

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CHRONOLOGIE DES ÉVÉNEMENTS GLACIAIRES ET NON-GLACIAIRES DANS LE
COURS INFÉRIEUR DE LA RIVIÈRE HARRICANA, BASSES TERRES DE LA BAIE
JAMES, QUÉBEC : IMPLICATIONS POUR LA DYNAMIQUE DE LA CALOTTE
LAURENTIDIENNE.

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

HUGO DUBÉ-LOUBERT

AVRIL 2009

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 voudrais tout d'abord témoigner mes sincères remerciements à M. Martin Roy, directeur de recherche, qui m'a proposé et qui a supervisé cet exaltant projet de maîtrise. Ses profitables conseils, son soutien de chaque instant ainsi que sa patience sont parties prenantes de l'aboutissement de ce projet.

Mes remerciements vont également à M. Michel Parent (chercheur à la Commission Géologique du Canada, Québec), M. Michel Lamothe (professeur/chercheur à l'Université du Québec à Montréal) et M. Jean Veillette (chercheur Émérite à la Commission Géologique du Canada, Ottawa) qui ont bien voulu relire ce mémoire et me faire profiter de leurs précieuses lumières.

Merci à Mme Sidney Hemming (chercheure à l'Université Columbia) et M. Ross Stevenson (professeur/chercheur à l'université du Québec à Montréal) pour leur inestimable contribution scientifique dans la réalisation des travaux de provenance.

Un clin d'œil à la rue Ontario et aux impies du 2204. Si le bonheur se mesure en œufs dans le vinaigre et en vieux Montréal, le paradis existe. Véro, Julien, Guillaume, Karine, Laurelou, Cath, Thomas, Geneviève, Xavier, Christian que l'Astral soit avec vous.

Un merci particulier à Guillaume Allard, fidèle partenaire de terrain. Ta complicité et ton aide au fil de ces deux années n'ont d'égal que tes roux cheveux.

Finalement, mes plus sincères salutations aux Dubé-Loubert. Le délice de faire partie de ce tout n'a pas besoin d'épithète. Merci d'être.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	xvi
RÉSUMÉ.....	xvii
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I CARACTÉRISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES, CLIMATIQUES ET GÉOLOGIQUES DES BASSES TERRES DE LA BAIE JAMES	6
1.1 Physiographie.....	6
1.2 Climat.....	7
1.3 Géologie du substratum.....	8
1.4 Géologie du Pléistocène et de l'Holocène	13
CHAPITRE II SYNTHÈSE DES PRINCIPAUX TRAVAUX ET DE L'ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LA STRATIGRAPHIE QUATERNAIRE DES BASSES TERRES DE LA BAIE JAMES ET DE LA BAIE D'HUDSON.....	15
2.1 Stratigraphie quaternaire des basses terres de la Baie James.....	16
2.2 Stratigraphie quaternaire des basses terres de la baie d'Hudson.....	19
2.3 Chronologie des séquences glaciaires et non-glaciaires des basses terres de la baie d'Hudson et de la baie James	23
2.4 Sommaire de la stratigraphie quaternaire des basses terres de la baie James et d'Hudson	27
2.5 Séquence d'écoulement glaciaire du secteur Labrador-Québec	28

CHAPITRE IV	42
LITHOSTRATIGRAPHIE DU SECTEUR DE LA RIVIÈRE HARRICANA.....	42
4.1 Coupe maîtresse	43
4.2 Résultats sédimentologiques et pétrologiques des unités glaciaires de la coupe maîtresse.....	50
4.3 Coupe « Landing ».....	56
4.4 Résultats sédimentologiques et pétrologiques de l'unité glaciaire de la coupe « Landing »	61
4.5 Coupe aux castors	64
4.6 Coupe triangulaire.....	69
4.7 Résultats sédimentologiques et pétrologiques des unités glaciaires de la coupe triangulaire	74
4.8 Coupe du fond	79
4.9 Résultats sédimentologiques et pétrologiques de l'unité glaciaire de la coupe du fond	81
 CHAPITRE V	 83
APPLICATION DE TRACEURS RADIOGÉNIQUES.....	83
SUR LE TRANSPORT GLACIAIRE	83
5.2 Système Samarium-Néodyme.....	85
5.2 Datation de hornblendes détritiques par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	88
5.3 Localisation des unités glaciaires analysées	90
5.4 Résultats des analyses en Sm-Nd	92
5.5 Résultats des analyses en Ar-Ar	99
 CHAPITRE VI.....	 106
GÉOCHRONOLOGIE.....	106
6.1 Datations au radiocarbone.....	108
6.2 Datation par luminescence optique	110
6.3 Discussion des résultats et conclusion	125

CHAPITRE VII.....	129
SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE LA.....	129
RIVIÈRE HARRICANA ET CORRÉLATIONS RÉGIONALES	129
7.1 Corrélation des unités non-glaciaires et glaciaires du bassin de la rivière Harricana.....	129
7.2 Cadre chronostratigraphique des séquences glaciaires de la rivière Harricana.....	134
7.3 Chronologie relative des écoulements glaciaires du nord-ouest du Québec et les mouvements glaciaires documentés de la stratigraphie de la rivière Harricana	139
7.4 Corrélations régionales entre les basses terres de la Baie James et de la Baie d’Hudson	141
APPENDICE A.....	147
ANALYSES EN ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES	147
SUR LA MATRICE DES UNITÉS GLACIAIRES.....	147
APPENDICE B.....	150
ANALYSES DE LAMINÉRALOGIE DES ARGILES	150
DE LA MATRICE DES UNITÉS GLACIAIRES	150
APPENDICE C.....	151
ANALYSES DES TENEURS EN CARBONATES.....	151
SUR LES UNITÉS GLACIAIRES.....	151
APPENDICE D.....	153
PROCOLE DES MANIPULATIONS CHIMIQUES POUR LES.....	153
ANALYSES EN SM-ND SUR LES UNITÉS GLACIAIRES	
APPENDICE E : RÉSULTATS DES MESURES DE LUMINESCENCE OPTIQUE POUR L’ÉCHANTILLON 06HA07.....	157
BIBLIOGRAPHIE.....	160

LISTE DES FIGURES

- Figure 1 : Localisation de la zone d'étude ($50^{\circ} 45' 29''\text{N}$, $79^{\circ} 20' 44''\text{O}$) par rapport à l'inlandsis Laurentiden lors du dernier maximum glaciaire. Les trois dômes de dispersion (Fox-Baffin : FB, Keewatin : K, Labrador-Québec : LQ) sont représentés et les différentes lignes témoignent des directions d'écoulements radiales des glaces, modifié de Prest, 1984...3
- Figure 1.1 : Localisation de la zone d'étude. Principaux repères géographiques et cours d'eau majeurs de ce secteur des basses terres de la Baie James.7
- Figure 1.2: Carte géologique montrant les grands ensembles géologiques et le secteur d'étude, modifié d'après la carte numérique de la Commission géologique du Canada..... 10
- Figure 1.3: Carte géologique du secteur d'étude, modifié d'après Avramtchev, 1985. 11
- Figure 2.1 : Colonne stratigraphique du sud des basses terres de la Baie d'Hudson, bassin de la rivière Moose, tiré de Roy (1998), modifié d'après Skinner (1973). Les flèches indiquent le sens des écoulements glaciaires..... 18
- Figure 2.2 : Colonne stratigraphique du centre des basses terres de la Baie d'Hudson, bassin des rivières Severn et Winisk, tiré de Roy (1998) et modifié d'après Thorleifson (1989) et Thorleifson et al. (1992b). Les flèches indiquent le sens des écoulements glaciaires..... 20
- Figure 2.3 : Colonne stratigraphique de l'ouest des basses terres de la Baie d'Hudson, bassin de la rivière Nelson, d'après Roy, 1998. Les flèches indiquent le sens des écoulements glaciaires..... 21
- Figure 2.4 : Analyses des ratios en acides aminés (alle/Ile) effectués sur des coquilles marines (*Hiatella artica*) prélevés dans des unités marines des basses terres de la baie d'Hudson, modifié d'après Wyatt, 1989. 26

Figure 2.5: Analyses des ratios en acides aminés (alle/Ile) effectués sur des coquilles marines prélevés dans des unités glaciaires dans le bassin des rivières Severn-Winisk, modifié d'après Wyatt, 1989.....	27
Figure 2.6: Séquence d'écoulement glaciaire du secteur Labrador-Québec de la calotte laurentidienne, adapté de Veillette et al. (1999). Les lettres correspondent à la contribution d'autres auteurs : A: Thorleifson et Kristjansson. (1993), B: Tyrrell (1913), Prest (1963), C: Thomas, R.D. (pers. comm., 1997), D: Paulen et McClenaghan (1997), E: Parent et al. (1995); Paradis et Parent (1997 a et b), F: Veillette (1995) et Paradis et Boisvert (1995); G: Bouchard et Martineau (1985); Bouchard, (1986), H: Prichonnet et al. (1984); De Corta, (1988); Prichonnet et Beaudry (1990); Beaudry (1994) et Paradis(1995, 1996), I: R. Boucher (pers. comm., 1996), S.J. Paradis et R. Charbonneau (pers. comm. 1998).	31
Figure 2.7: Train de dispersion schématique de granites roses du lac du Labyrinthe, d'après Parent et al. (1996).....	33
Figure 2.8 : Séquence d'écoulements glaciaires du nord de l'Ontario tel que documenté à partir des tills et des marques d'érosion de cette région. Écoulement le plus récent (A), le plus ancien (D), modifié d'après Thorleifson et al., 1992a.....	34
Figure 4.1 : Localisation des coupes stratigraphiques le long de la rivière Harricana. Modifié d'après des images satellitaires du programme <i>Google Earth</i>	42
Figure 4.2: Colonne stratigraphique de la coupe maîtresse, rivière Harricana.	44
Figure 4.3 : Colonne stratigraphique de la base de la coupe maîtresse, rivière Harricana.....	45
Figure 4.4 : Distribution azimutale des mesures de courant dans l'unité de sables fins à la base de la coupe maîtresse.	46

Figure 4.5 : Distribution azimutale des mesures de courant dans l'unité de sable fin au sommet de la coupe maîtresse.	47
Figure 4.6 : Colonne stratigraphique du sommet de la coupe maîtresse, rivière Harricana....	48
Figure 4.7 : Photos de la coupe maîtresse. A) Vue générale de la coupe maîtresse. B) Contact entre les argiles massives de la base et l'unité de sables fins fluviatiles. C) Unité de till inférieur et injections de sable. D) Contact entre les rythmites et le till supérieur. E) Contact entre l'unité de sables fins du sommet et le till de Cochrane. F) Coquilles prélevées dans le till de Cochrane.	49
Figure 4.7 (suite) : G) Base de la stratigraphie de la coupe maîtresse : contact entre l'unité de sables fins fluviatiles et l'unité glaciaire inférieure. H) Unité de rythmites massives. I) Unité de déglaciation du sommet de la stratigraphie.	50
Figure 4.8 : Données de fabrique et pétrologiques pour les unités glaciaires de la coupe maîtresse.	53
Figure 4.9 : Teneur en carbonates, éléments majeurs et traces pour les unités glaciaires de la coupe maîtresse. Les flèches représentent les directions d'écoulement déduites pour les différentes unités glaciaires.....	54
Figure 4.10 : Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice des unités glaciaires de la coupe maîtresse.....	55
Figure 4.11 : Colonne stratigraphique de la coupe « Landing », rivière Harricana.	57
Figure 4.12 : Diagramme azimutal des mesures de courant à la base de la coupe « Landing ».	58

Figure 4.13 : Photos de la coupe « Landing ». A) Vue générale de la coupe « Landing ». B) Sables fluviatiles oxydés de la base. C) Sables et graviers au-dessus des sables oxydés. D) Contact entre les sables et graviers et l'unité de rythmites massives. 59

Figure 4.13 (suite) : E) Unité de rythmites massives. F) Unité glaciaire à la base à matrice argileuse et au sommet à matrice sableuse. G) Unité de déglaciation du sommet de la stratigraphie. 60

Figure 4.14 : Données de fabrique et pétrologiques pour les unités glaciaires de la coupe « Landing ». A) flèche représente la direction d'écoulement déduite à l'aide d'une fabrique de till. 63

Figure 4.15 : Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice des unités glaciaires de la coupe « Landing ». 64

Figure 4.16: Colonne stratigraphique de la coupe aux castors, rivière Harricana. 66

Figure 4.17 : Distribution azimutale des mesures de courant à la base de la coupe aux castors. 67

Figure 4.18 : Photos de la coupe aux Castors. A) Vue générale de la coupe aux Castors. B) Unité de sables fins avec rides de courant et matière organique disséminée. C) Base de la stratigraphie et contact entre argiles massives de la base et séquence de sables fins fluviatiles. D) Unité de sables fins et silts avec rides de courant et lits entrecroisés. 68

Figure 4.18 (suite): E) Zoom sur les lits entrecroisés dans l'unité de sables fins et silts. F) Contact entre l'unité de sables fins de la base et unité de sables et silts. G) Unité de rythmites massives. 69

Figure 4.19: Colonne stratigraphique de la coupe triangulaire, rivière Harricana. 71

Figure 4.20 : Distribution azimutale des mesures de courant à la base de la coupe triangulaire.	72
Figure 4.21 : Photos de la coupe Triangulaire. A) Vue d'ensemble de la coupe maîtresse. B) Unité de sables fins fluviatiles oxydés de la base de la coupe Triangulaire. C) Zoom sur la rythmicité des rythmites massives. D) Contact entre les deux unités glaciaires séparées par un horizon de blocs. E) Contact entre l'unité de rythmites massives et les unités glaciaires.....	73
Figure 4.22 : Données de fabrique et pétrologiques sur les unités glaciaires de la coupe « triangulaire ». La flèche représente la direction d'écoulement déterminée à l'aide d'une fabrique de till.	76
Figure 4.23 : Teneur en carbonates, éléments majeurs et traces pour les unités glaciaires de la coupe triangulaire.	77
Figure 4.24 : Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice de l'unité glaciaire inférieur de la coupe Triangulaire.....	78
Figure 4.25 : Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice de l'unité glaciaire supérieur de la coupe Triangulaire.	78
Figure 4.26 : Photos de la coupe du Fond. A) Contact entre l'unité de déglaciation et le till de Cochrane. B) Vue d'ensemble de la coupe du fond.	79
Figure 4.27: Colonne stratigraphique de la coupe du fond, rivière Harricana.	80
Figure 4.28: Analyse pétrologique des clastes du till (06HA35) de la coupe du fond.	81
Figure 4.29 : Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice de l'unité glaciaire de la coupe du fond.	82

- Figure 5.1 : Diagramme des ratios en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus l'âge en milliard d'années selon le modèle CHUR (Chondritic Unifor Reservoir). T sed = L'âge de l'érosion, T met = L'âge de métamorphisme et f = fractionnement de l'échantillon x par rapport au réservoir terrestre. D'après McCulloch et Wasserburg (1978)..... 86
- Figure 5.2 : Localisation des échantillons de till analysés. L'étoile verte correspond à la région d'étude sur la rivière Harricana dont sept échantillons de till proviennent. L'étoile bleue correspond à la zone d'étude sur la rivière Nottaway. 92
- Figure 5.3 : Graphique de la concentration en Nd (ppm) versus les ratios $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ pour les unités glaciaires de la rivière Harricana (06HA) et 07BJ..... 94
- Figure 5.4: Graphique montrant les ratios $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ des unités glaciaires de la rivière Harricana versus leur position stratigraphique..... 96
- Figure 5.5: Graphique l'évolution des ratios en $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ en fonction de la latitude pour les unités glaciaires du transect BJ. Leur position par rapport aux grands ensembles géologiques est succinctement décrite dans les parenthèses..... 97
- Figure 5.6: Graphique l'évolution des ratios en $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de la latitude pour les unités glaciaires du transect BJ..... 97
- Figure 5.7: Graphique montrant les ratios $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ versus les rapports en $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour les unités glaciaires du transect BJ..... 98
- Figure 5.8 : Histogramme montrant la répartition des grains datés (N=75) selon les différentes classes d'âge pour tous les échantillons du transect BJ..... 100
- Figure 5.9 : Histogramme montrant la répartition des grains datés (N=20) selon les différentes classes d'âge pour l'échantillon 07BJ01, localisé au cœur de la province du Supérieur..... 101

Figure 5.10: Histogramme montrant la répartition des grains datés (N=5) selon les différentes classes d'âge pour l'échantillon 07BJ03, localisé au cœur de la province de Grenville.....	101
Figure 5.11 : Histogramme montrant la répartition des grains datés selon les différentes classes d'âge pour les échantillons 07BJ07 (N=16) et 07BJ08 (N=5), localisés près de la limite nord de la province du Grenville.	102
Figure 5.12: Histogramme montrant la répartition des grains datés (N=12) selon les différentes classes d'âge pour l'échantillon 07BJ09, localisé sur la province du Supérieur, tout juste au nord de la limite du Grenville.	103
Figure 5.13: Histogramme montrant la répartition des grains datés (N=12) selon les différentes classes d'âge pour l'échantillon 07BJ10.	104
Figure 6.1 : Photos des échantillons pour fins de datation : A) Vue générale de l'unité glaciaire de Cochrane où ont été échantillonnées les coquilles (06HA15), coupe maîtresse. B) Zoom sur un des spécimens de coquille, coupe maîtresse. C) Zoom sur toutes les coquilles trouvées dans l'unité glaciaire de Cochrane, coupe maîtresse. D) Échantillon de rythmites où fut prélevé l'échantillon 06Ha02V, coupe maîtresse. E) Horizon organique (06HA28), base de la coupe aux castors. F) Échantillonnage pour la luminescence optique (06HA30), base de la coupe aux castors.	107
Figure 6.2 : Détermination de la dose équivalente selon la méthode par régénération, d'après Balescu et al., 2001.....	113
Figure 6.3: Histogramme de répartition des doses équivalentes mesurées (N=32).	122
Figure 6.4 : Détermination du taux de « fading » 06HA30.	123
Figure 6.5: Courbe de croissance de l'échantillon 06HA30.	124

Figure 6.6 : Stades isotopiques déterminés à partir d'une carotte de glace du forage de Vostok, d'après Barnola et al., 2003.....	127
Figure 7.1 : Synthèse des corrélations entre les différentes coupes investiguées sur la rivière Harricana	133
Figure 7.2 : Cadre chronostratigraphique des unités glaciaires et non-glaciaires, rivière Harricana	138

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1: Données climatiques des Basses Terres.	8
Tableau 5.1: Localisation et description des échantillons de till utilisés dans les travaux de provenance radiogénique.	91
Tableau 5.2: Données Sm-Nd mesurées sur les unités glaciaires de la rivière Harricana et d'un transect de la province du Grenville au Supérieur.	93
Tableau 6.1: Âge radiocarbone obtenu sur l'échantillon 06HA28 provenant de la base de la coupe aux castors, rivière Harricana.	108
Tableau 6.2 : Âges radiocarbones obtenus sur les échantillons 06HA02V et 06HA15 provenant respectivement du centre et du sommet de la stratigraphie de la coupe maîtresse, rivière Harricana.	109
Tableau 6.3 : Mesure de la concentration des principaux éléments radiogéniques dans l'échantillon 06HA30.	120
Tableau 6.4 : Estimation de la dose interne en K dans les feldspaths et évaluation de la contribution cosmique.	120
Tableau 7.1 : Corrélations entre les unités glaciaires des basses terres de la baie James et de la baie d'Hudson.	143
Tableau A.1 : Contenu en éléments majeurs et traces de la matrice des unités glaciaires de la rivière Harricana.	147

Tableau A.2 : Contenu en éléments majeurs et traces de la matrice des unités glaciaires de la rivière Harricana (suite).	148
Tableau A.3 : Contenu en éléments majeurs et traces de la matrice des unités glaciaires de la rivière Harricana (suite).	148
Tableau A.4 : Contenu en éléments majeurs et traces de la matrice des unités glaciaires de la rivière Harricana.(suite).	149
Tableau B.1 : Minéralogie des argiles de la matrice des unités glaciaires de la rivière Harricana.	150
Tableau B.2 : Minéralogie des argiles de la matrice des unités glaciaires de la rivière Harricana (suite).....	150
Tableau C.1 : Contenu en carbone inorganique de la matrice des unités glaciaires de la rivière Harricana.	152
Tableau D.1 : Protocole de récupération du Sm et Nd.	155
Tableau E.1 : Mesure de la luminescence induite (L_x/T_x) pour des doses de 70 et 250 Gy pour l'échantillon 06HA30.	157
Tableau E.2 : Mesure de la luminescence induite (L_x/T_x) pour des doses de 350 et 460 Gy pour l'échantillon 06HA30.	158
Tableau E.3 : Mesure de la luminescence induite (L_x/T_x) pour des doses de 740 et 940 Gy pour l'échantillon 06HA30.	158
Tableau E.4 : Mesure de la luminescence naturelle (L_n/T_n) pour l'échantillon 06HA30.	159

RÉSUMÉ

Les basses terres de la baie James forment un bassin sédimentaire majeur ayant enregistré les avancées et retraits de la marge glaciaire de l'inlandsis laurentidien. Malgré cette importance stratigraphique, il y a une grande lacune au niveau de la compréhension des événements quaternaires de cette région; la dernière étude réalisée remontant à plus de 30 ans. De plus, à l'est de la baie James, dans le territoire nordique du Québec, de récents modèles de chronologie relative dans l'écoulement des glaces ont démontré une succession complexe de mouvements glaciaires qui ne sont pas présents dans les reconstitutions paléogéographiques antérieures. Le canevas stratigraphique de cette région doit donc être revu sur la base d'études stratigraphiques et de datations absolues. Ce projet de recherche a consisté en l'échantillonnage de sédiments quaternaires affleurant le long de la rivière Harricana dans la portion des basses terres de la baie James. Les sédiments glaciaires ont été étudiés afin de déduire les grands axes d'écoulement glaciaire et les sédiments d'origine nonglaciaire ont été datés par luminescence optique et au radiocarbone. Les datations de ces unités non-glaciaires, qui sont en contact direct avec les unités glaciaires, ont permis d'apporter de nouvelles contraintes chronologiques sur ces avancées qui ont marqué la dernière glaciation. Plusieurs analyses (Sm-Nd, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, analyses des éléments majeurs et mineurs, etc.) ont été effectuées afin de vérifier les interprétations de terrain et de parfaire les patrons d'écoulements glaciaires régionaux. Les résultats ont permis de mieux définir le comportement de l'inlandsis Laurentidien au cours des cycles glaciaires récents et plus spécifiquement, l'apport des nombreux déplacements des dômes de dispersion dans les enregistrements glaciaires.

Mots-clés : Basses terres de la Baie James, rivière Harricana, stratigraphie quaternaire, inlandsis laurentidien, dômes de dispersion, séquence d'écoulements glaciaires, géochronologie, traceurs radiogéniques.

INTRODUCTION

Les enregistrements paléoclimatiques obtenus à partir de sédiments océaniques et carottes de glace polaire indiquent que la calotte laurentidienne fut extrêmement dynamique au cours du dernier cycle glaciaire (e.g. Clarke et al., 1999). Dans les régions englacées, des mesures de stries glaciaires sur les roches du bouclier Canadien et des traînées de dispersion palimpsestes documentées à partir de traceurs lithologiques glaciaires reflètent des réorganisations importantes de la zone de partage des glaces des trois principaux dômes contrôlant le bilan de masse de l'Inlandsis laurentidien (Dyke et al., 2002). Pour le secteur du dôme du Labrador-Québec, les travaux de cartographie des écoulements glaciaires ont montré une succession complexe de mouvements qui témoignent également du caractère dynamique de l'inlandsis (Veillette, 1995; Veillette et al., 1999; Parent et al, 1995; Parent et al, 1996). Les récents modèles de chronologie relative établis pour ces écoulements glaciaires ne permettent cependant pas de situer ces différents événements sur une échelle de temps absolue et donc de les lier aux changements de configuration de la calotte laurentidienne tels que déduits à partir des enregistrements paléoclimatiques du dernier cycle glaciaire.

Une approche permettant de remédier à cette problématique consiste à investiguer les enregistrements sédimentaires des régions adjacentes aux zones de migration des dômes de glace de la calotte laurentidienne. L'analyse des unités glaciaires permet d'apporter de l'information quant aux différents écoulements répertoriés sur le bouclier et la datation des unités non-glaciaires présentes dans la stratigraphie permet d'ajouter des contraintes chronologiques aux modèles de reconstitution paléogéographique.

Des coupes stratigraphiques, montrant des sédiments non-glaciaires anciens d'âge interstadiaire ou interglaciaire, sont pratiquement absentes sur l'ensemble du bouclier Canadien, cependant les basses-terres de la Baie-James s'avèrent être un terrain propice pour de telles investigations. Cette région forme un bassin sédimentaire majeur ayant enregistré les soubresauts climatiques du Pléistocène récent. L'intérêt de cette région repose sur ses

nombreuses coupes mais également sur sa position géographique par rapport aux principaux dômes d'accumulation du glacier Laurentidien. La présence de plusieurs séquences de till entrecoupées de séquences non-glaciaires permet de reconstruire le canevas des avancées et retraits de la marge laurentidienne durant le Wisconsinien ou au-delà. De plus, ce territoire contient des éléments de réponses quant à la dynamique glaciaire récente en rapport avec les événements de la scission du glacier du Labrador, des crues de Cochrane, de la vidange du lac Ojibway ainsi que de l'incursion marine par les eaux de la Mer de Tyrrell (Hardy, 1976). Ces sujets ne seront que brièvement discutés ici.

Les travaux antérieurs réalisés dans la région des basses-terres de la Baie-James (à l'ouest de la présente étude) ont montré une succession complexe d'événements glaciaires anciens (Skinner, 1973). Les évidences de la dynamique glaciaire plus récente, révélées par la mesure de stries sur le bouclier, sont cependant absentes de ces travaux (Skinner, 1973). En outre, la corrélation avec la stratigraphie d'autres régions comme les basses-terres de la Baie d'Hudson est extrêmement difficile à cause du manque de données chronologiques. Nombre d'irrégularités dans les corrélations stratigraphiques régionales n'ont pas encore été résolues. La difficulté d'établir des contraintes d'âge absolu dans les séquences interglaciaires pré-holocènes ainsi que dans les principaux mouvements glaciaires explique les différences d'interprétation stratigraphique présentes dans certains travaux et se révèle être un obstacle important dans l'avancement de la compréhension de la dynamique glaciaire récente. De plus, aucune étude stratigraphique d'envergure n'a été réalisée dans le secteur québécois des basses-terres de la baie James hormis les travaux de cartographie de surface de Hardy (1976, 1977).

Le présent projet a pour principal objectif de mettre en contexte le cadre stratigraphique du bassin de la rivière Harricana dans l'histoire Quaternaire des basses terres de la Baie James du Québec. Plus spécifiquement, de répertorier les différents écoulements glaciaires enregistrés dans les séquences sédimentaires et de les corréler avec la chronologie relative des mouvements identifiés à partir de stries et autres marques d'érosion glaciaire sur le bouclier canadien du nord du Québec. De plus, il importe de comparer les investigations stratigraphiques de la rivière Harricana avec celles des travaux de Skinner (1973) afin de

parfaire le stratotype autour duquel sont articulées les reconstitutions paléogéographiques du nord-est de la calotte laurentidienne. Il est, finalement, primordial de palier au manque de chronologie dans la succession des différents écoulements glaciaires durant le Wisconsinien afin de permettre de mieux définir le rôle de l'Inlandsis laurentidien dans les variations climatiques du passé.

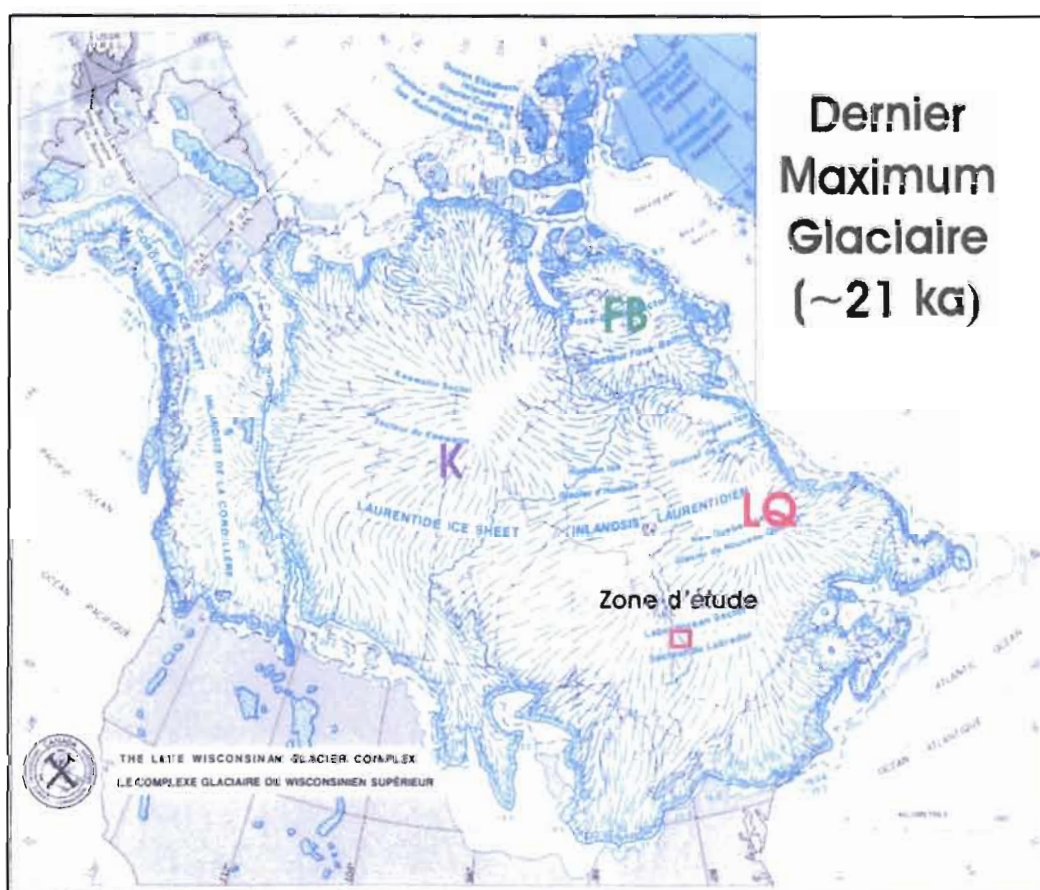


Figure 1 Localisation de la zone d'étude ($50^{\circ} 45' 29''$ N, $79^{\circ} 20' 44''$ O) par rapport à l'inlandsis Laurentidien lors du dernier maximum glaciaire. Les trois dômes de dispersion (Fox-Baffin FB, Keewatin K, Labrador-Québec LQ) sont représentés et les différentes lignes témoignent des directions d'écoulements radiaux des glaces, modifié de Prest, 1984.

La phase de terrain du projet fut réalisée durant les étés 2006 et 2007 et a consisté en un levé de coupes stratigraphiques de sédiments quaternaires affleurant le long des rivières Harricana, Nottaway, Broadback et Rupert. Le présent projet se concentre sur les coupes du secteur de la rivière Harricana, une zone s'étendant sur cinq km² (Figure 1).

Les sédiments glaciaires ont été étudiés *in situ* afin de déduire les grands axes des écoulements glaciaires (fabriques de till, mesures de stries sur clastes, etc.). L'analyse pétrologique des clastes contenus dans les différentes unités glaciaires, l'analyse granulométrique de la fraction fine de la matrice (<2mm), la teneur en carbonate de la matrice, la minéralogie des argiles de la matrice ainsi que la composition géochimique de la fraction fine des tills ont été effectués en laboratoire afin de corroborer et d'approfondir les données de terrain. L'utilisation de traceurs radiogéniques, sur certains minéraux détritiques de la fraction fine (<63 µm) des tills, a par la suite permis de préciser la direction et l'étendue de certains de ces mouvements. Les sédiments d'origine non-glaciaires ont été datés par luminescence optique ainsi que par radiocarbone. La datation de ces unités non-glaciaires, qui sont en contact direct avec les unités glaciaires, permet de déterminer des limites chronologiques pour les séquences cartographiées.

Les résultats de ce projet permettent de revoir et de préciser les différents mouvements glaciaires du secteur est de la calotte laurentienne par l'utilisation de multiples méthodes et d'en détailler la chronologie. L'élaboration d'un cadre stratigraphique solide des basses terres de la baie James permettra de lier la chronologie relative des stries avec les évidences sédimentologiques d'avancées glaciaires.

Ce mémoire se divise en sept chapitres. Le chapitre I décrit la physiographie et la géologie des grands ensembles du soubassement rocheux de la région d'étude. Après une revue des travaux antérieurs réalisés dans cette région au chapitre II, le chapitre III présente les différentes méthodologies utilisées sur le terrain et en laboratoire pour la cueillette et l'analyse des données. Par la suite, au chapitre IV, la description des différentes unités sédimentaires du bassin de la rivière Harricana est présentée. Le chapitre V présente l'application de traceurs radiogéniques sur le transport glaciaire des tills répertoriés sur la

rivière Harricana et le long d'un transect à l'est de la baie James. La chronologie absolue établie pour les événements du bassin de la rivière Harricana est synthétisée au chapitre VI. Finalement, la discussion et les conclusions relatives au projet sont présentées au dernier chapitre, soit le chapitre VII.

CHAPITRE I

CARACTÉRISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES, CLIMATIQUES ET GÉOLOGIQUES DES BASSES TERRES DE LA BAIE JAMES

1.1 Physiographie

Les Basses Terres de la Baie James forment une plaine côtière basse caractérisée par une altitude maximale d'environ 300-350 m et s'étendant sur 160 à 420 km le long du pourtour est de la baie James. Ce faible relief topographique correspond à l'extension des séries sédimentaires du Phanérozoïque qui recouvrent le socle précambrien du bouclier (Norris, 1993). Les dépôts de surface sont principalement représentés par des sédiments glaciolacustres et glacio-marins ainsi que par quelques séquences de till témoignant du retrait et des soubresauts de la marge laurentidienne durant la glaciation. Dans la partie sud, ce sont les silts et argiles du lac glaciaire Ojibway qui dominent. Dans la partie centrale, le Till de Cochrane ainsi que les sables et graviers de la moraine d'Harricana. Dans la zone nord, des silts et argiles associés à la Mer de Tyrrell (Li et al., 1999).

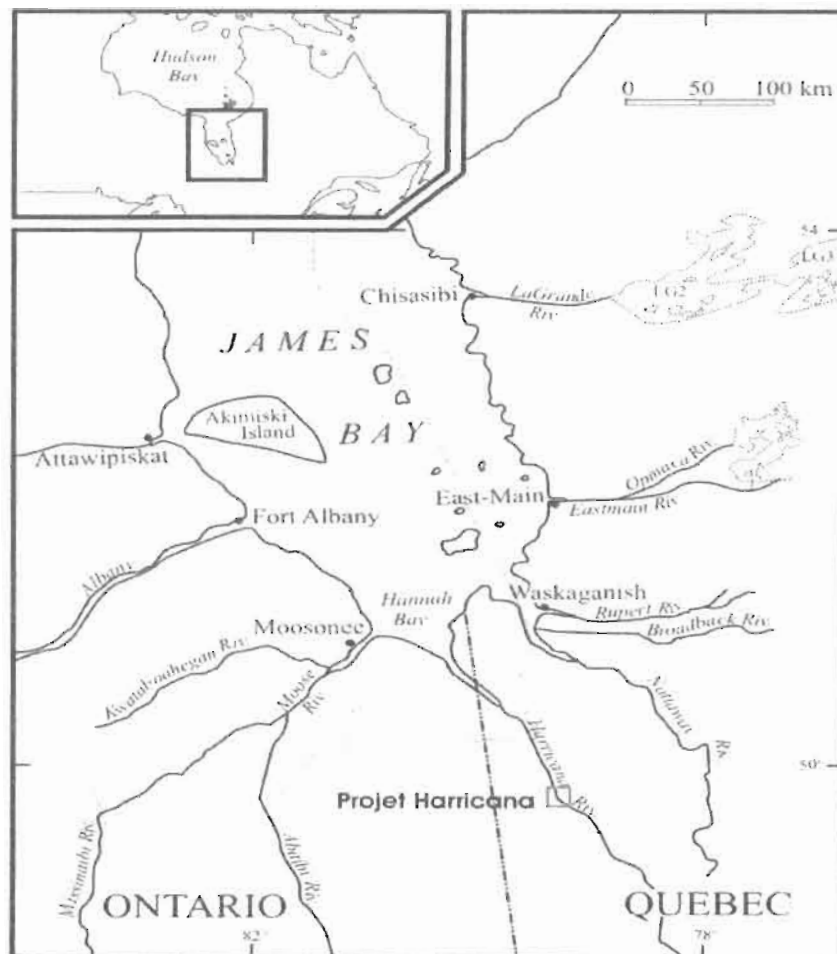


Figure 1.1 : Localisation de la zone d'étude. Principaux repères géographiques et cours d'eau majeurs de ce secteur des basses terres de la Baie James.

La prédominance de sédiments fins en surface explique le drainage perturbé et l'important développement de complexes tourbeux dans cette région. Le système hydrographique est contrôlé par de grandes rivières se déversant dans la baie James (Harricana, Nottaway, Rupert, Eastmain). Les étendues lacustres sont peu nombreuses mais il existe quelques grands lacs comme le lac Evans.

1.2 Climat

Trois unités climatiques distinctes sont identifiées passant d'un climat subpolaire doux au sud, à un climat subpolaire froid au nord (McKay et al., 1996). Les précipitations

Tableau 1.1: Données climatiques des Basses Terres.

Température moyenne annuelle (°C)		Température moyenne 3 mois + chauds (°C)		Précipitation totale annuelle (mm)		Précipitation totale 3 mois + chauds (mm)		Nombre de jours de croissance (jours)	
Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
- 2,4	1,1	12,5	15,5	727	930	251	308	155	175

**d'après McKay et al., 1996*

sont assez homogènes sur l'ensemble de la zone (727 à 930 mm) mais la durée des saisons de croissance ainsi que la température des trois mois les plus chauds divergent beaucoup (tableau 1.1).

Le couvert forestier se divise en deux catégories : dans le nord une végétation clairsemée à dominance résineuse ainsi que de la taïga et dans le sud, une forêt mixte de densité plus importante. Les complexes tourbeux sont présents dans chacune des zones, mais leurs superficies sont généralement moindres dans le sud (McKay et al., 1996). Les basses terres ainsi que la région d'étude se situent à la limite de la zone de pergélisol discontinu et sporadique (ou dispersé).

1.3 Géologie du substratum

La géologie du substrat rocheux de la zone d'étude peut se subdiviser en trois classes importantes : les roches archéennes, les roches protérozoïques et les roches paléozoïques de la plate-forme d'Hudson. Dans la reconstitution des directions d'écoulement glaciaire, les types de roches s'avèrent être de bons traceurs lithologiques dans ces trois ensembles géologiques sont rares.

1.3.1 Roches archéennes

Les roches archéennes forment une bonne partie du Bouclier Canadien et peuvent être subdivisées en deux grandes provinces géologiques : la province du Supérieur (nord de l'Ontario et nord-ouest du Québec) et la province de Churchill (nord du Manitoba) (Stockwell et al., 1970). Ce sont pour la plupart des roches de stade de métamorphisme élevé montrant une importante foliation de type gneissique. La province du Supérieur est constituée d'une alternance de ceintures de roches métasédimentaires et de roches vertes, orientées est-ouest, entrecoupées de plutons granitiques et de gneiss. Les roches de cette province sont bordées à l'ouest par les roches de la province de Churchill et au sud-est par le Grenville. La partie nord-ouest de la province de Churchill consiste principalement en des roches volcaniques archéennes de composition mafique à felsique métamorphisées. Elle contient également plusieurs intrusions néo-archéennes de composition gabbroïque et granitique (Sandeman, 2001). Dans la région d'étude, les roches archéennes ne sont visibles qu'à de rares endroits ; la rivière Harricana s'écoulant sur les roches de la plate-forme d'Hudson ou sur les dépôts quaternaires.

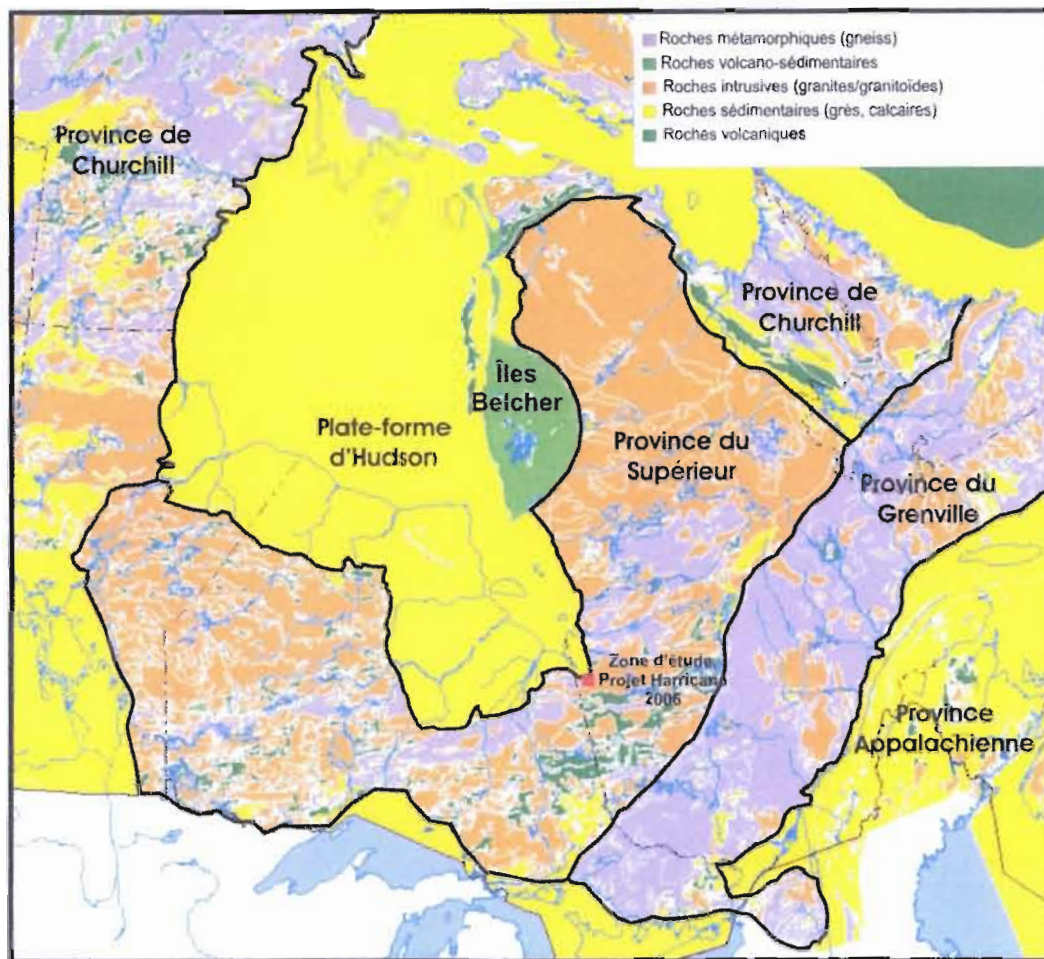


Figure 12: Carte géologique montrant les grands ensembles géologiques et le secteur d'étude, modifié d'après la carte numérique de la Commission géologique du Canada.

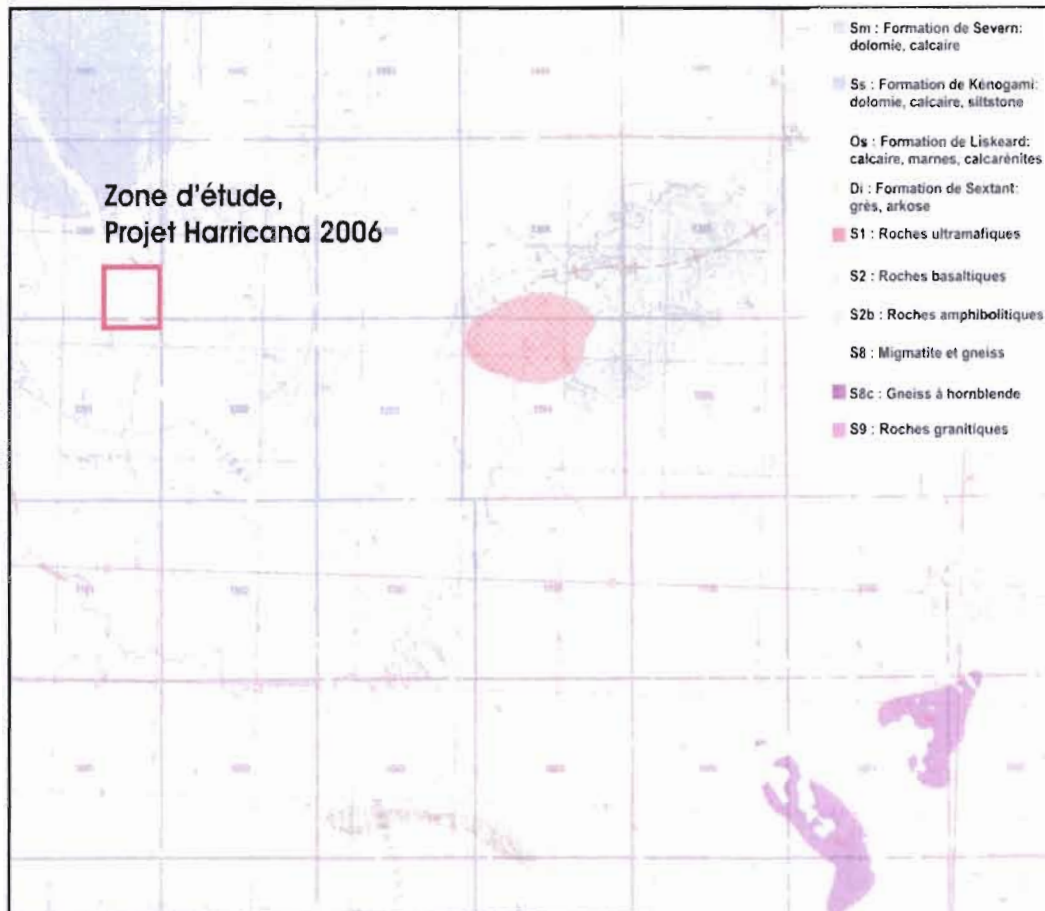


Figure 1.3. Carte géologique du secteur d'étude, modifié d'après Avramtchev, 1985.

1 3 2 Roches protérozoïques

Des roches d'âge protérozoïque, constituées principalement de roches intrusives métamorphisées et de rares lambeaux volcaniques, forment la majeure partie de la ceinture géologique du Grenville dont la limite sud correspond à l'axe Val d'Or-Lac Mistassini. Dans les basses terres de la Baie James, deux formations protérozoïques s'avèrent être intéressantes pour la reconstitution des traînées de dispersion glaciaire. La Formation de Sakami est contenu dans le bassin de Laforge et est principalement constituée de bancs décimétriques de grès rouge quartzitique, de conglomérats et d'arkoses, faiblement inclinés vers le sud. Ce

lambeau de roches protérozoïques affleure sur plus de 40 km par 5 km dans la région du lac Gayot (Labbé et al., 1998) dans le nord québécois.

Un autre ensemble de roches protérozoïques affleure dans l'archipel de Belcher (Figure 1.2) et forme sans doute une bonne partie du fond marin du sud-est de la Baie d'Hudson (Bostock, 1971). Il s'agit de la Formation d'Omarolluk du Groupe de Belcher composée en grande partie de grauwacke siliceuse et massive contenant des nodules beiges d'altération calcaire (Ricketts et Donaldson., 1981). Ces roches ont grandement servi à la reconstitution de la dynamique glaciaire du centre-ouest de l'Amérique du Nord (Prest et al., 2000). La province de Grenville est, pour le reste, principalement constituée de roches intrusives métamorphisées et de quelques lambeaux de roches volcaniques.

1.3.3 Roches paléozoïques de la Plate-forme d'Hudson

La plate-forme d'Hudson (Figure 1.2) regroupe des séries sédimentaires allant de l'Ordovicien moyen jusqu'au Dévonien inférieur dont la structure concentrique montre une géométrie des roches plus jeunes au centre et des roches plus anciennes en périphérie. Ces roches occupent la partie centrale du bouclier canadien et sont divisées en deux bassins sédimentaires majeurs : le bassin de la baie d'Hudson et le bassin de la Moose River (Norris, 1993). La plate-forme recouvre les roches des provinces géologiques du Supérieur et de Churchill et la majeure partie de sa superficie est aujourd'hui submergée sous les eaux de la baie d'Hudson et de la baie James.

La plate-forme est principalement composée de roches carbonatées avec des quantités moindres de grès, d'arkose et de shale. La région d'étude se situe à la limite est de la plate-forme d'Hudson. La granulométrie de la matrice et le contenu en clastes des unités glaciaires sont fortement influencés par les roches de cet ensemble sédimentaire.

1.4 Géologie du Pléistocène et de l'Holocène

Les sédiments quaternaires recouvrent la majeure partie des basses terres de la Baie James et cette importante couverture sédimentaire peut atteindre des épaisseurs considérables par endroits (>30 m).

