



GOUVERNEMENT DU QUEBEC

Ministère des Richesses Naturelles  
Service de l'Exploration géologique

---

---

Géologie du Quaternaire  
Régions de Rouyn-Noranda et d'Abitibi  
Comtés d'Abitibi-est et d'Abitibi-ouest

RAPPORT INTERIMAIRE

par

Germain Tremblay

Ministère des Richesses Naturelles, Québec	
SERVICE DE LA	
DOCUMENTATION TECHNIQUE	
Date:	
No	<u>DP-236</u>

Québec

1974

## **AVERTISSEMENT**

**L'équipe de numérisation** tient à informer le lecteur qu'il y a des erreurs dans la pagination. Le document est donc complet.

Pages manquantes : 65 à 78 inclusivement

GEOLOGIE DU QUATERNAIRE  
REGION DE ROUYN-NORANDA et D'ABITIBI  
COMTES D'ABITIBI-EST et D'ABITIBI-OUEST

TABLE DES MATIERES

1.-	<u>INTRODUCTION</u>	P.
	a. Localisation et étendue de la région étudiée.....	8
	b. Buts du présent travail.....	8
	c. Travaux antérieurs et actuels.....	9
	1. travaux antérieurs.....	9
	2. travaux actuels .....	13
2.-	<u>GRANDS TRAITES DE LA GEOMORPHOLOGIE</u> .....	14
3.-	<u>DESCRIPTION DES SEDIMENTS MEUBLES ET STRATIGRAPHIE</u> ....	16
	1. Moraine de fond.....	18
	2. Sédiments fluvioglaciaires.....	22
	a. Eskers.....	22
	- caractéristiques topographiques.....	22
	- caractéristiques sédimentologiques.....	28
	b. Epanchages fluvioglaciaires et terrasses de kame.....	33
	3. Sédiments glacio-lacustres.....	34
	a. Argiles varvées.....	34
	b. Silt et argile massives.....	39
	c. Sable et gravier.....	40
	d. Sables deltaïques.....	42
	4. Sédiments éoliens.....	42
	5. Autres sédiments.....	44
4.-	<u>CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS</u> .....	44
	1. Direction de l'écoulement glaciaire .....	44
	2. Le lac glaciaire Barlow-Ojibway.....	53
5.-	<u>GEOLOGIE ECONOMIQUE</u> .....	61
	1. Matériel de construction .....	61
	2. Potentialités aquifères des formations.....	61
	3. Vallées enfouies.....	61
	BIBLIOGRAPHIE .....	63
	TABLE DES PHOTOS .....	4
	LISTE DES FIGURES .....	6
	LISTE DES CARTES DES DEPOTS MEUBLES .....	7
	LEGENDE DES CARTES DES DEPOTS MEUBLES .....	79
	APPENDICE :CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES DES VARVES .....	82

TABLE DES PHOTOS\*

		P.
1.	Sédiments morainiques faisant partie d'une moraine terminale au S-O de Rouyn.....	65
1a.	Vue aérienne d'une partie d'un esker à l'Ouest de Senneterre.....	66
1b.	Vue aérienne d'une partie du même esker mais plus au Nord.....	67
1c.	Vue aérienne d'un segment d'esker et de deltas d'esker à l'Est de Rochebaucourt.....	68
2.	Coupe dans un esker montrant le contact entre des sédiments fluvioglaciaires grossiers et fins.....	69
3.	Sédiments morainiques reposant sur des sédiments fluvioglaciaires sur le versant Est d'un esker à l'Ouest d'Amos.....	70
4.	Sédiments morainiques d'une quinzaine de pieds d'épaisseur intercalés entre des sédiments fluvioglaciaires dans la partie centrale d'un esker à l'Ouest d'Amos.....	71
5.	Coupe dans un épandage fluvioglaciaire au Nord de Duparquet.....	72
6.	Structure de déformation dans des varves et poche de sédiments morainiques apparemment dompés par un radeau de glace.....	73
7.	Alternance de varves et de sédiments morainiques sur le versant Ouest d'un esker à proximité de l'aéroport de Rouyn.....	74

NOTE :

\* Les photos n'apparaissent pas dans le rapport en filière ouverte. Elles seront toutefois incluses dans le rapport final. Les pages 65 à 78 et 101 à 119 sont donc exclues du rapport.

P.

8. Sédiments de rivage vers 1,230 au dessus-du niveau  
moyen de la mer provenant du remaniement et du re-  
classement de sédiments fluvioglaciaires.....75
9. Contact entre des sédiments de rivage et des  
sédiments fluvioglaciaires au S-O de Barraute.....76
10. Contact entre des sédiments fluvioglaciaires et des  
sédiments de rivage au N-E d'Authier.....77
11. Rivage lacustre vers 1,180 pieds d'altitude sur le  
versant Ouest d'un esker à l'Ouest D'Amos.....78

TABLE DES FIGURES

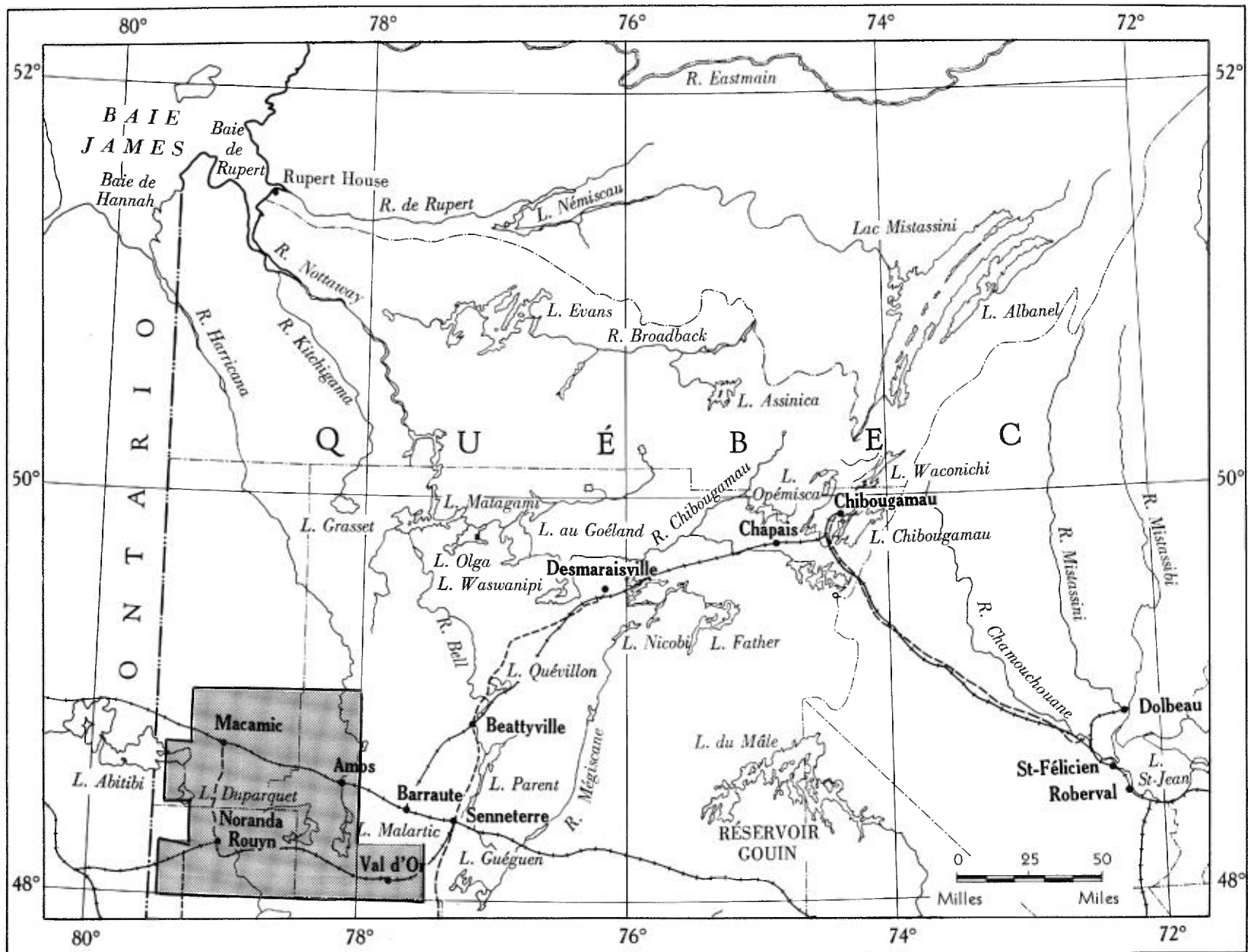
	P.
1. Localisation de la région étudiée	7.1
2. Topographie et formes géomorphologiques associées à un segment d'esker à l'Ouest d'Amos.	h.-t.
3. Stratifications obliques fluvioglaciaires dans un esker aux environs de Malartic.	31.1
4. Stratifications obliques d'origine éolienne au SO de Malartic.	42.1
5. Direction de l'écoulement glaciaire.	h.-t.
6 à 12. Projection polaire équiaréale de l'orientation du plus long axe des cailloux dans de la moraine de fond. 46 à 52	

Cartes des dépôts meubles accompagnant  
le présent rapport

( 1: 50,000)

Rouyn	32 D/3
Rivière Kinojévis	32 D/2 W
La Motte	32 D/8
La Sarre	32 D/14 E
Rivière Macamic	32 D/15
Gemini Hills	32 D/16
Malartic	32 D/1
Val d'Or	32 C/4





LOCALISATION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Figure 1

a) Localisation et étendue de la région étudiée

La région à l'étude ( figure 1) couvre une superficie approximative de 4,800 milles carrés. Elle est limitée par les longitudes  $77^{\circ}30'$  et  $79^{\circ}30'$  et les latitudes  $48^{\circ}00'$  et  $49^{\circ}00'$ . Au cours des étés 1972 et 1973, les cartes suivantes de la série topographique nationale furent couvertes : Rouyn 32D/3, Rivière Kinojévis 32D/2, Rivière Kanasuta 32D/6, Cléricy 32D/7, La Motte 32D/8, Palmarolle 32 D/11, Taschereau 32D/10, Amos 32D/9, La Sarre 32D/14 Est, Rivière Macamic 32D/15, Gemini Hills 32D/16, Malartic 32D/1 et Val D'Or 32C/4.

b) Buts du présent travail

Les buts de cette étude sont multiples : 1<sup>o</sup> déterminer les directions des mouvements glaciaires dans les régions de Rouyn-Noranda et d'Abitibi; 2<sup>o</sup> établir l'histoire de la déglaciation à partir des diverses positions des fronts glaciaires et des datations au  $C_{14}$ ; 3<sup>o</sup> étudier la sédimentologie, la morphologie et l'origine des nombreux eskers; 4<sup>o</sup> déterminer les plus hautes altitudes atteintes par les eaux du lac glaciaire Barlow-Ojibway et 5<sup>o</sup> établir la stratigraphie et des cartes détaillées des dépôts meubles.

c) Travaux antérieurs et actuels

1. Travaux antérieurs

Par le passé, seules quelques observations sur la géologie du Quaternaire furent faites directement dans la région à l'étude. Nous respecterons autant que possible l'ordre chronologique des travaux antérieurs. Notre intention n'est pas d'en faire un inventaire systématique, car bien des travaux contiennent des informations très fragmentaires sur le Quaternaire ou encore répètent les découvertes de leurs prédécesseurs. Aussi, seuls les auteurs qui ont émis, dans leurs rapports, des observations pertinentes, retiendront notre attention.

La majorité des géologues et explorateurs ont accordé, au cours de leur expédition, une importance secondaire à la description des formes du terrain et des sédiments. Aucun chercheur n'a vraiment contribué à l'édification de nos connaissances sur la géologie du Quaternaire de la région. Seuls quelques auteurs, notamment Wilson, Bell, Blake, Norman et quelques autres émirent, dans leur rapport sur la géologie de la roche en place, quelques brèves observations sur la géologie du Quaternaire. Ces observations, valables pour l'époque, doivent cependant être interprétées, du moins en partie, avec une certaine prudence.

Les premières informations géologiques nous sont, apparemment, fournies par Keele (1915) qui effectua, au cours des étés 1912 et 1913, des travaux dans la région d'Amos en vue de déterminer l'importance économique des argiles abitibiennes. Les informations qu'il fournit ne portent donc que sur les propriétés mécaniques des argiles. Antérieurement à 1918, Wilson (1918) poursuivit divers travaux géologiques dans la région de Témiscamingue. Son rapport contient plusieurs informations sur le Quaternaire, notamment sur l'extension du lac glaciaire Barlow-Ojibway, son origine, sa durée et l'élévation maximum atteinte par les eaux lacustres.

En 1933, Bell et Bell (1934) furent chargés de cartographier la roche en place de la région de Senneterre. Son rapport contient une brève description d'un esker ainsi que quelques renseignements fragmentaires sur les dépôts meubles et les anciennes lignes de rivage:

"Les dépôts glaciaires de la région sont formés surtout d'argiles lacustres, de sable, de gravier, de cailloux, et de moraines de fond ou d'argile à blocs. Les argiles lacustres qui couvrent habituellement des étendues de terrain plat, se rencontrent surtout dans la partie Ouest et la partie centrale de la région, mais elles ne s'étendent pas tout à fait jusqu'à la limite Est de la présente feuille. Elles s'arrêtent à une ligne Nord et Sud qui part du lac Shabogama parallèlement à la rivière Senneterre à un

mille à l'Est et se prolonge vers le Sud jusqu'à la haute terre rocheuse formée de roches granitiques dans le canton de Tiblemont. Cette ligne est, croit-on, la ligne de rivage orientale du lac glaciaire Ojibway qui s'étendait autrefois de plusieurs milles à l'Ouest et recouvrait l'étendue de terrain qu'on appelle la zone argileuse."(p.38-39).

Le travail de Wilson ( 1938) renferme une description détaillée des eskers abitibiens ainsi qu'une carte montrant les principaux eskers.

Le rapport de Longley ( 1946), sur la région de Castagner, contient d'intéressantes informations sur les dépôts et les eskers:

"La région de la carte se trouve dans le bassin du lac glaciaire Barlow-Ojibway. Conséquemment, la roche de fond est enfouie, dans la plus grande partie de la région, sous une couche de limons de lac glaciaire reposant sur du till glaciaire. Il est probable que toutes les collines étaient entièrement submergées à une certaine époque, mais par la suite plusieurs d'entre elles ont évidemment émergé sous forme d'îles et les substances les plus fines ont été balayées de leurs parties supérieures par l'action des vagues. Nous avons cependant observé des monticules et des terrasses de galets arrondis sur les sommets ou près des sommets même des plus hautes collines. Les dépôts glaciaires et de lac glaciaire ont aussi été enlevés à certains endroits, le long des berges des cours d'eau, et sur les rivages et les bords des îles des lacs actuels.

Un esker bien en relief traverse toute la région de la carte en direction nord-sud, à une distance variant d'environ deux milles et demi à quatre milles de sa limite ouest. Son parcours est de quatre à neuf

milles à l'est de la rivière Harricana et il marque sans doute un cours glaciaire récent de cette rivière. Vers le nord, l'esker continue à travers la partie est de la région de la rivière Gale jusqu'à sa limite nord, à la latitude  $49^{\circ}30'$ , et c'est probablement le prolongement du même esker vers le sud qui s'étend à travers la région de Duvernoy dont la limite sud se trouve à la latitude  $48^{\circ}30'$ . Ceci lui donnerait une longueur minimum de soixante-quinze milles.

Un deuxième esker, plus petit, s'étend vers le nord depuis la limite sud de la région, le long du côté ouest et au nord du lac Gastagnier. Nous avons observé dans l'angle nord-est de la région d'autres petites élévations qui ont probablement l'origine d'un esker.

Il y a de grandes plaines de sable le long du grand esker décrit en premier lieu, particulièrement entre le lac Obalski et la limite nord du canton de Castagnier. Ces plaines de sable se sont probablement développées en grande partie par la suite de l'action des vents sur l'esker " (p. 16-17)

Il faudra attendre le travail de Blanchard ( 1954) pour avoir une description d'ensemble de la topographie et des formes du relief. Mais il restait encore beaucoup à préciser et même à redresser à la suite de son étude. En effet, il ne disposait, à l'époque, d'aucune carte topographique à petite échelle de la région et les cotes d'altitudes étaient rares. Persuadé qu'il est du pouvoir excavateur des glaciers, il avoue pourtant qu'en Abitibi " ce creusement n'a guère eu l'occasion de se manifester" (p. 169). Aussi en conclut-il " qu'ici l'essentiel de son activité s'est effectué dans le sens de l'accumulation" (p. 169). On trouve, dans son travail, une description de la couverture glaciaire, du manteau d'argile ( le lac Ojibway), de la ligne de partage des eaux, des terrasses lacustres et quelques hypothèses sur l'origine du lac.

La géologie de Québec de Dresser et Denis (1946) contient aussi plusieurs pages sur le Quaternaire de la région d'Abitibi. Toutefois, les auteurs reprennent et commentent plusieurs rapports antérieurs émanant de la Commission géologique du Canada et du Ministère des Richesses naturelles.

Outre les travaux de Blanchard (1954) et de Dresser et Denis (1946), le seul travail important, digne d'être signalé, est celui de Blake (1953) sur la région du lac Waswanipi. Son travail contient un comptage de varves sur la rive Nord de la baie Sud-Ouest de ce lac.

Il existe, bien entendu, de nombreux autres travaux dans lesquels on trouve des renseignements sur la géologie du Quaternaire de la région, mais dans la plupart des cas, les auteurs nous fournissent de brèves et vagues informations sur le relief ou le réseau hydrographique, ou encore nous fournissent de brefs renseignements sur les dépôts meubles, les terrasses lacustres (Weber et Latulipe, 1964, p. 4) ou les eskers (Deland et Grenier, 1959, p. 54) pour ne mentionner que ces quelques exemples.

## 2. Travaux actuels

Ce n'est toutefois qu'en 1971 que débutèrent les premiers travaux détaillés sur la géologie du Quaternaire alors que nous cartographiâmes partiellement la région Amos-Taschereau. Au cours des étés

1972 et 1973, ce projet de cartographie des dépôts meubles fut élargi et vingt-cinq cartes topographiques furent couvertes. Bertrand Warren, géologue au Ministère des Richesses Naturelles a poursuivi, quelques années avant nous et aussi en 1971, une prospection détaillée des eskers en Abitibi. En 1971, le Ministère des Richesses Naturelles entreprenait un vaste programme d'échantillonnage de la moraine de fond à partir de forages avant tout.

## 2. Grands traits de la géomorphologie

Sur le plan physiographique, la région à l'étude nous apparaît généralement comme une vaste plaine d'argile avant tout, d'où pointent, ici et là, des collines rocheuses et de nombreux eskers. Toutefois, lorsqu'on parcourt en détail la région ou encore lorsqu'on examine les cartes topographiques, cette impression d'ensemble, contrairement à ce que le prétendait Blanchard (1954, p. 165) qui disait que l'Abitibi procurait, à perte de vue, l'impression de planitude, d'horizontalité, s'estompe. De plus, il y a des différences notables entre les parties Nord et Sud de la région.

La partie Nord de la région est relativement uniforme, d'une altitude moyenne de 1,000 pieds. Le relief local est généralement peu marqué. Elle renferme toutefois un micro-relief assez élaboré grâce aux nombreux ravins, peu profonds cependant, aux affleurements rocheux qui émergent çà et là à travers les sédiments meubles et grâce surtout



aux eskers. On y trouve ici et là quelques collines rocheuses dominant de plusieurs centaines de pieds la plaine environnante, telles les collines Oditan, Nissing, Chicobi, Gemini, t anginan et plus au Nord de la région à l'étude, les collines Disson, Hedge, Saucer, Plamondon et Hébert. La plupart de ces collines dépassent 1,500 pieds d'altitude. Aucune direction d'ensemble ne semble gouverner ces collines: les Nissing s'orientent Est-Ouest, les Gemini Nord-Sud, les Hedge, Saucer et Plamondon, NO-SE, reflétant, apparemment, une tectonique complexe.

Par contre, la partie Sud, est beaucoup plus accidentée et renferme plusieurs alignements discontinus de collines et aussi de nombreuses bosses rocheuses dont la répartition et l'allure sont d'ailleurs déconcertantes. Bref, elle comporte de nombreuses collines qui en font une région fort accidentée. Ainsi, pour ne mentionner que quelques exemples, la région de Destor, au NNE de Rouyn-Noranda, se caractérise par la présence de hautes élévations rocheuses et étroites, aux parois abruptes. On y trouve également des crêtes allongées, aux flancs nus, abrupts et rugueux. On a ainsi une impression de déchiquetage ; en effet, les arêtes ne sont pas continues.

