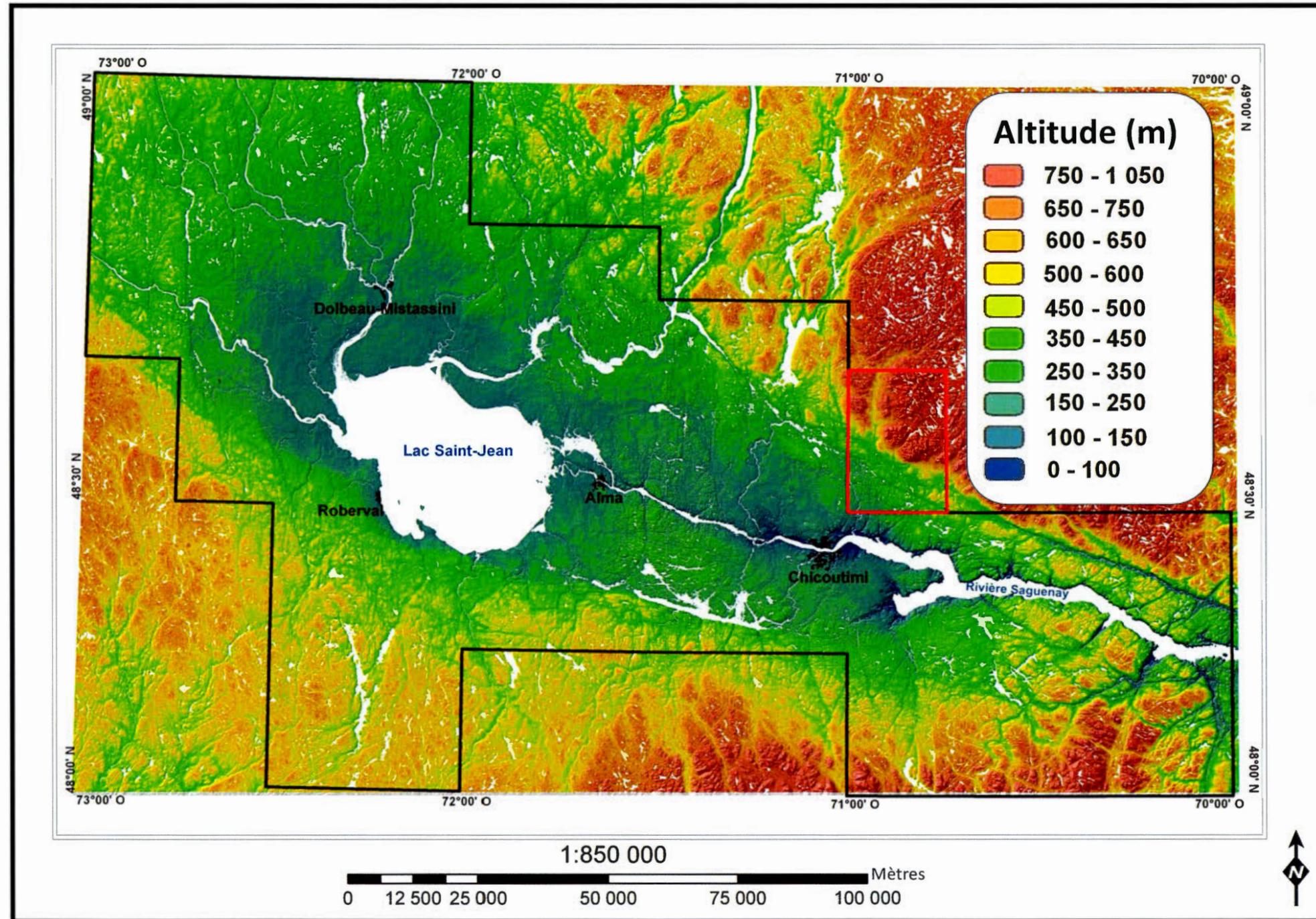


Figure 1.3. Topographie régionale du SLSJ (encadré noir) et du secteur cartographié (encadré rouge).

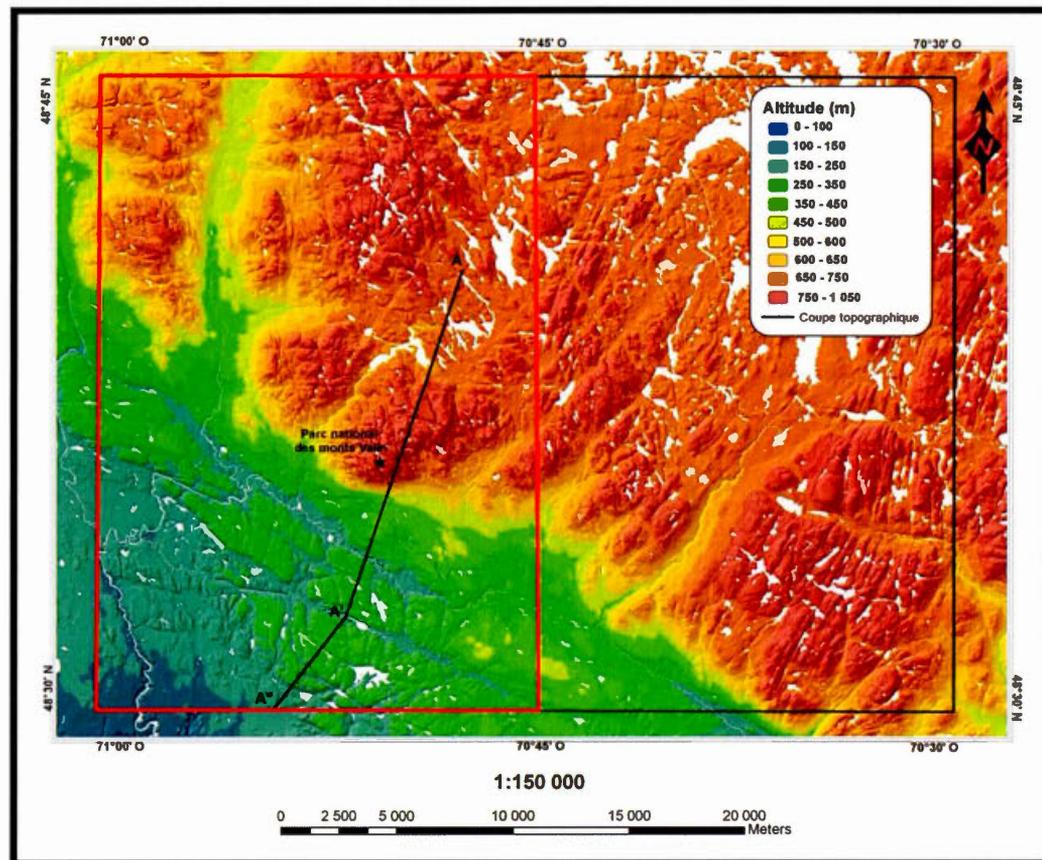


Figure 1.4. Topographie du secteur ciblé pour la cartographie des dépôts de surface; feuillet SNRC 22D10 partie ouest (encadré rouge).

COUPE TOPOGRAPHIQUE DE LA RÉGION DES MONTS-VALIN

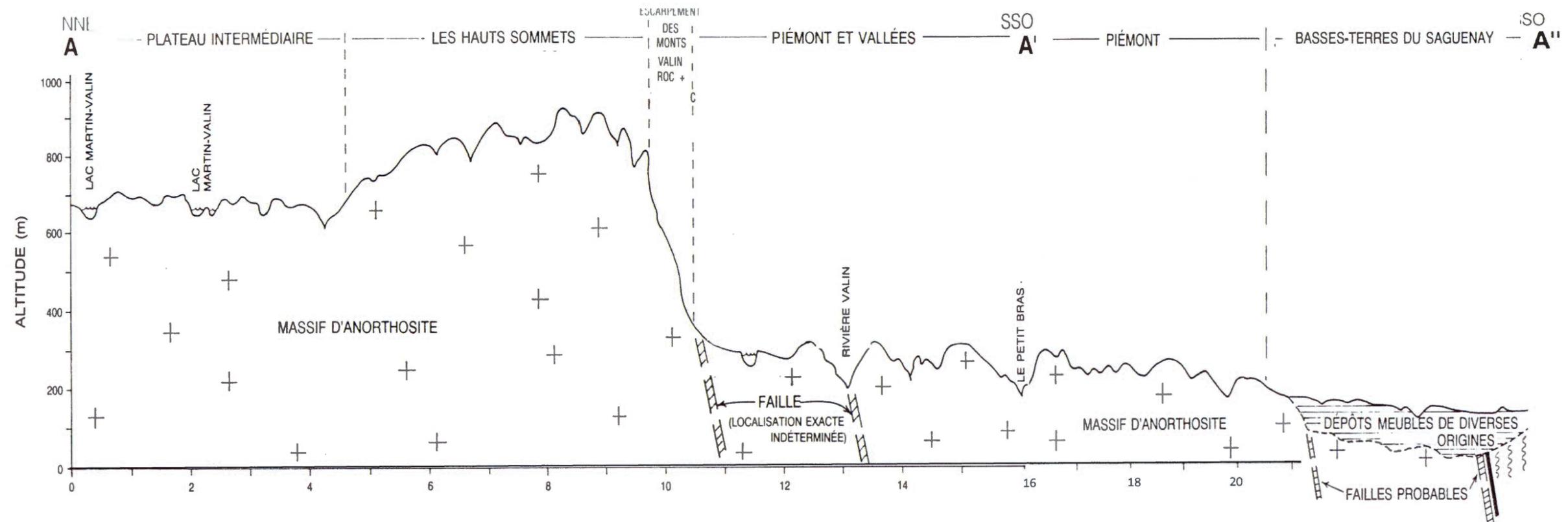


Figure 1.5. Coupe topographique de la région des Monts-Valin. Exagération verticale : 5X. Modifiée de : Ministère de l'Environnement et de la Faune (1994).

d'altitudes, caractérise le plateau intermédiaire. De larges vallées à fond plat, notamment celle de la rivière Valin orientée ONO-ESE et de la rivière Saint-Louis orientée N-S, montre un profil typique en U des vallées glaciaires. L'escarpement des Monts-Valin correspond à la limite sud des hauts sommets et surplombe le piémont du massif et les basses terres du Saguenay; sa hauteur est d'environ 500 m (MEF, 1994). Orienté ONO-ESE, l'escarpement constitue la bordure nord du graben du Saguenay. Le piémont forme la transition entre les basses terres du SLSJ et le massif du mont Valin et correspond à une série de collines arrondies et d'abrupts rocheux allongés dans un axe ONO-ESE qui sont isolés les uns des autres par des vallons, dont les altitudes varient de 200 à 450 m. Finalement, les basses terres du SLSJ présente une surface plane avec des altitudes variant de 120 à 200 m au-dessus du niveau de la mer (Tremblay, 1971c; figures 1.4 et 1.5).

1.4 Hydrographie

Le territoire municipalisé du SLSJ se situe à l'intérieur de deux bassins versants : celui du lac Saint-Jean à l'ouest et celui du Saguenay à l'est (figures 1.6 et 1.7). L'ensemble des deux bassins versants couvre une superficie de 88 060 km² et constitue le deuxième plus important sous-bassin versant du fleuve Saint-Laurent (Michaud, 1977).

Le bassin versant du lac Saint-Jean, avec une superficie de 72 534 km², comporte plusieurs sous-bassins versants (Organisme de bassin versant (OBV) Lac-Saint-Jean, 2012; figure 1.6). Les principaux, d'ouest en est, concernent ceux de la rivière Ashuapmushuan (266 km de longueur, bassin versant de 15 984 km²), Mistassini (250 km de longueur, bassin versant de 21 107 km²) et Péribonka (465 km de longueur, bassin versant de 27 551 km²) qui se drainent vers le sud pour se jeter dans la partie nord et nord-ouest du lac Saint-Jean (OBV Lac-Saint-Jean, 2012). Plus au sud, le sous-bassin de la rivière Métabetchouane est le plus vaste, avec une superficie

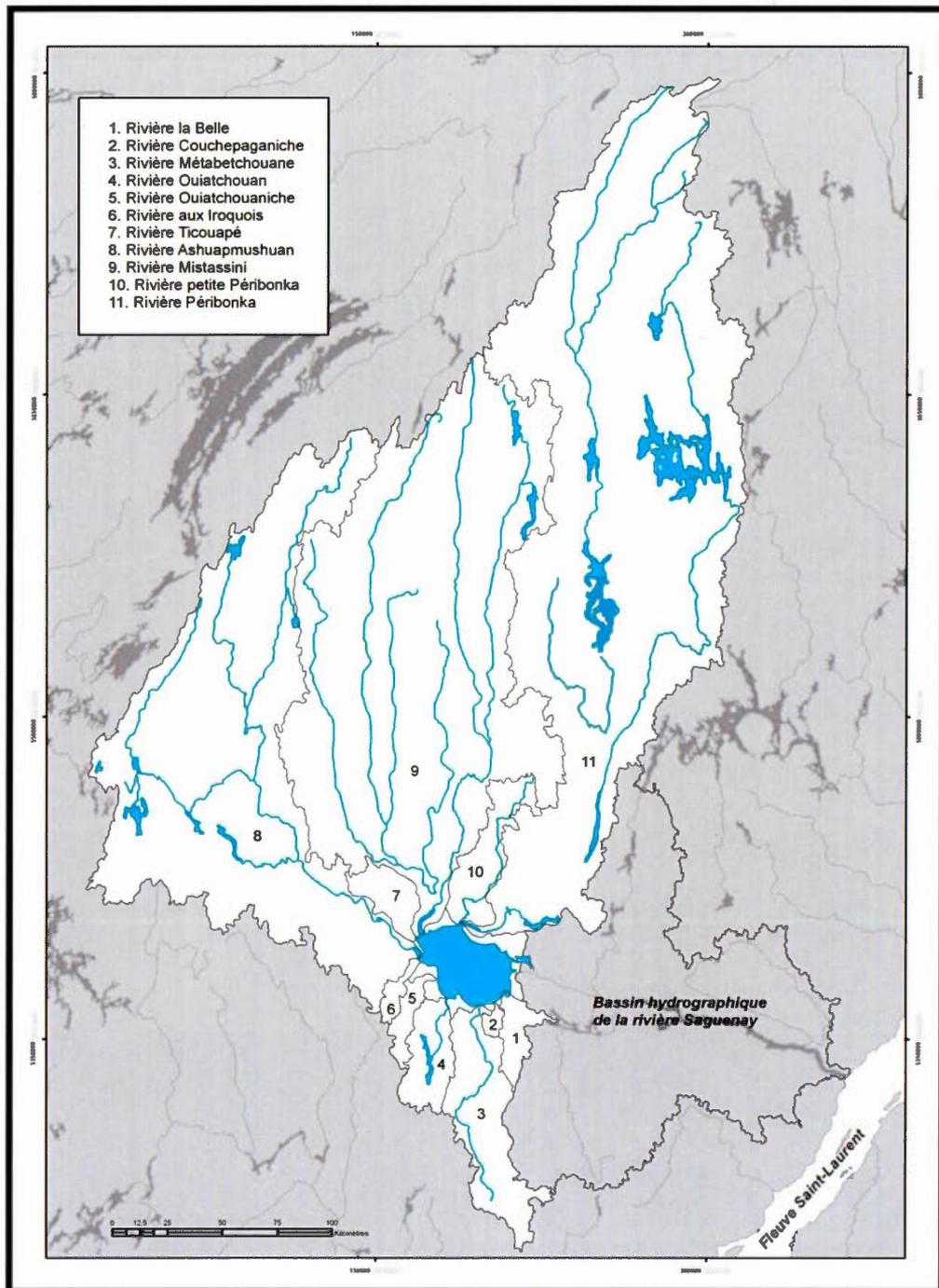


Figure 1.6. Répartition des sous-bassins versants du lac Saint-Jean. Tirée de Daigneault et *al.* (2011).

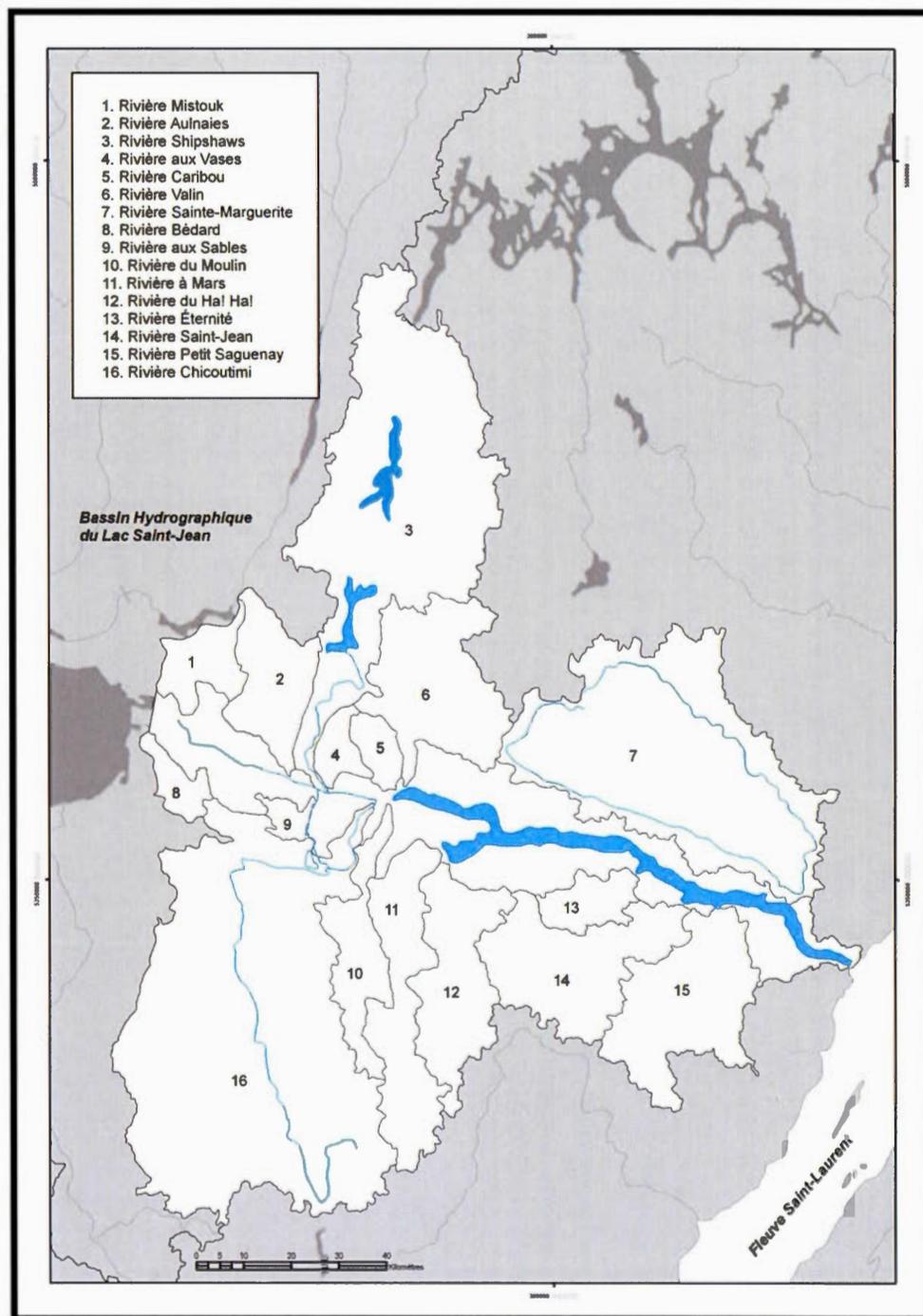


Figure 1.7. Répartition des sous-bassins versants du Saguenay. Tirée de Daigneault et al. (2011).

de 2 328 km²; il s'écoule vers le nord sur 128 km pour se jeter dans la partie sud du lac Saint-Jean (OBV Lac-Saint-Jean, 2012). Quant au lac Saint-Jean, le niveau des eaux a été surélevé de 5,3 m suite au projet de la construction du barrage de l'Isle-Maligne en 1926, transformant le lac en réservoir (Tremblay, 1971b). Caractérisé par une faible profondeur; soit 11 m en moyenne et 68 m dans son plus profond, il est le plan d'eau le plus important de la zone d'étude avec une superficie de 1 041 km² (OBV Lac-Saint-Jean, 2012). Les eaux du lac se drainent par la Grande-Décharge et la Petite-Décharge, à l'est, avant de se jeter dans la rivière Saguenay.

Le bassin versant du Saguenay, avec une superficie de 15 526 km², est également constitué de plusieurs sous-bassins versants (OBV du Saguenay, 2014; figure 1.7). Au nord de la rivière Saguenay, les principaux bassins versants, d'ouest en est, sont ceux de la rivière Shipshaw (51 km de longueur, bassin versant de 2 270 km²), Valin (44 km de longueur, bassin versant de 760 km²) et Sainte-Marguerite (106 km de longueur, bassin versant de 2 100 km²) qui s'écoulent généralement vers le sud, sauf celles de la rivière Sainte-Marguerite qui se drainent vers l'est-sud-est, pour se déverser dans la rivière Saguenay (OBV du Saguenay, 2014). Au sud de la rivière Saguenay, les bassins versants les plus vastes sont, d'ouest en est, ceux de la rivière Chicoutimi (22 km de longueur, bassin versant de 3 471 km²), à Mars (94 km de longueur, bassin versant de 664 km²), du Ha! Ha! (57 km de longueur, bassin versant de 613 km²), Saint-Jean (39 km de longueur, bassin versant de 753 km²) et Petit Saguenay (57 km de longueur, bassin versant de 790 km²) qui se drainent vers le nord pour se déverser dans la rivière Saguenay qui s'étend sur 160 km et s'écoule vers l'est pour se déverser dans le fleuve Saint-Laurent (OBV du Saguenay, 2014).

Le secteur cartographié fait partie des bassins hydrographiques de la rivière Saguenay et du fleuve Saint-Laurent où l'on distingue deux principaux bassins versants : le bassin de la rivière Betsiamites qui couvre une très petite surface à l'extrémité nord-est de la zone cartographiée et le bassin de la rivière Valin qui draine la majeure partie des eaux du territoire des Monts-Valin vers la rivière Saguenay (figure 1.8).

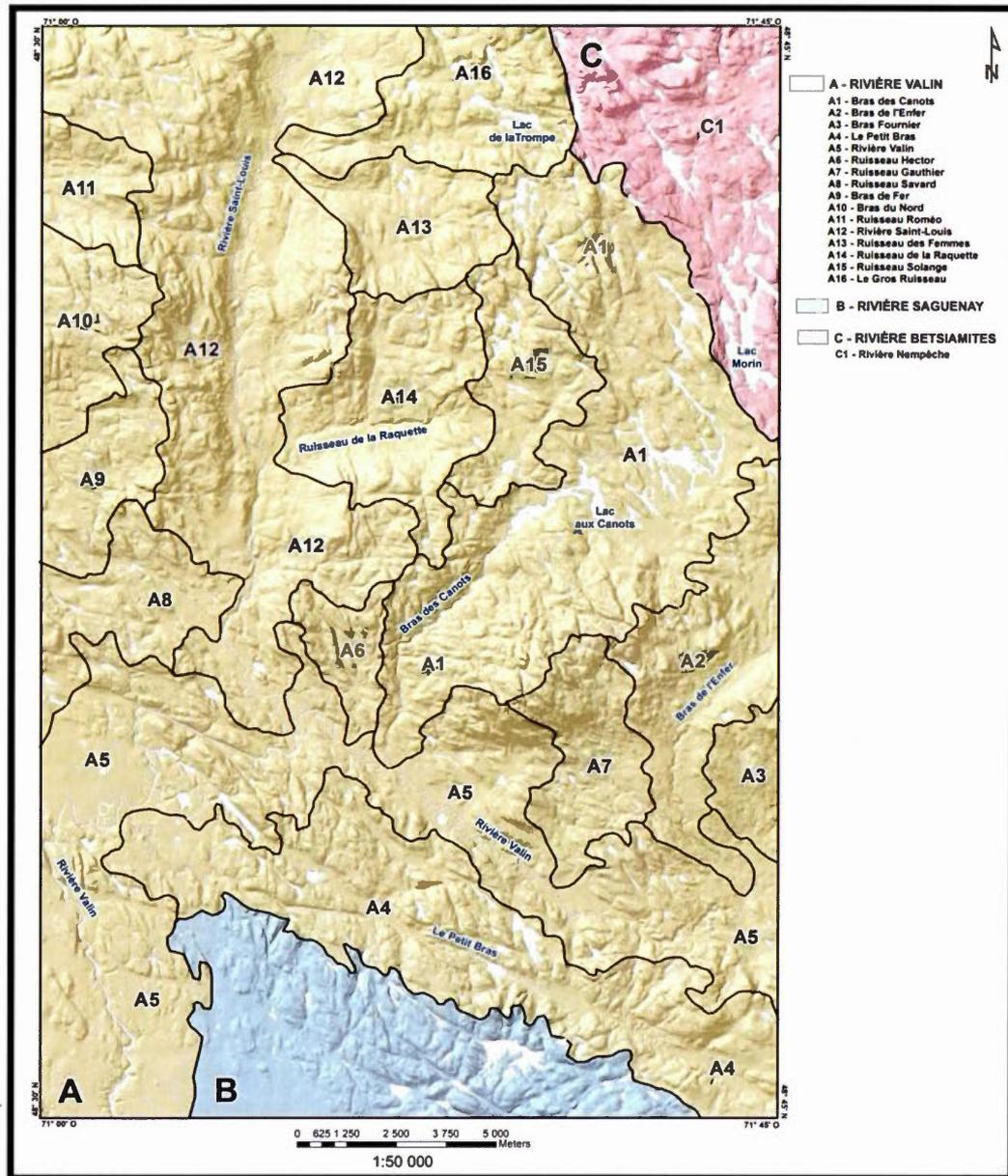


Figure 1.8. Répartition des bassins versants de la région des Monts-Valin. Modifié de : Ministère de l'Environnement et de la Faune (1994).

Sur le territoire à l'étude, le bassin de la rivière Betsiamites (444 km de longueur, bassin versant de 18 700 km²; OBV de la Haute-Côte-Nord, 2014) englobe les lacs Morin et Adrien-Gagnon ainsi que quelques cours d'eau qui s'écoulent d'abord en direction du nord, vers le réservoir Pipmuacan, pour ensuite bifurquer vers le sud-est et atteindre directement le fleuve Saint-Laurent (MEF, 1994). Le bassin de la rivière Valin comporte plusieurs sous-bassins dont les principaux sont ceux des rivières Saint-Louis et du Bras des Canots dans la partie ouest du territoire, celui de la rivière du Bras de l'Enfer à l'est du mont Valin, celui du ruisseau Le Petit Bras à l'extrémité sud et celui de la rivière Valin qui occupe la partie centrale du territoire (figure 1.8).

1.5 Travaux antérieurs

Cette section présente une synthèse des principaux travaux sur le Quaternaire de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean.

Les premières recherches géologiques débutent en 1828 avec l'expédition des Commissaires qui a pour but d'explorer le Saguenay (Baddeley *et al.*, 1829). Dans leur rapport, ils notent la présence d'assises paléozoïques dans la région du Lac-Saint-Jean et donnent une brève description des dépôts meubles. Ils rapportent également la présence de fossiles marins dans la région du Lac-Saint-Jean, près de la Petite-Décharge.

Richardson (1858; dans Tremblay, 1971b et Lasalle et Tremblay, 1978) confirme les observations de Baddeley *et al.* (1829) quant à la présence d'assises paléozoïques dans la région du Lac-Saint-Jean. Il signale la présence de coquilles marines dans les argiles le long de la Belle-Rivière et de la rivière à Mars. Il estime que ces coquilles se situent entre 60 et 90 m au-dessus du niveau de la mer et mentionne que les argiles sont recouvertes de sable et gravier et qu'elles sont sujettes à de grands éboulements.

Logan (1864), dans son ouvrage sur la géologie du Canada, présente une carte des dépôts meubles de l'Est du Canada. Dans les basses terres du Saguenay-Lac-Saint-

Jean, on y observe des argiles marines qui sont généralement recouvertes de dépôts sableux.

Laflamme (1882; dans Tremblay 1971c) découvre des coquillages d'eau salée à Saint-Gédéon et émet l'hypothèse qu'une mer intérieure a envahi les basses terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean.

Laflamme (1883; dans Tremblay, 1971 c) constate que le troisième niveau de terrasse est plus élevé sur le rivage sud-est du lac qu'en aucun autre point et suggère que le relèvement isostatique y a été plus important.

Laflamme (1886) observe des stries glaciaires et des roches moutonnées et suggère que la dernière glaciation a modelé le relief de la région du SLSJ. À plusieurs endroits, il découvre des coquilles marines dans des argiles et des vestiges d'anciens rivages à plus de 60 m au-dessus du niveau du lac Saint-Jean, qu'il associe à l'invasion marine post-glaciaire. Il suppose également qu'une masse de glace enclavée dans le lit du lac Kénogami mit plus de temps à fondre, obstruant le chenal du lac Kénogami à la Baie des Ha!Ha!, par lequel se déchargeaient autrefois les eaux du lac Saint-Jean.

Low (1893; dans Tremblay, 1971a) propose une direction générale de l'écoulement glaciaire vers le sud. Il signale également la présence d'erratiques de calcaire ordovicien sur les hautes terres au sud du lac Saint-Jean, soit à plus de 34 km au sud de la source la plus proche.

Chalmers (1905; dans Tremblay, 1971c) identifie un mouvement glaciaire vers le sud-est et propose que ce dernier ait été influencé par la vallée du Saguenay. Lors de son étude sur les dépôts meubles dans la région du Lac-Saint-Jean, il observe des niveaux de terrasses à 200 et 216 m d'altitude à l'ouest de Roberval. Chalmers ne trouve aucune coquille marine dans les argiles, et contrairement à Laflamme (1886), suggère que celles-ci sont lacustres.

Barlow, Gwillim et Faribault (1912) constatent de grandes variations dans les écoulements glaciaires entre la région du Lac Saint-Jean et celle du Lac Mistassini : dans la région du Lac Mistassini, l'auteur observe une direction constante vers le SO, tandis qu'un changement graduel se fait sentir vers le S et vers le SE à mesure qu'on se dirige vers le lac Saint-Jean. Ils observent également des terrasses d'argile marine et des sables fossilifères à 61 m au-dessus du niveau du lac Saint-Jean.

Dresser (1916; dans Tremblay, 1971c) signale la présence de collines d'origine fluvioglaciaire près de Saint-Jérôme et propose qu'il s'agit de kames. Comme Laflamme (1886), il émet l'hypothèse que la vallée du lac Kénogami correspondait à un déversoir préglaciaire du lac Saint-Jean. La présence d'eskers, à faible altitude, sur la rive méridionale du lac Saint-Jean, lui suggère que la mer bordait le front du glacier lors de son retrait.

Tolmachoff (1927) et Coleman (1927) découvrent des coquilles marines près de l'Isle Maligne et de la Grande-Décharge à 77 et 84 m au-dessus du niveau de la mer.

Blanchard (1933), dans sa description de la topographie et des formes du relief de la région du SLSJ, émet l'hypothèse que le lac Saint-Jean est le résultat d'un surcreusement glaciaire qui a créé un ombilic où se sont déposés des dépôts marins. Blanchard note trois niveaux de terrasses marines entre 105 et 180 m d'altitude et observe également la présence de dunes à la surface de certaines de ces terrasses.

Dresser et Denis (1946) émettent l'hypothèse que la région fut envahie par une calotte glaciaire qui s'écoulait vers le SSE, et qu'elle fut occupée par un glacier local vers la fin de la glaciation. Le façonnement de la vallée du Saguenay serait attribuable à ce glacier local qui s'écoulait parallèlement à cette dépression.

Osborne (1951) suggère qu'une calotte glaciaire résiduelle s'est développée sur le parc des Laurentides suite au retrait de la calotte glaciaire laurentienne. Il considère que la Moraine de Saint-Narcisse constitue une évidence d'une réavancée glaciaire de

cette calotte résiduelle suite à l'invasion de la mer de Champlain dans les basses terres du Saint-Laurent. L'auteur estime que la calotte glaciaire a été assez vaste pour empêcher l'invasion marine dans le bassin du Saguenay-Lac-Saint-Jean de sorte qu'il y aurait eu un décalage entre l'invasion marine dans les basses terres du SLSJ et celles du Saint-Laurent.

Laverdière et Mailloux (1955) effectuent un inventaire complet des découvertes de leurs prédécesseurs sur les gisements fossilifères au SLSJ. Ils établissent la limite marine à une altitude de 183 m et croient que la mer n'a jamais débordée sur les hautes terres environnantes. Enfin, ils suggèrent que l'apport en eau douce des rivières provenant de ces régions devait affecter la salinité des eaux.

Tremblay (1965) réalise une cartographie des formations superficielles de la région d'Hébertville et mesure des stries vers le SSE. Il affirme que les formes glaciaires de cette région ne sont pas dues à un retour de l'Inlandsis dans les basses terres de la région, ni à une avancée d'une calotte glaciaire sur le parc des Laurentides, mais au recul normal du glacier. Il mentionne que l'invasion marine dans ce secteur aurait atteint une altitude maximale de 168 m.

Dans la région du Lac-Saint-Jean, Lasalle (1965) indique que la submersion marine a suivi l'épisode de la Mer de Champlain dans les basses terres du Saint-Laurent, mais qu'elle est antérieure à l'invasion marine de la Mer de Tyrrell dans le sud-est de la Baie d'Hudson. La datation ^{14}C de coquilles prélevées à 130 m d'altitude fournit un âge minimum pour la transgression marine : l'activité marine a cessé il y a $8\,680 \pm 140$ ans ^{14}C BP (9,6 ka cal.).

Lasalle et Rondot (1967) examinent l'implication des datations de Lasalle (1965) sur l'histoire de la déglaciation du SLSJ. Les dates obtenues sur les coquilles marines au lac Saint-Jean varient entre $10\,250 \pm 350$ et $8\,630 \pm 80$ ans ^{14}C BP (12 – 9,6 ka cal.). Lasalle et Rondot discutent également de l'âge minimum possible quant à la

formation du système morainique de Saint-Narcisse en fonction de la plus vieille date obtenue sur les coquilles marines au lac Saint-Jean.

Tremblay (1968) effectue une étude sédimentologique détaillée sur les crêtes morainiques de Saint-François-de-Sales et affirme que ces crêtes se sont formées dans un réseau de crevasses basales à la marge du glacier.

Dionne (1968) fait la découverte de fossiles marins et lacustres dans la partie nord du lac Saint-Jean. La présence de ces fossiles marins lui permet de fixer à 180 m la limite minimale de la transgression marine de ce secteur.

Laverdière et Dionne (1969a) utilisent les mésoformes d'érosion glaciaire pour déterminer la direction de l'écoulement glaciaire à l'est du lac Saint-Jean. De Sainte-Monique à Hébertville, les roches moutonnées indiquent un écoulement du NO au SE, s'orientant de plus en plus vers l'E.

Laverdière et Dionne (1969b) compilent toutes les données concernant les faunes marines du SLSJ. La répartition de ces fossiles marins, leur abondance et leurs dimensions leur permettent de délimiter les aires de salinité des eaux de la Mer de Laflamme. Il en ressort que plus de la moitié étaient peu salées. L'absence ou la faible salinité dans le secteur nord du lac Saint-Jean s'explique par l'abondance des eaux de fusion du glacier en retrait.

Hardy (1970) réalise une cartographie des formations superficielles et étudie les modalités de la déglaciation et de l'invasion marine dans la vallée du Petit-Saguenay. Il étend ses recherches jusqu'au Saint-Laurent, de Saint-François-d'Assise à Saint-Siméon, où il portera une attention sur les lambeaux de la moraine frontale du lac au Plongeon identifiée par Rondot (1967). Hardy raccorde ces lambeaux aux bourrelets cartographiés au nord de Saint-Urbain, lesquelles sont considérés contemporaines au système morainique de Saint-Narcisse. Par la position des crêtes morainiques, il affirme que le retrait du glacier était ponctué de pauses et que le front glaciaire était

continu dans le paysage. Selon cet auteur, la dernière avancée glaciaire dans la vallée du Petit-Saguenay s'est faite vers le SSE et l'invasion marine sur la côte nord du Saint-Laurent, à Saint-Siméon, aurait commencé entre 10,5 et 11 ka ^{14}C BP (12,4 - 13 ka cal.). Celle-ci aurait talonné la marge glaciaire dans la partie nord de la région d'étude à une altitude maximale de 192 m et de 195 m dans la partie sud.

Brodeur (1970) suggère que les crêtes morainiques à Bilodeau et à Saint-François-de-Sales ont été mises en place dans des crevasses basales par le remplissage de till saturé d'eau, puis modifiées par une courte réavancée glaciaire.

Tremblay (1971a et b) s'intéresse à plusieurs aspects de la géologie quaternaire de la partie est de la région du Lac Saint-Jean et d'une partie du Haut-Saguenay. Dans les hautes terres, il indique que le glacier progressait vers le SSO et le S, tandis que dans les basses terres, plusieurs stries parallèles aux vallées de la rivière Saguenay et du lac Kénogami traduisent une progression du glacier vers l'ESE et le SE. Il note également un ancien mouvement : des stries orientées NE-SO sont recoupées par des stries NO-SE. Il suggère que la déglaciation s'est amorcée par une fusion sur l'ensemble de sa surface qui a amené sa disparition d'abord dans les hautes terres du bouclier au sud du lac Saint-Jean et dans la région des Monts-Valin, puis ensuite dans les basses-terres du SLSJ. Contrairement aux hautes terres où le retrait glaciaire s'est effectué du sud vers le nord, dans les basses terres, le front glaciaire se serait retiré d'est en ouest. Les datations au C^{14} indiquent que l'invasion marine qui s'est effectuée entre 10,2 à 8,5 ka ^{14}C BP (12 - 9,5 ka cal.). L'extension des sédiments deltaïques entre 167 et 182 m d'altitude indique que la mer s'y est attardée longtemps. La surface de la plaine deltaïque située à une altitude entre 192 et 198 m au nord du lac Saint-Jean implique que la transgression marine a atteint une altitude de 198 m.

Dionne (1972) a participé à la première initiative de cartographie des formations superficielles pour le Laboratoire de Recherches forestières du Québec. Au total, 24

feuilles SNRC (32H01, 32H02, 32A01, 32A07, 32A08, 32A09, 32A10, 32A15, 32A16, 22D01, 22D02, 22D03, 22D04, 22D05, 22D06, 22D07, 22D08, 22D10, 22D11, 22D12, 22D13 et 22D14) à l'échelle du 1 : 50000 ont été couverts. Les différentes unités lithostratigraphiques y sont sommairement décrites et généralement cartographiées sous forme de regroupement d'unités.

Dionne (1973) délimite les aires de dispersion glaciaire et fluvioglaciaire des cailloux provenant de lambeaux de roches ordoviciennes dans les basses terres du SLSJ. Deux principales aires de dispersion ont été localisées, l'une au sud-est de Chicoutimi dont les cailloux ont été déplacés sur de grandes distances avec 50 % d'erratiques ordoviens dans le till à 55 km de la source; 40 % à 70 km et 30 % à 80 km, et l'autre au sud du Lac-Saint-Jean où les distances parcourues sont inférieures avec 60 % d'ordoviens dans le fluvioglaciaire à 8 km de la source; 35 % à 25 km et 8 % à 33 km. Dans l'ensemble, les aires de dispersion suivent les directions de l'écoulement glaciaire.

Lasalle et Tremblay (1978) ont participé à la deuxième initiative de cartographie des formations superficielles par le Ministère des Ressources naturelles du Québec. Réalisée entre les années 1964 et 1973, cette campagne de cartographie couvre au total 8 feuilles SNRC (32A08 est, 32A09, 22D05, 22D06, 22D07 ouest, 22D11, 22D12, 22D13 et 22D14) à l'échelle du 1 : 50 000. Un rapport détaillé des dépôts meubles du SLSJ accompagne ces cartes. Un modèle hypothétique des positions du front glaciaire est proposé par les auteurs à partir des moraines terminales et des bandes de sédiments fluvioglaciaires. Cinq positions du front glaciaire sont proposées : la première se situe dans les hautes terres au sud du lac Bouchette, la seconde position se trouve au nord des crêtes morainiques de Saint-François-de-Sales, la terrasse de kame entre Laterrière et Bagotville correspond à la position trois, la position quatre est située près de l'extrémité ouest du lac Kénogami et la position cinq suit la rive sud du lac Saint-Jean.

Dionne (1994) dresse un inventaire des erratiques observés à l'embouchure du Saguenay et sur les rivages du fjord. Des erratiques de tillite, de dolomie à stromatolites et sans stromatolites provenant de la région des lacs Albanel, Mistassini, Waconichi et Chibougamau indiquent un déplacement de 400 à 500 km tandis que les erratiques de calcaire et d'anorthosite du SLSJ indiquent un déplacement de 115 à 160 km. Ces nouvelles données confirment l'hypothèse d'un écoulement du NO vers le SE dans l'axe du SLSJ avec un dôme et une ligne de partage des glaces situés au nord-ouest du lac Mistassini et permet d'agrandir l'aire connue de dispersion des carbonates ordoviciens au SLSJ (Dionne, 1973).

Dionne et Occhietti (1996) font le point concernant les connaissances sur le Quaternaire à l'embouchure du Saguenay : l'unité lithostratigraphique la plus ancienne consiste en des argiles brunes sous un diamicton calcaireux et est associée à une phase marine datée de $34\,510 \pm 380$ ans ^{14}C BP, soit lors de l'interstade du Wisconsinien moyen. À l'embouchure du Saguenay, des limons et des argiles prodeltaïques datés à plus de 11 ka ^{14}C BP (13 ka cal.) indiquent que la région était libre de glace de chaque côté de la langue glaciaire dans le fjord du Saguenay. Le delta d'épandage fluvioglaciaire perché de Tadoussac marque une phase de sédimentation en progression vers la mer. Ce complexe est attribué à l'épisode de la Moraine de Saint-Narcisse, vers 11-10,6 ka ^{14}C BP (13 – 12,5 ka cal.). La Mer de Goldthwait a envahi les dépressions libres de glace jusqu'à une altitude maximale de 150 m.

Paradis *et al.* (1998) cartographie les formations superficielles du secteur de la Baie des Ha! Ha! et de Saint-Fulgence (feuille SNRC 22D07 partie ouest) à l'échelle du 1 : 20 000. Cette carte présente un niveau de détail plus élevé que ceux de Dionne (1972) et de Lasalle et Tremblay (1978). Les différentes unités lithostratigraphiques sont plus précises et mieux définies. On y trouve également un inventaire des formes de terrain plus détaillé.

