

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DE MONT-LAURIER (QUÉBEC) :  
CARTOGRAPHIE, SÉDIMENTOLOGIE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR  
OLIVIER CARON

AVRIL 2007

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.01-2006). 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 désire remercier dans un premier temps mon directeur de maîtrise Robert-André Daigneault, pour avoir accepté de me diriger dans le cadre de cette longue démarche. Sans son support et ses conseils, je n'aurais pas pu concrétiser mon projet. Il a toujours été disponible pour mes questions et compte tenu de nos ressources financières pratiquement inexistantes, je suis très fier de ce que nous avons réalisé ensemble.

Je remercie mes parents, Muriel et Réjean, pour leur écoute et leur support tout au long de mes études et leurs encouragements dans mes projets futurs. Merci à mes deux assistants de terrain, Marilou Fleury et Benoit Boileau. Votre aide m'a été précieuse lors de mon cheminement. Je désire remercier l'ensemble de l'équipe du géolab du département de géographie de l'UQAM, François Moquin, André Parent, Michel Dufault et Bertrand Touchette ainsi que Josée Lambert de la cartothèque pour avoir été à l'écoute de mes nombreuses demandes et questions. Vous êtes vraiment une belle équipe de travail. Je veux également remercier mes complices et collègues Patrick Lamoureux et Lise Lamarche pour nos nombreuses discussions très constructives.

Je ne peux passer sous silence la participation de Gilbert Richer de la Commission des transports du Québec à mon projet de recherche. Il m'a permis de survivre financièrement et de payer cette maîtrise grâce aux nombreux projets et contrats qu'il m'a offerts. Je désire également faire un remerciement spécial à Frédérick Jones et Patrick Lamoureux pour m'avoir sauvé d'un éboulement lors de ma première campagne de terrain. Merci les gars, sans vous je serais encore enseveli...

Enfin un gros merci à ma complice et conjointe Michelle pour son support et sa grande patience lors de mes nombreuses fins de semaine et fins de soirée cloîtré dans mon bureau.

Merci pour tout...

## AVANT-PROPOS

Les grandes glaciations continentales sont ancrées dans la réalité des paysages québécois. Certes, assez méconnues par la population en générale, leurs vestiges sont présents sur l'ensemble de notre territoire. L'héritage de ces grands événements liés à des variations climatiques a des implications à plusieurs niveaux dans les champs d'application de la géographie. La tendance actuelle est rattachée à l'étude des problématiques liées aux effets actuels et à venir du réchauffement climatique global. Afin de mieux comprendre ces changements, il reste pertinent de se pencher sur les fluctuations climatiques du passé et notamment celles les plus récentes, associées aux grandes glaciations du Quaternaire.

L'étude du Quaternaire est souvent traitée comme un aspect de la géologie. Toutefois, le développement considérable des systèmes d'informations géographiques, des modèles d'élévation numériques et de la géomatique a ouvert de nouveaux horizons à la géographie et à la télédétection. Ces outils ont permis des analyses et des possibilités encore insoupçonnées dans le domaine des Sciences de la Terre. L'intérêt pour l'étude du Quaternaire en géographie se situe donc à divers niveaux. Il reste encore beaucoup de travail à réaliser afin de compléter les schémas du dernier cycle glaciaire au Québec. Il devient donc stimulant de participer à cette reconstitution.

*Ce pays par le froid possédé à peine sorti des  
eaux marines qui se rappelle plus vieille aventure  
encore dont il garde vivant le passage glacé.*

Camille LAVERDIÈRE, 1978, *Autres fleurs de gel.*

## TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS.....	iii
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	xii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES.....	xiii
RÉSUMÉ.....	xiv
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I	
CONTEXTE GÉNÉRAL ET OBJECTIFS.....	1
1.1 Localisation du territoire.....	3
1.2 Physiographie et hydrographie.....	3
1.3 Géologie du substrat rocheux.....	6
1.4 Travaux antérieurs.....	11
1.5 Méthodologie.....	14
1.5.1 La photo-interprétation.....	15
1.5.2 Les campagnes de terrain.....	15
1.5.3 Les analyses en laboratoire.....	16
1.5.3.1 Analyse granulométrique.....	15
1.5.3.2 Analyse des teneurs en carbonates par la calcimétrie.....	18
1.5.4 L'intégration des données dans les systèmes d'informations géographiques ...	18
CHAPITRE II	
L'ÉROSION GLACIAIRE DU SUBSTRAT ROCHEUX.....	20
2.1 Macroformes.....	20
2.2 Mésoformes.....	21
2.2.1 Les p-forms.....	21

2.2.2 Les roches moutonnées .....	21
2.3 Microformes.....	25
2.3.1 Les stries, les rainures et les sillons.....	25
2.3.2 Les broutures et les marques en croissant .....	30
2.4 Conclusion .....	30

### CHAPITRE III

LITHOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES.....	34
3.1 Le Till (1A et 1B) .....	34
3.1.1 Description sédimentologique.....	34
3.1.2 Les formes .....	44
3.2 Les dépôts fluvioglaciaires de contact (2A et 2B) et proglaciaire (2C).....	48
3.2.1 Les dépôts fluvioglaciaires de contact (2A et 2B).....	48
3.2.1.1 Les formes.....	49
3.2.1.1.1 Les eskers (2A).....	49
3.2.1.1.2 Les moraines (2B).....	55
3.2.1.1.3 Les kames et les terrasses de kames (2B).....	55
3.2.2 Les dépôts proglaciaires (2C).....	55
3.3 Les dépôts glaciomarins et marins (3A, 3B et 3C) .....	57
3.3.1 Les dépôts glaciomarins et marins d'eau profonde (3A).....	60
3.3.2 Les dépôts glaciomarins et marins littoraux et pré-littoraux (3B) .....	60
3.3.3 Les dépôts glaciomarins et marins deltaïques (3C).....	63
3.4 Les dépôts glaciolacustres (4A, 4B et 4C).....	63
3.4.1 Les dépôts glaciolacustres d'eau profonde (4A) .....	63
3.4.2 Sédiments glaciolacustres littoraux et pré-littoraux (4B) .....	67
3.4.3 Sédiments glaciolacustres deltaïques (4C).....	68
3.5 Les dépôts alluviaux (5).....	68
3.6 Les dépôts organiques (6) .....	69
3.7 Les dépôts éoliens.....	72

## CHAPITRE IV

LA COMPOSITION GÉOCHIMIQUE ET LITHOLOGIQUE DU TILL ET LE  
TRANSPORT GLACIAIRE : LE CAS DE LA DISPERSION GLACIAIRE DES DÉBRIS  
CARBONATÉS DE LA RÉGION DE LAC-DES-ÉCORCES. .... 74

4.1 Objectifs.....	74
4.2 Localisation et description de la zone minéralisée.....	74
4.3 Méthodologie et échantillonnage.....	78
4.4 Résultats.....	78
4.5 Discussion et conclusion.....	81

## CHAPITRE V

## LA PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DE MONT-LAURIER..... 85

5.1 Événements antérieurs à la dernière glaciation.....	85
5.2 La dernière glaciation .....	85
5.3 La déglaciation.....	86
5.3.1 L'épisode de la Mer de Champlain dans la vallée de la rivière Gatineau .....	91
5.3.2 L'épisode glaciolacustre dans le secteur de la rivière du Lièvre.....	94
5.3.3 Les bioindicateurs de Dadswell (1974).....	100
5.4 La phase postglaciaire.....	102

CONCLUSION .....	103
------------------	-----

APPENDICE A .....	103
INDEX CARTOGRAPHIQUE DES PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES (MINISTÈRE DES TERRES ET FORÊTS DU QUÉBEC).	
A1 Liste des photographies aériennes au 1 : 40 000 .....	107
A2 Liste des photographies aériennes au 1 : 15 000 .....	108
APPENDICE B .....	109
GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES RÉGION DE MONT-LAURIER ET GRAND- REMOUS (QUÉBEC).	
APPENDICE C .....	110
LOCALISATION DES SITES D'ÉCHANTILLONAGE POUR LES ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES.	
APPENDICE D .....	112
RÉSULTATS GRANULOMÉTRIQUES DES ÉCHANTILLONS PROVENANT DES DIVERSES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES QUATERNAIRES DE LA RÉGION DE MONT- LAURIER.	
APPENDICE E.....	115
COURBES GRANULOMÉTRIQUES DES ÉCHANTILLONS PROVENANT DES DIVERSES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES QUATERNAIRES DE LA RÉGION DE MONT- LAURIER.	
APPENDICE F.....	154
VISUALISATION ET ANIMATION TRI-DIMENSIONNELLE DU MODÈLE D'ÉLÉVATION NUMÉRIQUE DE TERRAIN DE LA RÉGION DE MONT-LAURIER.	
BIBLIOGRAPHIE .....	156

## LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	Localisation de la région étudiée et répartition des feuillets BNDT (Base nationale de données topographiques; Système national de référence canadien) au 1 : 50 000 dans la région de Mont-Laurier .....	4
1.2	Physiographie et réseau hydrographique de la zone étudiée.....	5
1.3	Géologie de la province du Grenville modifiée d'après Wynne-Edwards (1972).....	7
1.4	Géologie de la province du Grenville d'après Rivers <i>et al.</i> (1989). ....	7
1.5	Subdivisions de la province géologique de Grenville d'après Baer <i>et al.</i> (1977).....	8
1.6	Géologie de la roche en place de la zone étudiée (d'après Wynne-Edwards, 1966 et Lacoste, 2002).....	10
2.1	Cannelures rectilignes à l'ouest de la rivière du Lièvre qui s'orientent selon un axe NNO-SSE.....	22
2.2	Chenaux curvilignes créés par l'action combinée des eaux de fonte et de l'abrasion glaciaire (Région du lac du Castor Blanc). ....	23
2.3	Spécimen de roches moutonnées retrouvé dans le secteur de Ferme-Neuve.....	24
2.4	Orientation des microformes d'érosion glaciaire et des formes profilées. ....	26
2.5	Diagramme de l'orientation des stries: global (A), selon les secteurs (B). ....	27
2.6	Stries orientées NNO-SSE (325°-145°).....	28
2.7	Stries orientées NNO-SSE (335°-155°).....	29
2.8	Surface tronquée illustrant une chronologie relative des écoulements glaciaires .....	32

2.9	Trains de broutures concaves (en croissant) observé à proximité de la ville de Mont-Laurier.....	33
3.1	Localisation des sites d'échantillonnage et des points de contrôle pour la validation de la photo-interprétation.....	35
3.2	Composition granulométrique de la matrice des tills.....	38
3.3	Lithostratigraphie des dépôts quaternaires.....	39
3.4	Till d'ablation (B) recouvrant le till de fond (A) dans la région de la baie au Sable du réservoir Baskatong..	43
3.5	Vue aérienne du drumlin à noyau rocheux du lac des Sources.....	45
3.6	Drumlin à noyau rocheux de la région du lac Trilby.....	46
3.7	Vue aérienne de traînées de till derrière un abri rocheux dans le secteur du lac du Castor Blanc.....	47
3.8	Esker localisé à proximité de la ville de Mont-Laurier, à l'ouest de la rivière du Lièvre.....	51
3.9	Vue aérienne du train d'esker du secteur de la baie Philomène du réservoir Baskatong, Ministère des terres et forêts (Q66197-177). .....	52
3.10	Déformations à l'intérieur d'un esker situé à proximité du Lac Gatineau.....	53
3.11	Vue aérienne de moraines frontales situées entre le lac Pauzé et le lac d'Équerre, Ministère des terres et forêts ( Q66140-248). .....	54
3.12	Vue aérienne de la terrasse de kame du secteur du lac aux barges, Ministère des terres et forêts (Q65152-122). .....	56
3.13	Composition granulométrique des faciès glaciomarins profonds, littoraux et pré-littoraux qui recouvrent la vallée de la rivière Gatineau. ....	58
3.14	À la base, unité de silts massifs (A) mise en place en eau profonde, surmontée par une unité de silts stratifiés (B) d'origine sublittoral, et au sommet, par des unités sableuses (C) associées au domaine littoral. ....	59
3.15	Stratigraphie du delta glaciomarin localisé à l'ouest de la ville de Grand-Remous.....	61

3.16	Structure interne du delta situé à l'est du lac Darby: B, lits deltaïques sommitaux; A, lits deltaïques frontaux. ....	62
3.17	Rythmites (varves) localisées à l'ouest de la rivière du Lièvre et au sud de Ferme-Neuve. ....	64
3.18	Composition granulométrique des rythmites (varves) retrouvées dans la vallée de la rivière du Lièvre. ....	65
3.19	Concrétions sphériques dans des rythmites (varves) situées au sud de Ferme-Neuve. ....	67
3.20	Composition granulométrique des faciès profonds, littoraux et pré-littoraux qui recouvraient la vallée de la rivière du Lièvre. ....	70
3.21	Superposition des dépôts d'épandages sous-aquatiques (fluvioglaciaires; A) et des dépôts glaciolacustres de type pré-littoral (B). Secteur à l'ouest de la ville de Mont-laurier. ....	71
3.22	Dune édifiée sur des dépôts fluvioglaciaires proglaciaires dans le secteur du lac Paradis. ....	72
3.23	Composition granulométrique des unités lithostratigraphiques des dépôts quaternaires de la zone d'étude. ....	73
4.1	Géologie de la région de la ville de Lac-des-Écorces et secteur d'échantillonnage pour la thématique de dispersion glaciaire. ....	75
4.2	Marbre calcitique et dolomitique situé à Lac-des-Écorces. ....	76
4.3	Sites d'échantillonnages et dispersion des minéraux carbonatés (%) dans la fraction fine (<63 µm) des tills. ....	77
4.4	Transect topographique (A-B) de la zone d'échantillonnage et dispersion des carbonates (%) de l'amont vers l'aval glaciaire dans la fraction fine (<63 µm) des tills. ....	80
4.5	Comptages pétrographiques (%) des cailloux (de 2 à 10 cm) du till. ....	82
4.6	Modèle d'un train de dispersion glaciaire (Dilabio, 1981, modifié de Miller, 1984). ....	83
5.1	Les isochrones de la déglaciation de Dyke <i>et al</i> , 2003 et Simard, 2003. ....	87
5.2	Principaux fronts morainiques des Laurentides (Occhiotti, 2001). ....	88

5.3	Position approximative du front glaciaire lors de la déglaciation de la région de Mont-Laurier.....	90
5.4	Étendue du bassin paramarin de la rivière Gatineau et du lac proglaciaire de la rivière du Lièvre.....	93
5.5	Transect topographique (A-B) et niveau maximum des plans d'eau postglaciaires qui occupaient les vallées de la rivière Gatineau et la rivière du Lièvre.....	95
5.6	Isobases (m) du lac proglaciaire de la rivière du Lièvre.....	97
5.7	Localisation du système de retenue du lac proglaciaire de la rivière du Lièvre.....	98
5.8	Localisation du seuil et de l'exutoire du paléolac de la rivière du Lièvre .....	99
5.9	Extension et distribution du <i>Mysis relicta</i> dans les vallées de la rivière Gatineau et de la rivière du Lièvre (Dasdswell, 1974) .....	101

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Tableau I : Typologie des dépôts de surface de la région de Mont-Laurier et Grand-Remous .....	36
Tableau II : Résultats sédimentologiques des échantillons provenant des diverses unités lithostratigraphiques quaternaires de la région de Mont-Laurier .....	41
Tableau III : Sites d'échantillonnage et pourcentage de CaCO <sub>3</sub> de la fraction fine des tills ..	79

## LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES

### ABRÉVIATIONS

BNDT	Base nationale de données topographiques
BP	Before Present
CaCO <sub>3</sub>	Carbonate de calcium
CO <sub>2</sub>	Dioxyde de carbone
DEM	Digital elevation model
GPS	Global positioning system
HCl	Acide chlorhydrique
NASA	National aeronautics and space administration
P-FORMS	Plastically-mouled forms
SNRC	Système national de référence cartographique du Canada
SRTM	The shuttle radar topography mission
UQAM	Université du Québec à Montréal

### SIGLES ET SYMBOLES

cm	Centimètre
g	Gramme
ka	Milliers d'années
km	Kilomètre
mm	Millimètre
l	Litre
µm	Micron
%	Pourcentage
‰	Pour mille
°	Degré

## RÉSUMÉ

En 2004, un projet de caractérisation des dépôts meubles (cartographie, sédimentologie et lithostratigraphie) a été amorcé dans la région de Mont-Laurier. L'objectif principal de cette étude réalisée dans le cadre d'une maîtrise visait à définir l'histoire glaciaire et post-glaciaire de cette région. L'orientation des marques d'érosion glaciaire durant la dernière glaciation démontre un écoulement principalement vers le SSE. Cette phase d'écoulement a été confirmée par les formes fuselées et par la thématique de dispersion glaciaire réalisée à partir des affleurements de marbre localisés à l'est de la ville de Mont-Laurier. Les dépôts quaternaires de la région de Mont-Laurier-Grand-Remous reposent en discordance angulaire sur le socle du Bouclier canadien. Le till sableux typique des Laurentides est surmonté, en plusieurs endroits, de sables et graviers fluvioglaciaires. L'une des problématiques principales de ce projet de recherche consistait à analyser les vestiges possiblement associés à l'invasion de la Mer de Champlain ou à la présence de lacs proglaciaires dans les vallées de la rivière Gatineau et du Lièvre. La photo-interprétation du territoire, les levés des coupes, les analyses sédimentologiques et l'inventaire des indicateurs biologiques effectué par Dadswell (1974) indiquent que la vallée de la rivière Gatineau et la vallée de la rivière du Lièvre ont été occupées par deux plans d'eau différents.

Dans la vallée de la rivière du Lièvre, on a observé des séquences de rythmites qui présentent des caractéristiques sédimentologiques de varves; elles témoignent de la présence d'un paléolac. En tenant compte de l'hypothèse où chacun des couplets de rythmites représente une année de sédimentation, on estime que cet environnement glaciolacustre a pu exister durant environ 350 ans. Ces varves ont une épaisseur moyenne de 1,5 cm. La diminution de l'épaisseur des varves vers le haut des séquences est interprétée comme un indice du recul de la marge glaciaire. Ces varves sont constituées d'une importante quantité d'argile (35%) et ce principalement dans les lits d'hiver. Elles s'apparentent ainsi à certaines varves des lacs Barlow et Ojibway, décrites par Veillette (1996), dans la région de l'Abitibi-Témiscamingue. Les littoraux associés à ce plan d'eau indiquent que l'altitude maximale atteinte a été d'environ 255 m. La vallée de la rivière Gatineau présente un modèle géomorphologique et sédimentologique différent. Les levés de coupes stratigraphiques n'ont pas permis d'identifier des séquences de varves. L'altitude maximale des dépôts littoraux est également inférieure à celle observée dans la vallée de la rivière du Lièvre, soit 235 m.

Dans le cadre de la reconstitution de l'étendue des mers et des lacs post-glaciaires, Dadswell (1974) a utilisé la répartition spatiale de bioindicateurs afin de caractériser ces paléoenvironnements. Le *Mysis Relicta* représente le bioindicateur le plus répandu et le plus fréquemment utilisé. Ses résultats démontrent la présence du *Mysis Relicta* dans la majorité des lacs du secteur de la rivière Gatineau; ce qui semble indiquer que ce bassin était relié avec celui de la Mer de Champlain. À l'opposé, dans la vallée de la rivière du Lièvre, aucun lac échantillonné ne contenait ce crustacé. Compte tenu des nombreux autres indices tel que l'altitude plus élevée de ce plan d'eau, la présence de sédiments rythmés qui s'apparentent à

des varves et d'un mécanisme de retenue des eaux (seuil topographique) situé à l'aval glaciaire, il semble probable qu'un lac proglaciaire ait inondé la vallée de la rivière du Lièvre alors que les eaux marines envahissaient celle de la rivière Gatineau. Il serait donc question de deux bassins indépendants : l'un paramarin à l'ouest et glaciolacustre à l'est.

#### MOTS CLÉS

Cartographie, paléogéographie, stratigraphie quaternaire, sédimentologie, Mer de Champlain, lac proglaciaire.

## INTRODUCTION

- Contexte général et objectifs

Durant le Quaternaire, le territoire québécois a subi plusieurs modifications liées aux nombreux avancées et reculs glaciaires. La géographie physique a la particularité de s'intéresser à la succession de ces événements anciens qui ont façonné le territoire. Sur ces aspects, la région des Hautes-Laurentides est peu connue. Un inventaire des publications scientifiques de cette région a permis de découvrir qu'aucune reconstitution détaillée de la paléogéographie n'y avait été réalisée. A l'exception des cartes forestières du Ministère des ressources naturelles, aucune carte des dépôts de surface détaillée n'a été réalisée sur cette région. Les études approfondies sur le Quaternaire du Plateau laurentien se limitent à quelques rares secteurs. L'extension de la Mer de Champlain et l'étendue des lacs proglaciaires, notamment, font encore aujourd'hui l'objet de plusieurs interprétations contradictoires. Par conséquent, il nous est apparu opportun de réaliser une synthèse des événements glaciaires et post-glaciaires qui ont façonné une partie de ce territoire.

La problématique principale repose sur la reconstitution de la paléogéographie quaternaire de la région de la vallée de la rivière Gatineau et de la rivière du Lièvre. L'objectif principal étant d'y établir les principales caractéristiques de l'avancée et du retrait de l'Inlandsis laurentidien à partir d'un inventaire des formes glaciaires et post-glaciaires. Par la suite, les données seront intégrées à celle des régions adjacentes afin de mieux définir le contexte de la glaciation et de la déglaciation de cette partie du Québec.

- Le mémoire de maîtrise

Le projet de mémoire est divisé en cinq chapitres. Dans le premier chapitre, nous présentons la localisation, le cadre physique de la région étudiée, les travaux antérieurs et la méthodologie.

Dans le deuxième chapitre, on traite de l'érosion glaciaire à partir de la recension des microformes, des mésoformes et des macroformes inventoriées sur le terrain étudié. Cette partie traitera aussi des différentes interprétations des phases d'écoulement glaciaire de la région étudiée.

Dans le troisième chapitre, on présente la lithostratigraphie des sédiments quaternaires. Les résultats provenant de la cartographie, des relevés sédimentologiques sur le terrain et des analyses en laboratoire des dépôts y sont décrits.

Le quatrième chapitre présente une étude de dispersion glaciaire à partir de la composition géochimique du till. Cette thématique permettra de caractériser le transport glaciaire de la région et de corrélérer les écoulements recensés avec les formes produites par l'érosion glaciaire.

Enfin, le cinquième chapitre consiste à établir la paléogéographie quaternaire de la région à partir des résultats présentés dans les précédents chapitres. La glaciation et la direction des écoulements seront abordées grâce aux formes d'érosion et d'accumulations glaciaires et de la dispersion glaciaire et la déglaciation, à partir de l'inventaire des dépôts et des formes fluvioglaciaires et post-glaciaires. Il traitera plus en détail de l'invasion de ces hautes terres par les plans d'eau post-glaciaires.

## CHAPITRE I

### CONTEXTE GÉNÉRAL ET OBJECTIFS

#### 1.1 Localisation du territoire

La zone d'étude est située à environ 250 km au nord-ouest de Montréal. Elle est localisée entre les latitudes 46°30' à 46°45'N et les longitudes 76°00' à 75°20'O (figure 1.1). Cette région est localisée dans les Hautes-Laurentides et couvre une superficie d'environ 1065 km<sup>2</sup>. Elle correspond aux feuillets SNRC (Système de référence cartographique du Canada) 31J/12 et une partie des feuillets 31J/11, 31J/06, 31J/05, 31K/08 et 31K/09 (figure 1.1; appendice B). Pour l'ensemble du territoire, les accès routiers sont nombreux. La route 117 traverse la zone d'étude selon un axe est-ouest. Il existe aussi un grand nombre de routes secondaires et de chemins forestiers sur le territoire. Les principales villes sont Mont-Laurier située à l'extrémité ouest de la carte 31J/11, Grand-Remous situé à l'ouest du feuillet 31J/12 et Ferme-Neuve, au nord-ouest de la carte 31J/11 (figure 1.1). Les principaux villages de la région sont Val-Limoges, Saint-Jean-sur-le-lac, Lac-Gatineau, Val-Barette et Lac-des-Écorces.

#### 1.2 Physiographie et hydrographie

Le secteur d'étude est caractérisé par une alternance de vallées et de plateaux. Les vallées ont une orientation généralement N-S ou NO-SE (figure 1.2). On peut subdiviser la région en trois régions physiographiques : à l'ouest la vallée de la rivière Gatineau, à l'est la vallée de la rivière du Lièvre et au centre le plateau du Mont Sir-Wilfrid. La vallée de la rivière Gatineau a une altitude moyenne de 200 m dans la partie nord de la région étudiée et de 190 m au sud. Cette vallée est relativement plane et peu accidentée. La région physiographique de la vallée de la rivière du Lièvre a une altitude qui varie de 229 m au nord à 213 m au sud.



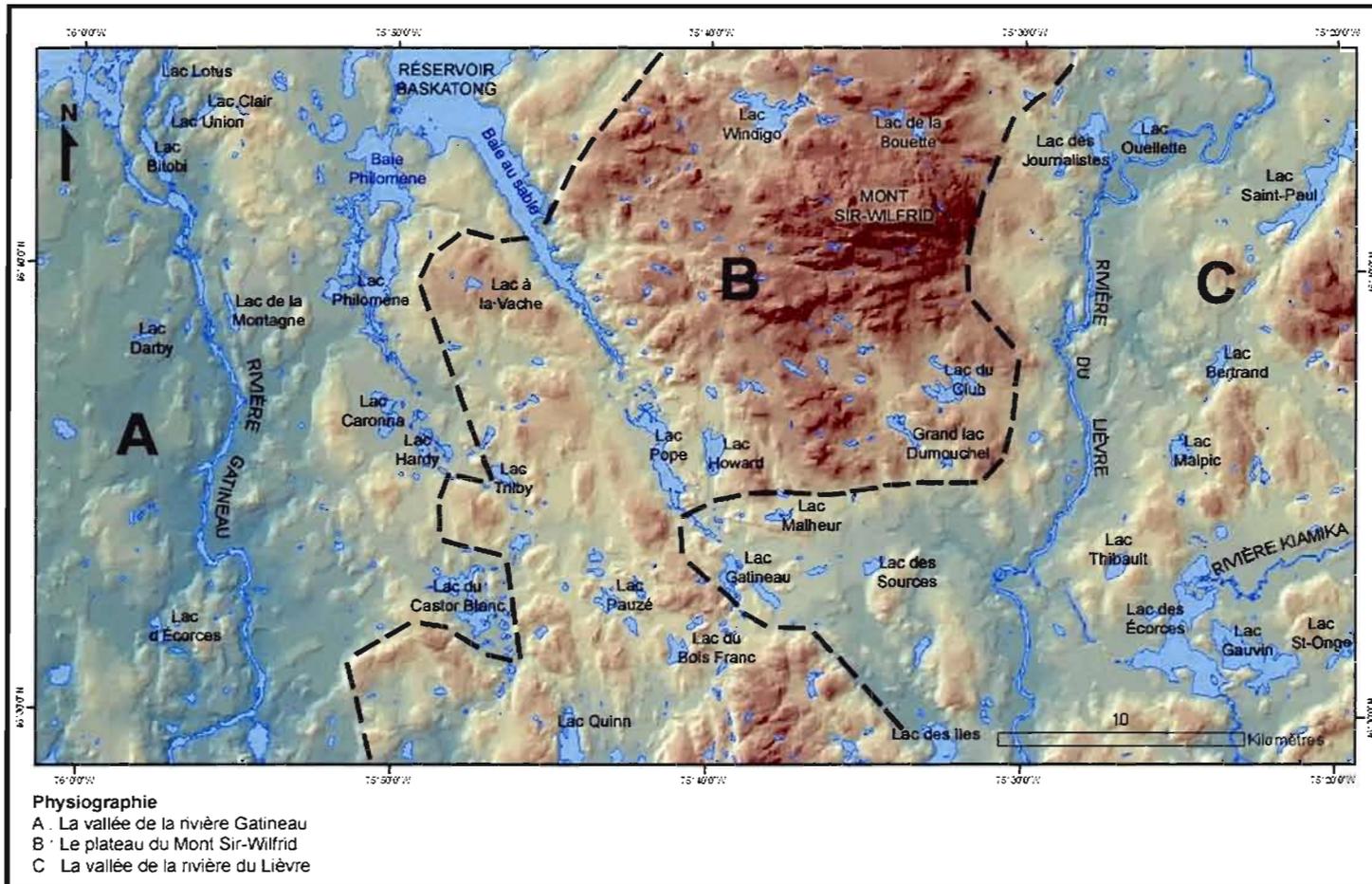


Figure 1.2 Physiographie et réseau hydrographique de la zone étudiée.

Cette vallée est plus étroite que celle de la rivière Gatineau et présente des versants avec une inclinaison plus marquée le long de son tracé. Localement, on y observe quelques collines isolées qui correspondent à des filons-couches et des dykes. Le plateau du Mont Sir-Wilfrid est situé à une altitude moyenne entre 360 m et 400 m et le Mont Sir-Wilfrid (la Montagne du Diable) y culmine à environ 750 m. Le secteur présente un relief accidenté entrecoupé de plusieurs failles : plusieurs collines, falaises et talus sont présents sur ce plateau.

Les principaux plans d'eau de la région sont le réservoir Baskatong (figure 1.2), le lac des Écorces, le lac du Castor Blanc, le lac Pope, le lac Saint-Paul, le lac Windigo et le lac Gauvin. Le réservoir Baskatong est situé dans un système de failles telles que celle de la Baie au Sable, dont l'orientation est NNO-SSE. Les deux principales rivières sont la rivière Gatineau et la rivière du Lièvre. La rivière Gatineau prend son origine dans le réservoir Baskatong et s'écoule vers le sud-est jusqu'à la rivière des Outaouais. La tête de la rivière du Lièvre se situe dans la région de Sainte-Anne-du-Lac (lac Tapani) et elle s'écoule de Ferme-Neuve vers Mont-Laurier jusqu'à la rivière des Outaouais. Localement, on y observe des méandres. La rivière Kiamika est aussi une rivière importante de la région, elle coule du réservoir Kiamika, à l'est de la région étudiée, vers le lac des Écorces. Ailleurs sur le territoire, un grand nombre de petits lacs et de petites rivières sont présents et ils témoignent d'un système de drainage de type désordonné, comme c'est le cas généralement sur le Bouclier canadien.

### 1.3 Géologie du substrat rocheux

Les Laurentides correspondent à la province géologique de Grenville qui remonte à environ un milliard d'années (Landry et Mercier, 1992). A cette époque, il était possible de comparer cette chaîne de montagnes à la structure himalayenne actuelle (Landry et Mercier 1992). Le site de la future vallée du Saint-Laurent était un plateau probablement aussi élevé que le plateau du Tibet actuel. L'érosion a fait en sorte qu'au fil des temps géologiques, il a été érodé rapidement (figure 1.3). Les Laurentides actuelles représentent les racines profondes de cette ancienne chaîne de montagnes. Les plissements et l'important métamorphisme

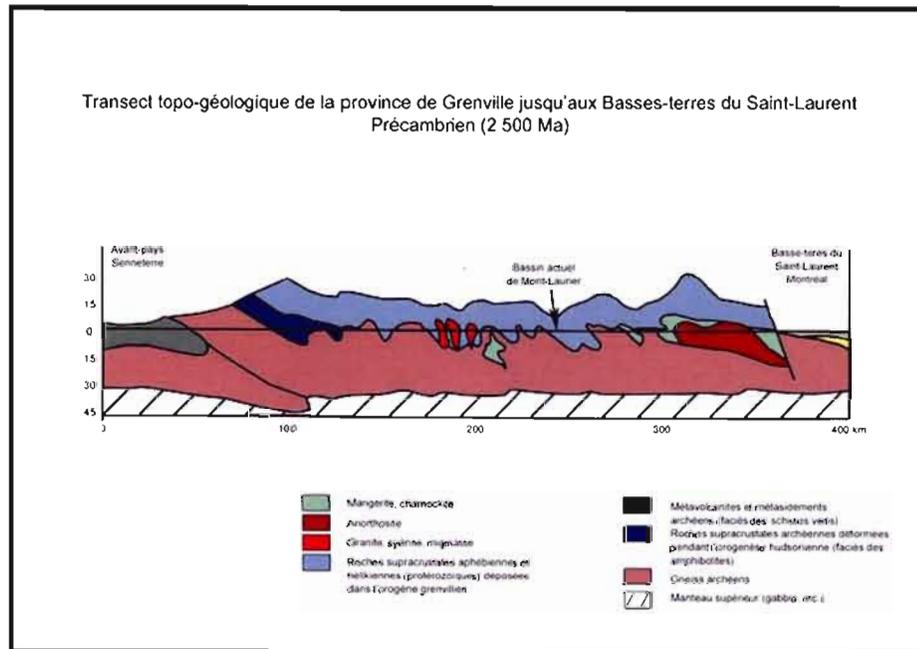


Figure 1.3 Géologie de la province de Grenville modifiée d'après Wynne-Edwards (1972).

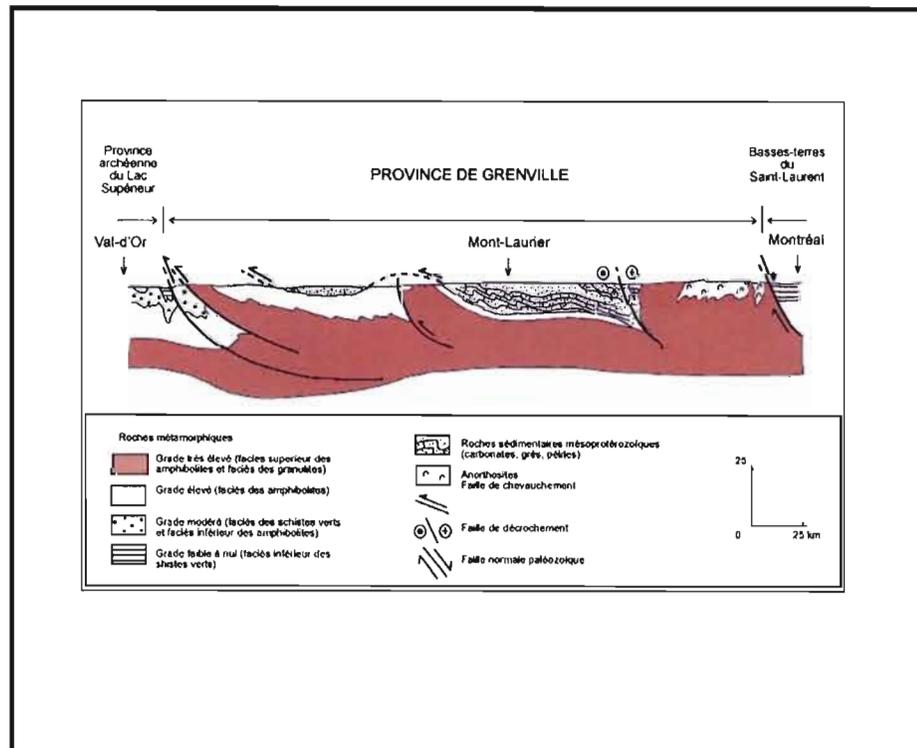


Figure 1.4 Géologie de la province de Grenville d'après Rivers *et al.*, (1989).

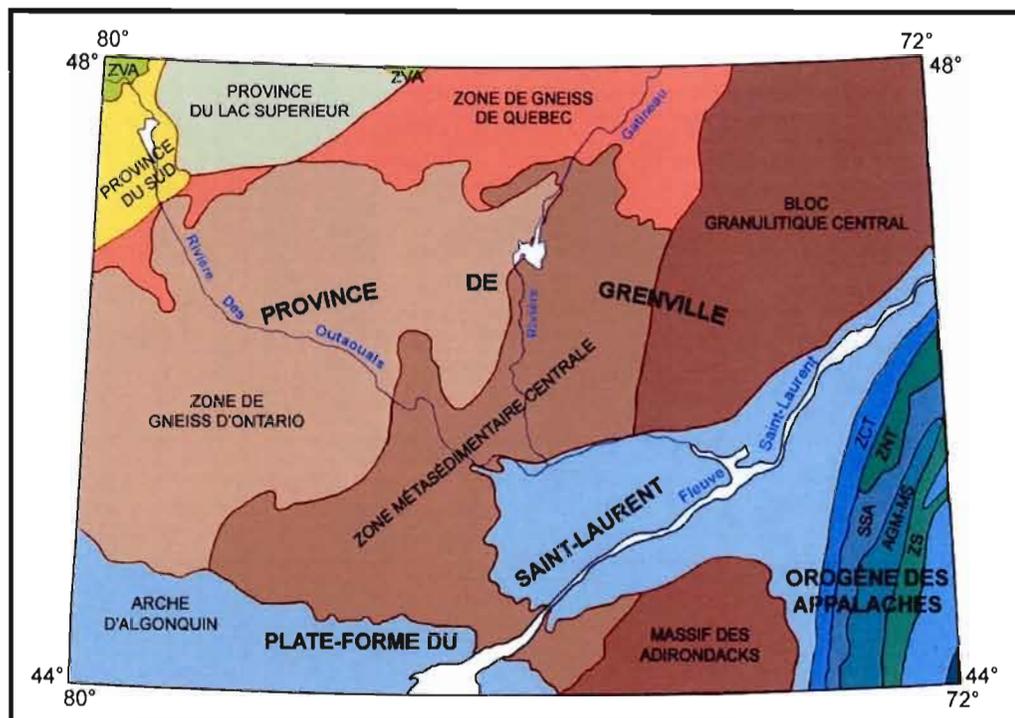


Figure 1.5 Subdivisions de la province géologique de Grenville d'après Baer *et al.*, (1977).

observables dans les affleurements rocheux sont le résultat des contraintes lithostatiques et du gradient géothermique produit par les 35 kilomètres de roches sus-jacents (figure 1.4). Les roches de cette région font partie du complexe de la « Terrane de Mont-Laurier » de la « Ceinture centrale des métasédiments » (ou « zone métasédimentaire centrale ») de la Province de Grenville décrite par Wynne Edwards (1972; figure 1.5).

Dans la région étudiée, on observe des unités de roches métamorphiques et des unités de roches intrusives (Lacoste, 2001; figure 1.6). Les roches métamorphiques couvrent environ la moitié du territoire. Il est possible de recenser un grand nombre de paragneiss, de quartzites, de marbres, de roches calcosilicatées et d'amphibolites. Ces dernières forment différents assemblages regroupés sous le nom de « suite métamorphique de l'Ascension » (Lacoste, 2001). Les roches intrusives sont également assez nombreuses dans la région. Les principales se retrouvent sous la forme de filons-couches de gabbro appartenant à la suite intrusive mafique de Tic-Tac-Toc ainsi que ceux de la suite intrusive de Lac-Saguay. La suite intrusive de Lacoste (orthogneiss) fait aussi partie de ce type de roche. Elle est peu étendue sur l'ensemble du territoire mais peut être observée sur quelques affleurements au NE et SE du territoire. Les autres types de roches intrusives sont l'assemblage anorthosite-gabbro-norite-leucocrate-monzonite-granite porphyroïde (associé à la suite de Morin), le granite de Lanthier, la suite granitique de Chute-Saint-Philippe, les roches syénitiques du complexe annulaire de Sainte-Véronique, la suite monzonitique de Mont-Laurier et la suite granitique de Guénette. La région de Grand-Remous et Maniwaki, à l'ouest de la zone d'étude, possède des particularités géologiques fortes intéressantes. En effet, dans cette partie de la Province du Grenville, il est possible de retrouver des gîtes d'uranium, de thorium et de molybdène. Selon Lapointe (1995) l'uranium serait concentré davantage dans les pegmatites tandis que le thorium et le molybdène serait plus abondants dans les clinopyroxénites. Cette portion de la terrane de Mont-Laurier est dominée par des marbres, des paragneiss alumineux et des quartzites d'âge mésoprotérozoïque (Lacoste, 2001).

Plusieurs unités carbonatées telles que les marbres et les calcaires cristallins sont présentes sous formes de petites cellules à divers endroits de la zone d'étude. Dans le cadre de nos

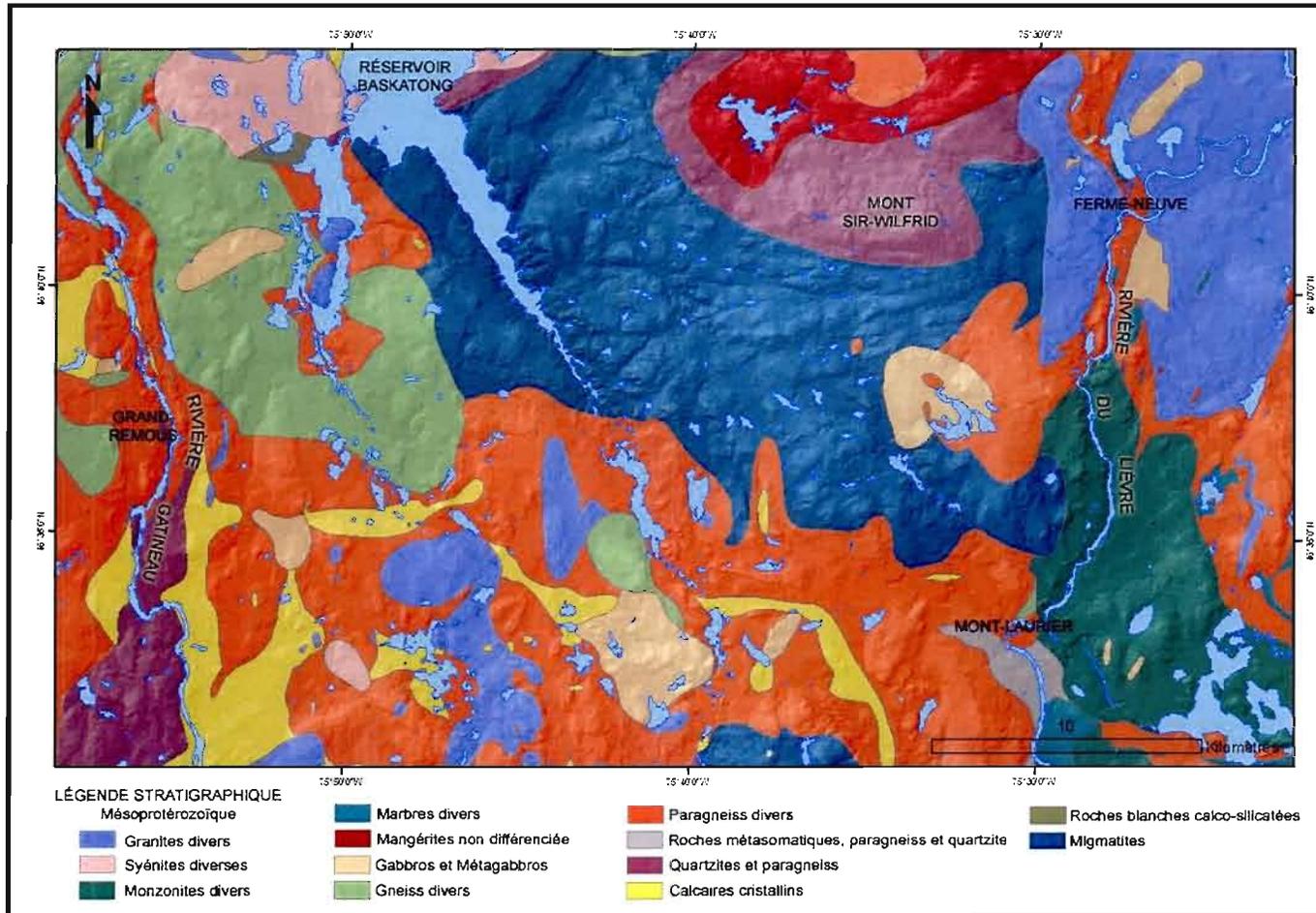


Figure 1.6 Géologie de la roche en place de la zone étudiée (d'après Wynne-Edwards, 1966 et Lacoste, 2001).

travaux, nous avons utilisé ces roches afin d'étudier les caractéristiques de la dispersion glaciaire. Nous y reviendrons au chapitre IV.

La région est reconnue pour son potentiel en minéraux industriels (Lacoste, 2001). L'extraction de zinc, de cuivre-nickel, de graphite, de syénite à néphéline, de granite et de marbre est courante dans la région.

#### 1.4 Travaux antérieurs

Les travaux antérieurs concernant la géologie et la géomorphologie glaciaire de la région de Mont-Laurier et des Hautes-Laurentides sont peu nombreux. Malgré les études cartographiques réalisées par le Ministère des Ressources Naturelles du Québec et la Commission géologique du Canada, il existe peu de données pour déterminer les caractéristiques de l'avancée et du recul du front glaciaire laurentidien dans ces secteurs. La plupart de ces travaux sont basées essentiellement sur une photo-interprétation à partir de photos aériennes à diverses échelles et ne signalent qu'une partie des dépôts glaciaires et post-glaciaires.

Dans le cadre des grandes campagnes de prolongement des chemins de fer et de défrichement de la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle, de nombreux entrepreneurs firent des bilans sur la potentialité des ressources naturelles des Hautes-Laurentides. D'ailleurs, la première carte géologique des Laurentides fut réalisée en 1896 par Adams. Il avait cartographié le massif d'anorthosite de Morin avec une grande précision.

Wilson (1924; dans Romanelli, 1976) découvre dans la région de Maniwaki des faciès stratifiés d'argiles, de limons et de sables à des altitudes au dessus de 185 m. Il signale la grande ressemblance entre ces dépôts et ceux que l'on retrouve dans la région au sud de la rivière Gatineau et suggère une probable pénétration de la Mer de Champlain dans la vallée de la rivière Gatineau, à des altitudes bien supérieures à celles proposées par les travaux antérieurs concernant la Mer de Champlain.

Osborne (1936; dans Lamothe, 1977) publie une première carte des dépôts quaternaires de la région des Hautes-laurentides pour la région de Sainte-Agathe-Saint-Jovite.

Blanchard (1938; dans Lamothe, 1977) suggère dans le cadre de ces travaux sur les Laurentides et le Bouclier canadien, que cette région a été occupée par un système de langues glaciaires à l'image des glaciers alpins.

Dadswell (1974) réalise des recherches à partir d'indicateurs biologiques afin de déterminer la chronologie des épisodes de la Mer de Champlain, du lac glaciaire Algonquin et des lacs Barlow-Ojibway. Son principal indicateur est un crustacé incapable de remonter un courant; le *Mysis relicta* (Dormaar, 1970). Il propose l'existence de deux bras d'eau douce qui aurait pénétré dans les vallées de la rivière Gatineau et de la rivière du Lièvre. Il nomme l'un de ces plans d'eau : le lac Gatineau.

Romanelli (1976) travaille sur la géomorphologie et les indicateurs biologiques dans le bassin ouest de la Mer de Champlain, soit dans la région d'Ottawa et de la rivière Gatineau. L'étude des indicateurs biologiques lui permet de qualifier cette partie de la Mer de Champlain comme étant subarctique avec un taux de salinité assez faible (8 ‰) et une température de 2 à 8° C grâce à l'important apport d'eau douce qu'engendrait la fonte de l'inlandsis. Il propose un épisode d'invasion marine dans la région de la Gatineau qu'il nomme le « golfe de la Gatineau ». Il suggère également un modèle de relèvement isostatique constant et lent depuis le retrait des glaces.

Allard (1977) propose une reconstitution paléogéographique des événements quaternaires de la rivière Gatineau et de la rivière du Lièvre. Son secteur est situé à la confluence entre ces deux rivières et le fleuve Saint-Laurent. Il suggère une invasion marine sur le Bouclier canadien jusqu'à une altitude de 221 m. Il propose aussi un modèle d'inondation et de remontée eustatique rapide dans ces deux vallées, lors de la déglaciation.

Lamothe (1977) cartographie la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite et corrèle les terrasses retrouvées à l'invasion d'un bras de la Mer de Champlain (235 m) dans les vallées de la

rivière Rouge et de la rivière du Diable vers 10,6 ka <sup>14</sup>C BP. Il démontre que la vallée de la rivière Rouge a été occupée par la Mer de Champlain jusqu'à une altitude élevée mais que le relèvement isostatique de 10 cm par année a permis l'exondation de la région en une centaine d'années. Il attribue l'invasion d'une telle étendue d'eau dans les terres à des conditions particulières d'eustatisme et d'isostatisme. Il estime que les dépôts marins retrouvés présentent des caractéristiques sédimentologiques similaires à celles des dépôts mis en place dans un environnement estuarien.

Naldrett (1988) traite de la présence de rythmites composées de lamines de silt et d'argiles sur l'ensemble de la vallée des Outaouais. Il suggère que les sédiments ont été mis en place à l'intérieur d'un grand lac glaciaire qui aurait précédé la Mer de Champlain et qui pourrait correspondre à des phases des Lacs glaciaires Vermont et Iroquois. Il favorise donc le modèle classique de retrait graduel de la glace plutôt que l'hypothèse d'une baie de vélage (Gadd, 1977).

Occhietti et Parent (1988) abordent les différentes séquences de mise en place de la Mer de Champlain dans les Basses-terres du Saint-Laurent. La phase d'extension maximum de la Mer de Champlain se produit lorsque la glace se retire du complexe de Saint-Narcisse. Elle est caractérisée par une transgression dans les vallées au nord de la mer et une régression complète entre 10,8 et 9,3 ka <sup>14</sup>C BP. Cette phase de transgression coïncide avec le début de la régression sur le littoral sud de la Mer de Champlain. Ainsi, ils proposent des invasions de bras para-marins dans les grandes vallées du Bouclier canadien comme dans le cas de la rivière du Nord, de la rivière Rouge, de la Gatineau et dans la dépression au nord du Lac Simon.