Les unités formant cette couverture sédimentaire sont bien exposées le long des rives des principales rivières de la région. Les enregistrements sédimentaires renferment plusieurs tills intercalés avec des unités non-glaciaires. Outre les tills, les sédiments glaciaires consistent principalement en des séquences fluvioglaciaires de blocs, sables et graviers. Les sédiments d'origine non-glaciaires sont représentés par des séquences marines, fluviales et lacustres. Ces séquences sont décrites en détail au chapitre IV.

La déglaciation des basses terres a produit d'importantes quantités de sédiments. Le recul et la désintégration de la calotte laurentidienne ont été marqués par une scission de l'inlandsis en deux calottes soit le glacier d'Hudson (se retirant vers le nord-ouest) et le glacier du Nouveau-Québec (se retirant vers le nord-est). Dans l'axe de cette scission, se sont déposés les sédiments de la Moraine inter-lobaire d'Harricana et d'importants systèmes d'eskers de part et d'autres de cette entité fluvio-glaciaire. Le contact avec les eaux du lac Ojibway a accéléré le retrait du front glaciaire dont la marge flottait localement (Hilaire-Marcel et Vincent., 1980). La longue durée de cette étendue glaciolacustre a permis le dépôt d'importantes quantités d'argiles rythmées sur la surface des basses terres de la baie James et en Abitibi. Le retrait des glaces du Nouveau-Québec a été ponctué de quelques pauses dont une majeure qui permit la mise en place de la Moraine de Sakami. Cette moraine, constituée de sables et graviers fluvioglaciaires, recoupe la partie nord-est des basses terres de la baie James (Hilaire-Marcel et Vincent., 1980). Quelques récurrences ont marqué le retrait de la marge hudsonienne. Ces ré-avancées, connues sous le nom de crues de Cochrane et de Rupert (Hardy, 1977; 1982), ont été causées par un appel de glace dans le Lac Ojibway. Des estimations du volume d'eau douce libéré dans la mer de Tyrell suite à la vidange du lac Ojibway (Veillette, 1994) [vers 8,2 ka (Barber et al., 1999)] ont mené à l'élaboration de différents modèles montrant les impacts de cet apport d'eau sur la circulation océanique.

Essentiellement, les eaux du lac Ojibway ont pu se vidanger selon deux modèles : soit par drainage drastique lors de la scission complète des glaces laurentiennes (Hardy, 1977; Dyke et al., 2003) ou par déversements sous-glaciaires épisodiques (Clarke et al., 2003; Clarke et al., 2004) ou encore selon ces deux modèles à la fois. La Mer de Tyrrell a envahi la région des basses terres jusqu'à une altitude de 290 mètres sur le versant est et de 198 mètres dans la partie sud (Hilaire-Marcel et Vincent, 1980). L'émergence des terres au fil du relèvement isostatique et du retrait de la Mer de Tyrrell a permis le développement de nombreux cordons littoraux ainsi que la mise en place du réseau hydrographique moderne.

CHAPITRE II

SYNTHÈSE DES PRINCIPAUX TRAVAUX ET DE L'ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LA STRATIGRAPHIE QUATERNAIRE DES BASSES TERRES DE LA BAIE JAMES ET DE LA BAIE D'HUDSON

Le bassin sédimentaire formé par les basses terres de la Baie James et de la Baie d'Hudson a préservé un nombre important de coupes stratigraphiques contenant les évidences de plusieurs avancées glaciaires entrecoupées d'unités non-glaciaires témoignant d'épisodes de réduction du volume de glace sur le continent. Peu d'études ont porté sur les dépôts glaciaires de la région des basses terres de la Baie James. Stuiver et al. (1963) et Antevs (1928) ont étudié quelques coupes et unités dans le bassin de l'Harricana mais aucune analyse stratigraphique d'envergure n'a été réalisée. De part leur position au cœur de l'inlandsis, près des centres de dispersion, et leurs importants enregistrements stratigraphiques, l'étude de ces régions a toujours été au cœur des discussions de reconstitutions paléogéographiques quaternaires.

Les premiers concepts portant sur la configuration de l'inlandsis étaient initialement articulés autour d'une calotte à dôme unique centré sur la Baie d'Hudson (Flint, 1943 ; Sudgen, 1977 ; Denton et Hughes., 1981). Il fut par la suite démontré que les données de terrain ne peuvent pas supporter l'hypothèse d'un modèle à dôme unique mais sont plutôt concordantes avec l'idée d'une calotte multi-dômes (Shilts, 1980 ; 1982 ; Andrews et al., 1983). Cette discussion fait aujourd'hui consensus autour de l'hypothèse selon laquelle une calotte multi-dômes a prévalu durant la majeure partie du temps et que trois dômes de dispersion ont principalement contrôlé le bilan de masse et la configuration de l'inlandsis Laurentidien durant le Wisconsinien : le dôme du Labrador-Québec, le dôme du Keewatin et celui de Fox-Baffin (voir Figure 1, Introduction).

2.1 Stratigraphie quaternaire des basses terres de la Baie James

Les premières descriptions de la stratigraphie des basses terres de la baie d'Hudson furent effectuées par les pionniers Bell (1880), Low (1896) et Tyrrell (1913). Ils ont répertorié et analysé plusieurs séquences glaciaires et non-glaciaires, de la partie centrale englacée par l'Inlandsis laurentidien, permettant ainsi de jeter les bases conceptuelles de la stratigraphie Quaternaire de la région.

Les travaux de reconnaissance de McDonald (1969, 1971) ont démontré l'existence d'une stratigraphie complexe dans les basses terres de la baie d'Hudson. Il a identifié des sites montrant de la matière organique enfouie et des sédiments montrant des Figures de courant vers le nord (drainage normal) sous des unités glaciaires. Skinner (1973) fut le premier à présenter une synthèse détaillée des événements quaternaires de la région. Ces recherches se sont avérées être une contribution importante à la compréhension de la glaciation wisconsinienne et ont influencé les travaux subséquents dans les basses terres de la Baie James et d'Hudson.

Skinner (1973) a étudié les enregistrements quaternaires du bassin de la rivière Moose dans le nord de l'Ontario. Il a répertorié au moins trois tills reposant sous des sédiments renfermant du bois et d'autres caractéristiques suggérant un âge interglaciaire. Des dépôts glacio-lacustres sont intercalés dans cette séquence glaciaire d'âge pré-sangamonien présumé (till I, II, III de bas en haut). Selon Skinner (1973), cette séquence glacio-lacustre représenterait les restes d'une succession d'oscillations plutôt locales d'une marge glaciaire dans un lac proglaciaire. Les fabriques de till ainsi que des mesures de stries sur des blocs ont montré une direction d'écoulement uniforme pour les trois tills soit vers le sud-ouest. Quelques mesures de stries ont été reportées, pour le till II, montrant une orientation nord-sud et nord-ouest sud-est. La présence de coquilles dans le till inférieur (till I) permet d'avancer que cette région a été envahie par des eaux marines avant le dépôt de l'unité non-glaciaire qui recouvre la séquence de till I, II et III (Skinner, 1973).

Un des apports importants des travaux de Skinner (1973) fut de décrire les sédiments non-glaciaires reposant entre des tills qu'il a regroupés en une formation et nommés Formation de Missinaibi. Ces sédiments sont principalement constitués de sables montrant un drainage normal vers le nord (l'expression drainage normal est employé ici pour caractériser un drainage de direction semblable à l'actuelle), d'horizons de tourbes et de bois comprimés et d'argiles marines et lacustres. Il attribue un âge Sangamonien à la formation en se basant en grande partie sur le contenu pollinique et sur les directions de courant. Selon le modèle conceptuel de mise en place, cette formation a été divisée en quatre membres : 1) un premier membre déposé dans un plan d'eau marin occupant une dépression glacio-isostatique qu'il nomma Mer de Bell. 2) Un membre fluvatile dont la mise en place fut dictée par le relèvement isostatique et lié à l'établissement d'un réseau de drainage suite au retrait de la Mer de Bell. 3) Un membre organique déposé en milieu subaérien au fil du relèvement. 4) Un membre lacustre déposé dans un lac pro-glaciaire formé par l'interruption du drainage vers le nord lors de l'avancée des glaces au début de la dernière glaciation. Les analyses palynologiques sur la formation ont montré des conditions climatiques semblables à celles d'aujourd'hui (Skinner, 1973). Il est important de spécifier que la formation n'a jamais été observée intégralement dans une même section sédimentaire. Sa reconstitution résulte plutôt de corrélations établies entre les divers membres observés à des sites différents.

Skinner (1973) a répertorié deux unités glaciaires post-Missinaibi dans son secteur d'étude. Le Till d'Adam est le plus ancien des deux tills et repose directement sur les dépôts de la Formation de Missinaibi. Il contient par endroit des coquilles marines provenant de l'incorporation de sédiments marins. Sa mise en place est attribuable à un écoulement glaciaire vers le sud-ouest. Le Till de Kipling est le till supérieur de la région. Sa matrice est silto-argileuse causée, selon Skinner (1973), par l'incorporation de sédiments argileux du Lac Ojibway. On remarque à sa base la présence d'un pavage de blocs. Les données de directions d'écoulement témoignent d'une glace se dirigeant également vers le sud-ouest. Les Sédiments de Friday Creek, une séquence principalement constituée de sables et silts stratifiés d'une épaisseur de plus de 20 mètres par endroits, séparent les deux tills.

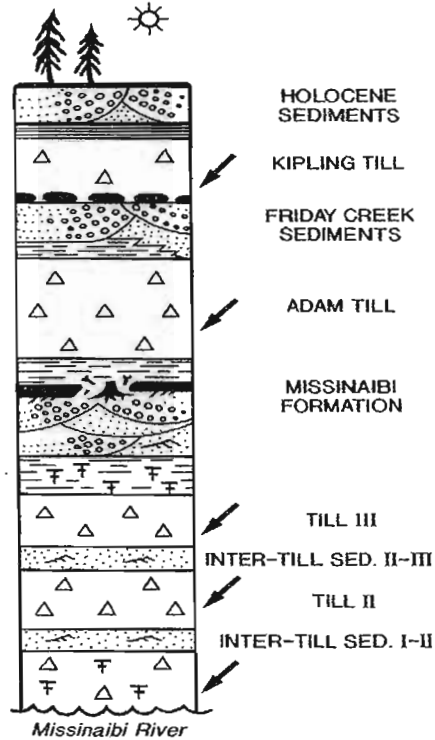


Figure 2.1 : Colonne stratigraphique du sud des basses terres de la Baie d'Hudson, bassin de la rivière Moose, tiré de Roy (1998), modifié d'après Skinner (1973). Les flèches indiquent le sens des écoulements glaciaires.

Dans la région à l'est de la Baie James et de la Baie d'Hudson, peu d'études stratigraphiques ont répertorié des unités glaciaires anciennes. Néanmoins, sur plusieurs sites, de la matière organique a été préservée sous des tills (Antev, 1928 ; Stuiver et al., 1963; Hardy, 1982). Sur les rives de la rivière Harricana, des horizons de tourbe intercalés dans des rythmites argilo-silteuses compactes ont été datées à plus de 42 Ka par radiocarbone (Stuiver et al., 1963). Sur le cours inférieur de la rivière Nottaway, des silts compacts contenant de la matière organique et du bois et des rythmites argilo-silteuses contenant de la matière organique disséminée se retrouvent sous les unités glaciaires superficielles (Hardy, 1982). La stratigraphie des basses terres de la Baie James sera présentée au chapitre 4 à la lumière des investigations du projet Harricana.

2.2 Stratigraphie quaternaire des basses terres de la baie d'Hudson

Dans le nord de l'Ontario, les bassins des rivières Severn et Winisk présentent également une succession stratigraphique importante. Cinq unités de till entrecoupées d'au moins une unité non-glaciaire ont été répertoriées (Thorleifson, 1989 ; Thorleifson et al., 1992b).

Le Till de Shagamu est en position stratigraphique inférieure et aurait été mis en place par des glaces s'écoulant vers le sud-ouest. Sur cette unité, repose une autre unité glaciaire, le Till de Rocksand, dont les fabriques et la composition de la matrice témoignent d'une accumulation causée par des glaces s'écoulant vers le nord-ouest.

Il y a également, dans cette région, l'occurrence d'épisodes non-glaciaires pré-Holocènes, lesquels ont été regroupés sous le nom des Sédiments de la rivière Fawn. Cette unité peut être également subdivisée en plusieurs membres : marin, fluvatile, subaérien, lacustre (Thorleifson et al., 1992b). Cette séquence est interprétée comme étant d'âge sangamonien sur la base de sa position stratigraphique, des valeurs en acides aminés, du contenu pollinique ainsi que sur des mesures de paléo-courant, dans le membre fluvatile, indiquant un drainage normal vers la baie d'Hudson (Thorleifson et al., 1992b).

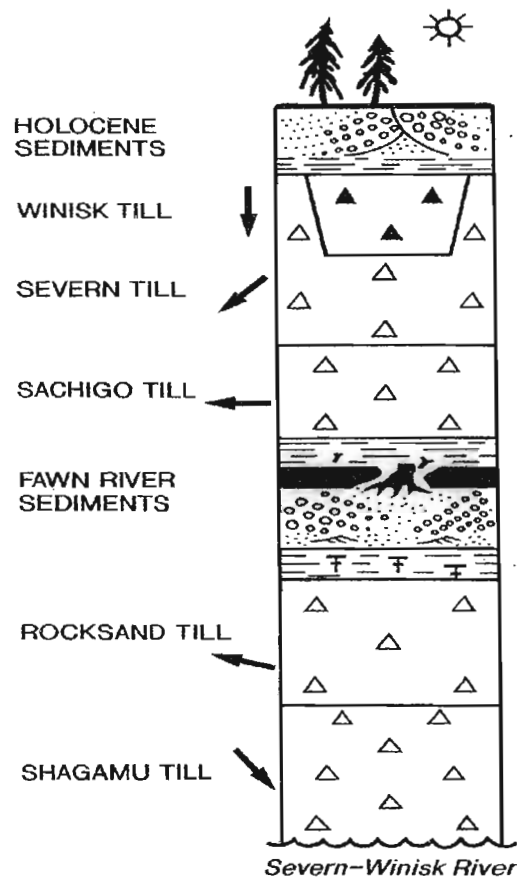


Figure 2.2 : Colonne stratigraphique du centre des basses terres de la Baie d'Hudson, bassin des rivières Severn et Winisk, tiré de Roy (1998) et modifié d'après Thorleifson (1989) et Thorleifson et al. (1992b). Les flèches indiquent le sens des écoulements glaciaires.

Sur cette séquence présumée d'âge interglaciaire, repose le Till de Sachigo un till dont la mise en place est associée à une glace s'écoulant vers l'ouest. Cependant, Thorleifson (1989) a rapporté la présence d'erratiques carbonatés rouges dans la matrice provenant de la partie centrale du bassin de la baie d'Hudson.

Le Till de Severn surmonte le Till de Sachigo et représente l'unité glaciaire de surface de la région. Ce till a une distribution extensive et les données de fabrication montrent une mise en place par des glaces s'écoulant vers le sud-ouest.

Le Till de Winisk recoupe le Till de Severn par endroits et représente un écoulement relativement restreint aux vallées des rivières Albany et Winisk (Thorleifson et al., 1992b). Les directions d'écoulement répertoriées, montrent des indices d'une mise en place par des glaces s'écoulant plein sud. Prest (1969) a interprété la provenance de ce till comme découlant de l'activité du flanc ouest du lobe de Cochrane. Flint (1971) associe cependant cette unité à une mise en place par un courant de glace. Néanmoins, il s'agit probablement d'un soubresaut tardif de la calotte Laurentidienne en plein recul (Thorleifson et al., 1992b).

Au Manitoba, le bassin du fleuve Nelson renferme plusieurs coupes contenant une succession d'unités glaciaires superposées ou séparées par des lits de sables et graviers. Nielsen et al. (1986), Dredge et al. (1986) et Roy (1998) ont décrit plusieurs coupes le long du cours inférieur de ce fleuve.

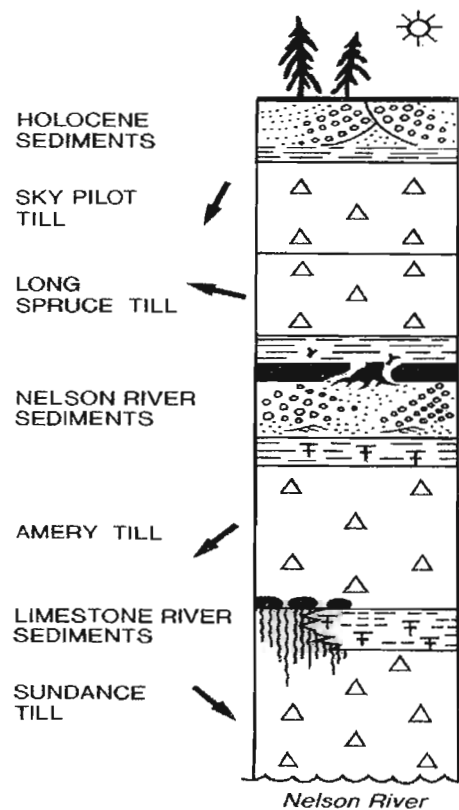


Figure 2.3 : Colonne stratigraphique de l'ouest des basses terres de la Baie d'Hudson, bassin de la rivière Nelson, d'après Roy, 1998. Les flèches indiquent le sens des écoulements glaciaires.

Le Till de Sundance occupe la base de la colonne stratigraphique du bassin du fleuve Nelson. La lithologie des clastes, les mesures de stries et de fabriques suggèrent une glace s'écoulant vers le sud-est, provenant du Keewatin. La partie supérieure de ce till montre des évidences d'exposition subaérienne associées à un paléosol. Ce till est séparé du till sus-jacent par les Sédiments de la rivière Limestone. Cette séquence non-glaciaire consiste principalement en des argiles massives et compactes passant graduellement à un faciès riche en clastes délestés à son sommet (Dredge et al., 1990 ; Roy, 1998). La présence de foraminifères dans ces argiles suggère une origine marine (Roy, 1998).

Le Till d'Amery, qui repose sur les Sédiments de Limestone, a été mis en place par des glaces s'écoulant généralement vers le sud-ouest. Des évidences (blocs striés) de direction d'écoulement vers le nord-ouest ont toutefois été obtenues sur cette même unité (Nielsen et al., 1986). Ce till est surmonté par une unité non-glaciaire dont les composantes sont regroupées sous le nom de Sédiments de la rivière Nelson. Cette séquence est composée essentiellement de graviers, de fins lits de sables et d'argiles contenant des clastes délestés en plus d'horizons organiques contenant des fragments de bois compressés (Nielsen et al., 1986). Des mesures de rides de courant et de lits entrecroisés indiquent un drainage normal vers la baie (Roy, 1998). Le contenu pollinique et en macro-restes permettent d'attribuer un âge Sangamonien à cette séquence bien que des restes d'insectes de cette unité témoignent d'un climat plus froid que celui d'aujourd'hui (Nielsen et al., 1986)

Le Till de Long Spruce repose sur les Sédiments de la rivière Nelson. Ce till contient beaucoup d'éléments lithologiques protérozoïques au sein de sa matrice (grauwackes, jaspes oolithiques, quartzites, etc.) dont les sources sont situées au sud-est. De plus, les données de fabriques, les mesures de stries sur des blocs tout comme l'analyse pétrologique des clastes supportent une direction d'écoulement vers l'ouest-nord-ouest (Nielsen et al., 1986 ; Roy, 1998). Ce till est en contact supérieur avec le Till de Sky Pilot, le till de surface de la région. Les données de direction d'écoulement (fabriques, cannelures, etc.) montrent une mise en place par des glaces de direction sud-sud-ouest (Nielsen et al., 1986; Roy, 1998).

2.3 Chronologie des séquences glaciaires et non-glaciaires des basses terres de la baie d'Hudson et de la baie James

Différentes méthodes de datation relative et absolue ont été appliquées aux sédiments quaternaires de la baie d'Hudson au cours des 30 dernières années afin d'établir un canevas chronologique des différents événements.

Sur les 30 datations radiocarbones effectuées sur du matériel organique enfoui sous des tills ou autres types de dépôts quaternaires, 26 ont donné des résultats non finis (Thorleifson et al., 1992a), suggérant que les dépôts non-glaciaires des basses terres sont plus âgés que la limite de la méthode ^{14}C , soit environ 60-70 ka. Un âge de 37,200 ans a été obtenu à partir d'un échantillon de coquille provenant du membre marin de la Formation de Missinaibi (Skinner, 1973). Cependant, des investigations subséquentes ont révélé un âge infini pour un autre échantillon de la même unité, suggérant la contamination par du carbone récent pour l'âge fini obtenu précédemment.

Des âges ont été obtenus à l'aide de la méthode de thermoluminescence sur des sédiments interprétés comme étant d'âge sangamonien. Forman et al. (1987) a obtenu un âge de 73 +/- 10 ka sur l'unité marine des Sédiments de la rivière Fawn, une unité stratigraphiquement équivalente à la Formation de Missinaibi. Berger et Nielsen (1990) ont tenté de dater des silts et argiles du membre glaciolacustre des Sédiments du fleuve Nelson (Nelson River Sediments). Leur résultat de 32-46 ka est difficile à concilier avec les datations ^{14}C plus anciennes réalisées dans la même région et avec la paléogéographie régionale. En effet, les âges de thermoluminescence obtenus sont à l'intérieur des limites de la méthode radiocarbone, en opposition avec des dizaines de datations ^{14}C excédant les limites de la méthode. De plus, un épisode non-glaciaire de cet âge implique un recul important de la partie centrale de l'inlandsis au Wisconsinien moyen, un scénario sans équivalent ailleurs dans les basses terres. Ces âges semblent être le produit de problèmes analytiques liés à la méthode. Des travaux récents ont démontré que ce type de sédiments sont affectés par un phénomène appelé « anomalous fading » (Lamothe et Auclair, 1999) affectant la préservation du signal luminescent durant l'enfouissement. Ce phénomène n'était pas encore considéré au

moment de la publication des travaux de Berger et Nielsen (1990). Cette anomalie du système provoque entre autre chose, une sous-estimation de l'âge du sédiment ; les âges de Berger et Nielsen par thermoluminescence devraient donc être considérés vétustes. Roy (1998) a obtenu un âge de 121 ± 6 Ka sur la même formation provenant de la section Moondance sur le fleuve Nelson. Cet âge est cohérent avec les données stratigraphiques utilisées pour établir l'âge de cette séquence.

Une chronologie relative a été établie à partir de l'analyse des rapports en acides aminés mesurés à l'intérieur de coquilles marines *in situ* et remaniées dans les tills (Shilts, 1982 ; Andrews et al., 1983 ; Wyatt, 1989, 1990 ; Thorleifson, 1989, Thorleifson et al., 1992a). Cette méthode se fonde sur le principe selon lequel l'évolution diagenétique des fossiles marins d'un genre animal donné (*Hiatella arctica* ou *Mya Truncata* comme dans le cas présent) est fonction de la température et du temps écoulé depuis sa mort (Miller, 1985). Elle repose également sur l'apriori que les gradients de température verticaux et horizontaux de la région étaient alors pratiquement inexistantes. Les variations observées sur les rapports D-alloisoleucine/L-isoleucine (aIle/Ile) devraient donc témoigner de l'âge relatif des échantillons ; plus les échantillons sont vieux, plus le rapport aIle/Ile est élevé.

Le cadre stratigraphique de l'époque supposait seulement deux incursions marines : la Mer de Tyrrell, à l'Holocène et la Mer de Bell, pré-Holocène. Les ratios les plus jeunes obtenus devaient donc provenir de l'incorporation des sédiments marins Holocène de la Mer de Tyrrell, et les plus anciens de ceux de la Mer de Bell. Shilts (1982) et Wyatt (1989) ont établis les ratios pour ces deux séquences sédimentaires et ont obtenu les valeurs suivantes pour la Mer de Tyrrell et la Mer de Bell respectivement : $0,036 \pm 0,015$ et $0,2 \pm 0,03$ (Figure 2.4).

Les résultats obtenus ont également montré l'occurrence de ratios intermédiaires entre la Mer de Tyrrell et de Bell, suggérant ainsi la présence dans les basses terres d'une second'unité marine pré-Holocène (Andrews et al., 1983). Cette invasion marine a été nommée Mer de Prest par Shilts et Wyatt (1988) et le ratio moyen est de $0,14 \pm 0,02$.

Les résultats obtenus à partir des coquilles transportées par les tills sont caractérisés par une large distribution de valeurs, reflétant l'érosion de différentes unités marines pré-holocènes lors de leur mise en place. On remarque que les tills plus jeunes ont de plus faibles rapports a_{11e}/I_{1e} et les tills plus anciens des ratios globalement plus élevés (Figure 2.3.2).

Le Till de Winisk montre des ratios hétérogènes dont la médiane est centrée sur 0,07. Cette valeur correspond aux ratios intermédiaires de Kabinakagami (âge inférieur à 35 ka). Les rapports touchent également le domaine des fossiles de Bell (recyclage de coquilles). Le Till de Severn contient beaucoup de fragments de coquilles. Il montre des ratios typiques des mers de Bell et de Prest à la fois, centré autour d'un ratio médian de 0,18; sa mise en place serait donc postérieure à la Mer de Prest.

Le Till de Sachigo affiche des ratios des Mers de Prest et de Bell permettant d'avancer que son accumulation postdate la Mer de Prest et a remanié des coquilles de Bell (Thorleifson et al., 1992a). L'analyse de ces trois tills permet d'avancer que leur dépôt s'est fait après la mise en place des sédiments non-glaciaires du stade 5.

Le Till de Rocksand a des valeurs typiques de la Mer de Bell. L'absence de valeurs attribuables à la Mer de Prest permet d'établir une mise en place post-mer de Bell mais pré-Mer de Prest c'est-à-dire le milieu du stade 5 (Thorleifson et al., 1992a).

Des tentatives de conversion des ratios en âges absolus ont été présentées en se basant sur les âges radiocarbone des sédiments de la Mer de Tyrrell et en présumant que la Mer de Bell représente l'étage isotopique 5e et un âge d'environ 130 ka. Andrews et al. (1983) ont montré au moins trois regroupements dans les ratios a_{11e}/I_{1e} et ont avancé l'hypothèse que ces fluctuations témoigneraient d'une baie d'Hudson libre de glace à 35, 76 et 105 Ka entre les incursions marines des périodes interglaciaires de l'Holocène (7,1 ka) et du Sangamonien (129 ka).

Il existe de grandes incertitudes quant aux nombres d'unités marines pré-Holocène et quant à leur âge respectif pour arriver à des estimés d'âge cohérents à partir de ces conversions. De

plus, l'étalement des données au sein d'une même unité rend difficile l'interprétation des âges obtenus. Dyke (1984) a également montré que la variabilité des ratios des coquilles dans une même unité peut atteindre jusqu'à 20%. D'autre part, le choix de l'intervalle des classes dans la représentation graphique des ratios influence fortement le regroupement des données et donc la reconnaissance ou non d'un événement d'incursion marine. Finalement, les variations observées dans les ratios pourraient tout aussi bien être attribuables à l'influence de gradients thermiques sur les coquilles plutôt qu'à des incursions marines distinctes (Dyke, 1984)

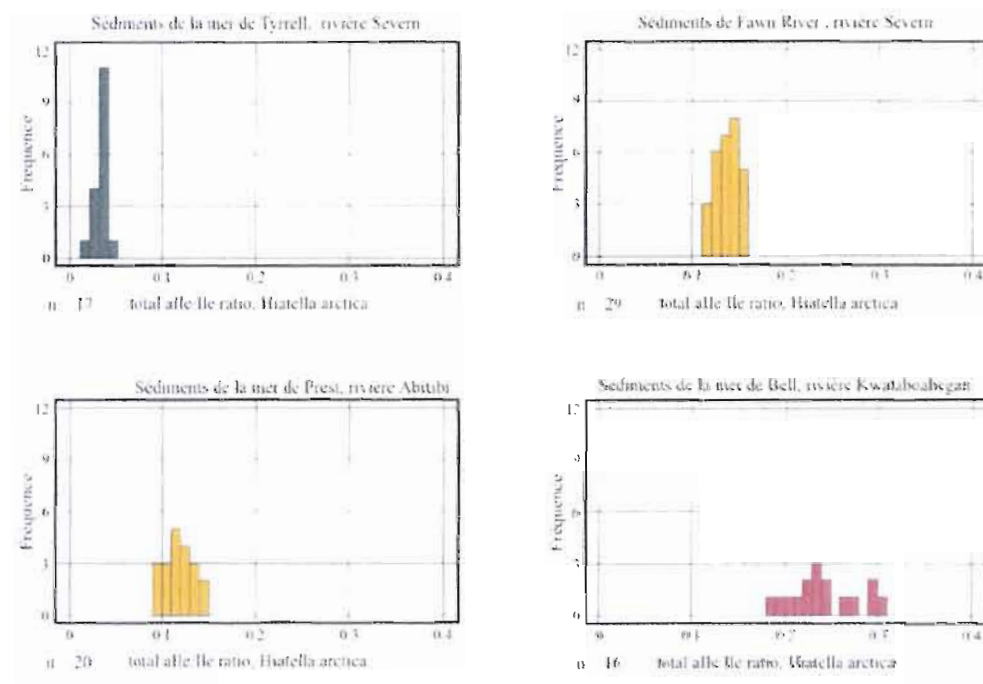


Figure 2.4 : Analyses des ratios en acides aminés (alle/Ile) effectués sur des coquilles marines (*Hiatella arctica*) prélevés dans des unités marines des basses terres de la baie d'Hudson, modifié d'après Wyatt, 1989.

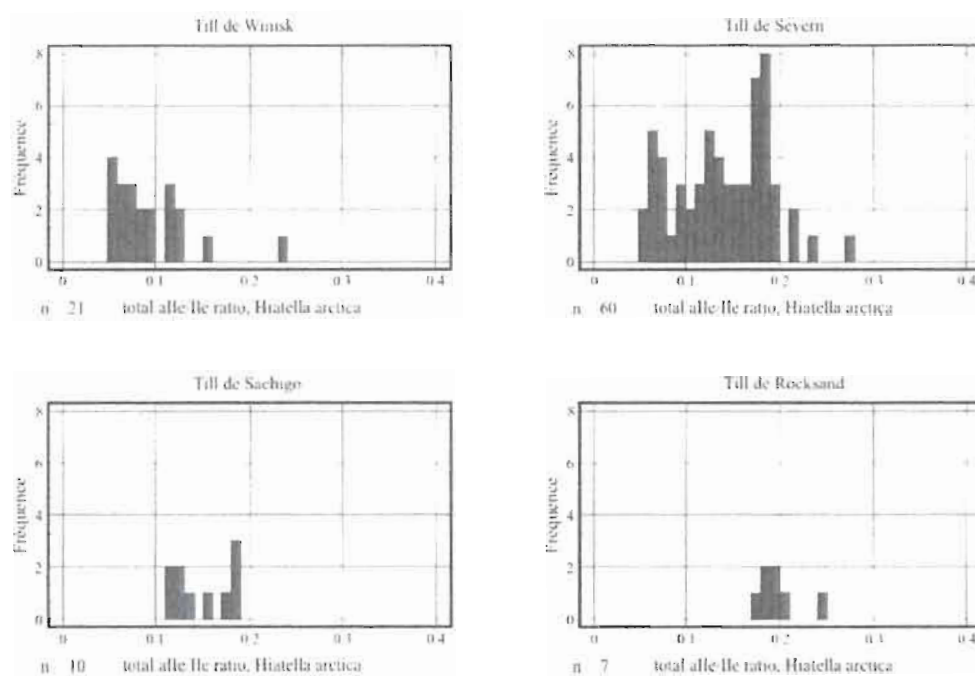


Figure 2.5: Analyses des ratios en acides aminés (alle/le) effectués sur des coquilles marines prélevés dans des unités glaciaires dans le bassin des rivières Severn-Winisk, modifié d'après Wyatt, 1989.

2.4 Sommaire de la stratigraphie quaternaire des basses terres de la baie James et d'Hudson

La chronologie des événements glaciaires et non-glaciaires est principalement établie sur des bases relatives. La corrélation entre la stratigraphie des différentes régions et l'intégration de ces données dans un cadre régional demeurent difficiles. Il se dégage tout de même des similarités importantes du point de vue stratigraphique entre les différents secteurs. Premièrement, chacun des secteurs montre la présence d'une unité non-glaciaire majeure renfermant des sables, tourbes et bois, des sédiments glaciolacustres et des sédiments marins. Dans le bassin des rivières Moose et Severn-Winisk (basses terres de la baie James), les résultats des acides aminés suggèrent la présence d'une seconde unité non-glaciaire. Au Manitoba, dans les basses terres de la baie d'Hudson, un paléosol, en position stratigraphique sous une unité de type Missinaibi, pourrait leur être équivalent. De plus, chacun des secteurs contient au moins trois unités glaciaires.

2.5 Séquence d'écoulement glaciaire du secteur Labrador-Québec

2.5.1 Travaux antérieurs

Historiquement, plusieurs travaux ont été écrits sur l'évolution et la dynamique du secteur du dôme du Québec-Labrador de la calotte laurentidienne. Low (1896) fut le premier à établir une chronologie des écoulements glaciaires à partir d'observations le long des côtes est de la baie James et de la baie d'Hudson. Cette chronologie se résume en une succession de mouvements débutant du nord-ouest vers le sud-ouest, puis finalement vers le sud-est. Quelques décennies plus tard, Flint (1943) rejeta cette séquence sur la base que les surfaces striées montrant des recoupements seraient reliées à des épisodes tardifs de réajustements de marge glaciaire et que leur signification chronologique serait par conséquent négligeable. Cette perception a perduré longtemps et a teinté de son influence de nombreux travaux subséquents. Les stries, drumlins, moraines et autres formes de terrain ont par la suite longtemps été considérés comme des phénomènes quaternaire de second ordre vu l'idée présumée que ces systèmes reflétaient des phases accessoires et tardives de la dynamique glaciaire.

Durant plusieurs années, les reconstitutions ont donc été basées sur l'interprétation découlant de l'étude d'unités extensives disposées en zones concentriques et recoupés par de larges corridors d'écoulement. Cette classification, décrivant une configuration stable des terrains quaternaires, repose sur le concept aujourd'hui réfuté d'un bilan de masse de la calotte contrôlé par un dôme de dispersion unique centré sur la baie d'Hudson. À titre d'exemple, Lee (1959) a interprété la présence d'erratiques de grauwackes des îles Belcher (Formation d'Omarolluk) et d'erratiques paléozoïques trouvés au sud-est de la baie d'Hudson comme une preuve d'un écoulement vers le sud-est. Il en a donc conclu que la présence de ces erratiques pouvait être expliqué par un écoulement radial à partir d'un dôme unique centré sur la baie d'Hudson sans tenir compte du milieu de sédimentation de ces blocs. Il proposa une séquence d'écoulement inverse à celle décrite par Low (1896) sans référence aux travaux de ce dernier. Dionne (1974) a par la suite démontré que les erratiques sur lesquels la séquence d'écoulements de Lee (1959) était basée, étaient en fait des roches délestées

("dropstone") situées soit sous le niveau de la mer de Tyrell ou sous le niveau du lac Ojibway. La succession d'interprétations influencées par les théories en vogue ainsi que l'oubli de considérer les concepts de certains travaux antérieurs ont quelque peu ralenti les avancées de la compréhension de la dynamique glaciaire.

Suite aux travaux de Low (1896), plusieurs chercheurs (Veillette et Pomares, 1991; Parent et al., 1995) ont observé des séquences d'écoulements ou du moins des évidences d'un mouvement ancien vers le nord-ouest à partir de marque d'érosion. Veillette (1995) et Veillette et al. (1999) ont répertoriés de nouvelles évidences de mouvement ancien vers le nord-ouest sur le pourtour est de la baie James et réexaminé les sites investigués par Low (1896). La synthèse de ces données avec celles tirées d'autres travaux (Tyrell, 1913; Prest, 1963; Thorleifson et Kristjansson, 1993, etc.) ont permis d'établir une séquence d'écoulement glaciaire solide dont les grandes lignes sont similaires à la séquence identifiés dans les travaux précurseurs de Low (1896).

2.5.2 Séquence d'écoulement déterminée sur le pourtour est de la baie James et d'Hudson

La côte est de la baie d'Hudson et de la baie James ainsi que les rives des grands réservoirs hydro-électriques et autres grands plans d'eau sont des endroits privilégiés pour l'observation de formes d'érosion glaciaire (stries, roches moutonnées, cannelures, etc.) et la reconstitution des séquences d'écoulement relié à la migration des zones de partage des glaces du secteur du Labrador de la calotte laurentidienne. En effet, la grande qualité des affleurements de ces secteurs tient principalement à l'absence ou au faible développement de l'altération post-glaciaire. En raison d'une combinaison de facteurs tels le soulèvement postglaciaire, la protection par les dépôts glaciaires et la récente exposition par l'action des vagues, la préservation des surfaces striées est exceptionnelle (Veillette et Roy., 1997). De plus, l'inondation des terrains par les grands réservoirs hydro-électriques a rendu accessible d'immenses zones préalablement difficiles d'accès. Veillette (1995; 2004), Veillette et al. (1999) et Parent et al. (1993 ; 1995 ; 1996) ont reconstitué la séquence des écoulements glaciaires du secteur Labrador-Québec de la calotte Laurentidienne. Les évidences d'écoulements glaciaires ont été répertoriées à partir de stries, gradins d'arrachement, roches

moutonnées et de la dispersion d'erratiques. Les familles de stries anciennes sont bien préservées du côté abrité des roches façonnées par les écoulements glaciaires plus récents (Veillette et al., 1999).

La séquence d'écoulement proposée par Veillette et al. (1999) consiste en quatre différents mouvements (Figure 2.6). Un premier écoulement (E1), le plus ancien, de direction nord, nord-est avec une gamme de mesure allant de 8 à 80° (médiane : 20°). Ce mouvement, qui s'étend localement au sud de la zone de partage entre le système d'écoulement de la Baie d'Ungava, n'avait jamais été inventorié. Ce système est interprété comme étant d'âge pré-Wisconsinien antérieur à une période interglaciaire (Veillette et al., 1999). Klassen et Thompson (1993) rapportent un mouvement d'âge comparable qu'ils attribuent à une période d'englaciation dans les hautes terres du Québec. Le dernier cycle glaciaire aurait débuté par un mouvement d'orientation nord-ouest à ouest (E2) qui vient recouper E1 par endroit. Un mouvement de direction semblable, qui avait été documenté préalablement dans le nord-est de l'Abitibi (Veillette et Pomares., 1991), a été reconnu sur une grande superficie dans le nord-ouest du Québec et dans le nord de l'Ontario et serait lié à l'édification du dôme du Labrador-Québec au Wisconsinien inférieur (Veillette et McClenaghan, 1996; Veillette et al., 1999). Les marques laissées par ce mouvement sont recoupées par celles d'un écoulement vers le sud-ouest, indiquant un déplacement significatif du centre de dispersion des glaces vers le nord. De plus, le transport vers le nord-ouest d'erratiques protérozoïques provenant du bassin du lac Mistassini et de la région des Monts Otish (Veillette, 2004) indique un lieu d'interception des glaces situées au sud du lac Mistassini.

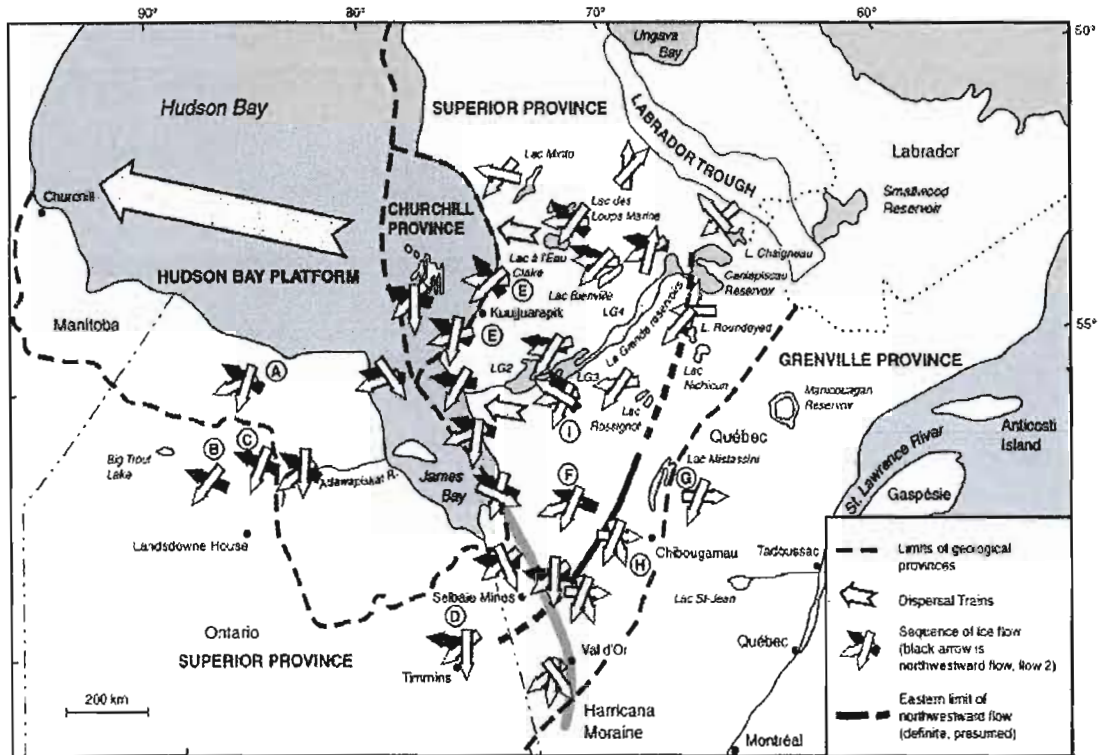


Figure 2.6: Séquence d'écoulement glaciaire du secteur Labrador-Québec de la calotte laurentidienne, adapté de Veillette et al. (1999). Les lettres correspondent à la contribution d'autres auteurs : A: Thorleifson et Kristjansson. (1993), B: Tyrrell (1913), Prest (1963), C: Thomas, R.D. (pers. comm., 1997), D: Paulen et McClenaghan (1997), E: Parent et al. (1995); Paradis et Parent (1997 a et b), F: Veillette (1995) et Paradis et Boisvert (1995); G: Bouchard et Martineau (1985); Bouchard, (1986), H: Prichonnet et al. (1984); De Corta, (1988); Prichonnet et Beaudry (1990); Beaudry (1994) et Paradis(1995, 1996), I: R. Boucher (pers. comm., 1996), S.J. Paradis et R. Charbonneau (pers. comm. 1998).

Le mouvement suivant (E3) est orienté initialement vers l'ouest ($250-270^\circ$) pour ensuite subir une réorientation graduelle vers le sud-ouest ($230-250^\circ$). Cette réorientation serait associée à la migration du dôme vers le nord et à la mise en place du mouvement radial extensif qui caractérise les écoulements glaciaires du secteur nord-ouest de la calotte laurentidienne aux alentours du dernier maximum glaciaire.

Enfin, des mouvements de nature plus locale ont été répertoriés dans différents secteurs. Au nord de la ligne de partage des glaces de la fosse du Labrador, un écoulement d'orientation nord-est recoupe les écoulements plus anciens. Dans le bassin de la Baie James, des

mouvements tardifs vers le sud-ouest, le sud et le sud-est sont associés aux crues de Cochrane (Hardy, 1976).

Sur le pourtour est de la Baie d'Hudson, dans la région du lac à l'Eau Claire, Parent et al. (1995) ont reconnu des directions d'écoulement plus ou moins similaires. Les mouvements répertoriés sont au nombre de trois, dont le plus ancien est de direction nord-ouest (310-360°) (Parent et al., 1993, 1995, 1996). Les évidences de ce mouvement ont toutes été trouvées sur de petites faces protégées dont la roche a été intensivement remodelée par un mouvement dominant vers l'ouest (Parent et al., 1995). Cet ancien mouvement est également associé à une phase d'expansion précoce de la calotte laurentidienne. La deuxième direction d'écoulement vers l'ouest (265-300°) est prédominante dans la zone investiguée. Ce mouvement a laissé un important enregistrement sédimentaire sous forme de drumlins, d'eskers et de moraines terminales (Parent et al., 1995). Il aurait subi une déviation vers le sud-ouest contrôlé par un courant glaciaire se terminant dans le Lac Ojibway.

Une contribution importante des travaux de Parent et al. (1996) a été de caractériser les distances de transport de ces anciens mouvements à partir de dispersion d'erratiques (région d'Eastmain) et de la géochimie sur la matrice des tills (région de Kuujjjuarapik). Des traînées palimpsestes ont été documentées dans le nord du Québec afin de caractériser les différents mouvements et d'évaluer les distances de transport. Les traînées palimpsestes glaciaires résultent de traînées résiduelles produites lorsque la dispersion d'une certaine lithologie est partiellement reprise par un mouvement glaciaire subséquent de direction différente (Parent et al., 1996). Les traînées de granites roses du lac du Labyrinthe, dans la région d'Eastmain, montrent un patron de dispersion vers le nord-ouest repris par la suite par un mouvement vers le sud-ouest. La Figure 2.7 montre une première traînée de dispersion vers le nord-ouest (A) repris par un deuxième mouvement vers le sud-est engendrant une traînée palimpseste et une traînée principale (B).

Parent et al. (1996) ont modélisé les trains de dispersion afin d'évaluer la concentration en granite dans les tills en fonction de la distance de transport pour ces deux mouvements. Les résultats obtenus sont, pour le premier mouvement, une concentration maximum de granite

de 49% dans le till à une distance d'environ 3,5 km de la source et de 35% à une distance de 4 km pour le mouvement sud-ouest subséquent.

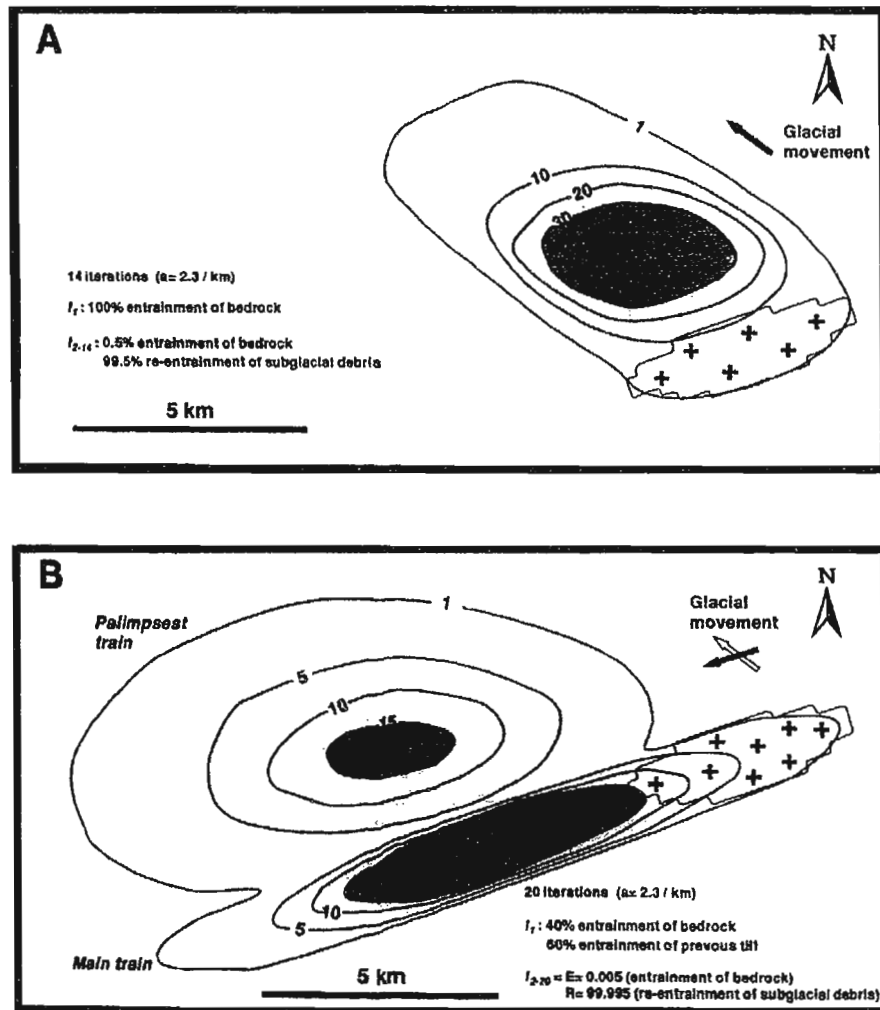


Figure 2.7: Train de dispersion schématique de granites roses du lac du Labyrinthe, d'après Parent et al. (1996).

Tel que décrit à la section précédente, les travaux de stratigraphie dans les différents secteurs des basses terres montrent la présence de plusieurs mouvements glaciaires aux directions variées. De façon globale, quatre mouvements régionaux ont été identifiés à partir de fabriques de till, de mesures de stries et de traînées de dispersion dans le nord de l'Ontario et à l'ouest des baies d'Hudson et de James. La figure 2.8 montre la synthèse de la séquence documentée à partir des unités glaciaires de la partie centrale des basses terres de la baie d'Hudson. Les directions vont du nord-ouest, vers l'ouest, sud-ouest et finalement sud-sud-est.

