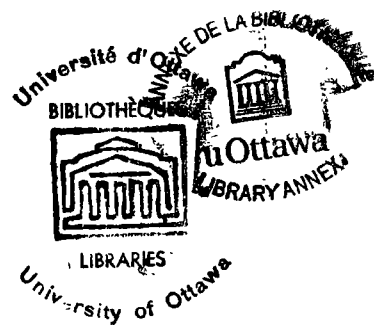


LE QUATERNAIRE DES CANTONS DE GUIGUES, BABY,  
DUHAMEL ET LAVERLOCHERE, COMTE DE TEMISCAMINGUE,  
QUEBEC

par Jean-Serge Vincent

Thèse présentée au Département de Géographie  
de l'Ecole des Etudes supérieures de  
l'Université d'Ottawa en vue de l'obtention  
de la maîtrise en géographie.



Ottawa, Canada, 1<sup>er</sup> octobre 1971

UMI Number: EC55872

### INFORMATION TO USERS

The quality of this reproduction is dependent upon the quality of the copy submitted. Broken or indistinct print, colored or poor quality illustrations and photographs, print bleed-through, substandard margins, and improper alignment can adversely affect reproduction.

In the unlikely event that the author did not send a complete manuscript and there are missing pages, these will be noted. Also, if unauthorized copyright material had to be removed, a note will indicate the deletion.

**UMI<sup>®</sup>**

---

UMI Microform EC55872  
Copyright 2011 by ProQuest LLC  
All rights reserved. This microform edition is protected against  
unauthorized copying under Title 17, United States Code.

---

ProQuest LLC  
789 East Eisenhower Parkway  
P.O. Box 1346  
Ann Arbor, MI 48106-1346

## TABLE DES MATIÈRES

	Page
Table des matières.....	ii
Liste des figures.....	v
Liste des tableaux.....	vii
Liste des photographies.....	viii
INTRODUCTION.....	1
A) Buts de l'étude.....	1
B) Localisation de la région.....	2
C) Le choix de la région.....	5
D) Remerciements.....	5
PREMIÈRE PARTIE : DESCRIPTION GÉNÉRALE DE LA RÉGION.....	7
Chapitre I : PHYSIOGRAPHIE GÉNÉRALE.....	7
A) Le relief.....	7
B) Le climat.....	10
C) Le réseau hydrographique.....	12
D) Les sols.....	18
Chapitre II : GEOLOGIE DE LA ROCHE EN PLACE.....	21
Introduction.....	21
A) Bref historique des études géologiques faites dans la région.....	21
B) Les roches précambriennes.....	23
1) Les roches archéennes.....	23
2) Les roches du Protérozoïques.....	25
3) Provinces structurales et orogénèses.....	29
C) Les roches du Paléozoïque.....	31
1) L'Ordovicien.....	31
2) La structure de "l'Outlier" du Paléozoïque.....	32
D) Le problème de l'origine du lac Témiscamingue.....	35
Chapitre III : STRATIGRAPHIE DU PLEISTOCÈNE ET DÉPÔTS DE SURFACE.....	37
A) Bref compte rendu des études sur le Quaternaire de la région de thèse.....	37
B) Stratigraphie du Quaternaire et géologie des dépôts meubles.....	38
1) Principes et méthodes utilisés pour définir les unités stratigraphiques.....	38
2) Bref aperçu de la stratigraphie.....	39

	Page
3) Les unités stratigraphiques.....	42
a) Les dépôts glaciaires - la formation Matheson..	42
b) Les dépôts fluvio-glaciaires.....	47
c) La formation Barlow-Ojibway - le glacio-lacustre.....	57
d) Les dépôts éoliens.....	69
e) Les dépôts fluviatiles.....	69
f) Les dépôts organiques.....	71
 Chapitre IV : STRATIGRAPHIE POLLINIQUE DES SEDIMENTS DU LAC LOUIS, CANTON DE LAVERLOCHÈRE.....	73
A) Introduction et but de l'analyse.....	73
B) Localisation du site et sa description.....	74
C) Flore actuelle de la région.....	75
D) Phase technique de l'analyse.....	77
1) Etape de l'échantillonnage.....	77
2) Etape du traitement en laboratoire.....	77
3) Etape du comptage des grains.....	80
4) Etape de la construction du diagramme pollinique..	81
E) Stratigraphie pollinique et corrélation avec d'autres zones polliniques.....	81
1) La zone VI.....	83
2) La zone V.....	84
3) La zone IV.....	85
4) La zone III.....	85
5) La zone II.....	86
6) La zone I.....	86
 DEUXIÈME PARTIE : RECONSTITUTION GEOLOGIQUE DU QUATERNAIRE...	89
 Chapitre V : HISTOIRE REGIONALE - LA GRANDE ET LA PETITE ENCLAVE ARGILEUSE.....	89
A) Revue des sources de documentation.....	89
1) Etudes au sein de la petite enclave argileuse.....	89
2) Etudes au sein de la grande enclave argileuse.....	90
B) Séquence des phases glaciaires.....	92
C) La glaciation du Wisconsin et le post-glaciaire.....	94
1) L'avancée de la calotte du Wisconsin.....	94
2) Le retrait de la calotte du Wisconsin.....	97
3) La phase glacio-lacustre.....	106
D) Problèmes reliés à l'étape glacio-lacustre.....	108
1) Le problème de l'exutoire du sud du lac Témiscamingue.....	108
2) Problème du calcul du relèvement isostatique à partir des plages du lac Barlow-Ojibway.....	110
3) Problème de la périodicité des varves du lac proglaciaire Barlow-Ojibway.....	112
E) Commentaires généraux sur l'histoire générale du Quaternaire.....	113

	Page
Chapitre VI : HISTOIRE LOCALE - LA RIVE EST DU LAC TEMISCAMINGUE.....	115
A) La glaciation du Wisconsin.....	115
1) L'avancée de la calotte glaciaire.....	115
2) Le retrait de la calotte glaciaire.....	117
B) Le post-glaciaire.....	120
1) L'étape glacio-lacustre.....	120
a) Les plages du lac Barlow-Ojibway.....	120
i) Plages des régions rocheuses.....	120
ii) Plages développées dans les dépôts fluvio-glaciaires.....	121
iii) Plages développées dans les dépôts glacio-lacustres.....	123
b) Les dépôts glacio-lacustres.....	125
i) L'étendue du lac Barlow-Ojibway.....	125
ii) Analyse de deux séquences de varves.....	130
iii) Age de la plus haute plage du lac Barlow-Ojibway.....	134
2) Le relèvement isostatique.....	134
C) Histoire récente.....	136
1) Les alluvions et les dépôts organiques.....	136
2) Notes sur certains processus actifs.....	136
a) Les mouvements de masse.....	136
b) Le ravinement.....	140
D) Reconstitution historique du post-glaciaire à partir de la stratigraphie pollinique.....	140
Conclusion.....	143
CONCLUSION.....	145
BIBLIOGRAPHIE.....	I

LISTE DES FIGURES

		Page
1.	Localisation des 4 cantons à l'étude.	3
2.	Localisation des sites mentionnés dans le texte.	4
3.	Analyse de Horton - Bassin de la Rivière-à-la-Loutre.	14
4.	Analyse de Horton - Bassin de la Rivière Blanche.	15
5.	Carte lithologique des cantons de Guigues, Baby, Duhamel et Laverlochère.	26
6.	Carte géologique et tectonique de la région du lac Témiscamingue, Ontario et Québec.	30
7.	Section transversale du graben du lac Témiscamingue.	34
8.	Coupes montrant la stratigraphie des dépôts du Quaternaire de l'emplacement des trois barrages de la Rivière des Quinze.	41
9.	Analyse granulométrique - Till brun foncé - Ile-de-Collège.	46
10.	Géologie des dépôts meubles des cantons de Guigues, Baby, Duhamel et Laverlochère (en pochette).	hors texte
11.	Cartographie des principales formes du Quaternaire de la région sise à proximité du lac Témiscamingue.	50
12.	Coupe généralisée montrant la stratigraphie et les dépôts Quaternaire de la région de thèse.	59
13.	Diagramme pollinique de sédiments du lac Louis, comté de Témiscamingue, Québec.	82
14.	Orientation de l'axe "L" de 50 cailloux provenant d'une accumulation de till à 2 km. à l'est de Guigues.	96
15.	Configuration de la calotte du Wisconsin dans sa phase de retrait et étapes glacio-lacustres.	99

	Page
16. Sites étudiés par Antevs et position du front glaciaire à tous les cent ans.	105
17. Région à 3 kilomètres au sud de Guigues	
A) Zone supra-aquatique - roche en place tapissée de till.	
B) Zone intermédiaire - roche en place lavée par les eaux du lac Barlow-Ojibway.	
C) Plaine glacio-lacustre.	128
18 A. Séquence de 60 varves mesurée dans des dépôts glacio-lacustres reposant sur du fluvio-glaciaire (Gravière au SW de Gaboury).	132
18 B. Séquence de 210 varves mesurée dans des dépôts glacio-lacustres reposant sur du fluvio-glaciaire (Rive sud de la Rivière des Quinze en aval du barrage Rapide-des-Iles.	133
19. Profil topographique, mesuré au théodolite, de trois plages du lac Barlow-Ojibway développées dans des dépôts glacio-lacustres. (en pochette).	hors texte

LISTE DES TABLEAUX

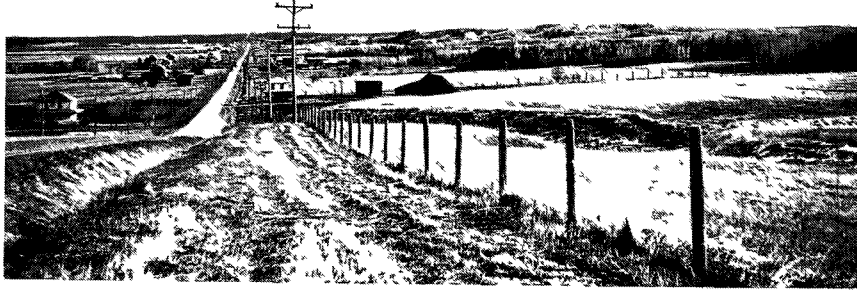
	Page
I. Données climatiques des stations météorologiques de Ville-Marie et Barrage des Quinze pour la période allant de 1931 à 1960.	11
II. Application de l'analyse de Horton aux bassins de la Rivière-à-la-Loutre et de la Rivière Blanche.	16
III. Séquence géologique que l'on retrouve dans la région à l'étude.	24
IV. Sondage - Rive sud de la Rivière des Quinze - Emplacement du barrage Chute du Diable.	62
V. Habitat des principales espèces arborescentes de la région à l'est du lac Témiscamingue.	76
VI. Description sommaire de la carotte du lac Louis, canton de Laverlochère.	78
VII. Les zones polliniques de la séquence du lac Louis, Témiscamingue, et leurs corrélations probables avec d'autres zones du Québec et du nord-est des Etats-Unis.	88
IX. Altitude de différentes plages sur les versants de trois collines.	122

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

		Page
1.	Colline de roche en place (formation Lorrain) surplombant la plaine glacio-lacustre. - Région à l'ouest de Miron.	9
2.	Vallée d'un affluent de la rivière Petite Rivière - Argile glacio-lacustre. - 2 km. au nord de Béarn.	9
3.	Formation Gowganda - Tillitte. - Affleurement à ½ km. au nord de Béarn.	28
4.	Grès ordovicien de la formation de Guigues recouvert de till et d'argile glacio-lacustre. - Route 62, 1 km. à l'ouest de Lorrainville.	28
5.	Till composé de roches précambriennes dans une matrice sablonneuse. - 3 km. au SSW de Riordon Dépôt.	43
6.	Till (partiellement remanié par les eaux du lac Barlow-Ojibway) composé de roches paléozoïques dans une matrice limoneuse. - 2 km. au SSE de Guigues.	43
7.	Till tapissant la face sud d'une colline de la formation Lorrain - Exemple de "crag-and-tail". - Rive nord de la Baie Faure (près de la route qui se rend à l'Ile-du-Collège).	48
8.	A l'arrière-plan, vue de l'esker au SW de Laverlochère - A l'avant-plan, vue de la plaine glacio-lacustre.	48
9.	Structures sédimentaires dans du fluvio-glaciaire. A noter la stratification plus ou moins horizontale. - Gravière dans l'esker au NE de Laverlochère.	51
10.	Séquence de varves recouvrant un dépôt fluvio-glaciaire. - Gravière dans l'esker au SW de Gaboury.	51
11.	Séquence de varves proximales. A noter les lentilles de gravier au sein des limons stratifiés. - Gravière à 2 km. au nord de St-Eugène-de-Guigues.	53

	Page
12. Kettle au sein de l'esker à 2 km. au sud de Riordon Dépôt.	53
13. Dépôts glacio-lacustres dans une dépression sommitale de l'esker à 2 km. au nord de St-Eugène-de-Guigues.	55
14. Faille directe dans des dépôts fluvio-glaciaire. A noter la stratification plus ou moins horizontale. - Gravière au SE de Notre-Dame-du-Nord (à l'ouest de la route 46).	55
15. Varves proximales limoneuses au-dessus de dépôts fluvio-glaciaires de l'esker à 2 km. au nord de St-Eugène-de-Guigues.	61
16. Séquence de varves, au-dessus du complexe fluvio-glaciaire de la rive ouest de la rivière des Quinze, en aval du barrage Rapide-des-Iles.	61
17. Sables stratifiés d'origine glacio-lacustre. - 4 km. au SW de St-Eugène-de-Guigues.	66
18. Petite dune non loin de l'embouchure de la Rivière-à-la-Loutre. - A l'arrière-plan, le lac Témiscamingue.	66
19. Blocs sur le sommet délavé de la colline à l'ouest de Miron. - Altitude approx. 1003 pieds (306 m.).	68
20. Blocs formant une plage du lac Barlow-Ojibway. Colline à l'ouest de Lorrainville (au sud de la route 62).	68
21. Sables glacio-lacustres remaniés par le vent. - 2 km. à l'ouest de St-Eugène-de-Guigues.	70
22. Cannelures (Direction 190-195°). A l'arrière-plan, alluvions récentes. - Rive ouest de la rivière des Quinze en aval du barrage Rapide-des-Iles.	70
23. Tourbière dans un ancien kettle. - Au sein de l'esker à 2 km. à l'est de Geoffroy.	72

	Page
24. Lac Louis au SE du canton de Laverlochère. - Endroit du prélèvement de la carotte pour l'analyse pollinique.	72
25. Cannelures, stries et broutures (Direction moyenne 155° et 172°). - Extrémité ouest de l'Ile-du-Collège.	116
26. Débitage glaciaire (face abrupte au sud), côté est de la route Lorrainville - St-Eugène-de-Guigues. - à 3 km., au sud de Kirwan.	116
27. Illustration de la méthode employée pour compter une séquence de varves. - Séquence de varves le long de la rive ouest de la rivière des Quinze en aval du barrage Rapide-des-Iles.	124
28. Plages dans des dépôts glacio-lacustres. A noter l'escarpement abrupte. - 3 km. au nord de Guigues.	124
29. Importants glissements dans des dépôts d'argile glacio-lacustre. - Rive sud de la rivière des Quinze en aval du barrage Première Chute.	132
30. Glissements dans des dépôts d'argile glacio- lacustre, le long d'un affluent de la Rivière-à-la-Loutre à 1 km. au sud du lac Profond au nord du canton de Guigues.	132
31. (Frontispice 1) - Plage du lac Barlow- Ojibway entaillée à l'avant-plan dans des dépôts glacio-lacustres et à l'arrière-plan dans du fluvio-glaciaire. - Vue vers le nord à 1 km. au nord de Guigues.	xi
32. (Frontispice 2) - Rétrécissement du lac Témiscamingue à 5 km. au SW de Ville-Marie. - A droite: Pointe Témiscamingue, Qué. - A gauche: Pointe Mission, Ont.	xi



Frontispice 1, Photographie 31 - Plage du lac Barlow-Ojibway entaillée à l'avant-plan dans des dépôts glacio-lacustres et à l'arrière-plan dans du fluvio-glaciaire.  
 - Vue vers le nord à 1 km. au nord de Guigues.



Frontispice 2, Photographie 32 - Rétrécissement du lac Temiscamingue à 5 km. au SW de Ville-Marie.  
 - A droite: Pointe Temiscamingue, Qué.  
 - A gauche: Pointe Mission, Ont.

## INTRODUCTION

### A) Buts de l'étude

Le but fondamental de cette thèse est de reconstituer, à partir d'observations détaillées sur le terrain, l'histoire du Quaternaire supérieur de la région sise à l'est du lac Témiscamingue au Québec. Ceci fait, il sera possible de mettre en relation les faits observés dans la région à l'étude avec les événements du Quaternaire de l'ensemble de l'enclave argileuse du nord-ouest québécois et ontarien.

Le second but est de nous initier aux méthodes les plus souvent utilisées en géomorphologie et en géologie du Quaternaire. Il ne faut pas oublier que la thèse de maîtrise est avant tout une initiation aux techniques et aux méthodes d'une discipline.

La première partie du travail a pour but d'orienter le lecteur et de situer les problèmes dans leur cadre spatial. Nous brosserons donc un tableau général en dégageant les grands traits de la physiographie, de la géologie (roche en place et dépôts meubles), et de la stratigraphie pollinique.

Dans une seconde partie un résumé de l'histoire géomorphologique régionale nous permettra d'étudier en détail la genèse des dépôts et donc du relief de la région. Ce travail détaillé nous permettra finalement de préciser certains problèmes et de mieux comprendre l'histoire régionale du nord-ouest du Québec.

La thèse que nous présentons est essentiellement orientée vers la reconstitution paléogéographique d'un milieu. Il est

nécessaire de se demander: si une telle étude est utile, si elle contribue au savoir et si elle a des applications pratiques.

En guise de réponse nous désirons citer le passage suivant:

"... geochronologic studies shed light on the environments of the past, they provide essential data on the rates of geomorphic processes, and, by extending in time our understanding of climate fluctuations, they provide valuable information for design and operation of engineering works." (Leopold et alii, 1964)

#### B) Localisation de la région

La région à l'étude est sise dans le nord-ouest québécois, à proximité de la frontière ontarienne (figure 1). Elle est limitée par les latitudes  $47^{\circ}17'$  et  $47^{\circ}35'N$ . et les longitudes  $79^{\circ}07'$  et  $79^{\circ}30' W$ .

La thèse porte sur quatre cantons du comté de Témiscamingue, soit ceux de Guigues, Baby, Duhamel et Laverlochère. Les cantons de Guigues et Duhamel sont bornés à l'ouest par le lac Témiscamingue, alors que ce premier canton et celui de Baby sont limités au nord par la Rivière Des Quinze. La bordure est du canton de Baby correspond au rivage du Lac Des Quinze.

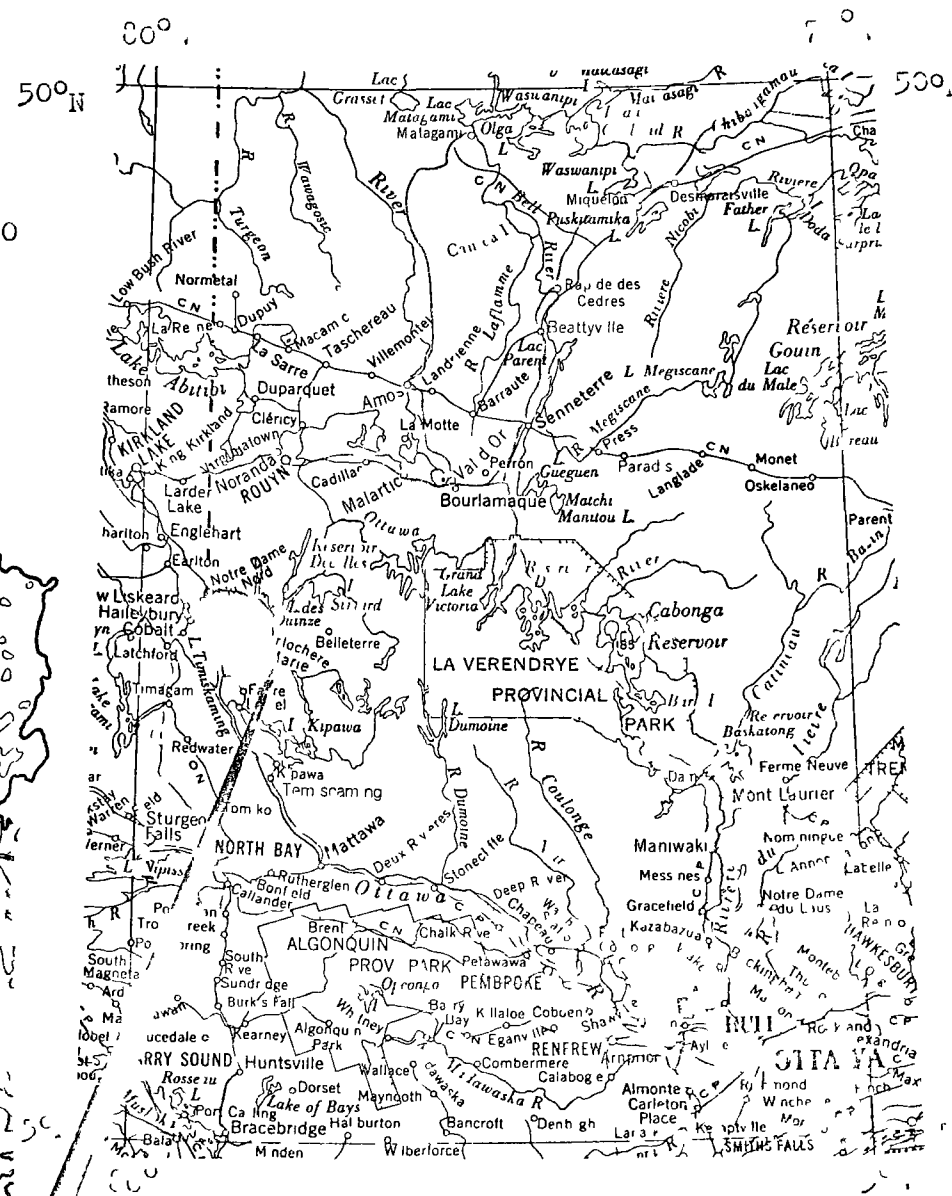
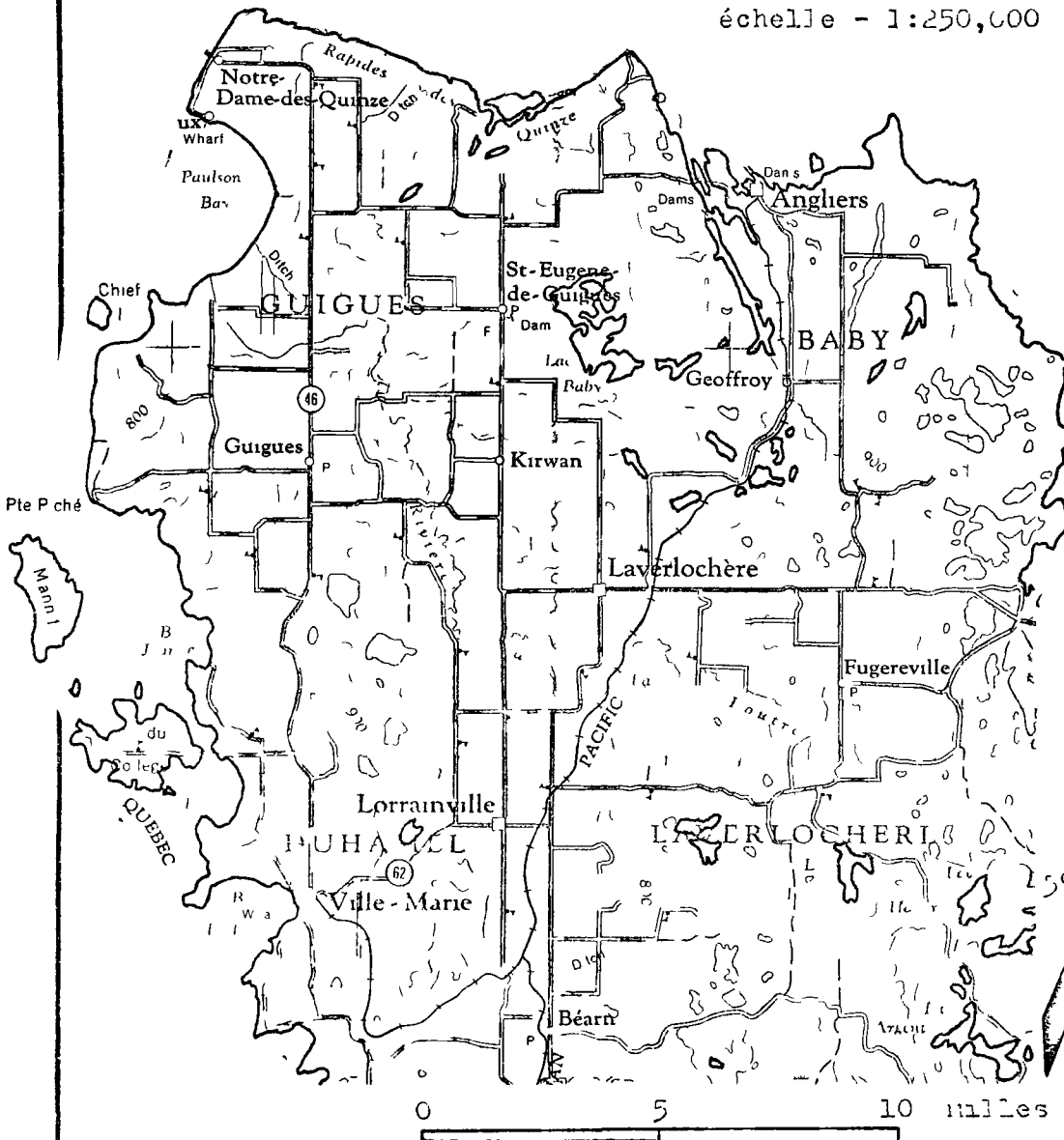
Le territoire étudié fait partie des cartes topographiques au 1:50,000 suivantes: 31 M/5 E, 31 M/6 E et W, 31 M/11 E et W, 31 M/12 E. D'excellentes photographies aériennes au 1:15,840 et au 1:40,000 couvrent l'ensemble de la région. Elles ont été prises par la compagnie Photo-Air Laurentides pour le compte du ministère des terres et Forêts du Québec.

La figure 2 localise les sites qui sont mentionnés dans le texte.

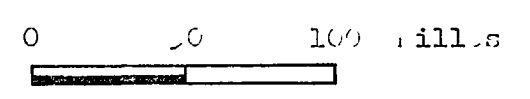
Figure 1 - Localisation des 4 cantons

à l'étude

échelle - 1:250,000



échelle - 1:4,000,000



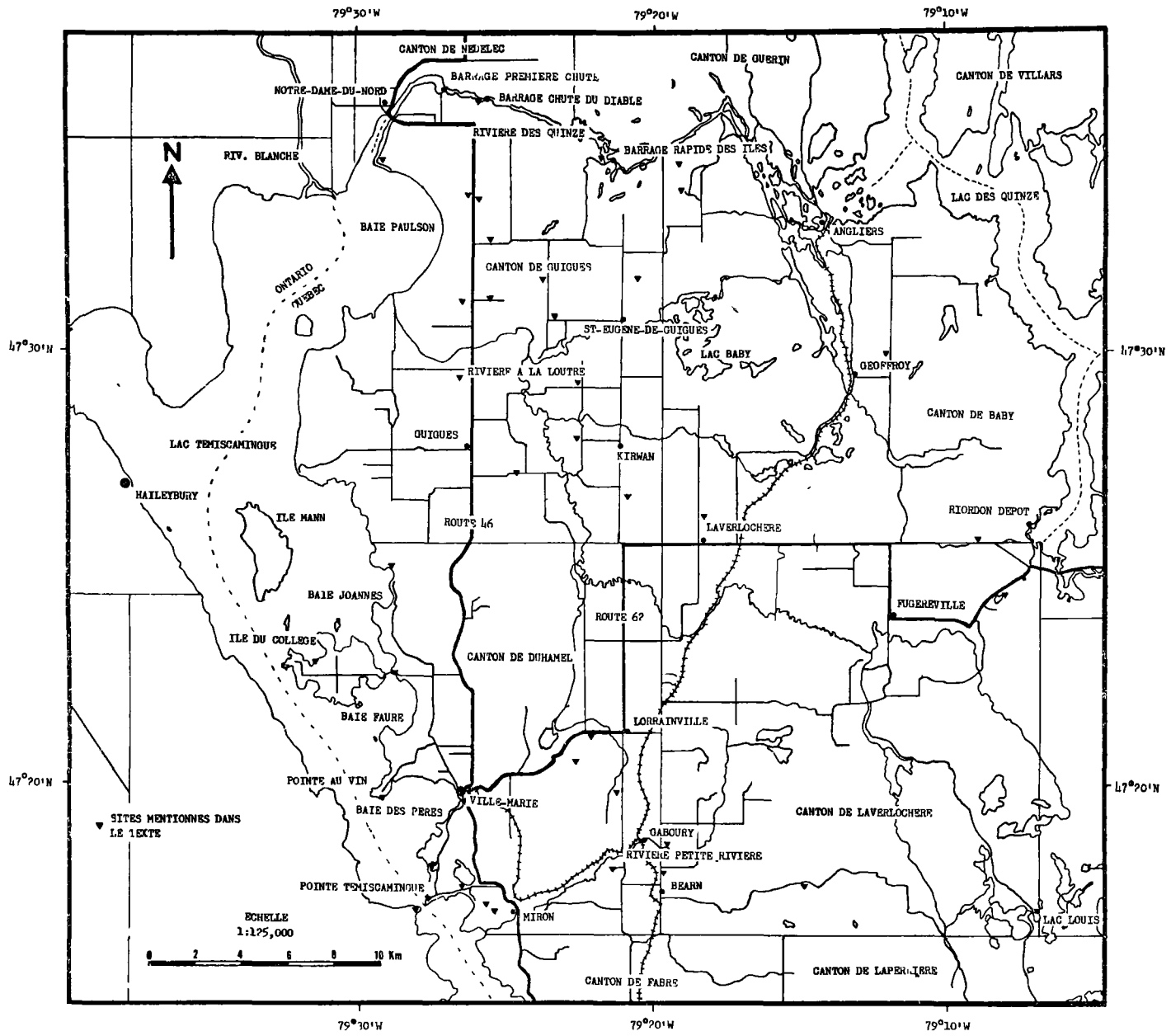


Figure 2 - Localisation des sites mentionnés dans le texte

### C) Le choix de la région

Plusieurs raisons nous ont incité à choisir la région que nous venons de localiser. Puisqu'il n'existe aucun relevé détaillé de la géomorphologie et du Quaternaire dans la petite enclave argileuse, il est intéressant et utile d'étudier un secteur de celle-ci afin d'en déterminer les principales caractéristiques.

Les cantons que nous avons étudiés ont été choisis, car une étude préliminaire indiquait qu'ils étaient caractéristiques de l'ensemble - tant du point de vue formes que du point de vue des dépôts. En plus le réseau routier est suffisamment dense pour permettre un accès facile. La région étant appelée à être développée aussi bien dans les domaines agricoles et touristiques que dans le domaine urbain, une bonne connaissance du Quaternaire est un élément essentiel à un éventuel aménagement.

Du point de vue scientifique, la région est intéressante à étudier parce que les connaissances acquises peuvent aider à mieux comprendre l'histoire régionale du Quaternaire. Ainsi, par exemple, vu sa proximité de l'exutoire dulac Barlow-Ojibway, la région peut apporter des éléments utiles à l'élucidation du problème du vidangeage de ce lac.

### D) Remerciements

Nous désirons, en premier lieu, remercier M. D.A. St-Onge, notre directeur de thèse, qui, par ses nombreux conseils et son enthousiasme, nous a permis de parachever cette thèse. Plusieurs personnes de la Commission Géologique du Canada ont rendu possible certains aspects de notre travail. L'analyse pollinique n'aurait

pu être complétée sans l'aide de M. R.J. Mott, de Mme S. Federovich et de Mme L. Wilson. Nous sommes redevable à M. W. Blake Jr. pour les datations au radiocarbone qui ajoutent énormément à notre travail, tandis que les mesures d'altitude sur photographies aériennes résultent du travail de Mme G. Mizerovsky.

Nous tenons aussi à remercier: le Conseil National des Recherches du Canada et le Département de géographie de l'Université d'Ottawa qui nous ont aidé financièrement; M. H. Marcotte qui nous a secondé à plusieurs reprises sur le terrain; M. M. Dadswell du Département de biologie de l'Université Carleton qui nous a permis d'utiliser les résultats de ses recherches sur les limites du lac Barlow-Ojibway; et Mlle I. Parent qui a dactylographié avec beaucoup de soin nos brouillons inintelligibles. En dernier lieu, il nous est impossible de passer sous silence l'aide de mon épouse, Lise, qui nous a continuellement appuyé et encouragé au cours de cette étude.

PREMIERE. PARTIE

DESCRIPTION GENERALE DE LA REGION

Chapitre I

PHYSIOGRAPHIE GENERALE

A) Le relief

Dans sa carte physiographique du Canada, Bostock (1970) divise la région à l'est du lac Témiscamingue en deux parties. Le secteur qui longe le lac fait partie de la plaine Cobalt. A l'est de ce premier secteur commence la région des Hautes-Terres de l'Abitibi. L'ensemble de ce territoire se situe dans la grande région physiographique de James.

Comme nous le verrons dans le chapitre qui traite de la géologie de la roche en place, le relief de la région est étroitement régi par la structure. Les quatre cantons à l'étude sont situés entre deux failles, celle du barrage des Quinze, à l'est, et celle de la rive ouest du lac Témiscamingue, à l'ouest. L'ensemble du bloc affaissé entre ces deux failles est incliné vers l'ouest.

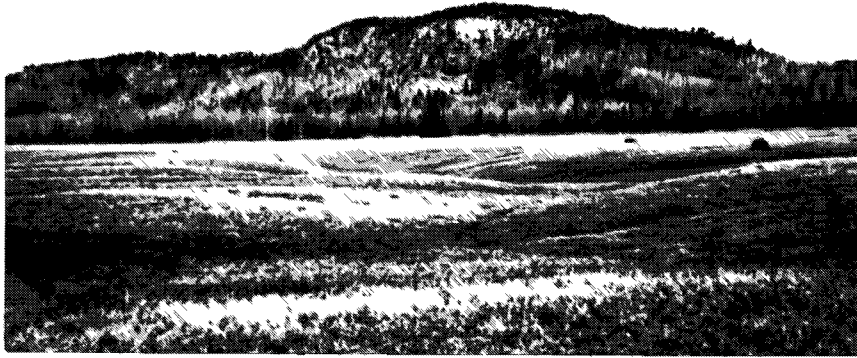
L'étude des cartes topographiques montre qu'il y a une différence d'environ 500 pieds (152 m.) d'altitude entre le lac Témiscamingue et la région à l'est des cantons de Baby et de Laverlochère. L'altitude augmente donc graduellement en allant vers l'est (figure 10). On remarque également que le relief s'accroît au sud des cantons de Duhamel et de Laverlochère. L'altitude générale de la région explique bien pourquoi la presque totalité des cantons à l'étude sont drainés par la Rivière-à-la-Loutre qui a son embouchure dans le lac Témiscamingue au centre-ouest du canton de Guigues.

De nombreuses collines surplombent la plaine glacio-lacustre (Photographie 1) (Figure 10). En schématisant, on peut grouper ces collines en deux axes nord-sud. Le premier, formé de roches de l'Huronien, se trouve au centre du canton de Duhamel. Ces collines culminent à environ 1175 pieds (388 m.) d'altitude. Les sommets sont tabulaires et ils font partie de la plaine Cobalt de Bostock (1970).

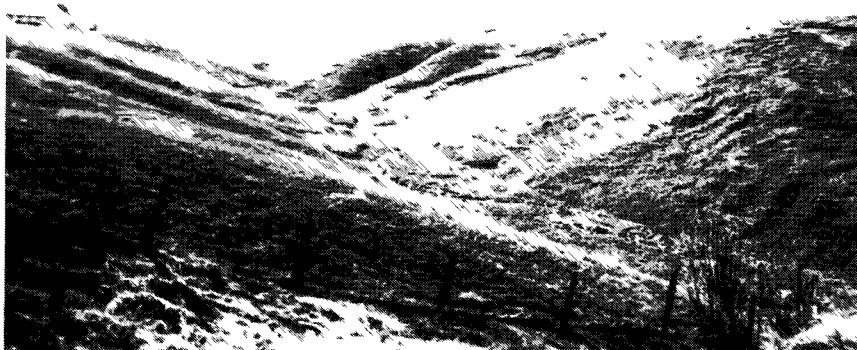
Le second axe, formé de roches cristallines archéennes, forme la frontière est de la région de thèse. Les sommets des collines varient entre 1050 (320 m.) et 1175 pieds (388 m.) d'altitude et font partie du secteur des Hautes-Terres de l'Abitibi de Bostock (1970).

Hughes (1959, 1965) dans ses travaux sur la grande enclave argileuse au nord de la ligne de partage des eaux a divisé son territoire en trois régions physiographiques. Nous pouvons étendre sa division pour y inclure la petite enclave argileuse.

La première région, la supra-aquatique, représente des îles ou les régions périphériques sises au-dessus du plus haut niveau atteint par les eaux du lac proglaciaire Barlow-Ojibway. Cette unité est sporadiquement tapissée de till. La seconde région, l'intermédiaire, comprend le secteur situé entre la plaine d'argile et la partie supérieure des plus hautes plages du lac proglaciaire, donc, ces parties du relief qui ont été exposées à l'action des vagues. On y retrouve les plages du lac, la roche en place délavée, ainsi que certaines formes morainiques ou proglaciaires souvent remaniées par les eaux du lac. La troisième région est la plaine



Photographie 1 - Colline de roche en place (formation Lorrain) surplombant la plaine glacio-lacustre.  
- Région à l'ouest de Miron.



Photographie 2 - Vallée d'un affluent de la rivière Petite Rivière - Argile glacio-lacustre.  
- 2 km. au nord de Béarn.

d'argile qui tapisse toutes les dépressions et qui s'insère par de nombreuses digitations entre les reliefs plus élevés des deux autres régions.

#### B) Le climat

Le climat du comté de Témiscamingue est continental. L'hiver est très froid et l'été chaud. Le printemps et l'automne ne sont que de brèves périodes de transition. Dans la classification de Chapman et Thomas (1968) le milieu à l'étude se situe dans la région climatique dite de "Timiskaming" dont les principales caractéristiques sont des hivers très froids, une température moyenne annuelle de 36<sup>o</sup>F. (20<sup>o</sup>C.) et des précipitations moyennes annuelles de 32 pouces (81.3 cm.). D'autres caractéristiques sont incluses dans le tableau I.

Afin de donner une idée plus précise du climat, nous reproduisons les données climatiques (tableau I) de deux postes météorologiques situés dans la région de thèse. Le premier, celui de Barrage des Quinze, est au nord-est de la région à environ 870 pieds (265 m.) A.S.L. Le second, celui de Ville-Marie, se trouve au sud-ouest à environ 630 pieds (192 m.) A.S.L. Les données sont tirées de Villeneuve (1967) et Chapman et Thomas (1968).

Tableau 1 - Données climatiques des stations météorologiques de Ville-Marie et Barrage des Quinze pour la période allant de 1931 à 1960.