Duchesne (2001) présente une étude sédimentologique de dépôts graveleux dans une gravière à Laterrière. Les caractéristiques sédimentologiques indiquent que le site étudié fait partie d'une plaine d'épandage subaérienne mise en place à proximité du front glaciaire. Les nombreux kettles suggèrent que le front glaciaire était stagnant à la hauteur de Laterrière. La morphologie des cailloux et les nombreuses imbrications observées confirment la nature fluviale du milieu.

Veillette (2004) propose une séquence d'écoulements glaciaires basée sur la répartition d'erratiques distinctifs provenant des bassins sédimentaires du lac Mistassini et des monts Otish et des stries glaciaires répertoriées. Cette étude indique qu'il y a eu trois directions du mouvement glaciaire qui s'entrecroisent : un écoulement initial vers le NO, suivie par un écoulement majeur vers le SE et un écoulement en forme d'éventail vers le SO, le S et le SE lors de la dernière déglaciation. Dans la région du SLSJ, des grès et des dolomies ont été observés le long de la route entre le réservoir Manouane et Saint-Ludger-de-Milot, au nord du Lac Saint-Jean. La présence de fragments de dolomie à stromatolithe est signalée à plusieurs endroits dans les basses terres du Saguenay par Dionne (1994). Le transport d'erratiques du lac Mistassini au nord du Lac Saint-Jean et dans la région de Tadoussac démontre que l'écoulement majeur vers le SE était un agent efficace de transport glaciaire sur de longues distances. La présence d'erratiques du lac Mistassini à 150 km au NE de Tadoussac suggère qu'il y avait une langue glaciaire dans le fjord du Saguenay qui a amené les erratiques par un écoulement vers le SE d'abord, et ensuite par un écoulement vers l'E.

Mekhnache (2005) réalise une étude sédimentologique des dépôts graveleux dans des gravières situées à Métabetchouan, Hébertville et Larouche. Les dépôts de la gravière de Métabetchouan sont interprétés en tant que delta proglaciaire mis en place lors de la halte du glacier sur la rive sud du lac Saint-Jean et du début de la transgression marine. Les dépôts de la gravière d'Hébertville correspondent à une série de terrasses de kame. Une partie de la gravière suggère un épisode plus tardif de la mise en place

favorisant le développement d'une plaine d'épandage. Quant aux dépôts de la gravière de Larouche, la présence de nombreux blocs implique une position proximale par rapport au glacier. La partie sommitale de la gravière est associée au sable de Kénogami qui représente la partie terminale de la plaine d'épandage.

Daigneault et *al.* (2011) participe à la troisième initiative de cartographie des formations superficielles dans le cadre du Programme d'Acquisition des Connaissances sur les Eaux Souterraines (PACES) pour le Ministère des Ressources naturelles. Réalisé entre 2009 et 2011, le territoire cartographié couvre 19 feuillets SNRC (22D01, 22D02, 22D05, 22D06, 22D07, 22D08, 22D10 ouest, 22D11, 22D12, 22D13, 22D14 sud, 32A01, 32A08, 32A09, 32A10 est, 32A15, 32A16, 32H01 et 32H02) à l'échelle du 1 : 50 000. Suite aux travaux sur le terrain, trois phases d'écoulement glaciaire ont été reconnues dans les basses terres du SLSJ, de la plus ancienne à la plus récente : 1) OSO 2) SE et 3) SSE ou ESE. À l'ouest et au sud-ouest du lac-Saint-Jean, des sédiments fluvioglaciaires identifiés en tant que terrasse de kame s'étendent sur près de 40 km entre Saint-Thomas-Didyme et Saint-Félicien. À l'intérieur de la vallée orientée ONO-ESE près de Saint-David-de-Falardeau, une plaine d'épandage s'étend sur près de 30 km. Le long des rivières Ashuapmushuan, Mistassini, Péribonka et Shipshaw, une vaste étendue deltaïque établie la limite marine à une altitude de 212 m au nord-ouest de la région d'étude tandis qu'au sud-est, elle est établie à 168 m.

Leduc (2016) réalise une étude où il présente une compilation séquentielle des écoulements glaciaires du SLSJ. Constituée de quatre mouvements glaciaires : 1) NE-SO 2) N-S 3) NO-SE 4) ONO-ESE, les mouvements vers le SO et le S correspondraient à l'englaciation tandis que les mouvements vers le SE et l'ESE correspondraient à la déglaciation. Il présente également un portrait de l'évolution des lacs postglaciaires au sud du lac Saint-Jean développés entre 10,5 et 9,6 ka ¹⁴C BP (12,4 – 10,95 ka cal.) et démontre l'existence de plusieurs phases glaciolacustres coalescentes (370 m, 340 m, 320 m et 300 m) dans les bassins versants des rivières

Ouiatchouan, Ouiatchouaniche, Métabetchouan et Couchepaganiche. Finalement, il réalise une modélisation de l'épisode de la Mer de Laflamme où il indique une élévation maximale de 216 m au nord du lac Saint-Jean (Melançon), de 170 m au SE du lac Saint-Jean (Métabetchouan) et de 138 m à l'est du territoire (Petit-Saguenay). Cette modélisation lui permet de démontrer que les eaux marines ont pénétrées dans la vallée du lac Kénogami par le biais des rivières Chicoutimi et aux Sables et de confirmer l'hypothèse de Lasalle (1965) et de Tremblay (1965). Leduc suggère une déglaciation précoce de certaines vallées du SLSJ témoignant ainsi du caractère diachronique et évolutif de la Mer de Laflamme.

1.6 Méthodologie

Afin d'atteindre les objectifs visés par ce mémoire, la méthodologie suivante a été utilisée : une photo-interprétation préliminaire, une campagne de terrain, une photo-interprétation finale, une compilation et mise en carte à partir des systèmes d'informations géographiques (SIG) et des analyses en laboratoire.

1.6.1 La photo-interprétation préliminaire

La photo-interprétation préliminaire a été effectuée dans le but d'identifier les grands ensembles des dépôts quaternaires de la région ainsi que les principales formes d'origine glaciaire et postglaciaire. Cette étape a été réalisée à l'aide d'une analyse de photographies aériennes à l'échelle du 1 : 40 000 (année 1968, 1970 et 2007). Cette étape nous a permis de repérer des sites ainsi que des zones problématiques à vérifier lors de la campagne de terrain.

1.6.2 La campagne de terrain

Les travaux sur le terrain se sont échelonnés sur deux périodes, soit à l'été 2009 et à l'été 2010. Deux types de travaux sur le terrain ont été effectués : ceux pour l'échantillonnage de till et ceux pour la cartographie. Seul le feuillet SNRC 22D10

était sous notre charge quant à la cartographie géologique des formations superficielles.

Les différentes unités lithostratigraphiques ont été identifiées par des levés de terrain effectués le long des routes et dans les gravières accessibles en camion. Les unités sont décrites selon leur épaisseur, leur texture, leur structure, leur couleur, leur réaction au HCL, leur genèse et leur contexte dans le cadre stratigraphique régional. Les sites visités et tous les affleurements rocheux observés ont été localisés à l'aide d'un GPS. Au total, 614 échantillons des différentes unités lithostratigraphiques ont été prélevés et localisés sur l'ensemble du territoire étudié, dont 27 échantillons situés dans la région cartographiée (figure 1.9). Seuls les sédiments glaciaires ont été prélevés systématiquement pour l'étude de la dispersion glaciaire, soit 210 échantillons. Nous y reviendrons au chapitre IV. Plusieurs formes d'érosion ont été inventoriées sur les affleurements rocheux de la région.

1.6.3 La photo-interprétation finale

La photo-interprétation finale permet de réévaluer et de faire une compilation complète des unités lithologiques et formes géomorphologiques glaciaires et postglaciaires rencontrées sur le territoire à l'étude à partir de la photo-interprétation préliminaire et les données de terrain.

Pour cartographier nos différentes unités et formes géomorphologiques, la première étape a consisté à numériser les photographies aériennes, puis à les géoréférencer sur un fond de carte BNDT (Base nationale de donnée topographique; Système national de référence canadien) du Lac Jalobert (22D10) à l'aide du logiciel ArcGIS 9.3.1. Les informations géomorphologiques ont ensuite été représentées par numérisation de différentes couches de polygones, de polygones et de polypoints. Toujours à l'aide d'ArcGIS 9.3.1, un modèle numérique d'altitude (MNA) a aussi été intégré à la cartographie afin de nous permettre de bien visualiser le modelé topographique de la

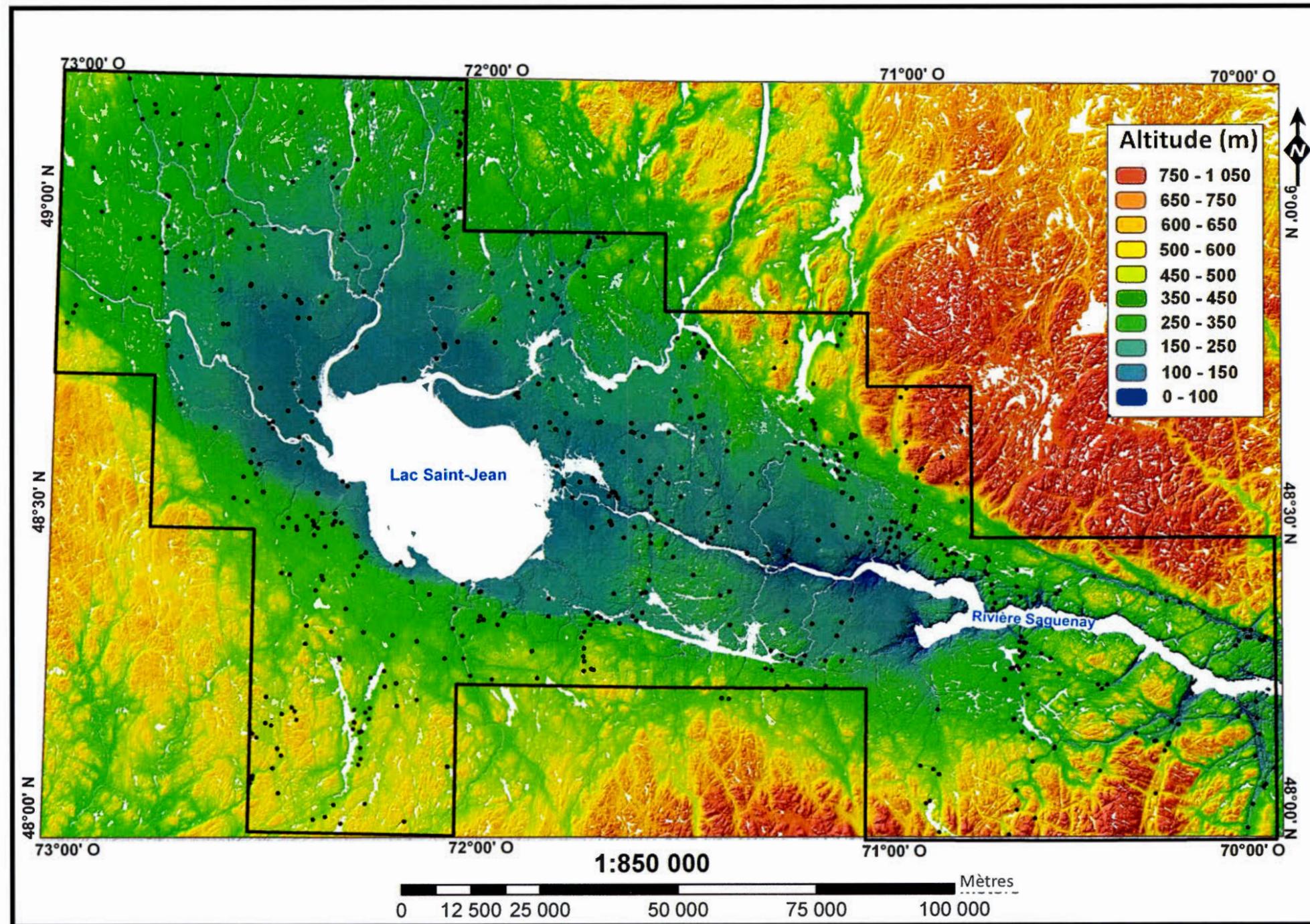


Figure 1.9. Répartition des 614 échantillons répertoriés.

région d'étude. Le produit qui en résulte est une cartographie à l'échelle du 1 : 50 000 de la « géologie des formations superficielles de la région du Lac Jalobert, Saguenay-Lac-Saint-Jean, Québec (22D10-OUEST) » qui est présentée à l'annexe A.

1.6.4 Les analyses en laboratoire

1.6.4.1 Analyses granulométriques

Au total, 27 échantillons ont été analysés afin de caractériser la distribution granulométrique de la matrice (< 2 mm) des différentes unités lithostratigraphiques. Deux méthodes ont été employées pour l'analyse des échantillons, soit le tamisage à sec pour la fraction grossière (0,063 mm à 2 mm) et la diffraction laser pour la fraction fine (< 0,063 mm).

La préparation de l'échantillon est la même, peu importe la méthode d'analyse utilisée. Les échantillons ont été séchés à l'air pour une période de 24 heures, puis ils ont été légèrement broyés au mortier afin de briser les agrégats présents dans le dépôt. À l'aide d'un tamis, nous avons tamisé chacun des échantillons afin de séparer les sédiments grossiers (> 2 mm) des sédiments fins (< 2 mm) de la matrice. Par la suite, nous avons prélevé 50 g de sédiments inférieurs à 2 mm. Pour assurer la dispersion des particules fines (<0,063 mm), un traitement au pyrophosphate de sodium (préparation de 44,6 g/l) a été effectué. Finalement, les échantillons ont été tamisés de façon à séparer la fraction inférieure à 0,063 mm. Les sédiments inférieurs à 0,063 mm ont été analysés par diffraction laser à l'aide d'un sédimentomètre à laser (Sédigraphe Fritsch GmbH) tandis que les sédiments entre 0,063 mm et 2 mm ont été envoyés dans une colonne de tamis (ouvertures : 2 mm, 1 mm, 500 µm, 250 µm, 125 µm et 63 µm). Les courbes de données issues par le sédimentomètre et celle produite suite au tamisage à sec ont été jumelées à l'aide du logiciel Analysette 22 32Bit (version 3.38) afin d'obtenir la courbe granulométrique de la matrice des échantillons traités.

1.6.4.2 Analyses géochimiques et lithologiques des tills

Ces analyses ont été effectuées dans le cadre des études de dispersion glaciaire que nous aborderons au cours du chapitre IV. Deux analyses ont été effectuées : des analyses de la teneur en carbonates de la fraction inférieure à 0,063 mm des tills et des comptages pétrographiques sur leur fraction grossière. L'analyse de la teneur en carbonates est celle de Dreimanis (1962) qui consiste à évaluer quantitativement le taux de calcite (CaCO_3) et de dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) contenu dans un échantillon. Selon cette méthode, 1,7 g de la fraction fine ($< 0,063$ mm) des échantillons de till est nécessaire pour effectuer les mesures. Le calcimètre est l'appareil qui permet de mesurer le volume de CO_2 dégagé par la dissolution du CaCO_3 en contact avec de l'acide chlorhydrique (HCl) 10 %. Pour déterminer le pourcentage en minéraux carbonatés des échantillons, les volumes totaux de CO_2 obtenus ont été comparés avec ceux mesurés pour des poids connus de calcite. Deux mesures sont effectuées : la première après 30 secondes (calcite) et la seconde après 10 minutes (dolomite).

Les comptages pétrographiques de la fraction grossière du till ont été effectués afin d'analyser leur pourcentage en débris provenant des anorthosites et des roches sédimentaires ordoviciennes. Les comptages ont été effectués sur la fraction granulométrique 4 à 16 mm sur 210 échantillons de till, il s'agit de calculer en pourcentage le nombre de granules d'anorthosite et de calcaire par rapport au nombre total de granules présents dans l'échantillon.

1.6.5 Modélisation de la dispersion glaciaire

La modélisation de la dispersion glaciaire a été réalisée à l'aide d'une méthode d'interpolation spatiale, soit l'*Inverse Distance Weighted* (IDW). Cette méthode permet d'évaluer, à partir de valeurs connues, le pourcentage de débris carbonatés et d'anorthosites contenus dans les tills dans des secteurs où l'on ne dispose pas de mesures (Arnaud et Emery, 2000). Nous y reviendrons plus en détail au chapitre IV.

CHAPITRE II

L'ÉROSION GLACIAIRE

Au cours de la dernière glaciation, l'Inlandsis laurentidien a laissé de nombreuses traces de son passage notamment sous forme de marques d'érosion sur le substrat rocheux. Les marques produites, de taille millimétrique à kilométrique, résultent d'une érosion à la fois linéaire et spatiale et sont des indicateurs de la présence et de la direction régionale et locale de l'écoulement glaciaire (Laverdière et Guimont, 1980). Au Saguenay-Lac-Saint-Jean, les marques d'érosion observées reflètent le rôle du contrôle topographique sur l'écoulement de la glace (Tremblay, 1971c). Dans la région cartographiée, une grande variété de formes d'érosion a été observée : vallée en U, cirques glaciaires, drumlins rocheux, roches moutonnées, sillons et stries glaciaires. Dans ce chapitre, on décrit ces formes et on présente une interprétation des phases d'écoulement glaciaire à partir de celles-ci.

2.1 Macroformes

Les macroformes d'érosion, dont les dimensions varient d'une centaine de mètres à plusieurs kilomètres, consistent en quelques vallées en U, en des cirques glaciaires et des drumlins rocheux.

2.1.1 Vallées glaciaires

Plusieurs travaux, notamment ceux de Laflamme (1886), Chalmers (1905), Blanchard (1935) et Dresser et Denis (1946), ont émis l'hypothèse que les basses terres du lac Saint-Jean et la vallée du Saguenay étaient le résultat d'un surcreusement glaciaire lors de la dernière glaciation. Cette hypothèse s'appuie sur leurs observations de marques d'érosion glaciaire orientées vers le SE, soit parallèlement à cette vallée.

Comblée par des dépôts marins et fluvioglaciaires, la vallée du Saguenay occupe une petite partie du sud-ouest du feuillet cartographié. Un peu plus au nord, d'autres vallées parallèles à la vallée du Saguenay pourraient également avoir été en partie façonnées par la glace. Du sud vers le nord, on retrouve la vallée de la rivière Le Petit Bras, la vallée du lac Balancine ainsi que la vallée de la rivière Valin qui se situe au piémont du massif du mont Valin. Bien que délimitées par des escarpements de failles orientés ONO-ESE, le fond de ces vallées est plat et uniforme et les marques d'érosion qui ont été observées à l'intérieur de celles-ci, appuient une direction de l'écoulement glaciaire vers le SE. Quant à la vallée orientée N-S de la rivière Saint-Louis, située à l'ouest du mont Victor-Tremblay, celle-ci présente également un fond plat aux parois escarpées, mais à différents niveaux d'altitudes. D'après Flint (1971), l'érosion glaciaire serait moins importante dans les vallées affluentes que dans les vallées principales, ce qui crée des vallées suspendues, comme celle de la rivière Saint-Louis. Les marques d'érosion qui ont été observées à l'intérieur de cette vallée appuient une direction de l'écoulement glaciaire vers le S, soit dans le même sens d'orientation de la vallée, ce qui implique un contrôle topographique sur l'écoulement du glacier. Comblées de sédiments fluvioglaciaires, glaciolacustres et alluviaux, ces vallées ont en moyenne entre 15 et 25 km de longueur par 0,5 à 1 km de largeur et présentent un profil typique d'une vallée glaciaire, soit un profil en U.

2.1.2 Drumlins rocheux

Quelques drumlins rocheux ont été recensés dans l'est du territoire cartographié entre le Lac Morin et le Lac aux Canots, près du Lac de la Trompe au nord et de part et d'autre de la vallée de la rivière Valin. Sculptés dans le substrat rocheux, les drumlins rocheux sont entièrement le produit de l'érosion glaciaire (Dionne, 1984). Leurs dimensions varient entre 750 et 1000 m de longueur et 250 à 500 m de largeur. Leur forme longitudinale suit l'écoulement de la glace : ils sont majoritairement orientés vers le NO-SE et quelques-uns, près de la vallée de la rivière Saint-Louis, sont orientés vers le SSE. Certains d'entre eux sont caractérisés par un profil

dissymétrique avec un versant amont glaciaire (NO) abrupt et un versant aval (SE) en pente douce. Les drumlins rocheux sont parfois recouverts d'une mince couche de dépôts glaciaires.

2.1.3 Cirques glaciaires

Des cirques glaciaires ont été localisés dans les hauts sommets du Parc national des Monts-Valin près du lac Gabriel et du lac Castor. Le climat rigoureux et les fortes accumulations de neiges dans cette région sont des facteurs favorables à la formation de ces cirques. Ceux répertoriés sont situés entre 800 et 920 m d'altitude et ont un diamètre moyen de 750 m. La présence de cirques glaciaires à ces altitudes correspondrait à l'ancienne limite des neiges éternelles (Bennett et Glasser, 2014). Surcreusés d'une centaine de mètres dans le roc par l'accumulation de neige et de glace, la partie amont de ces cirques présente des versants abrupts alors que la partie aval est ouverte dans le sens de l'écoulement de la glace. Les dimensions du plancher peuvent varier, ceux du lac Gabriel sont étroits tandis que celui du lac Castor est large et contient un petit lac dans le fond de la cuvette. Orientés vers le sud-est, ces dépressions semi-circulaires sont protégées du vent dominant par le massif du mont Valin. L'orientation de ces cirques est donc contrôlée par la direction des vents qui chasse la neige le long des versants exposés aux rafales et qui s'accumule au pied des parois à l'abri du vent. La morphologie et l'évolution du cirque peuvent aussi être influencées par l'orientation des faiblesses structurales et lithologiques (Bennett et Glasser, 2014). La succession de crêtes orientées NO-SE dans les hauts sommets peut donc avoir eu une influence dans l'orientation des cirques glaciaires de la région.

2.2 Mésoformes

Les mésoformes d'érosion glaciaire, dont les dimensions sont de quelques mètres, sont peu nombreuses dans la région cartographiée. Quelques roches moutonnées ont été observées sur l'ensemble du territoire. La plupart ont des dimensions allant de 4 à 10 m de longueur, 1 à 2 m de largeur et moins de 1 m de hauteur. Caractérisés par une

surface d'abrasion à l'amont glaciaire et une surface de débitage à l'aval, les roches moutonnées permettent de définir la direction du mouvement glaciaire. Dans la région cartographiée, l'orientation de la surface de débitage indique un sens d'écoulement vers l'ESE, le SE et le SSE (figure 2.1). Dans la plupart des cas, la surface d'abrasion est très altérée, mais on y observe tout de même des sillons, des rainures et des stries.

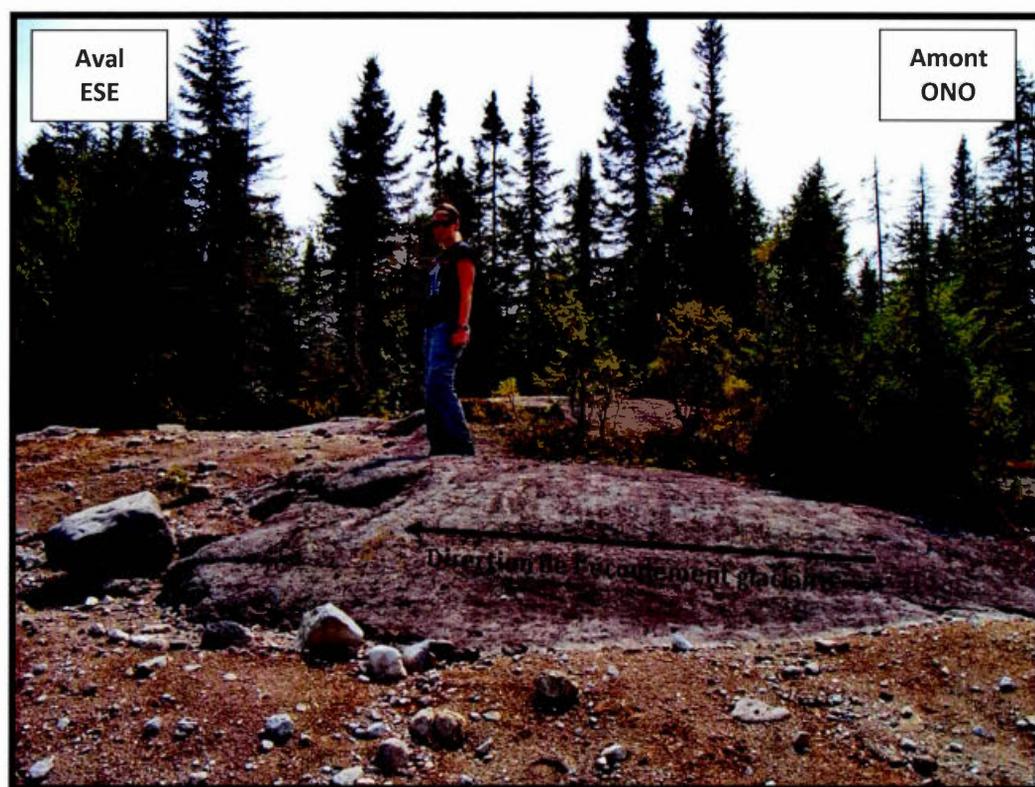


Figure 2.1. Roche moutonnée orientée vers l'ESE (102°) dans la région du lac Morin.

2.3 Microformes

Au total, 23 sites présentant des microformes d'érosion, de dimensions millimétriques à centimétriques, ont été répertoriés. Observées principalement dans la partie sud du territoire, ces microformes d'érosion consistent en des sillons de 3 à 5 cm de largeur allant jusqu'à 1 mètre de longueur, des rainures de 1 à 2 cm de largeur et des stries mesurant en moyenne 5 mm de largeur allant jusqu'à 40 cm de longueur qui sont observables sur les affleurements rocheux. L'altération avancée de l'anorthosite rend difficile la préservation des rainures et des stries. Au total, 34 microformes d'érosion ont été répertoriées sur les 23 sites recensés. Dans la majorité des sites, un seul mouvement glaciaire était présent. Seulement quatre sites présentaient deux mouvements.

De cette compilation, il est possible de dégager deux principales orientations de l'écoulement de la glace, soit vers le NO-SE (120°-300°) et vers le NNO-SSE (155°-335°). Des mouvements secondaires orientés vers l'ESE, le S, le SO et l'OSO sont également présents (figure 2.2). Les écoulements N-S et NNO-SSE ont été observés dans la vallée de la rivière Saint-Louis qui est orientée N-S, alors que les écoulements vers le NO-SE sont présents sur l'ensemble du territoire cartographié avec quelques variantes vers l'ESE et l'E. Les écoulements NE-SO et ENE-OSO ont été observés pour la plupart dans les fonds de vallée des hautes terres. Comme les stries n'indiquent pas le sens de l'écoulement glaciaire, en s'appuyant sur les similitudes entre leur orientation et celles des roches moutonnées, on estime que les formes d'érosion découlent de mouvements glaciaires orientés vers l'ESE, le SE et le SSE.

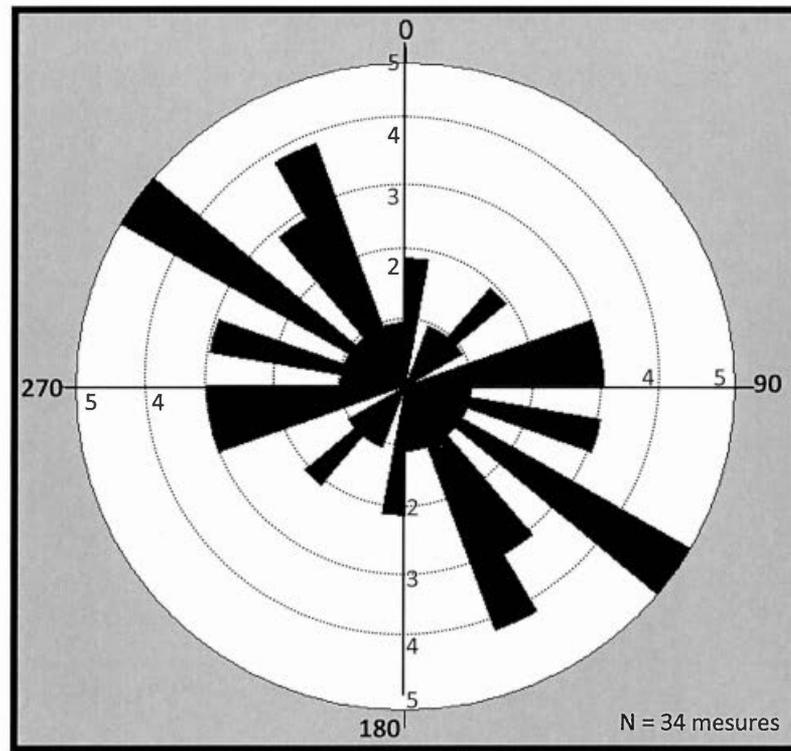


Figure 2.2. Diagramme d'orientation des microformes d'érosion.

2.4 Chronologie relative

Quatre sites avec différentes orientations de stries, de rainures et de sillons nous permettent d'établir une chronologie relative des mouvements glaciaires de la région cartographiée. Le premier site est situé dans les basses terres du SLSJ à 14 km au nord-est de Chicoutimi, dans la municipalité de Saint-Honoré. Ce site expose un affleurement rocheux strié avec un premier mouvement NNO-SSE (155° - 335°) et un second mouvement omniprésent orienté NO-SE (124° - 304° et 140° - 320°). Le deuxième site est situé près lac Balancine dans le piedmont des Monts-Valin et montre un affleurement rocheux avec des stries orientées ENE-OSO (075° - 255°) recoupées par des stries orientées E-O (100° - 280°). Le troisième est situé dans la

vallée de la rivière Saint-Louis au nord du feuillet. On y observe un mouvement N-S (300° - 180°), recoupé par un mouvement NNO-SSE (155° - 335° ; figure 2.3). Le quatrième site se situe sur le plateau intermédiaire des Monts-Valin près du lac Morin et montre un affleurement rocheux avec des stries orientées NE-SO (054° - 234°) recoupées par des stries orientées E-O (100° - 280°). Les sites où l'on y retrouve plusieurs mouvements glaciaires indiquent qu'une légère réorientation de l'écoulement de la glace s'est produite du S vers le SSE (figure 2.3). Dans les basses terres, l'écoulement glaciaire s'est réorienté du SSE vers le SE. Un ancien mouvement généralement NE-SO recoupé par un mouvement ONO-ESE aurait précédé l'ensemble des écoulements glaciaires. Cet écoulement, à tendance NE-SO et antérieur au dernier écoulement principal a également été observé dans quelques régions adjacentes, notamment par Barlow (1912) et Veillette (2004) dans la région du lac Mistassini, par Tremblay (1971) dans les hautes terres à l'est du lac Saint-Jean, par Paradis *et al.* (1998) dans le secteur de la Baie des Ha!Ha! et par Leduc (2016) dans plusieurs endroits de la région du SLSJ municipalisée.

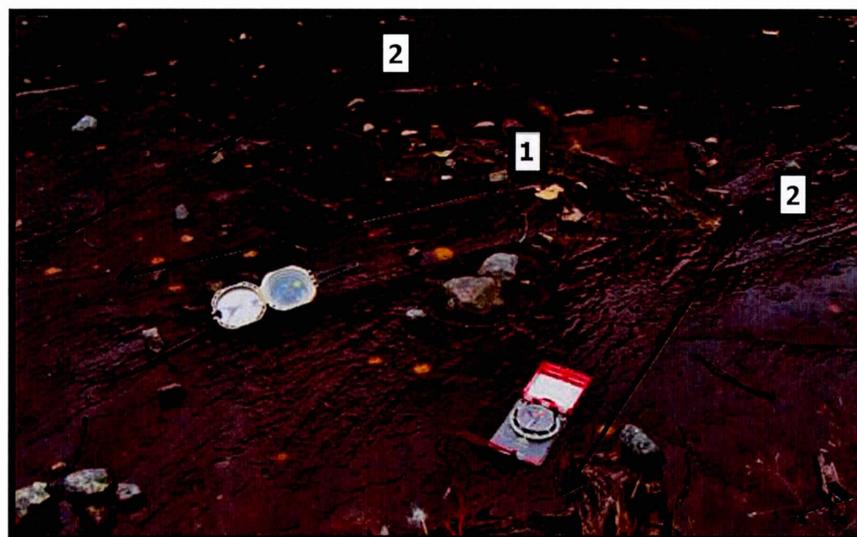


Figure 2.3. Rainures et stries glaciaires témoignant de deux mouvements observés dans la vallée de la rivière Saint-Louis, 4 km au nord du Gros Ruisseau ; le premier mouvement vers le S (180°) est recoupé par le deuxième vers le SSE (155°).

Sur l'ensemble de la région cartographiée, il est possible de déceler tant dans les microformes, les mésoformes et les macroformes d'érosion un écoulement glaciaire omniprésent d'orientation NO-SE, dans le sens de la vallée du Saguenay (figure 2.4). Cet écoulement, présent sur l'ensemble des marques d'érosion, nous permet d'en déduire qu'il s'agit du mouvement glaciaire principal de la région. Grâce aux roches moutonnées, nous pouvons définir le sens de l'écoulement glaciaire qui s'est effectué vers le SE. Cet écoulement noté par différents auteurs dont Chalmers (1905), Barlow (1912), Laverdière et Dionne (1969), Tremblay (1971), Veillette (2004) et Leduc (2016) et probablement associé à la période pléniglaciaire s'est fait sentir jusque dans le secteur du lac Morin au nord. L'orientation N-S de la vallée de la rivière Saint-Louis semble avoir eu une influence sur l'écoulement glaciaire puisque le mouvement dominant est orienté vers le SSE. Les mouvements vers l'ESE et l'E, postérieurs au mouvement glaciaire principal, seraient liés à la déglaciation, possiblement dû à l'influence de la topographie du secteur sur des glaces de moins en moins épaisses. Ces écoulements glaciaires ont également été observés par Laverdière et Dionne (1969), Tremblay (1971), Veillette (2004) et Leduc (2016).

En sommes, trois mouvements glaciaires se sont succédés dans la région des Monts-Valin : d'abord un ancien écoulement orienté vers le SO, ensuite un mouvement dominant orienté vers le SE et localement vers le SSE, et finalement un écoulement orienté vers l'ESE et l'E.



Figure 2.4. Localisation et orientation des différentes marques d'érosion glaciaire dans le secteur ciblé par la cartographie des dépôts superficiels.

CHAPITRE 3

LITHOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Au cours du dernier cycle glaciaire, l'Inlandsis laurentidien a produit des quantités de sédiments qui ont été incorporées dans la masse glaciaire suite au processus d'érosion du substrat rocheux. Les dépôts d'origine glaciaire et postglaciaire ont des caractéristiques sédimentologiques et géomorphologiques qui nous permettent de déterminer leur environnement de déposition. Dans la région cartographiée, les dépôts quaternaires ont été identifiés par la photo-interprétation et par l'étude de 44 coupes stratigraphiques (figure 3.1). À ces coupes, les caractéristiques sédimentologiques suivantes ont été décrites ; la granulométrie, l'épaisseur, les structures sédimentaires et la compaction. Aucun sédiment antérieur à la dernière glaciation n'a été observé dans les limites de la région étudiée.

3.1 Les dépôts glaciaires (Tc et Tm)

Mis en place par l'action directe du glacier, le till se compose d'un mélange de débris rocheux comprenant une matrice dont la taille des grains est variable (Flint, 1971; Dreimanis, 1976; Reineck et Singh, 1980). Le till se présente sous deux types de faciès; le till de fond et le till d'ablation. Au niveau de la cartographie des dépôts superficiels, ces deux faciès n'ont pas été différenciés. Cependant, ils ont été divisés en deux unités en fonction de leur épaisseur : le till en couverture continue (Tc; épaisseur supérieure à 1 m) qui, de façon générale, correspond au till de fond et le till en couverture mince et discontinue (Tm; épaisseur inférieure à 1 m) qui correspond au till d'ablation. Couvrant 77,4% de la superficie cartographiée, dont 26% sous la forme d'une couverture continue et 51,4% en couverture mince et discontinue (annexe A), le till représente l'unité stratigraphique la plus vieille et la plus répandue.

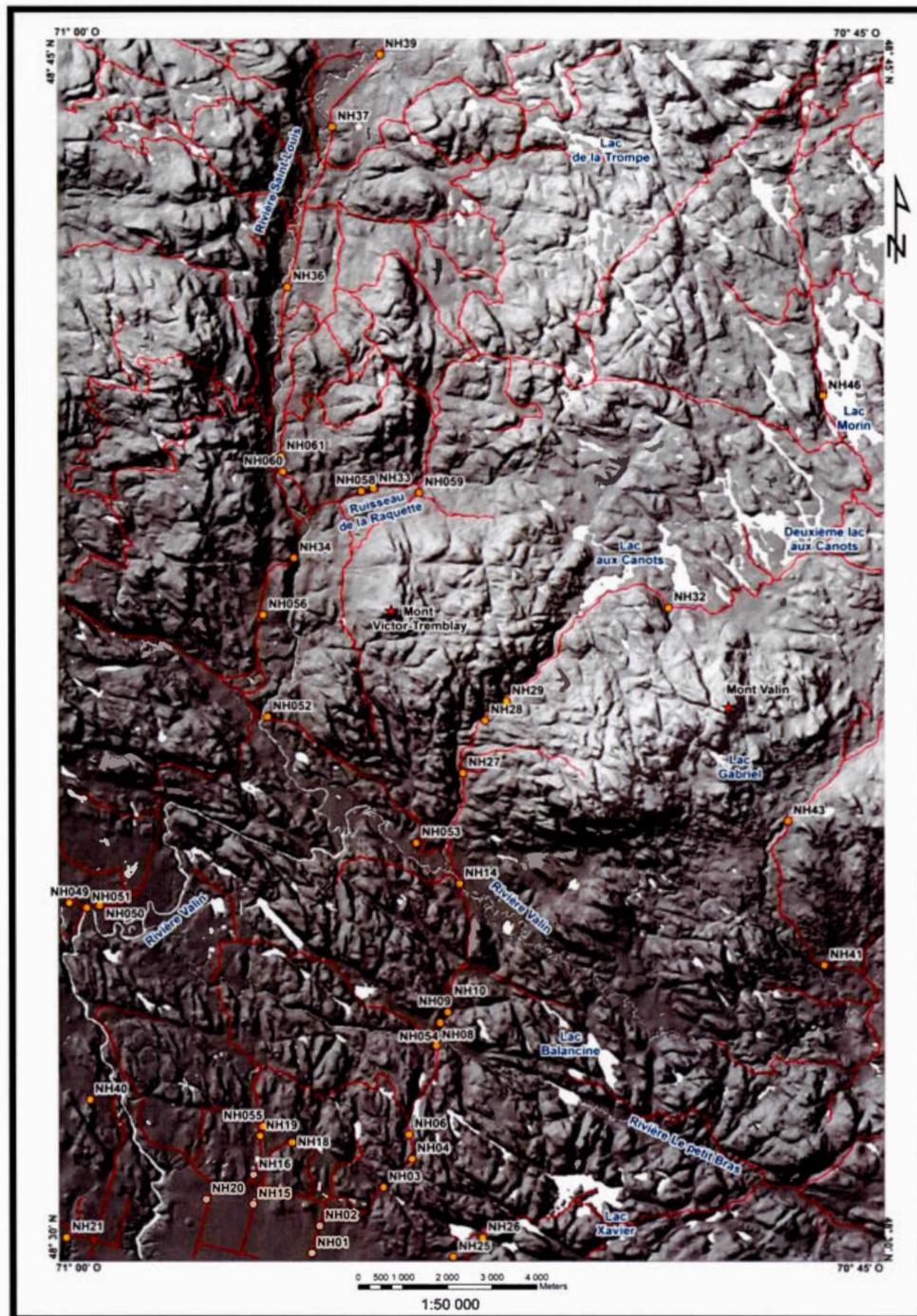


Figure 3.1 Localisation des coupes stratigraphiques visitées dans le secteur ciblé par la cartographie des dépôts superficiels.

3.1.1 Description sédimentologique

Le till de fond se différencie du till d'ablation par sa texture et sa structure. Dans la région cartographiée, le till de fond repose en discordance sur le socle rocheux et a été observé à 14 sites sur les flancs des collines et dans les vallées, à des altitudes variant entre 171 et 676 m (figure 3.2). La nature pétrographique du till, principalement constituée de roches ignées telles que des gneiss granitiques et des anorthosites, reflète la lithologie locale. En raison de la nature résistante du substrat rocheux, le till de la région est sableux, contenant une faible proportion de particules fines, ce qui est typique des tills du Bouclier canadien, (Flint, 1971; Scott, 1976). De couleur brun olive (2,5Y 4/3) à gris foncé (2,5Y 4/1), le till de fond est composé de cailloux et de blocs centimétriques anguleux à sub-anguleux dans une matrice contenant en moyenne 73,2% de sable, 23,6% de silts et 3,2% d'argile (figure 3.3; annexe B). Localement des lentilles de sables fins et de graviers mieux triées ont été observées dans la matrice. Bien que le till de fond de la région soit sableux, il est très compact et présente une structure fissile (figure 3.4). Une épaisseur maximale de 13 m a été observée sur le bord de la route menant au Lac aux Canots, dans le Parc national des Monts-Valin (NH29). Ailleurs, l'épaisseur du till varie généralement entre 3 à 7 m a été observée.

Le till d'ablation repose sur le till de fond ou directement sur le substrat rocheux (figures 3.2 et 3.5). Il a été observé à 11 sites sur les versants et les sommets des reliefs à des altitudes variant entre 186 et 676 m. Dans la majorité des sites visités, une épaisseur de 0,5 à 2 m a été observée. Selon les trois sites qui ont fait l'objet d'analyses granulométriques, la matrice du till d'ablation est composée en moyenne de 90,8% de sable, 8,1% de silts et 1,1% d'argile (figure 3.3; annexe B). Souvent oxydé, la matrice est de couleur brun jaune foncé (10YR 4/4), peu compacte et sans structure particulière. Des blocs anguleux à sub-arrondis allant jusqu'à 2 m de diamètres sont parfois visibles à sa surface (figure 3.6).