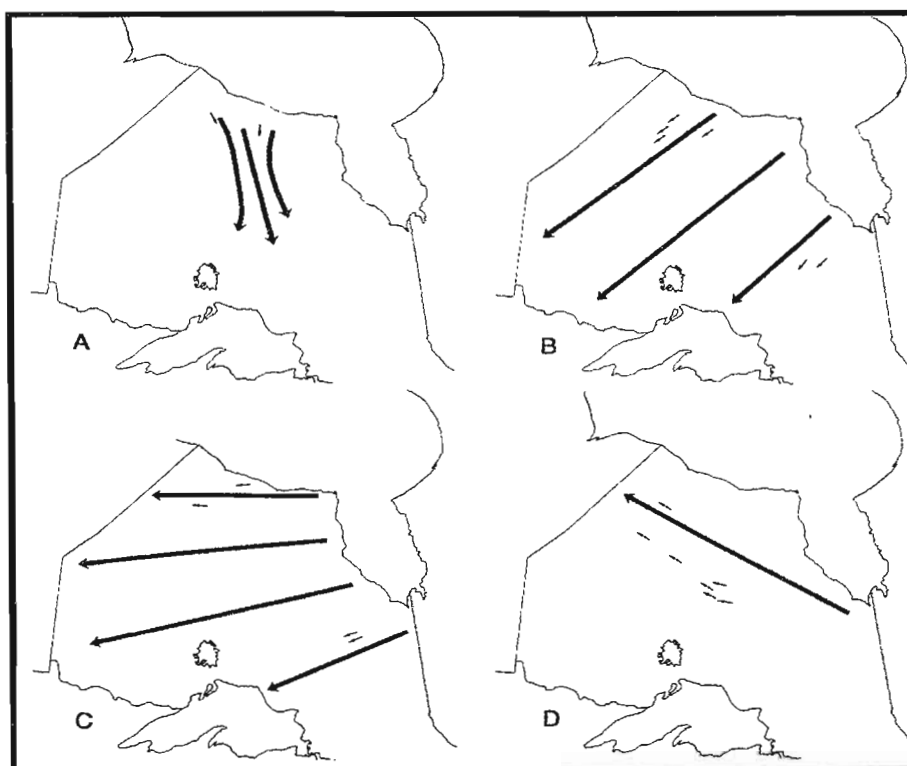


Figure 2.8 : Séquence d'écoulements glaciaires du nord de l'Ontario tel que documenté à partir des tills et des marques d'érosion de cette région. Écoulement le plus récent (A), le plus ancien (D), modifié d'après Thorleifson et al., 1992a.

En somme, les données démontrent que les mouvements répertoriés sont pratiquement identiques à ceux de la séquence de Veillette et de Parent mais l'emplacement de ces mouvements dans la chronologie relative diffère de façon significative. Dans les basses terres d'Hudson, le mouvement ancien vers le nord-ouest est lié soit à la croissance initiale de la calotte laurentidienne durant le stade isotopique 5 soit à une ancienne glaciation illinoienne (stade 6) (Thorleifson et al., 1992a). Les autres mouvements reflètent la dynamique de l'inlandsis durant le Wisconsinien, c'est-à-dire, le déplacement du dôme du Labrador-Québec (mouvements B-C-D), ou encore, les mouvements tardifs durant la déglaciation du dôme résiduel d'Hudson (mouvement A). Il est important de souligner que Veillette (1995) a documenté les surfaces striées préservées sur le chapelet d'îles du nord de la baie James ainsi que le long de la rivière Attawapiskat permettant ainsi de faire le lien sur la continuité de ces mouvements entre les secteurs ouest et est de la baie James et d'Hudson.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

Le projet de recherche impliquait un volet de terrain (Été 2006-2007) durant lequel la cueillette des échantillons a été réalisée. Le traitement et l'analyse de ces échantillons ont été, par la suite, effectués dans divers laboratoires au cours des mois qui suivirent. Les coupes stratigraphiques investiguées sont localisées dans le cours inférieur de la rivière Harricana (Figure 4.1, Chapitre IV).

3.1 Travaux de terrain

Les coupes étudiées varient en dimension de l'ordre de quelques dizaines de mètres à plus d'un kilomètre en longueur et de 15 à 25 m en hauteur. Pour chaque coupe, plusieurs zones abruptes furent localisées afin d'obtenir une exposition la moins perturbée possible de la stratigraphie et ainsi avoir un aperçu de la continuité verticale et latérale des différentes unités. Pour chacune de ces zones, des tranchées verticales d'un à deux mètres furent creusées afin d'avoir accès aux sédiments non perturbés.

Trente-neuf échantillons ont été collectés dont dix-huit de till (environ 5 kg). Lorsque l'unité de till avait une puissance de plus de 5m, des échantillons en continu, à intervalle d'un mètre, furent pris.

Les directions d'écoulement ont été obtenues à partir de fabriques de till par la mesure de l'axe long (A) sur 40 clastes. Les unités glaciolacustres ont été échantillonnées à l'aide d'une gouttière d'un mètre de haut afin d'avoir un aperçu en continu des variations d'épaissement des couplets de varves. Cette séquence n'a pu être recueillie en entier étant donné la compacité élevée de l'unité. Néanmoins, trois gouttières d'un mètre de hauteur ont

été prélevées à la base, au centre et au sommet de l'unité. Les séquences fluviales et de déglaciation ont été échantillonnées pour différentes analyses. De la matière organique et des macro-restes ont été prélevés pour effectuer des datations au radiocarbone. Des unités de sables fins ont été prélevées à l'aide de tubes opaques dans le but de les dater par la méthode de luminescence optique.

Des mesures de direction de paléo-courants ont été prises dans les unités montrant des rides migratoires ou autres figures sédimentaires. Des blocs d'argile massive ont été échantillonnés afin d'en analyser le contenu pollinique et fossilifère.

3.2 Travaux de laboratoire

3.2.1 Granulométrie

Environ cent grammes de la fraction inférieure à 2 millimètres de la matrice des unités glaciaires ont servi aux analyses granulométriques effectués au laboratoire de la Commission géologique du Canada à Québec. La distribution de la taille des particules dans ces sédiments glaciaires fournit de l'information quant à la source rocheuse des tills ainsi que sur leur mode de mise en place. La comparaison de la distribution granulométrique des unités glaciaires peut potentiellement permettre de les corréler entre elles. Les résultats sont présentés au chapitre IV.

3.2.2 Pétrologie des clastes

Environ deux kilos de chaque échantillon de till ont été tamisés afin d'en extraire les granules et petits galets de dimension comprise entre 2 et 8 mm. La pétrologie de chaque unité a été déterminée par l'identification de 300 clastes par échantillon à l'aide d'un microscope binoculaire (40x). Les résultats ont été placés dans le contexte géologique régional regroupant la zone d'étude afin de préciser la trajectoire des écoulements glaciaires. Les résultats sont présentés au chapitre IV.

3.2.3 Géochimie des tills : contenu en éléments majeurs et traces

Le contenu en éléments majeurs et traces, d'environ 10 g de la fraction <63 µm provenant de la matrice des tills, a été déterminé par spectrométrie d'émission atomique par plasma à couplage inductif (ICP-AES) au laboratoire de la Commission géologique du Canada à Québec. Les résultats sont présentés au chapitre suivant et en appendice A.

3.2.4 Teneur en carbonate de la matrice des tills

La teneur en carbonate a été déterminée sur la fraction <63 µm des unités glaciaires en collaboration avec le Dr. Jean-François Hélie du centre de recherche Géotop-UQAM-McGill. Les échantillons ont été préalablement déshydratés afin d'éviter les variations causées par la teneur en eau. Par la suite, la procédure consistait à peser et analyser 7 mg d'échantillon dans des coupes d'étain, pour la détermination du carbone total, et 10 mg dans des coupes d'argent pour les analyses du carbone organique. La soustraction des résultats en carbone total et en carbone organique a permis de déterminer la proportion en carbone inorganique. Les analyses de la teneur en carbone ont été réalisées à l'aide d'un analyseur élémentaire de type NC INSTRUMENTS NC 2500™. La totalité des résultats se retrouvent en appendice C.

3.2.5 Minéralogie des argiles

La matrice des tills a été analysée au laboratoire de radiocristallographie du Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'UQAM afin de déterminer les principales phases minérales de la fraction inférieure à 63 µm. Les analyses ont été obtenues par diffraction des rayons et les diffractogrammes sont construits selon la loi de Bragg basée sur la distance interatomique des minéraux, en collaboration avec M. Michel Preda. L'appareil utilisé est le modèle D5000 de la compagnie SIEMENS. Les résultats sont présentés en appendice B.

3.3 Géochronologie des sédiments non-glaciaires pré-Holocène

Les sédiments formant l'unité non-glaciaire pré-Holocène, qui se retrouvent stratigraphiquement à la base de la plupart des coupes investiguées, ainsi que l'unité de rythmites massives ont été soumis à différentes méthodes de datation afin d'établir des contraintes chronologiques sur les événements quaternaires répertoriés dans le bassin de la rivière Harricana.

3.3.1 Datation au radiocarbone

Des coquilles et des restes organiques prélevés respectivement d'une unité glaciaire et de rythmites massives ont été datés par la méthode du radiocarbone. Des fragments de bois provenant d'une unité non-glaciaire reposant sous des sédiments glaciaires ont également été datés par radiocarbone. Les macro-restes proviennent d'une unité de sables fins à la base de la coupe aux « castors » sur la rivière Harricana. Les fragments de matière organique furent préalablement nettoyés pour éviter toute contamination avec du carbone moderne. Les analyses ont été effectuées au « Center for Accelerator Mass Spectrometry » du Laboratoire National de Lawrence Livermore à Berkeley en Californie. Le tout a été analysé dans un spectromètre de masse (accelerator mass spectrometry). Les résultats obtenus sont présentés dans leur contexte stratigraphique au chapitre VI.

3.3.2 Datation par luminescence optique

Les sédiments de la base de la stratigraphie ont été datés par la méthode de luminescence optique au laboratoire LUX du Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'UQAM. En collaboration avec le Dr Michel Lamothe, deux échantillons furent initialement analysés; un provenant de la base de la coupe « maîtresse » (06HA07) et le second (06HA30) provenant de la même unité sur la coupe aux castors dont des fragments organiques furent datés par radiocarbone. La description des unités, de la méthode, des manipulations et des résultats est présentée au chapitre VI.

3.4. Utilisation de traceurs radiogéniques pour caractériser la provenance des sédiments glaciaires

De par leur genèse et leurs caractéristiques sédimentologiques, les unités glaciaires (tills) attestent de la composition (et signature isotopique) des grands ensembles géologiques qui ont été érodés par le glacier. La farine glaciaire et les minéraux détritiques composant la matrice des tills devraient enregistrer la composition ou l'âge de cristallisation des roches adjacentes ou même, selon le transport, de roches distantes de quelques dizaines de kilomètres.

Le système Sm/Nd s'avère être un outil précieux permettant d'identifier les sources rocheuses composant la matrice des tills. Dans un même ordre d'idée, la datation de minéraux détritiques de la matrice (hornblendes, feldspaths) par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ permet de caractériser différentes roches sources selon leur plus récente historique thermique.

Dans le contexte des grands axes d'écoulement régionaux, le substrat rocheux de la région ceinturant les basses terres de la baie James est favorable à l'utilisation de ces outils géochimiques de provenance sédimentaire. La province géologique du Supérieur, celle de Grenville, la ceinture de roches vertes de l'Abitibi tout comme la plate-forme d'Hudson ont des rapports Sm/Nd et des âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ très différents. Les unités glaciaires doivent donc avoir enregistré dans leur matrice la signature plus ou moins prononcée de l'un ou l'autre de ces grands ensembles selon la direction d'écoulement des glaces lors de leur mise en place.

3.4.1 Datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

Quinze unités de till ont été sélectionnées afin d'extraire de la matrice des hornblendes détritiques. Les hornblendes ont été extraits sous une loupe binoculaire au nombre de vingt par échantillon. La taille des minéraux échantillonnés était comprise entre 125 et 150 μm . Les minéraux ont été envoyés au « Lamonth-Doherty Earth Observatory, Columbia University » pour y être datés, en collaboration avec le Dr. Sidney Hemming, par

$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. La description de la méthode et l'analyse des résultats sont présentées au chapitre V.

3.4.2 Samarium/Néodyme

Plusieurs échantillons de till (quinze) ont été analysés au laboratoire de géochronologie du GÉOTOP de l'UQAM en collaboration avec le Dr. Ross Stevenson. Environ 0,1g, de la fraction fine (<63 μm) prélevé de la matrice, a été passé dans un spectromètre de masse de type « Sector 54 » afin de déterminer la signature en terre rare du samarium et du néodyme. L'application de ces traceurs radiogéniques sur la matrice des unités glaciaires a permis de valider l'identification de la source rocheuse des différents tills et par conséquent d'apporter des précisions sur les grands axes d'écoulement glaciaire. Le détail de la méthode et des résultats est présenté au chapitre V.

CHAPITRE IV

LITHOSTRATIGRAPHIE DU SECTEUR DE LA RIVIÈRE HARRICANA

Cinq secteurs renfermant des coupes stratigraphiques s'étendant sur quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres ont été investiguées dans le cours inférieur de la rivière Harricana. Les séquences sédimentaires préservées révèlent une stratigraphie complexe dont l'étendue chronologique semble importante. On retrouve à la base une séquence non-glaciaire suivie de plusieurs unités de till entrecoupées d'unités glaciolacustres rythmées. La partie supérieure des coupes est formée de sédiments associés à la déglaciation.

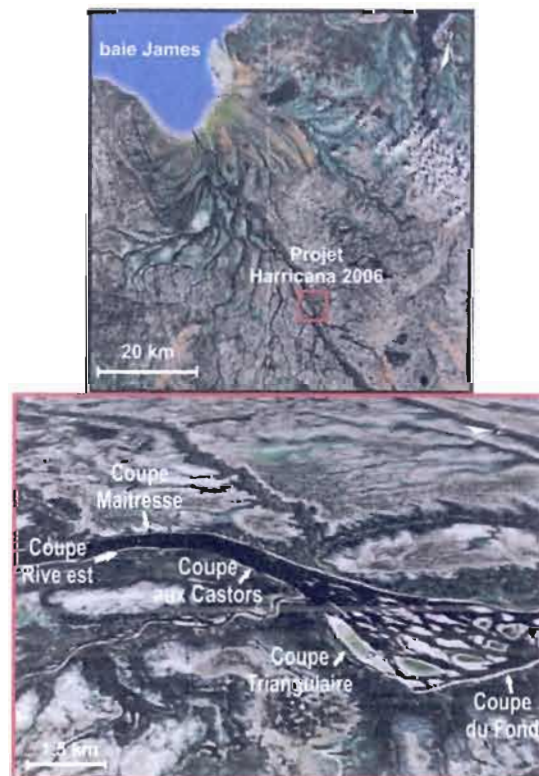


Figure 4.1 Localisation des coupes stratigraphiques le long de la rivière Harricana. Modifié d'après des images satellitaires du programme *Google Earth*.

4.1 Coupe maîtresse

La coupe maîtresse est située sur la rive ouest de la rivière Harricana (zone 17: 617 152 E 5619167 N ; élévation: 47m). Elle fait plus de deux kilomètres en longueur sur, en moyenne, de 20 à 25 mètres de hauteur. Chacune des unités figurant sur la coupe maîtresse ont été rencontrées dans les autres sections et son importance stratigraphique en fait donc le stratotype de la zone d'étude (Figure 4.2).

La base de la coupe est constituée d'argiles massives bleutées relativement compactes, peu déformées et possédant par endroits une rythmicité apparente. L'unité est typique de dépôt en eau profonde dans un milieu lacustre ou marin. La séquence d'argiles massives est visible à la base de toutes les sections cartographiées le long de la rivière Harricana. Elle affleure depuis la rivière et est recouverte par des blocs glaciels de crues sur environ deux mètres. Les argiles se poursuivent sur près d'un mètre au-dessus de cet horizon de blocs. La partie inférieure de cette unité repose sous le niveau de la rivière. La puissance totale des argiles est donc indéterminée.

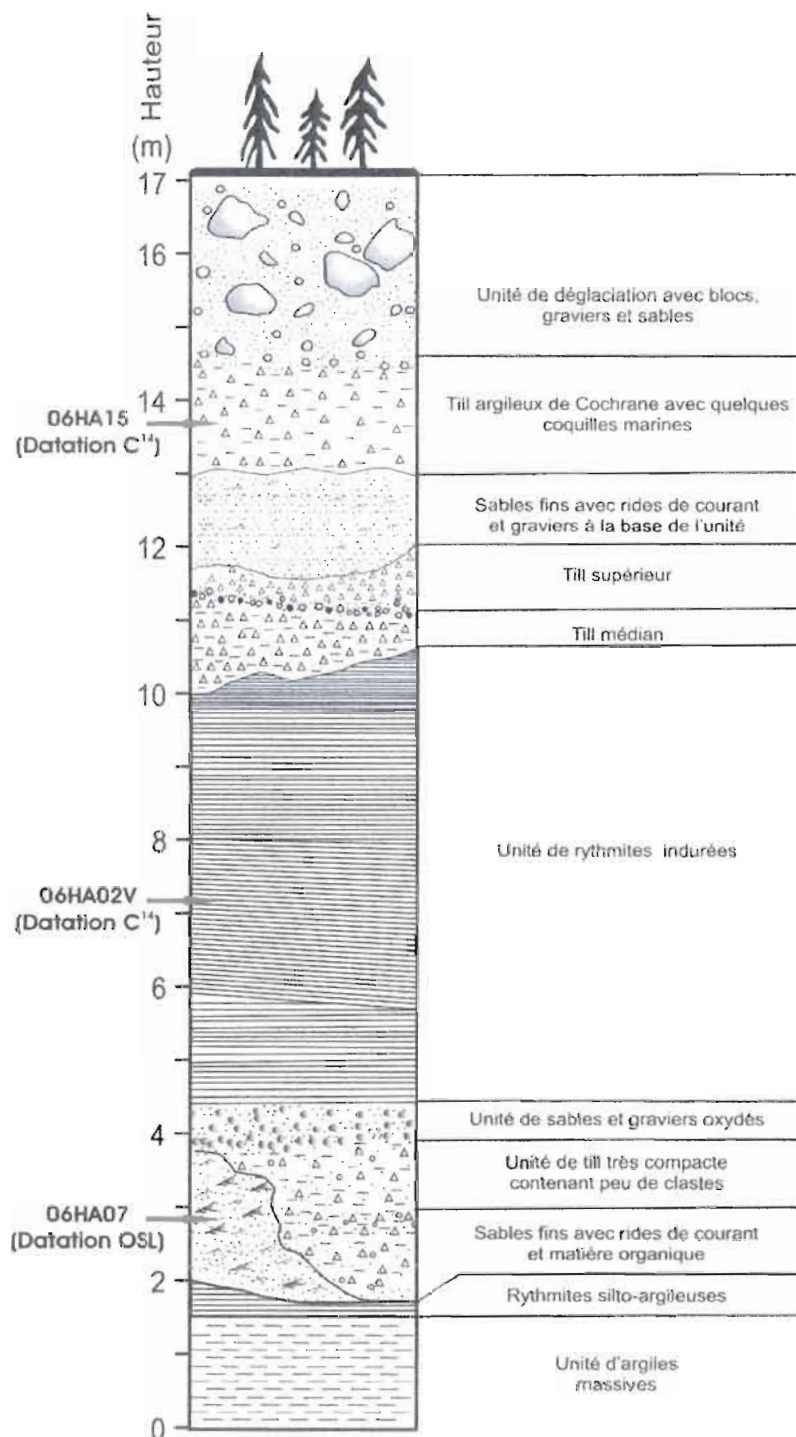


Figure 4.2: Colonne stratigraphique de la coupe maîtresse, rivière Harricana.

Au niveau de la rivière, les lits montrent un pendage apparent sub-horizontale, contrairement aux lits plus près du contact avec l'unité de till sus-jacente qui montre une disposition sub-verticale. Elle montre par endroit des horizons de silts et de sables fins qui passent graduellement à une séquence de rythmites silto-argileuses. Le faciès des rythmites est en contact supérieur avec un faciès de sables fins fluviaux montrant plusieurs rides de courant et contenant de la matière organique disséminée. Les directions de courant mesurées dans ces figures sédimentaires montrent un drainage normal vers le nord-ouest (Figure 4.3). La séquence montre des alternances de lits sableux, en plus de renfermer un lit argileux de quelques centimètres d'épais (Figure 4.2). Les variations de faciès sont graduelles et semblent attribuables à une modification des processus sédimentologiques ou encore de l'épaisseur de la tranche d'eau, plutôt qu'à un contact érosif.

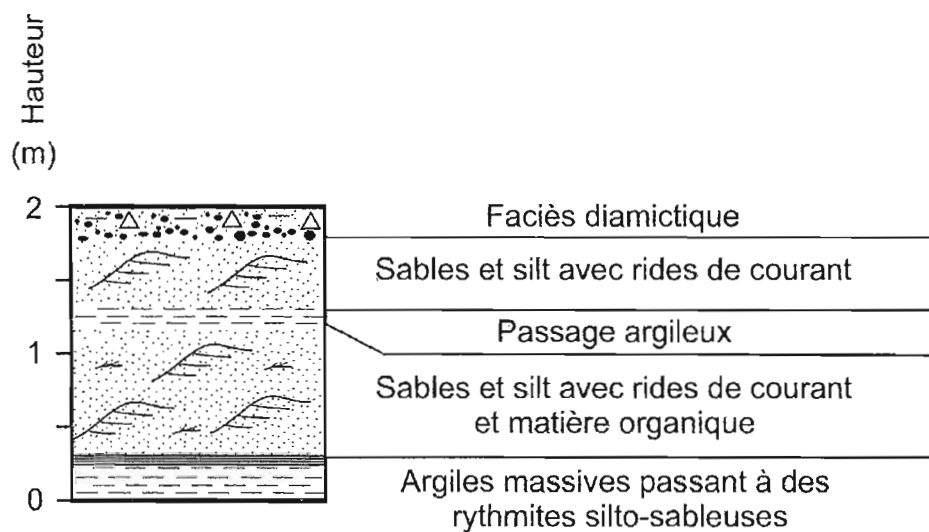


Figure 4.3 : Colonne stratigraphique de la base de la coupe maîtresse, rivière Harricana.

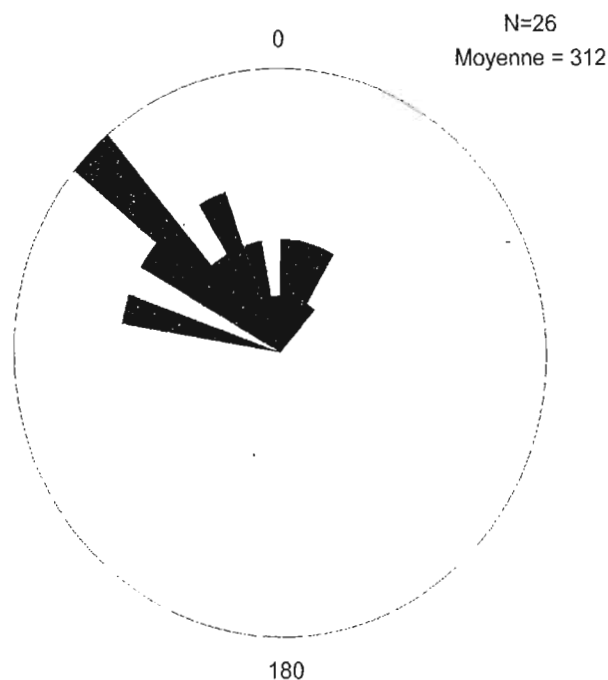


Figure 4.4 : Distribution azimutale des mesures de courant dans l'unité de sables fins à la base de la coupe maîtresse.

L'unité de sables fins est en contact plus ou moins franc avec une séquence diamictique composée de sables grossiers montrant des structures en flamme le long de plans de cisaillement. Cet horizon de 60 cm contient des clastes jointifs de taille centimétrique. L'unité sus-jacente consiste en un till gris foncé (ici nommé till inférieur) extrêmement compact à matrice argileuse. Les clastes sont de petite taille, anguleux et supportés par la matrice. Le till contient des plans de fracturation qui sont oxydés.

Des sables et graviers oxydés séparent le till de l'unité sus-jacente, constituée d'une puissante unité de rythmites glaciolacustres de plus de 10 mètres d'épaisseur. Il s'agit de rythmites présentant un litage fin, lequel montre des plans d'oxydation au pourtour des lits silteux. La rythmicité est de l'ordre du millimètre à centimétrique. Plus on monte dans la séquence, plus les lits d'été deviennent grossiers; près du sommet de la séquence, les lits argileux dominent allant de 10 à 15 cm d'épais pour des lits de silts et sables fins centimétriques. Globalement, l'unité est massive, très indurée et peu déformée, bien qu'un léger pendage vers l'ouest

puisse être remarqué. Quelques passages sableux sont présents dans l'unité. Un horizon d'argile massive d'environ trente centimètres avec quelques clastes disséminés marque la transition entre les rythmites et l'unité sus-jacente de till (ici nommé till médian). Ce till est compact et possède une matrice argilo-silteuse. Les clastes sont également petits (centimétriques), anguleux et supportés par la matrice. Les deux unités glaciaires, inférieure et médiane, se retrouvent principalement dans la partie sud de la coupe maîtresse.

Des sables et graviers séparent le till médian d'une troisième unité glaciaire, le till supérieur. La base du till supérieur est moyennement compacte. La matrice est argileuse et renferme des clastes non jointifs de petite taille, pour la plupart anguleux. Sa puissance est d'environ 1,65 m. Dans sa partie supérieure, ce till passe à une unité de sables et graviers de 20 centimètres d'épais sur lequel repose une unité de sables fins d'au moins 2 m. Les sables sont de couleur grisâtre et montrent beaucoup de figures de courant vers le sud-est (Figure 4.4).

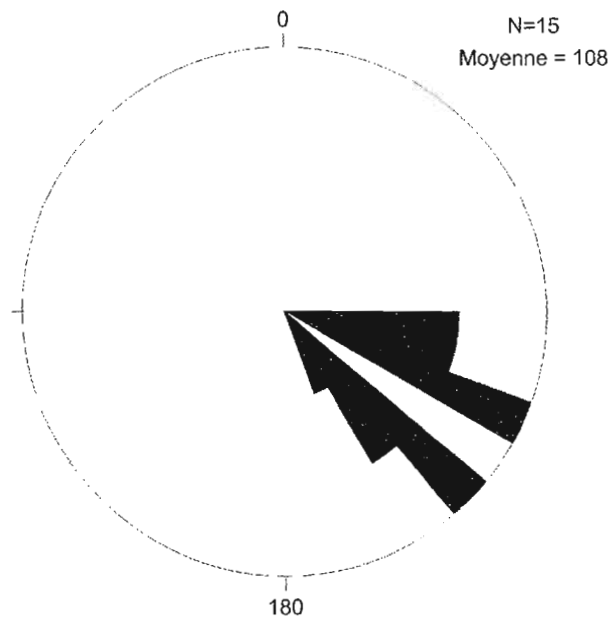


Figure 4.5 : Distribution azimutale des mesures de courant dans l'unité de sable fin au sommet de la coupe maîtresse.

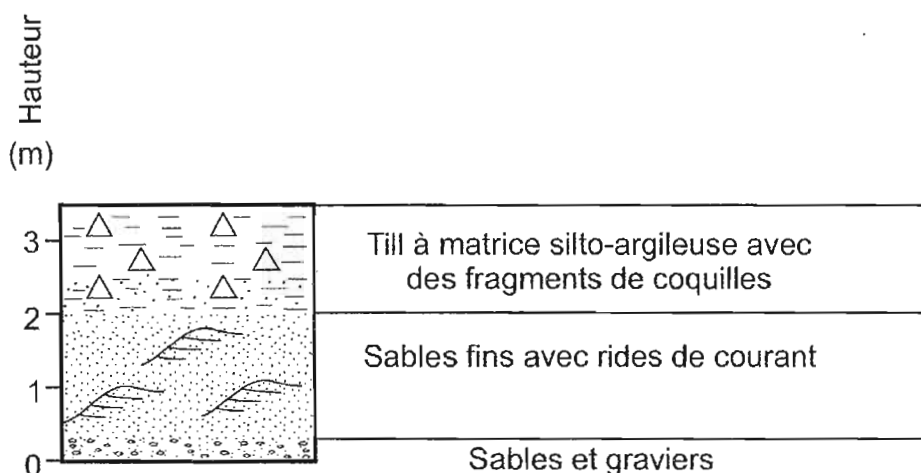


Figure 4.6 : Colonne stratigraphique du sommet de la coupe maîtresse, rivière Harricana.

Le contact avec l'unité supérieure est ondulant et relativement franc. L'unité de sables fins passe ensuite à une séquence glaciaire très argileuse, peu compacte et très hétérogène. Près du contact, les clastes sont abondants et de taille centimétrique (7 à 10 cm). À environ un mètre du contact, les clastes sont moins abondants et la matrice argileuse domine (Figure 4.5). Cette unité contient également des coquilles entières (*Hiatella arctica*) qui ont été échantillonnées pour fins de datation radiocarbone (voir Chapitre VI). La puissance du till est de 1,50 mètre et peut être suivie latéralement sur la quasi totalité de la coupe:

Le sommet de cette unité glaciaire est en contact érosif avec une séquence de déglaciation composée de sables, graviers et blocs faisant 2,25 mètres d'épaisseur. L'unité est lâche et disparaît latéralement. Elle semble confinée dans un paléo-chenal de quelques dizaines de mètres de largeur.

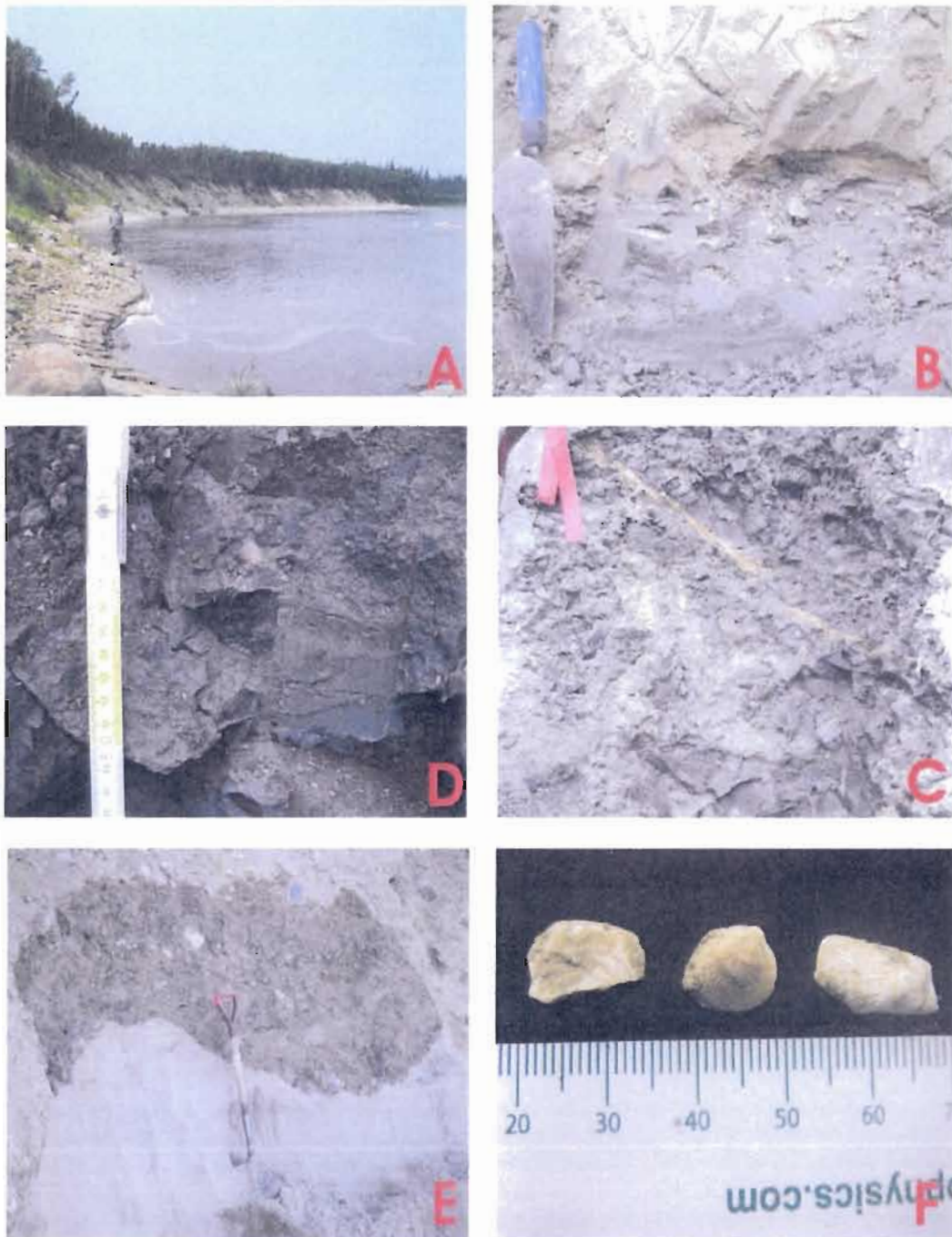


Figure 4.7 Photos de la coupe maîtresse. A) Vue générale de la coupe maîtresse. B) Contact entre les argiles massives de la base et l'unité de sables fins fluviaux. C) Unité de till inférieur et injections de sable. D) Contact entre les rythmites et le till supérieur. E) Contact entre l'unité de sables fins du sommet et le till de Cochrane. F) Coquilles prélevées dans le till de Cochrane.



Figure 4.7 (suite) G) Base de la stratigraphie de la coupe maîtresse . contact entre l'unité de sables fins fluviaux et l'unité glaciaire inférieure. H) Unité de rythmites massives. I) Unité de déglaciation du sommet de la stratigraphie

4.2 Résultats sédimentologiques et pétrologiques des unités glaciaires de la coupe maîtresse

Des fabriques de till ont été effectuées sur les unités glaciaires de la coupe maîtresse. De plus, l'identification de la pétrologie des clastes et l'analyse des fractions granulométriques de la matrice ont également été faites, en plus des teneurs en carbonates de la matrice et des éléments majeurs et mineurs. La figure 4.7 montre la synthèse des données de fabriques et pétrologiques pour les tills répertoriés sur la coupe maîtresse. La figure 4.8 présente les données des teneurs en carbonates, éléments majeurs et en traces des différents tills.

4.2.1 Till inférieur de la coupe maîtresse

La fabrique effectuée sur l'unité glaciaire inférieure (Figure 4.7) n'a pas donné de résultats très concluant. Les résultats semblent indiquer une certaine distorsion des axes A. De plus, cette unité montrait une très faible proportion de clastes dans la matrice. Néanmoins,

les clastes dont la forme présentait une meilleure qualité de mesures (axe A très allongée), plongent pratiquement tous vers l'amont glaciaire. De plus, dans le contexte de la distribution des principaux types de lithologies de la géologie régionale du substratum (Figure 1.2), le contenu en clastes de l'unité est cohérent avec une telle direction d'écoulement; la composante dominante des roches plutoniques de la province du Supérieur témoigne d'un transport du SE vers le NO (Figure 4.7 : échantillons 06HA03 et 06HA04). Ces deux échantillons proviennent respectivement de 30 cm et de 1,30 m au-dessus du contact avec l'unité de sables fins de la base. Les teneurs en carbonates sont faibles pour les deux échantillons soit respectivement de 3,44 et 3,16 % pour 06HA03 et 06HA04. Les deux échantillons ont de faibles concentrations pour tous les éléments majeurs et en traces analysés sauf dans le cas du cuivre où 06HA04 affiche une valeur relativement élevée de 47 ppm (Figure 4.8). La granulométrie de la matrice de cette unité glaciaire est dominée par les silts et argiles (60-75%). Les sables fins (20%) et grossiers (10%) représentent l'autre fraction dominante (Figure 4.9).

4.2.2 Till médian de la coupe maîtresse

Les mesures sur les axes longs du till médian montrent une direction d'écoulement générale est-ouest (254°). Trois échantillons ont été collectés dans cette unité (06HA10, 06HA11 et 06HA12) et une fabrique a été faite. Les échantillons proviennent respectivement de 60 cm, 1,0 m et 1,60 m au-dessus du contact avec l'unité de rythmites sous-jacentes. L'analyse pétrologique montre une distribution bimodale dominée par les roches de la plateforme d'Hudson et par les roches plutoniques de la province du Supérieur (Figure 4.7). Les teneurs en carbonates sont faibles pour les trois échantillons du till médian soit respectivement de 3,37, 3,32 et 3,30 pour 06HA10, 06HA11 et 06HA12. Ces échantillons contiennent également de faibles teneurs en éléments majeurs et traces (Figure 4.8). La granulométrie de la matrice du till médian est divisée entre les différentes classes dans les proportions suivantes : 70% pour les silts et argiles, 10% pour les silts, 15% pour les sables fins et 5% pour les sables grossiers (Figure 4.9).

4.2.3 Till supérieur de la coupe maîtresse

Deux échantillons du till supérieur (06HA02 et 06HA06) ont été prélevés et une fabrique réalisée. L'orientation préférentielle des clastes est nord-est sud-ouest (240°). L'analyse du contenu en clastes de la matrice montre une proportion d'environ 50% de roches sédimentaires de la plate-forme d'Hudson et de 30% de roches granitiques du Supérieur (Figure 4.7). Les teneurs en carbonates sont de 3,31 et 3,69 pour 06HA02 et 06HA06. L'échantillon 06HA02 contient de faibles concentrations en éléments majeurs et traces sauf dans le cas du nickel, du zinc et du chrome (54,7, 55,4 et 94,5 ppm). L'échantillon 06HA06 a de faibles pourcentages pour tous les éléments analysés sauf pour le zinc : 54,7 ppm (Figure 4.8). La granulométrie du till supérieur est fortement dominée par la fraction silto-argileuse (plus de 90%). Les fractions plus grossières ne représentent qu'environ 3% de la matrice chacune (Figure 4.9).

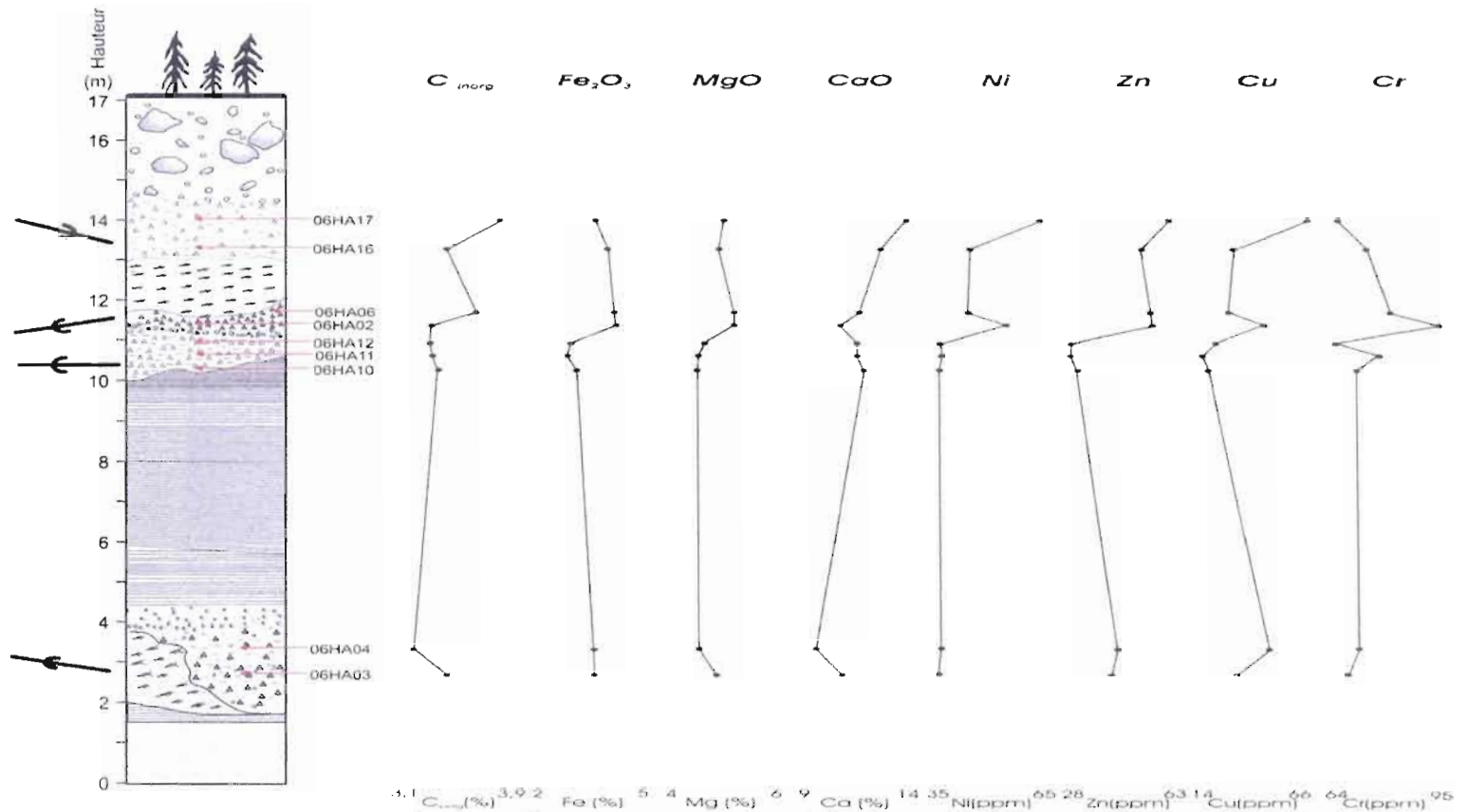


Figure 4.9 Teneur en carbonates, éléments majeurs et traces pour les unités glaciaires de la coupe maîtresse. Les flèches représentent les directions d'écoulement déduites pour les différentes unités glaciaires.

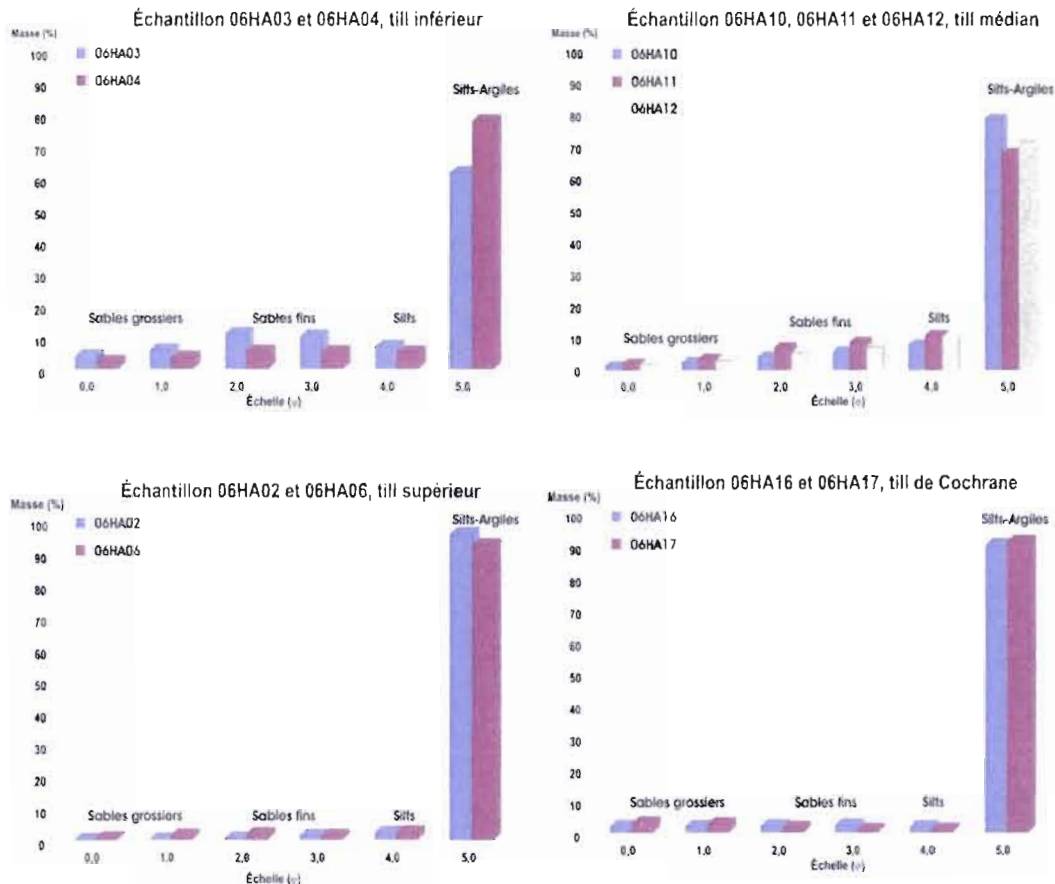


Figure 4.10 Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice des unités glaciaires de la coupe maîtresse.

4.2.4 Till sommital de la coupe maîtresse

Deux échantillons de till (06HA16, 06HA17) ont été prélevés dans l'unité glaciaire argileuse du sommet de la coupe. Le contenu en claste de la matrice montre une forte dominance de l'ensemble sédimentaire de la plate-forme d'Hudson à plus de 75% (Figure 4.7). Les teneurs en carbonates sont relativement variables entre les deux échantillons du till sommital. L'échantillon 06HA16 en contient 3,44 % alors que 06HA17 a la plus forte proportion de toutes les unités glaciaires de la coupe maîtresse soit 3,89%. 06HA16 a de faibles concentrations pour tous les éléments analysés sauf pour le zinc (52 ppm) tandis que l'échantillon 06HA17 affiche des teneurs élevées en calcium, nickel, zinc et cuivre

respectivement de 13,8%, 64,1, 60,8 et 65,7 ppm (Figure 4.8). Tout comme dans le cas du till supérieur, la matrice du till de Cochrane est composée de près de 90% de silts et argiles. Les fractions plus grossières sont en faible proportion (Figure 4.9).

4.3 Coupe « Landing »

La coupe « Landing » est située sur la rive est de la rivière Harricana (zone 17 : 617 199 E, 562 1659 N; élévation : 42m). Elle fait environ une cinquantaine de mètres de largeur par vingt mètres de haut (Figure 4.10). À la base de cette coupe, on retrouve l'unité d'argiles massives bleutées préalablement décrites (Section 4.1, Coupe maîtresse). On peut la voir sur environ un mètre avant qu'elle ne disparaisse sous les blocs glaciels de crues. Une unité de sables fins et de silts est en contact supérieur avec les argiles. Elle fait 1,50 m de hauteur et montre nombre de rides de courant de direction nord-ouest (333°) (Figure 4.11).

L'unité de sables fins passe graduellement en un horizon de sables et graviers de 30 centimètres. Cet horizon fait la transition avec une puissante séquence de rythmites compactes et peu déformées montrant un léger pendage vers l'ouest. Le contact est franc et continu sur toute la coupe. La rythmicité du litage est variable bien que dans toute l'unité, se sont les lits d'hiver qui dominent. À la base (un mètre du contact), les lits d'hiver sont de 5 à 6 cm pour des lits d'été de quelques millimètres. Plus haut dans la séquence, à six mètres du contact, les lits d'été sont toujours millimétriques et les lits d'hivers de 3 à 5 centimètres d'épais. La puissance de l'unité est difficile à évaluer due à la présence d'un important glissement qui cache environ quatre mètres de la partie médiane de la séquence. Néanmoins, les parties inférieures et supérieures sont bien exposées, et on peut donc supposer une continuité de l'unité qui suggère une épaisseur d'environ dix mètres.