Lorsqu'on emprunte la route régionale de Macamic à Rouyn-Noranda, on remarque, au Sud de la plaine d'argile, dans la région de Poulariès, une succession de crêtes et de bosses rocheuses à flancs raides cernant de petits espaces plats où se situent quelques maisons de ferme. Le paysage est âpre et très sévère. Il fait partie des collines Destor qui culminent à 1517 pieds d'altitude, puis des Abijévis

orientés N-S qui atteignent 1655 pieds et des collines de Manneville ( 1600 pieds ). Cette rangée de collines se prolonge vers l'Est en une série de crêtes dominant de plusieurs centaines de pieds les lacs Preissac et La Motte. En effet, dans la région du lac Preissac, certains sommets atteignent plus de 1,300 pieds , tandis qu'à l'Ouest du lac La Motte, ils atteignent 1,250 pieds. Plus à l'Est, entre Lacorne et le lac Fiedmont, au Sud de Barraute, se dressent plusieurs alignements rocheux orientés N-S dont les plus hautes collines culminent à plus de 1,250 pieds. Ces collines ont un sommet relativement plat et se trouvent à peu près à la même élévation, ce qui laisse supposer qu'on est en présence de lambeaux d'un ancien plateau profondément disséqué par l'érosion qui s'est exercée au cours de son soulèvement. Les roches sous-jacentes consistent en granites et roches volcaniques. Les régions les plus élevées consistent avant tout en roches granitiques qu'on désigne sous le nom de batholite de Lacorne ( Tremblay,L.P., 1950, p.3). Blanchard ( 1954, p. 176 ) interprète ces collines comme des monadnocks de roches dures surplombant ce qu'il appelle une pénéplaine.

### 3. Description des sédiments meubles et stratigraphie

La géologie du Quaternaire, résumée dans le tableau des formations ( tabl. 1 ), est fondée sur l'étude d'une centaine de coupes géologiques dont l'épaisseur varie d'une dizaine de pieds à

Chrono- stratigraphie			Formations		
CÉNOZOÏQUE	QUATÉNAIRE	HOLOCÈNE	8. Alluvions de plaine d'inondation : sable surtout, un peu de silt et de tourbe.		
			7. Dépôts de marécage : tourbe surtout, un peu de terre noire.		
			6. Sédiments éoliens : sables bien classés provenant du remaniement des sédiments lacustres et fluvioglaciaires; généralement sous forme de dunes bien définies.		
			5. Sédiments lacustres:		
				PLÉISTOCÈNE	a. Sables deltaïques: sable moyen à grossier; comprennent occasionnellement des granules.
					b. Sable et gravier: ces sédiments proviennent avant tout du remaniement des matériaux d'esker.
					c. Silt et argile massives: argile gris clair avec occasionnellement des cailloux; parfois calcareuse.
					Argile varvée: sédiments du lac glaciaire Barlow-Ojibway; silts et sable feuilletés et argile vaseuse.
		WISCONSIN	4. Sédiments d'esker et associés: eskers, deltas d'esker. Ces sédiments peuvent être divisés en deux catégories: 1. sable fluvioglaciaire et, 2. gravier fluvioglaciaire avec cailloux. Les eaux du lac glaciaire Barlow-Ojibway ont, à plusieurs endroits, remaniés profondément ces sédiments.		
			3. Epanchages fluvioglaciaires : terrasses de Kame, Kames: sable et gravier avant tout.		
			2. Sédiments morainiques: matériaux hétérogènes de toutes dimensions; compacts, gris clair à gris foncé parfois calcareux. Ces sédiments sont remaniés par endroits par les eaux du lac glaciaire. Les remaniements ne sont pas toujours évidents.		
Discordance					
		PRÉCAMBRIEN	1. Roche en place.		

environ 75 pieds. Les coupes les plus représentatives, qui ont servi de base à l'établissement de la stratigraphie du Quaternaire, se rencontrent notamment dans les nombreuses gravières en exploitation ou abandonnées à même les eskers. Les plus significatives de ces coupes se trouvent dans une gravière au Sud de l'ancien aéroport d'Amos où nous avons pu suivre, durant plus d'un mois, au cours de l'été 1971, son évolution. On trouve aussi de très belles coupes dans la mine à ciel ouvert de la Cadillac Molybdenite, sur les versants des collines Kékéko (S-O de Rouyn-Noranda) et à proximité de l'aéroport de Rouyn.

La région à l'étude ne semble renfermer, dans l'état actuel de nos connaissances, qu'un seul till. Les nombreux forages effectués dans la région de 1971 à 1972 en vue d'échantillonner la moraine de fond semble confirmer cette assertion. Aussi, est-il possible de prétendre que l'Abitibi fut entièrement couverte de glace au cours du Wisconsin et qu'elle ne fut en aucun cas libre de glace pendant un stade quelconque du Wisconsin. Tous les sédiments que nous décrirons ici datent donc de la dernière période du Quaternaire et sont wisconsinien et récents.

#### 1. Moraine de fond

La moraine de fond affleure à plusieurs endroits et représente le plus ancien sédiment de la région. Les coupes-types se trouvent dans la mine à ciel ouvert de la Cadillac Molybdenite, au

N-E d'Amos entre Amos et St-Maurice-de-Dalquier et à l'Ouest de Preissac. A certains endroits, les coupes nous ont fait voir des épaisseurs de sédiments morainiques supérieures à 20 pieds.

En règle générale, la moraine de fond ne fait pas effervescence à l'acide chlorhydrique. Sa couleur, eu égard à sa composition lithologique, va de gris clair, 10 YR 5/1, à gris foncé, 10 YR 3/1 (charte de couleurs Munsell). Toutefois, nous avons trouvé à quelques endroits de la moraine de fond calcaireuse, par exemple au Sud de La Motte en bordure du lac Malartic, au Nord de Mancebourg, au Nord de Vautrin dans le Canton Villemontel et au S-O de Roquemaure.

Les éléments grossiers de la moraine consistent avant tout en gravier et cailloux avec de nombreux blocs noyés dans une matrice surtout sablonneuse (ph.1 ). Des analyses granulométriques, effectuées sur une vingtaine d'échantillons, montrent qu'elle renferme de 10 à 40% de gravier, 40 à 80% de sable et 2 à 25% de silt et d'argile. Elle est généralement très compacte, cette compacité étant toutefois fonction des pourcentages de silt et d'argile ou encore de sable comme matrice. Les cailloux incorporés à la moraine de fond possèdent des caractères morphométriques assez constants. En effet, ils sont ordinairement peu aplatis et peu émoussés. Cependant, dans certaines localités, nous avons pu observer des cailloux bien arrondis possédant des caractéristiques morphométriques propres aux sédiments fluvioglaciaires. Ces cailloux arrondis semblent indiquer

que le glacier a, au cours de sa progression, incorporé, à sa base, des matériaux provenant des eaux de fusion glaciaire ou encore que le glacier a, durant son retrait bougé localement et, par le fait même, remanié des sédiments fluvioglaciaires antérieurement déposés.

Il est souvent difficile, sinon impossible, de déterminer si la partie superficielle de la moraine de fond est remaniée ou non. Toutefois, là où le remaniement était évident, nous avons observé, à la partie supérieure de la coupe, des lits de granules ou de gravier d'intercalés dans les sédiments morainiques ou encore de petites lentilles de sable présentant des lits frontaux ou entrecroisés. Quelquefois, nous pouvions apercevoir un pavage de cailloux ou blocs reposant sur la moraine de fond, les éléments fins ayant été enlevés par les eaux du lac glaciaire. On peut, semble-t-il, à la lumière des nombreux affleurements morainiques observés, notamment à l'Ouest d'Amos où ces sédiments couvrent de vastes superficies vers 1,050 pieds d'altitude, en conclure que les sédiments morainiques n'ont guère été remaniés à cette altitude. De plus, la plaine d'argile ne dépasse guère l'altitude de 1,050 pieds. Sa limite supérieure, comme nous les verrons plus loin, correspond à peu près à l'isophyse de 1,050 pieds.

En quelques endroits la moraine de fond repose sur des sédiments fluvioglaciaires. Ainsi, au Nord de Mancebourg, une nappe morainique d'une dizaine de pieds d'épaisseur recouvre des sédiments

fluvioglaciaires. Dans une gravière à l'Ouest d'Amos, nous avons observé un horizon relativement continu de 10 à 15 pieds d'épaisseur intercalé entre des sédiments fluvioglaciaires faisant partie d'un esker. Les sédiments fluvioglaciaires sous-jacents nous ont fait voir des sables fins à grossier stratifiés sans aucune déformation, ce qui laisse supposer qu'ils étaient certes gelés lorsque le glacier les recouvrit. En un endroit, nous avons trouvé de la moraine de fond reposant sur des sédiments lacustres, en occurrence des varves où l'on pouvait observer des micro-failles, des plissements ainsi que des injections de sédiments morainiques ressemblant à des pseudo-nodules et cela à plus de 5 pieds au-dessous du contact entre les sédiments morainiques et les varves, contact qui était relativement linéaire.

Cette unité inclut également de vastes régions recouvertes d'une mince pellicule de moraine d'ablation qui consiste avant tout en cailloux et blocs anguleux à sub-anguleux avec une matrice sablonneuse. Dans les régions les plus accidentées: collines Destar et Abijévis, collines de Lacorne situées dans la partie centrale de la région étudiée, ainsi que sur les hautes terres au Sud de Cadillac, les plus grandes épaisseurs de moraine de fond se trouvent le long des vallées. Nous y avons aussi inclut des petites crêtes morainiques (Washboard moraines) de 4 à 7 pieds de haut, notamment aux environs de Barraute, Taschereau et Calamite River ( N-O de La Sarre).

## 2. Sédiments fluvioglaciaires

Les phénomènes résultant d'une fusion glaciaire importante sont relativement nombreux et souvent impressionnants. Par contre, les formes dues à l'érosion glaciaire, telles les roches moutonnées, sont plutôt rares. La majorité de ces formes se trouve apparemment masquée par de fortes épaisseurs de sédiments lacustres. Les travaux effectués sur le terrain, au cours des étés 1971 à 1973, nous permettent de supposer que les cours d'eau de fonte, dévalant des glaciers, étaient ici peu abondants pour permettre l'accumulation de vastes quantités de matériaux en avant du front glaciaire et que les eaux de fusion étaient, selon toute vraisemblance, concentrées, avant tout, dans les tunnels sous-glaciaires ou des cours d'eau supra-glaciaires.

### a. Eskers

#### Caractéristiques topographiques des eskers (Ph 1a, 1b et 1c)

Les caractères topographiques des eskers sont très variables d'un esker à l'autre et à l'intérieur d'un même esker. Certains eskers surplombent de plusieurs centaines de pieds la plaine d'argile. D'autres sont partiellement recouverts par les sédiments lacustres ou encore sont relativement discontinus, se présentant sous forme de multiples segments de longueurs diverses. D'autres enfin sont entièrement masqués et ne sont décelables que grâce à des



gravières le long de leur parcours. Dans la majorité des cas , les formes originales des eskers ont été modifiées, notamment par l'érosion lacustre , en occurrence lors de la formation du lac glaciaire Barlow-Ojibway, ou encore par la fusion tardive de masses de glace enfouies sous les sédiments ou lors de la fusion des parois glaciaires qui servaient de surface de déposition aux sédiments, ce qui eut pour effet de causer des glissements de matériaux , glissements qui se traduisent par la présence de nombreuses déformations dans les sédiments fluvioglaciaires. Quant aux autres modifications, elles sont, pour la plupart, attribuables à l'activité éolienne qui a été très active à proximité et sur les versants de certains eskers, au fur et à mesure que les eaux lacustres se retiraient.

Les eskers ou les parties des eskers qui ont subi l'influence des eaux lacustres ont des caractéristiques topographiques nettement différentes de ceux qui n'ont subi aucune ou peu de modifications. Ainsi , les parties des eskers situées au-dessus du niveau maximum atteint par les eaux lacustres se caractérisent par une topographie plus accidentée, avec des crêtes très proéminentes aux pentes raides ( $20^{\circ}$  à  $30^{\circ}$ ). Les Kettles sont plus nombreux et mieux définis. De plus, on peut voir, à ces niveaux, notamment sur l'esker à l'Ouest d'Amos, des évidences de l'action des eaux de fusion glaciaire sur la crête principale de l'esker et sur les versants de la crête. Celles-ci se traduisent soit par de petits

épandages de sable et de gravier soit par des chenaux de fusion glaciaire qui entaillent ou circulent à travers des segments d'eskers, soit encore par des successions de crêtes rappelant des eskers anastomosés.

Quant aux eskers situés en deçà de la limite atteinte par les eaux du lac Barlow-Ojibway, ils présentent des caractères nettement différents: escarpements d'érosion très nets ( fig. 2 ), rivages de blocs, cordons littoraux, plages, concentrations de blocs. De nombreuses plages ont été parfois édifiées de part et d'autre des eskers. Ces plages atteignent parfois des largeurs considérables : 1,000 à 2,000 pieds, par exemple sur l'esker de Matagami dans sa partie située entre Amos et Barraute. Une plage bien développée se trouve sur l'esker d'Amos ( fig. 2 ) au Sud du lac Beauchamp où elle culmine vers 1,200 pieds d'altitude. Un pavage de cailloux et de blocs recouvre le bas de la plage ( foreshore) et aussi la partie externe du haut de plage (backshore). D'immenses blocs erratiques sont alignés sur le haut de plage. On trouve en association avec cette plage de nombreux cordons littoraux successifs. Sur les eskers qui ont subi des modifications les kettles sont moins évidents et sont, en tout ou en partie, masqués par les sédiments lacustres. Quant aux versants des eskers, ils ont des pentes plus douces (  $5^{\circ}$  à  $10^{\circ}$  ).

Les lignes de fautes de la majorité des eskers sont rarement continues et la hauteur des crêtes varie considérablement sur de courtes distances. De plus, les eskers sont souvent interrompus par des brèches de dimensions diverses. Ces discontinuités sont vraisem-

blement dues au fait que les sédiments ont été entièrement érodés ou encore qu'il n'y a pas eu, à ces endroits, de déposition. La plupart des eskers ont une orientation à peu près parallèle à celle de l'écoulement glaciaire et présentent un alignement général NNO-SSE (fig 5). L'étude des eskers ne nous permet pas, du moins pour le moment, de supposer qu'ils suivent les vallées principales ou encore qu'ils ont été mis en place le long de zones de failles ou d'accidents tectoniques quelconques. La seule influence tectonique certaine se trouve dans la région de Barraute où un segment d'esker suit la ligne de faille de la rivière Laflamme et prend une orientation NNE-SSO.

Il existe, le long de certains eskers, des formes très caractéristiques. A certains endroits, nous avons pu observer des lambeaux de formes allongées présentant parfois un aspect triangulaire avec un sommet pointant vers la partie amont. Ces formes allongées ou crêtes, d'orientations diverses, rappelaient des eskers anastomosés et ne dépassaient rarement une vingtaine de pieds de hauteur. Ces crêtes sont en général localisées sur les parties externes des eskers et leur hauteur est toujours inférieure à celle de la crête principale de l'esker. Elles sont très difficiles, sinon impossibles, à reconnaître sur les photographies aériennes par suite de la présence du couvert forestier. Ces crêtes ont vraisemblablement pris naissance dans des régions discontinues de glace stagnante à proximité du front glaciaire. La glace devait alors être sillonnée de fractures formant des rectangles irréguliers par suite de fissures transversales. Les eaux de fusion glaciaire devaient,

à leur sortie du tunnel sous-glaciaire, par suite de la forte pression hydrostatique, jaillir vers le haut entre les blocs de glace et s'écouler dans diverses directions.

Les dimensions des eskers varient également. Certains s'allongent sur plusieurs dizaines de mille de long, avec seulement de courtes interruptions, comme l'esker de Matagami, d'autres sont plus courts et n'ont que quelques milles ( figure 5 ). La plupart des petits eskers sont sinueux et relativement discontinus .Il est parfois difficile de suivre ces petits eskers sur de longues distances ou encore d'affirmer que les segments d'esker discontinus, mais présentant le même allignement, correspondent à un seul et même esker. Ceci est dû au fait que les petits eskers sont, par endroits, en tout ou en partie masqués par des sédiments lacustres. Nous avons eu l'occasion d'étudier quelques-uns de ces petits eskers à l'Ouest de Ste-Gertrude et au S-O de Villemontel. Il est fort possible que ces petits eskers atteignent une plus grande extension que ne le laissent croire les photos aériennes.

Quant aux gros eskers, comme celui à l'Ouest d'Amos qui se prolonge vers le Nord en passant par les lacs Beauchamp, Davy et Berry et vers le Sud en passant à l'Ouest d'une ligne reliant Harricanaw-Ouest et La Motte, ou encore celui qui passe par Launay, leur axe correspond approximativement à la direction générale de l'écoulement glaciaire. (fig. 5). Ils présentent des caractéristiques topographiques beaucoup plus complexes que les petits eskers. Comme ces eskers ont subi des

remaniements, il est très difficile, dans l'état actuel de nos connaissances, du moins pour ceux étudiés, de dire s'il existe un rapport entre la longueur, la largeur et la hauteur. Les deux eskers ci-dessus ont des largeurs variant entre 1,000 et 2,000 pieds et leur hauteur peut atteindre 75 à 150 pieds. L'esker d'Amos se termine à sa partie aval par un delta d'esker qui domine de plusieurs centaines de pieds la surface environnante. Il existe également des formes topographiques caractéristiques le long de certains eskers, correspondant vraisemblablement à des deltas d'esker qui ont pris naissance soit au cours de pauses glaciaires ou encore parce que les eaux de fusion glaciaire aboutissaient dans le lac glaciaire. Généralement, ces deltas ont une forme triangulaire allongée dont le sommet pointe vers l'amont. Certains ont un réseau complexe de crêtes dont la disposition rappelle celle des chenaux anastomosés. Mais comme ces deltas d'esker ont subi d'importantes modifications lors de l'existence du lac glaciaire Barlow-Ojibway, la plupart de ces réseaux sont difficiles à identifier puisqu'ils sont partiellement masqués par des sédiments de rivage ou encore par l'édification sur ce réseau de dunes. Au Sud du lac Beauchamp, on observe, dans la partie Nord de l'un des segments de l'esker, un évasement de l'esker, ressemblant à un delta d'esker, mais cette fois-ci l'élargissement est vers l'amont, pour des raisons que nous ignorons complètement. Ce segment d'esker se termine au Nord par un escarpement très net qui correspond au front du delta. Les lits frontaux indiquent un écoulement des eaux de fonte vers le Nord.

L'esker de Matagami se distingue nettement des autres eskers. Aussi mérite-t-il d'être décrit séparément. Il a fait l'objet

d'une étude détaillée de la part de Michel Allard dans le cadre d'une thèse de maîtrise. Cet esker mesure environ 174 milles de long et débute à 78 milles au S-E de l'embouchure de la rivière Harricanaw. A partir de son extrémité Nord jusqu'à l'endroit où il s'éloigne de la route de Matagami, il a une orientation NO-SE (fig. 5), puis suit une orientation NNO-SSE sur une distance de 50 milles, soit jusqu'au lac Obalski. A partir de ce dernier endroit, il devient plus sinueux comme nous le laisse voir la figure 5. Ses dimensions varient d'une localité à l'autre. En effet, il est étroit et souvent discontinu dans sa partie Nord, jusqu'au Sud du lac Obalski, tandis que, dans sa partie Sud, il a des dimensions parfois imposantes.

Le long de la route de Matagami, soit dans sa partie Nord, l'esker consiste en une succession de crêtes relativement étroites et linéaires, de longueurs variables, avec ici et là des élargissements. Dans leurs parties les plus étroites, les crêtes ont une largeur de 200 à 500 pieds, tandis que dans leurs parties les plus larges, elles ont 1,800 à 3,000 pieds. Quant à la hauteur des crêtes, elle domine d'une soixantaine de pieds la plaine d'argile. Par contre, dans sa partie Sud, il est beaucoup plus sinueux et plus continu et présente une ligne de crête moins nette. Il est, dans son ensemble, plus aplati et ressemble davantage à un épandage fluvioglaciaire. Il domine d'environ 280 pieds la plaine d'argile et a une largeur maximum de 14,500 pieds.

#### Caractéristiques sédimentologiques des eskers

Les matériaux\* des eskers étudiés varient considérablement d'un esker à l'autre et à l'intérieur d'un même esker ( ph.2).

---

\* Plus de 400 échantillons de sable et de gravier furent prélevés et analysés sur le terrain et en laboratoire.