Vincent (1989) propose dans le cadre de son ouvrage sur le Quaternaire du Bouclier canadien, qu'aucun barrage morainique n'aurait pu créer un lac dans la vallée de la rivière Gatineau. Il propose plutôt qu'un gauchissement isostatique vers le nord de 0,4 m/km aurait permis une invasion de la Mer de Champlain dans les Hautes-terres des Laurentides, et fait passer ses limites de 210 mètres dans les Basses-terres du Saint-Laurent à 274 mètres au nord

du réservoir Baskatong. Selon lui, l'environnement devait s'apparenter à celui d'un estuaire marin.

Simard (2003) propose un modèle de la déglaciation à partir d'une étude effectuée sur un transect d'environ 500 km entre Manouane et le Témiscamingue. Elle traite des caractéristiques physiques de la région au nord de Mont-Laurier et plus spécifiquement du nord du réservoir Baskatong. L'auteur suggère que cette région du réservoir Baskatong ne pouvait former un bassin para-marin de la Mer de Champlain en raison de son altitude (274 m) jugée trop élevée. Elle émet l'hypothèse de l'existence d'un lac proglaciaire indépendant de la Mer de Champlain dans cette région.

Veillette (2004) propose un modèle pour expliquer les séquences d'écoulement glaciaire et la dispersion lointaine d'erratiques distinctifs au nord de la vallée du Saint-Laurent dans le secteur de la ville de Mont-Laurier. Il a observé des écoulements dominants orientés NNO-SSE grâce à des microformes d'érosion glaciaire.

### 1.5 Méthodologie

L'étape de la recension littéraire a permis d'établir l'état des connaissances et de faire l'inventaire des principales découvertes liées à la zone d'étude. La consultation des rapports géologiques préliminaires, des cartes des dépôts meubles du Ministère des ressources naturelles du Québec et des travaux de la Commission géologique du Canada a aussi permis de se familiariser avec l'ensemble physiographique à étudier. Le niveau de détail sur les caractéristiques et les environnements de mise en place des dépôts quaternaires y était par contre assez sommaire. Une cartographie systématique et détaillée de la géomorphologie glaciaire et post-glaciaire s'imposait afin d'identifier la succession des principaux événements quaternaires de la région. À cette fin, nous avons procédé aux étapes méthodologiques suivantes : la photo-interprétation, les campagnes de terrain, les analyses en laboratoire et l'intégration des données dans des systèmes d'informations géographiques.

### 1.5.1 La photo-interprétation

Lors de cette étape, nous avons répertorié les ensembles de dépôts et les formes d'origine glaciaire et post-glaciaire. Cette photo-interprétation s'est faite systématiquement à partir de l'analyse de photographies aériennes à l'échelle du 1 : 40 000 (appendice A.1). Localement, comme pour l'identification de littoraux soulevés, l'échelle du 1 : 15 000 s'est avérée nécessaire (appendice A.2). Les photographies aériennes utilisées ont été prises entre les années 1975 et 1984 (les dates des lignes de vol étant variables d'une échelle à l'autre). Cette étape a permis de procéder à un inventaire préliminaire des formes et des dépôts mais également à l'identification des zones problématiques à vérifier lors des campagnes de terrain.

### 1.5.2 Les campagnes de terrain

La deuxième étape a consisté en la vérification des résultats de la photo-interprétation sur le terrain. Cette étape s'est échelonnée sur deux campagnes de terrain soit à l'été 2004 et à l'été 2005. Cette étape a permis de confirmer les interprétations, compléter la cartographie et aussi de faire une importante collecte de données (inventaire des micro-formes d'érosion notamment) et d'échantillons des différents types de dépôts superficiels. Plus d'une centaine de sites naturels ou anthropiques ont été observés et échantillonnés. Le réseau routier a permis une couverture régionale relativement complète du territoire. Les endroits ayant des accessibilités plus restreintes ont été interprétés essentiellement par photo-interprétation. Les descriptions morphologiques et les levées lithostratigraphiques ont aussi été effectués lors de ces campagnes de terrain.

### 1.5.3 Les analyses en laboratoire

#### 1.5.3.1 Analyse granulométrique

Les analyses granulométriques s'avèrent utiles afin de caractériser les processus de transport et de sédimentation des dépôts superficiels. La méthode utilisée dans le cadre de ce mémoire s'est divisée en quelques étapes et comportait une préparation de l'échantillon, la préparation des terres fines, une dispersion, un tamisage humide, une analyse à partir d'un sédimentomètre à laser (Sedigraph 2100; Fritsh, 1994) et le tamisage et la pesée des différentes fractions.

La préparation de l'échantillon a consisté au séchage des échantillons pour une période d'environ quarante-huit heures. Par la suite, nous avons broyé au mortier les agrégats dans les dépôts, sans briser les grains. Nous avons par la suite séparé la fraction grossière ( $>2$  mm) de la fraction fine ( $< 2$  mm) à l'aide d'un tamis. Une quantité représentative des sédiments fut ensuite prélevée (30 g pour les sédiments fins et 50g pour les sédiments grossiers). Un traitement au peroxyde d'hydrogène s'est avéré nécessaire afin de détruire la matière organique contenue dans certains échantillons et un traitement au pyrophosphate de sodium (préparation de 50 g/l) a permis d'assurer la dispersion des particules fines ( $<63$   $\mu\text{m}$ ).

Un tamisage humide a permis de séparer les sables ( $>63$   $\mu\text{m}$ ) des limons et des argiles ( $< 63$   $\mu\text{m}$ ). Les particules fines ( $<63$   $\mu\text{m}$ ) ont été analysées à partir du sédimentomètre à laser (Sedigraph 2100; Fritsch, 1994). Les sables ont été tamisés ensuite à sec sur une colonne de tamis (2 mm, 1 mm, 500  $\mu\text{m}$ , 250  $\mu\text{m}$ , 125  $\mu\text{m}$  et 63  $\mu\text{m}$ ). Les deux courbes furent jumelées à l'aide du logiciel Fritsch permettant ainsi d'avoir la courbe granulométrique de la matrice de l'échantillon traité.

Ces courbes de fréquence cumulées sur les diagrammes log-probabilité (appendice E), ont permis de calculer les paramètres statistiques de Folk et Ward (1957) et Folk (1966) : la

moyenne graphique, les coefficients de classement, d'asymétrie et d'angulosité (appendice D).

La moyenne graphique inclusive s'appuie sur trois points de la courbe granulométrique : le percentile à 16%, le percentile à 50% et le percentile à 84%. Son calcul est établi de la façon suivante :

$$M_z = \frac{P_{16} + P_{50} + P_{84}}{3}$$

L'écart-type graphique (ou coefficient de classement) constitue une mesure du triage de la distribution.

$$O_i = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

Le coefficient d'asymétrie (Skewness) mesure la non-normalité d'une distribution.

$$SK_i = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2(\phi_{50})}{4} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2(\phi_{50})}{6,6}$$

Le coefficient d'angulosité (Kurtosis) décrit la déviation de la distribution par rapport à la normalité, en calculant les valeurs entre le triage des extrémités et celui de la portion centrale (Folk, 1966).

$$K_g = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2,44 (\phi_{75} - \phi_{25})}$$

### 1.5.3.2 Analyse des teneurs en carbonates par la calcimétrie

Les analyses de calcimétrie ont été réalisées dans le cadre d'une thématique sur la dispersion glaciaire. Cette thématique sera ultérieurement définie dans le cadre du chapitre IV. Ce type d'analyse consiste à mesurer le pourcentage de carbonates par une attaque à l'acide chlorhydrique (HCl) de l'échantillon. L'appareil utilisé est un calcimètre modifié de Bernard.

La méthode utilisée (Dreimanis, 1962) consiste à prendre 1,7g de la fraction fine (<63  $\mu\text{m}$ ) des échantillons de tills et de les faire réagir à l'acide chlorhydrique (15 %) dans un erlenmeyer. Deux mesures ont été effectuées; la première après 30 secondes (calcite) et la seconde après 10 minutes (dolomite). Les volumes totaux de  $\text{CO}_2$  mesurés ont été comparés par la suite à ceux obtenus pour des poids connus de calcite afin de déterminer le pourcentage en minéraux carbonatés de l'échantillon.

### 1.5.4 L'intégration des données dans les systèmes d'informations géographiques

Les étapes de la photo-interprétation et des campagnes de terrain ont permis de faire la recension complète des éléments ponctuels à cartographier. Les polygones des différentes unités et les symboles géomorphologiques des photographies aériennes ont été transférés et reportés à l'intérieur d'un système d'information géographique pour ensuite être cartographiés à une échelle au 1 : 50 000.

La cartographie des différentes informations a été réalisée par numérisation à l'écran. Il a donc été nécessaire de numériser les photographies aériennes et les feuillets BNDT (Base nationale de données topographiques; Système national de référence canadien) par balayage optique grâce à l'utilisation d'un traceur. Les images « raster » des feuillets ont ensuite été géoréférencées en donnant les longitudes et les latitudes aux différents points pour les localiser dans l'espace. Le feuillet ayant maintenant une position spatiale, il devient facile de numériser les polygones et les polylignes afin de reproduire les modelés glaciaires et post-

glaciaires. Le mode de représentation choisi pour la numérisation a été vectoriel. Ce choix permettait une gestion indépendante des formes glaciaires et post-glaciaires. Il devenait donc possible de modifier ou de supprimer chaque objet individuellement. Ainsi, la superposition des différentes couches représentant les ensembles de dépôts et les couches comportant la morphologie permet d'observer le modelé glaciaire et post-glaciaire. La carte des dépôts meubles et les cartes thématiques incluses dans cette recherche ont été conçues à l'aide de logiciels tels que MapInfo 7.5 et ArcGis 9.1. La carte des formations superficielles (appendice B) a été réalisée en utilisant une légende inspirée de Daigneault (1996, a et b).

Dans le cadre de ce projet de recherche, nous avons aussi utilisé deux modèles numériques de terrain. Le traitement et la construction des modèles numériques d'élévation (DEM; Digital elevation model) ont été effectués à partir du logiciel d'ArcGis 9.1. Le premier a été conçu grâce aux courbes de niveau du produit fédéral BNDT (Base nationale de données topographiques) et par des levés de terrain manuels (à partir d'un GPS) à une résolution de 10m/pixel. L'utilisation de ce modèle s'est avérée profitable puisque la topographie accidentée de cette région du Bouclier canadien permet un résultat et une modélisation assez précise de la géomorphologie du relief. Ce type de modèle n'aurait pas été profitable pour un secteur des Basses-Terres du Saint-Laurent, où sur des surfaces planes, il devient impossible d'observer la géomorphologie comprise entre deux courbes de niveau et de représenter des terrasses ou encore des morphologies fluvioglaciaires par exemple.

Le second modèle utilisé était le produit SRTM (The Shuttle Radar Topography Mission) de la NASA. Ces modèles d'élévation numériques ont une résolution de 90m/pixels et sont réalisés par balayage satellite. Il devient donc possible d'observer, grâce aux variations d'élévation par pixel, des particularités ou anomalies locales qu'il convient ensuite d'interpréter. D'une part, une simple observation du modèle d'élévation numérique du secteur de la rivière Gatineau et de la rivière du Lièvre permet d'évaluer les différences topographiques et tectoniques des deux bassins-versants. D'autre part, les traitements de ce DEM, permettant de mettre en évidence certaines caractéristiques du paysage jusqu'ici difficilement détectables (anomalies du profil des cours d'eau, dissymétrie des bassins versants ...) et de déterminer des zones de rupture topographique (appendice F).

## CHAPITRE II

### L'ÉROSION GLACIAIRE DU SUBSTRAT ROCHEUX

Dans le cadre de ce chapitre, nous décrivons les formes produites par l'érosion glaciaire. Ces formes d'érosion glaciaires sont nombreuses sur le Bouclier canadien et permettent de définir les directions régionales et locales de l'écoulement glaciaire. Dans le cadre de cette étude, nous avons répertorié 73 sites avec des formes d'érosion glaciaire. Ces formes ont été divisées en trois catégories : les macroformes, dont les dimensions peuvent varier de quelques centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres, les mésoformes, dont les dimensions sont généralement quelques mètres et les microformes, de dimensions centimétriques. Nous concluons cette partie en effectuant une interprétation des phases d'écoulement glaciaire à partir de ces formes d'érosion.

#### 2.1 Macroformes

La région des Hautes-Laurentides ne comporte pas de macroformes d'importance. L'âge du Bouclier canadien et la succession des ères glaciaires ont fait en sorte que le paysage s'est considérablement aplani au fil des temps géologiques (Fulton, 1989). Cependant, les vallées de la rivière Gatineau et du Lièvre ont certainement été surcreusées par les appareils glaciaires au fil des nombreuses glaciations du Pléistocène. Il en est de même pour les grands lacs de la région et pour le plateau du Mont Sir-Wilfrid. Outre ces phénomènes, nous avons également recensé sur l'ensemble de ce plateau quelques drumlins rocheux.

Ces drumlins rocheux profilés mesurent en moyenne une centaine de mètres et sont tous localisés dans le même secteur, soit à l'ouest du lac Pope. Ces drumlins rocheux sont caractérisés par leur profil dissymétrique présentant un versant amont (glaciaire) abrupt, et un

versant aval à pente plus douce. Ils sont orientés selon un axe NO-SE. Ils sont parfois recouverts par un mince placage de till.

## 2.2 Mésoformes

Les mésoformes dénombrées sur la zone d'étude sont des p-forms (plastically-moulded forms) et des roches moutonnées.

### 2.2.1 Les p-forms

Les p-forms observées sont de deux types : cannelures et chenaux curvilignes. Les cannelures sont nombreuses sur l'ensemble de la zone d'étude; il a été possible d'en retrouver à 12 sites différents (figure 2.1). Elles peuvent atteindre plusieurs mètres de longueur (10 m) et jusqu'à 1 m de largeur. Elles sont pour la plupart caractérisées par des parois striées de même orientation et polies. Elles sont rectilignes et s'orientent selon un axe NNO-SSE.

Des chenaux curvilignes ont aussi été observés sur un affleurement de paragneiss (figure 2.2). Ces chenaux sont formés par l'action combinée des eaux de fusion pressurisées et de l'abrasion glaciaire (Shaw, 1996). Ils ont une longueur pouvant atteindre quelques mètres. Ils ont une largeur inférieure à 30 cm et une profondeur inférieure à 20 cm. Ils sont orientés NO-SE.

### 2.2.2 Les roches moutonnées

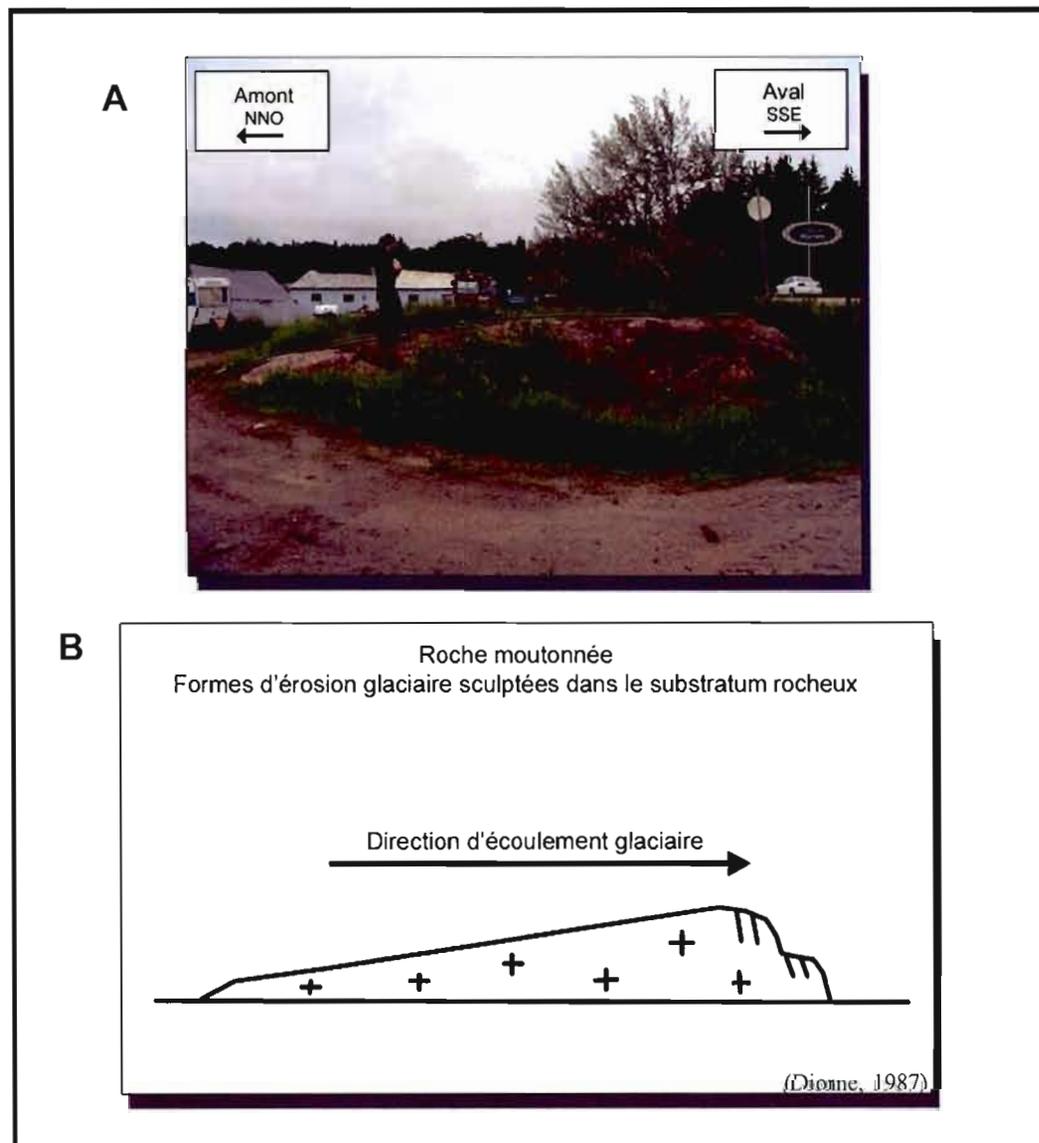
Les roches moutonnées observées ont une longueur de 4 à 15 m, leur largeur est inférieure à 2 m et leur hauteur varie entre 1 à 2 m (figure 2.3). Ils ont une orientation semblable aux cannelures et aux stries retrouvées dans la région soit NNO-SSE. Ces bosses rocheuses dissymétriques sont caractérisées par une face d'abrasion exposée au NNO et une face de débitage faisant face au SSE. Elles permettent donc de définir la direction d'écoulement glaciaire; cette dernière était donc généralement vers le SSE. Pour la plupart, elles ont été



**Figure 2.1** Cannelures rectilignes à l'ouest de la rivière du Lièvre qui s'orientent selon un axe NNO-SSE.



**Figure 2.2** Chenaux curvilignes créés par l'action combinée des eaux de fonte et de l'abrasion glaciaire (Région du lac du Castor Blanc).



**Figure 2.3** A : Site de roches moutonnées retrouvé dans le secteur de Ferme-Neuve. Elles ont une hauteur moyenne de un mètre et une orientation NNO-SSE. B : Forme classique d'une roche moutonnée et direction d'écoulement glaciaire (tirée de Dionne, 1987). La localisation de la face de débitage permet de définir la direction de l'écoulement glaciaire. Dans l'exemple présenté en A, l'écoulement glaciaire se faisait vers le SSE.

retrouvées sur des affleurements de granites et de paragneiss. Bien que leurs surfaces d'abrasion soient généralement très altérées, on y observe parfois des stries. Dans un cas bien précis, un p-form de type «*comma*» a été inventorié sur l'une des roches moutonnées recensées. Les roches moutonnées observées étaient généralement isolées.

## 2.3 Microformes

Les microformes ont été recensées sur 58 sites (46 sites de stries, de rainures ou de sillons et 12 sites de broutures). Elles sont généralement assez bien préservées sur la plupart des affleurements rocheux. Cependant l'altération chimique de certaines lithologies (calcaires cristallins et marbres notamment) peut rendre difficile l'observation de stries.

### 2.3.1 Les stries, rainures et les sillons

Au total, nous avons réalisé 64 mesures de stries, rainures et sillons dans les 46 sites visités dans le cadre des relevés de terrain (figure 2.4). Dans la plupart des sites, un seul mouvement était présent; 3 sites présentaient 2 mouvements et 1 site présentait 3 mouvements. Les sillons avaient une longueur variant entre dix centimètres et un mètre. Leur largeur moyenne était de deux centimètres et leur profondeur d'environ un centimètre. Les stries et les rainures étaient généralement assez fines et nettes malgré l'altération de certains affleurements.

La compilation des orientations des microformes montre 5 modes dont les principaux s'orientent selon un axe NNO-NO à SSE-SE. Les mouvements secondaires sont principalement orientés selon un axe N-S. La distribution spatiale des orientations de stries est assez uniforme sur la zone d'étude (figure 2.5); les écoulements glaciaires entre les secteurs ouest et est de la carte sont très similaires. Les mouvements dominants sont (145°-325°; figure 2.6), (155°-335°; figure 2.7) et (165°-345°) dans les deux secteurs. Toutefois, dans le secteur ouest les écoulements N-S soit (175°-355°) sont plus marqués, alors que dans le secteur est, les écoulements vers le SE sont plus marqués.

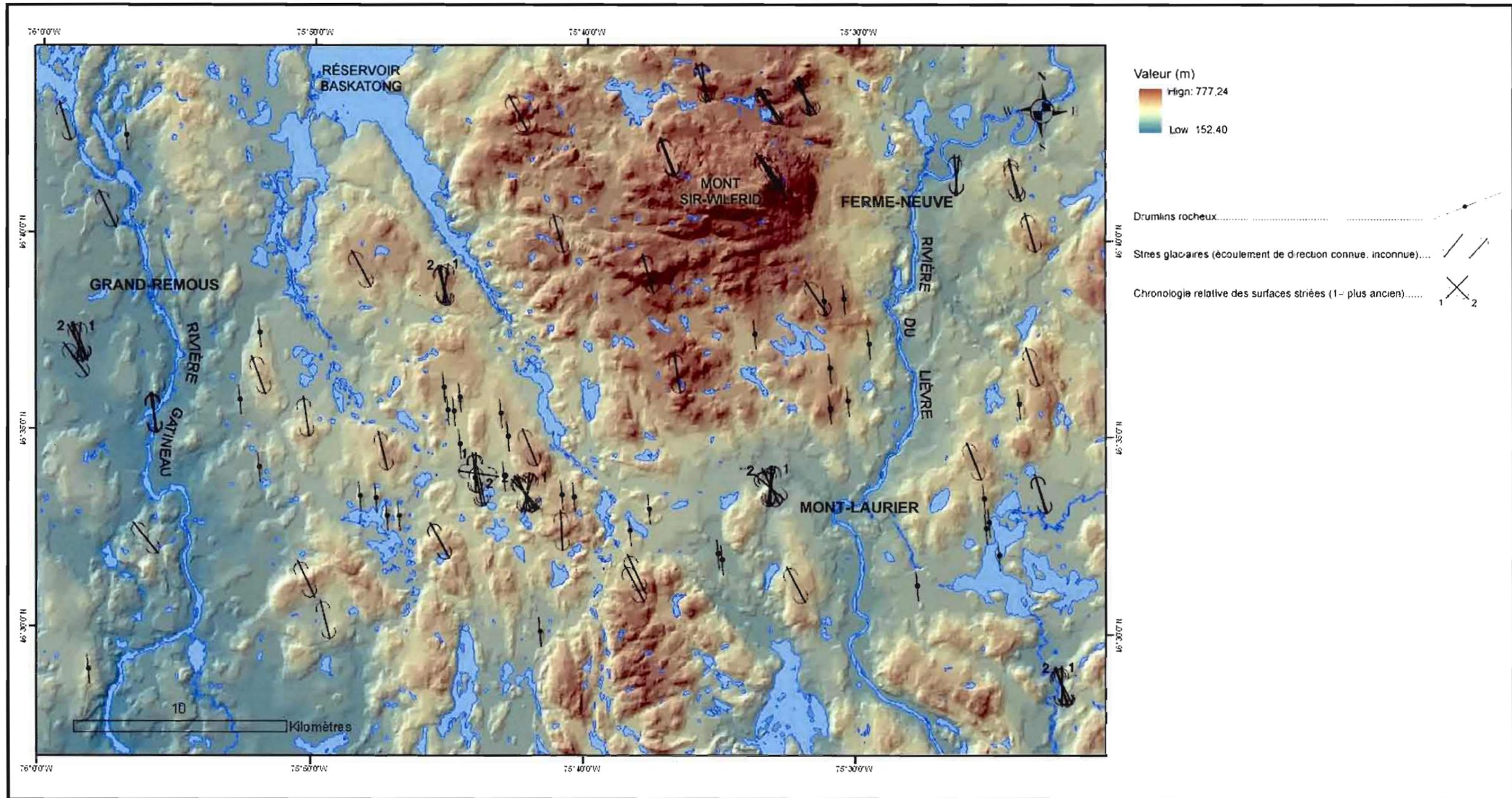


Figure 2.4 Orientation des microformes d'érosion glaciaire et des formes profilées.

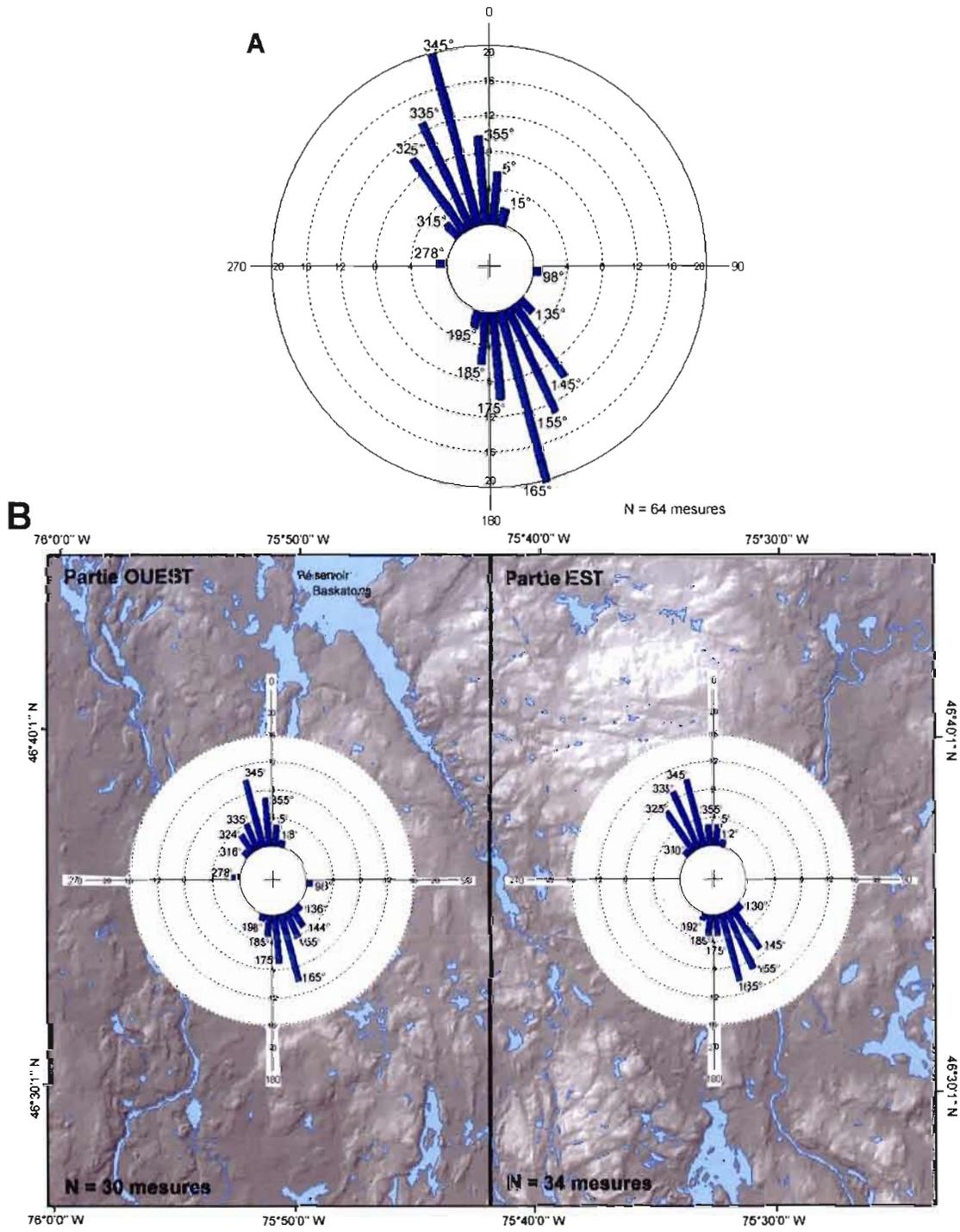


Figure 2.5 Diagramme de l'orientation des stries: global (A), selon les secteurs (B).



**Figure 2.6** Stries orientées 325°-145°; cet écoulement NNO-SSE est le plus fréquent dans de la région étudiée.



Figure 2.7 Stries orientées NNO-SSE soit 155°-335°.

En se basant sur les similitudes entre l'orientation des microformes d'érosion glaciaire et celles de roches moutonnées, on estime que les formes d'érosion proviennent de mouvements glaciaires dirigés généralement vers le SE et le S. Une chronologie relative de ces écoulements glaciaires a pu être tentée grâce aux sites où plusieurs orientations de stries étaient présentes. Six sites présentaient des recoupements de stries : deux dans le secteur ouest et quatre dans le secteur Est. Sur ces sites, nous avons observé que les mouvements généralement N-S ( $002^{\circ}$ - $018^{\circ}$  /  $182^{\circ}$ - $198^{\circ}$ ) étaient recoupés par les écoulements les plus fréquents de la région soit NO-SE ( $155^{\circ}$ - $165^{\circ}$  /  $335^{\circ}$ - $345^{\circ}$ ). Ces observations indiquent donc qu'une légère réorientation vers le SE de l'écoulement glaciaire s'est produite, postérieurement à l'écoulement vers le S. Une autre orientation de l'écoulement glaciaire a aussi été recensée sur une face rocheuse située à l'aval glaciaire de ces deux mouvements. Le recoupement de ces écoulements forme une troncature qui s'oriente selon un axe  $98^{\circ}$ - $278^{\circ}$ ; (figure 2.8). Cette orientation a été observé sur un seul site et constitue le seul vestige d'un écoulement glaciaire antérieur aux mouvements généralement vers le S et le SE.

### 2.3.2 Les broutures et les marques en croissant

En de nombreux endroits, nous avons observé des trains de broutures et des marques en croissant (figure 2.9). L'orientation des trains de broutures et des marques en croissant était similaire à celles des stries soit généralement NO-SE. Toutefois, comme pour les roches moutonnées, la morphologie de ces marques d'érosion glaciaire peut nous indiquer la direction de l'écoulement glaciaire. Le sens de l'écoulement glaciaire est donné par la plongée de la fracture principale, laquelle était inclinée vers l'aval glaciaire soit vers le SE. Elles sont formées sur des roches résistantes telles que des granites, des gneiss et des paragneiss.

## 2.4 Conclusion

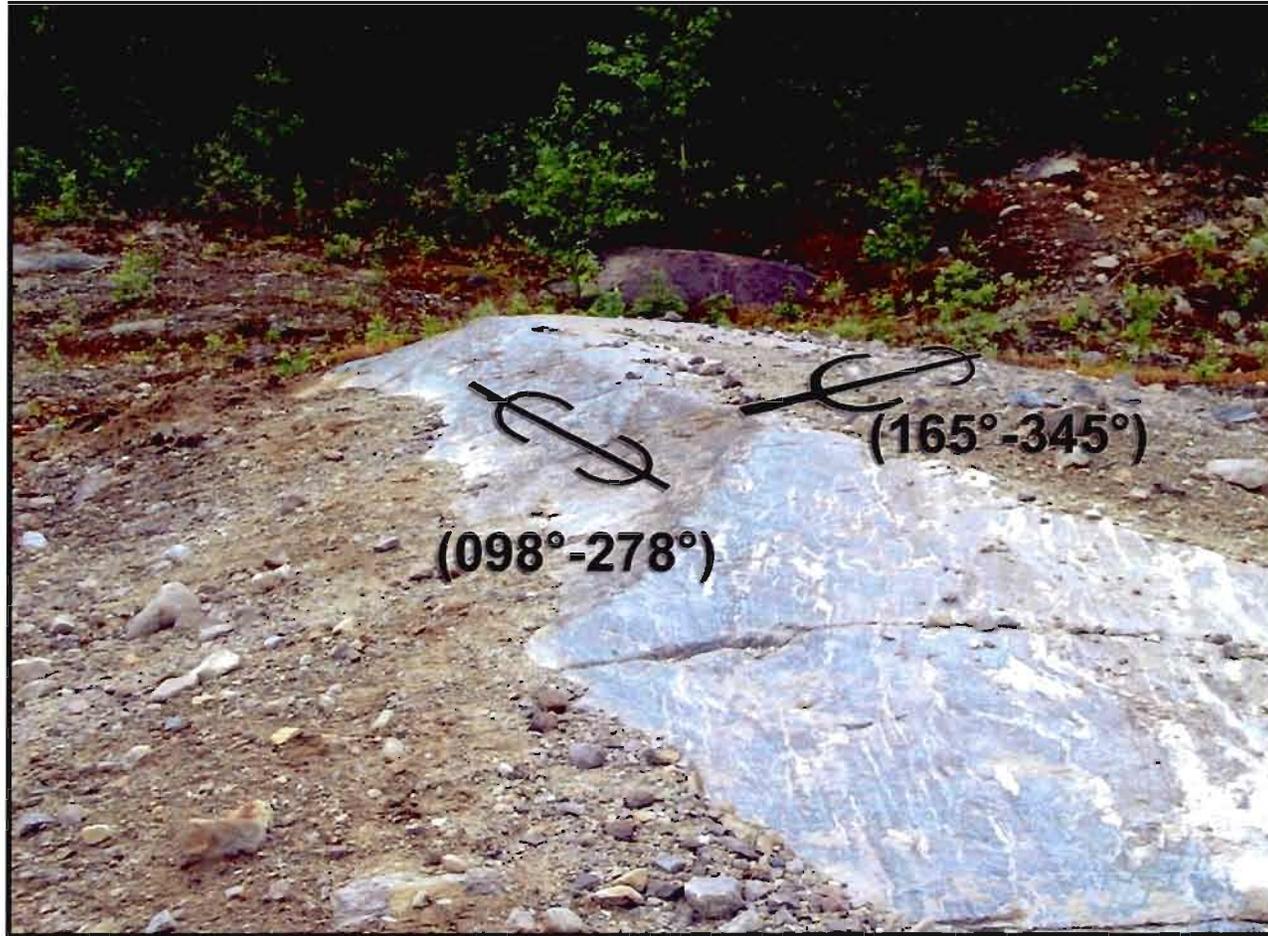
Le substratum rocheux de la région de Mont-Laurier a connu de nombreuses périodes d'érosion depuis sa mise en place notamment plusieurs lors du Paléozoïque et post-

Paléozoïque, et il est probable que la région n'a probablement pas subi de grandes modifications de son relief durant les derniers événements glaciaires.

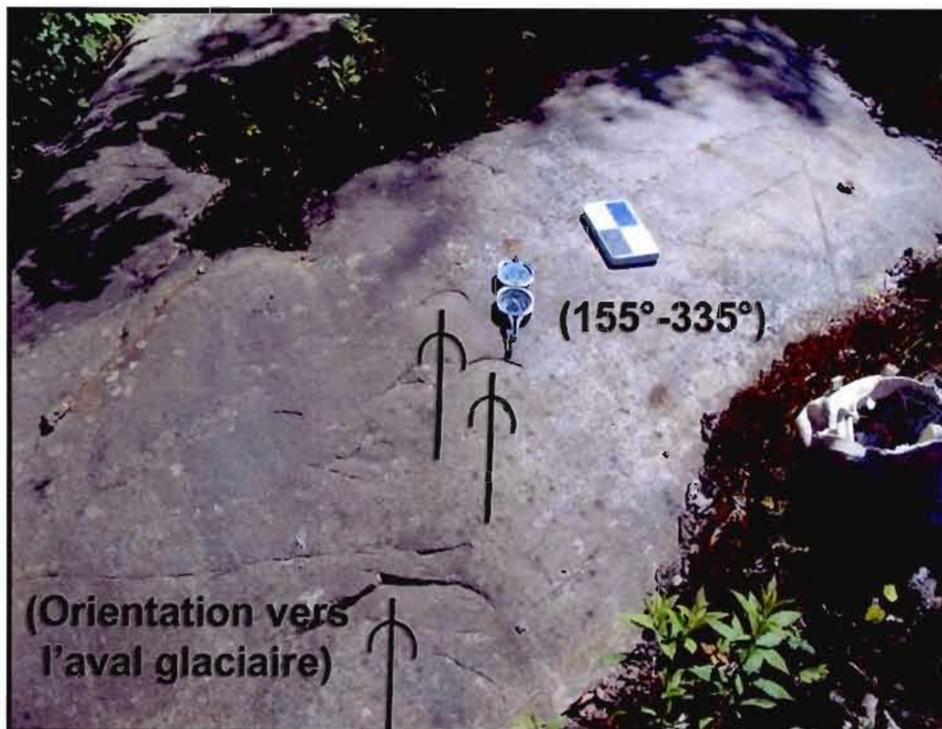
Sur l'ensemble de la région, les marques d'érosion témoignent d'un écoulement glaciaire dominant généralement vers le SSE. Cependant, on observe que les écoulements vers le SSE sont localisés principalement dans la partie ouest de la région alors que dans la partie est, les écoulements sont dirigés surtout vers le SE. Ces mouvements auraient été précédés par un écoulement généralement vers le S, lequel est surtout présent dans la partie ouest de la région. Un ancien mouvement généralement E-O aurait précédé ces écoulements glaciaires. La direction de ce mouvement devra être documentée par de nouvelles observations.

En conclusion, trois mouvements glaciaires se sont succédés dans la région de Mont-Laurier : d'abord est-ouest, ensuite sud et finalement sud-sud-est et sud-est, qui constitue le mouvement dominant de la dernière glaciation et qui est responsable de l'orientation de toutes les mésoformes et de la majorité des microformes d'érosion glaciaire.

Dans le chapitre sur la lithostratigraphie, nous tenterons de quantifier le transport glaciaire associé à ces écoulements glaciaires par l'analyse de la composition du till.



**Figure 2.8** Surface tronquée illustrant une chronologie relative des écoulements glaciaires : premier mouvement 098°-278°; deuxième mouvement 165°-345°.



**Figure 2.9** Trains de broutures concaves (en croissant) observé à proximité de la ville de Mont-Laurier. La morphologie de ces fractures indique un écoulement glaciaire vers le SE (155°).

## CHAPITRE III

### LITHOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Dans le cadre de ce chapitre, les unités lithostratigraphiques quaternaires de la région de Mont-Laurier sont décrites. Dans un premier temps, on présente les caractéristiques sédimentologiques suivantes des dépôts : granulométrie, épaisseur, structures sédimentaires et compaction. Puis dans un deuxième temps, on décrit la morphologie de ces dépôts. Rappelons que l'identification des unités a été faite à partir d'un travail de photo-interprétation, d'observations de terrain (figure 3.1), d'analyses en laboratoire et de la conception d'un modèle d'élévation numérique. À l'exception du till, dont la mise en place s'est effectuée durant le Pléistocène, tous les autres dépôts superficiels datent de l'Holocène.

#### 3.1 Le Till (1A et 1B)

Cette unité est la plus vieille et la plus répandue sur l'ensemble de la zone d'étude. Le till couvre environ 59 % de la superficie étudiée (tableau I). Sa mise en place s'est réalisée par l'action directe de l'Inlandsis laurentidien. En ce qui concerne la cartographie, cette unité a été divisée en deux unités en fonction de son épaisseur : till mince (1A; épaisseur inférieur à 1,0 m) et till épais (1B; épaisseur supérieur à 1,0 m).

##### 3.1.1 Description sédimentologique

Le till de fond est constitué d'un diamicton grossier de couleur grisâtre ou verdâtre lorsqu'il n'est pas oxydé. Il est compact, fissile et sa matrice est sablo-silteuse (77 % de sable, 22 % de silt et 1,15 % d'argile; figure 3.2). La moyenne graphique ( $Mz$ ) varie entre 0,21 et 1,20 mm (sable moyen à sable grossier). Le coefficient de classement ( $O_1$ ) est de 2,56; il indique

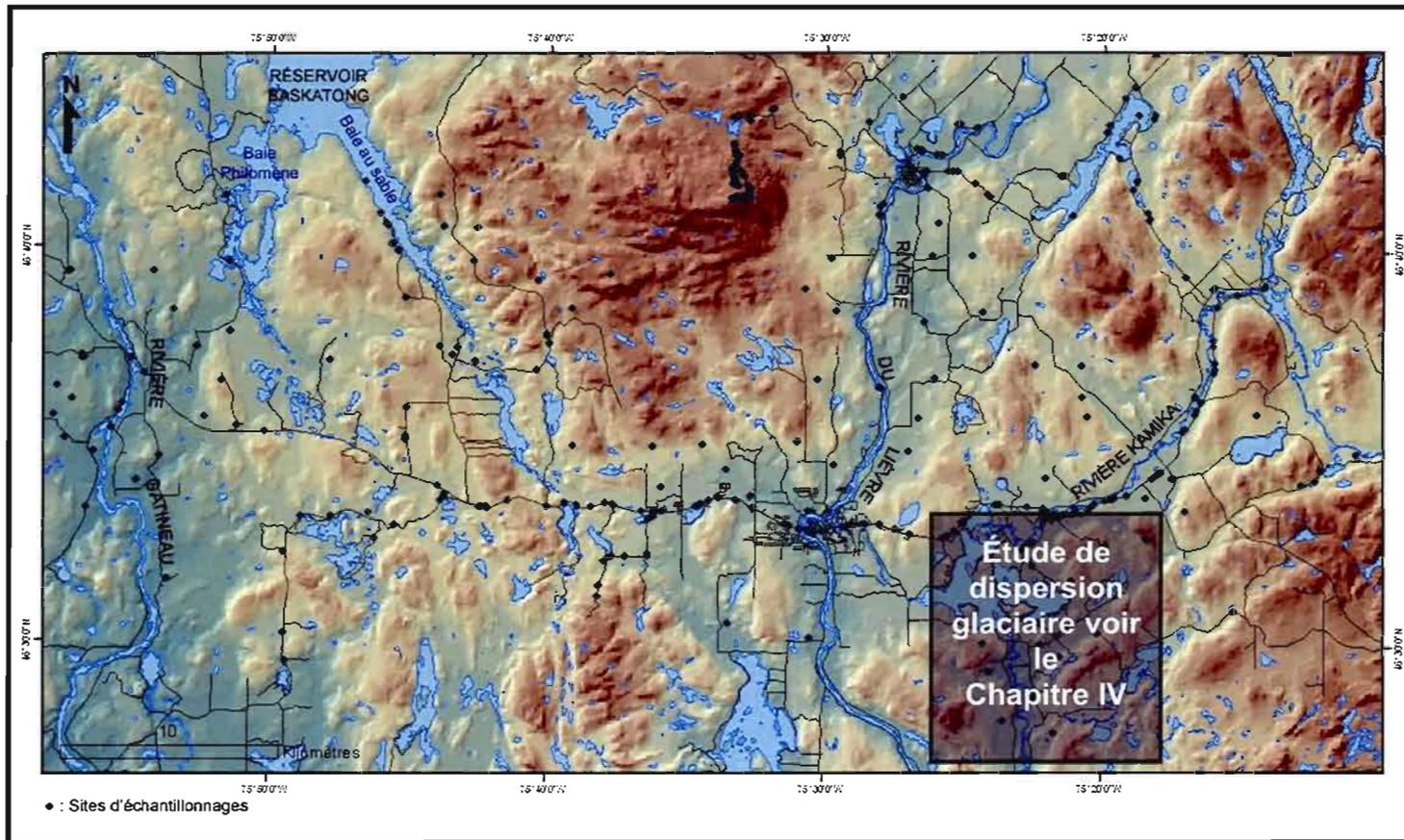


Figure 3.1 Localisation des sites d'échantillonnage et des points de contrôle pour la validation de la photo-interprétation.



**Tableau I**  
Typologie des dépôts de surface de la région de Mont-Laurier et Grand-Remous

	Unité lithostratigraphique	Unité cartographique	Superficie couverte (%)	Caractéristique	Granulométrie de la matrice en (< 2 mm) %			Épaisseur	Forme
					Sable	Limon	Argile		
	<b>Proglaciaire</b>	<b>2C</b>	<b>13</b>	- Sable, gravier et galet stratifiés - Matrice sableuse - Stratifications horizontales parallèles marquées - Granoclassement normal - Blocs et galets arrondis	93	6,5	0,5	- ± 5 mètres	- Épandage fluvioglaciaire
	<b>Juxtaglaciaire</b>	<b>2B</b>	<b>&lt; 1</b>	- Galet, gravier et sable stratifiés - Matrice grossière - Galets et blocs arrondis à subarrondis - Présence de déformations	80,65	18,40	0,95	- 5 à 15 mètres	- Esker - Delta d'esker - Kame ; terrasse de kame - Bourrelet morainique
		<b>2A</b>	<b>&lt; 1</b>						
<b>PLÉISTOCÈNE</b>	<b>TILL</b>								
	<b>Till d'ablation</b>	<b>1B</b>	<b>17</b>	- Diamicton - Matrice sableuse peu compact - Galets et blocs subanguleux - Couleur variable - Oxydé	84,55	13,45	1	- 1 à 2 mètres	- Placage irrégulier
	<b>Till de fond</b>	<b>1A</b>	<b>42</b>	- Diamicton - Matrice compact - Galets et blocs subanguleux - Couleur variable - Légèrement carbonaté - Peu oxydé	77	21,85	1,15	- 1 à 6 mètres	- Placage irrégulier - Nappe de till fuselée
<b>PRÉCAMBRIEN</b>	<b>Substratum rocheux</b>	<b>R</b>	<b>4</b>						

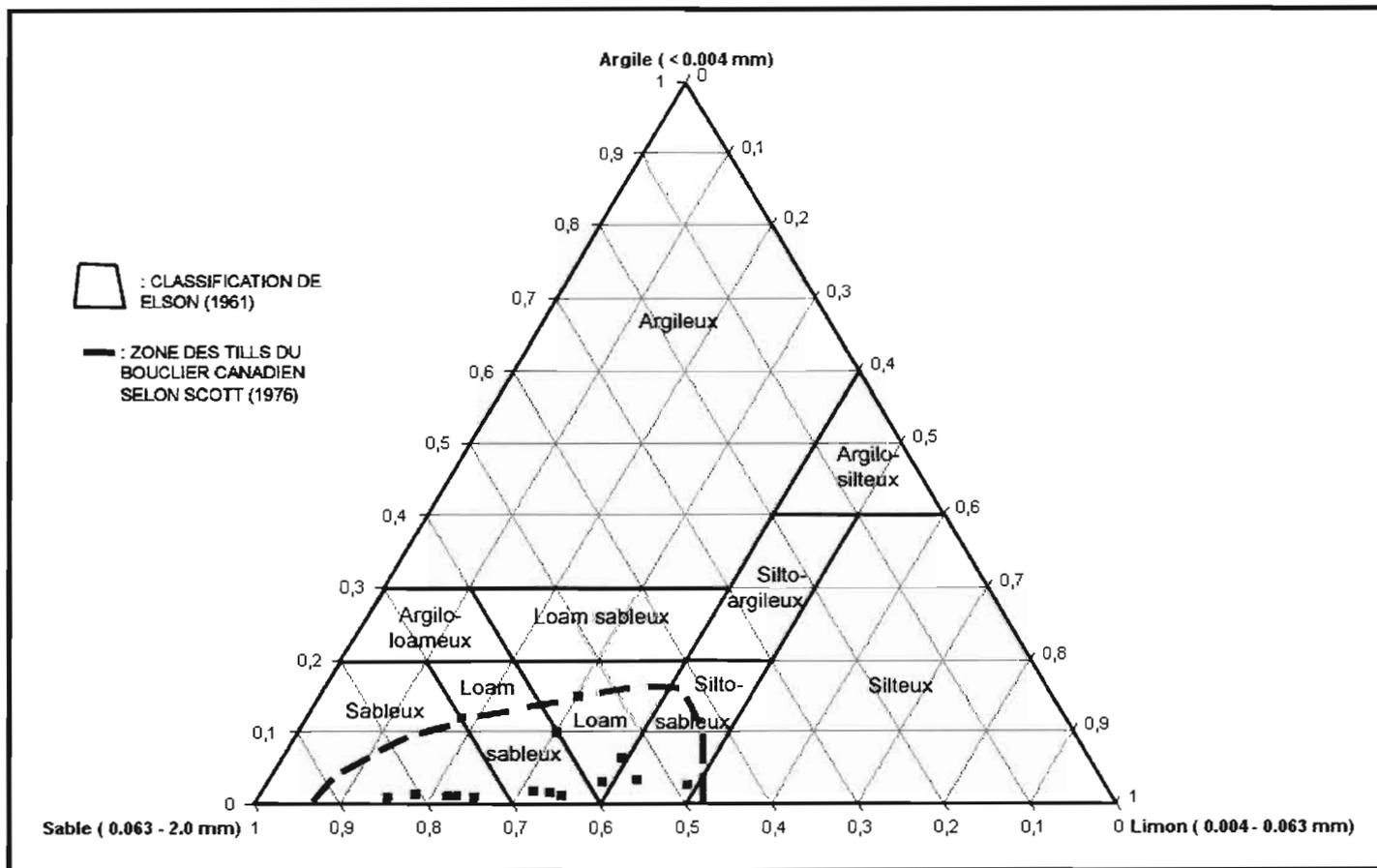


Figure 3.2 Composition granulométrique de la matrice des tills.