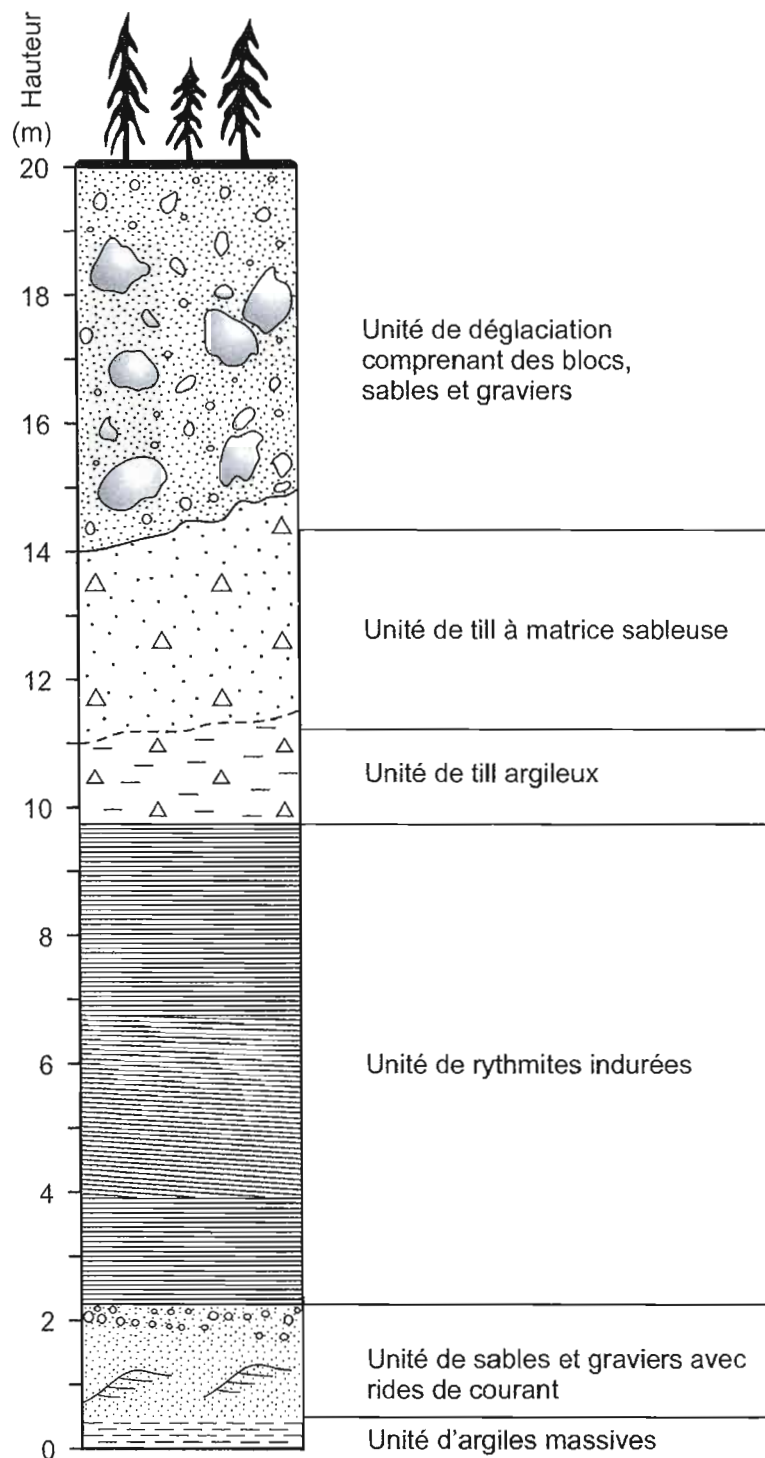


Figure 4.11 : Colonne stratigraphique de la coupe « Landing », rivière Harricana.

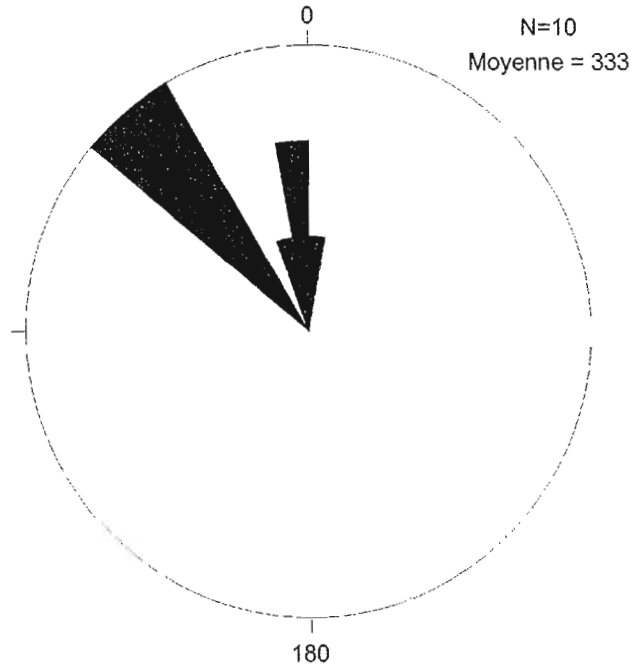


Figure 4.12 : Diagramme azimutal des mesures de courant à la base de la coupe « Landing ».

Les rythmites sont en contact supérieur avec une séquence glaciaire. Le contact est franc, bien que la base du till soit très argileuse et contienne peu de clastes. Le till est peu compact à matrice silto-argileuse et les clastes, peu abondants, sont anguleux à sub-anguleux et supportés par la matrice. Ces caractéristiques de la base de l'unité, dérivent sûrement de l'incorporation de rythmites lors de sa mise en place. Plus on monte dans l'unité, plus la matrice du till devient graduellement silto-sableuse. Aucun indice sédimentologique (horizon graveleux, passage sableux) ne permet de supposer deux unités glaciaires distinctes. Les cinquante derniers centimètres du till, près du contact avec l'unité supérieure, sont très altérés et oxydés suggérant, fort probablement, une forme de remaniement (eaux de fonte sous-glaciaire ?). L'unité suivante consiste en une séquence de sables, graviers et blocs reposant en contact érosif sur le till. Environ quatre mètres de cette unité composent le sommet de la coupe.

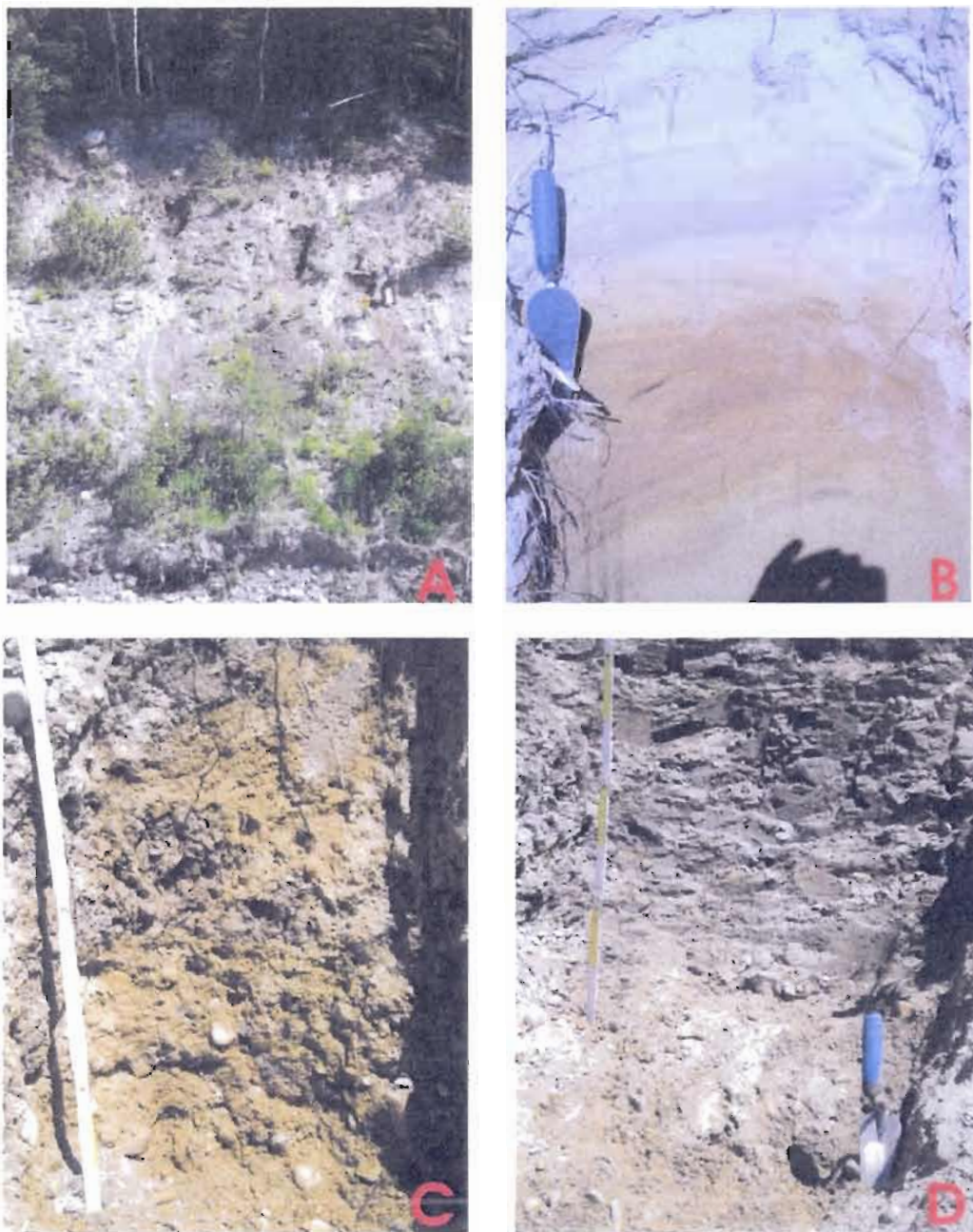


Figure 4.13 Photos de la coupe « Landing ». A) Vue générale de la coupe « Landing ». B) Sables fluviaux oxydés de la base. C) Sables et graviers au-dessus des sables oxydés. D) Contact entre les sables et graviers et l'unité de rythmites massives.



Figure 4.13 (suite) E) Unité de rythmites massives. F) Unité glaciaire à la base à matrice argileuse et au sommet à matrice sableuse. G) Unité de déglaciation du sommet de la stratigraphie.

4.4 Résultats sédimentologiques et pétrologiques de l'unité glaciaire de la coupe « Landing »

Une fabrique de till a été réalisée au centre de l'unité à environ deux mètres du contact inférieur avec la séquence glaciolacustre. Les résultats de la fabrique montrent une direction d'écoulement vers le sud-est (112°) pour la partie supérieure de l'unité.

Deux échantillons (06HA18 et 06HA19) ont été collectés dans l'unité glaciaire de la coupe « Landing », un à cinquante centimètres du contact avec les rythmites dans le faciès plus argileux et l'autre à 2 mètres plus haut dans la partie où le till est à matrice sableuse.

L'analyse pétrologique des clastes, pour l'échantillon 06HA18, ne concorde pas tout à fait avec les résultats obtenus à partir de la fabrique. Dans l'optique d'une direction d'écoulement du nord-ouest vers le sud-est, la pétrologie des clastes devrait montrer une dominance en roches sédimentaires de la plate-forme d'Hudson. La distribution bimodale obtenue, entre roches sédimentaires et plutoniques, témoigne peut-être d'un recyclage d'une unité de till ancienne riche en clastes de la province du Supérieur (Figure 4.13). Alternativement, les différences compositionnelles entre la partie inférieure et supérieure de ce till pourraient correspondre à deux unités glaciaires distinctes. Ce genre de dualité dans les écoulements a déjà été documenté dans des unités glaciaires de Matheson situé à l'ouest de la moraine d'Harricana (Veillette, 1989). Dans la région de la mine Selbaie, le till de Matheson possède un apport provenant du nord-est dans sa partie basale et une contribution du sud-est dans sa partie sommitale, documentée à partir de stries, de fabriques, d'analyses géochimiques et lithologiques de la matrice (Veillette, 1989) semblable à celle observée ici. De plus, tout comme dans le cas présent, le till de Matheson au nord de LaSarre en Abitibi, est fréquemment en contact inférieur avec une unité de rythmites ou varves indurées (Veillette, 1989).

L'échantillon 06HA19 a été prélevé à deux mètres du contact avec les rythmites, pratiquement au même emplacement où fut faite la fabrique de till. Dans ce cas-ci, les résultats entre fabrique et compte pétrologique sont cohérents. Le mouvement sud-est décrit

en fabrique est fortement souligné par la prédominance de roches sédimentaires de la plateforme (Figure 4.13).

Les teneurs en carbonates sont respectivement de 2,42 et 3,76% pour 06HA18 et 06HA19. L'échantillon 06HA18 a de fortes valeurs en fer, zinc et chrome (4,22%, 53,3 et 80,3 ppm) alors que 06HA19 ne montre aucun pic pour tous les éléments analysés (appendice A). La différence des analyses en carbonates et en éléments majeurs et traces pourrait corroborer l'origine distincte de la base et du sommet de cette séquence glaciaire. De plus, les analyses granulométriques montrent de fortes divergences entre les deux échantillons; 06HA18 est dominé par les silts et argiles (80-85%) pour 15% de fractions plus grossières (sables fins et grossiers) tandis que l'échantillon 06HA19 est composé par les différentes fractions presque également : silt et argiles (35%), sables fins (30%) et sables grossiers (20%) (Figure 4.14).

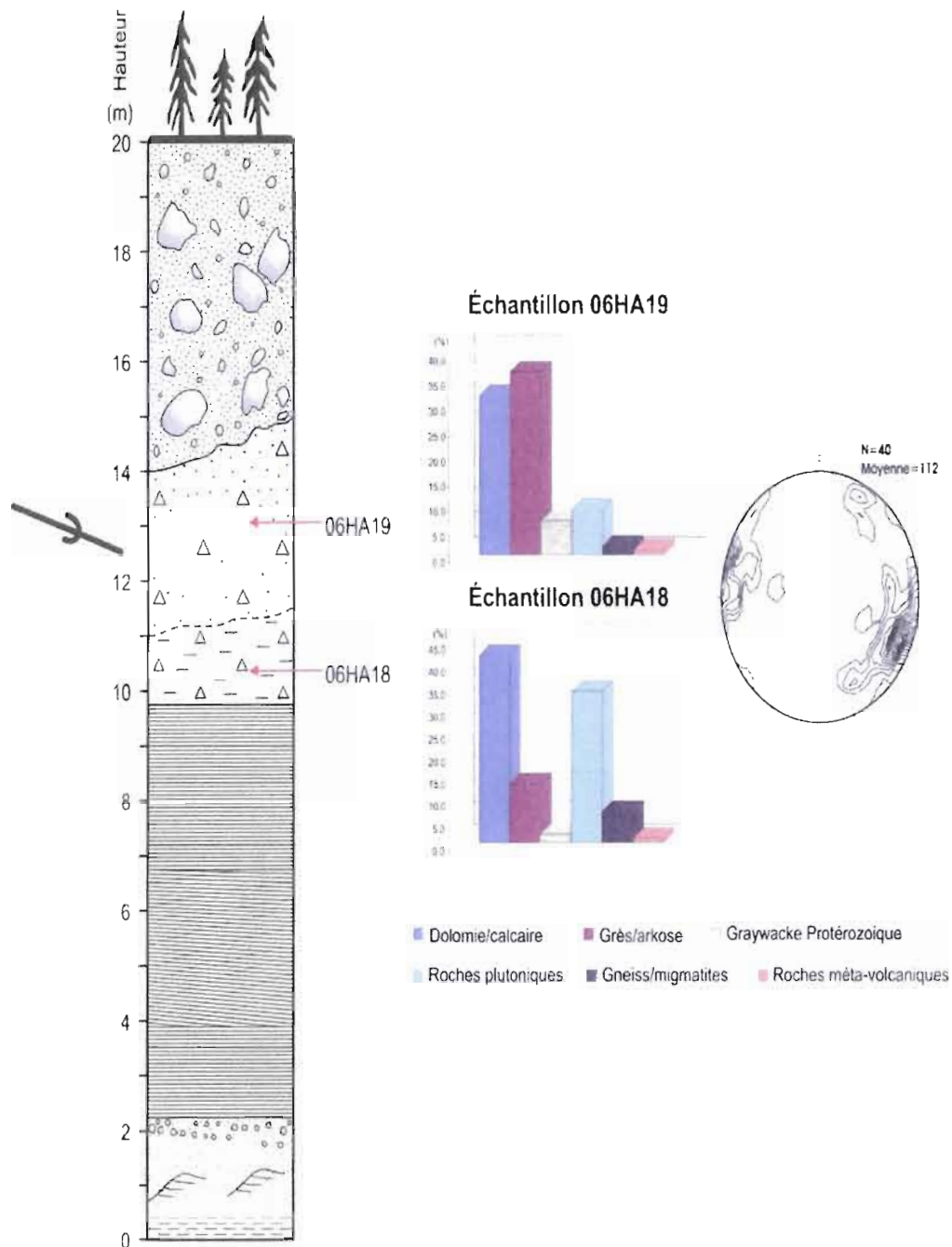


Figure 4.14 : Données de fabrication et pétrologiques pour les unités glaciaires de la coupe « Landing ». AI flèche représente la direction d'écoulement déduite à l'aide d'une fabrique de till.

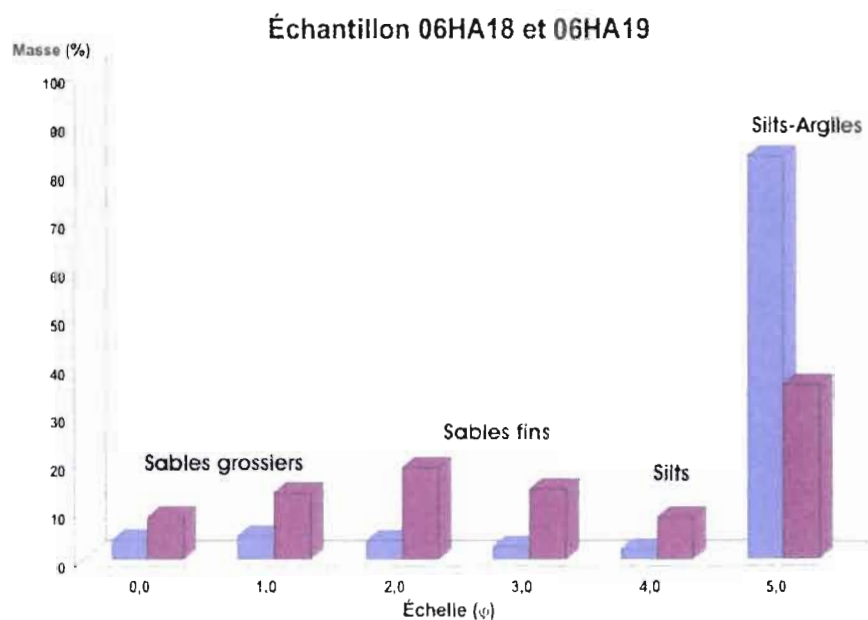


Figure 4.15 Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice des unités glaciaires de la coupe « Landing ».

4.5 Coupe aux castors

La coupe aux castors est située sur la rive est de la rivière Harricana (zone 17-617 326 E, 5622522 N; Élévation: 39 m) et elle fait environ 40 m de largeur et une vingtaine de mètres de hauteur. Sa succession stratigraphique se distingue des autres coupes investiguées car aucune séquence glaciaire n'a été préservée (Figure 4.15).

À la base de cette coupe, l'unité d'argiles massives bleutées affleure sur cinquante centimètres. Ces argiles massives passent graduellement à des rythmites silto-sableuses visibles sur trente centimètres. La partie supérieure du faciès rythmé est suivi de sables fins, silts et argiles contenant des fragments et brindilles de bois, ainsi que de la matière organique disséminée. La matière organique ainsi que les sédiments de la matrice ont été échantillonnés et furent datés respectivement par radiocarbone et luminescence optique (voir Chapitre VI).

La base de cette unité est composée de sables fins et silts gris montrant des lits frontaux oxydés (20 cm), lesquels sont surmontés d'un horizon de sables fins et silts contenant des passages organiques et des rides de courant sur quinze centimètres. Les rides de courant montrent une direction dominante vers le nord-ouest (moyenne : 292°) (Figure 4.16). Elles disparaissent peu à peu et un horizon de même granulométrie (sables fins et silts gris) avec des lits entrecroisés, contenant également de la matière organique disséminée, s'étend sur soixante centimètres.

L'unité non-glaciaire d'argiles massives et son faciès sableux sont en contact franc avec un horizon d'argiles non-lités. Ces argiles passent ensuite à une puissante unité de rythmites compactes qui fait plus de quinze mètres de hauteur. La rythmicité des couplets varie peu de la base au sommet: les lits d'été sont centimétriques pour des lits d'hiver millimétriques.

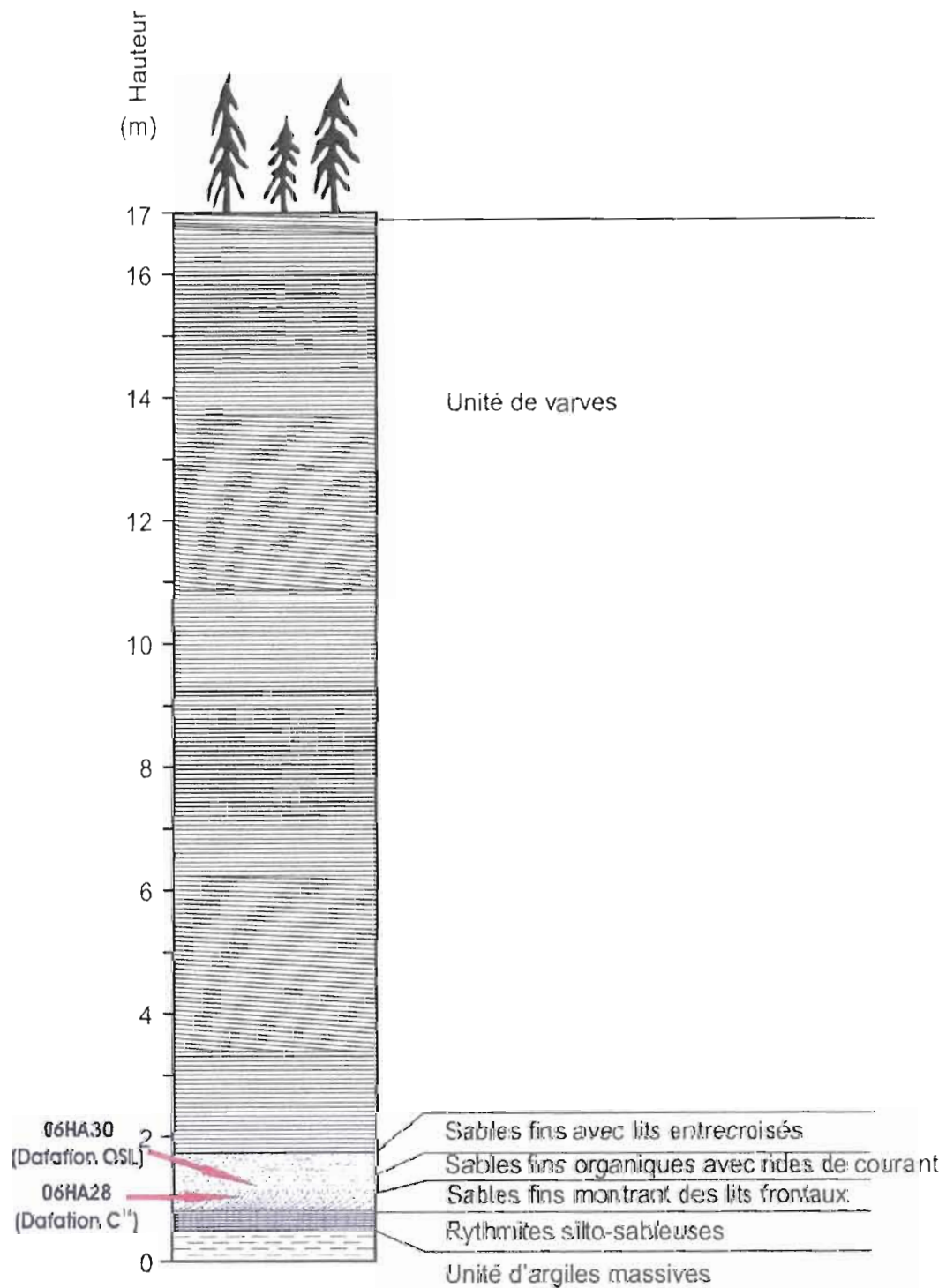


Figure 4.16: Colonne stratigraphique de la coupe aux castors, rivière Harricana.

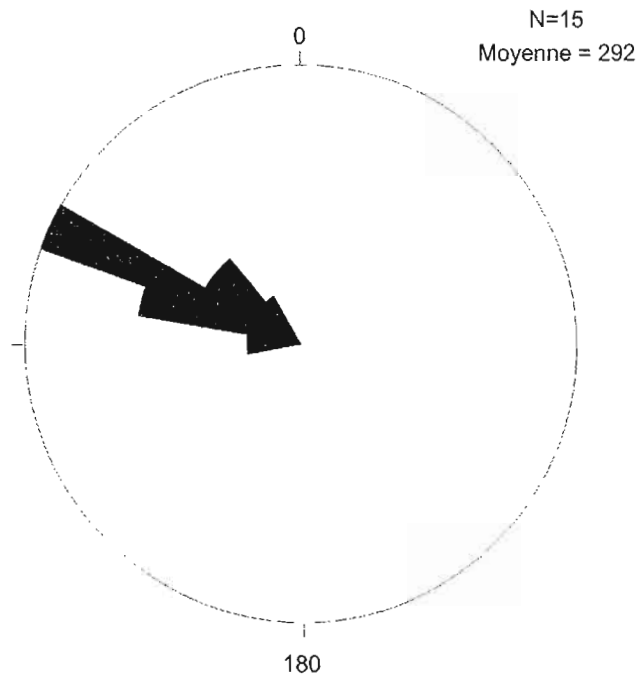


Figure 4.17 : Distribution azimutale des mesures de courant à la base de la coupe aux castors.

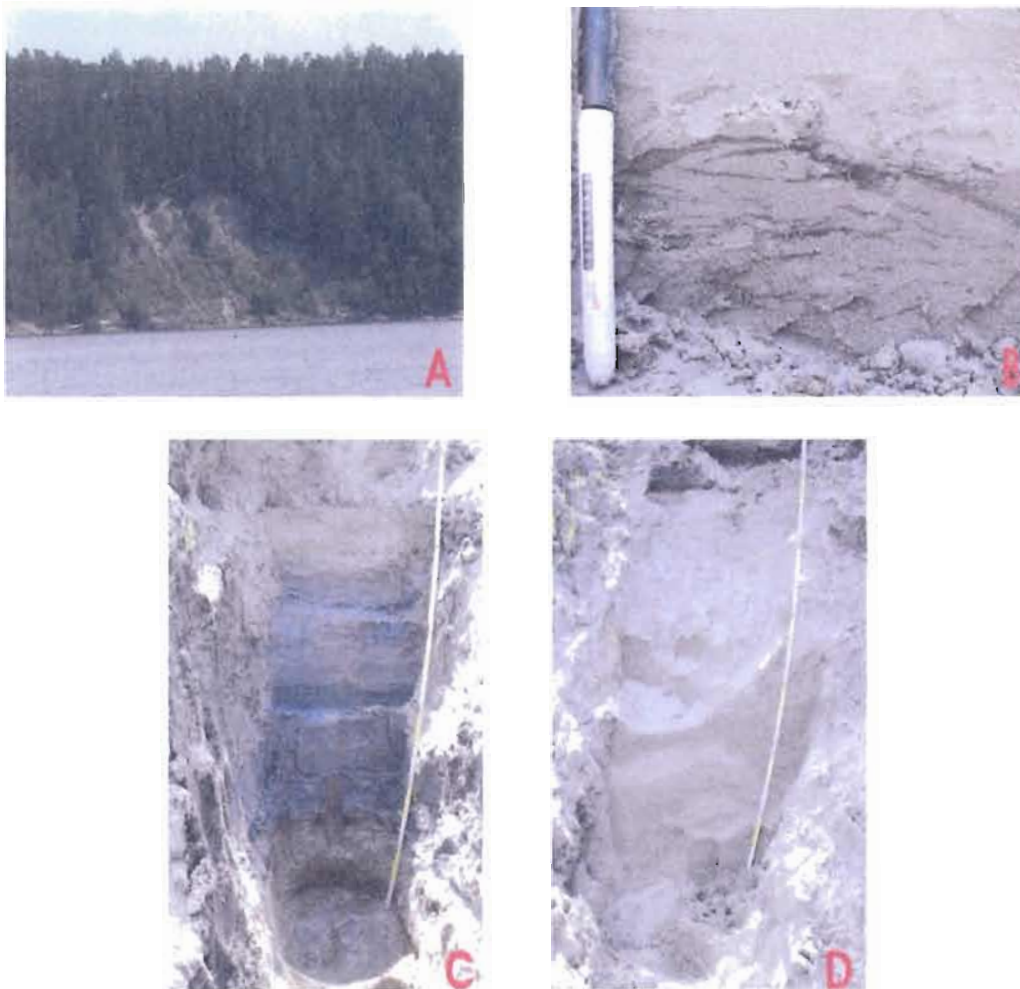


Figure 4.18 · Photos de la coupe aux Castors. A) Vue générale de la coupe aux Castors. B) Unité de sables fins avec rides de courant et matière organique disséminée. C) Base de la stratigraphie et contact entre argiles massives de la base et séquence de sables fins fluviaux. D) Unité de sables fins et silts avec rides de courant et lits entrecroisés.



Figure 4.18 (suite): E) Zoom sur les lits entrecroisés dans l'unité de sables fins et silts. F) Contact entre l'unité de sables fins de la base et unité de sables et silts. G) Unité de rythmites massives.

4.6 Coupe triangulaire

La coupe triangulaire est située sur la rive est de la rivière Harricana (zone 17 617 670 E, 562 3025 N, élévation 38 m). Elle fait quarante mètres de largeur par plus de dix-sept mètres de hauteur (Figure 4.18).

La base de cette coupe est composée de la même unité d'argiles massives identifiée sur les coupes précédentes; celle-ci affleure sur près de 30 centimètres depuis la rivière. Elle est en contact supérieur avec une unité de sables fins montrant des rides de courant et faisant 1,10 mètre. Les rides montraient un drainage normal de direction moyenne de 322° (Figure 4.19).

Le contact avec l'unité supérieure est caché par un glissement de terrain faisant quelques mètres. L'épaisseur de ce glissement était telle qu'il fut impossible de voir la stratigraphie sur environ deux mètres. Au-dessus du glissement, débute une unité de rythmites compactes semblable à celle préalablement décrite. Au sommet du glissement, les lits d'hiver sont très

importants de l'ordre de 5 centimètres pour quelques millimètres pour les lits d'été. Au centre de l'unité, à trois mètres du contact obstrués par le glissement, la rythmicité devient plus fine et la composante silteuse (lit d'été) devient proportionnellement plus importante avec des lits d'hiver de 1 à 2 millimètres et des lits d'été de 3 à 4 millimètres.

Deux mètres plus haut, la rythmicité demeure régulière soit très fine (couplets millimétriques). Les deux derniers mètres de l'unité ont des couplets plus épais. Les lits d'hiver sont centimétriques pour des lits d'été millimétriques. Cette unité est en contact supérieur avec une séquence glaciaire.

Le till est à matrice argilo-silteuse et fait 3,50 mètres de puissance. Les clastes sont abondants, anguleux et supportés par la matrice. Au sommet de cette unité, un horizon de blocs jointifs sépare ce till d'une autre unité glaciaire. Le till du sommet est à matrice argileuse, contient beaucoup de clastes anguleux supportés par la matrice. Il fait près de quatre mètres de puissance et va jusqu'au sommet de la coupe.

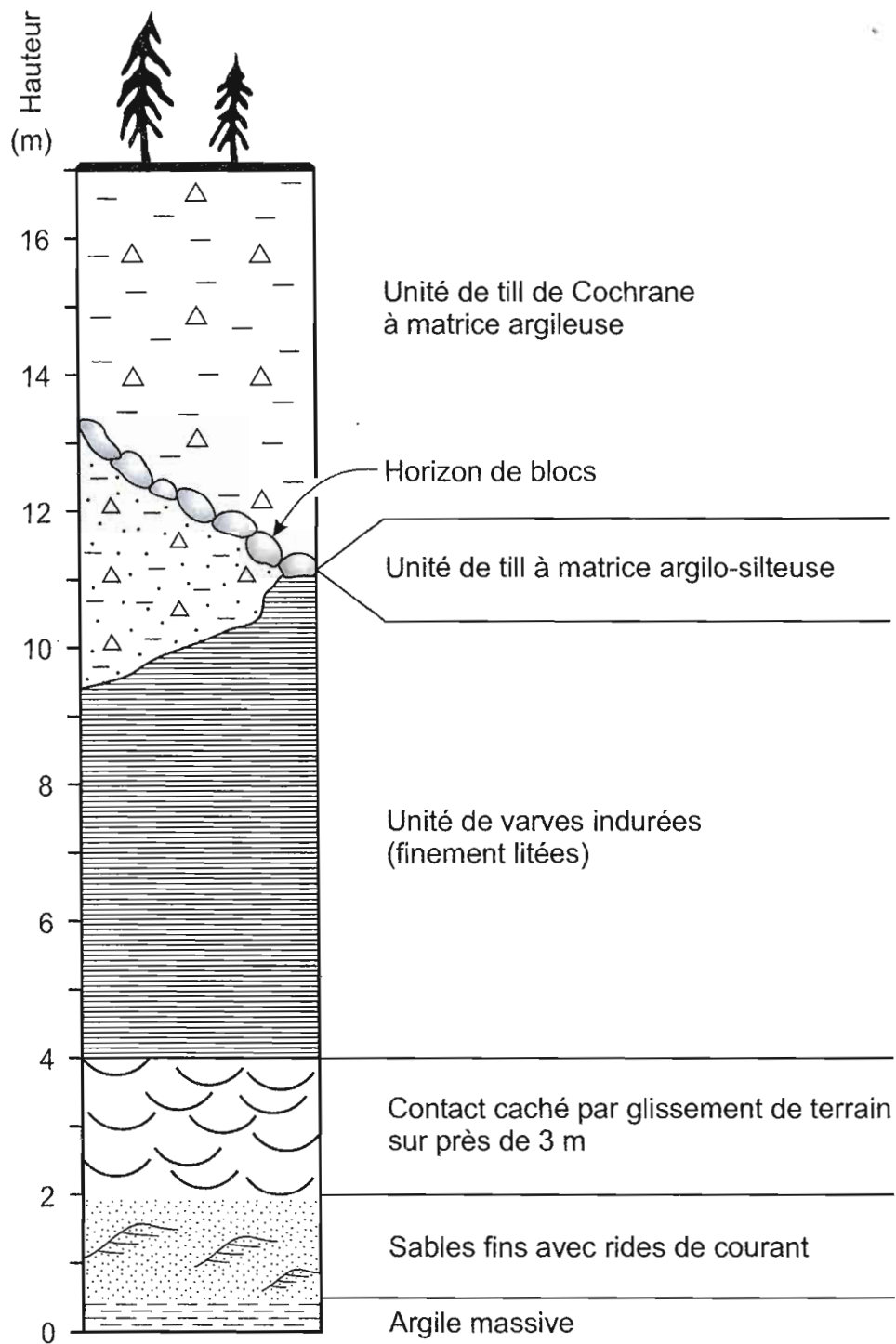


Figure 4.19: Colonne stratigraphique de la coupe triangulaire, rivière Harricana.

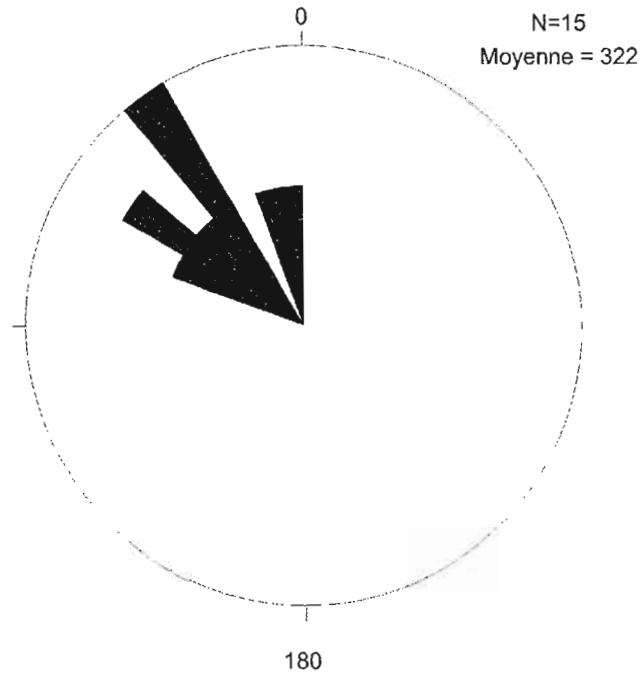


Figure 4.20 : Distribution azimutale des mesures de courant à la base de la coupe triangulaire.

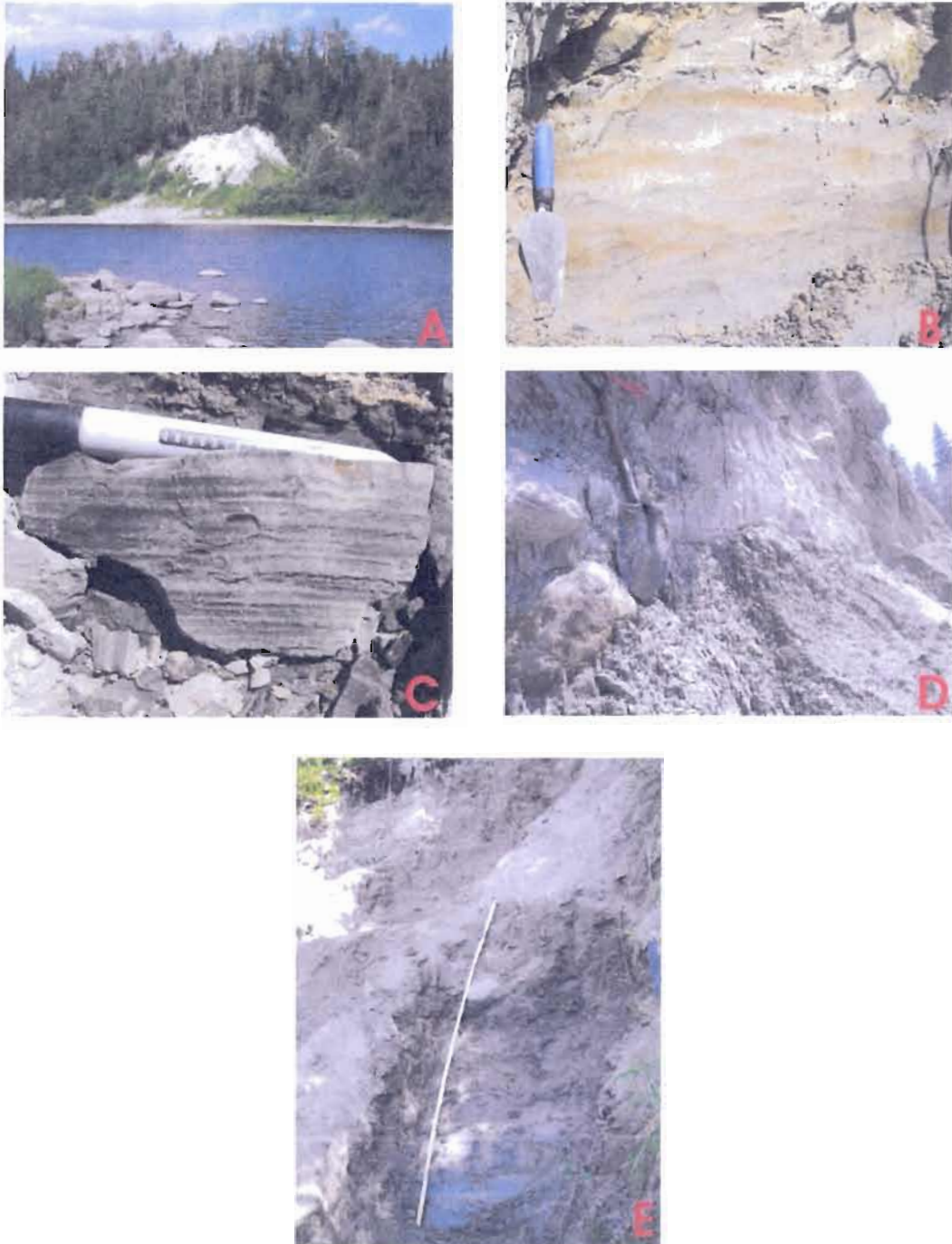


Figure 4.21 : Photos de la coupe Triangulaire. A) Vue d'ensemble de la coupe maîtresse. B) Unité de sables fins fluviaux oxydés de la base de la coupe Triangulaire. C) Zoom sur la rythmicité des rythmites massives. D) Contact entre les deux unités glaciaires séparées par un horizon de blocs. E) Contact entre l'unité de rythmites massives et les unités glaciaires.

4.7 Résultats sédimentologiques et pétrologiques des unités glaciaires de la coupe triangulaire

Une seule fabrique a été effectuée à la coupe triangulaire : dans le till inférieur à matrice sableuse, à un mètre du contact avec l'unité de rythmites sous-jacente. Le till du sommet possédait beaucoup de caractéristiques sédimentologiques attribuables au till de Cochrane et n'a donc pas fait l'objet d'analyses directionnelles des clastes. La pétrologie des clastes a suffi à confirmer son origine; les clastes de la plate-forme d'Hudson dominent les analyses des constituants de la matrice. Les résultats obtenus de cette fabrique montrent une direction générale d'écoulement du nord-est vers le sud-ouest (261°) (Figure 4.21). Cette situation ressemble à celle préalablement évoqué pour les tills de la coupe "Landing" qui semblent avoir des caractéristiques similaires aux tills de Matheson et de Cochrane du nord-ouest de l'Abitibi (Veillette, 1989). De plus, dans le cas de la coupe Triangulaire, en plus d'illustrer une situation semblable au niveau de la composition des tills à celle de la coupe "Landing", elle montre un horizon de blocs typiques du nord-ouest de l'Abitibi et qui généralement sépare le till de Matheson du till de Cochrane.

Cinq échantillons de tills ont été sélectionnés dans l'ensemble de la coupe : trois provenant du till inférieur et deux autres du till argileux du sommet. Les trois échantillons du till inférieur ont été pris respectivement à trente centimètres (06HA22), 1,30 m (06HA23) et 2,30 m (06HA24) du contact avec les rythmites sous-jacentes (Figure 4.21).

Ces trois analyses pétrologiques montrent sensiblement la même composition en claste soit une dominance en roches sédimentaires de la plate-forme d'Hudson (plus de 60%) et une composante mineure en clastes provenant de la province du Supérieur (environ 25%).

Les deux échantillons provenant du till du sommet ont été pris respectivement au contact (06HA25) avec l'horizon de blocs et un mètre plus haut (06HA26). Ces deux échantillons ont une forte composante en roches sédimentaires (plus de 80%) de la plate-forme d'Hudson comparativement à 15% ou moins en roches plutoniques (Figure 4.21).

Les teneurs en carbonates mesurées dans les unités glaciaires sont respectivement de 4,08, 4,65, 4,88, 4,44 et 4,87% pour 06HA22, 06HA23, 06HA24, 06HA25 et 06HA26. L'échantillon 06HA22 montre des maximums pour les éléments du fer et du chrome (2,86% et 62,2 ppm), l'échantillon 06HA24 des pics pour le magnésium, le nickel et le zinc (6,74%, 51,6 et 62 ppm) et l'échantillon 06HA26 des valeurs élevées en magnésium, calcium et cuivre (6,32, 15,1% et 48,8 ppm) (Figure 4.22).

La granulométrie de la matrice de l'unité glaciaire inférieure est dominée à plus de 70% par les silts et argiles. Les sables fins et grossiers forment le reste de la matrice (Figure 4.23). L'unité supérieure est, près du contact avec l'horizon de blocs (06HA25), dominée par les tailles granulométriques fines (plus de 90% de silts et argiles) alors qu'un peu plus haut dans l'unité (06HA26), les tailles granulométriques grossières sont en proportion plus importantes; les sables fins et grossiers représentent près de 30% de la matrice (Figure 4.24).

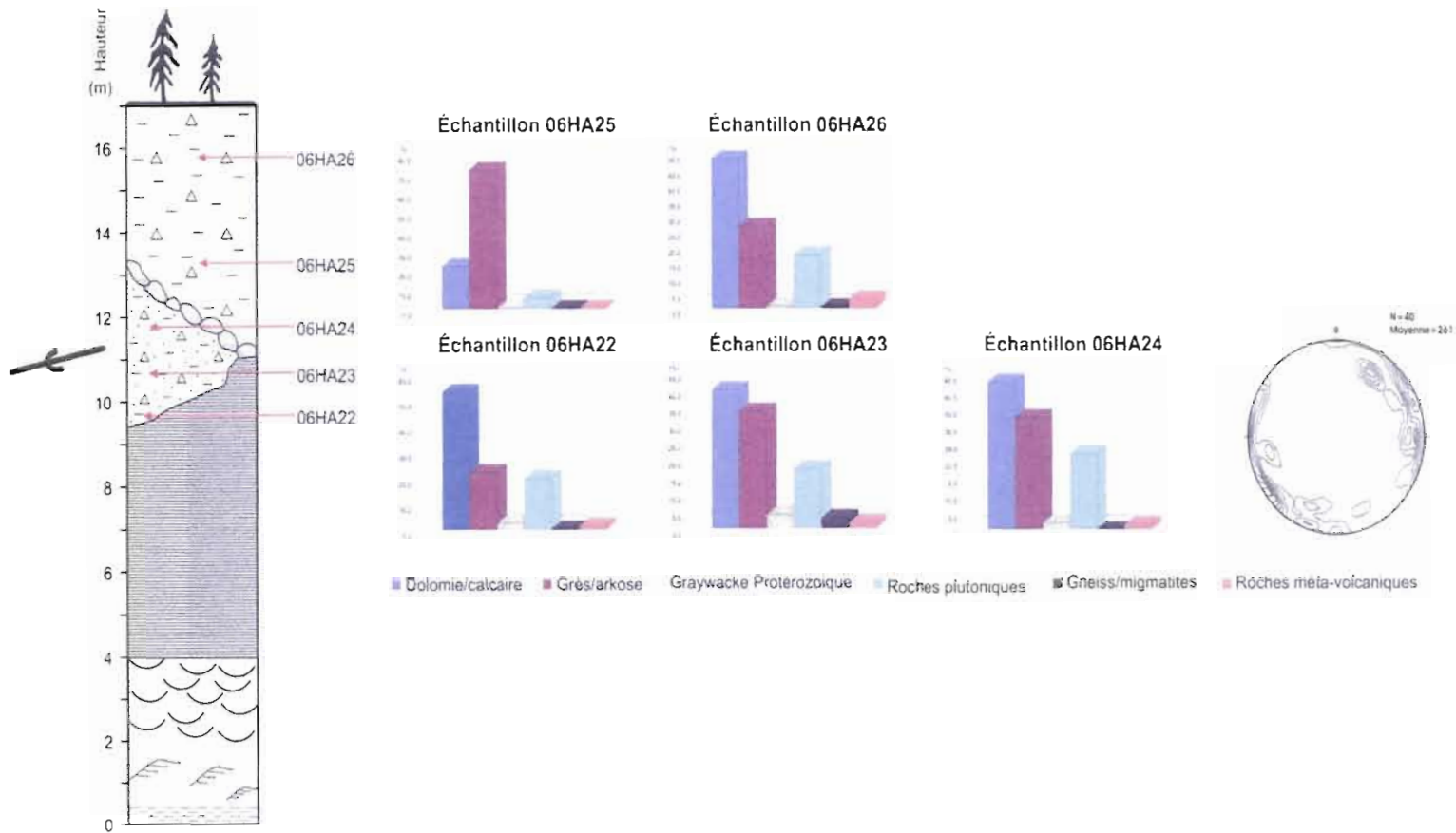


Figure 4.22 Données de fabrication et pétrologiques sur les unités glaciaires de la coupe « triangulaire ». La flèche représente la direction d'écoulement déterminée à l'aide d'une fabrique de till

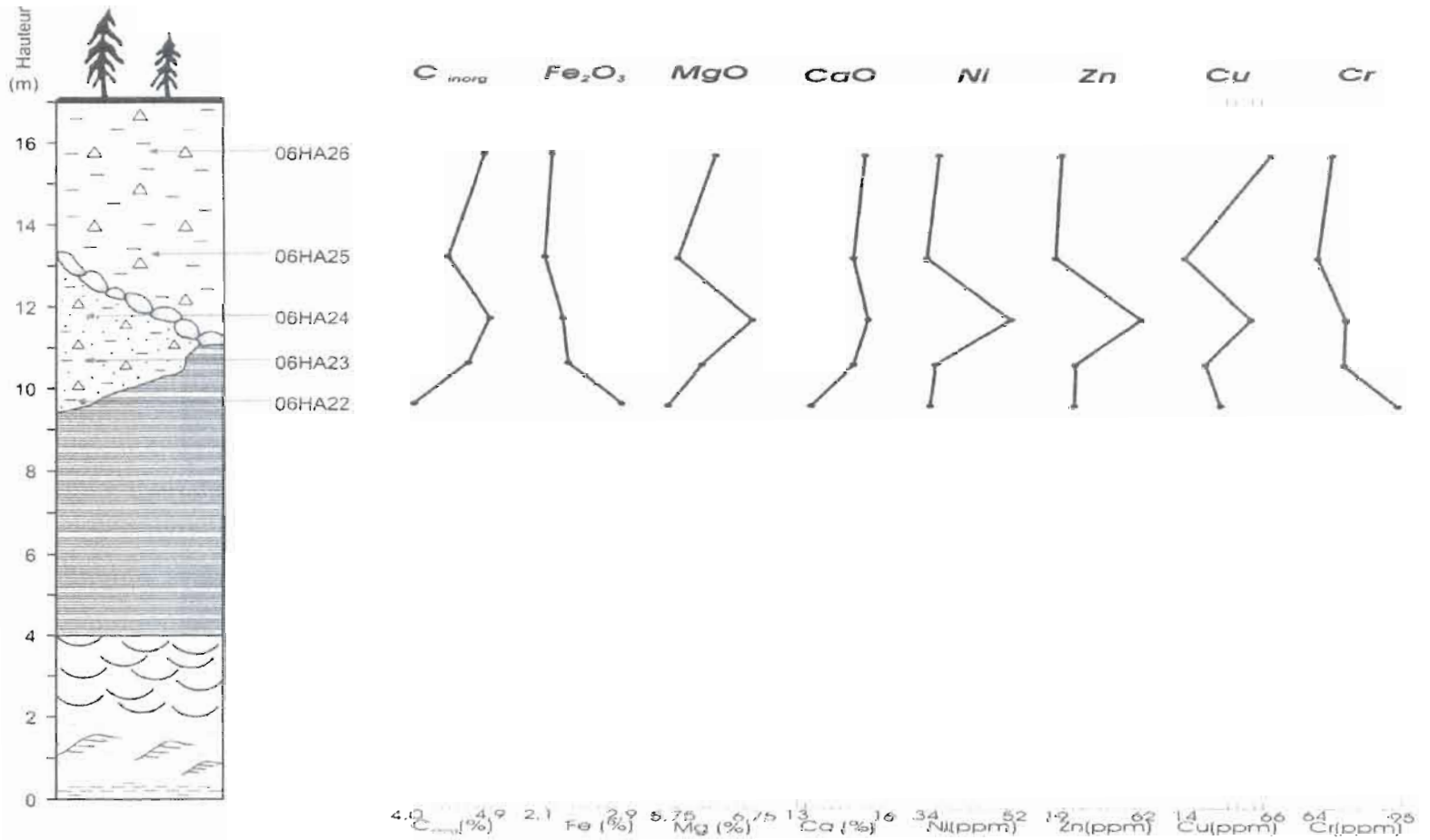


Figure 4.23 : Teneur en carbonates, éléments majeurs et traces pour les unités glaciaires de la coupe triangulaire

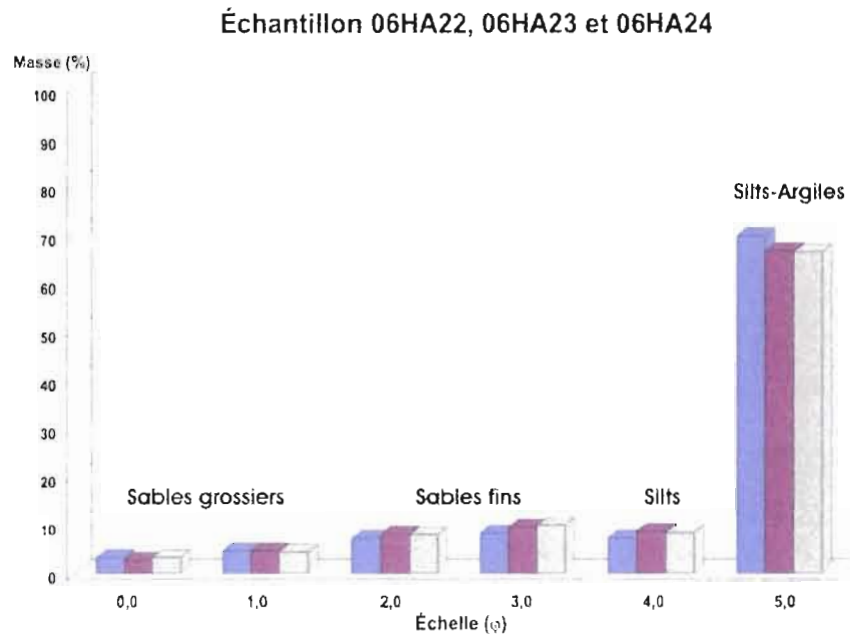


Figure 4.24 Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice de l'unité glaciaire inférieure de la coupe Triangulaire.