Ce matériel peut se diviser en deux catégories, compte tenu de la vélocité des eaux de fusion glaciaire circulant dans la glace : 1<sup>o</sup> le sable fluvioglaciaire et 2<sup>o</sup> le gravier fluvioglaciaire avec de nombreux cailloux qui constitue le matériel le plus abondant. Au point de vue granulométrique, les sédiments d'esker consistent avant tout en sable et gravier stratifiés avec de nombreux cailloux. Les graviers et les cailloux varient dans une proportion de 20 à 80 %, le sable dans une proportion de 25 à 75 %, le reste consistant en particules de la taille des argiles et des silts qui ne représentent jamais plus de 2 %. Certaines coupes nous ont montré uniquement des graviers et des cailloux atteignant parfois des épaisseurs supérieures à 30 pieds, ce qui témoigne certes de l'intensité et de la régularité du débit des eaux de fonte.

On trouve occasionnellement, près de la surface, des poches de matériaux morainiques avec de nombreux blocs très angulaires. Comme ces blocs ne peuvent provenir que de la surface glaciaire, aussi sommes-nous forcés de croire que certains eskers, ou du moins certaines parties, se sont apparemment formés à l'air libre dans d'immenses crevasses glaciaires.

Une gravière au Sud du lac Beauchamp ( Ouest d'Amos ) nous a permis d'étudier en détail la direction et l'inclinaison des lits frontaux . Une centaine de mesures fut prélevée à différents niveaux. Ce segment de l'esker présentait une orientation NO-SE et la majorité des lits obliques indiquait un écoulement principal des eaux de fusion glaciaire en direction du SO. On a observé toutefois une vingtaine de lits obliques vers le NO et l'Ouest.

Cette gravière nous a fait voir de brusques changements dans la grosseur des matériaux sur de très courtes distances, changements qui reflètent les variations de température et aussi celles des apports d'eaux de fonte. A plusieurs endroits, nous avons trouvé des épaisseurs parfois considérables de sédiments morainiques reposant sur les sédiments fluvioglaciaires ( ph.3). Toutefois, ces matériaux se localisaient avant tout à la partie supérieure des coupes, ce qui nous permet de supposer que ces débris sont apparemment d'origine supraglacière et qu'ils ont été *dompés*, au cours de la fusion de la glace, dans d'immenses crevasses ou fractures. Quelques structures en dôme furent aussi observées à quelques endroits, structures dues au fait que les eaux de fonte s'écoulaient dans diverses directions par suite de la présence d'obstacles. A un endroit, à l'Ouest d'Amos, nous avons trouvé, dans la partie centrale de l'esker, des sédiments morainiques d'une quinzaine de pieds d'épaisseur intercalés entre des sédiments fluvioglaciaires ( ph. 4 ), ce qui indique que la glace était encore active au cours de la mise en place de l'esker.

De nombreuses failles et cassures affectent les sédiments fluvioglaciaires dans cette gravière. Se sont-elles produites par affaissements alors que le matériel fluvioglaciaire était gelé ou bien simplement par affaissement dans du matériel non consolidé par suite de la fusion de blocs de glace enfouis? Sont-elles synchrones ou postérieures à la mise en place des sédiments lacustres? Une coupe nous a montré une vingtaine de pieds de sables et argiles lacustres reposant directement sur plus de quinze pieds de sédiments fluvioglaciaires. Le matériel fluvioglaciaire sous-jacent renfermait de nombreuses failles alors que le matériel lacustre n'en renfermait aucune, ce qui nous laisserait supposer que la glace enfouie sous les sédiments fluvioglaciaires était complètement fondue lors de la déposition des sables et

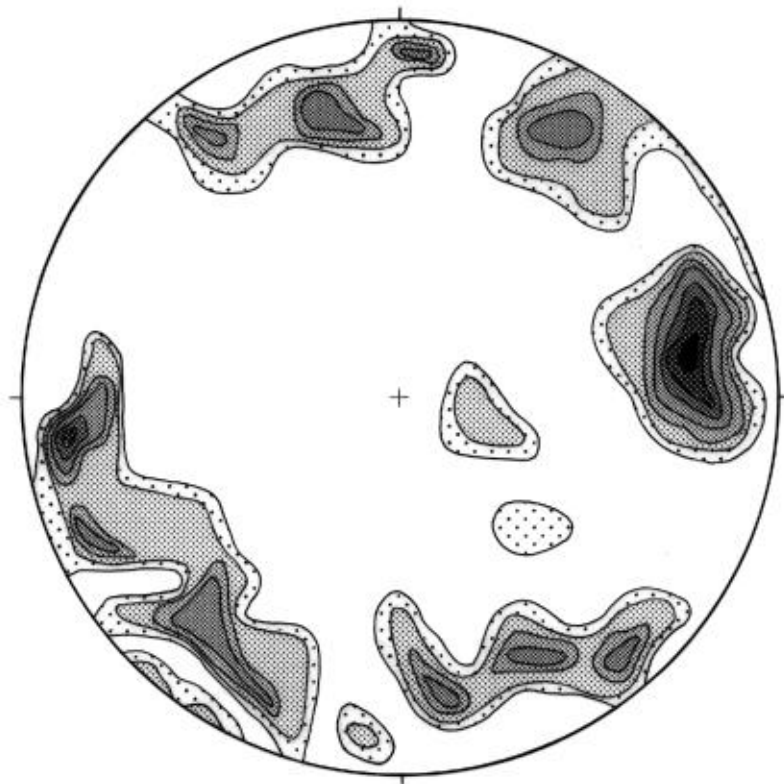


argiles lacustres. Cette explication ne vaut toutefois pas pour d'autres gravières où nous avons observé des sédiments lacustres avec de nombreuses micro-failles recouvrant des sédiments fluvioglaciacaires faillés.

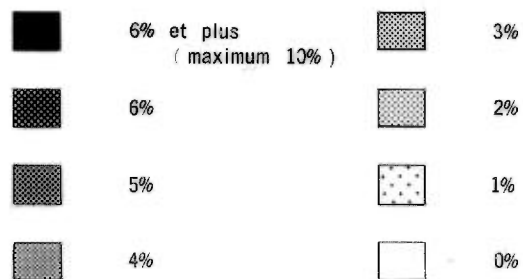
Le long de quelques failles s'observent parfois des ferruginisations. Comme elles se localisent avant tout le long des failles, et non dans les sédiments fluvioglaciacaires pourtant perméables situés de part et d'autre, il faut bien admettre que les infiltrations d'eaux chargés en hydroxydes ferriques n'ont circulé que dans les fentes. Pour ce faire, il a fallu que les matériaux fluvioglaciacaires fussent entièrement perméables, ce qui oblige à admettre qu'ils étaient gelés. L'étude détaillée d'une centaine de failles effectuée dans une trentaine de localités différentes dans la région étudiée nous amène à croire que ces failles et cassures ont pu se produire de différentes manières. Il semble, en effet, exister différents types de failles : normales et inverses, avec ou sans remplissage, inclinées, mais encore une fois il n'est pas facile d'en faire une classification valable, classification qui ne pourrait, semble-t-il, que faciliter leur interprétation.

Une étude détaillée de la direction et de l'inclinaison des lits frontaux fut également effectuée dans un esker aux environs de Marlatic où plus de 75 mesures furent faites. Le diagramme des pôles des lits frontaux ( fig. 3) montre un écoulement principal des eaux de fusion glaciaire vers le S-O et le S. On observe toutefois un écoulement secondaire important vers l'Est.

PROJECTION POLAIRE ÉQUIARÉALE DES PÔLES DES LITS  
FRONTAUX DANS UN ESKER AUX ENVIRONS DE MALARTIC  
(HÉMISPHERE SUPÉRIEUR)



DENSITÉS DE POINTS EN % POUR 1% DE LA SURFACE DU CERCLE



Nombre de lits frontaux mesures : 75

Direction générale du mouvement glaciaire

La plupart des chercheurs attribuent les eskers aux cours d'eau sous-glaciaires sillonnant l'inlandsis lors de sa récession. Cette position est à peu près généralement admise. Il n'y a aucun doute que plusieurs eskers ont été formés par des cours d'eau sous-glaciaires à l'intérieur même de la glace ou encore en avant du front glaciaire lorsque les cours d'eau sous-glaciaires débouchaient dans le lac proglaciaire (comme en témoigne la présence de deltas d'eskers). Toutefois, les très gros eskers, comme celui à l'Ouest d'Amos, ou l'esker de Matagami dans sa partie Sud, qui atteignent plusieurs centaines de pieds de hauteur et parfois plusieurs milles pieds de largeur, semblent difficilement explicables dans l'hypothèse de cours d'eau sous-glaciaires. En effet, il faudrait supposer la présence d'immenses tunnels. Aussi croyons-nous que certains gros eskers ont pu, en tout ou en partie, se former à l'air libre dans d'immenses crevasses glaciaires. Charlesworth, dans son manuel " The Quaternary Era ", en conclut que les eskers peuvent être formés par des cours d'eau sous-glaciaires ou supra-glaciaires.

b . Épandages fluvioglaciaires et terrasses de kame

Les sédiments constituant les épandages fluvioglaciaires et les terrasses de kame, même s'ils sont cartographiés séparément, sont, pour la plupart, associés génétiquement aux eskers. On trouve, cependant, plusieurs exceptions à ce mode de mise en place des sédiments. En effet, de vastes quantités de sédiments fluvioglaciaires se localisent sur les versants de certaines collines, telles les collines Rifted à l'Ouest du lac Obalski, les Kékéko au S-O de Rouyn, les Nissing au N-E de Macamic. De plus, il est intéressant de remarquer que c'est avant tout dans leurs parties Sud que se situent les sédiments. Aussi, est-il possible de supposer que, lors de leur mise en place, le front glaciaire s'appuyait sur la partie Nord de ces collines. On trouve également, ici et là, plusieurs petits îlots de sédiments fluvioglaciaires.

En règle générale, les épandages fluvioglaciaires se situent à proximité des eskers et semblent plus nombreux là où les dimensions des eskers diminuent où encore là où ils se perdent dans la plaine lacustre. Ces épandages ont, apparemment, pris naissance là où les eaux de fusion glaciaire se déversaient dans les eaux du lac glaciaire Barlow-Ojibway en avant du front glaciaire, ou encore au contact de la glace et de collines.

Au point de vue sédimentologie, les matériaux constituant ces épandages fluvioglaciaires possèdent à peu près les mêmes caractéristiques que ceux des eskers, allant des sables aux graviers avec de nombreux cailloux (ph.5). En plusieurs localités, comme par exemple dans la partie Est des collines Kékéko, où les sédiments fluvioglaciaires forment un épandage se prolongeant vers le Sud par une traînée alluviale proglaciaire, ils consistent, dans leur partie aval, presque exclusivement en sable fin à moyen.

### 3. Sédiments glacio-lacustres

Les sédiments décrits précédemment sont, en tout ou en partie, recouverts par les sédiments du lac glaciaire Barlow-Ojibway, notamment par des argiles varvées.

#### a. Argiles varvées \*

Dans la région étudiée, les argiles varvées sont généralement comprises entre 900 et 1,050 pieds d'altitude. Nous avons bien trouvé à un endroit, à l'Ouest des collines Nissing, de l'argile varvée vers 1,100 pieds, mais il s'agissait, apparemment, d'une masse d'argile transportée au cours d'une oscillation locale du front glaciaire. Les coupes d'argiles varvées sont peu abondantes et pas toujours propres. De plus, les hauteurs des coupes visibles sont souvent faibles: 5 à 10 pieds. Une dizaine de coupes seulement fut rencontrée au cours des travaux de terrain et parmi celles-ci seulement trois nous permirent d'effectuer des mesures complètes à l'Est de Rouyn-Noranda, au N-O de Preissac et à proximité de Colombière.

Ces coupes nous ont permis de constater que l'épaisseur des varves variait parfois considérablement d'une localité à l'autre. Les varves sont généralement plus épaisses dans la partie inférieure des coupes que dans leur partie supérieure. Certaines coupes, d'une puissance inférieure à 10 pieds, nous ont montré le contraire, du moins à leur partie supérieure, leur base étant masquée. Les varves étaient plus épaisses vers le haut de la coupe que vers le bas. D'autres coupes ne contenaient que des varves relativement uniformes : 5mm par varves et montraient exceptionnellement quelques cailloux. Les cailloux incorporés aux varves sont relativement rares. En effet, des cailloux incorporés aux argiles varvées ne furent rencontrés que dans cinq localités et uniquement dans la partie supérieure des coupes. Ces cailloux se localisaient indifféremment dans les lits d'été ou d'hiver. La seule explication possible, concernant la présence de cailloux dans les lits grossiers, donc d'été, réside dans un transport par des radeaux de glace flottante.

---

\* On trouvera en appendice les caractéristiques sédimentologiques détaillées des coupes de varves étudiées.

Par contre, il nous apparaît difficile d'expliquer comment les cailloux peuvent se déposer dans des lits d'hiver puisque la surface du lac était gelée.

L'épaisseur relative des lits: lits d'été et lits d'hiver, va de 6 pouces pour les lits d'été à 1 pouce pour les lits d'hiver. Dans une coupe, nous avons toutefois observé des épaisseurs relatives allant de 1 pouce pour les lits d'été à plus d'un pied pour les lits d'hiver. De telles variations dans l'épaisseur des lits peuvent s'expliquer par le fait que les varves proximales, près du front glaciaire, notamment durant les pauses glaciaires, sont plus épaisses, voire même très épaisses parfois. Ces varves très épaisses peuvent aussi être dues à un retrait glaciaire rapide. En effet, selon Charlesworth, les varves sont plus épaisses dans les régions où le retrait glaciaire s'est effectué rapidement.

Dans une coupe, nous avons remarqué que les couches foncées contenaient une quantité importante de sable fin très silteux avec quelques granules. Des échantillons recueillis dans cinq lits différents ont montré que ces lits contenaient des pourcentages de sable variant de 5 à 25% et de gravier de 2 à 5%, le reste consistant en silt et argile. Ces quantités de sable et de gravier sont difficiles à expliquer si nous supposons que les sédiments de ces lits représentent la quantité de matériel qui est demeuré en suspension jusqu'à l'hiver. Fraser (1929, p.51) a montré, à partir d'études expérimentales en laboratoire, que la densité de l'eau avait peu d'effet sur la vitesse de chute des particules de la dimension des sables et que des éléments de 0,082 mm de diamètre prenaient 197,5 secondes à une température de 2,7°c pour franchir une distance verticale de 4 pieds. La présence de sable et gravier dans ces lits d'hiver semble incompatible avec les résultats des travaux de Fraser. Alors faut-il en conclure que les éléments

grossiers contenus dans les lits foncés ont été apportés par des cours d'eau issus des glaciers au cours des mois d'hiver? Si de tels cours d'eau ont existé, ils devaient être sous-glaciaires puisque la surface lacustre était gelée. Selon Charlesworth ( 1957, p. 1154), à proximité des eskers et dans les parties proximales des deltas, les varves contiennent des sédiments plus grossiers. Toutefois il nous apparaît invraisemblable que de tels cours d'eau aient pu transporter des éléments grossiers sur de grandes distances.

Nous décrirons maintenant les 3 coupes les plus représentatives rencontrées en Abitibi. La première coupe se localise dans une gravière à l'Est de Rouyn-Noranda et montre de l'argile varvée, d'une puissance totale de l'ordre de vingt pieds. L'épaisseur des couches d'argile est relativement constante, de l'ordre de 10 mm. On assiste toutefois, vers le haut de la coupe, soit les cinq derniers pieds, à une diminution graduelle de l'épaisseur des lits d'argile qui n'atteignent, dans le dernier pied, que quelques millimètres . Les lits d'argile se distinguent alors très difficilement des lits de silt. Quant à l'épaisseur des lits de silt, elle va de 3 à 5 mm. Comme on le sait, le volume d'argile varvée déposé dans un lac glaciaire est proportionnel à la vitesse de fonte de la glace, aussi s'en déposait-il une quantité plus grande en été qu'en hiver . De plus, la couche déposée au cours de l'hiver se distingue de la couche déposée durant l'été, non seulement par ses éléments plus fins, mais aussi par sa couleur plus foncée. Ici les lits foncés, soit les lits d'hiver, sont deux fois plus épais que les lits d'été. Le rapport d'épaisseur des couches d'été aux couches d'hiver est de l'ordre de 1 à 2 . Durant les pauses glaciaires, les lits d'hiver peuvent être anormalement épais et les lits d'été très minces. Cette inversion dans l'épaisseur des lits peut aussi être attribuable à la durée des saisons, En effet, les hivers pouvaient être longs et les été très courts de sorte qu'il pouvait se déposer une plus grande quantité de sédiments en hiver qu'en été ( Charlesworth, 1957, p. 1153 ).

La seconde localité, au N-O de Preissac, renferme une dizaine de pieds d'argile varvée visible. Les lits d'argile sont très variables, allant de quelques centimètres d'épaisseur à une dizaine de centimètres. Encore une fois, les lits foncés, soit les lits d'hiver, sont disproportionnés par rapport aux lits plus pâles, les rapports d'épaisseur des couches d'été par rapport aux couches d'hiver allant de 1 à 10. Ces deux localités sont distantes l'une de l'autre d'une quarantaine de milles.

Quant à la dernière localité, à proximité de Colombière (Ouest de Val D'Or), la coupe d'une hauteur de vingt-quatre pieds, nous a permis d'étudier en détail ce qui nous semblait être une coupe complète d'argile varvée. Cette coupe se présentait ainsi de bas en haut:

Partie de la  
coupe décrite

Description de la coupe

- |            |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |
|------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1er pied   | A la base de la coupe, nous pouvons percevoir quelques centimètres ( 6") de sable moyen à grossier avec de micro-stratifications obliques. Le sable devient plus fin vers le haut et les stratifications horizontales. Les six derniers pouces de la coupe consistent en sable très fin, devenant silteux vers la partie supérieure de la coupe; présence de minces lentilles de sable grossier et silteux. |
| 2 ème pied | Le pied suivant consiste en sable fin et silteux; les stratifications sont peu marquées et ici et là se trouvent quelques lentilles de sable moyen à grossier. Quelques minces lits d'argile apparaissent vers le haut. Ces lits d'argile sont très difficilement observables.                                                                                                                              |
| 3 ème pied | A partir du 3ème pied, les couches d'argile deviennent plus facilement mesurables et aussi plus nombreuses. Deux lits d'argile furent identifiés dans le 3ème pied. L'un avait 6 " d'épaisseur et l'autre 4". Un lit de sable très fin et silteux de 2" les séparait.                                                                                                                                       |



- 4ème pied                    Le quatrième pied contient trois lits d'argile brune de 4 " d'épaisseur chacun. Le contact entre les lits est peu apparent et se fait par de très minces lits de sable silteux de quelques millimètres d'épaisseur chacun.
- 5 - 9 ème pied              Les cinq pieds suivants, soit du 5 ème au 9 ème pied, renferment chacun de 3 à 6 lits d'argile séparés par du sable fin silteux.
- 10ème pied                  Le 10ème pied contient 10 lits d'argile, pour une épaisseur totale d'environ 6 pouces; chaque lit est séparé par un lit d'argile très silteux avec occasionnellement, ici et là, quelques granules. Cette partie de la coupe, représentant un pied, correspond à 10 années de déposition et présente un rapport d'épaisseur des couches d'été par rapport à celles d'hiver de 1 à 1.
- 11ème pied                  Le onzième pied a huit lits d'argile totalisant 4 pouces d'épaisseur, ce qui donne un rapport d'épaisseur des couches d'été, à celles d'hiver de 1 à 2 et représente 8 années de déposition . Ce rapport est inverse dans le douzième pied où il est de 2 à 1.
- 12ème pied                  A partir du douzième pied, et jusqu'à la partie supérieure de l'ensemble de la coupe, ce rapport diminue progressivement. On assiste en même temps à une augmentation rapide du nombre de couches par pied et réciproquement du nombre d'années.

Ainsi, comme nous pouvons le voir, on assiste à une diminution des lits d'argile de bas en haut. Les deux derniers pieds de la coupe ( 23ème et 24ème pieds) ne nous ont pas permis de compter précisément les lits d'argile tellement les stratifications étaient fines et la différenciation des lits difficiles. Pour réduire au minimum la marge d'erreur d'estimation, nous avons recompté à trois reprises les varves dans cette partie de la coupe. Cette coupe, apparemment complète, a donné  $280 \pm 40$  ans de déposition. Cela signifie qu'environ 280 ans se sont écoulés à partir du moment où le front glaciaire se trouvait dans la région de Colombière et le temps où le lac Barlow-Ojibway fut drainé.