	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Annuelle
<u>Barrage des Quinze</u>													
Température moy. en °F	3.7	6.0	16.5	34.0	48.8	60.2	64.6	62.5	53.6	42.7	28.3	11.8	36.3
Température max. moy.	14.5	18.0	28.7	44.3	60.0	70.6	74.8	72.5	62.9	50.8	34.4	20.8	46.3
Température min. moy.	-7.2	-6.0	4.3	23.7	37.6	49.8	54.4	52.4	44.3	34.6	22.1	2.8	26.3
Précipitation tot.(po.)	2.18	1.88	2.04	2.33	2.87	4.13	3.94	3.82	5.00	3.53	2.55	2.27	36.54
<u>Ville-Marie</u>													
Température moy. en °F	4.7	6.6	16.8	34.4	48.8	60.0	64.4	62.3	53.6	43.1	29.8	12.5	36.5
Température max. moy.	17.0	19.5	29.7	45.3	61.2	71.8	76.2	74.2	64.3	52.3	36.9	22.8	47.7
Température min. moy.	-7.6	-6.4	3.9	23.5	36.3	48.1	52.5	50.4	43.0	33.9	22.6	2.3	25.3
Précipitation tot.(po.)	1.89	1.55	2.06	1.93	2.35	3.15	3.26	2.93	3.52	2.87	2.21	1.87	29.59

Région climatique Timiskaming

Date moyenne de la dernière gelée du printemps - le 10 juin

Date moyenne de la première gelée d'automne - le 13 septembre

Durée moyenne annuelle de la saison de végétation - 172 jours

Moyenne annuelle de précipitation de neige - 85 pouces

Nombre moyen de degrés-jours de croissance par année - 2600

### C) Le réseau hydrographique

L'ensemble des quatre cantons est drainé par la Rivière-à-la-Loutre qui se jette dans le lac Témiscamingue au centre-ouest du canton de Guigues. Un second petit bassin, celui de la rivière Blanche (rivière Petite-Rivière), a son embouchure dans le même lac au sud-ouest du canton de Duhamel. Quelques autres cours d'eau, surtout de premier ordre, se jettent directement dans le lac Témiscamingue ou dans la rivière des Quinze.

Le bassin de la Rivière-à-la-Loutre est orienté sud-est nord-ouest. La région étant une plaine inclinée, les cours d'eau naissent pour la plupart dans les régions plus élevées au sud et à l'est de cette plaine.

Afin de décrire adéquatement le chevelu hydrographique, l'analyse de Horton a été utilisée. L'importance et l'utilité de cette analyse, ayant été démontrées entre autres par Horton (1945), Strahler (1957), Leopold et alii (1964) et St-Onge (1968) nous nous contenterons ici de discuter brièvement les résultats de l'analyse sans en justifier la méthode.

Les figures 3 et 4, ainsi que le tableau II résument le travail. Contrairement à ce que Milton avançait en 1966 dans le cas des deux bassins qui nous intéressent, le tracé hydrographique n'illustre pas parfaitement les lois de probabilité. Ces résultats anormaux demandent donc une explication géomorphologique (St-Onge, 1968).

Puisque l'on retrouve les mêmes anomalies dans les deux chevelus hydrographiques, le bassin de la Rivière-à-la-Loutre sera

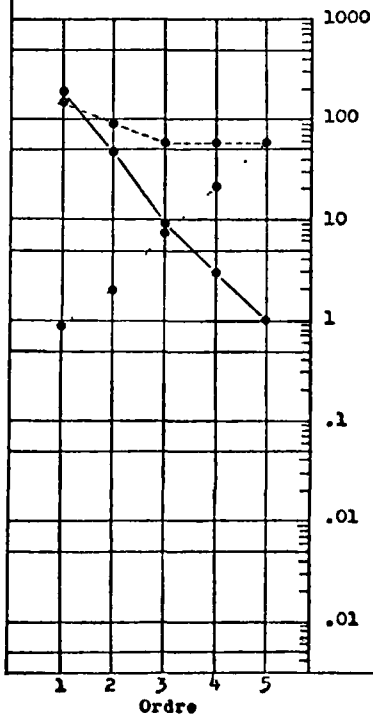
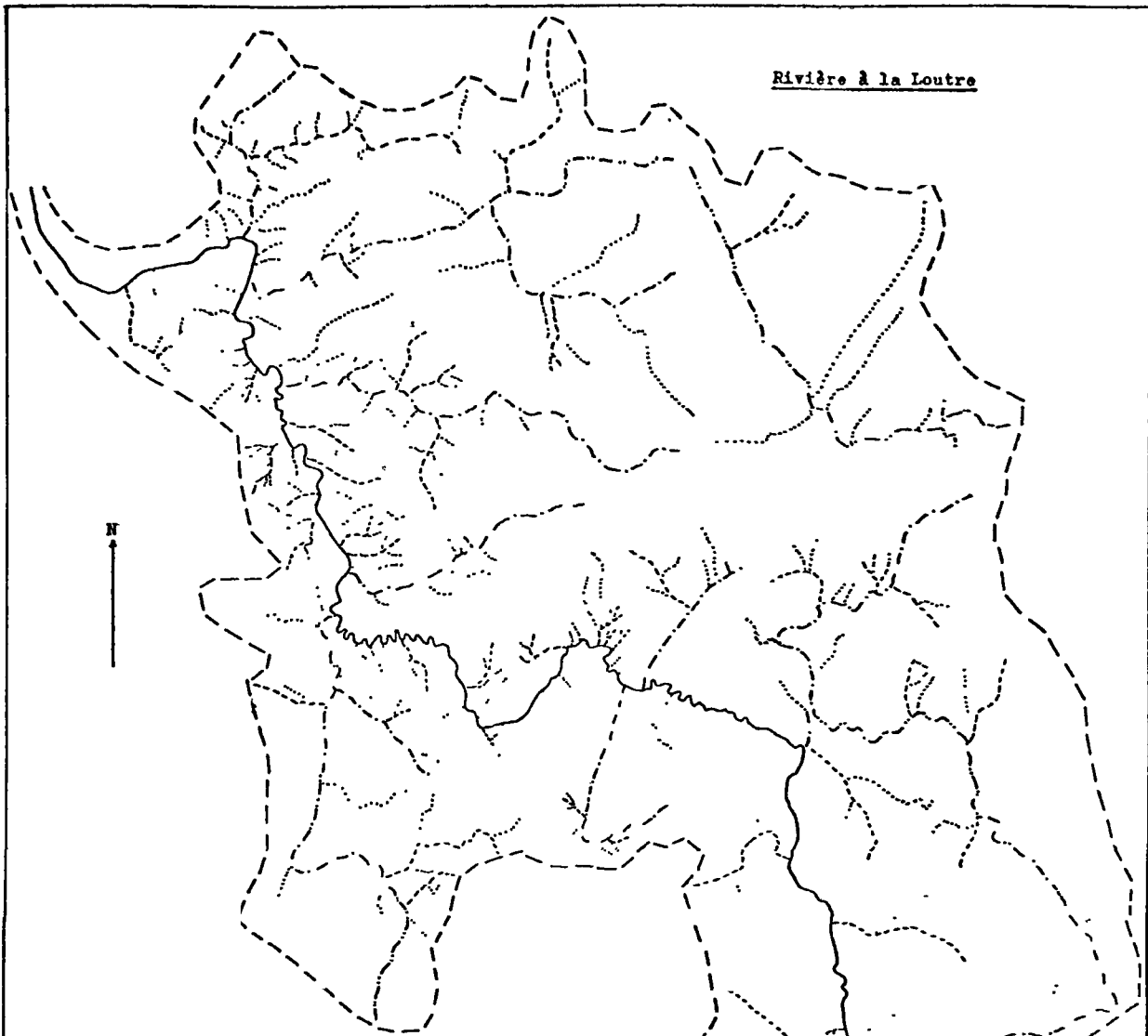
analysé à titre d'exemple. L'analyse effectuée sur le bassin de la rivière Blanche se justifie du fait qu'elle confirme les résultats obtenus pour l'autre bassin.

Le bassin de la Rivière-à-la-Loutre a une superficie d'environ 446 kilomètres carrés et son cours d'eau principal est de cinquième ordre. En outre il s'y trouve 3 affluents de quatrième ordre, 9 de troisième ordre, 47 de deuxième ordre et 181 de premier ordre. Les longueurs totales varient entre 62 kilomètres pour le cours d'eau de cinquième ordre et 161 kilomètres pour ceux de premier ordre. Les longueurs moyennes sont de .89 kilomètre pour les affluents de premier ordre, 1.91 kilomètres pour ceux de deuxième ordre, 6.96 kilomètres pour ceux de troisième ordre, 20.71 kilomètres pour ceux de quatrième ordre. La densité de drainage de la Rivière-à-la-Loutre est de .98. Il faut dans cette région un kilomètre carré pour maintenir une longueur de .98 kilomètres de chenal. La réciproque de la densité de drainage, soit la distance moyenne entre deux cours d'eau est de 1.02 kilomètres.

Aux Etats-Unis, en moyenne, la densité de drainage est de 1.4 milles (1.8 km.) selon Léopold et alii (1965, p. 145). Marcotte (1971, p. 29) et Lengellé (1968) ont trouvé respectivement des valeurs de 2.61 km. et de 0.60 à 0.95 km. pour des chevelus hydrographiques s'écoulant dans des dépôts argileux glacio-marins de la région d'Ottawa.

Les principales anomalies du réseau hydrographique de la Rivière-à-la-Loutre se situent à deux niveaux différents. La première de ces anomalies est celle que laisse entrevoir la densité

Rivière à la Loutre



0 1 2 4 6 km.

échelle - 1:125,000

Légende

Bassin hydrographique

Ordre

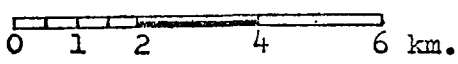
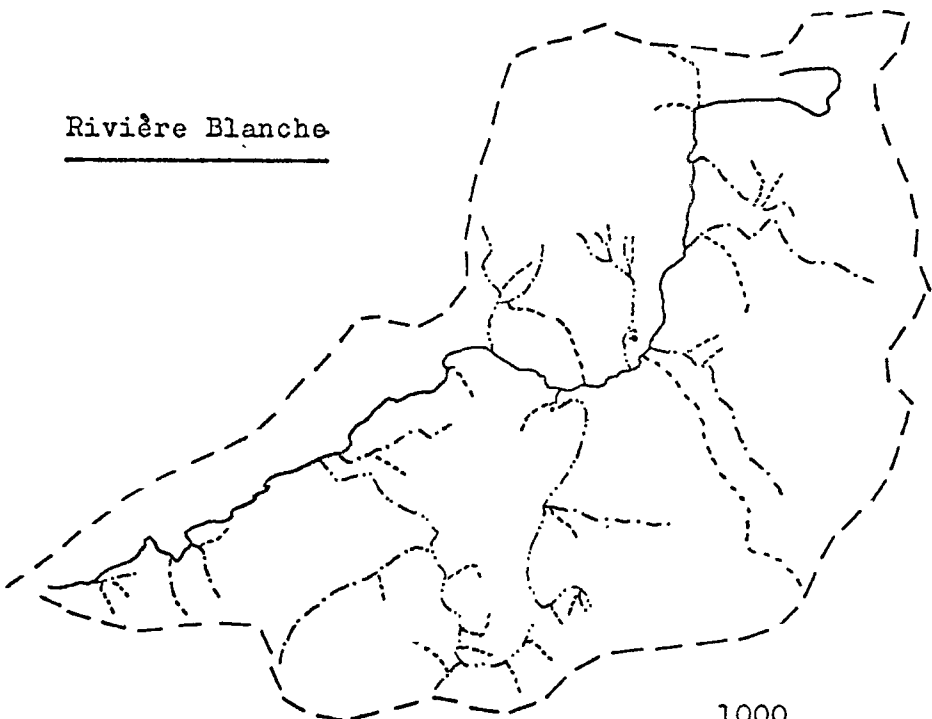
- 1 ..... -
- 2 ..... - - - - -
- 3 ..... - - - - -
- 4 ..... - - - - -
- 5 ..... - - - - -

Graphique semi-logarithmique

- Ordre vs nombre ..... -
- Ordre vs longueur ..... - - - - -
- Ordre vs longueur moyenne ..... - - - - -

Figure 3 - Analyse de Horton  
Bassin de la Rivière à la Loutre

Rivière Blanche



échelle - 1:125,000

Légende

Bassin hydrographique

- Ordre  
 1 - - - - -  
 2 - · - · - ·  
 3 - · - · - ·  
 4 - - - - -

Graphique semi-logarithmique

- Ordre vs nombre - - - - -  
 Ordre vs longueur - - - - -  
 Ordre vs longueur moyenne · - · - · - ·

1000

100

10

1

.1

.01

.001

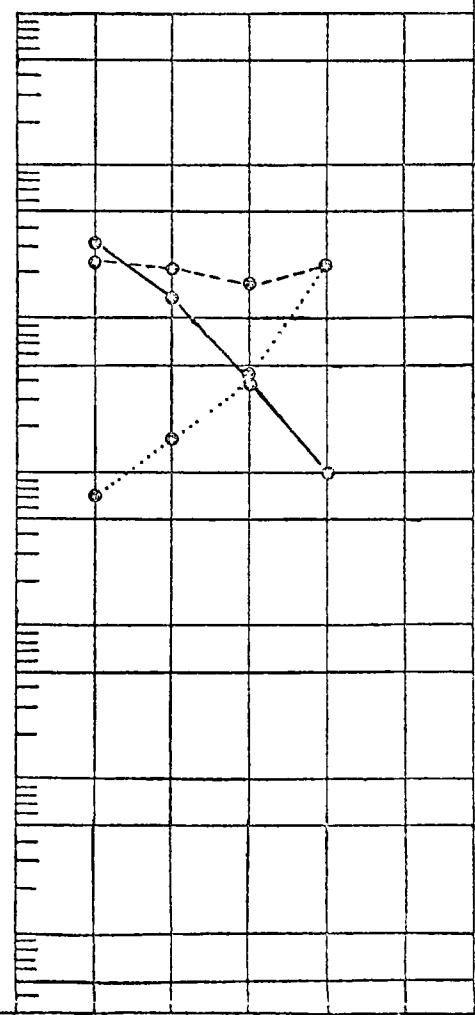


Figure 4 - Analyse de Horton  
 Bassin de la riv. Blanche

1 2 3 4  
 Ordre

Tableau 2 - Application de l'analyse de Horton aux bassins de la  
Rivière à la Loutre et de la rivière Blanche.

Rivière à la Loutre

Ordre	Nombre	Longueur totale	Longueur moyenne	Rapport de confluence
1	181	160.98 km.	0.89 km.	
2	47	89.62 km.	1.91 km.	3.85
3	9	62.63 km.	6.96 km.	5.22
4	3	62.12 km.	20.71 km.	3.00
5	1	62.00 km.	62.00 km.	3.00
		ΣL 437.35 km.		moyenne 3.77

Superficie totale du bassin - 446.25 km<sup>2</sup>

Densité de drainage - 0.9801

Distance entre 2 cours d'eau - 1.0204 km.

Rivière Blanche

Ordre	Nombre	Longueur totale	Longueur moyenne	Rapport de confluence
1	30	23.00 km.	0.77 km.	
2	13	21.50 km.	1.65 km.	2.31
3	4	17.25 km.	4.31 km.	3.25
4	1	21.75 km.	21.75 km.	4.00
		ΣL 83.50 km.		moyenne 3.19

Superficie totale du bassin - 76.46 km<sup>2</sup>

Densité de drainage - 1.0921

Distance entre 2 cours d'eau - 0.9157 km.

de drainage. Normalement, dans les endroits où il existe une importante couverture de matériel argileux, la densité de drainage est assez élevée. Puisque l'ensemble du bassin est presque entièrement tapissé d'argile lacustre, on pourrait donc s'attendre à une forte densité de drainage. Ce n'est évidemment pas le cas. Le seul secteur du réseau qui a un chevelu hydrographique assez dense est celui en aval du bassin (figure 3). Il est intéressant de constater que cette région est celle qui a été le plus déboisée. La végétation joue donc un rôle important dans le développement du réseau hydrographique. La photographie 2 montre une vallée d'un affluent de la rivière Blanche dans la zone déboisée.

Il est possible de souligner une seconde anomalie si l'on met en relation l'ordre des cours d'eau avec leur nombre et leur longueur. Sur papier semi-logarithmique, le rapport entre l'ordre des cours d'eau et leur nombre, donne une courbe quelque peu concave. Il faudrait un plus grand nombre de cours d'eau de troisième ordre pour obtenir une droite. Par ailleurs le rapport entre l'ordre et la longueur moyenne donne essentiellement une droite. On obtient cependant une très grande dispersion des points dans le cas du rapport entre l'ordre et la longueur totale. Les cours d'eau de troisième, quatrième et cinquième ordre mesurent tous environ 62 kilomètres, alors que normalement les affluents de quatrième ordre devraient mesurer un peu plus que ceux de cinquième ordre et ceux de troisième ordre un peu plus que ceux de quatrième. Ce phénomène s'explique du fait que les cours d'eau de quatrième ordre ont peu d'affluents de troisième ordre et ceux de troisième ordre peu d'affluents d'ordres inférieurs.

Ces anomalies démontrent donc que le tracé hydrographique de la Rivière-à-la-Loutre n'a pas encore atteint un équilibre qui se traduirait au sein de l'analyse de Horton par une meilleure hiérarchisation des cours d'eau de différents ordres. Il faut donc en conclure, comme l'a fait St-Onge (1968) pour le bassin de la rivière Freeman en Alberta, que le réseau hydrographique de la Rivière-à-la-Loutre est "jeune" et que son développement a été freiné par la végétation. Pour comprendre ce phénomène il faut garder à l'esprit deux faits. Premièrement la Rivière-à-la-Loutre et ses affluents n'existent que depuis le départ des eaux du lac proglaciaire Barlow-Ojibway, soit il y a environ 8,000 ans. Deuxièmement, il ne faut pas oublier que la végétation semble s'être installée très rapidement dans la région (voir analyse pollinique, chap. 4 et 6). Cette installation rapide de la végétation a sans aucun doute grandement freiné le développement et la hiérarchisation du bassin. La preuve de l'importance de la végétation dans ce freinage se trouve dans les régions déboisées pour fins agricoles, où le réseau hydrographique est beaucoup mieux développé.

#### D) Les sols

Il n'existe pas encore une carte détaillée des sols du comté de Témiscamingue. La seule étude pédologique effectuée dans la petite enclave argileuse, est celle de Hoffman et alii (1956). Ce travail traite des sols de la région de New Liskeard-Englehart sise au nord-ouest du lac Témiscamingue.

Cet endroit, étant topographiquement, hydrographiquement, climatiquement, lithologiquement et végétativement semblable à la

région à l'est du lac Témiscamingue, il est plus que vraisemblable que les processus pédologiques à l'oeuvre dans les cantons à l'étude ont produit les mêmes grands groupes de sols que dans la région étudiée par Hoffman et alii; il est donc utile de donner une brève description des cinq principaux groupes de sols de la région de New Liskeard-Englehart.

Les sols bruns forestiers (ordre brunisolique) se développent dans les endroits bien drainés sur des tills et argiles calcaires. Dans l'ensemble le profil de ce sol est brun. En surface on retrouve de la matière organique (horizon O) et une couche organo-minérale ( $A_1$ ). L'horizon  $B_1$  illuvié a une épaisseur qui varie entre 1 pouce et 18 pouces. Dans sa partie supérieure, cet horizon est gris-brun. En allant vers le bas la couleur devient de plus en plus brune.

Dans les endroits bien drainés, où le calcaire a été partiellement évacué, on retrouve les sols gris-boisés (ordre podzolique). Ces sols se développent sur des argiles et des limons calcaires. Ils se distinguent par un horizon  $A_1$  organo-minéral gris-brun foncé et un horizon  $A_2$  éluvié de couleur pâle. L'horizon B, de couleur brune, a une épaisseur qui peut atteindre 20 pouces et possède une forte teneur en argile et sesquioxides. La roche mère (C) est habituellement très peu altérée.

Les podzols (ordre podzolique) évoluent dans les endroits bien drainés où le matériel original est non calcaireux. Ce groupe se développe surtout sur du till, du matériel fluvio-glaciaire et des limons. L'horizon  $A_2$  de ce sol est intensément éluvié et de

couleur grise. L'horizon B d'illuviation a une couleur brun-rougeâtre ( $B_2$ ) et jaunâtre ( $B_3$ ).

Les sols gleysoliques gris foncé (ordre gleysolique) se développent sur du matériel à faible ou forte teneur en calcaire dans les endroits imparfaitement drainés. La surface de ce sol se caractérise par une couche gris-foncé ( $A_1$ ) de 7 à 8 pouces (27 à 31 cm.) d'épaisseur. Sous cette couche se trouve un horizon gris-brun tacheté de gley (G).

Le dernier grand groupe est celui des sols organiques. Ces sols possèdent une accumulation importante de matières organiques plus ou moins décomposées. Ils sont communs dans les endroits très mal drainés.

## Chapitre II

### Géologie de la roche en place

#### Introduction

Dans ce chapitre nous donnerons une brève description de la géologie et de la structure de la roche en place de la région. Nous croyons que plusieurs problèmes du Quaternaire peuvent être élucidés par une bonne connaissance de la géologie du territoire à l'étude.

Dans une première partie nous résumerons les travaux antérieurs, puis nous décrirons les différents types lithologiques qui affleurent dans la région. Certains problèmes structuraux nous amèneront à parler de l'origine du lac Témiscamingue.

#### A) Bref historique des études géologiques faites dans la région

La géologie de la région sise à l'est du lac Témiscamingue est connue depuis longtemps. Le territoire, facile d'accès par voie d'eau, fut vite étudié par les premiers géologues canadiens. Dans un article de Cooke (1925) on retrouve la reproduction d'un texte qui relate la découverte d'une mine de plomb et d'argent par un groupe d'explorateurs français en 1686. Cette mine est celle de Wright sise dans le canton de Duhamel.

Sir William Logan (1845), dans une expédition ayant pour but la reconnaissance de la géologie de la région allant de Bytown (Ottawa) jusqu'à la tête du lac Témiscamingue, examina le premier la rive "est" du lac ainsi que la Rivière des Quinze jusqu'à la première chute. Walter McQuat (1872) étudia en détail les roches le long de la Rivière des Quinze au cours du voyage

qui le mena jusqu'au lac Abitibi par voie d'eau. Ces deux pionniers furent suivis plus tard par Barlow (1899) qui étudia la géologie du territoire à l'est et à l'ouest du lac Témiscamingue.

Plus tard, Coleman (1900) examina rapidement la géologie aux environs de Ville-Marie. Entre autres choses, il identifia et mesura les terrasses du lac Témiscamingue à cet endroit. Par après Miller (1902) étudia et décrivit à nouveau les affleurements le long de la Rivière des Quinze. Subséquemment dans l'étude très importante de ce dernier (Miller, 1906) sur les dépôts miniers de la région à l'ouest du lac Témiscamingue, on retrouve plusieurs notes sur la géologie de la région qui nous intéresse.

Les découvertes d'argent, de nickel et de cobalt à l'ouest du lac, ont amené Barlow (1907) et M. E. Wilson (1908, 1911) à examiner en détail notre région de thèse. Les premières cartes géologiques détaillées sont de ces deux géologues. Quelques années plus tard, Wilson (1918) a résumé l'ensemble des connaissances géologiques sur la région dans son important mémoire sur le comté de Témiscamingue. Par après Hume (1920, 1925) fut le premier à examiner en détail les roches du Paléozoïque qui affleurent dans cette région. Son étude nous donne une excellente idée de la pétrographie, de la stratigraphie, de la paléontologie et de la structure des roches de cette ère.

Henderson (1936) contribua grandement à la connaissance de la région, par son étude géologique des régions de Ville-Marie et de Guillet. Quelques années plus tard, Dresser et Denis (1946) ont résumé l'ensemble des travaux traitant de notre territoire

dans leur étude sur la géologie du Québec. Récemment Chagnon (1963, 1968) compléta la cartographie détaillée de la partie nord des cantons de Guigues et de Baby. Après lui Dugas (1963) rassembla ces données diverses et produisit une carte géologique pour l'ensemble de la région à l'est du lac Témiscamingue.

En dernier lieu il faut mentionner que certains auteurs ont étudié les régions voisines de celle qui nous intéresse. Entre autres études, on ne peut passer sous silence celles effectuées au sud de notre région par Robert (1961, 1962, 1963), au nord-est par Chagnon (1961, 1962) et au nord-ouest par Burrows et Hopkins (1922), Thomson (1965) et Boyle et alii (1969).

#### B) Les roches précambriennes

Notre région est sise dans la région physiographique du Bouclier canadien. Les roches que l'on y retrouve ont été mises en place au cours de trois ères géologiques: le Précambrien, le Paléozoïque et le Cénozoïque. Dans ce chapitre nous résumerons les connaissances acquises sur la roche en place. Les roches du Cénozoïque seront étudiées dans le chapitre qui traite des dépôts du Quaternaire. Le tableau III résume les données géologiques des quatre cantons à l'étude. Ce tableau a été assemblé à partir des travaux de Henderson (1936), Thomson (1965), Sinclair (1965), Stockwell (1964), Fairbairn et alii (1969) et Roscoe (1969).

##### 1) Les roches archéennes

Les roches du Précambrien sont divisées en deux catégories, celles de l'Archéen et celles du Protérozoïque.

Tableau 3 - Séquence géologique que l'on retrouve dans la région à l'étude.

Ere		Période	Formations et notes descriptives		
Cénozoïque	Quaternaire	Holocène	Alluvions, tourbières etc...		
		Pléistocène	Argile et sable lacustre Fluvio-glaciaire Till		
Paléozoïque		Ordovicien	Groupe New Liskeard	Formation de Guigues - Grès - Conglomérat (matrice de grès à ciment calcaire)	
Précambrien	Protérozoïque	Aphébien	Huronien	Roches ignées intrusives - dykes de diabase "Nipissing"	
				Groupe Cobalt	Formation Lorrain -quartzites, conglomérat
				Groupe Cobalt	Formation Gowganda -conglomérat, grauwackes, arkoses
	Archéen	Algomien (?)	Intrusions acidiques (batholithes) -granites, granodiorites		
			Intrusions basiques - diorites, gabbro, péridotites serpentine		
		Keewatin (?)	paragneiss		
		Keewatin	Roches éruptives d'épanchement - rhyolite, dacite, andésite, basalte, tufs		

— = discontinuité

L'Archéen est composé, dans notre région, de très anciennes roches éruptives et de roches sédimentaires métamorphisées de la période du Keewatin. La rhyolite, la dacite, l'andésite et le basalte sont les principales roches volcaniques. En certains endroits on retrouve du tuf entre les strates de laves. Ces roches affleurent principalement dans le canton de Baby et à l'ouest du canton de Guigues. La figure 5 donne une idée de la répartition des différents affleurements. Les roches sédimentaires métamorphisées sont des grauwackes et des arkoses transformées en gneiss. Elles affleurent dans le sud-ouest du canton de Laverlochère.









Les roches du Keewatin sont injectées de sills et de dykes de roches basiques (diorite, gabbro, péridotite) qui font partie probablement de la période algomienne. Par métamorphisme certaines roches basiques sont devenues de la serpentine. Ces roches affleurent dans le sud-est du canton de Duhamel.


Les roches de la première période mentionnée plus haut sont en général fortement plissées et ont été injectées de roches acides telles que le granite et la granodiorite. Ces roches affleurent au nord-est du canton de Duhamel, au nord et à l'ouest de celui de Laverlochère et à l'ouest de celui de Baby.

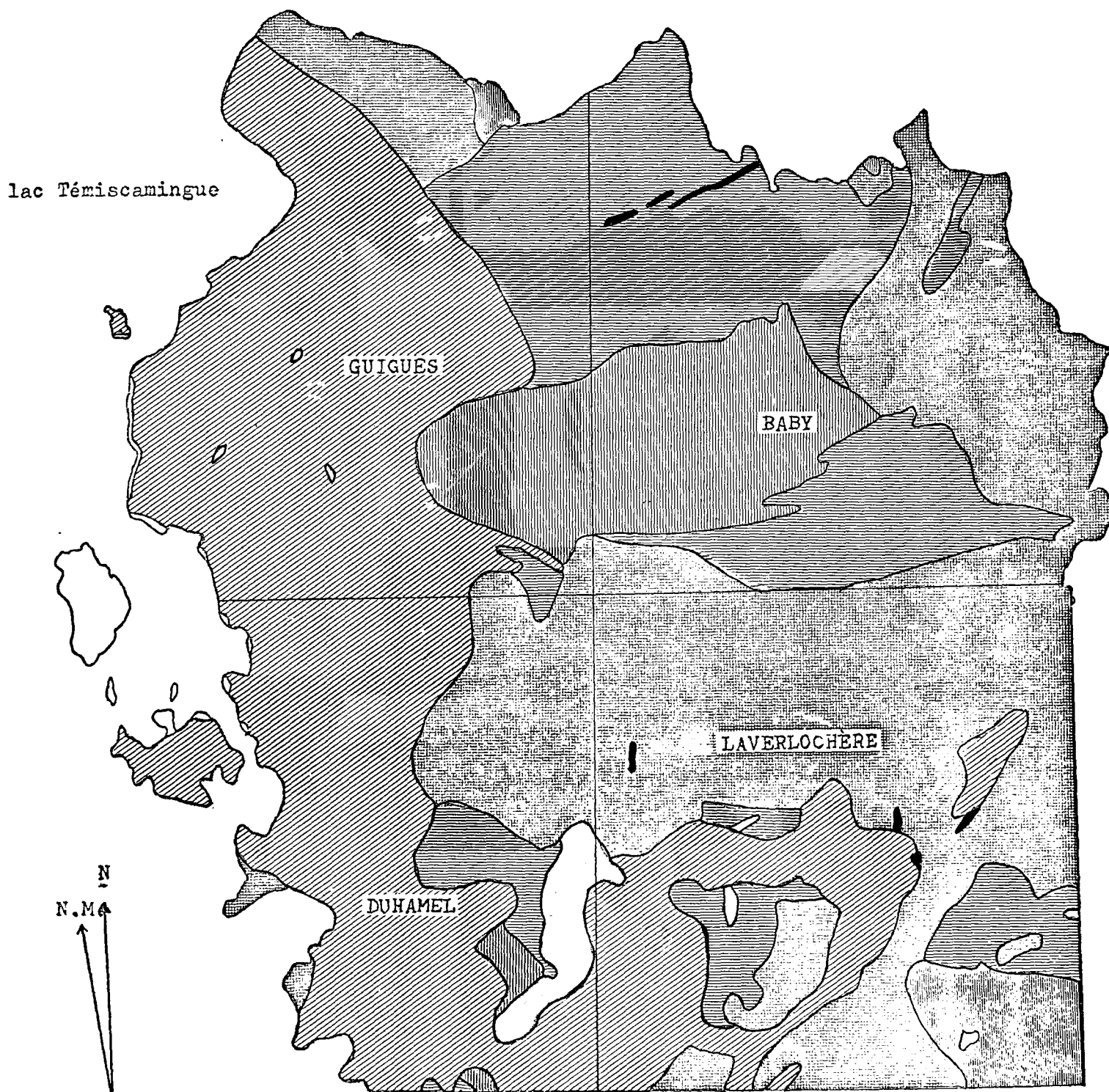
## 2) Les roches du Protérozoïque

Entre la mise en place des roches de l'Archéen et celle du Protérozoïque, il y a eu une longue période d'érosion. Les formations sises en discontinuité stratigraphique au-dessus des roches archéennes sont de l'ère aphébienne du Protérozoïque

Figure 5 : Carte lithologique des cantons de Guigues, Baby, Duhamel, et Laverlochère

-  Grès et conglomérat
-  Diabase
-  Roches sédimentaires (Kuronien)
-  Granite et gneiss granitique
-  Péridotite
-  Rhyolite
-  Andésite
-  Paragneiss

0 3 6 mi.  
  
 échelle

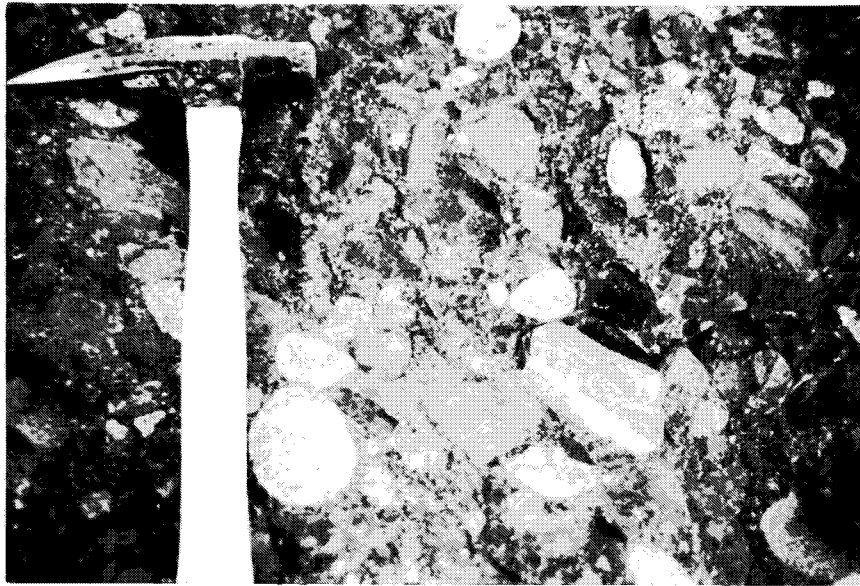


et plus exactement du groupe de Cobalt de l'Huronien. Les deux principales formations de ce groupe sont celles de Gowganda, la plus ancienne, et de Lorrain, la plus récente.

La formation de Gowganda, ainsi que celle de Lorrain, est horizontale et très peu métamorphisée. La Gowganda est composée en grande partie de conglomérats, de grauwackes, et d'arkoses. Elle affleure surtout au centre des cantons de Duhamel et de Laverlochère. Entre autres, Miller (1906), Coleman (1907) et Wilson (1918) ont décrit cette formation comme étant une "tillite". (La photographie 3 montre un conglomérat de la formation Gowganda.) Lindsey (1966) de même que Lindsay, Summerson et Barrett (1970) ont mesuré l'orientation des cailloux au sein de la formation Gowganda. Leurs résultats démontrent que cette formation a une origine glaciaire.

La formation de Lorrain, composée de quartzites, repose non conformément sur la formation de Gowganda. Cette formation est la plus étendue de notre région de thèse. On la retrouve à l'est des cantons de Guigues et de Duhamel et au sud de ce dernier canton. Les collines qui surplombent la plaine lacustre Barlow-Ojibway sont en grande partie de cette formation. (Photographie 1). Ces roches étant fortement diaclasées, on trouve souvent des talus d'éboulis à la base des affleurements (face sud de la colline à l'ouest de Miron).

Vers la fin de la période huronienne des dykes de diabase ont été injectés dans les roches archéennes et aphébiennes.



Photographie 3 - Formation Gowganda - Tillite.  
- Affleurement à  $\frac{1}{2}$  km. au nord de Béarn.



Photographie 4 - Grès ordovicien de la formation de  
Guigues recouvert de Till et d'argile glacio-  
lacustre.  
- Route 62, 1 km. à l'ouest de Lorrainville.

### 3) Provinces structurales et orogènes

Avant de traiter des roches du Primaire, il est bon de situer les roches précambriennes de notre région au sein du Bouclier canadien et de voir quelles orogènes les ont affectées. (Voir figure 6.)

L'ensemble des roches archéennes fait partie de la province "Supérieure" du Bouclier. Ces roches ont été affectées par l'orogène kenoranéenne (Stockwell, 1964, 1965a, 1965b). Par contre, les roches aphébiennes ne semblent pas avoir été affectées par les différentes orogènes du Bouclier. On considère ces roches comme faisant partie d'un craton.

En examinant la carte tectonique du Canada (1969), on voit que notre région est à la marge de la province de Grenville du Bouclier canadien. Robert (1962) a indiqué la présence du front de Grenville dans le canton de Fabre, immédiatement au sud du canton de Duhamel. Il est facile d'étendre le front vers le nord-est en prenant en considération certaines différences lithologiques. La limite entre les roches volcaniques du Keewatin et les paragneiss du sud-est du canton de Laverlochère semble localiser la limite du front dans notre région. (Voir figures 5 et 6.) Les roches archéennes au nord de cette limite ont été affectées uniquement par l'orogène kenoranéenne, alors que les roches

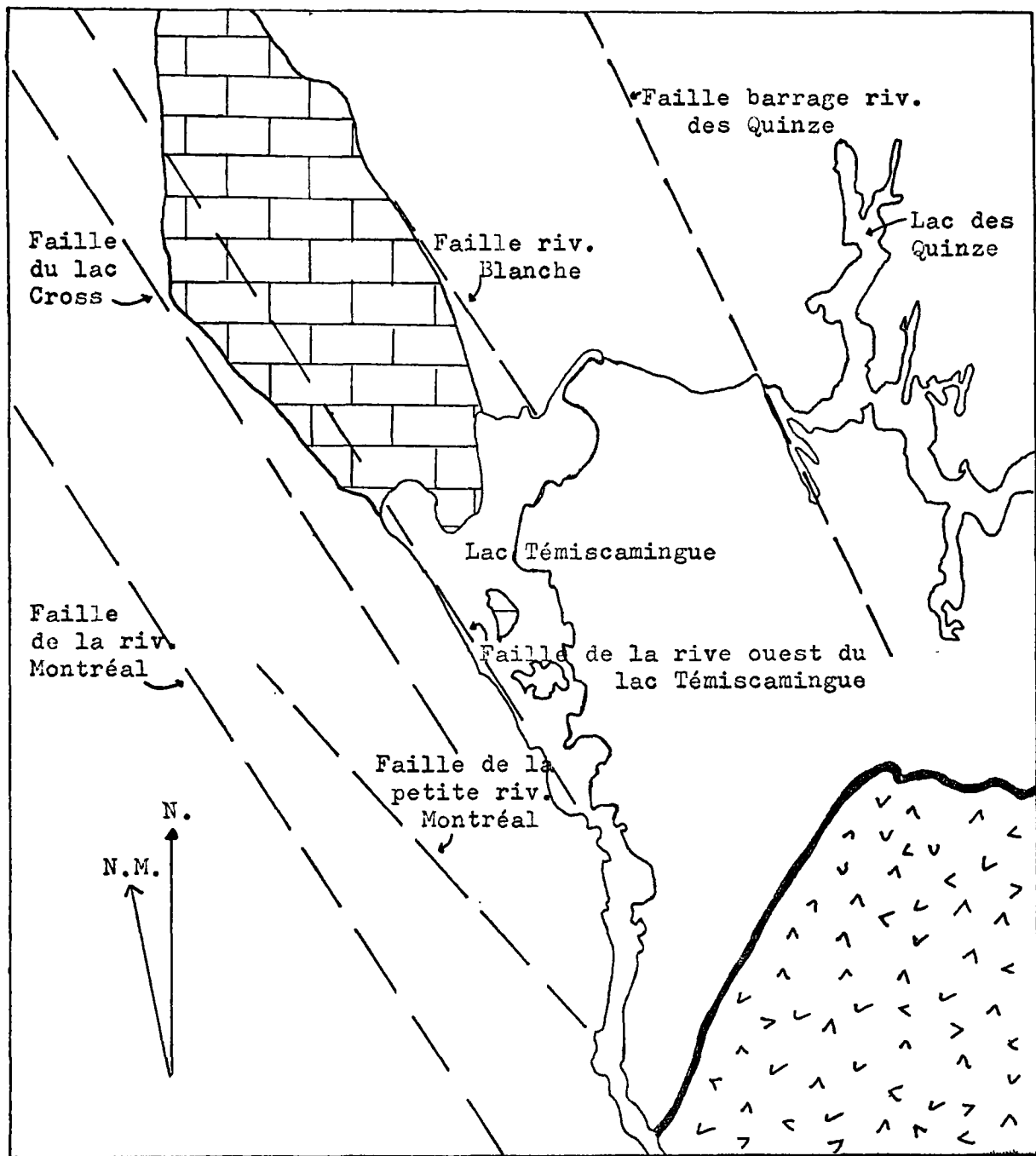
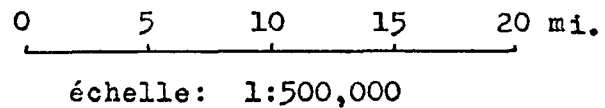
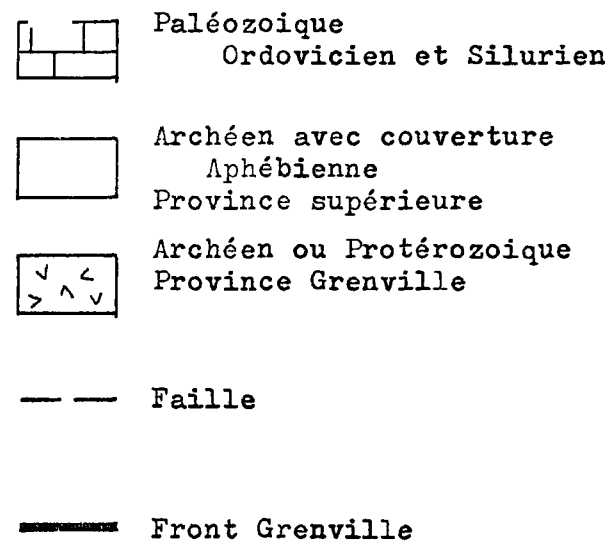


Figure 6 : Carte géologique et tectonique de la région du lac Temiscamingue, Ontario et Québec



archéennes au sud de la limite ont été touchées par les orogénèses kenoranéenne . et Grenville.