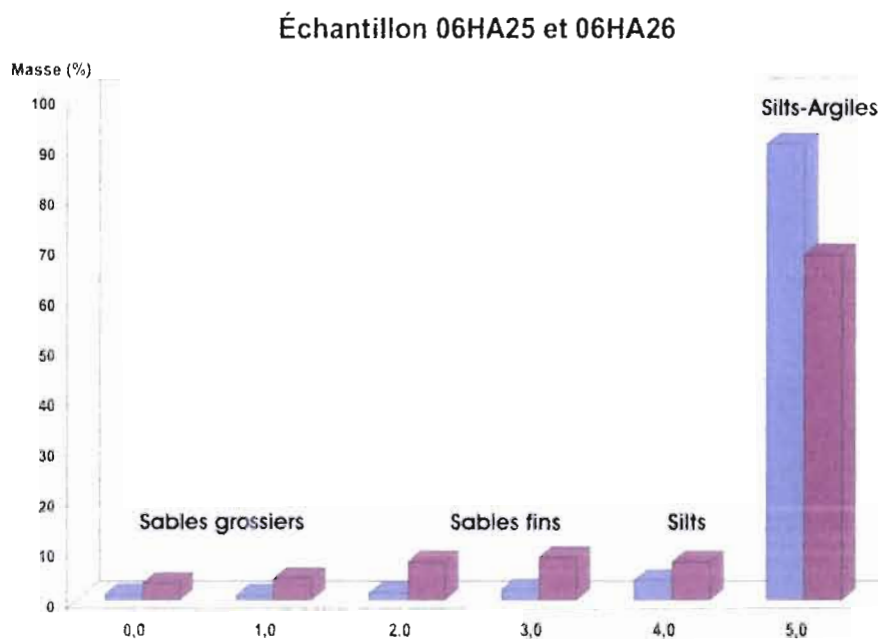


Figure 4.25 : Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice de l'unité glaciaire supérieure de la coupe Triangulaire

4.8 Coupe du fond

La coupe du fond est située sur la rive est de la rivière Harricana (zone 17 618 316E, 5623714 N, élévation 36 m) et elle fait plus de deux cents mètres de largeur et quinze mètres de haut. Elle est principalement constituée de deux unités.

La coupe du fond est constituée, à sa base, de l'unité d'argiles massives retrouvée sur toutes les coupes. Celle-ci affleure sur plus d'un mètre cinquante depuis la rivière. Près de la rivière, elle est en partie recouverte par des blocs de crues

L'unité sus-jacente consiste en une puissante séquence contenant des blocs, graviers et sables. Les blocs sont très arrondis, parfois jointifs et de taille métrique ou moindre. La séquence semble subdivisée par des pavages de blocs séparant des horizons plus graveleux et sableux. Elle fait environ douze mètres de hauteur et est surmontée par un till à matrice argileuse d'un mètre d'épaisseur. Les clastes sont anguleux et supportés par la matrice.



Figure 4.26 · Photos de la coupe du Fond. A) Contact entre l'unité de déglaciation et le till de Cochrane. B) Vue d'ensemble de la coupe du fond.

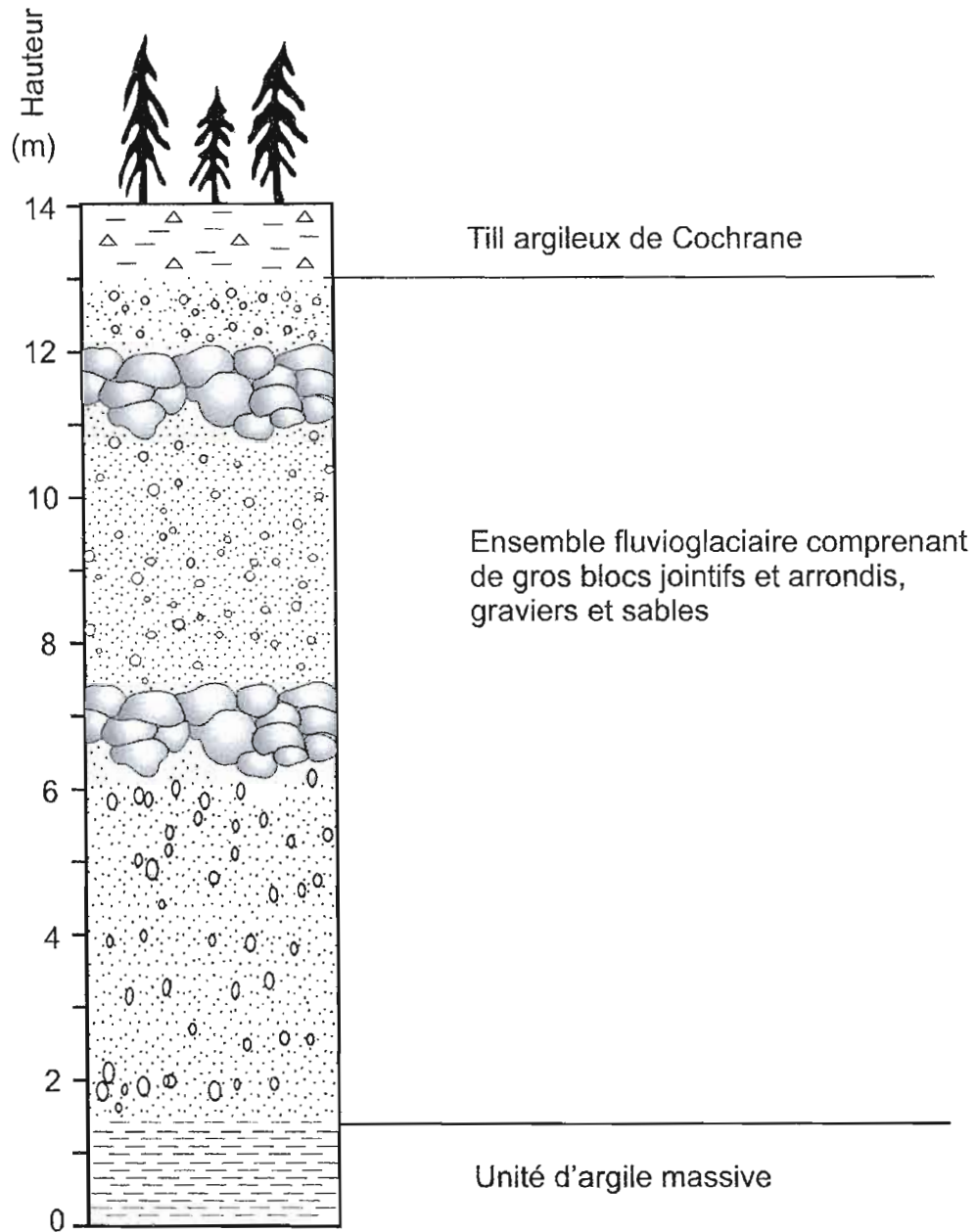


Figure 4.27: Colonne stratigraphique de la coupe du fond, rivière Harricana.

4.9 Résultats sédimentologiques et pétrologiques de l'unité glaciaire de la coupe du fond

Aucune fabrique n'a été réalisée dans l'unité glaciaire du sommet. Deux échantillons (06HA35 et 06HA36) ont tout de même été prélevés et le contenu en clastes analysé. Les résultats montrent une forte dominance en roches détritiques et carbonatées (plus de 80%) caractéristique des sédiments glaciaires de Cochrane (Figure 4.27).

Les échantillons de la coupe du fond ont des teneurs en carbonates élevées soit respectivement de 4,87 et de 4% pour 06HA35 et 06HA36. Outre des proportions relativement élevées en fer pour l'échantillon 06HA35 (6,49%), les deux unités ne montrent aucun pic notable dans les résultats d'analyses en éléments majeurs et traces (appendice A). La matrice de l'unité glaciaire de la coupe du fond est composée de près de 65% de silts et argiles, de 20% de sables fins et 10% de sables grossiers (Figure 4.28).

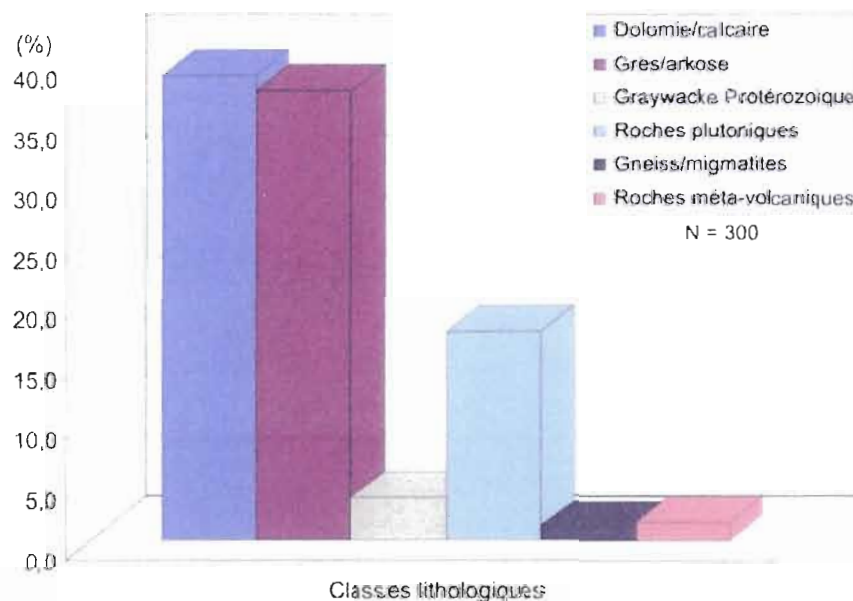


Figure 4.28: Analyse pétrologique des clastes du till (06HA35) de la coupe du fond.

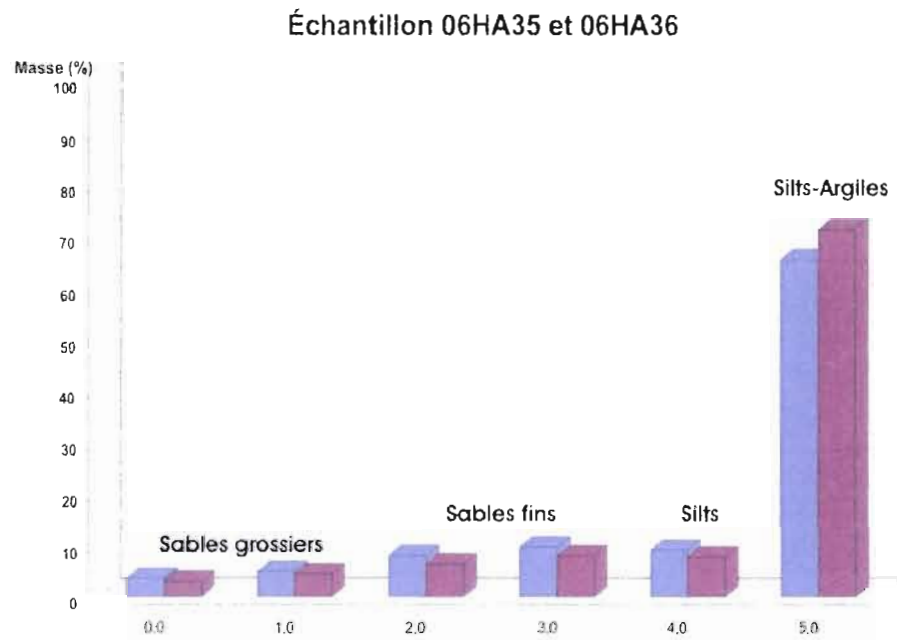


Figure 4.29 Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice de l'unité glaciaire de la coupe du fond.

CHAPITRE V

APPLICATION DE TRACEURS RADIOGÉNIQUES

SUR LE TRANSPORT GLACIAIRE

Un objectif important de ce projet est d'utiliser différentes approches analytiques dans le but de contraindre et raffiner l'interprétation sur les mouvements glaciaires répertoriés dans les basses terres de la baie James. Pour ce faire, des outils de traçage géochimique (Sm/Nd, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$), combinés aux analyses lithologiques de la matrice, de la géochimie de la matrice et d'autres mesures sédimentologiques *in situ* (fabriques de till, mesures de stries), ont été appliqués aux unités glaciaires dans le but d'obtenir plus d'informations sur les sources rocheuses et par conséquent sur les trajectoires d'écoulement glaciaire. Les différents outils géochimiques utilisés sont présentés dans ce chapitre ainsi que les résultats et interprétations en découlant.

Dans un premier temps, il est important de noter que la plupart, sinon la totalité des modèles glaciologiques et de reconstitutions du secteur du Québec-Labrador de la calotte laurentidienne publiés au cours des dernières années (Fisher et al., 1985; Boulton et al., 1985; Dyke et Prest, 1987; Parent et al., 1995), ne font aucune mention d'un centre de partage des glaces situé au sud du lac Mistassini, tel que suggérés dans des travaux plus récents (Veillette et al., 1999; Dyke et al., 2002; Veillette, 2004). Bouchard et Martineau (1985) ont cependant montré les évidences de stries anciennes vers le sud-est recoupées par un autre système plus jeune vers le sud-ouest dans la région du lac Mistassini. De plus, l'absence de traceurs provenant de la baie d'Hudson dans ce même secteur renforce des preuves déjà convaincantes d'un centre ancien de dispersion situé entre la baie d'Hudson et le lac Mistassini.

Dionne (1994) a par ailleurs démontré la présence d'erratiques provenant du lac Mistassini dans le till de la région de Tadoussac et ailleurs sur la rive nord du St-Laurent. Veillette (2004) a également établi l'existence d'une grande variété d'erratiques provenant du bassin de Mistassini partout jusqu'au fleuve St-Laurent, confirmant ainsi une couverture totale de la province du Grenville par des glaces dont l'origine (centre de dispersion) se situait au nord du front de cette province géologique.

La redécouverte d'indices d'un mouvement ancien vers le nord-ouest dans la région de Matagami (Veillette et Pomares, 1991) est venue remettre en cause la position relative de ce centre de dispersion. Une zone de démarcation entre les mouvements vers le nord-ouest et le sud-est a ensuite été définie dans la région de Chibougameau (Veillette, 1995; Paradis et Boisvert, 1995) et étendu plus tard jusqu'au réservoir Caniapiscou (Veillette et al., 1999) afin d'accommoder les relations de recouvrements entre ces différents mouvements glaciaires. De rares endroits ont permis d'observer des recouvrements et la position précise de cette zone de démarcation demeure obscure. De plus, comme préalablement expliqué (section 2.5, Chapitre II) le transport vers le nord-ouest d'erratiques protérozoïques provenant du bassin du lac Mistassini et de la région des Monts Otish (Veillette, 2004) permet de supposer une centre de dispersion situé au sud du lac Mistassini.

Les mouvements glaciaires anciens, décrits ici, reposent principalement sur l'occurrence de blocs erratiques ou encore sur la présence de surfaces striées montrant une qualité de préservation élevée. Ces conditions étant parfois absentes dans certaines régions, d'autres approches doivent être développées. L'intérêt suscité par la possibilité de poursuivre les évidences de la dispersion des glaces à plus de 200 km en aval glaciaire, au sud du front du Grenville, permet de supposer que les unités glaciaires au nord de cette limite géologique ont gardé des traces de cette ancienne expansion vers le nord-ouest. C'est dans cette optique que l'utilisation de traceurs radiogéniques est employée dans la présente recherche; afin de vérifier, de un la faisabilité d'une telle méthode dans les sédiments quaternaires du bouclier canadien et, si tel est le cas, de voir la possibilité de discerner les évidences de transport déjà

identifiés à partir d'autres méthodes (blocs erratiques, traînées de dispersion palimpsestes, surfaces striés, etc.).

5.1 Système Samarium-Néodyme

Le samarium et le néodyme font partie de la famille des terres rares et du groupe des lanthanides. Ils possèdent chacun une multitude d'isotopes dans la nature, mais seuls quelques uns sont stables ou ont une demi-vie assez longue pour être considérés dans les réactions de nature géochimique.

Le samarium a cinq isotopes stables dans la nature (^{144}Sm , ^{149}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm et ^{154}Sm) et deux isotopes radiogéniques (^{147}Sm , ^{148}Sm) dont les demi-vies sont très longues et qui, par décroissance radioactive α , donnent naissance aux isotopes ^{143}Nd et ^{144}Nd , respectivement. La demi-vie du ^{148}Sm est telle ($7 * 10^{15}$ a) que son utilisation en géochronologie est impossible. Il est, de ce fait, la plupart du temps considéré stable dans ce contexte (Attendorf et Bowen, 1997). Le néodyme possède également cinq isotopes stables dans la nature (^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{148}Nd) et deux autres sont radiogéniques, avec des demi-vies relativement longues (^{144}Nd et ^{150}Nd).

L'objectif de la méthode de datation Sm-Nd est de tenter de quantifier la proportion de ^{143}Nd produite par décroissance radioactive à partir du ^{147}Sm . Traditionnellement, le système Sm-Nd est utilisé pour dater des roches anciennes et caractériser l'évolution compositionnelle du manteau. La méthode est basée sur le principe qu'au moment t de cristallisation, les roches ou les minéraux formés possèdent un rapport initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ variant entre 0.506 et 0.516, selon leur âge pour des taux $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ différents (Geyh et Schleicher, 1990).

Les roches de même genèse devraient donc suivre la même évolution sur un isochrone dont la pente est fonction de l'âge de l'échantillon et dont l'ordonnée à l'origine donne le taux initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dans un graphique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. L'équation générale du système peut donc se résumer ainsi :

$$^{143}\text{Nd} = ^{143}\text{Nd}_0 + ^{147}\text{Sm}(e^{\lambda t} - 1)$$

Où λ est la demi-vie de l'isotope radioactif.

Il est donc possible d'établir, à partir des ratios $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ d'une roche donnée, un âge modèle témoignant de sa formation depuis la séparation du liquide magmatique avec le manteau (Faure, 1986).

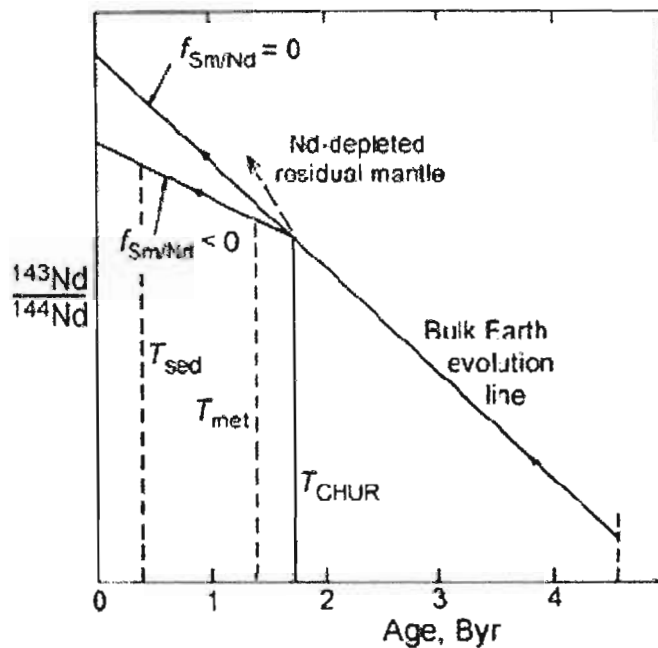


Figure 5.1 : Diagramme des ratios en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus l'âge en milliard d'années selon le modèle CHUR (Chondritic Uniform Reservoir). T_{sed} = L'âge de l'érosion, T_{met} = L'âge de métamorphisme et f = fractionnement de l'échantillon x par rapport au réservoir terrestre. D'après McCulloch et Wasserburg (1978).

Dans un autre ordre d'idées, les roches sédimentaires ou encore les sédiments meubles ont pour origine l'érosion de roches plus anciennes. La détermination de leur âge modèle Sm-Nd correspond donc à la détermination de l'âge modèle de l'ensemble des roches sources à partir desquelles ils ont été formés. McCulloch et Wasserburg (1978) ont introduit le terme « âge de provenance » dans l'étude du système Sm-Nd des roches sédimentaires, caractérisant plutôt la source des sédiments qu'une quelconque réalité chronologique. L'inertie du système Sm-Nd, notamment aux modifications d'origine sédimentaire ou métamorphique, en fait donc un puissant outil pour tracer l'origine des sédiments.

Dans les travaux de provenance, le but est de comparer les valeurs et variations en $\epsilon_{Nd(0)}$ dans des séquences sédimentaires afin de déterminer leur source lithologique. L'utilisation des terres rares du samarium et néodyme dans le présent projet poursuit le même objectif soit de préciser les roches sources à l'origine des unités glaciaires afin de préciser leur provenance.

Les analyses ont été effectuées sur la matrice totale (<63 μ m) non carbonatée des unités glaciaires. Le protocole expérimental, expliquant la préparation des échantillons, est présenté en appendice D.

5.2 Limites de la méthode

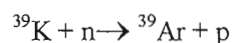
Le facteur limitant principal de la méthode est la faible variation des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ attribuable à la longue demi-vie du ^{147}Sm . Outre les précisions analytiques intrinsèques à cette méthode, le système Sm-Nd ne permet pas de caractériser avec grande précision une source rocheuse plus jeune que 50 Ma (Geyh et Schleicher, 1990).

Dans le cas de ce projet de recherche, les finalités recherchées ne consistent pas à déterminer l'âge absolu de la matrice mais plutôt à caractériser la signature Sm/Nd de celle-ci afin de pouvoir la comparer avec des rapports Sm/Nd typique de la province du Supérieur, de Grenville ou de toutes autres sous-provinces géologiques. Dans cette optique, la limite des analyses est principalement attribuable à la distance maximum de transport par la glace et à l'importante dilution qui peut survenir dans un transport glaciaire de longue distance.

5.3 Datation de hornblendes détritiques par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

Cette méthode de datation est en fait un dérivé d'une autre plus conventionnelle, soit celle par $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$. Elle est utilisée pour dater des minéraux ignés ou métamorphiques contenant du potassium et peu de calcium, par exemple des micas, feldspaths et amphiboles (Geyh et Schleicher, 1990). Dans le cas de ce projet, il s'agit de minéraux détritiques de hornblendes (taille d'environ 150 μm) provenant de la matrice des tills qui ont été datés. Cette méthode peut être appliquée à un spectre chronologique impressionnant, variant de plusieurs milliards d'années jusqu'à quelques dizaines de milliers d'années (Geyh et Schleicher, 1990).

Le ^{40}K est un élément radiogénique (demi-vie de 1,26 milliard d'années) dont la décroissance radioactive produit du ^{40}Ca et du ^{40}Ar dans des proportions fixes et connues. La mesure de l'isotope fils (^{40}Ar) par rapport à la quantité initiale de l'isotope père (^{40}K) permet de déterminer l'âge du minéral ou de l'échantillon. Dans le cas de la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, l'échantillon est avant tout placé dans un réacteur à flux de neutrons rapides afin de produire la réaction suivante (Attendorn et Bowen, 1997) :



Le rapport des isotopes $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ étant constant, la mesure du ^{39}Ar permet de quantifier directement la concentration de l'échantillon en élément père (^{40}K). Une fois cette étape accomplie, l'échantillon est dégazé par palier, ou encore comme dans le cas présent, par fusion totale du grain, dans un spectromètre de masse en mesurant simultanément les isotopes père (^{39}Ar) et fils (^{40}Ar). L'âge est ensuite calculé selon l'équation suivante :

$$T = \frac{1}{\lambda} * \ln \left(1 + J * \frac{^{40}\text{Ar}_t}{^{39}\text{Ar}_t} \right)$$

Où λ est la demie-vie de l'isotope radioactif et J un paramètre d'irradiation caractéristique du flux de neutron (Attendorf et Bowen, 1997).

Cette méthode est basée sur le postulat selon lequel le minéral analysé ne contient initialement pas d'argon. L'argon étant un gaz noble, il devrait s'échapper juste avant la fermeture du système lors de la cristallisation du minéral à une température inférieure à 450°C (Harrison, 1981). Cette méthode de datation est un outil puissant dans la résolution de problématiques liées à une faible différence d'âge dans une zone géologique. Cette particularité est due à la remise à zéro aisée du système par des événements métamorphiques ou autres processus soumettant la roche à des températures plus grandes que 450°C. Les résultats obtenus par cette méthode témoignent donc des derniers événements géologiques ayant affecté le matériel analysé.

5.4 Limites de la méthode

Les principaux désavantages de cette méthode sont les complications analytiques qu'elle comporte. Par exemple, la durée entre l'irradiation et l'analyse est parfois considérable étant donné le temps nécessaire pour dissiper la radioactivité induite de l'échantillon. De plus, il est difficile de déterminer la présence d'argon hérité dans un échantillon. Une contamination en argon va entraîner une surestimation de l'âge (Attendorf et Bowen, 1997).

Une autre grande part des incertitudes de cette méthode est due à la difficulté de mesurer les paramètres d'irradiation (J) adéquatement (Attendorf et Bowen, 1997) parce que certains paramètres sont encore mal connus (la proportion de ^{39}K bombardé durant l'irradiation, etc.).

Dans le cas du présent projet, la limite tient principalement à la quantité de minéraux à dater. Statistiquement, il faudrait dater toutes les hornblendes de la matrice pour pouvoir avoir une idée réelle des roches sources car il y a de fortes probabilités que les hornblendes témoignant d'un ancien mouvement soient en moins grand nombre dans la matrice, et que, par conséquent, cette source rocheuse particulière ne soit pas échantillonnée. Néanmoins, les

résultats devraient donner une bonne idée de la prédominance de certaines sources rocheuses. De plus, dans un contexte géologique, la présence, même en faible nombre, de grains de hornblende témoignant d'une source rocheuse associée à un ancien écoulement devrait suffire pour documenter le transport glaciaire associé à cet écoulement.

5.5 Localisation des unités glaciaires analysées

Les échantillons de till analysés proviennent d'unités glaciaires du bassin de la rivière Harricana et Nottaway, et de coupes des régions de Stoneham, Chibougamau et Matagami. La figure 5.2 et le tableau 5.1 présentent la localisation et une brève description des tills analysés. Pour la position stratigraphique précise des échantillons prélevés sur la rivière Harricana, elles sont données au chapitre IV.

Tableau 5.1: Localisation et description des échantillons de till utilisés dans les travaux de provenance radiogénique.

Échantillon	Localisation	UTM "estant"	UTM "nordant"	Description
06HA04	Coupe maîtresse, rivière Harricana	638640	5587406	Till inférieur
06HA03	Coupe maîtresse, rivière Harricana	638640	5587406	Till inférieur
06HA11	Coupe maîtresse, rivière Harricana	638640	5587406	Till médian
06HA06	Coupe maîtresse, rivière Harricana	638640	5587406	Till Supérieur
06HA17	Coupe maîtresse, rivière Harricana	638640	5587406	Partie sommitale till de Cochrane
06HA18	Coupe "Landing, rivière Harricana	638640	5587406	Till au-dessus de l'unité de varves
06HA23	Coupe Triangulaire, rivière Harricana	638640	5587406	Till à 1,30m au-dessus des rythmites
06NO33	Coupe du Cirque, rivière Nottaway	653259	5668320	Till argileux partie sommitale de la coupe
07BJ01	Km 102, chemin de Matagami	351997	5578438	Till sableux, banc d'emprunt
07BJ03	Route 175, Stoneham, Québec	327572	5223975	Till section de 9 mètres
07BJ07	À l'est du chemin de Chibougamau	585435	5460072	Till section de 2,5 mètres
07BJ08	À l'est du chemin de Chibougamau	566500	5489430	Till section de 5,0 mètres
07BJ09	À l'est du chemin de Chapais	474756	5518314	Till section de 5,0 mètres
07BJ10	Chemin de Senneterre	330179	5356853	Till section de 2,0 mètres

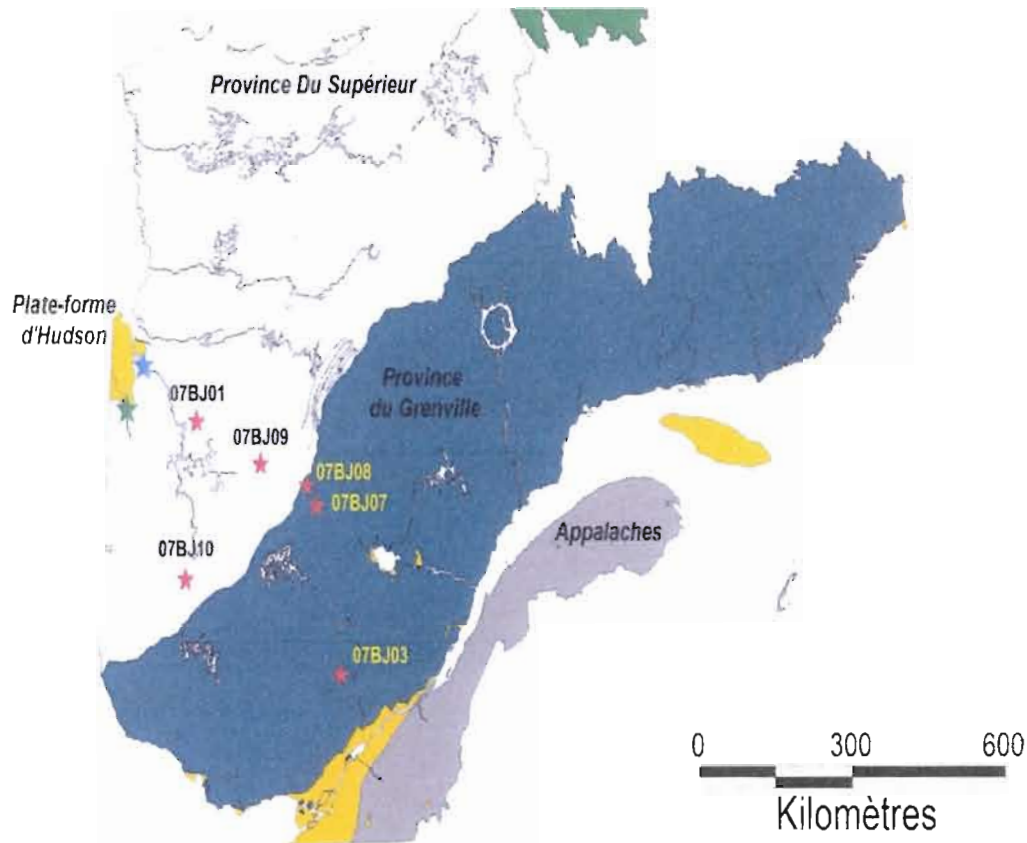


Figure 5.2 Localisation des échantillons de till analysés. L'étoile verte correspond à la région d'étude sur la rivière Harricana dont sept échantillons de till proviennent. L'étoile bleue correspond à la zone d'étude sur la rivière Nottaway.

5.5 Résultats des analyses en Sm-Nd

Le tableau 5.4 présente les données de concentration en Sm et Nd et les valeurs des ratios mesurés de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Les valeurs de ratio du Nd sont traitées sous la forme $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ normalisées par rapport à la valeur chondritique déterminée par Wasserburg et Jacobsen (1980) de 0,512638. De façon simplifiée, les valeurs les plus négatives (par exemple $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -30$) devraient attester d'une source rocheuse plus ancienne alors que les valeurs moins négatives (par exemple $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -12$), d'une source plus jeune.

Tableau 5.2: Données Sm-Nd mesurées sur les unités glaciaires de la rivière Harricana et d'un transect de la province du Grenville au Supérieur.

Échantillon	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erreur	* $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	*TdM (Ga)
06HA03	21,98	3,86	0,1060	0,511411	0,000020	-23,93	2,45
06HA04	21,98	3,88	0,1066	0,511404	0,000012	-24,07	2,48
06HA06	39,54	6,86	0,1048	0,511302	0,000008	-26,06	2,58
06HA11	20,27	3,56	0,1063	0,511338	0,000008	-25,36	2,56
06HA17	24,45	4,28	0,1057	0,511300	0,000011	-26,11	2,60
06HA18	25,36	4,46	0,1063	0,511395	0,000008	-24,25	2,48
06HA23	15,10	2,74	0,1098	0,511465	0,000010	-22,87	2,46
06NO33	18,59	3,26	0,1060	0,511086	0,000007	-30,28	2,91
07BJ01	18,23	3,45	0,1142	0,511183	0,000012	-28,37	3,00
07BJ03	95,67	20,25	0,1280	0,512163	0,000012	-9,26	1,75
07BJ07	21,73	4,04	0,1124	0,511238	0,000010	-27,32	2,86
07BJ08	18,37	3,64	0,1196	0,511336	0,000011	-25,41	2,93
07BJ09	16,47	3,24	0,1187	0,511317	0,000018	-25,76	2,93
07BJ10	17,35	3,53	0,1229	0,511464	0,000016	-22,89	2,82

*L'âge modèle (TdM) à été calculé relativement au manteau appauvri actuel : $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,222$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,513114$ (Othman et al., 1984) assumant une évolution linéaire continu pour le manteau. Les paramètres pour le calcul de ϵ_{Nd} sont : $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1967$ (Jaconbsen et Wasserburg, 1980), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512638$ (Wasserburg et al., 1981).

Les concentrations en Nd montrent une grande variation par rapport aux valeurs $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ (Figure 5.3). Plus la concentration en Nd est élevée, plus les valeurs $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ semblent appauvries. Ceci pourrait témoigner de la composition granulométrique de ces unités; les sédiments formés de particules argileuses ont préférentiellement tendance à incorporer et concentrer les terres rares par rapport aux sédiments à matrice plus sableuse. Les tills plus riches en Nd pourraient donc avoir pour origine une source rocheuse plus ancienne ou une composition de la matrice

plus argileuse, tandis que les tills moins riches en Nd témoignent soit d'une source plus jeune ou d'une matrice plus grossière. Il faut cependant noter que les tills investigués ici montrent une matrice de granulométrie plutôt homogène, sans grandes variations entre les proportions des classes granulométriques des argiles, silts et sables, hormis peut-être une texture légèrement plus fine pour les tills associés aux réavancées du Cochrane (06HA16, 06HA17). Les variations reportées ici reflètent donc fort probablement des changements de sources et donc des écoulements glaciaires de directions différentes

Pour le transect BJ, les valeurs obtenues ne montrent aucune réelle corrélation entre $\epsilon_{Nd(0)}$ et concentration en terres rares. Il est à noter toutefois que toutes les analyses ont été faites sur des tills de type 'bouclier', donc grossiers, et qui possèdent donc une granulométrie homogène. Dans cette optique, les valeurs obtenues en Nd devraient donc principalement refléter la source rocheuse.

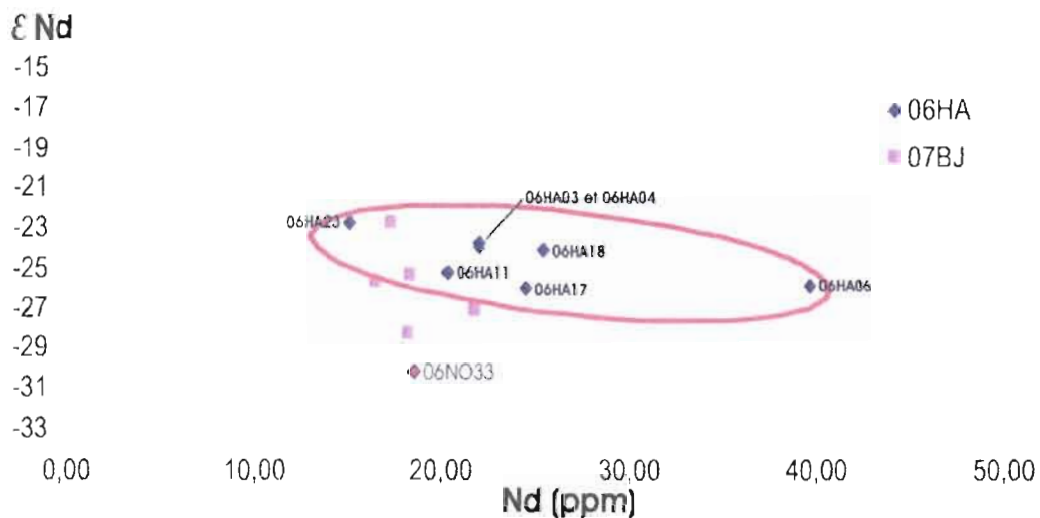


Figure 5.3 : Graphique de la concentration en Nd (ppm) versus les ratios $\epsilon_{Nd(0)}$ pour les unités glaciaires de la rivière Harricana (06HA) et 07BJ

Lorsque l'on reporte sur un graphique les valeurs mesurées en $\epsilon_{Nd(0)}$ par rapport à la position stratigraphique pour chacun des tills, un patron se dessine (Figure 5.4). Globalement, du bas vers le haut de la stratigraphie, la valeur $\epsilon_{Nd(0)}$ de la matrice des tills semble indiquer une alternance entre une source rocheuse ancienne et d'autres moins anciennes. Ceci suggère des variations de sources rocheuses et par conséquent témoigne de mouvements glaciaires avec des directions d'écoulements variés comme préalablement expliqué. L'échantillon prélevé dans le bassin de la rivière Nottaway montre les valeurs en $\epsilon_{Nd(0)}$ les plus faibles et témoigne d'une source rocheuse encore plus ancienne. Ce till provient d'un autre bassin de sédimentation qui se retrouve encore plus près des roches cristallines de la province du Supérieur et il est donc difficile de le comparer aux valeurs des tills de la rivière Harricana.

Pour les tills de la série BJ, on peut remarquer l'évolution des sources rocheuses plus jeunes vers une source plus ancienne du sud vers le nord, en parfaite cohérence avec la géologie du soubassement rocheux (Figure 5.5). Les données de ce transect doivent être évaluées dans le contexte géographique de la province géologique où ces tills ont été échantillonnés. Le till 07BJ01 se trouve au cœur de la province du Supérieure et sa valeur $\epsilon_{Nd(0)}$ de -28,37 définit ainsi un pôle pour les tills provenant de l'érosion de roches de cette province. De la même façon, le till 07BJ03 provient du centre de la province de Grenville, et sa valeur de -9,26 définit l'autre pôle de variation de source rocheuse grenvillienne. Les tills 07BJ07 et 07BJ08 ont été prélevés sur la marge nord de la province du Grenville et devraient donc montrer des valeurs avoisinant celle du pôle du Grenville définit par 07BJ03. On remarque toutefois que ces deux tills montrent plutôt une signature $\epsilon_{Nd(0)}$ plus négative, qui témoigne du transport glaciaire de matériel du Supérieur sur la province du Grenville lors des mouvements extensifs de la glace les plus récents, soit du nord-est vers le sud-ouest. Bien que ces échantillons proviennent de terrains parautochtones grenvilliens dont les roches sources sont un mélange de roches d'âges grenvilliens et archéens, les âges modèles obtenus (respectivement de 2,86 et 2,93 Ga pour 07BJ07 et 07BJ08) tendent plutôt à identifier une source rocheuse du

Supérieure. Les âges modèles Sm-Nd pour le parautochtone du Labradorien étant généralement compris entre 1,6 et 1,8 Ga (Karlstrom et al., 2001).

Les évidences de transport glaciaire ancien de matériel grenvillien sur la province du Supérieur, dans l'optique d'un mouvement vers le nord-ouest tel que documenté dans la région, sont plutôt subtiles, mais bien présentes. Si on considère que les tills 07BJ09 et 07BJ10 se trouvent sur la marge sud de la province du Supérieur, leurs signatures $\epsilon_{Nd(t)}$ devraient s'apparenter à celle définie pour des roches du Supérieur, c'est-à-dire par l'échantillon 07BJ01. On remarque plutôt que les tills 07BJ01, 07BJ09 et 07BJ10 montrent une évolution graduelle vers des valeurs moins négatives en $\epsilon_{Nd(t)}$ respectivement de -28,4, -25,8 et -22,9. Il est clair que les échantillons prélevés sont des tills de surface et que plusieurs mouvements glaciaires subséquents à un mouvement ancien ont forcément altéré ces évidences. Néanmoins, les indices de transport ancien vers le nord-ouest sont bels et biens présents et doivent être renforcés par d'autres données (voir section 5.5)

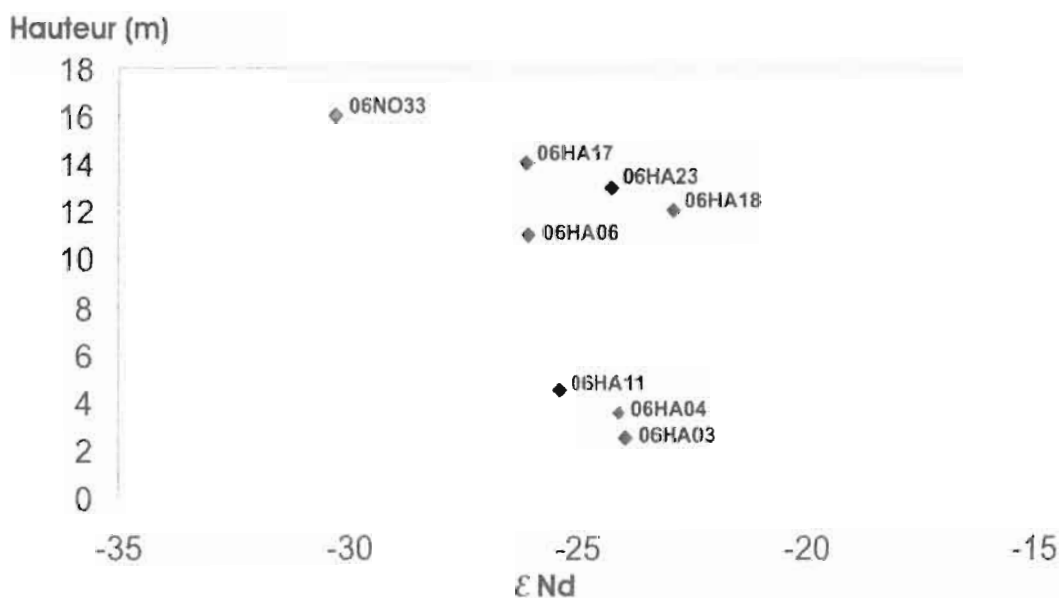


Figure 5.4: Graphique montrant les ratios $\epsilon_{Nd(t)}$ des unités glaciaires de la rivière Harricana versus leur position stratigraphique.

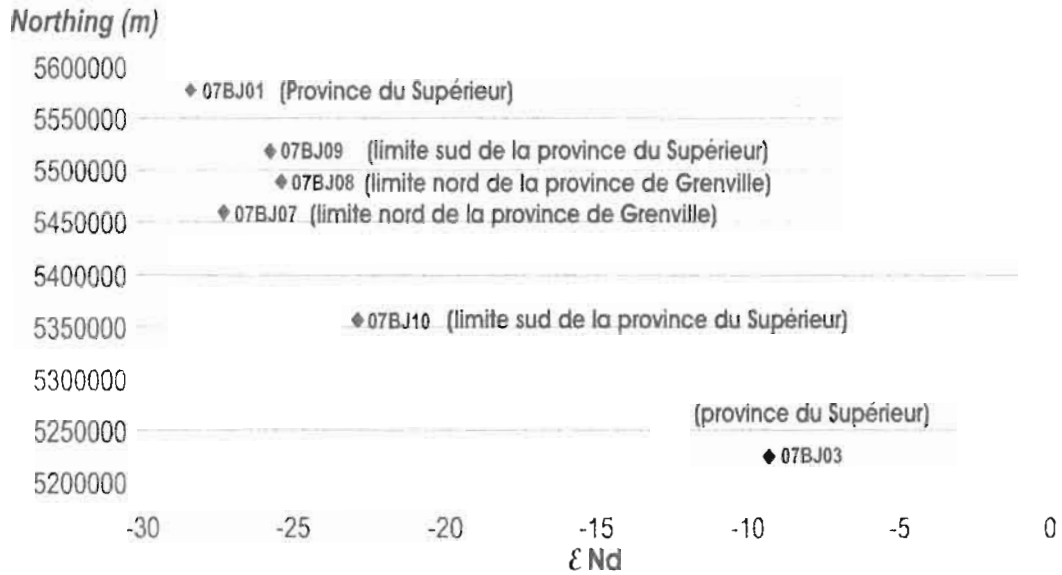


Figure 5.5: Graphique l'évolution des ratios en $\epsilon_{Nd(t)}$ en fonction de la latitude pour les unités glaciaires du transect BJ. Leur position par rapport aux grands ensembles géologiques est succinctement décrite dans les parenthèses.

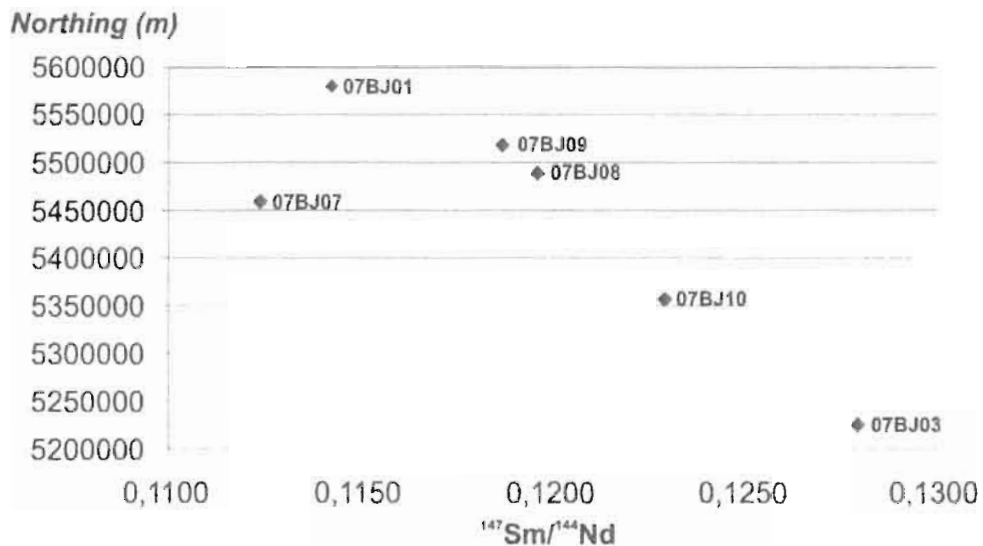


Figure 5.6: Graphique l'évolution des ratios en $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de la latitude pour les unités glaciaires du transect BJ.