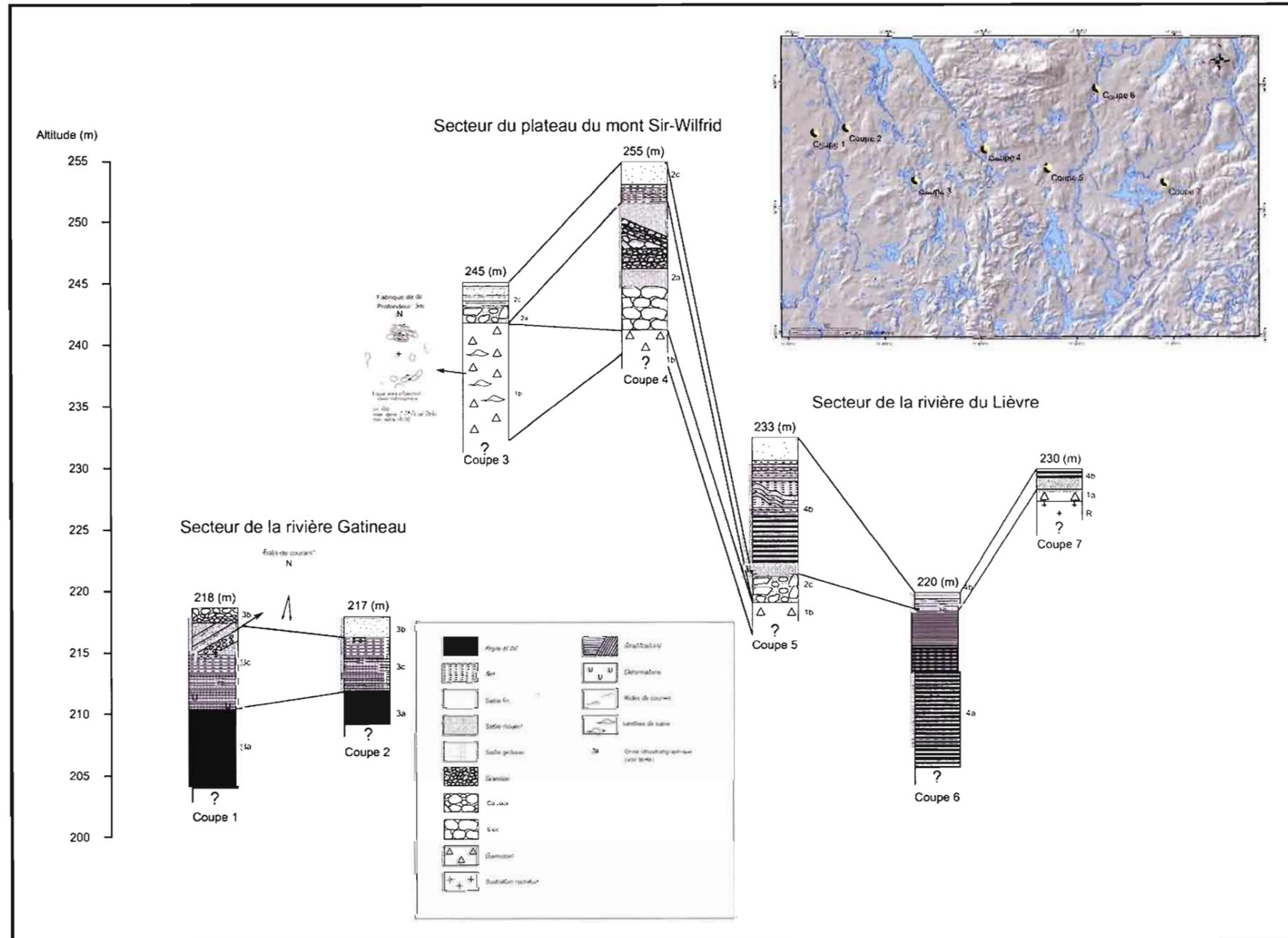


Figure 3.3 Lithostratigraphie des dépôts quaternaires.

qu'il s'agit d'un matériel très peu classé. Le coefficient d'asymétrie (SK) est de -0,19; la distribution granulométrique est donc proche de la symétrie (tableau II). Le coefficient d'angulosité est de 1,26 et traduit une tendance mésokurtique et platikurtique pour l'ensemble des courbes. Localement des lentilles de sables et graviers mieux triées ont été observées. La fraction grossière est constituée essentiellement de fragments de roche précambrienne de formes anguleuses à subanguleuses. Ce faciès de till couvre 42% de la zone d'étude. Il repose en discordance angulaire sur le roc (figure 3.3). Il forme un mince placage sur les versants et sur les sommets des reliefs de la région et est beaucoup plus épais dans le bas des pentes. Sous la limite lacustre, ces sédiments sont plus grossiers et les blocs y sont abondants en surface. Il affleure principalement sur l'ensemble du plateau du Mont Sir-Wilfrid; il a été possible d'observer en coupe des épaisseurs de 3 à 4 mètres dans le secteur de la baie au Sable et des épaisseurs de 5 à 6 mètres dans le secteur du lac Bois Franc.

Il est établi que l'écoulement glaciaire entraîne l'orientation préférentielle soit parallèle, soit transversale, des cailloux allongés logés dans la glace et dans le till sous-glaciaire (Mark, 1974). La plupart des études démontrent aussi que les plans A/B des cailloux sont soit subhorizontaux soit légèrement inclinés vers l'amont glaciaire, de sorte que les fabriques de till peuvent indiquer non seulement la direction mais aussi le sens de l'écoulement glaciaire (Parent, 1990). Dans le cadre des relevés de terrain, nous avons réalisé quelques fabriques de till. L'analyse et l'interprétation des fabriques se sont heurtées à deux difficultés. Premièrement, le type de faciès analysé était très grossier et deuxièmement il était extrêmement difficile de retrouver des cailloux allongés.

Une fabrique a été réalisée à partir de 100 cailloux prélevés à une profondeur de deux mètres dans le till de fond (figure 3.3). Les mesures consistaient à interpréter l'orientation et la plongée de l'axe A et l'axe C (perpendiculaire au plan A-B) des cailloux. Les mesures ont été compilées dans un stéréogramme numérique du logiciel Stereo. Les résultats démontrent un pôle dominant orienté N-S avec un pendage des cailloux vers le nord; soit vers l'amont glaciaire. Un deuxième pôle NO-SE avec des cailloux inclinés vers le SE est également présent. Les deux orientations correspondent à celles des deux principaux mouvements

**Tableau II**  
 Résultats sédimentologiques des échantillons provenant des diverses unités lithostratigraphiques quaternaires de  
 la région de Mont-Laurier.

	Unité lithostratigraphique	Unité cartographique	Granulométrie de la matrice en (< 2 mm) %			Moyenne Graphique Mz (mm)	Coefficient de classement (Écart-Type) $O_i$	Le coefficient d'asymétrie (Skewness) $SK_1$	Le coefficient d'angulosité (Curtosis) $K_2$
			Sable	Limon	Argile				
<b>HOLOCÈNE</b>	<b>SÉDIMENTS ÉOLIENS</b>		93,1	6,57	0,33	0,20	0,98	0,05	1,1
	<b>DÉPÔTS GLACIOLACUSTRES</b>								
	Faciès deltaïque	<b>4C</b>	58,13	37,75	4,12	0,94	2,30	-0,06	1,32
	Faciès littoral et pré-littoral	<b>4B</b>	37,60	52,05	10,35	0,065	0,51	0,18	1,33
	Faciès d'eau profonde	<b>4A</b> Lit hiver	0,05	65,12	34,83	0,0023	1,4	0,12	1,1
		<b>4A</b> Lit d'été	0,4	83,5	16,1	0,0028	1,3	0,03	1,2
	<b>DÉPÔTS GLACIOMARINS ET MARINS</b>								
	Faciès deltaïque	<b>3C</b>	85,05	13,14	1,81	1,53	1,4	-0,12	1,19
	Faciès littoral et pré-littoral	<b>3B</b>	25,10	62,9	12	0,65	0,51	-0,1	1,33
	Faciès d'eau profonde	<b>3A</b>	3,82	76,64	19,54	0,0048	0,49	0,21	1,1
	<b>DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES</b>								
	Proglaciaire	<b>2C</b>	93	6,5	0,5	2,1	1,81	-0,33	1,04

**Tableau II**  
 Résultats sédimentologiques des échantillons provenant des diverses unités lithostratigraphiques quaternaires de  
 la région de Mont-Laurier.

	Unité lithostratigraphique	Unité cartographique	Granulométrie de la matrice en (< 2 mm) %			Moyenne Graphique Mz (mm)	Coefficient de classement (Écart-Type) $O_i$	Le coefficient d'asymétrie (Skewness) $SK_1$	Le coefficient d'angulosité (Curtosis) $K_2$
			Sable	Limon	Argile				
	Juxtaglaciaire	2B	80,65	18,40	0,95	1,30	2,75	-0,45	1,26
		2A							
<b>PLÉISTOCÈNE</b>	TILL								
	Till d'ablation	1B	84,55	13,45	1	1,20	2,93	-0,28	1,30
	Till de fond	1A	77	21,85	1,15	0,71	2,56	-0,19	1,26



**Figure 3.4** Till d'ablation (B) recouvrant le till de fond (A) dans la région de la baie au Sable du réservoir Baskatong. Noter les stratifications grossières dans le till de fond

glaciaires déduits de l'inventaire des formes d'érosion; soit les mouvements vers le S et le SE.

Le till d'ablation se présente comme un diamicton à matrice sableuse, composé de blocs d'origine précambrienne pouvant mesurer jusqu'à 0,5 m de diamètre (figure 3.4). Il se distingue du till de fond par sa matrice moins compacte et plus sableuse (85 % de sable, 14 % de silt et 1 % d'argile), par l'absence de fissilité, son épaisseur plus faible, généralement inférieur à 1 m et par la présence plus abondante de blocs. La moyenne graphique ( $M_z$ ) de la matrice ( $< 2.0$  mm) de ces sédiments est de : 1,20 mm. Le coefficient de classement ( $O_1$ ) est de 2,93. La distribution granulométrique est déviée vers les éléments grossiers ( $SK : -0,28$ ). Localement, à proximité d'affleurement de roches carbonatées, la teneur en carbonate de la fraction fine ( $< 0,063$   $\mu\text{m}$ ) du till atteint 4%. Ailleurs les valeurs sont comprises entre 0,1% et 1,7%, comme c'est le cas pour la plupart des tills échantillonnés sur le Bouclier canadien (Lamothe, 1977). Nous discuterons plus en détail des résultats de la composition lithologique et de la teneur en carbonates des tills dans le chapitre sur la dispersion glaciaire.

### 3.1.2 Les formes

Dans les secteurs où la nappe de till est plus épaisse, elle prend la forme de terrains morainiques fuselés. Ces derniers se présentent sous la forme de drumlins à noyau rocheux et de traînées morainiques derrière un abri (*crag-and-tail*). Les drumlins à noyau rocheux sont souvent groupés et indiquent un écoulement glaciaire selon un axe N-S et NNO-SSE (figure 3.5). Leur taille peut atteindre 1 km de longueur, 500 m de largeur et 7 m de hauteur. Leur formation est liée à la glace en mouvement, par érosion, accumulation simultanée, ou subséquente (Boulton, 1996; Hart, 1997). Dans la région de Mont-Laurier, il a été possible d'y observer, en coupe, des épaisseurs de till pouvant atteindre 2 à 3 mètres. Ces drumlins sont présents dans le secteur du lac Lortie et du lac Trilby (figure 3.6; appendice B).

Les traînées morainiques derrière abri sont également nombreuses dans la zone d'étude (figure 3.7). Les plus longues de la région atteignent presque 750 m de longueur et 400 m de largeur. Ces formes sont produites par effet de placage de till, autour d'un piton de roche,



**Figure 3.5** Vue aérienne du drumlin à noyau rocheux du lac des Sources, Ministère des terres et forêts (Q65152-123).

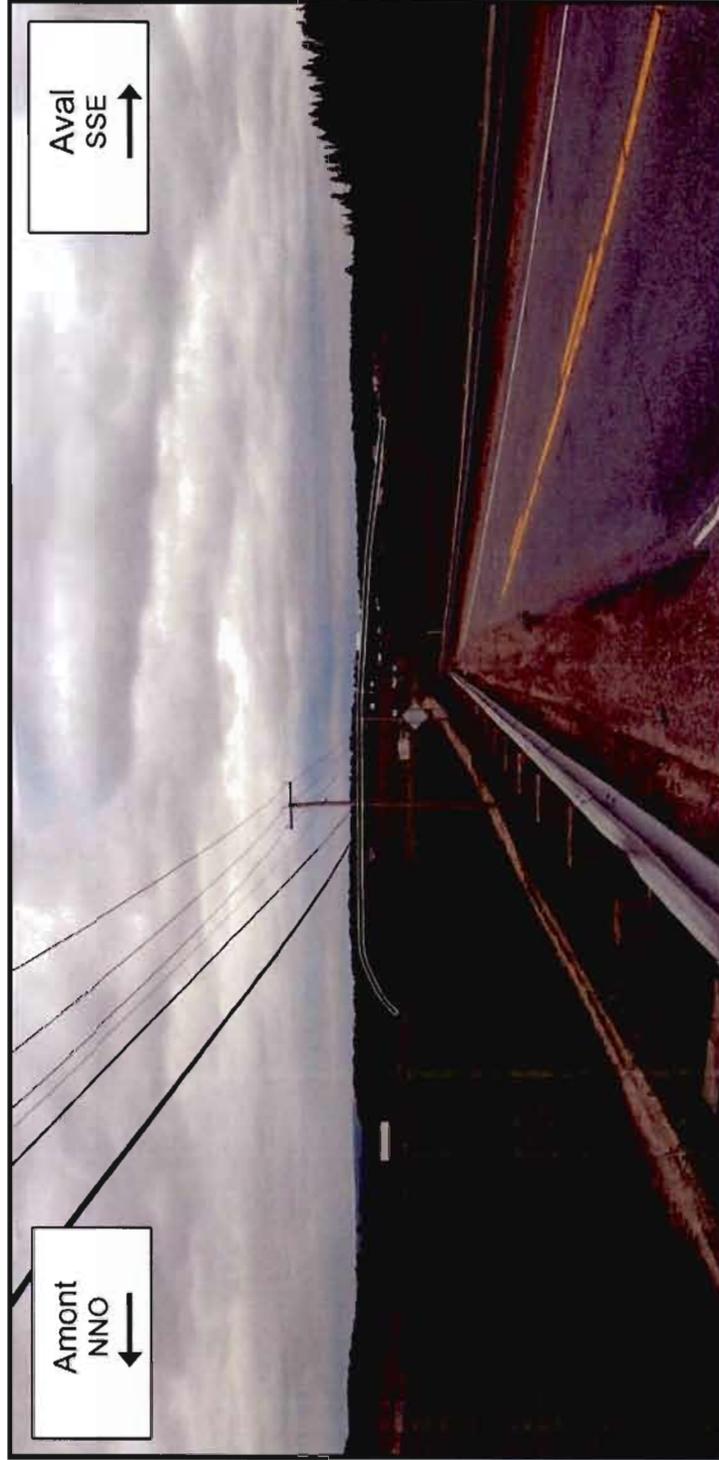


Figure 3.6 Drumlin à noyau rocheux de la région du lac Trilby.



**Figure 3.7** Vue aérienne de traînées de till derrière un abri dans le secteur du lac du Castor Blanc : elles indiquent un écoulement glaciaire en direction du sud. Ministère des terres et forêts (Q66142-20).

vers l'aval de l'écoulement glaciaire (Pagé, 1999). Il est possible d'en observer plusieurs dans le secteur à l'ouest du lac des Sources et au nord du lac du Castor Blanc (figure 1.2; appendice B). Elles indiquent un écoulement glaciaire vers le S et le SSE, soit dans les mêmes directions que celles déduites de l'analyse des formes d'érosion glaciaire.

### 3.2 Les dépôts fluvioglaciaires de contact (2A et 2B) et proglaciaires (2C)

Les dépôts fluvioglaciaires sont mis en place par les eaux de fonte au contact ou à proximité de la glace lors de la déglaciation. Dans le cadre des levés de terrain, il a été possible de différencier deux unités distinctes soit les dépôts fluvioglaciaires de contact (2A et 2B) et les dépôts proglaciaires (2C).

#### 3.2.1 Les dépôts fluvioglaciaires de contact (2A et 2B)

Les dépôts fluvioglaciaires de contact sont assez abondants dans la région de Mont-Laurier et de Grand-Remous mais couvrent une faible superficie soit environ 2 % de la zone d'étude. On retrouve ces unités généralement dans les fonds de vallée et dans les plaines. Ces dépôts sont caractérisés par des alternances de sables, de graviers et de blocs stratifiés. Le régime d'écoulement des eaux de fonte étant très variable, les sédiments y sont triés à divers degrés et la forme des galets et des blocs est subarrondie à arrondie. L'épaisseur maximale observée en coupe est de 15 mètres. La matrice de ces dépôts est grossière; elle se compose d'environ 81% de sable, 18% de silt et 1% d'argile (tableau 1; appendice D). Mis à part quelques exceptions retrouvées dans la vallée de la rivière du Lièvre, ce type de dépôt était observable principalement au-dessus de la limite glaciomarine et glaciolacustre. Les morphologies qui s'y rattachent sont nombreuses et révélatrices de la dynamique glaciaire du retrait de l'Inlandsis laurentidien dans la région.

La valeur de la moyenne graphique ( $M_z$ ) de la matrice de ces dépôts est de 1,30 mm (sable très grossier). Le coefficient de classement est de 2,75; le matériel est donc très peu classé. Le coefficient d'asymétrie est de -0,45; la distribution granulométrique est donc déviée vers les

éléments grossiers. Le coefficient d'angulosité est de 1,26 et traduit une tendance mésokurtique pour l'ensemble des courbes. Localement des lentilles de sables et graviers mieux triées ont été observées.

### 3.2.1.1 Les formes

La mise en place de ces sédiments fluvioglaciaires de contact s'effectue dans des conditions de sédimentation très active par les eaux de fusion à la base et au front de la glace (Benn et Evans, 1998). Ces dépôts prennent la forme d'eskers, de moraines, de kames ou de terrasses de kames.

#### 3.2.1.1.1 Les eskers (2A)

Les eskers sont très nombreux sur l'ensemble de la zone d'étude. Ils sont filiformes et sinueux et associés aux épandages fluvioglaciaires. Les principaux eskers de la région sont localisés à l'ouest de la rivière du Lièvre, dans les corridors fluvioglaciaires de la baie Philomène et de la baie aux Sables du réservoir Baskatong, au sud du lac Pope et à l'est du lac du Castor Blanc (figure 1.2; appendice B). Les eskers qui serpentent le long de la rivière du Lièvre sont parfois enfouis sous des dépôts glaciolacustres ou remaniés en surface par les vagues reliées au paléolac qui recouvrait cette vallée.

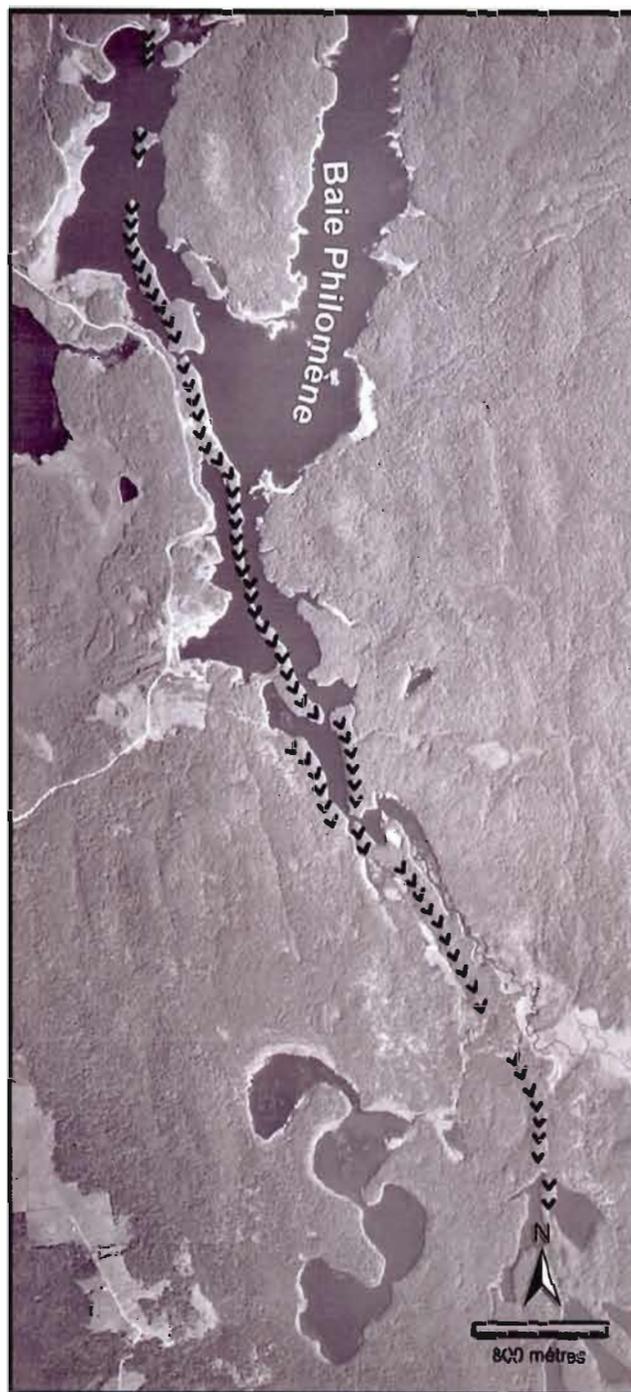
Sur les photographies aériennes, le remaniement prend la forme de petites crêtes de plage sur la partie sommitale des eskers. Ces eskers ont été considérablement exploités depuis une trentaine d'années afin de construire les routes de la région, cependant il est encore possible d'en observer plusieurs tronçons isolés (figure 3.8).

Sur le plateau du Mont Sir-Wilfrid, deux longs corridors fluvioglaciaires parallèles s'étendent sur 20 km soit de la baie des Sables et de la baie Philomène du réservoir Baskatong (figure 1.2; appendice B) jusque dans les régions des lacs Jammer et du Bois Franc, au sud. Ces eskers n'ont pas subi de remaniement par les plans d'eau postglaciaires et leur altitude moyenne dépasse 300 m (figure 3.9). Leur orientation est généralement NO-SE et parallèle

aux structures géologiques. Ils suivent donc les dépressions du relief et semblent témoigner de l'épaisseur réduite de la glace au moment de leur formation. Ils peuvent aussi se présenter sous la forme d'eskers perlés. Ils n'ont pas subi de modification par les plans d'eau postglaciaires. Ces eskers sont de tailles considérables. Ils peuvent atteindre jusqu'à 10 mètres de hauteur et jusqu'à 20 kilomètres de longueur. Dans certains cas, il a été possible d'observer des déformations internes dans les eskers. Ces déformations sont la résultante de la fonte retardée de glace à même la structure des eskers ou de la perte du support de la glace (Benn et Evans, 1998; figure 3.10). Localement, des deltas sont rattachés à ces eskers; ils peuvent atteindre des hauteurs de 6 à 7 m. La présence de ces deltas dénotent la proximité de petits plans d'eau juxtaglaciaires créés lors de la décrépitude de l'inlandsis.



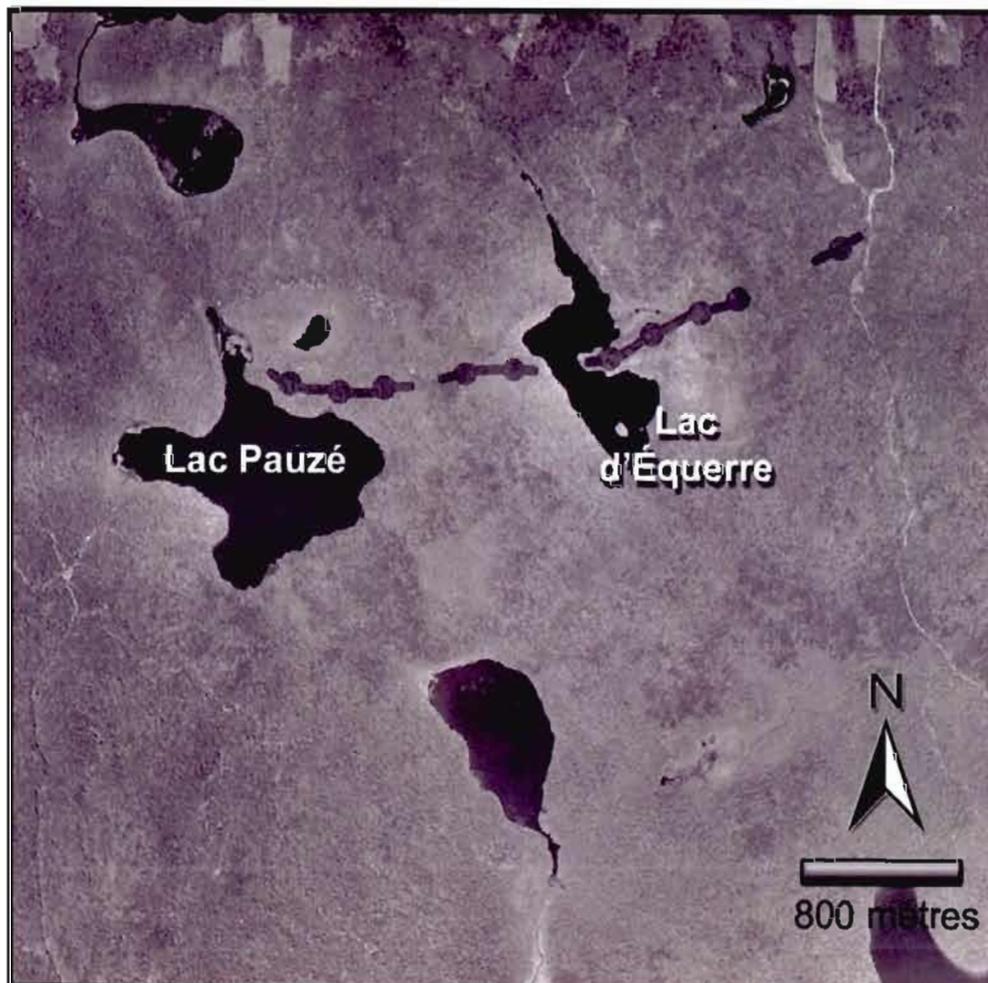
**Figure 3.8** Esker localisé à proximité de la ville de Mont-Laurier, à l'ouest de la rivière du Lièvre.



**Figure 3.9** Vue aérienne du train d'esker du secteur de la baie Philomène du réservoir Baskatong, Ministère des terres et forêts (Q66197-177).



**Figure 3.10** Déformations à l'intérieur d'un esker situé à proximité du lac Gatineau.



**Figure 3.11** Vue aérienne de moraines frontales situées entre le lac Pauzé et le lac d'Équerre, Ministère des terres et forêts ( Q66140-248).

### 3.2.1.1.2 Les moraines (2B)

Les principales moraines sont localisées au sud de la ville de Mont-Laurier à proximité de la rivière du Lièvre. Ces segments s'étendent sur environ 1 kilomètre et leur largeur maximale est d'environ 200 mètres. Les dépôts fluvioglaciaires de contact de type morainique forment des bourrelets disposés parallèlement au front glaciaire soit généralement selon un axe E-O. La présence d'eskers et de kettles à proximité témoigne d'une mise en place au contact du front glaciaire. Dans certain cas, leurs formes peuvent aussi résulter d'un contrôle topographique (Benn et Evans, 1998).

Il est possible d'observer des segments morainiques dans le secteur du lac Pauzé et du lac d'Équerre. Ils sont orientés E-O et le principal bourrelet se situe entre le lac Pauzé et le lac d'Équerre (figure 3.11; appendice B). Sa hauteur est en moyenne de 4 mètres et est observable sur quelques tronçons de moins d'un kilomètre chacun. Ces bourrelets sont composés d'un diamicton de blocs et de galets hétérométriques dans une matrice sableuse.

### 3.2.1.1.3 Les kames et les terrasses de kames (2B)

Les kames observées forment des petites buttes isolées au sommet souvent tabulaire. Elles sont localisées à proximité des eskers et des kettles du lac Pope (figure 1.2; appendice B), à l'intérieur des dépressions du socle rocheux. Les principales terrasses de kame observées sont localisées à proximité du lac aux Barges, du lac Pope et à l'est de la baie au Sables du réservoir Baskatong (figure 1.2; appendice B). Elles sont formées de sables et graviers et montrent des structures d'effondrements suite à la fonte du support de glace (figure 3.12).

### 3.2.2 Les dépôts proglaciaires (2C)

Ces dépôts fluvioglaciaires couvrent 13% de la zone d'étude et peuvent s'étendre sur plusieurs dizaines de kilomètres carrés. Ils se situent à une altitude supérieure à celle atteinte par les eaux glaciomarines et glaciolacutres. Ils sont composés de sables, graviers et blocs



**Figure 3.12** Vue aérienne de la terrasse de kame du secteur du lac aux Barges, Ministère des terres et forêts (Q65152-122).

stratifiés, formant des plaines d'épandage. Les sédiments y sont triés à divers degrés et la forme des galets et des blocs est subarrondie à arrondie. Ces unités se sont mises en place dans des cours d'eau de type fluvial (chenaux anastomosés) extérieurs au glacier et dans des environnements de sédimentation sous-aquatiques (épandages sous-aquatiques; pour les secteurs ayant connu l'épisode glaciolacustre), lors de la déglaciation. L'épaisseur de ces dépôts peut atteindre 5 mètres. La granulométrie de la matrice des sédiments proglaciaires est grossière et se compose d'environ 93% de sable, 6,5% de silt et 0,5% d'argile (tableau I). La valeur de la moyenne graphique ( $M_z$ ) est de 2,10 mm (sable très grossier). Le coefficient de classement est de 1,81; le matériel est donc très peu classé. Le coefficient d'asymétrie est de -0,33; la distribution granulométrique est donc déviée vers les éléments grossiers. Le coefficient d'angulosité est de 1,04 et les courbes sont essentiellement platykurtiques (tableau II). Localement des lentilles de sables et graviers mieux triés ont été observées.

Ces dépôts sont localisés sur le plateau du mont Sir Wilfrid et principalement dans la région de la baie aux Sables, du lac Pope et du lac Paradis, où ils forment de vastes plaines d'épandage. Le granoclassement est de type normal soit une décroissance de l'énergie vers le haut des coupes. De plus, en surface, ces plaines d'épandage sont parfois parsemées de kettles, de chenaux abandonnés ou recouvertes localement de dunes.

### 3.3 Les dépôts glaciomarins et marins (3A, 3B et 3C)

La vallée de la rivière Gatineau et la vallée de la rivière du Lièvre présentent des environnements de sédimentation différents. Comme nous le verrons dans le chapitre sur la paléogéographie, il est probable que la première ait été occupée par un plan d'eau associé à la Mer de Champlain alors que la seconde, aurait été noyée par les eaux d'un lac proglaciaire. Nous décrivons ici, les caractéristiques sédimentologiques des dépôts de chacun de ces environnements de sédimentation.

Dans la vallée de la rivière Gatineau, la surface totale des dépôts glaciomarins et marins est estimée à 10% de la zone étudiée. Il est à noter qu'aucune coquille marine n'a été observée dans ces sédiments. De plus, une observation des cartes topographiques et des modélisations

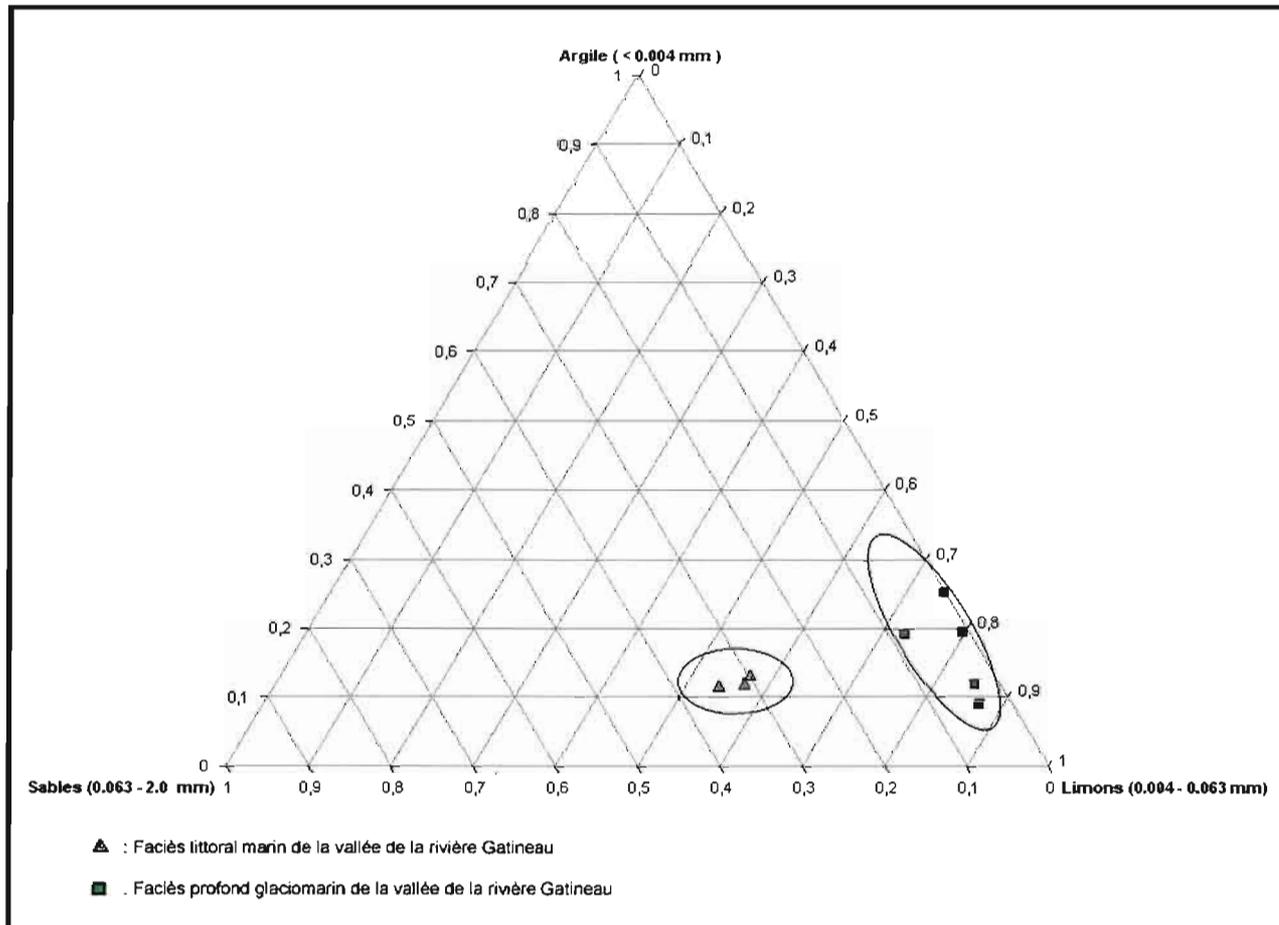


Figure 3.13 Composition granulométrique des faciès glaciomarins profonds, littoraux et pré littoraux qui recouvrent la vallée de la rivière Gatineau.



**Figure 3.14** À la base, unité de silt massif (A) mise en place en eau profonde, surmontée par une unité de silt stratifié (B) d'origine sublittoral ou pré-littoral, et au sommet, par des unités sableuses (C) associées au domaine littoral. Ces unités sont reliées au plan d'eau glaciomarin et marin qui aurait envahi la vallée de la rivière Gatineau, suite à la déglaciation.

réalisées à partir de DEM (digital model elevation) ont permis de constater que ce bassin sédimentaire post-glaciaire aurait eu une extension beaucoup plus importante vers l'ouest. Dans le cadre de ce travail de recherche, seul le littoral est de ce plan d'eau a pu être étudié.

### 3.3.1 Les dépôts glaciomarins et marins d'eau profondes (3A)

Les sédiments associés au faciès d'eau profonde sont constitués de silts et d'argiles marins massifs d'une épaisseur variant entre 3 à 8 m. La granulométrie de ces dépôts est de 19,5% d'argile, 76,6% de silts et de 3,8% de sable (figures 3.13 et 3.14; appendice D). La couverture de cette unité est de 6 % pour l'ensemble du territoire étudié. Les échantillons des dépôts glaciomarins et marins d'eau profonde sont très fins ( $M_z$  : 0,0048 mm). C'est un matériel bien classé et la courbe granulométrique est leptokurtique et déviée vers les éléments fins ( $SK$  : 0,21). Dans les unités sommitales, il est possible d'observer la présence sporadique de galets de délestage dans des lits sableux. L'altitude maximale observée pour ces dépôts est de 210 m.

### 3.3.2 Les dépôts glaciomarins et marins littoraux et pré-littoraux (3B)

Les sédiments associés au faciès littoraux et pré-littoraux sont composés de sables et gravillons ou de silt stratifiés mis en place lors de la régression marine. Ils couvrent environ 3% de la superficie de la zone d'étude. La granulométrie de ces dépôts est de 25,1% de sable, 62,9% de silts et de 12% d'argile (figure 3.13; appendice D). La moyenne graphique ( $M_z$ ) est de 0,65 mm et le coefficient de classement ( $O_1$ ) est de 0,51. La répartition granulométrique est leptokurtique ( $K_g$  : 1,33) et légèrement déviée vers les éléments grossiers ( $SK$  : -0,1). Les faciès littoraux forment des cordons littoraux et des petites plages, notamment dans les zones où le till a été délavé de ses particules fines. Dans le cas plus spécifique des environnements pré-littoraux, les unités de silt sableux stratifiés forment des placages irréguliers (figure 3.14). L'épaisseur de ces dépôts varie entre 1 à 2 mètres. L'altitude maximale des dépôts littoraux est de 235 m.





**Figure 3.16** Structure interne du delta situé à l'est du lac Darby: B, lits deltaïques sommitaux; A, lits deltaïques frontaux.

### 3.3.3 Les dépôts glaciomarins et marins deltaïques (3C)

Les sédiments deltaïques associés à cet environnement sédimentaire sont constitués de silts, de sables et graviers stratifiés formant des accumulations tabulaires. Cette unité couvre moins de 1% de la superficie totale de la zone à l'étude. Ces sédiments ont été mis en place par les eaux de fonte glaciaire ou déposés à l'embouchure des rivières lors de la régression du plan d'eau marin. En coupe, les sédiments observés pouvaient atteindre des épaisseurs allant jusqu'à 10 mètres. La valeur de la moyenne graphique ( $M_z$ ) est de 1,53 mm (sable grossier). Le coefficient de classement est de 1,4; le matériel est donc très peu classé. Le coefficient d'asymétrie est de -0,12; la distribution granulométrique est donc déviée vers les éléments grossiers. Le coefficient d'angulosité est de 1,19 et les courbes sont essentiellement leptokurtique (tableau II).

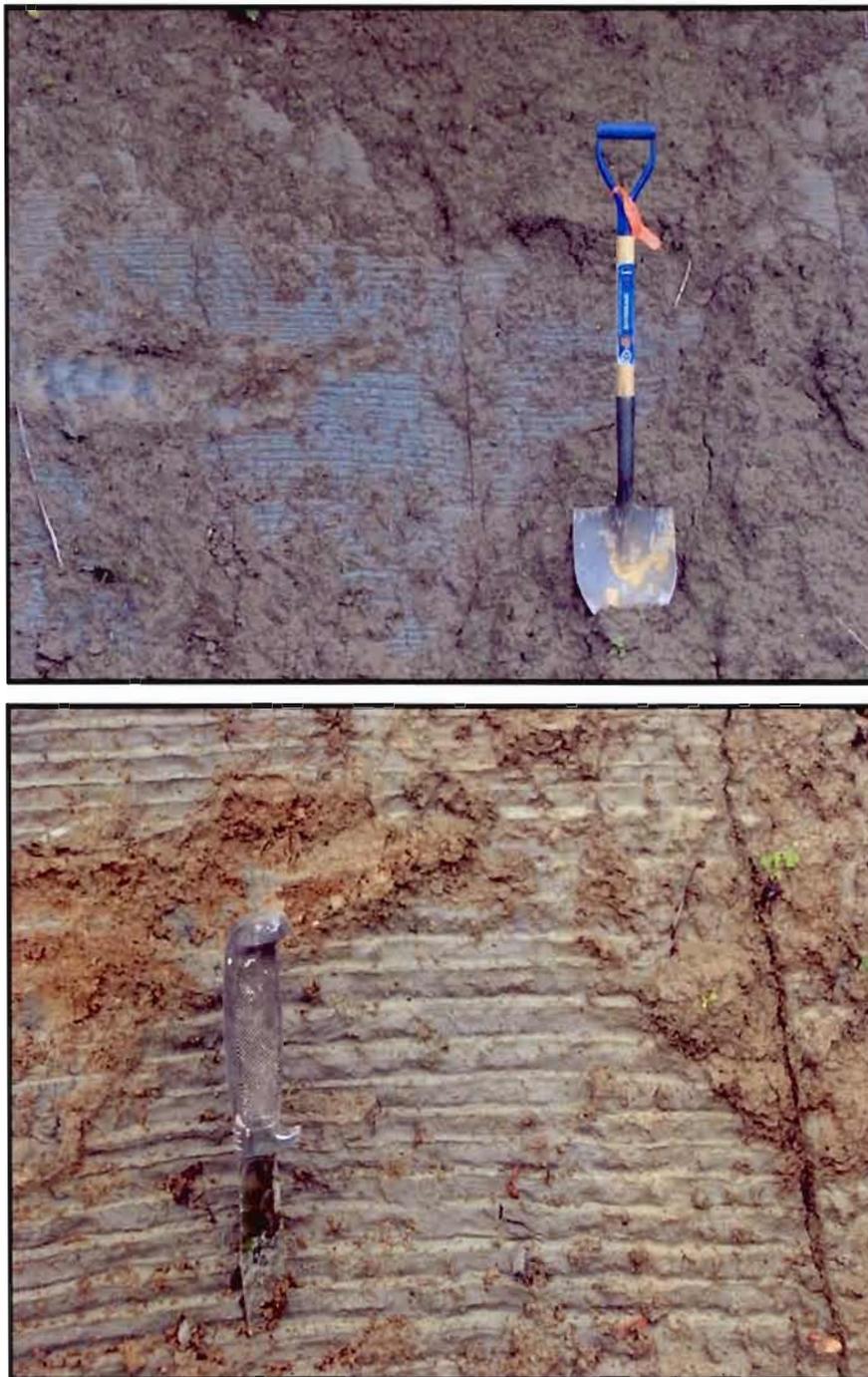
Localement, comme dans le delta situé à l'est de Grand-Remous (altitude 218 m) et en partie, dans celui à l'ouest du lac Darby (altitude 224 m) on peut classer les lits deltaïques, en lits sommitaux, frontaux et basaux (figure 3.15 et 3.16). Des mesures de paléocourants dans les lits obliques des rides de courant observées dans les lits frontaux du delta de la région de Grand-Remous, indiquent un écoulement des eaux en direction du sud.

### 3.4 Les dépôts glaciolacustres (4A, 4B et 4C)

Les dépôts associés à la présence d'un paléolac dans la vallée de la rivière du Lièvre ont été subdivisés en trois milieux de sédimentation : profond, pré-littoral et littoral, et deltaïque:

#### 3.4.1 Les dépôts glaciolacustres d'eau profonde (4A)

Les dépôts associés au faciès glaciolacustre d'eau profonde se présentent comme des rythmites qui présentent des caractéristiques sédimentaires des varves. Ces unités forment des surfaces tabulaires disséquées par le ravinement. Ils couvrent 8 % de la superficie à l'étude. En coupe, il a été possible d'observer des épaisseurs pouvant atteindre 7 mètres. Les dépôts glaciolacustres d'eau profonde observés présentent une alternance régulière de lits de silts et



**Figure 3.17** Rythmites (varves) localisées à l'ouest de la rivière du Lièvre et au sud de Ferme-Neuve.

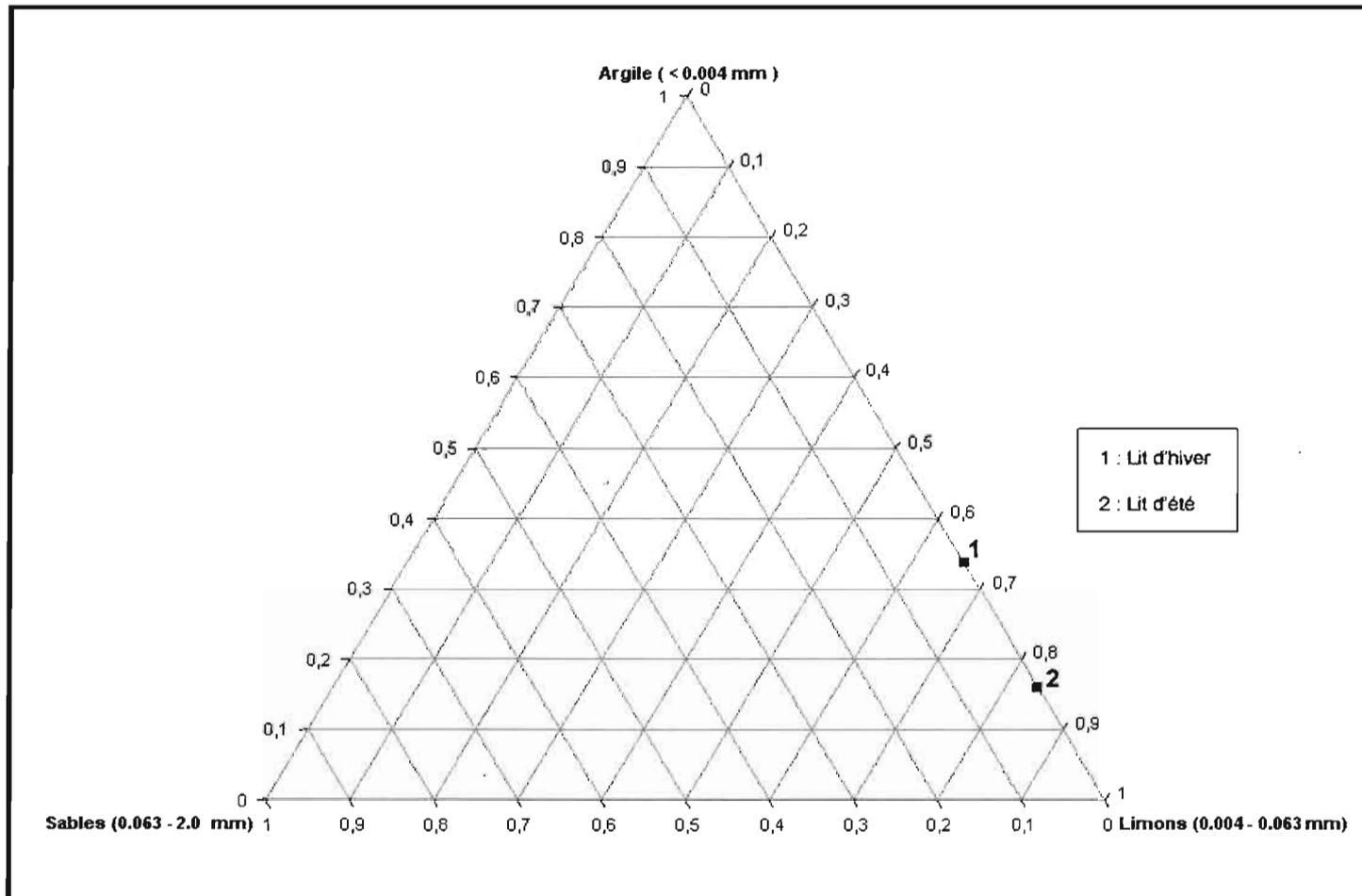


Figure 3.18 Composition granulométrique des rythmites (varves) retrouvées dans la vallée de la rivière du Lièvre.

de lits d'argiles (figure 3.17). Selon l'hypothèse d'une mise en place annuelle pour chaque couplet, les lits foncés représenteraient des lits d'hiver soit une sédimentation passive liée à la décantation de sédiments lorsque les eaux du paléolac étaient recouvertes de glace; alors que la sédimentation des lits pâles serait liée aux saisons estivales et leur mise en place serait associée à des courants de turbidité provenant du fond du paléolac (Reineck et Singh, 1980).

A la base, les varves ont une épaisseur de 2,1 cm (1,5 cm pour les lits d'hiver et 0,6 cm pour les lits d'été) alors qu'au sommet, elles ont une épaisseur de 0,9 cm (0,6 cm pour les lits d'hiver et 0,3 cm pour les lits d'été). La diminution de l'épaisseur des varves vers le haut des séquences est interprétée comme un indice du recul de la marge glaciaire. Ces varves ont des concentrations d'argile de 34,8% pour les lits d'hiver et 16,1 % pour les lits d'été (figure 3.18; appendice D). La moyenne graphique inclusive a une valeur de 0,0023 mm pour les lits d'hiver et une valeur de 0,0028 mm pour les lits d'été. Les couches hivernales des varves sont pauvrement classées ( $O_1$ : 1,4 ; couches hivernales et  $O_1$ : 1,3 ; couches estivales). Leur distribution moyenne est mésokurtique ( $K_g$ : 1,1; couches hivernales et  $K_g$ : 1,2 ; couches estivales) et légèrement déviée vers les particules fines (SK : 0,03; couches hivernales et SK : 0,12 ; couches estivales). Ces rythmites s'apparentent ainsi à certaines varves observées par Daigneault et Prichonnet (1988) et Veillette (1996) dans les lacs Barlow et Ojibway, dans la région de l'Abitibi-Témiscamingue. La structure de rythmites est horizontale et aucune déformation n'a été observée. Les contacts observés entre les lits d'hiver et les lits d'été sont différents. Le contact entre les lits d'hiver et les lits d'été est progressif alors que celui entre les lits d'été et les lits d'hiver est graduel. La teneur en carbonate des varves est très faible (<1%) malgré une granulométrie (silt) favorable à l'abondance des carbonates (Dreimanis, 1962). L'absence de source significative dans la région peut expliquer ces faibles teneurs.