C) Les roches du Paléozoïque

Dans le secteur ouest des cantons de Duhamel et de Guigues les roches ordoviciennes affleurent en de nombreux endroits (figure 5). Elles ont été cartographiées par Barlow (1899), Wilson (1911, 1918) Hume 1917, 1925), Henderson (1936), Ollerenshaw et Macqueen (1960) et Chagnon (1963, 1968).

1) L'Ordovicien

Henderson (1936) décrit comme suit les formations de conglomérats et de grès qui affleurent sur la rive est du lac Témiscamingue:

The conglomerate consists of pebbles and boulders of the Precambrian Lorrain quartzite on which it rests. The matrix is a sandstone composed of angular to subangular grains of quartz and in places contains a little limy material. The conglomerate grades upwards, within a few feet, into a finer grained sandstone composed of angular to subangular grains of quartz derived from the underlying Lorrain quartzite. A little limy material is present in many places cementing the grains together, but most of the sandstone near the base is very pure.

Le long de la rive nord-est de l'Ile-du-Collège de nombreuses formes de corrosion et de corrasion ont été développées dans les conglomérats de cette formation.

Sinclair (1965) a récemment subdivisé l'Ordovicien du lac Témiscamingue en formations. Selon lui les roches ordoviciennes de la région à l'étude font partie de la formation de Guigues du groupe New Liskeard.

A la suite de la mise en place des roches du Paléozoïque, il y a eu une longue période d'érosion. La présence à quelques milles à l'est et à l'ouest de Guigues d'affleurements de roches ordoviciennes, démontre qu'au moins 500 pieds (150 m.) de roches siluriennes ont été érodés. A environ 1 km. à l'ouest de Lorrainville sur le côté sud de la route 62 nous avons noté un affleurement de grès ordovicien qui n'avait pas été précédemment cartographié (photographie 4).

## 2) La structure de "l'outlier" du Paléozoïque

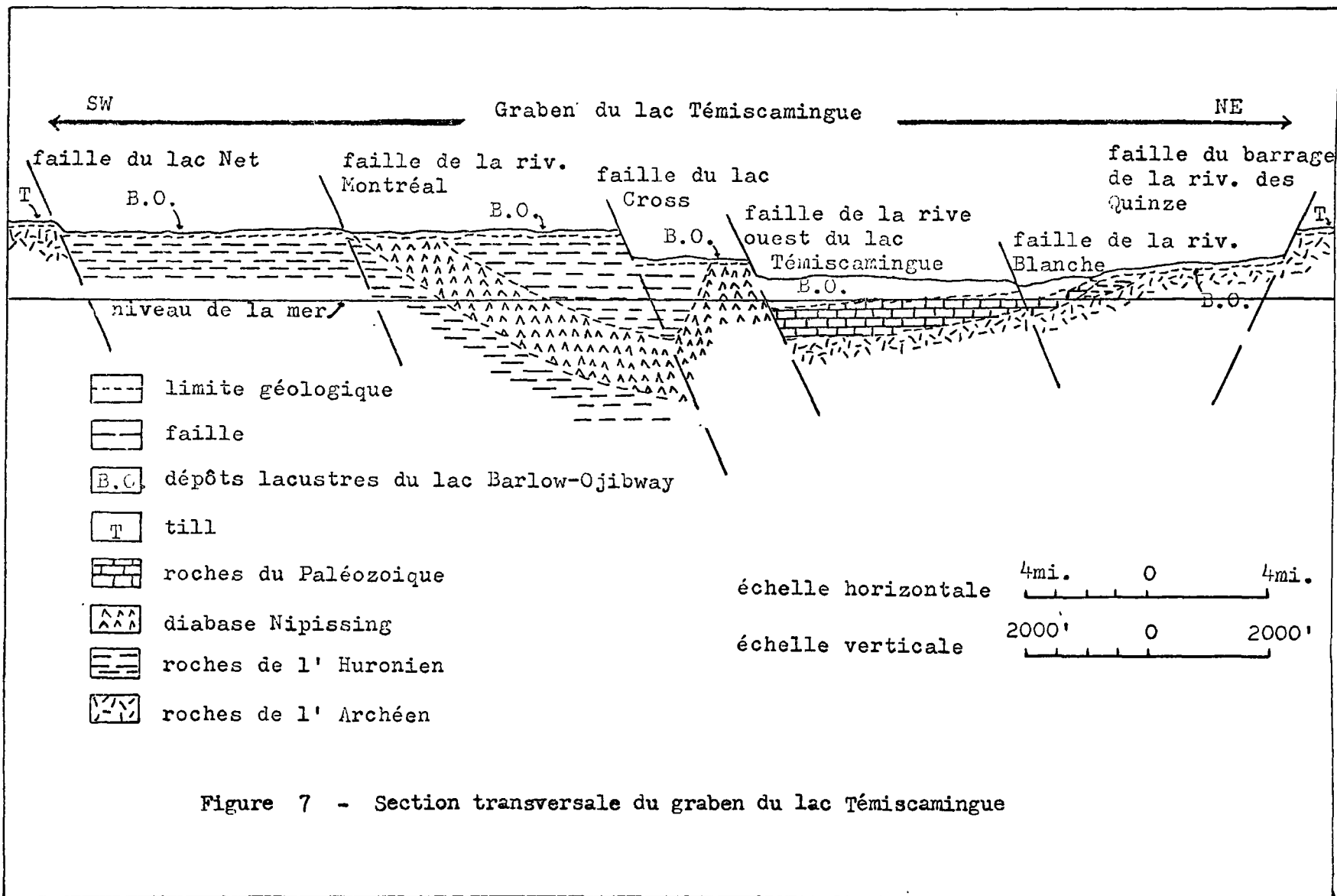
Nous pouvons maintenant nous interroger sur le pourquoi de la présence de roches paléozoïques si loin à l'intérieur du Bouclier. Le problème a été étudié d'abord par Logan (1845), puis par Barlow (1899), Miller (1906), Pirsson (1910), Wilson (1908, 1911, 1918) et finalement par Williams (1915) qui parla le premier de la présence d'une faille à l'ouest du lac Témiscamingue. Ce n'est qu'avec l'étude détaillée de Hume (1920, 1925) que le problème a pu être expliqué de la façon suivante:

The evidence seems to show that the Palaeozoic rocks of Temiskaming area owe their existence chiefly to a depression formed by warping of the Canadian Shield subsequent to their deposition. Afterwards these strata were further depressed and sheltered from erosive agencies by a great fault which extends north-westward along the straight western shore of Lake Timiskaming and perhaps also by a small fault extending through Cobalt north-eastwards towards rivière des Quinze.

La figure 7 tirée de Lovell et Caine (1970) exprime graphiquement la pensée de Hume. On voit dans cette coupe que le bloc à l'est de la faille s'est effondré et que de ce fait les roches siluriennes du côté ouest du bloc effondré sont en contact avec les roches précambriennes. La masse de roches paléozoïques a pu être ainsi préservée. Le pendage ouest des strates du Primaire est directement lié au déplacement le long de la faille. Ce pendage selon Thomson (1962, p. 42) a une valeur d'environ 2 degrés vers l'ouest.

Il est à noter que l'hypothèse de déformation du Bouclier, telle que présentée par Hume, est tirée de Pirsson (1910). Selon Thomson (1965) les relations précises qui existent entre la déformation des roches et leur faillage ne sont pas encore connues.

En général, la structure de la région semble être beaucoup plus compliquée que ne l'avait cru Hume. Kumarapeli et Saull (1966) ont émis l'hypothèse que la région du lac Témiscamingue était peut-être un embranchement du graben de la vallée du St-Laurent et de l'Outaouais. Lovell et Caine (1970) apportent de nombreuses preuves qui démontrent que la région du lac Témiscamingue est de fait un graben. Les figures 6 et 7 nous



Tiré de Lovell et Caine (1970)

donne une idée de la grande complexité de la structure géologique de la région. Il est à noter que le système de failles régit en grande partie la répartition des dépôts lacustres.

Il est impossible présentement de dire à quel moment le fossé tectonique du lac Témiscamingue a été formé. Les roches du Silurien sont les plus jeunes à avoir été faillées. Les dépôts du Quaternaire ne semblent pas avoir été affectés par les mouvements tectoniques. Les structures sont donc plus vieilles que le Silurien et plus jeunes que le Quaternaire Supérieur.

#### D) Le problème de l'origine du lac Témiscamingue

Les différentes structures reliées à "l'outlier" du Paléozoïque posent le problème de l'origine du lac Témiscamingue. Les seules personnes qui se sont penchées sur ce problème sont Barlow (1897), Wilson (1918), Davis (1920) et Blanchard (1949).

Barlow (1897) affirme que la dépression du lac Témiscamingue est préglaciaire et que celle-ci n'a pas été excavée par les glaciers puisque le sens de l'écoulement glaciaire, révélé par les stries, est perpendiculaire à la direction du lac Témiscamingue. A cette constatation de Barlow, Wilson (1918) répond de la façon suivante:

The continental ice-sheets did not move across the valley at right angles but obliquely, so that it is not impossible that a subcurrent of the ice-sheet might have been directed down Timiskaming gorge eroding out its bottom to a depth of several feet.

Au cours d'un voyage dans la région, W. M. Davis (1920) a décrit le lac Témiscamingue comme étant un "roxen lake", c'est-à-dire

un lac résultant d'une érosion différentielle glaciaire au cours d'un "deuxième cycle d'érosion". Blanchard (1949), pour sa part, décrit la dépression occupée par le lac Témiscamingue comme étant un ombilic.

Ainsi plusieurs auteurs ont émis différentes hypothèses sur l'origine du lac. Celle-ci est problématique parce qu'il est présentement impossible de comprendre, le rôle de facteurs qui permettent la présence d'une dépression (structure, érosion glaciaire et fluviatile) ou qui tendent plutôt à la combler (sédimentation glaciaire ou proglaciaire) et les interactions de ces facteurs dans la formation de la cuvette lacustre du lac Témiscamingue. En somme, ce qu'il faut faire, c'est reconstituer en détail l'historique complexe de la dépression.

Avant qu'une réponse adéquate puisse être donnée concernant l'origine du lac il faudra connaître les éléments suivants:

- 1) la bathymétrie détaillée du lac Témiscamingue
- 2) la configuration de la roche en place sous le lac et au nord du lac
- 3) l'historique détaillé des mouvements des inlandsis dans la région
- 4) le rôle des sédiments lacustres Barlow-Ojibway sur la dépression
- 5) la nature du redressement isostatique dans la région

### Chapitre 3

#### Stratigraphie du Pléistocène et dépôts de surface

##### A) Bref compte rendu des études sur le Quaternaire de la région de thèse

Très peu de gens se sont penchés sur le Quaternaire des cantons à l'étude. Les géologues qui ont étudié en détail la région: Barlow (1899, 1907), Wilson (1908, 1911, 1918), Henderson (1936) et Chagnon (1963, 1968) ne font que signaler la présence des dépôts du Quaternaire.

Quelques auteurs mentionnent dans leurs études, certaines formes caractéristiques de la région. Blanchard (1949, p. 329) et Chagnon, 1963, p. 10) parlent très brièvement des falaises lacustres sises le long de la rive est du lac Témiscamingue. Coleman (1900, p. 178) indique l'altitude de ces mêmes falaises aux environs de Ville-Marie. Chagnon (1963) cartographie un esker situé au centre-nord du canton de Baby (figure 10). Lengellé et Laverdière (1970), pour leur part, décrivent une série de broutures glaciaires à l'extrémité ouest de l'Ile-du-Collège (canton de Duhamel).

Deux auteurs cependant, ont poussé plus loin l'étude des dépôts du Quaternaire et leurs travaux nous ont été d'une très grande utilité. Un premier travail, celui d'Antevs (1925), décrit les dépôts glacio-lacustres de la petite enclave argileuse. Les endroits étudiés par Antevs sont situés dans les cantons de Fabre, Laverlochère et Duhamel au Québec et South Lorrain, Bucke, Dymond, Armstrong et Evanturel en Ontario. Les différentes caractéristiques des dépôts du lac proglaciaire Barlow-Ojibway et la vitesse de retrait de la

dernière calotte glaciaire sont très bien décrits et expliqués dans cet excellent travail d'Antevs.

Le deuxième travail est celui effectué en vue de l'aménagement de trois barrages le long de la rivière des Quinze par la firme d'ingénieurs-conseils Surveyer, Nenniger et Chênevert (1960). Dans ce rapport, cinquante-neuf sondages permettent la cartographie des dépôts de surface et l'établissement d'une stratigraphie générale. Bien que la superficie des trois régions étudiées soit très réduite, les renseignements apportés par les sondages sont extrêmement utiles. L'étude des propriétés physiques des différents dépôts apporte des renseignements précieux qui constituent un complément intéressant à un travail géomorphologique comme le nôtre.

## B) Stratigraphie du Quaternaire et Géologie des dépôts meubles

### 1) Principes et méthodes utilisés pour définir les unités stratigraphiques.

Afin d'établir la stratigraphie locale, nous avons divisé les dépôts du Quaternaire, de la région de thèse, en six principales unités stratigraphiques: les dépôts glaciaires (till), fluvio-glaciaires, lacustres (Barlow-Ojibway), éoliens, organiques et alluviaux récents. Ces unités se distinguent sur le terrain par les caractéristiques suivantes: la lithologie, la texture, la position stratigraphique, les structures primaires et, dans certains cas, la morphologie. Deux des unités sont véritablement des formations qui peuvent être suivies, de façon continue, sur de longues distances. Ce sont le till et les dépôts du lac

proglaciaire Barlow-Ojibway. Les quatre autres unités sont dispersées, de façon sporadique, dans la région.

Hughes (1959, pp. 8 et 9) a donné le nom de formation Barlow-Ojibway aux dépôts de lac proglaciaire du même nom. De plus, il a donné le nom de formation Matheson au till qu'il a pu retracer dans toute sa région jusqu'au sud de la carte de Kirkland Lake. Cette dernière région, sise immédiatement au sud de la ligne de partage des eaux, fait partie de la petite enclave argileuse. Aucune fluctuation glaciaire n'ayant été reconnue dans notre région de thèse, le till fait sans aucun doute partie de la formation Matheson. Les deux formations de Hughes seront donc acceptées pour notre région.

## 2) Bref aperçu de la stratigraphie

La plus ancienne unité, la formation Matheson, consiste en une accumulation de till reposant directement sur la roche en place. Le till est composé de blocs et de graviers dans une importante matrice de sables et de limons. Bien qu'il y ait très peu de coupes où l'on peut examiner les dépôts glaciaires, il semble que cette unité recouvre partout la roche en place, sauf aux endroits où elle a été délavée par les eaux du lac Barlow-Ojibway.

L'unité suivante, le fluvio-glaciaire, est composée de sables et de graviers. Elle se présente dans la région de thèse, principalement sous forme d'eskers. Bien que nous ne l'ayons pas vue en coupe, cette unité doit reposer en discordance sur la précédente.

La formation Barlow-Ojibway se subdivise en deux unités principales: les argiles et limons varvés et les sables, graviers et blocs. Ces dépôts reposent directement sur la roche en place, sur le till, ou encore sur le fluvio-glaciaire. Les argiles et limons varvés ont été déposés au fond du lac proglaciaire. Les sables, graviers et blocs ont été mis en place, le long ou près des plages du lac Barlow-Ojibway. Les accumulations de blocs sur les différentes collines semblent résulter, en grande partie, du remaniement du matériel glaciaire par les eaux du lac proglaciaire.

Les dépôts éoliens, sous forme de dunes, proviennent du remaniement des dépôts de sables du lac Barlow-Ojibway par le vent. Ils recouvrent localement les argiles glacio-lacustres.


Le long des chenaux abandonnés ou de la plaine d'épandage de la rivière des Quinze, des alluvions récentes (sables et graviers) reposent sur le fluvio-glaciaire, sur les dépôts du lac proglaciaire ou sur la roche en place.

Les dépôts organiques, en grande partie sous forme de tourbières, tapissent par endroit la roche en place, le till et surtout les dépôts de la formation Barlow-Ojibway.


Afin de donner une idée générale de la stratigraphie, nous avons reproduit trois profils tirés du rapport Surveyer, Chênevert et Nenniger (1960, planches 14, 16, 18). (figure 8)


Figure 3 - Coupes montrant la stratigraphie des dépôts du Quaternaire de l'emplacement des trois barrages de la Rivière des Quinze

Dépôts fluviatiles


 sables, graviers

Formation Earlow-Ojibway


 argiles varvées


 limons-sables-graviers varvés


Dépôts fluvio-glaciaires


 sables, graviers

Formation Matheson

 till sablonneux

 roche en place

 limites géologiques approximatives

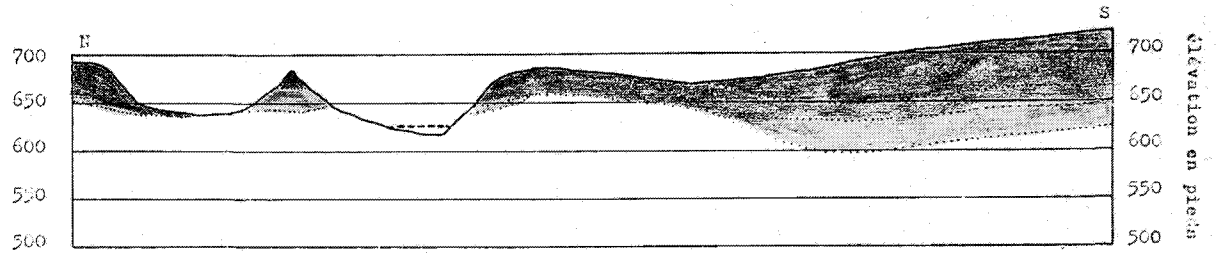
 niveau d'eau

0 100 200 300

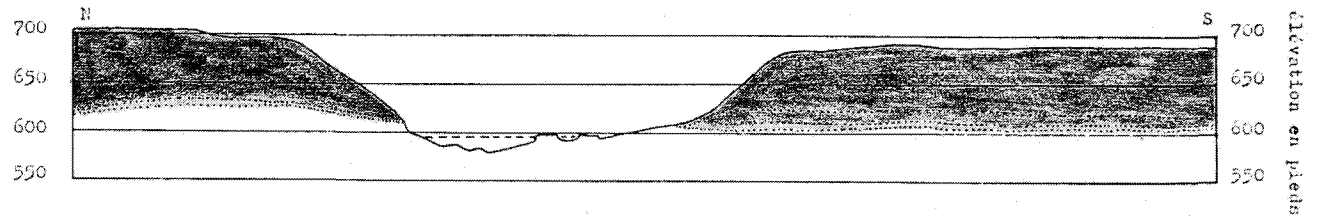
échelle en pieds

Les échelles verticales et horizontales sont dans le rapport 2:1

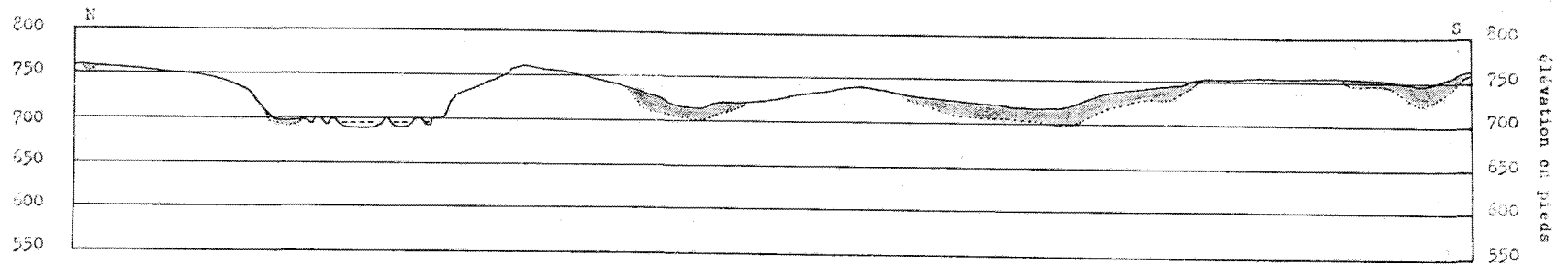
Coupe 1 - EMPLACEMENT DU BARRAGE CRUTE DU DIABLE



Coupe 2 - EMPLACEMENT DU BARRAGE PREMIERE CRUTE



Coupe 3 - EMPLACEMENT DU BARRAGE RAIDE DES ILES



### 3) Les unités stratigraphiques

#### a) Les dépôts glaciaires - la formation Matheson

La plus grande partie du till dans la région de thèse est composée de blocs et de graviers de roches ignées et métamorphiques compris dans une matrice de sables et de limons. (photo 5). Le till repose toujours directement sur la roche en place.

Au-dessus de la zone de submersion on trouve des coupes dans le till surtout dans le secteur est de la région (2 km. au SSW de Riordon Dépôt, le long de la route qui suit la frontière Baby-Laverlochère; à l'est de Béarn, le long de la route qui longe la frontière sud du canton de Laverlochère). (Voir figure 10.) Dans cette zone, le till tapisse de façon discontinue les dépressions entre les divers affleurements rocheux. L'épaisseur des dépôts glaciaires varie entre quelques centimètres et plusieurs mètres.

Dans les endroits moins élevés de la zone intermédiaire, surtout dans le secteur ouest de la région de thèse, les affleurements de till sont rares. La plupart du temps, le till apparaît à la surface lorsque l'altitude atteint environ 800 à 850 pieds (244 à 265 m.) A.S.L., (2 km. au SSE de Guigues). Le till de cette zone est toujours plus ou moins remanié par les eaux du lac Barlow-Ojibway. Une couverture de débris glaciaires devait recouvrir sporadiquement la zone intermédiaire avant d'être délavée par les eaux du lac proglaciaire. Souvent il est difficile de fixer la limite entre ce qui est un till



Photographie 5 - Till composé de roches précambriennes dans une matrice sablonneuse.  
- 3 km. au SSW de Riordon Dépôt.



Photographie 6 - Till (partiellement remanié par les eaux du lac Barlow-Ojibway) composé de roches paléozoïques dans une matrice limoneuse.  
- 2 km. au SSE de Guigues.

remanié et ce qui est un dépôt de plage. Pour fin cartographique, nous avons indiqué la mention "till" lorsque le dépôt était peu trié et composé de débris hétérogènes, et la mention "plage" lorsque le matériel était trié et homogène.

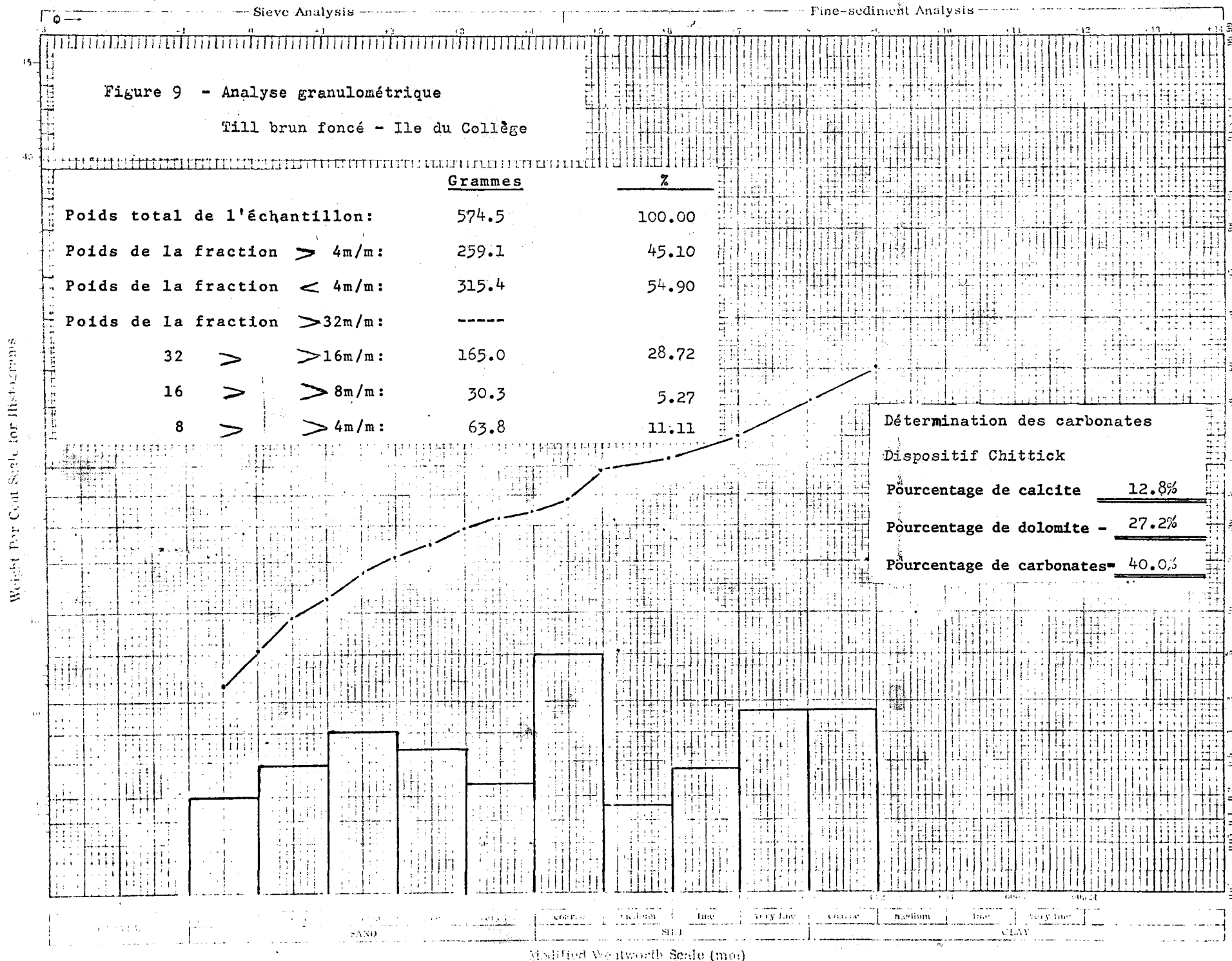
Il est rare d'observer du till sous les dépôts glacio-lacustres. Le long des routes, principalement aux endroits où l'on a dynamité la roche en place, on reconnaît parfois une mince couche de till sous les dépôts du lac Barlow-Ojibway. Habituellement cependant, le foirage de l'argile empêche toute étude détaillée du till (coupe à 1 km. à l'ouest de Lorrainville sur la route 62 du côté sud). (photo 4) Aux endroits visités, les cours d'eau semblent s'être encaissés uniquement dans les dépôts glacio-lacustres et n'ont pas entaillé le till sous-jacent.

Aux abords du lac Témiscamingue et donc à proximité des affleurements du Paléozoïque, le till contient de plus en plus de cailloux ordoviciens et siluriens. Le till visible au SSE de Guigues (photo 6) ainsi qu'à l'entrée du pont qui va à l'Ile-du-Collège, du côté nord de la baie Faure, illustre bien ce fait. Le till qui affleure au SSE de Guigues (voir figures 10, 14) recouvre directement un affleurement de grès paléozoïque. Les cailloux du till sont principalement des schistes et des grès ordoviciens. De nombreux cailloux sont striés.

Afin d'avoir une idée précise de l'épaisseur des dépôts de till, il faut se référer aux sondages. Bien qu'on ne fasse pas la distinction entre les sables et graviers d'origine glaciaire

ou fluvio-glaciaire dans le rapport Surveyer, Chênevert et Nenniger (1960), il semble, d'après nos observations sur le terrain, que les sables et graviers tels qu'indiqués dans les profils de la région de Première Chute et Chute du Diable (figure 8), sont du till tandis que ceux de la région de Rapide-des-Iles sont d'origine fluvio-glaciaire. On peut donc déduire qu'aux environs du barrage Première Chute, le till a une épaisseur variant entre 2 et 5 pieds (0.6 et 1.5 m.) tandis que dans la région de Chute du Diable le till atteint une trentaine de pieds (9 mètres) d'épaisseur en certains endroits.

Dans diverses coupes le long du lac Témiscamingue (NE de la baie Joannes; extrémité sud de la Pointe-au-Vin, SSE de Guigues, et rive centre-nord de l'Ile-du-Collège), nous avons pu observer un till de couleur brun foncé (Munsell 7.5 yr 4/4). Aux trois derniers sites mentionnés, ce till contient beaucoup de sable, et les cailloux proviennent en grande partie de roches paléozoïques. Au premier site la matrice est argileuse et la plupart des cailloux sont striés. L'analyse granulométrique d'un échantillon tiré du dépôt de l'Ile-du-Collège révèle que le matériel est très peu trié (texture: clay loam) (figure 9). Le till, par sa couleur est très différent du till que l'on peut examiner ailleurs dans la région de thèse. Ce till reflète probablement un phénomène d'érosion et de déposition glaciaire locale. La couleur brun foncé provient sans aucun doute de l'érosion par les glaces de schistes rouges ordoviciens. Ces



Cumulative Weight Per Cent (coarser than)

Modified Wentworth Scale (mm)

schistes ont été décrits par Hume (1925, pp. 17 et 22). Une étude détaillée, qui aurait pour but de décrire, analyser et comparer le till brun foncé avec le till que l'on trouve généralement dans la région, pourrait peut-être apporter des renseignements utiles sur l'étape glaciaire dans la région. Il serait également intéressant de savoir si ce till existe en d'autres endroits que dans les cantons à l'étude.

Dans une coupe à environ 1 km. à l'ouest d'Angliers, du côté nord de la route, nous avons observés de petites lentilles de sables et de graviers au sein du till. Hughes (1959, p. 17) affirme que ces lentilles sont fréquentes. En général, ces dernières sont importantes puisqu'elles indiquent la proximité de la marge glaciaire lors de la mise en place du dépôt.

Dans le rapport Surveyer, Chênevert et Nenniger (1960, chap. 10, p. 4) on ne traite pratiquement pas des propriétés physiques du till sauf pour signaler que sa grande perméabilité en fait un matériel très stable.

En divers endroits on peut voir d'importantes accumulations de dépôts glaciaires sur la façade sud des collines. Un bon exemple de ces "crag and tail" est celui de l'affleurement rocheux sur la rive est du lac Témiscamingue en face du pont qui traverse l'Ile-du-Collège (photo 7).

#### b) Les dépôts fluvio-glaciaires

Il existe de nombreux dépôts d'origine fluvio-glaciaire dans la région de thèse, surtout au sein des cantons de Baby et Laverlochère (figure 10). Ces dépôts sont principalement



Photographie 7 - Till tapissant la face sud d'une colline de la formation Lorrain - exemple de "crag-and-tail".  
- rive nord de la Baie Faure (pr`s de la route qui se rend à l'Ile-du-Collège).



Photographie 8 - A l'arrière-plan, vue de l'esker au SW de Laverlochère - A l'avant-plan, vue de la plaine glacio-lacustre.

composés de roches métamorphiques et ignées du Précambrien. La texture varie énormément, à partir de blocs de plusieurs tonnes jusqu'à des sables et limons. Les dépôts sont toujours stratifiés. Ils reposent sur la roche en place et sur la formation Matheson.

Ces dépôts se présentent habituellement sous forme d'eskers. Sans entrer dans la vieille querelle de l'origine de ces formes de relief on peut supposer qu'elles ont été mises en place par des cours d'eau sous-glaciaires (photo 8). Les plus importants eskers traversent les cantons de Baby et Laverlochère du nord au sud (figure 10). Les eskers étant, la plupart du temps, reliés entre eux, il est possible de parler de "complexe d'eskers". Nos observations appuient celles de Hughes (1959, p. 23) qui affirme, en se basant sur les travaux de J. T. Wilson (1938) et Norman (1938), que dans l'ensemble de l'enclave argileuse il est rare de trouver des formes isolées reliées à l'écoulement sous-glaciaire et que celles-ci font habituellement partie d'un complexe. La figure 11 illustre que dans certains cas nous avons pu retracer la prolongation nord ou sud des eskers que l'on retrouve dans la région de thèse. Le seul esker qui avait précédemment été cartographié est celui au sud-est d'Angliers dans le canton de Baby (Chagnon, 1968, p. 8).

Comme l'illustre les photographies 9 et 14, les lits qui forment les eskers sont plus ou moins horizontaux. Ceci indique une aggradation importante dans un cours d'eau

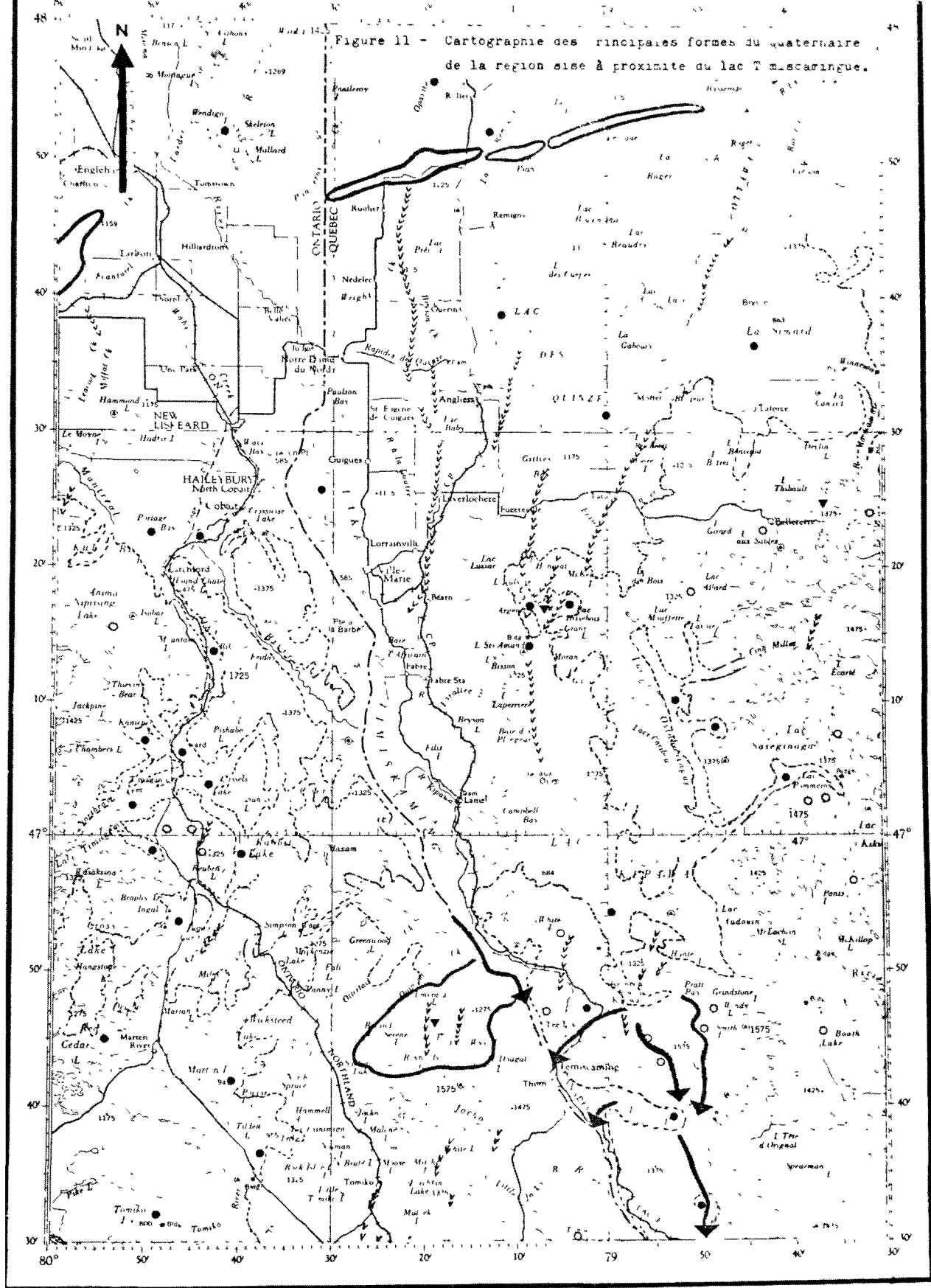


Figure 11 - Cartographie des principales formes du quaternaire de la région sise à proximité du lac Temiscamingue.

Légende:

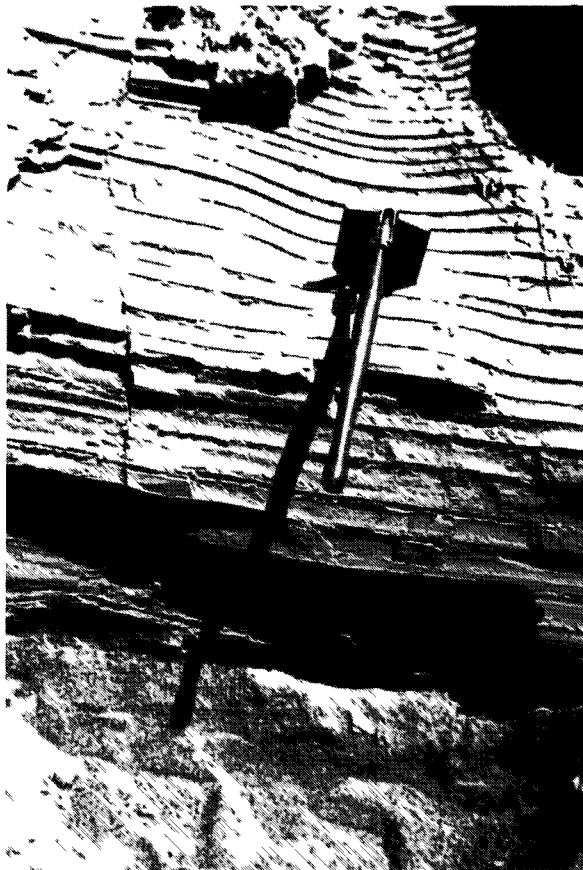
- Moraines .....
- Eskers .....
- Lacs envahis et non-envahis par les eaux du lac Barlow-Ujibway .....
- Exutoires probables du lac Barlow-Ujibway .....
- Sites où des carottes pour l'analyse pollinique et des échantillons pour la datation au radiocarbone ont été recueillis .....
- Limite approximative du lac Barlow-Ujibway .....