De nombreuses structures sédimentaires affectent localement les varves: micro-failles, glissements sous-aquatiques, chenaux d'érosion, marques d'affouillement, turbidités. Plusieurs d'entre elles s'apparentent à celles des flysch qui ont subi des courants de turbidité.

b. Silt et argile massives

Ces sédiments, bien que décrits séparément, ne forment pas une unité séparée sur les cartes des dépôts meubles, n'étant guère répandus dans la région et ne se rencontrant que très localement. De plus, ils sont étroitement associés aux argiles varvées qui sont le sédiment le plus répandu. L'argile massive se rencontre, dans la région étudiée, en bordure du rivage de plusieurs lacs actuels: Lac Preissac, Lac Loïs au Sud de Taschereau, le long de la rivière Kinojévis et aussi dans de nombreuses dépressions peu profondes, notamment sur les hauteurs au Sud de Cadillac.

Elle est généralement gris clair (5YR 7/1), quoique certains affleurements d'argile gris foncé (5YR '3/1) furent rencontrés ici et là. Occasionnellement, il arrive que l'on trouve de petits cailloux disséminés dans cette argile massive, cailloux qui ne peuvent être apportés que par des radeaux de glace flottante. Nous avons trouvé, à

plusieurs endroits, le long de certains eskers, notamment sur leurs flancs, de l'argile massive et microgrenue. La meilleure coupe se situe dans une gravière au Sud du lac Beauchamp à l'Ouest d'Amos. La coupe, d'une dizaine de pieds de hauteur, nous a montré de l'argile massive avec, à certains endroits, des surfaces de cisaillements et une poche d'argile varvée. L'argile renfermait également des lentilles de sable et des poches de cailloux et gravier. Ces structures sédimentaires ~~sont~~ vraisemblablement dues à des glissements sous-aquatiques ou des courants de turbidité qui ont interrompu le rythme de déposition des varves et incorporé, dans l'argile massive, des matériaux d'esker. De très petits affleurements de silt, souvent calcaireux et renfermant parfois des concrétions de calcaire, sont disséminés dans la région, par exemple au Sud de La Motte, sur les rives du lac Cadillac. Nous avons aussi trouvé du silt à des élévations quelque peu supérieures à la plaine d'argile qui ne dépasse guère la courbe de niveau de 1,050 pieds.

c. Sable et gravier

Les sables et graviers lacustres sont peu abondants dans la région à l'étude. La majeure partie des sédiments classés comme sables et graviers lacustres provient, avant tout, du remaniement des eskers. Aussi, se localisent-ils presque exclusivement sur les eskers, leurs versants ou encore à proximité de ces derniers où ils forment des plaines de sable peu étendues.

Les coupes-types se trouvent donc dans les nombreuses gravières à même les eskers. Ces sables et graviers lacustres sont généralement bien triés et stratifiés. Les eaux lacustres et les fortes vagues, qui ont remanié et reclassé les sédiments d'esker, ont imprégné à ces sédiments des caractères sédimentologiques particuliers, tant en ce qui concerne leur granulométrie que leurs structures sédimentaires, caractères qui permettent de les différencier des sédiments proprement fluvioglaciaires (ph. 8 ). Une centaine de coupe, montrant des sables et graviers lacustres, fut examinée en détail. Dans la majorité des coupes, nous avons observé la présence de poches et lentilles bien individualisées, caractéristiques des sédiments de plage: lentilles de gravier, lentilles ou poches de granules, lentilles de sable. Ces lentilles ne se rencontrent guère à l'état isolé. Chaque fois, nous avons noté une alternance de tels lits. Là où les vagues ont remanié exclusivement des sédiments fluvioglaciaires très grossiers (pebble and cobble gravel), les sédiments lacustres consistent presque uniquement en matériaux grossiers (ph.9 ). L'épaisseur des sables et graviers lacustres n'est pas toujours facile à déterminer. Le contact entre ces sédiments et les sédiments fluvioglaciaires sous-jacents non remaniés est parfois très net (ph.10). Toutefois, on peut dire que les coupes examinées avaient des épaisseurs de quelques pieds à une quinzaine de pieds.

De nombreuses plages ont été édifiées par les vagues, au cours des tempêtes, à même les flancs des eskers. Des escarpements aux talus très nets délimitent bien leur partie externe. On trouve quel-

quefois des alignements de blocs le long de ces talus, par exemple au Sud du lac Beauchamp (fig.2 ). Ces immenses blocs, certains atteignant une quinzaine de pieds de hauteur, ont été apportés par des icebergs ou encore par des radeaux de glace flottante . Ces plages sont le mieux développées entre 1,100 et 1,150 pieds d'altitude. De nombreux cordons littoraux de 5 à 10 pieds de hauteur, généralement parallèles aux escarpements, se rencontrent ici et là sur ces plages construites à même les flancs d'esker.

#### d. Sables deltaïques

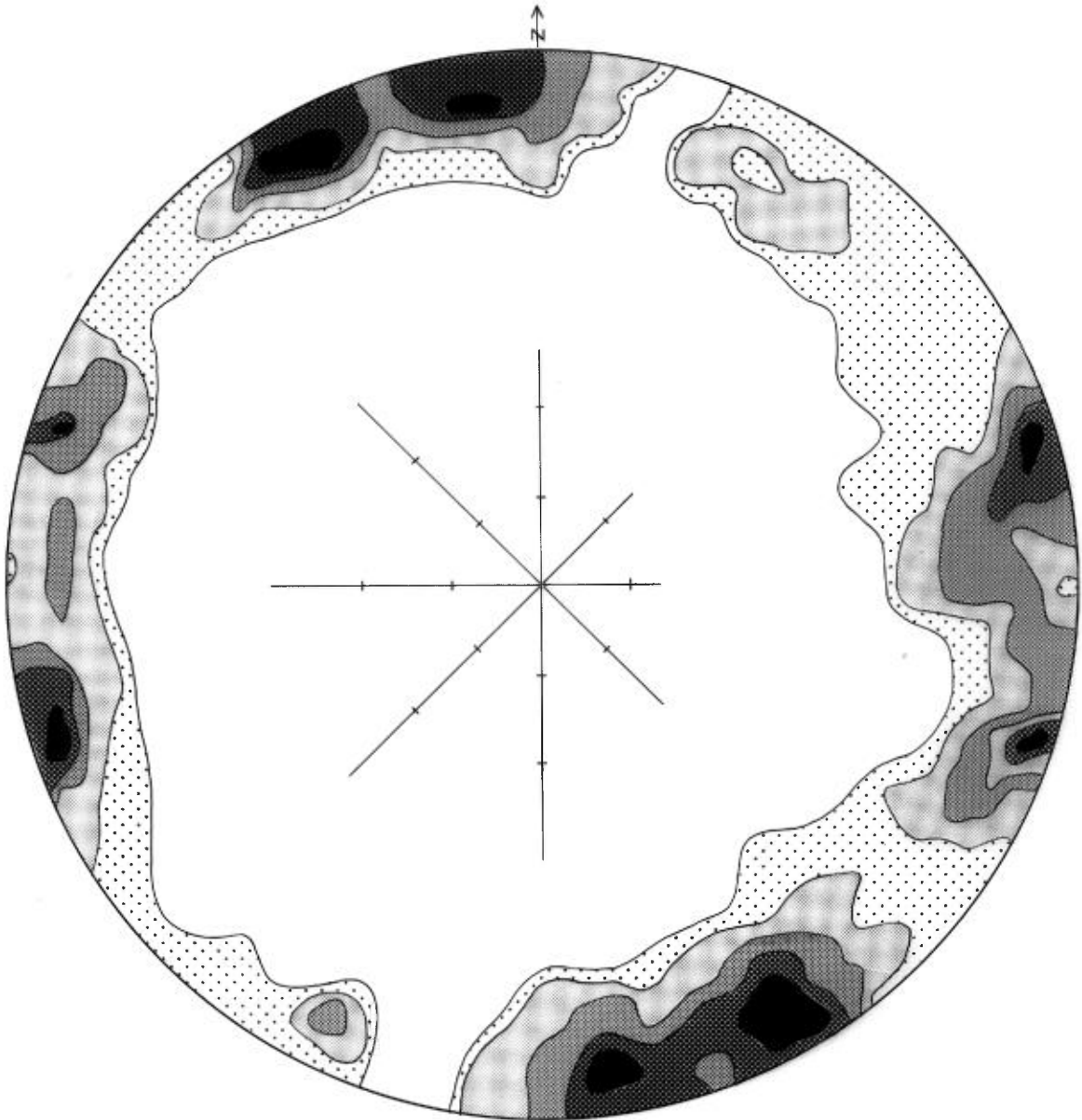
Les sables deltaïques, apportés dans les eaux du lac proglaciaire, ne sont représentés qu'à quelques endroits sur les cartes, par exemple le long de la rivière Davy entre Amos et Villemontel. Toutefois, de grandes quantités de matériaux, cartographiés comme sédiments d'esker, ont certes été déposés sous forme deltaïque dans le lac proglaciaire. Les sables deltaïques examinés consistent en sable moyen à grossier stratifié. Plusieurs stratifications entrecroisées furent mesurées. La plupart des lits obliques avaient une direction identique au lit de la rivière actuelle; quelques unes avaient toutefois des directions contraires.

#### 4. Sédiments éoliens

Les accumulations éoliennes se localisent avant tout à proximité des eskers. Les dunes se présentent, généralement, sous

PROJECTION POLAIRE ÉQUIARÉALE DES PÔLES DES LITS OBLIQUES  
DANS DES SABLES ÉOLIENS (HÉMISPHERE SUPÉRIEUR)

ROUTE BAIE CARRIÈRE ET ENVIRONS DU LAC SIMARD, SO DE MALARTIC



DENSITÉS DES POINTS EN % POUR 1% DE LA SURFACE DU CERCLE



Partie centrale du cercle : fréquence annuelle des vents en % pour Senneterre

Nombre de lits obliques mesurés : 100

forme de champs de dunes paraboliques d'une hauteur maximum d'une quarantaine de pieds. On trouve aussi de nombreux cordons dunaires s'alignant plus ou moins parallèlement au plus long axe des eskers. Les vents qui ont donné naissance à ces dernières accumulations se sont modelés sur les eskers.

Les sédiments éoliens sont généralement bien triés, de grain moyen à très fin et proviennent principalement du remaniement des sédiments fins des eskers. Ils peuvent, à l'occasion, renfermer des pourcentages fort appréciables de sable grossier : 5 à 20%. Une cinquantaine de coupes fut effectuée dans des dunes développées sur le versant Ouest d'un esker au Nord de Villemontel (Ouest d'Amos). Leur structure interne a montré des stratifications obliques dont le sens des inclinaisons variaient ordinairement de N 40° E à S 30° E, ce qui correspond aux directions dominantes des vents actuels dans la région d'Amos. En effet, les directions dominantes des vents sont le plus souvent pour Amos du N-O ou du S-O (Villeneuve, 1967). Une autre étude de directions et d'inclinaisons de lits obliques fut également entreprise dans la région de Malartic, une quarantaine de milles au SSE de Villemontel. Comme l'indique la figure 4, les stratifications obliques ont des inclinaisons très variables, reflétant par le fait même les nombreuses directions prédominantes des vents actuels dans la région de Malartic.

A plusieurs endroits, nous avons observé une activité éolienne récente. Plusieurs pieds de sable recouvraient la végétation

et le front de la dune s'était avancé d'une quarantaine de pieds.

#### 5. Autres sédiments

Les autres sédiments de la région sont représentés par des sables et silts alluvionnaires des terrasses des cours d'eau actuels et aussi en bordure des lacs et par des dépôts tourbeux. La région renferme de vastes tourbières occupant les bassins mal drainés et de nombreux chenaux de drainage, aujourd'hui abandonnés.

#### 4. Chronologie des événements

##### 1. Direction de l'écoulement glaciaire

Les formes liées à la direction de l'écoulement glaciaire: stries, roches moutonnées et eskers, semblent avoir été formées au cours de la dernière période glaciaire et par les derniers lobes glaciaires qui recouvrirent la région. En effet, les nombreuses stries relevées sur le terrain permettent de déceler la présence de deux masses glaciaires principales.

Traçons une ligne hypothétique N-S, à mi-chemin entre les lacs Obalski et Castagnier; prolongeons-là vers le Sud en direction de Fisher (vers  $48^{\circ}30'$  de latitude), localité située au N-O de Barraute. A l'Ouest de cette ligne, les stries indiquent un mouvement glaciaire vers le Sud-Est ( fig. 5 ). Dans la région de La Sarre,

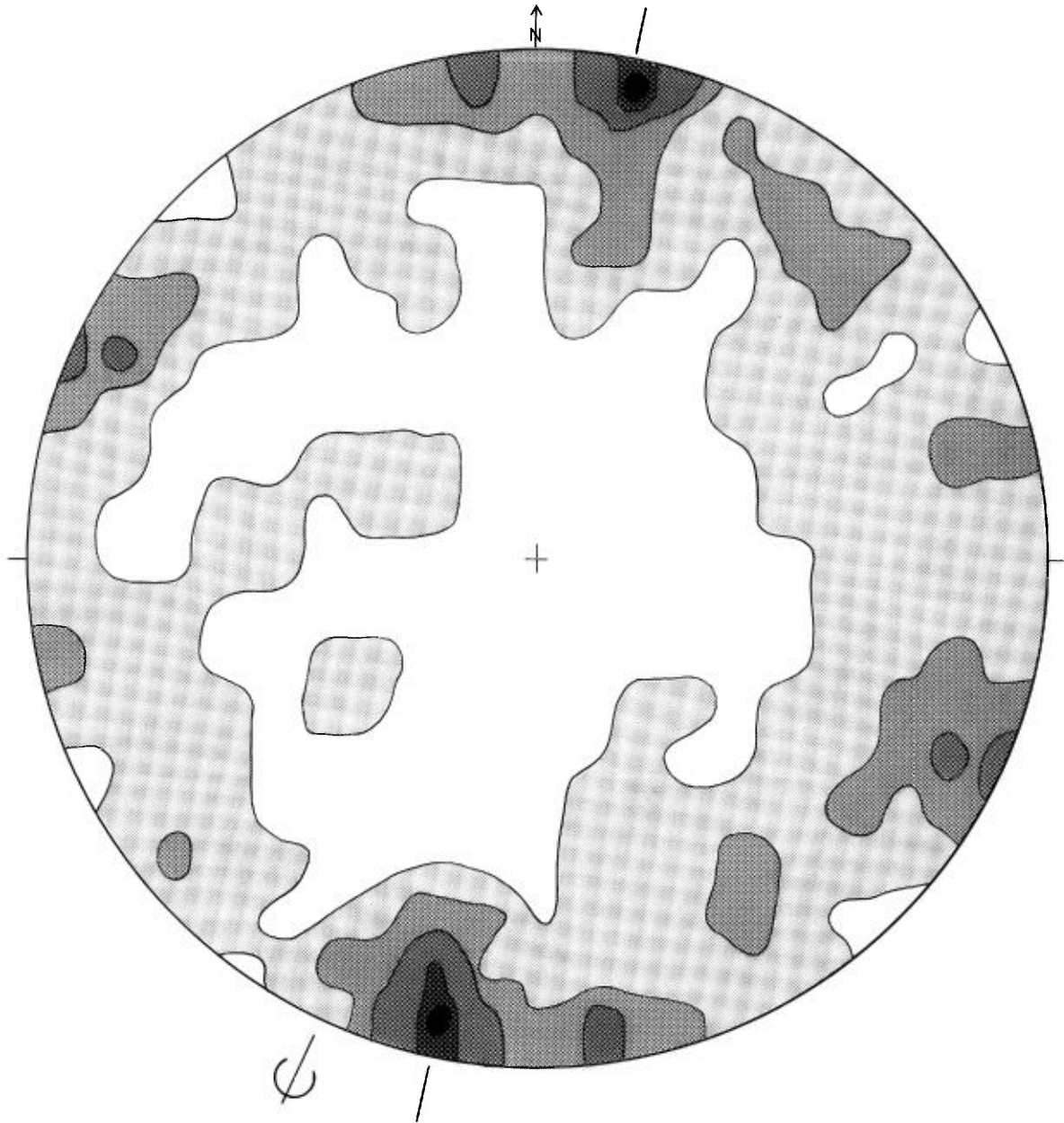


quelques stries montrent, cependant, une orientation Sud. Par contre, à l'Est de cette ligne, elles témoignent que le glacier suivait une direction SSO.

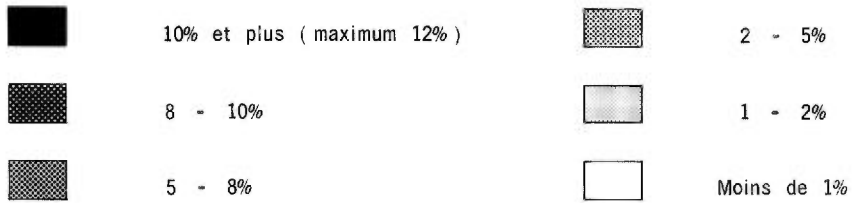
Plus au Sud, entre les longitudes  $48^{\circ}00'$  et  $48^{\circ}30'$ , l'individualisation des deux masses ou lobes glaciaires apparaît encore très clairement dans plusieurs localités. La ligne tracée plus haut, quoiqu'impossible, du moins dans l'état actuel de nos connaissances, à tracer sur les hautes collines entre Saint-Benoit-de-Lacorne et le lac Fiedmont plus à l'Est, passe, apparemment, entre Val D'Or et Colombière ( Est de Val D'Or). A l'Ouest de Val D'Or, les stries ont, en général, une orientation SSE. Quelques stries ont cependant une orientation Sud et SSO. Par contre, à l'Est de Val D'Or, notamment dans la région de Colombière, les stries prennent une orientation SO. Toujours à l'Ouest de cette ligne hypothétique, on a observé, dans la région de Preissac plusieurs stries d'orientation  $S 10^{\circ}W$  à  $20^{\circ}W$  et, à l'Ouest du lac Chassignolle, des stries d'orientation Sud.