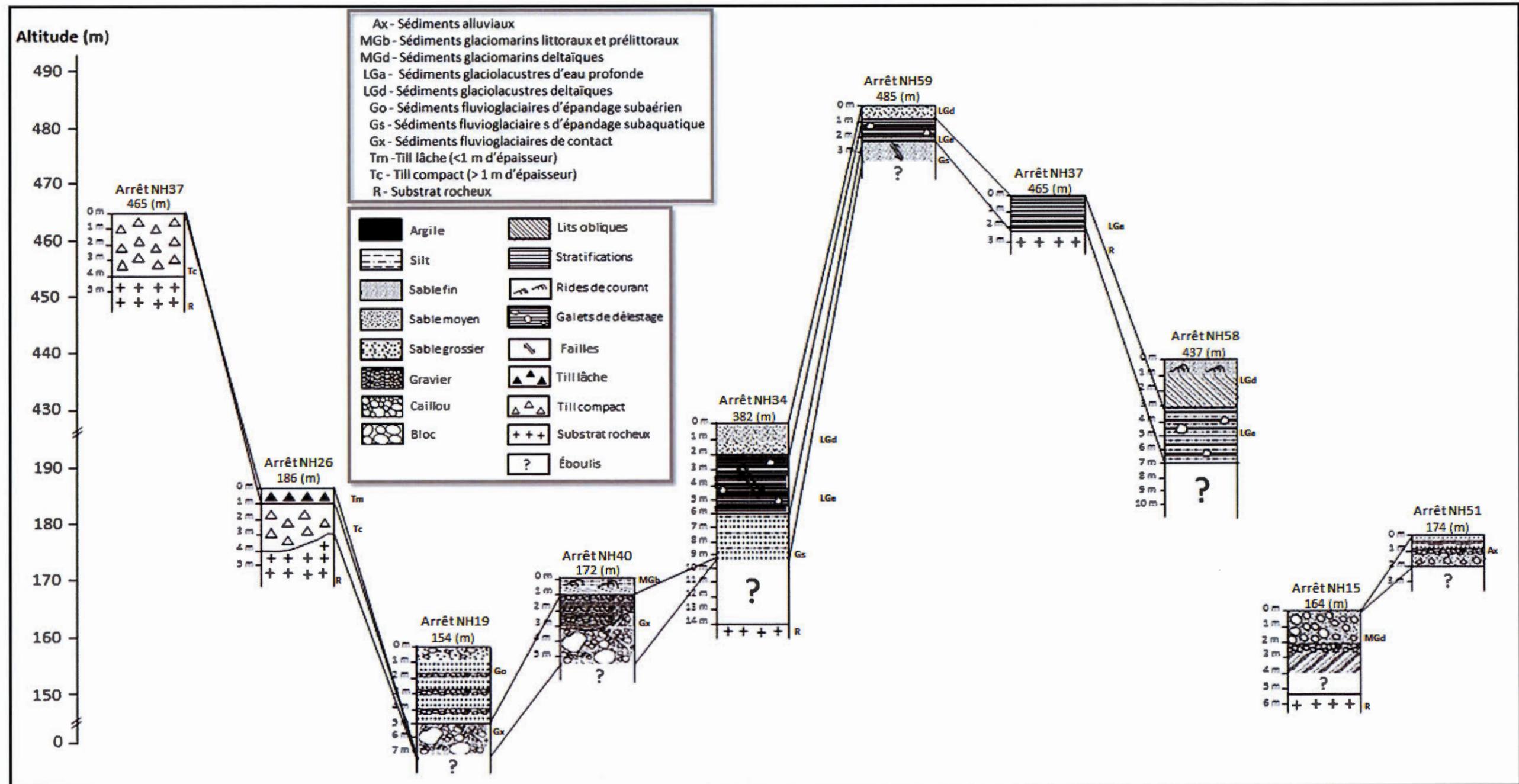


Figure 3.2 Les unités lithostratigraphiques du secteur cartographié. Voir la figure 3.1 pour la localisation des sites présentés.

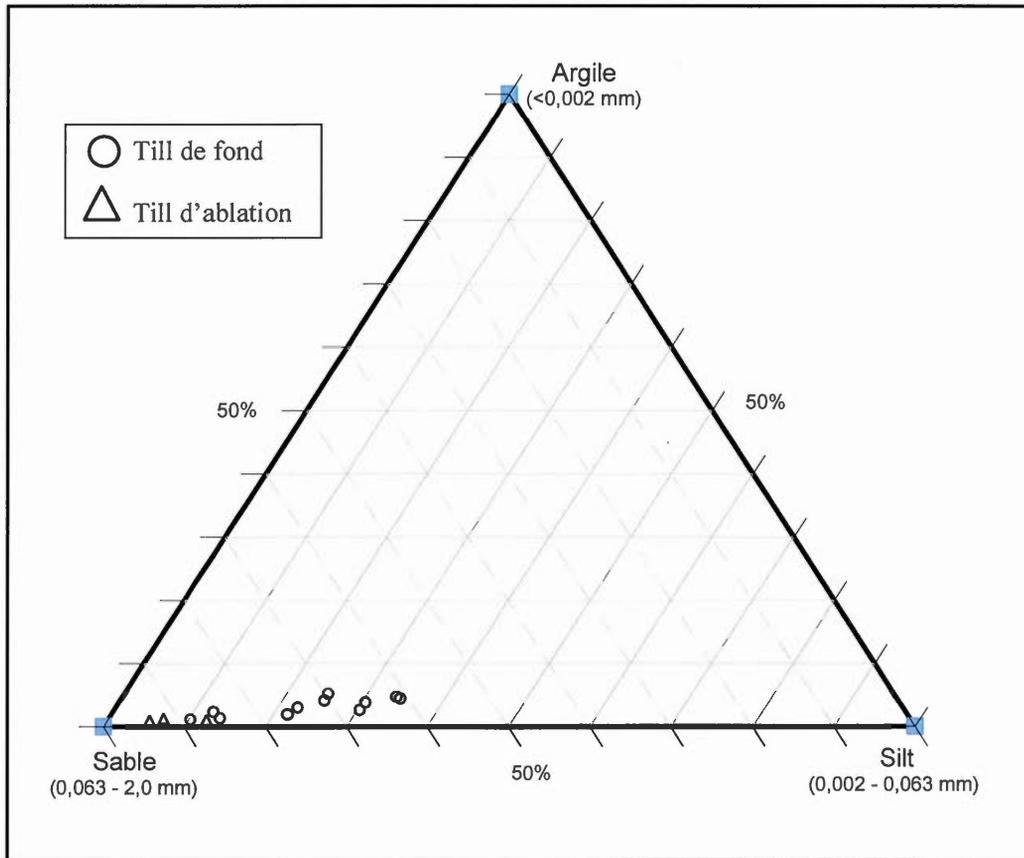


Figure 3.3 Composition granulométrique de la matrice des tills.



Figure 3.4 Till de fond (NH27). Voir la figure 3.1 pour la localisation des sites présentés.



Figure 3.5 Till d'ablation (A) recouvrant le till de fond (B; NH26). Notez la densité supérieure des éléments grossiers dans le till d'ablation.

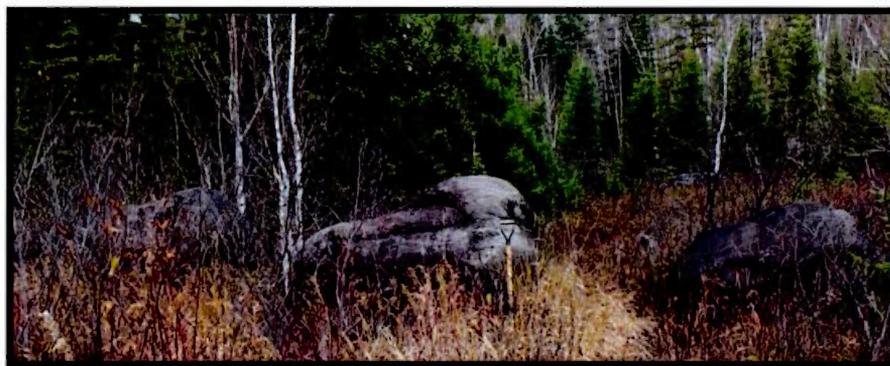


Figure 3.6 Blocs erratiques métriques affleurant à la surface dans la vallée de la rivière Saint-Louis (NH60).

3.2 Les dépôts fluvioglaciaires (Gx, Go, Gs)

Dans la séquence stratigraphique de la région, les sédiments fluvioglaciaires reposent sur le till de fond ou sur le substrat rocheux et sont parfois recouvert par des dépôts glaciomarins ou glaciolacustres (figure 3.2). Sur le terrain, il a été possible de différencier trois types de faciès soit les sédiments de contact glaciaire (Gx), les sédiments d'épandage proglaciaire subaérien (Go) et subaquatique (Gs). Couvrant 4,2% de la superficie du territoire cartographié, seuls les sédiments de contact glaciaire et d'épandage proglaciaire subaérien étaient cartographiables.

3.2.1 Les sédiments de contact glaciaire (Gx)

Les sédiments de contact glaciaire couvrent une faible superficie soit environ 1,2% de la superficie totale (annexe A). Ces sédiments sont composés de blocs centimétriques et métriques de forme sub-anguleux à arrondis avec une matrice grossière contenant 96,1% sable, 3,2% de silts et 0,7% d'argiles (figures 3.7 et 3.8; annexe. B). Localement comme à l'arrêt NH19, la matrice réagit fortement à l'acide chlorhydrique (HCL), ce qui implique la présence de carbonates. À cet arrêt, les sédiments de contact glaciaire sont recouverts, par des sédiments mieux triés que l'on associe à un épandage proglaciaire subaérien (figure 3.8). L'épaisseur maximale observée est de 8 m.

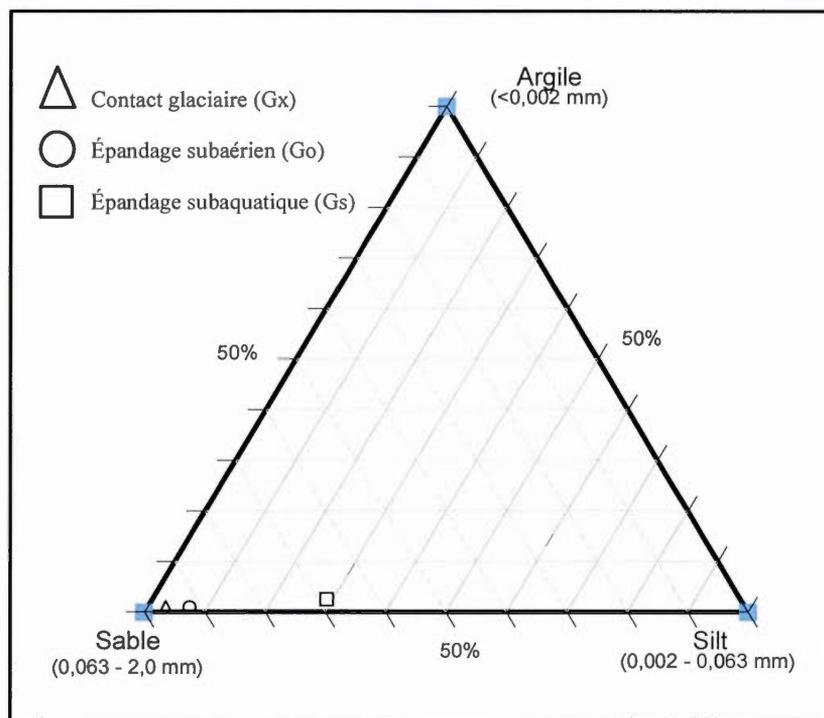


Figure 3.7 Composition granulométrique de la matrice des sédiments fluvio-glaciaires.

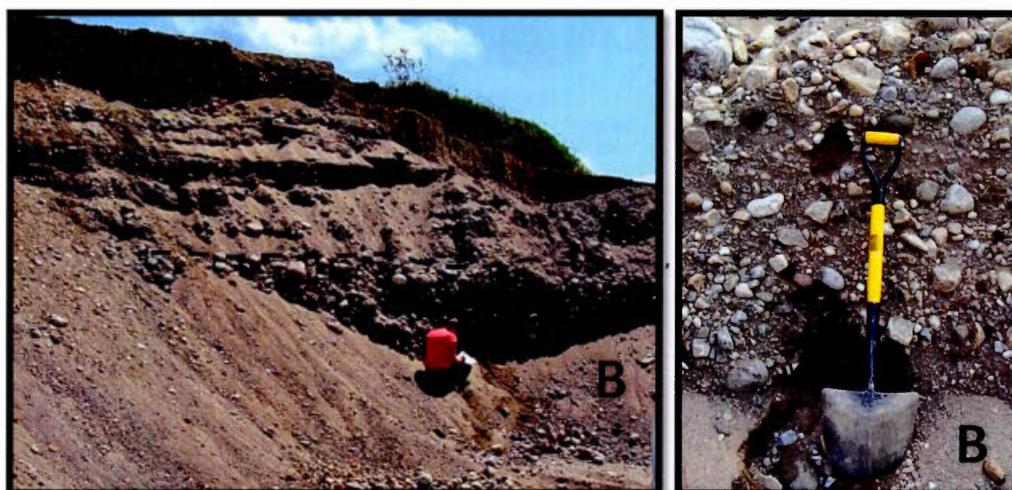


Figure 3.8 Coupe de la station NH19 montrant des sédiments de contact glaciaire (B) recouverts par des sédiments d'épandage proglaciaire subaérien (A). Vue rapprochée de l'unité de contact glaciaire où l'on note le peu de tri dans les sédiments.

3.2.1.1 Les eskers

Les eskers identifiés dans le secteur cartographié sont peu nombreux. Ils se présentent sous la forme de crêtes étroites et sinueuses qui se localisent dans le fond de la vallée de la rivière Saint-Louis, dans les basses terres du SLSJ, et parfois sur les flancs de collines dans les hautes terres (annexe A). Lorsque situés sous la limite marine, les eskers sont remaniés par les vagues et recouverts par des sables littoraux et pré-littoraux (figure 3.9). Des sédiments deltaïques y sont également rattachés, ce qui dénote la proximité de la Mer de Laflamme au front de la glace.

L'orientation générale des eskers est parallèle à l'écoulement glaciaire, soit NO-SE. Toutefois, la disposition de certains eskers démontre l'influence de la topographie sur leur orientation, par exemple, ceux situés dans le fond des vallées de la rivière Saint-Louis et du SLSJ sont orientés N-S. L'esker situé dans les hautes terres au nord-est du feuillet démontre également cette influence topographique. Cet esker s'étend sur près de 6,1 km de longueur et sa partie amont débute près du Lac Perron suivant une trajectoire NO-SE (figure 3.10). Sa route bifurque vers l'OSO dans le Grand Lac Nempêche et s'oriente vers le S entre le Lac de la Décharge et le Petit lac Nempêche, pour finalement revenir sur sa trajectoire NO-SE près du Lac Morin.

Les eskers qui ont été observés peuvent atteindre jusqu'à 120 m de largeur et 10 km de longueur. Certains se présentent sous la forme d'eskers longs et isolés, comme celui du Lac Villeneuve qui s'étend sur près de 1,2 km selon un axe NO-SE, tandis que d'autres, notamment celui situé dans le fond de la vallée de la rivière Saint-Louis, serpentent de façon discontinue sur près de 10 km selon un axe N-S. Selon Sugden et John (1976), chaque segment de ces eskers perlés pourrait avoir été mis en place de façon saisonnière.



Figure 3.9 Coupe de la station NH40 montrant des sédiments de contact glaciaire (B) recouverts par des sédiments littoraux (A).

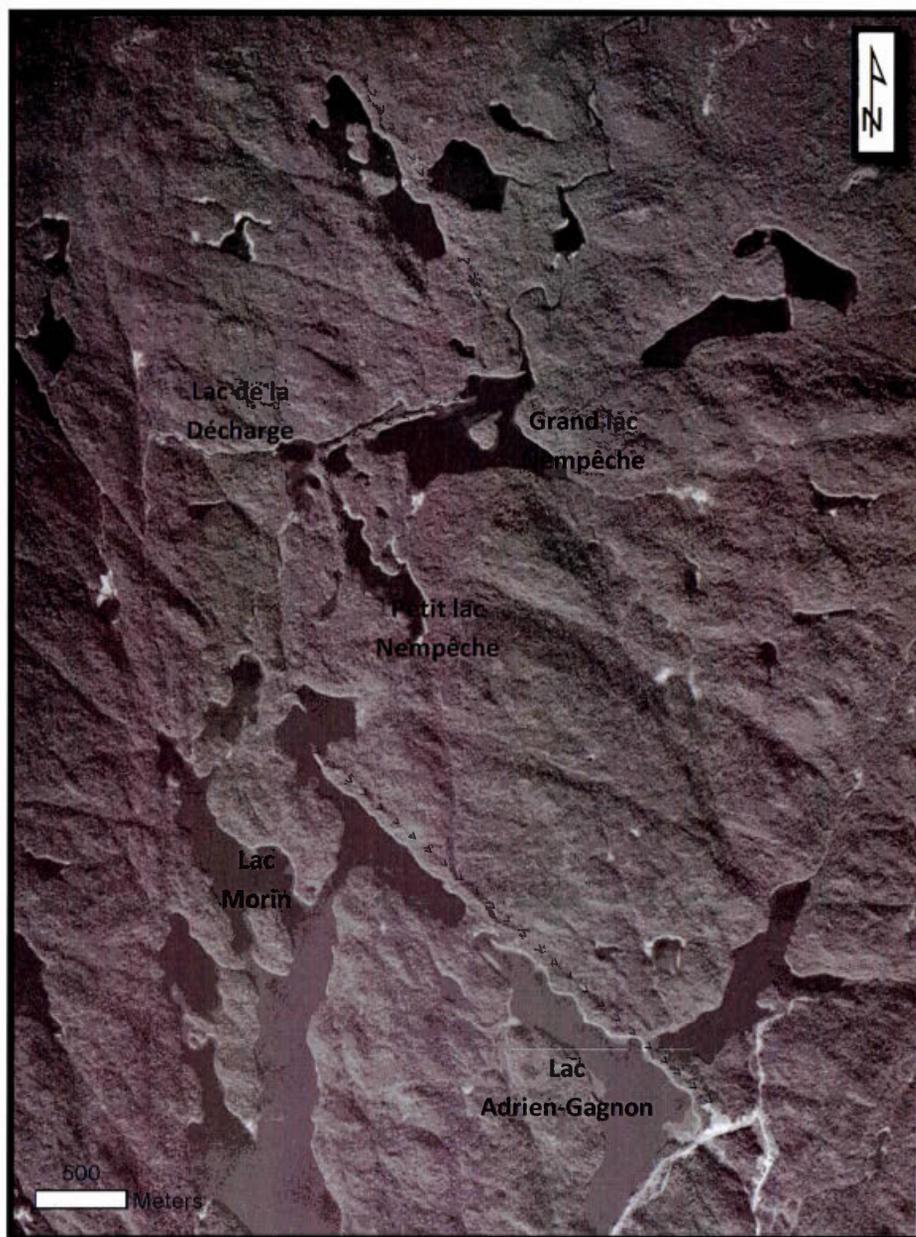


Figure 3.10 Vue aérienne du train d'esker de 6,1 km de long situé au NE du feuillet (22D10-OUEST) dans les hautes terres. Ministère des terres et forêts (Q70353-068).

3.2.1.2 Les terrasses de kame

Nous avons observé, par photo-interprétation, une seule terrasse de kame : elle est située à environ 10 km à l'est de Saint-David-de-Falardeau. Le sommet de cette accumulation tabulaire est parsemé de kettles et de chenaux d'eau de fonte (figure 3.11). Bien que nous n'ayons pas de données de terrain pour ce site, plusieurs indices nous laissent croire à la formation d'une terrasse de kame sur le versant nord de la vallée du ruisseau Bras de Fer : la présence de glace dans la vallée du ruisseau Bras de Fer, l'orientation NO-SE de la vallée et du complexe fluvioglacière, l'écoulement des chenaux de fonte vers le SO pour atteindre la vallée et la présence de nombreux eskers orientés NO-SE au nord de Saint-David-de-Falardeau.

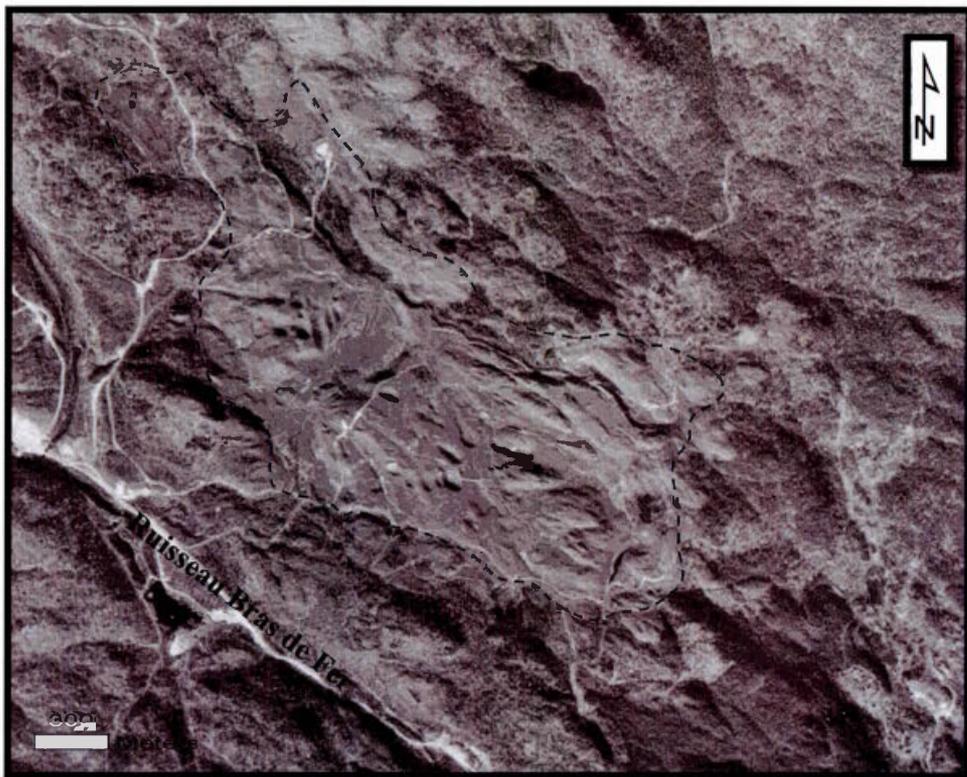


Figure 3.11 Vue aérienne de la terrasse de kame parsemée de kettles situé au NO du feuillet (22D10-OUEST). Ministère des terres et forêts (Q70353-052).

3.2.2 Les sédiments d'épandage proglaciaire subaérien (Go)

Dans la région cartographiée, les sédiments d'épandages proglaciaires subaériens couvrent 3% de la superficie totale (annexe A). Ceux qui ont été observés à l'intérieur de la vallée du SLSJ font partie de la plaine d'épandage la plus étendue de la région. Suivant la faille délimitant le nord du graben du Saguenay, cette plaine qui s'étend sur près de 30 km est occupée en partie par le village de Saint-David-de-Falardeau. La surface de cette plaine est également caractérisée par la présence de kettles. Le matériel qui la compose est constitué de blocs centimétriques sub-arrondis à arrondis avec une matrice contenant 92,2% sable, 7,1% de silts et 0,8% d'argile (figure 3.7; annexe B). Bien que ces pourcentages soient basés sur un seul échantillon localisé en aval de la vallée de la rivière Valin, à proximité du ruisseau du Bras de l'Enfer (NH41), les caractéristiques sédimentologiques d'un site à l'autre étaient très similaires. Certains sites (NH41 et NH49) présentent des traits qui selon Reineck et Singh (1978), sont caractéristiques de la partie sommitale d'une plaine d'épandage : les sédiments ne sont pas triés, la matrice est grossière et contient des clastes centimétriques et on n'y observe pas de structures apparentes. On note également la présence de nombreux cailloux de plus de 10 cm de diamètre à la surface (figure 3.12). Ailleurs, comme aux sites NH19 et NH55, les sédiments sont mieux triés et présentent des stratifications planaires horizontales, entrecroisées et des rides de courant (figure 3.13). À certains endroits, notamment au site NH19, les sédiments proglaciaires recouvrent les sédiments de contact glaciaire (figure 3.8). L'épaisseur maximale observée est de 7 m.



Figure 3.12 Sédiments proglaciaires subaériens près du ruisseau du Bras de l'Enfer (NH41). Notez les nombreux blocs centimétriques sub-arrondis à arrondis à la surface.



Figure 3.13 Alternance de lits horizontaux et entrecroisés des sédiments proglaciaires subaériens de la station NH55.

3.2.3 Les sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique (Gs)

Dans la région cartographiée, nous avons observé des sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique à deux sites (NH33 et NH59) situés dans la vallée du ruisseau de la Raquette au nord du Mont Victor-Tremblay (figure 3.1). Ces dépôts consistent en un sable fin à moyen très bien trié et assez compact avec quelques petits lits de sable silteux qui sont recouverts par des sédiments glaciolacustres fins d'eau profonde (LGa) et deltaïques (LGd). Ce type de dépôt était non cartographiable puisqu'en aucun cas, il affleurerait à la surface. Basé sur l'analyse granulométrique de l'échantillon NH33c, ces sédiments sont composés de 68,6% de sable, 28,9% de silt et 2,5% d'argile (figure 3.7, annexe B). Nous observons la présence de microdéformations (failles inverses) qui pourraient être associées à des glissements sous-aquatiques ou à la fonte de culots de glace enfouie (figure 3.14).

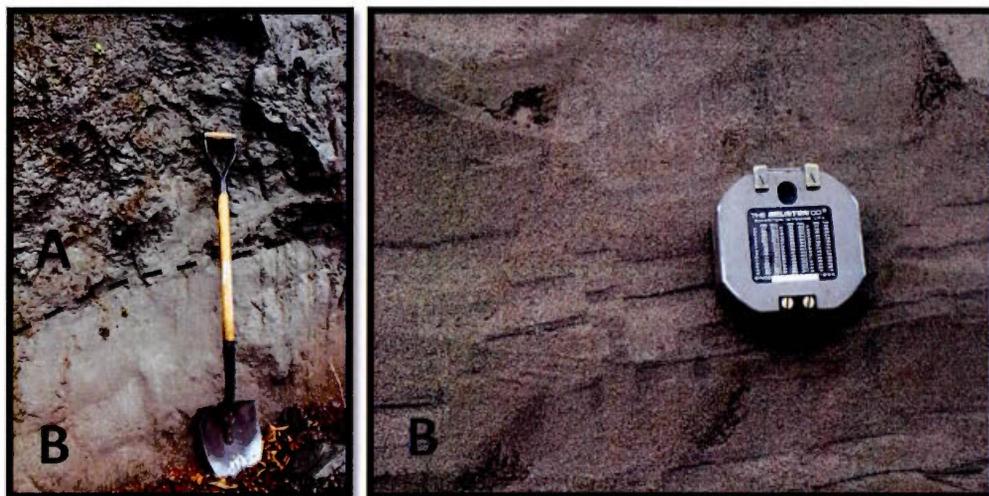


Figure 3.14 Sédiments proglaciaires subaquatiques (B) exposés sous des sédiments glaciolacustres fins d'eau profonde (A) déformés dans la vallée du ruisseau de la Raquette (NH59). Notez la présence de failles inverses dans les sables.

3.3 Les dépôts glaciolacustres (LGa, LGb et LGd)

Ce type de dépôt fait référence aux sédiments qui sont mis en place dans un lac proglaciaire formé lorsque la marge glaciaire bloquait le drainage de plusieurs vallées fluviale. Alimentés par les eaux de fonte du glacier, on estime que des bassins glaciolacustres se sont créés dans les dépressions topographiques des vallées des rivières Saint-Louis et Valin alors que la glace occupait encore le graben du SLSJ, empêchant le drainage naturel des eaux.

Les sédiments glaciolacustres reposent sur les sédiments fluvioglaciaires ou sur le till de fond (figure 3.2). Aucun de ces sédiments n'a été observé directement sur le substrat rocheux. Les plus vastes accumulations de ce type de dépôt se trouvent principalement à l'intérieur des vallées de la rivière Saint-Louis et de la rivière Valin. On retrouve également de vastes étendues de ces dépôts dans les vallées des lacs Montagnais et Balancine et du ruisseau de la Raquette. Sur le terrain, il a été possible de différencier trois types de faciès sédimentaires qui correspondent à autant de milieux de sédimentation soit les sédiments fins d'eau profonde (LGa), les sédiments littoraux et pré-littoraux (LGb) et les sédiments deltaïques (LGd). Cependant seuls les dépôts d'eau profonde et principalement les dépôts deltaïques couvrent des étendues cartographiables; au total, ils occupent 5,5 % du territoire. Leur épaisseur et altitude sont variables : des épaisseurs de 10 à 20 m ont été observées à plusieurs endroits dans la vallée du ruisseau de la Raquette et de la rivière Saint-Louis à des altitudes variant entre 428 et 485 m alors que dans la vallée de la rivière Valin, des épaisseurs de 6 à 8 m ont été observées à des altitudes variant entre 217 et 246 m.

3.3.1 Les sédiments fins d'eau profonde (LGa)

Les sédiments d'eau profonde couvrent une faible superficie, soit de 0,1% du territoire. Localisés dans la vallée du ruisseau de la Raquette et au nord de la vallée de la rivière Saint-Louis, ils se présentent sous la forme de rythmites composées de lits sablo-silteux pouvant atteindre jusqu'à six centimètres d'épaisseur en alternance avec

des lits argilo-silteux d'environ un centimètre. Localement on note une diminution dans l'épaisseur des couplets du bas vers le haut de la séquence, ce qui est interprétée comme un indice du recul progressif de la marge glaciaire. Sans faire de distinction entre les différentes composantes des lits sédimentaires, des analyses granulométriques ont été effectuées sur trois échantillons. En moyenne, les sédiments glaciolacustres d'eau profonde sont composés de 4,3% sable, 82,4% silt, 13,2 % argile (figure 3.15). Ces dépôts reposent soit sur le till, soit sur des sédiments fluvioglaciaires et sont parfois exposés sous des sédiments glaciolacustres deltaïques (figures 3.2 et 3.16). L'épaisseur maximale observée est de 4 m. Dans la vallée du ruisseau de la Raquette, nous avons également observé des déformations (plissements et failles normales) dans la structure des rythmites. Celles-ci pourraient être associées à des glissements sous-aquatiques ou à la fonte de culots de glace enfouies. Quelques cailloux de délestage sporadiques, apportés par les glaces flottantes, ont également été observés dans ces sédiments (figures 3.17 à 3.19).

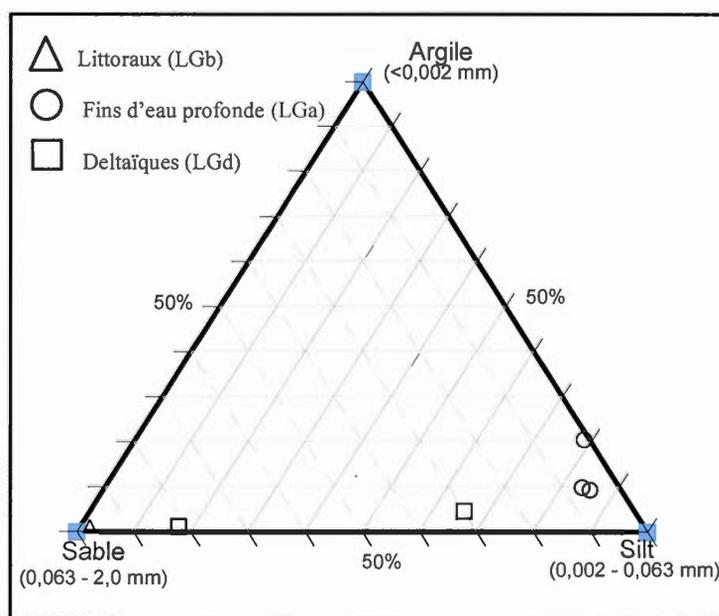


Figure 3.15 Composition granulométrique des sédiments glaciolacustres.



Figure 3.16 Coupe de la station NH59 dans la vallée du ruisseau de la Raquette, montrant des sédiments proglaciaires subaquatiques (C) recouverts par des sédiments glaciolacustres fins d'eau profonde (B) et des sédiments glaciolacustres deltaïques (A). Notez les déformations dans les sédiments fins d'eau profonde (B).

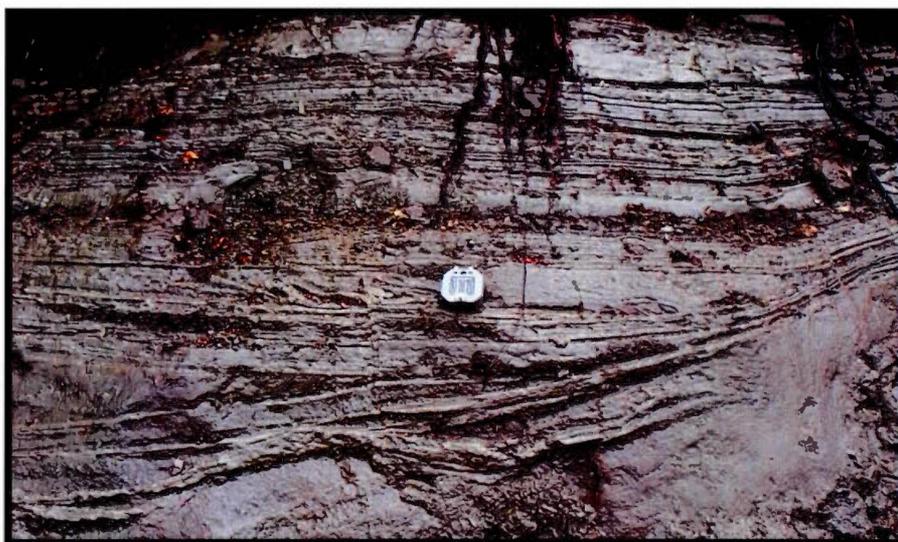


Figure 3.17 Coupe de la station NH59, située dans la vallée du ruisseau de la Raquette, montrant des sédiments fins (LGa) qui se sont déposés sur une surface inclinée. Notez la présence de lentilles de graviers.

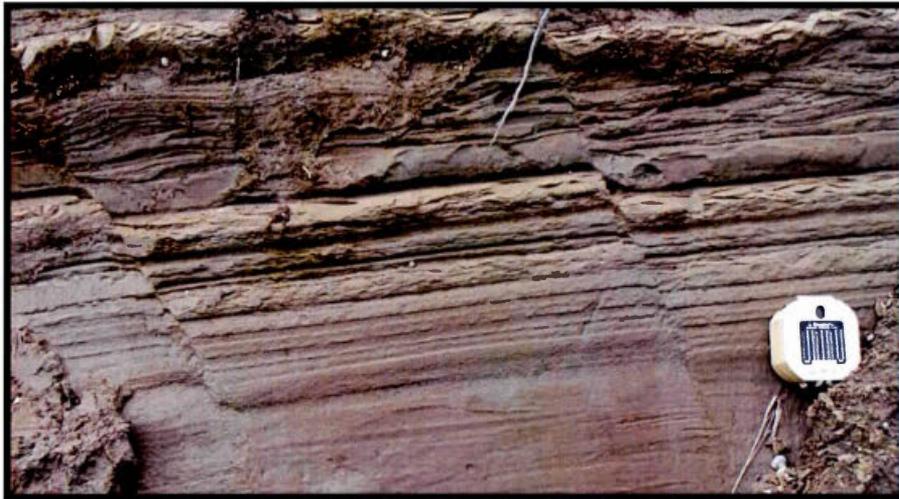


Figure 3.18 Failles normales de la coupe de la station NH33, situé dans la vallée du ruisseau de la Raquette. Notez la conservation des couches stratifiées entre chaque compartiment qui suggère que le matériel devait être gelé.



Figure 3.19 Coupe de la station NH33 dans la vallée du ruisseau de la Raquette : on y dénombre une vingtaine de couplets montrant une diminution de leur épaisseur du bas vers le haut. On note également la présence de quelques cailloux de délestage.

3.3.2 Les sédiments littoraux et pré littoraux (LGb)

Cette unité n'a pu être cartographiée puisqu'elle couvre une très faible superficie. Elle a été observée seulement à la station NH25, près du lac Xavier (figure 3.1), à une altitude de 197 m. Elle se compose de sable moyen bien trié, sans stratifications apparentes (figure 3.20). L'analyse granulométrique effectuée sur l'échantillon a livré les résultats suivants : 98% sable, 1,8% silt, 0,2 % argile (figure 3.16).



Figure 3.20 Sédiments littoraux de la station NH25, près du lac Xavier.

3.3.3 Les sédiments deltaïques (LGd)

Les dépôts glaciolacustres deltaïques ont été observés et décrits à neuf sites sur le terrain, et sont situés dans les vallées des rivières Saint-Louis et Valin, du lac Montagnais ainsi que du ruisseau de la Raquette. Couvrant 5,4% de la région cartographiée, les sédiments deltaïques occupent presque entièrement ces vallées (annexe A). L'existence de ces deltas traduit de la présence de paléolacs qui se sont développés en marge de la glace. Leur altitude varie entre selon les vallées; dans la vallée du lac Montagnais de 200 à 256 m, dans la vallée de la rivière Valin de 203 à 310 m, dans la vallée de la rivière Saint-Louis de 265 à 485 m et dans la vallée du ruisseau de la Raquette de 385 à 500 m. Des mesures de paléocourants prises dans les deltas situés dans les vallées du ruisseau de la Raquette, de la rivière Saint-Louis et à la jonction de la rivière Valin et de la rivière Bras des Canots indiquent que l'eau s'écoulait en moyenne vers le S, soit entre 175° et 190°. Les mesures prises dans les obliques des lits frontaux du delta situé à la jonction de la rivière Saint-Louis et de la rivière Valin indiquent pour leur part une direction de 60°, soit vers le NE. L'épaisseur maximale observée de ces dépôts est de 6 mètres. Dans l'ensemble des sites visités, on observe une séquence granulométrique de type *coarsening upward*, où l'on passe d'une unité fine constituée de silt à une unité grossière composée de sables grossiers, de graviers et de cailloux, reliée à une augmentation progressive de l'intensité du courant des cours d'eau lors de la construction des deltas (Ahsley 2002: *in* Menzies, 2002). Certains lits sommitaux contiennent aussi des cailloux allant jusqu'à 20 cm de diamètre, suggérant que la marge glaciaire était à proximité au moment de leur mise en place. Enfin, les obliques des lits frontaux peuvent atteindre jusqu'à 30° de pendage, ce qui indique qu'ils ont été formés dans un environnement de forte énergie (Ahsley 2002: *in* Menzies, 2002; figure 3.21).

Des analyses granulométriques ont été effectuées sur deux échantillons. Le premier échantillon a été récolté dans la partie proximale du delta situé dans la vallée du ruisseau de la Raquette (NH33); les sédiments deltaïques sont composés de 81,7% de

sable, 17,2% de silts, 1,2% d'argile, tandis que le deuxième échantillon a été récolté dans la partie distale du delta situé au nord de la vallée de la rivière Saint-Louis (NH39); les sédiments deltaïques y sont composés de 29,9% de sable, 65,5% de silts, 4,6% d'argile (figure 3.16). Les sédiments situés à l'aval présentent donc une granulométrie plus fine, constituée principalement de silt et de sable moyen à fin bien trié traduisant d'un environnement de plus faible énergie. Plusieurs figures sédimentaires y sont également visibles, notamment des rides de courant, des stratifications entrecroisées et en auges.



Figure 3.21 Sédiments deltaïques de la station NH53, situé à la jonction des rivières Valin et Bras des Canots. A) lits sommitaux; B) lits frontaux avec un pendage de 30°, écoulement vers le S (175°).

3.4 Les dépôts glaciomarins (MGa, MGb, MGd)

Les sédiments glaciomarins ont été mis en place à proximité ou devant la marge glaciaire lors de l'épisode de la Mer de Laflamme. Les plus vastes accumulations de ces dépôts se trouvent principalement à l'intérieur du graben du SLSJ, au sud-ouest du feuillet cartographié. Dans la séquence stratigraphique, les sédiments glaciomarins peuvent recouvrir tous les autres types de dépôts de la région à l'exception des dépôts mis en place ultérieurement, soit les alluvions et les dépôts organiques (figure 3.2). Sur le terrain, huit sites ont été visités, où il a été possible de différencier trois types de faciès : les sédiments fins d'eau profonde (MGa), les sédiments littoraux et pré-littoraux (MGb) et les sédiments deltaïques (MGd). Il est à noter qu'aucune coquille marine n'a été observée dans ces sédiments. Des épaisseurs de 3 m, en moyenne, ont été observées à des altitudes variant entre 144 et 178 m. D'après la modélisation de l'étendue maximale de l'épisode de la Mer de Laflamme réalisée par Leduc (2016), l'altitude générale maximale atteinte par celle-ci, dans le sud-ouest du secteur cartographié, varie de 170 à 175 m. La présence de ces sédiments au-delà de 175 m au sud-est du lac à Miller, nous laisse croire à une fonte précoce du glacier dans ce secteur alors que le reste du graben du SLSJ était encore occupé par la glace. Couvrant 3,2% de la superficie du territoire cartographié, seuls les sédiments fins d'eau profonde et les sédiments deltaïques étaient cartographiables (annexe A).

3.4.1 Les sédiments fins d'eau profonde (MGa)

Les sédiments glaciomarins fins d'eau profonde se composent de silts argileux et d'argiles silteuses mis en place par décantation durant l'épisode marin. Ces sédiments sont caractérisés par une structure sédimentaire qui peut être massive, laminée ou stratifiée. Dans la région cartographiée, l'étendue des sédiments glaciomarins profonds est très réduite ; elle couvre seulement 0,2% de la superficie totale. Ces sédiments se concentrent dans la vallée du SLSJ, au sud-ouest du feuillet. Le ravinement des berges de la rivière Valin, près des Chutes chez Épiphan-Desmeules,

et de ses affluents nous laisse entrevoir des silts argileux massifs, compacts et grisâtres sur une épaisseur moyenne de 2 m (figure 3.22). Des analyses granulométriques ont été effectués sur un échantillon (NH21), les sédiments glaciomarins d'eau profonde sont composés de 27,2% de sables, 59,8% de silts et 13% d'argiles (figure 3.23). Ces dépôts ont été observés jusqu'à une altitude maximale de 171 m.