Localement, on observe des concrétions dans ces varves (figure 3.19). Il s'agit de concrétions de formes sphériques qui mesurent en moyenne 6 cm de diamètre. Contrairement aux concrétions que l'on retrouve dans le SE du Québec, elles ne sont pas totalement consolidées. Les concrétions ne réagissent pas à l'acide chlorhydrique (HCL) donc elles ne sont pas constituées de carbonate de calcium ( $CaCO_3$ ). Elles se sont probablement formées par la sédimentation d'argile et de silt autour des racines soit des noyaux d'origine organique

(Foucault et Raoult, 2001). La présence de concrétions dans ces unités est assez typique des varves distales. D'ailleurs, il est possible d'en trouver des semblables dans les varves du Témiscamingue (Veillette, 1996).

Au total, environ 350 couplets (lit pâle - lit foncé) ont été comptés en intégrant les données des diverses coupes analysées. En tenant compte de l'hypothèse d'une mise en place annuelle pour chacun de ces couplets, cet environnement de sédimentation pourrait avoir existé durant 350 ans. Cependant, des données de forage, du système d'information hydrogéologique du Ministère du Développement durable de l'Environnement et des Parcs, indiquent des épaisseurs assez importantes d'argile sous la surface (20 mètres) et pourraient indiquer que l'existence de ce paléolac a été beaucoup plus longue.



**Figure 3.19** Concrétions sphériques dans des rythmites (varves) situées au sud de Ferme-Neuve.

#### 3.4.2 Sédiments glaciolacustres littoraux et pré-littoraux (4B)

Les sédiments littoraux et pré-littoraux se présentent comme des sables, des sables silteux stratifiés (figure 3.20), des graviers sableux et des blocs formant une surface tabulaire ou des

cordons littoraux recouvrant les unités lithostratigraphiques antérieures (figure 3.21). Ces sédiments ont une moyenne graphique de  $(M_z) 0,065$  mm. Dans l'ensemble, ils sont pauvrement classés ( $O_t : 0,98$ ). Leur distribution granulométrique est légèrement déviée vers les éléments fins ( $SK : 0,18$ ) et leptokurtique ( $K_g : 1,33$ ). Cette unité couvre environ 2% de la superficie étudiée. Leur mise en place est directement liée à l'abaissement des eaux glaciolacustres. Leur altitude maximale est d'environ 255 m et les épaisseurs observées varient de 1 à 4 m.

### 3.4.3 Sédiments glaciolacustres deltaïques (4C)

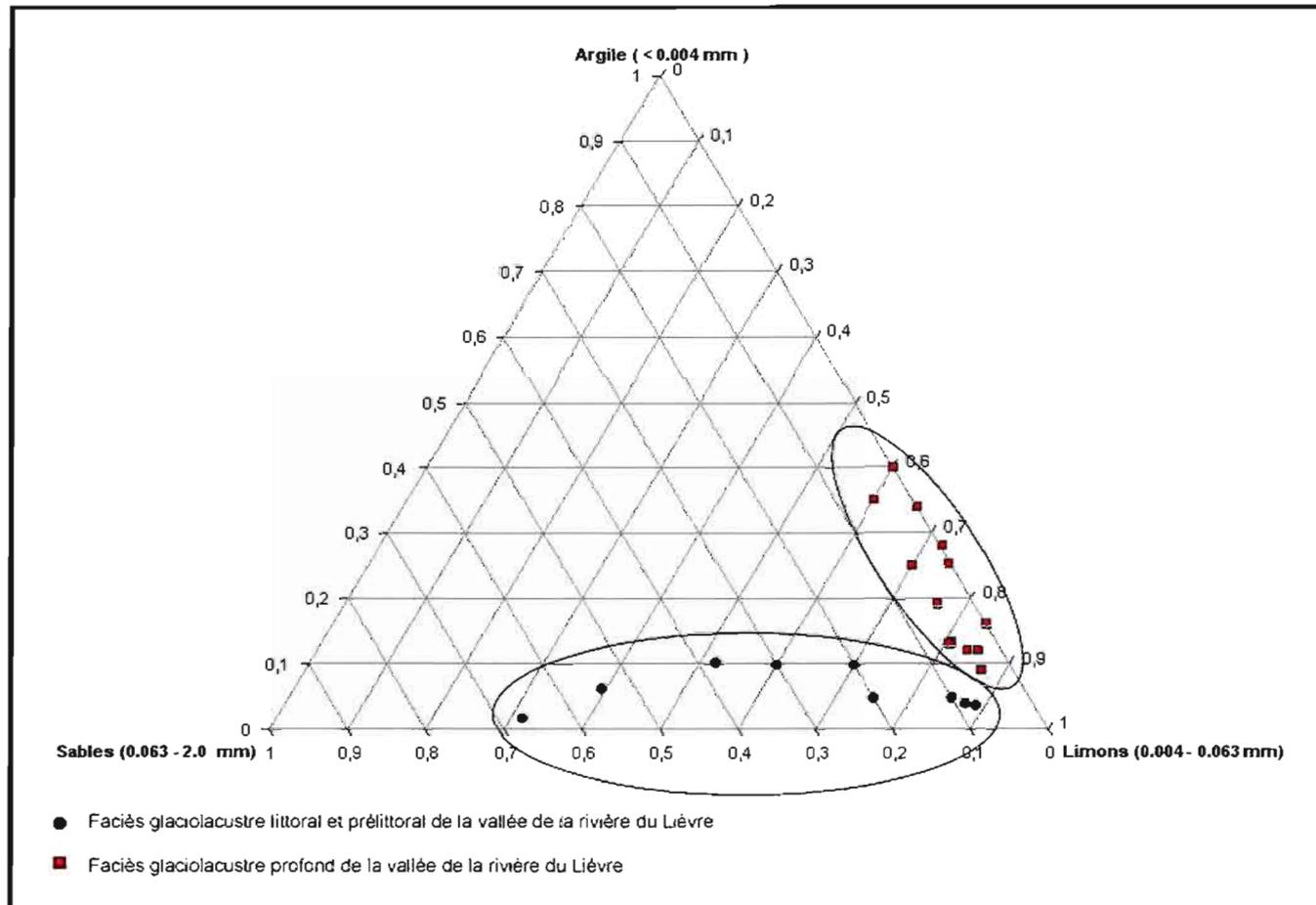
Les dépôts associés aux sédiments deltaïques du lac proglaciaire se présentent comme des sables grossiers et des sables graveleux formant des accumulations tabulaires parfois marquées de chenaux. Ces deltas ont été mis en place à l'embouchure des cours d'eau qui se déversaient dans le lac proglaciaire. L'épaisseur maximale de ces dépôts est d'environ 10 m. La valeur de la moyenne graphique  $(M_z)$  est de 0,94 mm (sable grossier). Le coefficient de classement est de 2,30; le matériel est donc très peu classé. Le coefficient d'asymétrie est de -0,06; la distribution granulométrique est donc déviée vers les éléments grossiers. Le coefficient d'angulosité est de 1,32 et les courbes sont essentiellement leptokurtiques (tableau II). Ces dépôts ont été observés dans une seule zone, soit au sud du lac Gauvin et couvre donc, moins de 1% de la région étudiée. L'altitude de ce delta est de 240 m. On estime, compte-tenu de l'étendue probable couverte par ce paléolac, que les principaux deltas qui lui sont associés sont situés au dehors de la zone étudiée, soit au nord ou au sud.

### 3.5 Les dépôts alluviaux (5)

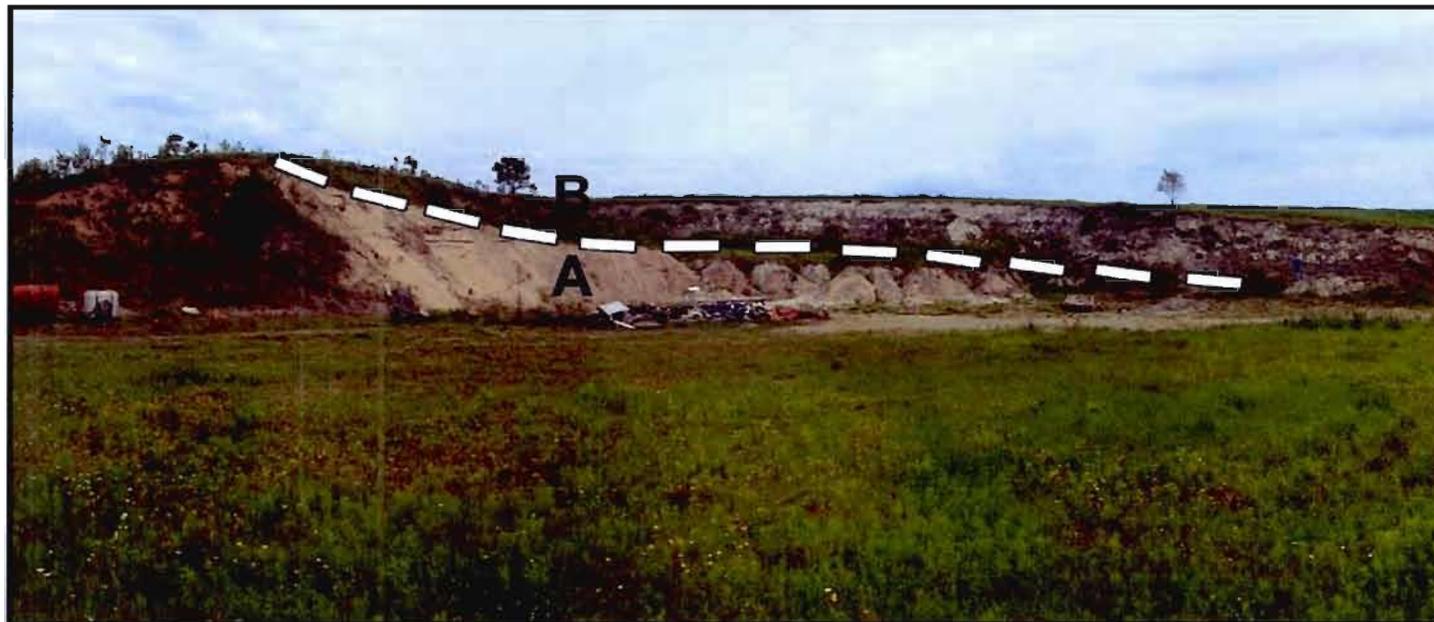
Les dépôts alluviaux sont composés de sable et gravier stratifiés. Ils ont été mis en place dans les plaines alluviales actuelles ou récentes. Les accumulations sont de formes tabulaires. La superficie couverte par cette unité est inférieure à 1% pour l'ensemble du territoire étudié. L'épaisseur de ces dépôts est inférieure à 3 mètres.

### 3.6 Les dépôts organiques (6)

Les dépôts organiques sont essentiellement des accumulations de tourbes et de débris végétaux. Ils se retrouvent généralement dans des zones mal drainées. Ils couvrent environ 4% du territoire à l'étude. Ils sont très abondants dans le secteur de la rivière Gatineau et se recouvrent généralement le till. L'épaisseur de cette unité est inférieure à 0,5 m.



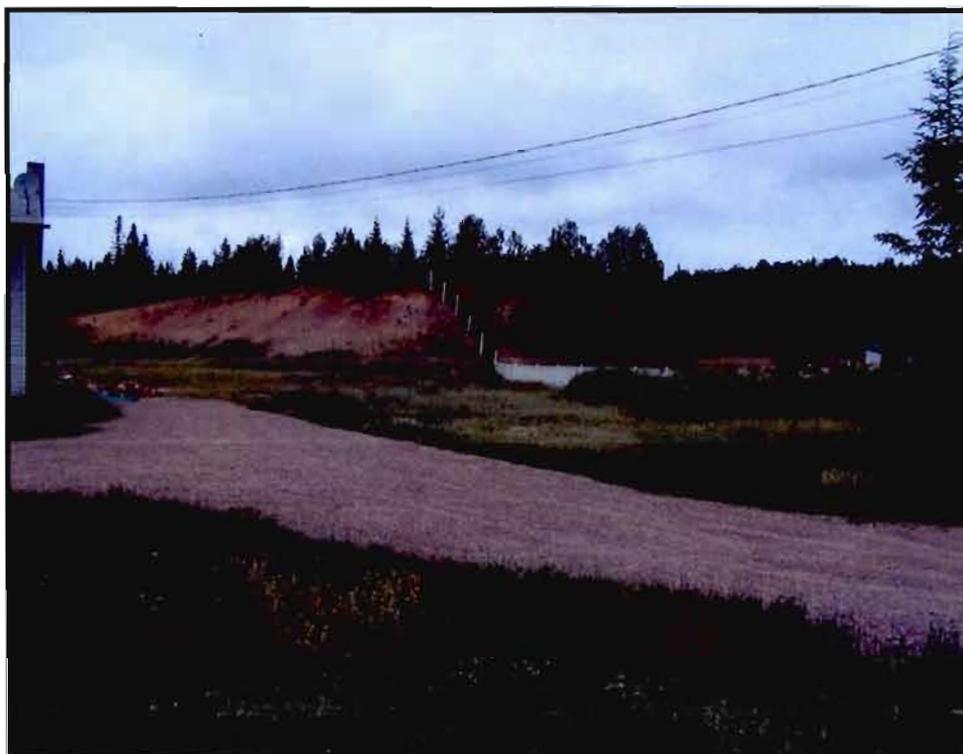
**Figure 3.20** Composition granulométrique des faciès profonds, littoraux et pré littoraux qui recouvraient la vallée de la rivière du Lièvre.



**Figure 3.21** Superposition des dépôts glaciolacustres de type pré littoral (B) sur des dépôts d'épandage sous-aquatique (fluvioglaciaires; A). Secteur à l'ouest de la ville de Mont-laurier.

### 3.7 Les dépôts éoliens

Nous avons observé des sédiments éoliens de dunes dans les zones de dépôts fluvioglaciaires de type proglaciaire. Ils se présentent sous la forme de petites dunes paraboliques orientées NE-SO. Certaines d'entre elles sont assez mal développées. Elles sont localisées à l'ouest de la ville de Mont-Laurier et au sud de Saint-Jean-sur-Lac (figure 1.1 ; figure 3.22 et appendice B). Ces sédiments éoliens ont été édifiés par les vents adiabatiques venant du NO après le retrait des glaces et probablement avant la colonisation végétale de la région. Elles sont composées essentiellement de sable très fin ( $M_z : 0,20 \text{ mm}$ ; figure 3.22). C'est un matériel bien classé ( $O_1 : 0,98$ ) ce qui traduit un bon transport. La distribution granulométrique est légèrement déviée vers les éléments fins ( $SK : 0,05$ ) et leptokurtiques ( $K_g : 1,1$ ), ce qui est normal pour un sédiment éolien. Elles ont de 5 à 10 m de largeur, de 0,5 à 3 m de hauteur et atteignent parfois 50 m de longueur (figure 3.23 ; appendice D).



**Figure 3.22** Dune édifiée sur des dépôts fluvioglaciaires proglaciaires dans le secteur du lac Paradis.

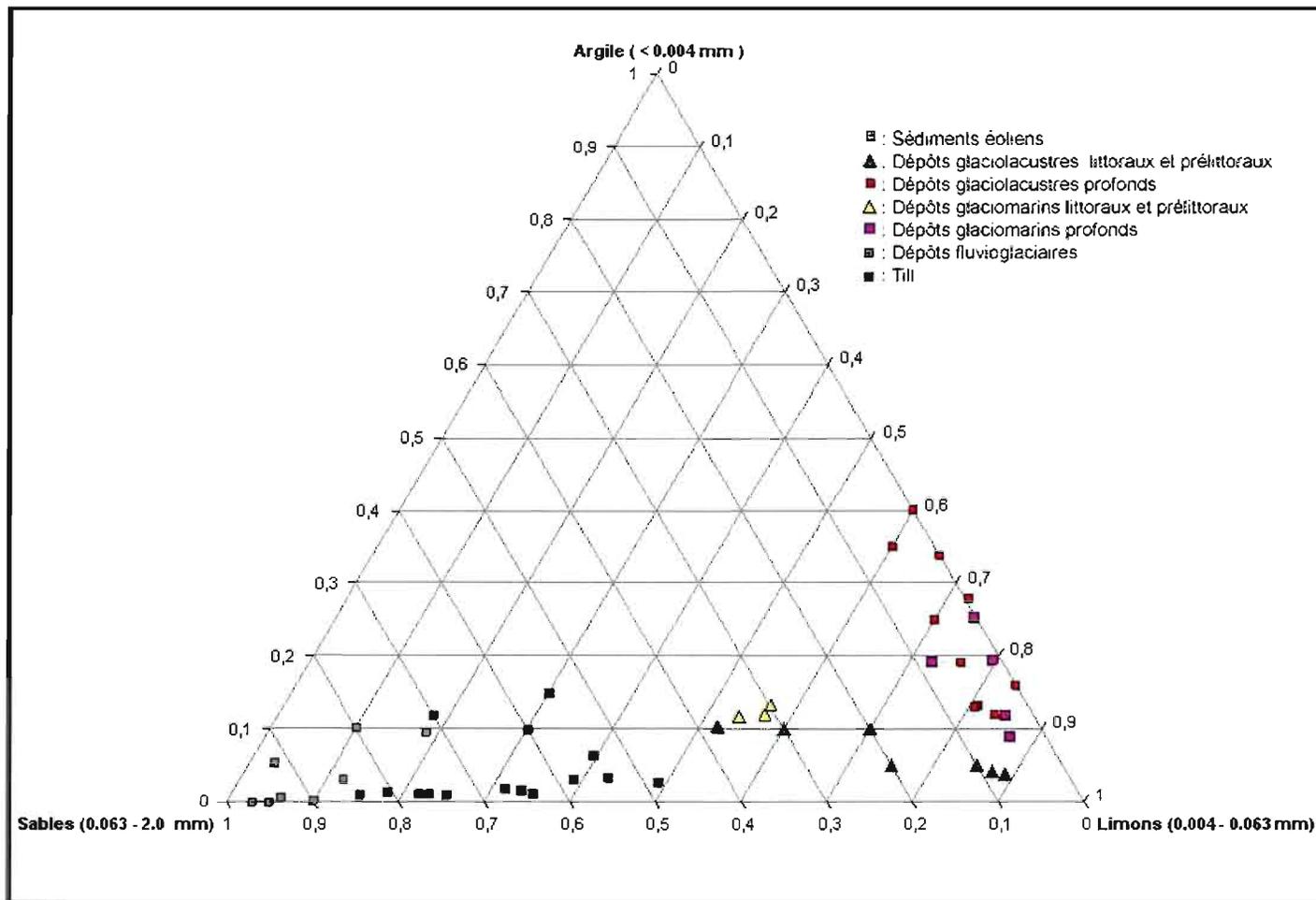


Figure 3.23 Composition granulométrique des unités lithostratigraphiques des dépôts quaternaires de la zone d'étude.

## CHAPITRE IV

### COMPOSITION GÉOCHIMIQUE ET LITHOLOGIQUE DU TILL ET TRANSPORT GLACIAIRE: LE CAS DE LA DISPERSION GLACIAIRE DES DÉBRIS CARBONATÉS DE LA RÉGION DE LAC-DES-ÉCORCES

#### 4.1 Objectifs

Ce chapitre a pour but de caractériser le transport glaciaire, principalement sa direction, à partir de la composition géochimique du till et de comparer les résultats obtenus avec ceux provenant de l'inventaire des formes d'érosion et d'accumulation. Comme l'ont démontré de nombreux auteurs (Dilabio, 1981; Shilts, 1981; Daigneault, 1997 ; Veillette, 1996), de telles études sont très utiles pour les travaux de prospection glacio-sédimentaire.

#### 4.2 Localisation et description de la zone minéralisée

Dans la région de Lac-des-Écorces et du lac Malpic, on peut observer des affleurements de marbre de type calcitique et dolomitique (figure 4.1; Lacoste, 2001). Cette roche est caractérisée par sa couleur blanchâtre laiteuse et sa réaction au HCl (figure 4.2). Ces affleurements de marbres, associés à la Ceinture centrale des métasédiments de la Province de Grenville décrite par Wynne Edwards (1972), forment une bande curviligne de 6 km de longueur par 0,4 km de largeur, orientée selon un axe NO-SE, à l'intérieur d'une zone dominée par les paragneiss et la monzonite (figure 4.1). La disposition spatiale de cette bande de marbre, à peu près perpendiculaire à la direction d'écoulement glaciaire déterminée par

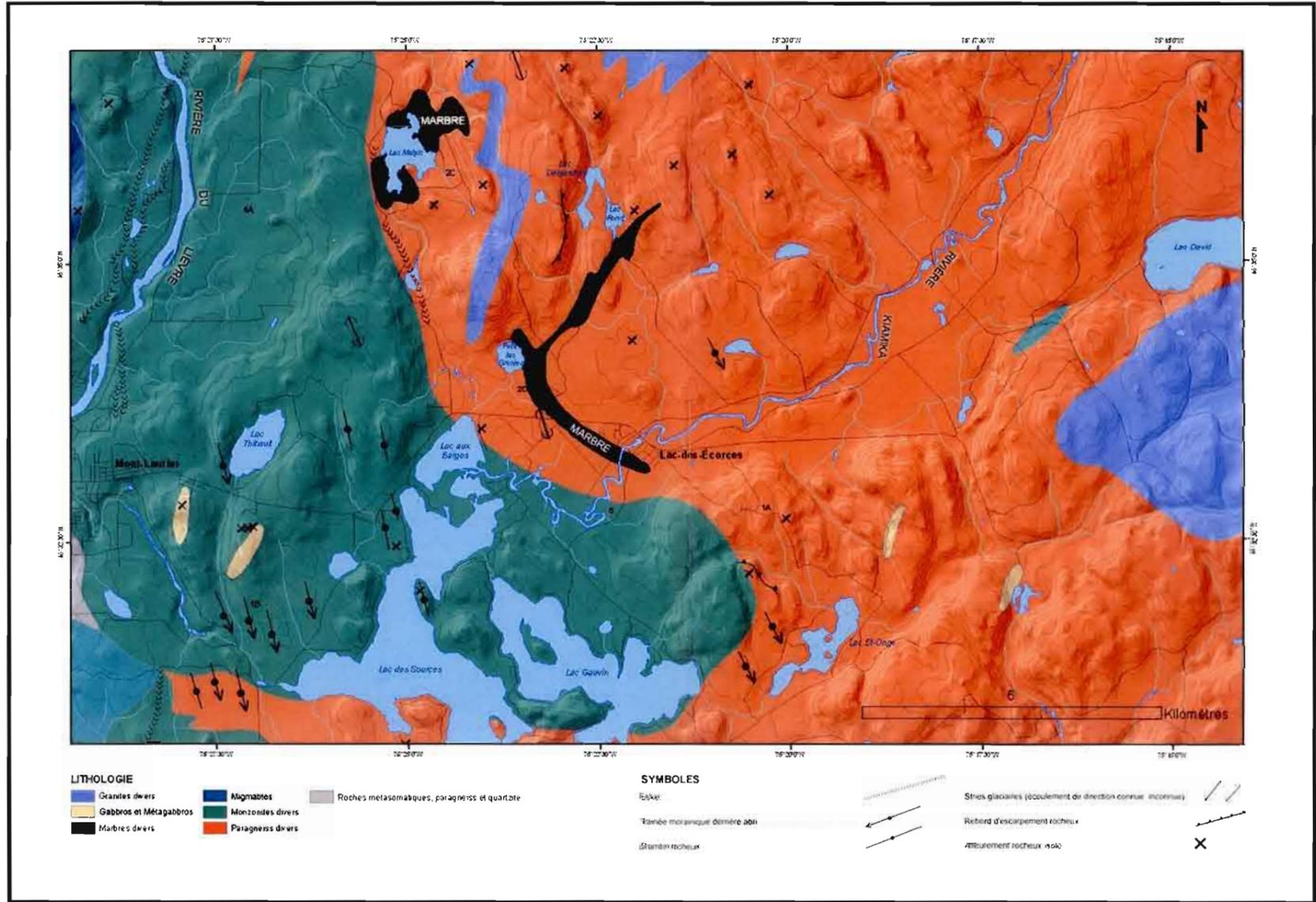


Figure 4.1 Géologie de la région de la ville de Lac-des-Écorces et secteur d'échantillonnage pour la thématique de dispersion glaciaire (Lacoste, 2001).



Figure 4.2 Marbre calcitique et dolomitique situé à Lac-des-Écorces

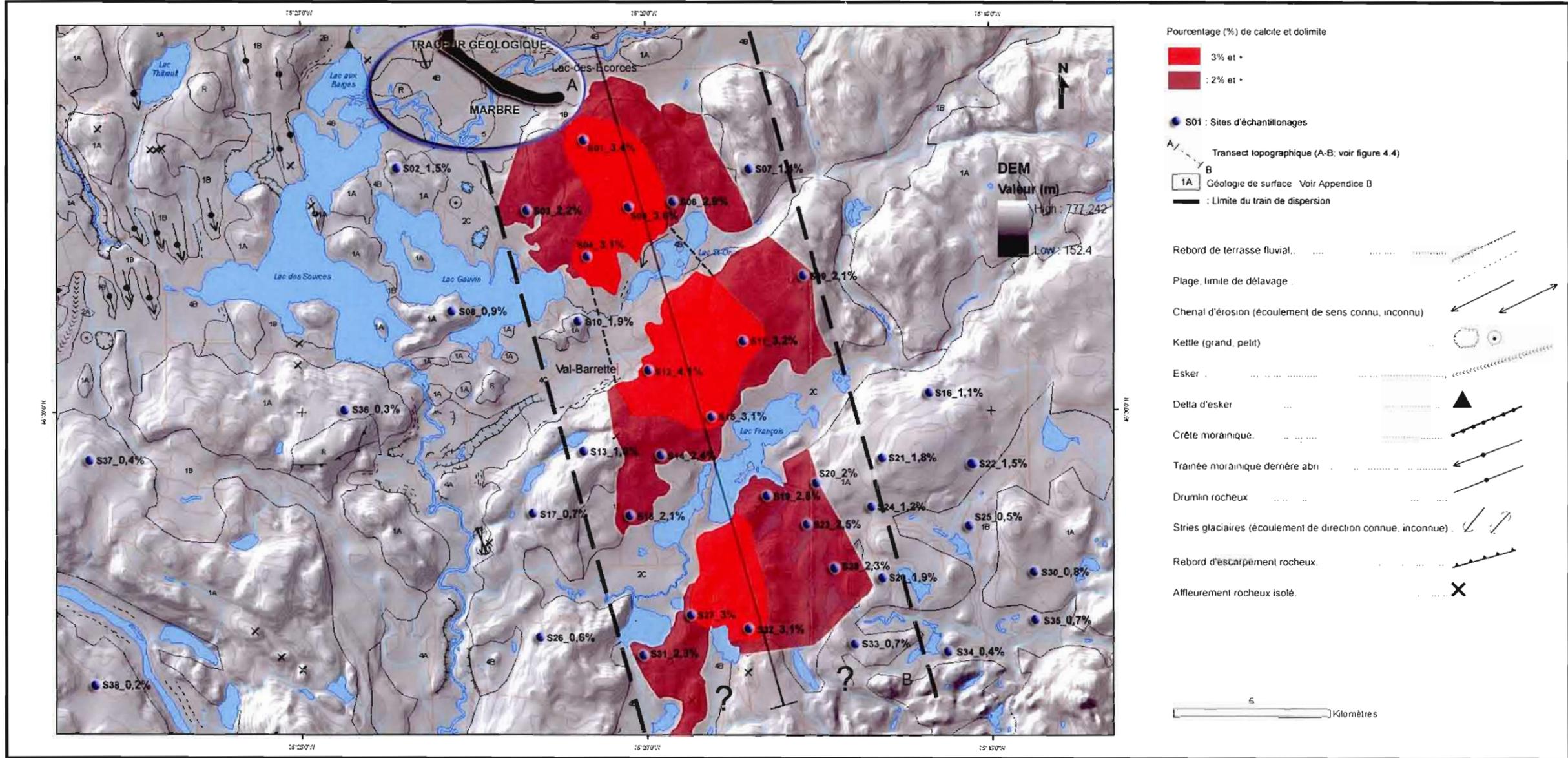


Figure 4.3 Sites d'échantillonnages et dispersion des pourcentages des minéraux carbonatés (%) dans la fraction fine (<63 µm) des tills.

l'inventaire des formes d'érosion, et sa nature lithologique contrastée par rapport aux roches environnantes, en font un bon traceur lithologique pour des études de dispersion glaciaire.

#### 4.3 Méthodologie et échantillonnage

Dans la région à l'est de Lac-des-Écorces, 38 échantillons de till ont été prélevés au sud de la bande de marbre. Les échantillons provenaient pour la plupart de l'unité cartographique 1A et 1B (till mince et till épais). En général, les échantillons de tills ont été prélevés à des profondeurs entre 0,5 et 2 m, soit généralement sous la zone d'influence des processus pédogénétiques (tableau III). Pour chacun de ces tills, la teneur en carbonate de la fraction fine ( $<63 \mu\text{m}$ ) a été déterminée à l'aide d'un calcimètre (méthode Chittick décrite dans Dreimanis, 1962), voir section 1.5 de la méthodologie). Pour deux d'entre-eux, des comptages lithologiques ont été effectués sur la fraction des cailloux (2 à 10 cm). Dans cette région nous avons également noté la présence/absence de blocs de marbres ( $> 25,6 \text{ cm}$ ) en surface. Cependant, puisque cette zone a été inondée par les eaux d'un paolélac, il est possible que la dispersion de ces derniers soit reliée au vèlage d'iceberg ou à l'action glacielle. Ailleurs, sur l'ensemble du territoire étudié, 11 échantillons ont été prélevés afin de déterminer la teneur régionale moyenne en carbonates de la matrice des tills.

#### 4.4 Résultats

Sur l'ensemble de la région étudiée, la teneur en carbonates (calcite et dolomite) de la matrice du till est faible; elle varie entre 0,1 et 1,7 % pour une teneur moyenne de 0,6 % (figure 4.3). À l'est de Lac-des-Écorces, les teneurs en carbonates varient entre 0,4 et 1,9 %. La répartition spatiale des résultats de la calcimétrie de la fraction fine des tills permettent de délimiter une zone d'au moins 13 km de longueur par 5,5 km de largeur où les teneurs en carbonates sont supérieures à 2 %, pouvant même atteindre des teneurs de 4,1% (figure 4.3 et 4.4). Ces valeurs sont plus élevées que celles obtenues pour les autres tills de la région mais aussi que celles mesurées dans les tills du Bouclier canadien (Lamothe, 1977; Veillette, 1996). Ces zones plus riches en carbonates définissent un train de dispersion orienté grossièrement selon

SITES D'ÉCHANTILLONNE	PROFONDEUR (M)	POURCENTAGE (%)	SITES D'ÉCHANTILLONGES	PROFONDEUR (M)	POURCENTAGE (%)
S01	0,8	3,42	S21	1,6	1,8
S02	0,6	1,51	S22	0,8	1,51
S03	1,1	2,24	S23	2,3	2,54
S04	2,3	3,09	S24	1,3	1,23
S05	0,9	3,58	S25	2,1	0,47
S06	1	2,91	S26	1,3	0,64
S07	0,6	1,42	S27	0,7	3
S08	1,8	0,87	S28	1,4	2,26
S09	2,2	2,12	S29	1,2	1,91
S10	1,3	1,93	S30	0,5	0,84
S11	1,5	3,21	S31	0,9	2,28
S12	0,9	4,14	S32	0,8	3,11
S13	1,2	1,63	S33	1,6	0,77
S14	1	2,41	S34	1,2	0,4
S15	0,8	3,13	S35	0,5	0,71
S16	0,9	1,11	S35	2,1	0,71
S17	1,4	0,66	S36	1	0,3
S18	0,7	2,12	S37	0,5	0,4
S19	1	2,84	S38	0,7	0,2
S20	0,7	2			

Tableau III : Sites d'échantillonnages et pourcentage de CaCO<sub>3</sub> de la fraction fine des tills.

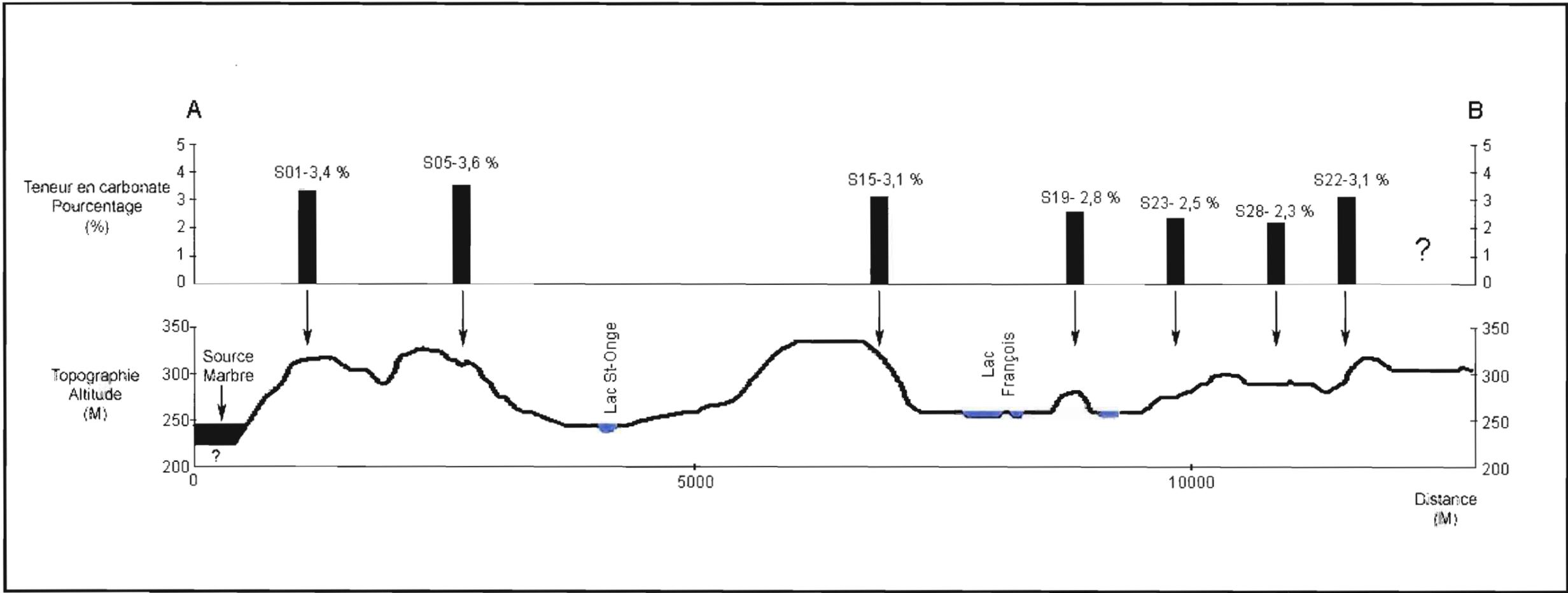


Figure 4.4 Transect topographique (A-B) de la zone d'échantillonnage et dispersion des carbonates vers l'aval glaciaire dans la fraction fine (<63 µm) des tills.

un axe NNO-SSE. À l'intérieur de ce train de dispersion, trois secteurs apparaissent plus riches en carbonates avec des valeurs supérieures à 3 %. On suppose que les deux premiers secteurs seraient vraisemblablement continus si ce n'était de l'absence d'échantillons liés à la nature des dépôts meubles (dépôts glaciolacustres) qui les séparent. Ces deux secteurs s'étendent jusqu'à 12 km en aval de la source. Dans cette zone, le till a une épaisseur de 2,5 m et le relief est peu accidenté. Un comptage lithologique montre que des fragments de marbres sont présents dans la fraction des cailloux (3 %; figure 4.5). Cependant, aucun bloc (taille supérieure à 25,6 cm) de marbre n'a été observé en surface.

Le troisième secteur se situe à  $\pm 15$  km de la source. Les teneurs y sont légèrement plus faibles que dans le premier secteur. La teneur moyenne de carbonates enregistrée est d'environ 3%. Dans ce secteur, le till a une épaisseur pouvant dépasser les 3 et 4 m. Un comptage lithologique a aussi été réalisé sur ce lambeau. Le résultat démontre que des fragments de marbres sont présents dans la fraction des cailloux (4 %; figure 4.5). Encore une fois aucun bloc de marbre n'a été observé dans ce secteur.

#### 4.5 Discussion et conclusion

Selon Dilabio (1981), les caractéristiques et les facteurs qui influencent le transport des débris sont nombreux. Il considère que les trainées de dispersion sont contrôlées en partie par l'orientation, la taille et l'étendue du traceur. La nature et la dureté de la roche sont aussi des caractéristiques importantes lors du transport. D'ailleurs, dans le cas des marbres de la région de Lac-des-Écorces, l'absence de blocs sur le territoire dénote la faible résistance au transport glaciaire de ce traceur. Généralement, la quantité de débris provenant d'une lithologie-source augmente graduellement dans la nappe de till, au dessus de la source, puis décroît progressivement vers l'aval glaciaire (figure 4.6). Dans le cas du train de dispersion des débris carbonatés présenté ici, les teneurs en carbonates de la matrice de till demeurent relativement constantes vers l'aval glaciaire. Cette caractéristique pourrait être reliée au phénomène d'attrition des débris (blocs et graviers) carbonatés durant le transport glaciaire ou encore à un facteur topographique; la bande de débris carbonatée dans la glace étant transportée au-dessus des creux topographiques et déposée sur les sommets (figure 4.4).

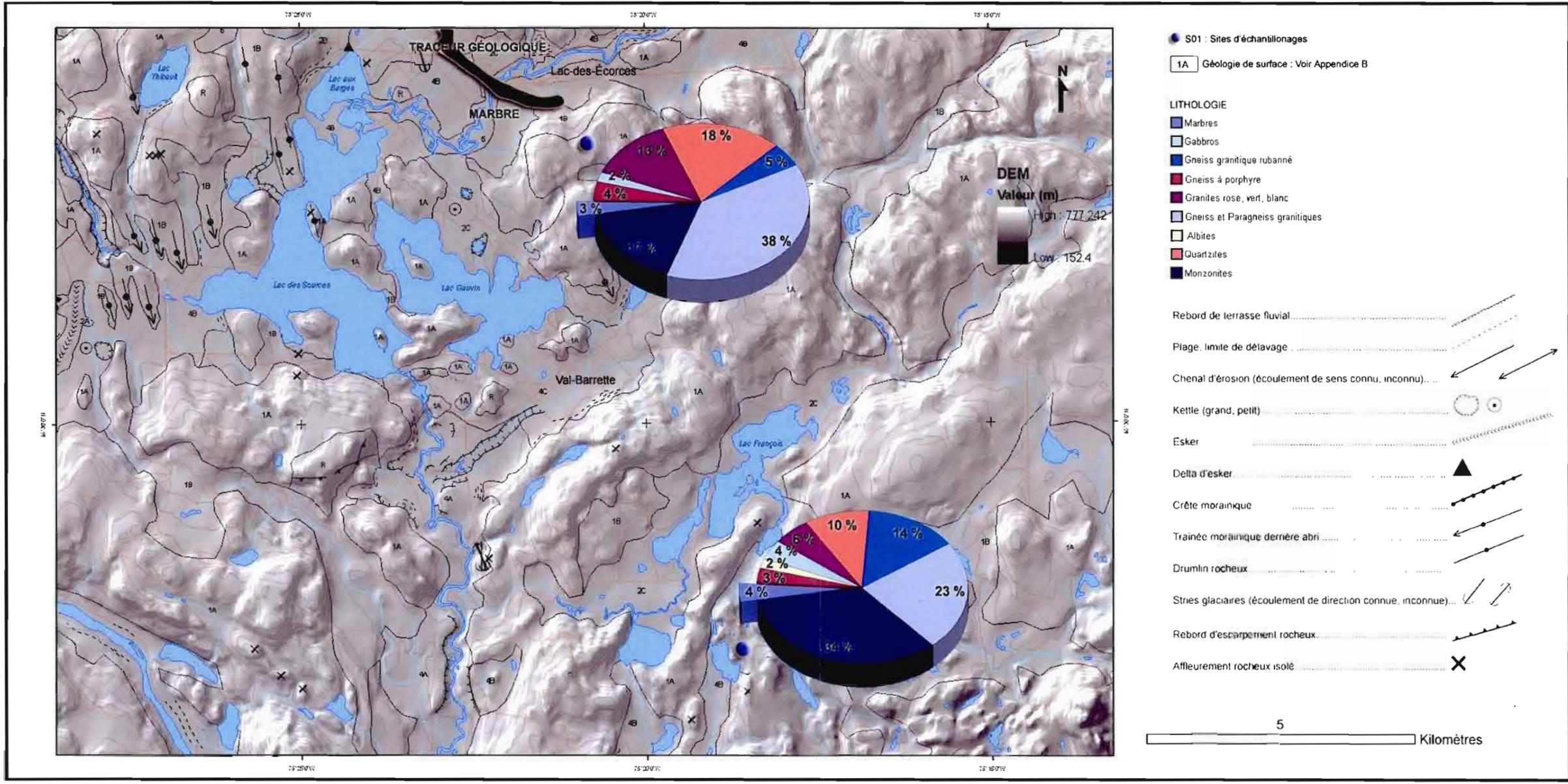


Figure 4.5 Comptes pétrographiques (en %) des cailloux (de 2 à 10 cm) du till.

Il est aussi intéressant de constater qu'il y a une augmentation de monzonite de 17 % dans les comptages lithologiques vers l'aval glaciaire. La source de cette lithologie est située au NO mais il est difficile de corrélérer ce résultat avec la dispersion des carbonates puisque ce traceur est omniprésent dans la région. Un échantillonnage plus détaillé vers le sud des lambeaux permettrait d'évaluer si des concentrations supérieures ou égales sont contenues dans le till.

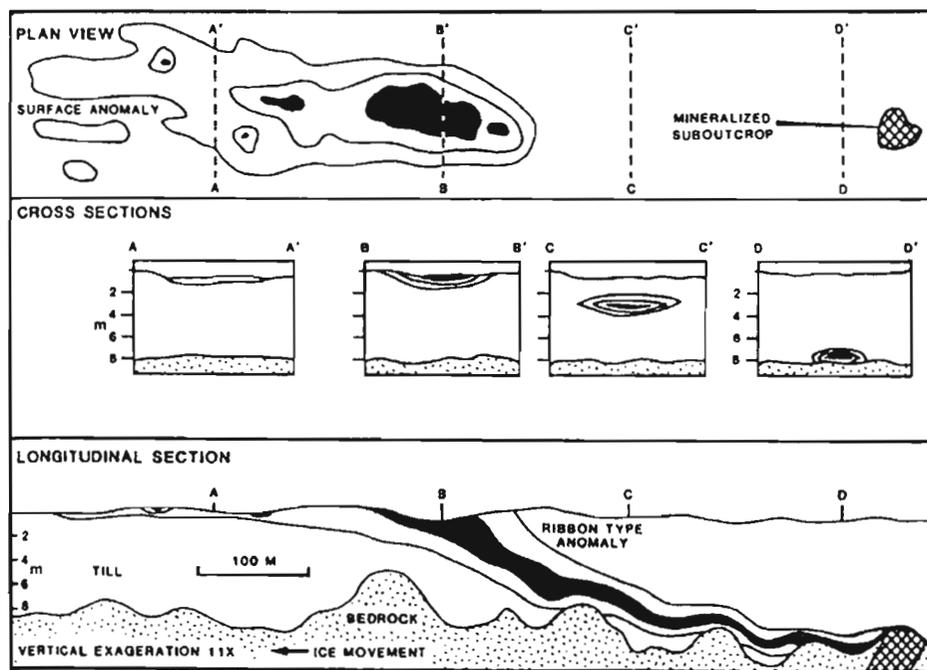


Figure 4.6 Modèle d'un train de dispersion glaciaire (Dilabio, 1981, modifié de Miller, 1984)

L'ensemble des résultats de la composition géochimique et lithologique du till de la région du Lac-des-Écorces permet de définir un train de dispersion d'une longueur d'au moins 13 km en direction du SSE. L'absence de blocs de marbre à l'intérieur de ce train de dispersion démontre la fragilité de ce type lithologique face au transport glaciaire. Cependant, en aval de la source, des débris de marbres sont présents dans les fractions plus fines (cailloux et matrice). L'orientation de ce train de dispersion est concordant avec la direction d'écoulement glaciaire déterminée par l'inventaire des microformes d'érosion glaciaire : l'essentiel du transport glaciaire se serait effectué au cours de la phase d'écoulement dirigée

vers le SSE. Cette direction correspond également à celle des formes fuselées de la nappe de till et semble donc constituée la phase majeure d'écoulement dans la région étudiée (figure 4.3).

## CHAPITRE V

### PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DE MONT-LAURIER

Dans ce chapitre, nous proposons une synthèse des événements glaciaires et post-glaciaires de la région de Mont-Laurier. Ce chapitre est divisé en quatre parties : les événements antérieurs à la dernière glaciation, la dernière glaciation, la déglaciation et la phase post-glaciaire.

#### 5.1 Événements antérieurs à la dernière glaciation

Dans la région étudiée, aucun dépôt provenant d'une glaciation antérieure à celle de l'Inlandsis laurentidien n'a été observé. L'érosion provoquée par cet inlandsis a semble-t-il enlevé tous les dépôts des glaciations antérieures. Cependant, une surface striée (E-O; 098°-278°) observée sur la face aval d'une roche moutonnée, profilée par le dernier mouvement glaciaire vers le SSE (165°); indique un mouvement antérieur à ce dernier (voir chap. II). L'âge et la direction de cet écoulement sont inconnus.

#### 5.2 La dernière glaciation

Selon les nombreux modèles de la croissance et de la décroissance de l'Inlandsis laurentidien au Québec et des travaux réalisés dans les Laurentides (Lamothe, 1977; Dyke et Prest, 1987; Dyke *et al.*, 2003; Veillette, 2004), l'inlandsis aurait recouvert intégralement la région durant tout le Wisconsinien supérieur. Dans la région de Mont-Laurier, les mouvements glaciaires dominants se sont faits d'abord en direction du sud, puis ensuite en direction du SSE. Ce dernier mouvement est responsable de la présence de nombreux drumlins à noyau rocheux et de traînées morainiques derrière abri (*crag and tail*). Les résultats de la dispersion glaciaire des carbonates ont aussi confirmé que ce mouvement est responsable de l'essentiel du

transport glaciaire des débris rocheux (voir chap. IV). On estime que la réorientation des mouvements vers l'est, dans le secteur de la rivière du Lièvre, est attribuée à un contrôle topographique lorsque la glace s'est amincie et possiblement au développement d'une baie de vélage dans le paléolac qui a occupé cette région.

### 5.3 La déglaciation

La fin du Pléistocène a été caractérisée par des oscillations climatiques importantes dont un réchauffement majeur (Imbrie et Imbrie, 1979). Ces oscillations de la température globale eurent pour effet d'engendrer d'importantes variations dans les taux de recul du glacier (Dyke et Prest, 1987). Les modèles proposés par Dyke et Prest (1987) et par Dyke *et al.* (2003) suggèrent que la région a été déglacée entre 10,2 et 9,6 ka BP (années  $^{14}\text{C}$ ; figure 5.1). Dans ces modèles, la disposition spatiale et l'âge des isochrones de la déglaciation sont déterminés à partir de 4 éléments spécifiques : l'orientation des moraines frontales, l'orientation des morphologies de contact glaciaires, l'hypothèse que les fronts sont perpendiculaires aux lignes d'écoulement glaciaire déterminées à partir des formes d'érosion et d'accumulation et la compilation des dates  $^{14}\text{C}$  (Dyke *et al.*, 2003). Ces isochrones de la marge laurentidienne ont donc été interprétés par la compilation et la corrélation des travaux quaternaires publiés jusqu'à présent (Dyke *et al.*, 2003). Puisqu'aucune datation n'a été recensée dans la région de Mont-Laurier et qu'aucun front morainique n'y avait été identifié, les caractéristiques des isochrones sont donc approximatives.

Selon Simard (2003), le secteur du réservoir Baskatong se serait déglacé vers 10 ka BP. Ce modèle de la déglaciation du plateau laurentien suggère une extension de la moraine Mars-Batiscan (cartographiée dans les régions de Charlevoix et dans le parc des Laurentides ; Bolduc, 1995) vers l'ouest (figure 5.2). Ce modèle prolonge, à partir de tronçons morainiques de la région de La Tuque (Robert, 2001), du Témiscamingue (Daigneault, 1986; Veillette, 1996) et de la Moraine de Cartier en Ontario (Lowell *et al.*, 1999), l'isochrone de 10 ka BP au sud du réservoir Baskatong (figure 5.1). La photo-interprétation et les levés de terrain n'ont pas permis de confirmer l'hypothèse d'une halte importante du front glaciaire dans le secteur du réservoir Baskatong. En fait, les moraines frontales y sont rares.