échelle en kilomètres



Photographie 9 - Structures sédimentaires dans du  
fluvio-glaciaire. A noter la stratification  
plus ou moins horizontale.  
- Gravière dans l'esker au N de Laverlochère.



Photographie 10 - Séquence  
de varves recouvrant un  
dépôt fluvio-glaciaire.  
- Gravière dans l'esker  
au SW de Gaboury.

sous-glaciaire plutôt qu'une déposition deltaïque. Des mesures sur les structures sédimentaires, en divers endroits, ont démontré que l'écoulement se faisait vers le sud.

Dans la zone intermédiaire, les eskers surplombent ou sont recouverts par des dépôts du lac proglaciaire Barlow-Ojibway (photographie 10). Dans un grand nombre de gravières et sablières (SW de Gaboury, nord de St-Eugène-de-Guigues, sud-est de Rapide des Iles) nous avons pu constater que les dépôts glacio-lacustres et fluvio-glaciaires étaient souvent interstratifiés et prenaient ainsi la forme de varves proximales (photographie 11). Ce phénomène indique la présence du lac proglaciaire à la marge du glacier et confirme l'hypothèse de la mise en place des dépôts fluvio-glaciaires par un cours d'eau sous-glaciaire.

Dans les zones plus élevées, où l'on ne retrouve plus d'importantes accumulations glacio-lacustres, comme dans la zone intermédiaire, les eskers recouvrent la roche en place ou le till. Dans les deux zones, les eaux du lac proglaciaire ont remanié, en surface, le fluvio-glaciaire. Elles ont laissé, ainsi, des plages à forte concentration de graviers et blocs (esker à 1 km. au nord de St-Eugène-de-Guigues), ou encore, elles ont tapissé d'un épais manteau de sable le terrain en marge des eskers (SE du canton de Laverlochère).

En quelques endroits, surtout dans le secteur est de Baby et Laverlochère, nous avons identifié des "kettles" sur le sommet des eskers (photographie 12). Cette dernière forme



Photographie 11 - Séquence  
de varves proximales.  
A noter les lentilles  
de gravier au sein des  
limons stratifiés.  
- Gravière à 2 km. au  
nord de St-Eugène-de-  
Guigues.

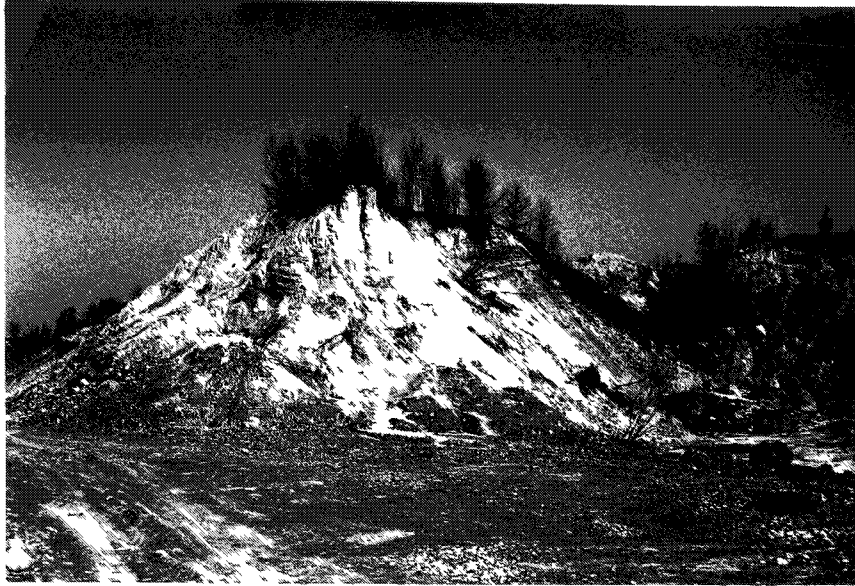


Photographie 12 - Kettle au sein de l'esker à 2 km.  
au sud de Riordon Dépôt.

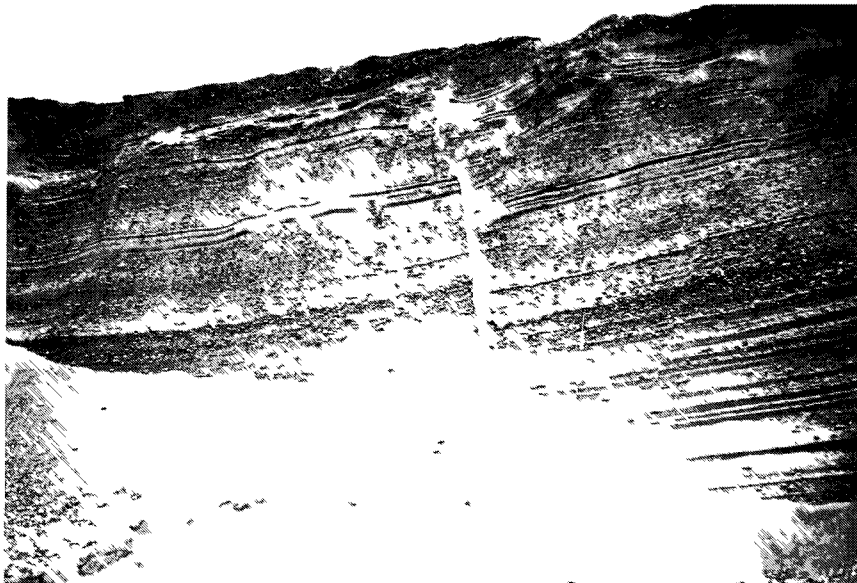
résulte sans aucun doute de la fonte d'un noyau de glace au sein de l'esker. Dans la zone intermédiaire nous avons pu étudier un exemple intéressant d'un "kettle" qui a été comblé par une importante séquence de limons varvés (nord de St-Eugène-de-Guigues - photographie 13).

À l'ouest du lac Laperrière, d'importants dépôts de sables et graviers stratifiés ont été examinés brièvement. Au sud-ouest de cet endroit, à la Pointe Témiscamingue (Vieux Fort) et à la Pointe Mission d'autres dépôts de sables et graviers stratifiés peuvent être observés (Frontispice 2, photographie 32). Une étude détaillée devrait être effectuée pour déterminer la genèse de ces dépôts. La superficie recouverte par ce fluvio-glaciaire est assez limitée. Il est donc probable que ces dépôts ne font pas partie d'un esker. Il se peut que l'amoncellement de sables et graviers soit un kame ou encore possiblement une moraine. L'explication génétique de ces masses stratifiées devra au moins tenir compte des éléments suivants. Si les différentes masses font partie de la même unité, à ce moment-là, la forme est plus ou moins parallèle au front glaciaire. Deuxièmement les dépôts sont situés de part et d'autre du lac, au nord de collines de roche en place. Troisièmement, vu la position de ces dépôts au sein de la vallée du lac Témiscamingue il est probable qu'ils ont dû être considérablement remaniés par les eaux du lac Barlow-Ojibway.

Dans le secteur nord-ouest du canton de Guigues, il existe d'importants amoncellements de sables et graviers stratifiés



Photographie 13 - Dépôts glacio-lacustres dans  
une dépression sommitale de l'esker à 2 km.  
au nord de St-Eugène-de-Guigues.



Photographie 14 - Faille directe dans des dépôts  
fluvio-glaciaires - A noter la stratification  
plus ou moins horizontale.  
- Gravière au SE de Notre-Dame-du-Vieux (à  
l'ouest de la route 46).

Ici également, il est difficile de déterminer la genèse de ces sédiments. Les deux principales masses, celles qui se trouvent à proximité de la route 46 font probablement partie d'un esker, bien qu'il puisse également s'agir d'un kame. Sur le côté ouest, ces masses de fluvio-glaciaire ont été entaillées en falaises par les eaux du lac Barlow-Ojibway (Frontispice 1, photographie 31). Dans une gravière à l'ouest de la route 46, au sein du dépôt septentrional, une série de failles normales peuvent être observées dans des dépôts à stratification horizontale (photographie 14). Ces failles reflètent probablement la présence de glaces qui auraient été ensevelies avec le matériel fluvio-glaciaire lors de la mise en place du dépôt. Le déplacement le long des plans de faille varie entre un et deux pieds (30 à 60 cm.). Le sud de cette même masse semble avoir été remanié par le lac Barlow-Ojibway.

En dernier lieu, il faut mentionner qu'un dépôt de sables et graviers stratifiés de la région de Meaux, au nord de la baie Paulson, ne semble pas faire partie de la même unité que les masses précédentes plus à l'est. Celui-ci semble se raccorder plutôt avec des dépôts du SW de Notre-Dame-du-Nord, dans le canton de Nédelec dont l'origine n'a pu être déterminée.

Comme c'était le cas pour les dépôts de till de la formation Matheson, le fluvio-glaciaire est très perméable et très stable. Même aux endroits où le couvert forestier a été enlevé, cette unité n'est pas affectée par le ravinement. L'importance

économique de ces dépôts fluvio-glaciaires est très grande, comme le démontre le nombre élevé de gravières et de sablières (figure 10).

c) La formation Barlow-Ojibway - le glacio-lacustre

Les dépôts de la formation Barlow-Ojibway sont de loin, par la superficie qu'ils recouvrent et par leur épaisseur, les plus importants de la région de thèse. Ils tapissent, selon les endroits, soit la roche en place, soit le till de la formation Matheson ou soit encore le fluvio-glaciaire. En général les dépôts glacio-lacustres ont réussi à combler et à recouvrir les différentes irrégularités du relief pour former une immense plaine (figure 10).

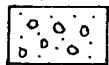
Il est possible de diviser le glacio-lacustre de la région en deux grandes unités. Une première comprend les argiles et les limons qui ont été déposés dans le lac proglaciaire en profondeur. La seconde unité groupe les dépôts de sables, graviers et blocs qui ont été déposés sur les plages ou à la marge du lac proglaciaire Barlow-Ojibway.

Les limons et argiles de la première unité ont été mis en place, sous forme de varves, peut-être par des courants de turbidité (Kuenen, 1951a, 1951b; Deane, 1961). En plusieurs occasions nous avons pu examiner des involutions syngénétiques au sein d'une varve (SW de Gaboury). Les varves involuées reflètent sans aucun doute le milieu turbide dans lequel elles ont été déposées.

Dans une coupe généralisée (figure 12) établie à partir d'observations en divers endroits, la première unité de la formation Barlow-Ojibway pourrait se subdiviser en quatre différents types de dépôts. A la base, immédiatement au-dessus du till ou du fluvio-glaciaire, on trouve des séquences de limons, sables et graviers qui forment des varves proximales (photographies 10, 11). Ce premier type de dépôt a été mis en place, au sein du lac proglaciaire, non loin du front glaciaire. Une seule varve proximale peut avoir plus de 30 centimètres d'épaisseur (photographie 15). Directement au-dessus de la première catégorie de dépôts, il existe une importante séquence de varves presque uniquement composée d'argile (photographies 16, 27). Cette dernière séquence se caractérise par sa couleur grise et par son importante teneur en eau. Ces argiles varvées grises reflètent possiblement une phase d'eau profonde du lac Barlow-Ojibway. Au-dessus des varves grises, il existe des varves brunes, varves où le limon domine. Ce dépôt indique sans aucun doute un lac proglaciaire beaucoup moins profond. Ces varves sont beaucoup moins épaisses que celles de l'unité précédente. En général plus on monte dans la séquence plus l'épaisseur des varves individuelles diminue (photographie 16). Graduellement en approchant de la partie supérieure des dépôts glacio-lacustres, la structure des varves devient de moins en moins apparente. Le dépôt supérieur est habituellement composé de limons brunâtres sans structures. Cette dernière séquence indique un milieu de déposition en eau très peu profonde. La structure a été

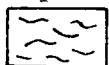
Légende:

Dépôts fluviatiles



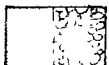
sables, graviers

Dépôts organiques



tourbe

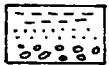
Formation Barlow-Ojibway



sables, graviers; blocs

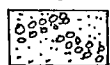


limons; argiles varvés



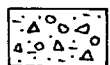
limons-sables-graviers varvés

Dépôts fluvioglaciaux

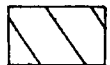


sables, graviers

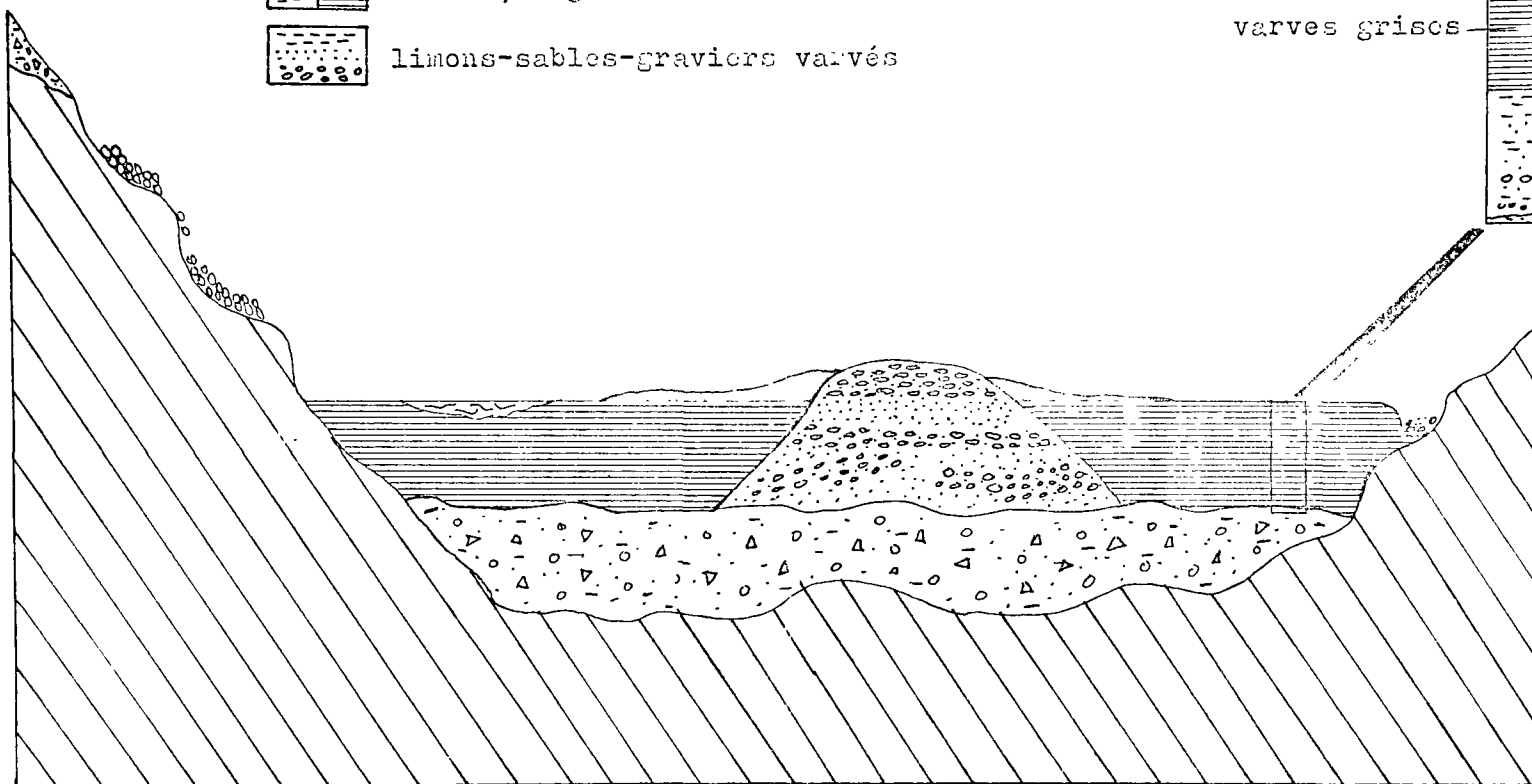
Formation Matheson



till sablonneux



roche en place



varves brunes

varves grises

4

3

2

1

Figure 12 - Coupe généralisée montrant la stratigraphie et les dépôts quaternaire de la région de thèse.

éliminée soit par les processus de pédogenèse ou encore par les vagues du lac Barlow-Ojibway qui ont remanié les sédiments en bordure du lac.

Différentes descriptions détaillées des séquences glacio-lacustres de la région des barrages Première Chute et Chute du Diable (Surveyer, Nenniger, Chênevert, 1960) appuient nos observations. Les varves proximales peuvent être examinées dans la région de thèse surtout aux endroits où le glacio-lacustre recouvre les eskers (SW de Gaboury, nord de St-Eugène-de-Guigues) (photographies 10, 11, 15). A ces endroits il est possible d'examiner le contact graduel des varves proximales et des argiles grises. Sans aucun doute, la meilleure coupe qui montre la séquence argiles grises-argiles limoneuses-limons brunâtres, est celle de la rive ouest de la rivière des Quinze en aval du barrage de Rapide des Iles. A cet endroit on peut voir que le contact entre les argiles grises et les argiles limoneuses brunes est rapide et non graduel. Ce phénomène reflète probablement un changement assez brusque du niveau du lac proglaciaire Barlow-Ojibway.

Le tableau IV, tiré du rapport Surveyer, Nenniger, Chênevert (1960, chap. 21) donne une idée précise des différents dépôts que nous venons de décrire. Les chiffres 1 à 4 ajoutés à la colonne "Description du sous-sol" indiquent dans le même ordre que le texte, les types de dépôts de la première unité de la formation Barlow-Ojibway.

Photographie 15 - Varves  
proximales limoneuses  
au-dessus de dépôts  
fluvio-glaciaires de  
l'esker à 2 km. au nord  
de St-Eugène-de-Guigues.



Photographie 16 - Séquence  
de varves, au-dessus du  
complexe fluvio-glaciaire  
de la rive ouest de la  
rivière des quinze, en  
aval du barrage Rapide-  
des-Iles.

Tableau 4 - Sondage - Rive sud de la rivière des quinze  
 Emplacement du barrage Chute du Diable  
 Tiré du rapport Surveyer, Nenniger, Chênevert (1960, chap. 21)

PROFIL DU SOUS-SOL

SONDAGE No. 3 D-15-59

RIVIERE DES QUINZE - CHUTE DU DIABLE

Elévation de la surface du terrain = 683.2  
 Elévation du socle rocheux = inférieure à 599.4  
 Elévation de la nappe phréatique = aucune information

Profondeur	Elévation		Description du sous-sol
0 à 2' (1)	683.2 à 681.2	4	Sol argileux, organique; brun.
2' à 12'	681.2 à 671.2	3	Argile à varves; brune; argile de consistance très raide; teneur en eau variant de 34.6 à 36.4%; (couches d'argile approximativement une à deux fois plus épaisses que celles de silt).
12' à 30'	671.2 à 653.2	2	Argile à varves; grise; argile de consistance medium à raide; teneur en eau variant de 30.5 à 48%; (couches d'argile approximativement une à deux fois plus épaisses que celles de silt).
30' à 38'	653.2 à 645.2	1	Argile à varves passant à silt avec minces couches d'argile et de très minces couches de sable fin; grise; teneur en eau variant de 23.8 à 27.6%
38' à 54.5'	645.2 à 628.7		Sable fin et silt; gris.
54.5' à 83.8'	628.7 à 599.4		Till avec gros blocs et couches de sable et silt; (les échantillons en partie obtenus par lavage ne permettent pas une identification très précise; les rapports de sondage, cependant, indiquent la présence de gros blocs et un dépôt de cailloux, sable et silt.)
83.8'	599.4		Arrêt du forage.

(1) NOTE: Pour la préparation de ce tableau la correction de -2.3' (hauteur du plancher de la foreuse) a été appliquée aux profondeurs indiquées sur les échantillons.

L'épaisseur d'une séquence complète de glacio-lacustre est souvent très importante. Blanchard (1949, p. 329) parle de 135 pieds (41 m.) d'argile dans la région de Ville-Marie; Hume (1925, p. 42) parle d'une épaisseur de 230 pieds (70 m.) d'argile à Uno Park au SW du canton de Harley en Ontario; finalement Thomson (1965, p. 36) affirme qu'il y a 268 pieds (82 m.) d'argile dans le canton de Casey en Ontario (Lot 5, Conc. V). Dans la région de thèse, il est normal que l'épaisseur des dépôts glacio-lacustres soit moins importante, notre région étant en dehors des profondeurs maximales du graben. Pour avoir des données précises sur l'épaisseur des dépôts glacio-lacustres, il faut se référer aux sondages pris en vue de l'aménagement des barrages le long de la rivière des Quinze (tableau IV). La plus grande épaisseur, décrite dans le rapport Surveyer, Nenniger Chênevert (1960, chap. 22), se trouve sur la rive sud de la rivière des Quinze près du site du barrage Première Chute. A cet endroit le sondage a traversé 80 pieds (24 mètres) de dépôts glacio-lacustres (sondage 10-7-59). A 2 km. à l'ouest de Kirwan, le long d'un affluent de la rivière à la Loutre, nous avons pu examiner une accumulation d'environ 1 mètre d'épaisseur d'argile massive bleue reposant sur des argiles varvées et elles-mêmes recouvertes de sables glacio-lacustres. Cette argile reflète probablement un milieu de déposition transitoire entre le milieu où se sont déposés les varves et les sables glacio-lacustres.

Plusieurs auteurs se sont attardés à étudier les propriétés physiques et mécaniques des argiles varvées de l'enclave

argileuse. Mentionnons entre autres, Ballivy (1970), Eden (1964), Eden et Bozozuk (1962), Legget (1958), Legget et Eden (1960). Bien que moins sensible que l'argile marine, l'argile glacio-lacustre est souvent caractérisée par un indice de liquidité élevé. En effet, très souvent en milieu naturel la teneur en eau de l'argile est supérieure à sa limite de liquidité. Si l'équilibre est rompu par une intervention quelconque, l'argile peut se liquéfier et ainsi produire des coulées massives de boue.

Un second problème est celui de la stabilité des pentes dans le matériel glacio-lacustre. Selon le rapport Surveyer, Nenniger et Chênevert (1960, chap. 9, p. 11), la pente maximum de stabilité est de  $16^{\circ}$ . Selon Eden (1964, p. 113), afin d'évaluer la stabilité des pentes au sein de l'enclave argileuse, il faut se baser sur la loi de Terzaghi qui traite de la hauteur critique d'un versant. Terzaghi définit comme suit la hauteur critique:

The critical height of a slope is the maximum height which the slopes can have before the state of tension is relieved by the formation of tension cracks. (Terzaghi, 1943, p. 152)

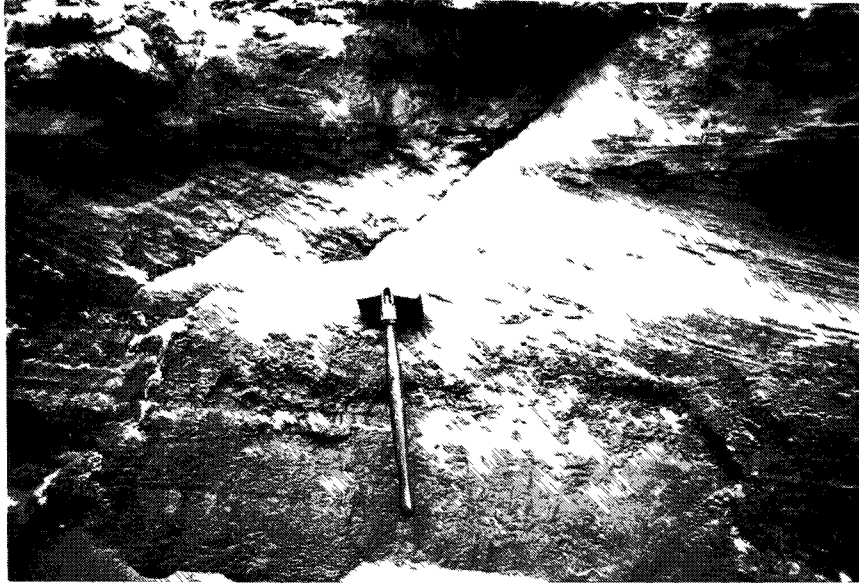
Eden conseille de prendre la précaution suivante lorsque l'argile glacio-lacustre doit être excavée:

It is suggested that deep cuts in these clays should be carried out by a system of benches and berms, with the height of the upper benches less than the critical height. (Eden, 1964, p. 113)

Dans une section ultérieure traitant des processus actifs, nous aborderons plus en détail les problèmes reliés à l'instabilité du glacio-lacustre dans la région.

La deuxième grande unité de la formation Barlow-Ojibway groupe, comme nous l'avons déjà mentionné, les sables, graviers et blocs qui ont été déposés sur les plages ou à la marge du lac proglaciaire. Les accumulations de dépôts de cette deuxième unité proviennent du remaniement du till ou du fluvio-glaciaire par les eaux du lac Barlow-Ojibway.

Il est possible de subdiviser cette unité en divers types de dépôts. Un premier type, le plus important, groupe les sables et graviers qui recouvrent les dépôts glacio-lacustres de la première unité de la formation Barlow-Ojibway en marge des complexes fluvio-glaciaires et, dans certains cas, en marge des collines de roche en place. On trouve plusieurs exemples de ce phénomène dans notre région (secteur central et occidental du canton de Guigues; SE du canton de Laverlochère) (figure 10). A ces endroits, d'importantes quantités de sables et gravillons stratifiés recouvrent les argiles et limons de la première grande unité (photographies 17 et 21). A environ 2 km. à l'ouest de St-Eugène-de-Guigues une coupe montre une accumulation de sables fins stratifiés atteignant une épaisseur d'au moins 8 mètres. La texture du matériel de ce premier type de dépôt varie rapidement. Dans le canton de Guigues on passe d'une lentille presque uniquement composée de gravillons à une de sables ou à une de limons. Dans la région de l'embouchure de la Rivière-à-la-Loutre, les sables de ce type de dépôt ont été mis en place sous forme de petites dunes de plage (photographie 18, figure 10).



photographie 17 - sables stratifiés d'origine  
glacio-lacustre.  
- 4 km. au S' de St-Lugène-de-Luigues.



photographie 18 - Petite dune non loin de l'embou-  
chure de la Rivière-à-la-Poutre.  
- A l'arrière-plan, le lac des Scamincues.

Un deuxième type de dépôt est composé de fluvio-glaciaire complètement remanié en surface, où les sables et particules fines ont été enlevés pour ne laisser qu'une accumulation de graviers. Ce genre de dépôt se situe habituellement sur la crête ou sur le flanc des eskers. Un bon exemple de ce phénomène est celui de l'esker au nord de St-Eugène-de-Guigues. Là, une accumulation de graviers remaniés, d'environ 1 mètre d'épaisseur, recouvre la crête de l'esker. Ce phénomène doit également exister dans le cas des dépôts de till, mais nous n'en avons pas découvert d'exemple.

Un troisième et dernier type de dépôt de cette deuxième unité du lac Barlow-Ojibway est celui des accumulations de blocs sur les versants et replats des diverses collines de roche en place qui dominant ici et là la région de thèse. Sur les versants de toutes les collines que nous avons escaladées, nous avons trouvé des amoncellements plus ou moins continus de blocs entre les divers noyaux de roche en place délavée. Ces derniers ont des dimensions variant entre 30 et plusieurs dizaines de centimètres de diamètre (photographies 19, 20). Contrairement à ce que Hughes affirme (1959, p. 143), il est rare de trouver des blocs ayant un diamètre inférieur à 30 cm. Il semble que ces accumulations résultent du remaniement par les eaux du lac Barlow-Ojibway du till qui tapissait probablement de façon sporadique les collines. Les particules fines et les graviers ont pu être transportés par les eaux du lac proglaciaire tandis que les blocs sont demeurés plus ou moins en place. Bien que les



Photographie 19 - Blocs sur le sommet délavé  
de la colline à l'ouest de Iiron.  
- Altitude approx. 1003 pieds (306 m.)



Photographie 20 - Blocs formant une plage du  
lac Barlow-Ojibway. Colline à l'ouest de  
Lorrainville (au sud de la route 62).

blocs tapissent de façon assez continue les collines entre 800 et 950 pieds d'altitude A.S.L. (244 à 290 m.) il est possible d'observer en certains endroits des plages du lac Barlow-Ojibway. Nous traiterons de ce phénomène ainsi que des plages formées dans l'argile glacio-lacustre dans le chapitre sur l'histoire locale.

#### d) Les dépôts éoliens

Deux principaux types de dépôts éoliens existent dans la région de thèse. Un premier type, les dunes proprement dites, résulte du remaniement par le vent du sable des dépôts de plage de la formation Barlow-Ojibway. Un bon exemple de ces dunes se trouve dans la région sise à 2 km. à l'ouest de St-Eugène-de-Guigues (figure 10, photographie 21). Un deuxième type de dépôts éoliens, les dunes de plage, résulte de l'effet combiné du vent et des eaux du lac Barlow-Ojibway sur les dépôts de sables glacio-lacustres. Une importante dune de plage se trouve au nord-est de la baie Laperrière (figure 10). Une série complexe de petites dunes peuvent être examinées à l'est de la baie Paulson aux environs de l'embouchure de la Rivière-à-la-Loutre. Ces dunes recouvrent directement l'argile glacio-lacustre (figure 10, photographie 18).

#### e) Les dépôts fluviatiles

Les alluvions ou dépôts fluviatiles se trouvent principalement dans la plaine d'épandage et les chenaux abandonnés de la rivière des Quinze (figure 10). Ils sont composés de graviers arrondis et de sables (photographie 22). Ils recouvrent les unités plus anciennes: roche en place, fluvio-glaciaire, glacio-lacustre. Plusieurs chenaux, contenant une importante



Photographie 21 - Sables glacio-lacustres remaniés  
par le vent.  
- 2 km. à l'ouest de St-Lugène-de-Guigues.



Photographie 22 - Cannelures (Direction 190-195°).  
A l'arrière-plan, alluvions récentes.  
- rive ouest de la rivière des Quinze en aval  
du barrage Rapide-des-Iles.

quantité d'alluvions a été mise à jour en aval des différents barrages de la rivière des Quinze, lors de la construction de ces derniers. Dans la partie en amont de la Rivière-à-la-Loutre, quelques dépôts alluvionnaires proviennent du remaniement des dépôts glacio-lacustres par le cours d'eau. L'étendue de ces derniers dépôts étant très limitée, ils ne sont pas cartographiés.

f) Les dépôts organiques

La région de thèse étant relativement bien drainée, il est rare de trouver d'importantes accumulations de dépôts organiques. Les tourbières présentes sont toujours relativement fermées et de petites dimensions (photographie 23).

L'organique recouvre principalement les dépôts d'argile glacio-lacustres (région du lac Dumais à l'est de Ville-Marie) (figure 10) et se développe dans les dépressions des dépôts d'origine glaciaire (sud du canton de Laverlochère). Au fond des lacs (lac Louis, canton de Laverlochère): sous certaines tourbières il y a d'importantes accumulations de gyttja. Aucune étude détaillée n'a été faite pour déterminer le type de végétation présent dans les tourbières.



Photographie 23 - Tourbière dans un ancien kettle.  
- Au sein de l'esker à 2 km. à l'est de  
Geoffroy.



Photographie 24 - Lac Louis au SE du canton de  
Laverlochère. - Endroit du prélèvement de  
la carotte pour l'analyse pollinique.

## Chapitre IV

### Stratigraphie pollinique des sédiments du lac Louis, canton de Laverlochère

#### A) Introduction et but de l'analyse

L'importance des analyses polliniques dans l'étude des dépôts du Quaternaire n'est plus à faire. Jaan Terasmae disait déjà en 1958:

Palynological studies of post-glacial deposits have helped to determine the relative ages of glacial lakes, beaches, spillways, etc.... The pollen and spore assemblages found in sediments at critical levels in such features can be checked against the standard pollen diagram of the region and help the investigator to estimate the age of events, at least in a relative sense. (Terasmae, 1958, p. 8)

Dans ce même esprit, nous avons cru qu'une analyse pollinique serait extrêmement utile dans le cadre de la thèse pour les raisons suivantes. Premièrement, par cette analyse il est possible de déterminer avec une relative précision les modalités d'évolution du climat et, partant, les éventuels systèmes morphoclimatiques pour la période allant de la déglaciation à nos jours. Deuxièmement, par corrélation avec d'autres travaux, cette méthode permet de dater, de façon relative les événements post-glaciaires. En troisième lieu, les sédiments lacustres organiques se prêtent très bien à la datation au radiocarbone ce qui permet entre autres d'obtenir une date minimum pour la déglaciation. Finalement, dans la petite enclave argileuse il n'y a pas de diagrammes polliniques qui relatent l'histoire de la végétation depuis le recul définitif de la calotte glaciaire du Wisconsin.

L'analyse pollinique s'avérait ainsi fort utile dans le travail que nous voulions accomplir, soit celui de reconstituer l'histoire du Quaternaire de la région.

Nous tenons à souligner, que l'analyse suivante a été effectuée, avec le concours de la Commission géologique du Canada, sous la direction de M. R.J. Mott. La carotte ainsi que les dates au radiocarbone sont la propriété de cet organisme.

B) Localisation du site et sa description

Coordonnées géographiques -  $47^{\circ} 17' 15''$  Lat. N.

$79^{\circ} 07' 00''$  Long. O.

Altitude - entre 950 et 1000 pieds (290 à 305 mètres)

Carte topographique - 31 M/6 E

Le lac Louis est situé à l'extrémité sud-est du canton de Laverlochère, dans le comté de Témiscamingue au Québec. Il se trouve à environ 16 milles à l'est de Ville-Marie.

Le lac Louis, semble s'être formé à partir d'un bassin dans la roche en place. Les marges du lac sont peu profondes. La partie centrale est composée d'une dépression qui atteint environ 25 pieds (7.6 mètres) de profondeur (Photographie 24). La forêt environnante n'a pas atteint un stade de maturité. On y trouve surtout de l'épinette noire (*Picea mariana*), du peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*) et du bouleau à papier (*Betula papyrifera*). En bordure il y a de nombreux lys d'eau (*Nymphaea*). Le niveau du lac a été haussé par une digue de castors construite près de la route au nord-ouest du lac.

Le lac est situé en bordure du plus haut niveau atteint par les eaux du lac proglaciaire Barlow-Ojibway. Il est donc possible de trouver à cet endroit, une accumulation de sédiments qui auraient débuté très tôt après la déglaciation. On constate l'intérêt de ce site du fait que d'autres diagrammes polliniques, établis à partir de sédiments de la grande enclave argileuse, permettent de déterminer une séquence d'événements remontant seulement jusqu'à la période où le lac proglaciaire s'est complètement vidangé (Ignatius, 1956).

#### C) Flore actuelle de la région

En consultant la classification des forêts canadiennes (Rowe, 1958), on constate que le site du lac Louis est en bordure de deux régions végétales. La forêt boréale appelée secteur Missinaibi-Cabonga (B7 de Rowe) est sise à l'est. L'ouest par contre, est dans le secteur d'argile Haileybury de la région Grands-Lacs - St-Laurent (L8 de Rowe).

Dans les deux secteurs mentionnés plus haut on retrouve des feuillus qui atteignent leur plus grande extension nordique. Cette pénétration a été facilitée selon Hills dans Baldwin (1962) par un couloir de migration correspondant à une région de plus basse altitude à l'ouest de l'Outaouais et du lac Témiscamingue.

Le tableau V donne une idée de l'habitat et des arbres qu'on retrouve dans la région. Les renseignements sont tirés de Rowe (1958) et Baldwin (1958).

Tableau 5 - Habitat des principales espèces arborescentes  
de la région à l'est du lac Témiscamingue.

<u>Habitat</u>	<u>nom français</u>	<u>Espèces</u> <u>nom latin</u>
<u>Secteur Miscinaibi-Cabonga</u>		
présence globale	sapin baumier épinette noire bouleau à papier épinette blanche peuplier faux-tremble	Abies balsamea Picea mariana Betula papyrifera Picea glauca Populus tremuloides
crêtes (matériaux de texture grossière) et versants nord	érable à sucre bouleau jaune	Acer saccharum Betula Alleghaniensis
crêtes et berges rocailleuses	pin blanc pin rouge	Pinus strobus Pinus resinosa
terrasses sablonneuses	pin gris	Pinus banksiana
sols rocailleux pauvres	pin gris épinette noire	Pinus banksiana Picea mariana
sols organiques	épinette noire melèze laricin thuja de l'est	Picea mariana Larix laricina Thuja occidentalis
présence sporadique	orme d'Amérique épinette rouge frêne noir	Ulmus americana Picea rubens Fraxinus nigra
<u>Secteur argile-Haileybury</u>		
plaine lacustre	épinette noire sapin baumier bouleau blanc peuplier faux-tremble	Picea mariana Abies balsamea Betula papyrifera Populus tremuloides
endroits humides	peuplier baumier Thuja de l'est	Populus balsamifera Thuja occidentalis
versants bien drainés le long des cours d'eau	épinette blanche pin blanc	Picea glauca Pinus strobus
présence sporadique	bouleau jaune érable à sucre chêne rouge érable rouge orme d'Amérique frêne noir tilleul d'Amérique	Betula Alleghaniensis Acer saccharum Quercus rubra Acer rubrum Ulmus americana Fraxinus nigra Tilia americana

#### D) Phase technique de l'analyse

Cette phase comprend quatre étapes: celles de l'échantillonnage, du traitement en laboratoire, du comptage des pollens et de la construction d'un diagramme pollinique.

##### 1) Etape de l'échantillonnage

La carotte a été recueillie sous 25 pieds d'eau par M. R.J. Mott de la Commission géologique du Canada et par nous. Un échantillon a été pris des sédiments à la surface, à l'aide d'une drague Eckman. Une première carotte de 153 cm. a été récupérée à l'aide d'un échantillonneur à piston Brown. Quatre autres carottes de 100 cm. chacune ont ensuite été remontées à la surface à l'aide d'un échantillonneur à piston Livingstone. La séquence récupérée mesurait donc en tout 553 cm. Mott (1966) donne la méthode d'utilisation et une excellente description des instruments mentionnés plus haut. Une seconde carotte a été récupérée à la base de la séquence afin d'avoir assez de sédiments pour la datation au radiocarbone. Le tableau VI donne une description détaillée de la carotte.

##### 2) Etape du traitement en laboratoire

Avant de procéder à l'identification des pollens il a fallu les séparer du sédiment.. La méthode d'extraction du pollen que nous décrivons plus bas est expliquée plus en détail dans Erdtman (1954) et Faegri, Iverson, et Waterbolck (1964).

Nous avons déjà mentionné que la carotte prise dans le lac Louis mesurait 553 cm. Pour fin d'analyse un

Profondeur	Sédiments	Couleur
0 à 281 cm.	Gyttja	brun foncé
281 à 301 cm.	Gyttja	brun pâle
301 à 329 cm.	Gyttja	brun foncé
329 à 417 cm.	Gyttja	brun pâle
417 à 517 cm.	Gyttja	brun très foncé
517 à 540 cm.	Gyttja et argile interstrati.	brun foncé et gris
540 à 553 cm.	argile contenant peu d'organique	gris

Tableau 6 - Description sommaire de la carotte  
du lac Louis, canton de Laverlochère.