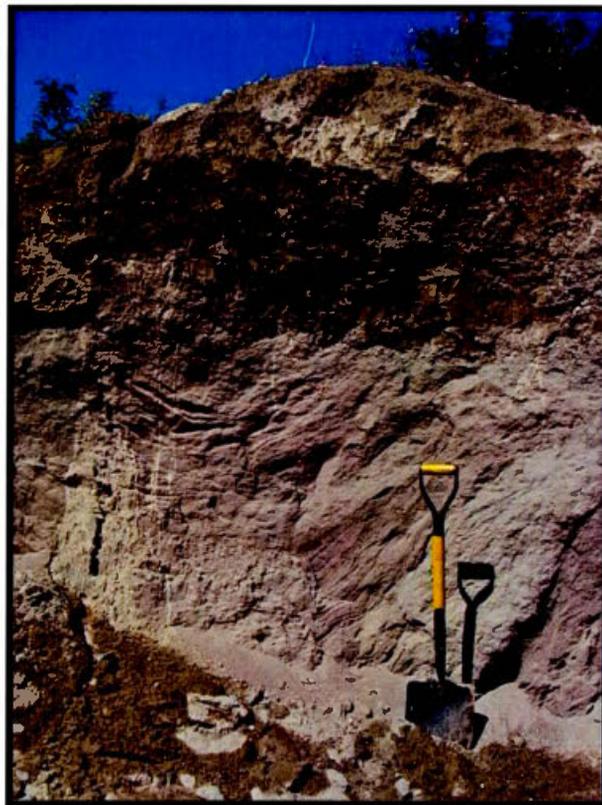


Figure 3.22 Sédiments fins d'eau profonde de la station NH40, près de la Chute à François de la rivière Valin.

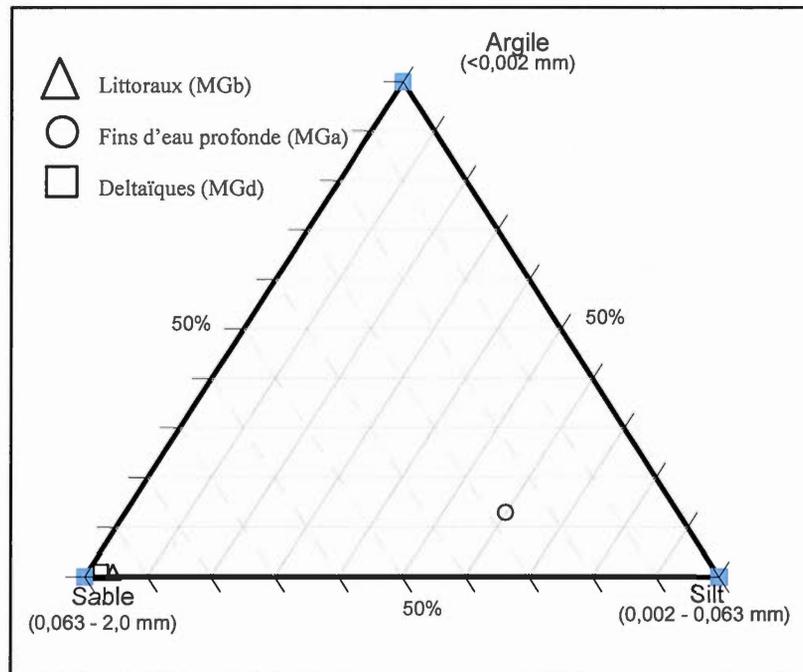


Figure 3.23 Composition granulométrique des sédiments glaciomarins.

3.4.2 Les sédiments littoraux et pré-littoraux (MGb)

Les sédiments littoraux et pré-littoraux sont composés de silt sableux, de sables et de graviers stratifiés et généralement bien triés. Mis en place par les vagues en bordure de rivage, ces sédiments se présentent sous forme de plages dont la surface est généralement marquée par des cordons littoraux et qui peut parfois être remaniée par l'action éolienne. Sur le terrain, ce type de dépôt a été observé à deux différents sites, près de la Chute à François de la rivière Valin et au sud-est du lac à Miller, tous situés entre 172 et 178 m d'altitude. Les sédiments littoraux et pré-littoraux se composent de sables et de graviers bien triés comprenant des stratifications subhorizontales et des rides de courant. L'épaisseur moyenne de ces dépôts est de 2 m. Localement, on y observe quelques lits centimétriques de silt sableux en alternance avec les unités sableuses et graveleuses (figure 3.24). Aucun fossile n'y a été observé. Des analyses

granulométriques ont été effectuées sur l'échantillon NH40. Les sédiments littoraux et pré-littoraux sont composés de 97,5% de sable, 2,1% de silt et 0,4% d'argile (figure 3.23). Cette unité qui repose sur des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires (figure 3.2), n'a pu être cartographiée puisqu'elle ne couvre qu'une très faible superficie.



Figure 3.24 Sédiments littoraux et pré-littoraux de la station NH40, près de la Chute à François de la rivière Valin.

3.4.3 Les sédiments deltaïques (MGd)

Les sédiments associés au faciès deltaïques sont composés de sables grossiers, de graviers et de cailloux stratifiés qui sont mis en place à l'embouchure de cours d'eau, sous forme de vastes unités tabulaires, lors de la régression marine. La surface des deltas est généralement disséquée par l'érosion fluviale et s'en trouve marquée par des chenaux abandonnés et parfois modifiée par l'action éolienne. Ces sédiments ont été observés dans les basses terres du SLSJ, le long du cours actuel de la rivière Valin au sud-ouest du feuillet, et couvrent environ 3% de la superficie cartographiée. Sur le terrain, les sédiments deltaïques ont été observés entre 165 et 178 m d'altitude et pouvaient atteindre des épaisseurs allant jusqu'à 6 m. Ces sédiments montrent des stratifications planaires en obliques où l'on observe une alternance de sables grossiers avec des lits de graviers et de cailloux reliée à une augmentation du débit des cours d'eau lors de la construction des deltas (figure 3.25). De l'amont vers l'aval de la rivière Valin, la taille des sédiments diminue, de même que l'épaisseur des dépôts.

Une analyse granulométrique réalisée sur un échantillon (NH15) pris à l'intérieur des lits frontaux à trois mètres de la surface, montrent que ces derniers sont principalement formés de sables (98,3% de sable, 1,6% de silt et 0,1% d'argile ; figure 3.23). Ces dépôts sont le résultat d'un apport de sédiments des rivières se déversant dans la Mer de Laflamme lors de l'abaissement du niveau de la mer. Cette unité deltaïque est généralement surmontée par des dépôts organiques et des alluvions.



Figure 3.25 Sédiments deltaïques de la station NH15, situé à 14 km au NE de Chicoutimi, dans la municipalité de Saint-Honoré.

3.5 Les dépôts alluviaux (Ax et Ap)

Les sédiments alluviaux sont mis en place dans les anciens chenaux de proto-rivières (Ax) ainsi que le long des cours d'eau du système fluvial actuel (Ap). La plaine alluviale est généralement composée d'une alternance de sables, de graviers et de cailloux centimétriques arrondis à sub-arrondis et peut contenir de la matière organique. La surface peut être marquée par des levées et barres alluviales et parfois remaniées par l'action éolienne. Les alluvions qui sont mis en place de part et d'autre de la rivière Valin ainsi qu'en bordure de ses petits affluents lors de ses crues récentes et actuelles couvrent seulement 1,7% du territoire cartographié. L'épaisseur maximale observée est de 4 mètres. Il s'agit généralement des sables stratifiés ou parfois, dans les endroits où le débit est plus prononcé, de cailloux et galets imbriqués (figure 3.26). Il est également possible d'y voir des rides de courants et des stratifications entrecroisées en auge. La taille des sédiments varie en fonction du débit de la rivière et de l'apport de sédiments. La plaine alluviale de la vallée de la rivière Valin, située au contrebas de l'escarpement des monts Valin, présente une granulométrie beaucoup plus fine avec une alternance de sable fin et de sable moyen. Des analyses granulométriques ont été effectuées sur des sédiments alluviaux (NH14) de la vallée de la rivière Valin : ils sont composés de 84,9% de sable, 13,7% de silt et 1,4% d'argile. Ces alluvions se sont mis en place à partir de dépôts glaciolacustres tandis que ceux de la vallée du SLSJ, situé à 8 km à l'est de Saint-David-de-Falardeau se sont développés à partir de sédiments d'épandage proglaciaire. Dans ce secteur, l'abaissement du niveau de base est visible par l'étagement des terrasses. Ces sédiments reposent en grande majorité sur les sédiments deltaïques lacustres et marins ou sur les sédiments d'épandage proglaciaire ainsi que sur le roc.



Figure 3.26 Sédiments alluviaux de la station NH50, situé à 8 km à l'E de Saint-David-de-Falardeau.

3.6 Les dépôts organiques (O)

Les sédiments organiques sont essentiellement des accumulations de tourbes et de débris végétaux qui se développent dans les dépressions mal drainées où la pente est très faible. Ces dépôts couvrent une faible superficie, soit de 1,7% du territoire cartographié (annexe A). Les plus grandes étendues de ces dépôts ont été mises en place sur des dépôts deltaïques et alluvionnaires, principalement dans basses terres du SLSJ et dans les vallées du lac Montagnais et des rivières Saint-Louis et Valin. On retrouve également de petites accumulations suivant les dépressions sur le roc, sur des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires.

CHAPITRE 4

DISPERSION GLACIAIRE DES DÉBRIS ANORTHOSITIQUES ET CARBONATÉS DANS LA RÉGION DU SAGUENAY-LAC-SAINT-JEAN

La dispersion glaciaire se traduit comme étant un processus par lequel des débris sont incorporés dans la glace, transportés et déposés par celui-ci à une certaine distance de la source de prise en charge (Dreimanis et Vagners, 1971; Shilts, 1982). Plusieurs travaux de dispersion glaciaire, notamment ceux de Dionne (1973 et 1994), Dilabio (1981), Shilts (1981), Cadieux (1986), Levasseur (1993), Daigneault (1997), Veillette (1996 et 2004) et Caron (2007), ont été effectués en vue d'une meilleure compréhension du transport glaciaire à différentes échelles. Ces études sont également utiles pour définir la direction et l'importance des vecteurs du transport glaciaire tout en nous permettant de vérifier les modèles d'écoulement déduits de l'examen des formes d'érosion et d'accumulation glaciaires. La cartographie des traînées de dispersion permet aussi de fournir des lignes directrices pour l'exploration minière lorsque les sédiments masquent le substrat rocheux (Dilabio, 1990).

4.1 Objectifs

L'étude de Dionne (1973) sur la dispersion des cailloux ordoviciens dans les sédiments glaciaires et fluvioglaciaires des basses terres du SLSJ a permis de circonscrire deux principales aires de dispersion, l'une au sud-est de Chicoutimi et l'autre au sud du Lac-Saint-Jean, sur des distances allant jusqu'à 80 km de la source de prise en charge, et une troisième, plus complexe, située entre Alma et Jonquière. Selon l'auteur, les comptages lithologiques faits dans les sédiments glaciaires étaient insuffisants pour permettre une analyse adéquate de la dispersion glaciaire de la région. Ce chapitre a donc pour but de préciser les aires de dispersion de la région du

SLSJ par l'analyse de la composition lithologique et géochimique du till en comparaison avec les formes d'érosion et d'accumulation glaciaires qui ont été répertoriées par Leduc (2016) sur l'ensemble du territoire étudié. Par leur nature lithologique contrastée par rapport aux roches environnantes, les débris carbonatés et anorthositiques constituent d'excellents traceurs géologiques afin de quantifier l'importance du transport glaciaire et de déterminer les trajectoires d'écoulement glaciaires de la région du SLSJ. D'après Shilts (1976), des courbes de dispersion doivent être définies pour différents types de roches et minéraux puisque la désagrégation des débris se fait en fonction de la résistance de chaque minéral à se faire fragmenter durant le transport glaciaire. L'utilisation de l'anorthosite comme traceur géologique vise à examiner l'influence de la dynamique glaciaire sur une lithologie plus résistante que celles étudiées par Dionne (1973).

Dans ce chapitre, nous présenterons les résultats obtenus par un relevé systématique de l'orientation des formes d'érosion et d'accumulation glaciaires régionales effectuées par Leduc (2016) ainsi que les résultats de l'étude de la dispersion glaciaire à partir de la composition lithologique et géochimique du till. Nous concluons en comparant les mouvements glaciaires identifiés par ces méthodes d'analyse.

4.2 Localisation et description des lithologies sources

Le socle rocheux de la région du SLSJ est constitué de roches précambriennes de la province géologique de Grenville du Bouclier canadien et de roches sédimentaires paléozoïques ordoviciennes. Aux fins de l'étude du transport glaciaire à partir de la dispersion de traceurs lithologiques dans le till, deux lithologies ont été retenues : les anorthosites et les roches sédimentaires carbonatées (figure 4.1).

Le massif d'anorthosite de Lac-Saint-Jean constitue la plus grande masse d'anorthosite connue au monde : sa superficie couvre plus de 20 000 km² (Hébert et Lacoste, 1998a). Dans la zone d'étude, on trouve seulement la partie sud de ce massif; elle est située entre Chicoutimi et Dolbeau-Mistassini et forme une bande

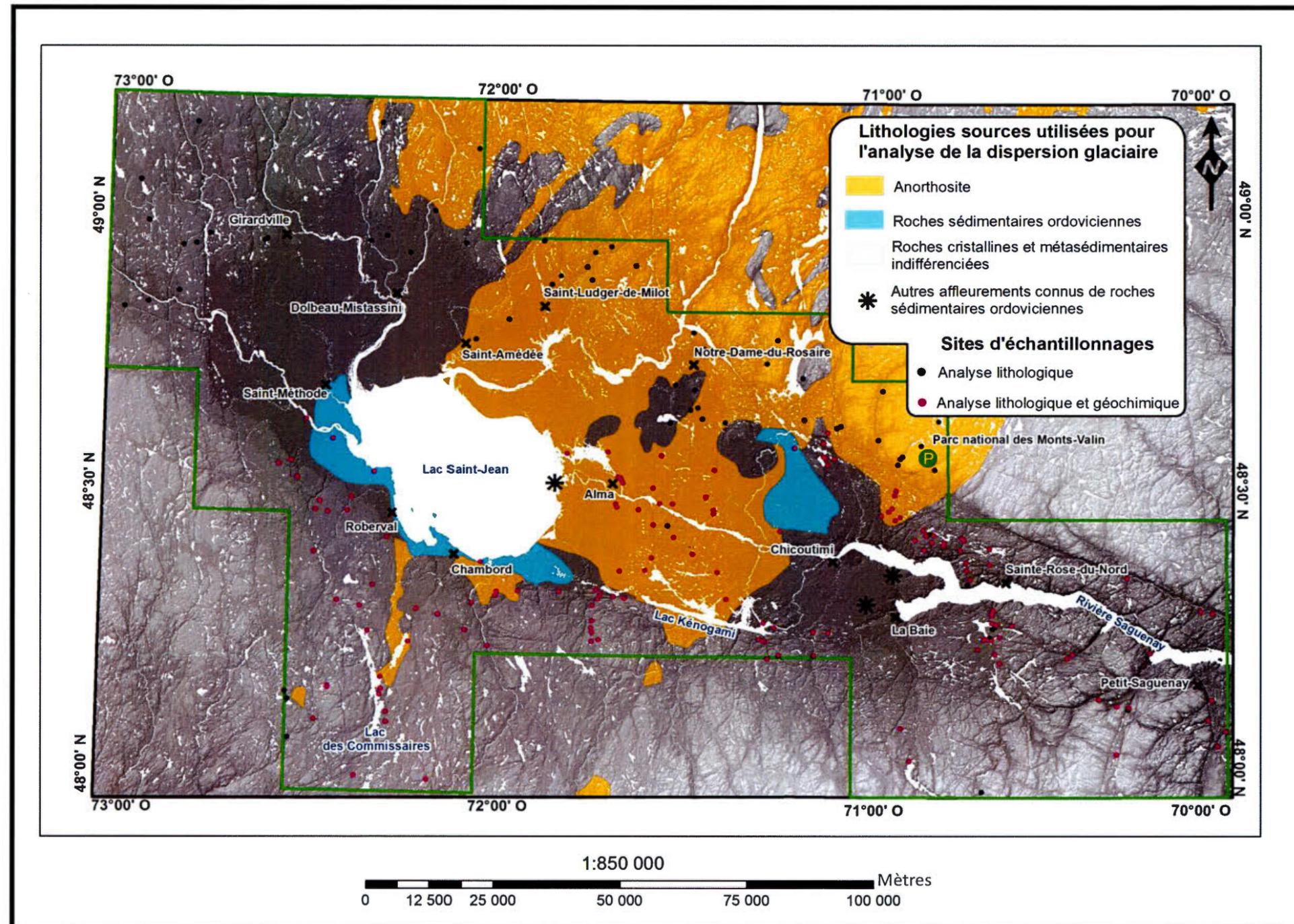


Figure 4.1. Localisation des lithologies sources utilisées pour l'analyse de la dispersion glaciaire et des sites d'échantillonnages. Géologie du substratum modifiée de Ministère des ressources naturelles (1999 à 2002), Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (2009-2010) et Laurin et Sharma (1975).

d'environ 95 km de longueur par 70 km de largeur, avec quelques petits massifs individuels au sud du lac Saint-Jean (figure 4.1). De forme quasi-circulaire, la disposition spatiale de l'ensemble du massif d'anorthosite n'a pas d'orientation particulière par rapport aux directions des écoulements glaciaire identifiés par Leduc (2016). Caractérisée par une structure grenue assez grossière et de couleur allant du gris foncé au gris bleu, au pourpre et au noir (Laurin et Sharma, 1975), sa nature lithologique contrastée par rapport aux roches environnantes qui sont constituées de roches gneissiques, granitiques et métasédimentaires, en font un bon traceur lithologique, même s'il forme l'une des plus vastes unités géologiques de la région.

En ce qui concerne les roches sédimentaires ordoviciennes, elles sont constituées majoritairement par des calcaires gris fossilifères du Groupe de Trenton et des schistes ardoisiers noirs du Groupe d'Utica qui reposent en discordance sur les roches précambriennes à l'ouest et au sud du lac Saint-Jean ainsi qu'au nord de Chicoutimi (figure 4.1). Elles couvrent une superficie d'environ 200 à 250 km² (Dresser et Denis, 1946). Quant à la disposition spatiale de ces lambeaux, celui situé à l'ouest et au sud du lac Saint-Jean forme une bande de 63 km de longueur par 8 à 13 km de largeur, tandis que celui situé au nord de Chicoutimi forme une bande de 21 km de longueur par 13 km de large. Ces lambeaux sont orientés ONO-ESE, soit parallèle à la direction de l'écoulement glaciaire tardif du secteur (Laverdière et Dionne, 1969a; Tremblay, 1971a; Lasalle et Tremblay, 1978; Dionne, 1973 et 1994; Veillette, 2004; Leduc, 2016). Quelques petits affleurements de calcaire, signalés par Tremblay (1971a), se trouvent près de La Baie, soit à 6 km à l'ouest et 7 km au nord de cette ville, ainsi qu'à l'embouchure de la Petite-Décharge, à l'ouest d'Alma. La faible superficie de ces affleurements nous amène à les identifier par un symbole sur la carte de localisation des lithologies sources (figure 4.1). Selon Dionne (1973), d'autres lambeaux de roches ordoviciennes, sous les dépôts quaternaires, ont été confirmés par sondage à au moins deux endroits dans la partie nord-ouest et nord du Lac Saint-Jean, notamment à Saint-Méthode et Saint-Amédée. Toutefois, le nombre, la

superficie et la répartition géographique des divers lambeaux sous les dépôts quaternaires sont encore peu documentés, ce qui nous oblige à considérer les deux grands lambeaux de roches ordoviciennes comme étant les principales sources de débris carbonatés dans les sédiments glaciaires.

4.3 Méthodologie

Pour l'étude de la dispersion glaciaire, nous avons procédé à un échantillonnage systématique du till. Au total, 210 échantillons ont été prélevés à des profondeurs variant entre 0,5 et 2 m (figure 4.1). L'analyse lithologique de la fraction grossière (graviers de 4 à 16 mm) de ces tills a été effectuée de façon à distinguer les roches sédimentaires ordoviciennes et les anorthosites des autres roches cristallines et métasédimentaires précambriennes. Les résultats sont exprimés en pourcentage de graviers des lithologies sources par rapport au nombre total de graviers pour chacun des échantillons. En moyenne, 335 graviers ont été examinés dans chacun des 210 échantillons de till pour un total de 70 483 granules. Afin de déterminer la teneur en carbonate de la matrice des tills (fraction < 0,063 mm), nous avons utilisé la méthode Chittick de Dreimanis (1962) qui consiste à mesurer le volume de CO₂ dégagé par la dissolution des carbonates contenus dans un échantillon en le mettant en contact avec du HCl (voir chapitre 1). Cette analyse a été effectuée sur 145 échantillons parmi les 210 qui ont été prélevés (figure 4.1). Les échantillons qui ont été retenus pour l'analyse géochimique ont été choisis selon trois facteurs : la localisation des lambeaux et des affleurements de roches sédimentaires ordoviciennes par rapport aux échantillons, la direction de l'écoulement glaciaire déterminée à partir de la compilation des marques d'érosion glaciaire de Leduc (2016) et la réaction au HCl des dépôts de till directement sur le terrain. Nous avons donc jugé bon d'écarter de l'analyse géochimique les échantillons dont la matrice ne réagissait pas au contact de l'acide chlorhydrique.

À l'aide d'un outil de géotraitement d'ArcGIS 9.3.1, une modélisation de la dispersion glaciaire a été réalisée à partir d'une analyse d'interpolation spatiale. Cette analyse a pour but de créer une surface de prévision sur l'ensemble d'un territoire étudié à partir d'un nombre limité de points d'échantillonnage. Il existe plusieurs méthodes d'interpolation de surface qui attribuent des valeurs aux emplacements où l'on ne dispose pas de mesures en fonction des valeurs connues. Parmi celles qui existent, nous avons choisi d'utiliser l'*Inverse Distance Weighted* (IDW) puisqu'elle part du principe que chaque emplacement échantillonné a une influence locale qui diminue avec la distance, ce qui correspond parfaitement au contexte de la caractérisation du transport glaciaire où la fréquence des débris marqueur décroît à mesure que l'on s'éloigne de la source de prise en charge. Ainsi, le pourcentage de débris d'anorthosites et carbonatés contenus dans les tills dans des secteurs où l'on ne dispose pas de mesures sont prédits à l'aide d'une formule mathématique qui calcule la moyenne des valeurs des points d'échantillonnage connues environnants. Cependant, il est important de noter que la qualité du résultat d'interpolation peut diminuer si la répartition des points mesurés est irrégulière (Sutton *et al.* 2009).

Finalement, des transects disposés parallèlement aux différents écoulements glaciaires suggérés ont été réalisés, afin de nous permettre de quantifier le transport glaciaire dans ces directions. Ils permettent également de voir l'influence de certains facteurs, tels que la topographie, la taille et la nature lithologique des débris sur ce transport glaciaire. Étant donnée l'irrégularité de la densité de nos points d'échantillons, nous avons pris en considération toutes les valeurs situées jusqu'à une distance maximale de 20 km de part et d'autre des transects.

4.4 Direction et chronologie des écoulements glaciaires régionaux

La répartition des formes d'érosion glaciaire inventoriées sur l'ensemble du territoire étudié montre d'importantes variations régionales de l'écoulement glaciaire. Basée sur cet inventaire, l'analyse de la compilation des microformes d'érosion de Leduc

(2016) a permis d'établir une chronologie relative des mouvements glaciaires de la région qui repose sur le recoupement des surfaces striées (figure 4.2). Cette étude de la chronologie relative suggère quatre principales directions de l'écoulement glaciaire : 1) un ancien mouvement orienté vers le SO associé à la phase de l'englaciation, 2) un mouvement vers le S associé au pléniglaciaire, 3) un mouvement d'abord vers le SE puis 4) vers l'ESE qui sont associés à la déglaciation. Cette chronologie concorde également avec celle proposée par Tremblay (1971a) et Dionne (1973).

Selon Leduc (2016), l'ancien mouvement vers le SO, également observé par plusieurs auteurs tels que Barlow *et al.* (1912), Tremblay (1971a), Dionne (1973), Paradis *et al.* (1998) et Daigneault *et al.* (2011), proviendrait d'un écoulement glaciaire à partir d'un centre de dispersion de la glace situé au nord-est de la rivière Saguenay, vraisemblablement initiée à partir des Monts-Valin. Étant le plus ancien écoulement glaciaire de la région, les marques d'érosion associées à ce mouvement sont recoupées par des stries plus récentes (figure 4.2).

Situé dans les hautes terres du Bouclier canadien, le second mouvement glaciaire orienté N-S présente en certains endroits une légère variation entre le SSO et le SSE (figure 4.2). Selon les travaux de Tremblay (1971a), l'étude de la dispersion des cailloux ordoviciens de Dionne (1973) et la compilation de Leduc (2016), ce mouvement serait associé au maximum glaciaire du Wisconsinien, alors que la glace était encore très épaisse et peu assujettie à la topographie.

La majorité des formes d'érosion glaciaire présente sur l'ensemble du territoire sont représentées par un mouvement orienté NO-SE (figure 4.2). Ce troisième mouvement s'en trouve plus ou moins parallèle aux escarpements de faille qui, selon Dionne (1973), étaient suffisamment importantes pour provoquer une réorientation de l'écoulement glaciaire du S vers le SE lors de la déglaciation.

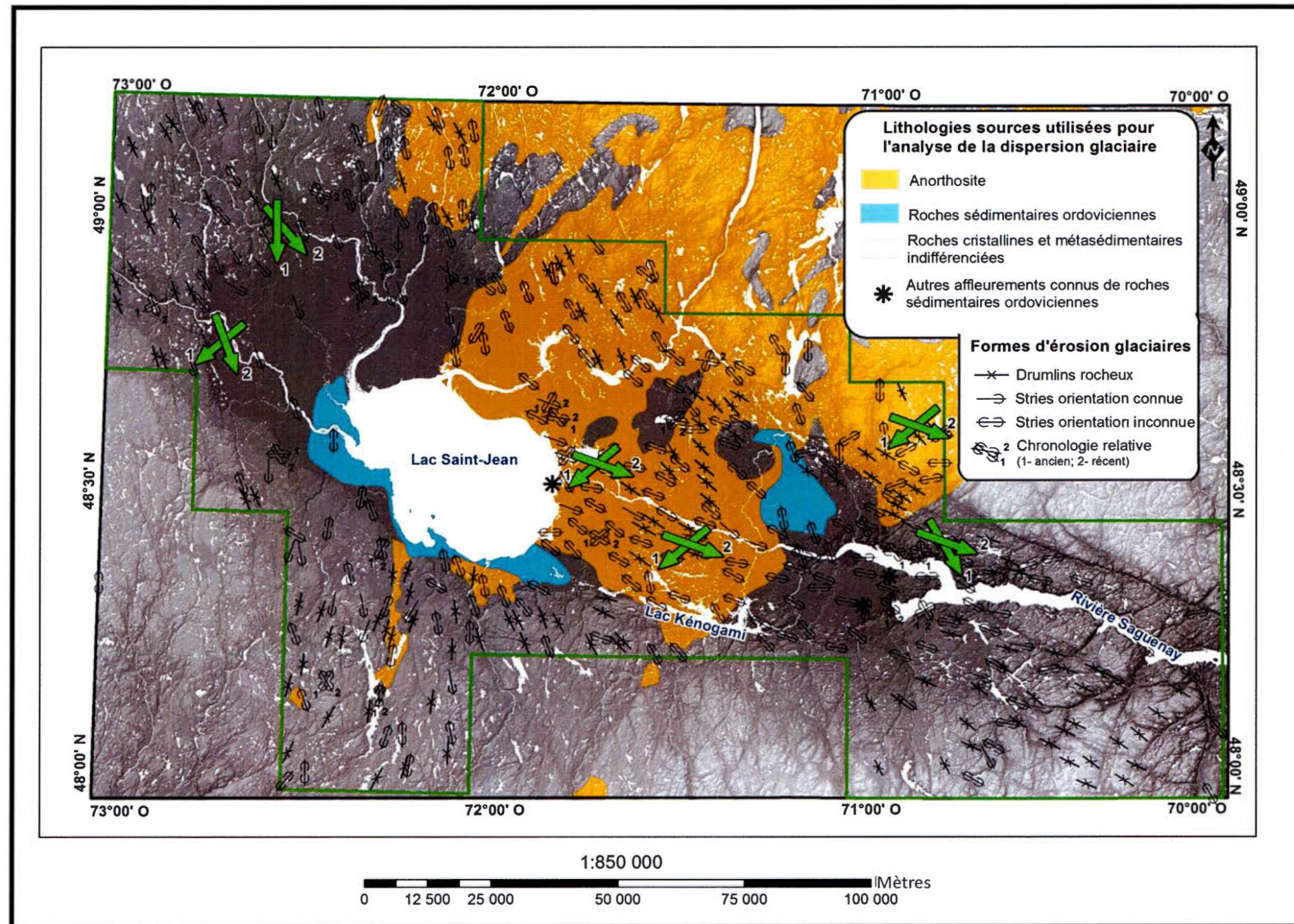


Figure 4.2 Les grandes lignes de l'écoulement glaciaire dans la région du SLSJ. Chronologie relative et données tirées de Leduc (2016).

Selon Tremblay (1971a) et Leduc (2016) le mouvement vers l'ESE serait associé aux derniers instants de la déglaciation alors que la glace était mince et que son écoulement était contrôlé par la topographie, principalement par les vallées du lac Kénogami et de la rivière Saguenay (figure 4.2).

Enfin, l'analyse sectorielle de la répartition spatiale de l'orientation des microformes d'érosion de Leduc (2016) indique une variation régionale de l'écoulement glaciaire entre la partie ouest et la partie est du territoire étudié : la partie ouest, soit la région du Lac-Saint-Jean, est caractérisée par deux mouvements glaciaires orientés vers le SSE et le S tandis que la partie est, soit la région du Saguenay, est caractérisée par trois mouvements glaciaires orientés vers l'ESE, le SE et le SSE (figure 4.2). Selon l'auteur, l'écoulement glaciaire dans la région du Saguenay aurait été davantage influencé par la dépression structurale par rapport à la région du Lac-Saint-Jean.

4.5 La dispersion des indicateurs lithologiques

4.5.1 Les anorthosites

Les données brutes

Les pourcentages de débris anorthositiques (4-16 mm) contenus dans les tills sont très diversifiés puisqu'ils varient de 0 à 90% (figure 4.3; annexe C). Les plus forts pourcentages de ces débris sont localisés dans les hautes terres près de Saint-Ludger-de-Milot, de Notre-Dame-du-Rosaire et du Parc national des Monts-Valin ainsi que dans les basses terres entre Alma et Chicoutimi. Dans l'ensemble, 4% des tills recueillis ont plus de 50% de débris anorthositiques. Seul un échantillon situé au sud des limites du massif contenait plus de 50% d'anorthosites (figure 4.3). Les échantillons contenant entre 30 et 50% de débris anorthositiques constituent 15% des tills recueillis et se localisent, pour la plupart, à l'intérieur des limites du massif. Seulement cinq de ces échantillons sont situés au sud du massif d'anorthosite près de Notre-Dame-du-Rosaire et au nord de Chicoutimi (figure 4.3). Les échantillons ayant

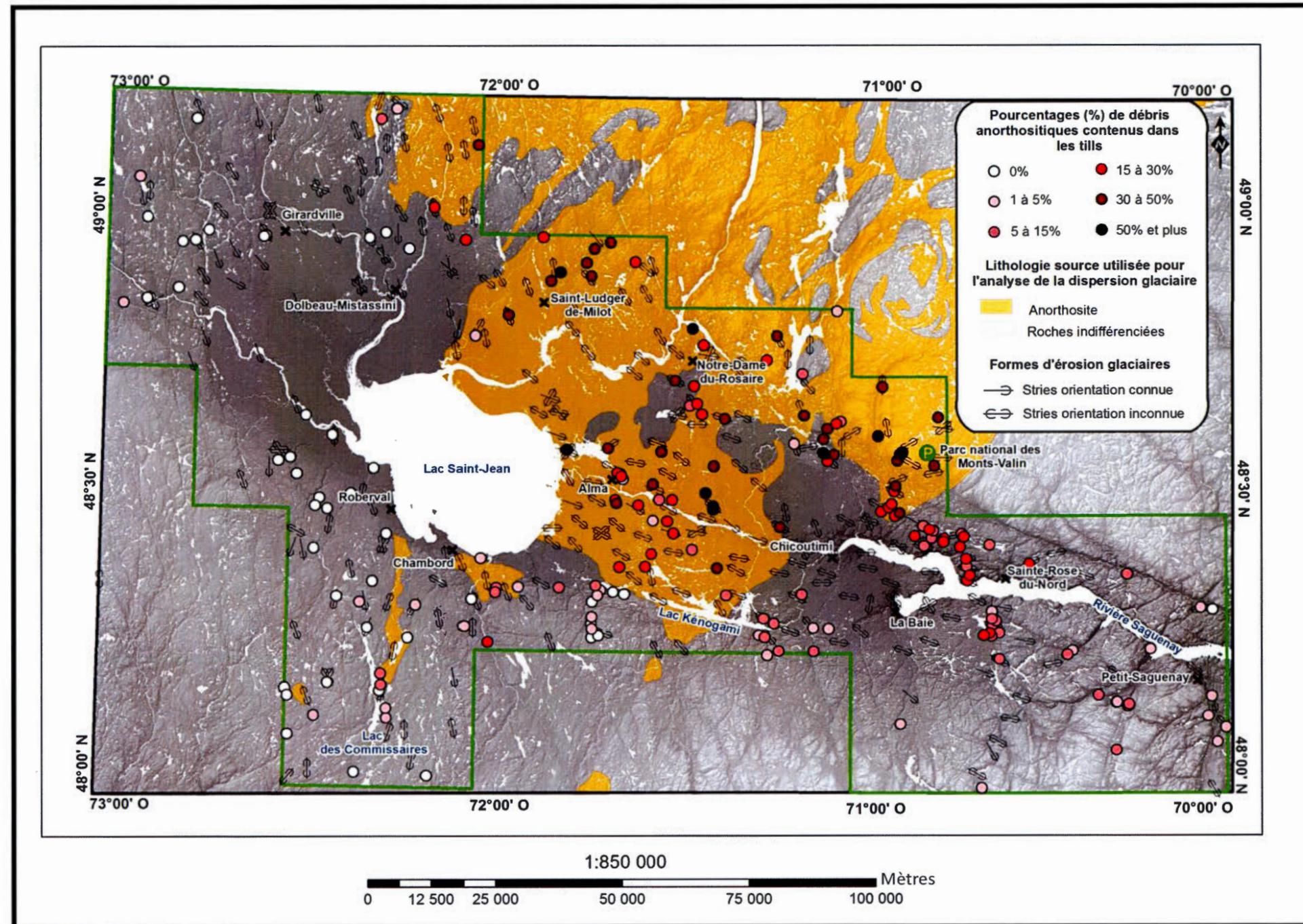


Figure 4.3 Pourcentages (%) de débris anorthositiques (4-16 mm) contenus dans les tills du SLSJ.

15 à 30% de débris anorthositiques, soit 21% des tills recueillis, semblent un peu plus dispersés sur l'ensemble du territoire bien qu'en général, ils se trouvent aussi à l'intérieur des limites du massif, près de Notre-Dame-du-Rosaire, du Parc national des Monts-Valin et d'Alma (figure 4.3). La majorité des échantillons se trouvant à l'extérieur de ses limites se situe au sud-est du massif d'anorthosite entre Chicoutimi, Sainte-Rose-du-Nord et La Baie. Quelques échantillons contenant entre 15 et 30% d'anorthosites se trouvent également au sud de leur source potentielle, soit au nord-est de Dolbeau-Mistassini et au sud de Chambord (figure 4.3). Constituant 19% des dépôts de till recueillis, les échantillons contenant entre 5 et 15% de débris anorthositiques se situent presque en totalité en dehors des limites du massif et principalement au sud-est de leurs sources dans les régions de Chicoutimi, Sainte-Rose-du-Nord et entre La Baie et Petit-Saguenay. Au sud et au sud-est de Chambord, nous avons également noté quelques échantillons qui témoignent d'un transport dans cette direction. Les échantillons contenant de 1 à 5% de débris anorthositiques, soit 19% des tills recueillis, se localisent majoritairement en dehors des limites du massif d'anorthosite, particulièrement dans les hautes terres au sud et au sud-est de Chambord ainsi qu'aux alentours de Petit-Saguenay. Nous avons également noté quelques échantillons au sud-est du massif dans la région du lac Kénogami. Il est aussi possible d'y observer trois échantillons au nord et à l'ouest de Girardville (figure 4.3). Finalement, 22% des tills recueillis ont moins de 1% de débris anorthositiques. L'ensemble de ces échantillons se localise en dehors des limites du massif d'anorthosite, majoritairement à l'ouest et au sud de celui-ci, entre Girardville et les hautes terres au sud et au sud-est de Chambord (figure 4.3).

Le modèle IDW

Avec la méthode d'interpolation IDW et en tenant compte de nos valeurs obtenues suite aux comptages pétrographiques, nous avons créé un modèle afin de soutenir une tendance de l'étendue des aires de dispersion des débris anorthositiques (4-16 mm). Conformément aux directions d'écoulement glaciaire déduites des formes d'érosion

glaciaire de Leduc (2016), nous pouvons discerner deux principales directions quant à la dispersion de ces débris : l'une orientée vers le SE et l'ESE, l'autre vers le S et le SO (figure 4.4).

De manière générale, les aires montrant une concentration de plus de 20% en débris anorthositiques dans les tills sont localisées à l'intérieur des limites du massif (figure 4.4). À l'extérieur des limites du massif, l'aire de dispersion générée par le mouvement orienté vers le SE et l'ESE, d'une largeur d'environ 80 km, s'observe entre Chicoutimi et Petit-Saguenay à l'est du massif d'anorthosite et montre une décroissance graduelle de ces débris dans les tills sur plus de 100 km de distance (figure 4.4). Au sud de Chambord, où l'on note la présence de lambeaux d'anorthosite dans les hautes terres du Lac-Saint-Jean, nous pouvons déceler une traînée de dispersion glaciaire des débris anorthositiques vers le S, le SO mais également vers le SE. Moins bien définie que la précédente, l'aire de dispersion générée par ces mouvements s'étend sur près de 50 km de largeur et sur plus de 55 km de longueur (figure 4.4). Au NO de la région du Lac-Saint-Jean, aucune aire de dispersion des débris anorthositiques n'est observée vers le SO. Selon le modèle IDW, l'aire de dispersion de ces débris, d'une largeur d'environ 18 km, s'effectue vers le SE sur une distance maximale de 30 km avant de franchir à nouveau les limites du massif d'anorthosite (figure 4.4).

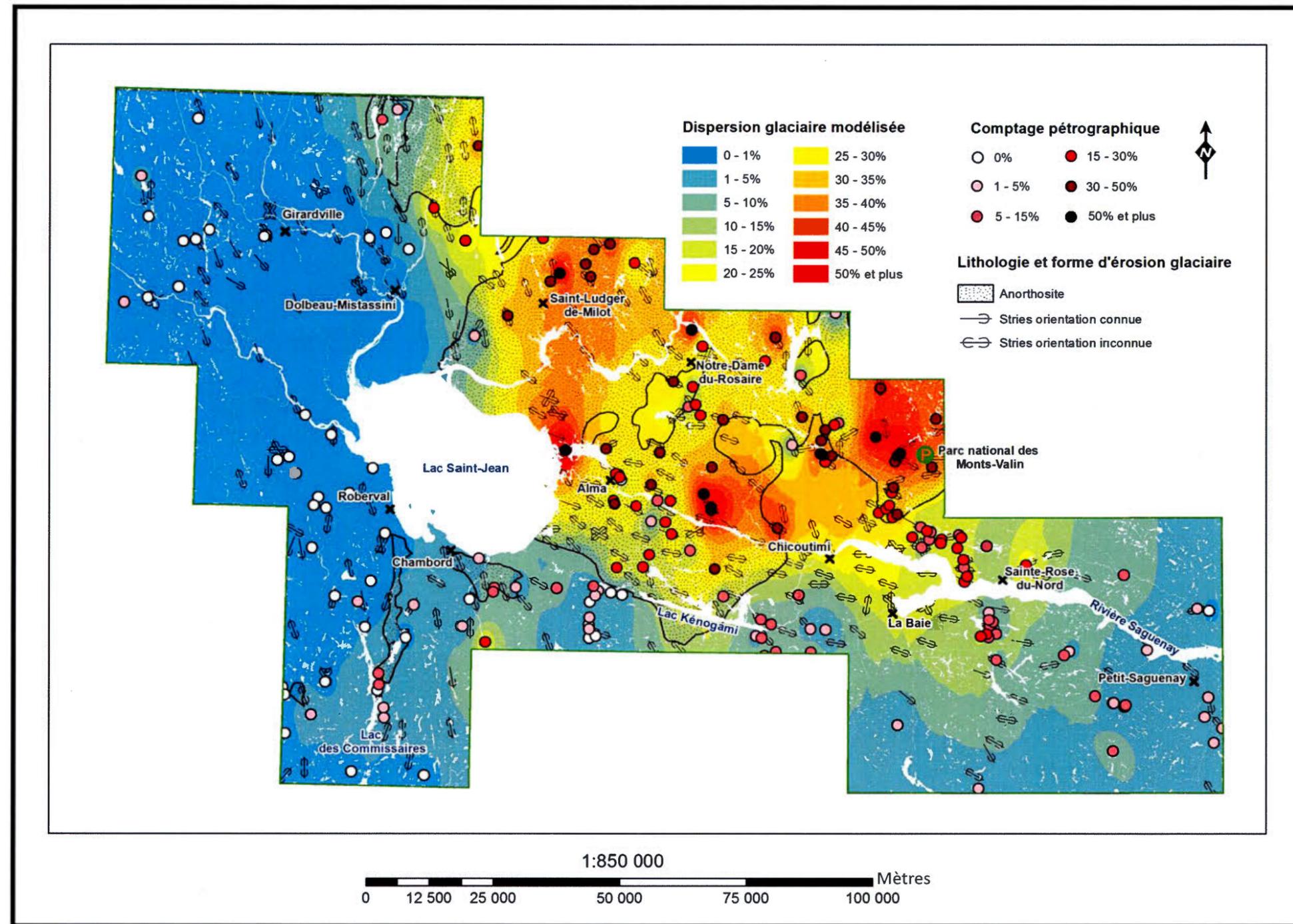


Figure 4.4 Dispersion glaciaire modélisée des débris anorthositiques (4-16 mm) contenus dans les tills de la région du SLSJ.

Les transects selon les directions d'écoulement glaciaires proposées

Le transect AB suit une trajectoire NE-SO, parallèle au premier mouvement glaciaire de la région orienté vers le SO, et associé par Leduc (2016) à la phase de l'englaciation (figure 4.5). Le long de ce transect, le till est assez mince et le substrat rocheux affleure à maints endroits dans les hautes terres du Bouclier canadien dont l'altitude varie entre 200 et 500 m, ainsi qu'au niveau des surélévations transversales, frontière naturelle entre les basses terres du Saguenay et du Lac Saint-Jean, caractérisée par un relief irrégulier variant entre 180 et 210 m d'altitude. Des dépôts glaciomarins d'eau profonde et fluvioglaciaires sont présents dans les basses terres du Lac-Saint-Jean dont la surface plane avec une altitude entre 150 et 170 m.