Ces observations nous permettent donc de conclure à la présence de deux lobes glaciaires en Abitibi: un lobe Ouest s'avancant vers le SE et un lobe Est s'étalant vers le SO. Le mouvement de ces deux lobes devait être synchrone et ils devaient entrer en coalescence à peu près à l'emplacement de la ligne hypothétique tracée précédemment, soit une ligne N-S située entre les lacs Obalski et Castagnier pour la


PROJECTION POLAIRE ÉQUIARÉALE DE L'ORIENTATION  
 DU PLUS LONG AXE DES CAILLOUX (HÉMISPHÈRE INFÉRIEUR)  
 MORAINÉ DE FOND, 2 MILLES AU SUD DE PERRON (TF-1)



DENSITES DES POINTS EN % POUR 1% DE LA SURFACE DU CERCLE



 Orientation dominante des cailloux

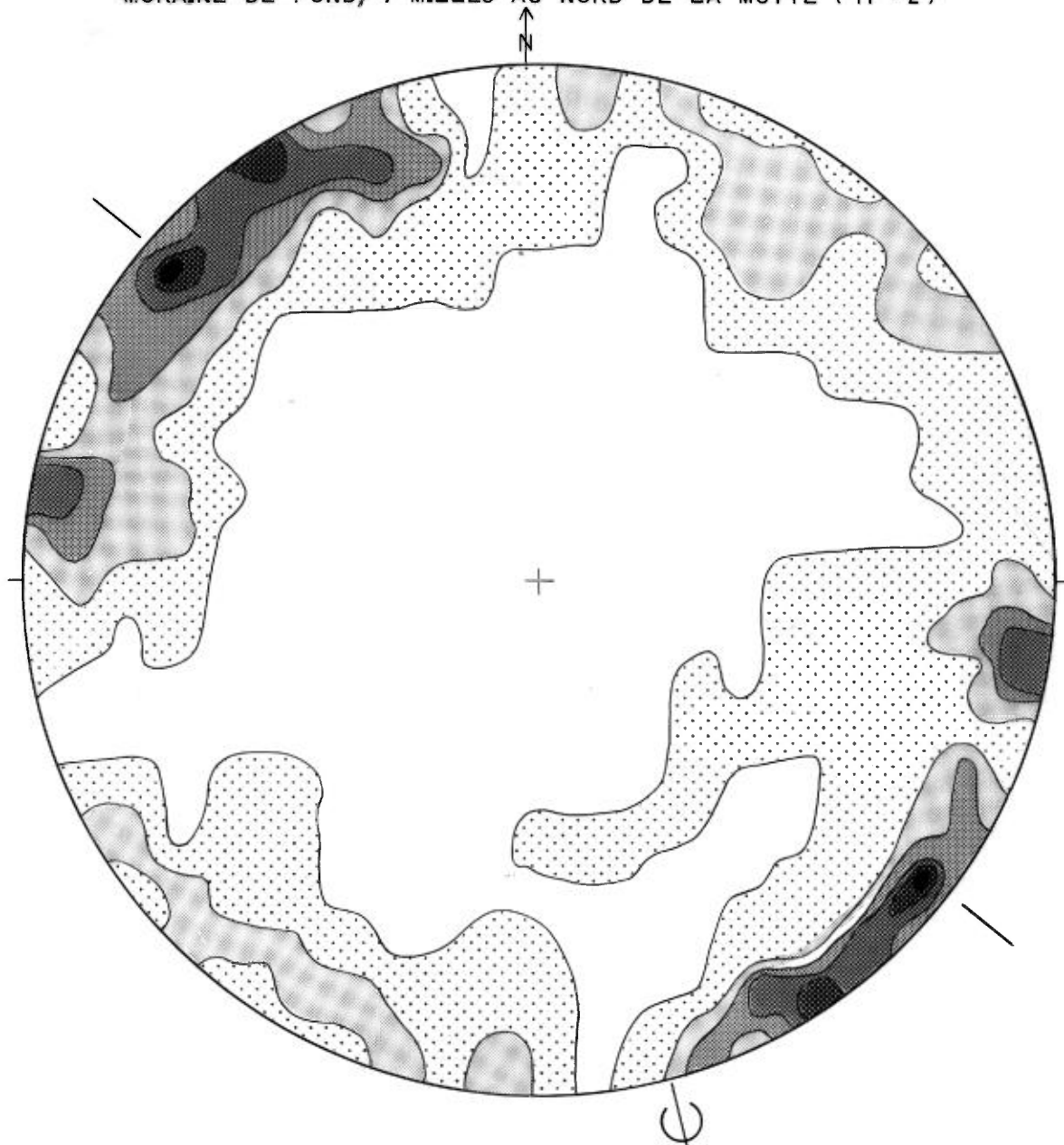
 Direction générale du mouvement glaciaire

Nombre de cailloux mesurés : 100








Cailloux de 50 à 75 mm ( L )



Figure 6

PROJECTION POLAIRE ÉQUIARÉALE DE L'ORIENTATION  
 DU PLUS LONG AXE DES CAILLOUX ( (HÉMISPHERE INFÉRIEUR)  
 MORAINÉ DE FOND, 7 MILLES AU NORD DE LA MOTTE (TF-2)



DENSITÉS DES POINTS EN % POUR 1% DE LA SURFACE DU CERCLE

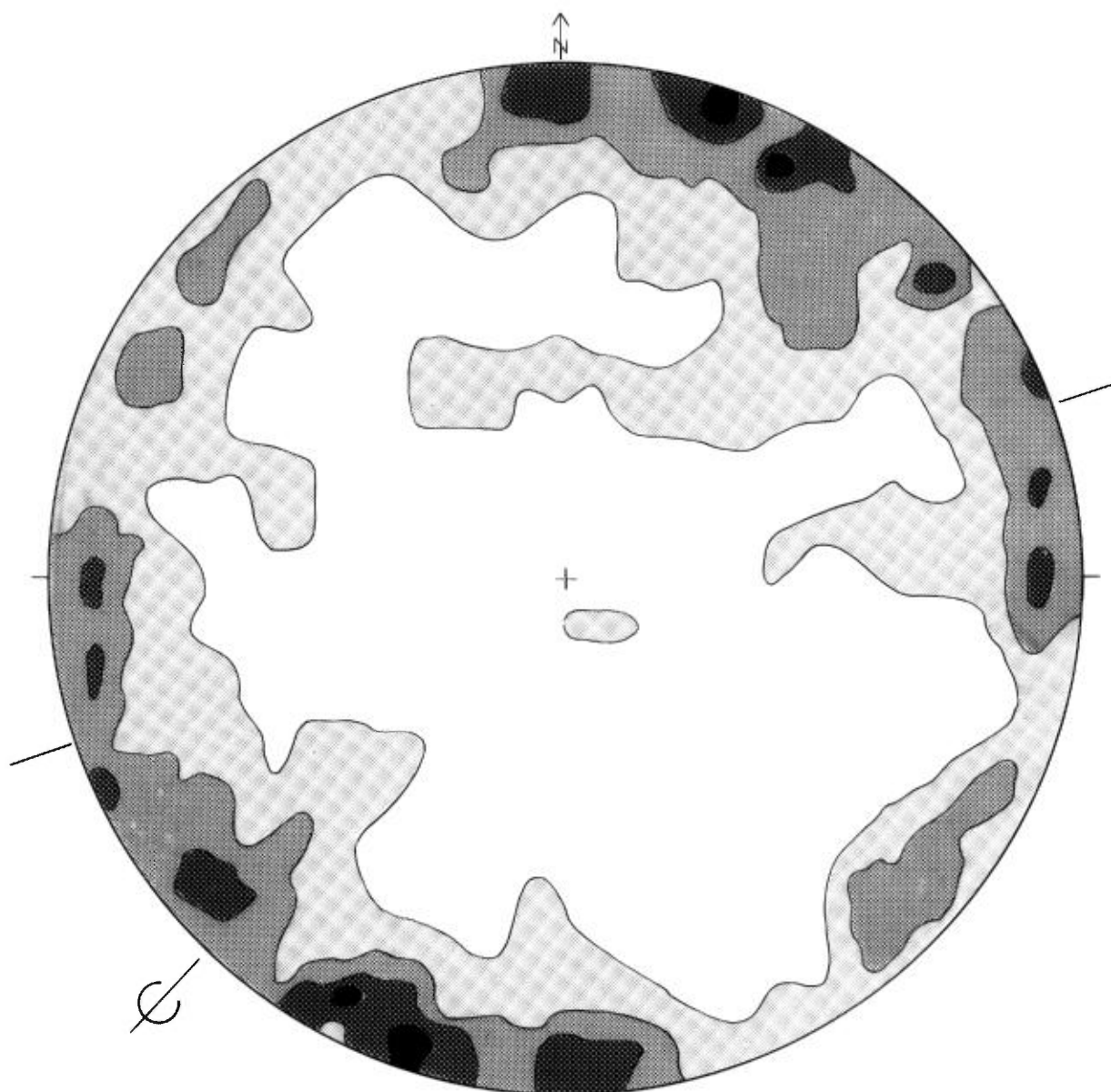
	10% et plus (maximum 11%)		2 - 4%
	8 - 10%		1 - 2%
	6 - 8%		Moins de 1%
	4 - 6%		

-  Orientation dominante des cailloux
-  Direction générale du mouvement glaciaire

Nombre de cailloux mesures : 100  
 Cailloux de 50 à 75 mm (L)

PROJECTION POLAIRE ÉQUIARÉALE DE L'ORIENTATION  
DU PLUS LONG AXE DES CAILLOUX (HÉMISPHÈRE INFÉRIEUR)

MORAINE DE FOND, 6 MILLES À L'EST DE VAL D'OR (TF-3)



DENSITES DES POINTS EN % POUR 1% DE LA SURFACE DU CERCLE



6 - 8%



1 - 2%



4 - 6%



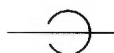
Moins de 1%



2 - 4%



Orientation dominante des cailloux

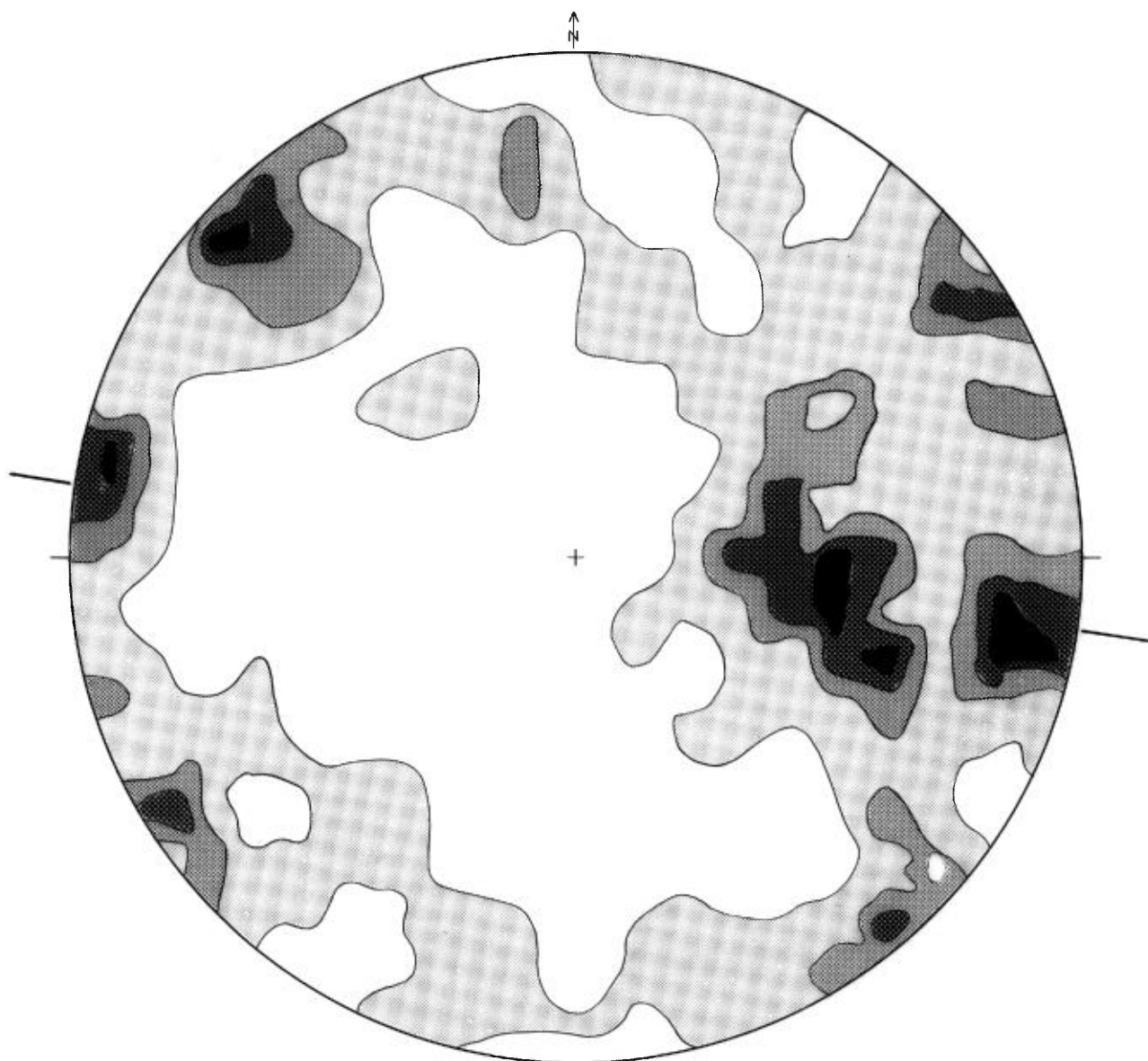


Direction générale du mouvement glaciaire

Nombre de cailloux mesurés 100


Cailloux de 50 à 75 mm (L.)

PROJECTION POLAIRE ÉQUIARÉALE DE L'ORIENTATION  
DU PLUS LONG AXE DES CAILLOUX (HÉMISPHÈRE INFÉRIEUR)  
MORAINE DE FOND, 16 MILLES AU SSE DE CADILLAC (TF - 4)



DENSITÉS DES POINTS EN % POUR 1% DE LA SURFACE DU CERCLE



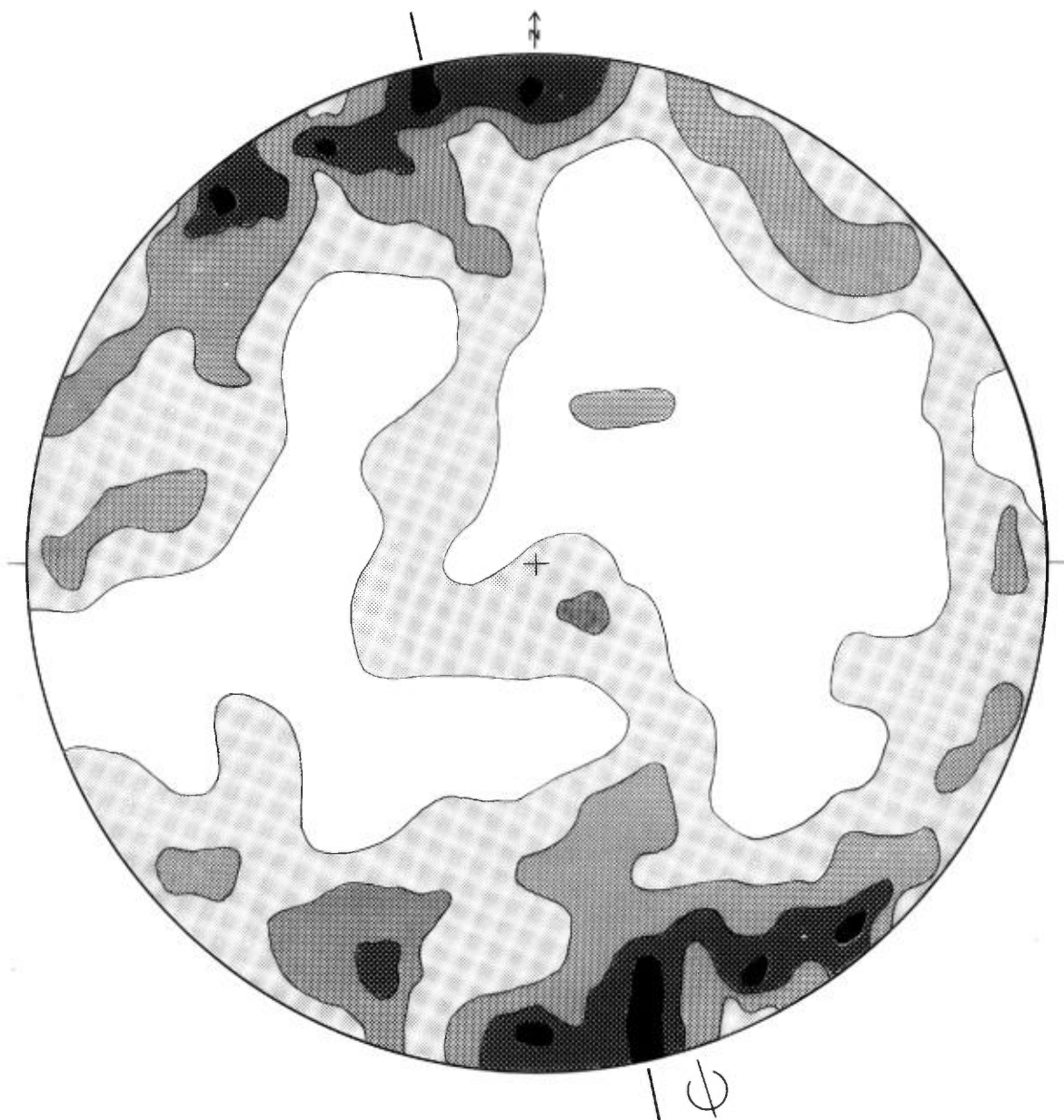
 Orientation dominante des cailloux

Nombre de cailloux mesurés : 100

Cailloux de 65 à 85 mm ( L )

PROJECTION POLAIRE ÉQUIARÉALE DE L'ORIENTATION  
DU PLUS LONG AXE DES CAILLOUX (HÉMISPHÈRE INFÉRIEUR)

MORAINE DE FOND, COLLINES DE LA CORNE, 4 MILLES  
À L'OSO DE LA MINE QUÉBEC LITHIUM (TF - 5)



DENSITÉS DES POINTS EN % POUR 1% DE LA SURFACE DU CERCLE

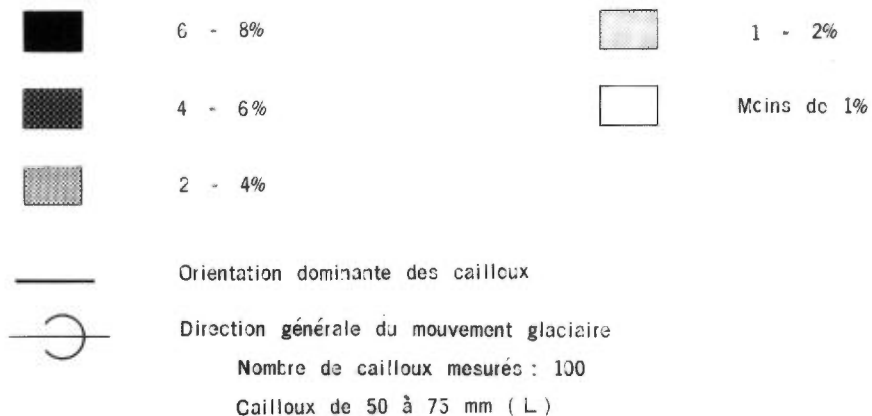
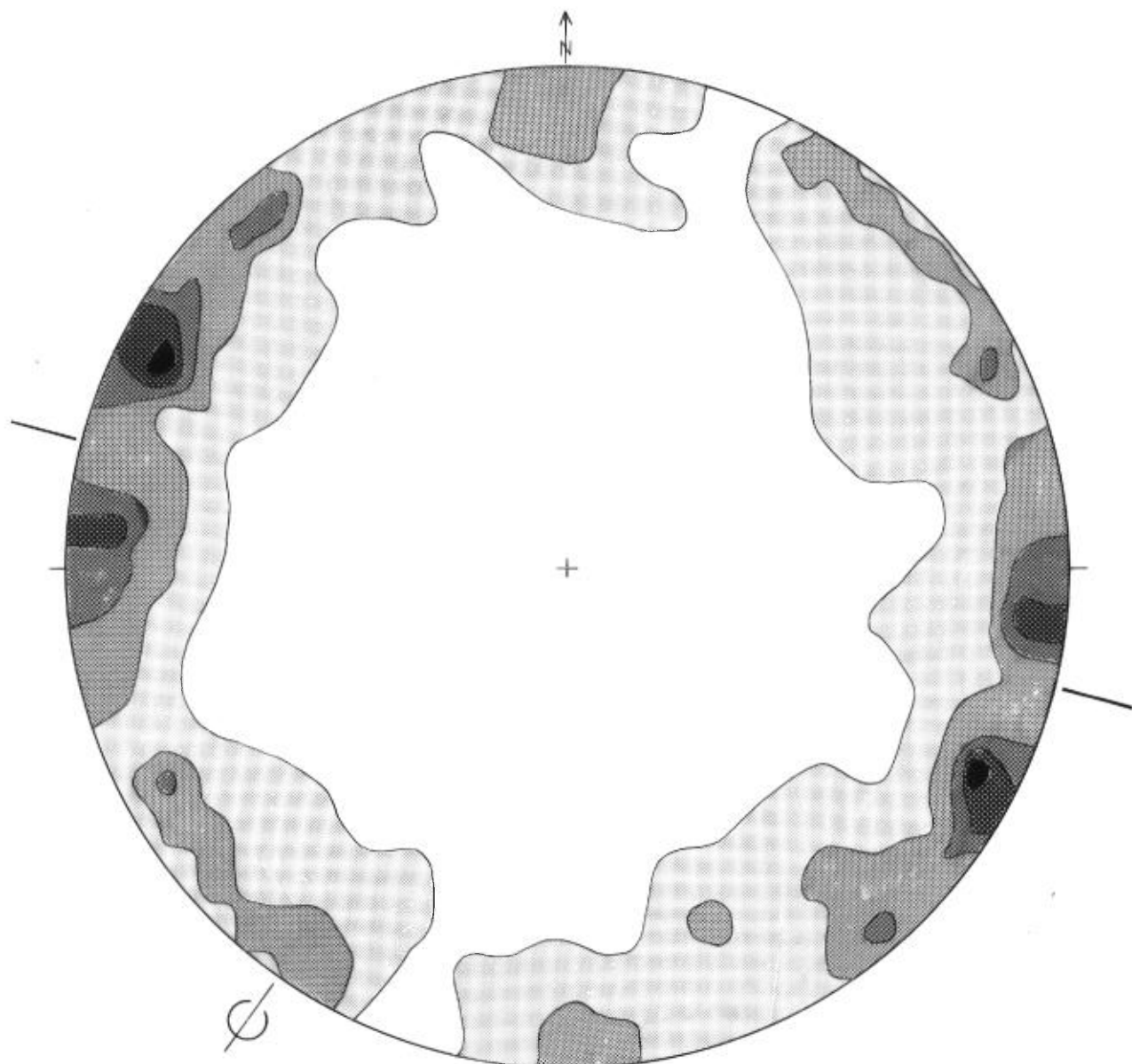