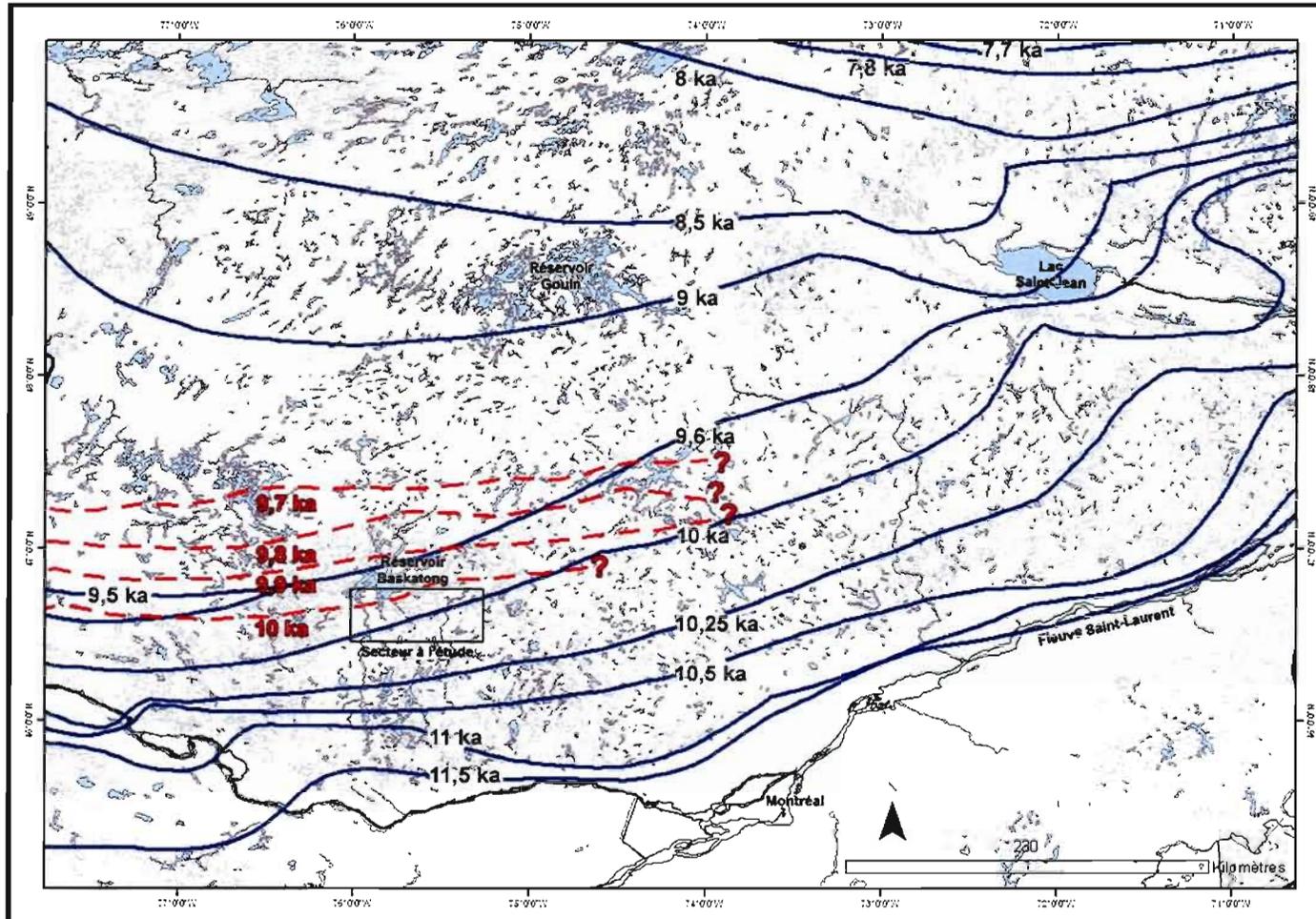


Figure 5.1 Les isochrones de la déglaciation d'après : Dyke *et al.*, 2003 (traits pleins ) et Simard, 2003 (tiretés rouges).

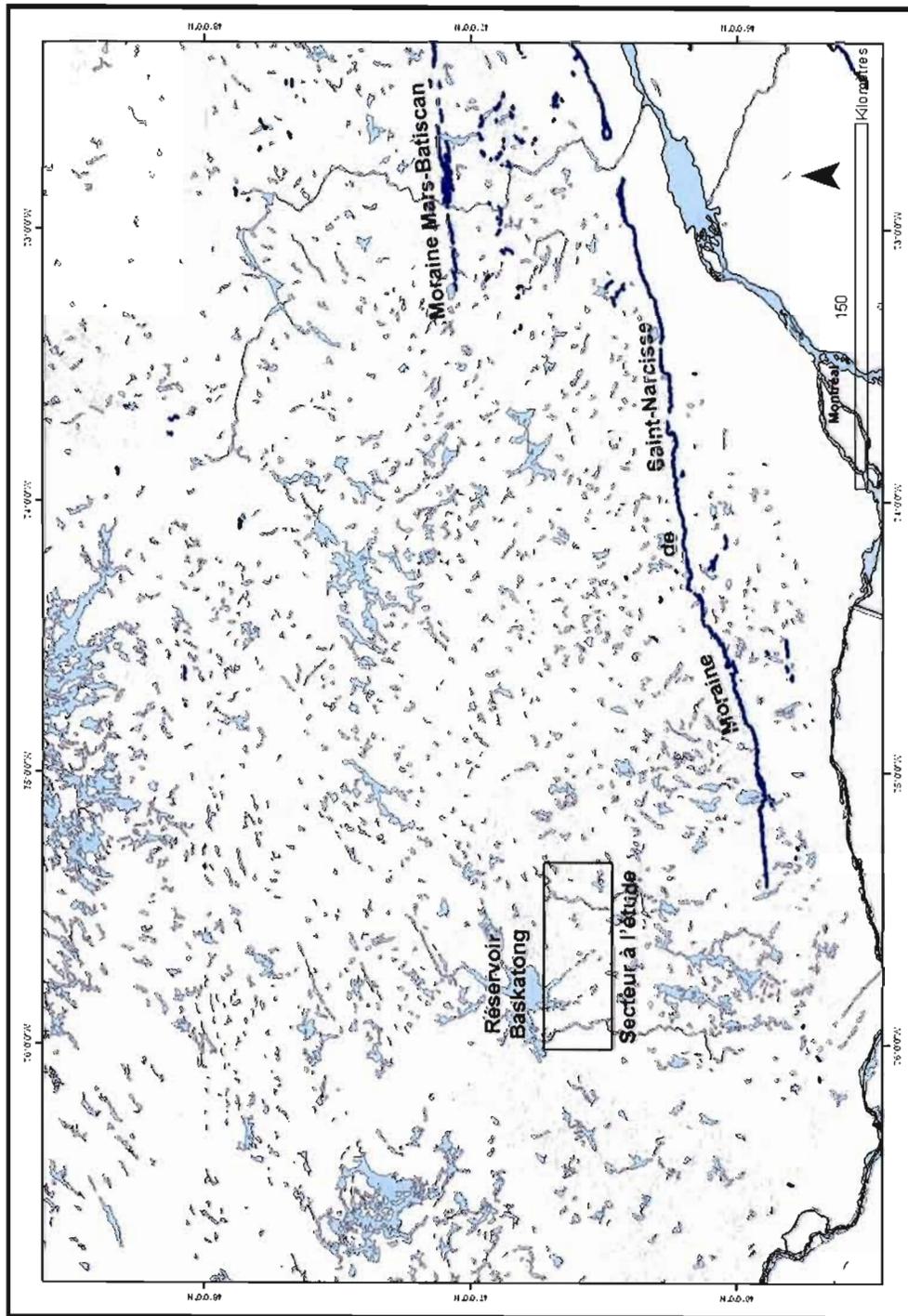


Figure 5.2 Principaux fronts morainiques des Laurentides (Occhietti, 2001).

Tout indique que dans la région de Mont-Laurier et de Grand-Remous, le retrait de la glace aurait été assez rapide et continu. Trois fronts morainiques ont été identifiés dans le sud de la région étudiée : dans le secteur du lac Pauzé, de part et d'autre de la rivière du Lièvre et à l'ouest du lac des Sources (appendice B). Tous ces segments morainiques sont orientés E-O et indiquent un front glaciaire dans la même direction.

Les eskers sont nombreux dans la région et situés dans le fond des vallées et les dépressions, comme dans le cas de ceux de la Baie Philomène et de la rivière du Lièvre. Leurs orientations indiquent cependant un retrait généralement vers le N ou le NO. La présence de quelques deltas de contact glaciaire et de terrasses de kames à la même latitude localisées dans le secteur du lac Pope (sur le plateau du mont Sir-Wilfrid) suggère aussi une probable position de la glace (appendice B). Au moment de la déglaciation, la glace était possiblement beaucoup plus mince sur le plateau du Mont Sir-Wilfrid que dans les vallées occupées par les eskers. Dans les vallées de la rivière Gatineau et de la rivière du Lièvre, là où la glace était en contact avec les eaux glaciomarines et glaciolacustres, il est probable que des réentrants dans la marge glaciaire se soient développés par vêlage (figure 5.3).

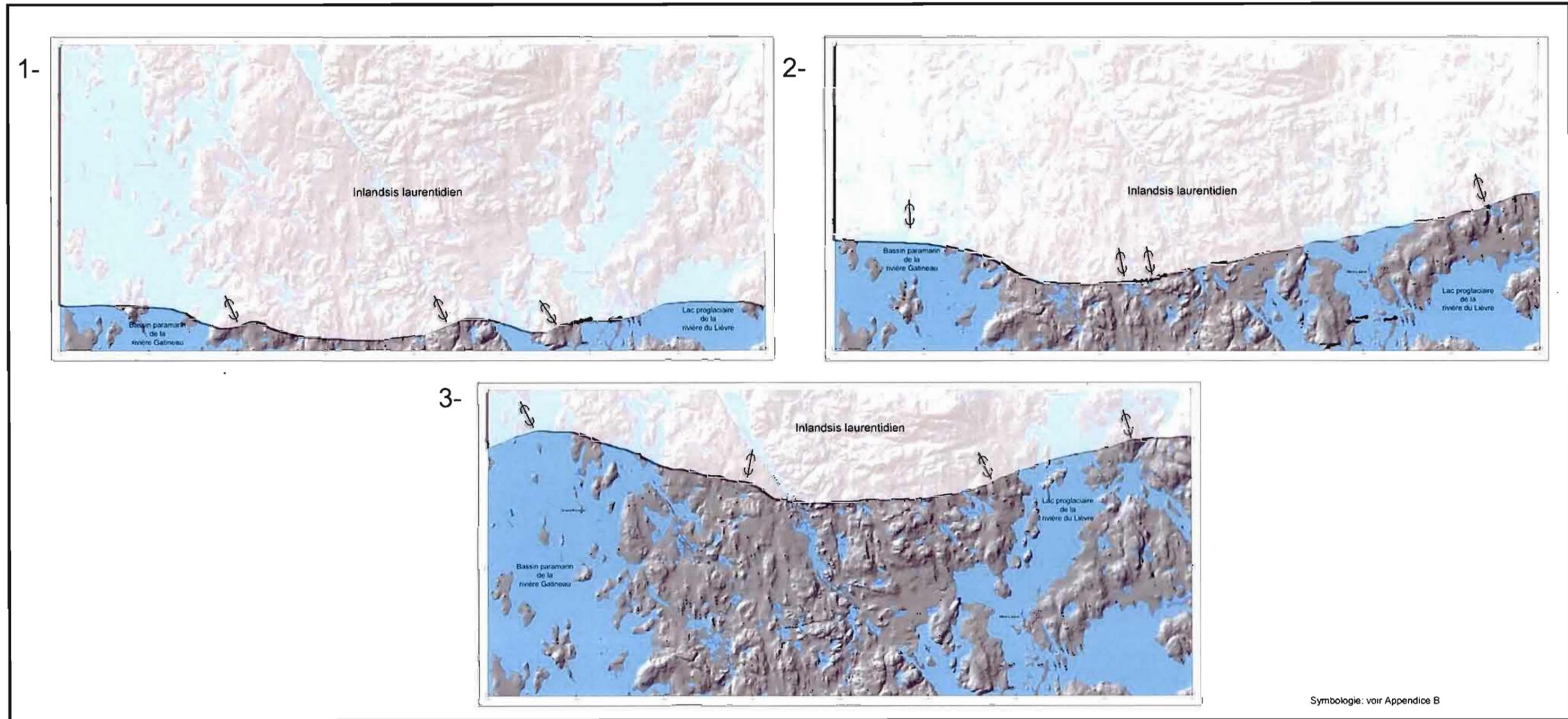


Figure 5.3 Positions approximatives du front glaciaire lors de la déglaciation de la région de Mont-Laurier.

### 5.3.1 L'épisode de la Mer de Champlain dans le secteur de la rivière Gatineau

La déglaciation de l'Inlandsis laurentidien dans les basses-terres du Saint-Laurent à la fin du Wisconsinien supérieur a entraîné la création d'une mer épicontinentale d'origine glacio-isostatique d'une superficie d'environ 55 000 km<sup>2</sup> (Parent et Occhietti, 1988). La Mer de Champlain était en quelque sorte un bras de l'océan Atlantique qui s'étendait dans la vallée du Saint-Laurent. Le continent étant affaissé isostatiquement, elle s'est étendue également jusque dans les vallées inférieures de l'Outaouais (Allard, 1977).

C'est dans les Hautes-Laurentides que les morphologies de l'invasion marine ont été les mieux préservées (Prichonnet, 1977). On retrouve dans ces zones des fjords avec de hautes terrasses, des dépôts glaciomarins distaux et proximaux ainsi que des deltas. Plusieurs coupes sur le Bouclier canadien montrent la superposition des sédiments marins sur les dépôts fluvioglaciaires et glaciaires (Romanelli, 1976; Allard, 1977; Pagé, 1977; Lamothe 1977; Gagnon, 1989). La phase d'extension maximale de la Mer de Champlain s'est produite lorsque la glace s'est retirée du complexe de la Moraine de Saint-Narcisse. La limite marine maximum au sud de cette moraine se situe à 251 m et elle est en moyenne de 245 m au nord. Elle est caractérisée par une transgression dans les vallées au nord de la mer et une régression complète entre 10,8 et 9,3 ka (Parent et Occhietti, 1988).

Dans les vallées ennoyées par la Mer de Champlain du Bouclier canadien, Vincent (1989) et Parent et Occhietti (1988) ont proposé le terme de « paramarin » afin de refléter la faible salinité des eaux due aux apports importants d'eau douce provenant de la fonte de l'inlandsis dans ces régions. Cette phase de transgression coïncide avec le début de la régression sur le littoral sud de la Mer de Champlain. La régression est causée par une remontée glacio-isostatique diachronique du bassin de l'ordre de 70 mm/an en moyenne entre 13 et 9 ka accompagnée d'un retard pour le secteur au nord-ouest de Montréal autour de 45 mm/an entre 13 et 11 ka (Parent et Occhietti, 1988). Cette remontée est progressive du sud vers le nord et différentielle de l'ouest vers l'est, de sorte que les limites marines ne sont pas

synchrones. L'édification des deltas se fait surtout pendant la phase de régression marine, car le plan d'eau semble en contact avec le front du glacier jusqu'à ce que celui-ci s'écoule à des niveaux inférieurs (Prichonnet, 1977).

L'immersion de la vallée de la rivière Gatineau s'est réalisée progressivement après que le front glaciaire eut quitté la position de la Moraine de Saint-Narcisse. La faible altitude de cette vallée (environ 200 m à Grand-Remous) et un faible gauchissement isostatique moyen (0,4 m/km vers le nord; selon Vincent, 1989) aurait permis aux eaux de la Mer de Champlain de s'étendre jusque dans cette région (figure 5.4). La présence des crustacés *Mysis Relicta* (Dadswell, 1974), dans les lacs actuels de ce secteur, confirme que ce dernier était relié au même plan d'eau que la Mer de Champlain. L'absence de bioindicateurs fossiles dans les dépôts glaciomarins témoignent de la faible salinité des eaux. D'ailleurs, selon Romanelli (1976), l'eau salée n'aurait jamais atteint la ville de Maniwaki (figure 1.1) puisque l'intervalle entre les séquences d'inondation et d'exondation a probablement été très rapide.

Dans le secteur cartographié, le bassin paramarin a atteint des altitudes maximales de 235m à proximité du réservoir Baskatong et 215m au sud, à proximité du lac d'Écorces. Des deltas situés à altitudes de 225m à proximité du réservoir Baskatong et de 210m à proximité de Grand-Remous, témoignent de l'abaissement de ce plan d'eau. La durée de cet épisode paramarin est inconnue.

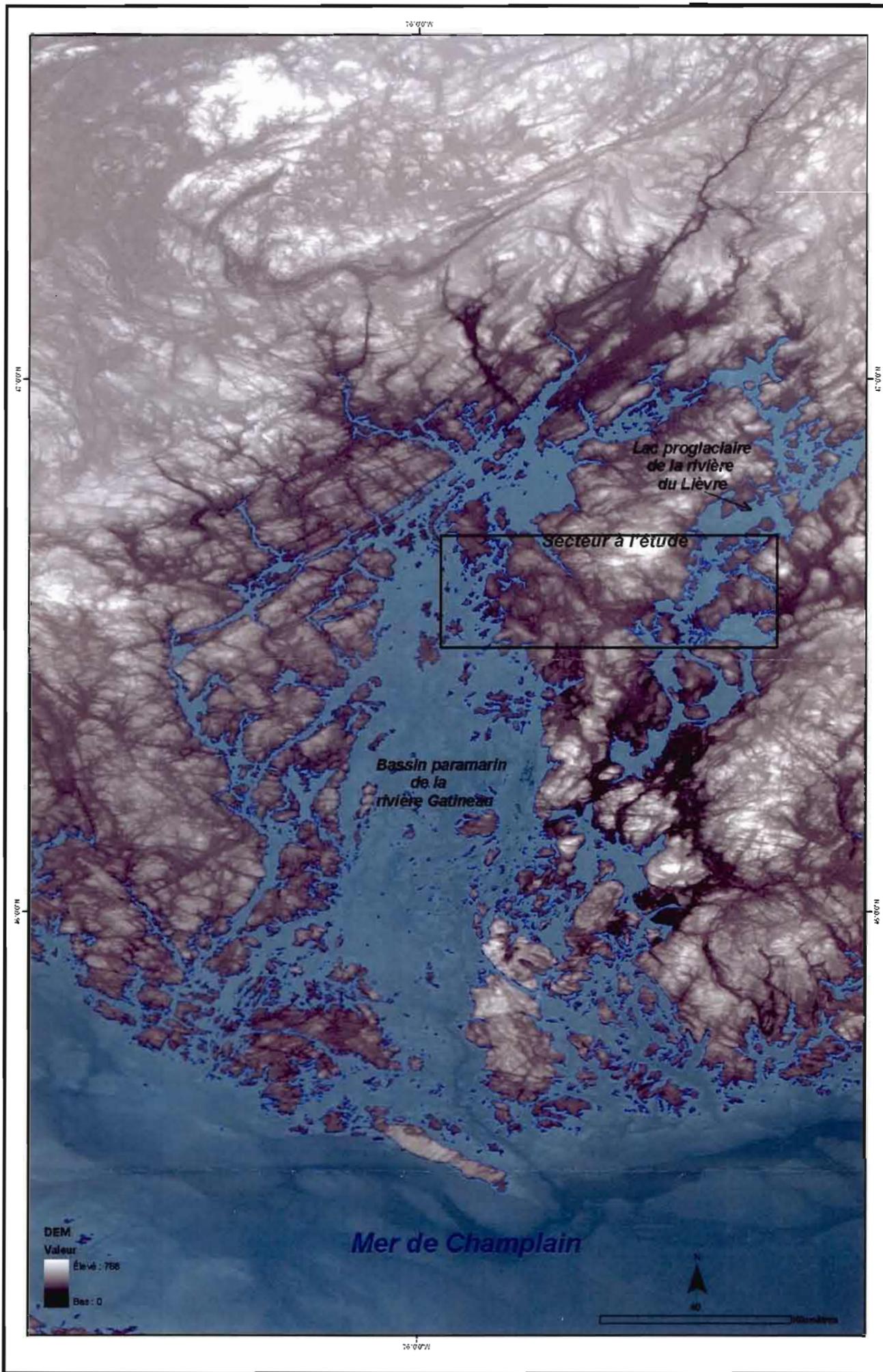


Figure 5.4 Étendue du bassin paramarin de la rivière Gatineau et du lac proglaciaire de la rivière du Lièvre.

### 5.3.2 L'épisode glaciolacustre dans le secteur de la rivière du Lièvre

L'évolution des lacs proglaciaires sur le plateau laurentien a été influencée par plusieurs facteurs. La fonte de l'inlandsis par amincissement de la glace sur les positions élevées, l'obturation de vallées ou l'enfoncement glacio-isostatique sont des facteurs qui peuvent permettre la création d'une étendue glaciolacustre (Lamothe, 1977). Plusieurs indices suggèrent la présence d'un lac proglaciaire dans le secteur de la rivière du Lièvre durant le moment où la vallée de la rivière Gatineau était occupée par un bassin paramarin. Les principaux indicateurs utilisés pour étudier les caractéristiques de ce paléolac sont la nature de ses sédiments, l'altitude des dépôts littoraux (notamment des dépôts fluvioglaciaires remaniés), des deltas et des limites de délavage dans le till ainsi que les indicateurs biologiques des travaux de Daswell (1974). L'utilisation d'outils tels que les systèmes d'informations géographiques et les modèles d'élévation numérique ont aussi été fort utiles afin de reconstituer ce paléoenvironnement.

Dans la vallée de la rivière du Lièvre, on a observé des séquences de rythmites qui présentent des caractéristiques sédimentaires de varves et qui pourraient indiquer la présence d'un lac proglaciaire. Le décompte de ces varves indique que cet environnement glaciolacustre a pu exister durant une période minimale de 350 ans. Ces varves ont été observées sur une coupe d'environ 7 mètres. Des forages dans la région présentent des épaisseurs de sédiments fins qui atteignent 20 mètres. Il est donc probable que le lac ait perduré sur une période beaucoup plus longue.

Les littoraux associés à ce plan d'eau indiquent que l'altitude maximale atteinte, dans le secteur cartographié, a été d'environ 255 m soit 20 m plus haut que la limite marine mesurée dans la vallée de la rivière Gatineau : ces deux plans d'eau n'étaient donc pas contigus. L'altitude des littoraux s'accroît du sud (région de Mont-Laurier ; 223 m) vers le nord (région de Ferme-Neuve ; 253 m) et la colonne d'eau estimée était de l'ordre de 30 m (figure 5.5). À partir de ces données, on peut calculer un taux de gauchissement de 0,93 m/km selon un axe

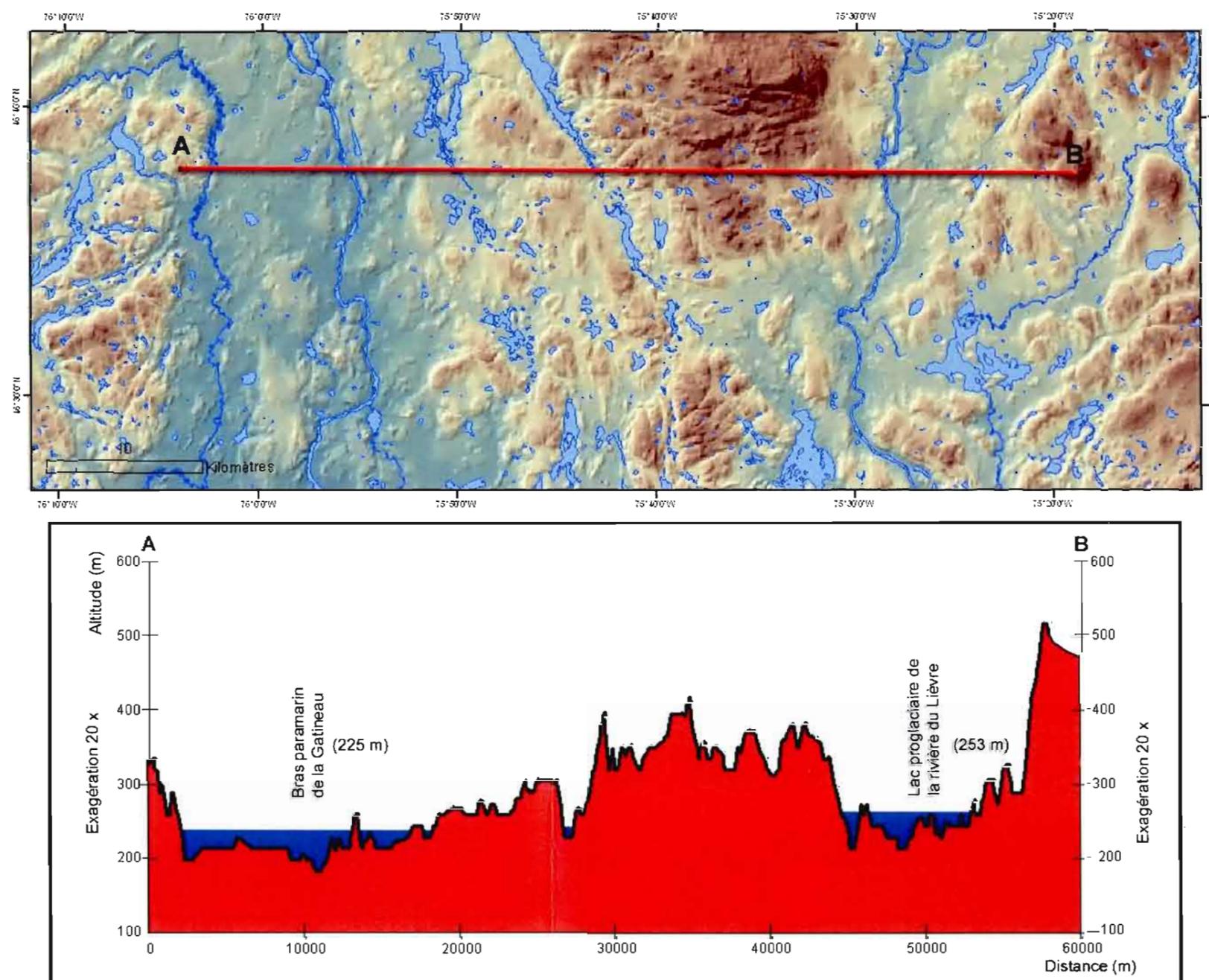


Figure 5.5 Transect topographique (A-B) et niveau maximum des plans d'eau postglaciaires qui occupaient les vallées de la rivière Gatineau et la rivière du Lièvre.

NNO-SSE (figure 5.6). Ce taux de gauchissement est de 2 fois supérieur à celui estimé par Vincent (1989) pour la vallée de la rivière Gatineau.

La diminution de l'épaisseur des varves vers le haut des séquences est interprétée comme un indice du recul de la marge glaciaire. L'hypothèse d'une sédimentation de rythmites dans un environnement d'eau salée (Benn et Evans, 1998) est peu probable mais compte tenu, de la différence d'altitude entre les bassins de la rivière Gatineau et de la rivière du Lièvre et de l'absence de bioindicateurs dans les sédiments. Ces rythmites s'apparentent aussi en taille (l'épaisseur des couplets) et ont des similitudes sédimentaires avec certaines varves observées dans les lacs Barlow et Ojibway, dans la région de l'Abitibi-Témiscamingue (Veillette, 1996).

Le modèle d'élévation numérique permet de visualiser la dépression topographique occupée par le paléolac (figure 5.7 ; appendice F). Le système de retenue de ce lac serait relié à un seuil d'ordre topographique qui a retenu les eaux de fonte provenant de l'inlandsis jusqu'au relèvement complet du continent. Ce seuil est localisé au sud du Lac-du-Cerf dans le parc Papineau-Labelle (figure 5.7). L'exutoire du lac proglaciaire aurait été localisé sur ce seuil topographique, dans le secteur de Notre-dame-de-Portman à l'ouest du Lac-du Cerf, à une altitude de 215 m (figure 5.8). Il est probable que les eaux transitaient par cet exutoire et se déversaient dans le plan d'eau paramarin qui recouvrait les secteurs situés plus au sud.

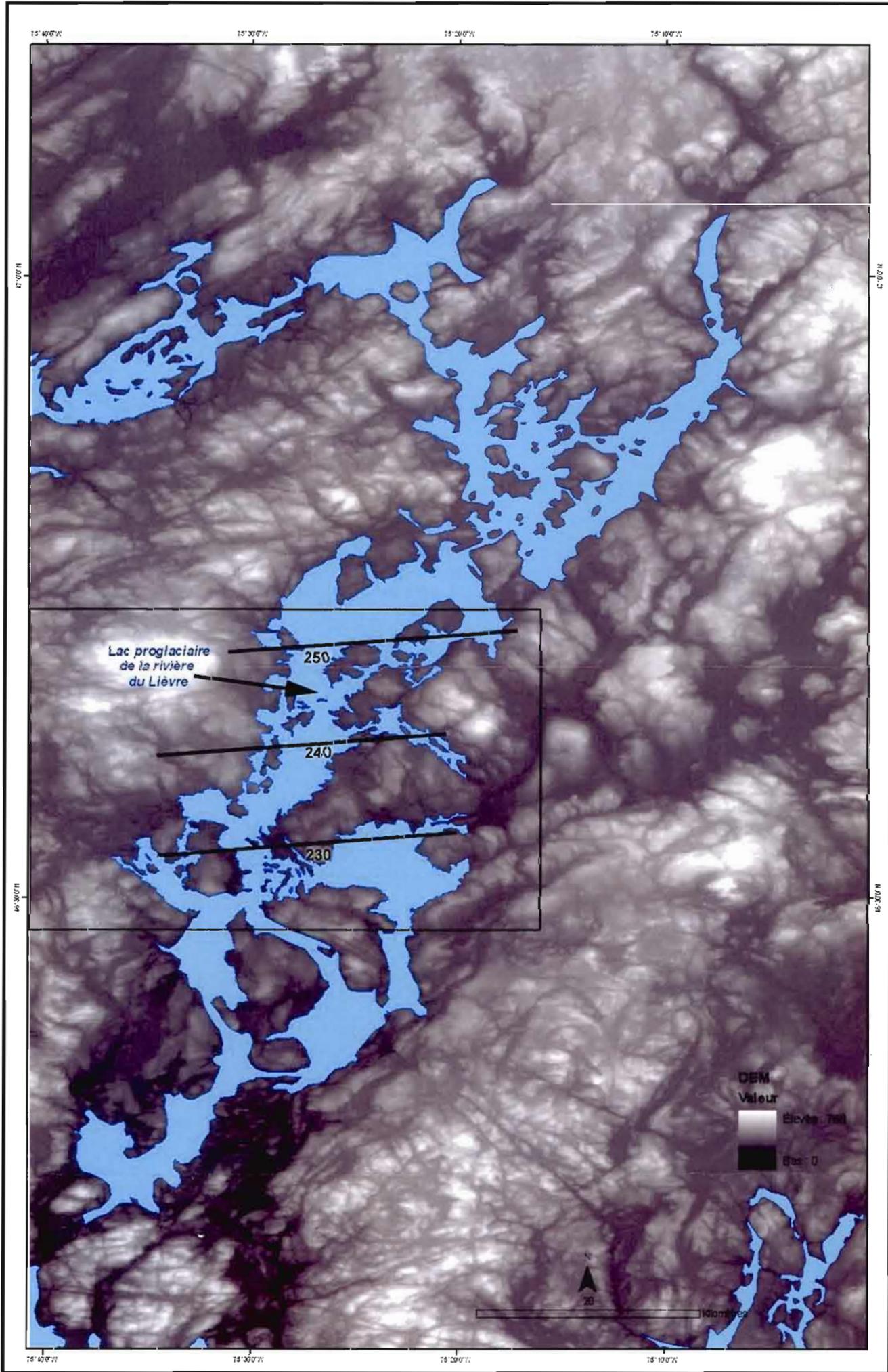


Figure 5.6 Isobases du lac proglaciaire de la rivière du Lièvre

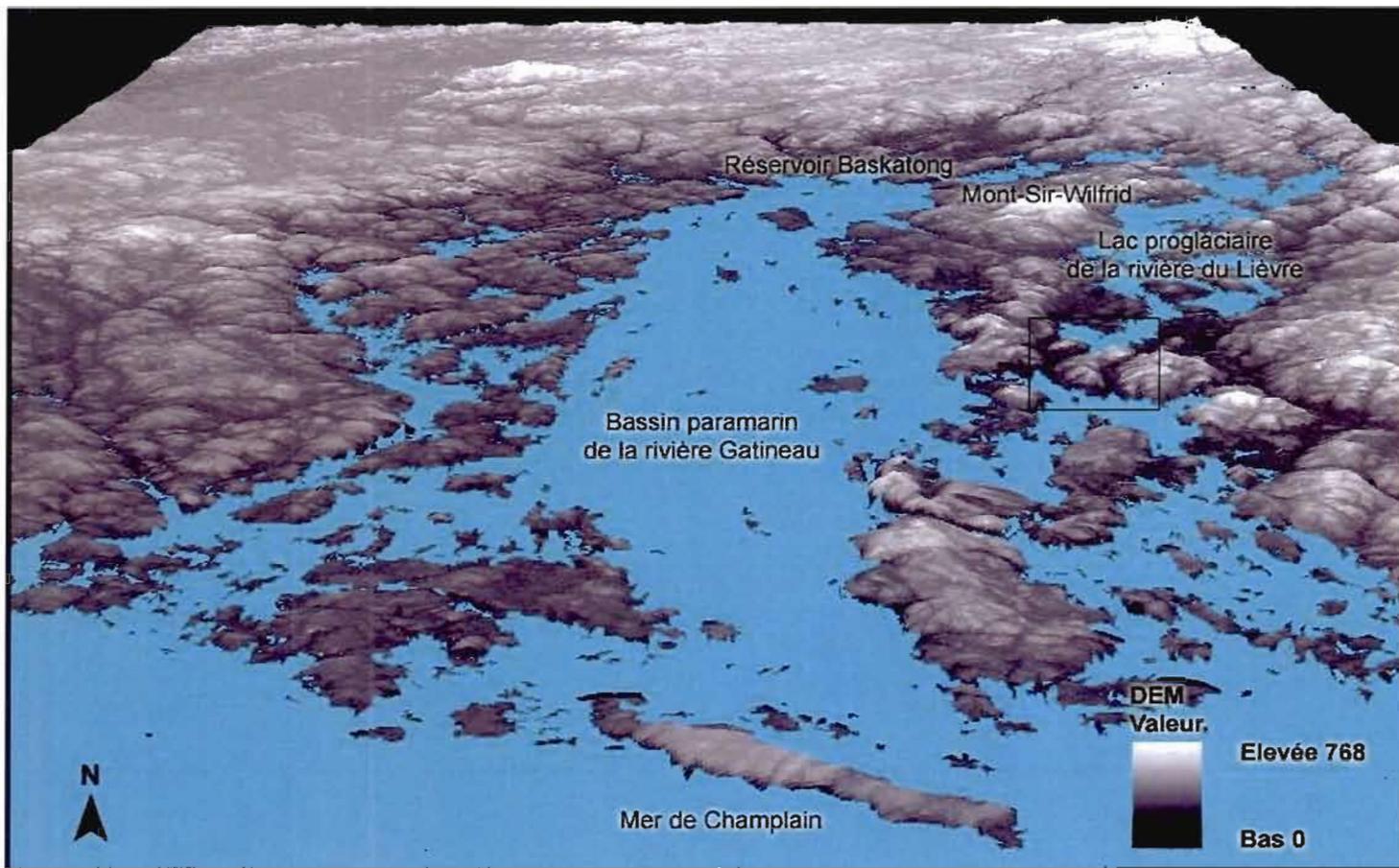


Figure 5.7 Localisation du système de retenue du lac proglaciaire de la rivière du Lièvre.

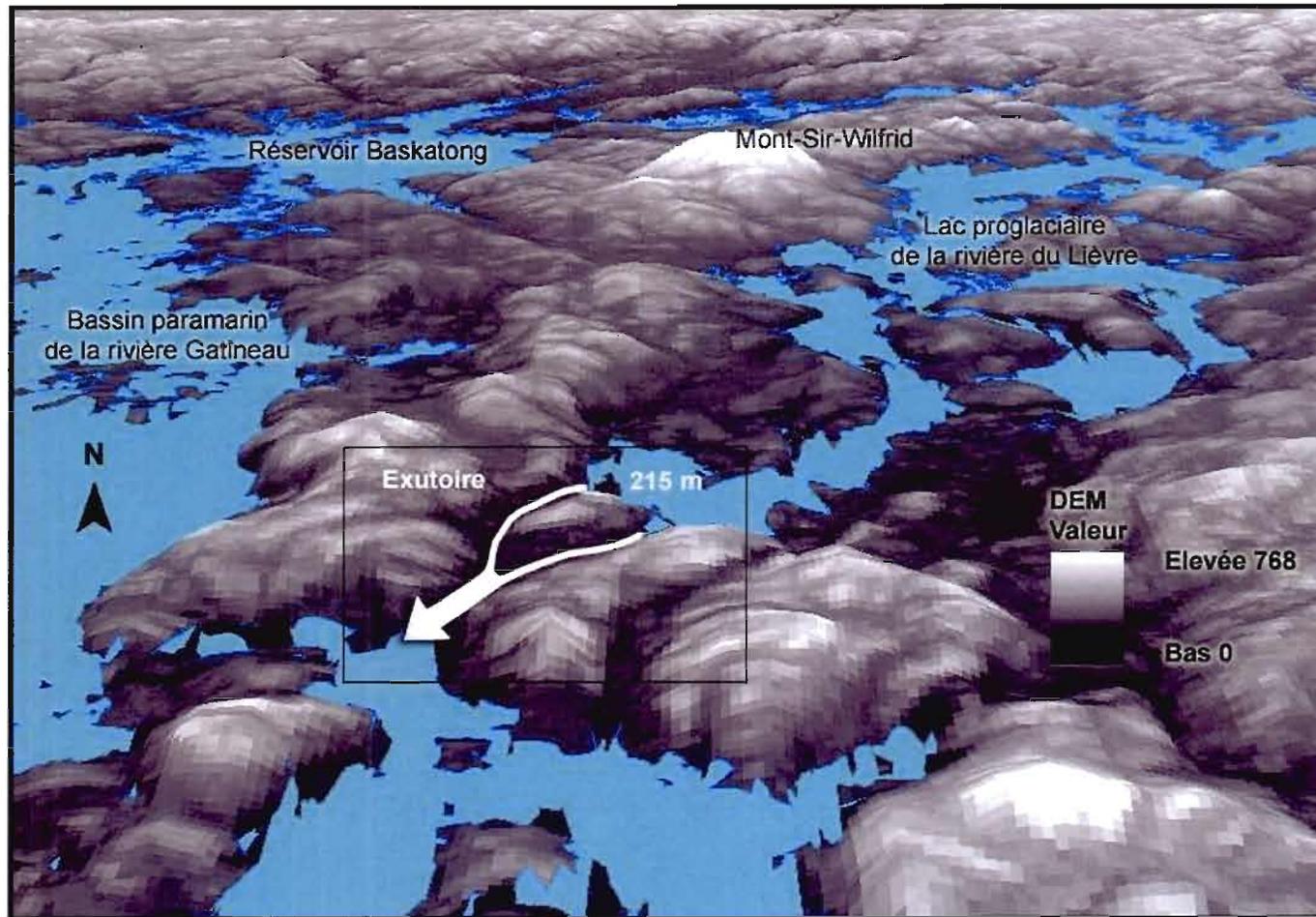


Figure 5.8 Localisation du seuil et de l'exutoire probable du paléolac de la rivière du Lièvre.

### 5.3.3 Les bioindicateurs de Dadswell (1974)

Dans le cadre de l'étude des mers et des lacs postglaciaires, de nombreux auteurs (Martin et Chapman, 1965 ; Dormaar, 1970 ; Dadswell, 1974, Veillette, 1996) ont travaillé à partir de bioindicateurs afin de caractériser ces paléoenvironnements. Les crustacés les plus fréquemment cités sont le *Mysis relicta*, le *Pontoporeia affinis*, le *Limnocalanus macrurus* et le *Senecella calanoides*. Ces études ont été réalisées à partir des paramètres physico-chimiques distincts de ces espèces soit les facteurs de distribution (inondation des lacs glaciaires et redistribution des espèces) et les facteurs limitants des espèces individuelles des crustacés (Dadswell, 1974).

Le *Mysis Relicta* représente le bioindicateur le plus répandu et le plus fréquemment utilisé dans les études sur la reconstitution des plans d'eau post-glaciaires (Dadswell, 1974 ; Veillette, 1996). Ce crustacé n'a pas la capacité de remonter même les plus faibles courants (Dormaar, 1970). Généralement, il est associé à des environnements saumâtres et liés à différents faciès d'eau (profond et sublittoral). Comme dans le cas du *Limnocalanus Macrurus*, le *Mysis Relicta* a une tolérance très élevée pour des faciès d'eau salée (Dadswell, 1974). Ils sont présents sur l'étendue complète de la Mer de Champlain.

Les résultats montrent la présence du *Mysis Relicta* dans la majorité des lacs du secteur de la rivière Gatineau ; ce qui semble indiquer que ce bassin était bien relié avec celui de la Mer de Champlain. Cependant, dans la vallée de la rivière du Lièvre, aucun lac échantillonné ne contenait ce crustacé (figure 5.9).

Ces données concordent avec l'hypothèse d'une origine différente pour ces deux plans d'eau postglaciaires. Toutefois, il est à noter qu'aucun *Mysis Relicta* n'a été observé dans les lacs situés entre la confluence de la rivière du Lièvre et le secteur actuel de la rivière des Outaouais, secteur pourtant inondé par la Mer de Champlain. Cette absence peut être attribuée à plusieurs facteurs et paramètres qui limitent l'extension de ces organismes aquatiques ; l'oxygène, l'acidité, la salinité et la pénétration de la lumière dans l'eau et le niveau élevé de calcium mélangé avec des dépôts organiques (Dadswell, 1974).

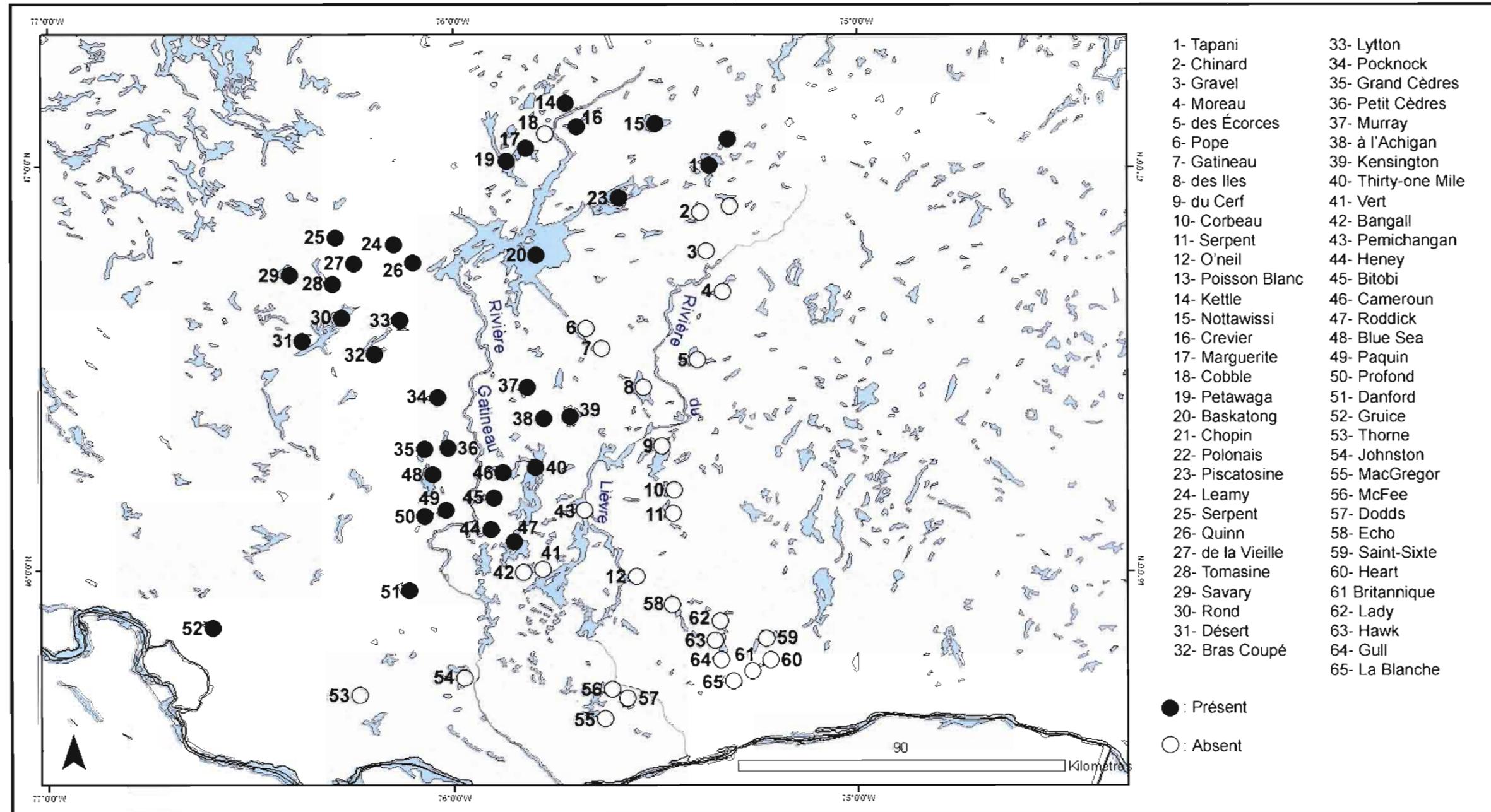


Figure 5.9 Répartition spatiale du *Mysis relicta* dans les vallées de la rivière Gatineau et de la rivière du Lièvre (Dasdswell, 1974)

Le niveau et la variation du Ph peut également être un facteur qui intervient sur la présence des ostracodes (Dadswell, 1974). Une étude plus détaillée sur les caractéristiques géochimiques des eaux de ce secteur de la rivière du Lièvre permettrait probablement d'expliquer l'absence de ce bioindicateur.

En somme, plusieurs évidences témoignent de l'existence d'un paléolac indépendant de la Mer de Champlain, dans la vallée de la rivière du Lièvre : l'altitude plus élevée du plan d'eau, l'absence du crustacé *Mysis relicta*, la présence de sédiments rythmés qui s'apparentent à des varves et la présence d'un mécanisme de retenue des eaux (un seuil topographique situé à l'aval glaciaire). Lors de la déglaciation, il est probable que les eaux marines ont envahi initialement la vallée de la rivière du Lièvre jusqu'au seuil topographique mais l'eau salée n'aurait jamais atteint la région de Mont-Laurier.

#### 5.4 La phase post-glaciaire

Suite à la déglaciation et au relèvement du continent, un nouveau réseau hydrographique s'est installé dans les vallées de la rivière Gatineau et de la rivière du Lièvre. D'ailleurs, il est possible d'observer du ravinement dans les dépôts glaciomarins et glaciolacustres (appendice B). Localement, les dépôts fluvioglaciaires ont aussi été soumis à l'action du vent. La végétation n'étant pas complètement régénérée, de petites dunes, dans des secteurs très localisés, ont pu être édifiées par les vents adiabatiques provenant du NO et les dépôts organiques se sont accumulés dans les dépressions mal drainées pour former éventuellement des tourbières.

## CONCLUSION

Dans le cadre de ce mémoire, nous avons abordé plusieurs aspects de la géologie du Quaternaire de la région de Mont-Laurier et de Grand-Remous. Ce projet de recherche a été réalisé à partir de l'interprétation de photos aériennes, d'observation de terrain, d'analyses ou d'expérimentations en laboratoire et par l'utilisation des systèmes d'information géographique et des modèles d'élévation numérique.

Dans la région de Mont-Laurier et Grand-Remous, l'orientation des marques d'érosion glaciaire, des formes fuselées (*crag and tails* et drumlins) et du train de dispersion des carbonates indiquent un écoulement vers le SSE lors de la phase majeure de la glaciation. Durant cette phase d'écoulement les débris de roche carbonatée de la région de Lac-des-Écorces ont été transportés sur une distance minimale de 13 km.

Durant la déglaciation, le glacier s'est retiré du continent d'une manière généralement rapide et continue ; seuls 3 fronts morainiques témoignent de petites haltes. Aucune évidence d'une halte importante ou d'une réavancée n'a pu être observée. Le relief a aussi eu une certaine influence lors de l'édification des morphologies fluvioglaciaires ; les eskers étant situés à l'intérieur des principales vallées. Le glacier s'est probablement retiré complètement de la région entre 10,5 et 10 ka BP (Dyke *et al*, 2003).

Les travaux antérieurs et la présente étude ont permis de mettre en évidence l'extension de l'océan Atlantique dans la vallée de la rivière Gatineau. Cette partie du bassin présente des faciès sédimentaires qui s'apparentent beaucoup à un environnement estuarien où les apports d'eau douce provenant de la fonte de l'inlandsis étaient considérables. Dans le cadre de ce projet de recherche, seul le littoral Est de ce plan d'eau a été cartographié et caractérisé. Il reste encore beaucoup de travail afin de compléter la reconstitution paléogéographique de cette extension de la Mer de Champlain qui recouvrait la rivière Gatineau. Une étude approfondie de ce bras paramarin permettrait de définir son extension.

Dans la région de la rivière du Lièvre, nous avons été en mesure de déterminer qu'un lac proglaciaire a ennoyé les secteurs de Mont-Laurier et de Ferme-Neuve suite à la déglaciation. À partir de l'hypothèse d'une mise en place annuelle pour les rythmites observées, nous estimons que ce lac a existé pendant au moins 350 ans. Son système de retenue était lié à un seuil topographique localisé à environ 25 km au sud de Mont-Laurier. Dans le cadre de cette problématique, il serait intéressant de poursuivre les travaux au nord et au sud de ce secteur. Ces travaux pourraient permettre de caractériser avec beaucoup plus de détail l'extension maximale au nord dans le secteur de Sainte-Anne-du-Lac et d'établir le caractère annuel des rythmites (quantité et type de pollens dans les différents lits) et tester ces séquences sédimentaires comme un outil de corrélation avec d'autres bassins glaciolacustres.

L'utilisation d'outils tels que les systèmes d'informations géographiques et les modèles d'élévation numérique de terrain (DEM) ont été fort utiles pour réaliser la cartographie de la région et ils se sont avérés particulièrement intéressants lors de la reconstitution de la paléogéographie. La géomorphologie dont le but est d'étudier les formes superficielles du relief s'appuie traditionnellement sur des observations de terrain, des cartes, des images (aériennes, satellitaires ...). La description du relief par les modèles d'élévation numériques de terrain constitue une nouvelle et précieuse source d'information pour les géomorphologues : la nature numérique de ces données permet des traitements informatiques nombreux et adaptés aux objectifs visés.