La courbe de dispersion glaciaire réalisée sur le transect AB montre une décroissance de la quantité de débris d'anorthosites dans le sens de l'écoulement glaciaire suggéré sur plus de 70 km (figure 4.5). Les proportions les plus élevées, soit plus de 40%, se trouvent directement sur leur source. Au NE, le transect débute dans les hautes terres du Bouclier canadien au nord du lac Tchitogama, situé à 19 km du contact proximal de la source, lequel est situé en dehors de la zone d'étude. À cet endroit, les débris d'anorthosites forment 50% de tous les graviers du till. Ensuite, on note une décroissance de la quantité de ces débris, entre 20 et 40 % d'anorthosites, sur 30 km de distance. Ces pourcentages demeurent toutefois assez élevés même sur des zones où la nature de substrat est différente (figure 4.5). Suivant le contact proximal de la deuxième zone d'anorthosites, on note un accroissement des valeurs allant jusqu'à 90% de débris anorthositiques dans les tills, suivi d'une décroissance rapide de plus de 50% de ces débris et ce, sur un peu moins de cinq kilomètres de distance. Puis, la diminution de ces fragments demeure relativement constante, entre 10 et 25% d'anorthosites, sur une distance de 15 km. Au niveau du contact distal, la concentration de ces débris diminue brusquement à 2,2% d'anorthosites. Puis, dans les hautes terres, ces roches sont présentes sur 12 km de distance, mais sont faiblement représentées avec seulement 0,5% d'anorthosites dans les tills (figure 4.5).

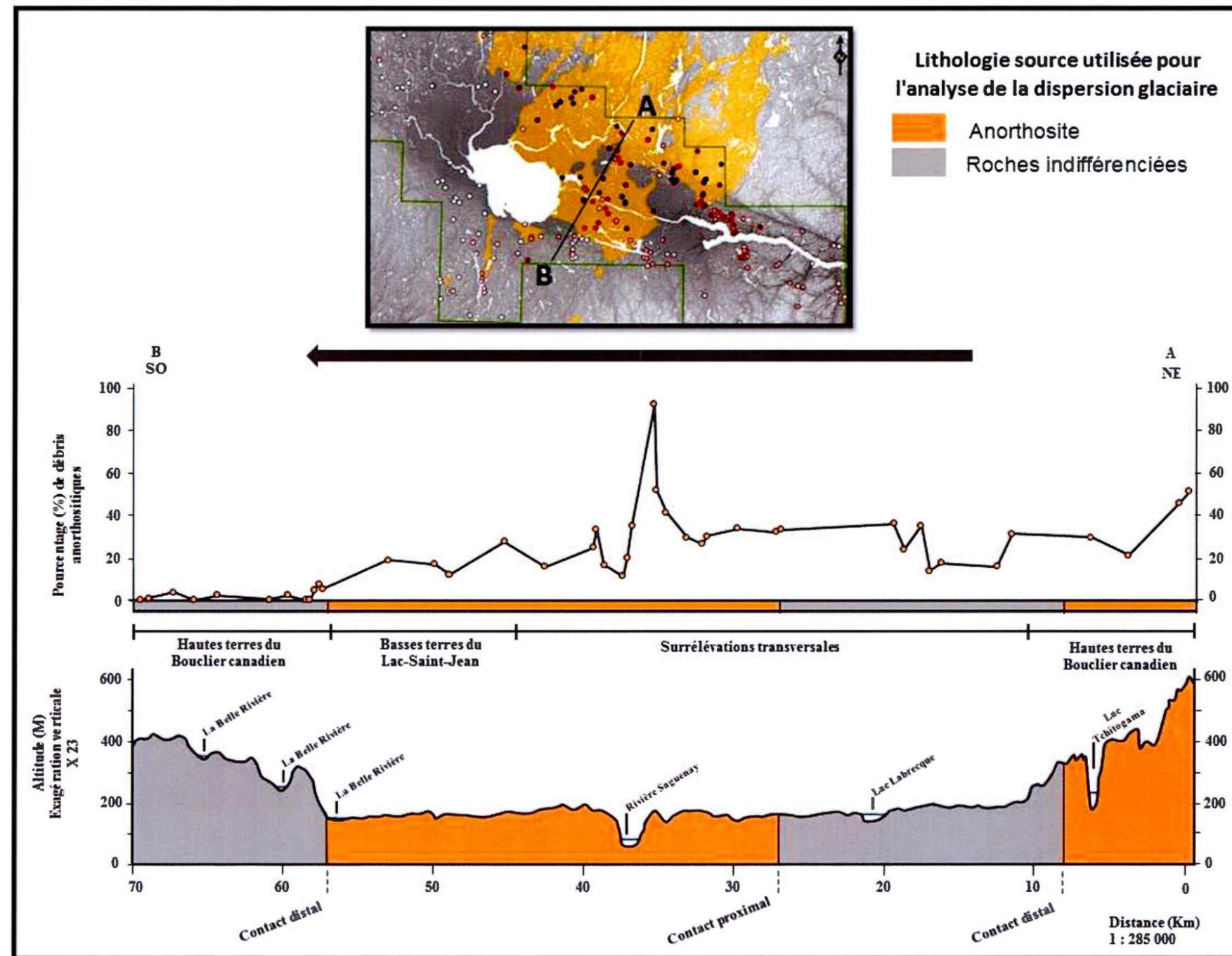


Figure 4.5 Dispersion des débris anorthositiques (4-16 mm) selon un axe NE-SO. La flèche grise correspond à la direction de l'écoulement glaciaire.

La traînée de dispersion en direction du SO s'étend donc sur près de 12 km environ. La demi-distance, c'est-à-dire la distance à partir du contact distal où l'abondance de ces débris devient inférieure de moitié à celle qui a été mesurée à ce contact, est de un kilomètre (Dreimanis et Vagners, 1971; Dilabio, 1981; Shilts, 1982).

Le transect CD est orienté selon un axe ONO-ESE, soit parallèlement à l'orientation des formes d'érosion et d'accumulation glaciaires dans ce secteur ainsi qu'à l'escarpement de faille qui délimite la partie sud des basses terres du SLSJ des hautes terres du Bouclier canadien (figure 4.6). Le long de ce transect, le till est présent seulement au niveau des surélévations transversales et dans les hautes terres, ce qui explique l'absence de donnée sur les premiers kilomètres du transect. Le secteur est caractérisé par une topographie relativement plane dont les altitudes varient de 100 à 250 m avec des collines qui s'élèvent à plus de 300 m à mesure que l'on s'approche des hautes terres du Saguenay et, éventuellement, du fjord du Saguenay.

Suivant le sens de l'écoulement glaciaire, la courbe de dispersion réalisée sur le transect CD est caractérisée par une diminution lente des débris d'anorthosites (4-16 mm) contenue dans les tills et ce, sur plus de 60 km vers l'ESE (figure 4.6). Les proportions les plus élevées se trouvent sur leur source et plus précisément, dans la partie aval du transect AB avec des valeurs maximales observées de 16,5 à 28,3% sur un peu moins de cinq kilomètres de distance (figures 4.5 et 4.6). Par la suite, on note une faible diminution de ces fragments, même sur des zones où la nature de substrat est différente, sur une distance d'environ 37 km avec des proportions allant de 5 à 15% d'anorthosites dans les tills. Puis, à environ 15 km suivant le contact distal du massif d'anorthosite, la quantité de ces débris chute à moins de 2% sur près de 20 km de distance (figure 4.6). La traînée de dispersion en direction de l'ESE s'étend sur un minimum d'environ 35 km avec une demi-distance de neuf kilomètres.

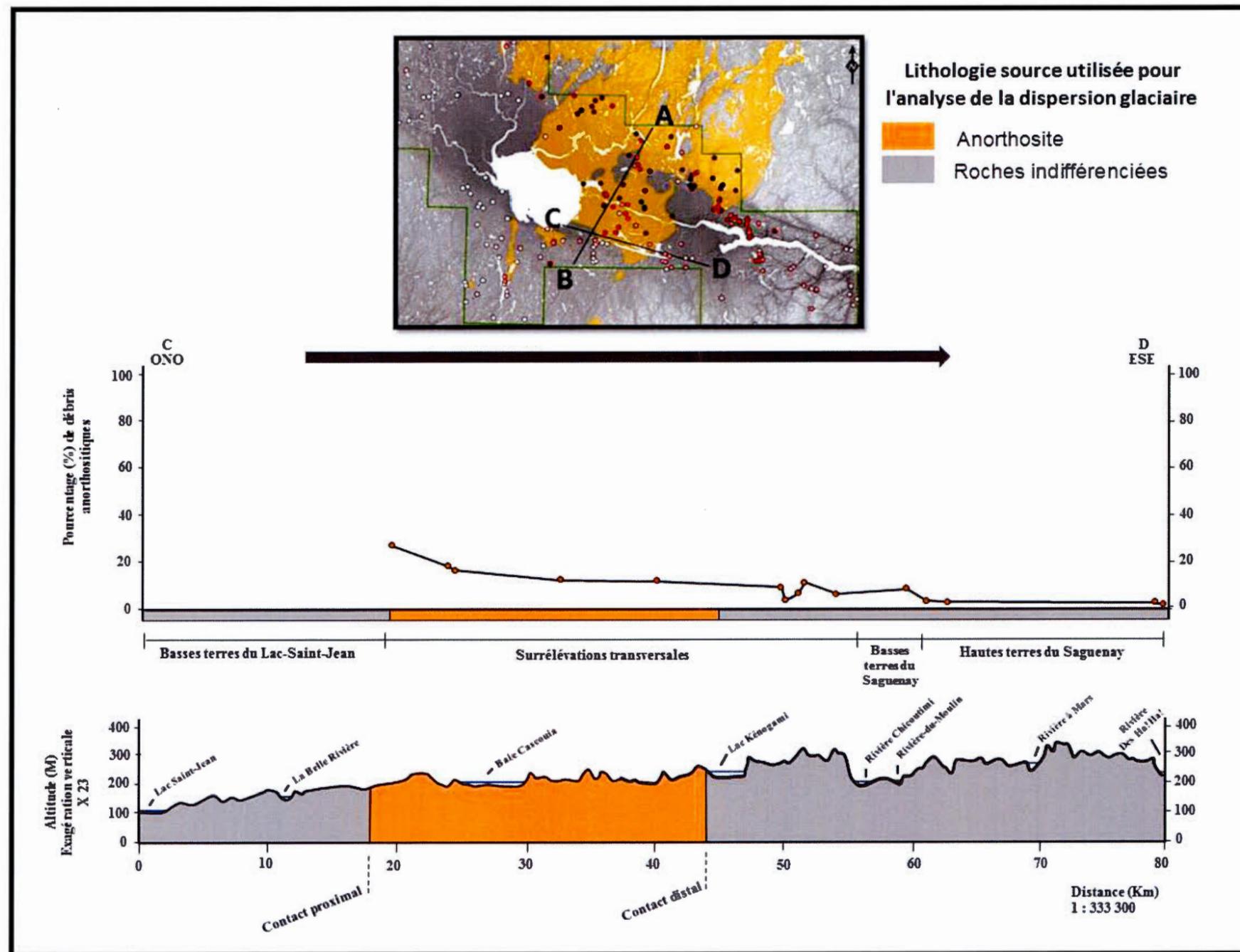


Figure 4.6 Dispersion des débris anorthositiques selon un axe ONO-ESE. La flèche grise correspond à la direction de l'écoulement glaciaire.

Une troisième courbe de dispersion a été réalisée dans le but de confirmer la traînée de dispersion vers le SE et l'ESE observée dans les données brutes et le modèle IDW. Parallèle au mouvement glaciaire dominant de la région, le transect EF est orienté NO-SE (figure 4.7). Le long de ce transect, le till est très peu présent sur les vingt premiers kilomètres ; les dépôts glaciomarins et organiques y dominent avec quelques affleurements rocheux, ce qui explique le peu de données. Ces dépôts sont également très abondants, tout au long de ce transect, à l'intérieur des basses terres du SLSJ, dont la surface est relativement plane avec une altitude qui varie entre 170 et 250 m. Le till qu'on y retrouve est généralement assez mince et le substrat rocheux affleure à maints endroits, principalement au niveau des surélévations transversales et du fjord du Saguenay où les collines s'élèvent jusqu'à 600 m d'altitude.

En général, la courbe de dispersion réalisée sur le transect EF montre trois enrichissements rapides des débris anorthositiques, là où ces roches forment le substrat rocheux (figure 4.7). Encore une fois, les proportions les plus élevées en débris anorthositiques, soit 40% et plus, se trouvent sur la source de prise en charge et vont en diminuant vers l'aval glaciaire. Suivant le sens de l'écoulement glaciaire, le transect débute en dehors de la bordure ouest du massif d'anorthosite, à la limite nord entre les basses terres du Lac-Saint-Jean et les hautes terres du Bouclier canadien. Bien que nous soyons en dehors des limites du massif, des débris anorthositiques sont présents dans les dépôts glaciaires. L'orientation des marques d'écoulements glaciaires de ce secteur suggère un transport glaciaire vers le S et le SSE (figure 4.3). La présence de ces débris serait donc associée à une partie du massif d'anorthosite situé au nord de ce transect. Ainsi, à moins de trois kilomètres du contact distal de cette source, nous avons une concentration de 21,3% de débris anorthositiques dans les tills (figure 4.7).

À environ sept kilomètres suivant le contact proximal du massif d'anorthosite, les comptages pétrographiques effectués indiquent une augmentation très rapide de la concentration de ces débris de sorte que ceux-ci forment de 30 à 60% de tous les

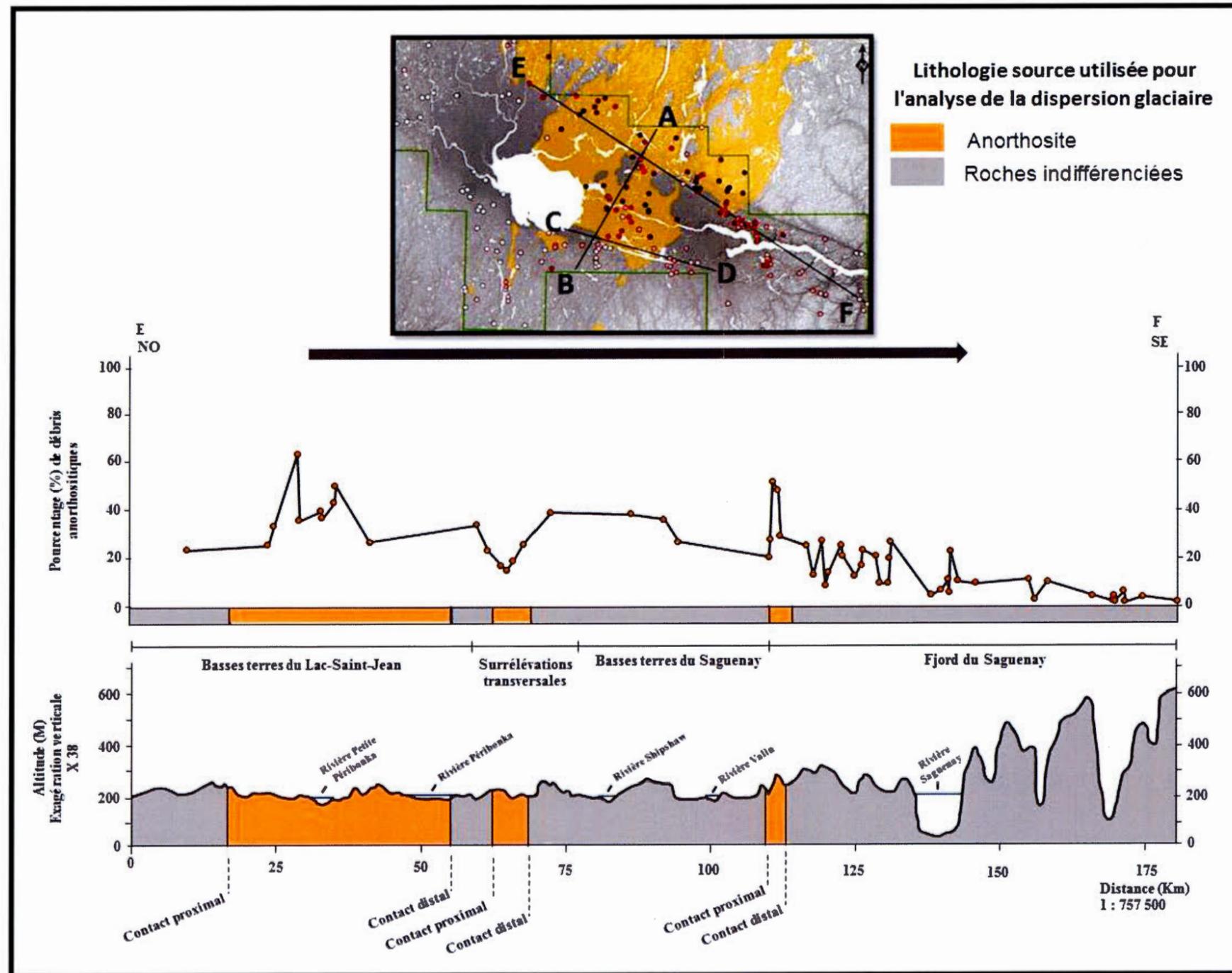


Figure 4.7 Dispersion des débris anorthositiques selon un axe NO-SE. La flèche grise correspond à la direction de l'écoulement glaciaire.

graviers du till sur environ dix kilomètres de distance (figure 4.7). On observe ensuite une diminution lente de la quantité de ces débris, entre 20 et 30% d'anorthosites, sur une distance de 20 km. Dès le contact distal franchi, la concentration des débris anorthositiques chute entre 10 et 20% sur moins de trois kilomètres de distance (figure 4.7). Suivant le second contact proximal du massif d'anorthosite, on note une augmentation rapide des valeurs, passant alors de 13,5 à 35% d'anorthosites, suivi d'une diminution qui demeure stable, même sur des zones où la nature du substrat est différente, sur près de 40 km de distance avec des proportions allant de 20 à 30% d'anorthosites (figure 4.7). Au niveau du troisième contact proximal du massif, les débris anorthositiques augmente considérablement de sorte que ceux-ci forment de 40 à 50% de tous les graviers du till sur moins de deux kilomètres de distance. S'en suit d'une décroissance rapide de plus de 50% de ces débris, la demi-distance s'élevant à six kilomètres du contact distal. De ce fait, on observe entre 10 et 25% d'anorthosites sur une distance d'environ 15 km. La diminution de ces fragments dans les tills demeure, par la suite, relativement constante. Ensuite, le pourcentage de ces débris diminue entre 5 à 10% sur près de 20 km de distance et finalement, la quantité de ces débris chute à moins de 5% sur une distance de 15 km (figure 4.7). On peut donc suivre la dispersion glaciaire des anorthosites sur plus de 60 km vers le SE et l'ESE.

4.5.2 Les carbonates

4.5.2.1 Les graviers

Les données brutes

Les pourcentages de débris carbonatés (4-16 mm) contenus dans les tills sont très diversifiés puisqu'ils varient de 0 à 89%. Cependant, sur l'ensemble de la région, peu de tills contenait de ces débris ; sur les 210 échantillons recueillis, seulement 17% de ces échantillons contenaient des débris carbonatés (figure 4.8; annexe C).

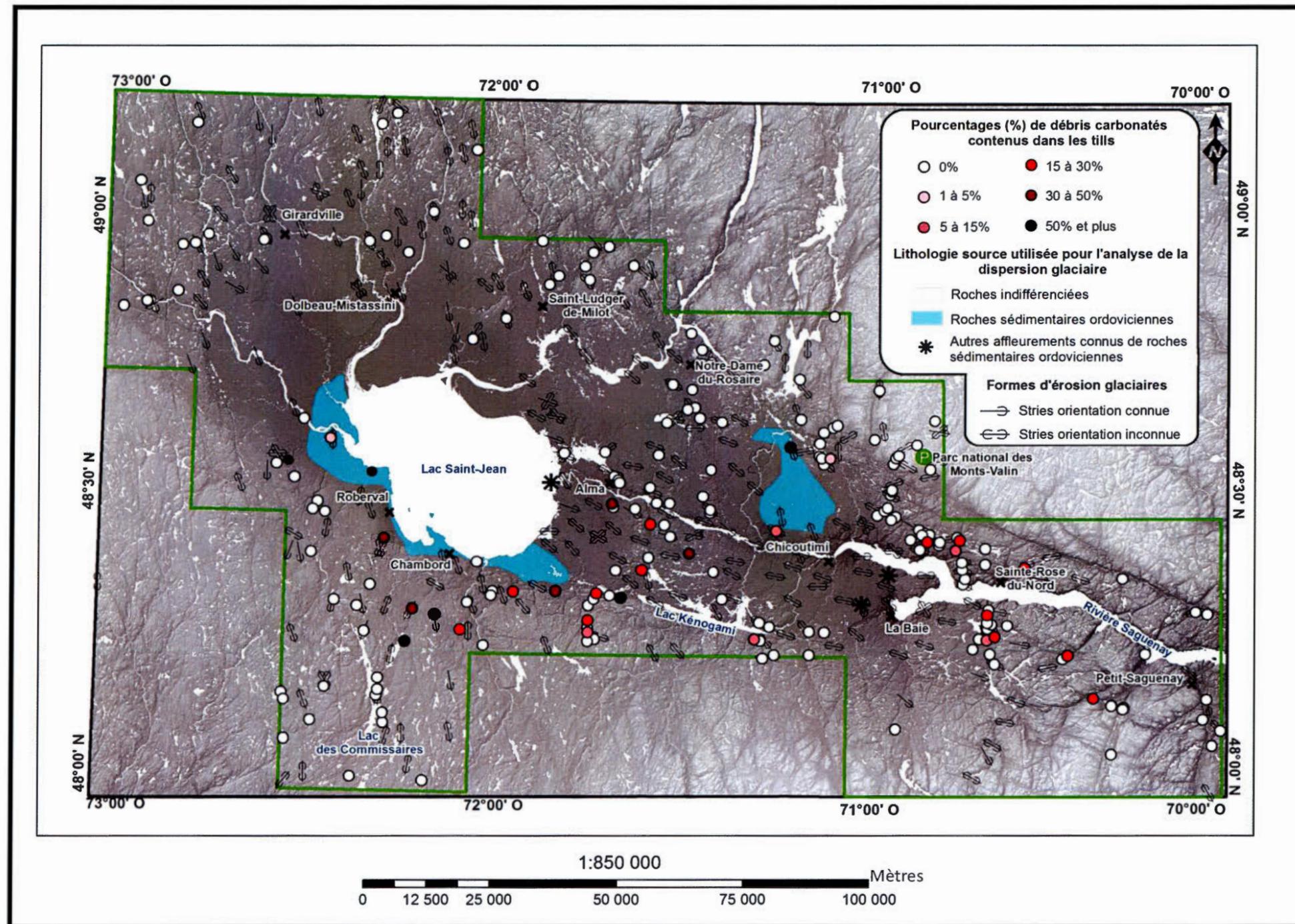


Figure 4.8 Dispersion des débris carbonatés (4-16 mm) dans la région du SLSJ.

Les plus forts pourcentages de ces débris sont localisés dans les hautes terres au sud et au sud-est du lac Saint-Jean près de Roberval et de Chambord ainsi que dans les basses terres entre Alma et Chicoutimi. Dans l'ensemble, 3% des échantillons recueillis ont plus de 50% de débris carbonatés : les tills contenant plus de 80% de ces débris sont situés à l'intérieur des limites de la couverture sédimentaire ordovicienne, soit au nord et Roberval et de Chicoutimi (figure 4.8). Les tills contenant entre 30 et 50% de débris carbonatés constituent seulement 2% de ces échantillons et se localisent au sud et à l'est du lac Saint-Jean près de Roberval, Chambord et Alma (figure 4.8). La majorité des échantillons contenant des débris carbonatés dans les tills, soit 40% de ceux-ci, ont entre 15 et 30% de ces débris. Ces échantillons se localisent, pour la plupart, au sud-est et à l'est du lac Saint-Jean, près de Chambord, Alma et le lac Kénogami ainsi qu'à l'est et au sud-est de Chicoutimi et de La Baie (figure 4.8). Quant au 2% des échantillons de tills recueillis contenant de 5 à 15% de débris carbonatés, ils se localisent majoritairement dans les hautes terres du Bouclier canadien au sud-est du lac Saint-Jean ainsi qu'à l'est et au sud-est de Chicoutimi et de La Baie dans le fjord du Saguenay. Seul un échantillon contenant de 5 à 15% se situe au nord-ouest de Chicoutimi à la limite sud de la couverture sédimentaire ordovicienne (figure 4.8). Les échantillons contenant de 1 à 5% de débris carbonatés constituent seulement 1% des tills récoltés et se localisent au nord-ouest de Roberval, à l'intérieur des limites de la couverture sédimentaire ordovicienne, ainsi qu'au nord-est du massif sédimentaire ordovicien situé au nord de Chicoutimi (figure 4.8).

Le modèle IDW

Conformément à la direction d'écoulement glaciaire déduite des formes d'érosion glaciaire de Leduc (2016), le modèle de dispersion nous permet de discerner quatre aires de dispersion des débris carbonatés : au sud et au sud-est du lac Saint-Jean, au sud-est d'Alma, dans les basses terres du Saguenay près de Chicoutimi et finalement, au sud-est des affleurements présents dans la région de La Baie (figure 4.9).

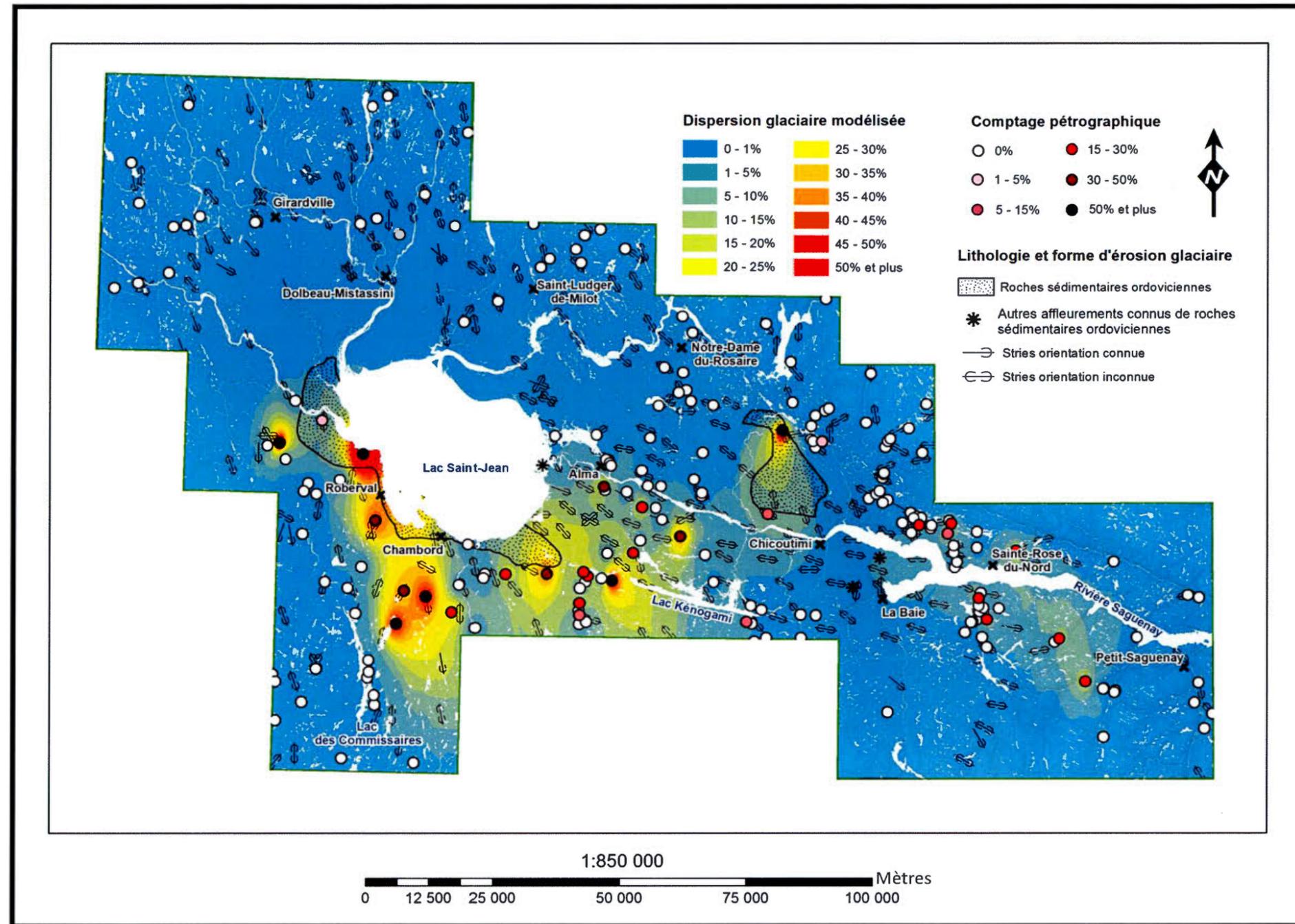


Figure 4.9 Dispersion glaciaire modélisée des débris carbonatés (4-16 mm) contenus dans les tills de la région du SLSJ.

Dans les hautes terres au sud et au sud-est du lac Saint-Jean, l'aire de dispersion des débris carbonatés s'étend sur près de 65 km de largeur et nous permet de discerner un transport glaciaire de ces débris entre le SSO et le SE. L'aire de dispersion générée par ces mouvements s'observe entre Roberval, Chambord et les lacs des Commissaires et Kénogami et montre une décroissance rapide de ces débris sur plus de 42 km de distance (figure 4.9). Entre Alma et le lac Kénogami, nous pouvons voir une traînée de dispersion glaciaire des débris carbonatés vers le SE. Moins bien définie que la précédente, l'aire de dispersion générée par ce mouvement, d'une largeur d'environ 20 km, s'étend sur près de 50 km de distance. Ce transport glaciaire semble provenir de la région du Lac-Saint-Jean où nous pouvons y percevoir un affleurement connu de roches sédimentaires ordoviciennes à environ 12 km à l'ouest d'Alma (figure 4.9). En examinant le modèle de dispersion, nous pouvons constater que la traînée de dispersion s'effectue principalement au sud de la ville d'Alma où la proportion des débris carbonatés dans les tills peut être relativement élevée allant jusqu'à 35%, tandis qu'au nord de cette ville, nous y observons que de très faibles pourcentages de ces débris, soit entre 0 et 5% (figure 4.9). L'aire de dispersion des débris carbonatés provenant du massif sédimentaire ordovicien situé au nord de Chicoutimi, d'une largeur d'environ 9 km, est dirigée vers le S et le SSE et s'étend sur une distance de 13 km. Aucun transport de ces débris vers le SE et l'ESE n'est observé directement à partir de ce massif (figure 4.9). Dans la région de La Baie, où l'on note la présence d'affleurements connus de roches sédimentaires ordoviciennes, nous pouvons déceler une aire de dispersion d'une largeur d'environ 26 km vers le SE et l'ESE. Suivant cet axe, nous constatons que les débris carbonatés ont été dispersés sur une plus grande étendue puisque l'on trouve des proportions de 1 à 5% de ces débris dans les tills jusqu'à des distances pouvant atteindre entre 54 et 70 km selon les sources possibles de prise en charge de ces débris, c'est-à-dire les deux affleurements connus de roches sédimentaires ordoviciennes situés au nord et au nord-ouest de La Baie ou le massif sédimentaire ordovicien situé au nord de Chicoutimi (figure 4.9).

4.5.2.2 La fraction fine

Les données brutes

Quant à la fraction fine (< 0,063 mm) de la matrice des tills, les résultats obtenus par l'analyse géochimique des 145 échantillons sélectionnés montrent une teneur en carbonates variant de 0 à 35%. Cependant, la concentration moyenne est de 1 à 2% seulement (figure 4.10; annexe C).

Les plus forts pourcentages de la concentration de carbonates contenus dans la matrice des tills sont localisés, pour la plupart, au sud-est de Chambord, près de la limite de la couverture sédimentaire de roches ordoviciennes du sud du lac Saint-Jean. Seul un échantillon contenait plus de 30% de carbonates et se situe à l'intérieur des limites du massif sédimentaire ordovicien au nord de Chicoutimi (figure 4.10). Les échantillons ayant une concentration de carbonates entre 5 et 15% se localisent principalement dans les hautes terres au sud et à l'ouest de Roberval et de Chambord, ainsi qu'au sud-est de la lithologie source du sud du lac Saint-Jean. Seulement trois échantillons sont situés au sud et à l'est du massif sédimentaire ordovicien au nord de Chicoutimi (figure 4.10). Les échantillons contenant de 3 à 5% de carbonates sont majoritairement situés à l'est des affleurements du lac Saint-Jean, entre Alma et le lac Kénogami, ainsi qu'au sud-est des affleurements connus de roches sédimentaires ordoviciennes de la région de La Baie (figure 4.10). Composant plus de la moitié des échantillons analysés, les tills contenant une concentration de 1 à 3% de carbonates sont répartis sur l'ensemble du territoire au sud et à l'est des affleurements du lac Saint-Jean ainsi que de ceux de Chicoutimi et de la région de La Baie (figure 4.10). Il est probable que la dispersion des carbonates contenus dans la fraction fine des tills dépasse la limite du territoire étudié. Seuls quelques échantillons de till ne contiennent pas de carbonates dans leur matrice ; ils se localisent principalement entre Alma et Sainte-Rose-du-Nord (figure 4.10).

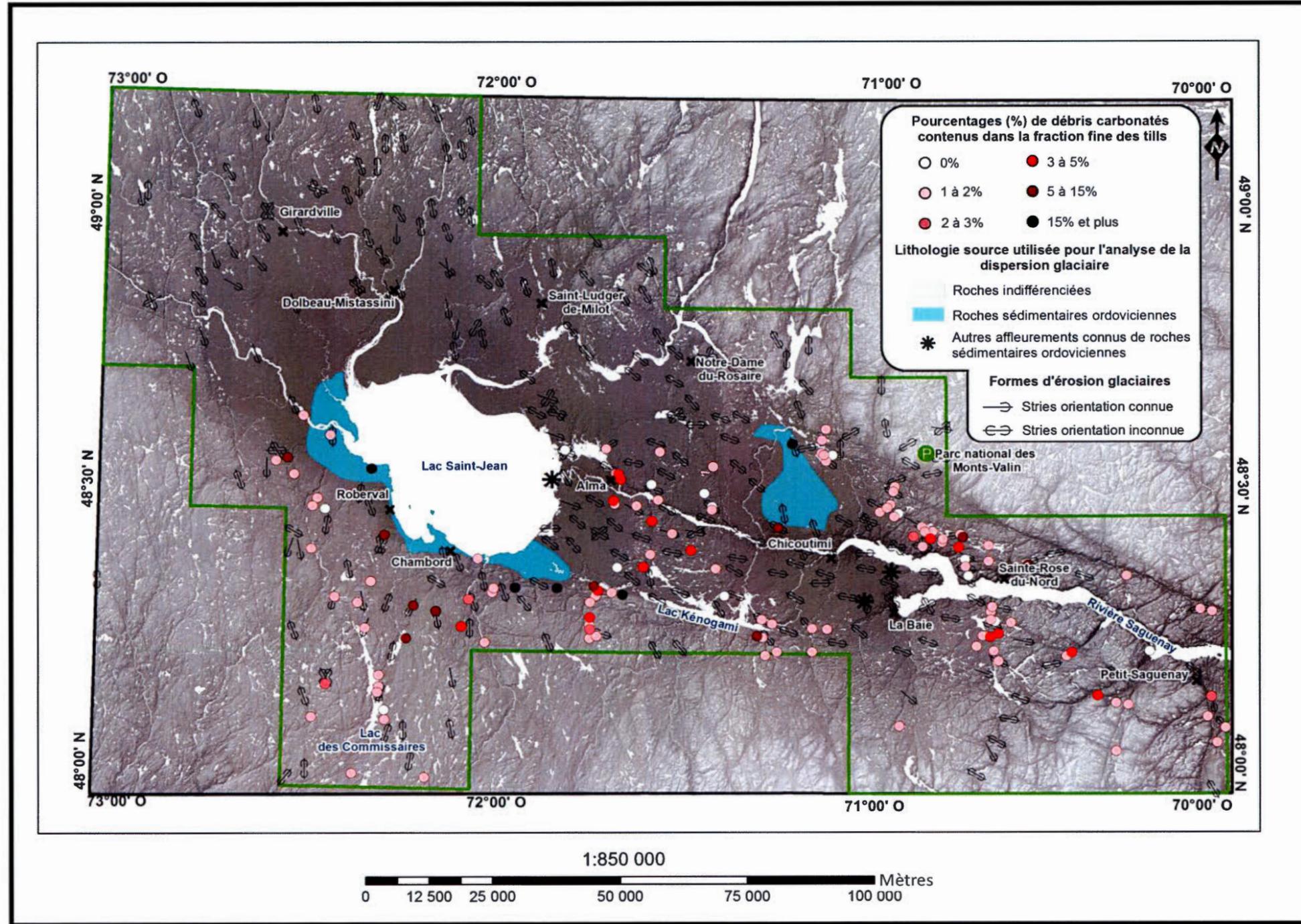


Figure 4.10 Dispersion des carbonates contenus dans la fraction fine (< 0,063 mm) des tills de la région du SLSJ.

Le modèle IDW

Le modèle de dispersion des débris carbonatés dans la fraction fine ($< 0,063$ mm) de la matrice des tills nous permet de discerner trois aires de dispersion, soit au sud et au sud-est du lac Saint-Jean, au sud-est d'Alma et finalement, au sud-est du lambeau de Saint-Honoré situé au nord de Chicoutimi. Ces aires de dispersion correspondent également à celles déduites à partir du modèle des graviers de carbonates (figures 4.9 et 4.11). Cependant, celles de la fraction fine tendent à se fondre l'une dans l'autre, ce qui rend difficile de quantifier la largeur de chacune de ces traînées de dispersion. Suivant les directions d'écoulement glaciaire déduites des formes d'érosion glaciaire de Leduc (2016), l'orientation du transport de ces débris varie entre le SSO et l'ESE.

Ce modèle nous confirme que la principale aire de dispersion, tant au niveau des graviers que de la fraction fine des tills, se situe au sud et au sud-est du lac Saint-Jean où nous pouvons percevoir un transport glaciaire dirigé entre le SSO et le SE sur une distance minimale de 47 km (figure 4.11). Au sud-est d'Alma, nous pouvons voir que la traînée de dispersion s'effectue vers le SE de cette ville où la proportion de carbonates varie entre 2 et 5% sur près de 35 km suivant l'affleurement connu de roches sédimentaires ordoviciennes à l'ouest d'Alma (figure 4.11). Quant au secteur entre Chicoutimi et Petit-Saguenay, la dispersion des carbonates s'effectue suivant une orientation qui varie entre le SSE et l'ESE et ce, à partir du lambeau de Saint-Honoré et des affleurements de la région de La Baie. Au-delà de 10 km de la source, les proportions de carbonates dans la fraction fine des tills sont de 1 à 2% sur plus de 80 km vers le SE (figure 4.11).

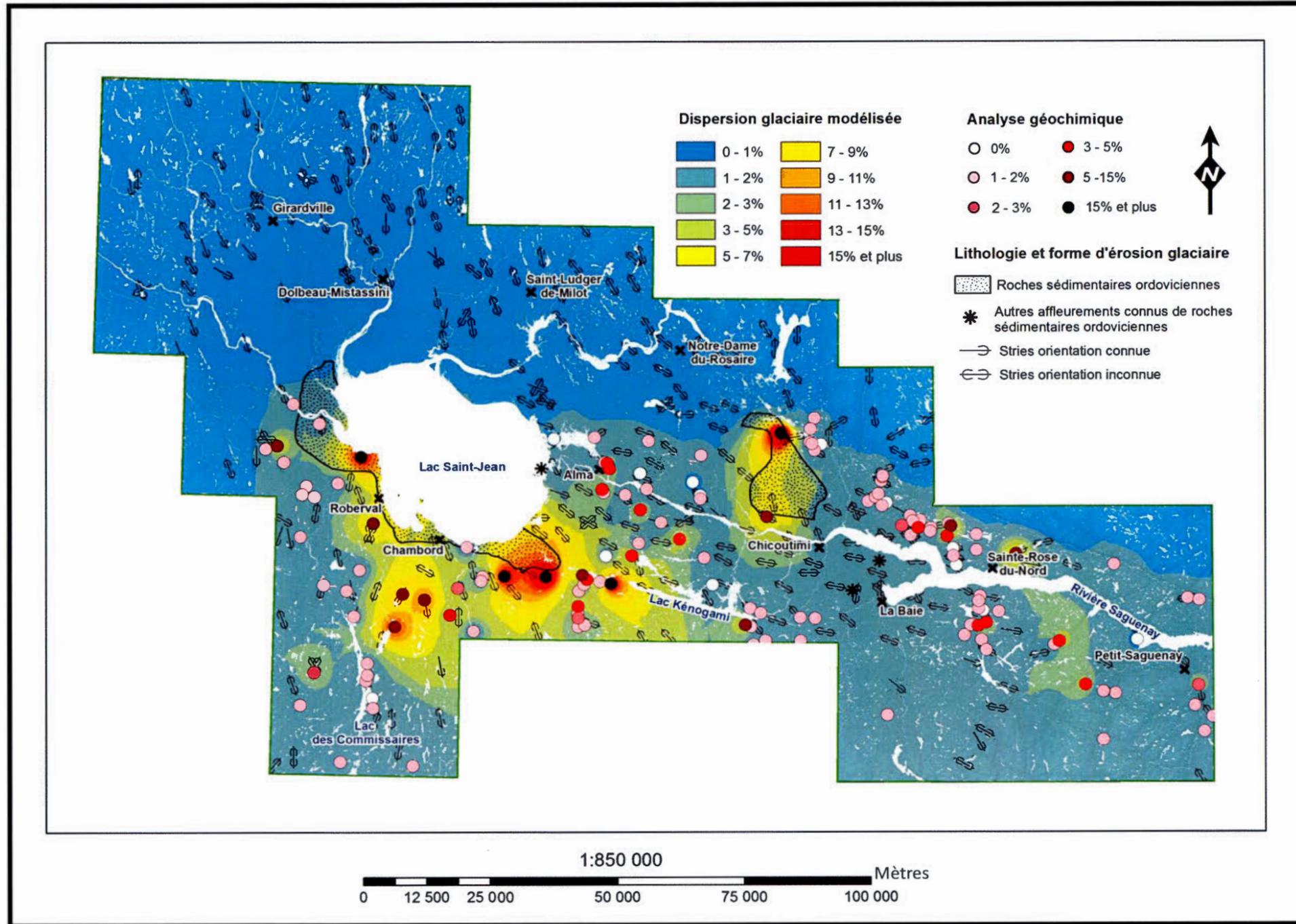


Figure 4.11 Dispersion glaciaire modélisée des débris carbonatés contenus dans la fraction fine (< 0,063 mm) des tills de la région du SLSJ.