La figure 5.6 montre une évolution de ratios $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, du nord vers le sud, c'est-à-dire, des plus appauvris vers les plus riches. Ceci pourrait également traduire un transport de matériel grenvillien du nord vers le sud. La Figure 5.7 montre une combinaison des relations déduites à l'aide des figures 5.5 et 5.6 soit une corrélation entre des roches sources plus anciennes dans le nord fournissant des valeurs $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ plus négatives, ainsi que l'apport sédimentaire des mouvements anciens et récents dans la composition des tills se retrouvant de part et d'autre de la frontière géologique des provinces du Grenville et du Supérieur

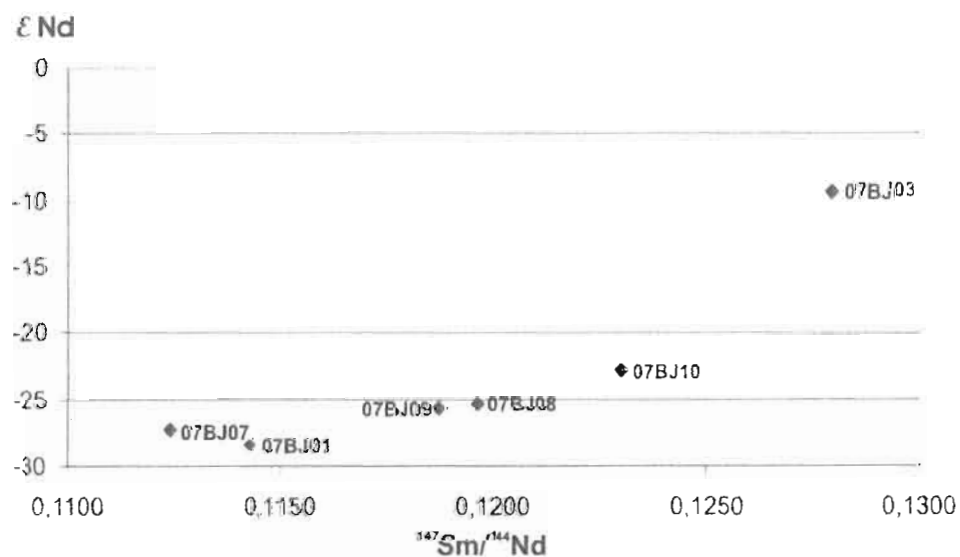


Figure 5.7: Graphique montrant les ratios $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ versus les rapports en $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour les unités glaciaires du transect BJ.

En résumé, les résultats de Sm-Nd, pour les tills du transect BJ, montrent la possibilité d'un transport glaciaire ancien enregistré dans la matrice de certaines unités et qui n'est pas discernable dans la stratigraphie des tills de la rivière Harricana. De plus, les résultats apportent des valeurs moyennes représentatives du socle rocheux formant les provinces du Supérieur et du Grenville. Ces résultats définissent donc des valeurs $\epsilon_{Nd(0)}$ globales pour ces différentes provinces géologiques qui s'avèrent être très utiles pour les travaux de reconstitution paléoclimatique. L'objectif de ces travaux est de définir la source du matériel transporté par la glace de mer lors d'épisodes importants de bouleversements climatiques liés à l'effondrement de la calotte Laurentidienne, Groenlandaise ou Scandinave, notamment pour les événements de Heinrich (Heinrich, 1988; Broecker et al. 1992; Bond et al., 1992). L'identification d'une telle source rocheuse permet dès lors de contraindre la zone par laquelle s'est effectuée cette vidange et l'influence respective des différents inlandsis dans ces changements (Farmer et al., 2003; Hemming et al., 2000; 2002).

5.6 Résultats des analyses en Ar-Ar

La figure 5.8 montre la répartition des grains de hornblende des différents échantillons selon les classes d'âge établies. Une distribution bimodale se dessine dans la répartition des âges des grains de hornblende : un premier ensemble dominant centré autour de 2,65-2,75 Ga, typique des âges de la province du Supérieur. Un deuxième ensemble centré autour de 1,03-1,16 Ga, témoignant de l'érosion glaciaire du socle Grenvillien (Hammer et al., 1999). Globalement, le contenu de la matrice en hornblende semble respecter les âges du socle sur lequel les unités glaciaires reposent; les deux pôles 07BJ01 (Province du Supérieure) et 07BJ03 (Province de Grenville) sont respectivement dominés par des hornblendes d'âge supérieur et grenvillien. En regardant plus spécifiquement les âges obtenus pour chacun des échantillons, certaines spécificités se dénotent.

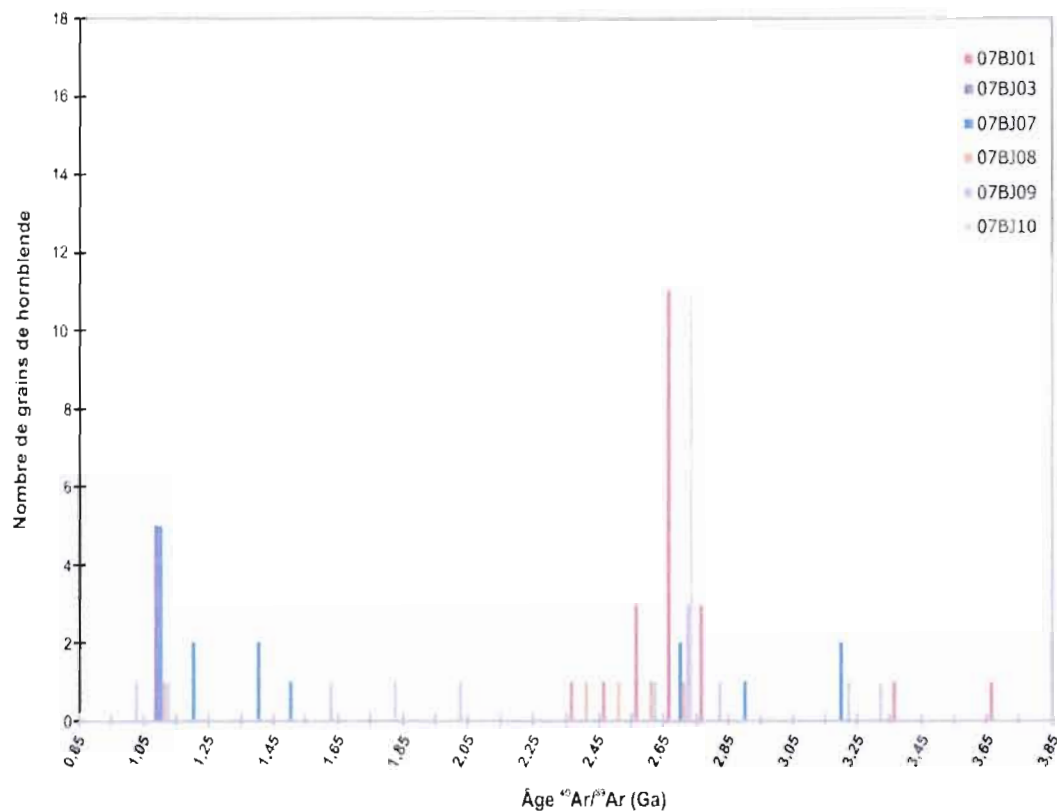


Figure 5.8 Histogramme montrant la répartition des grains datés (N=75) selon les différentes classes d'âge pour tous les échantillons du transect BJ

La figure 5.9 montre la répartition des âges obtenus pour 07BJ01. Comme préalablement expliqué, les minéraux datés pour cet échantillon ont des âges essentiellement du Supérieur. La plupart des grains tombent dans la fourchette d'âge comprise entre 2,55 et 2,85 Ga. Deux minéraux sont plus anciens et affichent des âges de 3,35 et 3,56 Ga. La figure 5.10 présente les résultats pour 07BJ03 dont tous les grains datés tombent entre 1,05 et 1,15 Ga, des âges typiques de l'orogénèse grenvillienne.

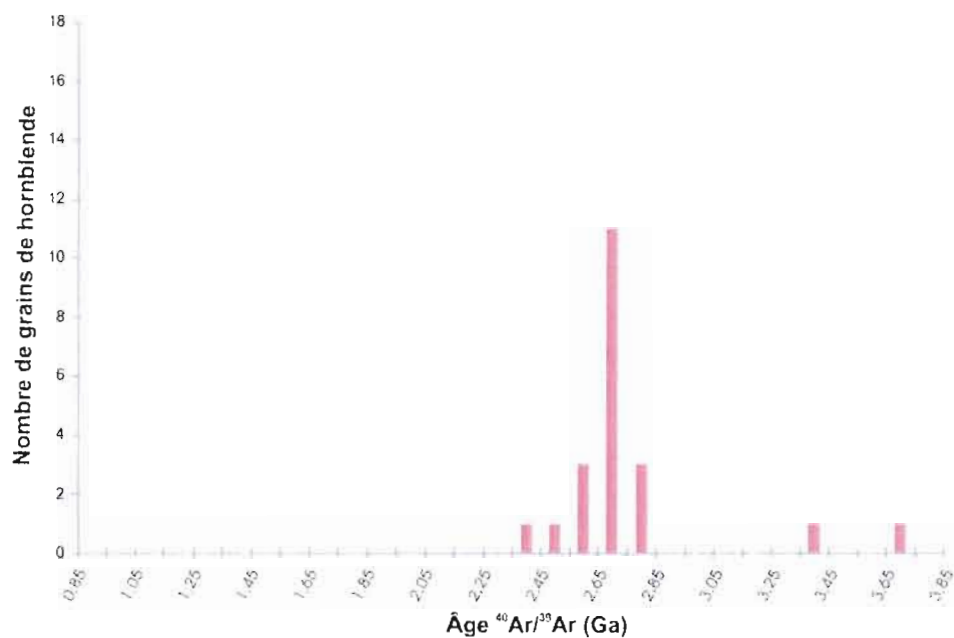


Figure 5.9 Histogramme montrant la répartition des grains datés (N=20) selon les différentes classes d'âge pour l'échantillon 07BJ01, localisé au cœur de la province du Supérieur

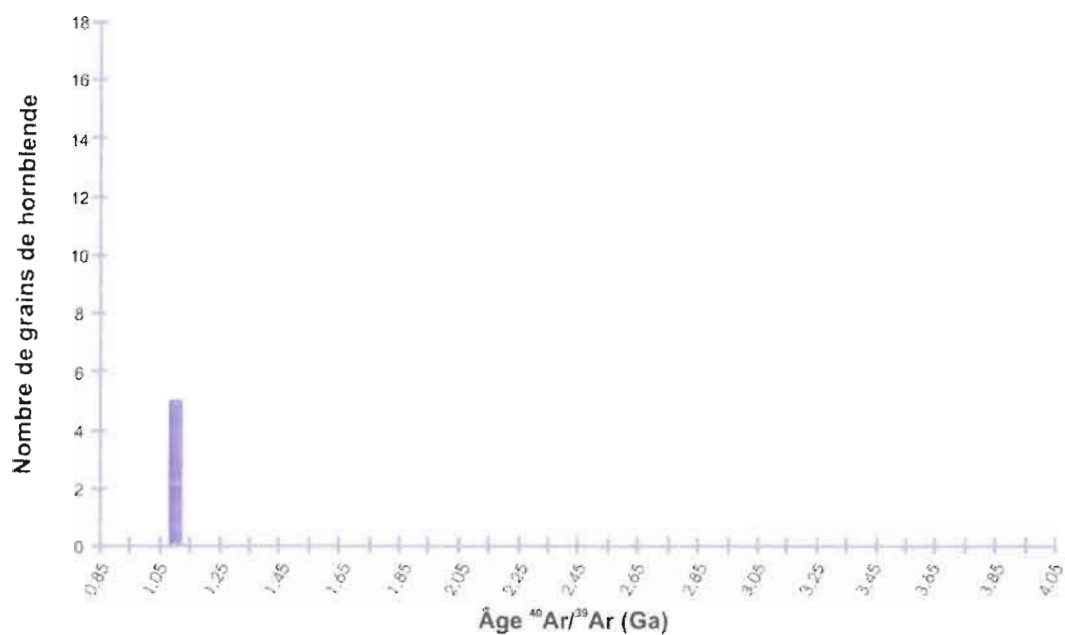


Figure 5.10: Histogramme montrant la répartition des grains datés (N=5) selon les différentes classes d'âge pour l'échantillon 07BJ03, localisé au cœur de la province de Grenville.

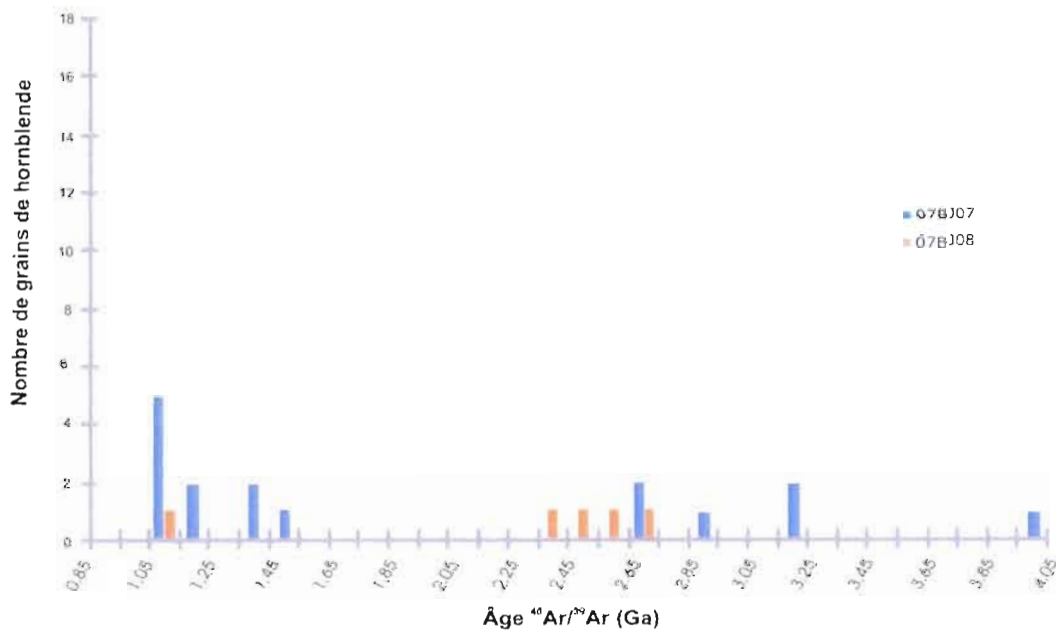


Figure 5.11 Histogramme montrant la répartition des grains datés selon les différentes classes d'âge pour les échantillons 07BJ07 (N=16) et 07BJ08 (N=5), localisés près de la limite nord de la province du Grenville.

L'échantillon 07BJ07 (Figure 5.11) montre deux ensembles d'âges pour les hornblendes analysés. Bien que cet échantillon ait été prélevé sur le socle de Grenville, cinq minéraux ont donné des âges globalement du Supérieur (2,57, 2,64, 2,83, 3,07 et 3,13 Ga) témoignant d'un transport de matériel glaciaire du nord vers le sud. L'échantillon 07BJ08 (Figure 5.11) montre sensiblement le même canevas dans la répartition des âges que 07BJ07 pour les quelques hornblendes datés : un grain d'âge grenvillien (0,98 Ga) et quatre minéraux dont les âges sont plus anciens (2,35, 2,44, 2,52 et 2,55 Ga). Ceci montre encore une fois les évidences de transport glaciaire du nord vers le sud.

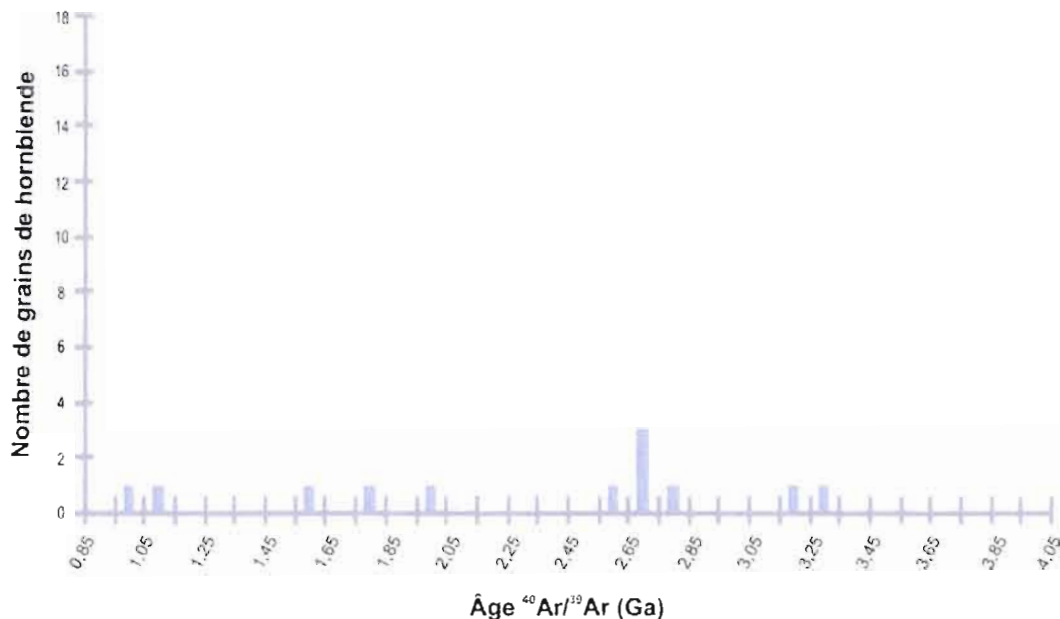


Figure 5.12 Histogramme montrant la répartition des grains datés (N=12) selon les différentes classes d'âge pour l'échantillon 07BJ09, localisé sur la province du Supérieur, tout juste au nord de la limite du Grenville.

Les résultats obtenus pour 07BJ09 (Figure 5.12) sont très intéressants. Reposant sur la province géologique du Supérieur à environ 50 kilomètres au nord de la province de Grenville, cet échantillon semble avoir enregistré les évidences d'un transport glaciaire de matériel du sud vers le nord. Premièrement, les âges obtenus peuvent se regrouper en différents ensembles. Plusieurs hornblendes ont donné des âges compris dans l'intervalle 2,55-2,75 Ga attribuable à la province du Supérieur. Deux autres grains ont donné des âges plus anciens de 3,08 et 3,24 Ga. Un autre ensemble de grains (trois) donnent des âges Paléoproterozoïque et pourraient être l'expression d'un transport de matériel provenant de la fosse du Labrador lors de mouvement de direction nord-est vers le sud-ouest.

Enfin, deux grains ont donné des âges de 0,88 et de 1,03 Ga imputable à du matériel grenvillien. Considérant la technique d'échantillonnage aléatoire des minéraux et la faible probabilité de prélever les grains d'âge grenvillien, ces deux minéraux témoignent donc de la présence de matériel du Mésoproterozoïque transporté sur la province du Supérieur lors d'écoulement glaciaire de direction grossièrement sud-nord. Si toutes les hornblendes de cet

échantillon étaient datées, il est logique de croire que plusieurs d'entre eux auraient un âge semblable.

Plus spécifiquement, ces minéraux supportent donc les évidences d'un mouvement glaciaire ancien vers le nord-ouest identifiées à partir de marques d'érosion sur le pourtour de la baie James et de fabriques de till effectuées sur l'unité glaciaire inférieure de la coupe maîtresse.

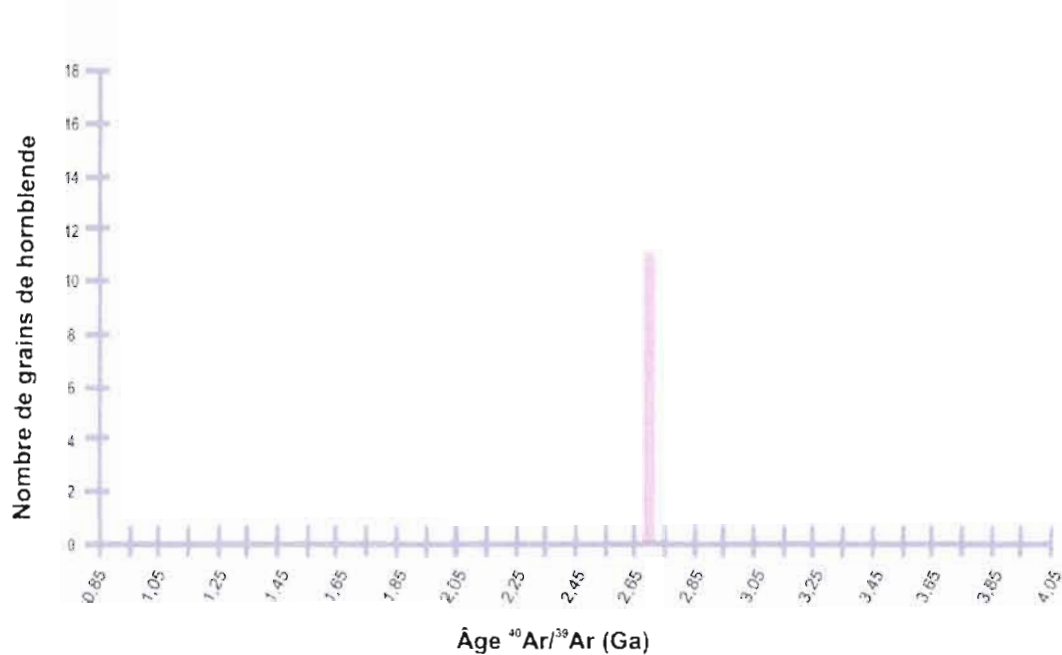


Figure 5.13: Histogramme montrant la répartition des grains datés (N=12) selon les différentes classes d'âge pour l'échantillon 07BJ10.

Pour ce qui est de l'échantillon 07BJ10 (Figure 5.13), tous les minéraux datés ont donné des âges compris dans l'intervalle 2,65-2,75 Ga, caractéristiques de la province du Supérieur.

En résumé, les analyses en Sm-Nd et les datations Ar-Ar effectuées sur les unités glaciaires de la rivière Harricana et du transect BJ apportent plusieurs informations intéressantes. Tout d'abord, les valeurs obtenues en Sm-Nd sur la matrice de certains tills (localisés au cœur des provinces du Grenville ou du Supérieur) permettent d'établir des valeurs types en Sm-Nd d'unités glaciaires provenant de l'érosion de roches de la province de Grenville ou du Supérieur. De plus, pour les tills localisés en bordure de ces provinces géologiques, les valeurs Sm-Nd divergent des résultats de ces pôles et ces divergences peuvent être expliquées par le transport glaciaire de matériel récent ou ancien.

En ce qui attrait aux datations Ar-Ar effectuées sur des hornblendes détritiques prélevées de la matrice des unités glaciaires, les résultats renseignent également sur la source rocheuse, où les minéraux des tills situés sur la province du Supérieur ont des âges de 2,6 Ga alors que les tills situés sur la province du Grenville donnent des âges autour de 1 Ga. Pour les échantillons situés près de la limite entre ces deux provinces géologiques, les âges des hornblendes contenus dans la matrice témoignent, comme dans le cas des analyses en Sm-Nd, du transport glaciaire de matériel ancien ou récent. On remarque notamment un mouvement vers le nord-ouest qui vient donc supporter les indices d'un tel déplacement décrits à partir des marques d'érosion sur le bouclier et des traînées de dispersion palimpseste (Veillette et Pomares, 1991; Veillette, 1995; Veillette et al. 1999 et Parent et al. 1995;1996). Plus spécifiquement, ces résultats supportent les évidences d'un mouvement glaciaire ancien vers le nord-ouest identifiées à partir de marques d'érosion sur le pourtour de la baie James et de fabriques de till effectuées sur l'unité glaciaire inférieure de la coupe maîtresse (rivière Harricana). Néanmoins, il faudrait réaliser beaucoup plus d'analyses sur un nombre plus important d'échantillons pour tirer des conclusions quant à la position précise du dôme du Québec-Labrador au nord ou au sud du lac Mistassini.

CHAPITRE VI

GÉOCHRONOLOGIE

Un des principaux objectifs de ce projet de recherche est de raffiner la chronologie des différents événements quaternaires et, plus particulièrement, de tenter d'établir des contraintes temporelles pour les événements glaciaires de la zone d'étude et par extension, du nord du Québec. Des échantillons ont donc été sélectionnés pour fin de datations au radiocarbone et par luminescence optique. Les méthodes et les résultats sont présentés dans ce chapitre.

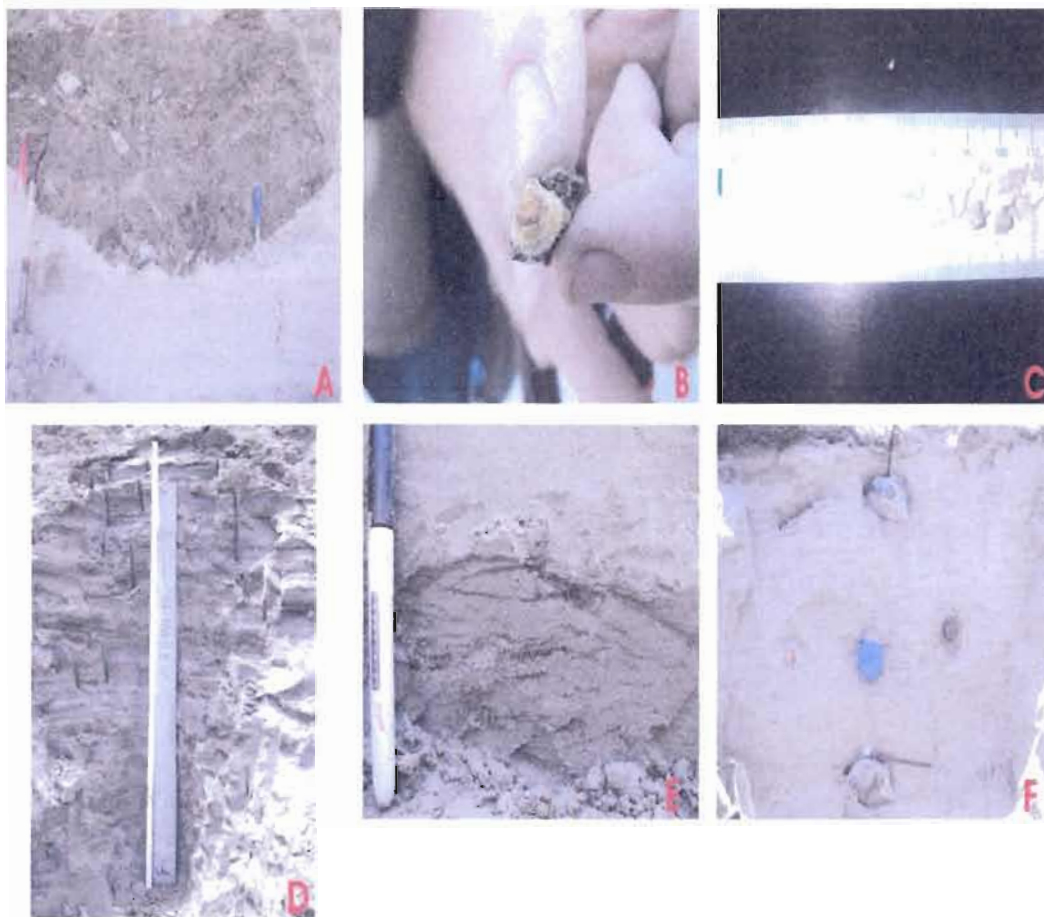


Figure 6.1 Photos des échantillons pour fins de datation. A) Vue générale de l'unité glaciaire de Cochrane où ont été échantillonnées les coquilles (06HA15), coupe maîtresse. B) Zoom sur un des spécimens de coquille, coupe maîtresse. C) Zoom sur toutes les coquilles trouvées dans l'unité glaciaire de Cochrane, coupe maîtresse. D) Échantillon de rythmites où fut prélevé l'échantillon 06Ha02V, coupe maîtresse. E) Horizon organique (06HA28), base de la coupe aux castors. F) Échantillonnage pour la luminescence optique (06HA30), base de la coupe aux castors.

6.1 Datations au radiocarbone

Des fragments de matière organique provenant de la base de la coupe aux castors ont été envoyés au *Center for Accelerator Mass Spectrometry of Lawrence Livermore National Laboratory de Berkeley* en Californie. L'unité de sables fins dans laquelle les fragments ont été prélevés se retrouve à la base de toutes les coupes étudiées sauf la coupe du fond (Voir colonne stratigraphique de la coupe aux castors, figure 4.16, chapitre IV, section 4.5).

Les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont des valeurs théoriques établies selon la convention de Stuiver et Polach (1977) tout comme la demi-vie ^{14}C utilisée de 5568 ans. Le résultat obtenu est présenté dans le tableau suivant :

Tableau 6.1: Âge radiocarbone obtenu sur l'échantillon 06HA28 provenant de la base de la coupe aux castors, rivière Harricana.

CAMS #	Échantillon	$\delta^{13}\text{C}$	Fraction	\pm	D^{14}C	\pm	âge $^{14}\text{C}(\text{a})$
	Nom		Moderne				
130897	06HA28	-25	0,0003	0,0004	-999,7	0,4	>54800

Deux autres échantillons (06HA02V et 06HA15) provenant de différentes unités de la coupe maîtresse (voir colonne stratigraphique de la coupe maîtresse, figure 4.2, chapitre IV, section 4.1) ont également été envoyés à ce centre de recherche pour fin de datation radiocarbone. L'échantillon 06HA02V provient de l'unité de rythmites massives. Il s'agit en fait de mousses aquatiques prélevées des lits organiques de ces rythmites. Le matériel a été préalablement nettoyé pour enlever la composante minérale. L'échantillon 06HA15 consiste en coquilles de *Hiatella arctica* prélevées dans l'unité glaciaire de Cochrane au sommet de la stratigraphie de la coupe maîtresse. Les âges obtenus sont présentés dans le tableau 6.2:

Tableau 6.2 : Âges radiocarbones obtenus sur les échantillons 06HA02V et 06HA15 provenant respectivement du centre et du sommet de la stratigraphie de la coupe maîtresse, rivière Harricana.

CAMS #	Échantillon	$\delta^{13}\text{C}$	Fraction	\pm	$\delta^{14}\text{C}$	\pm	âge $^{14}\text{C(a)}$	\pm
	Nom		Moderne					
138990	06HA02V	-25	0,0331	0,0007	-966,9	0,7	27370	160
138966	06HA15	-1	0,3692	0,0015	-630,8	1,5	8005	35

6.2 Datation par luminescence optique

Les sédiments de la coupe aux castors, d'où a été prélevée la matière organique, ont également été datés par luminescence optique en collaboration avec le Dr Michel Lamothe du laboratoire LUX du département de Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'Université du Québec à Montréal. La portée chronologique de cette méthode étant plus importante que la méthode par radiocarbone, l'objectif était d'obtenir une limite temporelle absolue pour la base de la stratigraphie de la rivière Harricana.

6.2.1 Principe physique de la méthode de datation par luminescence optique

Le principe physique à la base de cette méthode est basé sur l'imperfection de la structure cristalline des minéraux qui contient toujours de nombreux défauts. Lorsqu'il y a irradiation d'un minéral, une partie de l'énergie reçue est véhiculée par le biais des électrons selon les niveaux d'énergie accessibles. Dans le cas d'un cristal parfait, les niveaux d'énergie avec lesquels pourrait interagir l'électron seraient soit aux niveaux de valence des atomes présents dans le solide ou soit, pour des niveaux d'énergie très élevés (Aitken, 1998). La présence de défauts ou de pièges dans un minéral permet l'interaction énergétique de l'électron avec un niveau intermédiaire par lequel il ne participe ni à la conduction électrique ni aux échanges de valence des atomes : il est piégé. La quantité d'électron piégé est fonction du temps d'ensevelissement du minéral et de la concentration en élément radioactif du milieu. (Aitken, 1998).

En effet, dans un milieu naturel, les minéraux sont soumis de façon constante à la radiation naturelle de leur environnement. La désintégration de différents isotopes radioactifs (U_{238} , Th_{232} , K_{40}) permet d'ioniser certains atomes et les électrons ainsi libérés viendront remplir les défauts minéralogiques. Bien que les radiations cosmiques jouent également un rôle dans ce processus, elles sont considérées comme relativement mineures et leur contribution, à la dose annuelle, peut être estimée par rapport à la position latitudinale et longitudinale du site étudié.

Si par la suite on excite thermiquement ou optiquement un minéral, les électrons piégés pourront être libérés et se recombinaison à un autre défaut cristallin. Lors de cette recombinaison, un photon peut-être émis. La quantité de lumière émise par un minéral est naturellement proportionnelle à la quantité de charges préalablement piégées. La mesure de ce flux en laboratoire permet de déterminer la paléodose par comparaison entre la luminescence naturelle d'une partie de l'échantillon (aliquote) et la luminescence induite par une source radioactive à un autre aliquote (Huntley et al., 1985).

En fait, la paléodose mesurée devrait être fonction de la durée de l'enfouissement du minéral, s'il a bien été remis à zéro. L'âge est obtenu par l'équation générale suivante :

$$\hat{\text{Age}} = \text{Paléodose (Gy)} / \text{Dose annuelle (Gy/Ka)}$$

où la paléodose correspond à la quantité de radiation à induire pour que le taux soit égal à celui acquis entre la remise à zéro et la durée de son ensevelissement.

La dose annuelle représente le taux de radiation naturelle dans le milieu sédimentaire. L'âge est fonction de cette mesure car le taux avec lequel les électrons sont piégés dans un minéral est fondamentalement dépendant du flux radiatif auquel ce même minéral est exposé. Les minéraux les plus fréquemment utilisés en datation par luminescence sont les quartzs et les feldspaths, chacun possédant leurs qualités propres.

Les avantages des feldspaths sont les suivants (Huntley et Lamothe, 2001):

- Intensité de la luminescence supérieure à celle du quartz. La luminescence piégée dans les minéraux de quartz est parfois trop faible pour les capacités analytiques des appareils;
- Les feldspaths permettent de dater des échantillons plus vieux étant donné que leur niveau de saturation est plus élevé;
- Il est possible de mesurer la luminescence des feldspaths en présence d'autres minéraux car eux seuls sont sensibles au rayonnement infrarouge;

Les avantages du quartz vont comme suit (Huntley et Lamothe, 2001):

- Les minéraux de quartz sont extrêmement résistants à l'altération ce qui fait qu'on les retrouve dans tous les environnements géologiques;
- La remise à zéro demande une exposition et une intensité lumineuse moins importante que pour les grains de feldspath;
- Le quartz n'est pas affecté par l'aperte du signal luminescent, phénomène communément appelé «*fading*».

Dans la majorité des sites soumis à des analyses chronologiques par luminescence optique au Canada, le signal luminescent du quartz n'est pas assez fort pour être utilisé comme chronomètre. Dans le présent projet, c'est à l'aide des feldspaths que la datation fut réalisée.

6.2.2 Mesure de la paléodose : méthode par régénération

Cette méthode consiste à remettre à zéro tous les aliquotes exceptés ceux sur lesquels seront mesurés la luminescence naturelle. Les aliquotes remis à zéro seront soumis à des doses croissantes de radiation en laboratoire. La paléodose est obtenue par comparaison directe entre la luminescence naturelle et la luminescence induite aux aliquotes en laboratoire. Cette technique permet de construire une courbe de croissance fonction de l'intensité lumineuse en fonction des doses induites en laboratoire. Afin de corriger les variations de sensibilité entre les aliquotes, chaque mesure a été normalisée par la luminosité induite d'une intensité fixe.

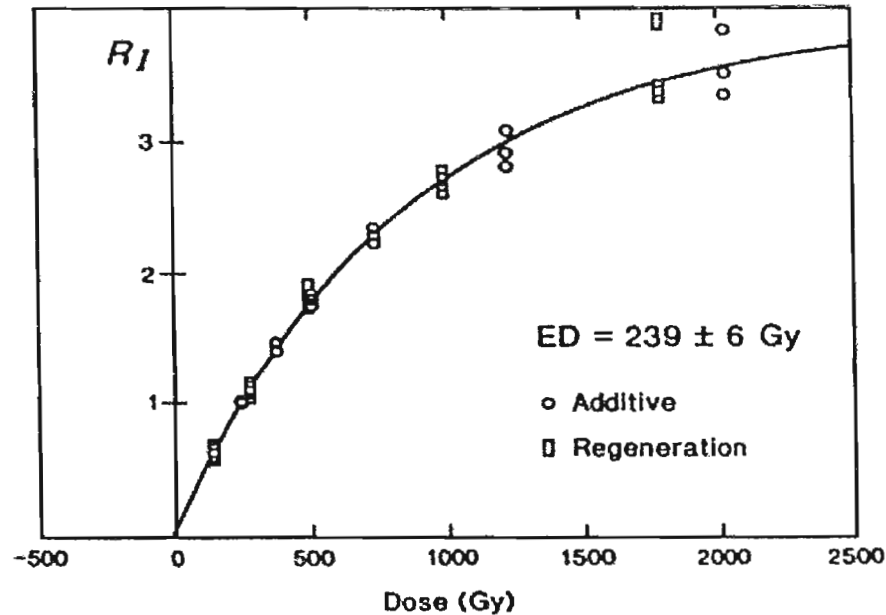


Figure 6.2 : Détermination de la dose équivalente selon la méthode par régénération, d'après Balescu et al., 2001.

6.2.3 Mesure de la dose annuelle

La dose annuelle se détermine par la mesure de plusieurs paramètres soit *in situ* (à l'aide d'un dosimètre) ou en laboratoire. Il faut, dans un premier temps, déterminer la concentration du milieu en éléments radiogéniques principalement l'uranium, le thorium et le potassium. La désintégration radioactive de ces éléments constitue une bonne proportion de l'irradiation naturelle reçue par les minéraux. De plus, il importe d'évaluer la concentration interne en éléments radiogéniques des minéraux ainsi que la dose imputable au rayonnement cosmique. Certains minéraux comme le zircon, la monazite, l'apatite et parfois les feldspaths peuvent avoir des concentrations exceptionnellement élevées en thorium, uranium ou potassium induisant une composante radiative interne (Aitken, 1998).

Un autre paramètre problématique à déterminer est la teneur en eau de l'échantillon. La détermination absolue de cette variable en laboratoire est aisée mais la réalité physique de la mesure et son extrapolation à travers la durée de l'enfouissement est difficile à évaluer. Il est

clair que pendant son histoire, le sédiment aura connu différentes conditions hydriques; couverture de glace, mise en place d'étendues d'eau durant la déglaciation ou conditions hydrologiques actuelles. L'incertitude engendrée par cette variabilité peut être importante dans la quantification de la dose annuelle. En effet, l'eau joue le rôle d'un filtre et absorbe une partie du rayonnement radiogénique. Plus le contenu en eau d'un sédiment est élevé au cours de son histoire moins la dose reçue sera importante.

Finalement, il faut également mesurer séparément la contribution des particules alpha. Ceci est dû au fait que pour une même quantité d'énergie absorbée, les particules alpha sont moins efficaces à induire un signal luminescent que les autres types de radiation (Aitken, 1998).

La mesure de la dose annuelle sera donc la somme de ces différentes composantes et est le plus souvent exprimée en Gy/Ka.

6.2.4 Problèmes associés à la méthode OSL

Il y a deux grands axiomes sur lequel repose cette méthode:

- 1) Le fait que l'on considère que les électrons piégés le demeurent pour plusieurs milliers d'années;
- 2) Les minéraux ont été presque parfaitement remis à zéro avant leur enfouissement.

Les incertitudes inhérentes à cette méthode sont souvent associées à ces deux grandes hypothèses.

Il est assumé que les pièges retiennent les électrons sur une longue période bien qu'il demeure possible que certains s'échappent au cours du temps. Par ailleurs, le nombre de pièges d'un minéral est considéré constant à travers le temps bien que sous une forte irradiation, il peut arriver que de nouvelles imperfections soient formées (Aitken, 1998).

De plus, il arrive fréquemment que le matériel à dater ne soit pas bien remis à zéro. Démontrer qu'un échantillon a été complètement remis à zéro demeure difficile (Lamothe et

Auclair, 1999). La paléodose mesurée comportera donc souvent une proportion héritée d'un ensevelissement plus ancien ce qui entraînera une surestimation de l'âge du dépôt.

Une autre incertitude vient d'un phénomène communément appelé «*anomalous fading*». Ce phénomène affecte la capacité de rétention des pièges de certains minéraux, notamment les feldspaths et les zircons, à retenir les charges bien que celles-ci semblent d'une profondeur adéquate et d'une stabilité relativement bonne. Lorsque ce phénomène se présente dans un échantillon, il y a forcément une sous-estimation de l'âge obtenu et un facteur de correction doit être appliqué. Cette manifestation résulterait de la perte de charges sur une échelle de temps plus rapide que celle envisagée pour le type de pièges (Lamothe et Auclair, 1999).

La détermination de la valeur de «*g*» («*anomalous fading*») est difficile car il s'agit de mesurer une perte de signal induit en laboratoire avec quelques heures voire quelques jours de délai représentant un très faible pourcentage du signal par décade que l'on extrapole sur toute la durée de l'ensevelissement. L'influence de cette mesure sur la détermination de l'âge est très importante. Des transferts thermiques et autres formes de recombinaison au moment de la lecture de la luminescence sur l'appareil peuvent également jouer un rôle dans la sous-estimation ou la surestimation du résultat.

Finalement, il est parfois possible d'observer des déséquilibres dans les teneurs en uranium par rapport aux teneurs en thorium; ceci étant dû à la capacité de l'uranium à être lessivé. Un tel déséquilibre va entraîner une sous-estimation de la dose annuelle et conséquemment, la surestimation de l'âge de l'échantillon.

6.2.5 Correction de «fading»

Plusieurs méthodes de correction ont été suggérées afin de pallier cette problématique. La méthode du calcul de *g* (Huntley et Lamothe, 2001) est basée sur la mesure de la perte du signal de luminescence par décade où une décade correspond à un temps donné en base logarithmique 10 depuis l'irradiation. Elle fait intervenir le postulat physique suivant :

$$I_f/I_o = T_f/T_o$$

où I_f est l'intensité du signal affecté par le *fading*, I_o est l'intensité de luminescence avant *fading*, T_f est l'âge mesuré et T_o est l'âge vrai du système.

En mesurant successivement l'intensité du signal après différents délais, on peut établir la courbe montrant l'intensité du signal en fonction du temps depuis l'irradiation. Le taux de variation de la courbe de tendance correspond à la valeur de g soit le % du signal instable ou perdu par décade.

L'avantage de cette méthode est que le « fading » peut-être corrigé sur un simple aliquote. Cependant, cette méthode ne peut être appliquée qu'à la partie linéaire de la courbe de croissance d'un échantillon.

La méthode DRC (Dose Rate Correction) permet de s'affranchir de la nécessité de linéarité du signal. Elle repose sur l'idée que la proportion du signal luminescent stable, pour des échantillons artificiellement irradiés, est calculée comme une fonction du taux de «fading» g mesuré, de la dose induite en laboratoire ainsi que de la dose annuelle dans le milieu de sédimentation (Lamothe et al., 2003).

Ceci se traduit par l'équation suivante :

$$I_f = I_o * \left[1 - g \log \left(\frac{1}{e} \frac{D_{lab}}{D_{soil}} \right) \right]$$

où I_f est l'intensité du signal affecté par le «fading», I_o est l'intensité de luminescence avant «fading», g est la valeur de «fading». Une fonction logarithmique permettant de déterminer I_f en fonction de la dose induite par une source radioactive en laboratoire (D_{lab}) et de la dose annuelle dans le sédiment (D_{soil}) constitue le dernier terme de l'équation. Pour un échantillon saturé, si on lui induit une forte dose dans une source, la différence d'intensité entre

l'intensité naturelle saturée et l'intensité induite en laboratoire devrait donc correspondre aux pièges instables et donc à l'intensité du signal sujette au «*fading*» (Lamothe et al., 2003). L'intérêt de cette méthode est qu'elle permet de corriger les échantillons pour un large spectre d'âge.

6.2.6 Contexte stratigraphique et échantillonnage

Les échantillons datés furent prélevés sur les abords de la rivière Harricana dans des unités de sables et silts fluviaux montrant nombre de rides de courant (voir colonnes stratigraphiques des coupes maîtresses et aux castors, chapitre IV). Quatre spécimens (06HA05, 06HA07, 06HA14, 06HA30) furent échantillonnés sur lesquels seulement deux ont été analysés (06HA07, 06HA30) et seulement un fut daté (06HA30). La remise à zéro de l'échantillon 06HA07 s'est avérée déficiente après quelques mesures et la poursuite des analyses sur cet échantillon a dû être abandonnée.

L'échantillon 06HA30 fut prélevé dans une unité de sables fins reposant en contact franc sur des argiles massives à la base de la coupe aux castors (pour la description détaillée de la stratigraphie de la coupe aux castors, voir chapitre IV, section 4.3).

Beaucoup de rides de courant, de lits entrecroisés et de matière organique disséminée étaient visibles. Les rides de courant montraient un drainage normal (vers l'ouest-nord-ouest, moyenne: 292°). L'unité était en contact supérieur avec des rythmites qui composaient le reste de la coupe jusqu'au sommet.

6.2.7 Préparation des échantillons : Séparation et échantillonnage des feldspaths

Les échantillons furent premièrement tamisés afin d'isoler les fractions comprises entre 150-250 μm puis attaqués à l'acide chlorhydrique afin d'y éliminer la composante calcaire. Du matériel résultant, les feldspaths furent séparés, des autres silicates, à partir d'une liqueur dense (< 2,58) de polytungstate de sodium. À partir des feldspaths isolés, des

aliquotes (24 par échantillon) furent montés sur des disques en aluminium et collés à l'aide d'un aérosol de silicone.

6.2.8 Mesure de la luminescence naturelle et construction de la courbe de croissance

La séquence générale de lecture consistait à la succession d'étapes suivantes pour la mesure de la luminescence naturelle, selon le protocole décrit par Lamothe (2004) :

- Préchauffe d'une heure dans un four à 200 °C;
- Lecture de la luminescence naturelle (L_n) sur l'appareil « *Daybreak* » à cent milli-secondes et cent canaux;
- « *Bleach* » d'une heure sous une lampe halogène solaire (Sol 2);
- Irradiation de 28.75 Gy dans une source gamma soit la « test dose » pour normalisation;
- Préchauffe d'une heure dans un four à 200 °C;
- Lecture de la luminescence induite (T_n) sur l'appareil « *Daybreak* » à cent milli-secondes et cent canaux;

Pour la construction de la courbe de croissance, plusieurs irradiations de dose différente furent réalisées sur les échantillons : 70 Gy, 250 Gy, 350 Gy, 460 Gy, 740 Gy et 940 Gy.

La séquence générale de lecture allait comme suit :

- « *Bleach* » d'une heure sous une lampe solaire (Sol 2);
- Irradiation d'une dose de x Gy dans une source gamma;
- Préchauffe d'une heure dans un four à 200 °C;
- Lecture de la luminescence induite (L_x) sur l'appareil « *Daybreak* » à cent milli-secondes et cent canaux;
- « *Bleach* » d'une heure sous une lampe halogène solaire (Sol 2);
- Irradiation de 28.75 Gy dans une source gamma soit la test dose pour normalisation;

- Lecture de la luminescence induite (Tx) sur l'appareil « *Daybreak* » à cent milli-secondes et cent canaux;

6.2.9 Détermination du taux de « fading »

Pour la détermination du taux de « fading », plusieurs mesures ont été effectuées. La méthode consistait à induire une dose à l'échantillon, à mesurer ensuite la luminescence par «*short-shine*» avec un délai croissant entre les lectures. Les mesures ont été effectuées avec quatre délais différents (sans délai, 48 heures, 7 jours et 25 jours).