Les modèles d'élévation numériques de terrain (SRTM; The Shuttle Radar Topography Mission) produits par la NASA ont aussi été très utiles pour reporter les résultats liés au bassin paramarin de la rivière Gatineau et au lac proglaciaire qui recouvrait la rivière du Lièvre. En effet cette matrice a permis de réaliser des transects topographiques à partir des logiciels SIG MapInfo et ArcGis. De plus, il a été possible de réaliser des masques vectoriels (soit des extrapolations des anciens niveaux d'eau en utilisant les pixels correspondant du DEM) à partir des différentes données d'élévation des plans d'eau post-glaciaires. Ces masques ont donc permis de réaliser une synthèse sur l'extension totale de la Mer de

Champlain dans cette région en intégrant les nombreuses données disponibles (Romanelli, 1976; Allard, 1977; Vincent, 1989) et en considérant les données de gauchissement.

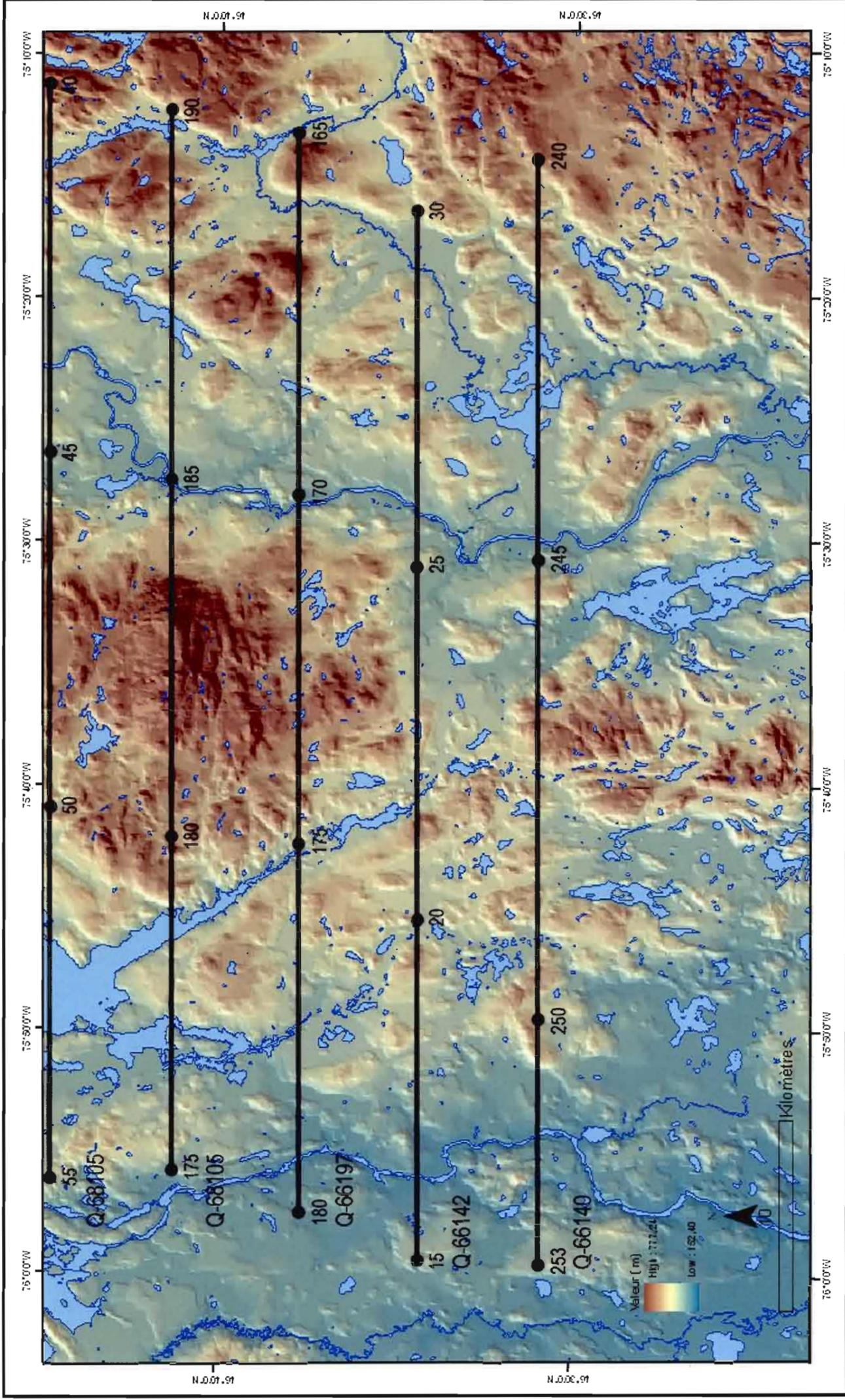
La prise en compte de la troisième dimension autorisée par l'emploi de modèles d'élévation numériques de terrain permet non seulement de quantifier le relief et d'effectuer des traitements géométriques plus rigoureux qu'en 2D (repérage de plans de failles, regroupements en familles de failles, morphologie des bassins versants, étude du réseau hydrographique) mais aussi de mettre en évidence des structures de paysage jusqu'ici difficiles à détecter ou à caractériser. Les algorithmes proposés ne remplacent pas une interprétation humaine, mais permettent d'en augmenter la fiabilité, d'en faciliter l'élaboration mais aussi et surtout d'aborder certains problèmes géomorphologiques traditionnels d'une manière nouvelle.

## APPENDICE A

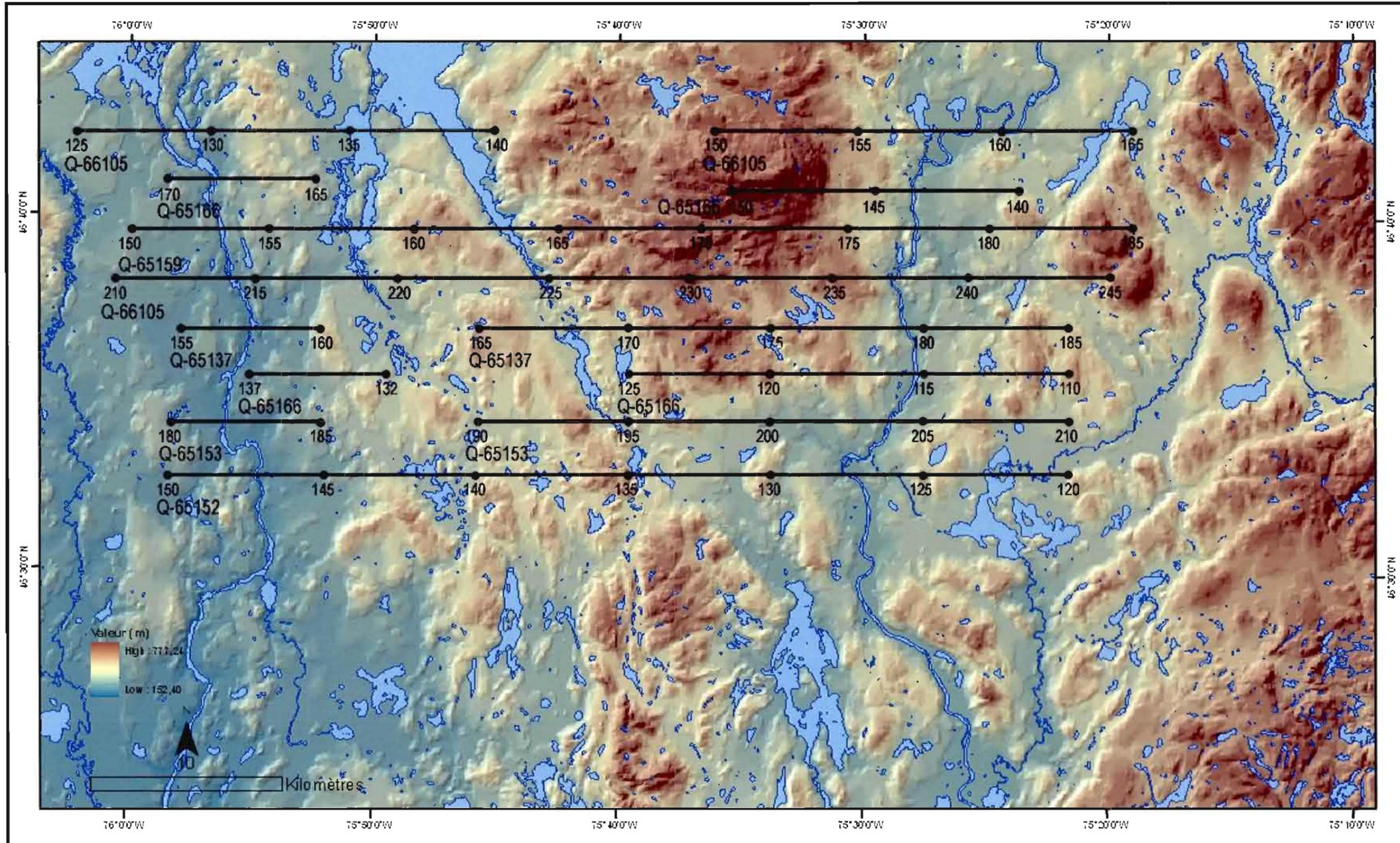
### INDEX CARTOGRAPHIQUE DES PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES

A.1 Liste des photographies aériennes au 1 : 40 000

A.2 Liste des photographies aériennes au 1 : 15 000



Appendice A.1 Liste des photographies aériennes au 1 : 40 000.



Appendice A.2 Liste des photographies aériennes au 1 : 15 000.

APPENDICE B (EN Pochette)

GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES  
RÉGION DE MONT-LAURIER ET GRAND-REMOUS (QUÉBEC)

## APPENDICE C

### LOCALISATION DES SITES D'ÉCHANTILLONAGE POUR LES ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES



APPENDICE D

RÉSULTATS SÉDIMENTOLOGIQUES DES ÉCHANTILLONS PROVENANT DES  
DIVERSES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES QUATERNAIRES DE LA RÉGION  
DE MONT-LAURIER

## Appendice D

## SYNTHÈSE DES RÉSULTATS SÉDIMENTOLOGIQUES DES ÉCHANTILLONS PROVENANT DES DIVERSES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES QUATERNAIRES DE LA RÉGION DE MONT LAURIER

Arrêt	Latitude	Longitude	Unité lithostratigraphique	Profondeur (M)	Granulométrie de la matrice en (< 2 mm) %			Coefficient d'asymétrie (Skewness) SK <sub>i</sub>	Coefficient d'angulosité (Kurtosis) K <sub>g</sub>	Moyenne Graphique Mz (mm)	Coefficient de classement (Écart-Type) O <sub>i</sub>
					Sable	Limons	Argile				
Granulo_01	46°33'42'' N	75°33'09'' O	Dépôt glaciolacustre littoral et pré littoral	1,2	7,39	88,83	3,88	0,18	1,24	0,04	1,36
Granulo_01.2	46°33'42'' N	75°33'09'' O	Dépôt glaciolacustre littoral et pré littoral	0,8	54,19	39,41	6,40	0,20	0,85	1,43	2,96
Granulo_01.3	46°33'42'' N	75°33'09'' O	Dépôt glaciolacustre littoral et pré littoral	0,5	8,70	87,19	4,11	0,14	1,23	0,06	1,50
Granulo_02	46°37'18'' N	75°56'58'' O	Dépôt glaciomarin et marin profond	8	0,82	79,64	19,54	-0,05	1,12	0,04	1,79
Granulo_02.2	46°37'18'' N	75°56'58'' O	Dépôt glaciomarin et marin profond	7,2	8,05	72,74	19,21	-0,11	1,07	0,003	2,08
Granulo_02.3	46°37'18'' N	75°56'58'' O	Dépôt glaciomarin et marin deltaïque	4	85,06	13,14	1,80	0,24	1,54	0,02	1,32
Granulo_02.4	46°37'18'' N	75°56'58'' O	Dépôt glaciomarin et marin deltaïque	3,5	77,83	18,56	3,61	0,43	1,16	0,07	2,66
Granulo_03	46°41'21'' N	75°22'10'' O	Till	2,3	78,88	20,98	1,14	-0,11	1,49	1,20	2,70
Granulo_04	46°40'56'' N	75°28'50'' O	Dépôt glaciolacustre littoral et pré littoral	3,2	5,75	80,95	13,3	0,04	0,96	4,74	1,66
Granulo_04.2	46°40'56'' N	75°28'50'' O	Dépôt glaciolacustre profond	5	6,24	80,62	13,14	0,05	0,92	0,09	1,44
Granulo_05	46°41'30'' N	75°26'42'' O	Dépôt glaciolacustre profond	4,2	4,43	83,58	11,99	0,13	0,91	0,08	1,79
Granulo_06	46°36'59'' N	75°54'29'' O	Dépôt glaciomarin et marin profond	6,5	3,12	84,89	11,99	0,12	0,99	0,03	1,78
Granulo_07	46°40'52'' N	75°46'18'' O	Till	1,5	72,44	24,77	2,79	-0,07	1,49	0,30	2,51
Granulo_08	46°39'43'' N	75°45'30'' O	Dépôt glaciolacustre littoral et pré littoral	1	8,87	88,34	2,79	0,12	1,43	0,38	1,29
Granulo_08.2	46°39'43'' N	75°45'30'' O	Till	2,5	70,65	26,56	2,79	-0,13	1,09	0,49	2,58
Granulo_09	46°37'07'' N	75°42'39'' O	Dépôt fluvioglaciaire (juxtaglaciaire)	7	77,01	21,84	1,15	-0,43	1,02	1,04	2,87
Granulo_10	46°37'47'' N	75°42'32'' O	Dépôt glaciolacustre littoral et pré littoral	1,3	15,44	78,82	5,74	-0,13	1,34	0,96	2,00
Granulo_11	46°33'54'' N	75°40'47'' O	Till	1,5	71,67	26,53	1,8	-0,28	0,69	0,52	2,39
Granulo_12	46°33'53'' N	75°24'13'' O	Dépôt fluvioglaciaire (juxtaglaciaire)	4	80,62	18,06	1,32	0,38	1,26	0,03	1,97
Granulo_13	46°32'58'' N	75°35'38'' O	Sédiment éolien	2	93,1	6,57	0,33	0,05	1,1	0,2	0,98

## Appendice D

## SYNTHÈSE DES RÉSULTATS SÉDIMENTOLOGIQUES DES ÉCHANTILLONS PROVENANT DES DIVERSES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES QUATÉNAIRES DE LA RÉGION DE MONT LAURIER

Arrêt	Latitude	Longitude	Unité lithostratigraphique	Profondeur (M)	Granulométrie de la matrice en (< 2 mm) %			Coefficient d'asymétrie (Skewness) SK <sub>1</sub>	Coefficient d'angulosité (Kurtosis) K <sub>g</sub>	Moyenne Graphique Mz (mm)	Coefficient de classement (Écart-Type) O <sub>i</sub>
					Sable	Limon	Argile				
Granulo_14	46°38'25'' N	75°50'44'' O	Dépôt fluvioglaciaire (proglaciaire)	0,9	99,18	0,49	0,33	-0,11	0,89	0,01	0,98
Granulo_14.2	46°38'25'' N	75°50'44'' O	Dépôt fluvioglaciaire (juxtaglaciaire)	1,4	80,62	18,39	0,99	-0,56	1,32	1,05	2,62
Granulo_15	46°30'56'' N	75°20'36'' O	Dépôt glaciolacustre deltaïque	3	24,80	72,41	2,79	-0,40	1,32	0,35	2,30
Granulo_16	46°31'49'' N	75°21'51'' O	Dépôt fluvioglaciaire (proglaciaire)	2	58,13	38,75	3,12	-0,24	0,83	0,24	2,65
Granulo_17	46°30'42'' N	75°26'57'' O	Dépôt glaciolacustre littoral et pré littoral	0,5	0,16	80,81	9,03	0,32	1,58	0,79	1,44
Granulo_17.2	46°30'42'' N	75°26'57'' O	Dépôt glaciolacustre littoral et pré littoral	0,7	1,31	95,90	2,79	0,16	1,07	0,44	1,03
Granulo_17.3	46°30'42'' N	75°26'57'' O	Dépôt glaciolacustre littoral et pré littoral	0,9	14,29	77,83	7,88	-0,12	1,38	1,14	2,19
Granulo_17.4	46°30'42'' N	75°26'57'' O	Dépôt glaciolacustre littoral et pré littoral	1,3	0,33	85,22	14,45	0,18	0,98	2,67	1,73
Granulo_17.5	46°30'42'' N	75°26'57'' O	Dépôt glaciolacustre profond	6	11,83	65,02	23,15	-0,20	1,20	4,70	2,46
Granulo_17.6	46°30'42'' N	75°26'57'' O	Dépôt glaciolacustre littoral et pré littoral	1	4,11	81,94	13,95	0,14	1,01	2,43	1,79
Granulo_18	46°33'22'' N	75°46'49'' O	Dépôt fluvioglaciaire (proglaciaire)	1,4	84,07	14,94	0,99	-0,41	1,05	0,02	1,81
Granulo_19	46°32'10'' N	75°37'55'' O	Till	1,9	84,86	13,50	1,64	-0,19	1,89	0,21	2,29
Granulo_20	46°37'49'' N	75°52'43'' O	Dépôt glaciomarin et marin littoral et pré littoral	1,2	4,76	76,03	19,21	-0,07	1,11	3,82	1,91
Granulo_21	46°33'53'' N	75°55'06'' O	Dépôt glaciomarin et marin profond	8	0,16	74,55	25,29	0,04	0,92	5,69	1,57
Granulo_22	46°34'04'' N	75°32'09'' O	Dépôt glaciolacustre profond	5	4,11	86,86	9,03	0,18	1,16	1,51	1,54
Granulo_23	46°32'19'' N	75°50'39'' O	Till	2,2	77	19,05	3,95	-0,38	1,11	0,25	2,93
Granulo_24	46°36'40'' N	75°28'14'' O	Rythmite glaciolacustre (lit d'hiver)	7	0,05	65,12	34,83	0,12	1,1	0,0023	1,4
Granulo_24	46°36'40'' N	75°28'14'' O	Rythmite glaciolacustre (lit d'été)	7	0,4	83,5	16,1	0,03	1,2	0,0028	1,3

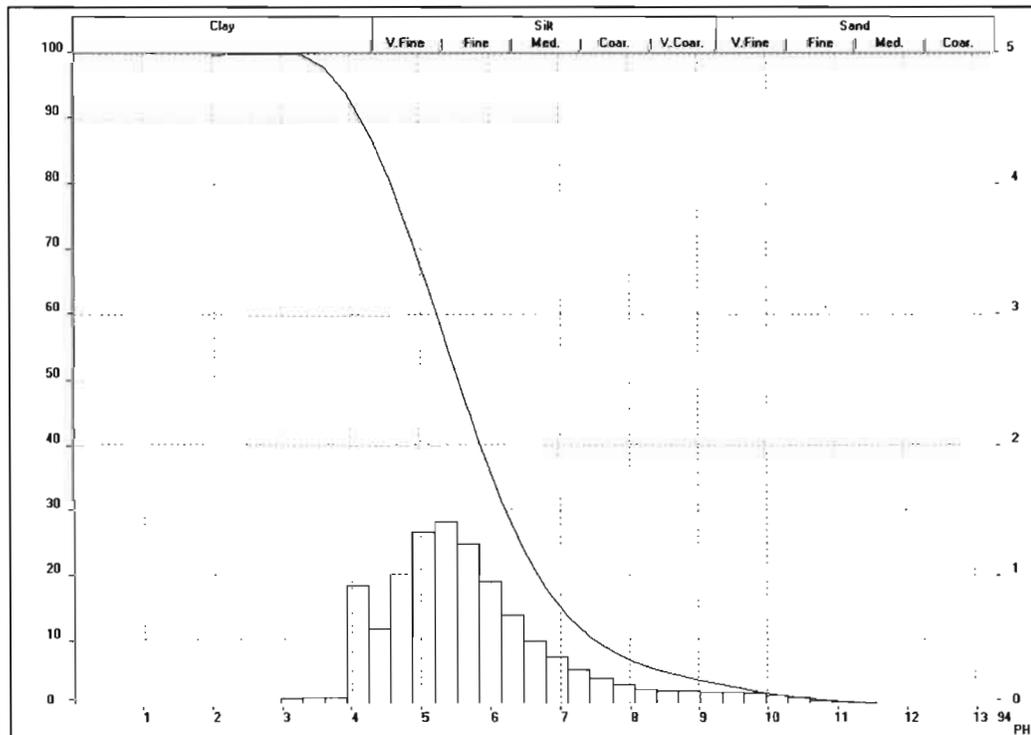
## APPENDICE E

PARAMÈTRES SÉDIMENTOLOGIQUES ET DONNÉES GRANULOMÉTRIQUES DES  
ÉCHANTILLONS PROVENANT DES DIVERSES UNITÉS  
LITHOSTRATIGRAPHIQUES QUATERNAIRES DE LA RÉGION DE MONT-LAURIER

Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt Granulo\_01 (Glaciolacustre littoral et pré littoral)

Mean	Values...				
D43 =	26.98 µm	D42 =	15.87 µm	D41 =	7.21 µm
D32 =	9.34 µm	D31 =	3.72 µm	D30 =	2.02 µm
D21 =	1.49 µm	D20 =	.94 µm		
D10 =	5.66 µm				

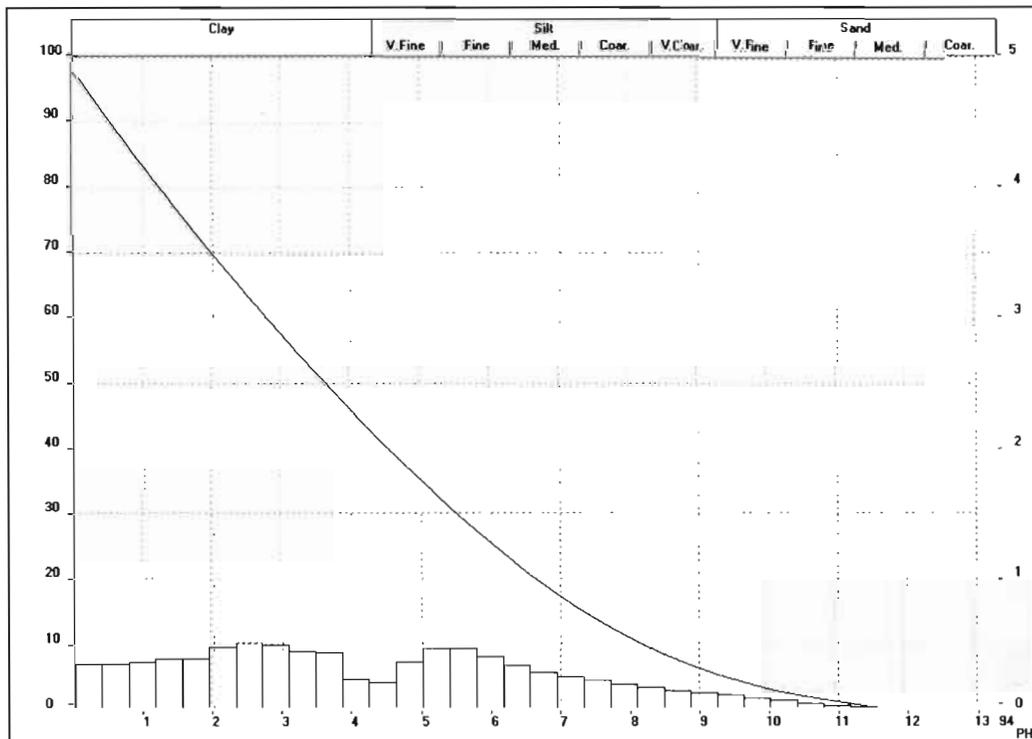
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	26.984 µm	Variance	427.006 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	18.869 µm	Mean Squire Deviation	20.664 µm
Quadratic Square Mean Diameter	33.924 µm	Average Deviation	16.079 µm
Harmonic Mean Diameter	9.335 µm	Coefficient of Variation	76.58 %
Statistical Modes...			
Skewness	1.156	Mode	24.965 µm
Curtosis	1.009	Median	21.709 µm
Span	2.354	Mean/Median Ratio	1.243
Uniformity	.71		
Specific Surface Area	6427.31 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_01.2** (Glaciolacustre littoral et pré littoral)

Mean	Values...						
D43 =	201.47 µm	D42 =	40.51 µm	D41 =	11.49 µm	D40 =	5.34 µm
D32 =	8.15 µm	D31 =	2.74 µm	D30 =	1.59 µm		
D21 =	.92 µm	D20 =	.7 µm				
D10 =	3.59 µm						

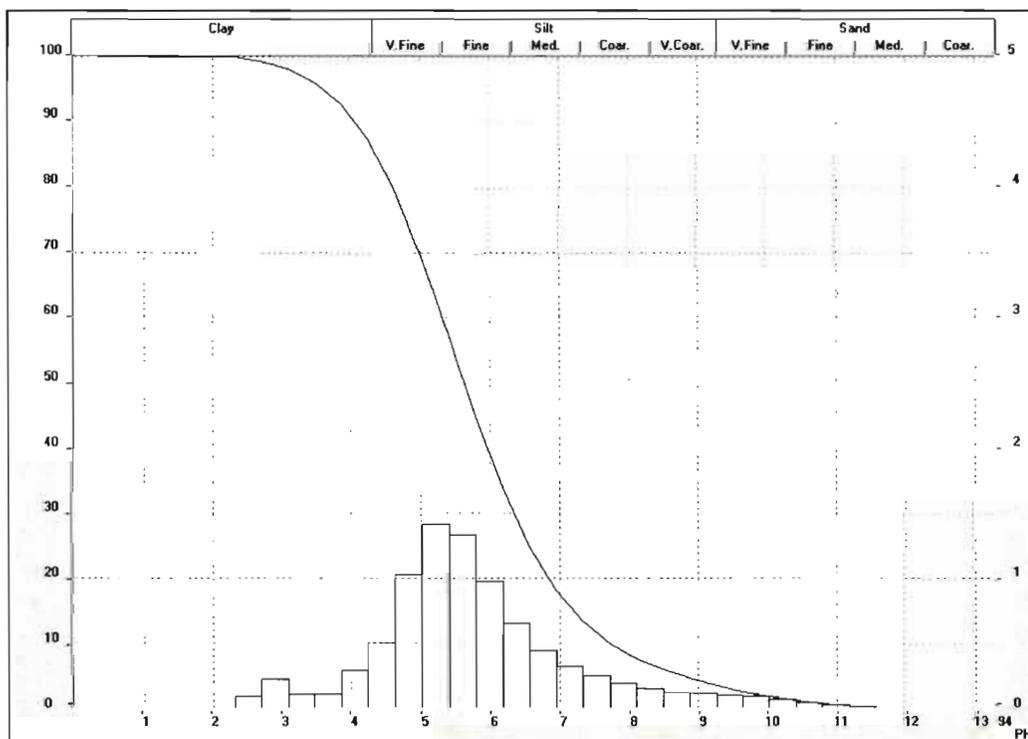
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	201.47 µm	Variance	66770.711 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	58.372 µm	Mean Square Deviation	258.4 µm
Quadratic Square Mean Diameter	326.618 µm	Average Deviation	203.761 µm
Harmonic Mean Diameter	8.147 µm	Coefficient of Variation	128.257 %
Statistical Modes...			
Skewness	1.386	Mode	984.154 µm
Curtosis	.852	Median	81.668 µm
Span	8.469	Mean/Median Ratio	2.467
Uniformity	2.2		
Specific Surface Area	7210.63 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_01.3** (Glaciolacustre littoral et pré littoral)

Mean	Values...
D43 =	28.05 µm D42 = 15.49 µm D41 = 7.03 µm D40 = 3.8 µm
D32 =	8.55 µm D31 = 3.52 µm D30 = 1.95 µm
D21 =	1.45 µm D20 = .93 µm
D10 =	4.81 µm

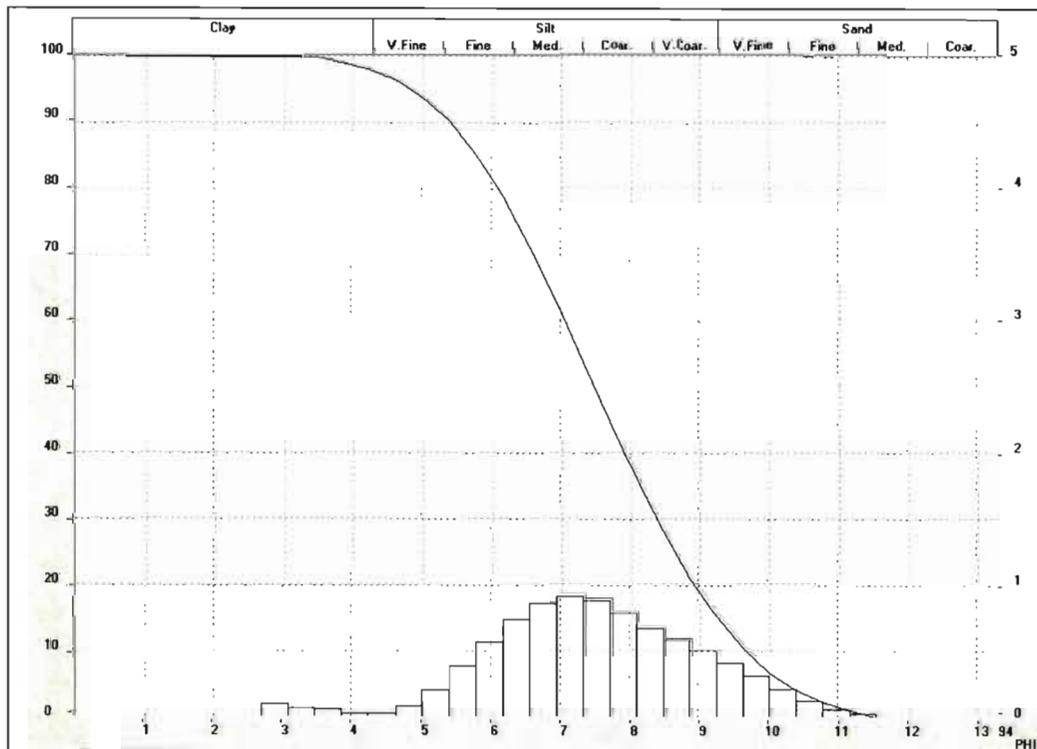
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	28.047 µm	Variance	739.379 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	18.034 µm	Mean Squire Deviation	27.192 µm
Quadratic Square Mean Diameter	38.97 µm	Average Deviation	18.748 µm
Hamonic Mean Diameter	8.555 µm	Coefficient of Variation	96.949 %
Statistical Modes...			
Skewness	2.306	Mode	21.317 µm
Curtosis	7.241	Median	20.33 µm
Span	2.7	Mean/Median Ratio	1.38
Uniformity	.86		
Specific Surface Area	7013.46 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Fador	1. g/cc		



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_02** (Glaciomarin profond)

Mean	Values...				
D43 =	9.94 µm	D42 =	5.4 µm	D41 =	3.17 µm
D32 =	2.94 µm	D31 =	1.79 µm	D30 =	1.26 µm
D21 =	1.09 µm	D20 =	.83 µm		
D10 =	1.22 µm				

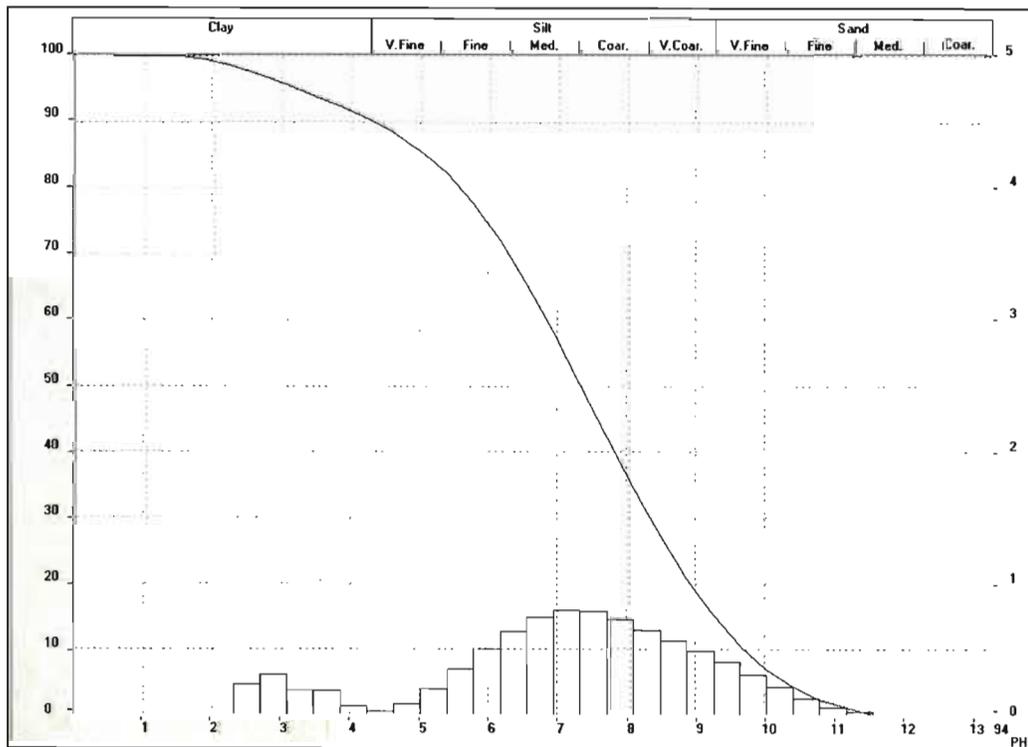
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	9.937 µm	Variance	162.347 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	5.445 µm	Mean Square Deviation	12.742 µm
Quadratic Square Mean Diameter	16.108 µm	Average Deviation	8.233 µm
Harmonic Mean Diameter	2.937 µm	Coefficient of Variation	128.224 %
Statistical Modes...			
Skewness	3.04	Mode	5.692 µm
Kurtosis	12.486	Median	5.548 µm
Span	3.999	Mean/Median Ratio	1.791
Uniformity	1.32		
Specific Surface Area	20426.02 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_02.2** (Glaciomarin profond)

Mean	Values...				
D43 =	20.29 $\mu\text{m}$	D42 =	7.87 $\mu\text{m}$	D41 =	4. $\mu\text{m}$
D32 =	3.05 $\mu\text{m}$	D31 =	1.78 $\mu\text{m}$	D30 =	1.25 $\mu\text{m}$
D21 =	1.04 $\mu\text{m}$	D20 =	.8 $\mu\text{m}$		
D10 =	1.21 $\mu\text{m}$				

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	20.288 $\mu\text{m}$	Variance	1737.361 $\mu\text{m}^2$
Geometric Mean Diameter	6.873 $\mu\text{m}$	Mean Square Deviation	41.682 $\mu\text{m}$
Quadratic Square Mean Diameter	46.169 $\mu\text{m}$	Average Deviation	22.856 $\mu\text{m}$
Harmonic Mean Diameter	3.049 $\mu\text{m}$	Coefficient of Variation	205.453 %
Statistical Modes...			
Skewness	3.844	Mode	5.512 $\mu\text{m}$
Curtosis	16.886	Median	6.175 $\mu\text{m}$
Span	7.705	Mean/Median Ratio	3.285
Uniformity	2.83		
Specific Surface Area	19678.1 $\text{cm}^2/\text{cm}^3$		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



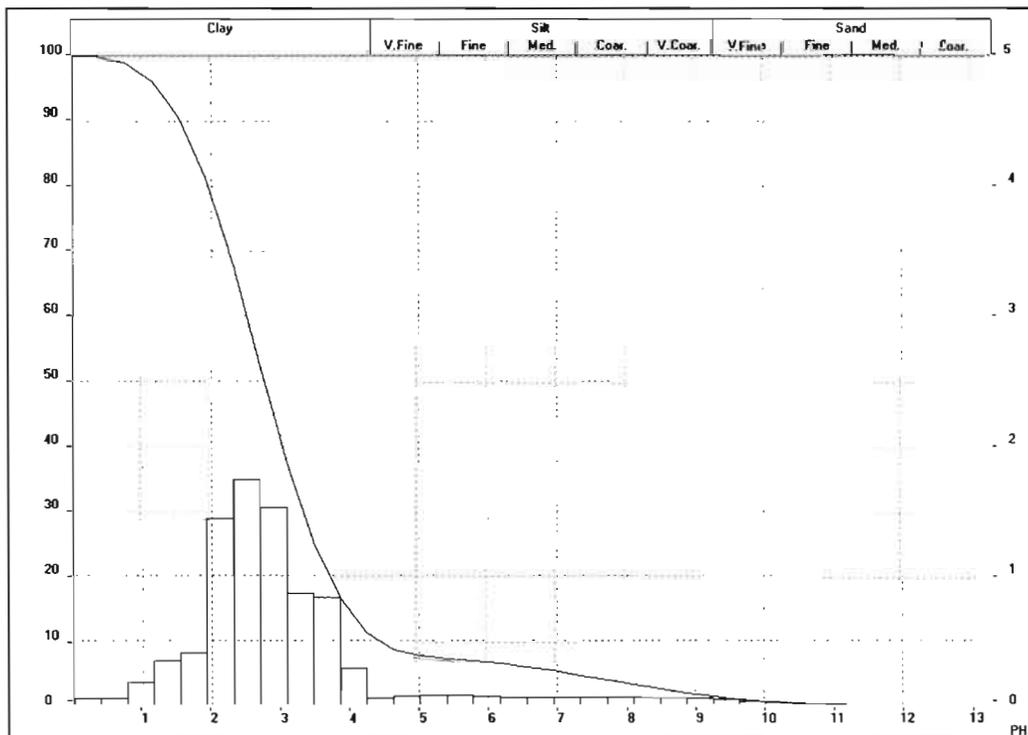
Paramètres sédimentologiques données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_02.3** (Glaciomarin deltaïque)

Mean	Values...				
D43 =	175.06 µm	D42 =	71.53 µm	D41 =	19.66 µm
D32 =	29.23 µm	D31 =	6.59 µm	D30 =	3.09 µm
D21 =	1.48 µm	D20 =	1.01 µm		
D10 =	47.25 µm				

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	175.055 µm	Variance	15971.374 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	120.159 µm	Mean Square Deviation	126.378 µm
Quadratic Square Mean Diameter	215.537 µm	Average Deviation	94.649 µm
Harmonic Mean Diameter	29.231 µm	Coefficient of Variation	72.193 %

Statistical Modes...			
Skewness	1.326	Mode	172.907 µm
Curtosis	2.269	Median	147.487 µm
Span	1.981	Mean/Median Ratio	1.187
Uniformity	.62		

Specific Surface Area	2052.61 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>
Density	1. g/cc
Form Factor	1. g/cc



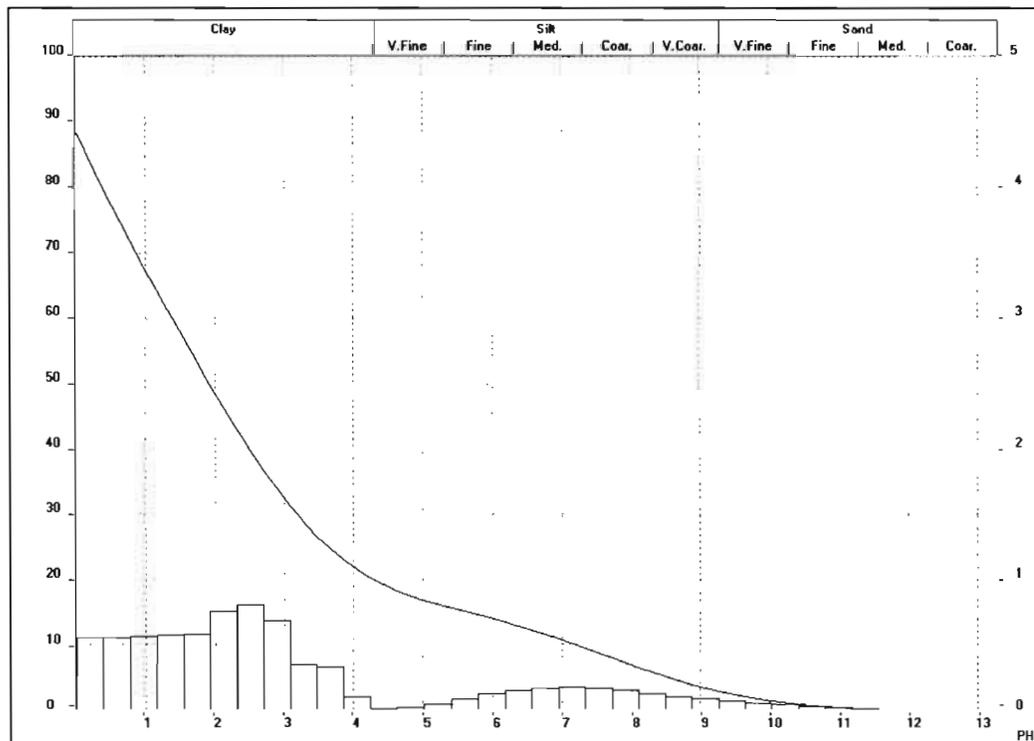
Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_02.4** (Glaciomarin deltaïque)

Mean	Values...				
D43 =	299.57 µm	D42 =	63.8 µm	D41 =	16.4 µm
D32 =	13.59 µm	D31 =	3.84 µm	D30 =	2.06 µm
D21 =	1.08 µm	D20 =	.8 µm		
D10 =	7.06 µm				

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	299.57 µm	Variance	79051.781 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	124.826 µm	Mean Square Deviation	281.161 µm
Quadratic Square Mean Diameter	409.758 µm	Average Deviation	233.843 µm
Harmonic Mean Diameter	13.588 µm	Coefficient of Variation	93.855 %

Statistical Modes...			
Skewness	.731	Mode	984.154 µm
Curtosis	-.768	Median	264.424 µm
Span	-.03	Mean/Median Ratio	1.133
Uniformity	.86		

Specific Surface Area	3912.14 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>
Density	1. g/cc
Form Factor	1. g/cc



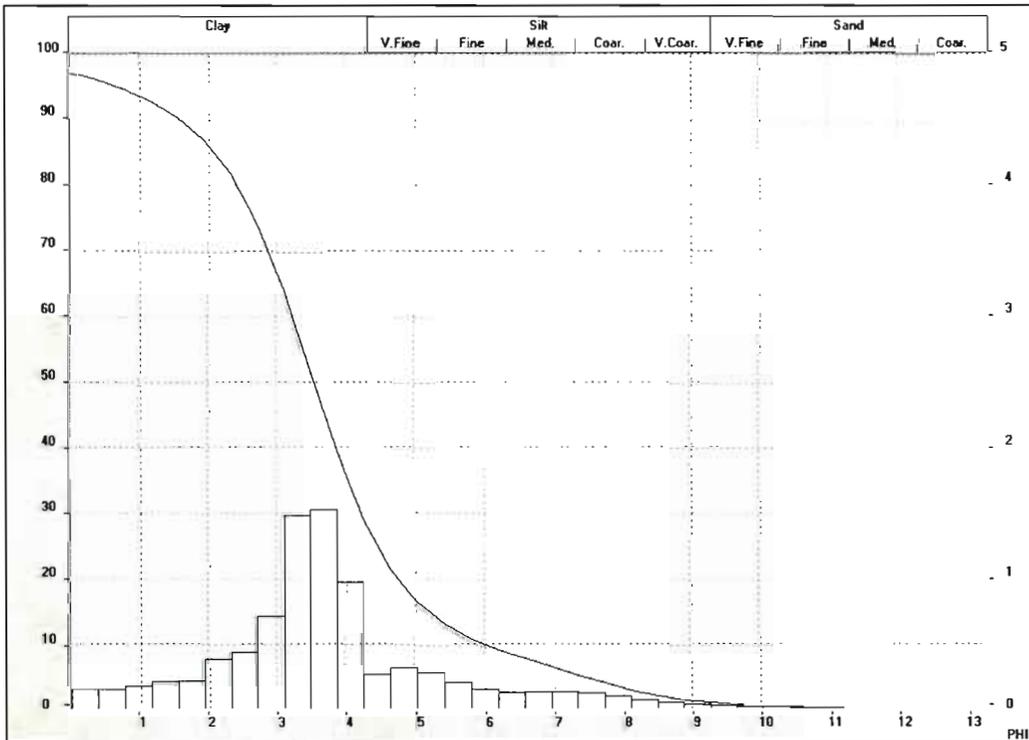
### Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_03** (Till)

Mean	Values...	D42 =	55.49 µm	D41 =	17.75 µm	D40 =	7.69 µm
D43 =	128.18 µm	D31 =	6.61 µm	D30 =	3.01 µm		
D32 =	24.02 µm	D20 =	1.06 µm				
D21 =	1.82 µm						
D10 =	16.14 µm						

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	128.184 µm	Variance	22061.461 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	73.176 µm	Mean Square Deviation	148.531 µm
Quadratic Square Mean Diameter	195.616 µm	Average Deviation	94.327 µm
Harmonic Mean Diameter	24.019 µm	Coefficient of Variation	115.874 %

Statistical Modes...			
Skewness	2.718	Mode	82.439 µm
Curtosis	9.084	Median	86.991 µm
Span	3.648	Mean/Median Ratio	1.474
Uniformity	.98		

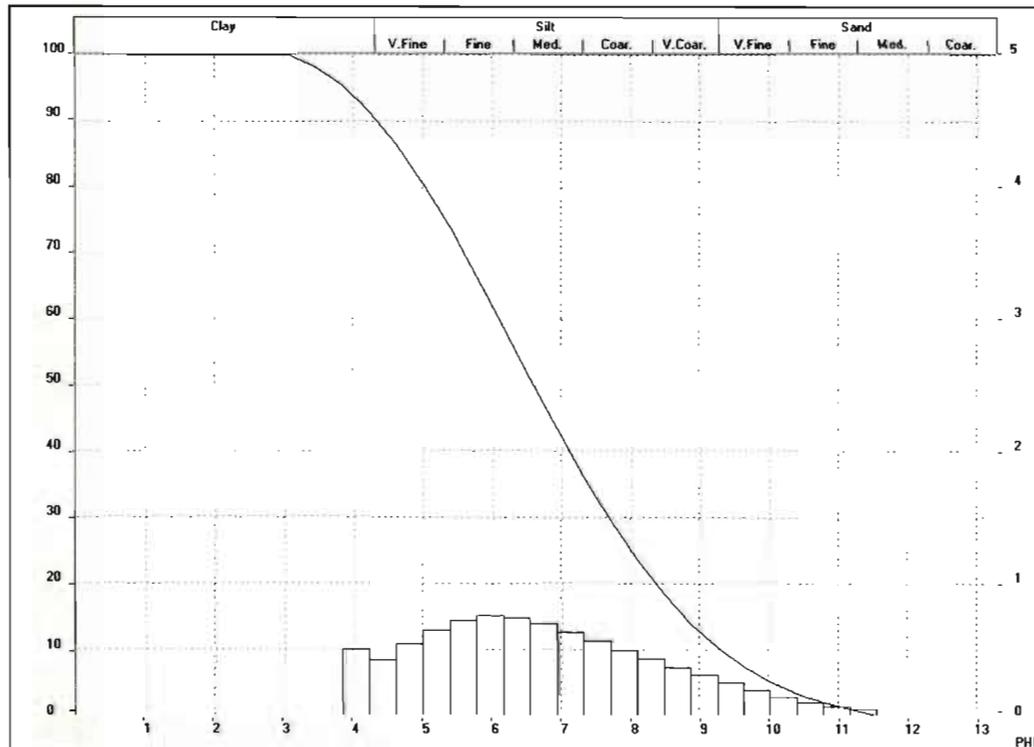
Specific Surface Area	2428.11 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>
Density	1. g/cc
Form Factor	1. g/cc



### Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_04** (Glaciolacustre littoral et pré littoral)

Mean	Values...						
D43 =	18.66 µm	D42 =	8.64 µm	D41 =	4.29 µm	D40 =	2.61 µm
D32 =	4. µm	D31 =	2.06 µm	D30 =	1.35 µm		
D21 =	1.06 µm	D20 =	.79 µm				
D10 =	1.59 µm						

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	18.659 µm	Variance	479.3 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	9.382 µm	Mean Squire Deviation	21.893 µm
Quadratic Square Mean Diameter	28.682 µm	Average Deviation	15.924 µm
Harmonic Mean Diameter	3.997 µm	Coefficient of Variation	117.33 %
Statistical Modes...			
Skewness	1.919	Mode	12.33 µm
Curtosis	3.677	Median	10.239 µm
Span	4.617	Mean/Median Ratio	1.822
Uniformity	1.4		
Specific Surface Area	15010.35 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