échantillon a été pris à tous les 10 cm. Nous avons donc eu à travailler avec 56 échantillons.

Les différents traitements auxquels on soumet un échantillon ont pour but d'éliminer, à l'aide d'acides, la gangue de matériel organique et inorganique dans laquelle reposent les pollens. Habituellement la méthode suivante est employée:

- 1° - traitement à l'acide chlorhydrique  $\underline{\overline{\text{HCL}}}$  pour éliminer le carbonate de calcium  $\underline{\overline{\text{CaCo}_3}}$ .
- 2° - traitement dans une solution d'hydroxyde de potassium  $\underline{\overline{\text{KOH}}}$  pour éliminer les acides humiques, pour permettre aux éléments de se défloculer, pour retirer les matières grossières organiques et inorganiques (ces dernières par tamisage).
- 3° - traitement à l'acide fluorhydrique  $\underline{\overline{\text{HF}}}$  pour éliminer les matières silicieuses.
- 4° - traitement à l'acide chlorhydrique  $\underline{\overline{\text{HCL}}}$  pour se défaire de la silice colloïdale  $\underline{\overline{\text{S}_1\text{O}_2}}$  et de la fluorure de silicium  $\underline{\overline{\text{S}_1\text{F}_4}}$  qui a pu se former lors du traitement à l'acide fluorhydrique  $\underline{\overline{\text{HF}}}$ .
- 5° - acétolyse: traitement dans une solution comprenant neuf parties d'acide anhydrique acétique  $\underline{\overline{(\text{CH}_3\text{CO})_2\text{O}}}$  et une partie d'acide sulfurique  $\underline{\overline{\text{H}_2\text{SO}_4}}$  pour éliminer la cellulose de feuilles, de mousses, de petites racines, etc... L'acétolyse sert également à rendre plus distinctes les caractéristiques de l'exine du pollen. Avant et après

- cette phase il faut mettre l'échantillon dans de
- \* l'acide acétique  $\overline{[CH_3CO_2H]}$  afin d'éliminer l'eau de l'échantillon.
  - 6° - traitement à l'alcool butylique tertiaire  $\overline{[(CH_3)_3COH]}$  pour déshydrater l'échantillon.
  - 7° - l'échantillon est mis dans de l'huile de silicone, substance qui permettra une bonne préservation ainsi qu'une bonne vue du pollen sous le microscope.

Nos échantillons étant composés presque uniquement de matières organiques, nous avons pu laisser tomber certaines des étapes mentionnées ci-haut. Aucun échantillon n'était composé de carbonates de calcium, ce qui éliminait la première étape. Seuls les six échantillons à la base de la carotte (500 à 553 cm.) possédaient assez de matières silicieuses pour demander le traitement à l'acide fluorhydrique. La plus grande partie des échantillons (0 à 500 cm.) ont donc seulement subi le traitement à l'hydroxyde de potassium et la phase d'acéto-lyse avant d'être mélangés à l'huile de silicone.

### 3) Etape du comptage des grains

Afin d'obtenir un échantillon représentatif nous avons identifié et compté au moins 200 pollens pour chacun des 56 niveaux. Les deux volumes taxonomiques de Erdtman (1952, 1957) ont été nos principaux travaux de référence au cours de ce travail d'identification.

Une fois les pollens comptés nous avons calculé la fréquence relative de chaque espèce au sein de chaque échantillon.

Le pourcentage a été calculé par rapport à la somme des pollens arborescents, non arborescents, et des spores. Les plantes aquatiques ont été exclues du total.

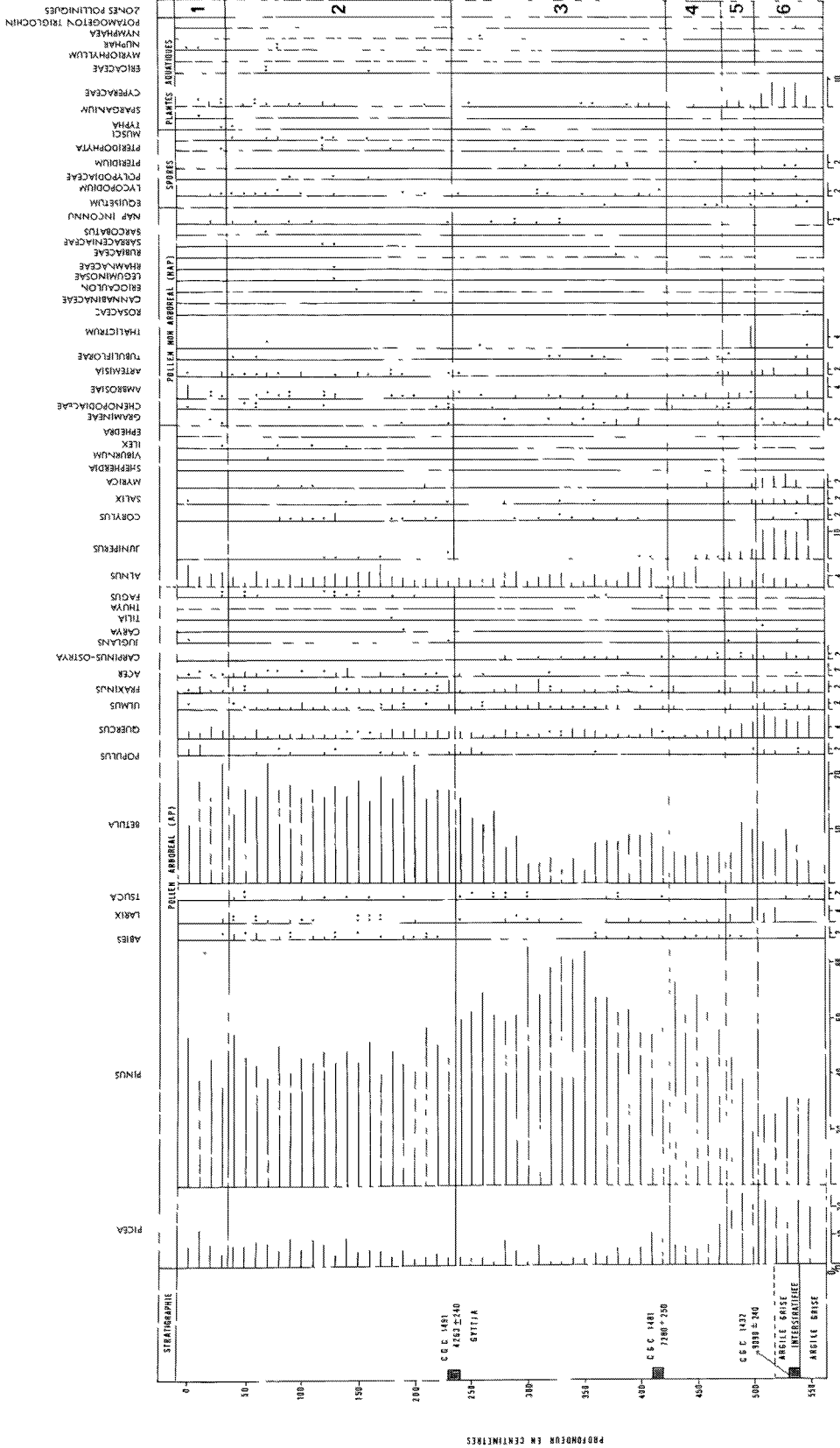
#### 4) Etape de la construction du diagramme pollinique

La dernière étape de la phase technique est celle de la construction d'un diagramme pollinique. Dans ce dernier, le pourcentage pour chaque espèce est en abscisse et la séquence sédimentaire en ordonné (figure 13).

Le diagramme exprime les changements de pourcentage pour chaque espèce d'un niveau à l'autre. A partir de là, en assumant que l'accroissement ou la diminution en pourcentage d'un pollen indique un accroissement ou une diminution semblable dans la végétation, nous avons reconstitué l'histoire du climat et de la végétation de la région.

#### E) Stratigraphie pollinique et corrélation avec d'autres zones polliniques

Habituellement dans une analyse pollinique on subdivise le diagramme en zones basées sur des fluctuations importantes des pourcentages des différentes espèces à travers la séquence de pollens. Ces zones donnent une idée précise des changements floristiques et climatiques dans le temps. Dans cette section, nous décrirons nos différentes zones et tenterons de les mettre en corrélation avec les zones établies dans d'autres études effectuées au Québec. Les deux récentes études de Terasmae (1969) et Richard (1970) donnent une bonne idée de ce qui a déjà été fait au Québec en palynologie.



Dans le cadre de cette étude, nous avons divisé notre diagramme en six zones bien distinctes. Pour ce faire nous nous sommes basés sur les travaux de Potzger (1953) de Potzger et Courtemanche (1956a, 1956b) et de Terasmae (1959, 1959, 1969). Pour faciliter les comparaisons entre notre travail et ces divers travaux, nous avons adopté le même numérotage que Terasmae pour nos zones polliniques.

1) La zone VI

Cette zone constitue la base de notre séquence. Elle représente très probablement la première végétation qui s'est installée après le retrait de la calotte glaciaire du Wisconsin. Elle est caractérisée par une importante présence de pins gris (*Pinus banksiana*), de chênes (*Quercus*), de genévriers (*Juniperus*), de pollens non arborescents et de membres de la famille des laïches (*Cyperaceae*). L'épinette (*Picea*) et le bouleau (*Betula*) sont moins nombreux que dans la zone suivante. Cette zone est la même, semble-t-il que la zone QI de Potzger et Courtemanche et la zone VI de Terasmae (voir tableau VII). Selon Potzger (1953) elle dénote une période initiale chaude suite au retrait des glaciers. Cependant, le pourcentage élevé de pollens de pin gris (*Pinus banksiana*) sur lequel est fondée cette affirmation ne signifie pas nécessairement un climat plus chaud. Terasmae (1959) dit:

The high percentage of pine pollen should, perhaps, be explained by over representation due to the high pollen production of pine.

Ordinairement dans les autres diagrammes au Québec, on retrouve un important pourcentage d'aunes (*Alnus*) dans cette zone. Nous suggérons ici que l'aune a été remplacé dans la région du lac Louis par le genévrier (*Juniperus*). Vu la présence du terrain rocheux qui entoure le lac, le genévrier a sans doute eu beaucoup plus de facilité à s'installer que l'aune qui demande un terrain plus humide. La pruche (*Tsuga*) que l'on retrouve habituellement en assez grand nombre dans cette zone, est rare dans notre diagramme. L'explication en est probablement que l'extension septentrionale de la pruche n'atteint pas la hauteur de notre région. Potzger et Courtemanche (1956a) n'ont pas trouvé de pruches au Québec à une plus haute latitude que  $46^{\circ} 19' N$ .

## 2) Zone V

Cette zone de courte durée est caractérisée par un maximum dans la présence de l'épinette (*Picea*), par une diminution du pin (*Pinus*) et une augmentation du bouleau (*Betula*). Il y a également beaucoup moins de pollens non arborescents que dans la zone précédente. L'absence de la pruche (*Tsuga*) est également à noter. Selon Potzger (1953), cette association représente un climat plus froid et humide. Notre zone V semble être la même que la zone V de Terasmae et la zone QII de Potzger et Courtemanche.

La présence du maximum d'épinettes, évidente dans notre diagramme, est un phénomène important selon Terasmae (1959).

The increase of spruce, often accompanied by an increase of balsam fir, cannot be explained as a local development in the forest succession because in all diagrams this spruce maximum has a definite age and position, preceded and followed by other regionally consistent maxima and minima in other pollen graphs. Hence this spruce maximum must be caused by a regional climatic change and can be used as a chronological marker in the pollen stratigraphy.

### 3) Zone IV

Cette zone se caractérise par une forte augmentation du pin gris (*Pinus banksiana*) et une diminution d'épinettes (*Picea*) et de bouleaux (*Betula*). Notre zone IV est la même que la zone IV de Terasmae et se situe à la base de la zone QIII de Potzger et Courtemanche. L'association végétale, que cette zone nous permet de reconnaître, indique le début d'un climat chaud et sec qui va se poursuivre subséquemment. Bien que Potzger et Courtemanche (1956a) ne divisent pas leur zone QIII en deux parties, ils reconnaissent qu'à la base de leur zone il existe une forte augmentation de pin gris (*Pinus banksiana*). Notre zone IV marque le début de la période chaude post-glaciaire. Dans les écrits se rapportant à ce sujet, on parle de cette zone comme étant l'optimum thermique ou le xéothermique ou encore mieux l'intervalle hypsithermique (Deevey et Flint, 1957).

### 4) Zone III

Notre zone III est caractérisée par une très importante présence de pins blancs (*Pinus strobus*), de pins rouges (*Pinus resinosa*) et une diminution importante d'épinettes et de bouleaux. Elle peut être mise en corrélation avec la zone III de Terasmae et la partie supérieure de la zone QIII de Potzger et

Courtemanche. Entre les zones IV et III de notre diagramme, on voit qu'il y a une certaine diminution du pin entre deux maximums. Nous avons dit précédemment qu'à la base de cette période de réchauffement du climat, le premier sommet était composé de pins gris (*Pinus banksiana*) et le second de pins blancs et rouges (*Pinus strobus* et *resinosa*). Le second maximum reflète une période beaucoup plus chaude et sèche qu'aujourd'hui (Terasmae et Anderson, 1970). La différence entre les deux sommets donne une courbe pollinique bimodale. Ce phénomène résulte selon Potzger et Courtemanche (1956a) de l'apparition assez rapide des deux nouveaux pins.

#### 5) Zone II

Cette zone se caractérise dans notre diagramme par une faible augmentation d'épinettes et une faible diminution du pin ainsi que par une augmentation du bouleau et du hêtre (*Fagus*). Cette association indique que le climat est encore chaud mais beaucoup plus humide (Potzger, 1953). La zone II de Terasmae et la zone QIV de Potzger et Courtemanche sont les mêmes que notre Zone II.

#### 6) Zone I

Cette zone ne se marque pas d'une façon très nette dans notre diagramme. On remarque cependant un certain accroissement dans l'épinette, une faible diminution du pin, une augmentation du bouleau et l'importante absence de la pruche (*Tsuga*) et du hêtre (*Fagus*). Cette association traduit d'après Potzger (1953) une certaine détérioration du climat par rapport

à la zone précédente. Cet auteur dit que cette zone reflète un climat plus froid et humide. Cette zone à la surface de notre séquence correspond à la zone I de Terasmae et QV de Potzger et Courtemanche. L'importance des pollens de l'herbe à poux (Ambrosia) en surface nous permet de constater l'arrivée de l'homme et de l'agriculture dans la région.

En résumé, nous avons pu identifier six principales zones stratigraphiques polliniques marquant divers changements climatiques au cours des derniers 10,000 ans. Ces zones ont pu être mises en corrélation avec d'autres zones semblables du Québec et du Nord-est des Etats-Unis. Le tableau VII donne une idée des corrélations ainsi qu'un résumé des principales caractéristiques des différentes zones polliniques. Dans le sixième chapitre nous utiliserons les données de l'analyse pollinique pour compléter la reconstitution de l'histoire du Quaternaire de la région à l'étude.

NORD-EST DES ETATS-UNIS (Deevey et Flint, 1957)				Basses-Terres du ST-LAURENT (Terasmae, 1960)		Bouclier - QUEBEC (Potzger et Courtemanche, 1953,1956)		Lac Louis Témiscamingue, Québec	
années	zones								
2,000	CIII		Sub-Atlantique chêne châtaignier	I	Déclin de la pruche et du pin; augmentation de l'épinette et Quercetum mixtum (M)	Q5	Augmentation de l'épinette, du sapin du bouleau et du merisier; diminution du pin, de la pruche, du chêne et du hêtre	I	Augmentation de l'épinette et du bouleau; diminution du pin; absence de la pruche et de l'hêtre
4,000	CII		Sub-boréal chêne noyer	II	Beaucoup d'hêtres et de pruches; déclin du pin et de QN; faible augmentation du sapin, de l'épinette et du bouleau	Q4	Augmentation de la pruche, du bouleau, du merisier, de l'hêtre, du sapin et de l'épinette; faible augmentation du chêne	II	Faible augmentation de l'épinette; faible diminution du pin; augmentation du bouleau et de l'hêtre
6,000	CI	Hypsithermal	Atlantique chêne pruche	III	Peu d'épinettes, de sapins, de pruches et de hêtres; Beaucoup de pins blancs et de Quercetum mixtum	Q3	Sommet du pin gris; augmentation du chêne; diminution du bouleau; très peu d'épinettes et de sapins; sommet des pins blancs et rouges	III	Sommet du pin blanc et du pin rouge Diminution importante de l'épinette et du bouleau
8,000	B	Post-Glaciaire	Boréal - pin	IV	Augmentation du pin gris et du sapin; peu de bouleaux et Q; déclin des épinettes	Q2	Maximum d'épinettes; dim. du pin et nap; aug. du bouleau; absence de la pruche	IV	Aug. pin gris, dim. bouleau, épinette
10,000	A L dans le Maine	Tardi-glaciaire Maine	Pré-boréal épinette sapin pin chêne	V	Maximum d'épinettes, peu de pins, diminution du "nap" peu d'épinettes, beaucoup de pins, bouleaux, aunes, "nap"	Q1	Augmentation de l'épinette, du sapin et du bouleau; diminution du pin Présence du pin et du chêne; peu de sapins, épinettes et bouleaux	VI	Présence du pin, chêne, Genévrier et nap; moins de bouleaux et épinettes
12,000	TIII	Tardi-glaciaire Connecticut	Jeunes herbacés	VI	Mer Champlain avancée St-Marcisse	Q1	Glaciation du Wisconsin	Glaciation du Wisconsin	Phase lacustre Barlow-Cjibway
14,000	TII	Tardi-glaciaire Connecticut	Epinette pré-Durham sapin, bouleau	VII	Glaciation du Wisconsin	Q1	Glaciation du Wisconsin	Glaciation du Wisconsin	Glaciation du Wisconsin
	TI		Zones de plus vieux herbacés - Toundra						

Tableau 7 - Les zones polliniques de la séquence du lac Louis, Témiscamingue, et leurs corrélations probables avec d'autres zones du Québec et du nord-est des États-Unis.

## DEUXIEME PARTIE

### RECONSTITUTION GEOLOGIQUE DU QUATERNAIRE

#### Chapitre V

##### Histoire régionale - la grande et la petite enclave argileuse

###### A) Revue des sources de documentation

Comparativement à d'autres régions du Canada, le Quaternaire de l'ensemble de l'enclave argileuse, et plus particulièrement de la petite enclave, du nord du Québec et de l'Ontario est très peu connu. Très souvent, l'histoire du Quaternaire de cette région semble avoir été formulée non pas à partir d'observations sur le terrain mais à partir d'idées extrapolées d'autres régions.

###### 1) Etudes au sein de la petite enclave argileuse

Les géologues qui ont fait des études aux environs ou au sein de la petite enclave: Barlow (1899, 1907), Burrows et Hopkins (1922), Blanchard (1949, 1954), Chagnon (1961, 1962, 1963, 1968), Cooke (1923), Henderson (1936), Logan (1847), Lovell et Caine (1970), Miller (1902, 1906), Robert (1961, 1962, 1967), et Thomson (1960, 1965), n'ont fait que constater la présence des dépôts quaternaires sans essayer d'en reconstituer l'histoire. Dans certains cas cependant, leurs observations peuvent être incorporées dans une chronologie. Thomson (1960, p. 25, 1965, pp. 36, 37), par exemple, situe et mesure certaines plages du lac proglaciaire Barlow-Ojibway; ou encore, Robert (1961, 1962) cartographie une série d'eskers au sud de la région étudiée.

Certains: Cooke et alii (1931), Hume (1920, 1925), et Wilson (1908, 1911, 1918) ont tenté de reconstituer l'histoire régionale à partir des écrits de leurs prédécesseurs et de leurs observations sur le terrain. Ces excellentes synthèses compilées à partir de données limitées sont maintenant d'un intérêt purement historique, ayant été supplantées par des travaux plus récents. Un rapport pédologique de Hoffman et alii (1957) classifie les sols de telle sorte que la carte informe sur la nature des dépôts de surface de la région sise au nord-ouest du lac Témiscamingue. Un deuxième travail, que nous étudierons de plus près dans la prochaine section, résulte d'un relevé de Skinner (1970). C'est une étude stratigraphique des dépôts quaternaires de l'embouchure de la rivière Montréal, rivière qui se jette dans le lac Témiscamingue dans le canton de South Lorrain en Ontario.

## 2) Etudes au sein de la grande enclave argileuse

Les études consacrées au Quaternaire de la grande enclave argileuse sont relativement nombreuses. Au Québec, J. T. Wilson (1938), Norman (1938), et Ignatius (1956) ont étudié les formes glaciaires de quelques parties du nord-ouest québécois. Laverdière (1969), de son côté, a tenté de retracer l'historique du retrait de la calotte glaciaire de "Scheffer" dans la région. Son étude, en ce qui a trait au Témiscamingue, ne semble pas s'appuyer sur des observations de terrain mais plutôt sur les travaux antérieurs pas toujours très détaillés. Ainsi, l'article de Laverdière comprend des hypothèses peu fondées qui

pourraient être à la base de fausses conceptions et de mauvaises interprétations. Par exemple, Laverdière situe la limite atteinte par les glaces de la récurrence de Cochrane beaucoup plus au sud que ne l'indiquent les études minutieuses de Hughes (1956, 1959, pp. 50 et 51, 1960a), de Prest, Rampton et Grant (1968) et de Prest (1970, p. 734); ou encore, il interprète les zones dénudées, sous les plages, autour des différentes collines qui surplombent la plaine argileuse comme étant des témoins "non pas de la profondeur considérable de cette mer intérieure... mais de la vie éphémère de petits lacs juxtaglaciaires ou annulaires autour des nunataks" (Laverdière, 1969, p.235).

Du côté ontarien, il existe plusieurs études sérieuses sur le Quaternaire. Boissonneau (1965a, 1965b, 1966, 1968) a étudié l'ensemble du Quaternaire du nord-est de l'Ontario. Ses travaux permettent de mieux comprendre la séquence de la déglaciation en particulier et l'histoire du Pléistocène en général. Hughes (1956, 1959, 1960a, 1960b, 1965) a écrit la seule étude régionale détaillée sur la grande enclave argileuse. Il décrit en détail les régions de Smooth Rock, Iroquois Falls et Kirkland Lake. Ces travaux sont sans aucun doute les plus intéressants et les plus riches en informations pour ce qui concerne notre travail. Hughes s'est attardé à reconstituer l'histoire détaillée du Quaternaire à partir d'observations minutieuses sur le terrain. Son étude des dépôts glacio-lacustres est essentielle à la compréhension de l'histoire du grand lac proglaciaire Barlow-Ojibway, ainsi que des formes de relief qui lui sont associées.

En plus de ces études régionales, il existe d'autres travaux qui traitent de problèmes plus précis. Coleman (1900, 1909, 1922) a été le premier à essayer de démêler l'histoire complexe de l'immense lac proglaciaire. L'étude des varves du lac Barlow-Ojibway par Antevs (1925) a longtemps été un modèle du genre et est à la base des travaux de Hughes. Finalement, les analyses polliniques de Terasmae (1960, 1961, 1962, 1963) ont jeté les bases d'une chronologie du tardi- et du post-glaciaire.

Il faut mentionner aussi que l'ensemble des connaissances sur le Quaternaire de cette région ont été résumées par Prest et alii (1968) et Prest (1969, 1970). C'est principalement sur cette information que nous nous appuyerons pour retracer ultérieurement la chronologie du Quaternaire de cette région.

#### B) Séquence des phases glaciaires

Dans la région des Grands Lacs et dans les environs de la Baie d'Hudson, plusieurs quaternaristes ont découvert des dépôts interstadias, interglaciaires et même, pour la région des Grands Lacs, des dépôts de glaciations antérieures. (Prest, 1970, pp.679-690).

Sur le Bouclier canadien, entre la Baie d'Hudson et les Grands Lacs, on a découvert bien peu de témoins du pré-Wisconsin ou d'interstades Wisconsin. Il semble que les glaces de la dernière calotte ont efficacement déblayé l'ensemble des dépôts plus anciens. Théoriquement, seules les zones périphériques ou encore des endroits bien protégés du Bouclier offrent la possibilité de préserver les anciens dépôts. Bien que l'information stratigraphique est très limitée pour la région du Bouclier, McDonald (1971, p.340) a tenté

d'établir une corrélation entre les dépôts quaternaires de la région méridionale de l'est du Canada et les dépôts quaternaires de la région de la baie d'Hudson. Des découvertes telles que celle décrite plus bas aideront à confirmer ou à rejeter le schéma proposé par McDonald.

Au fond d'une gorge profonde, non loin de l'embouchure de la rivière Montréal (rivière qui se jette dans le lac Témiscamingue), sous des dépôts glacio-lacustres du lac Barlow-Ojibway et sous un till, Skinner (1970) a découvert une séquence alluvionnaire contenant de la matière organique. Sous ces alluvions, il a également noté une séquence de sables et graviers qui pourrait bien être un till. Un morceau de bois d'épinette découvert dans les alluvions a un âge radiocarbone de plus de 42,000 ans (GSC-1299). En se basant sur cet âge et sur la sédimentologie des dépôts, Skinner croit que les alluvions ont été déposées vers la fin de l'interglaciaire Sangamon. Dans cette hypothèse le dépôt sous-jacent qui a les caractéristiques d'un till daterait de l'Illinois.

L'étude de Skinner fait ressortir d'autres points intéressants. Il semble que lors de l'interglaciaire, le niveau du lac Témiscamingue était d'environ 130 pieds (40 m.) sous son niveau actuel. La séquence alluvionnaire se serait déposée lors d'une phase d'aggradation du cours d'eau due à une hausse de niveau du lac Témiscamingue. La hausse du niveau d'eau serait due au barrage de la rivière Outaouais, en aval du lac Témiscamingue, par un lobe de glace provenant du Labrador. Un dernier point à noter: une analyse

pollinique a montré qu'à la fin du Sangamon, la forêt était composée d'un plus grand nombre de feuillus qu'elle ne l'est aujourd'hui.

La découverte de Skinner est extrêmement intéressante car, à notre connaissance, c'est la première fois qu'on découvre des dépôts d'un interglaciaire, si loin à l'intérieur du Bouclier. De plus, puisque le site étudié n'est pas loin de notre région de thèse, il nous est possible de reconstituer l'histoire géologique du Quaternaire supérieur sur une base solide.

### C) La glaciation du Wisconsin et le post-glaciaire

#### 1) L'avancée de la calotte du Wisconsin

Au cours du Wisconsin la calotte glaciaire Laurentide a recouvert l'ensemble de la région. Cette calotte, selon Prest (1970, p. 705), était composée de deux lobes principaux, celui du Labrador et celui du Keewatin. La direction de l'écoulement a été déterminée en se basant sur l'orientation des stries, des roches moutonnées et des drumlins (Prest, Rampton et Grant, 1968).

Le lobe du Keewatin s'écoulait vers le sud-est alors que le lobe du Labrador s'écoulait vers le sud-ouest. Il semble que les deux lobes se soient rejoints dans la région du lac Témiscamingue (Boissonneau, 1968, p. 103 et Prest, communication verbale). Boissonneau croit que le lobe du Labrador a fait dévier le lobe du Keewatin du sud-est vers le sud-ouest. Ces phénomènes sont très bien rendus sur la carte glaciaire du Canada (Prest, Rampton et Grant, 1968) et confirmés par d'autres rapports géologiques (Chagnon, 1961, 1963, 1968, Robert, 1961, 1962, et Thomson, 1960,

1965). Il faut noter cependant que dans la petite enclave argileuse, les grands traits du relief, surtout le graben du lac Témiscamingue, ont influencé la direction de l'écoulement glaciaire. Lovell et Caine (1970, p. 7) l'ont souligné à l'aide d'une carte qui montre la direction de l'écoulement glaciaire et l'orientation des principales failles. (Voir aussi figure 14.)

Il est difficile d'évaluer le rôle érosif des glaciers dans l'ensemble de la petite enclave argileuse. Dans son interprétation cyclique de l'origine de la dépression du lac Témiscamingue, Davis (1920) fait une large part, comme le démontre le passage suivant, à l'érosion sub-aérienne et glaciaire.

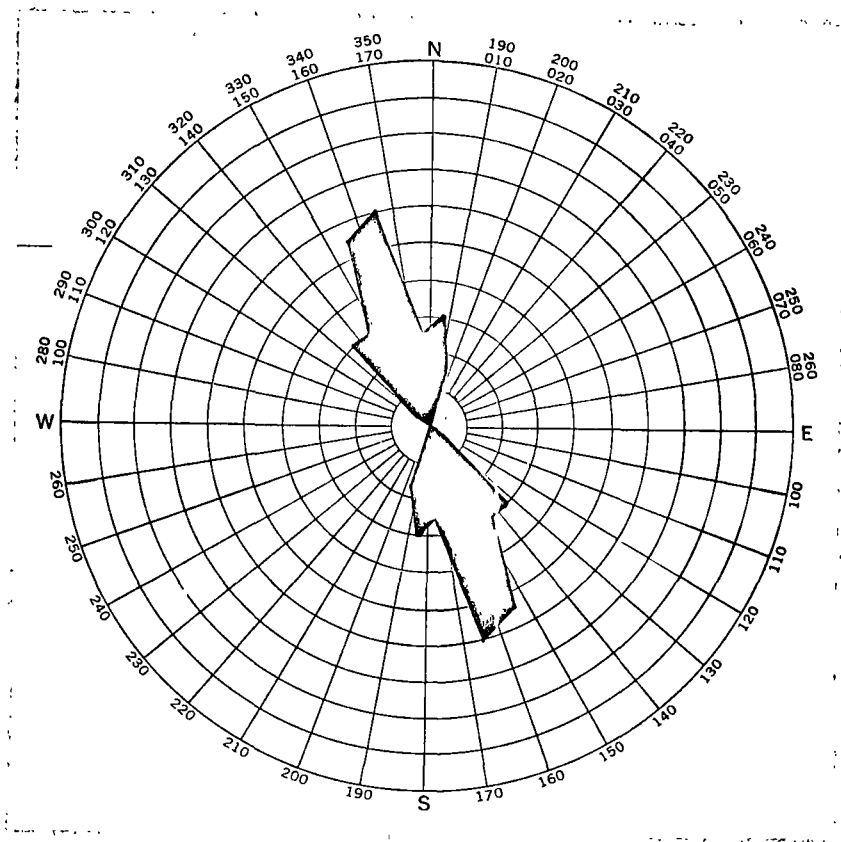
There are good reasons, however, for regarding the Swedish lake basins as the product of second-cycle erosion, both subaerial and glacial, on a faulted structure which had been reduced to old age in an earlier cycle; and similar reasons suggest that the basin of Lake Timiskaming is also of second-cycle origin, and therefore only indirectly determined by a fault. (Davis, 1920, p. 66)

Wilson est beaucoup plus conservateur dans son estimation qui correspond mieux à ce qui est généralement admis, par R.H. Jahns (1943) par exemple.

The topographic effects produced by the erosive action of the continental ice-sheets must be regarded as largely modifications of previously existing forms rather than the production of an entirely new topography. (Wilson, 1918, p. 22)

La configuration du lit de l'Outaouais entre Mattawa et le lac Témiscamingue, et celle de celui-ci sont reliées au problème de l'érosion glaciaire. Barlow (1899) en effectuant différents sondages le long de la rivière et du lac, s'est rendu compte que les profondeurs fluctuaient énormément. A un creux très

Figure 14 - Orientation de l'axe "L" de 50 cailloux  
provenant d'une accumulation de till  
à 2 km. à l'est de Guigues



Description sommaire du till -

- cailloux anguleux dans une matrice limoneuse
- couleur brun foncé (Munsell 7.5YR 4/4)
- approximativement 75% des cailloux sont des grès et schistes du Paléozoïque
- plusieurs cailloux sont striés

important succédait un seuil - et ce en plusieurs endroits. Blanchard (1949, p. 328) a interprété ces mouilles et ces seuils comme étant respectivement des ombilics et des verrous, ce qui indiquerait un débitage glaciaire assez considérable. Des cartes hydrographiques détaillées (1970) confirment les observations de Barlow pour la rivière Outaouais entre Mattawa et Temiscaming. Cependant, avant d'accepter l'hypothèse de Blanchard il faudrait savoir si les seuils sont formés de roches en place ou de dépôts meubles. Par exemple, le seuil à environ 10 milles (16 km.) au nord de Temiscaming est composé de sables et graviers faisant partie de la moraine du lac McConnell...

## 2) Le retrait de la calotte du Wisconsin

Le retrait de la calotte du Wisconsin est bien connu dans la région grâce aux travaux d'Antevs (1925), Hughes (1959), Boissonneau (1968), Prest, Rampton et Grant (1968) et Prest (1969, 1970).

En général, la calotte laurentidienne s'est retirée en direction nord vers la baie James (Prest, 1969, 1970, p. 733). Au nord-est du lac Témiscamingue, du côté québécois, la glace s'est retirée en direction nord-est vers le centre du Québec (Prest, 1970, p. 733). Des moraines cartographiées par Boissonneau (1968) et Prest et alii (1968) marquent des pauses dans le retrait. Les deux principales moraines de la petite enclave argileuse sont celle du lac McConnell à environ 10 milles (16 km.) au nord de Temiscaming et celle cartographiée par

Chagnon (1961, 1962, 1963, 1968) à une quinzaine de milles (24 km.) au nord du lac Témiscamingue. (Voir figure 11.)

Prest (1970) a schématisé pour des intervalles de temps réguliers la configuration de la calotte du Wisconsin dans sa phase de retrait. (Voir figure 15.)

La vitesse à laquelle la glace s'est retirée a été calculée par Antevs (1925, p. 106) et Hughes (1959). Ce dernier (1959, pp. 103 et 104) décrit la méthode utilisée.

Where a sequence of varves was deposited in a glacial lake bordering a regularly retreating ice margin, the proximal part of each successive varve laps over that of the varve next below. As the varves are traced in the direction of ice-retreat, the bottom varve at successive localities is found to be progressively younger. Correlations of the varves gives the number of the bottom varve, and hence the year, relative to the varve chronology, in which each successive locality became ice-free. The number of years required for retreat of the ice margin from one locality to the next, and the average rate of retreat across the interval, are then easily calculated.

Antevs a calculé que la glace s'est retirée au sein de la petite enclave argileuse entre son site 63 à l'embouchure de la rivière Montréal et son site 82 au sud-est d'Englehart à un rythme moyen de 454 pieds (138 m.) par année. A l'aide de sa chronologie et de ses calculs, il a pu déterminer les positions approximatives du front glaciaire à intervalles de 100 ans (figure 16).

Hughes (1959), en utilisant la méthode décrite plus haut, a calculé la vitesse de retrait pour l'enclave argileuse au nord de la ligne de partage des eaux. Les valeurs obtenues sont beaucoup plus importantes que pour la région plus au sud - elles fluctuent entre 551 (168 m.) et 926 pieds (282 m.) par année.

Figure 15 - Configuration de la calotte du Wisconsin dans sa phase de retrait et étapes glacio-lacustres.