Les transects selon les directions d'écoulement glaciaires proposées

Un transect (AB) orienté selon un axe N-S a été effectué au sud du lac Saint-Jean pour les deux fractions carbonatées analysées (figure 4.12). Le relief du secteur est caractérisé par les basses terres du Lac-Saint-Jean dont la surface plane varie entre 100 et 150 m d'altitude et par les hautes terres du Bouclier canadien avec une altitude qui varie entre 150 et 470 m. La délimitation entre les deux régions physiographiques se fait par un escarpement de faille d'une hauteur d'environ 150 m.

Le transect débute dans les basses terres, entre Chambord et Roberval où nous percevons une forte concentration de débris carbonatés directement sur la lithologie source avec 86,6% de graviers carbonatés (4-16 mm) et une teneur de 15,5% dans la fraction fine (< 0,063 mm) du till (figure 4.12). Ensuite, une décroissance de plus de 50% des graviers de carbonates s'observe; la demi-distance s'élevant à trois kilomètres du contact distal de la source. Au sud du lac Saint-Jean, on observe une diminution lente de ces débris jusqu'à environ 17 km du contact distal avec des valeurs qui restent relativement élevées et stables même sur des zones où la nature de substrat est différente, soit entre 33 et 52,6%. S'en suit d'une diminution rapide de sorte qu'on n'y trouve plus de graviers carbonatés à 23 km de la lithologie source (figure 4.12). Quant aux débris carbonatés contenus dans la fraction fine du till, les distances de déplacements vont au-delà des limites de la zone d'étude, soit des distances allant jusqu'à plus de 45 km en aval de la lithologie source. Les proportions de carbonates dans la matrice suivent les mêmes variations que ceux des graviers carbonatés dans la mesure où les valeurs demeurent assez constantes, soit entre 4 et 14% de carbonates et ce, jusqu'à environ 17 km du contact distal, suivie d'une décroissance rapide sur près de huit kilomètres passant d'une concentration de 14% à 1,7% de carbonates; la demi-distance s'élevant à plus de 23 km du contact distal de la lithologie source. La proportion de ces débris dans la fraction fine des tills demeurent par la suite assez constante, variant entre 0,8 et 2,4% et ce, sur plus de 20 km de distance (figure 4.12).

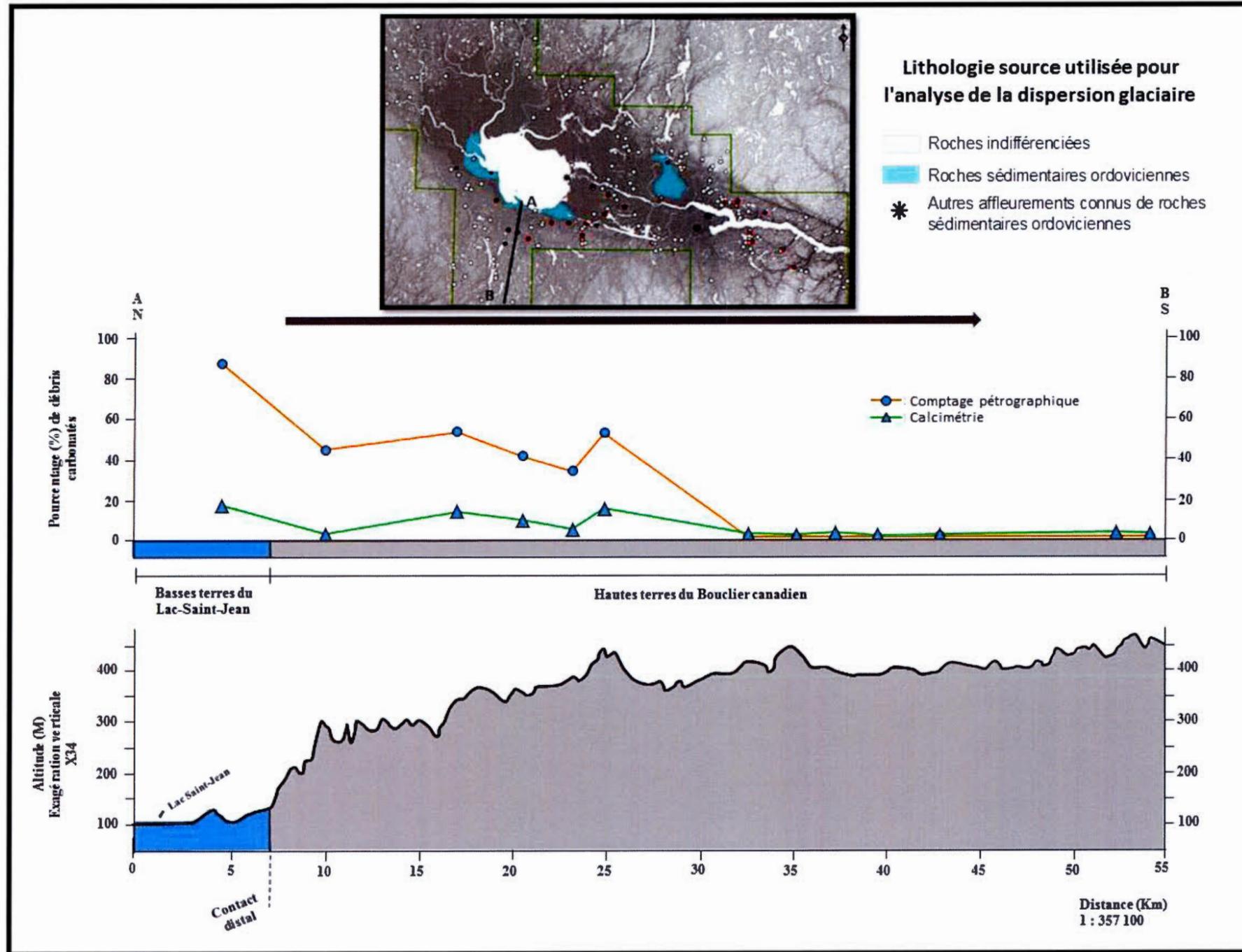


Figure 4.12 Dispersion des carbonates selon un axe N-S. La flèche grise correspond à la direction de l'écoulement glaciaire.

Le second transect (CD) est orienté selon un axe NO-SE, soit parallèle au dernier mouvement glaciaire de la région du SLSJ (figure 4.13). Dans ce secteur, le relief est caractérisé par une topographie relativement plane dont les altitudes varient de 100 à 250 m avec des collines qui s'élèvent à plus de 300 m à mesure que l'on s'approche du fjord du Saguenay dont les altitudes peuvent s'élever jusqu'à 600 m. Étant donnée l'irrégularité de la densité de nos points d'échantillons et la quantité élevée de valeurs extrêmes dans un même secteur, nous avons jugé nécessaire d'écarter quelques données dans le but de rendre la figure plus lisible. Ainsi, nous avons omis d'inclure la majorité des échantillons ne contenant pas de graviers de carbonates dans les tills.

Le transect CD débute à la limite entre les surélévations transversales et les basses terres du Saguenay à l'ouest du lambeau de Saint-Honoré localisé au nord de Chicoutimi. Dans ce secteur, aucun débris carbonaté n'a été observé dans les tills. En direction du SE, nous pouvons voir une forte augmentation de la concentration de ces débris directement sur la lithologie source avec 89,4% de graviers carbonatés (4-16 mm) et une teneur de 35% dans la fraction fine ($< 0,063$ mm) du till (figure 4.13). L'abondance de ces débris décroît assez rapidement vers le SE de sorte que nous n'observons plus aucune trace de graviers carbonatés et ce, à moins de cinq kilomètres du contact distal de la source. Seule une faible teneur de ces débris est présente dans la matrice du till avec moins de 2% de carbonates. La présence d'affleurements connus de roches sédimentaires ordoviciennes dans la région de La Baie pourrait jouer un rôle en tant que nouvelles sources de prise en charge de ces débris puisque nous pouvons observer une augmentation des graviers carbonatés passant de 0% jusqu'à un maximum de 24% à des distances variant entre 10 et 25 km au SE de ces affleurements (figure 4.13). Par la suite, la diminution de ces débris se fait lentement de sorte qu'on observe entre 13 et 24% de graviers carbonatés sur plus de 40 km vers le SE. Puis, à plus de 50 km de la lithologie source, nous n'observons plus aucun débris carbonaté (4-16 mm) dans les tills (figure 4.13). Quant aux débris carbonatés de la fraction fine des tills, les distances de déplacements vont au-delà

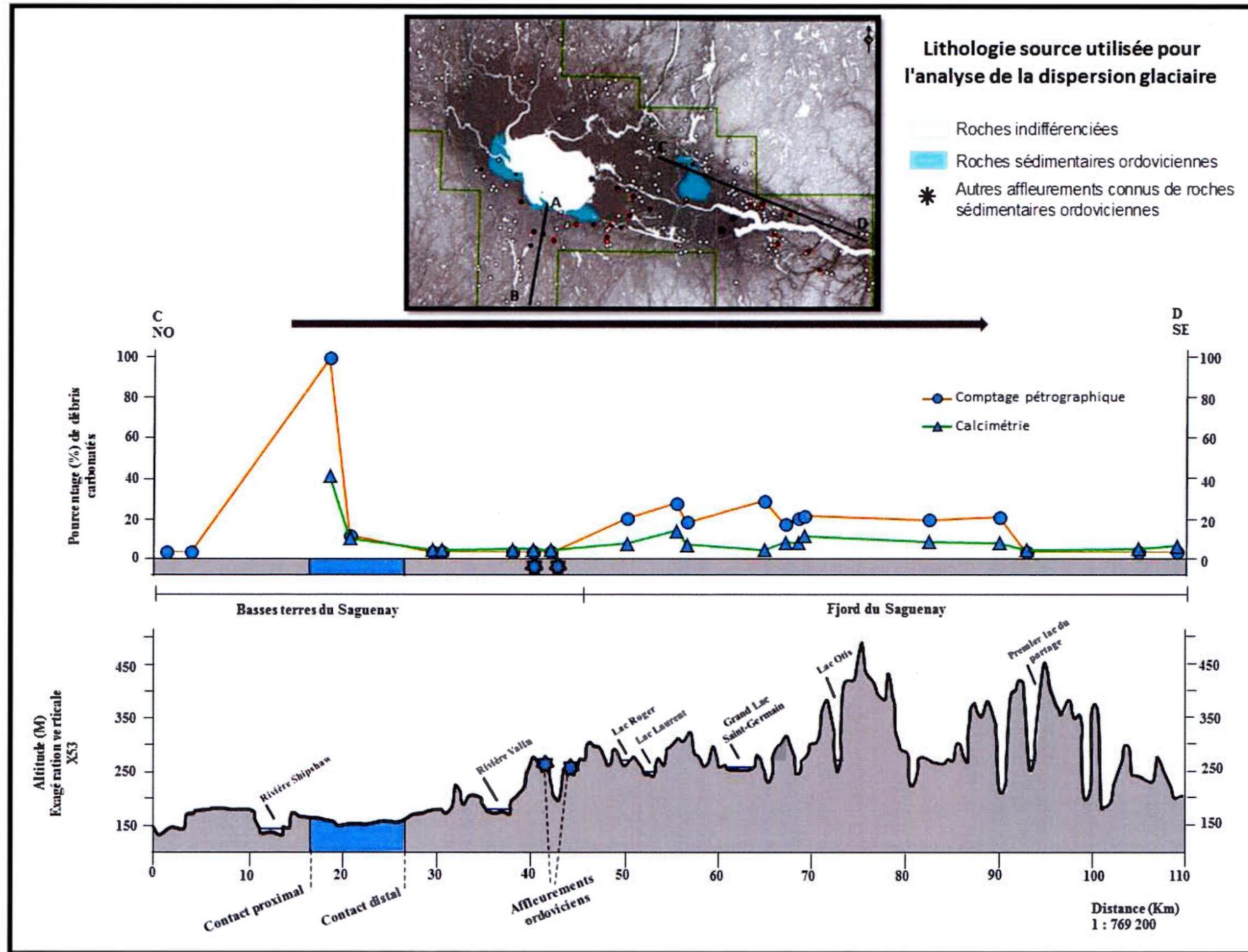


Figure 4.13 Dispersion des carbonates selon un axe NO-SE. La flèche grise correspond à la direction de l'écoulement glaciaire.

des limites de notre zone d'étude, soit des distances allant jusqu'à plus de 85 km en aval de la lithologie source. Les proportions de carbonates dans la matrice suivent encore une fois les mêmes variations que ceux des graviers carbonatés dans la mesure où l'on note une augmentation de la teneur en carbonates passant de 1,1 à 10% de ces débris dans la matrice du till à des distances variant entre 10 et 25 km au SE des affleurements de roches sédimentaires ordoviciennes. Par la suite, la diminution des valeurs demeure assez faible; le till contient encore entre 3,5 et 7,5% de carbonates sur plus de 40 km de distance. Finalement, nous observons une teneur allant de 1 à 2,9% de carbonates dans la fraction fine du till et ce, jusqu'aux limites de notre zone étudiée, soit à plus de 50 km de la lithologie source (figure 4.13).

4.6 Discussion et conclusion

Comme le mentionnent plusieurs auteurs tels que Dionne (1973), Dilabio (1981), et Shilts (1982), les caractéristiques et les facteurs qui influencent le transport des débris sont nombreux. On peut citer la nature, la taille et l'orientation de la roche indicatrice, sa résistance à l'érosion et son extension, la distance de transport, la variabilité des écoulements glaciaires, la topographie et les modes de transport des débris rocheux dans le glacier. Ce sont tous des facteurs dont il faut tenir compte puisqu'ils influent directement sur la proportion du matériel pouvant être dispersé par les glaciers en aval des affleurements. Des modèles théoriques de dispersions et de traînées glaciaires ont été élaborés par Dreimanis et Vagners (1971) et par Shilts (1976). Selon ces auteurs, lorsque l'on s'éloigne d'un affleurement de roches indicatrices, la fréquence des débris marqueurs décroît selon une fonction exponentielle négative due en grande partie au dépôt des débris indicateurs, de même qu'à l'incorporation de nouveaux matériaux qui les diluent. D'ailleurs, comme l'indique Shilts (1976), des courbes de dispersion doivent être définies pour les différents types de roches et minéraux puisque la désagrégation des débris se fait en fonction de la résistance de chaque minéral à se faire fragmenter durant le transport glaciaire.

Les anorthosites

L'utilisation de l'anorthosite comme traceur géologique avait pour but de documenter sa dispersion et d'examiner l'influence de la dynamique glaciaire sur cette dernière. L'ensemble des résultats des analyses pétrographiques de nos échantillons de tills permettent de définir des trainées de dispersion dont la plus vaste s'étend vers le SE sur près de 60 km en aval de la lithologie source. L'étendue de cette traînée témoigne de la taille du massif d'anorthosite et de la résistance au pouvoir abrasif de ces débris lors du transport glaciaire. Dans les hautes terres au sud du lac Saint-Jean, les faibles proportions des débris anorthositiques sont attribuables à la largeur restreinte du lambeau d'anorthosite, ce qui a pour effet de fournir qu'une très faible quantité de matériel qui a été rapidement mélangé avec les débris plus abondants provenant des roches avoisinantes. Il est possible que la présence de l'escarpement de faille, d'une hauteur de 130 m, ait entravé la diffusion des débris d'anorthosites normalement vers le SO en déviant l'écoulement glaciaire parallèle au graben du Saguenay, soit vers l'ESE. L'influence de la topographie lors de la déglaciation de la région sur le transport glaciaire explique les faibles proportions de ce matériel à la surface des hautes terres. L'orientation des trains de dispersion est en concordance avec les directions d'écoulement glaciaire déterminées par l'inventaire des marques d'érosion glaciaire de Leduc (2016). Bien qu'un ancien mouvement glaciaire soit responsable du transport des débris anorthositiques en direction du SO, la dispersion de ces débris se serait principalement effectuée au cours de la phase la plus récente de l'écoulement glaciaire de la région du SLSJ, soit vers le S, et le SSE au sud du Lac Saint-Jean et vers le SE et l'ESE dans les basses terres du SLSJ.

Les carbonates

L'utilisation des roches sédimentaires ordoviciennes comme traceur géologique avait pour but de consolider les aires de dispersion glaciaire des débris carbonatés de Dionne (1973) par l'analyse de la composition lithologique et géochimique du till en

comparaison avec les formes d'érosion et d'accumulation glaciaires qui ont été répertoriées dans la région. Suite à nos analyses, nous remarquons que la dispersion des carbonates semble suivre les mêmes axes de dispersion que les anorthosites, soit vers le S, et le SSE au sud du Lac Saint-Jean et vers le SE et l'ESE dans les basses terres du SLSJ. Toutefois, nos données ne nous permettent pas de confirmer un mouvement glaciaire ancien vers le SO. L'absence de débris carbonatés (4-16 mm) sur la majeure partie du territoire démontre la fragilité de ce type de lithologie face au transport glaciaire. Cependant, dans la fraction fine (< 0,063 mm) des tills, on observe, dans les hautes terres au sud du lac Saint-Jean, une teneur faible, mais constante en carbonates sur plus de 50 km en aval de la lithologie source alors que dans les basses terres du SLSJ, cette faible teneur s'observe sur près de 80 km en direction du SE. La faible proportion de graviers carbonatés est également attribuable au fait que les affleurements de roches sédimentaires ordoviciennes sont de petites dimensions, ce qui a pour effet de fournir qu'une très faible quantité de matériel qui a été rapidement mélangé avec les débris plus abondants provenant des roches avoisinantes. Dans le secteur situé entre Alma et Chicoutimi, nos résultats d'analyses nous permettent d'estimer une dispersion à partir de la région du Lac-Saint-Jean. L'origine du matériel ordovicien dans les tills proviendrait de l'affleurement connu de roches sédimentaires ordoviciennes situé à l'embouchure de la Petite-Décharge ou de fragments de la couverture paléozoïque localisés dans la zone en question mais recouverts par les dépôts quaternaires ou encore par les eaux du lac Saint-Jean. Le transport de ces débris s'est fait principalement au SE de l'affleurement de la Petite-Décharge, ce qui concorde avec les directions d'écoulement glaciaire déterminées par l'inventaire des marques d'érosion glaciaires de Leduc (2016). Ajouter La phrase sur le secteur La baie + indiquer qu'il y probablement d'autres affleurements

Les carbonates ; leur dispersion par rapport à la taille des débris

Les débris de cette unité lithologique démontrent un transport plus important de la fraction fine (< 0,063 mm) par rapport aux graviers (4-16 mm) (tableau 4.1). Les

résultats de nos comptages pétrographiques et de nos analyses géochimiques confirment la prédominance de la fraction fine sur la fraction grossière; au sud du lac Saint-Jean, les distances de déplacements des graviers n'excèdent pas 23 km alors que dans la matrice, nous observons des traces de carbonates jusqu'à plus de 45 km de la lithologie source. Dans les basses terres du SLSJ, les tills ne contiennent plus de graviers carbonatés à partir de Petit-Saguenay, soit à environ 50 km au sud-est des affleurements de roches sédimentaires ordoviciennes connues, alors que dans sa matrice, la présence de carbonates va au-delà de 68 km de ces affleurements. Cependant, entre La Baie et Petit-Saguenay, la teneur en débris carbonatés de la fraction grossière demeure plus élevée que celle de la fraction fine et ce, sur presque toute l'étendue de la traînée de dispersion. L'allure des courbes de dispersions des différentes fractions granulométriques décroît de manière assez comparable alors que normalement, on devrait y noter une augmentation dans les fines particules au détriment de la fraction grossière à mesure que l'on s'éloigne de la source. Ces données indiquent probablement la présence d'autres affleurements de roches carbonatées dans cette région.

Comparaison entre les patrons de dispersion des anorthosites et des carbonates

La résistance à l'érosion durant le transport glaciaire de ces deux unités lithologiques joue un rôle déterminant dans leur dispersion. La résistance des anorthosites et des roches sédimentaires carbonatées n'étant pas la même, elle constitue un facteur qui peut influencer la dimension des traînées de dispersion glaciaire. Ainsi, si l'on compare, par exemple, la longueur de la traînée de dispersion vers le SE des graviers d'anorthosite avec ceux des roches sédimentaires carbonatées, pour un même pourcentage maximal observé de 24%, le transport des graviers d'anorthosite se fait sur une distance plus longue (60 km) que pour les roches sédimentaires (49 km). De même, la valeur de la demi-distance pour les graviers d'anorthosites est plus longue (25 km) alors que pour les graviers de roches sédimentaires (moins de 5 km; tableau 4.1).

Tableau 4.1 Comparaison des traînées de dispersion des lithologies sources.

	ANORTHOSITE			ROCHES SÉDIMENTAIRES CARBONATÉES					
	Graviers 4-16 mm			Graviers 4-16 mm			Fraction fine (< 0,063 mm)		
	(%) maximal	Longueur de la traînée de dispersion	Demi-distance	(%) maximal	Longueur de la traînée de dispersion	Demi-distance	(%) maximal	Longueur de la traînée de dispersion	Demi-distance
Écoulement vers le SO	7,8%	12 km	1 km	X	X	X	X	X	X
Écoulement vers l'ESE	10,7%	35 km	15 km	X	X	X	X	X	X
Écoulement vers le SE	24%	60 km	25 km	24%	49 km	< 5 km	10%	68 km	< 5 km
Écoulement vers le S	X	X	X	52%	23 km	3 km	14,5%	45 km	23 km

En conclusion, nous considérons que cette étude de la dispersion glaciaire des débris anorthositiques et carbonatés permet de quantifier en partie l'importance du transport glaciaire et de déterminer les trajectoires d'écoulement glaciaires du SLSJ. Toutefois, il serait intéressant d'effectuer une étude qui viendrait combler les zones où la densité d'échantillonnage est plus faible afin de préciser les aires de dispersion des lithologies sources.

CHAPITRE 5

PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DES MONTS-VALIN

Dans ce chapitre, nous proposons une reconstitution des événements glaciaires et postglaciaires de la région des Monts-Valin à partir de la cartographie des dépôts superficiels et des 44 relevés stratigraphiques effectués lors de la campagne de terrain du secteur du Lac Jalobert (22D/10-OUEST; annexe A). Mis en place pendant l'avancée et le retrait de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien, l'ensemble des dépôts superficiels observés dans la région étudiée sont liés au dernier cycle glaciaire. Au cours de cette reconstitution paléogéographique, nous présentons également une chronologie évolutive du lac proglaciaire Valin basée sur la répartition spatiale et altitudinale des dépôts glaciolacustres cartographiés. Les positions des marges glaciaires proposées sont issues des travaux de Leduc (2016) qui s'est inspiré, en partie, de ceux de Tremblay (1971a) et de Dyke et *al.* (2004). Ce chapitre est divisé en trois parties : la dernière glaciation, la déglaciation et la période postglaciaire.

5.1 La dernière glaciation

Lors du dernier optimum glaciaire atteint au Wisconsinien supérieur entre 22 et 18 ka ^{14}C BP (26,5 - 21,4 ka cal.), les glaces de la calotte glaciaire nord-américaine s'épalaient sur la majeure partie du Canada et du nord-est des États-Unis (Dyke et Prest, 1987; Clark et Mix, 2002, Dyke et *al.*, 2002, Dyke, 2004). À son apogée, le secteur du dôme du Québec-Labrador, faisant partie de l'Inlandsis laurentidien, recouvrait complètement le Québec et s'étendait jusqu'à Long Island, dans l'état de New-York avec une épaisseur de glace variant entre 2 et 3 km (Dyke et Prest, 1987; Dyke et *al.*, 2002). Plusieurs travaux, dont ceux de Gadd (1971), MacDonald et Shilts (1971), Shilts (1981, 1982), Occhietti (1979, 1982), Lamothe (1985, 1989), Parent

(1987), Parent et Occhietti (1988), Clet et Occhietti (1996) et Caron (2013), ont démontré la présence de sédiments antérieurs à cette dernière glaciation dans le sud du Québec, principalement dans les Appalaches et dans la vallée du Saint-Laurent. Cependant, au Saguenay-Lac-Saint-Jean, aucune coupe stratigraphique n'a révélée de dépôts antérieurs à la dernière glaciation.

Dans la région des Monts-Valin, l'analyse des microformes et des mésoformes d'érosion répertoriées tels que les stries et les roches moutonnées, nous indiquent qu'il y a eu trois mouvements glaciaires qui se sont succédés : d'abord un écoulement ancien orienté vers le SO, ensuite un mouvement dominant vers le SSE et le SE, et finalement un écoulement vers l'ESE. Les résultats du transport glaciaire des débris anorthositiques supportent cette chronologie des écoulements glaciaires : les données indiquent l'existence d'un train de dispersion orienté vers le SO dont les débris auraient été remobilisés par un écoulement en direction de l'ESE (voir chapitre 4). Cependant, aucune forme d'accumulation glaciaire ne reflète ce mouvement ancien en direction du SO. Ce mouvement glaciaire noté par plusieurs auteurs dans les régions adjacentes (région des hautes terres à l'est du lac Saint-Jean : Tremblay, 1971a; région de la Baie des Ha!Ha! : Paradis *et al.*, 1998; région du SLSJ municipalisée : Leduc, 2016), serait associé à la phase d'englaciation et pourrait être relié à un mouvement glaciaire initié à partir de la région des Monts-Valin.

Les mouvements glaciaires dominants dans la région des Monts-Valin sont en direction du SSE, du SE, puis de l'ESE. Dans les hautes terres, les formes liées à l'écoulement glaciaire tels que les drumlins rocheux, les roches moutonnées, les stries indiquent que le glacier progressait selon une direction générale vers le SE. Cet écoulement, omniprésent dans l'ensemble des marques d'érosion est probablement associé à la période pléniglaciaire. Les résultats de la dispersion glaciaire des débris anorthositiques et carbonatés ont aussi confirmé que ce mouvement est responsable de l'essentiel du transport des débris rocheux (voir chapitre 4). Ce mouvement concorde également avec l'étude de Dionne (1973) sur la dispersion des cailloux

ordoviciens dans les sédiments glaciaires et fluvioglaciaires des basses terres du SLSJ, où une aire de dispersion a été circonscrite à partir de Chicoutimi et ce, en direction du SE. Dans la vallée de la rivière Saint-Louis, les formes d'accumulation et d'érosion glaciaires indiquent un mouvement davantage orienté vers le SSE, ce qui laisse croire que l'orientation N-S de la vallée aurait influencé l'écoulement glaciaire. Dans les basses-terres du SLSJ, certaines roches moutonnées et stries glaciaires ont une orientation plus ou moins parallèle aux vallées de la rivière Saguenay et du lac Kénogami et indiquent un mouvement glaciaire vers l'ESE. Postérieur au mouvement glaciaire principal, la réorientation des mouvements vers l'ESE serait donc associée à la déglaciation de la région suite à un contrôle topographique au moment où la glace s'est amincie. La figure 5.1 présente une synthèse des principaux écoulements glaciaires qui ont affecté la région des Monts-Valin pendant la glaciation wisconsinienne. Ces écoulements ont été notés par Lasalle (1966), Laverdière et Dionne (1969), Tremblay (1965 et 1971a), Dionne (1973), Veillette (2004), Daigneault *et al.* (2011) et Leduc (2016).



Figure 5.1. Synthèse des principaux écoulements glaciaires dans la région des Monts-Valin, SLSJ. 1) Écoulement vers le SO (englaciation); 2) écoulement vers le SSE et le SE (pléniglaciaire) et 3) écoulement vers l'ESE (déglaciation).

5.2 La déglaciation du sud du Québec

Le début de la régression graduelle vers le nord de l'inlandsis a été causé par un réchauffement majeur de la température vers la fin du Pléistocène, aux environs de 14,2 ka ^{14}C BP (16,6 ka cal.; Dyke et Prest, 1987; Dyke et *al.*, 2003; Dyke, 2004). La marge de l'inlandsis a alors commencé à reculer peu à peu du nord-est des États-Unis ainsi que dans le secteur sud du golfe du Saint-Laurent; c'est à ce stade que l'épisode de la Mer de Goldthwait a débuté (Dionne, 1977; Dyke et *al.*, 2003; Dyke, 2004). Ce retrait qui marque le début de la déglaciation wisconsinienne, a toutefois été ponctué d'oscillations climatiques ayant pour effet d'engendrer d'importantes variations dans les taux de recul de la marge glaciaire (Occhietti et *al.*, 2004).

Dans le sud du Québec, la déglaciation s'est amorcée vers 13 ka ^{14}C BP (15,6 ka cal.) avec le recul de la marge glaciaire de la frontière canado-américaine à la hauteur du lac Mégantic, alors que dans l'est de la province, une étroite bande côtière a été déglacée et submergée par les eaux de la Mer de Goldthwait entre Trois-Pistoles et l'extrémité NE de la péninsule gaspésienne (Dionne, 1977; Parent et *al.*, 1985; Dionne et Occhietti, 1996; Dyke et *al.*, 2003). Le début de la submersion de la Mer de Goldthwait à l'ouest de Trois-Pistoles reste inconnu. Cependant, il y eut un retrait rapide du front glaciaire en direction du NO, positionnant la marge glaciaire au nord du Saint-Laurent vers 12,4 ka ^{14}C BP (14,4 ka cal.): les eaux de la Mer de Goldthwait inondaient alors la vallée du Saint-Laurent jusqu'aux environs de Québec (Occhietti et Hillaire-Marcel, 1977; Dionne et Occhietti, 1996). Dyke et Prest (1987) estiment que l'Inlandsis laurentidien occupait encore la majeure partie de la côte nord du Saint-Laurent vers 12 ka ^{14}C BP (13,8 ka cal.) alors que vers 13 ka ^{14}C BP (15,6 ka cal.), le front glaciaire se situait déjà en aval de l'embouchure du Saguenay. La rapidité de la déglaciation du Saint-Laurent en face de Tadoussac serait liée à une position favorable du front glaciaire à l'ablation, soit directement en amont du chenal Laurentien (Dionne et Occhietti, 1996).

La déglaciation s'est poursuivie rapidement avec l'ouverture du détroit de Québec vers 11,1 ka ¹⁴C BP (13,1 ka cal.) permettant aux eaux salées de la Mer de Goldthwait d'envahir l'ouest de la vallée du Saint-Laurent (Occhietti et Richard, 2003; Occhietti, 2007). Ces auteurs considèrent que cette incursion des eaux marines vers l'ouest met en place le début de l'épisode de la Mer de Champlain suite au déversement des eaux lacustres du Lac Candona dans les eaux marines de la Mer de Goldthwait dans la vallée centrale et supérieure du Saint-Laurent. La période de refroidissement climatique mondiale du Dryas récent, survenue entre 10,9 et 10 ka ¹⁴C BP (12,9 – 11,4 ka cal.), a donné lieu à un ralentissement du taux de recul de la marge glaciaire (Dyke, 2004; Occhietti et *al.*, 2004; Occhietti, 2007). Cette détérioration climatique est également à l'origine de la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse, édifiée sur une période d'environ 250 ans entre 10,8 et 10,5 ka ¹⁴C BP (12,7 – 12,4 ka cal.; Occhietti et *al.*, 2004; Occhietti, 2007). La formation du complexe morainique qui s'étend de manière discontinue sur près de 750 km, en partant de l'embouchure du Saguenay jusqu'en Outaouais, est attribuée à plusieurs réavancées locales non synchrones de l'Inlandsis laurentidien (Dionne et Occhietti, 1996; Daigneault et Occhietti, 2006; Occhietti, 2007). Suite à la halte de Saint-Narcisse, le retrait de la marge glaciaire demeure relativement lent durant toute la période froide qui perdure au Dryas récent (Occhietti, 2007).

5.2.1 La déglaciation dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean (SLSJ)

À l'embouchure du Saguenay, les étapes de déglaciation de Dyke et Prest (1987) indiquent qu'à 12 ka ¹⁴C BP (13,8 ka cal.), le front de l'Inlandsis se situait aux environs de Tadoussac, qu'à 11 ka ¹⁴C BP (13 ka cal.), il n'avait reculé que de quelques kilomètres, alors qu'à 10 ¹⁴C BP (11,4 ka cal.), il se situait dans la partie sud de la cuvette du lac Saint-Jean. D'après le modèle de déglaciation de Dyke et *al.* (2004), la majeure partie de la région du SLSJ se serait déglacée entre 11 ka BP et 8,5 ka ¹⁴C BP (13 – 9,5 ka cal.). Le contexte chronologique de la déglaciation du SLSJ s'inspire principalement de la récente étude de Leduc (2016). Les positions des

marges glaciaires qui sont proposées par cet auteur s'appuient sur les isochrones de la déglaciation de Dyke et *al.* (2004) auxquels il associe les positions 1 à 7 des fronts glaciaires de Tremblay (1971a) et ce, en tenant compte de la disposition des formes juxtaglaciaires et de la distribution spatiale et altitudinale des dépôts glaciolacustres et glaciomarins cartographiés en 2009 et 2010 (figures 5.2 et 5.3). De ce fait, les isochrones de déglaciation de 10,5 à 10 ka ^{14}C BP (12,4 – 11,4 ka cal.) proposés par Dyke et *al.* (2003) correspondent approximativement aux positions 1 et 2 du front glaciaire de Tremblay (1971a) tandis que les isochrones de 10 et de 9,6 ka ^{14}C BP (11,4 – 10,95 ka cal.) correspondent aux positions 3 à 5 des mêmes auteurs.

Ainsi, selon les modèles de déglaciation proposés, la marge glaciaire a atteint la région de Sagard vers 10,5 ka ^{14}C BP (12,4 ka cal.; Dyke et *al.*, 2004; Leduc, 2016; figure 5.3). La déglaciation de la région est également caractérisée par la persistance tardive d'une langue glaciaire dans le fjord du Saguenay jusque vers 10,5 ka ^{14}C BP (12,4 ka cal.; Lasalle et *al.*, 1977; Parent et *al.*, 1985) alors que les secteurs avoisinants du Bouclier canadien étaient déjà déglacés. La présence de la glace dans la vallée du SLSJ et la fonte accélérée de l'Inlandsis laurentidien dans les hautes terres du Bouclier a engendré la formation de nombreux lacs d'obturation glaciaire de part et d'autre de la dépression structurale. Comme l'indique plusieurs auteurs tels que Lasalle (1966), Brodeur (1970), Tremblay (1971a), Lasalle et Tremblay (1978), Dionne (1994), Dionne et Occhietti (1996), Daigneault et *al.* (2011) et Leduc (2016), la présence de ces lacs confirme que l'Inlandsis laurentidien s'est d'abord retiré des secteurs plus élevés des hautes terres avant de libérer les basses terres du SLSJ. Selon Dionne et Occhietti (1996), les arcs morainiques successifs situés à l'embouchure du Saguenay témoignent des différentes positions successives de la langue glaciaire occupant le fjord : l'un des trois arcs pourrait d'ailleurs correspondre à la récurrence de Saint-Narcisse survenue autour de 10,8 ka ^{14}C BP (12,7 ka cal.; Occhietti et *al.*, 2004; Occhietti, 2007).

Vers 10 ka ^{14}C BP (11,4 ka cal.), un lobe glaciaire bien développé existait dans la vallée de la rivière Saguenay (Tremblay, 1971a; Lasalle et Tremblay, 1978; Leduc, 2016). Au nord de celle-ci, les eaux de fonte circulaient au contact du front glaciaire et se dirigeaient vers le SE créant une vaste plaine d'épandage proglaciaire dans les environs de Saint-David-de-Falardeau tandis qu'au sud de la rivière Saguenay, la marge glaciaire se situait encore sur les hautes terres à quelques dizaines de kilomètres au sud de l'escarpement de faille, passant par Saint-Fulgence, Bagotville et Laterrière, tout en se prolongeant vers l'ouest jusqu'au nord de Saint-François-de-sales et Saint-Hedwige-de-Roberval (figure 5.3). À ce stade, la direction générale du retrait des glaces dans la partie est du territoire se faisait vers le NO entre les régions de Sagard, la Baie des Ha! Ha! et les Monts-Valin tandis qu'au sud du lac Saint-Jean, la direction devait être vers le NNE (Leduc, 2016).

Au cours de la période de 10 à 9,5 ka ^{14}C BP (11,4 – 10,95 ka cal.), les nombreuses phases de stagnation de la marge glaciaire dans les hautes terres du Bouclier au sud du lac Saint-Jean ont mené à la formation de plusieurs moraines de De Geer au nord de Saint-François-de-Sales. L'orientation de ces moraines indique que la marge glaciaire suivait un axe ONO-ESE. Cette période est aussi caractérisée par l'ouverture d'exutoires permettant aux lacs proglaciaires de se drainer entre la marge glaciaire qui devait s'appuyer contre l'escarpement de faille, et les hautes terres du Bouclier canadien. De ce fait, il est possible d'y observer une vaste terrasse de kame (Leduc, 2016; figure 5.3). Dans les basses terres du SLSJ, il existe peu d'indice sur l'allure du front glaciaire vers 9,5 ka ^{14}C BP (10,95 ka cal.), seulement que le retrait de la glace est marqué par quelques moraines présentes sur les berges du lac Kénogami ainsi que sur le seuil de Kénogami. La présence d'un delta de contact glaciaire et d'un épandage subaquatique à l'ouest de Saint-Ambroise permet à Leduc (2016) de proposer quelques positions intermédiaires du front glaciaire (figure 5.3). L'orientation des marques d'érosion et la disposition des formes d'accumulations fluvioglaciaires suggèrent un retrait de la glace en direction du NO.

La période de 9,5 à 8,5 ka ¹⁴C BP (10,95 – 9,5 ka cal.) débute par un ralentissement du recul de la marge glaciaire (Tremblay, 1971a; Lasalle et Tremblay, 1978; Occhietti et *al.*, 2011). Au cours de cette phase de stabilité glaciaire, des accumulations fluvioglaciaires se sont mis en place de part et d'autre de Métabetchouan, au SE du lac Saint-Jean, permettant à Leduc (2016) d'établir une position intermédiaire du front glaciaire à 9,5 ka ¹⁴C BP (10,95 ka cal.; figure 5.3). Cette période est également marquée par le retrait graduel de la marge glaciaire dans les hautes terres du Bouclier canadien à l'ouest et au nord-est du lac Saint-Jean pour libérer ensuite les basses terres du lac Saint-Jean. À l'ouest du lac Saint-Jean, le recul de la marge glaciaire a occasionné la formation de quelques lacs d'obturation glaciaire. À cet effet, Leduc (2016) propose certaines positions intermédiaires de la marge glaciaire en amont des exutoires de ces lacs. Quant au nord du lac Saint-Jean, les accumulations fluvioglaciaires indiquent le retrait d'une marge glaciaire régulière vers le NO. Finalement, selon Dyke et *al.* (2004), l'Inlandsis aurait quitté la région du SLSJ peu après 8,5 ka ¹⁴C BP (9,5 ka cal.; figure 5.3). L'orientation des formes d'accumulations fluvioglaciaires ainsi que les marques d'érosion glaciaire au nord de Melançon suggèrent que la marge devait retraitée vers le N durant les derniers instants de la déglaciation du territoire, soit entre les isochrones de 8,5 et 8 ka ¹⁴C BP (9,5 – 8,98 ka cal.; Leduc, 2016).