- « *Bleach* » d'une heure sous une lampe solaire (Sol 2);
- Irradiation de 28.75 Gy dans une source gamma;
- Préchauffé d'une heure dans un four à 200 °C;
- Délai de lecture;
- Lecture de la luminescence induite (Lx) sur l'appareil « *Daybreak* » à cent milli-secondes et cent canaux;
- « *Bleach* » d'une heure sous une lampe halogène solaire (Sol 2);
- Irradiation de 28.75 Gy dans une source gamma soit la test dose pour normalisation;
- Lecture de la luminescence induite (Tx) sur l'appareil « *Daybreak* » à cent milli-secondes et cent canaux;

6.2.10 Analyse des résultats

Dès les premiers résultats préliminaires, la décision fut prise de poursuivre les analyses avec seulement 06HA30 étant donné que les mesures effectuées sur 06HA07 montraient hors de tout doute la non remise à zéro de cet échantillon (voir annexe E pour les résultats obtenus sur 06HA07). Les résultats suivants ne concernent que l'échantillon 06HA30

6.2.11 Dose annuelle

La détermination de la dose annuelle de l'échantillon 06HA30 s'est faite en plusieurs étapes : l'analyse des éléments radiogéniques (U, Th, K) à l'université de Montréal, la mesure de la contribution des particules alpha au laboratoire LUX et la détermination de la teneur en eau moyenne de l'échantillon au cours du temps

Tableau 6.3 Mesure de la concentration des principaux éléments radiogéniques dans l'échantillon 06HA30.

Analyses INAA	U [ppm]	Th [ppm]	K [%]
Erreur relative [$\pm\%$] :	10	6	3,2
Ext	0,3	2,3	1,65
«Kut high»	0,4	2,2	1,46
«Kut low»	0,4	2,2	1,75

Tableau 6.4 Estimation de la dose interne en K dans les feldspaths et évaluation de la contribution cosmique.

		Erreur
K interne [%]	12,5	0,4
Valeur a	0,1	0,03
Dose cosmique [Gy / ka]	0,15	0,045

Les valeurs obtenues montrent un déséquilibre entre les concentrations d'uranium et de thorium explicable par la capacité de l'uranium à se mettre en solution dans l'eau contrairement au thorium (Tableau 6.3). Une partie de l'uranium du milieu a donc pu être lessivé au cours du temps.

Les valeurs internes en potassium dans les feldspaths et la contribution du rayonnement cosmique furent évaluées et déterminées suivant les caractéristiques du milieu. La valeur de la teneur en eau mesurée est égale à 4,4% et de 35% à saturation. La teneur fut finalement fixée à 30%. La dose annuelle calculée s'élève donc à 2.21 +/- 0.15 Gy/ Ka pour l'échantillon 06HA30.

6.2.12 Paléodose ou dose équivalente

Les données furent obtenues à partir de multiples aliquotes (N=32) sur un appareil de lecture de type « *Daybreak 1100* ». Les résultats des mesures L_n/T_n et L_x/T_x sont présentés en appendice E. Les résultats obtenus montraient une très bonne reproductibilité. L'histogramme qui suit montre la distribution et la répartition des mesures effectuées. La subtile bimodalité qui se dessine peut témoigner d'une remise à zéro partielle de certains grains.

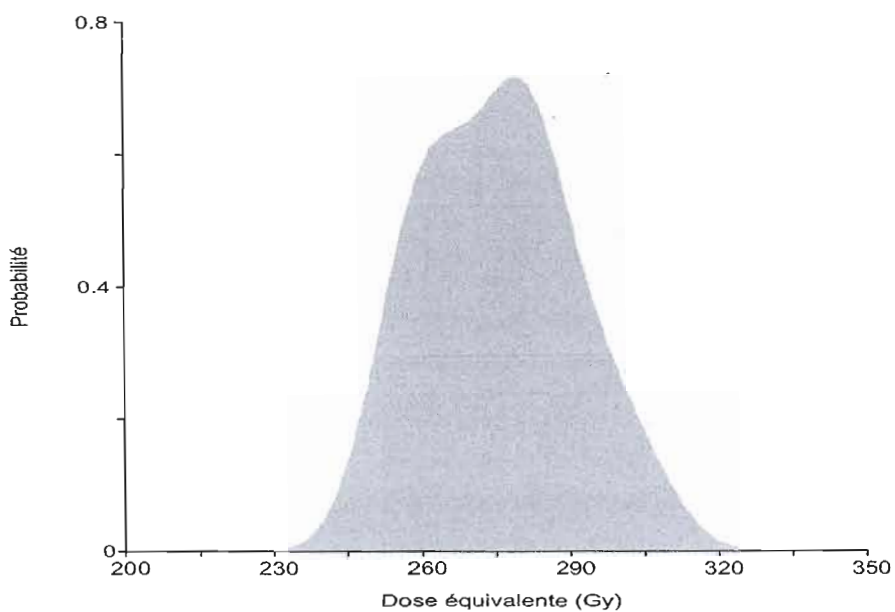


Figure 6.3: Histogramme de répartition des doses équivalentes mesurées (N=32).

Malgré tout la distribution est bien centrée sur la moyenne qui s'élève à 282 ± 5 Gy. Le signal luminescent de cet échantillon est relativement élevé de l'ordre de la dizaine de million de coups par seconde. En tenant en compte de la faible dose annuelle mesurée, cet échantillon semble épouser l'hypothèse chronologique initiale déduite des évidences stratigraphiques et de la chronologie relative soit un âge interstadiaire ou interglaciaire.

6.2.13 Détermination du taux de « fading »

Le « fading » fut déterminé en mesurant le signal luminescent pour une dose donnée avec différents délais.

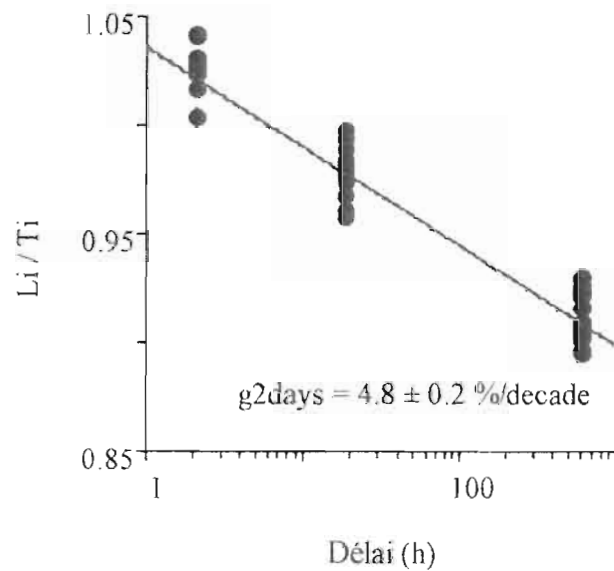


Figure 6.4 : Détermination du taux de « fading » 06HA30

La valeur obtenue est de $4.8 \pm 0.2\%$ de signal instable par décade. Plusieurs réplicas furent réalisés et la reproductibilité des résultats est bonne. L'incertitude quant à la reproductibilité de la valeur g est la principale source d'erreur dans la détermination de l'âge de l'échantillon 06HA30.

6.2.14 Construction de la courbe de croissance

La courbe de croissance de l'échantillon 06HA30 a été construite à partir de six doses induites dans une source gamma : 70, 250, 350, 460, 740, 950 Gy

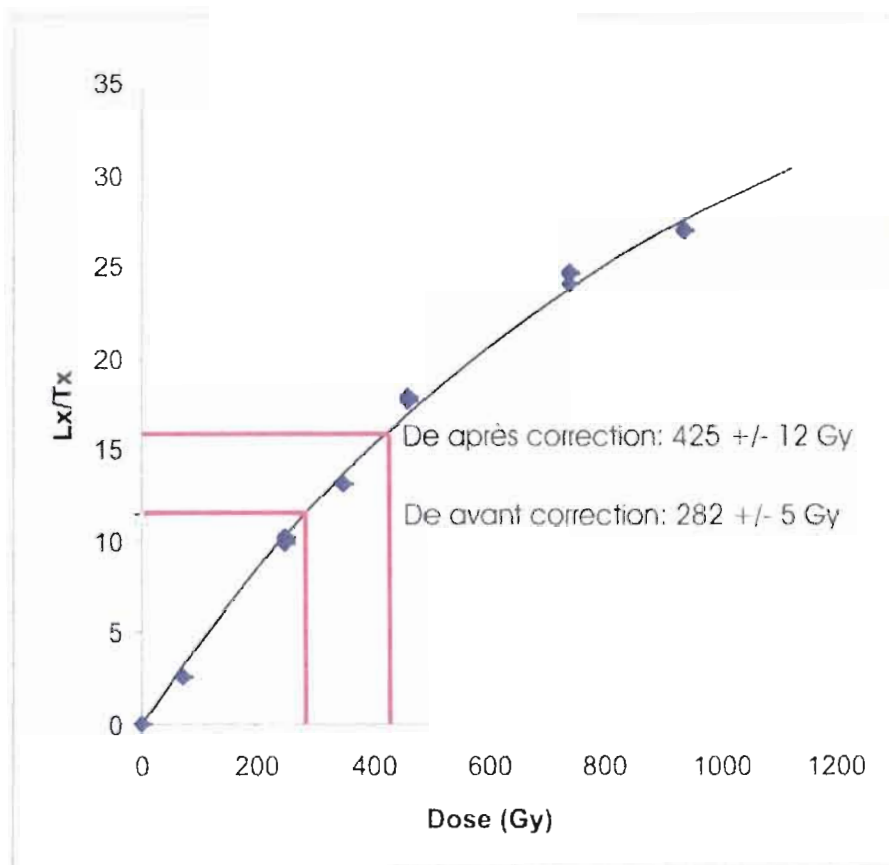


Figure 6.5: Courbe de croissance de l'échantillon 06HA30.

La figure 6.5 montre la valeur de la dose équivalente une fois la correction de « *fading* » appliquée. Cette dose s'élève, après correction, à 425 +/- 12 Gy

6.2.15 Calcul de l'âge de 06HA30

Comme expliqué dans une précédente section, l'équation pour le calcul de l'âge en luminescence optique est relativement simple

$$\hat{\text{Age}} = \text{Paléodose (Gy)} / \text{Dose annuelle (Gy/Ka)}$$

En remplaçant les valeurs mesurées en laboratoire dans cette équation, l'âge de l'échantillon s'élève à 192 +/- 19 ka.

6.3 Discussion des résultats et conclusion

6.3.1 Résultats ^{14}C

L'âge infini obtenu, >54800 ans, pour les fragments organiques donne une limite chronologique inférieure préliminaire pour la stratigraphie de la rivière Harricana. Les événements répertoriés sont au moins plus anciens que le stade isotopique 3 selon l'âge radiocarbone.

L'âge radiocarbone obtenu pour le matériel organique disséminée dans les rythmites (06HA02V) est de 27370 ± 160 ans. Il serait très étonnant d'imaginer que les basses terres de la baie James furent libres de glace à cette époque (fin du stade isotopique 3). Ceci impliquerait que la calotte laurentidienne n'aurait mis qu'environ 7000 à 8000 ans pour atteindre son extension maximale depuis les basses terres. Stuiver et al.(1963) ont obtenu un âge de > 45 ka sur ces mêmes rythmites environ un kilomètre en amont de la présente zone d'étude. Elle serait selon lui corrélable avec le membre lacustre de la formation de Missinaibi. L'âge non fini obtenu serait simplement dû aux limites de la méthode par radiocarbone.

Dans le cas de l'âge de 27 ka obtenu dans la présente recherche, il est clair que cet âge est difficile à envisager selon les considérations préalablement expliquées. Les évidences d'un remaniement de matériel ancien ou de l'incorporation de tel matériel semblent absentes. La mousse aquatique datée est confinée à certains horizons et apparaît en place ou non remaniée. L'âge n'a donc pas été surestimé par l'incorporation de matériel organique ancien. Il semble logique de croire qu'il y ait peut-être eu de la contamination avec du carbone récent lors de l'échantillonnage de la matière organique des rythmites. Bien que plusieurs précautions aient été prises, il fut difficile d'isoler la matière organique sans contact avec l'environnement extérieur et donc sans contamination. Il est donc fort probable que l'âge a été sous-estimé.

Si l'on considère une telle contamination et donc un âge radiocarbone infini pour l'unité de rythmites, une limite chronologique relative pourrait tout de même lui être attribuée. Selon le

contexte stratigraphique et sédimentologique ainsi que les résultats de Stuiver et al.(1963), elle pourrait être l'équivalent du membre lacustre de la Formation de Missinaibi, donc du stade isotopique 5 (Sangamonien).

Les coquilles prélevées de l'unité glaciaire de Cochrane ont donné un âge fini de 8005 ± 35 ans. L'activité de ces courants de glace est généralement attribuée à une période de 1000 à 1500 ans précédant la transgression de la Mer de Tyrell (Veillette, 1997). Il semble étonnant de retrouver des coquilles marines de Tyrell dans une séquence glaciaire de Cochrane étant donné que l'incursion de celle-ci est datée à 7900 ans (Barber et al, 1999). La présence de ces coquilles pourrait attester soit d'un épisode tardif de crue de Cochrane ou plutôt d'une incursion partielle et précoce de matériel marin précédant l'incursion majeure de 7900 ans. Clarke et al. (2004) présente les résultats de la modélisation de l'événement de drainage précédant l'incursion marine de la Mer de Tyrell et avance la possibilité de drainage épisodique sous-glaciaire devançant l'événement final lors de la connexion entre le lac proglaciaire et la Mer de Tyrell. Selon ce scénario, il est pertinent d'envisager que des échanges de matériel, par exemple des coquilles marines, aient eu lieu entre le bassin glaciolacustre du lac Ojibway et la Mer de Tyrell, avant l'incursion totale de celle-ci. Les coquilles trouvées dans le Till de Cochrane pourraient donc témoigner de ces apports de matériel.

6.3.1 Résultats par luminescence optique

Le résultat obtenu, par luminescence optique, est quelque peu surprenant et intéressant. Étant donné que les données sédimentologiques et stratigraphiques témoignent d'un dépôt en période non-glaciaire (drainage normal, présence de matière organique, position stratigraphique), l'âge de l'échantillon devrait être corrélable à un interstade (stade isotopique 3) ou interglaciaire (stade isotopique 5 ou 7).

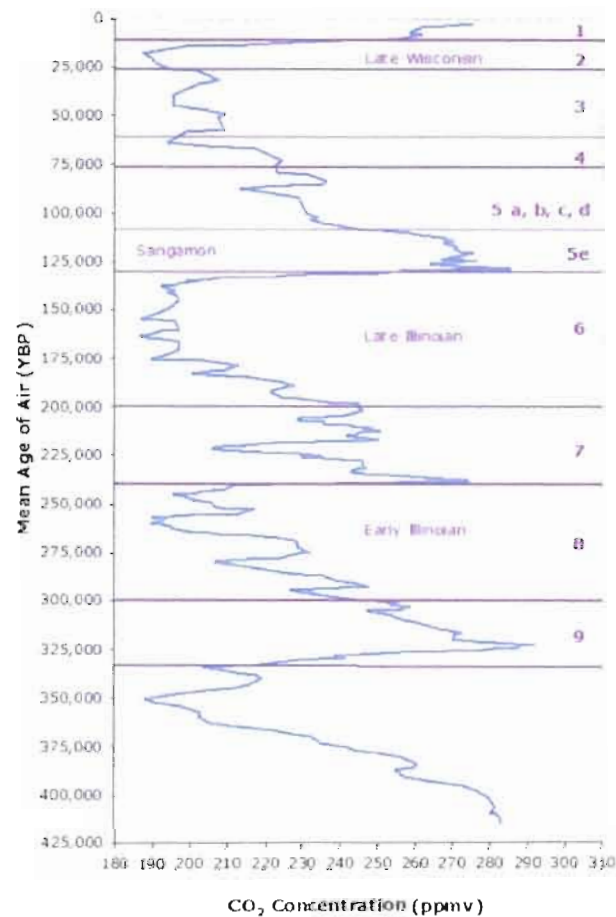


Figure 6.6 Stades isotopiques déterminés à partir d'une carotte de glace du forage de Vostok, d'après Barnola et al., 2003.

La présence de matière organique et de macro-restes permet d'éliminer l'inter-stade trois car il est improbable qu'il y ait eu recolonisation végétale, même partielle, vers cette période

Selon l'âge déterminé et son incertitude, l'échantillon 06HA30 serait plutôt du stade 7. Peu d'évidences de sédiments de cet âge sont connues à ce jour et il est clair que certaines incertitudes demeurent quant à l'exactitude de ce résultat. Néanmoins, la forte reproductibilité des mesures de luminescence naturelle (Lx/Tn) et induite (Lx/Tx) ainsi que le grand nombre de mesures effectuées apportent rigueur et confiance à cet âge.

De plus, Thorleifson et al. (1992a) et Wyatt (1989) ont démontré la présence d'au moins deux séquences inter-glaciaires pré-holocènes dans les basses terres de la Baie James à partir des ratios en acide aminé (Chapitre II, section 2.3) bien que ces résultats soient à prendre avec circonspection (voir chapitre II, section 2.3). La séquence datée pourrait donc s'avérer être un témoin d'une petite fenêtre temporelle exceptionnelle de la période interglaciaire du stade isotopique 7.

CHAPITRE VII

SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE LA RIVIÈRE HARRICANA ET CORRÉLATIONS RÉGIONALES

7.1 Corrélation des unités non-glaciaires et glaciaires du bassin de la rivière Harricana

Les corrélations entre les différentes coupes investiguées reposent sur la présence d'horizons marqueurs qui peuvent être tracés le long des rives de la rivière Harricana. L'unité d'argiles massives est présente à la base de chaque coupe. De plus, sauf dans le cas de la coupe du fond, une unité de sables fins et silt, avec parfois de la matière organique disséminée, surmonte partout cette unité. Bien que les faciès sédimentaires de cette unité varient quelque peu d'une coupe à l'autre, toutes les mesures de paléo-courant effectuées montrent un drainage vers le nord-ouest, similaire à celui que l'on observe aujourd'hui.

L'unité de rythmites indurées est également un bon marqueur stratigraphique. Présente sur quatre des cinq coupes (sauf la coupe du fond), elle est plus ou moins puissante selon les coupes mais aisément corrélable de part la compaction, le peu de déformation et les ressemblances sédimentologiques au sein des différentes séquences.

La séquence de déglaciation, constituée de gros blocs, graviers et sables, apparaît sur quatre des cinq coupes et presque toujours à la même position stratigraphique, soit au sommet; l'unité de la coupe du fond est par contre surmontée par le Till de Cochrane. L'origine de cette séquence est difficile à identifier. Elle pourrait être attribuable à la mise en place de chenaux tardifs drainant les eaux de fonte lors de la phase finale de déglaciation.

Outre le cas de la coupe maîtresse, les autres coupes possèdent au maximum deux unités glaciaires, ou aucune dans le cas de la coupe aux castors. Les corrélations stratigraphiques des tills entre ces coupes ne sont pas simples à établir et reposent principalement sur la position stratigraphique des tills par rapport aux unités non-glaciaires décrites précédemment, ainsi que sur la composition lithologique des tills. Les données en Sm-Nd indiquent que tous les tills de la rivière Harricana ont des roches sources provenant de la province géologique du Supérieur. Les analyses en Sm-Nd ont montré d'importantes différences entre les valeurs des diverses unités glaciaires. Ces variations reflètent l'érosion de sources rocheuses différentes et traduisent donc des mouvements glaciaires de directions différentes. La composition lithologique des tills montrent aussi des variations importantes. Le Till de Cochrane est riche en clastes sédimentaires de la plate-forme d'Hudson et en grauwacke des îles Belcher par rapport aux autres tills. Pour les autres unités glaciaires, les variations du contenu en clastes dans les différentes catégories lithologiques se font dans des proportions variant entre les ensembles des roches plutoniques et métamorphiques et des roches sédimentaires de la plate-forme. Peu de bons traceurs lithologiques sont présents en périphérie de la zone d'étude. La pétrologie des clastes et les autres analyses de composition des tills apportent tout de même des informations sommaires quant aux directions d'écoulement, particulièrement lorsque qu'elles sont jumelées aux résultats de fabriques de till, permettant ainsi d'établir des corrélations entre certaines unités.

Dans la coupe maîtresse, quatre unités distinctes de tills ont été identifiées. Le till inférieur a révélé une fabrique de till suggérant une direction d'écoulement vers le nord-ouest (278°) et une provenance des clastes de plus de 50% de la province du Supérieur et de 35% de la plate-forme d'Hudson. Cette unité contient la plus faible proportion de clastes de la Formation d'Omarrolluk (Prest et al., 2000). Comparativement avec des unités glaciaires de directions est-sud-est comme le Till de Cochrane, les grauwackes sont en proportion de 1% dans le till inférieur pour environ 10% pour le till de Cochrane. De plus, la matrice des unités de Cochrane est dominée à plus de 70% par des clastes de la plate-forme d'Hudson pour moins de 40% dans le cas du till inférieur. Aucune autre évidence de cette unité glaciaire n'a été répertoriée sur les autres coupes.

La fabrique du till médian suggère une direction d'écoulement ouest-sud-ouest (254°) et le contenu en clastes provient principalement de la plate-forme d'Hudson (60%) pour 30% de clastes d'origine ignées et métamorphiques. La forte teneur en clastes paléozoïques s'explique par la présence d'un réentrant des roches de la plate-forme directement en amont (au nord-est) de la zone d'étude (Chapitre I, section 1.3) par rapport à un tel axe d'écoulement. Sur la base de la position stratigraphique, le till inférieur de la coupe triangulaire pourrait être corrélé à ce till, les deux unités reposant directement sur l'unité de varves indurées. De plus, les résultats de fabrique de cette unité montrent également une direction d'écoulement est-ouest (261°). L'origine des clastes de la matrice semble aussi cohérente; le till inférieur de la coupe triangulaire montre également une forte proportion de clastes de la plate-forme (60%).

Les données de fabrique pour le till supérieur de la coupe maîtresse ont montré une direction d'écoulement nord-est sud-ouest (240°). Les clastes de la matrice proviennent de 55% de la plate-forme d'Hudson et de 40 % de la province du Supérieur. Si l'on considère la séquence glaciaire de la coupe « Landing » comme formant deux unités distinctes (Chapitre IV, section 4.4), la partie inférieure de cette unité pourrait être corrélable avec l'unité glaciaire supérieure de la coupe maîtresse. Bien qu'aucune fabrique n'ait été effectuée dans la partie inférieure, le compte des clastes (échantillon 06HA18, chapitre IV, section 4.4) permet d'envisager un dépôt par des glaces s'écoulant du nord-est vers le sud-ouest; la pétrologie des clastes étant dominée par les roches de la plate-forme d'Hudson, ces dernières formant un réentrant de bonne superficie au nord-est de la zone d'étude (Chapitre I, section 1.3). De plus, tout comme dans le cas du till supérieur, l'échantillon 06HA18 montre des enrichissements pour les mêmes éléments, soit le chrome, le zinc et le nickel.

Le till de Cochrane est présent sur pratiquement toutes les coupes sauf à la coupe aux castors. Les données de fabrique et celles du contenu en clastes sont cohérentes entre les différentes unités. Le till le plus au sommet de la coupe maîtresse, la partie supérieure du till de la coupe « Landing », le till du sommet de la coupe triangulaire devraient donc tous avoir pour origine les événements de Cochrane. Dans les trois cas, les clastes sont dominés par les roches de la plate-forme d'Hudson, la granulométrie de la matrice est fortement argileuse et le contenu en

carbone inorganique élevé. Pour ce qui est de l'unité glaciaire de la coupe du fond, toutes les caractéristiques des tills de Cochrane préalablement cités sont réunies. Sa position stratigraphique diverge toutefois des trois autres unités précédemment corrélées; les trois autres sont situées sous l'unité de déglaciation de sables, graviers et blocs alors que le till de la coupe du fond est positionné au-dessus. Il faut cependant tenir compte qu'au moins 3 récurrences glaciaires de Cochrane ont été répertoriées dans la région d'étude (Hardy, 1976). Il est donc possible que les sables et graviers de déglaciation aient été mis en place avant l'une des crues de Cochrane. Fait à noter également, les coquilles marines ont été trouvées uniquement dans l'unité de la coupe maîtresse. La Figure 7.1 montre une synthèse des corrélations entre les différentes coupes investiguées.

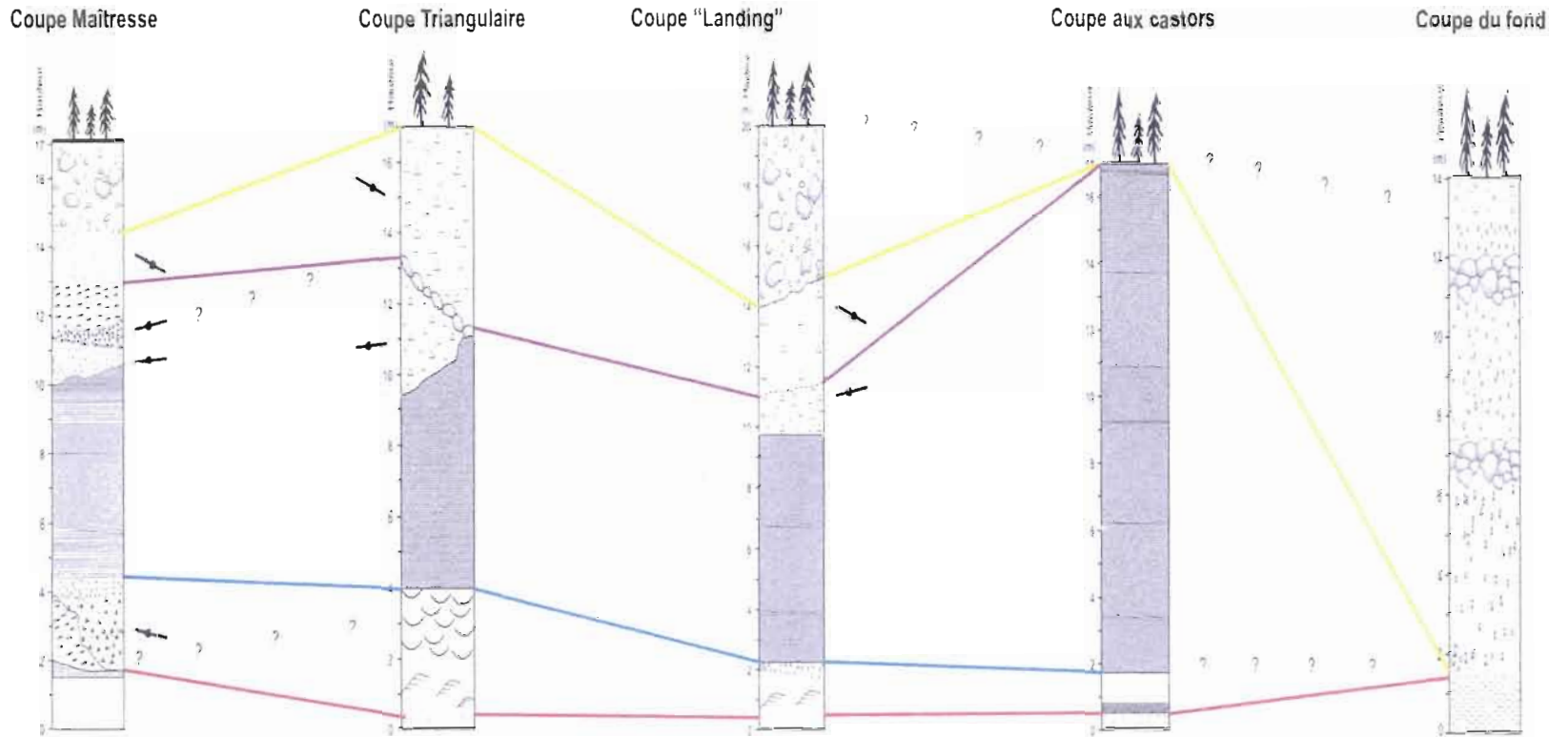


Figure 7.1 Synthèse des corrélations entre les différentes coupes investiguées sur la rivière Harricana.

7.2 Cadre chronostratigraphique des séquences glaciaires de la rivière Harricana

Globalement, nos investigations indiquent que la stratigraphie du bassin de la rivière Harricana consiste en au moins 4 unités de till distinctes. Une unité argileuse lacustre rythmée de plus de dix mètres sépare le till inférieur des trois autres tills. Cette séquence de sédiments glaciaires et glaciolacustres repose sur des sables fluviaux contenant par endroits des fragments de bois et de la matière organique disséminée. Ces sables organiques fluviaux surmontent une séquence d'argiles massives qui affleure au niveau de la rivière et dont le contact inférieur n'a pu être observé. Outre les corrélations entre les différentes unités, la question principale demeure de savoir quand ces événements ont eu lieu? Plusieurs éléments de réponse peuvent être déduits des âges au radiocarbone et de luminescence optique obtenus sur les séquences non-glaciaires, ainsi qu'à partir du cadre géographique de la région d'étude.

Premièrement, étant donné que les coupes occupent l'ancien centre géographique de l'inlandis, la présence de matière organique dans une unité sédimentaire implique une sévère réduction du volume des glaces continentales, et donc fort probablement une période interglaciaire ou inter-stadiaire. L'âge ^{14}C obtenu (>54800 ans) sur des brindilles de l'unité fluviale de base indique que ces sédiments n'appartiennent pas à l'interstade 3, lequel correspond à la dernière réduction importante des glaces continentales reconnue avant le dernier maximum glaciaire. De plus, les mesures de paléocourants dans cette unité ont montré un drainage vers le nord, donc un réseau hydrographique libre de glace. La base de la stratigraphie de la rivière Harricana appartient donc bien à une période interglaciaire mais laquelle?

L'âge fini obtenu par luminescence optique sur des sables fluviaux nous donne une limite chronologique inférieure pour la stratigraphie de la rivière Harricana. L'âge de 192 ± 19 Ka correspond à la fin de l'interglaciaire associé au stade isotopique 7 (ou encore au début de la glaciation Illinoienne, c'est-à-dire au stade isotopique 6). Des travaux parallèles, sur la rivière Nottaway, ont montré l'existence d'une unité non-glaciaire de même composition et en position stratigraphique similaire. Des datations par luminescence optique et par U-Th de

bois fossiles de sédiments pré-Holocène ont cependant, toutes deux, révélé un âge correspondant à la fin du stade isotopique 5e (Allard et al., 2007). Comme préalablement expliqué, suite aux investigations de Skinner (1973), des travaux dans le bassin de la rivière Moose ont indiqué la présence d'au moins deux unités interglaciaires pré-Holocènes dans le bassin des basses-terres de la baie James (Thorleifson et al., 1992a; voir chapitre II, section 2.3). Les datations de la rivière Harricana et de la rivière Nottaway semblent confirmer ces résultats. Ces données tendent à démontrer que durant les périodes interglaciaires, les sédiments non-glaciaires se mettent en place à une élévation correspondant au niveau de base de la rivière, tout comme on peut l'observer au cours du présent interglaciaire.

L'âge ^{14}C obtenu (27370 ± 160 ans) sur de la matière organique reflète probablement, comme préalablement expliqué au chapitre VI, une sous-estimation causée par la contamination avec du carbone récent lors de l'échantillonnage. Une séquence glaciolacustre similaire a été identifiée du côté ontarien des basses terres de la baie James (Skinner, 1973). Dans le bassin de la rivière Moose, ces sédiments glaciolacustres affleurent de façon importante et sont la plupart du temps en contact avec d'autres unités non-glaciaires interprétées comme étant les autres membres de la formation de Missinaibi (voir chapitre II, section 2.3). Bien que dans le cas de la rivière Harricana, les rythmites ne soient pas en contact avec les autres membres fluviatiles, marins ou terrestres, ces rythmites pourraient être l'équivalent du membre glaciolacustre de la Formation de Missinaibi de part leur puissance et autres caractéristiques (compactes et légèrement déformées). Skinner (1973) a associé ces rythmites à l'interruption du drainage par l'avancée d'une glace à quelque part dans le bassin de la baie d'Hudson à la fin de l'interglaciaire Sangamonien.

Ce scénario implique un hiatus important entre l'unité de sables fluviatiles inférieurs (fin stade 7) et les rythmites en position stratigraphique supérieure (fin stade 5). Ce hiatus correspond fort probablement à la phase érosive ayant permis la mise en place de l'unité glaciaire (till inférieur) qui sépare ces sables fluviatiles et ces rythmites d'englaciation. Dans ce contexte, l'âge de ce till correspond soit à la glaciation du stade 6 (Illinoienne) ou à la croissance initiale de la calotte Laurentidienne au cours du stade 5, lequel montre des variations $\delta^{18}\text{O}$ importantes en plus de variations drastiques du niveau marin caractéristique

de période rapide de croissance des glaces continentales comme celle reconnue suite à l'optimum climatique du stade 5 e.

Bien que l'attribution de ce till au stade 6 soit le scénario le plus simple, d'autres considérations suggèrent une autre interprétation. Les données d'écoulement du till inférieur de la rivière Harricana indiquent un mouvement vers le nord-ouest. La chronologie relative des écoulements glaciaires à partir de mesure de stries indique que le premier mouvement glaciaire à avoir affecté le bassin de la baie James et les régions adjacentes était en fait un mouvement vers le nord-ouest. De plus, la qualité de la préservation de ces surfaces striées indique que ce mouvement n'a pas subi d'épisode d'altération important (Veillette et al., 1999). Si le mouvement nord-ouest était associé à la glaciation du stade 6, les surfaces d'érosion auraient été soumises à une altération importante au cours de l'interglaciaire Sangamonien, ce qui n'a pas été observé jusqu'à maintenant. Dans ce contexte, ces observations suggèrent que le till inférieur est fort probablement associé à la dernière glaciation, et le contexte stratigraphique suggère qu'il appartient à un épisode de croissance précoce de la calotte Laurentidienne. Premièrement, la mise en place de ce till aurait érodé les membres marins et fluviaux du stade 5e. Des conditions glaciaires, au cours de ce stade, sont suggérées par la présence de rythmites ou varves associées à la Formation de Missinaibi lesquelles nécessitent une avancée glaciaire provoquant l'arrêt du drainage dans le secteur de la baie d'Hudson (Déroit d'Hudson). Ceci aurait permis l'accumulation d'une séquence glaciolacustre considérable que l'on retrouve de part et d'autre de la baie James, comme celle de la rivière Harricana.

Alternativement, si l'on ne considère pas l'âge obtenu par luminescence, les sables fluviaux de la base pourraient être attribués à une sédimentation au cours du stade 5e. Ce scénario implique pratiquement les mêmes conjectures pour expliquer la présence de l'unité glaciaire inférieure entre les sables et les rythmites soit l'érosion par le till inférieur d'une partie des dépôts interglaciaires marins et terrestres, le blocage du drainage par les glaces et la sédimentation des rythmites à la fin du stade 5.

Selon Veillette et al. (1999) et Veillette (2004), la croissance du dôme du Labrador-Québec aurait pris place dans les hautes terres des Laurentides au sud du front du Grenville, à quelques centaines de km au sud-est de la région d'étude. Enfin, on peut noter qu'un till en position stratigraphique équivalente a également été suggéré par Thorleifson et al. (1992a) dans le centre-nord des basses-terres de la baie d'Hudson, en Ontario.

Les unités glaciaires sus-jacentes appartiennent par conséquent à la glaciation wisconsinienne *sensu stricto* et à l'évolution spatio-temporelle du dôme de dispersion du Labrador-Québec (voir section 7.3). Le till médian représenterait donc une phase d'expansion importante de la calotte au Wisconsinien inférieur, tandis que le till supérieur correspondrait aux mouvements extensifs du dernier maximum glaciaire. Le Till(s) de Cochrane est associé aux différents épisodes de la déglaciation et à la réavancée du dôme résiduel d'Hudson dans les eaux du Lac Ojibway. Finalement, les sables fins du sommet de la coupe maîtresse témoignent de la déglaciation finale (direction des paléocourants vers le sud) et attestent de l'accumulation des eaux de fonte dans la dépression isostatique ayant formé par la suite le Lac Ojibway. La figure 7.2 fait la synthèse du cadre chronostratigraphique de la rivière Harricana.

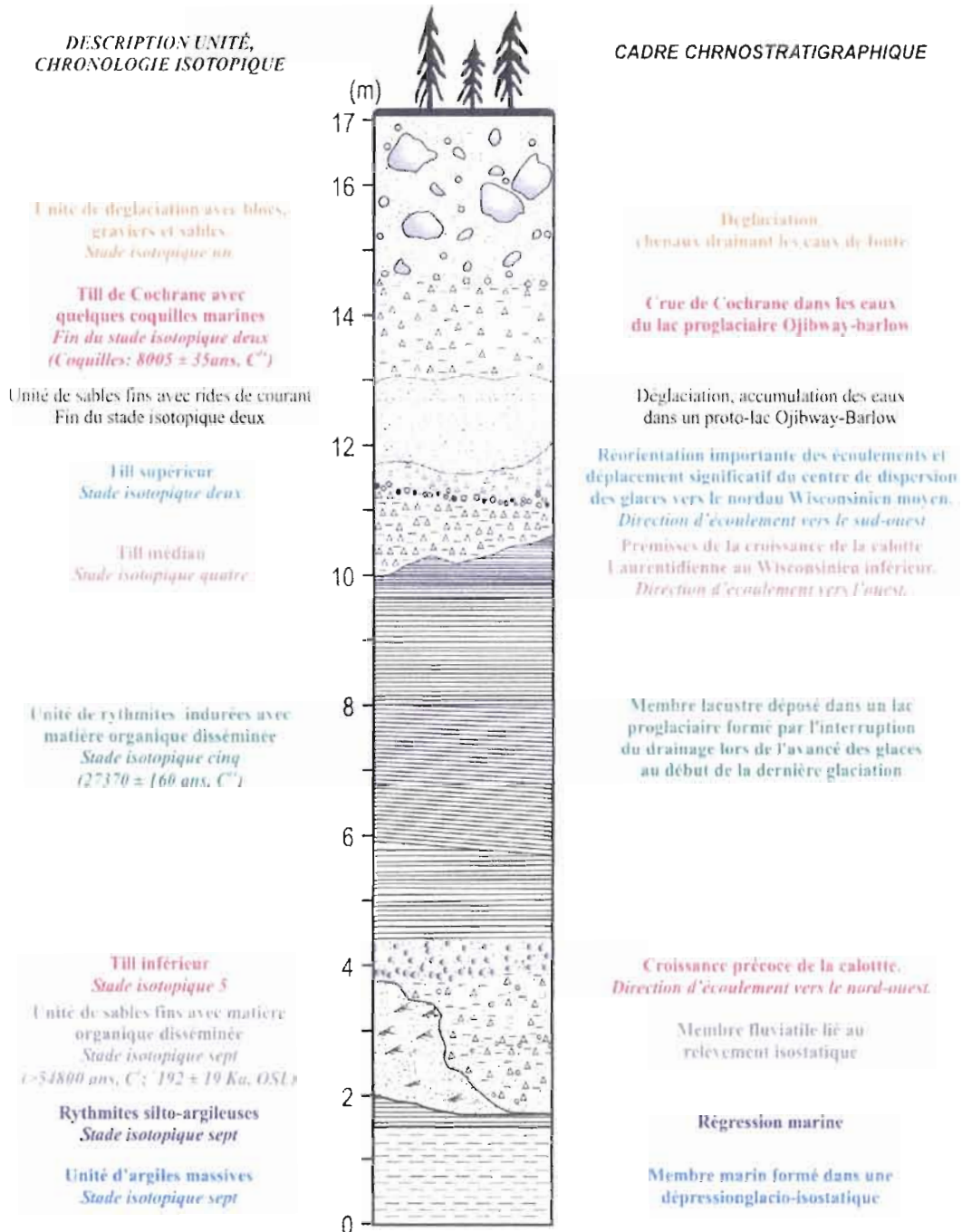


Figure 7.2 : Cadre chronostratigraphique des unités glaciaires et non-glaciaires, rivière Harricana.

7.3 Chronologie relative des écoulements glaciaires du nord-ouest du Québec et les mouvements glaciaires documentés de la stratigraphie de la rivière Harricana

Les mouvements glaciaires répertoriés à partir de surfaces rocheuses striées pour le secteur du Labrador-Québec et à partir des tills pour les basses terres de la baie James montrent de fortes similarités. Par contre, la chronologie relative ainsi que l'interprétation entourant leur origine divergent, principalement dans le cas du mouvement ancien de direction nord-ouest (Veillette, 1995; Veillette et al., 1999; Parent et al., 1995., 1996; Thorleifson et al., 1992b).

Les indices de l'ancien mouvement vers le nord-ouest ont été répertoriés principalement à partir de marques d'érosion glaciaire pour le secteur du Québec-Labrador. Aucune unité glaciaire ou évidence sédimentaire d'un tel déplacement n'avait été identifiée dans les basses terres de la baie James par Skinner (1973). Cependant, plus loin, dans les basses terres de la baie d'Hudson, des évidences de ce mouvement ont été rapportés pour le till de Rocksand du bassin des rivières Severn-Winisk (Thorleifson et al., 1992b) et pour le till d'Amery dans le bassin de la rivière Nelson (Roy, 1998). En plus de la fabrique réalisée dans le till inférieur de la coupe maîtresse et de la pétrologie des clastes de la matrice, les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectuées sur des grains de hornblendes détritiques de la matrice d'unités glaciaires de surface, ont également montré les évidences d'un tel mouvement (voir Chapitre V).

D'un point de vue chronologique, selon Veillette (1995), Veillette et al. (1999) et Parent et al. (1995, 1996), ce mouvement nord-ouest serait lié à une phase d'expansion précoce de la calotte Laurentidienne au Wisconsinien inférieur, en raison principalement de l'état de préservation exceptionnel des marques d'érosion glaciaire où ont été mesurés les différents écoulements, lesquelles ne laissent pas supposer l'exposition à une période interglaciaire ancienne. Thorleifson et al. (1992a) propose plutôt deux autres éventualités. ce mouvement serait lié soit à la croissance initiale de la calotte Laurentidienne durant le stade isotopique 5 (5d ou 5b) ou serait la manifestation d'une ancienne glaciation d'âge illinoien (stade 6).

Dans cette étude, ce mouvement ancien vers le nord-ouest est associé au till inférieur. Bien que ce till soit en contact direct avec l'unité de base associée au stade 7, nos données et autres observations suggèrent qu'il aurait été déposé durant les oscillations climatiques froides du stade 5 plutôt qu'au cours de la glaciation du stade 6. Comme précédemment expliqué, la préservation et la qualité des enregistrements de stries de direction nord-ouest rendent difficile de concevoir qu'elles aient pu subir l'altération d'une période interglaciaire complète. Bien qu'il semble étonnant d'imaginer un hiatus sédimentaire aussi important entre la base (stade 7) de la coupe et cette unité glaciaire, la stratigraphie quaternaire continentale ne représente, la plupart du temps, qu'une fenêtre temporelle fragmentaire. Cette unité pourrait donc être le reliquat d'une période de croissance précoce de la calotte lors de fluctuations climatiques du stade 5.

Le till médian, dont l'écoulement est orienté globalement vers l'ouest, pourrait être d'âge Wisconsinien inférieur et témoignerait ainsi des prémices de l'expansion massive de la calotte laurentidienne au Wisconsinien inférieur. Par la suite, les écoulements glaciaires auraient subi une réorientation importante passant d'une direction d'écoulement est-ouest vers un mouvement extensif vers le sud-ouest, dénotant ainsi un déplacement significatif du centre de dispersion des glaces vers le nord (Veillette et al., 1999) et souligné par la mise en place du till supérieur. Bien qu'aucune chronologie absolue ne soit établie, il est fort probable que ce mouvement s'inscrive comme étant le mouvement dominant, lors du dernier maximum glaciaire, du dôme du Labrador-Québec.

Enfin, le till sommital de la stratigraphie de la rivière Harricana apparaît être la manifestation d'un des épisodes des crues de Cochrane de par sa position stratigraphique, l'orientation de son écoulement, ainsi que la composition lithologique des clastes de la matrice.

7.4 Corrélations régionales entre les basses terres de la Baie James et de la Baie d'Hudson

Le tableau 7.1 présente une tentative de corrélation entre les unités glaciaires et non-glaciaires des basses terres de la baie James et de la région adjacente des basses terres de la baie d'Hudson en Ontario. Traditionnellement, la stratigraphie des basses terres de la baie James a toujours été articulée autour de la supposition selon laquelle les enregistrements sédimentaires du bassin de la rivière Moose ne renfermaient qu'une seule séquence interglaciaire pré-Holocène, soit la formation de Missinaibi (Skinner, 1973). Cette idée a fortement influencé la stratigraphie quaternaire durant près de vingt ans. Aujourd'hui, plusieurs indices portent plutôt à croire qu'il y aurait plus d'une de ces séquences de type Missinaibi préservées dans les basses terres (voir chapitre II, section 2.3). On remarque notamment la présence de sédiments marins avec des valeurs d'acides aminés très différentes, suggérant qu'il existe à tout le moins deux épisodes interglaciaires dans la région, représenté par la Mer de Prest et par la Mer de Bell, laquelle est habituellement associée à la formation de Missinaibi (Thorleifson et al., 1992a; Wyatt, 1989). Les résultats obtenus sur les différentes séquences non-glaciaires de la rivière Harricana et Nottaway tendent à confirmer ces résultats. Néanmoins, peu d'évidences d'unités non-glaciaires du stade 7 ont été répertoriées dans ces régions, outre l'unité fluviatile de sables fins formant la base de la stratigraphie de la rivière Harricana, ou encore un paléosol le long de la rivière Nelson au Manitoba (Neilsen et al., 1986). Si l'on interprète la formation de Missinaibi comme étant d'âge Sangamonien, les sédiments séparant les unités de till pré-Missinaibi pourraient alors être les évidences d'une mise en place au cours du stade isotopique 7. Ces sables ne renferment cependant aucun matériel organique ou marin, et témoignent fort probablement de fluctuations de la marge glaciaire au cours de la glaciation qui a mis en place ces tills. Il va sans dire que les coupes du bassin de la rivière Moose nécessitent à tout le moins, de nouvelles investigations afin de clarifier ces dissemblances et de vérifier l'existence d'une séquence non-glaciaire pré-Missinaibi.

Des tentatives de corrélations peuvent être établies entre les unités glaciaires et non-glaciaires de la rivière Harricana avec celles des basses terres de la baie James et d'Hudson. Ces

corrélations se limitent ici aux séquences sédimentaires du bassin des rivières Severn et Winisk (Thorleifson et al., 1992b) et de la rivière Moose (Skinner, 1973).

Selon les directions d'écoulement obtenues et sa position stratigraphique, le till inférieur pourrait être associé au till de Rocksand (rivières Severn-Winisk) et, selon les interprétations chronologiques présentées un peu plus haut, la mise en place de ces unités glaciaires par des glaces en provenance du Québec est associée au stade isotopique 5b ou 5d. Skinner (1973) a obtenu des évidences d'un écoulement vers le nord-ouest à partir de stries sur des blocs dans un till mais dû à l'absence d'une autre unité en position supérieure, il a corrélié ce till au till de Kipling.

Il est important de mettre en perspective que les travaux de Skinner ont été réalisés durant une période où l'on supposait que les principaux dômes de dispersion de la calotte laurentidienne ont eu des positions stables durant tout le Wisconsinien (Shilts, 1980). Ceci se reflète fort probablement dans les interprétations d'écoulement des unités glaciaires de la rivière Moose, lesquelles montrent des mouvements uniquement vers le sud-ouest alors que plusieurs indices (blocs striés, stries, etc.) de mouvement vers l'ouest ou le nord-ouest ont été documentés par Skinner (1973). Les interprétations des directions d'écoulement de la rivière Moose doivent donc être évalués avec un certain recul. Dans cette optique, le till III de la rivière Moose est arbitrairement corrélié avec les unités de Rocksand et du till inférieur sur la base de leur position stratigraphique.

Tableau 7.1 Corrélations entre les unités glaciaires des basses terres de la baie James et de la baie d'Hudson.

Rivières Severn-Winisk 1*	Bassin de la Rivière Moose 2*	Rivière Harricana	Datation absolu	Stade isotopique
<i>Post glaciaire</i> dépôt Subaérien dépôt Fluvialite Dépôt Marin Dépôt Glaciolacustre	<i>Post glaciaire</i> dépôt Subaérien dépôt Fluvialite dépôt Marin dépôt Glaciolacustre	<i>Post glaciaire</i> dépôt Fluvialite		1
<i>Glaciation</i> Till Winisk Till Severn Till Sachigo	<i>Glaciation</i> Till de Kipling Sédiments de Friday Creek Till Adam	<i>Glaciation</i> Till de Cochrane Till Supérieur Till Médian	Coquilles dans le till: 8005 ± 35a	2 2 3 4
Sédiments de la rivière Fawn	Formation de Missinaibi dépôt Glaciolacustre	Unité de rythmites massives	Matière organique disséminée : >27370 ± 160 a	5 Fin du stade 5
Till de Rocksand	Till III?	Till Inférieur		5 (B ou D)
	dépôt Subaérien dépôt Fluvialite dépôt Marin <i>Sédiments inter-till</i>	<i>Unité fluvialite de sables fins</i>	OSL: 192 ± 19 Ka Fragments de Bois: >54800 a	5e 5e 7

*Références : 1=Thorleifson et al., 1992a, 2=Skinner, 1973. Modifié d'après Thorleifson et al., 1992b.