Tiré de Prest, 1970, p. 720 a 724

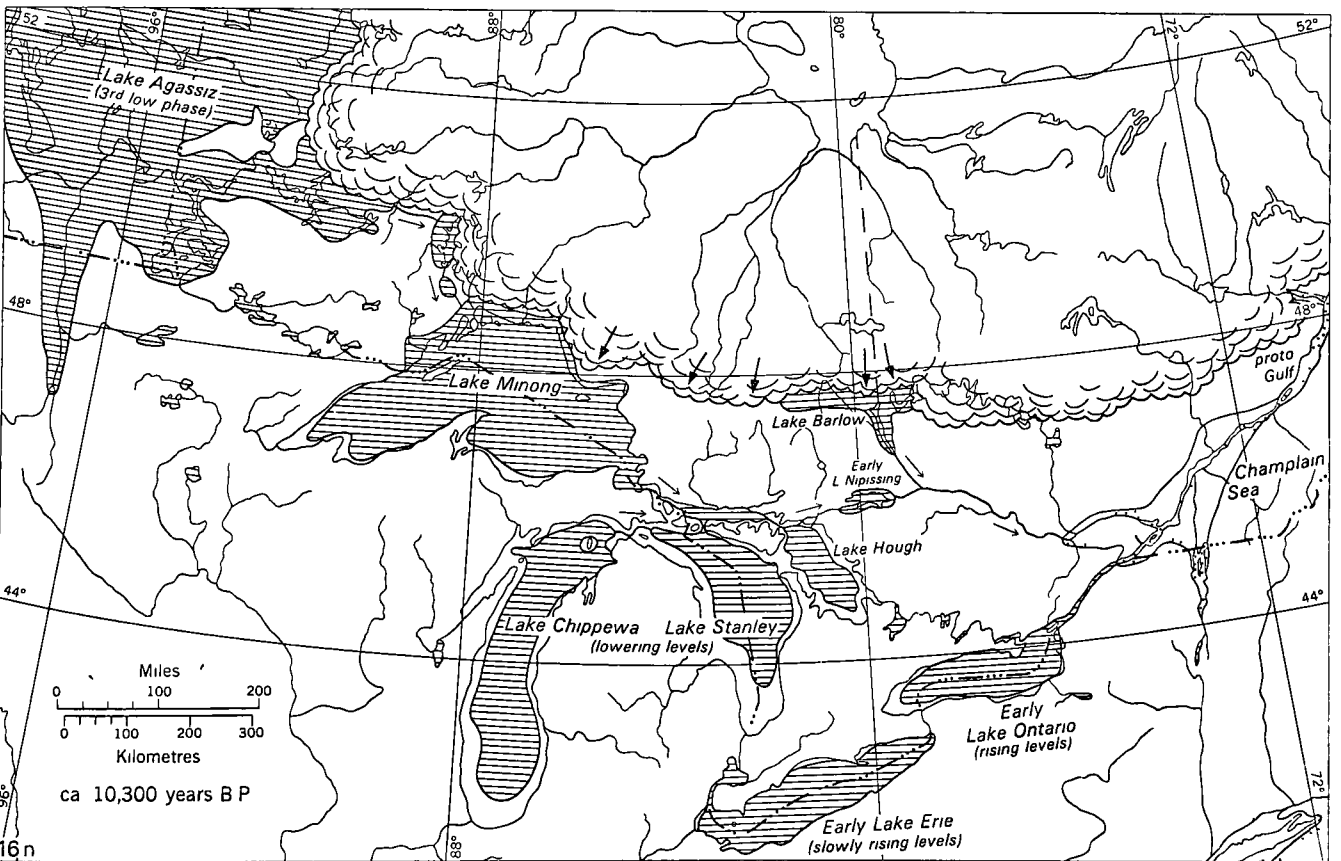
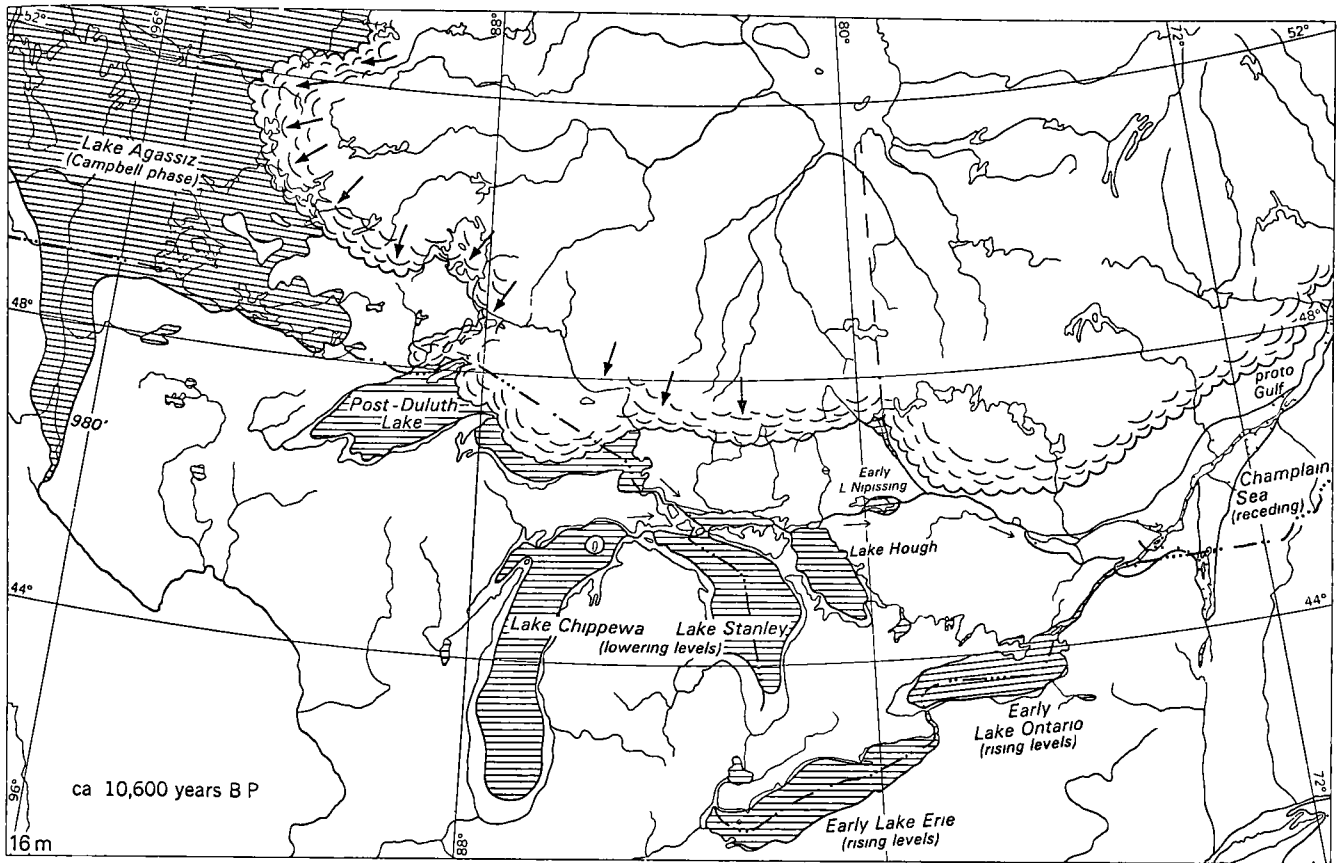


FIGURE XII-16. Glacial lake phases during the recession of Wisconsin ice from central Canada (cont)

GSC 1967

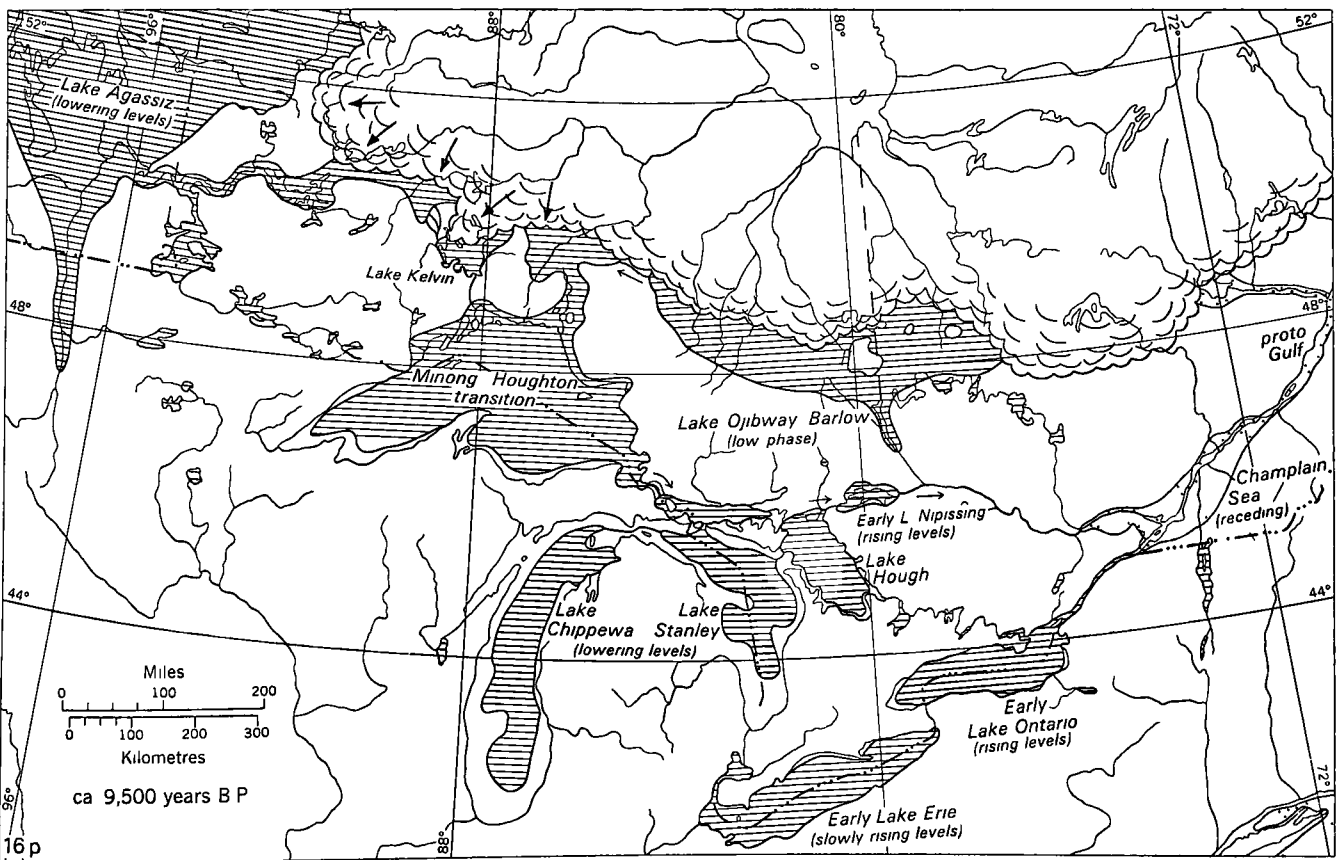
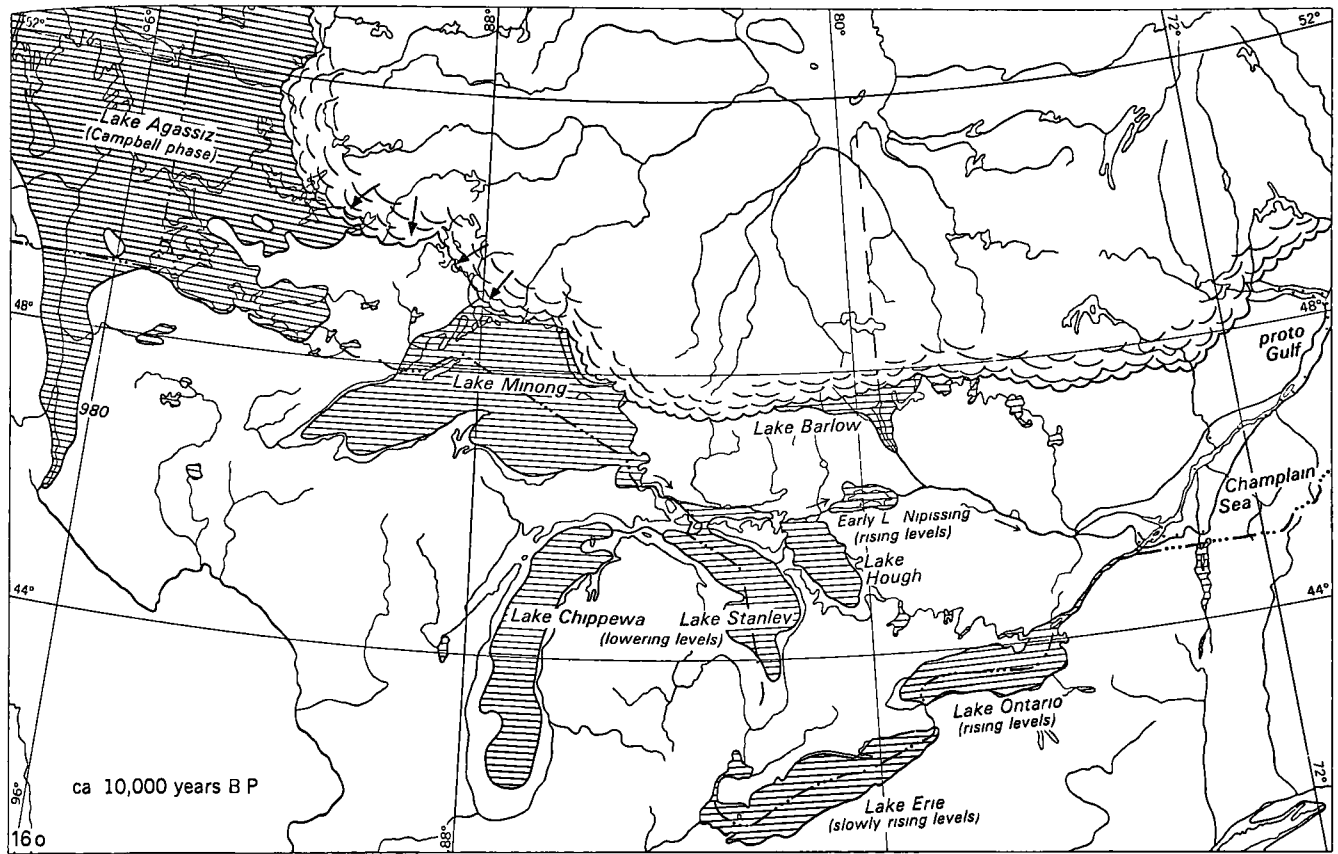


FIGURE XII-16. Glacial lake phases during the recession of Wisconsin ice from central Canada (cont.)

GSC 1967

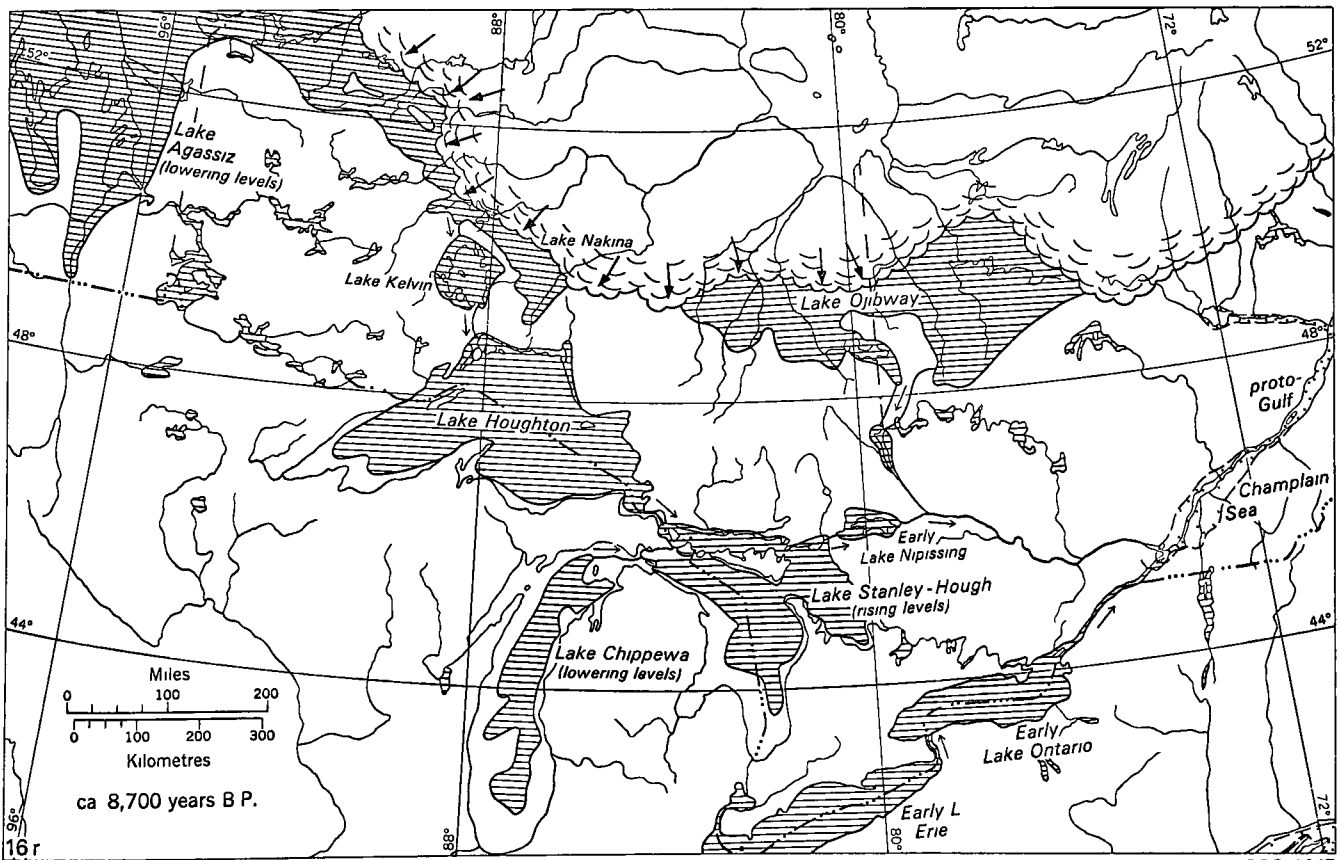
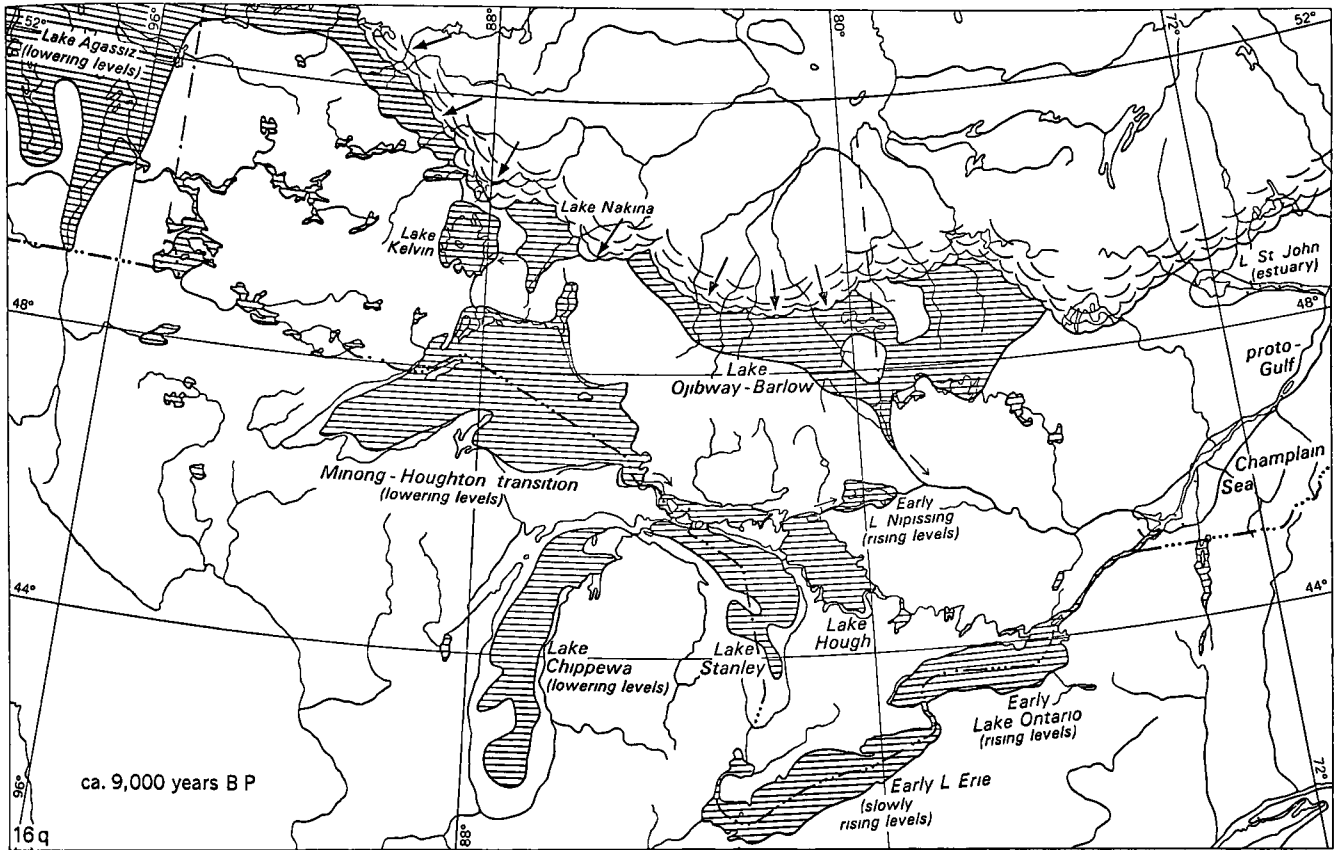


FIGURE XII-16. Glacial lake phases during the recession of Wisconsin ice from central Canada (cont.)

GSC 1967

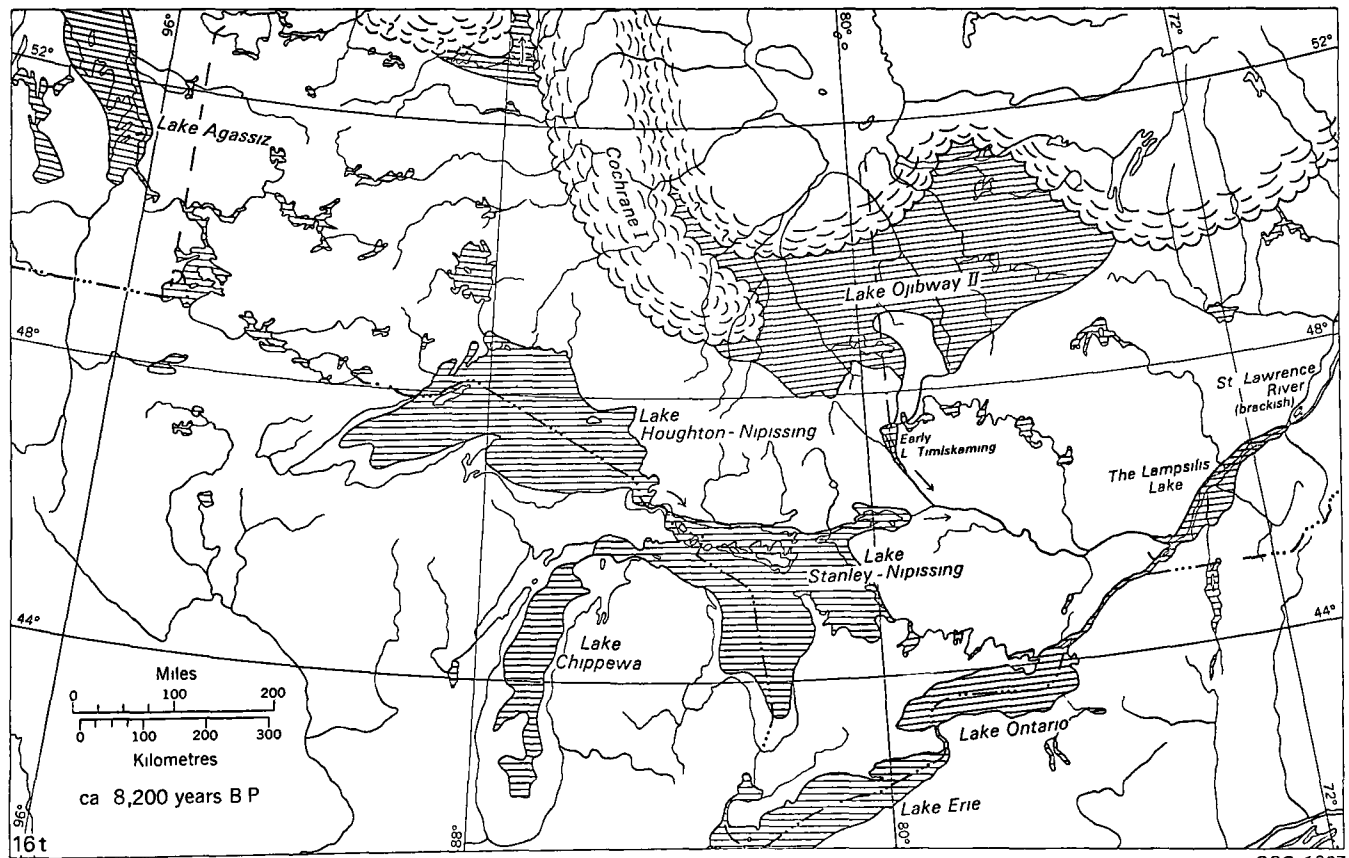
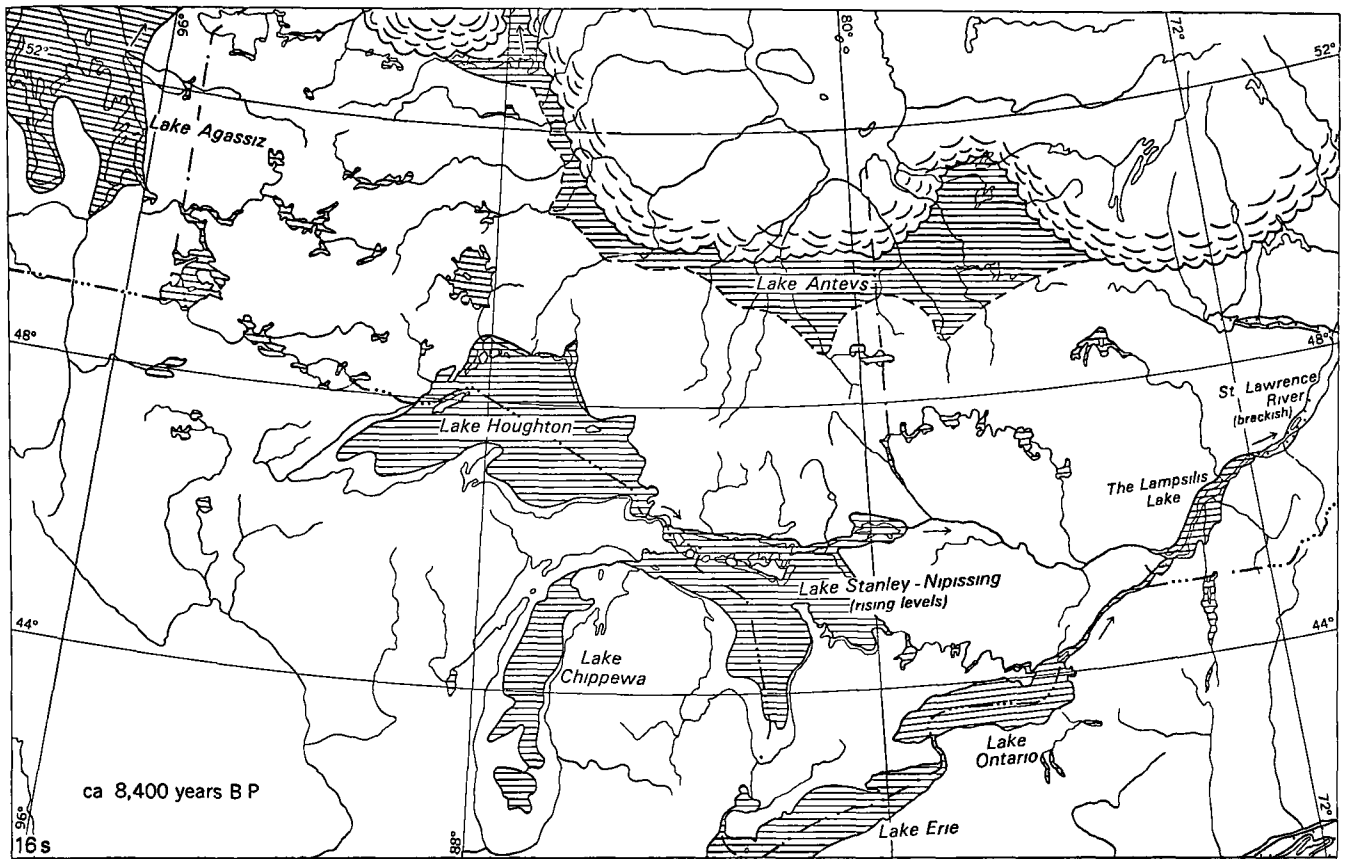


FIGURE XII-16. Glacial lake phases during the recession of Wisconsin ice from central Canada (cont)

GSC 1967

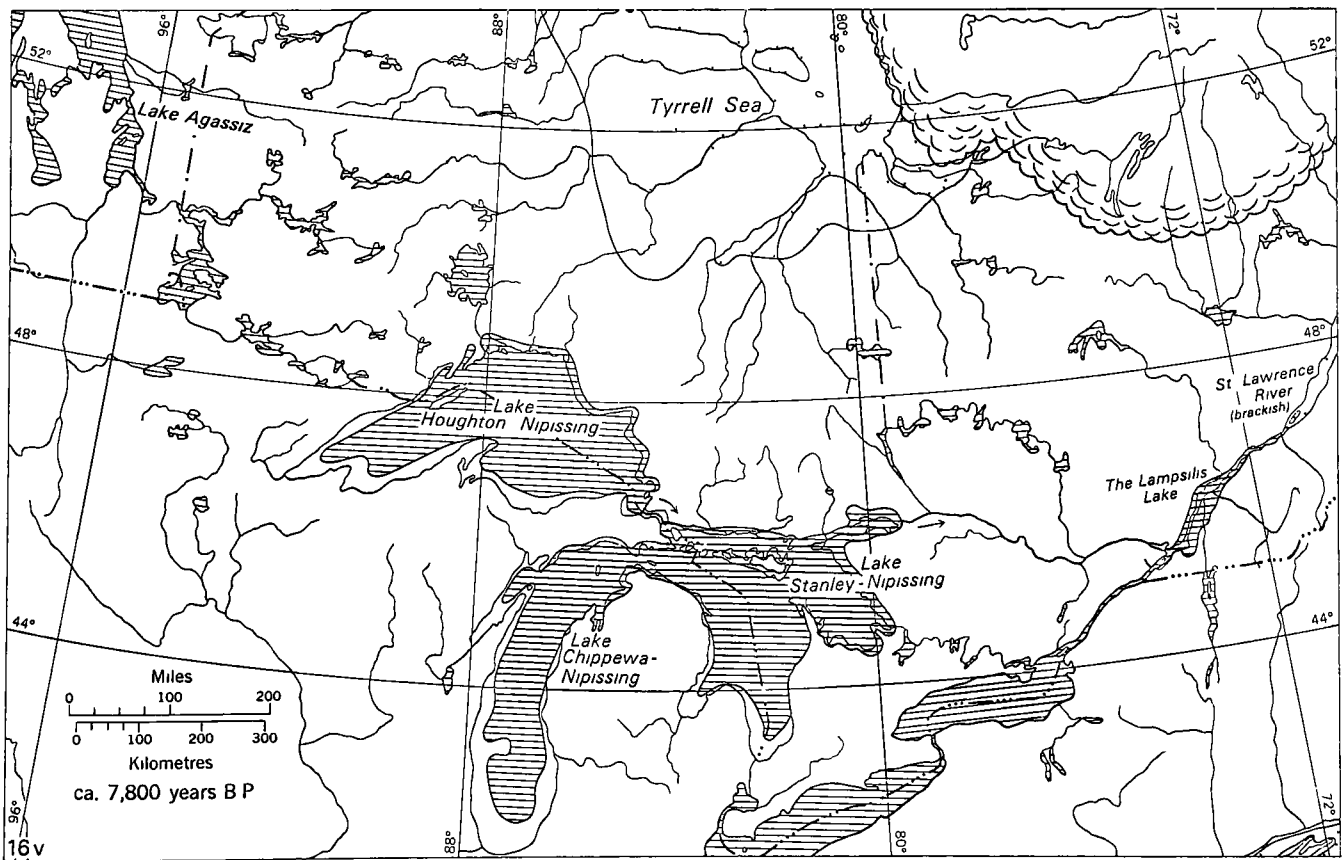
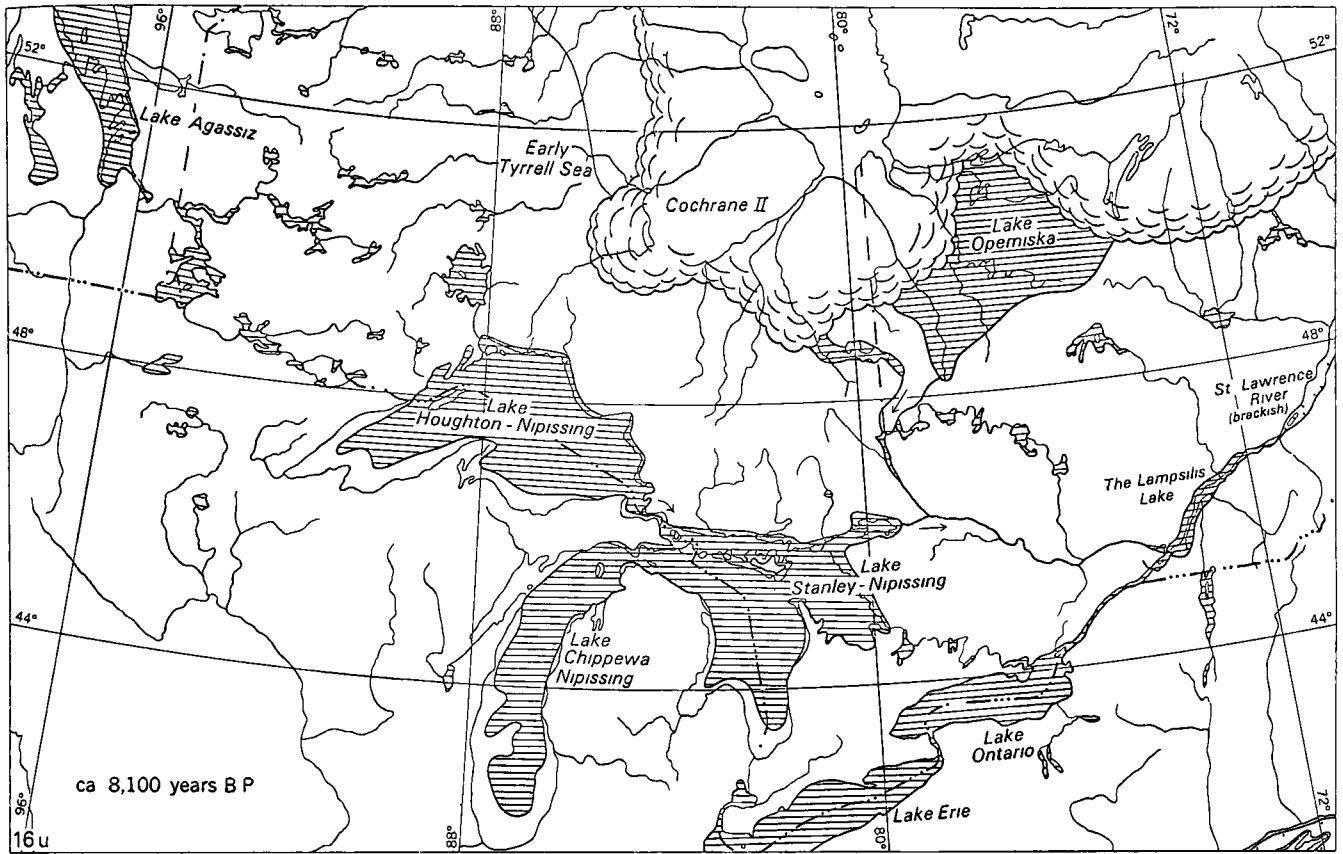


FIGURE XII-16. Glacial lake phases during the recession of Wisconsin ice from central Canada (cont.)

GSC 1967

Figure 16 - Sites étudiés par Antevs et position du front glaciaire à tous les cent ans.

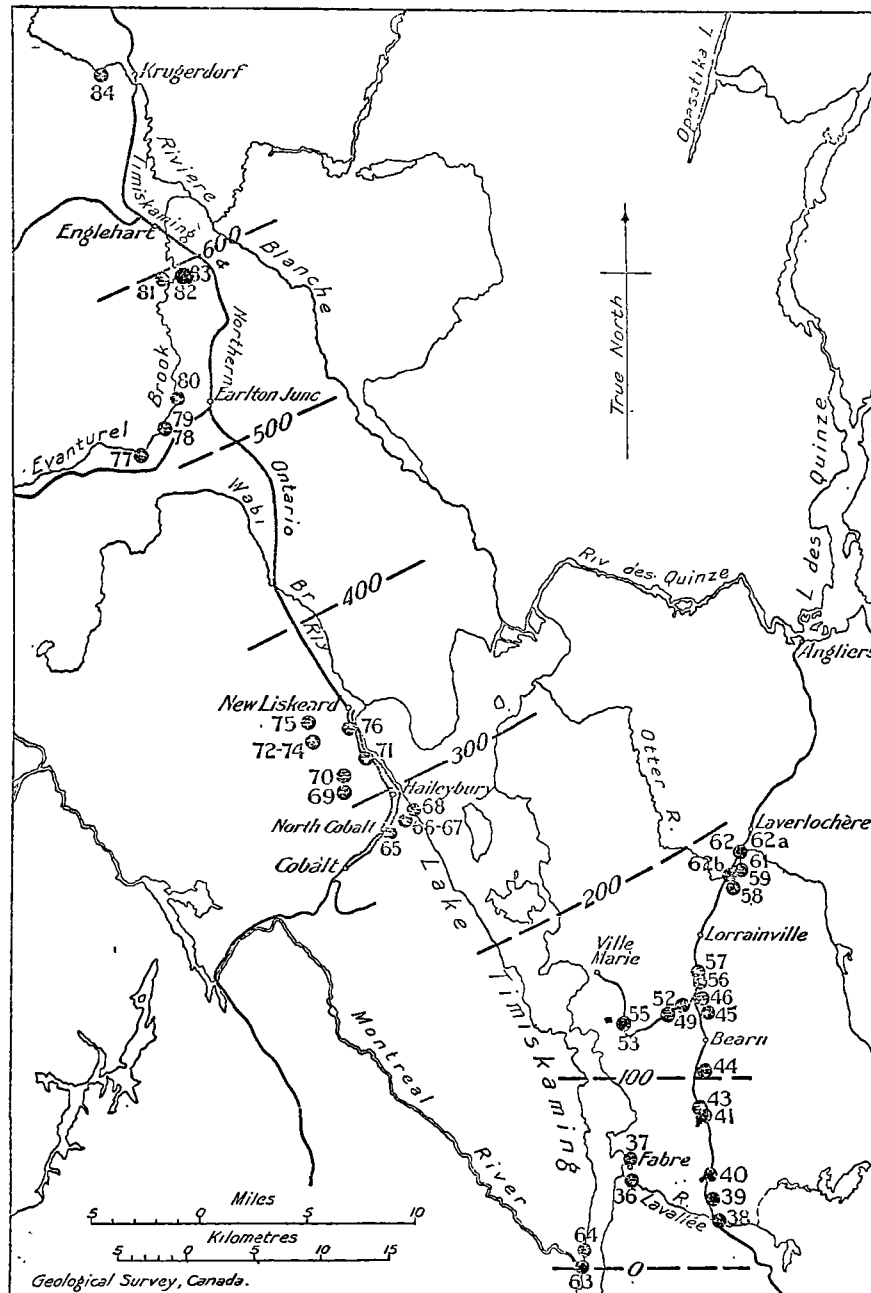


Figure 36. Localities examined in Timiskaming area and position of ice edge every 100 years (localities 30-84).

Vers la fin de l'époque glaciaire la brève récurrence de Cochrane a déposé un till sur les dépôts du lac proglaciaire Barlow-Ojibway au nord de la ligne de partage des eaux.

### 3). La phase glacio-lacustre

Lors du retrait de la calotte du Wisconsin, les eaux de fonte ont été retenues à l'arrière d'un barrage morainique à l'extrémité sud du lac Témiscamingue - situation qui se répétera plus tard au nord de la ligne de partage des eaux. Prest (1970, pp. 714-725) a résumé, à l'aide de schémas, les étapes de formation, l'extension et la durée du lac proglaciaire Barlow-Ojibway (voir figure 15).

L'histoire des différents lacs proglaciaires a été résumée par Hughes (1959, 1965) et Prest (1970). Afin de pouvoir mieux visualiser cette histoire nous avons inclus une série de schémas (figure 15) tirés directement de Prest (1970). A l'époque où la calotte glaciaire se trouvait dans les environs de l'embouchure de la rivière Montréal, le lac proglaciaire Barlow était très étroit et s'étendait jusqu'à la moraine du lac McConnell à quelques milles au sud (figures 11, 15). Avec le retrait de la calotte, le lac s'est agrandi et a sans doute pénétré vers l'est dans la région de l'Outaouais supérieur. Petit à petit le lac s'est étendu vers le nord et a ennoyé la ligne de partage des eaux pour donner naissance au lac Barlow-Ojibway. Selon Hughes (1959, p. 159)

"The lowest point along the divide between Dasserat and Opasatica lakes, west of Noranda, Québec, is now at about

920 feet and the nearby Swinging Hills are wave-washed at about 1200 feet; the low point of the present divide was, therefore, submerged for a time to a depth of 280 feet."

Une fois au-delà de la ligne de partage des eaux, la calotte du Wisconsin a fondu très rapidement. Hughes (1959) croit que vers l'année 1528 de la chronologie des varves, le lac devient plus profond. Cet auteur croit que cet approfondissement serait dû à un éboulis qui aurait bloqué l'exutoire. De son côté Prest (1970, p. 733) attribue cette hausse subite de niveau, au barrage par un lobe de glace, d'un exutoire qui permettait l'écoulement des eaux du lac Barlow-Ojibway vers le lac Supérieur.

Le soulèvement de la ligne de partage des eaux par redressement isostatique allait modifier considérablement les modalités de l'écoulement des eaux de fonte. Durant quelque temps le passage entre les lacs Opasatica et Dasserat permit l'écoulement des eaux du lac Ojibway vers le lac Témiscamingue. Mais, éventuellement, le seuil qui se soulève plus rapidement qu'il n'est entaillé ne permet plus l'écoulement vers le sud. Le lac au nord de la ligne de partage des eaux a été nommé lac Antevs par Prest (1970, p. 734). Il appert que ce lac s'écoulait vers la Baie d'Hudson (Prest, 1970, p. 734). Au cours de la récurrence glaciaire de Cochrane l'exutoire du lac Antevs fut bloqué. Les lacs Ojibway II et Opemiska furent ainsi formés. Il semblerait que l'écoulement vers le sud au-dessus de la ligne de partage des eaux a de nouveau fonctionné (Prest, 1970, p.734). Finalement la mer Tyrrell est apparue, les lacs se sont vidangés vers le

nord. Au sud le lac Témiscamingue s'est rétréci petit à petit tout en laissant de nombreuses falaises lacustres.