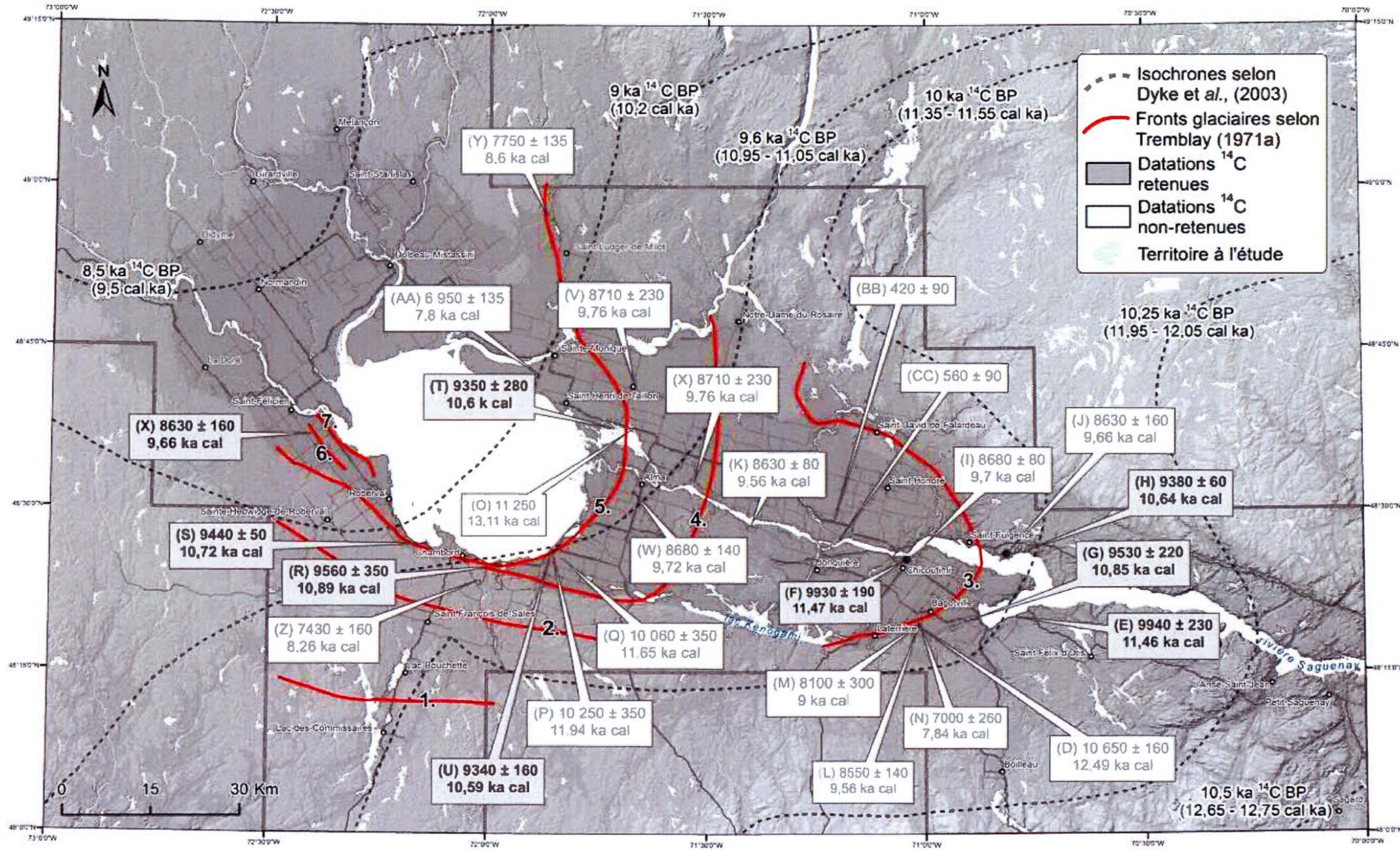


Figure 5.2. Les positions de la marge glaciaire suggérées par Dyke et al. (2003) et Tremblay (1971a) ainsi que la compilation des datations ¹⁴C effectuées sur divers matériaux de la région du SLSJ. Tirée de Leduc (2016). LOCALISER LA RÉGION CARTOGRAPHIÉE

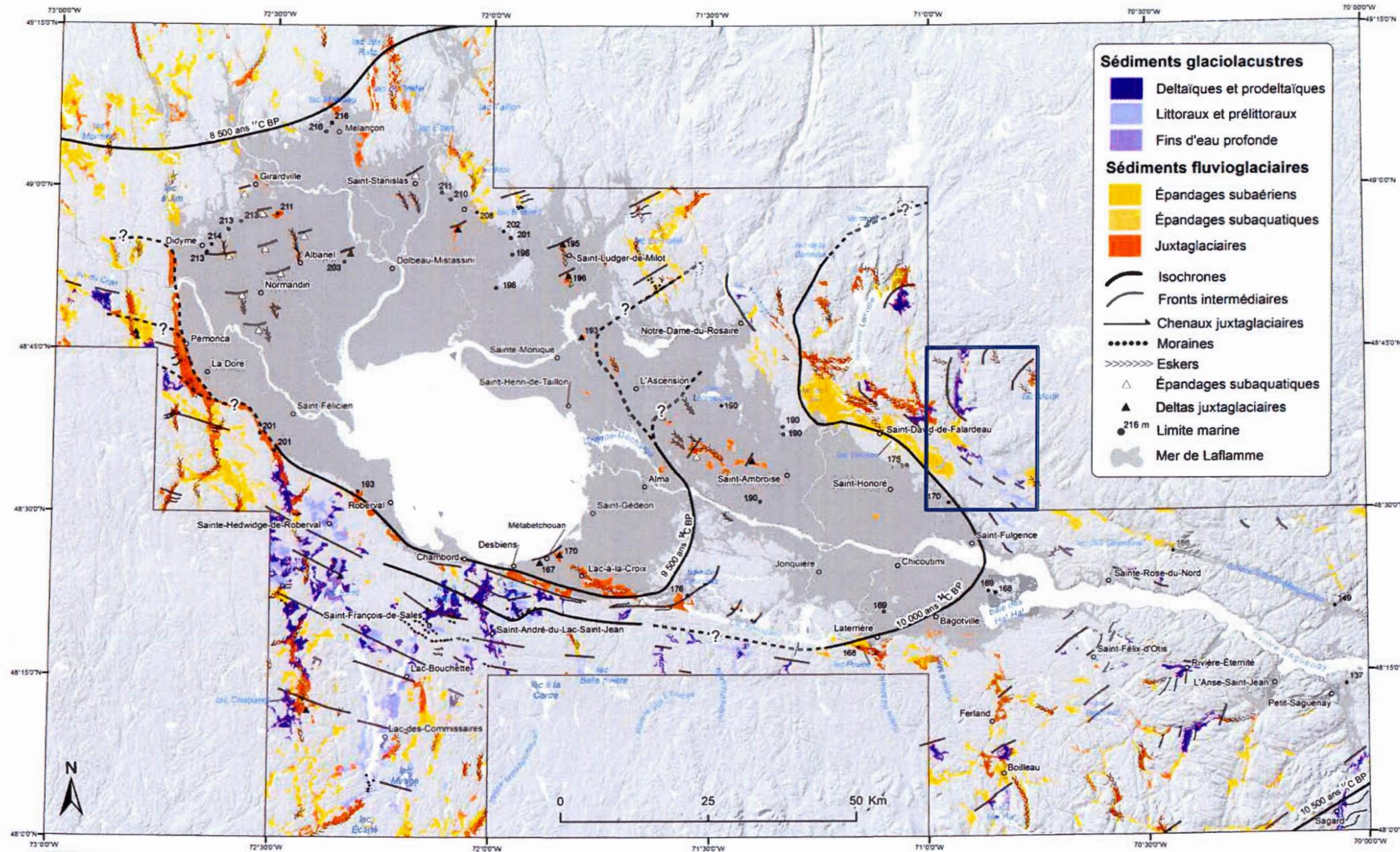


Figure 5.3. Schéma de la déglaciation du SLSJ de Leduc (2016) présentant la répartition des séquences fluvioglaciaires et des sédiments glaciolacustres avec les positions intermédiaires du front glaciaire proposé par cet auteur et localisation de la région ciblée par la cartographie des formations superficielles de cette présente étude (encadré bleu).

5.2.2 La déglaciation dans la région des Monts-Valin

Selon les modèles de déglaciation proposés par Tremblay (1971a), Dyke et *al.* (2004) et Leduc (2016), le secteur étudié des Monts-Valin se serait déglacé au cours de la période de 10,25 à 10 ka ¹⁴C BP (12 – 11,4 ka cal). La première phase de la déglaciation s'est amorcée par une fusion sur l'ensemble de la surface de l'inlandsis dans les hautes terres du Bouclier canadien au sud du lac Saint-Jean et dans les hauts sommets de la région des Monts-Valin alors que la glace était encore présente dans la dépression structurale du SLSJ (Tremblay, 1971a; Lasalle et Tremblay, 1978; Dionne et Occhietti, 1996; Leduc, 2016). Malgré le nombre restreint d'eskers observés, l'orientation des eskers que nous avons identifiés au nord du lac Morin indique que le front glaciaire semble avoir libéré les Monts-Valin en direction du NO. S'appuyant sur la distribution et l'altitude des dépôts glaciolacustres pour fixer les positions du front glaciaire, Leduc (2016) y propose quelques positions intermédiaires dans les hautes terres du Bouclier au NO des lacs Morin et de la Trompe (figure 5.4). La fonte précoce des hauts niveaux du plateau intermédiaire et des sommets de la région des Monts-Valin a donc principalement mis en place une importante couche de till d'ablation. Aussi, cet amincissement de la glace aura eu pour conséquence d'augmenter le contrôle topographique sur cette dernière ainsi que la formation du lac proglaciaire Valin, nom donnée pour le lac proglaciaire qui inonda la majeure partie des vallées du ruisseau de la Raquette et des rivières Saint-Louis, Valin et Petit Bras. La présence de sédiments d'épandage subaquatique mis en place à partir de tunnels situés à la base de l'inlandsis, recouverts par des sédiments fins d'eau profonde (rythmites) ainsi que des sédiments deltaïques témoigne de cette phase glaciolacustre (figure 5.4; annexe A).

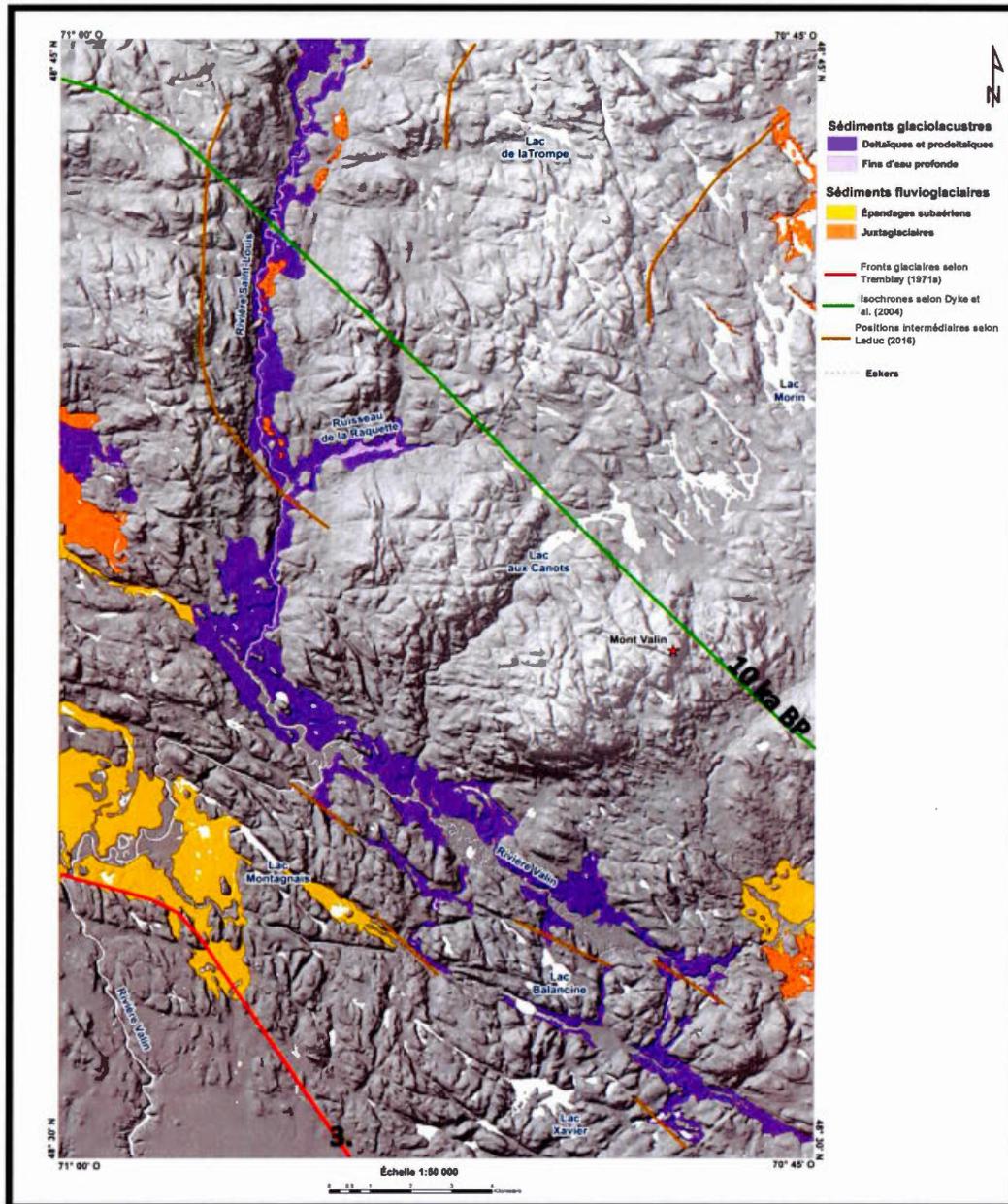


Figure 5.4. Répartition des sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres selon notre étude ainsi que les positions de la marge glaciaire proposées par Tremblay (1971a), Dyke et *al.* (2004) et Leduc (2016).

5.2.2.1 Les phases du lac proglaciaire Valin

La formation du lac proglaciaire Valin débute par l'accumulation des eaux de fonte en provenance du plateau intermédiaire à l'intérieur de la vallée du ruisseau de la Raquette où nous avons observé des sédiments deltaïques jusqu'à une altitude de 500 mètres. L'obturation du drainage naturel par la présence de la marge glaciaire à la jonction des vallées de la rivière Saint-Louis et du ruisseau de la Raquette a donc entraîné la création d'un premier bassin de rétention glaciolacustre (phase 1 du lac proglaciaire Valin; figure 5.5). Comme pour les phases glaciolacustres subséquentes, le drainage des eaux devait s'effectuer vers le S et le SE, par des exutoires situés entre la marge glaciaire et les reliefs déglacés : le drainage devait s'effectuer ultimement via la rivière Sainte-Marguerite située à l'est de la zone d'étude. Le retrait de l'inlandsis a également permis la formation d'un lac proglaciaire dans la partie amont de la vallée de la rivière Saint-Louis, qui est localisée en partie en dehors de la zone d'étude. L'orientation N-S de la partie aval de cette vallée, ainsi que le caractère escarpé de son versant ouest (200 à 300 mètres de dénivellation) semblent avoir eu un impact quant à la direction du retrait de la marge glaciaire et à la formation du lac proglaciaire dans sa partie amont (phase 1 du lac proglaciaire Valin; figure 5.5). En effet, alors que l'inlandsis poursuit sa régression vers l'O et le SO, en accord avec le modèle de déglaciation qui suggère le développement du lobe glaciaire dans les basses terres du SLSJ, le contrôle topographique de la vallée de la rivière Saint-Louis a eu pour effet d'orienter la direction du retrait de la langue glaciaire présente à l'intérieur de celle-ci vers le S. Cette configuration de la marge glaciaire a fait en sorte que la partie amont de la vallée de la rivière Saint-Louis au nord était libre de glace alors que la glace bloquait le drainage des eaux en aval, au sud. L'altitude de ce lac d'obturation glaciaire dans la partie amont de la rivière Saint-Louis était d'environ 480 m : altitude maximale où nous avons observé des sédiments deltaïques. Ce lac était alimenté en outre, par les eaux de fonte en provenance de la marge glaciaire et du secteur du lac Jalobert, situé au NE de la région cartographiée. Le retrait de

l'inlandsis dans la majeure partie de la vallée de la rivière Saint-Louis a permis par la suite l'extension des eaux vers le sud, mais aussi de libérer la jonction des vallées du ruisseau de la Raquette et de la rivière Saint-Louis. Les deux entités glaciolacustres ont alors formé un seul plan d'eau dont l'altitude était contrôlée par un exutoire situé à une altitude d'environ 385 m (phase 2 lac proglaciaire Valin; figure 5.5).

Dans les vallées du ruisseau de la Raquette et de la rivière Saint-Louis, la présence de cailloux de délestage dans les rythmites situées à la base des coupes observées indique que le vêlage d'icebergs était un phénomène bien présent dans ce bassin lacustre et que la marge glaciaire était probablement proche lors de leur mise en place. Par la suite, la diminution observée dans l'épaisseur des couplets des rythmites vers le haut des coupes est interprétée comme un indice du recul progressif du front glaciaire. Les déformations (plissements et failles normales) que l'on observe dans la structure de ces sédiments pourraient quant à elles être associées à des glissements sous-aquatiques, phénomènes probables dans ce bassin aux flancs escarpés. Dans les sédiments deltaïques, on note également un granoclassement inverse (*coarsening upward sequence*), qui traduit de l'augmentation progressive de l'intensité du courant des cours d'eau liée à la diminution de la profondeur d'eau lors de la construction de ces deltas. Des mesures de paléocourants dans les sédiments deltaïques indiquent que l'eau s'écoulait vers le S (175° à 190°): ils sont donc le résultat d'apports sédimentaires provenant de la rivière Saint-Louis au nord de la zone d'étude et des vallées secondaires adjacentes des hauts reliefs de la région des Monts-Valin.

Le développement de plus en plus marqué du lobe glaciaire dans les basses terres du SLSJ a entraîné un retrait de la marge glaciaire vers le SO, libérant ainsi les hautes terres du bouclier de la masse de glace. Au cours de ce retrait, un épisode glaciolacustre s'est développé dans les hautes terres à l'ouest de la vallée de la rivière Saint-Louis où nous avons observé la présence de sédiments deltaïques glaciolacustres entre 350 et 380 mètres d'altitude. La vidange de ce plan d'eau devait

s'effectuer en direction de l'E vers la vallée de la rivière Saint-Louis. Des mesures de paléocourants vers le NE mesurées dans les lits frontaux d'un delta situé à 320 mètres d'altitude sur le versant ouest de la vallée de la rivière Saint-Louis pourraient témoigner de ce drainage (phase 3 du lac proglaciaire Valin; figure 5.6).

Le lac proglaciaire Valin est, par la suite, marqué par l'abaissement progressif du niveau de l'eau. Quelques terrasses façonnées à différents niveaux, soit à 310 mètres, à 290 mètres et à 250 mètres, témoignent de phases de stabilisation dans l'abaissement des eaux du lac proglaciaire à l'intérieur de la vallée de la rivière Valin à mesure que la marge glaciaire se retirait de cette vallée (phase 4 du lac proglaciaire Valin; figure 5.6). La présence de ces niveaux de terrasses seulement sur le versant nord de la vallée de la rivière Valin nous indique que la marge glaciaire était encore bien présente sur le versant sud de la vallée pendant que les eaux du lac proglaciaire progressaient à l'intérieur de celle-ci.

Le confinement du lobe glaciaire vers les basses terres du SLSJ a permis l'ouverture d'exutoires sur le versant sud de la vallée de la rivière Valin permettant aux eaux du lac proglaciaire d'envahir la vallée de la rivière Petit-Bras. Cela a eu pour effet d'abaisser le niveau des eaux glaciolacustres à 230 mètres d'altitude à l'intérieur des vallées des rivières Valin et Petit-Bras (phase 5 du lac proglaciaire Valin; figure 5.7). Le drainage final a eu lieu lorsque la marge s'est retirée du piedmont des Monts-Valin par l'entremise de la rivière Petit-Bras à environ 180 mètres d'altitude avant d'aboutir dans les eaux de la Mer de Laflamme (phase 6 du lac proglaciaire Valin; figure 5.7).

Une vaste plaine d'épandage proglaciaire parsemée de kettles fut érigée à la position de la marge glaciaire suggéré par Tremblay (1971a) à 10 ka ¹⁴C BP (11,4 ka cal.), où les eaux de fonte circulant au contact du glacier étaient dirigées vers le SE. Cette plaine d'épandage se termine sous forme de delta glaciomarin à une altitude estimée par Leduc (2016) entre 170 et 175 mètres d'altitude, ce qui concorde également avec

nos relevés de terrain. Dans ces secteurs, une épaisse couverture de sédiments glaciomarins d'eau profonde surmontée de sédiments deltaïques s'est mise en place à proximité ou devant la marge glaciaire lors de l'épisode de la Mer de Laflamme. Aucune coquille marine n'a été observée dans ces sédiments.

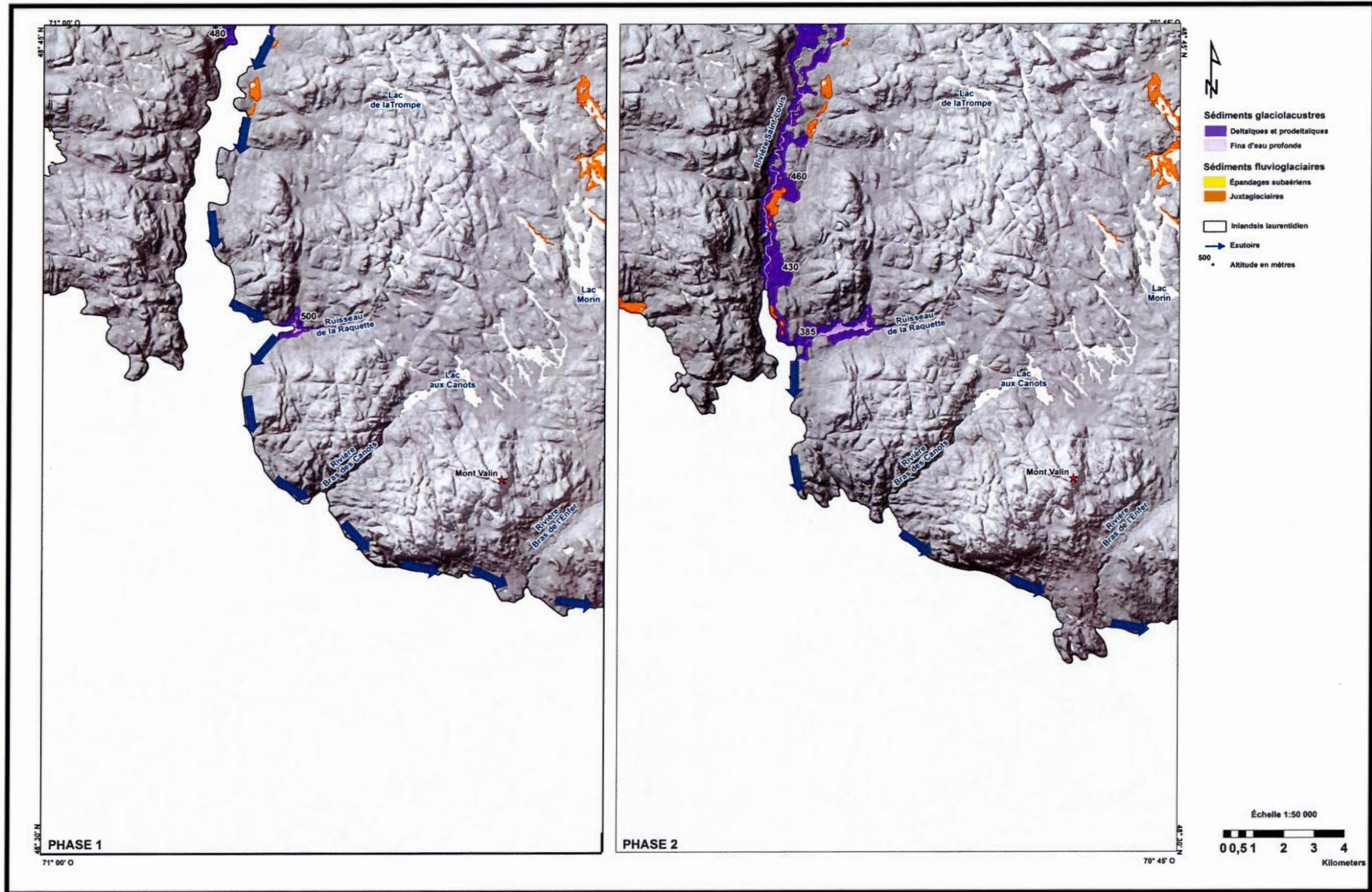


Figure 5.5. Phases 1 et 2 du lac proglaciaire Valin.

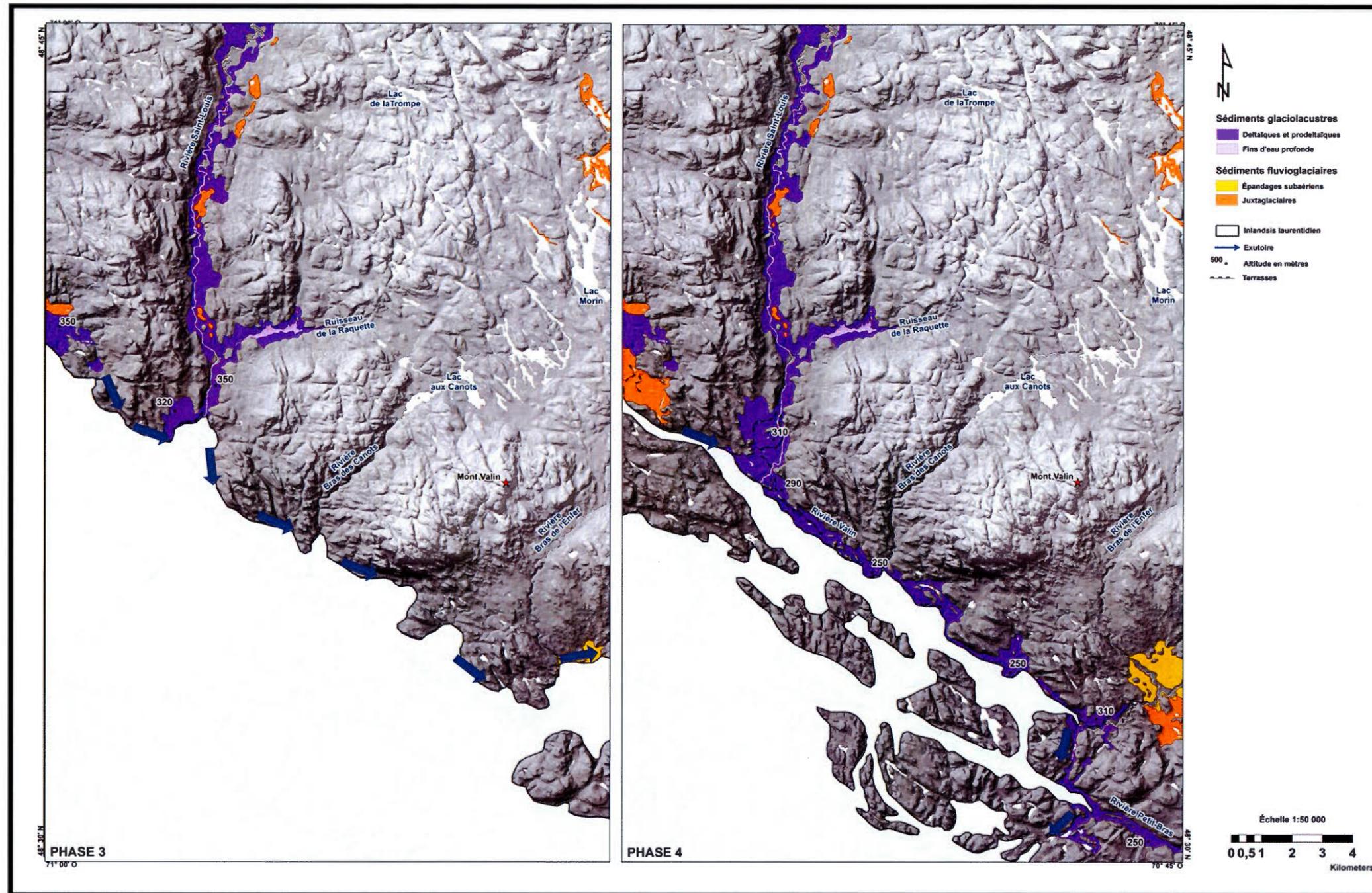


Figure 5.6. Phases 3 et 4 de l'évolution du lac proglaciaire Valin.

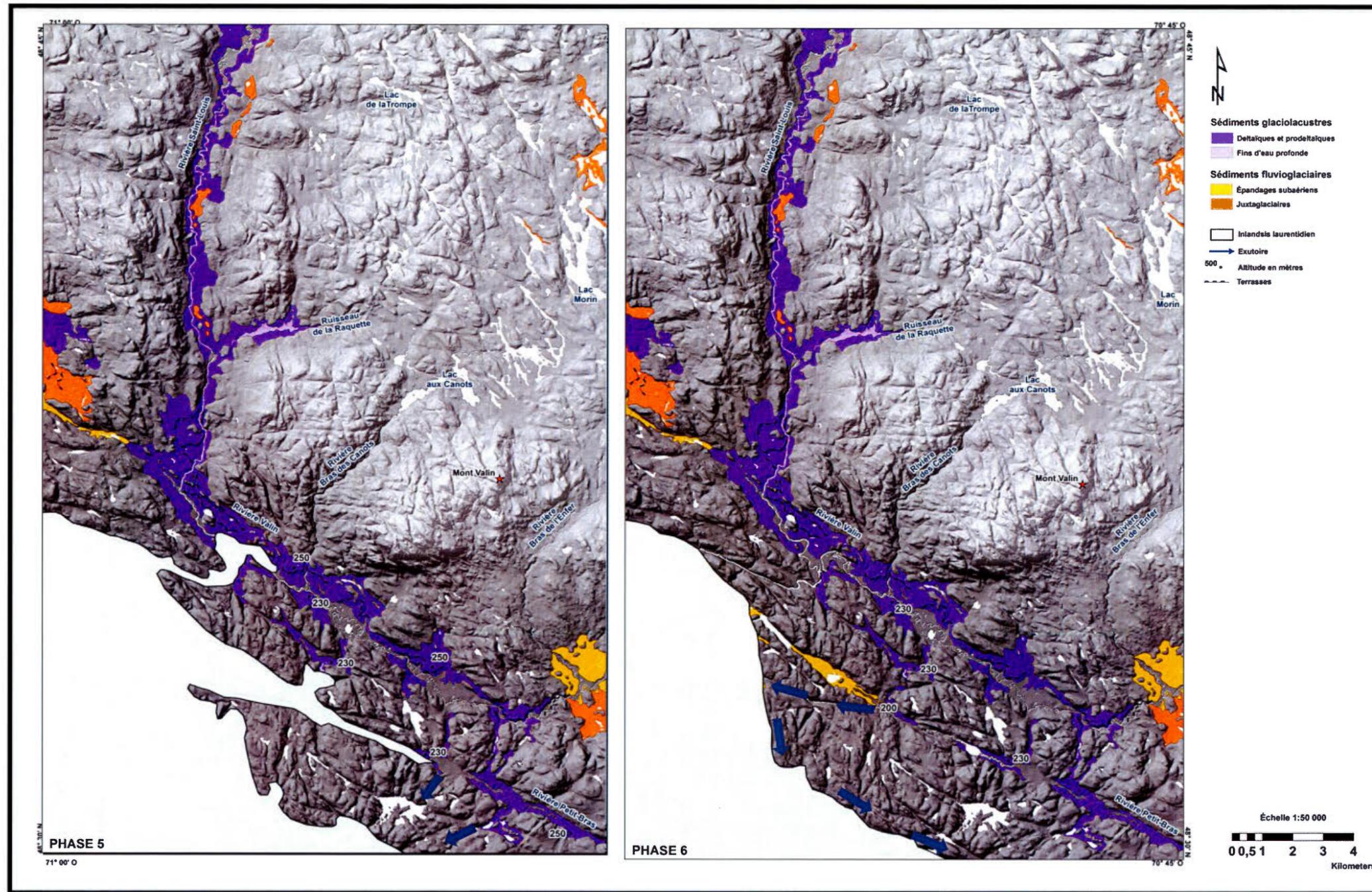


Figure 5.7. Phases 5 et 6 de l'évolution du lac proglaciaire Valin.

5.2.3 L'épisode de la Mer de Laflamme au SLSJ

À l'embouchure du Saguenay, le début de l'invasion marine s'est effectué au cours de la première phase de la transgression marine postglaciaire (Dionne, 1977). Dionne et Occhietti (1996) ont effectué des datations sur des coquilles de l'unité prodeltaïque des pointes aux Vaches, au Bouleau et Hubert, situées de part et d'autre du fjord du Saguenay : les résultats révèlent un groupe d'âges antérieurs à 11 ka ¹⁴C BP (13 ka cal.). Ces données suggèrent donc que les marges côtières de l'embouchure du Saguenay devaient être libres de glace avant 11,1 ka ¹⁴C BP (13,1 ka cal.) pour le secteur de la pointe aux Vaches (région de Tadoussac) et 11,7 ka ¹⁴C BP (13,6 ka cal.) pour le secteur de la pointe au Bouleau (région de Baie Sainte-Catherine). Dionne et Occhietti (1996) attribuent également à l'épisode de Saint-Narcisse la présence des complexes deltaïques et prodeltaïques de Tadoussac et de Baie Sainte-Catherine édifiés en bordure du fjord au contact de la langue glaciaire qui occupait la vallée de la rivière Saguenay, où les sédiments fluvioglaciaires indiquent une progression vers la mer autour de 11-10,6 ka ¹⁴C BP (13 – 12,5 ka cal.). La déglaciation plus rapide des marges côtières de l'embouchure du Saguenay a permis aux eaux de la Mer de Goldthwait de pénétrer les dépressions libres de glace de sorte que la vallée de la rivière du Moulin à Baude qui a permis la construction du delta perché à 120-125 mètres d'altitude de Tadoussac, fut submergée à la fois à partir de son embouchure sur le Saint-Laurent et à partir de la rive gauche du Saguenay via l'Anse à la Grosse Roche. Cette glace a toutefois disparue progressivement au rythme du recul de la langue glaciaire dans le Saguenay : vers 10,4 ka ¹⁴C BP (12,1 ka cal.), la mer avait pénétré assez loin à l'intérieur de la vallée de la rivière à Baude et submergeait le secteur de Sacré-Cœur (Dionne et Occhietti, 1996). Il existe un décalage entre la submersion de la bande côtière et l'intérieur des basses terres du SLSJ dû au déglacement tardif du fjord du Saguenay et de ses abords : dans les secteurs du Lac-Saint-Jean et du Haut-Saguenay, les dates obtenues de Dyck et *al.* (1966), Lasalle et Rondot (1967), Dionne et Laverdière (1969) et Lowdon et Blake

(1976) sur des coquilles de la Mer de Laflamme permet de penser que le lobe glaciaire dans le Saguenay a dû entraver la pénétration des eaux marines dans la cuvette du lac Saint-Jean au moins jusqu'à 10 ka ^{14}C BP (11,4 ka cal.), d'où une submersion tardive des eaux marines dans les basses terres du SLSJ. À mesure que le retrait de la glace s'effectuait, les eaux marines de la Mer de Goldthwait ont progressivement pénétré dans le fjord du Saguenay et comblé les dépressions topographiques de l'Anse-Saint-Jean, Rivière-Éternité, Saint-Rose-du-Nord ainsi que Saint-Fulgence avec une altitude maximale de 168 mètres aux environs de la Baie des Ha! Ha! (Leduc, 2016). Rappelons que la limite entre la Mer de Goldthwait et la Mer de Laflamme a été établie dans le secteur de la Baie des Ha!Ha! (Dionne, 1977). De ce fait, au cours de la période de 10 à 9,6 ka ^{14}C BP (11,4 – 10,95 ka cal.), ce sont les eaux de la Mer de Laflamme qui ont envahi la vallée du lac Kénogami par l'entremise des rivières Chicoutimi et aux Sables : l'altitude maximale atteinte par celle-ci est de 170 mètres près de Laterrière et de Saint-Fulgence et de 190 à 193 mètres au nord d'Alma (Leduc, 2016). Talonnant la marge glaciaire lors de son retrait vers le NO, les eaux marines ont progressivement envahi la région du lac Saint-Jean au cours de la période de 9,6 à 8,5 ka ^{14}C BP (10,95 – 9,5 ka cal.). Finalement, vers 8,5 ka ^{14}C BP (9,5 ka cal.), le recul de la marge glaciaire au nord de Melançon a permis aux eaux de s'étendre vers le nord par l'entremise des principales vallées fluviales de cette région. À ce stade, la Mer de Laflamme a atteint son altitude maximale au nord de cette ville à 216 mètres (Leduc, 2016).

5.3 La période post-glaciaire

Suite au retrait des glaces de la région du SLSJ, le relèvement isostatique a eu pour effet d'engendrer le retrait progressif des eaux marines de la Mer de Laflamme. D'après les travaux de certains auteurs tels que Tremblay (1971a), Lasalle et Tremblay (1978) ainsi que Roy et *al.* (2011), la transition entre la phase marine et la phase lacustre se situe au cours de la période de 8,6 à 7,3 ka ^{14}C BP (9,6 – 8,2 ka

cal.) : période basée sur le dernier fossile marin et les premiers dépôts organiques émergés datés. Le relèvement du continent s'est poursuivi tout au long de cette transition des eaux salées aux eaux douces permettant ainsi au réseau hydrographique de s'encaisser dans les dépôts meubles des vallées des rivières Saint-Louis et Valin. Le long de ces rivières, il est possible d'y observer du ravinement, des terrasses et plusieurs chenaux fluviaux abandonnés qui témoignent de l'abaissement de ces cours d'eau (annexe A). Des glissements de terrain sont également présents dans les sédiments argileux de ces rivières. À mesure que les rivières Saint-Louis et Valin se sont confinées dans leur vallée, l'accumulation de matières organiques en surface des dépôts deltaïques a permis l'édification de complexes tourbeux. Les accumulations les plus importantes s'observent dans les secteurs mal drainés des basses terres du SLSJ et des vallées des rivières Saint-Louis et Valin ainsi que dans les dépressions topographiques des hautes terres du Bouclier canadien.

CONCLUSION

Ce mémoire, réalisé dans le cadre du projet PACES dans la région municipalisée du Saguenay-Lac-Saint-Jean, avait comme objectif principal de présenter une reconstitution des événements paléogéographiques associés à l'englaciation et la déglaciation du Quaternaire du secteur étudié des Monts-Valin. La photo-interprétation, les levées de terrain et la cartographie nous ont ainsi permis de caractériser la nature et l'origine des dépôts superficiels de ce secteur (22D10-OUEST; annexe A). Quant à l'étude à l'échelle régionale sur la dispersion glaciaire, les données issues des travaux de terrain du projet PACES ont permis de préciser les aires de dispersion des débris anorthositiques et carbonatés, de quantifier en partie l'importance du transport glaciaire et de déterminer les trajectoires d'écoulement glaciaire de la région du SLSJ.

Dans la région des Monts-Valin, les grandes variations dans l'orientation des marques d'érosion glaciaire démontrent que le mouvement glaciaire était influencé par la topographie. La compilation de l'orientation des drumlins rocheux, des roches moutonnées et des stries, indiquent qu'il y a eu trois mouvements glaciaires qui se sont succédés : d'abord un écoulement ancien orienté vers le SO (englaciation) qui pourrait tirer son origine de la région des Monts-Valin, ensuite un mouvement dominant vers le SSE et le SE associé à la phase majeure de la glaciation (pléniglaciaire) et finalement un écoulement vers l'ESE suite à un contrôle topographique au moment où la glace s'est amincie (déglaciation).

Les résultats du transport glaciaire des débris anorthositiques supportent cette chronologie des écoulements glaciaires : les données indiquent l'existence d'un train de dispersion orienté vers le SO dont les débris auraient été remobilisés par un écoulement en direction de l'ESE. Les analyses pétrographiques et géochimiques des débris anorthositiques et carbonatés ont aussi confirmé que le mouvement vers le SE

est responsable de l'essentiel du transport de ces débris rocheux : les données permettent de définir des trains de dispersion glaciaire des débris anorthositiques allant jusqu'à 60 km en aval de la lithologie source et des trains de dispersion des débris carbonatés jusqu'à un maximum de 68 km pour les débris contenus dans la fraction fine ($< 0,063$ mm) et de 49 km pour les débris plus grossiers (4-16 mm).

La déglaciation s'est amorcée au cours de la période de 10,25 à 10 ka ^{14}C BP (12 – 11,4 ka cal) par une fusion sur l'ensemble de la surface de l'inlandsis dans les hautes terres au sud du lac Saint-Jean ainsi que dans les hauts sommets des Monts-Valin alors que la glace était encore bien présente dans la dépression structurale du SLSJ (Tremblay, 1971a; Lasalle et Tremblay, 1978; Dionne et Occhietti, 1996; Leduc, 2016). L'amincissement de la glace dans les hautes terres a eu pour conséquence d'augmenter le contrôle topographique sur le mode de déglaciation ainsi que la formation du lac proglaciaire Valin qui inonda la majeure partie des vallées du ruisseau de la Raquette et des rivières Saint-Louis, Valin et Petit-Bras. Les différentes phases de l'évolution du lac proglaciaire Valin sont associées à l'ouverture d'exutoires successifs où les plans d'eau se sont déversés les uns dans les autres à mesure que la langue glaciaire se retirait vers les basses terres du SLSJ. Le drainage final a eu lieu lorsque la marge glaciaire s'est retirée du piedmont des Monts-Valin par l'entremise de la rivière Petit-Bras avant d'aboutir dans les eaux de la Mer de Laflamme.

En somme, la nouvelle cartographie réalisée au SLSJ dans le cadre du projet PACES a permis de mieux définir la répartition spatiale des formations quaternaires. Aussi, les divers sujets traités au cours de cette recherche tels que la chronologie relative des principaux mouvements glaciaires, l'existence et l'évolution du lac proglaciaire Valin ainsi que la dispersion glaciaire des débris anorthositiques et carbonatés ont permis d'accroître les connaissances quant aux modalités du dernier cycle glaciaire dans la région du SLSJ. Bien que notre étude sur la dispersion glaciaire des débris anorthositiques et carbonatés ait permis de quantifier en partie l'importance du

transport glaciaire et de déterminer les trajectoires d'écoulement glaciaire de la région du SLSJ, il serait intéressant de parfaire cette étude en comblant les zones où la densité d'échantillonnage est plus faible.