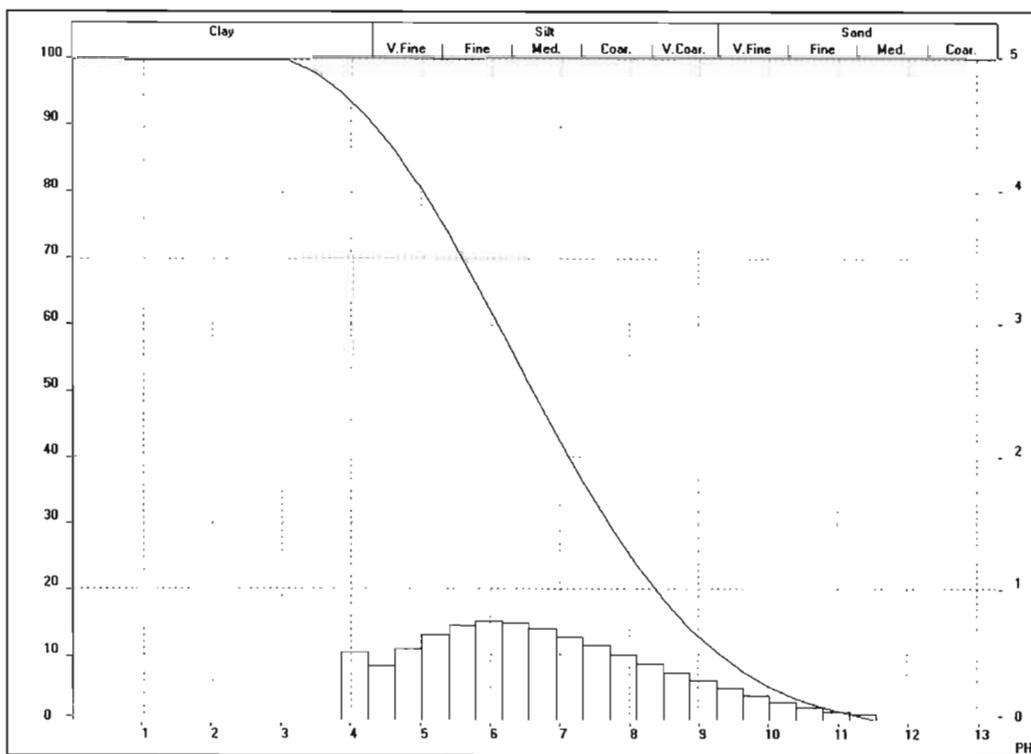
Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_04.2** (Glaciolacustre profond)

Mean	Values...
D43 =	18.74 µm
D32 =	4. µm
D21 =	1.06 µm
D10 =	1.59 µm
D42 =	8.66 µm
D31 =	2.06 µm
D20 =	.79 µm
D41 =	4.3 µm
D30 =	1.35 µm
D40 =	2.61 µm

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	18.741 µm	Variance	484.04 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	9.411 µm	Mean Square Deviation	22.001 µm
Quadratic Square Mean Diameter	28.817 µm	Average Deviation	16.007 µm
Harmonic Mean Diameter	4.002 µm	Coefficient of Variation	117.396 %

Statistical Modes...			
Skewness	1.916	Mode	12.33 µm
Curtosis	3.651	Median	10.27 µm
Span	4.627	Mean/Median Ratio	1.825
Uniformity	1.4		

Specific Surface Area	14991.29 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>
Density	1. g/cc
Form Factor	1. g/cc





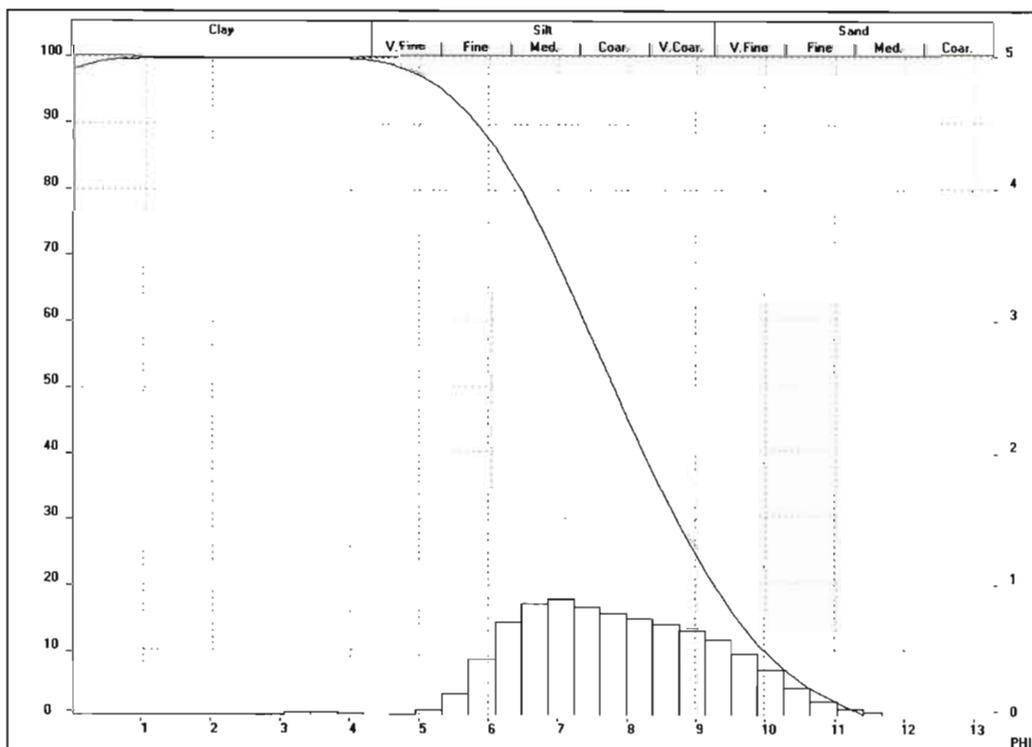
### Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_06** (glaciomarin profond)

Mean	Values...						
D43 =	16.78 µm	D42 =	8.49 µm	D41 =	4.38 µm	D40 =	2.68 µm
D32 =	4.3 µm	D31 =	2.24 µm	D30 =	1.46 µm		
D21 =	1.16 µm	D20 =	.85 µm				
D10 =	1.72 µm						

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	16.779 µm	Variance	306.875 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	9.356 µm	Mean Squire Deviation	17.518 µm
Quadratic Square Mean Diameter	24.194 µm	Average Deviation	13.106 µm
Harmonic Mean Diameter	4.299 µm	Coefficient of Variation	104.406 %

Statistical Modes...			
Skewness	1.669	Mode	15.447 µm
Curtosis	2.663	Median	10.66 µm
Span	3.704	Mean/Median Ratio	1.574
Uniformity	1.14		

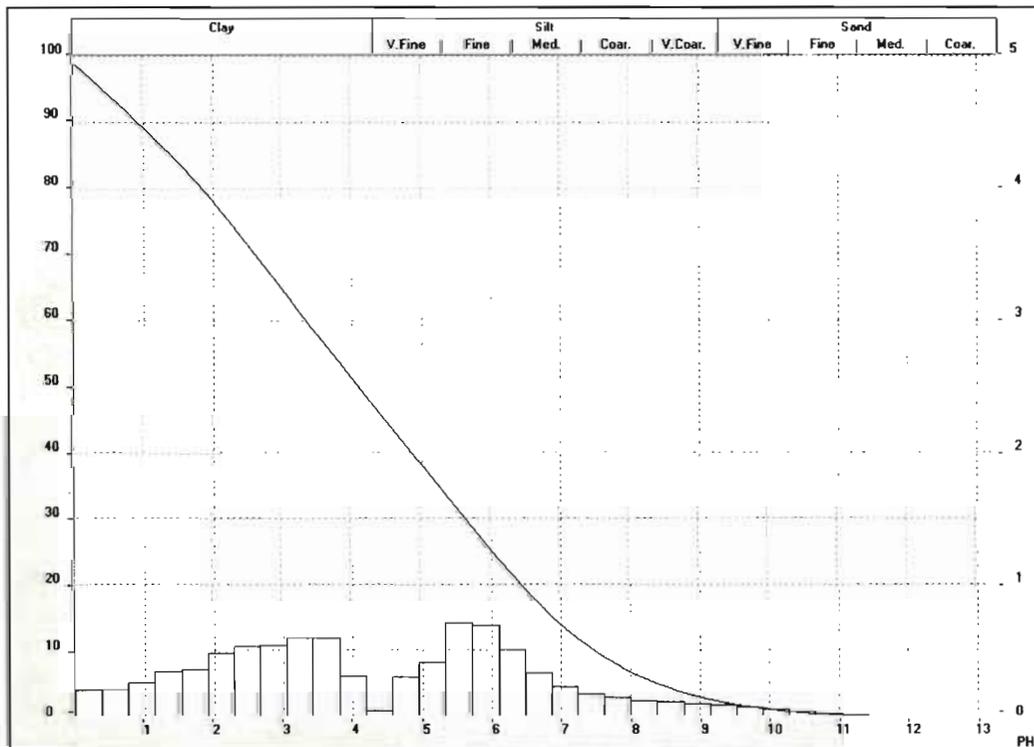
Specific Surface Area	13958.32 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>
Density	1. g/cc
Form Factor	1. g/cc



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_07** (Till)

Mean	Values...						
D43 =	157.86 µm	D42 =	44.83 µm	D41 =	14.8 µm	D40 =	6.87 µm
D32 =	12.73 µm	D31 =	4.53 µm	D30 =	2.41 µm		
D21 =	1.61 µm	D20 =	1.05 µm				
D10 =	5.68 µm						

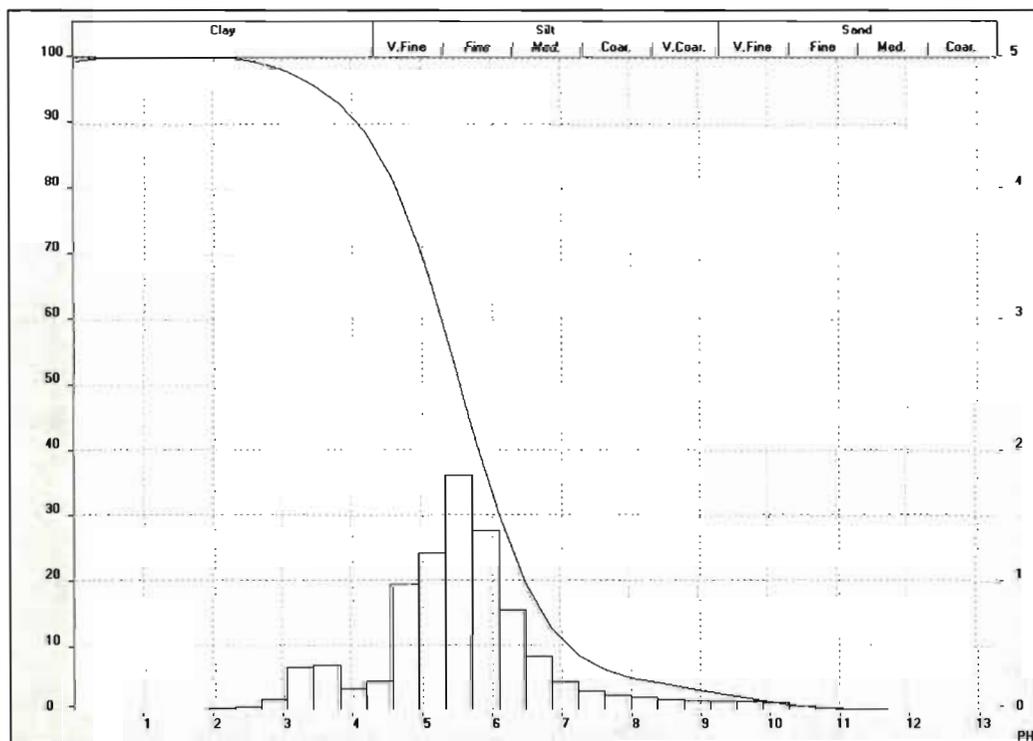
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	157.861 µm	Variance	48846.195 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	52.927 µm	Mean Square Deviation	221.012 µm
Quadratic Square Mean Diameter	270.687 µm	Average Deviation	161.767 µm
Hamonic Mean Diameter	12.731 µm	Coefficient of Variation	140.004 %
Statistical Modes...			
Skewness	1.863	Mode	109.73 µm
Curtosis	2.845	Median	58.941 µm
Span	8.888	Mean/Median Ratio	2.678
Uniformity	2.35		
Specific Surface Area	4655.55 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_08** (Dépôt glaciolacustre littoral et pré littoral)

Mean	Values...
D43 =	29.35 µm
D32 =	10.74 µm
D21 =	1.72 µm
D10 =	7.44 µm
D42 =	17.76 µm
D31 =	4.29 µm
D20 =	1.06 µm
D41 =	8.15 µm
D30 =	2.29 µm
D40 =	4.33 µm

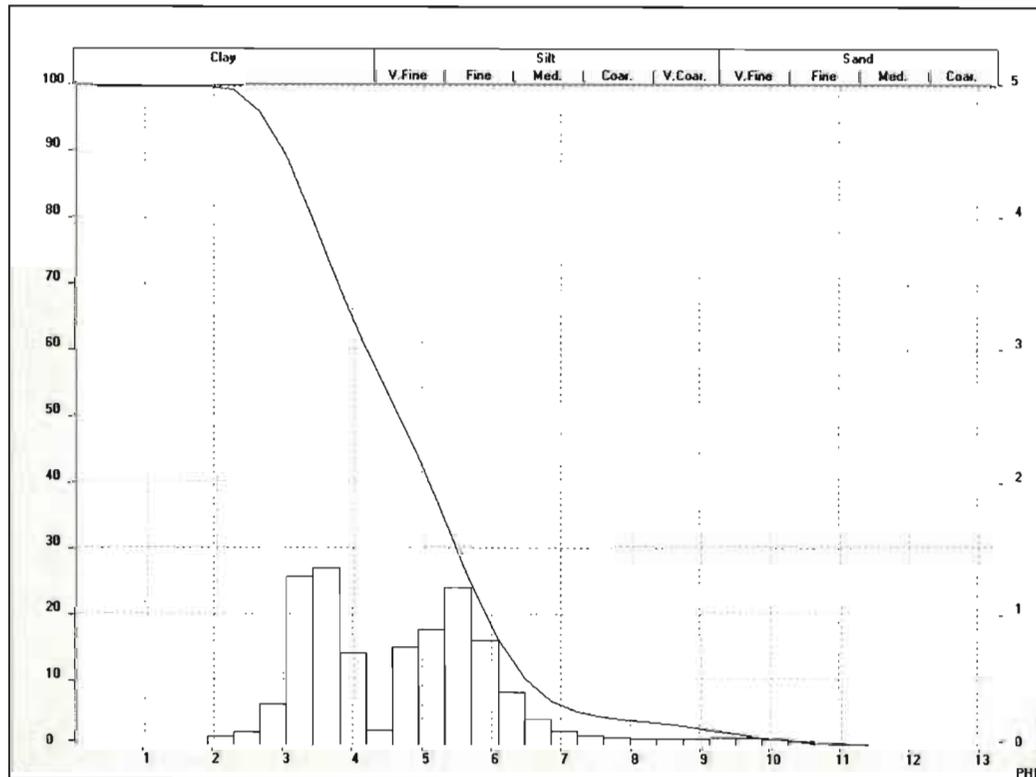
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	29.35 µm	Variance	772.986 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	20.302 µm	Mean Squire Deviation	27.803 µm
Quadratic Square Mean Diameter	40.332 µm	Average Deviation	18.266 µm
Hamonic Mean Diameter	10.742 µm	Coefficient of Variation	94.727 %
Statistical Modes...			
Skewness	2.656	Mode	21.68 µm
Curtosis	9.676	Median	21.504 µm
Span	2.4	Mean/Median Ratio	1.365
Uniformity	.78		
Specific Surface Area	5585.53 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



### Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_08.2** (Till)

Mean	Values...						
D43 =	55.36 µm	D42 =	28.75 µm	D41 =	10.85 µm	D40 =	5.32 µm
D32 =	14.93 µm	D31 =	4.81 µm	D30 =	2.44 µm		
D21 =	1.55 µm	D20 =	.99 µm				
D10 =	11.1 µm						

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	55.36 µm	Variance	2176.426 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	36.024 µm	Mean Square Deviation	46.652 µm
Quadratic Square Mean Diameter	72.246 µm	Average Deviation	37.531 µm
Harmonic Mean Diameter	14.934 µm	Coefficient of Variation	84.27 %
Statistical Modes...			
Skewness	1.161	Mode	82.422 µm
Curtosis	.88	Median	39.182 µm
Span	2.845	Mean/Median Ratio	1.413
Uniformity	.91		
Specific Surface Area	4017.79 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		

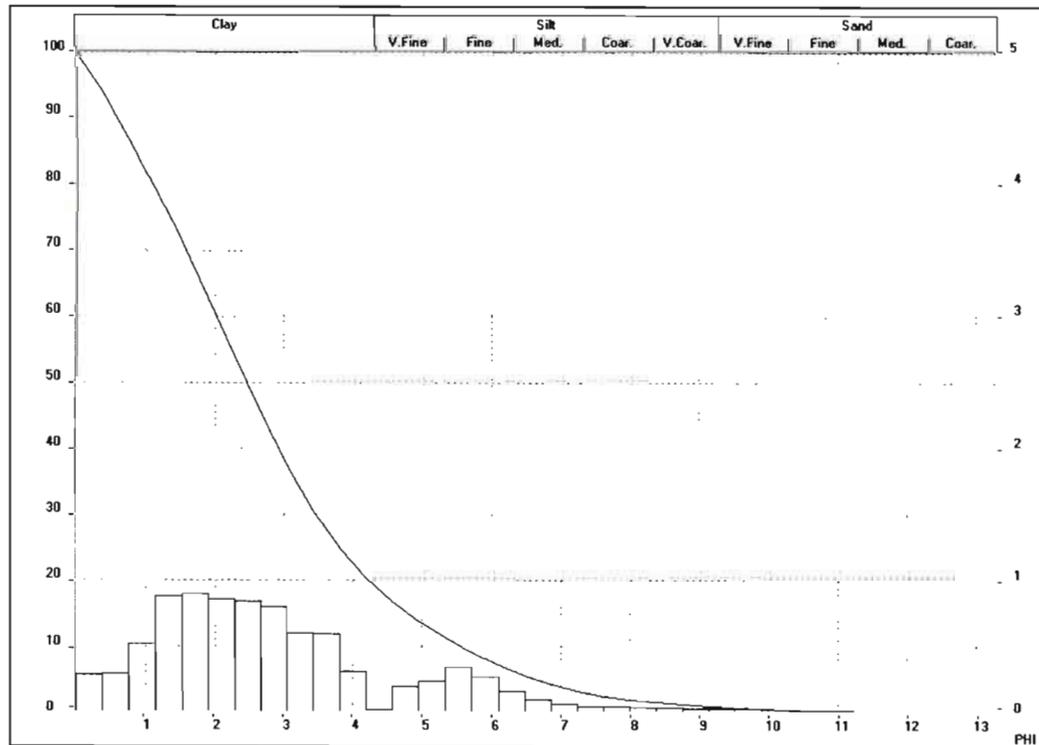


### Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_09** (fluvioglacière)

Mean	Values...						
D43 =	263.59 µm	D42 =	94.73 µm	D41 =	24.2 µm	D40 =	9.6 µm
D32 =	34.05 µm	D31 =	7.33 µm	D30 =	3.18 µm		
D21 =	1.58 µm	D20 =	.97 µm				
D10 =	21.44 µm						

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	263.586 µm	Variance	60772.668 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	142.892 µm	Mean Square Deviation	246.521 µm
Quadratic Square Mean Diameter	360.059 µm	Average Deviation	197.258 µm
Harmonic Mean Diameter	34.047 µm	Coefficient of Variation	93.526 %

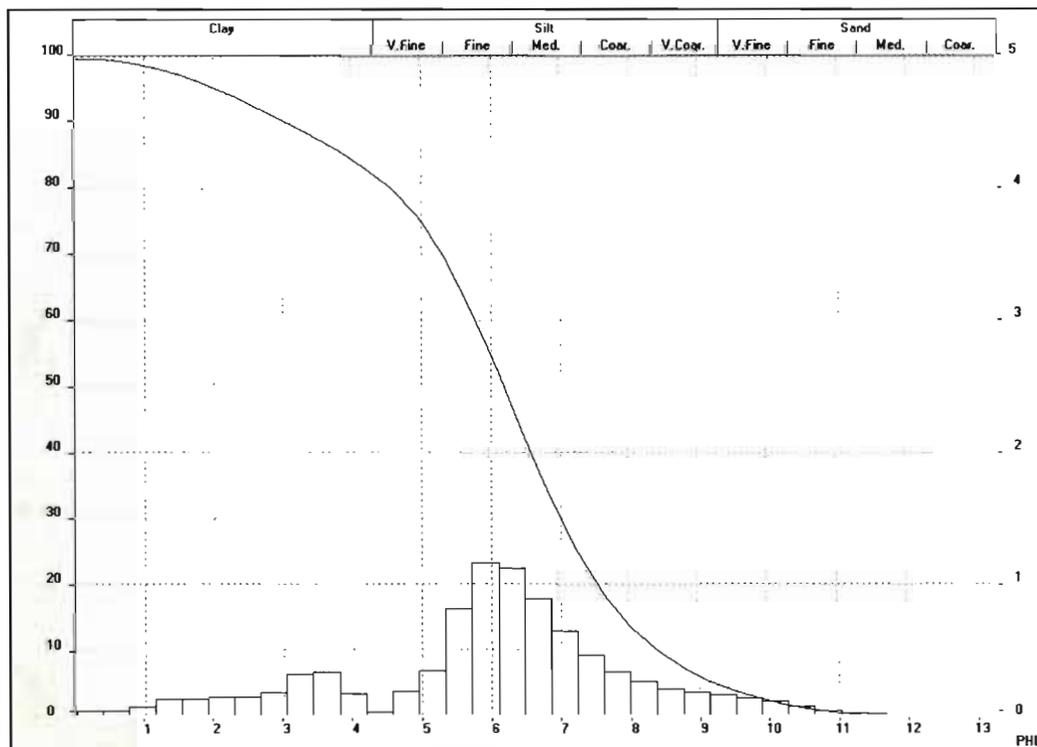
Statistical Modes...			
Skewness	1.109	Mode	235.366 µm
Curtosis	.341	Median	181.543 µm
Span	3.498	Mean/Median Ratio	1.452
Unifomity	1.03		
Specific Surface Area	1762.25 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_10** (glaciolacustre)

Mean	Values...
D43 =	45.09 µm
D32 =	6.53 µm
D21 =	1.51 µm
D10 =	3.06 µm
D42 =	17.16 µm
D31 =	3.15 µm
D20 =	1.02 µm
D41 =	7.64 µm
D30 =	1.89 µm
D40 =	4.18 µm

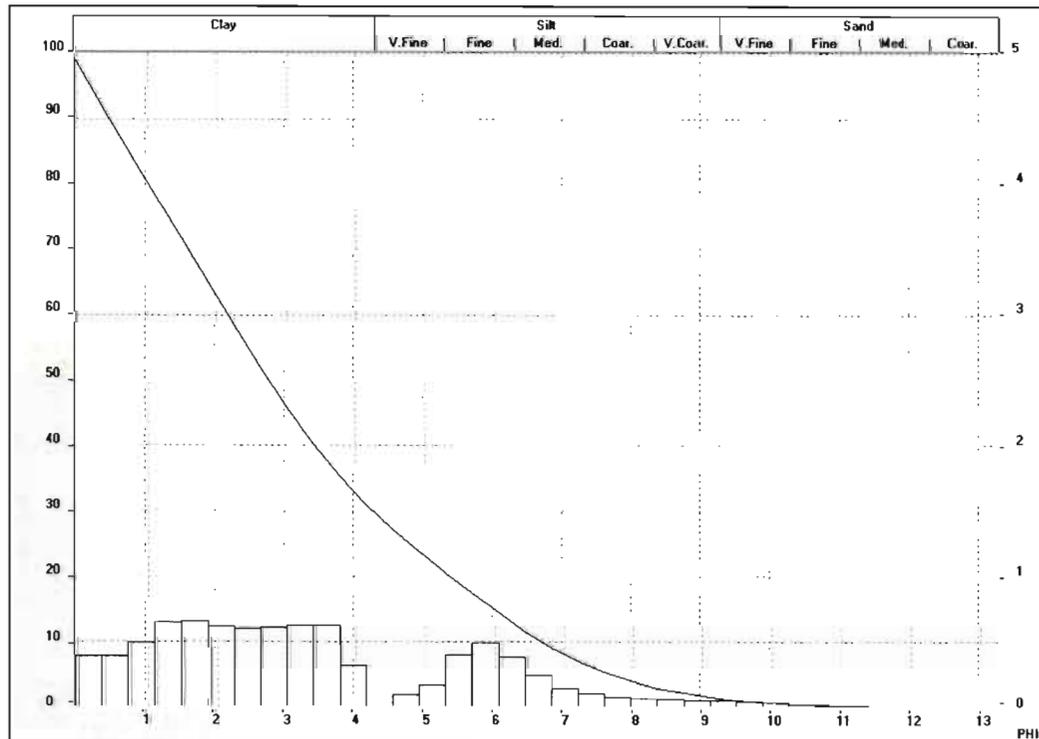
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	45.088 µm	Variance	8960.524 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	15.514 µm	Mean Squire Deviation	94.66 µm
Quadratic Square Mean Diameter	104.42 µm	Average Deviation	51.539 µm
Harmonic Mean Diameter	6.533 µm	Coefficient of Variation	209.943 %
Statistical Modes...			
Skewness	4.05	Mode	13.035 µm
Curtosis	19.691	Median	13.896 µm
Span	8.334	Mean/Median Ratio	3.245
Uniformity	2.76		
Specific Surface Area	9157.41 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



### Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt Granulo\_11 (Till)

Mean	Values...				
D43 =	247.4 µm	D42 =	70.97 µm	D41 =	20.27 µm
D32 =	20.36 µm	D31 =	5.8 µm	D30 =	2.81 µm
D21 =	1.65 µm	D20 =	1.05 µm		
D10 =	9.57 µm				

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	247.404 µm	Variance	70569.5 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	103.101 µm	Mean Square Deviation	265.649 µm
Quadratic Square Mean Diameter	362.03 µm	Average Deviation	214.789 µm
Harmonic Mean Diameter	20.36 µm	Coefficient of Variation	107.375 %
Statistical Modes...			
Skewness	1.135	Mode	984.352 µm
Curtosis	.2	Median	145.004 µm
Span	4.841	Mean/Median Ratio	1.706
Uniformity	1.37		
Specific Surface Area	2919.53 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



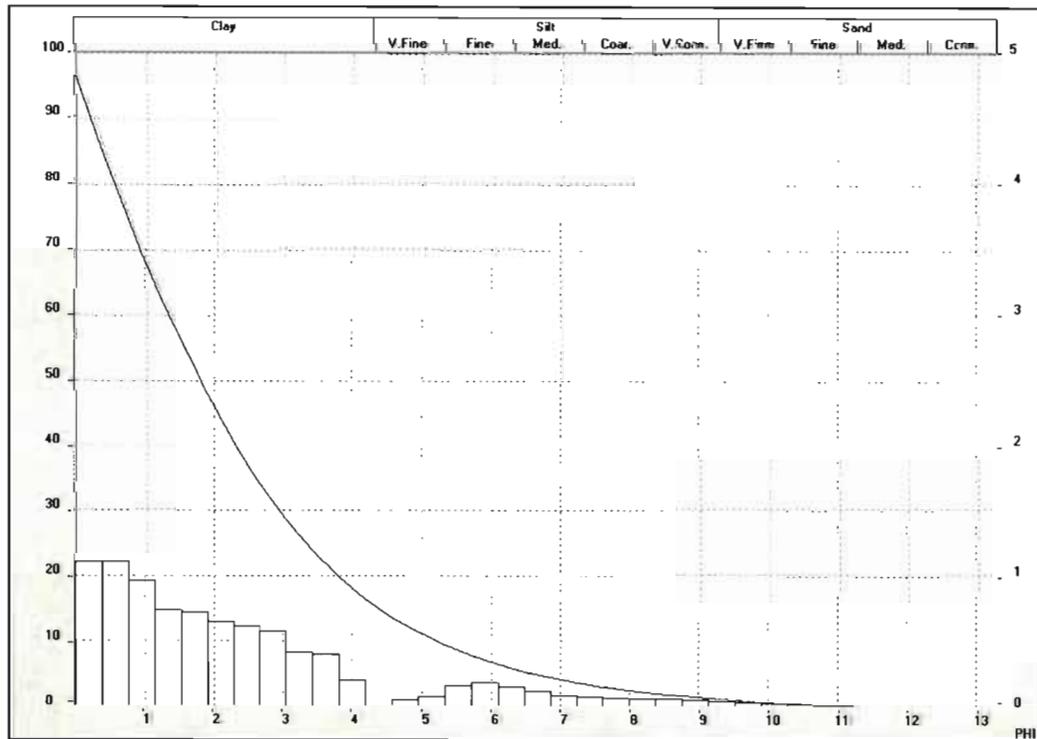
**Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt Granulo\_12 (fluvioglacière)**

Mean	Values...						
D43 =	347.47 µm	D42 =	101.81 µm	D41 =	22.93 µm	D40 =	9.11 µm
D32 =	29.83 µm	D31 =	5.89 µm	D30 =	2.71 µm		
D21 =	1.16 µm	D20 =	.82 µm				
D10 =	27.13 µm						

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	347.466 µm	Variance	83294.32 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	187.652 µm	Mean Square Deviation	288.608 µm
Quadratic Square Mean Diameter	450.741 µm	Average Deviation	245.304 µm
Harmonic Mean Diameter	29.829 µm	Coefficient of Variation	83.061 %

Statistical Modes...			
Skewness	.594	Mode	984.352 µm
Kurtosis	-.924	Median	288.335 µm
Span	2.873	Mean/Median Ratio	1.205
Uniformity	.83		

Specific Surface Area	1950.04 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>
Density	1. g/cc
Form Factor	1. g/cc

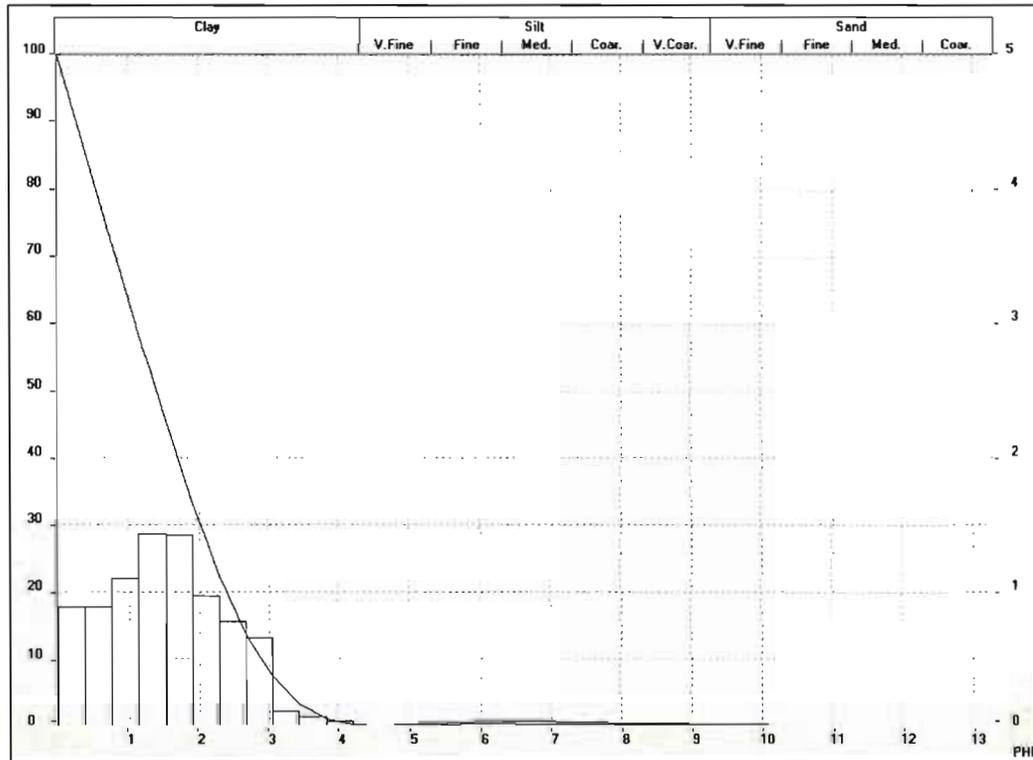




Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_14** (fluvioglaciale)

Mean	Values...				
D43 =	432.15 µm	D42 =	245.08 µm	D41 =	46.3 µm
D32 =	138.98 µm	D31 =	15.16 µm	D30 =	4.99 µm
D21 =	1.65 µm	D20 =	.95 µm		
D10 =	135.72 µm				

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	432.152 µm	Variance	64856.098 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	346.649 µm	Mean Square Deviation	254.669 µm
Quadratic Square Mean Diameter	500.962 µm	Average Deviation	214.654 µm
Harmonic Mean Diameter	138.983 µm	Coefficient of Variation	58.93 %
Statistical Modes...			
Skewness	.503	Mode	693.826 µm
Kurtosis	-.862	Median	380.516 µm
Span	1.813	Mean/Median Ratio	1.136
Uniformity	.56		
Specific Surface Area	431.71 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



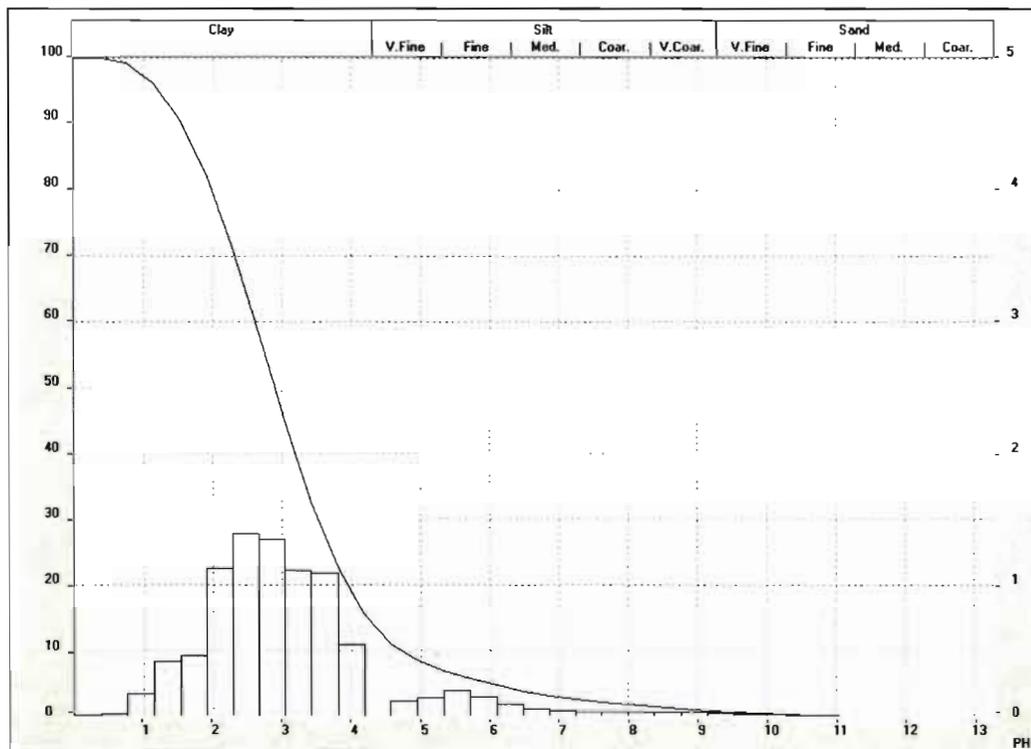
### Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_14.2** (fluvioglacière)

Mean	Values...
D43 =	165.7 µm
D32 =	37.42 µm
D21 =	1.67 µm
D10 =	37.98 µm
D42 =	78.75 µm
D31 =	7.9 µm
D20 =	1.03 µm
D41 =	21.78 µm
D30 =	3.42 µm
D40 =	9.02 µm

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	165.701 µm	Variance	15903.889 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	114.967 µm	Mean Square Deviation	126.111 µm
Quadratic Square Mean Diameter	207.85 µm	Average Deviation	96.229 µm
Harmonic Mean Diameter	37.422 µm	Coefficient of Variation	76.107 %

Statistical Modes...			
Skewness	1.291	Mode	141.514 µm
Curtosis	1.717	Median	133.753 µm
Span	2.259	Mean/Median Ratio	1.239
Uniformity	.69		

Specific Surface Area	1603.32 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>
Density	1. g/cc
Form Factor	1. g/cc

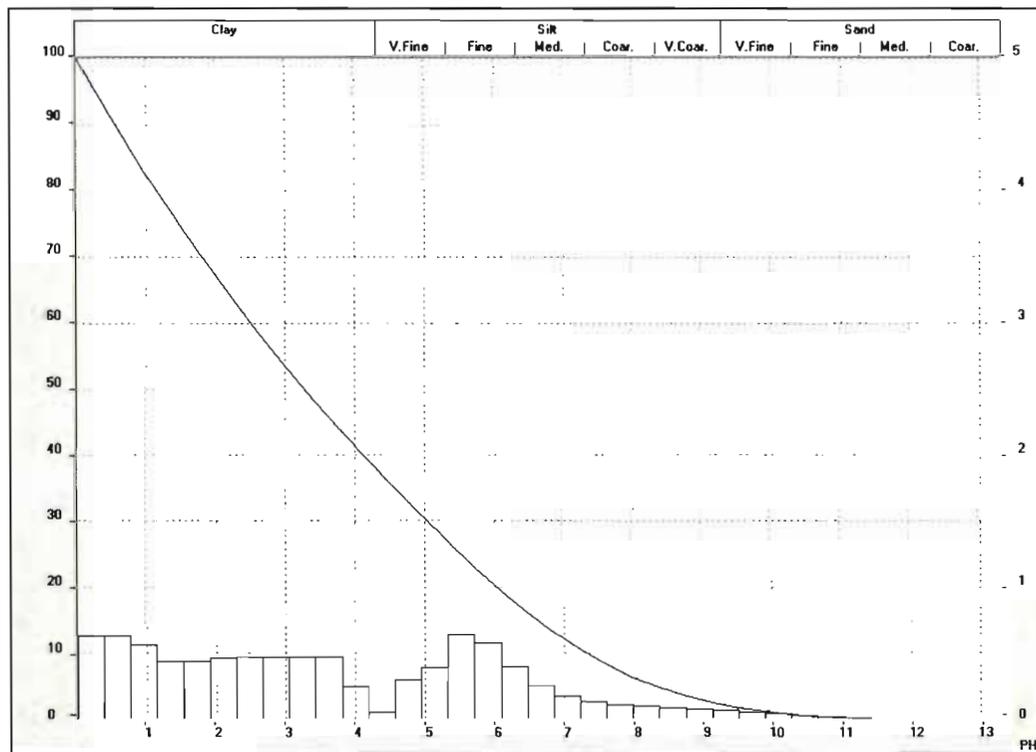




Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_16** (fluvioglacière)

Mean	Values...	D43 =	D42 =	D41 =	D40 =
D43 =	227.9 µm	D42 =	57.49 µm	D41 =	17.05 µm
D32 =	14.5 µm	D31 =	4.66 µm	D30 =	2.44 µm
D21 =	1.5 µm	D20 =	1. µm		
D10 =	6.32 µm				

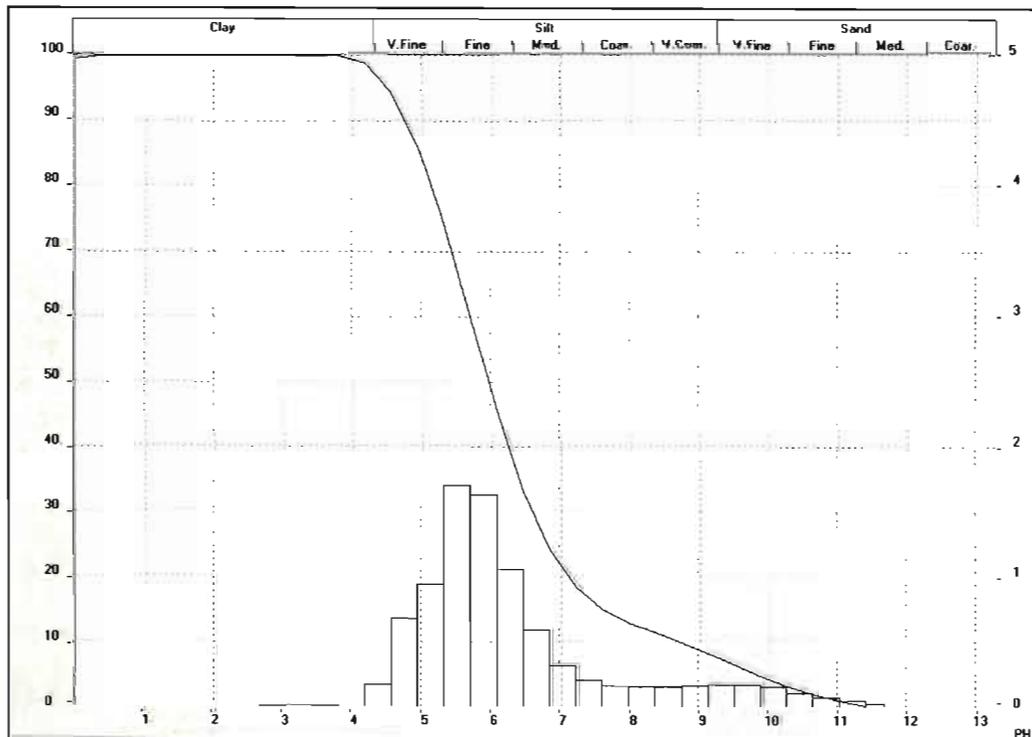
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	227.896 µm	Variance	72170.602 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	79.376 µm	Mean Squire Deviation	268.646 µm
Quadratic Square Mean Diameter	351.263 µm	Average Deviation	217.276 µm
Hamonic Mean Diameter	14.505 µm	Coefficient of Variation	117.881 %
Statistical Modes...			
Skewness	1.23	Mode	984.352 µm
Curtosis	.366	Median	103.298 µm
Span	6.527	Mean/Median Ratio	2.206
Uniformity	1.9		
Specific Surface Area	4136.51 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_17** (Glaciolacustre littoral et pré littoral)

Mean	Values...
D43 =	18.23 µm
D32 =	5.44 µm
D21 =	1. µm
D10 =	2.34 µm
D42 =	9.96 µm
D31 =	2.34 µm
D20 =	.74 µm
D41 =	4.63 µm
D30 =	1.43 µm
D40 =	2.71 µm

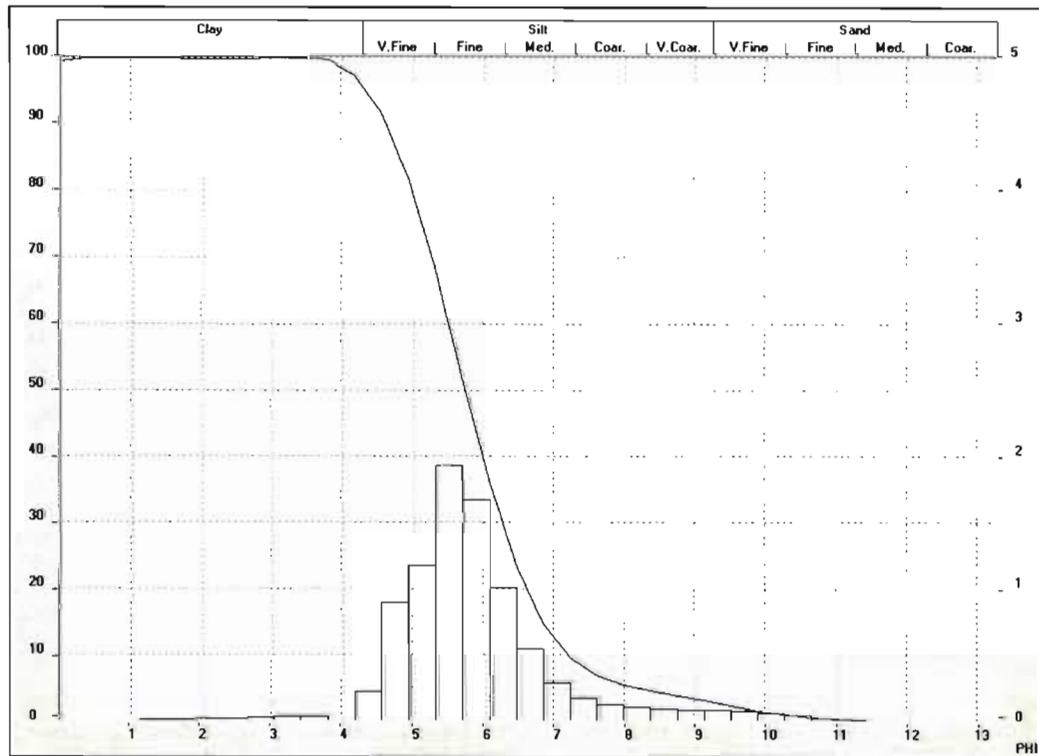
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	18.226 µm	Variance	169.964 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	12.483 µm	Mean Square Deviation	13.037 µm
Quadratic Square Mean Diameter	22.371 µm	Average Deviation	10.194 µm
Harmonic Mean Diameter	5.443 µm	Coefficient of Variation	71.531 %
Statistical Modes...			
Skewness	.922	Mode	17.915 µm
Curtosis	.71	Median	15.947 µm
Span	2.14	Mean/Median Ratio	1.143
Uniformity	.63		
Specific Surface Area	11023.83 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_17.2** (Glaciolacustre littoral et pré littoral)

Mean	Values...
D43 =	21.37 µm
D32 =	9.67 µm
D21 =	1.78 µm
D10 =	6.8 µm
D42 =	14.37 µm
D31 =	4.15 µm
D20 =	1.09 µm
D41 =	7.16 µm
D30 =	2.26 µm
D40 =	3.96 µm

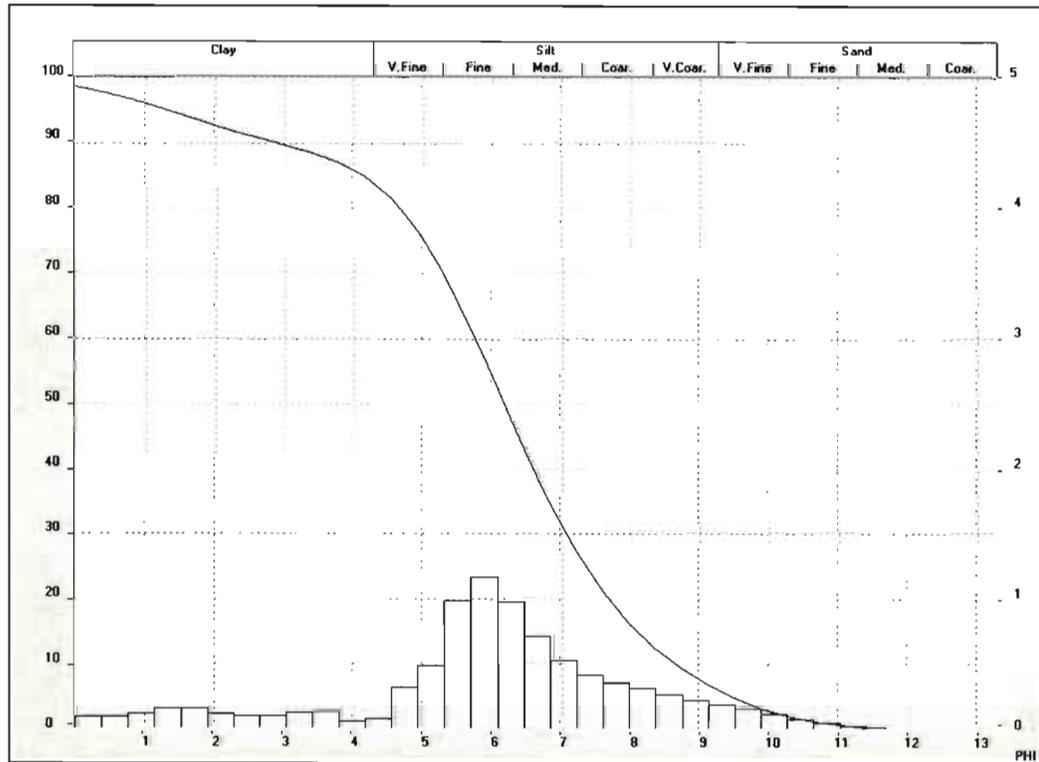
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	21.372 µm	Variance	189. µm²
Geometric Mean Diameter	16.59 µm	Mean Square Deviation	13.748 µm
Quadratic Square Mean Diameter	25.375 µm	Average Deviation	10.555 µm
Hamonic Mean Diameter	9.669 µm	Coefficient of Variation	64.325 %
Statistical Modes...			
Skewness	1.103	Mode	21.002 µm
Curtosis	1.442	Median	18.599 µm
Span	1.785	Mean/Median Ratio	1.149
Uniformity	.55		
Specific Surface Area	6205.7 cm²/cm³		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_17.3** (Glaciolacustre littoral et pré littoral)

Mean	Values...
D43 =	51.68 µm
D32 =	5.68 µm
D21 =	1.31 µm
D10 =	2.48 µm
D42 =	17.13 µm
D31 =	2.73 µm
D20 =	.91 µm
D41 =	7.27 µm
D30 =	1.67 µm
D40 =	3.95 µm