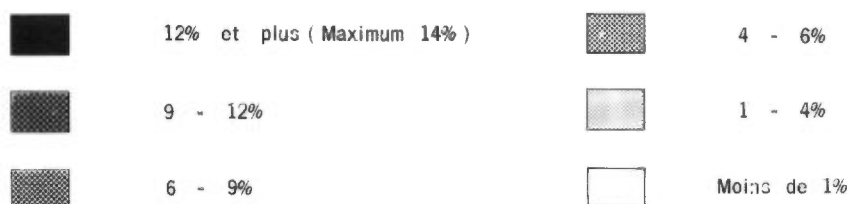
Figure 10


PROJECTION POLAIRE ÉQUIARÉALE DE L'ORIENTATION  
DU PLUS LONG AXE DES CAILLOUX (HÉMISPÈRE INFÉRIEUR)

MORAINE DE FOND, 4 MILLES AU SO DE VAL D'OR (TF-6)



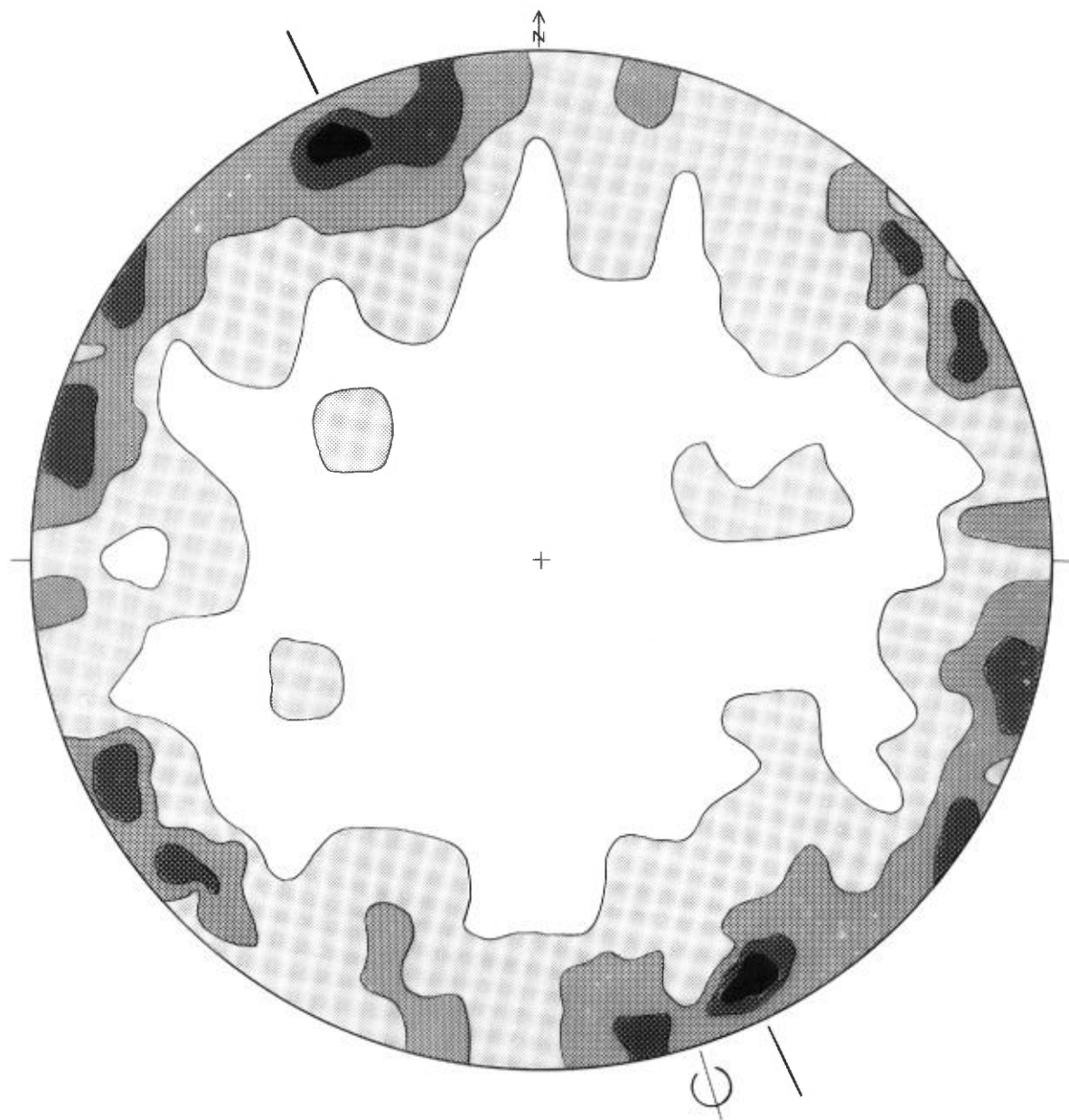
DENSITÉS DES POINTS EN % POUR 1% DE LA SURFACE DU CERCLE



— Orientation dominante des cailloux  
 Direction générale du mouvement glaciaire  
 Nombre de cailloux mesurés : 100  
 Cailloux de 50 à 75 mm (L)

PROJECTION POLAIRE ÉQUIARÉALE DE L'ORIENTATION  
DU PLUS LONG AXE DES CAILLOUX (HÉMISPHÈRE INFÉRIEUR)

MORAINE DE FOND, 6 MILLES AU NORD DE CADILLAC (TF - 7)



DENSITÉS DES POINTS EN % POUR 1% DE LA SURFACE DU CERCLE



7% et plus (maximum 10%)



1 - 3%



5 - 7%



Moins de 1%



3 - 5%



Orientation dominante des cailloux



Direction générale du mouvement glaciaire

Nombre de cailloux mesurés : 100

Cailloux de 50 à 75 mm (L)



partie Nord de la région et entre Val D'Or et Colombière pour la partie Sud.

Quant aux eskers, leur orientation est beaucoup moins significative que celles des stries glaciaires pour déterminer la direction de l'écoulement glaciaire. En effet, l'esker indique la direction d'un cours d'eau sous-glaciaire et est, par le fait même, plus influencé par la pente du substratum rocheux et aussi sa topographie. En général, ils ont une orientation SSE. Toutefois, pour un même esker, ces orientations changent au cours de leur parcours.

La disposition ( orientation, inclinaison) des cailloux fut étudiée dans une dizaine de localités différentes ( fig. 6 à 12). La plupart des diagrammes montrent un maximum plus ou moins parallèle à la direction du mouvement glaciaire, en occurrence aux stries, et présentent généralement un maximum très marqué (TF- 1, TF - 3, TF -2, TF - 5 et TF - 7 ).Un diagramme (TF-6 ) a son maximum plus ou moins perpendiculaire aux stries glaciaires.

## 2. Le Lac glaciaire Barlow-Ojibway

Les eaux de fusion glaciaire donnèrent naissance à un immense lac glaciaire qu'on désigne sous le nom de Barlow-Ojibway (Antevs, 1925 ). Ce lac était retenu au Nord par le front glaciaire et à l'Est par les hautes terres du Bouclier canadien. Par contre, ses limites Sud sont beaucoup plus difficiles à déterminer et ont, jadis,

soulevé de multiples controverses. Pour Coleman ( 1909), ce lac glaciaire était délimité au Sud à peu près à l'emplacement de la ligne de partage des eaux entre la rivière Ottawa et la Baie d'Hudson. Qu'il nous suffise d'examiner les cartes topographiques pour se rendre compte de l'ampleur du problème qui est beaucoup plus complexe que ne le prétendait Coleman. Dans les régions de part et d'autre de cette ligne de partage des eaux, le relief est généralement faible, souvent inférieur à 950 pieds d'altitude.

Wilson ( 1938, p. 58), dans son étude glaciaire du lac Mistawaki, mentionne la présence de plages lacustres sur les versants Ouest de la colline Plamondon ( environ une quarantaine de milles au Nord d'Amos ) vers 1,500 pieds. Norman ( 1938, p. 72) indique, comme limite supérieure du lac Barlow-Ojibway, dans la région de Chibougamau, plus précisément près du lac Opémiska, 1437 pieds d'altitude. Compte tenu de ces altitudes et de la topographie le long de la ligne de partage des eaux ( au Sud de la région étudiée ) qui est parfois inférieure à 950 pieds, il faut alors faire appel à un obstacle quelconque pour retenir ces eaux au Sud. Est-il possible de prétendre que le relèvement isostatique a été plus accentué dans la région de Chibougamau que dans la région d'Amos? Dans la partie Sud du lac Témiscamingue, le relief atteint environ 575 pieds au-dessus du niveau moyen de la mer. Si nous établissons des corrélations entre le plus haut rivage ( 1437 pieds) observé par Norman dans la région de Chibougamau et le déversoir Sud du lac Témiscamingue, nous sommes alors forcés d'admettre un relèvement différentiel vers le Nord-Est de 3 pieds par mille. Toutefois

ce relèvement vers le Nord-Est peut ne pas avoir été uniforme. Dans un rapport sur la région du lac Témiscamingue, Hume ( 1925, p. 7 ) mentionne l'existence de plages gravelleuses vers 875 pieds au-dessus du niveau moyen de la mer près d'Haileybury. Il est fort possible que ces plages ne correspondent pas aux plus hautes plages du lac Barlow-Ojibway. Par contre, dans leur étude sur la géologie et les gisements minéraux de la région de Rouyn-Harricanaw, Cooke, James et Mawdsley ( 1931, p. 152 ) ont trouvé, dans le canton de Beauchatel (Ouest de Rouyn ), les plus hauts dépôts de plage vers 1,201 pieds au-dessus du niveau moyen de la mer. Le canton Beauchatel se trouve à une soixantaine de milles au N-E d'Haileybury. Si nous supposons que les plages trouvées par Hume ( près d'Haileybury ) sont les plus hautes plages construites par l'ancien lac glaciaire, celles du canton Beauchatel auraient alors subi un soulèvement de 326 pieds par rapport à celles d'Haileybury. En d'autres mots, le relèvement différentiel aurait donné à la région de Beauchatel une pente vers le Sud de 5 à 6 pieds par mille. Il est fort probable que les plages observées près d'Haileybury ne correspondent pas aux plus élevées.

Il est intéressant de noter que la surface lacustre du Grand Lac Victoria se trouve à 1,103 pieds au-dessus du niveau moyen de la mer. Ce lac se situe au Sud de la limite de la plaine d'argile. De plus, comme nous venons de le voir, dans le canton Beauchatel, les plus hauts dépôts de plage culminent à 1,201 pieds au-dessus du niveau moyen de la mer. Ces dernières données nous permettent-elles de supposer que, depuis la disparition de la dernière calotte glaciaire, le

canton de Beauchatel a subi un relèvement différentiel d'une centaine de pieds ? Des relevés plus détaillés s'imposent afin de déterminer la valeur et la direction du relèvement.

Leur rapport ( p. 155) signale également la présence de sédiments lacustres, représentés ici par des sables et graviers mis en place sous forme de plages ou encore de cordons littoraux, vers 1,300 pieds d'altitude sur le versant Nord des collines Abijévis au Sud du Lac Loïs. Ils déterminèrent à l'aide de transit, l'élévation de plusieurs plages soulevées et d'anciens cordons littoraux dans le canton de Beauchatel à l'ouest de Rouyn. Les plus hauts cordons se trouvent à 1,202 pieds au-dessus du niveau de la mer. Son rapport cite encore un cordon littoral à 1,197 pieds, un mille à l'Est du lac Savard dans le canton Cléricy et plusieurs cordons à 1,218 pieds d'altitude à proximité de la mine Amulet. Comme les premières, ces élévations furent déterminées au transit.

Pour sa part, Ambrose ( 1950, p. 5 ) estime l'élévation maximum atteinte par les eaux du lac Barlow-Ojibway à 1,500 pieds au-dessus du niveau de la mer et cela dans la région de Cléricy. Comme nous pouvons le voir les données concernant le plus haut niveau atteint par les eaux du lac Barlow-Ojibway varient d'un auteur à l'autre. Il existe de nombreux rapports géologiques ou travaux renfermant des données sur les plus hauts niveaux lacustres. Mais, dans la plupart des cas, les données sont imprécises, les auteurs ne donnant, comme référence, qu'une courbe de niveau ou une élévation plus ou moins précise au-dessus du niveau du lac. De plus , plusieurs auteurs ne font que reprendre les travaux de leurs prédécesseurs comme Blanchard ( 1954) ou Dresser et Denis ( 1946). Les altitudes mentionnées par Wilson et Norman ne doivent guère, semble-t-il, être retenues. En outre, il est difficile,

sinon impossible, de vérifier sur le terrain ces élévations par suite de la quasi-inaccessibilité de ces deux régions où furent observées ces plages soulevées. Les dépôts de plage que ces deux auteurs ont observés peuvent bien avoir été mis en place dans des lacs glaciaires temporaires autour des collines. En effet, au cours de la fusion de la calotte glaciaire, les premières élévations à être dégagées furent certes les collines, telles les collines Plamondon, Nissing, Gemini, Saucer, qui apparurent alors sous forme de nunataks. Comme nous le verrons, les données de Cooke et de ses collaborateurs concordent plus avec nos propres travaux sur le terrain.

D'après nos propres recherches, effectuées notamment dans les régions d'Amos et de Rouyn-Noranda, les eaux du lac glaciaire Barlow-Ojibway auraient atteint une altitude maximum de 1,200 pieds. Dans une gravière, à même un esker, au Sud de l'aéroport d'Amos, nous avons pu examiner en détail le contact entre des sédiments fluvioglaciaires et des sédiments de rivage typiques. Les sédiments fluvioglaciaires étaient obliquement stratifiés, les lits avaient une inclinaison de  $30^{\circ}$  et se prolongeaient jusqu'en surface à 1,225 pieds d'élévation. Quant aux sédiments de rivage, représentés par une alternance de lits de sable, de gravier ou de granules avec stratifications entrecroisées dans diverses directions, ils reposaient en discordance sur le matériel fluvioglaciaire et cela 25 pieds plus bas, soit vers 1,200 pieds\*

---

\* Cette élévation et les suivantes furent déterminées à l'aide d'un niveau à partir d'une station géodésique sise au sommet de l'esker.

Sur le flanc Ouest de cet esker, on peut observer un magnifique rivage d'une vingtaine de pieds de haut, rivage qu'on peut suivre sur plus d'un mille de longueur et qui est d'altitude relativement régulière. Plusieurs blocs immenses occupent la partie supérieure du rivage. Ce rivage se situe vers 1,180 pieds et semble correspondre à un niveau relativement stable du lac Barlow -Ojibway. Quelques cordons littoraux se localisent en haut de ce rivage entre 1,185 et 1,190 pieds. On retrouve également un autre rivage aussi bien défini, sur le flanc Est de cet esker, mais à une altitude légèrement supérieure, soit 1,190 pieds. En haut de ce rivage, se trouve une très belle plage recouverte de nombreux blocs lui donnant l'aspect d'un pavage, les blocs étant encastrés dans les sédiments et affleurant à peine.

Des sédiments de rivage furent aussi observés sur un épandage fluvioglaciaire à l'Ouest des collines Nissing (N-E de Macamic). La plus haute plage se trouvait à 1,230 pieds d'altitude. Plusieurs cordons littoraux furent cartographiés dans cette partie des collines Nissing. Des mesures effectuées à l'aide d'un altimètre Paulin, sur cinq cordons littoraux situés à des niveaux différents, indiquent qu'ils se tiennent entre 1,190 et 1,225 pieds au-dessus du niveau de la mer. Sur un esker à l'Est de Landrienne, on peut également voir un très beau rivage lacustre vers 1,200 pieds d'altitude. Un autre esker, à l'Ouest du lac Carpentier, montre un rivage très net vers 1,200 pieds.

Faut-il alors retenir la cote de 1,200 pieds comme niveau maximum atteint par les eaux du lac Barlow-Ojibway ? Ces données concordent relativement bien avec celles, sauf une, émises par Cooke et ses coauteurs . En effet, dans la région d'Amos, le plus haut rivage lacustre se situe vers 1,200 pieds au-dessus du niveau moyen de la mer, tandis que sur le versant Ouest des collines Nissing, 45 milles au N-O d'Amos, il se trouve à 1,230 pieds, soit une différence de 30 pieds. Le relèvement différentiel aurait-il donné à la région des collines Nissing une pente S-E de 0,66 pied par mille ?

Si nous conservons cette cote de 1,200 pieds, il est alors difficile de ne pas supposer que les eaux du lac Barlow-Ojibway aient franchi la ligne de partage des eaux qui devait les retenir au Sud. Mais quel obstacle a bien pu contenir ces eaux? Plusieurs hypothèses gratuites pourraient être émises ici, comme la présence de culot de glace morte, mais tel n'est pas notre intention. Nous ne voulons, en l'absence de travaux élaborés dans la partie Sud de la région, que soulever la question.

Une coupe d'argile varvée, décrite précédemment, nous fournit, apparemment, de précieuses informations sur l'histoire géologique complète du lac glaciaire Barlow-Ojibway pour la localité étudiée à proximité de Colombière. Dans cette coupe, probablement complète, 280 ± 40 années sont représentées. Ainsi, 280 années se sont écoulées entre le moment où le front glaciaire occupait cette région et le moment où ce lac glaciaire fut drainé.

Wilson ( 1918, p. 145), dans son étude sur la région du Témiscamingue, a effectué, dans une coupe le long du chemin de fer Transcontinental, un comptage de varves et estime à 250 ans la durée du lac Barlow-Ojibway. Blanchard ( 1954, p. 173) donne également 250 ans comme durée du lac glaciaire. Sa référence semble empruntée de toute évidence à Wilson. On trouve également un comptage de varves dans le rapport géologique de Blake ( 1953, p. 6-9 ) sur la région du lac Waswanipi situé à environ 90 milles au NNE de Senne- terre. Il estime à environ 315 ans la durée du lac Barlow-Ojibway dans cette région.

Le comptage de varves ne nous permet guère toutefois d'établir des corrélations entre les quelques localités où furent observées des varves puisque les autres coupes étaient peu hautes ou encore incomplètes. Aussi, la durée obtenue, pour l'existence du lac Barlow-Ojibway, n'est valable que pour cette localité d'altitude connue. Elle représente une période de temps comprise entre le début de la déposition des matériaux et le moment précis du drainage du lac. Encore, faut-il être assuré que la base de la coupe correspond vraiment au début du lac glaciaire. Des recherches plus détaillées s'imposent. Toutefois, les coupes d'argiles varvées sont extrêmement rares en Abitibi. Encore, est-il nécessaire qu'elles atteignent une certaine hauteur.

L'étude des varves du lac Barlow-Ojibway et des datations au  $C_{14}$  sur des coquillages marins de la mer de Tyrell indiquent que les premières varves, dans le bassin du Témiscamingue, se sont déposées il y a environ 10,800 ans B.P. (Hughes, 1965). Pour leur part, Terasmae et Hughes ( 1960) donne 8,275 ans B.P. comme maximum pour la réavancée de Cochrane. Les travaux détaillés sur le terrain n'ont montré aucune évidence stratigraphique de cette réavancée dans la région étudiée, soit au Sud du 49<sup>o</sup> parallèle. Une datation au  $C_{14}$  sur de la matière organique provenant d'une tourbière au S-O de Val-D'Or, dont la surface se trouve à environ 1125 pieds au-dessus du niveau



moyen de la mer à donné un âge de  $9560 \pm 600$  ans B.P. (QU - 105 ), ce qui donne un âge minimum pour le retrait des eaux du lac Barlow-Ojibway.

## 5. Géologie économique

### 1. Matériel de construction

Les matériaux des eskers sont abondamment utilisés pour la construction et l'entretien des routes. Plusieurs compagnies locales exploitent des gravières à même les eskers ou les épandages fluvioglaciaires, fournissant ainsi du travail à plusieurs personnes.

### 2. Potentialités acquifères des formations

Les eskers forment d'importantes potentialités acquifères pour les municipalités et aussi pour l'approvisionnement individuel de certains cultivateurs. Plusieurs sources jaillissent le long de certains eskers, notamment le long de l'esker de Matagami au Nord d'Amos. Ces sources se situent à la base des eskers, au contact des sédiments d'esker remaniés ou non et de la plaine d'argile. La ville d'Amos puise son eau potable à même l'une de ces sources.

### 3. Vallées enfouies

Les vallées enfouies présentent un certain intérêt sur le plan économique puisqu'elles peuvent renfermer des sédiments aurifères. Aussi, une attention toute particulière fut-elle accordée à l'examen des photographies aériennes, notamment dans les régions où les travaux détaillés de terrain nous permettraient de croire à l'existence possible de vallées enfouies sous de fortes épaisseurs de sédiments glaciaires. Comme les photos aériennes étaient à une assez grande échelle, soit 1:15,840, le travail ne nous fut guère facilité. Des photos à plus petite échelle ( 1 pouce au mille) nous auraient peut-être permis de mieux déceler les linéations, les irrégularités du drainage ou toute autre caractéristique pouvant conduire à l'identification de telles vallées.

Il semble exister quelques vallées enfouies. Mais des travaux plus poussés s'imposent avant de pouvoir aborder plus en détail cette partie.