Comme nous le verrons plus bas, la découverte du mécanisme de retenue des eaux de fonte a attiré l'attention de nombreux chercheurs. Prest (1970, p. 733) résume de la façon suivante le mécanisme qui est maintenant le plus accepté:

The manner by which this great lake remained at high levels astride the Hudson Bay-St. Lawrence drainage divide area and discharged southward along the valley of Lake Timiskaming has long been a subject of controversy. The outlet was plugged by a moraine some 10 miles north of Temiskaming, Québec, and it is likely that lake levels were stabilized as a result of boulder concentrations in the spillways. New gradients and lake levels resulted from periodic isostatic adjustment. Progressive shallowing of the lake is indicated by sand horizons in the deposits of varved clay and by a greater rate of tilt on the highest strandlines in the southern part of the basin relative to those in the northern part.

#### D) Problèmes reliés à l'étape glacio-lacustre

##### 1) Le problème de l'exutoire du sud du lac Témiscamingue

L'exutoire qui a le plus longtemps permis aux eaux des lacs proglaciaires de s'écouler vers le sud est situé non loin de notre région de thèse. Il est donc intéressant d'en étudier le problème. Afin de permettre la présence d'un lac proglaciaire, tel que le lac Barlow-Ojibway, il faut qu'il y ait eu dans la vallée de l'Outaouais ou du lac Témiscamingue une obturation permettant la rétention des eaux de fonte au nord. Les géologues ou géographes qui ont travaillé dans la région ont émis plusieurs hypothèses.

La première hypothèse est celle d'un barrage. Elle a été avancée en premier lieu par Wilson (1918, pp.143-144). Selon

ce dernier, un lobe de glace provenant de la calotte du Labrador a bloqué l'extrémité sud du lac Témiscamingue. Il a donné le nom de Barlow au lac retenu par ce barrage. Dans son explication Wilson rejette l'idée de Coleman (1909, p. 284) qui croyait que les eaux du lac proglaciaire Algonquin s'étaient répandues jusqu'à la ligne de partage des eaux.

L'idée du barrage a été appuyée par Hume (1920, 1925, p. 6), Coleman (1922, p. 92) ainsi que plus tard par Blanchard (1949, p. 333) et Laverdière (1970, p. 234). Coleman (1922, p. 43), en se basant sur les travaux de Wilson, a laissé tomber l'hypothèse d'une extension du lac Algonquin qu'il avait avancée en 1909.

Coleman (1909) a été le premier à reconnaître l'existence d'un lac proglaciaire au nord de la ligne de partage des eaux, lac auquel il donna le nom d'Ojibway. Ce n'est que plus tard (Antevs, 1925, p. 75) qu'on découvrit que les dépôts du lac Barlow de Wilson et du lac Ojibway de Coleman étaient continus, et qu'il s'agissait donc en réalité d'un seul lac auquel on donna le nom de Barlow-Ojibway.

Antevs (1925, p. 74) a proposé l'hypothèse du barrage morainique. Bien avant Antevs, Logan (1847), Barlow (1899) et Wilson (1911 et 1918) avaient déjà reconnu à différents endroits le long du lac Témiscamingue et de l'Outaouais des masses morainiques. Ce n'est qu'avec le travail de Boissonneau (1968) que la moraine du lac McConnell, qui a joué un rôle important dans la rétention des eaux, a été cartographiée. Celle-ci est située à une dizaine de milles (16 km.) au nord de l'endroit

indiqué par Wilson (1918, p. 40) et Antevs (1925, p. 74). A propos de la moraine du lac McConnell, Boissonneau (1968, p.105) écrit:

... Water was dammed between the drift barrier, the uplands and the ice front. An outlet of the lake across the drift barrier was progressively enlarged and deepened by erosion.

Une troisième hypothèse fait appel au redressement isostatique post-glaciaire. Plusieurs auteurs avaient déjà constaté ce phénomène dans la petite enclave argileuse (Wilson, 1918, Antevs, 1925, Cooke et alii, 1931) lorsque Hughes (1959, p. 154) a avancé l'hypothèse qu'il n'était pas nécessaire d'imaginer la présence d'un barrage quelconque pour retenir les eaux de fonte, puisque le redressement isostatique, dans la région de l'exutoire, pouvait constituer un obstacle suffisant. Avant d'appuyer cette hypothèse de Hughes, nous croyons qu'il faudrait d'abord faire une étude approfondie de la région de la moraine du lac McConnell et ensuite entreprendre une étude très détaillée des plages et des falaises lacustres du lac Barlow-Ojibway afin de déterminer les différents plans d'eau de ce lac.

Dans l'état actuel de nos connaissances nous croyons que la meilleure solution au problème de l'exutoire est celle préconisée par Prest (1970, p. 733) qui tient compte du rôle conjugué du barrage morainique et du redressement isostatique.

## 2) Problème du calcul du relèvement isostatique à partir des plages du lac Barlow-Ojibway

Différents auteurs ont calculé le relèvement isostatique dans la région. Entre l'exutoire et le lac Larder, Prest

(1970, p. 733) a calculé un redressement de 4 pieds (1.22 m.) par mille et un redressement de 2.1 pieds (0.64 m.) par mille entre le lac Larder et la colline Plamondon (canton de Celeron, Québec). Hughes (1959, p. 151) a établi que la vitesse de redressement évaluée à partir de mesures effectuées sur de basses falaises du lac Barlow-Ojibway entre New Liskeard et Englehart et sur un esker entaillé par les eaux du lac dans les cantons de McEvoy et McCann variait respectivement entre 2.1 (0.64 m.) et 3.8 (1.16 m.) pieds par mille. Cooke et alii (1931) ont de leur côté obtenu une valeur de 5 pieds (1.52 m.) par mille pour la région allant du canton de Beauchastel, Québec jusqu'à l'embouchure de la rivière Montréal.

Il importe de souligner que tout calcul de redressement isostatique à partir des plages du lac Barlow-Ojibway est extrêmement difficile comme l'a signalé Hughes (1959, p. 149).

First calculations of the tilt of shore lines of Glacial Lake Barlow-Ojibway were based on the elevations of highest shore lines at various localities (ex.: travail de Cooke et alii, 1931). Thereby it was implied that all such highest shore lines were referable to a single water plane. However, the surface of a glacial lake may fluctuate relative to land by reason of isostatic warping, damming, or downcutting of outlets, or opening of new outlets, as the lake expands behind a retreating ice-margin. Consequently, a surface that passes through highest local shore lines rarely corresponds to a single former water plane."

Ainsi, avant d'accepter les différentes valeurs de redressement isostatique, il faut connaître les données sur lesquelles l'auteur base ses calculs. Dans le cas des chiffres mentionnés plus haut, il est difficile d'estimer l'exactitude des données,

les auteurs n'ayant pas donné assez de précisions sur les sites qu'ils ont étudiés ou sur les méthodes utilisées.

3). Problème de la périodicité des varves du lac proglaciaire Barlow-Ojibway

Un troisième problème relié au lac est celui de la périodicité des varves. Assez souvent, certains auteurs interprètent une varve comme étant un dépôt diurne. Dans le cas du lac Barlow-Ojibway deux preuves peuvent être apportées pour démontrer qu'une varve de ce lac est bel et bien un dépôt annuel.

Hughes (1959, p. 71), en se basant sur la vitesse de retrait de la calotte glaciaire, calculée par Antevs (1925, p. 106) pour la région allant de l'embouchure de la rivière Montréal jusqu'à Englehart, a démontré, que si une varve était un dépôt diurne et si la période de fonte de la calotte était de 100 jours par année, alors, la vitesse de retrait serait de 45,400 pieds (18,847 m.) par année. La vitesse annuelle moyenne de 454 pieds (1.38 m.) par année, telle que calculée par Antevs, correspond naturellement beaucoup plus à la réalité. Les calculs d'Antevs étant basés sur l'hypothèse qu'une varve résulte de la sédimentation au cours d'une année complète, un appui important était ainsi apporté à l'annualité du phénomène.

Un second argument a été présenté par Terasmae (1963). En étudiant et comparant la teneur en pollens et spores dans la strate limoneuse par rapport à la strate argileuse d'une varve, Terasmae a découvert que la première strate contenait beaucoup plus de pollens et de spores que la seconde. Il est normal que

la strate limoneuse d'été possède un plus haut pourcentage de pollens puisque celle-ci est déposée lors de la période de floraison. Ainsi l'annualité des varves fait très peu de doute.

E) Commentaires généraux sur l'histoire régionale du Quaternaire

L'étude des travaux publiés sur la région qui nous intéresse démontre que la reconstitution des événements du Quaternaire est souvent spéculative parce qu'elle n'est pas basée sur des études de terrain. Le cas le plus probant est certes celui de l'exutoire.

Lorsqu'on essaie de comprendre l'historique d'un lac proglaciaire, il faut normalement en bien connaître les exutoires. Bien qu'au cours de ce siècle on ait formulé toute une série d'hypothèses sur les événements qui touchent de près ou de loin le lac Barlow-Ojibway, les exutoires n'ont jamais été étudiés. Dans les différents travaux on parle d'un exutoire en aval du lac Témiscamingue sans cependant connaître l'obstacle qui devait s'y trouver. Il est étonnant que la moraine du lac McConnell, qui a possiblement contrôlé le vidangeage du lac Barlow-Ojibway, n'a été partiellement cartographiée qu'en 1968 par Boissonneau. Nous croyons qu'avant d'essayer de reconstituer l'histoire régionale postglaciaire, il faudrait étudier en détail la région de l'exutoire et particulièrement la moraine du lac McConnell. Il faudrait voir par exemple si au sein de la moraine on peut trouver des chenaux à différentes altitudes ou si encore on y trouve des terrasses.

Dans cette même veine, nous croyons qu'il est difficile d'accepter sans discussion la reconstitution de l'histoire du lac proglaciaire Barlow-Ojibway, tirée de Hughes (1959) et Prest (1970) telle

qu'énoncée précédemment. Par exemple, aucune preuve n'est apportée par Prest (1970) pour démontrer que les eaux du lac Antevs s'écoulaient vers la Baie d'Hudson, ou encore, aucune preuve, découlant d'observations sur le terrain, n'est présentée par Prest pour illustrer qu'il y a bien eu, après la phase du lac Antevs, un nouvel écoulement vers le sud lors de la phase glacio-lacustre du lac Ojibway II et du lac Opemiska. S'il y a eu interruption de l'écoulement vers le sud, à ce moment-là on devrait, par exemple, trouver des formes de dessiccation dans l'argile glacio-lacustre au sud de la ligne de partage des eaux. Selon nous, seule une étude détaillée des dépôts ainsi que des différents plans d'eau de l'ensemble de la petite enclave argileuse pourra permettre de reconstruire avec assurance l'histoire du Quaternaire de cette région.

## CHAPITRE 6

### Histoire locale - la rive est du lac Témiscamingue

#### Introduction

Le but de ce chapitre est d'établir une chronologie des événements du Quaternaire de la région sise à l'est du lac Témiscamingue. A cette chronologie, nous avons greffé des observations qui pourraient servir à établir un historique des événements pour l'ensemble de l'enclave argileuse.

#### A) La glaciation du Wisconsin

##### 1) L'avancée de la calotte glaciaire

L'histoire locale du Quaternaire supérieur a débuté avec l'avancée de la calotte du Wisconsin et la mise en place des dépôts glaciaires de la formation Matheson. N'ayant trouvé aucun indice de la présence d'interstades, nous devons conclure que la région a probablement été recouverte de glace durant tout le Wisconsin.

La direction de l'écoulement a été déterminée à l'aide de stries et cannelures et à l'aide d'une mesure d'orientation des cailloux dans le till. Dans le secteur est de la région de thèse, la direction de l'écoulement semble avoir été vers le SSW. (Voir l'orientation des stries et cannelures, figure 10, photographie 22.) Par contre aux abords du lac Témiscamingue, les stries (photographie 25, figure 10) et une orientation des cailloux dans le till (figure 14) révèlent un écoulement à direction sud-est. D'autres études devront être effectuées dans l'enclave argileuse avant de pouvoir affirmer que les



Photographie 25 - Cannelures, stries et broutures  
(Direction moyenne  $155^{\circ}$  et  $172^{\circ}$ )  
- Extrémité ouest de l'Ile-du-Collège.



Photographie 26 - Débitage glaciaire (face abrupte  
au sud), côté est de la route Lorrainville -  
St-Eugène-de-Guigues.  
- à 3 km., au sud de Kirwan.

deux directions d'écoulement découvertes dans la région de thèse indiquent la présence des deux lobes laurentidiens. Il est possible que les stries du secteur ouest reflètent uniquement un phénomène d'écoulement local relié à la présence du graben du lac Témiscamingue. Egalemeut révélateurs de l'écoulement vers le sud sont les formes de débitage (photographie 26) et les "crag-and-tail" (photographie 7).

Au cours de l'avancée de l'inlandsis du Wisconsin une importante couche de till (formation Matheson) a été déposée sur l'ensemble de la région (photographies 4, 5, 6). A l'est de la région de thèse le till est composé de roches précambriennes (photographie 5), tandis qu'à l'ouest il est formé de roches du Paléozoïque (photographie 6). Cette différence lithologique s'explique par le fait que la région au nord et au nord-est de la région à l'étude est composée de roches du Précambrien, tandis que celle au nord-ouest est composée de roches du Paléozoïque (voir le chapitre 2).

## 2) Le retrait de la calotte glaciaire

L'inlandsis s'est retiré en direction nord vers la Baie James (Prest, 1970). La vitesse et le mode de retrait de la calotte du Wisconsin, ont été élucidés par Antevs (1925, chapitre V, partie C 2 ). La figure 16 tirée d'Antevs montre que la glace a pris environ 300 ans pour libérer complètement la région. Entre les sites 42 et 62, la période de retrait a été de 99 ans et entre les sites 53 et 62 de 43 ans, soit

environ un rythme de 1179 (360 m.) et 576 (176 m.) pieds par année respectivement.

Aucune moraine n'a été cartographiée dans la région qui nous intéresse. Une brève étude de la moraine du lac McConnell a démontré que cette dernière s'étend beaucoup plus au sud que ne le laisse entrevoir la carte de Boissonneau (1965 b ) (figure 11). Dans l'ensemble, la moraine semble être composée d'importantes accumulations de till et de plaines d'épandage. Les dépôts d'origine glaciaire que l'on peut apercevoir le long de la route 63 et de l'Outaouais au sud de Timiskaming montre jusqu'à quel point le barrage qui a retenu en partie les eaux du lac Barlow-Ojibway était important.

Lors du retrait, des dépôts d'origine fluvioglaciale ont été mis en place. La forme qui leur est le plus souvent associée est celle d'eskers (figure 10).

Les eaux de fonte du glacier, comme nous l'avons vu dans la partie précédente étaient retenues entre la moraine du lac McConnell au sud et la marge de l'inlandsis au nord. La présence du lac proglaciaire à la marge de la calotte est indiquée par les varves proximales et la présence de dépôts fluvioglaciaux et glacio-lacustres interstratifiés (photographie 11).

En général, le recul rapide de la glace a été accompagné par un relèvement isostatique important et un abaissement de niveau du lac proglaciaire Barlow-Ojibway.

Afin d'obtenir une date minimum pour la déglaciation de la région nous avons fait dater au radiocarbone une série d'échantillons. Les dates obtenues par l'entremise de M. R.J. Mott, proviennent du laboratoire de datation au radiocarbone de la Commission Géologique du Canada.

Un échantillon de gyttja à la base de la carotte utilisée pour l'analyse pollinique a donné une date de  $9,090 \pm 240$  (GSC-1432) (figure 13). Le lac Louis (photographie 24) d'où a été tiré le matériel daté est situé à la marge de lac Barlow-Ojibway au sein d'une étendue de dépôts de sables glacio-lacustres (figure 10). L'échantillon, ne provenant pas d'un lac situé au-dessus de la plus haute altitude atteinte par les eaux du lac proglaciaire, donne une date plus jeune que celle de la déglaciation. Cette date de  $9,090 \pm 240$  est cependant la plus vieille obtenue, jusqu'à maintenant, dans l'enclave argileuse. Les dates:  $7,150 \pm 140$  (GSC-309) et  $7660 \pm 140$  (GSC 487) (Dyck et alii, 1966, p.10);  $7,380 \pm 140$  (GSC-624) (Lowdon et alii, 1967, p.7);  $7,560 \pm 180$  (GSC-670) (Lowdon et Blake, 1968, p.215); et  $6,730 \pm 200$  et  $6,970 \pm 310$  (Y 222) (Terasmae et Hughes, 1960, p.1444 - Ignatius, 1956, p.75) donnent uniquement la date à partir de laquelle le lac Barlow-Ojibway a été vidangé.

Afin d'obtenir des dates indiquant le moment de la déglaciation, trois échantillons de sédiments organiques ont été soumis au laboratoire de datation de la Commission Géologique du Canada. Un premier, tiré du lac Round ( $46^{\circ}36'30''N, 79^{\circ}19'W$ ),

lac occupant un "kettle" de la moraine du lac McConnell, devrait donner et l'âge de la moraine et l'âge de la déglaciation. Deux autres échantillons venant d'un lac situé au NE de Belleterre ( $47^{\circ}25'N$ ,  $78^{\circ}35'30''W$ ) devraient donner une date minimum pour le retrait définitif de la calotte du Wisconsin. Les dates assignées à ces échantillons ne seront malheureusement pas disponibles avant la fin de l'année en cours (1971).

## B) Le post-glaciaire

### 1) L'étape glacio-lacustre

Lors du retrait de l'inlandsis, le lac proglaciaire Barlow-Ojibway s'est formé entre la marge du glacier au nord et la moraine du lac McConnell au sud, laquelle obstruait la vallée de l'Outaouais aux environs de Timiskaming. La présence du lac proglaciaire dans la région de thèse est démontrée par l'existence d'une série de plages et d'une importante accumulation de dépôts glacio-lacustres (voir le chapitre 3).

#### a) Les plages du lac Barlow-Ojibway.

Il existe trois principaux types de plages dans la région de thèse. Ce sont les plages développées dans les régions rocheuses, dans les dépôts fluvioglaciers et dans les dépôts glacio-lacustres.

##### i) Plages des régions rocheuses

De nombreuses plages ont été construites sur les collines qui surplombent la plaine glacio-lacustre. Ces plages ne sont pas aussi bien développées que celles

décrites par Wilson (1938, pp. 57 et 58) ou Hughes (1959, pp. 140 à 143). En général, les plages observées sur les différentes collines sont composées d'accumulations de blocs ayant en moyenne au moins 1 pied (30 cm.) de diamètre. Sur certaines collines les blocs tapissent, plus ou moins régulièrement, l'ensemble des versants. En d'autres endroits par contre, les blocs sont groupés en accumulations linéaires distinctes. Nous avons considéré le premier type de dépôt comme étant un till délavé et le second comme étant des plages.

A l'aide d'un baromètre anéroïde, nous avons relevé l'altitude exacte d'une série de plages (voir Tableau VIII). Les valeurs obtenues sont probablement exactes à plus ou moins cinq pieds (1.5 m.). Il est intéressant de noter que les plages les mieux formées (celles indiquées par un astérisque) se situent, à peu près, à la même altitude, et qu'elles sont progressivement plus élevées en allant vers le nord. Il est possible que ces trois plages, bien que situées en différents endroits, aient été formées par le même plan d'eau; la différence d'altitude s'expliquant par l'influence du relèvement isostatique post-glaciaire.

ii) Plages développées dans les dépôts fluvio-glaciaires

Les eaux du lac Barlow-Ojibway ont, soit entaillé des falaises dans les dépôts fluvio-glaciaires, ou les ont remaniés au point de laisser sur la surface ou sur

TABLEAU VIII - Altitude de différentes plages  
sur les versants de trois collines  
(en pieds au-dessus du niveau de la mer)

	limite inférieure de la plage	Crête de la plage
	681	762
	762	804
1. Colline à l'ouest de Miron	805	815
(façade ouest)	* 810	827
	982	1003
	* 800	839
2. Colline au sud-ouest de	854	865
Lorrainville	894	942
(façade nord-ouest)	1001	1077
	* 825	847
3. Colline à 3 milles (4.8 km.)	860	890
au sud-est de Guigues	911	934
(façade ouest)		

\* - astérisque indique les plages les mieux formées.

les flancs de ces formes d'importants placages de gravier. Un exemple de falaises lacustres (le "wave-cut beach" des anglais) entaillées dans des dépôts fluvio-glaciaires se trouve au nord-ouest du canton de Guigues (Frontispice 1, photographie 31). L'accumulation de galets qui recouvre l'esker du Nord-est de St-Eugène-de-Guigues est un second exemple de plages formées dans du fluvio-glaciaire. Dans le second site mentionné il n'y a pas eu entaille mais seulement remaniement des dépôts. Le sable provenant des accumulations fluvio-glaciaires a été déposé non loin de celles-ci, sur les argiles glacio-lacustres (figure 10). Dans certains cas, les sables remaniés et déposés forment des flèches littorales (voir la figure 10 - nord-ouest du canton de Guigues).

### iii) Plages développées dans les dépôts glacio-lacustres

Les plages développées dans les dépôts glacio-lacustres sont très bien préservées le long de la rive est du lac Témiscamingue (photographie 28 et Frontispice 1, photographie 31). La figure 10 donne une idée de la répartition des plages, tandis que la figure 19 en donne un aperçu en plan. Ces plages sont les témoins éloquents du vidangeage progressif du lac Barlow-Ojibway. L'altitude exacte de plusieurs falaises lacustres formées dans l'argile glacio-lacustre a été relevée à l'aide de photographies aériennes (voir figure 10). Les altitudes sont précises à plus ou moins 10 pieds (3 m.).



Photographie 27 - Illustration de la méthode employée pour compter une séquence de varves.  
- Séquence de varves le long de la rive ouest de la rivière des Quinze en aval du barrage Rapide-des-Iles.



Photographie 28 - Plages dans des dépôts glaciolacustres. A noter l'escarpement abrupte.  
- 3 km. au nord de Guigues.

b) Les dépôts glacio-lacustres.

La presque totalité de la région à l'étude a été recouverte par les eaux du lac Barlow-Ojibway (figure 10). Seuls les sommets des plus hautes collines n'ont pas été submergés. Les varves, le principal type de sédiments glacio-lacustres, ont été étudiées en détail par Antevs (1925) et Hughes (1959, 1965). Le premier auteur, donne d'excellentes descriptions et interprétations des séquences de varves au sein de la région de thèse. Afin de ne pas traiter d'un sujet déjà bien connu, nous nous contenterons d'insérer certaines observations qui pourraient compléter les travaux de ces deux auteurs.

i) L'étendue du lac Barlow-Ojibway

Un problème qui depuis longtemps a retenu l'attention de plusieurs chercheurs est celui de l'étendue du lac Barlow-Ojibway. Le lac proglaciaire a atteint son extension maximum et a ennoyé les endroits les plus élevés dès le début de son histoire. Petit à petit, sous l'effet du relèvement isostatique post-glaciaire et du déblaiement de la moraine qui bloquait l'exutoire, le lac s'est vidangé. La baisse du niveau d'eau se constate à l'examen d'une séquence complète de dépôts glacio-lacustres. (Voir chapitre 3.)

Il existe au moins trois façons de déterminer la hauteur maximum et de ce fait l'étendue maximum d'un lac proglaciaire. La première consiste à étudier la répartition des dépôts glacio-lacustres et à en relever

l'altitude. Dans la seconde façon, il s'agit de déterminer la limite maximum où il y a eu lavage des dépôts de surface ou de la roche en place par les eaux du lac proglaciaire. La troisième consiste à repérer certaines espèces animales au sein de lacs actuels, les espèces en question ne pouvant être présentes dans la dépression lacustre sans y avoir été amenées à l'origine par les eaux du lac proglaciaire.

La première méthode donne une idée approximative minimum de la limite atteinte par les eaux. Si on se réfère à la théorie des courants de turbidité de Kuenen (1951a et b), il appert que les dépôts glacio-lacustres ne sont déposés qu'en eau profonde. Au nord de la ligne de partage des eau, Hughes a constaté le phénomène suivant:

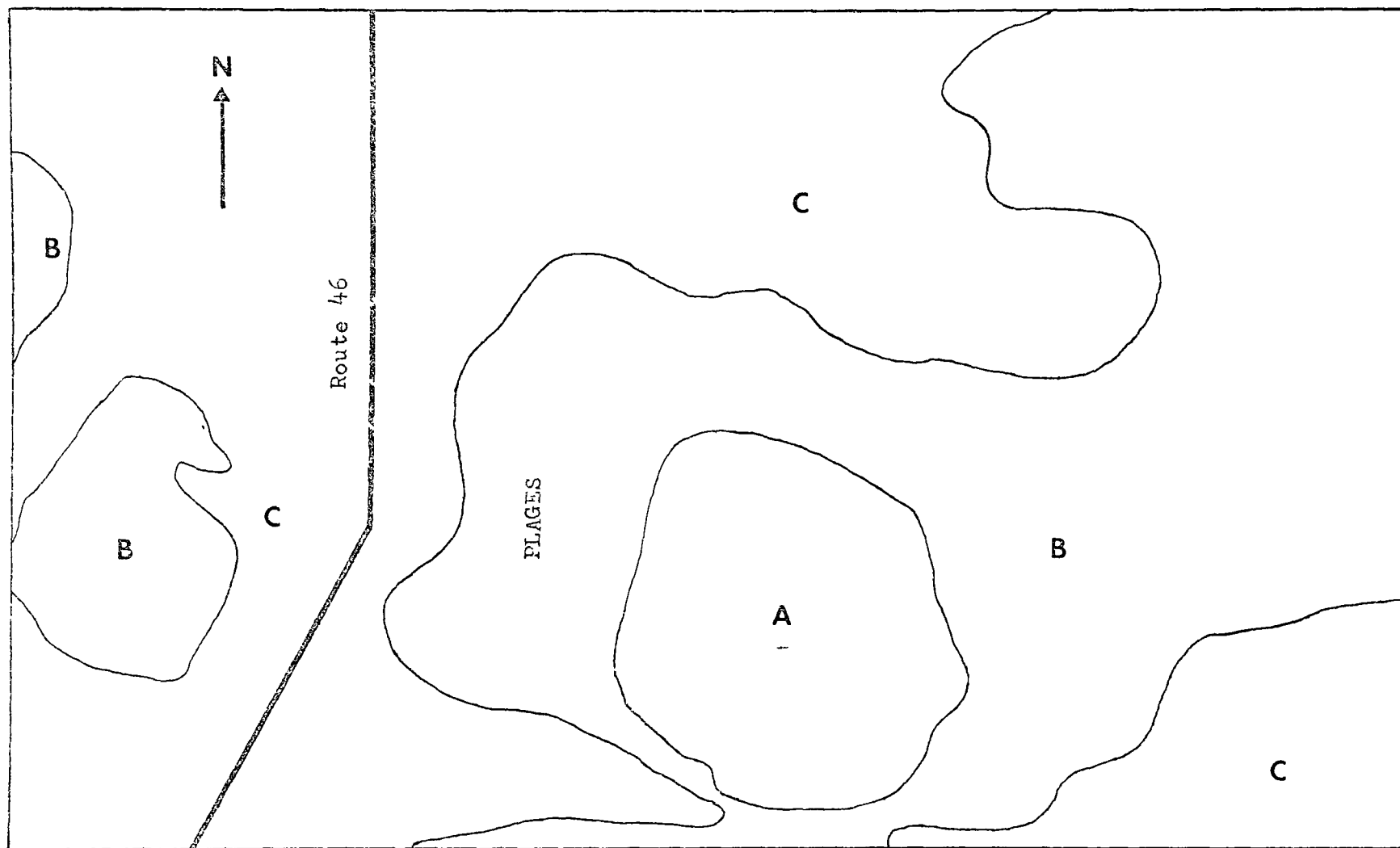
"In the Ojibway basin, clay fails by 100 feet or more to attain the elevations of highest shore lines, even though pockets exist where important accumulations of clay should have been protected from shore-line erosion as the lake level dropped." (Hughes, 1959, p. 85)

La même observation vaut également pour la petite enclave argileuse. Au sud de la région de thèse, l'altitude maximum atteinte par les dépôts argileux se situe à environ 850 pieds A.S.L. (259 m.) et au nord à environ 900 pieds A.S.L. (275 m.). Comme nous le verrons la limite maximum de submersion se situe à 150 pieds (46 m.) plus haut que l'altitude maximum à laquelle l'argile a été préservée.

La seconde méthode demande un examen détaillé de la roche en place et des dépôts de surface pour voir s'ils ont été délavés par les eaux du lac proglaciaire. La présence de nombreuses collines qui surplombent la plaine glacio-lacustre facilite la détermination de la limite maximum atteinte par les eaux proglaciaires. Des observations sur le terrain pour fixer la limite supérieure d'action par les vagues peuvent être généralisées à l'aide de photographies aériennes.

La séquence décrite dans la figure 17 a pu être observée à plusieurs reprises. Le meilleur exemple de ce phénomène se trouve sur une colline à 3 kilomètres au sud de Guigues. Là, les eaux du lac Barlow-Ojibway ont lavé la roche en place jusqu'à une altitude de 1025 pieds (313 m.) A.S.L. Au sud de la région de thèse (colline à l'ouest de Miron), la limite maximum a été fixée à environ 1000 pieds (305 m.) A.S.L. Faute de collines assez élevées, la limite n'a pu être évaluée dans le secteur nord de la région.

La troisième méthode, basée sur la répartition d'espèces animales au sein des lacs, a été décrite par Martin et Chapman (1965) et fait présentement l'objet d'une étude par M. Michael Dadswell du Département de biologie de l'Université Carleton. Brièvement, la méthode consiste à repérer la présence d'animaux lacustres tel que *Mysis relicta* (voir Dadswell, 1970), un petit



échelle - 1:15,840

Figure 17 - Région à 3 kilomètres au sud de Guigues

- A) Zone supra-aquatique - roche en place tapissée de till
- B) Zone intermédiaire - roche en place lavée par les eaux  
du lac Barlow-Ojibway
- C) Plaine glacio-lacustre

crustacé, au sein des lacs actuels. Ces animaux ne peuvent être présents dans une dépression lacustre sauf si à l'origine la dépression a été ennoyée ou en contact direct avec un lac proglaciaire car les animaux utilisés comme indicateurs ne peuvent remonter un courant. En principe il est donc possible de délimiter l'étendue d'un lac proglaciaire en étudiant la faune des lacs actuels d'une région.

Un des buts de Dadswell dans le cadre de son étude sur la répartition de certaines espèces aquatiques est de fixer les limites du lac Barlow-Ojibway. Pour ce faire, il a échantillonné plusieurs lacs au sein et en marge de la petite enclave argileuse. M. Dadswell nous a permis d'utiliser certains de ses résultats.

Aux environs de la région de thèse, du côté Québécois de la frontière, les lacs Témiscamingue, Opasatica, Rémigny, Des Quinze, Simard, Argentier, Brisebois, St-Amand, Kipawa, Ostaboningue et Pommeroy recèlent des *Mysis relicta*, etc., alors que les lacs Saseginaga, Ogascanan, Lescat, Des Loups, Sandeau, à la Truite et Soufflot ne les possèdent pas (voir la figure 11).

Ces faits suggèrent donc que la limite "est" atteinte par le lac Barlow-Ojibway dans ce secteur se situe à peu près, à la longitude  $78^{\circ}30'W$  (figure 11). D'autres lacs moins accessibles devront être échantillonnés par

M. Dadswell avant que l'on puisse tracer une limite très précise. En tenant compte de l'altitude des lacs déjà échantillonnés, la limite maximum atteinte par les eaux du lac proglaciaire se situe dans la région du lac Kipawa aux environs de 950 pieds (290 m.), au sud de la région de thèse aux environs de 1000 pieds (305 m.) et au nord de cette dernière à environ 1050 pieds (320 m.) A.S.L.

Cette méthode nous permet donc de fixer la limite du lac Barlow-Ojibway dans la région. Il est intéressant de noter que les résultats de Dadswell sont semblables à ceux que nous avons obtenus par des études détaillées sur le terrain. La limite maximum, au sud de la région de thèse, semble donc se situer à environ 1000 pieds (305 m.) A.S.L., alors qu'au nord elle se situe aux environs de 1050 pieds (320 m.) A.S.L.

#### ii) Analyse de deux séquences de varves

Afin de nous initier à la méthode de l'établissement d'une chronologie à partir de l'étude des varves, nous avons mesuré deux séquences de varves et nous avons tenté de les mettre en corrélation avec les séquences déjà étudiées par Antevs (1925).

Hughes a décrit comme suit la méthode pour mesurer l'épaisseur des varves:

"For measurements in the field a smooth face is prepared on a natural or artificial exposure. Where possible, natural vertical

joints, characteristically developed in exposed clay, are followed. ...A strip of paper (adding-machine tape is satisfactory) is placed vertically against the prepared surface and the top of each clay layer is marked off on the paper."

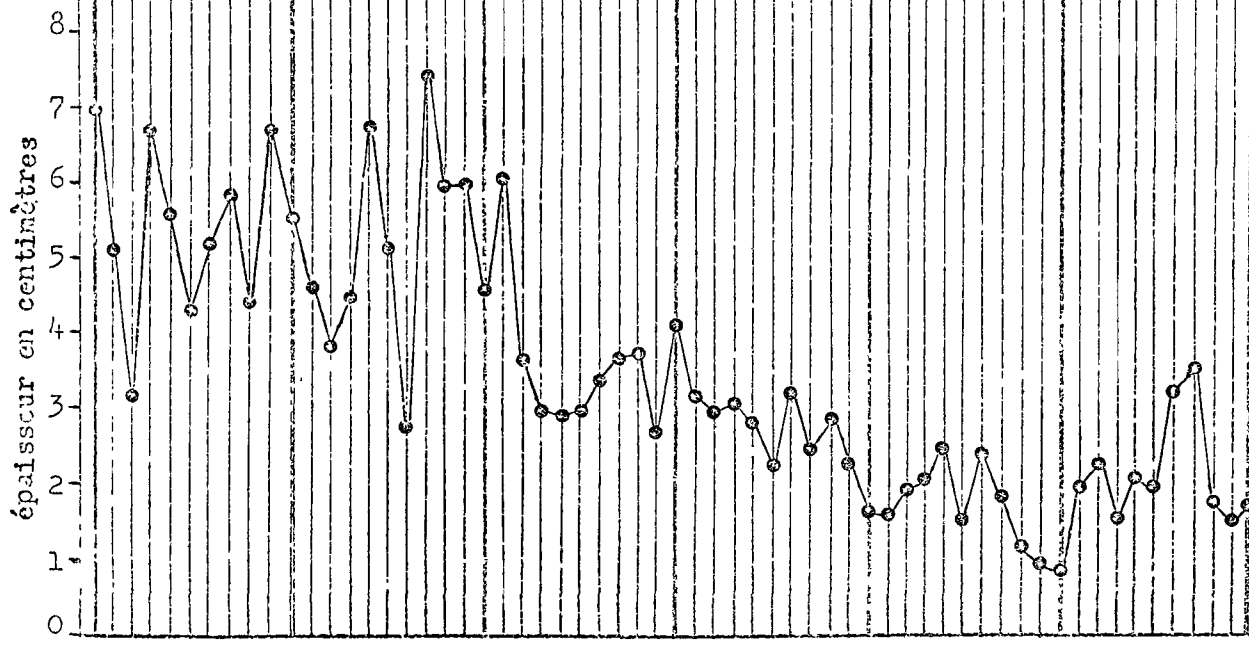
(Hughes, 1959, p. 95)

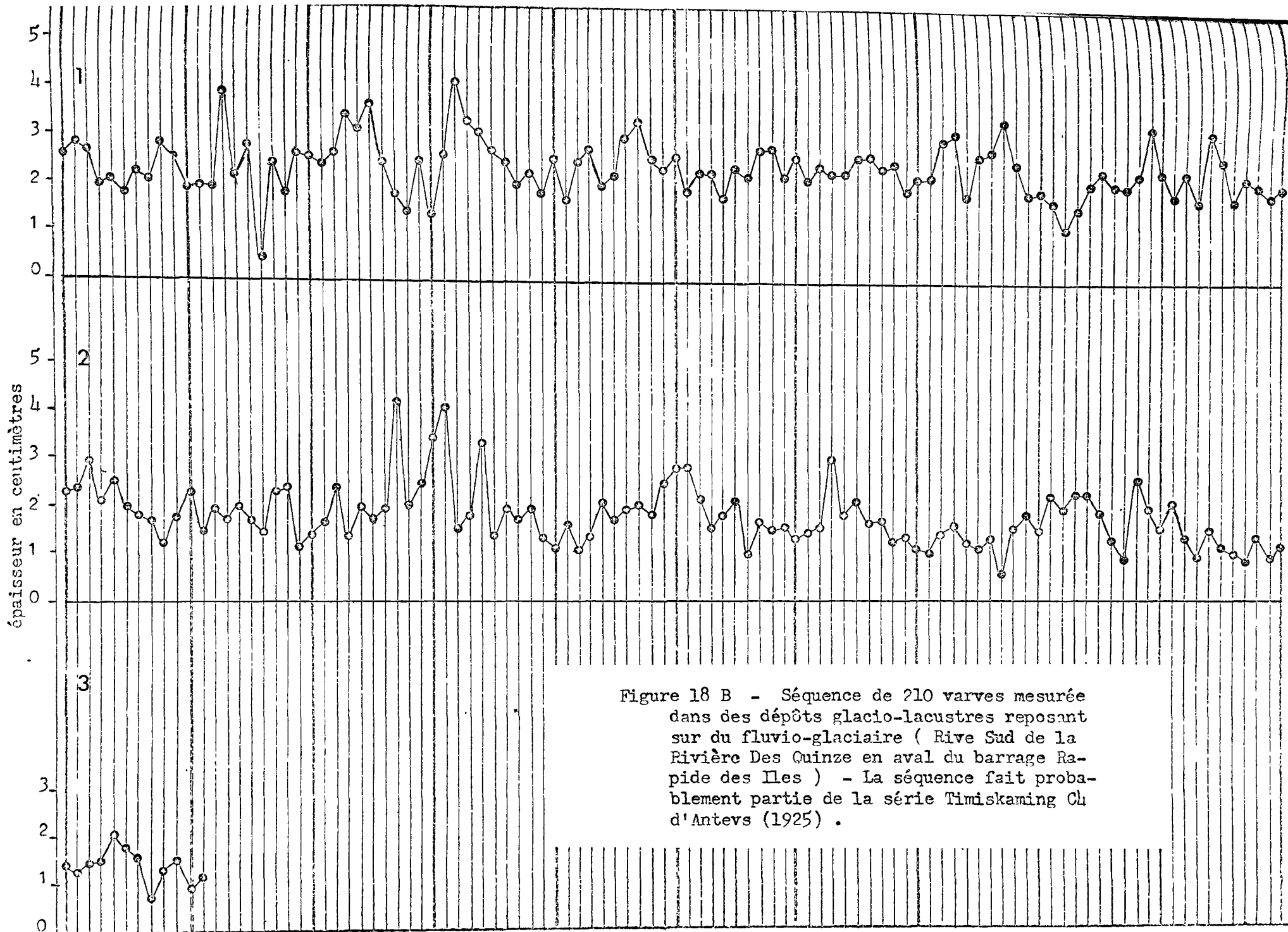
Dans le cas des deux séquences que nous avons mesurées, cette méthode ne nous a pas semblée idéale. En nettoyant les surfaces, nous nous sommes aperçus que les varves étaient diaclasées et qu'une série de varves se détachaient de la paroi sous forme de blocs prismatiques. Ce phénomène ne nous permettait d'obtenir une surface nettoyée parfaitement verticale. Ainsi, il était difficile de mesurer l'épaisseur réelle des varves.