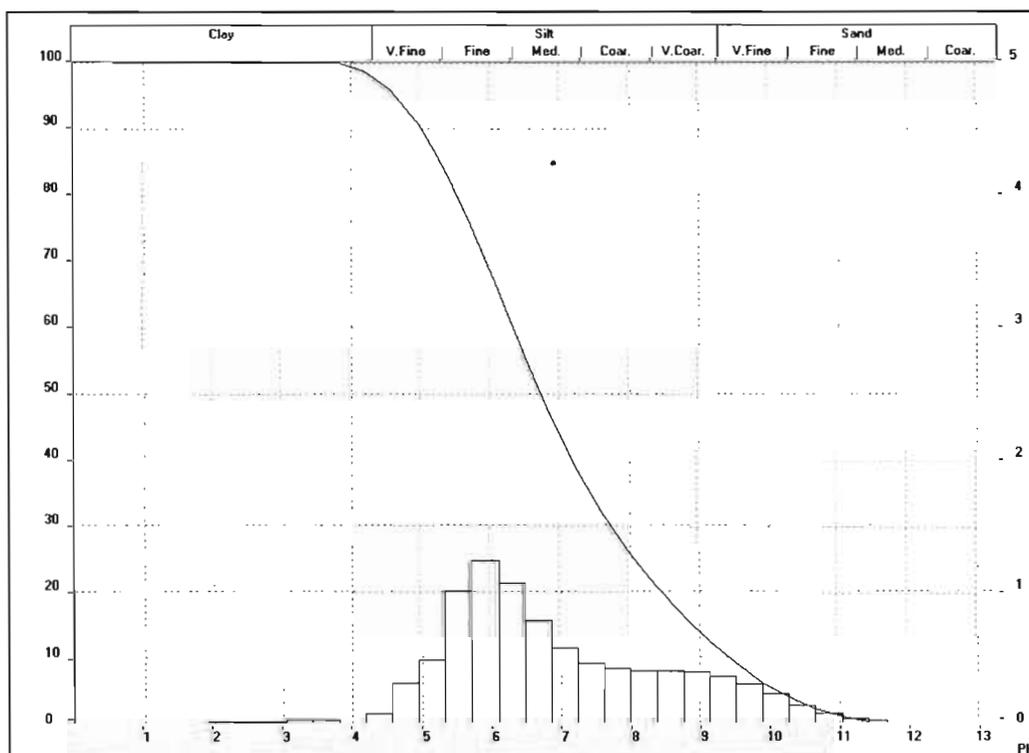
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	51.683 µm	Variance	16369.22 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	14.443 µm	Mean Squre Deviation	127.942 µm
Quadratic Square Mean Diameter	137.384 µm	Average Deviation	64.181 µm
Harmonic Mean Diameter	5.68 µm	Coefficient of Variation	247.551 %
Statistical Modes...			
Skewness	4.138	Mode	13.891 µm
Curtosis	18.974	Median	13.745 µm
Span	9.295	Mean/Median Ratio	3.76
Uniformity	3.3		
Specific Surface Area	10420.3 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_17.4** (Glaciolacustre littoral et pré littoral)

Mean	Values...
D43 =	13.45 µm D42 = 7.2 µm D41 = 3.87 µm D40 = 2.45 µm
D32 =	3.85 µm D31 = 2.07 µm D30 = 1.39 µm
D21 =	1.12 µm D20 = .84 µm
D10 =	1.48 µm

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	13.451 µm	Variance	164.547 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	8.002 µm	Mean Square Deviation	12.828 µm
Quadratic Square Mean Diameter	18.543 µm	Average Deviation	9.722 µm
Harmonic Mean Diameter	3.854 µm	Coefficient of Variation	95.362 %
Statistical Modes...			
Skewness	1.531	Mode	13.456 µm
Curtosis	2.429	Median	9.631 µm
Span	3.068	Mean/Median Ratio	1.397
Uniformity	.96		
Specific Surface Area	15569.4 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



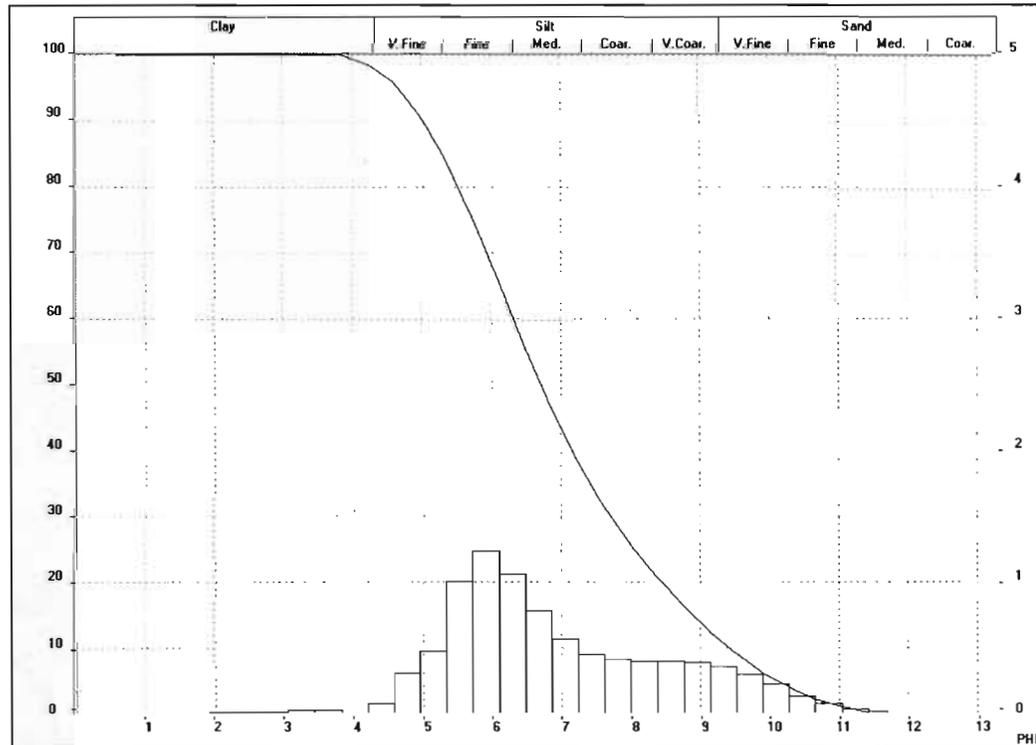
### Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_17.5** (Glaciolacustre profond)

Mean	Values...
D43 =	36.58 µm D42 = 9.82 µm D41 = 4.47 µm D40 = 2.7 µm
D32 =	2.64 µm D31 = 1.56 µm D30 = 1.13 µm
D21 =	.93 µm D20 = .74 µm
D10 =	.99 µm

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	36.577 µm	Variance	10751.066 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	6.856 µm	Mean Square Deviation	103.687 µm
Quadratic Square Mean Diameter	109.453 µm	Average Deviation	50.49 µm
Harmonic Mean Diameter	2.638 µm	Coefficient of Variation	283.477 %

Statistical Modes...			
Skewness	4.545	Mode	4.565 µm
Curtosis	24.123	Median	5.747 µm
Span	16.735	Mean/Median Ratio	6.364
Uniformity	5.95		

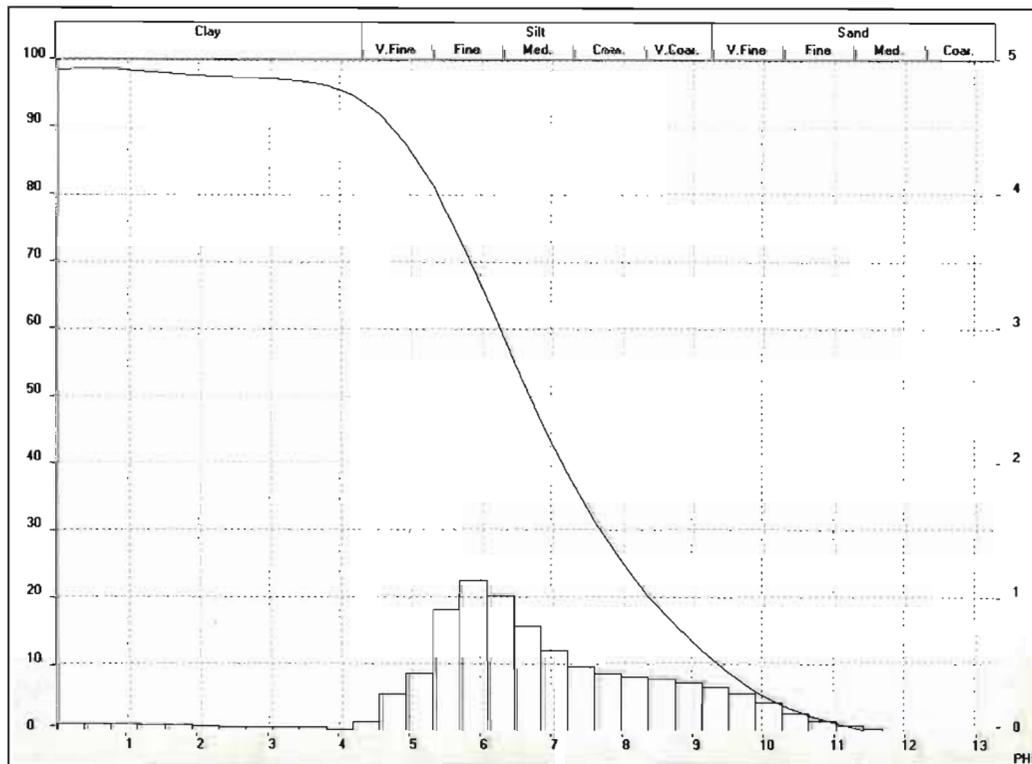
Specific Surface Area	22426.9 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>
Density	1. g/cc
Form Factor	1. g/cc



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_17.6** (Glaciolacustre littoral et pré littoral)

Mean	Values...
D43 =	19.35 µm
D32 =	3.87 µm
D21 =	1.1 µm
D10 =	1.52 µm
D42 =	8.65 µm
D31 =	2.06 µm
D20 =	.82 µm
D41 =	4.35 µm
D30 =	1.38 µm
D40 =	2.67 µm

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	19.355 µm	Variance	2342.385 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	8.466 µm	Mean Square Deviation	48.398 µm
Quadratic Square Mean Diameter	51.897 µm	Average Deviation	17.912 µm
Harmonic Mean Diameter	3.869 µm	Coefficient of Variation	250.058 %
Statistical Modes...			
Skewness	8.07	Mode	13.035 µm
Kurtosis	77.862	Median	9.65 µm
Span	3.683	Mean/Median Ratio	2.006
Uniformity	1.57		
Specific Surface Area	15340.35 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



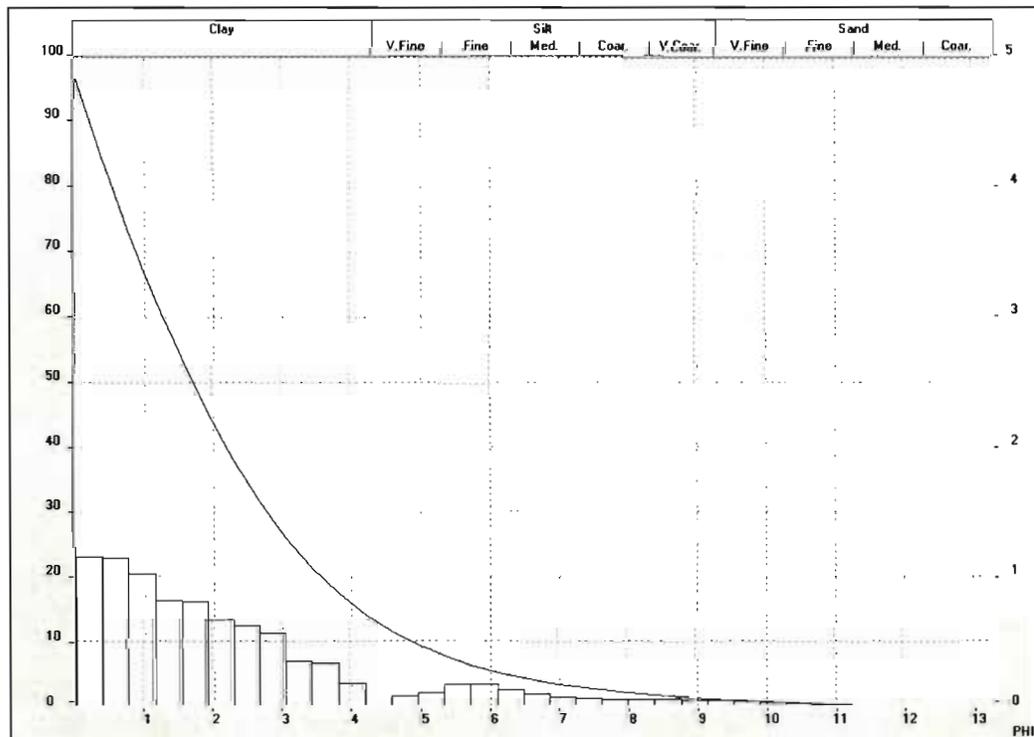
Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_18** (fluvioglacière)

Mean	Values...
D43 =	362.28 µm
D32 =	35.19 µm
D21 =	1.17 µm
D10 =	34.94 µm
D42 =	112.91 µm
D31 =	6.41 µm
D20 =	.81 µm
D41 =	24.61 µm
D30 =	2.86 µm
D40 =	9.58 µm

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	362.284 µm	Variance	82945.93 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	207.442 µm	Mean Square Deviation	288.003 µm
Quadratic Square Mean Diameter	461.886 µm	Average Deviation	245.205 µm
Harmonic Mean Diameter	35.189 µm	Coefficient of Variation	79.497 %

Statistical Modes...			
Skewness	.539	Mode	984.352 µm
Curtosis	-.984	Median	310.396 µm
Span	2.67	Mean/Median Ratio	1.167
Uniformity	.78		

Specific Surface Area	1651.68 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>
Density	1. g/cc
Form Factor	1. g/cc



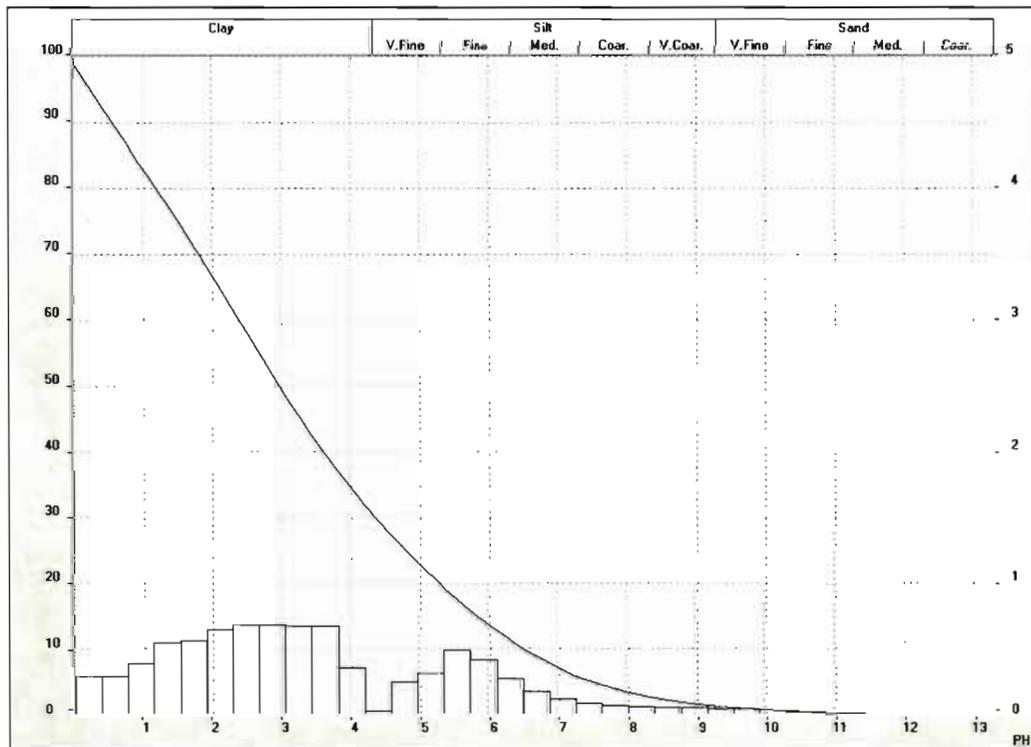
### Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt Granulo\_19 (Till)

Mean	Values...					
D43 =	228.64 µm	D42 =	70.95 µm	D41 =	20.35 µm	D40 = 8.6 µm
D32 =	22.02 µm	D31 =	6.07 µm	D30 =	2.88 µm	
D21 =	1.67 µm	D20 =	1.04 µm			
D10 =	11.34 µm					

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	228.642 µm	Variance	64641.75 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	98.732 µm	Mean Square Deviation	254.247 µm
Quadratic Square Mean Diameter	340.975 µm	Average Deviation	201.126 µm
Harmonic Mean Diameter	22.018 µm	Coefficient of Variation	111.199 %

Statistical Modes...			
Skewness	1.287	Mode	182.503 µm
Curtosis	.659	Median	127.884 µm
Span	5.272	Mean/Median Ratio	1.788
Uniformity	1.44		

Specific Surface Area	2687.39 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>
Density	1. g/cc
Form Factor	1. g/cc



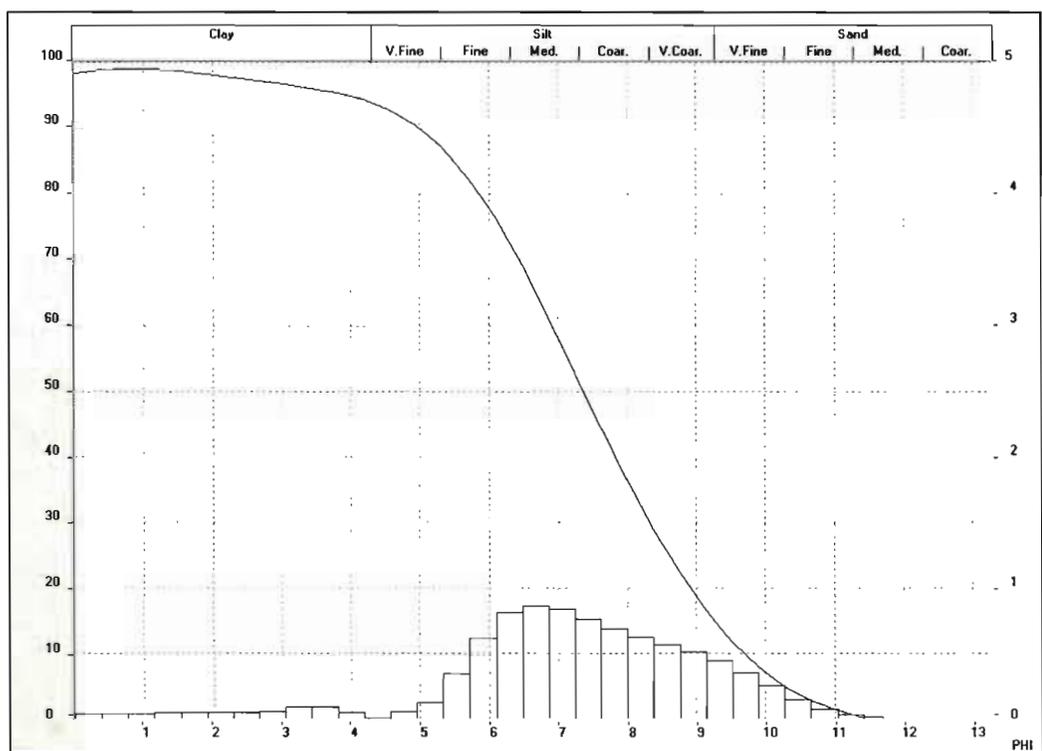
### Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_20** (Glaciomarin littoral et pré littoral)

Mean	Values...
D43 =	16.61 µm
D32 =	3.03 µm
D21 =	1.09 µm
D10 =	1.22 µm
D42 =	7.09 µm
D31 =	1.81 µm
D20 =	.84 µm
D41 =	3.79 µm
D30 =	1.29 µm
D40 =	2.44 µm

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	16.614 µm	Variance	1894.745 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	6.171 µm	Mean Square Deviation	43.529 µm
Quadratic Square Mean Diameter	46.386 µm	Average Deviation	17.717 µm
Harmonic Mean Diameter	3.028 µm	Coefficient of Variation	262.006 %

Statistical Modes...			
Skewness	6.592	Mode	6.274 µm
Curtosis	52.925	Median	6.084 µm
Span	4.921	Mean/Median Ratio	2.731
Uniformity	2.28		

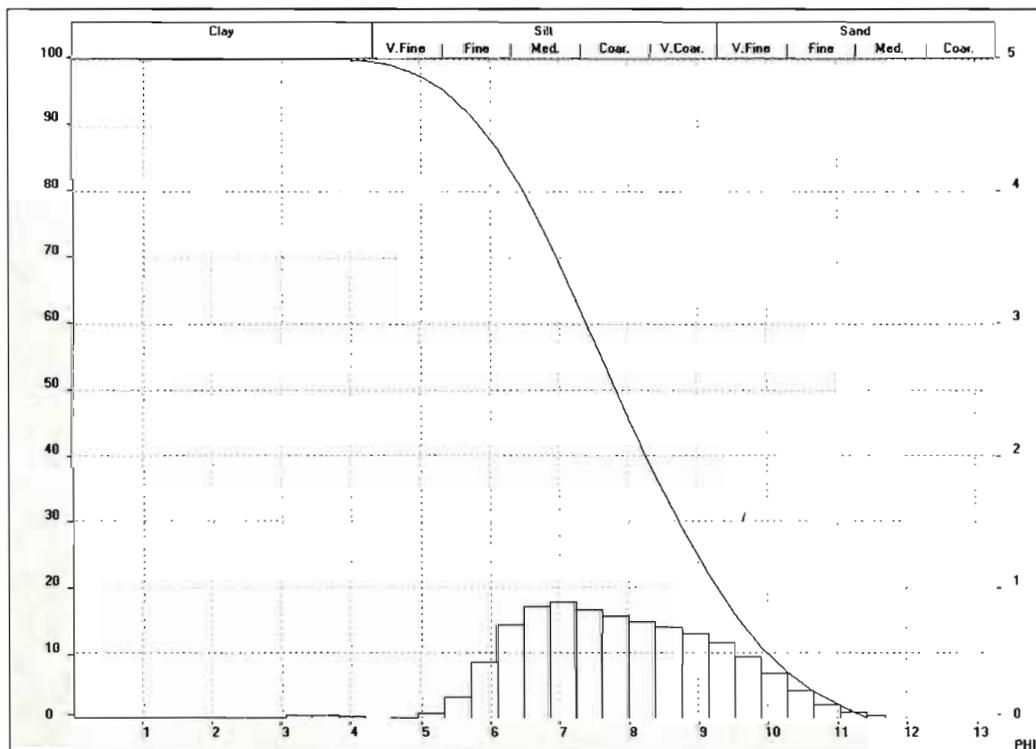
Specific Surface Area	19637.72 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>
Density	1. g/cc
Form Factor	1. g/cc



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_21** (Glaciomarin profond)

Mean	Values...				
D43 =	7.37 µm	D42 =	4.24 µm	D41 =	2.61 µm
D32 =	2.44 µm	D31 =	1.56 µm	D30 =	1.15 µm
D21 =	1. µm	D20 =	.79 µm		
D10 =	.99 µm				

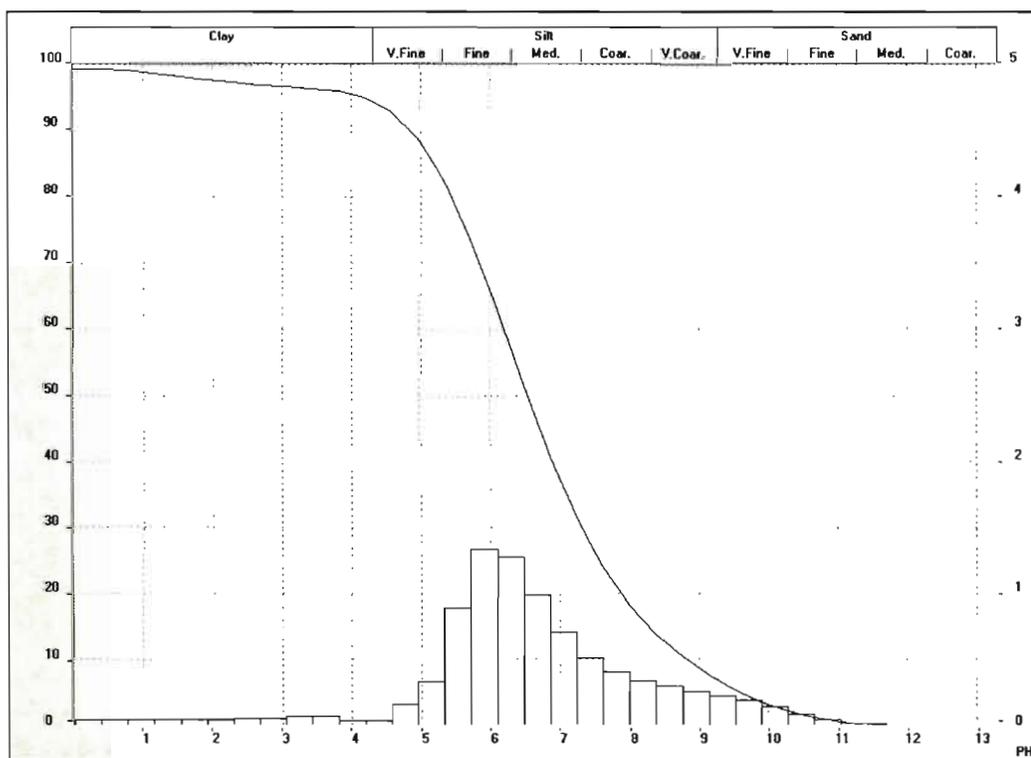
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	7.374 µm	Variance	70.469 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	4.302 µm	Mean Square Deviation	8.395 µm
Quadratic Square Mean Diameter	11.142 µm	Average Deviation	5.789 µm
Harmonic Mean Diameter	2.436 µm	Coefficient of Variation	113.845 %
Statistical Modes...			
Skewness	2.475	Mode	5.351 µm
Curtosis	8.217	Median	4.45 µm
Span	3.711	Mean/Median Ratio	1.657
Uniformity	1.18		
Specific Surface Area	24628.9 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



### Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_22** (Glaciolacustre profond)

Mean	Values...						
D43 =	23.03 $\mu\text{m}$	D42 =	10.84 $\mu\text{m}$	D41 =	5.49 $\mu\text{m}$	D40 =	3.26 $\mu\text{m}$
D32 =	5.1 $\mu\text{m}$	D31 =	2.68 $\mu\text{m}$	D30 =	1.7 $\mu\text{m}$		
D21 =	1.41 $\mu\text{m}$	D20 =	.98 $\mu\text{m}$				
D10 =	2.26 $\mu\text{m}$						

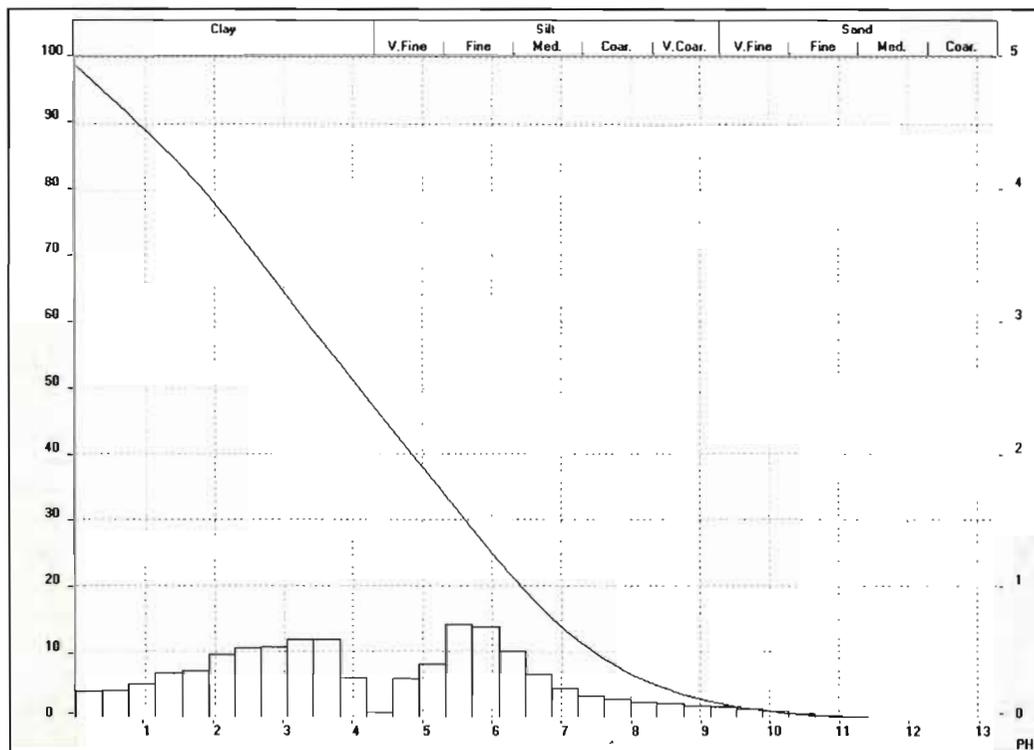
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	23.028 $\mu\text{m}$	Variance	3750.022 $\mu\text{m}^2$
Geometric Mean Diameter	10.063 $\mu\text{m}$	Mean Square Deviation	61.237 $\mu\text{m}$
Quadratic Square Mean Diameter	65.135 $\mu\text{m}$	Average Deviation	22.047 $\mu\text{m}$
Harmonic Mean Diameter	5.099 $\mu\text{m}$	Coefficient of Variation	265.929 %
Statistical Modes...			
Skewness	6.929	Mode	13.035 $\mu\text{m}$
Curtosis	55.199	Median	10.885 $\mu\text{m}$
Span	2.957	Mean/Median Ratio	2.116
Uniformity	1.62		
Specific Surface Area	11698.26 $\text{cm}^2/\text{cm}^3$		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_23** (Till)

Mean	Values...				
D43 =	244.31 µm	D42 =	81.59 µm	D41 =	21.16 µm
D32 =	27.25 µm	D31 =	6.23 µm	D30 =	2.88 µm
D21 =	1.42 µm	D20 =	.94 µm		
D10 =	18.36 µm				

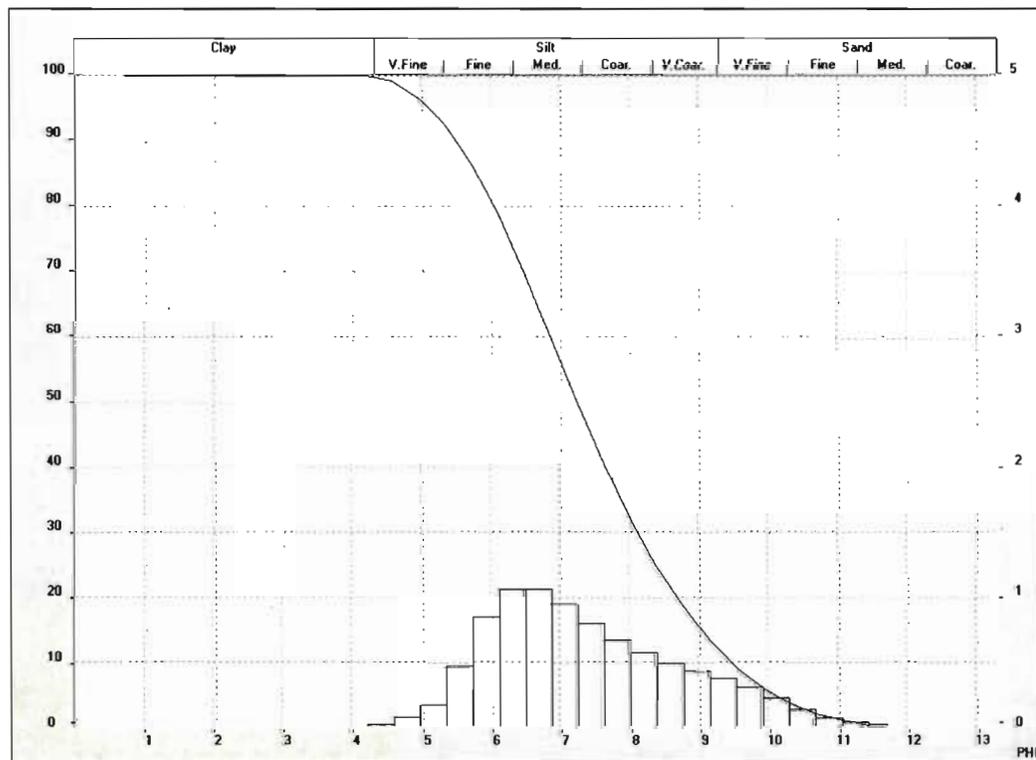
Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	244.308 µm	Variance	55178.023 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	128.337 µm	Mean Square Deviation	234.9 µm
Quadratic Square Mean Diameter	338.102 µm	Average Deviation	185.509 µm
Harmonic Mean Diameter	27.246 µm	Coefficient of Variation	96.149 %
Statistical Modes...			
Skewness	1.211	Mode	194.486 µm
Curtosis	.692	Median	164.843 µm
Span	3.613	Mean/Median Ratio	1.482
Uniformity	1.06		
Specific Surface Area	2202.13 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_24** (rythmites lit d'hiver)

Mean	Values...
D43 =	4.98 $\mu\text{m}$ D42 = 3.15 $\mu\text{m}$ D41 = 2.13 $\mu\text{m}$ D40 = 1.57 $\mu\text{m}$
D32 =	2. $\mu\text{m}$ D31 = 1.39 $\mu\text{m}$ D30 = 1.07 $\mu\text{m}$
D21 =	.97 $\mu\text{m}$ D20 = .79 $\mu\text{m}$
D10 =	.85 $\mu\text{m}$

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	4.982 $\mu\text{m}$	Variance	26.893 $\mu\text{m}^2$
Geometric Mean Diameter	3.152 $\mu\text{m}$	Mean Square Deviation	5.186 $\mu\text{m}$
Quadratic Square Mean Diameter	7.172 $\mu\text{m}$	Average Deviation	3.702 $\mu\text{m}$
Harmonic Mean Diameter	1.997 $\mu\text{m}$	Coefficient of Variation	104.102 %
Statistical Modes...			
Skewness	2.063	Mode	2.833 $\mu\text{m}$
Curtosis	4.815	Median	3.135 $\mu\text{m}$
Span	3.469	Mean/Median Ratio	1.589
Uniformity	1.07		
Specific Surface Area	30042.18 $\text{cm}^2/\text{cm}^3$		
Density	1. g/cc		
Form Factor	1. g/cc		



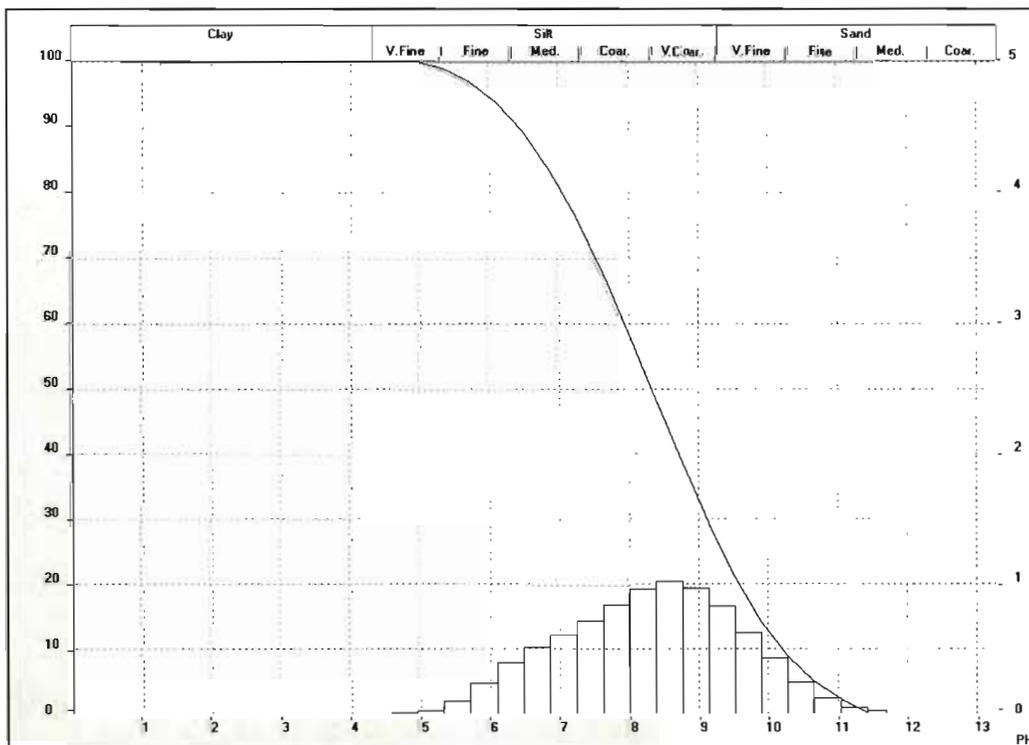
Paramètres sédimentologiques et données granulométriques de l'arrêt **Granulo\_24** (rythmites lit d'été)

Mean	Values...				
D43 =	9.66 µm	D42 =	5.78 µm	D41 =	3.45 µm
D32 =	3.46 µm	D31 =	2.07 µm	D30 =	1.43 µm
D21 =	1.23 µm	D20 =	.92 µm		
D10 =	1.45 µm				

Statistical Means...			
Arithmetic Mean Diameter	9.655 µm	Variance	83.382 µm <sup>2</sup>
Geometric Mean Diameter	6.116 µm	Mean Square Deviation	9.131 µm
Quadratic Square Mean Diameter	13.258 µm	Average Deviation	6.853 µm
Harmonic Mean Diameter	3.458 µm	Coefficient of Variation	94.574 %

Statistical Modes...			
Skewness	1.632	Mode	8.091 µm
Curtosis	2.798	Median	6.705 µm
Span	3.119	Mean/Median Ratio	1.44
Uniformity	.96		

Specific Surface Area	17352.65 cm <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup>
Density	1. g/cc
Form Factor	1. g/cc



## APPENDICE F

ANIMATION TRI-DIMENSIONNELLE DU MODÈLE D'ÉLEVATION NUMÉRIQUE  
DE TERRAIN DE LA RÉGION DE MONT-LAURIER

## BIBLIOGRAPHIE

Adams, F. D. 1986. Rapport sur la géologie d'une partie du massif laurentien situé au nord de l'île de Montréal. Commission géologique du Canada, Vol III, Part. J, p.11.

Allard, M., 1977. Le rôle de la géomorphologie dans les inventaires bio-physiques : l'exemple de la région de la Gatineau-Lièvre. Thèse de doctorat, Montréal, Université McGill, 270 p.

Anderson, T.W., 1988. Late Quaternary pollen stratigraphy of the Ottawa Valley-Lake Ontario region and its application in dating the Champlain Sea. In: Gadd, N.R. (ed.), The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin, pp. 205-224. Geological Association of Canada Special Paper 35.

Baer, A.J., Poole, W.H., Sanford, B.V., 1977. Rivière Gatineau (Québec-Ontario), Commission géologique du Canada, Feuille 31, 1 : 1 000 000, Carte 1334A.

Barnett, P.J., 1988. History of the northeastern arm of the Champlain Sea. The late Quaternary development of the Champlain Sea Basin, édité par Gadd, Geological Association of Canada, Special paper 35, p.25-36.

Benn, D.I. and Evans D.J.A., 1998. Glaciers & Glaciations, Arnold publishers, London, 734 p.

Bolduc, A. M., 1995. Landforms in the Laurentian of southern Quebec: Implications for the deglaciation history of the Laurentide Ice Sheet. CCANQUA-CGRG joint meeting, St. John's, Newfoundland, Program Abstract and Fieldguides, p. CA%.

Bouchard G., 1984. Analysette 22 compact, Laser particle sizer, CE mark, 34 p.

Boulton, G.S., 1996. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. Journal of Glaciology, no. 42, p. 43-62.

Charbonneau, R., 1992. Carte des dépôts de surface de la région de Ferme-Neuve (31J/11), Québec, Service de l'inventaire forestier, Ministère de l'énergie et des ressources, Gouvernement du Québec.

Charbonneau, R., 1992. Carte des dépôts de surface de la région de Grand-Remous (31J/12), Québec, Service de l'inventaire forestier, Ministère de l'énergie et des ressources, Gouvernement du Québec.

- Dadswell, M.J., 1974. Distribution, ecology, and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America. National Museums of Canada, Publications Zoology, no. 11, 100p.
- Daigneault, R.-A., 1997. Géologie du Quaternaire du nord du Nunavik, Québec. Thèse de doctorat, Montréal, Université de Montréal, 210 p.
- Daigneault, R.-A., 1996a. Géologie des formations en surface, région de Salluit et des lacs Nuvilik, Québec. 1 : 250 000. carte 1862A.
- Daigneault, R.-A., 1996b. Géologie des formations en surface, région du cap de Nouvelle-France, du Cratère du Nouveau-Québec et de Kangiqsujuaq, Québec. 1 : 250 000, carte 1863A.
- Daigneault, R.A., 1986. Aspects de la géologie du Quaternaire du Témiscamingue (Québec): Lithostratigraphie, sédimentologie et dispersion glaciaire. Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 137 p.
- Daigneault, R. A. et Prichonnet, G., 1988. Séquences varvaires du Lac Barlow et Moraine de Laverlochère : Déglaciation tardive de la partie nord du lac Témiscamingue, Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 42, no.2, p. 107-120.
- Dormaar, A., 1970. Osmoregulation in *Mysis relicta* and *Mysis stenopelis*; MSc. Thesis, University of Guelph, 78 p.
- Dilabio, R.N.W., 1981. Glacial dispersal of rocks and mineral at the south end of Lac Mistassini, Quebec, with special reference to the Icon dispersal train; Geological Survey of Canada, Bulletin 323, 46p.
- Dionne, J.C., 1987. Tadpole rock (roc drumlin): a glacial streamline moulded form; in Menzies, J. and Rose, J. (eds.) Drumlin Symposium, Rotterdam, A.A. Balkema, p. 149-159.
- Dreimanis, A., 1962. Quantitative determination of calcite and dolomite by using Chittick apparatus; Journal of Sedimentary Petrology, v. 32, p. 520-529.
- Dyke, A.S., et Prest, V.K., 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. Géographie physique et Quaternaire, 41: 237-263.
- Dyke, A.S., Moore, A. et Robertson, L., 2003. Deglaciation of North America. Geological Survey of Canada, Ottawa, Open file 1574, CD-ROM.
- Elson, J.A., 1961. The geology of till. Dans Penner E. et Butler, J., éditeurs, Proceed. 14th Canadian Soil Mechanic Confer. NRC Canada. Assoc. Committee Soil and Snow Mechanic, mem. 69, p. 5-36.
- Foucault, A., Raoult, J.-F., 2001 Dictionnaire de géologie, 6<sup>ème</sup> Édition, Dunod, 400 p.

- Folk, R.L., 1966. A review of grain size parameters. *Sedimentology*, no. 6, p. 73,93.
- Folk, R.L., et Ward, W.C., 1957. Brazos river bar : A study in the significance of grain size parameters. *J. of Sediment. Petrol.*, vol. 27, no. 1, p.3-26.
- Fritsh, 1994. Manufactures of laboratory Instruments, Operating Instructions, Analysette 22 Compact ; laser particle sizer, 34 p.
- Fulton, R.J., 1989. Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada no. 1, 907 p.
- Gadd, N.R., 1977. Off-lap sedimentary sequence in Champlain Sea, Ontario and Quebec, in report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, pp. 379-380.
- Gagnon, P., 1989. Les dépôts Quaternaires sur la bordure du Bouclier canadien Laurentidien (Rawdon-Québec) : cartographie, stratigraphie, sédimentologie et mode de retrait glaciaire. Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 125p.
- Hart, J.K. 1997. Subglacial erosion, deposition and deformation associated with deformable beds. *Progress in Physical Geography* 19, 173-191.
- Imbrie, J. et Imbrie, K., 1979, *Ice Ages - solving the mystery*. MacMillan, 224 p.
- Lacoste, P., 2001. Géologie de la région de Ferme-Neuve ((31J/11), Ministère des Ressources naturelles ; Québec ; RG 2000-01, 33 p.
- Lamothe, M., 1977. Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite, Québec, cartographie, sédimentologie et stratigraphie. Mémoire de Maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 118 p.
- Landry, B. et Mercier, M., 1992. *Notions de géologie*, 3<sup>ème</sup> Édition, Modulo, Québec, 565 p.
- Lapointe, S., 1995. Étude métallogénique de gîtes d'uranium, de thorium, de molybdène et de terres rares de types magmatique et métasomatique d'âge protérozoïque dans le sud de la province de Grenville, région de Maniwaki-Grand-Remous, Québec, Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 153 p.
- Laverdière, C., 1978. *Autres fleurs de gel, Écrits des forges poésie*, 128 p.
- Lowell T. V., Larson, G. J., Hugues, J. D. et Denton, G. H., 1999. Age verification of the lake Gribben forest bed and the Younger Dryas Advance of the Laurentide Ice Sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 36, p. 383-393.
- Mark, D.M., 1974. On the interpretation of till fabric. *Geology*, vol.2 no. 2, Fév. 1974, p. 101-104.

- Martin, N.V., Chapman, L.J., 1965. Distribution of certain crustaceans and fishes in the region of Algonquin Park, Ontario. *J. Fish. Res. Board Can.* 22: 969-76.
- Menzies, J., 1996. Past glacial environment. Oxford, Butterworth-Heinemann, 598p.
- Miller, J.K. 1984. Model for clastic indicator trains in till; in *Prospecting in Areas of Glaciated Terrain*, Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 69-77.
- Naldrett, D.L., 1988. The late glacial-early glaciomarine transition in the Ottawa valley: evidence for a glacial lake, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 42, no. 2, p.171-179.
- Nantel, S., 2001. Géologie de la région de Sainte-Anne-du-Lac (31J/14), Ministère des Ressources naturelles ; Québec ; RG 2000-06, 41 p.
- Occhietti, S., 1973. Normalisation de la cartographie des dépôts quaternaires du Canada, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 28, no.2, p. 123-141.
- Occhietti, S., 1987. Dynamique de l'Inlandsis Laurentidien du Sangamonien à l'Holocène. *Géographie physique et Quaternaire*. Vol. 41, no.2, p. 301-313.
- Occhietti, S., 1990. Lithostratigraphie du Quaternaire de la vallée du Saint-Laurent: méthode, cadre conceptuel et séquences sédimentaires, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 44, no.2, p. 137-145.
- Occhietti, S. et Cummings, D., 2001. Late Wisconsinan sedimentation in the Quebec city region: evidence for energetic subaqueous fan deposition during initial deglaciation, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 55, no. 3, p. 257-273.
- Osborne, F.F., 1936. La région de Sainte-Agathe-Saint-Jovite, Ser. des Mines, Québec, rapport 1935 C, p. 61-100.
- Pagé, P., 1977. Les dépôts meubles de la région de Saint-Jean-de-Matha-Sainte-Émilie-de-l'énergie, Québec, cartographie, sédimentologie et stratigraphie. Mémoire de Maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 118 p.
- Pagé, P., 1999. Les grandes glaciations: l'histoire et la stratigraphie des glaciations continentales dans l'hémisphère Nord. 2<sup>e</sup> édition, Montréal, Guérin, 492 p.
- Parent, M. et Occhietti, S., 1988. Late wisconsinian deglaciation and Champlain Sea invasion in St-Lawrence Valley, Quebec. *Géographie Physique et Quaternaire*, 42, p. 215-246.
- Parent, P., 1990. Application de la géologie du Quaternaire à l'exploration minérale. Cours intensif, APGGQ, Sainte-Foy, Québec, mars 1990, p.1-57.

- Prichonnet, G., 1977. La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine. *Géographie physique et Quaternaire*, no. 31, p. 323-345.
- Reineck, H.-E. et Singh, I.B., 1980. *Depositional sedimentary environments*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New-York, Second Edition, Germany, 549p.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F. et Davidson, A. 1989. New tectonic division of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield, *Tectonics*, Vol. 8, p. 63-84.
- Robert, F., 2001. Photo-interprétation à grande échelle et système d'information géographique : outils de reconstitution du retrait glaciaire dans les Laurentides. Application aux régions de La Tuque et de la Gatineau. Mémoire de maîtrise, Montréal, Université de Montréal, 129 p.
- Rodrigues, C.G., 1988. Late Quaternary invertebrate faunal associations and chronology of the Western Champlain Sea basin. In: Gadd, N.R. (ed.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*, pp. 155-176. Geological Association of Canada Special Paper 35.
- Rodrigues, C. G. , 1992. Successions of invertebrate microfossils and the late Quaternary deglaciation of the Central St Lawrence Lowland, Canada and United States: *Quaternary Science Reviews*, v. 11, p. 503-534.
- Romanelli, R., 1976. The Champlain Sea Episode in the Gatineau River valley and Ottawa Area. Thèse de doctorat , Université McGill, 119 p.
- Simard, J., 2003. Retrait glaciaire dans les Laurentides au début de l'Holocène : transect de 500 km entre Manouane et le Témiscamingue, Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec, 155 p.
- Shaw, J., 1996. A Meltwater Model for Laurentide Subglacial Landscapes, *Geomorphology Sans Frontières*, p. 181-235.
- Shilts, W.W., 1981. Surficial Geology of the Lac Mégantic area, Québec. Geological survey of Canada, memoir 397.
- Skinner, R. G., 1973. Quaternary stratigraphy of the Moose River Basin, Ontario. Geological Survey of Canada, Bulletin 225, 77 p.
- Veillette, J., 1983. Déglaciation de la vallée supérieur de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 37, no. 1, p.67-84.
- Veillette, J., 1988. Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires Post-Algonquins et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 42, no. 1, p.7-31.

Veillette, J.J., 1996. Géomorphologie et géologie du Quaternaire du Témiscamingue, Québec et Ontario. Commission géologique du Canada, Ottawa, Bulletin 476, 269 p.

Veillette, J.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*, 2004, vol. 58, no 2-3, p.187-216.

Vincent, J-S., 1989. Le Quaternaire du Canada et du Groenland : le Quaternaire du sud-est du bouclier canadien, Commission géologique du Canada, vol. 1, p. 266-295.

Wilson, M.E., 1924. Régions d'Amprior, Quyon et de Maniwaki, Ontario et Québec. Commission géologique du Canada, Mémoire 136, 162 p.

Wynne-Edwards, H.R., Gregory, A. F., Hay, P. W., Giovanella, C. A. et Reinhardt, E. W., 1966. Mont-Laurier and Kempt Lake map-areas, Quebec, a preliminary report on the Grenville project. Commission Géologique du Canada, Paper 66-32, 32p.

Wynne-Edwards, H.R., 1972 . The Grenville Province. *In* : Variation in tectonic styles in Canada, Edited by R.A. Price and R.J.W. Douglas, Geological Association of Canada, p. 263-334.