Bibliographie

- ALLARD, M. (1973): Les eskers de l'interfluve Bell-Harricana, Abitibi. Ecole des Gradués, Univ. Laval, Thèse de maîtrise (Géographie), 210 p., 37pl., 18 fig., 8 cartes.
- AMBROSE, J.W. (1950): Régions de Cléricy et de La Pause, Québec. Can., Com. géol., Mém. 233, 110 p., 1 fig., 4 cartes.
- ANTEVS, Ernst (1925): Retreat of the last ice sheet in Eastern Canada. Can., Dept. Mines, Geol. Surv., Mem. 146, 142 p.
- BELL, L.-V. et BELL, A.M. (1934): La région de Senneterre, comté D'Abitibi. Québec, Service des mines, Rapport annuel, partie B, 91 p., 4 fig., 5 pl., 1 carte.
- BLAKE, A.W. (1953): Région du lac Waswanipi, comté d'Abitibi-Est. Québec, Min. Mines, rapp. géol. no 59, 25 p.
- BLANCHARD, Raoul (1954): L'Ouest du Canada français. Tome deuxième: L'Abitibi-Témiscamingue. Montréal, Beauchemin., 26 fig., 43 ph. hors-texte.
- BOISSONNEAU, A.N. (1967): Glacial History of Northeastern Ontario 1. The Timiskaming-Algoma Area. Research Branch, Ontario Department of Lands and Forests, Maple, Ontario, Contribution No 67-11, 13 p.
- (1965): Glacial History of Northeastern Ontario 11. The Cochrane-Hearst Area. Research Branch Ontario, Department of Lands and Forests, Maple, Ontario. Contribution No 65-25, 20p.
- CHARLESWORTH, J.K. (1957): The Quaternary Era, with Special reference to its glaciation. 2 vols. 1700 p., Arnold, London.
- COLEMAN, A.P. (1909): Lake Ojibway, last of the great glacial lakes. Ontario Bureau of Mines, vol. 18, part.1, p. 284-293.
- COOKE, H.C., James, W.F., et Mawdsley, J.B. (1931): Géologie et gisements minéraux de la région de Rouyn-Harricana, Québec. Can., Com. géol., Mém. 166, 333p.
- DELAND, A.-N. et GRENIER P.-E. (1959): Région d'Hazeur -Druillettes, district électoral d'Abitibi-Est. Québec, Min. des Mines, rapp. géol. 87, 84p., 2 fig., 6 pl., 3 cartes.

- DRESSER, J.A., et DENIS, T.C. (1946): La géologie de Québec. Vol.2, géologie descriptive. Québec, Min. des Mines, rapp. géol., no 20, 647 p.
- FRASER, H.J. (1929) : An experimental study of varve deposition. Roy. Soc. Can. Trans., Ser. 3, vol. 23, sect. 4, p. 49-60.
- HUGHES, O.L. ( 1965) : Surficial geology of part of the Cochrane district, Ontario. In International studies on the Quaternary, Wright H.E., Jr. and Frey, D.G., ed., Geol. Soc. Am., Special paper 84, p. 535-565.
- HUME, G.S. ( 1925): The Paleozoic Outlier of Lake Timiskaming, Ontario and Québec. Can., Geol. Surv., Mém. 145, 129 p., 7 fig., 16 pl.
- KEELE, J. ( 1915): Preliminary report on the clay and shale deposits of the Province of Quebec. Can., Dept. of Mines, Mem. 64, 280p., 34 pl., 13 fig., 1 carte.
- LANGLEY, W. WARREN ( 1946): Région de Castagnier, comté d'Abitibi-Est. Québec, Min. des Mines, rapp. géol. 26, 22 p., 1 fig., 3 pl., 1 carte.
- NORMAN, G.W.H. ( 1938) : The last Pleistocene ice-front in Chibougamau district, Quebec. Roy. Soc. Can. Trans., Sect. 4, p. 69-86.
- TERASMAE, J. and HUGHES; O.L. ( 1960): Glacial retreat in the North Bay Area, Ontario. Science, 131, p. 1444-14446.
- TREMBLAY, G. ( 1973): Géologie du Quaternaire, région de Rouyn-Noranda et d'Abitibi. Québec, Min. Rich. naturelles, 36 p., 9 cartes, rapport en filière ouverte.
- TREMBLAY, L.P. ( 1950): Fiedmont map-aera, Abitibi county. Can., Geol. Sur., Mém. 253, 113 p., 11 fig., 5 pl., 1 carte.
- VILLENEUVE, G.-O. ( 1967) : Sommaire climatique d'Amos Québec, Min. Rich. Nat., 68 p., 37 tableaux, 6 fig.
- WEBER , W.W. et LATULIPE, M. ( 1964): Région d'Amos- Barraute, comté D'Abitibi- Est. Québec, Min. Rich. Nat., rapp. géol. 109, 81 p., 2 pl., 3 cartes.
- WILSON, J.T. ( 1938): Glacial geology of part of North-Western Quebec. Roy. Soc. Can. Trans., Sect.4, p. 49-59.
- WILSON, M.E. ( 1918): Temiskaming county, Quebec. Can., Com. Géol., Mém. 103, 197 p.

GEOLOGIE DU QUATERNAIRE, REGION DE ROUYN-NORANDA ET D'ABITIBI

COMTES D'ABITIBI-EST ET D'ABITIBI-OUEST

GERMAIN TREMBLAY

(1/50,000)

( 1971 - 1974 )

LEGENDE

8. ALLUVIONS DE PLAINE D'INONDATION.

8 Sable principalement, un peu de silt et d'argile.

7. SEDIMENTS TOURBEUX.

7 Tourbe surtout, un peu de terre noire; comprennent aussi quelques régions mal drainées à végétation de marais et marécage et des dépôts alluvionnaires.

6. SEDIMENTS EOLIENS.

6 Sables bien classés provenant du remaniement des sables lacustres et des sédiments d'esker; généralement sous forme de dunes bien définies.

5. SEDIMENTS LACUSTRES.

5a Sables deltaïques: sable moyen à grossier; comprennent occasionnellement des granules.



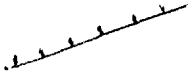
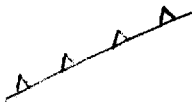





5b Sable et gravier: ces sédiments proviennent avant tout du remaniement des matériaux d'esker; déposés sous forme de sédiments de rivage avant tout.

5c Silt et argile massives: argile gris clair avec occasionnellement des cailloux; parfois calcareuse.

5c Argile varvée: sédiments du lac glaciaire Barlow-Ojibway; silts et sable feuilletés et argile vaseuse.

N.B. Les deux unités ci - dessus : silt et argile massives et argile varvée ne sont pas différenciées sur les cartes.

4. SEDIMENTS D'ESKER ET ASSOCIES: SABLE, GRAVIER, CAILLOUX.
  - 4a Modifiés par les eaux du lac glaciaire.
  - 4b Non modifiés par les eaux du lac glaciaire.
3. EPANDAGES FLUVIOGLACIAIRES, TERRASSES DE KAME, KAME: SABLE, GRAVIER, CAILLOUX ET BLOCS.
  - 3a Modifiés par les eaux du lac glaciaire.
  - 3b Non modifiés par les eaux du lac glaciaire.
2. SEDIMENTS MORAINIQUES: MATERIAUX HETEROGENES DE TOUTES DIMENSIONS ALLANT DE L'ARGILE AUX BLOCS, MAIS LE PLUS SOUVENT SABLEUX; COMPACT, GRIS CLAIR LORSQUE FRAIS, GRIS FONCE LORSQUE OXYDES, PARFOIS CALCAREUX.
  - 2a Modifiés en surface par les eaux du lac glaciaire.
  - 2b Non modifiés par les eaux du lac glaciaire.
1. ROCHE EN PLACE.
  - 1

	Crêtes de plage
	Crêtes morainiques ( washboard moraines)
	Ancienne ligne de rivage
	Escarpement d'érosion fluvial
	Kettle
	Affleurements rocheux
	Contour géologique approximatif
	Drumlin
	Crête principale de l'esker

SERVICE D'EXPLORATION GEOLOGIQUE  
 MINISTERE DES RICHESSES NATURELLES, QUEBEC

GEOLOGIE DU QUATERNAIRE

REGION DE ROUYN-NORANDA ET D'ABITIBI

APPENDICE

par

Germain Tremblay



APPENDICE

CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES DES VARVES

Sommaire

1. Epaisseur des Varves
2. Structures sédimentaires
3. Caractéristiques granulométriques
4. Diagramme de Passega

### 1. Épaisseur des Varves (ph. 1 et 2)

Comme nous l'avons mentionné à la page 34, l'épaisseur des Varves diminue, généralement, de façon exponentielle vers le haut (fig. 1 à 3). Selon Agterberg et Banerjee (1969), cette diminution est attribuable au retrait graduel du front glaciaire. Par contre, le fait d'avoir trouvé dans plusieurs coupes une augmentation de l'épaisseur des lits vers le haut (fig. 1, L-8) serait dû à de brèves réavancées glaciaires.

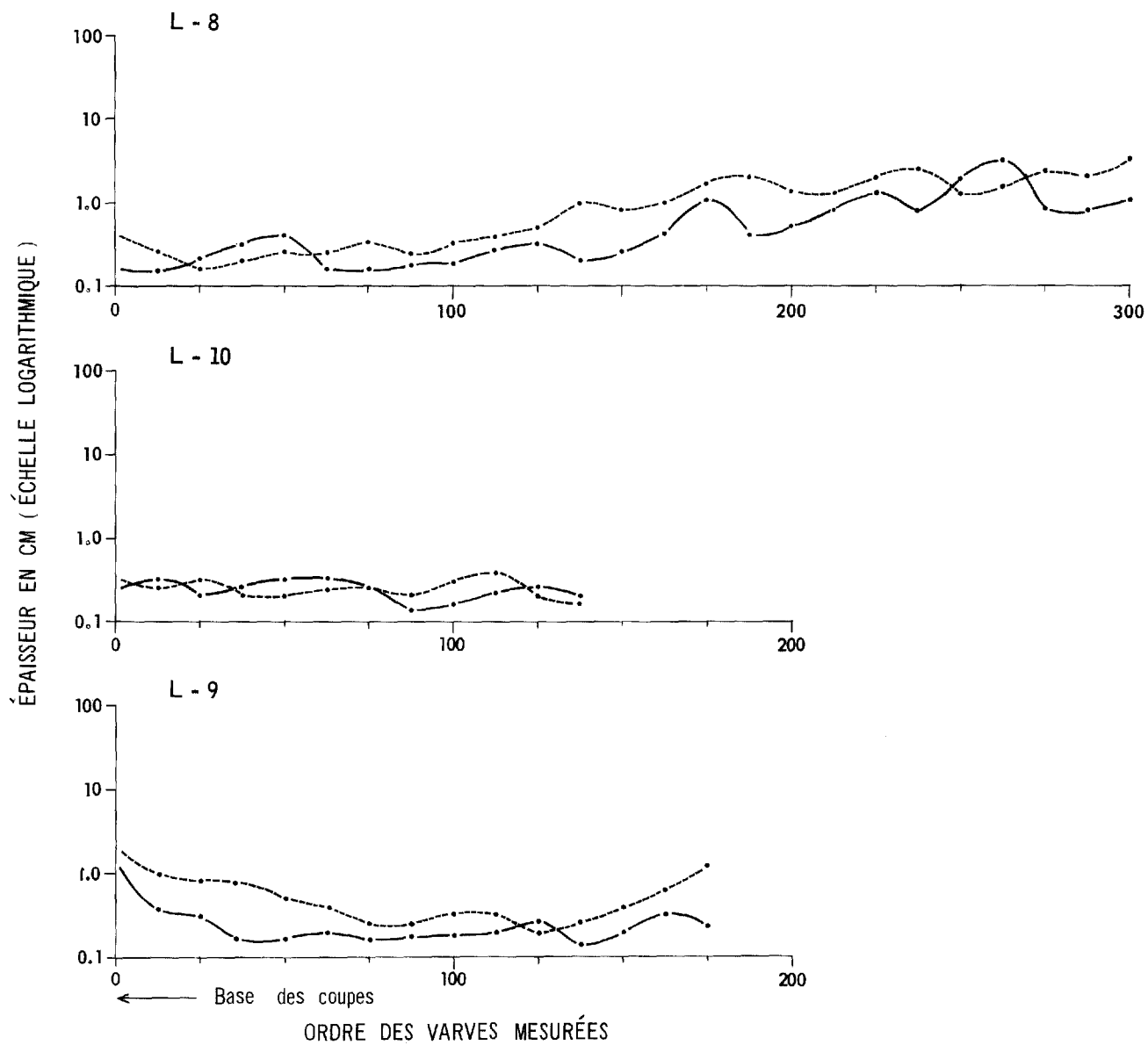
Les 10 coupes étudiées nous permettent de tirer certaines conclusions. Nous en reproduisons 8 (fig. 1 à 3). Les lits de silt se différencient des lits d'argile à plusieurs points de vue (fig. 1 à 3 et tabl. 1):

- 1- leur épaisseur est plus variable, avec un coefficient de variation allant de 0,36 à 1,90; les 8 premiers échantillons d'argile ont un coefficient de variation compris entre 0,42 et 0,82;
- 2- les courbes sont moins linéaires et renferment beaucoup plus de pics;
- 3- il semble y avoir moins de relations entre les épaisseurs des lits de silt d'une année et celles des années antérieures que dans le cas des lits d'argile.

Dans plusieurs coupes (fig. 1, L-8), on assiste, dans les derniers pieds, à une augmentation de l'épaisseur des lits vers le haut.

Ces données sont relativement comparables à celles qu'a obtenues Banerjee (1973 et Agterberg et Banerjee, 1969) dans ses travaux sur les caractéristiques sédimentologiques et les structures sédimentaires des Varves glaciaires du Pléistocène en Ontario qui en conclut que le silt se dépose au cours de périodes de temps courtes alors que la majeure partie de l'ar-

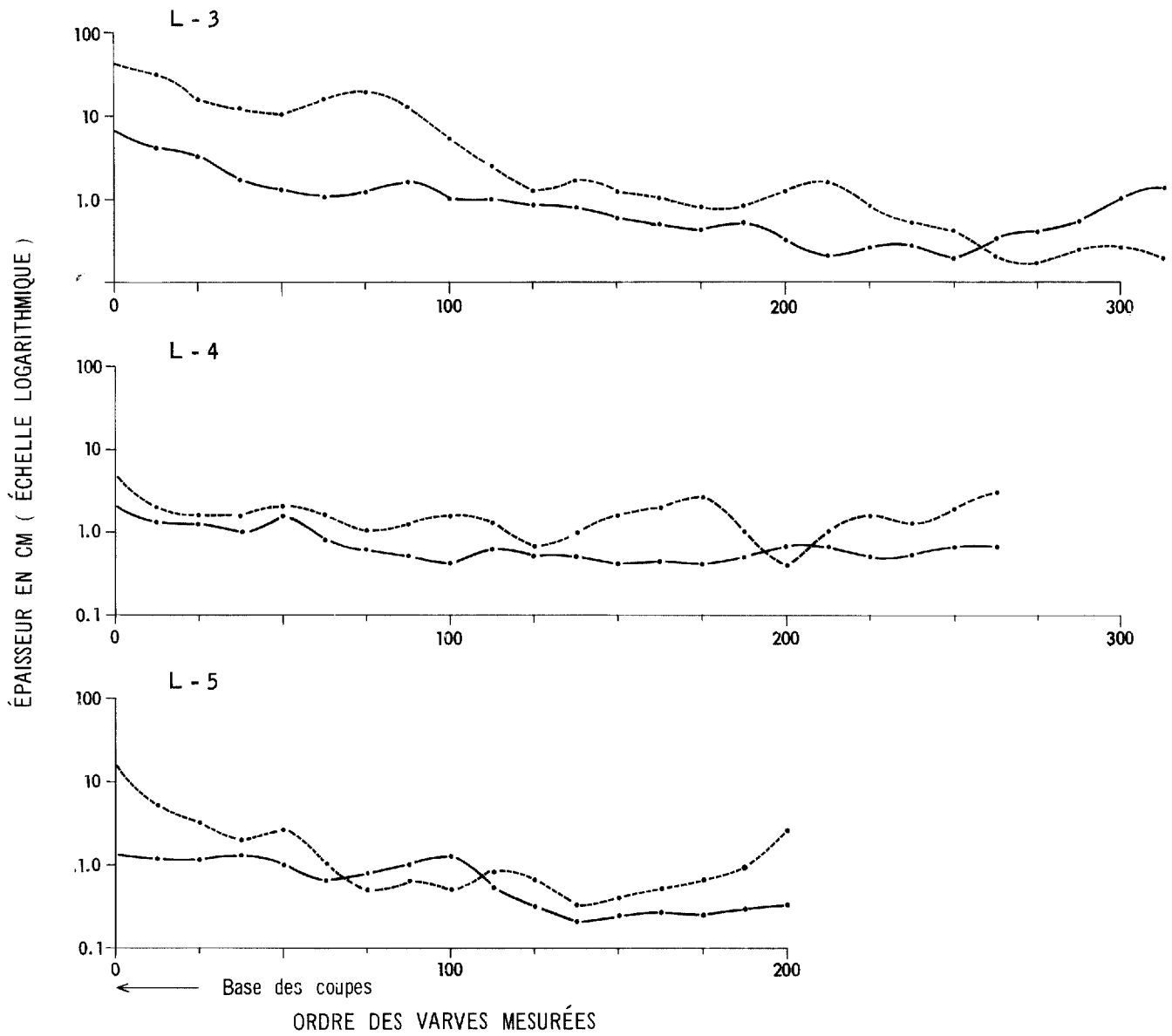
## ÉPAISSEUR DES VARVES AU NO DE PREISSAC



- Épaisseur moyenne des varves pour 25 ans
- - - Épaisseur des lits de silt
- · - Épaisseur des lits d'argile
- L - 8 Numéro des localités

Figure 1

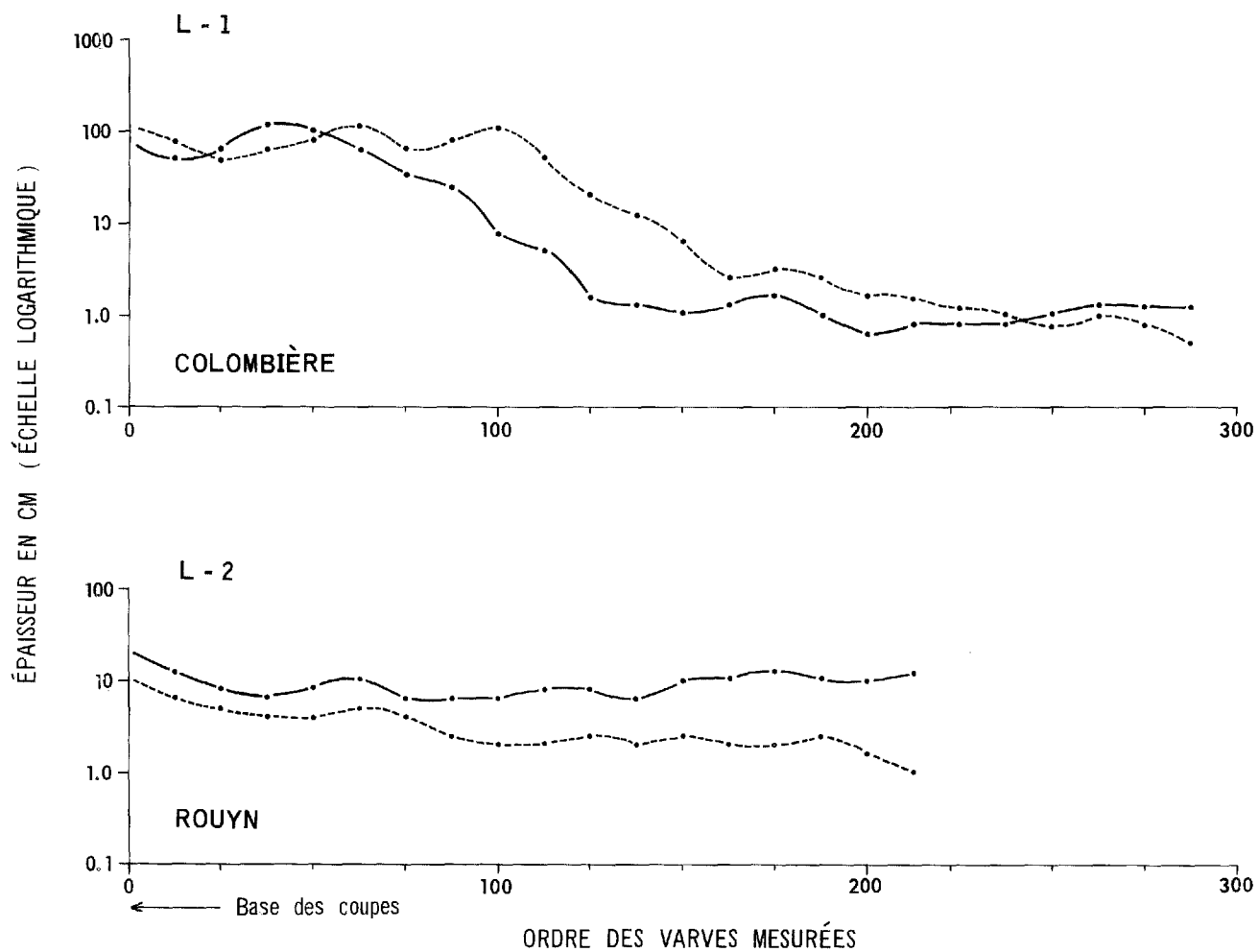
## ÉPAISSEUR DES VARVES À COLOMBOURG



- Épaisseur moyenne des varves pour 25 ans
- - - Épaisseur des lits de silt
- Épaisseur des lits d'argile
- L - 3 Numéro des localités

Figure 2

## ÉPAISSEUR DES VARVES À COLOMBIÈRE ET ROUYN



- Épaisseur moyenne des varves pour 25 ans
- - - Épaisseur des lits de silt
- Épaisseur des lits d'argile
- L - 1 Numéro des localités

Figure 3

gile se dépose de façon continue sur des périodes de temps beaucoup plus longues.