ANNEXE A

GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA RÉGION DU LAC
JALOBERT (22D10-OUEST)

ANNEXE B

TABLEAU DE RÉSULTATS ISSUS DES ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES

SITES	LOCALISATION			FACIÈS	GRANULOMÉTRIE		
	Estant	Nordant	Projection Zone UTM		% Sable	% Silt	% Argile
NH02	358156	5374413	NAD83_19	Till de fond	85,2	12,4	2,4
NH03	359601	5375263	NAD83_19	Till de fond	61,1	34,4	4,5
NH04	360255	5375899	NAD83_19	Till de fond	70,6	25,2	4,1
NH08	360860	5378468	NAD83_19	Till de fond	67,0	30,3	2,6
NH10	361157	5379460	NAD83_19	Till de fond	84,9	13,7	1,4
NH27	361586	5384666	NAD83_19	Till de fond	88,6	10,2	1,2
NH29B	362593	5386284	NAD83_19	Till de fond	69,6	25,1	5,3
NH34	357894	5389649	NAD83_19	Till de fond	61,3	33,7	4,8
NH37A	358966	5399465	NAD83_19	Till de fond	74,5	22,4	3,1
NH46	369835	5393124	NAD83_19	Till de fond	76,3	21,7	2,0
NH26	361803	5374068	NAD83_19	Till de fond	65,7	30,4	3,9
NH28	362109	5385854	NAD83_19	Till d'ablation	93,8	5,2	1,0
NH32	366271	5388352	NAD83_19	Till d'ablation	91,9	6,8	1,3
NH43	368842	5383435	NAD83_19	Till d'ablation	86,7	12,2	1,1
NH19	356956	5376488	NAD83_19	Fluvioglaciaire de contact	96,1	3,2	0,7
NH41	369608	5380137	NAD83_19	Épandage subaérien	92,2	7,1	0,8
NH33C	359717	5391191	NAD83_19	Épandage subaquatique	68,6	28,9	2,5
NH40	353041	5377393	NAD83_19	Glaciomarin plage	97,5	2,1	0,4

NH15	356661	5374938	NAD83_19	Glaciomarin Deltaïque	98,3	1,6	0,1
NH21	352439	5374260	NAD83_19	Glaciomarin profond	27,2	59,8	13,0
NH25	361127	5373498	NAD83_19	Glaciolacustre plage	98,1	1,8	0,2
NH39	360064	5401093	NAD83_19	Glaciolacustre Deltaïque	29,9	65,5	4,6
NH33A	359717	5391191	NAD83_19	Glaciolacustre Deltaïque	81,7	17,2	1,2
NH37B	358966	5399465	NAD83_19	Glaciolacustre profond	1	78,6	20,5
NH33B	359717	5391191	NAD83_19	Glaciolacustre profond	5,5	85,1	9,4
NH29A	362593	5386284	NAD83_19	Glaciolacustre profond	6,6	83,5	9,9
NH14	361459	5382145	NAD83_19	Alluvions	84,9	13,7	1,4

ANNEXE C

TABLEAUX DE RÉSULTATS ISSUS DES ANALYSES PÉTROGRAPHIQUES
ET GÉOCHIMIQUES DES TILLS

NUMÉRO D'ÉCHANTILLON	SITES	LOCALISATION			COMPTAGE PÉTROLOGIQUE (%)		CALCIMÉTRIE (%)
		ESTANT	NORDANT	PROJECTION_ ZONE UTM	ANORTHOSITE	CARBONATES	
1	09LL02	296384	5388212	NAD83_19	63,4	0	0,3
2	09LL11	306448	5383129	NAD83_19	29,8	0	1,2
3	09LL15	278894	5366797	NAD83_19	1,4	0	0,6
4	09SG09	346918	5386502	NAD83_19	56,6	0	0,6
5	09SG10	341276	5388404	NAD83_19	4,4	89,4	35
6	09SG16	347895	5391281	NAD83_19	34,2	0	1,2
7	09SG26	327728	5393724	NAD83_19	35,1	0	--
8	09RD09	697585	5429889	NAD83_18	0	0	--
9	09RD19	705489	5428074	NAD83_18	0,7	0	--
10	RD07	701416	5351753	NAD83_18	0,9	0	1,2
11	RD09	699646	5356776	NAD83_18	1,3	0	0,6
12	RD10	709563	5350147	NAD83_18	0	52	14
13	09GA05	302296	5359890	NAD83_19	4,7	23,7	4,4
14	09GA06	301754	5358848	NAD83_19	2,2	0,6	0,6
15	09GA07	300653	5357580	NAD83_19	0,5	0	1,2
16	09GA09	300519	5354527	NAD83_19	2,2	26,6	4,7
17	09GA10	300372	5353058	NAD83_19	0	0	1,2
18	09GA11	300456	5352181	NAD83_19	3,8	13	2,4
19	09GA12	300368	5350395	NAD83_19	0	0,2	1,8
20	09GA14	301726	5350757	NAD83_19	0,9	0	1,8
21	09GA18	312678	5366903	NAD83_19	16,5	0,3	0,6
22	09GA20	313178	5373595	NAD83_19	1,6	20,3	3
23	09GA23	281897	5360823	NAD83_19	13,1	0	1,2
24	09GA24	281618	5359967	NAD83_19	5,2	0	0,6

NUMÉRO D'ÉCHANTILLON	SITES	LOCALISATION			COMPTAGE PÉTROLOGIQUE (%)			CALCIMÉTRIE (%)
		ESTANT	NORDANT	PROJECTION_ ZONE UTM	ANORTHOSITE	CARBONATES	CARBONATES	
25	09GA27	349093	5386028	NAD83_19	40,8	2,1	0,3	
26	09GB04	721507	5358601	NAD83_18	0	0	2,4	
27	09GB07	720374	5353073	NAD83_18	2,3	26,4	3,5	
28	09GB20	710725	5356786	NAD83_18	2,3	31,9	8	
29	09GB21	715119	5355918	NAD83_18	0	52,6	12,4	
30	09GB26	692268	5375225	NAD83_18	0	0	0,3	
31	09GB28	690577	5377282	NAD83_18	0	0	0,6	
32	09GB31	689789	5375629	NAD83_18	0	0	0,6	
33	09GB35	685823	5381827	NAD83_18	0	0	1,8	
34	09GB64	719315	5411429	NAD83_18	3,6	0	--	
35	09GB88	349747	5392251	NAD83_19	19,8	0	--	
36	09GB91	325059	5375599	NAD83_19	34,3	0	0,6	
37	09GB92	317059	5377653	NAD83_19	19,3	0	1,7	
38	09GB101	316825	5393877	NAD83_19	10,6	0	--	
39	09GB103	322407	5396833	NAD83_19	17,2	0	--	
40	09GB106	323302	5394684	NAD83_19	23,3	0	--	
41	09GB107	321886	5400432	NAD83_19	15,4	0	--	
42	09GB120	315058	5387410	NAD83_19	31,4	0	1,8	
43	09GB139	279888	5349945	NAD83_19	20	0	0,6	
44	09GB144	286093	5360830	NAD83_19	3,6	17,2	18	
45	09GB146	294201	5360556	NAD83_19	7,6	39,3	24	
46	GB04	321907	5411698	NAD27_19	50	0	--	
47	GB09	323912	5408343	NAD27_19	20,8	0	--	
48	GB15	350363	5414565	NAD27_19	4,9	0	--	

NUMÉRO D'ÉCHANTILLON	SITES	LOCALISATION			COMPTAGE PÉTROLOGIQUE (%)		CALCIMÉTRIE (%)
		ESTANT	NORDANT	PROJECTION_ ZONE UTM	ANORTHOSITE	CARBONAT ES	
49	GB23	343234	5402107	NAD27_19	9,5	0	--
50	GB25	338417	5409867	NAD27_19	44,5	0	--
51	GB29	336244	5405116	NAD27_19	28,9	0	--
52	GB33	376809	5318487	NAD27_19	1,7	0	--
53	GB45	380831	5344133	NAD27_19	8,6	0	1,2
54	GB48	362654	5325003	NAD27_19	0	53,7	6,4
55	GB50	361050	5331494	NAD27_19	1,1	0	1,8
56	GB66	701536	5455775	NAD27_18	3,4	0	--
57	GB68	698578	5453503	NAD27_18	10,8	0	--
58	GB90	717795	5449370	NAD27_18	32,2	0	--
59	GB111	709962	5436446	NAD27_18	23,8	0	--
60	GB116	662275	5451634	NAD27_18	0	0	--
61	GB124	653755	5431354	NAD27_18	0	0	--
62	GB144	665915	5429439	NAD27_18	0	0	--
63	GB145	651771	5439415	NAD27_18	1,9	0	--
64	GB149	700382	5322546	NAD27_18	0	0	1,8
65	GB157	686899	5329404	NAD27_18	0	0	--
66	GB159	691808	5333386	NAD27_18	4,2	0	1,2
67	GB165	685810	5338582	NAD27_18	0	0	--
68	GB168	686392	5337129	NAD27_18	0	0	--
69	GB170	694215	5340103	NAD27_18	0	0	2,7
70	GB186	714742	5322536	NAD27_18	0	0	1,2
71	GB190	706206	5333618	NAD27_18	3,2	0,2	0,6
72	GB191	706032	5335578	NAD27_18	2	0	0,3

NUMÉRO D'ÉCHANTILLON	SITES	LOCALISATION			COMPTAGE PÉTROLOGIQUE (%)			CALCIMÉTRIE (%)
		ESTANT	NORDANT	PROJECTION_ ZONE UTM	ANORTHOSITE	CARBONATES	CARBONATES	
73	GB194	704553	5338982	NAD27_18	0,7	0	1,8	
74	GB197	704761	5340155	NAD27_18	8,1	0	0,6	
75	GB205	704592	5342479	NAD27_18	6,2	0	1,2	
76	GB208	410640	5345573	NAD27_19	2	0	0,3	
77	GB209	394238	5344877	NAD27_19	10	0	0,6	
78	GB210	395239	5345585	NAD27_19	2,7	15,2	4,4	
79	GB216	420756	5353766	NAD27_19	3,5	0	1,2	
80	GB218	423039	5353293	NAD27_19	0	0	1,2	
81	GB226	406334	5360763	NAD27_19	9,3	0	1,8	
82	09SM05	684384	5385058	NAD83_18	0	64,3	5,8	
83	09SM11	700990	5383748	NAD83_18	0	86,6	15,5	
84	09SM14	692454	5389977	NAD83_18	0	4,1	1,2	
85	09SM16	686995	5393620	NAD83_18	0	0	1,2	
86	SM09	350545	5392627	NAD83_19	7,6	0	--	
87	SM12	343378	5394016	NAD83_19	34,5	0	--	
88	SM34	325417	5384298	NAD83_19	33	0	1,2	
89	SM39	347776	5384832	NAD83_19	24,2	0	0,6	
90	SM41	347333	5386180	NAD83_19	40,5	0	0,6	
91	SM46	347066	5389146	NAD83_19	32,5	0	1,2	
92	SM60	318125	5401534	NAD83_19	30,6	0	--	
93	SM63	320947	5396462	NAD83_19	13,5	0	--	
94	SM70	323654	5378923	NAD83_19	50,5	0	0,3	
95	SM72	--	--	NAD83_19	46	0	--	
96	SM73	325111	5376232	NAD83_19	100	0	0,3	

NUMÉRO D'ÉCHANTILLON	SITES	LOCALISATION			COMPTAGE PÉTROLOGIQUE (%)			CALCIMÉTRIE (%)
		ESTANT	NORDANT	PROJECTION_ ZONE UTM	ANORTHOSITE	CARBONATES	CARBONATES	
97	SM95	682092	5384331	NAD83_18	0	0	0,6	
98	SM120	695049	5357671	NAD83_18	0	0	0,6	
99	SM125	701991	5361123	NAD83_18	0	0	0,6	
100	SM129	689971	5367090	NAD83_18	0	0	1,2	
101	SM147	423551	5326994	NAD83_19	1,6	0	1,8	
102	SM148	425244	5329913	NAD83_19	3	0	1,2	
103	SM150	421756	5332198	NAD83_19	3,8	0	0,6	
104	SM153	422565	5336176	NAD83_19	4,9	0	2,4	
105	SM163	406165	5334917	NAD83_19	5,4	0	0,6	
106	SM164	405969	5334559	NAD83_19	1,5	0	--	
107	SM166	403600	5325703	NAD83_19	7,9	0	0,6	
108	SM170	400243	5336820	NAD83_19	4	16,4	3,8	
109	SM172	403865	5335359	NAD83_19	1,6	0	0,6	
110	SM173	403752	5335334	NAD83_19	3,9	0	0,6	
111	NH02	358156	5374413	NAD83_19	28,5	0	1,2	
112	NH03	359601	5375263	NAD83_19	18,6	0	1,2	
113	NH04	360255	5375899	NAD83_19	18,3	0	0,6	
114	NH08	360860	5378468	NAD83_19	24,8	0	1,2	
115	NH09	361132	5379226	NAD83_19	28,2	0	0,6	
116	NH10	361157	5379460	NAD83_19	46,6	0	0,6	
117	NH26	361803	5374068	NAD83_19	43,2	0	0,3	
118	NH27	361586	5384666	NAD83_19	46	0	--	
119	NH28	362109	5385854	NAD83_19	47,3	0	--	
120	NH29	362593	5386284	NAD83_19	75,9	0	--	

NUMÉRO D'ÉCHANTILLON	SITES	LOCALISATION			COMPTAGE PÉTROLOGIQUE (%)			CALCIMÉTRIE (%)
		ESTANT	NORDANT	PROJECTION_ ZONE UTM	ANORTHOSITE	CARBONATES	CARBONATES	
121	NH32	366271	5388352	NAD83_19		26,8	0	--
122	NH34	357894	5389649	NAD83_19		61,7	0	--
123	NH37	358966	5399465	NAD83_19		46,1	0	--
124	NH43	368842	5383435	NAD83_19		39,5	0	--
125	NH46	369835	5393124	NAD83_19		43,4	0	--
126	09EL02	704207	5370592	NAD83_18		0	43,7	7,1
127	09EL09	347231	5351173	NAD83_18		1,3	0	0,6
128	09EL10	344216	5346696	NAD83_18		7,5	0	1,2
129	09EL12	344250	5351354	NAD83_18		1,9	0	1,2
130	09EL16	696746	5378260	NAD83_18		0	0	1,2
131	09EL21	334433	5353397	NAD83_18		8,3	0	1,2
132	09EL22	334977	5346159	NAD83_18		4,7	0	1,2
133	09EL24	337305	5346861	NAD83_18		5,2	0	0,6
134	09EL25	333467	5350109	NAD83_18		2,1	5,9	6,4
135	09EL29	336486	5352461	NAD83_18		10,7	0	1,2
136	09EL35	342044	5358134	NAD83_18		12,8	0	--
137	09EL48	327146	5358271	NAD83_18		11,5	0	0,3
138	09EL52	716331	5430496	NAD83_18		21,3	0	--
139	09EL54	325542	5363742	NAD83_18		32	0	1,2
140	09EL55	320748	5367557	NAD83_18		11,9	37,3	4,1
141	09EL67	315951	5373374	NAD83_18		15,4	0	--
142	09EL74	338102	5371725	NAD83_18		45,9	7,2	6,4
143	09EL80	700811	5431099	NAD83_18		0	0	--
144	EL02	317129	5370999	NAD83_19		27	0	1,2

NUMÉRO D'ÉCHANTILLON	SITES	LOCALISATION		COMPTAGE PÉTROLOGIQUE (%)			CALCIMÉTRIE (%)	
		ESTANT	NORDANT	PROJECTION_ ZONE UTM	ANORTHOSITE	CARBONATES		CARBONATES
145	EL18	334538	5349759	NAD83_19	5,4	0	0,6	
146	EL36	304897	5359396	NAD83_19	0,3	0	1,2	
147	EL38	311293	5364426	NAD83_19	18,4	29,8	3,8	
148	EL54	306174	5364441	NAD83_19	28,3	0	0,3	
149	EL56	677153	5429182	NAD83_18	0	0	--	
150	EL58	676791	5428898	NAD83_18	0	0	--	
151	EL84	654583	5415340	NAD83_18	0	0	--	
152	EL88	663346	5427510	NAD83_18	0	0	--	
153	EL92	660892	5427058	NAD83_18	0	0	--	
154	EL102	660522	5417822	NAD83_18	0	0	--	
155	EL107	649975	5414134	NAD83_18	1	0	--	
156	EL117	292780	5430925	NAD83_19	23,1	0	--	
157	EL127	294071	5422153	NAD83_19	30,4	0	--	
158	EL129	295904	5423828	NAD83_19	57	0	--	
159	EL132	301108	5425581	NAD83_19	33,1	0	--	
160	EL137	305964	5429499	NAD83_19	45,2	0	--	
161	EL139	302804	5428388	NAD83_19	35,8	0	--	
162	EL150	310779	5425550	NAD83_19	24,1	0	--	
163	EL157	285521	5415419	NAD83_19	32,2	0	--	
164	EL176	302000	5422931	NAD83_19	38,9	0	--	
165	EL179	301465	5360766	NAD83_19	5,2	23,7	8,9	
166	EL181	307046	5358931	NAD83_19	0	61,1	21,2	
167	EL186	310228	5376716	NAD83_19	24,3	0	0,6	
168	EL189	306809	5383138	NAD83_19	25,8	0	4,7	

NUMÉRO D'ÉCHANTILLON	SITES	LOCALISATION			COMPTAGE PÉTROLOGIQUE (%)			CALCIMÉTRIE (%)
		ESTANT	NORDANT	PROJECTION_ ZONE UTM	ANORTHOSITE	CARBONATES	CARBONATES	
169	EL191	305945	5377207	NAD83_19	32,7	0	1,2	
170	EL192	305727	5377863	NAD83_19	16,4	36,6	4,7	
171	EL216	306276	5383262	NAD83_19	29,5	0	0,6	
172	EL218	306997	5382590	NAD83_19	28,8	0	0	
173	EL219	307242	5382042	NAD83_19	0	0	3	
174	EL225	314465	5377790	NAD83_19	11	0	0,6	
175	EL227	313276	5380939	NAD83_19	40,4	0	0,3	
176	EL254	304475	5388320	NAD83_19	32,4	0	1,2	
177	EL306	360875	5373473	NAD83_19	26,2	0	0,6	
178	EL317	366370	5371354	NAD83_19	11,6	0	1,2	
179	EL322	367621	5370630	NAD83_19	24,4	0	--	
180	EL324	368380	5370368	NAD83_19	7,8	0	1,2	
181	EL325	366897	5370292	NAD83_19	33	0	1,2	
182	EL328	364664	5369387	NAD83_19	22,6	0	2,7	
183	EL337	366417	5367359	NAD83_19	8,8	0	0,6	
184	EL339	367958	5368886	NAD83_19	12,7	16	3,5	
185	EL341	370263	5368144	NAD83_19	18,7	0	0,6	
186	EL342	370420	5368814	NAD83_19	22,9	0	1,2	
187	EL345	373892	5369643	NAD83_19	11,4	0	0,6	
188	EL347	374335	5369093	NAD83_19	21	22,8	9,5	
189	EL348	373547	5367084	NAD83_19	15,3	13,4	3	
190	EL351	387023	5363316	NAD83_19	23,3	17,1	7,1	
191	EL357	374811	5360237	NAD83_19	24,1	0	--	
192	EL360	375299	5361273	NAD83_19	17,8	0	0,3	

NUMÉRO D'ÉCHANTILLON	SITES	LOCALISATION			COMPTAGE PÉTROLOGIQUE (%)			CALCIMÉTRIE (%)
		ESTANT	NORDANT	PROJECTION_ ZONE UTM	ANORTHOSITE	CARBONATES	CARBONATES	
193	EL362	374720	5363141	NAD83_19	8,5	0	0,6	
194	EL363	374682	5364625	NAD83_19	18,6	0	0,3	
195	EL366	379280	5364179	NAD83_19	13	0	0,6	
196	EL367	379354	5367319	NAD83_19	8,5	0	1,2	
197	EL376	380952	5349616	NAD83_19	9,4	15,6	3,8	
198	EL378	378960	5349597	NAD83_19	20,5	0	--	
199	EL379	379962	5351557	NAD83_19	8,5	0	--	
200	EL382	379567	5351279	NAD83_19	5	0	--	
201	EL384	380333	5352068	NAD83_19	9,8	0	0,3	
202	EL386	383424	5351800	NAD83_19	10,6	0	0,6	
203	EL389	379342	5348993	NAD83_19	9	12,9	4,1	
204	EL390	379477	5352452	NAD83_19	6,1	0	1,2	
205	EL399	379842	5354972	NAD83_19	13,2	0	1,2	
206	EL400	379510	5354000	NAD83_19	4,1	24,1	0,6	
207	EL403	379954	5346157	NAD83_19	13	0	1,8	
208	EL405	376588	5347167	NAD83_19	13,2	0	0,6	
209	EL406	378233	5349294	NAD83_19	12	0	0,6	
210	EL407	377835	5349185	NAD83_19	20	0	0,6	

BIBLIOGRAPHIE

- Arnaud, M. et Emery, X. (2000). *Estimation et interpolation spatiale : méthodes déterministes et méthodes géostatiques*. Paris : Hermes Science Europe.
- Ashley, G. M. (1988). Classification of glaciolacustrine sediments. Dans Goldthwait R. P. and Matsch, C. L. (dir.), *Genetic classification of Glacigenic Deposits*. (p. 243–260) A. A. Balkema, Rotterdam.
- Baddeley, F.H., Nixon, W., Hamel, J., Bouchette, J. et Proulx, J.P. (1829). *Rapports des commissaires pour explorer le Saguenay ; Journaux de la Province du Bas-Canada*, seconde session du XIIIe parlement provincial, session 1819, appendice V. Québec, 108-171.
- Barlow, A.A., Gwillim, J.C. et Faribault, E.R. (1912). *Rapport sur la géologie et les ressources minières de la région de Chibougamau (Québec)*. Québec : Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries.
- Bennett, M.R. et Glasser, N.F. (2014). *Glacial geology : Ice sheets and landforms* (2^e éd.). Oxford : Wiley-Blackwell.
- Blanchard, R. (1933). Études canadiennes ; IV, le Saguenay et le Lac Saint-Jean. *Revue Géographique Alpine*, 21, 5-174.
- Bolduc, A.M. (1990, mars). Dispersion, dans les sédiments glaciaires et fluvioglaciaires, des débris en provenance du granite hyperalcalin de Strange Lake, Labrador. Dans A. Gauthier (dir.). *Application de la géologie du Quaternaire à l'exploration minérale* (2^e éd.). Congrès annuel organisé par l'Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec, à Sainte-Foy, les 29 et 30 mars 1990 (p.108-138). Sainte-Foy : Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec.
- Bostock, H.S. (1972). Subdivisions physiographiques du Canada. Dans Douglas, R.J.W. et L.P. Tremblay (dir.). *Géologie et ressources minérales du Canada : partie A (chapitres I à VII)* (5^e éd., p. 12-34). Ottawa : Commission géologique du Canada.
- Brodeur, G. (1970). *Géomorphologie des crêtes morainiques à Bilodeau, région du Lac Saint-Jean, Québec*. (Mémoire de maîtrise). Université Laval.

Cadieux, B. (1986). *La dispersion glaciaire des fragments de roche dans la région du Lac Mistassini, Québec*. (Mémoire de maîtrise). Université de Montréal.

Caron, O. (2007). *Le Quaternaire de la région de Mont-Laurier (Québec) : cartographie, sédimentologie et paléogéographie*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal.

Caron, O. (2013). *Synthèse et modèle cartographique 3D des dépôts quaternaires pour les bassins-versants des rivières Chaudière et Saint-François : Géochronologie, sédimentologie et paléogéographie wisconsinienne du sud du Québec*. (Thèse de doctorat). Université du Québec à Montréal.

Chalmers, R. (1905). *Géologie des dépôts superficiels de la partie orientale de la province de Quc*. Canada : Commission géologique du Canada, 16, partie A, 257-270.

Clark, P.U. et Mix, A.C. (2002). Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*. 21, 1-7. Récupéré de <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379101001184>

Clet, M. et Occhietti, S. (1996). Palynologie et paléoenvironnements de la sous-séquence des Sédiments de Saint-Pierre, Rythmites du Saint-Maurice et sables des Vieilles-Forges, Pléistocène supérieur de la vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 50(3), 287-310.

Clibbon, P. et Bergeron, R. (1962). Notes on the geology and physiography of the Lake Saint-Jean area, Quebec. *Cahiers de géographie du Québec*, 7(13), 81-100. Récupéré de <https://www.erudit.org/revue/cgq/1962/v7/n13/020420ar.pdf>

Coleman, A.P. (1927). Glacial and Interglacial Periods in Eastern Canada. *Journal of Geology*. 35(5), 285-403.

Daigneault, R.A. (1997). *Géologie du Quaternaire du nord du Nunavik, Québec*. (Thèse de doctorat). Université de Montréal.

Daigneault, R.A. (2008). *Géologie du Quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava, Québec* (Bulletin 533). Ottawa : Commission Géologique du Canada.

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. <http://www.erudit.org/revue/gpq/2006/v60/n2/016823ar.html>

Daigneault, R.-A., Cousineau, P., Leduc, E., Beaudoin, G., Milette, S., Horth, N., Roy, D.W., Lamothe, M. et Allard, G. (2011a). *Rapport final sur les travaux de cartographie des formations superficielles réalisés dans le territoire municipalisé du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Québec) en 2009-2011*. Montréal : Université du Québec à Montréal

Dilabio, R.N.W. (1981). *Glacial dispersal of rocks and minerals at the south end of Lac Mistassini, Quebec, with special reference to the icon dispersal train* (Paper 323). Ottawa : Geological Survey of Canada.

Dilabio, R.N.W. (1990, mars). Dispersal trains Dans A. Gauthier (dir.). *Application de la géologie du Quaternaire à l'exploration minérale* (2^e éd.). Congrès annuel organisé par l'Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec, à Sainte-Foy, les 29 et 30 mars 1990 (p.86-107). Sainte-Foy : Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec.

Dionne, J.C. (1968). Fossiles marins pléistocènes dans la partie nord du lac Saint-Jean. *Naturaliste canadien*. 95, 1401-1408.

Dionne, J.C. (1972). *Cartes morpho-sédimentologiques du Saguenay-Lac-Saint-Jean*. (22C04, 22C05, 22D01, 22D02, 22D03, 22D04, 22D05, 22D06, 22D07, 22D08, 22D10, 22D11, 22D12, 22D13, 22D14, 32A01, 32A07, 32A08, 32A09, 32A10, 32A15, 32A16, 32H01, 32H02). [Carte] Échelle 1 : 50 000. Environnement Canada.

Dionne, J.C. (1973). La dispersion des cailloux ordoviciens dans les formations quaternaires au SLSJ, Québec. *Revue de géographie de Montréal*. 27(4), 339-364.

Dionne, J.-C. (1977). La mer de Goldthwait au Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(1-2), 61-80. <http://id.erudit.org/iderudit/1000055ar>

Dionne, J.-C. (1984). Le rocher profilé : une forme d'érosion glaciaire négligée. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(1), 69-74. <http://id.erudit.org/iderudit/032537ar>

Dionne, J.C. (1994). Les erratiques lointains de l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*. 48(2) 179-194. <http://id.erudit.org/iderudit/032995ar>

Dionne, J.C. et Occhietti, O. (1996). Aperçu du quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*. 50(1), 5-34. <http://id.erudit.org/iderudit/033072ar>

Dreimanis, A. (1962). Quantitative determination of calcite and dolomite by using Chittick apparatus. *Journal of Sedimentary Petrology*. 32(3), p. 520-529. Récupéré de <http://jse.dres.geoscienceworld.org/content/32/3/520>

Dreimanis, A., (1976). Till : their origin and properties. Dans R.F. Legget (dir.). *Glacial till* (p. 11-49). Ottawa : The Royal Society of Canada.

Dreimanis, A. et Vagners, U.J. (1971). Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal till. Dans R.P., Goldtwaith (dir.). *Till, A Symposium* (p. 237-250). Columbus : Ohio State University Press.

Dresser, J.A. (1916). *Part of the district of the Lake St. John, Quebec*. (Mémoire 92) Ottawa : Commission géologique du Canada.

Dresser, J.A. et Denis, T.C. (1946). *La géologie de Québec, vol.2, géologie descriptive*. (Rapport géologique 20). Québec : Ministère des Mines.

Duchesne, M. (2001) *Sédimentologie de dépôts quaternaires graveleux dans le bassin versant de la rivière Chicoutimi à Laterrière, Québec*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Chicoutimi.

Dyck, W., Lowdon, J.A., Fyles, J.G. et Blake, W. (1966). *Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates V* (Paper 66-48). Ottawa : Geological Survey of Canada.

Dyke, A.S., (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. Dans J., Ehlers et P.L., Gibbard (dir.). *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology Part II: North America* (p. 373-424). New-York : Elsevier.

Dyke, A. S. et Prest, V. K. (1987). Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2) 237-263. <http://id.erudit.org/iderudit/032681ar>

Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P.U., England, J. H., Miller, Shaw, J. et Veillette, J.J. (2002). The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, 9–31. Récupéré de <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379101000956>

Dyke, A. S., Moore, A. et Robertson, L. (2003). *Deglaciation of North America*. Ottawa : Commission géologique du Canada.

Fairbanks, R.G. (2005). *Radiocarbon age to calendar age conversion*. le 14 septembre 2014 de <http://radiocarbon.ldeo.columbia.edu/cgi-bin/radcarbcsl>

Flint, R.F (1971). *Glacial and Quaternary geology*. New-York : John Wiley and Sons, Inc.

Hardy, L. (1970). *Géomorphologie glaciaire et post-glaciaire de Saint-Siméon à Saint-François-d'Assise, comtés de Charlevoix-Est et de Chicoutimi*. (Mémoire de maîtrise). Université Laval.

Hébert, C. et Lacoste, P. (1998a). *Géologie de la région de Lac Jalobert, SNRC 22D/10* (Rapport géologique 97-05). Québec : Ministère des Ressources naturelles.

Hébert, C. et Lacoste, P. (1998b). *Géologie de la région de Jonquière-Chicoutimi, SNRC 22D/06* (Rapport géologique 96-08). Québec : Ministère des Ressources naturelles.

Hébert, C. and van Breemen, O. (2004). Mesoproterozoic basement of the Lac St. Jean Anorthosite Suite and younger Grenvillian intrusions in the Saguenay region, Québec: Structural relationships and U-Pb geochronology. Dans R.P., Tollo, L., Corriveau, J.M., McLelland et M.J., Bartholomew. *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America* (p. 65-80). Colorado : The Geological Society of America.

Higgins, M.D. and van Breemen, O. (1996). Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region of the Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*. 79, 327-346.

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, 17-54.

Klassen, R.A. (2001). A Quaternary geological perspective on geochemical exploration in glaciated terrain. Dans M.B., McClenaghan, P.T., Bobrowsky, G.E.M., Hall et S.J., Cooks (dir.). *Drift exploration in glaciated terrain* (p. 1-17). London : Geological Society. <http://sp.lyellcollection.org/content/185/1/1.full.pdf>

Laflamme, J.C.K. (1882). *Lettre adressée à monseigneur Dominique Racine*, datée du 5 septembre 1882, Archives du Séminaire de Chicoutimi.

Laflamme, J.C.K. (1883). Note sur la géologie du lac Saint-Jean, *Proceedings and Transactions of the Royal Society of Canada*, 1, 163-164.

Laflamme, J.C.K. (1886). Le Saguenay ; essai de géographie physique. *Bulletin de la Société de Géographie du Québec*, 1(4), 47-65.

Lamothe, M. (1985). *Lithostratigraphy and geochronology of the Quaternary deposits of the Pierreville and St.Pierre les Becquets areas*. (Thèse de doctorat). University of Western Ontario.

Lamothe, M. (1989). A new framework for the Pleistocene stratigraphy of Central St.Lawrence Lowland, southern Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(2), 119-129.

Lasalle, P. (1965). A radiocarbon date from the Lake St. John area, Quebec. *Science*. 149, 860-862. <http://www.jstor.org/stable/1716056>

Lasalle, P. (1966). *Géologie de la région d'Hébertville (dépôts meubles) comtés de lac Saint-Jean-Kénogami et Roberval*. (Rapport RP-546). Québec : Ministère des richesses naturelles.

Lasalle, P. et Rondot, J. (1967). New ¹⁴C date from the Lac Saint-Jean area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 4(3), p. 568-571.

Lasalle, P. et Tremblay, G. (1978). *Dépôts meubles-Saguenay-Lac-Saint-Jean*. (Rapport géologique 191), Québec : Ministère des Richesses naturelles.

Laurin, A.F. et Sharma, K.N.M. (1975). *Région des rivières Mistassini, Péribonca et Saguenay (Grenville 1965-1967)*. (Rapport géologique 161). Québec : Ministère des Richesses naturelles.

Laverdière, C. et Dionne, J.C. (1969a). Sites fossilifères du Golfe de Laflamme. *Revue de géographie de Montréal*. 23(3), 259-270.

Laverdière, C. et Dionne, J.C. (1969b). Les roches dissymétriques de l'est du Lac Saint-Jean. *Revue de géographie de Montréal*. 23(3) 358-365.

Laverdière, C. et Guimont, P. (1980). Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire, IX. Terminologie illustrée des formes mineures d'érosion glaciaire. *Géographie physique et Quaternaire*, 34(3) 363-377. <http://id.erudit.org/iderudit/1000419ar>

- Laverdière, C. et Mailloux, A. (1955). État de nos connaissances d'une transgression marine post-glaciaire dans les régions du Haut Saguenay et du Lac Saint-Jean. *Revue canadienne de géographie*. 10(4), 201-220.
- Leduc, E. (2016). *Le quaternaire de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean, Québec : Cartographie, sédimentologie, modélisation de l'extension marine et paléogéographie*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal.
- Levasseur, D. (1993). *Les eskers de la région de Chapais (Québec) : caractéristiques générales et dispersion fluvioglaciaire clastique des éléments grossiers*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal.
- Levasseur, D. et Prichonnet, G. (1995). La dispersion clastique des débris rocheux dans les eskers et le till adjacent de la région de Chapais-Chibougamau (Québec) au Wisconsinien supérieur. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32, p. 590-602. http://www.yourdrinkingwater.ca/elibrary/documents/637_SWP_OCR.pdf
- Locat, J. et Levesque, C. (2009). Le fjord du Saguenay : une physiographie et un registre exceptionnels. *Revue des sciences de l'eau*. 22(2), 135-157.
- Logan, W.E. (1864). *Rapport de progrès depuis son commencement jusqu'à 1863*. (Rapport 26). Ottawa : Commission géologique du Canada
- Low, A.P. (1893). *Rapport annuel pour l'année 1890*. Ottawa : Commission géologique du Canada, vol. 5, partie A, 53-57.
- Lowdon, J.A. et Blake, W., (1976). *Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVI* (Paper 76-7). Ottawa : Geological Survey of Canada.
- MacDonald, B.C. et Shilts, W.W. (1971). Quaternary stratigraphy and events in southeastern Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 82, p.683-698.
- Mekhnache, R. (2005). *Étude sédimentologique des dépôts graveleux du corridor Métabetchouan – Larouche*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Chicoutimi.
- Menzies, J. (2002). *Modern and past glacial environments*. Oxford: Butterworth-Heinemann.
- Michaud, J., (1977). *Bassin hydrographique Saguenay-Lac Saint-Jean : introduction à l'élaboration d'une problématique du secteur eau*. Québec : Service de la protection de l'environnement.

Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs. (2002). *Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines*. Québec : Gouvernement du Québec. Récupéré le 14 mars 2011 de : <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/programmes/acquisition-connaissance.htm>

Ministère de l'Environnement et de la Faune. (1994). *Parc des Monts-Valin : Plan directeur provisoire*. Québec : Direction du plein air et des parcs.

Ministère des Ressources naturelles. (1999a). *Compilation géologique de la région de Melançon. Feuille 32H01*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles. (1999b). *Compilation géologique de la région de Girardville. Feuille 32H02*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles. (2000). *Compilation géologique de la région de Chambord. Feuille 32A08*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles. (2001a). *Compilation géologique de la région de Roberval. Feuille 32A09*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles. (2001b). *Compilation géologique de la région de Notre-Dame-de-Doré. Feuille 32A10*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles. (2001c). *Compilation géologique de la région de Normandin. Feuille 32A15*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles. (2001d). *Compilation géologique de la région de Dolbeau. Feuille 32A16*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des richesses naturelles. (2002). *Carte géologique du Québec*. [Carte]. 1 : 2 000 000. Québec : Direction générale de la recherche géologique.

Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. (2009a). *Compilation géologique de la région d'Hébertville, Feuille 22D05*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. (2009b). *Compilation géologique de la région de Jonquière-Chicoutimi. Feuille 22D06*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. (2009c). *Compilation géologique de la région de La Baie. Feuille 22D07*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. (2009d). *Compilation géologique de la région de Cap Éternité. Feuille 22D08*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. (2009e). *Compilation géologique de la région du Lac Jalobert. Feuille 22D10*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. (2009f). *Compilation géologique de la région de Saint-Ambroise. Feuille 22D11*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. (2009g). *Compilation géologique de la région d'Alma. Feuille 22D12*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. (2009h). *Compilation géologique de la région de la Rivière Alex. Feuille 22D13*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. (2009i). *Compilation géologique de la région du Lac Vermont. Feuille 22D02*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. (2010). *Compilation géologique de la région de Ferland. Feuille 22D02*. [Carte]. 1:50 000. Québec : Géologie Québec.

Occhietti, S. (1979). *Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan : contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques*. (Thèse de doctorat). University of Ottawa.

Occhietti, S. (1982). Synthèse lithostratigraphiques et paléoenvironnements du Quaternaire au Québec méridional; Hypothèse d'un centre d'englacement wisconsinien au Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 36(1-236), 15-49.

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), 89-117. <http://www.erudit.org/revue/gpq/2007/v61/n2-3/038987ar.pdf>

Occhietti, S. et Richard, P.J.H. (2003). Effet réservoir sur les âges ^{14}C de la Mer de Champlain à la transition Pleistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, 57(2-3), 115-138.

Occhietti, S., Govare, E., Klassen, R., Parent, M., et Vincent, J. (2004). Late Wisconsinan-Early Holocene deglaciation of Quebec-Labrador. *Developments in Quaternary Science*, 2, 243-273.

Occhietti, S., Parent, M., Lajeunesse, P. et Robert, F. (2011). Late Pleistocene – Early Holocene Decay of the Laurentide Ice Sheet in Quebec – Labrador. Dans J. Ehler, P. Gibbard et P. Hughes (dir.). *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology* (Vol. 15, p. 601-629). Amsterdam : Elsevier Inc. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00047-7>

Organisme de bassin versant Haute-Côte-Nord. (2014). *Le plan directeur de l'eau de la Zone de gestion intégrée de l'eau de la Haute-Côte-Nord*. Québec. <https://drive.google.com/file/d/0B-2VIE6LeWpHcmtRUUQwTkJldjA/view>

Organisme de bassin versant Lac-Saint-Jean. (2012). *Plan directeur de l'eau du bassin versant du lac Saint-Jean, Partie 2 : L'Analyse de bassin*. Québec. http://www.obvlacstjean.org/files/user/bloc_document/pde_-_obvlsj_-_partie_2_-_lanalyse_de_bassin_final2_a_pp_1-102.pdf

Organisme de bassin versant Saguenay. (2014). *Plan directeur de l'eau des bassins versants du Saguenay*. Québec. http://www.obvsaguenay.org/public/documents/consultations_citoyennes/BVSaguenay_DocConsultations.pdf

Osborne, F.F. (1951). Parcs des Laurentides ice cap and the Quebec Sea. *Naturaliste Canadien*, 78, 221-251.

Owens, B.E., Dymek, R.F., Tucker, R.D., Brannon, J.C. et Podosek, F.A. (1994). Age and radiogenic isotope composition of a late- to post-tectonic anorthosite in the Grenville Province; the Labrieville massif, Quebec. *Lithos*. 31, 189-206.

Paradis, S.J., Parent, M., Perret, D. et Bégin, C., (1998). *Géologie des formations superficielles de la région de Saint-Fulgence et la Baie*. [Carte] Échelle 1 : 20000 Québec : Commission géologique du Canada.

Parent, M. (1987). *Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, Southeastern Quebec*. (Thèse de doctorat). University of Western Ontario.

Parent, M. (1990, mars). Éléments de géologie glaciaire à la prospection glacio-sédimentaire. Dans A. Gauthier (dir.). *Application de la géologie du Quaternaire à l'exploration minérale* (2^e éd.). Congrès annuel organisé par l'Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec, à Sainte-Foy, les 29 et 30 mars 1990 (p.1-57). Sainte-Foy : Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec.

Parent, M. et Occhietti, S. (1988). Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(3), 215-246.

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*, 15, 17- 37.

Parent, M., Paradis, S.J. et Doiron, A. (1996). Palimpsest glacial dispersal trains and their significance for drift prospecting. *Journal of Geochemical Exploration*. 56, p.123-140.

Québec. Ministère de l'Environnement et de la Faune. (1994). *Parc des Monts-Valin : Le plan directeur provisoire*. Rédigé par J., Boisclair. Direction du plein air et des parcs.

Québec. Ministère du Loisir, de la Chasse et de la Pêche. (1993). *Histoire géologique et géomorphologique du territoire des Monts- Valin*. Rédigé par des conseillers en environnement et en aménagement du territoire (Entraco). Direction du plein air et des parcs.

Reineck, H.-E. et Singh, I.B. (1973). *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics* (2e éd.). Berlin : Springer-Verlag.

Ressources naturelles Canada. (2008). *Guide méthodologique pour la caractérisation régionale des aquifères granulaire*. Canada, 141 pages.

Richardson, J. (1858). *Exploration du Lac Saint-Jean*. (Rapport de l'année 1857). Canada : Commission géologique du Canada, 63-82.

Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F. et Davidson, A. (1989). New tectonic divisions of the Grenville province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*, 8, 63-84.

Roy, D.W., Beaudoin, G., Leduc, É., Rouleau, A., Walter, J., Chesnaux, R. et Cousineau, P.A. 2011. Isostasie postglaciaire différentielle au Lac-Saint-Jean (Québec). GeoHydro 2011, Joint Meeting of Canadian Quaternary Association (CANQUA) and Canadian Chapter of the International Association of Hydrogeologists (IAH-CNC), Quebec City, August 28-31, 2011.

Scott, J.S. (1976). Geology of Canadian till. Dans R.F., Legget (dir.). *Glacial till* (p. 50-66). Ottawa : The Royal Society of Canada.

Shepard, D. (1968). A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. Dans R.B., Blue et A.M., Rosenberg. *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference* (p. 517-524). New-York : ACM national conference.

Shilts, W.W. (1981). Surficial Geology of the Lac Mégantic area, Québec. (Memoir 397). Ottawa : Geological Survey of Canada.

Shilts, W.W. (1982). Glacial dispersal – principles and applications, *Geoscience Canada*. 9, 42-47.

Sugden, D.E. et John, B.S. (1976). *Glaciers and Landscape: A Geomorphological Approach*. New-York : Edward Arnold.

Sutton, T., Dassau, O. et Sutton, M. (2009). QGIS 2.6 : une rapide introduction aux SIG. https://docs.qgis.org/2.6/fr/docs/gentle_gis_introduction/index.html

Terasmae, J. (1960). *Contributions to Canadian palynology No. 2, Part 1, a palynological study of post-glacial deposits in the St. Lawrence Lowlands* (Bulletin 56). Ottawa : Geological Survey of Canada.

Tolmachoff, I.P. (1927). Note on the Discovery of the Champlain Fauna on Lake St. John, Quebec, Canada. *Canadian Field Naturalist*. 41(6), 123-125.

Tremblay, G. (1965). *Géomorphologie de la région d'Hébertville, comtés de Lac-Saint-Jean, Jonquière-Kénogami et Roberval*. (Mémoire de maîtrise), Université Laval.

Tremblay, G. (1968). Note sur les crêtes morainiques de Saint-François-de-Sales. *Cahiers de géographie du Québec*. 12(27), 429-442.
<https://www.erudit.org/revue/cgq/1968/v12/n27/020831ar.pdf>

Tremblay, G. (1971a). *Géologie et géomorphologie quaternaires à l'Est du Lac-Saint-Jean, Québec, Canada*. (Thèse de doctorat), Université de Paris.

Tremblay, G. (1971b). Conséquences géomorphologiques du relèvement artificiel du niveau du Lac Saint-Jean. *Cahiers de géographie du Québec*, 15(34), 115-130.
<https://www.erudit.org/revue/cgq/1971/v15/n34/020946ar.pdf>

Tremblay, G. (1971c). Glaciation et déglaciation dans la région Saguenay - Lac-Saint-Jean, Québec, Canada. *Cahiers de géographie du Québec*, 15(36), 467-494.
<https://www.erudit.org/revue/cgq/1971/v15/n36/020982ar.pdf>

Veillette, J.J. (1996). *Géomorphologie et géologie du Quaternaire du Témiscamingue, Québec et Ontario* (Bulletin 476). Ottawa : Commission Géologique du Canada.

Veillette, J. (2004). Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts, north of the St. Lawrence river valley, Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, 58(2-3), 187-216. <http://id.erudit.org/iderudit/013138ar>