La méthode qui demande un prélèvement d'échantillons columnaires qu'on ramène en laboratoire nous semble beaucoup plus adéquate. Cette méthode a également été décrite par Hughes (1959, pp. 95 à 98).

Il n'a pas été possible d'établir de corrélations satisfaisantes avec les séquences d'Antevs (1925) à partir des deux séquences mesurées (figure 18a, b) à l'aide de la première méthode. La séquence "A" fait sans doute partie de la série Timiskaming I d'Antevs et la séquence "B" de la série C4. A cause des difficultés encourues lors de l'analyse des varves sur le terrain, il est difficile d'accepter et d'utiliser nos résultats. Afin d'en évaluer la validité, il faudrait mesurer

Figure 18 A - Séquence de 60 varves mesurée dans des dépôts glacio-lacustres reposant sur du fluvio-glaciaire ( Gravière au SW de Gaboury ) - La séquence fait probablement partie de la série Timiskaming I d'Antevs (1925) .





à nouveau les séquences, à l'aide de la seconde méthode, celle de la prise d'échantillons columnaires, et de comparer les résultats.

iii) Age de la plus haute plage du lac Barlow-Ojibway

Bien que la date  $9090 \pm 240$  (GSC-1432) ne donne pas une bonne idée de l'âge minimum de la déglaciation, elle apporte des renseignements précieux sur l'âge de ce qui est fort probablement la plage la plus élevée de lac Barlow-Ojibway à la latitude du secteur sud-est de la région de thèse. Comme nous l'avons vu précédemment, les lacs Argentier et Brisebois ont été ennoyés par les eaux du lac proglaciaire. Le lac Louis, d'où a été tiré l'échantillon daté, est situé entre ces deux lacs à une altitude inférieure à celle du lac Brisebois. Le lac Louis a donc également été ennoyé. L'étude des dépôts de surface de la région du lac Louis (figure 10) a démontré que la région entourant ce lac est composée d'un complexe fluvioglaciale remanié par les eaux proglaciaires. Le lac Louis est de fait situé au sein de la plus haute plage du lac Barlow-Ojibway identifiée dans le secteur sud-est de la région de thèse. La date  $9090 \pm 240$  est donc une date minimum pour la formation de la plus haute plage du lac proglaciaire pour ce secteur de la petite enclave argileuse.

2) Le relèvement isostatique

Afin d'obtenir une évaluation valable du relèvement isostatique en se basant sur l'inclinaison des plages ou des falaises

lacustres, il faut que la plage ou la falaise représente le plus haut plan d'eau du lac proglaciaire et il faut que la forme soit continue sur une assez longue distance.

Aucune forme construite par le lac proglaciaire Barlow-Ojibway dans la région de thèse ne semble remplir parfaitement ces exigences. Puisqu'une forme, telle qu'une plage par exemple, ne peut être suivie sur de longues distances et qu'il est impossible de déterminer si une série de plages non continues a été construite par le même plan d'eau, il est difficile d'évaluer le relèvement isostatique dans la région de thèse en se basant sur les formes construites lors de l'étape glacio-lacustre.

Après avoir tenté d'estimer le soulèvement post-glaciaire à partir: des falaises lacustres sises en bordure du lac Témiscamingue, des plages de blocs sur les différentes collines et la limite maximum atteinte par les eaux du lac Barlow-Ojibway, nous nous sommes rendu compte que parmi les valeurs obtenues, seules les suivantes pouvaient être utilisées avec confiance.

A l'aide de relevés d'altitude au baromètre anéroïde, nous avons calculé que le relèvement isostatique entre la colline à l'ouest de Miron et celle au sud-est de Guigues était de 2.0 pieds (61 cm.) par mille vers le nord en se basant sur les plages de blocs et de 2.5 pieds (76 cm.) par mille vers le nord en se basant sur la hauteur maximum atteinte par les eaux proglaciaires. La seconde mesure confirme la première. Il est normal que la dernière valeur soit supérieure à la première,

puisque la forme sur laquelle les mesures ont été prises a été construite avant la plage de blocs.

### C) Histoire récente

#### 1) Les alluvions et les dépôts organiques

Suite au vidangeage du lac Barlow-Ojibway, le réseau hydrographique s'est développé principalement sur les dépôts glacio-lacustres dans lesquels il a incisé des vallées importantes (photographie 2).

Les alluvions sont rares dans les régions où les cours d'eau coulent sur l'argile. Il semble que l'argile arrachée au lit est en grande partie transportée en suspension par les ruisseaux. Les seuls dépôts alluvionnaires importants sont ceux des rives de la Rivière des Quinze. Des dépôts fluvio-glaciaires situés le long de ses rives (figure 10) ont été redéposés comme les sables, graviers et blocs, plus en aval (photographie 22).

Les étapes glaciaire et glacio-lacustre terminées, il existait plusieurs dépressions dans le relief. Des lacs occupent les dépressions profondes, alors que des tourbières ont commencé à se développer dans les dénivellations moins importantes.

#### 2) Note sur certains processus actifs

Parmi les différents processus responsables de l'évolution présente du relief, seuls les mouvements de masses et le ravinement ont retenu notre attention.

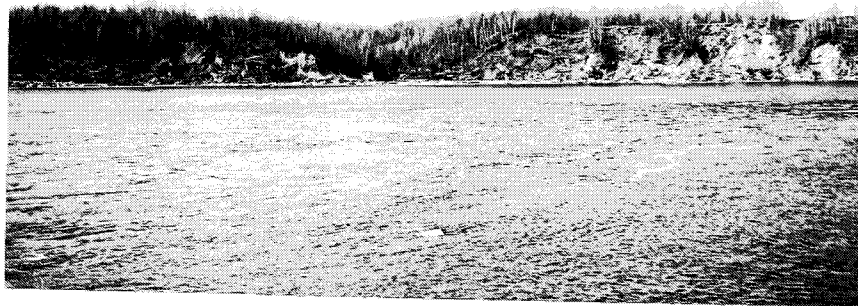
##### a) Les mouvements de masses

De nombreux mouvements de masses affectant les dépôts glacio-lacustres ont pu être examinés le long des rives des

principaux cours d'eau et de leurs affluents (photographies 29, 30). Les trois principaux types de mouvements: les éboulis, les éboulements et les coulées (Leopold et alii, 1964, p. 339) se retrouvent dans les argiles.

La majorité des glissements dans la région de thèse sont récents et peuvent être attribués à l'influence de l'homme. Très souvent, le glissement a été provoqué parce que l'homme a défriché les interfluves et les versants jusqu'en bordure des cours d'eau ou encore parce qu'il a entaillé les versants pour y faire passer une route ou un pont. Les mouvements de masses sont souvent causés par le sapement à la base d'un versant qui a perdu son couvert végétal. En général, les mouvements de masses n'ont déplacé que quelques centaines de pieds cubes de terrain et n'ont causé que la perte de quelques dizaines de pieds carrés de terre cultivée (photographie 30).

Au sein de la région de thèse, il n'existe qu'un seul glissement important: celui de la rive sud de la Rivière des Quinze en aval du barrage Première Chute. Lors de la construction du barrage, il semble que le versant qui a glissé, ait été excavé. En septembre 1970, le versant était une paroi verticale sur plus de 80 pieds (25 mètres) de hauteur, découpée dans l'argile glacio-lacustre. Au mois de mai 1971, l'ensemble de la paroi s'était affaissé (photographie 29). Le glissement a donc eu lieu à l'automne '70 ou tôt au printemps '71.



Photographie 29 - Importants glissements dans des dépôts d'argile glacio-lacustre.  
- Rive sud de la rivière des Quinze en aval du barrage Première Chute.



Photographie 30 - Glissements dans des dépôts d'argile glacio-lacustre, le long d'un affluent de la Rivière-à-la-Loutre à 1 km. au sud du lac Profond au nord du canton de Guigues.

Dans l'exemple que nous venons de mentionner, ainsi que dans le cas d'une série de petits glissements le long de la Rivière des Quinze en aval du barrage Rapide-des-Iles, nous avons remarqué que les limons glacio-lacustres et les varves limoneuses avaient glissé sur les varves argileuses sous-jacentes (voir chapitre 3). Un examen rapide de varves argileuses a démontré que la teneur en eau de ces dernières était très importante et que la limite de liquidité était dépassée.

Comme l'a démontré Legget, il semble que les dépôts glacio-lacustres sont stables lorsque non perturbés et instables lorsque perturbés.

"Reference to the instability of the silt relates to the fact that its natural water content is always higher than the liquid limit. Once, therefore, the natural structure of the soil is destroyed, the excess of contained water tends to liquefy the soil, thus destroying immediately its in-situ stiffness and strength."

Legget (1958, p. 180)

Afin d'éviter les glissements de terrain dans la région de thèse, il faudrait, en particulier, que les cultivateurs laissent une bande de terrain non défriché en bordure des cours d'eau qui longent ou traversent leurs terres. En second lieu, il faudrait éviter d'excaver les versants. Si l'entaille d'un versant est nécessaire il faudrait essayer d'y laisser le plus de végétation possible et employer le système de gradins et de bermes proposé par Eden (1964, p. 113). (Voir chapitre 3.)

b) Le ravinement

Le ravinement a lieu surtout sur les versants en bordure des cours d'eau et généralement dans les sables glacio-lacustres. Dans le premier cas, le ravinement est très important sur les versants nus, entaillés dans l'argile glacio-lacustre. Souvent l'érosion est régressive, ce qui occasionne la perte d'importantes superficies cultivées.

Dans les régions recouvertes de sables glacio-lacustres, le ravinement est très rapide vu la cohésion presque inexistante du sable. Aux deux principaux endroits où nous avons noté un ravinement important dans des sables (carrefour à 2 km. à l'ouest de St-Eugène-de-Guigues et le long de la route nord-sud à 4 km. au SW du même village), l'homme avait engendré l'érosion en creusant des fossés (photographie 17).

D) Reconstitution historique du post-glaciaire à partir de la stratigraphie pollinique

Nous venons de reconstituer l'histoire locale en fondant nos déductions sur les dépôts de surface. Puisque dans une reconstitution paléogéographique il est essentiel d'avoir une idée aussi précise que possible de l'évolution du climat, et, partant des éventuels systèmes morphoclimatiques, nous ajouterons, afin de compléter l'historique, une série de renseignements tirés de l'analyse pollinique. A partir de datations au radiocarbone et de la stratigraphie pollinique, nous désirons également proposer une chronologie des événements du post-glaciaire, pour la région à l'est du lac Témiscamingue.

Lors du retrait de l'inlandsis du Wisconsin, le lac Barlow-Ojibway s'est formé à la marge du front glaciaire. Le lac proglaciaire a atteint sa plus grande profondeur dès le début de son histoire, puis il s'est graduellement vidangé. La zone VI de la stratigraphie pollinique (voir figure 13) donne une idée de l'environnement en bordure du lac Barlow-Ojibway après que le lac eut formé sa plus haute plage dans la région de thèse. Nous avons vu que la végétation a occupé cette plage vers  $9,090 \pm 240$  (C.G.C-1432). La présence, de *Juniperus*, *Salix*, *Myrica* et *Artemisia* et de nombreux NAP, reflète un milieu où la forêt est ouverte. Le climat est celui de la période initiale chaude.

Petit à petit, la forêt a commencé à se fermer. L'important pourcentage d'épinettes (*Picea*) et de bouleaux (*Betula*) de la zone V, indique que le climat est plus froid et probablement semblable à celui de la forêt boréale actuelle. Le pin (*Pinus*) commence à s'implanter dans les régions plus sèches. Le climat assez rigoureux ne permet pas aux feuillus de croître.

La période suivante, marquée par la zone IV, se caractérise par une diminution de l'épinette (*Picea*) et une augmentation du pin gris (*Pinus banksiana*). Terasmae interprète de la façon suivante le changement de végétation entre les zones V et IV.

"This change could have been caused by a slight decrease in summer precipitation or an increase in summer temperature resulting in a longer, drier summer, whereas extreme cold spells in the winter still may have been frequent. It is possible that jack pine was favored under such conditions.

(Terasmae, 1961, p. 665)

La période que nous venons de décrire marque le début de l'optimum thermique; elle est suivie par une période chaude et sèche qui se situe véritablement au coeur de l'intervalle hypsithermique. Cette seconde période (zone III) se caractérise par une augmentation du pin blanc (*Pinus strobus*) et du pin rouge (*Pinus resinosa*), ainsi que par une importante diminution du bouleau (*Betula*) et de l'épinette (*Picea*). Cette association indique un climat chaud et sec. Le pin gris (*Pinus banksiana*) est disparu à cause de la compétition trop forte du pin rouge et blanc.

Des sédiments organiques (gyttja), marquant la limite entre les deux stades de l'optimum thermique, ont donné une date de  $7,280 \pm 250$  (C.G.C.1481) avant le temps présent (figure 13). Si on se réfère à la chronologie de Prest (1970) (voir aussi la figure 15), on note qu'à ce temps-là, l'étape glacio-lacustre est terminée. Le vidageage du lac Barlow-Ojibway et la récurrence de Cochrane ont donc eu lieu au cours des deux périodes (zones II et III) antérieures à la période de réchauffement post-glaciaire maximum. La récurrence, qui s'est sans doute produite lors de la période marquée par un sommet d'épinettes (zone II), ne semble pas avoir influencé de façon très prononcée la végétation ou le climat dans la région de thèse, puisqu'aucune anomalie n'a été décelée dans les associations végétales. La fin de l'intervalle hypsithermique date de  $4260 \pm 240$  (C.G.C.-1491) avant le temps présent (figure 13). Les deux dates que nous venons de mentionner sont fort intéressantes non seulement parce qu'elles situent précisément dans le temps, pour cette région du Canada, l'optimum

thermique, mais aussi parce qu'elles permettent de relier les événements climatiques aux événements géologiques.

L'intervalle hypsithermique s'est terminé lorsque la température moyenne annuelle a baissé et que les précipitations sont devenues plus importantes. La forêt mixte (zone II), qui s'est installée après l'optimum thermique, était composée principalement d'épinettes (*Picea*), de pins (*Pinus*), de bouleaux jaunes (*Betula Alleghaniensis*), de trembles (*Populus tremuloides*), d'érables (*Acer*) et de hêtres (*Fagus*).

La période la plus récente (zone I) est semblable à celle marquée par la zone II. Le climat est froid et humide. Comparativement à la période précédente, il y a plus de bouleaux (*Betula*) et d'épinettes (*Picea*), une diminution du pin (*Pinus*) et absence de la pruche (*Tsuga*) et du hêtre (*Fagus*). A la fin de cette période, la présence de l'herbe à poux (*Ambrosia*) indique l'arrivée de l'homme.

#### CONCLUSION

L'histoire locale peut se résumer comme suit. Au Wisconsin, la région a été recouverte par une calotte glaciaire qui a déposé une couche de till. La direction de l'écoulement, déterminée à l'aide de stries, était vers le SSW. Environ 10,200 ans avant le temps présent l'inlandsis s'est retiré définitivement de la région. Entre le front glaciaire, au nord, et la moraine du lac McConnell, au sud, un immense lac proglaciaire s'est formé. Le lac Barlow-Ojibway a ennoyé la région à l'étude jusqu'à 1000 pieds (305 m.) A.S.L. au sud, et 1050 pieds (320 m.) A.S.L. au nord. A la marge de l'inlandsis,

des cours d'eau sous-glaciaires ont déposé des sables et graviers formant ainsi des eskers. Des argiles et limons, transportés par les mêmes cours d'eau, ont été déposés, sous forme de varves, dans les endroits plus profonds du lac Barlow-Ojibway. La plus haute plage du lac proglaciaire dans le secteur sud-est de la région de thèse a été colonisée par la végétation vers  $9,090 \pm 240$  (C.G.C.-1432). Sous l'effet combiné du relèvement isostatique, évalué à  $\pm 2.5$  pieds (76 c.m.) par mille, et de l'entaille de la moraine du lac McConnell, le lac proglaciaire s'est vidangé. Ce faisant il a formé des plages à différents niveaux et dans différents types de dépôts. Suite au vidangeage du lac, les cours d'eau ont entaillé les sédiments glacio-lacustres. L'histoire climatique post-glaciaire, révélée par une analyse pollinique se subdivise en six principales périodes. Après la période initiale chaude qui a suivi le retrait de l'inlandsis vient une période froide marquée par un maximum d'épinettes. Par après, l'intervalle hypsithermique, qui a duré de  $7,280 \pm 250$  (C.G.C.-1481) à  $4260 \pm 240$  (C.G.C. 1491), se caractérise par deux périodes chaudes et sèches où dominent différents pins. Deux périodes, l'une chaude et humide, l'autre chaude et sèche ont suivi la période de réchauffement post-glaciaire.

## CONCLUSION

Dans cette thèse nous nous étions proposé de reconstituer l'histoire du Quaternaire supérieur de la région à l'est du lac Témiscamingue afin de l'insérer dans le contexte général de l'évolution post-glaciaire de l'enclave argileuse Ontario-Québec.

Bien que notre travail n'ait pas donné lieu à des découvertes spectaculaires, il a permis de préciser l'évolution de cette région peu étudiée et de le rattacher aux modes d'évolution établis dans des régions plus au nord ou plus au sud. C'est le cas, en particulier, pour nos études polliniques qui permettent une corrélation entre les événements quaternaires du Témiscamingue et ceux du Nord-est des Etats-Unis, des Basses Terres du St-Laurent et de l'Est du Bouclier.

Si, dans l'ensemble, l'histoire du Quaternaire de l'enclave argileuse est assez bien connue, certains problèmes restent à résoudre. Le plus important est, sans aucun doute, celui de l'exutoire ou des exutoires du lac Barlow-Ojibway. Des recherches devraient, par exemple, être entreprises pour voir si des exutoires, autres que celui de la vallée de l'Outaouais, ont existé (voir figure 11). Des études doivent également être effectuées, dans la région de la moraine du lac McConnell pour comprendre l'influence de la moraine dans l'histoire du lac proglaciaire Barlow-Ojibway.

Un second problème qui demande une étude sérieuse, est celui du relèvement isostatique. Avant de bien saisir ce phénomène, il est difficile de véritablement comprendre la répartition des différentes formes reliées à l'étape glacio-lacustre; de connaître l'étendue maximum

du lac Barlow-Ojibway; ou encore, de connaître le mode de vidangeage du lac proglaciaire. Seulement après avoir solutionné ces problèmes pourra-t-on véritablement comprendre l'histoire du Quaternaire de la région recouverte par les eaux du lac Barlow-Ojibway.

Qu'il nous soit permis en terminant d'émettre le voeu que les responsables de l'aménagement régional se pencheront bientôt sur les problèmes du Témiscamingue. Isolés dans une enclave cernée de forêts, desservis par un réseau routier axé vers l'Ontario, les habitants se sentent coupés du reste de la province; pourtant, le Témiscamingue est une des très belles régions de Terre Québec.

## BIBLIOGRAPHIE

- Antevs, E.  
1925: Retreat of the Last Ice-Sheet in Eastern Canada; G.G.C. Mémoire 146, 142 p.
- Baldwin, W.K.W.  
1958: Plants of the Clay Belt of Northern Ontario and Québec; Nat. Museum of Canada, Bull. 156, 324 p.  
  
1962: Botanical Excursion to the Boreal Forest Region in Northern Québec and Ontario; Nat. Museum of Canada, Guidebook for field trip no. 7, IX Inter. Bot. Cong., 107 p.
- Ballivy, G.  
1970: Contribution à l'étude des caractéristiques géologiques et géotechniques des dépôts d'argile du nord-ouest du Québec - région de Mattagami-Fort Rupert; thèse de M.Sc., Ecole polytechnique de Montréal, 213 p.
- Barlow, A.E.  
1899: Report on the Geology and Natural Resources of the Area Included by the Nipissing and Timiscaming Map Sheets, Comprising Portions of the District of Nipissing, Ontario, and the County of Pontiac, Québec; C.G.C., Rapport annuel de 1897, vol. X, partie I, 302 p. Carte 599.  
  
1907: On the East Side of Lake Timiscaming; C.G.C., Summary Report 1906, pp. 113-118.
- Blanchard, R.  
1949: Le problème du Témiscamingue; Geogr. Annaler (Stockholm), vol. 31, pp. 325-334.  
  
1954: L'Ouest du Canada français, tome 2, Les pays de l'Ottawa, L'Abitibi-Témiscamingue; Librairie Beauchemin, Montréal, 334 p.
- Boissonneau, A.N.  
1965a: Surficial Geology Algoma-Cochrane; Ont. Dept. of Lands and Forests, carte S365 (notes descriptives).  
  
1965b: Surficial Geology, Algoma, Sudbury, Timiskaming and Nipissing; Ont. Dept. of Lands and Forests, carte S465 (notes descriptives).  
  
1966: Glacial History of Northeastern Ontario, 1. The Cochrane-Hearst Area; Can. Jour. of Earth Sc., vol. 3, pp. 559-578.  
  
1968: Glacial History of Northeastern Ontario, 2. The Timiscaming-Algoma Area; Can. Jour. of Earth Sc., vol. 5, pp. 97-109.

- Bostock, H.S.  
1970: Physiographic Subdivisions of Canada, dans *Geology and Economic Minerals of Canada*; C.G.C., Economic Geology Report 1, pp. 11-30.
- Boyle, R.W. et alii  
1969: *Research in Geochemical Prospecting Methods for Native Silver Deposits, Cobalt Area, Ontario, 1966*; C.G.C., étude 67-35, 91 p.
- Burrows, A.G., Hopkins, P.E.  
1922: *Blanche River Area*; O.D.M., Rapport annuel, vol. 31, partie 3, 22 p.
- Chagnon, J.Y.  
1961: *Rapport préliminaire sur la région de Brodeur-Basserode, Comtés de Témiscamingue et de Rouyn-Noranda*; Min. des rich. nat., R.P. 456, 10 p. Carte 1396.  
1962: *Rapport préliminaire sur la région de Rémigny-Villars, Comtés de Rouyn-Noranda et de Témiscamingue*; Min. des rich. nat., R.P. 478, 10 p. Carte 1421.  
1963: *Géologie de la région de Guigues-Pontleroy, Comtés de Témiscamingue et de Rouyn-Noranda*; Min. des rich. nat., R.P. 511, 12 p. Carte 1520.  
1968: *Région des lacs des Quinze et Barrière*; Min. des rich. nat., Rapp. géol. 134, 106 p. Carte 1643.
- Chagnon L.J., Thomas, M.K.  
1968: *The Climate of Northern Ontario*; Climatological studies no.6, Meteorological Branch, Dept. of Transport, Toronto, 58 p.
- Coleman, A.P.  
1900: *Copper and Iron Regions of Ontario*; O.D.M., Rapport annuel 9 (1899), pp. 143-191.  
1907: *A Lower Huronian Ice Age*; Amer. Jour. of Sc., Ser. 4, vol. 23, pp. 187-192.  
1909: *Lake Ojibway, Last of the Great Glacial Lakes*; O.D.M., Rapport annuel, vol. 18, partie 1, pp. 284-293.  
1922: *Glacial and Postglacial Lakes in Ontario*; Univ. of Toronto Studies, Biological Series, 76 p.
- Commission Géologique du Canada  
1969: *Carte tectonique du Canada*, carte 1251A

- Cooke, H.C.  
 1923: Opasatika Map-Area, Timiscaming County, Québec; C.G.C., Summary Report (1922), partie D, pp. 19-74. Carte 1985.  
 1925: Wright Mine, Duhamel Township, Québec; C.G.C., Summary Report (1925), partie C, pp. 20-27.
- Cooke, H.C., James, W.F., Mawdsley, J.B.  
 1931: Geology and Ore Deposits of the Rouyn-Harricana Region, Québec; C.G.C., Mémoire 166, 314 p. Carte 271A
- Dadswell, M.J. et Bousfield, E.L.  
 1970: The Opossum Shrimp of the Ottawa Region - Trail and Landscape, vol. 4, no 1, pp. 6 à 13.
- Davis, W.M.  
 1920: A roxen Lake in Canada; Scottish Geog. mag., vol. XLI, pp. 65-74.
- Deane, R.E.  
 1961: Geology of Lacustrine Clays - Proc. of the Fourteenth Can. Soil Mech. Conf. 13 and 14 October 1960, N.R.C. Tech. Memor. No. 69, pp. 174-184.
- Deevey, E.S., Flint, R.F.  
 1957: Postglacial Hypsithermal Interval; Science vol. 125, no. 3240, pp. 182-184.
- Dresser, J.A., Denis, T.C.  
 1946: La géologie du Québec, volume 2, Géologie descriptive, Min. des rich. nat., Rapp. Géol. 20, 647 p.
- Dugas, J.  
 1963: Région de Ville-Marie-Belleterre; Min. des rich. nat. Carte B 810.
- Dyck, W., Lowdon, J.A., Fyles, J.G. et Blake, W. Jr.  
 1966: Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates V; C.G.C. Paper 66-48, 32 p.
- Eden, W.J.  
 1964: Earthflows at the Beattie Mine, Québec; Can. Geotech. Jour., Vol. 1, no. 2, pp. 104-114.
- Eden, W.J., Bozozuk, M.  
 1962: Foundation Failure of a Silo on Varved Clay; the Engineering Jour., vol. 45, no. 9, pp. 54-57.
- Erdtman, G.  
 1952: Pollen Morphology and Plant Taxonomy - Angiosperms; Almquist et Wiksell, Stockholm. 539 p.

- Erdtman, G.  
 1954: An Introduction to Pollen Analysis; Chronica Botanica Company, Waltham, Mass., 239 p.  
 1957: Pollen and Spore Morphology / Plant Taxonomy - Gymnospermae, Pteridophyta, Bryophyta; Almquist et Wiksell, Stockholm, 151 p.
- Faegri, K. et alii  
 1964: Textbook of Pollen Analysis; Hafner Publ. Co., New York, 2e édition, 237 p.
- Fairbairn, H.W. et alii  
 1969: Correlation of Radiometric Ages of Nipissing Diabase and Huronian Metasediments with Proterozoic Orogenetic Events in Ontario; Can. Journ. of Earth Sc., vol. 6 no. 3, pp. 489-497.
- Henderson, J.F.  
 1936: Geology and Mineral Deposits of Ville-Marie and Guillet (Mud) Lake Map Areas; C.G.C., Mémoire 201, 38 p. Cartes 387A, 388A, 399A, 390A.
- Hoffman, D.W. et alii  
 1956: Soil Survey of New Liskeard-Englehart Area, Timiscaming District, Ontario; Ont. Soil Survey, Rapport no 21, 90 p.
- Horton, R.E.  
 1945: Erosional Developments of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology; Geol. Soc. Am. Bull., vol. 56, pp. 274-370.
- Hughes, O.L.  
 1956: Surficial Geology of Smooth Rock, Cochrane District, Ontario; C.G.C., étude 55-41, 9 p. Carte 55-41.  
 1959: Surficial Geology of Smooth Rock and Iroquois Falls Map Areas, Cochrane District, Ontario; thèse de doctorat non-publiée, présentée à l'Université du Kansas, 190 p.  
 1960a: Iroquois Falls - Surficial Geology; C.G.C., Carte 46-1959.  
 1960b: Kirkland Lake - Surficial Geology; C.G.C., Carte 1-1960.  
 1965: Surficial Geology of Part of the Cochrane District, Ontario, Canada; Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 84, pp. 535-565.
- Hume, G.S.  
 1917: The Palaeozoic Rocks of Lake Timiscaming and Vicinity, Québec; C.G.C., Carte 1673.  
 1920: The Stratigraphy and Geologic Relations of the Palaeozoic Outlier of Lake Timiscaming; Amer. Jour. of Sc., ser. 4, vol. 50, pp. 293-309.

- Hume, G.S.  
1925: The Palaeozoic Outlier of Lake Timiscaming, Ontario and Québec; C.G.C., Mémoire 145, 129 p.
- Ignatius, H.G.  
1956: Late-Wisconsin Stratigraphy in North-Central Québec and Ontario, Canada - thèse de doctorat non-publiée, présentée à l'Université Yale, 76 p.
- Jahns R.H.  
1943: Sheet Structure in granites; its origin and use as a measure of glacial erosion in New England; Jour. of Geology, vol. 51, no 1, pp. 71-98.
- Kuenen, Ph.H.  
1951: Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents; Geol. Foren. Forh., vol. 73, no 1 (464), pp. 69 à 84.  
  
1951: Turbidity currents as the cause of glacial varves, J. of Geol., vol. 59, no 5, pp. 507-508.
- Kumarapeli, P.S., Saull, P.A.  
1966: The St. Lawrence Valley System: a North American Equivalent of the East African Rift Valley System; Can. Jour. of Earth Sc., vol. 3, no 5, pp. 639-658.
- Laverdière, C.  
1969: Le retrait de la calotte glaciaire de Scheffer: du Témiscamingue au Nouveau Québec; Rev. de géog. de Montréal, vol. 23, no 3, pp. 233-246.
- Legget, R.F.  
1958: Soil Engineering at Steep Rock Iron Mines, Ontario, Canada, Proc. Instn. Civ. Engrs., vol 11, pp. 169-188.
- Legget, R.F. et Eden W.J.  
1960: Soil problems in mining on the Precambrian Shield; The Engineering Journal, vol. 43, no 10, pp. 81-87.
- Lengellé, J.G.  
1968: Géomorphologie de la région de Quyon; thèse de M.A. non-publiée, présentée à l'Univ. d'Ottawa, pp. 137-150.
- Lengellé, J., Laverdière, C.  
1970: Trains de broutures glaciaires au Témiscamingue, Québec; Rev. de géog. de Montréal, vol. 24, no, pp. 327-329.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P.  
1964: Fluvial Processes in Geomorphology; W.H. Freeman and Co., San Francisco, 522 p.

- Lindsay, J.F., et alii  
1970: A Long-Axis Clast Fabric Comparison of the Squantum "Tillite", Massachusetts and the Gowganda Formation, Ontario; Jour. of Sed. Petr., vol. 40, no 1, pp. 475-479.
- Lindsey, D.A.  
1966: Sediment Transport in a Precambrian Ice Age: The Huronian Gowganda Formation; Science, vol. 154, pp. 1442-1443.
- Logan, W.E.  
1847: On the Topography and Geology of the Ottawa River and some of its Tributaries with Notes on Economic Minerals; Table of Levels of the Ottawa River to Lake Timiscaming, the Mattawa River to Lake Nipissing, Lake Nipissing to Lake Huron; C.G.C., Report of Progress 1945-1846.
- Lovell, H.L., Caine, T.W.  
1970: Lake Timiscaming Rift Valley; O.D.M., Misc. Paper 39, 16 p.
- Lowdon, J.A., Fyles, J.G., Blake, W.Jr.  
1967: Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates VI, C.G.C. Paper 67-2, partie B, 42 p.
- Lowdon, J.A., Blake, W.Jr.  
1968: Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates VII, C.G.C. Paper 68-2 Partie B, tiré à part de Radiocarbon, vol. 10, no 2, (1968), pp.207-245.
- Marcotte, H.  
1971: Processus actifs sur les versants et dans le chenal de la Petite Rivière Blanche, Québec; thèse de M.A. non-publiée, présentée à l'Univ. d'Ottawa, 124 p.
- Martin, N.V. et Chapman L.J.  
1965: Distribution of Certain Crustaceans and Fishes in the Region of Algonquin Park, Ontario; Journ. Fish. Res. Board, Canada, vol. 22, no 4, pp. 969-976.
- McDonald, B.C.  
1971: Late Quaternary Stratigraphy and Deglaciation in Eastern Canada; dans The Late Cenozoic Glacial Ages, Turekian K.K. (éditeur), Yale University Press, New Haven, pp. 331-353.
- McOuat, W.  
1873: Country Between Lakes Temiscaming and Abbitippe; C.G.C., Report of Progress, (1872-1873), pp. 112-135.
- Miller, W.G.  
1902: Lake Timiscaming to the Height of Land; O.D.M., Rapport annuel de 1902, pp. 214-230.

- Miller, W.G.  
1906: The Cobalt-Nickel Arsenides and Silver Deposits of Timiscaming; O.D.M., Rapport annuel de 1905, partie 2, 97 p.
- Milton, L.E.  
1966: The geomorphic Irrelevance of some Drainage Net Laws, Australian Geographical Studies vol. 4, no 2, pp. 89-95.
- Mott, R.J.  
1966: Quaternary Palynological Sampling Techniques of the Geological Survey of Canada; C.G.C., étude 66-41, 24 p.
- Norman, G.W.H.  
1938: The Last Pleistocene Ice-front in Chibougamau district, Québec, Trans. Roy. Soc. Can., Sec. 4, pp. 69-86.
- Ollerrenshaw, N.C., Macqueen, R.W.  
1960: Ordovician and Silurian of the Lake Timiscaming Area; Proc. of the Geol. Assoc. of Canada, vol. 12, pp. 105-115.
- Pirsson, L.V.  
1910: Crustal Warping in the Timagami-Timiscaming District, Ontario; Amer. Jor. of Sc., série 4, vol. 30, pp. 25-32.
- Potzger, J.E.  
1953: Nineteen Bogs from Southern Québec; Can. Jour. of Botany, vol. 31, pp. 383-401.
- Potzger, J.E., Courtemanche, A.  
1956a: A Series of Bogs Across Québec from the St. Lawrence Valley to James Bay; Can. Jour. of Botany, vol. 34, pp. 473-500.  
  
1956b: Pollen Study in the Gatineau Valley, Québec; Butler Univ. Bot. Stud., vol. 13, (L), pp. 12-27.
- Prest, V.K., Grant, D.R., Rampton, V.N.  
1968: Carte Glaciaire du Canada, C.G.C., Carte 1253A.
- Prest, V.K.  
1969: Retreat of Wisconsin and Recent Ice in North America; C.G.C., Carte 1257A.  
  
1970: Quaternary Geology of Canada, dans Geology and Economic Minerals of Canada, édité par R.J.W. Douglas, C.G.C., Econ. Geol. Report no. 1, pp. 676-764.
- Richard, P.  
1970: L'analyse pollinique au Québec; Rev. de géog. de Montréal, vol. 24, no 2, pp. 189-197.

Robert, J.L.

- 1961: Rapport préliminaire sur la région de Guay-Bruchési, Comté de Témiscamingue; Min. des rich. nat., RP 459, 8p. Carte 1397.
- 1962: Rapport préliminaire sur la région de Fabre-Mazenod, Comté de Témiscamingue; Min. des rich. nat., RP 485, 9 p. Carte 1458.
- 1963: Géologie de la région du lac Kippawa, Comté de Témiscamingue; Min. des rich. nat., RP 502, 9 p. Carte 1503.

Roscoe, S.M.

- 1969: Huronian Rocks and Uraniferous Conglomerates in the Canadian Shield; C.G.C., étude 60-40, 205 p.

Rowe, J.S.

- 1959: Forest Regions of Canada; Forestry Branch, Ottawa, Bull. 123, 71 p.

Saint-Onge, D.A.

- 1968: Application de l'analyse de Horton à la rivière Freeman, Alberta; Cahiers de géographie de Québec, no 27, pp. 445-450.

Service Hydrographique Canadien

- 1969: Chartes hydrographiques de la rivière Outaouais, nos 3615, 3616, 3617.

Sinclair, G.W.

- 1965: Succession of Ordovician in Rocks at Lake Timiscaming; C.G.C., étude 65-34, 6 p.

Skinner, R.G.

- 1970: Quaternary Stratigraphy at Montréal River, Ontario; C.G.C., interim report, 7 p.

Stockwell, C.H.

- 1964: Structural Provinces, Orogenies, and Time Classification of Rocks of the Canadian Precambrian Shield; C.G.C., étude 64-17, partie 2, pp. 1-21.

- 1965a: Structural Trends in Canadian Shield; Bull. Amer. Assoc. of Petrol. Geologists, vol. 49, p. 887-893.

- 1965b: Tectonic Map of the Canadian Shield; C.G.C., Carte 4-1965.

Strahler, A.N.

- 1957: Quantitative analysis of Watershed Geomorphology; Amer. Geophys. Union Trans., vol. 38, pp. 913-920.

Surveyer, Nenniger et Chênevert

- 1960: Rapport sur l'étude de la rivière des Quinze, 3 volumes, Cie d'ingénieurs-conseils, Montréal.

- Terasmae, J.  
 1958: The Use of Palynological Studies in Pleistocene Stratigraphy; C.G.C., Bulletin 46, pp. 1-11. (dans Contributions to Canadian Palynology, no. 1, partie 1, 35 p.)  
 1959: Notes on the Champlain Sea Episode in the St. Lawrence, Québec; Science, vol. 130, pp. 334-336.  
 1960a: A Palynological Study of Post-glacial Deposits in the St. Lawrence Lowlands; C.G.C., Bull. 56, pp. 1-22. (dans Contributions to Canadian Palynology, no 2, partie 1, 41p.)  
 1961: Notes on Late Quaternary Climatic Changes in Canada; Annals of the New York Academy of Sciences, vol. 95, Art. 1, pp. 658-675.  
 1963: Notes on Palynological Studies of Varved Clays; Jour. of Sed. Petr., vol. 33, no 2, pp. 314-319.  
 1969: Quaternary Palynology in Québec - A Review and Future Prospects; Rev. de géog. de Montréal, vol. 23, no 3, pp. 281-288.
- Terasmae, J. et Hughes, O.L.  
 1960: Glacial Retreat in the North Bay Area, Ontario; Science, vol. 131, no 3411, pp. 1444-1446.
- Terasmae, J. et Anderson, T.W.  
 1970: Hypsithermal Range Extension of White Pine (*Pinus strobus* L.) in Québec, Canada; Can. Jour. of Earth Sc., vol. 7, no 2, (partie 1), pp. 406-413.
- Terzaghi, K.  
 1943: Theoretical Soil Mechanics, John Wiley and Sons, Inc. N.Y., 510 p.
- Thomson, R.  
 1960: Preliminary Report on the Geology of the North Part of Lorrain Township (District of Timiskaming); O.D.M., Prel. Rep. 1960-1, 60 p.  
 1965: Casey and Harris Townships; O.D.M., Geol. Rep. 36, 77 p. Carte 2066.
- Villeneuve, G.O.  
 1967: Sommaire climatique du Québec; Min. des rich. nat., publ. M-24, Québec, 168 p.
- Williams, M.Y.  
 1915: The Ordovician Rocks of Lake Timiskaming; C.G.C., Mus. Bull., no 17, 8 p.

Wilson, J.T.

- 1938: Glacial Geology of Part of Northwestern Québec; Trans. Roy. Soc., of Canada, Section 4, 32, pp. 49-59.

Wilson, M.E.

- 1908: An Area from Lake Timiscaming Eastward; C.G.C., Sum. Report (1907), pp. 59-63.
- 1911: Geology of an Area Adjoining the East Side of Lake Timiscaming, Québec; C.G.C., Separate Report 1064, 46 p. Carte 18A.
- 1918: Le comté de Timiskaming, Québec, Québec; C.G.C., Mémoire 193, Carte 145A.

FIGURE 16 PROFIL TOPOGRAPHIQUE, MESURE AU THEODOLITE, DE TROIS PLAGES  
DU LAC BARLOW-OJIBWAY DEVELOPPEE DANS DES DEPOYS GLACIO-  
LACUSTRES ( Pour la localisation - voir le planure 10 ).