Thorleifson et al. (1992b) ont interprété les sédiments non-glaciaires de la rivière Fawn comme ayant été déposés durant le stade isotopique 3 sur la base de datation par thermoluminescence (Forman et al., 1987). Compte tenu du contexte paléogéographique de la région, il propose également comme hypothèse alternative un âge du stade 5d sur la base du contenu pollinique semblable au climat actuel ainsi que par la présence de coléoptères typiques d'un climat tempéré. Ces datations en thermoluminescence datent d'une époque où la méthode était encore à ses balbutiements. Les âges obtenus souffraient fort probablement du phénomène de «fading», un problème intrinsèque à la méthode et qui n'était pas alors

connu (voir chapitre VI). Cette unité est donc ici aussi interprétée comme étant du dernier interglaciaire et corrélée à l'épisode non-glaciaire qui a permis la mise en place des rythmites massives retrouvées sur la rivière Harricana. De plus, la formation de Missinaibi est corrélée à ces dernières unités et proposée comme ayant été déposée durant l'optimum climatique du stade 5 (stade 5e).

Le till médian est corrélé aux tills d'Adam et de Sachigo, respectivement des rivières Moose et Severn-Winisk, sur la base des directions d'écoulement et de sa position stratigraphique. Ces tills sont reliés et astreints à un âge relatif du stade 3 ou 5 (Thorleifson et al., 1992a). Le cadre chronologique avancé ici place la sédimentation de ces unités durant le stade quatre témoignant des premiers stades de croissance et d'expansion de la calotte laurentidienne au Wisconsinien inférieur.

Le till supérieur de la rivière Harricana est ici associé aux tills de Kipling et de Severn. Shilts (1980) souligne l'absence d'évidence d'un tel mouvement au Québec, et propose que ce mouvement se soit effectué le long du flanc d'une ligne de partage des glaces située au-dessus de la baie d'Hudson actif au tardif Wisconsinien. L'absence d'indice au Québec attesterait de la concavité de cette crête le long de son axe. Veillette (1986), Veillette et al. (1999) et Parent et al. (1995, 1996) ont montré, sur la base de marques d'érosion glaciaire et de traînées de dispersion, les preuves d'un mouvement extensif vers le sud-ouest. Bien que la corrélation de ces unités soit de nature spéculative, les données de fabriques similaires ainsi que la position stratigraphique semblables de ces différentes unités permettent ce rapprochement.

Finalement, le Till de Cochrane répertorié sur plusieurs des coupes de la rivière Harricana est corrélé au Till de Winisk. Ces unités expriment la déstabilisation des glaces résiduelles du glacier d'Hudson et leur avancée dans les eaux du lac Ojibway lors de la déglaciation. Malgré qu'aucun équivalent ne soit rapporté dans le bassin de la rivière Moose, certaines unités glaciaires associées au Till de Kipling dans ce secteur sont fort probablement reliées à ces événements.

En résumé, les enregistrements sédimentaires de la rivière Harricana s'étalent sur une fenêtre temporelle allant du stade isotopique 7 jusqu'à l'actuel. Les unités glaciaires présentes témoignent de différentes étapes de la croissance du dôme du Labrador-Québec depuis le dernier interglaciaire; en commençant au cours du stade 5 avec le till inférieur. Le till médian (direction est-ouest) témoigne de la croissance de la calotte au Wisconsinien inférieur, le till supérieur des mouvements extensifs vers le sud-ouest lors du dernier maximum glaciaire et finalement, le till sommital atteste des crues de Cochrane. Les âges obtenus sur l'unité stratigraphique de base, l'unité de rythmites massives et sur des coquilles provenant d'un till du sommet, viennent appuyer les interprétations chronologiques avancées pour ces événements glaciaires.

7.5 Conclusion et ouverture relative au projet

Le présent projet avait pour principal objectif de pallier au manque de contraintes chronologiques sur les différentes séquences glaciaires répertoriées dans les basses terres de la baie James. Plus spécifiquement, de répertorier les différents écoulements glaciaires enregistrés dans les séquences sédimentaires de la rivière Harricana et de mettre ces données en perspective par rapport à la chronologie relative des mouvements identifiés à partir de stries et autres marques d'érosion glaciaire sur le bouclier canadien du nord du Québec. Les campagnes de terrain ont permis d'amasser nombre de données et d'échantillons qui ont fait l'objet d'une vaste gamme d'analyses.

L'utilisation de différentes approches expérimentales complémentaires tant géochimiques, pétrologiques que chronologiques a permis d'aborder la question sous différents aspects. Les résultats obtenus ont permis de peaufiner la compréhension de la dynamique glaciaire au cours du Pléistocène récent pour le nord-ouest du Québec. Les investigations sur le terrain ont montré les évidences d'une succession complexe de différents mouvements glaciaires peu ou pas documentés du côté des basses terres de la baie James en termes d'enregistrement sédimentaire (Chapitre IV). Les analyses géochimiques subséquentes (Sm-Nd, ^{40}Ar - ^{39}Ar) sur ces mêmes unités glaciaires ont montré des évidences de transport ancien, notamment pour le mouvement vers le nord-ouest, en plus de préciser l'utilité de traceurs radiogénique dans les études de provenance d'unités glaciaires du Bouclier canadien (Chapitre V). La chronologie

absolue établie (Chapitre VI) a aidé à clarifier le cadre chronostratigraphique des événements quaternaires de la région d'étude et a permis des tentatives de corrélations avec les enregistrements sédimentaires des basses terres de la baie d'Hudson. Bien que davantage de datations et d'analyses seront nécessaires afin de préciser en détail les différents événements glaciaires et non-glaciaires de cette partie des basses terres de la baie James (notamment pour la séquence de rythmites massives et autres séquences non-glaciaires), les travaux entrepris dans le cadre de ce projet et les résultats en découlant s'avèrent être une pierre de plus ajoutée aux assises de la compréhension de la géologie Quaternaire du nord québécois.

APPENDICE A

ANALYSES EN ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES
SUR LA MATRICE DES UNITÉS GLACIAIRES

Tableau A.1 Contenu en éléments majeurs et traces de la matrice des unités glaciaires de la rivière Harricana.

Element-oxyde				Al2O3	CaO	Fe2O3T	K2O	MgO
Rare analytique	Dilution	Total	Loi	Al_396.153	Ca_317.933	Fe_238.204	K_766.490	Mg_280.271
Unité	analytique	%	%	%	%	%	%	%
Limite Instrumentale				0,00003	0,000003	0,00004	0,00001	0,00005
06HA02	735	100,0	14,6	11,1	10,7	4,18	2,74	5,18
06HA03	717	100,1	14,1	10,6	10,8	3,48	2,63	4,85
06HA04	702	100,0	12,7	11,1	9,59	3,56	2,68	4,52
06HA06	714	99,4	15,6	11,1	11,6	4,13	2,70	5,18
06HA10	718	98,4	13,1	10,3	11,8	3,06	2,51	4,48
06HA11	728	99,5	12,7	9,94	11,5	2,80	2,54	4,50
06HA12	704	99,8	12,8	9,99	11,5	2,90	2,49	4,62
06HA16	690	100,0	15,1	10,8	12,6	3,94	2,61	4,90
06HA17	689	99,8	16,2	10,0	13,8	3,60	2,50	4,99
06HA18	667	99,3	11,1	12,3	6,87	4,22	2,69	3,82
06HA19	690	99,7	14,2	9,86	11,1	2,86	2,54	4,85
06HA22	694	101,0	16,2	9,22	13,2	2,86	2,48	5,76
06HA23	718	99,4	17,7	8,35	14,7	2,37	2,33	6,16
06HA24	700	100,7	18,9	7,96	15,2	2,32	2,32	6,74
06HA25	685	100,8	16,8	8,43	14,7	2,09	2,25	5,88
06HA26	737	98,1	18,5	7,97	15,1	2,22	2,27	6,32
06HA35	694	99,6	18,6	8,06	15,2	2,29	2,31	6,49
06HA36	701	100,1	16,0	9,48	13,8	2,99	2,58	5,39

Tableau A.2 Contenu en éléments majeurs et traces de la matrice des unités glaciaires de la rivière Harricana (suite).

Element-oxyde				Na2O	P2O5	S	SiO2	TiO2
Rate analytiq	Dilution	Total	Loi	Na 589.592	P 213.617	S 180.669	Si 212.412	Ti 334.940
Unité	analytique	%	%	%	%	%	%	%
Limite Instrumentale				0,000005	0,00005	0,00001	0,00001	0,00001
06HA02	735	100.0	14.6	1.79	.12	.01	48.9	45
06HA03	717	100.1	14.1	1.94	.12	.03	50.9	41
06HA04	702	100.0	12.7	2.07	.12	.03	53.0	43
06HA06	714	99.4	15.6	1.72	.12	.01	46.6	45
06HA10	718	98.4	13.1	2.19	.11	.04	50.2	36
06HA11	728	99.5	12.7	2.24	.12	.04	52.6	34
06HA12	704	99.8	12.8	2.27	.11	.05	52.6	36
06HA16	690	100.0	15.1	1.93	.13	< 0.0069	47.4	44
06HA17	689	99.8	16.2	1.84	.13	< 0.0069	46.1	42
06HA18	667	99.3	11.1	2.02	.13	< 0.0067	55.5	50
06HA19	690	99.7	14.2	1.95	.12	.01	51.7	35
06HA22	694	101.0	16.2	1.77	.11	.10	48.7	36
06HA23	718	99.4	17.7	1.67	.11	.08	45.4	32
06HA24	700	100.7	18.9	1.58	.10	.04	45.1	32
06HA25	695	100.8	16.8	1.94	.11	.07	48.1	30
06HA26	737	98.1	18.5	1.61	.10	.11	43.4	30
06HA35	694	99.6	18.6	1.57	.10	< 0.0069	44.6	31
06HA36	701	100.1	16.0	1.87	.12	< 0.007	47.3	35

Tableau A.3 Contenu en éléments majeurs et traces de la matrice des unités glaciaires de la rivière Harricana (suite).

Element-oxyde				As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Ni
Rate analytiq	Dilution	Total	Loi	As 193.696	Ba 455.403	Cd 226.502	Co 230.786	Cr 205.560	Cu 324.752	Ni 231.604
Unité	analytique	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite Instrumentale				0.12	0.002	0.01	0.02	0.02	0.01	0.05
06HA02	735	100.0	14.6	< 88.3	495	< 7.4	< 14.7	94.5	44.5	54.7
06HA03	717	100.1	14.1	< 86.1	474	< 7.2	< 14.3	68.1	31.6	< 35.9
06HA04	702	100.0	12.7	< 84.3	487	< 7	< 14	71.4	47.4	36.6
06HA06	714	99.4	15.6	< 85.7	475	< 7.1	< 14.3	80.3	27.2	43.9
06HA10	718	98.4	13.1	< 86.2	462	< 7.2	< 14.4	70.5	17.0	< 35.9
06HA11	728	99.5	12.7	< 87.3	438	< 7.3	< 14.6	78.7	14.2	< 36.4
06HA12	704	99.8	12.8	< 84.5	438	< 7	< 14.1	64.3	21.0	< 35.2
06HA16	690	100.0	15.1	< 82.8	497	< 6.9	< 13.8	73.4	29.5	44.5
06HA17	689	99.8	16.2	< 82.6	474	< 6.9	< 13.8	64.9	65.7	64.1
06HA18	667	99.3	11.1	< 80	535	< 6.7	< 13.3	80.3	38.6	39.8
06HA19	690	99.7	14.2	< 82.8	444	< 6.9	< 13.8	61.7	24.1	< 34.5
06HA22	694	101.0	16.2	< 83.2	428	< 6.9	< 13.9	62.2	21.8	< 34.7
06HA23	718	99.4	17.7	< 86.2	397	< 7.2	< 14.4	51.0	19.4	< 35.9
06HA24	700	100.7	18.9	< 84	393	< 7	< 14	51.3	26.8	51.6
06HA25	695	100.8	16.8	< 82.2	399	< 6.8	< 13.7	46.2	16.1	< 34.2
06HA26	737	98.1	18.5	< 88.4	374	< 7.4	< 14.7	48.8	30.1	< 36.8
06HA35	694	99.6	18.6	< 83.3	386	< 6.9	< 13.9	50.0	22.9	< 34.7
06HA36	701	100.1	16.0	< 84.2	424	< 7	< 14	63.2	19.3	< 35.1

Tableau A.4 Contenu en éléments majeurs et traces de la matrice des unités glaciaires de la rivière Harricana.(suite).

Element-oxyde				Sc	Sr	V	Zn	Y	Zr	Pb	Ln
Rais analytiques	Dilution	Total	Loi	361 383	421 552	292 402	206 200	371 029	343 023	220 353	408 672
Unité	analytique	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite instrumentale				0,0005	0,002	0,02	0,006	0,004	0,006	0,1	0,01
06HA02	735	100,0	14,6	9,57	226	69,1	55,4	15,2	143	< 73,5	30,6
06HA03	717	100,1	14,1	8,49	236	58,0	42,1	14,5	170	< 71,7	28,5
06HA04	702	100,0	12,7	8,82	243	62,7	44,2	15,2	172	< 70,2	28,4
06HA06	714	99,4	15,6	9,54	213	68,8	54,7	14,9	131	< 71,4	30,3
06HA10	718	98,4	13,1	7,57	263	50,2	38,8	12,4	173	< 71,8	24,2
06HA11	728	99,5	12,7	6,96	262	44,2	28,3	12,0	200	< 72,8	23,2
06HA12	704	99,8	12,8	7,19	265	45,6	28,4	12,4	194	< 70,4	25,3
06HA16	690	100,0	15,1	9,14	233	64,7	51,9	14,6	133	< 69	29,9
06HA17	689	99,8	16,2	8,68	229	60,3	60,8	14,5	131	< 68,9	27,7
06HA18	667	99,3	11,1	10,1	222	74,4	53,3	16,9	162	< 66,7	30,7
06HA19	690	99,7	14,2	6,97	229	46,5	27,4	13,3	201	< 69	25,2
06HA22	694	101,0	16,2	7,39	255	47,5	28,5	13,8	163	< 69,4	25,1
06HA23	718	99,4	17,7	6,38	246	39,2	29,4	12,6	175	< 71,8	23,0
06HA24	700	100,7	18,9	6,13	243	36,9	62,0	12,3	172	< 70	22,4
06HA25	685	100,8	16,8	6,20	277	34,1	19,7	12,0	163	< 68,5	22,7
06HA26	737	99,1	18,5	6,17	266	35,0	22,7	12,2	162	< 73,7	23,9
06HA35	684	99,6	18,6	6,20	220	36,3	22,0	12,0	154	< 68,4	21,8
06HA36	701	100,1	16,0	7,25	243	46,8	28,5	12,2	150	< 70,1	25,8

APPENDICE C

ANALYSES DES TENEURS EN CARBONATES

SUR LES UNITÉS GLACIAIRES

Tableau C.1 : Contenu en carbone inorganique de la matrice des unités glaciaires de la rivière Harricana.

Echantillons	%H	%C	Moy %H	Moy %C	C:H	Moy C:H
06HA02	0,03	3,30			95,64	
06HA02	0,04	3,32	0,03	3,31	94,35	94,99
06HA03	0,03	3,45			104,62	
06HA03	0,03	3,42	0,03	3,44	111,48	108,05
06HA04	0,04	3,16			85,45	
06HA04	0,04	3,16	0,04	3,16	87,48	86,46
06HA06	0,04	3,69			96,24	
06HA06	0,04	3,70	0,04	3,69	94,79	95,52
06HA10	0,01	3,36			236,69	
06HA10	0,01	3,38	0,01	3,37	248,50	242,59
06HA11	0,01	3,32			238,21	
06HA11	0,01	3,32	0,01	3,32	233,99	236,10
06HA12	0,01	3,30			253,82	
06HA12	0,01	3,29	0,01	3,30	256,21	255,02
06HA15	0,02	3,45			180,60	
06HA16	0,02	3,43	0,02	3,44	188,56	184,59
06HA17	0,02	3,89			210,37	
06HA17	0,02	3,89	0,02	3,89	213,65	212,01
06HA18	0,05	2,42			48,92	
06HA18	0,05	2,42	0,05	2,42	47,98	48,45
06HA19	0,03	3,78			141,04	
06HA19	0,03	3,75	0,03	3,76	142,25	141,65
06HA22	0,02	4,08			195,65	
06HA22	0,02	4,07	0,02	4,08	213,50	204,57
06HA23	0,02	5,95			309,44	
06HA23	0,02	4,65	0,02	5,30	277,93	293,68
06HA24	0,01	4,88			339,96	
06HA24	0,01	4,89	0,01	4,88	330,75	335,36
06HA25	0,01	4,44			376,31	
06HA25	0,01	4,44	0,01	4,44	349,58	362,94
06HA26	0,02	4,82			291,90	
06HA26	0,02	4,82	0,02	4,82	316,51	304,20
06HA35	0,01	4,88			346,91	
06HA35	0,01	4,85	0,01	4,87	352,88	349,90
06HA36	0,01	3,98			279,57	
06HA36	0,01	3,99	0,01	3,98	301,25	290,41

APPENDICE D

PROTOCOLE DES MANIPULATIONS CHIMIQUES POUR LES
ANALYSES EN SM-ND SUR LES UNITÉS GLACIAIRES

Broyage

- Laver la presse hydraulique ainsi que le broyeur à agate avant de commencer la broyage;
- Broyez une petite partie du sédiment à la presse hydraulique;
- Récupérez la poudre à l'aide d'une feuille blanche et s'assurer que la poudre est assez fine pour pouvoir la passer au broyeur à agate. Si elle n'est pas assez fine, recommencer l'opération avec la fraction plus grossière;
- Mettre la poudre dans le broyeur à agate, le fermer et mettre la minuterie 20 minutes. Une fois les 20 minutes passées, vérifier que la poudre de roche est devenu une farine très fine. Pour ce faire, mettre un peu d'échantillon sur le bout du doigt et frotter contre un autre doigt pour voir si on sent la farine de roche. Si elle semble encore trop grossière remettre dans le broyeur à agate;
- Une fois la roche en farine fine, la mettre dans un petit pot en prenant bien soin de l'identifier;
- Prendre bien soin de laver le broyeur à agathe, c'est-à-dire le laver avec du savon, le faire sécher et le rincer avec du méthanol. Ensuite, le rincer 5 minutes avec de la silice, nettoyer la silice et le contaminer avec l'échantillon environ 5 minutes.

Préparation de l'échantillon

- Dans la salle de la balance, peser environ 0.1 g de poudre de roche et la mettre dans une bombe en «teflon»;
- Ne pas oublier de tarer entre chaque pesée (bombe seule, échantillon, «spike»...);
- Ajouter le traceur («spike»);
- Mettre quelques gouttes de HNO_3 dans la bombe contenant l'échantillon tout en s'assurant de le mouiller entièrement;
- Ajouter environ 3 ml de HF au mélange;
- Fermer la bombe, la mettre dans un manteau métallique et ensuite au four pendant une semaine;
- Sécher les échantillons en salle blanche.

Attaque à l'acide Perchlorique

- Mettre de l'acide perchlorique dans les bombes contenant les échantillons. Ne pas mettre beaucoup d'acide perchlorique, il faut en mettre juste assez pour les tremper;
- Venir mélanger les échantillons environ à toutes les 30 minutes;
- En salle blanche, mettre du HCl 6N SB et mettre au four dans les manteaux métalliques pour la nuit.

Enlèvement du fer

- Lorsque les échantillons ont refroidis dans leur bombes (après l'étape du perchlorique), garder l'échantillon en solution 6N HCl;

- Mettre environ 2 ml de AG1X8 et laver la colonne avec un plein volume de 6 QTX;
- Mettre l'échantillon dans la colonne et récupérer ce qui passe dans la même bombe;
- Ajouter environ 8 ml de HCl 6N SB et récupérer le tout;
- Faire évaporer pour la nuit.

Préparation de l'échantillon avant la chimie des terres rares

- Ajouter 0.5 ml de HNO₃ 14M dans l'échantillon sec afin de transformer les sels en nitrate;
- Faire sécher l'échantillon;
- Ajouter 1.5 ml de HNO₃ 1M à l'échantillon sec;
- Entreposer les échantillons dans des «C-tubes propres».

Récupération du Sm et du Nd

- On utilise ici les colonnes en verre.
- La résine ne doit pas être séchée. Il est très important de conserver le niveau du bain d'acide dans lequel les colonnes sont conservées au dessus de la ligne pointillée.

Tableau D.1 : Protocole de récupération du Sm et Nd.

Élution du Nd et Sm (LN.spec)							
0.2M HCl		0.3 M HCl	0.5M HCl			0.2M HCl	
4 X 1 ml	10 ml	2.5 ml	3 ml	2.5 ml	Plein volume	5 ml	5 ml
Rincer	Rincer	Récupérer le Nd	Rincer	Récupérer le Sm	Rincer	Rincer	Ranger dans les bains d'acide

Récupération du Sm-Nd

- Vider l'eau des colonnes;
- Faire un lavage 6N QTX;
- Rincer la tour en ajoutant du HCl 2,5 N afin de remplir la tour;
- Dissoudre l'échantillon avec du HCl 2,5N dans un bécher;
- Une fois l'échantillon dissous, verser l'échantillon dans un c-tubes et centrifuger durant 4 à 5 minutes à l'aide d'une pipette, pipeter la solution et la verser dans la tour en prenant soin de ne jamais effleurer les côtés de la pipette et de la tour;
- Rincer avec 0,5 ml de HCl 2,5 N et suivre les concentrations et volumes en vigueur pour les colonnes et récupérer, dans l'ordre, le Rb, Sr et les terres rares.

APPENDICE E

RÉSULTATS DES MESURES DE LUMINESCENCE

OPTIQUE POUR L'ÉCHANTILLON 06HA30

Tableau E.1 : Mesure de la luminescence induite (Lx/Tx) pour des doses de 70 et 250 Gy pour l'échantillon 06HA30.

Dose	Lx/Tx	Erreur	Dose (Gy)	Lx/Tx	Erreur
70	2,48856237	0,00119782	250	10,1533818	0,00073862
70	2,53047901	0,00105846	250	9,49786653	0,00065052
70	2,53100314	0,0009429	250	9,87119357	0,0007524
70	2,53116104	0,00129615	250	9,87661826	0,00076672
70	2,53399471	0,00112141	250	9,83613051	0,00084061
70	2,5394868	0,00119559	250	10,5720077	0,00068415
70	2,53983309	0,00102597	250	9,92373798	0,00083625
70	2,54873379	0,00115047	250	9,88772037	0,00078939
70	2,56281424	0,0009405	250	10,2628889	0,00069861
70	2,56543102	0,00125815	250	10,1494682	0,00076689
70	2,57486303	0,00133189	250	9,97918128	0,00090445
70	2,59182033	0,00093209	250	10,3479994	0,00079577
70	2,59309092	0,00128334	250	10,1112935	0,00082945
70	2,60268873	0,0009073	250	9,89563148	0,0008388
70	2,61032003	0,00118001	250	10,0184097	0,00084815
70	2,61421964	0,00148646	250	10,152741	0,0008575

Tableau E.2 : Mesure de la luminescence induite (Lx/Tx) pour des doses de 350 et 460 Gy pour l'échantillon 06HA30.

Dose	Lx/Tx	Erreur	Dose (Gy)	Lx/Tx	Erreur
350	12,6898368	0,00083788	460	17,6210043	0,00064799
350	12,7061272	0,00096797	460	17,6970826	0,00076672
350	12,7495158	0,00070636	460	17,7896704	0,00084061
350	12,9447478	0,00084022	460	17,8421264	0,00068415
350	13,0869618	0,00059524	460	17,8918374	0,00083625
350	13,1030978	0,00066512	460	17,9471301	0,00078939
350	13,1090218	0,00073862	460	18,1497318	0,00083461
350	13,1273256	0,00065052	460	18,2202445	0,00106988
350	13,1275823	0,0007524	460	18,305292	0,00070998
350	13,1749789	0,00093185	460	18,3094771	0,00061237
350	13,2046253	0,00084184	460	18,3121094	0,00077494
350	13,2231158	0,00071127	460	18,151555	0,00088422
350	13,2432448	0,00094696	460	18,1254888	0,00083191
350	13,2495427	0,00075057	460	17,8548879	0,00083873
350	13,4050448	0,00101512	460	18,0002544	0,00084555
350	13,4386186	0,00081007	460	18,1235544	0,00085237

Tableau E.3 : Mesure de la luminescence induite (Lx/Tx) pour des doses de 740 et 940 Gy pour l'échantillon 06HA30.

Dose	Lx/Tx	Erreur	Dose (Gy)	Lx/Tx	Erreur
740	24,7796531	0,00119559	940	26,4000614	0,00076689
740	24,6307725	0,00102597	940	26,5267006	0,00090445
740	25,2989068	0,00115047	940	26,5682238	0,00079577
740	25,2531526	0,0009405	940	26,6816724	0,0006346
740	24,8863008	0,00059524	940	26,8724267	0,00090445
740	22,3377553	0,00066512	940	26,9609814	0,00079577
740	24,7512914	0,00073862	940	27,0430768	0,0006346
740	26,5639404	0,00065052	940	27,0572086	0,00080281
740	24,5560859	0,0007524	940	27,1546863	0,00070888
740	26,097651	0,00076672	940	27,5144237	0,00100519
740	26,5401033	0,00084061	940	27,7571312	0,00076929
740	24,2267486	0,00068415	940	27,7743513	0,0007986
740	26,5916107	0,00083625	940	27,9034808	0,00086104
740	26,2196422	0,00078939	940	27,9361251	0,00101496

Tableau E.4 : Mesure de la luminescence naturelle (Ln/Tn) pour l'échantillon 06HA30.

Ln/Tn	Erreur	Dose équivalente	Erreur
12,3031491	0,00113239	302	9
11,1299184	0,00103458	268	8
10,6108441	0,00093756	253	8
10,576879	0,00107925	252	8
11,7195998	0,0009342	285	8
11,6038219	0,0007241	281	8
11,9044528	0,00083144	290	8
11,5767325	0,00083838	280	8
11,5803047	0,00092884	280	8
12,2745154	0,00089173	301	9
11,5534525	0,00074143	280	8
11,8476602	0,00066349	288	8
11,8802332	0,00104901	289	8
12,0872972	0,0007929	295	8
10,913811	0,00079262	261	8
11,4850825	0,000828	278	8
11,65294	0,00078125	283	8
11,565694	0,00090827	280	8
11,2543723	0,00065711	271	8
11,0042278	0,00089898	264	8
10,7996262	0,00088069	258	8
11,0279704	0,00086762	265	8
11,3188279	0,00091532	273	8
10,8399736	0,00075189	259	8
11,4221703	0,00084291	276	8
10,69542	0,00116542	255	8
10,9871466	0,00071299	263	8
10,9929031	0,00083678	264	8
11,5812521	0,0008442	281	8
10,932698	0,00072133	262	8
11,6653044	0,00091003	283	8
12,3661496	0,00096229	304	9
	Moyenne	282	8

BIBLIOGRAPHIE

- Aitken, M.J. 1998. *An introduction to Optical Dating-The Dating of Quaternary sediments by the use of Photon-stimulated luminescence*. Oxford (Angleterre): Presse de l'université d'Oxford, 267 p.
- Allard, G., Roy, M., Ghaleb, Bassam, Larouche, Alayn, Richard, P.J.H., Veillette, J.J., Parent, M. 2007. «Age constraints on interglacial sediments beneath the former center of the Laurentide Ice Sheet using OSL and U-Th dating» : American Geophysical Union meeting (San Francisco, 10-14 décembre 2007).
- Andrews, J.T., Shilts, W.W. et Miller, G.H. 1983. «Multiple deglaciations of the Hudson Bay Lowlands, Canada, since deposition of the Missinaibi (last-interglacial?) formation». *Quaternary Research*, v.19, p.18-37.
- Antevs, E. 1928. «The Last Glaciation: with special references to the ice retreat in northeastern North America». *American Geological Society*, v.17, pp.1-292.
- Attendorn, H.G., et Bowen, R. 1997. *Radioactive and stable isotope geology*. Londre(Angleterre): Édition Chapman and Hall, 479 p.
- Auclair, Marie, Lamothe, Michel, Lacroix, France, Banerjee, Subir. 2007. «Luminescence investigation of loess and tephra from Halfway House section, Central Alaska». *Quaternary Geochronology*, vol. 2, no. 1-4, p.34-38.
- Avramtchez, L. 1985. La carte géologique du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Ottawa. Direction de l'exploration géologique et minérale. Carte n° 2000 du DV-84-02; échelle 1: 1 500 000.
- Balescu S., Lamothe M., Auclair M. et Shilts W.W. 2001. «IRSL dating of Middle Pleistocene Interglacial sediments from southern Quebec (Canada) using multiple and single grain aliquots». *Quaternary Geochronology Journal*, v.20, 821-824.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., Gagnon, J.-M. 1999. «Forcing of the cold event 8200 years ago by outburst drainage of Laurentide lakes». *Nature*, v.400, p.344-348.

- Beaudry, L. M. 1994. «Glacial dispersal from the Opemisca pluton in the Chapais area, central Quebec». Thèse de Maîtrise, Montréal, Département des sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, p.135-160.
- Bell, R. 1880. «Report on explorations on the Churchill and Nelson Rivers». Geological Survey of Canada. Report of Progress for 1878-1879, p.1C-51C;
- Berger, G.W. et Nielsen, E. 1990. «Evidence from Thermoluminescence dating for Middle Wisconsinian deglaciation in the Hudson Bay Lowlands of Manitoba ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 28, p.240-249.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W.S., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J.T., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. et Ivy, S. 1992. «Evidence for massive discharges of icebergs into the glacial Northern Atlantic». *Nature*, v.360, p.245-249.
- Bostosck, H.H. 1971. «Geological notes on Aquatuk river map area, Ontario, with emphasis on the Precambrian rocks». Commission Géologique du Canada, Papier 70-42, 57p.
- Bouchard, M. A. 1986. «Géologie des dépôts meubles de la région de Témiscamie, Territoire du Nouveau-Québec». Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 83-03, 90 p.
- Bouchard, M. A. et Martineau, G. 1985. «Southeastward ice flow in central Quebec and its paleogeographic significance». *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.22, p.1536-1541.
- Boulton, G. S., Smith, G. D., Jones, A. S. et Newsome, J. 1985. «Glacial geology and glaciology of the mid-latitude ice sheets». *Journal of the Geological Society of London*, v.142, p. 447-474.
- Broecker, W.S., Bond, G.C., Klas, M., Clark, E., McManus, J.F. 1992. «Origin of the northern Atlantic's Heinrich events». *Climate Dynamics*, v. 6, 265-273.
- Clarke, G. K. C., Marshall, S. J., Hillaire-Marcel, C., Bilodeau, C et Veiga-Pires, C. 1999. «A glaciological perspective on Heinrich events». In *Mechanisms of global climate change at Millennial time scales*, sous la direction de P. U. Clark, R. S. Webb and, L. D. Keigwin, p.243-262. Washington D.C. : Édition AGU Geophysics.
- Clarke, Garry K. C., Leverington,, D. W., Teller, J.T., Dyke., A.S.. 2003. «Superlakes, megafloods, and abrupt climate change». *Science*, v.301, p.922-923.
- Clarke, Garry K. C., Leverington,, D. W., Teller, J.T., Dyke., A.S. 2004. «Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8,200 BP cold event». *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p.389-407.

- De Corta, H. 1988. «Les dépôts quaternaires de la région du lac Rohault-lac Boisvert (sud de Chibougamau) : aspect de la dispersion glaciaire clastique». Thèse de Maîtrise, Montréal, Département des Sciences de la Terre, Universit. Du Québec à Montréal, 112 p.
- Denton, G.H., Hughes, T.J. 1981. «The Arctic ice sheet : An outrageous hypothesis». Chap. In «The last great ice sheet». p.437-467. New-York (États-Unis) : Édition Wiley-interscience.
- Dionne, J.C. 1974. «The eastward transport of erratics in James Bay area, Québec». *Revue de Géographie de Montréal*, v. 28, p. 453-457.
- Dionne, J.-C. 1994. «Les erratiques lointains de l'embouchure du Saguenay», Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, v. 48, p. 174-179.
- Dredge, L.A., Nixon, F.M. et Richardson, R.J. 1986. «Quaternary geology and geomorphology of northwestern Manitoba ». Geological Survey of Canada Memoir 418, 38p.
- Dredge, L.A., Morgan, A. V. et Nielsen, E., 1990. «Sangamon and pre-Sangamon interglaciations in the Hudson bay Lowlands of Manitoba». *Géographie Physique et Quaternaire*, v.44, p.319-336.
- Dyke, A.S. 1984. «Multiple deglaciations of the Hudson Bay Lowlands, Canada, since deposition of the Missinaibi (last-interglacial?) Formation: discussion». *Quaternary Research Journal*, vol. 22, p.247-252.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K. 1987. «Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet». *Géographie Physique et Quaternaire*, v.41, p.237-263.
- Dyke, A S, Andrews, J T, Clark, P U, England, J H, Miller, G H, Shaw, J, Veillette, J J. 2002. «The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum». *Quaternary Science Reviews*, v.21, n.1-3, p.9-31.
- Dyke, A.S., Moore, A. et Robertson, L. 2003. «Deglaciation of North America. Geological Survey of Canada», Ottawa, Open file 1574, CD-ROM.
- Farmer, G.L., Barber, D., Andrews, J. 2003. «Provenance of Late Quaternary ice-proximal sediments in the North Atlantic: Nd, Sr and Pb isotopic evidence». *Earth and Planetary Science, letter* 209, p.227-243.
- Faure, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. New York (États-Unis): Édition Wiley, 589p.
- Fisher, D. A., Reeh, N. et Langley, K. 1985. «Objective reconstruction of the late Wisconsinan ice sheet and the significance of deformable beds». *Géographie physique et Quaternaire*, v. 39, p. 229-239.
- Flint, R.F. 1943. «Growth of the North American ice sheet during the Wisconsin age». *Geological Society of America Bulletin*, v.54, p.325-362.

- Flint, R.F. 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. New York and London: Édition Wiley, 892p.
- Forman, S.L., Wintle, A.G., Thorleifson, L.H. et Wyatt, P.H. 1987. «Thermoluminescence properties and age estimates for Quaternary raised marine sediments, Hudson Bay lowland, Canada». *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.24, p.2405-2411.
- Geyh, Mebus, Schleicher, Helmut. 1990. *Absolute age determination*. Berlin: Springer, 503p.
- Hammer, S, Carrignan, D., Pehrsson, S., Nadeau, L. 1999. «SW Grenville Province, Canada: the case against post-1,4 Ga accretionary tectonics». *Tectonophysics*, v.319, p.33-51.
- Hardy, Léon. 1976. « Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la Baie James ». Thèse de doctorat, Montréal, Université McGill, , 264p.
- Hardy, Léon. 1977. «La déglaciation et les épisodes lacustres et marins sur le versant québécois des basses terres de la Baie James ». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.31, no.3-4, p.261-273.
- Hardy, L. 1982. «Le Wisconsinien supérieur à l'est de la Baie James (Québec) ». *Naturaliste Canadien*, v.109, p.333-351;
- Harrison, T.M.. 1981. «Diffusion of ^{40}Ar in hornblende». *Contribution to mineral petrology*, v.78, p.324-331.
- Heinrich, H. 1988. «Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years». *Quaternary Research*, v. 29, p.142-152.
- Hemming, S.R., Gwiazda, R.H., Andrews, J.T., Broecker, W.S., Jennings, A.E. and Onstott, T.C. 2000. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Pb-Pb study of individual hornblende and feldspar grains from southeastern Baffin Island glacial sediments: implications for the provenance of the Heinrich layers». *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.37, p.879-890.
- Hemming, S. R., Hall, C. M., Biscaye, P. E., Higgins, S. M., Bond, G. C., McManus, J. F., Barber, D. C., Andrews, J. T., Broecker, W. S. 2002. « $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ ages and $\text{Ar}-40^*$ concentrations of fine-grained sediment fractions from North Atlantic Heinrich layers». *Chemical Geology*, v. 182, n: 2-4, p.583-603.
- Hilaire-Marcel, Claude, Vincent, Jean-Serge.1980. «Stratigraphie de l'Holocène et évolution des lignes de rivage au sud-est de la Baie d'Hudson». Canada, Montréal, Laboratoire d'archéologie de l'Université du Québec à Montréal, Paléo-Québec, v.11, 67p.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I. and Thewalt, M.L.W. 1985. «Optical Dating of Sediments». *Nature*, v.313, p.105-107.

- Huntley, D.J. et Lamothe, M. 2001. «Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.38, no.7, p.1093-1106.
- Karlstrom, K.E, Åhäll, K-L, Harlan, S.S., Williams, M.L., McLelland, J. et Geissman, J.W. 2001. : «Long-lived (1.8-1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia». *Precambrian Research*, 111, pp. 5-30.
- Klassen, R. A. et Thompson, F. J. 1993. «Glacial history, drift composition, and mineral exploration, central Labrador». *Geological Survey of Canada, Bulletin 435*, 76 p.
- Labbé, Jean-Yves, Bandyayera, Daniel, Gosselin, Charles, Leclair, Alain, Madore, Louis, Parent, Martin et Simard, Martin. 1998. PRO 98-04 : Potentiel minéral du Nord du Québec : Nouvelles ceintures volcano-sédimentaires dans la Sous-province de Minto.1. Ministère des Ressources Naturelles. Québec Service Géologique du Québec et Service Géologique du Nord-Ouest. 10p.
- Lamothe, Michel et Auclair, M. 1999. «A solution to anomalous fading and age shortfalls in optical dating of feldspar minerals». *Earth and Planetary Science Letters*, vol.171, p.319-323.
- Lamothe M., Auclair M., Hamzaoui C. et Huot Sébastien. 2003. «Towards a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL ». *Radiation Measurements*, v.37, p.493-498.
- Lamothe, Michel. 2004. «Optical dating of pottery, burnt stones, and sediments from selected Quebec archaeological sites». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.41, p.659-667.
- Low, A.P. 1886. «An exploration of the country between Lake Winnipeg and Hudson Bay ». *Geological Survey of Canada*, v.II, Part F, p.227-246.
- Lee, H.A. 1959. «Surficial geology of southwestern Keewatin and the Keewatin ice divide, Northwest Territories». *Geological Survey of Canada, Bulletin 51*, 42 p.
- Low, A. P. 1896. «Report on exploration in the Labrador Peninsula along the Eastmain, Koksoak, Hamilton, Manikuagan and portions of other rivers in 1892-93-94-95». *Geological Survey of Canada. Annual Report*, 8, part L.
- Mckay, B.G., McKenney, D.W., Yang, Y.Q., McMahon, J.P. et Hutchinson, M.F.1996. «Site regions revisited : a climatic analysis of Hills' site regions for the Province of Ontario using a parametric method». *Canadian Journal of Forestry. Research*, vol. 26, p.333-354.
- McCulloch, M.T., Wasserburg, G.J. 1978. «Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation.». *Science*, v.200, p.1003-1011.
- McDonald, B.G. 1969. «Glacial and interglacial stratigraphy, Hudson Bay Lowlands». *Geological Survey of Canada, paper 68-53*, p.78-99.

McDonald, B.G. 1971. «Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in eastern Canada». Chap. In *The late Cenozoic glacial ages*, p.331-353. New Heaven (Connecticut): Yale University Press.

Miller, G.H. 1985. «Aminostratigraphy of Baffin island shell-bearing deposits». Chap. In *Quaternary environments, Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and Western Greenland*, p.394-3427. London (Ontario): George Allen and Unwin Press.

Nielsen, E., Morgan, A.V., Morgan, A., Mott, R.J., Rutter, N.W et Causse, C. 1986. «Stratigraphy, paleoecology and glacial history of the Gillam area, Manitoba». *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.23, p.1641-1661.

Norris, A.W. 1993. «Brachiopods from the lower shale member of the Williams Island Formation (Middle Devonian) of the Hudson Platform, northern Ontario and southern district of Keewatin». Ottawa (Canada): Bulletin Commission Géologique du Canada, v. 460, 113p.
Paradis, S. J. 1995. «Géologie des formations superficielles, Lac Surprise (32G7)». Geological Survey of Canada, Open File 2901, échelle 1 : 50 000.

Othman, Dalila Ben, Fourcade, Serge, Allègre, Claude J. 1984. «Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis : the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics». *Earth and Planetary Science Letters*, v.69, issue2, p.290-300.

Paradis, S. J. 1996. «Géologie des formations superficielles, Lac Doda (32G6)». Geological Survey of Canada, Open File 3267, échelle 1 : 50 000.

Paradis, S. J. et Boisvert, E. 1995. Séquence des écoulements glaciaires dans le secteur de Chibougamau-Némiscau, Québec. In *Current Research*. Geological Survey of Canada, Paper 1995-C, p.259-264.

Paradis, S. J. et Parent, M. 1997a. «Géologie des formations en surface, Petite Rivière de la Baleine, Québec et Territoires du Nord-Ouest». Geological Survey of Canada, Carte 1894 A, échelle 1 : 100 000.

Paradis, S. J. et Parent, M. 1997b. «Géologie des formations en surface, Kuujjuarapik-Whapmagoostui, Québec et Territoires du Nord-Ouest». Geological Survey of Canada, carte 1896 A, échelle 1:100 000.

Parent, M. et Paradis, S.J 1993. «Interprétation préliminaire des écoulements glaciaires dans la région de la Petite rivière de la Baleine, région subarctique du Québec ». Commission Géologique du Canada, recherches en cours, partie C, Étude 93-1C, p.359-365.

Parent, M., Paradis, S.J et Boisvert, E. 1995. «Ice flow patterns and glacial transport in the eastern Hudson Bay region: implications for Late Quaternary dynamics of the Laurentide Ice Sheet », *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.32, p.2057-2070.

- Parent, M., Paradis, S.J., Doiron, A. 1996. «Palimpsest glacial dispersal trains and their significance for drift prospecting». *Journal of Geochemical Exploration*, v.56, p.123-140.
- Paulen, R. C. et McClenaghan, M. B. 1997. «Surficial mapping and Quaternary stratigraphic studies in the western Abitibi greenstone belt, Timmins, Ontario». In *Current Research Part-C. Geological Survey of Canada, Paper 1997-C*, p.191-200.
- Prest, V. K. 1963. «Red Lake-Landsdowne House area, northwestern Ontario». *Surficial geology. Geological Survey of Canada, Paper 63-6*, 23 pp.
- Prest, V.K. 1969. «Retreat of Wisconsinan and Recent ice in North America». *Geological Survey of Canada, Map 1257A*.
- Prest, V. K. 1984. «The Late Wisconsinan glacier complex». *Geological Survey of Canada, Map 1584A (scale: 1: 7,500,000)*.
- Prest, Victor K., Donaldson, J.A., Mooers, Howard D. 2000. «The omar story: The role of omars in assessing glacial history of west-central North-America». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 54, n. 3, p. 257-270.
- Prichonnet, G., Martineau, G. et Bisson, L. 1984. «Les dépôts quaternaires de la région de Chibougamau, Québec». *Géographie Physique et Quaternaire*, v.38, p.287-304.
- Prichonnet, G. et Beaudry, L. M. 1990. «Évidences d'un écoulement glaciaire sud, antérieur à l'écoulement sud-ouest du Wisconsinien supérieur, région de Chapais, Québec». In *Current research, Part C. Geological Survey of Canada, Paper 1990-C*, p.331-338.
- Québec, ministère de l'Environnement. 1999. *Les provinces naturelles. Niveau 1 du cadre écologique de référence du Québec*. Environdoq EN 990561. Québec : Les publications du Québec, Auteurs : Li, T. et J.P. Ducruc, 90p.
- Ricketts, B.D., Donaldson, J.A. 1981. «Sedimentary history of the Belcher Group of Hudson Bay; in Proterozoic Basins of Canada». Ottawa(Canada). Édition F.H.A Campbell, 444 p.
- Roy, Martin. 1998. «Pleistocene stratigraphy of the lower Nelson river area: Implications for the evolution of the Hudson bay Lowlands of Manitoba». *Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal*, 267p.
- Sandeman, H.A. 2001. «Ar-Ar Geochronological Investigations of the Central Heame Domain, Western Churchill Province, Nunavut: A Progress Report». *Geological Survey of Canada, Current Research 2001-F4*.
- Skinner, R.G. 1973. «Quaternary stratigraphy of the Moose river basin, Ontario». *Geological Survey of Canada, Bulletin 225*, 77 p.

Shilts, W.W. 1980. «Flow patterns in the central North American ice sheet». *Nature*, v.286, p.213-218.

Shilts, W.W. 1982. «Quaternary evolution of the Hudson/James Bay region». *Naturaliste Canadien*, v.109, p.309-332.

Shilts, W.W., Wyatt, P.H., «Aminostratigraphy of marine and associated nonglacial beds of the Hudson Bay Lowlands». *17th Annual Arctic Workshop 1988* (Boulder, University of Colorado), Institute of Arctic and Alpine Research, p.49.

Stockwell, C.H., Mcglynn, J.C., Emslie, R.F., Sandford, B.V., Norris, A.W., Donaldson, J.A., Fahrig, W.F. et Currie, K.L. 1970. «Géologie du Bouclier Canadien». *Geology and Economic minerals of Canada*, (ed.) R.J.W. Douglas. Geological Survey of Canada Economic Geology Report, no.1, p.43-150.

Stuiver, M., Deevey, S. et Rouse, I. 1963. «Yale natural radiocarbon measurements VIII». *Radiocarbon*, v.5, p.312.

Stuiver, M., Pollach, H. 1977. «Discussion reporting of ¹⁴C data». *Radiocarbon*, v.19, p.355-363.

Sudgen, D.E. 1977. «Reconstruction of the morphology, dynamics, and thermal characteristics of the Laurentide Ice Sheet at its maximum». *Arctic and Alpine research*, v.9, p.21-47.

Thorleifson, L.H. 1989. «Quaternary stratigraphy of the central Hudson Bay lowland, northern Ontario». Thèse de doctorat, Boulder, Université du Colorado, 363 p.

(a) Thorleifson, L.H., Wyatt, P.H., Shilts, W.W., et Nielsen, E. 1992. «Hudson Bay lowlands Quaternary stratigraphy: Evidence for Early Wisconsinan Glaciation centered in Quebec». *Geological Society of America, Special paper 270*, p.207-221.

(b) Thorleifson, L.H., Wyatt, P.H. et Warman, T.A. 1992. «Quaternary stratigraphy of the Severn and Winisk drainage basins, northern Ontario, Canada». *Geological Survey of Canada, Bulletin 442*, 59 p.

Thorleifson, L. H., Kristjansson, F. J. 1993. «Quaternary geology and drift prospecting, Beardmore-Geraldton area Ontario». Mémoire (435) de thèse, Ottawa, Commission Géologique du Canada, 146 p.

Tyrell, J.B. 1913. «Hudson Bay exploring expedition 1912 ». *Ontario Bureau of Mines, 22nd Annual Report*, v.22, p.161-209.

Veillette, J. J. 1986. «Former southwesterly ice flows in the Abitibi-Timiskaming region: Implications for the configuration of the late Wisconsinan ice sheet». *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 23, p. 1724-1741.

- Veillette, J. J. 1989. «Ice movements, till sheets and glacial transport in Abitibi-Timiskaming, Quebec and Ontario». In R. N. W. DiLabio, W. B. Coker, (Eds.), *Drift Prospecting*, Geological Survey of Canada, Paper 89-20. pp. 139-154.
- Veillette, Jean, Pomares, J.-S. 1991. «Older ice flows in the Matagami-Chapais area, Quebec». *Current Research, Geological Survey of Canada, Part C, Paper 1991-C*, pp.143-148.
- Veillette, J. J. 1994. «Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway». *Quaternary Science Reviews*, v.13, p. 945-971.
- Veillette, J.J. 1995. «New evidence for northwestward glacial ice flow, James Bay region, Quebec». *Current research 1995-C, Geological Survey of Canada*, p.249-258.
- Veillette, J. J et McClenaghan, M. B. 1996. *Sequence of glacial ice flows in Abitibi-Timiskaming: implications for mineral exploration and dispersal of calcareous rocks from the Hudson Bay basin, Quebec and Ontario. Geological Survey of Canada, Open File 3033; échelle 1:500 000.*
- Veillette, J. J., Roy, Martin. 1997. «Ice flow chronology in the Caniapiscou-Laforge reservoir area of northern Quebec». In *Program and Abstracts, 8th Annual Meeting of the Canadian Quaternary Association (Montréal)*, p. 83.
- Veillette, J.J., Dyke, A.S. et Roy, Martin. 1999. «Ice-flow evolution of the Labrador sector of the Laurentide Ice Sheet: a review, with new evidence from northern Québec». *Quaternary Science Reviews*, v.18, p.993-1019.
- Veillette, J.J. 2004. «Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts, north of the St Lawrence river valley, Québec». *Géographie Physique et Quaternaire*, v.58, no, 2-3, p.187-216.
- Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B. 1980. «Sm-Nd isotopic evolution of chondrites». *Earth Planet Science, letter* 50, p.139.
- Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T. et Wen, T. 1981. «Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions». *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, p.2311-2323.
- Wyatt, P.H. 1989. «The stratigraphy and amino acid chronology of Quaternary sediments in the central Hudson Bay lowland», *Mémoire de thèse, Boulder, Université du Colorado*, 119 p.
- Wyatt, P.H. 1990. «Amino acid indicating two or more ages of pre-Holocene nonglacial deposits in Hudson Bay lowland, northern Ontario». *Géographie Physique et Quaternaire*, v.44, p.389-393.