TABLEAU 1

Epaisseur des varves dans différentes localités (en cm)

Localités	Nombre de varves mesurées	Lits de silt			Lits d'argile		
		M	$\Sigma$	$\Sigma / M$	M	$\Sigma$	$\Sigma / M$
1	128	0,70	0,40	0,57	2,38	1,46	0,61
2	38	11,18	22,14	1,90	1,71	0,95	0,55
3	161	5,98	3,18	0,53	0,91	0,46	0,50
4	81	0,91	0,75	0,82	0,68	0,41	0,82
5	219	1,26	1,86	1,47	1,19	0,70	0,58
6	31	0,60	0,40	0,66	0,86	0,38	0,44
7	234	1,18	1,31	1,11	1,21	0,51	0,42
8	86	0,41	0,15	0,36	0,64	0,31	0,48
9	64	0,85	0,71	0,83	0,31	0,40	1,29
10	58	0,35	0,53	1,51	0,35	0,41	1,17

M : Moyenne

$\Sigma$  : Déviation standard

$\Sigma/M$  : Coefficient de variation

1. Aéroport de Rouyn
2. Colombière
3. Colombourg
4. Colombourg
5. Colombourg
6. Aéroport d'Amos
7. Vautrin
8. Preissac
9. Preissac
10. Preissac

## 2. Structures sédimentaires

Des coupes dans et à proximité d'eskers ou de deltas d'esker: Colombière, aéroports d'Amos et de Rouyn, Colombourg, Preissac, Vautrin, nous ont permis d'étudier les relations entre les sédiments glaciaires et fluvioglaciaires. Plusieurs coupes nous ont montré une répétition relativement régulière de lits silteux ou sablonneux (ph.3) et de lits d'argile, la répétition de ces deux lits ou couches constituant une varve (ph. 1 à 3). Dans 3 des coupes examinées: Colombière, Colombourg et Preissac, les sédiments glacio-lacustres semblaient indiquer une séquence "longue" (fig. 1, L-8 et fig. 2, L-3). Cependant, dans la majorité des cas, les coupes examinées se situaient à proximité ou sur les versants des eskers et montraient des séquences plus courtes (fig. 1, L-9 et 10 et fig. 2, L-5). Aussi nous paraît-il plus juste de les qualifier de rythmites (ph. 4).

Les rythmites se rencontrent généralement vers le haut des coupes; à la base de la coupe, le matériel consiste en sable et gravier et on assiste, vers le haut de la coupe, à une diminution de la grosseur des sédiments. Le contact entre les sédiments lacustres et fluvioglaciaires peut être linéaire (ph. 5), irrégulier (ph. 6) ou graduel; le plus souvent, il y a une imbrication de matériel d'esker et de sédiments lacustres. Ces rythmites renferment de nombreuses structures sédimentaires s'apparentant ou identiques à celles des flysch qui ont subi des courants de turbidité, notamment des turbidites qui se présentent sous forme de couches simples ou composites.

Le contact basal des turbidites avec les sédiments sous-jacents s'effectue le plus souvent par un changement granulométrique brutal, ou encore par une surface irrégulière ou en biseau traduisant une érosion des sédiments sous-jacents. Certaines turbidites montrent un granoclassement.

Des marques d'affouillement, des structures convolutées (ph. 7), des glissements sous-aquatiques (ph. 8 à 10), des pseudo-nodules s'observent notamment dans les rythmites, à leur base ou à l'intérieur. On peut les attribuer aux conditions particulières à leur origine, telles la vites-

se de dépôt, l'accumulation sur un matériel fin, les courants de turbidité, courants qui jouent un rôle certes important dans la formation des varves. Plusieurs micro-failles avec rejets verticaux de quelques millimètres de hauteur affectent localement les varves (ph. 11).

Dans certaines localités, les cours d'eau de fonte sous-glaciaire ont incorporé aux varves des matériaux d'esker (ph. 12) ou interrompu le rythme de sédimentation (ph. 13 et 14). Quelques coupes, notamment à l'Est de l'aéroport de Rouyn, au SO de Rouyn, à Colombière, renferment des varves contorsionnées ou plissées incorporées dans des sédiments fluvioglaciaires et morainiques, traduisant de la glacitectonique (ph. 15 à 17). Plusieurs varves plissées et plus ou moins parallèles les unes aux autres s'observent sur les photos 15 et 16. Ces varves plissées s'inclinent vers l'ONO de 25 à 45°. Dans la région de Rouyn, les stries glaciaires indiquent un écoulement général vers le SSO. Quelques stries ont une orientation S 20° E. Dans une coupe, à Colombière, nous avons observé des injections de varves de type diapirique (ph. 18 et 19). Ces injections se rencontrent à l'état isolé et sont, apparemment, attribuables à des radeaux de glace flottante qui ont dompé des poches de matériaux grossiers.

Les varves présentent, dans plusieurs coupes, une stratification à lits parallèles parfois fortement inclinés: 8 à 30°. Les lits frontaux dans les eskers, à proximité des localités où des varves furent mesurées, indiquent qu'ils ont été mis en place par des eaux de fonte allant généralement de S 55° W à S 45° E, tandis que dans les varves les lits parallèles inclinés ont, à l'intérieur d'une même coupe, un éventail beaucoup plus réduit, ce qui est apparemment attribuable à des courants unidirectionnels, tels des courants de turbidité. A partir d'un certain niveau, les couches très inclinées font place vers le haut à des lentilles inclinées de quelques degrés seulement.

En conclusion, le faciès observé le plus fréquent est celui des varves. Il est parfois interrompu brusquement par des couches de diverses épaisseurs de matériel plus grossier. Les nombreux cours d'eau de fonte glaciaire qui se jetaient dans le lac glaciaire Barlow-Ojibway pour y



former des deltas proglaciaires sont certes responsables, en majeure partie, des apports de sédiments grossiers (sables, graviers, parfois des cailloux) et des courants de turbidité avec les structures sédimentaires qui s'y rattachent.

### 3. Caractéristiques granulométriques des varves

25 échantillons de varves furent recueillis dans diverses localités: aéroport de Rouyn, Colombière, Vautrin: 15 dans des lits d'hiver et 10 dans des lits d'été. Les analyses furent faites dans un bain-marie thermostatique avec colonnes de sédimentation munies de pipettes d'Andreasen. Le calcul de ces paramètres ou indices, caractéristiques des courbes et par conséquent des varves, a été fait par résolution graphique. Le calcul de ces paramètres algébriques nécessite l'emploi des percentiles, valeur du caractère pour des fréquences cumulées données. Quatre de ces percentiles furent utilisés: P 50 correspondant à la médiane (Md) de la distribution; P 84 et P 16 permettant le calcul de l'écart-type ou indice de dispersion:  $\sigma_{68} = (P_{84} - P_{16}) / 2$ ; le 1er centile (abscisse dont l'ordonnée est 1%) pour le diagramme de Passega (fig. 8). Tous ces percentiles sont mesurés en unité  $\phi$ .

La médiane (Md) constitue un paramètre de position tandis que l'écart-type ( $\sigma_{68}$ ) est un paramètre de dispersion. Nous avons utilisé l'écart-type de préférence au coefficient de mauvais traige de Trask (Sorting-coefficient) puisqu'il traduit la dispersion de 68% du sédiment, alors que celui de Trask est basé sur le calcul des percentiles P 25 et P 75, et par conséquent sur la dispersion de 50% du sédiment de part et d'autre de la médiane. Nous avons également utilisé un second paramètre de position soit la moyenne (phi-mean-diameter):  $\bar{X} = \frac{P_{84} + P_{16}}{2}$

La figure 4 montre qu'il y a une relation assez étroite entre l'épaisseur des lits de silt et la médiane, ce qui n'est pas le cas pour les lits

RELATIONS ENTRE L'ÉPAISSEUR DES VARVES  
 ET LA MÉDIANE DES PARTICULES (  $M\phi$  )

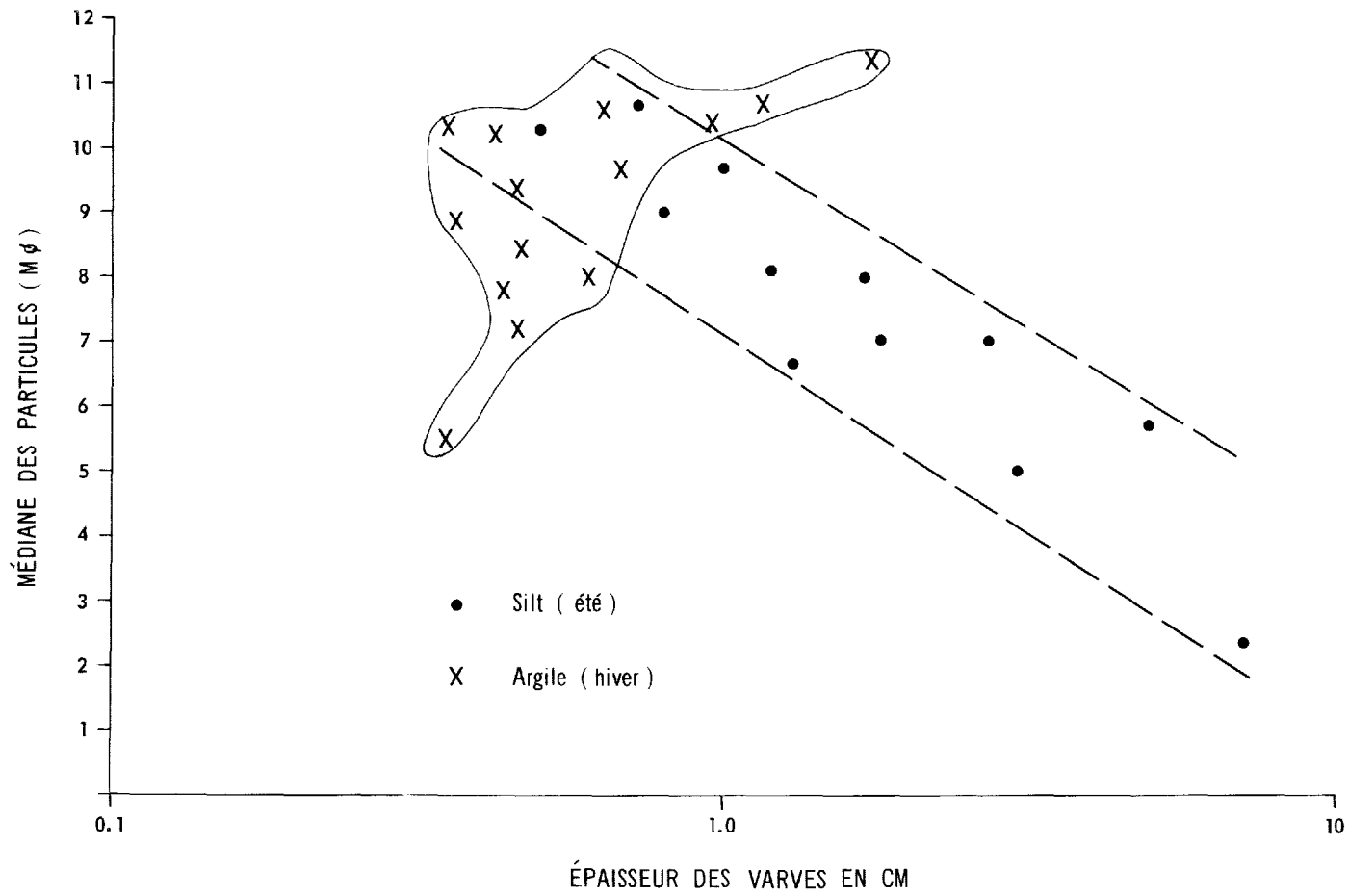


Figure 4

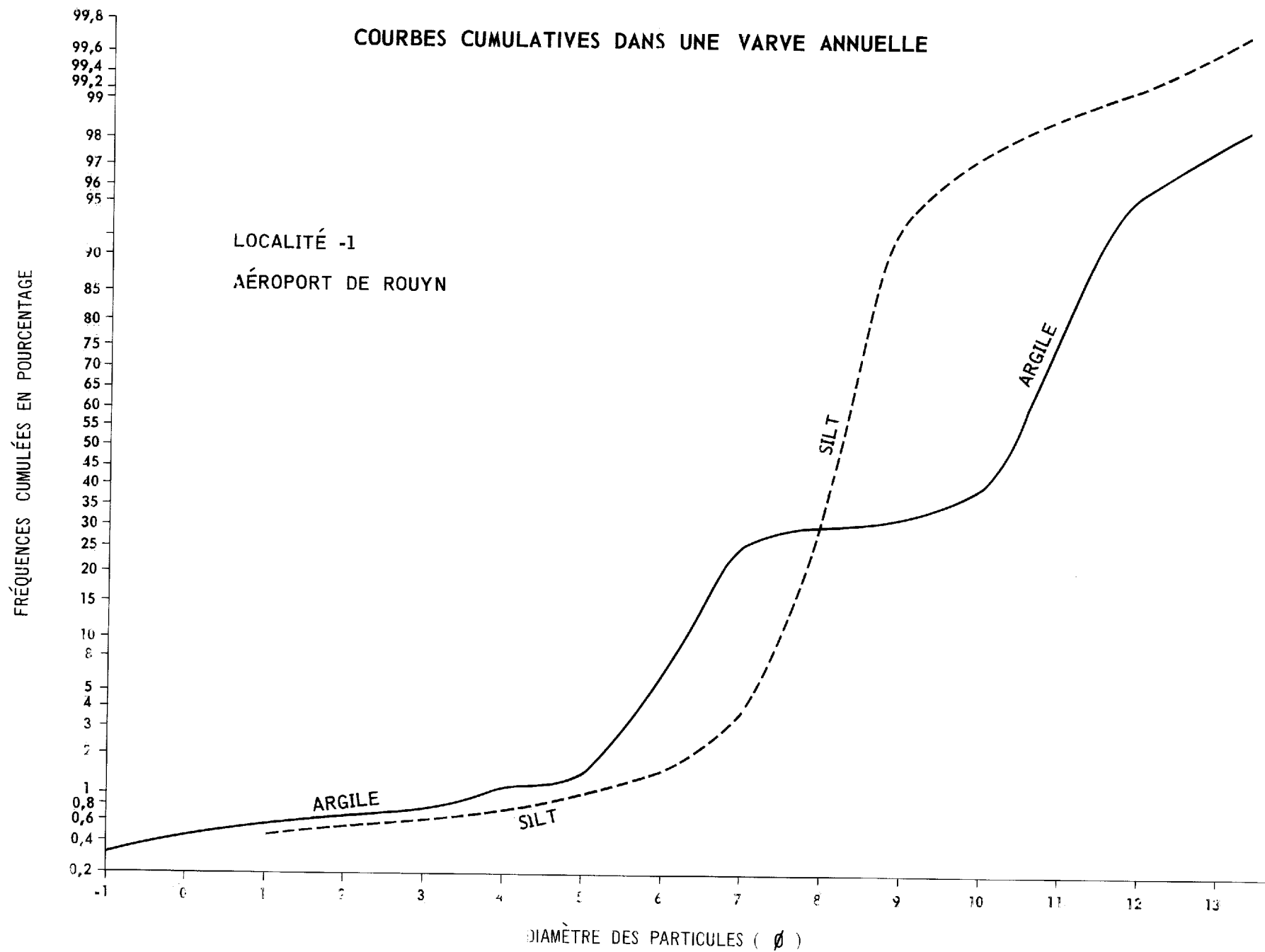


Figure 5

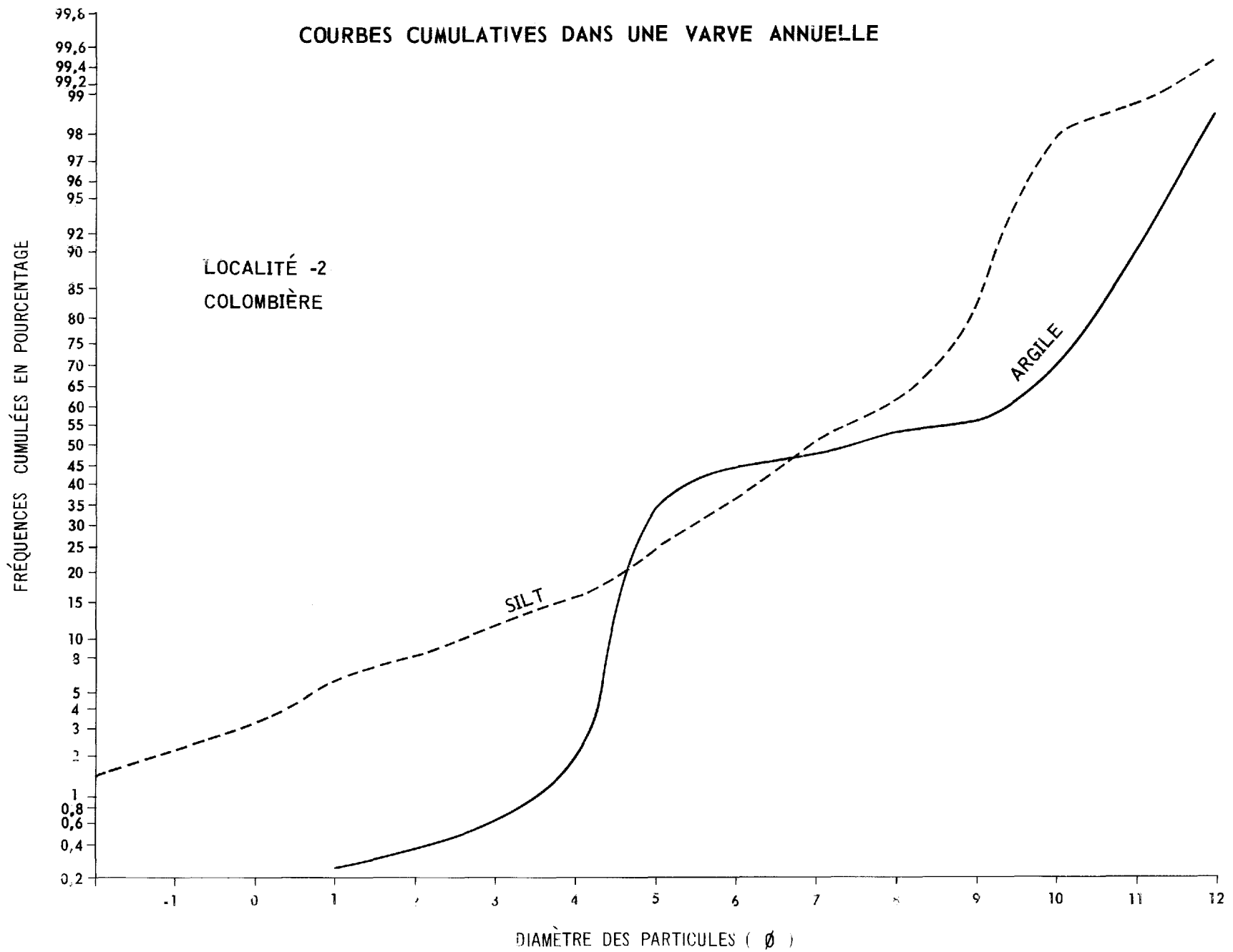


Figure 6

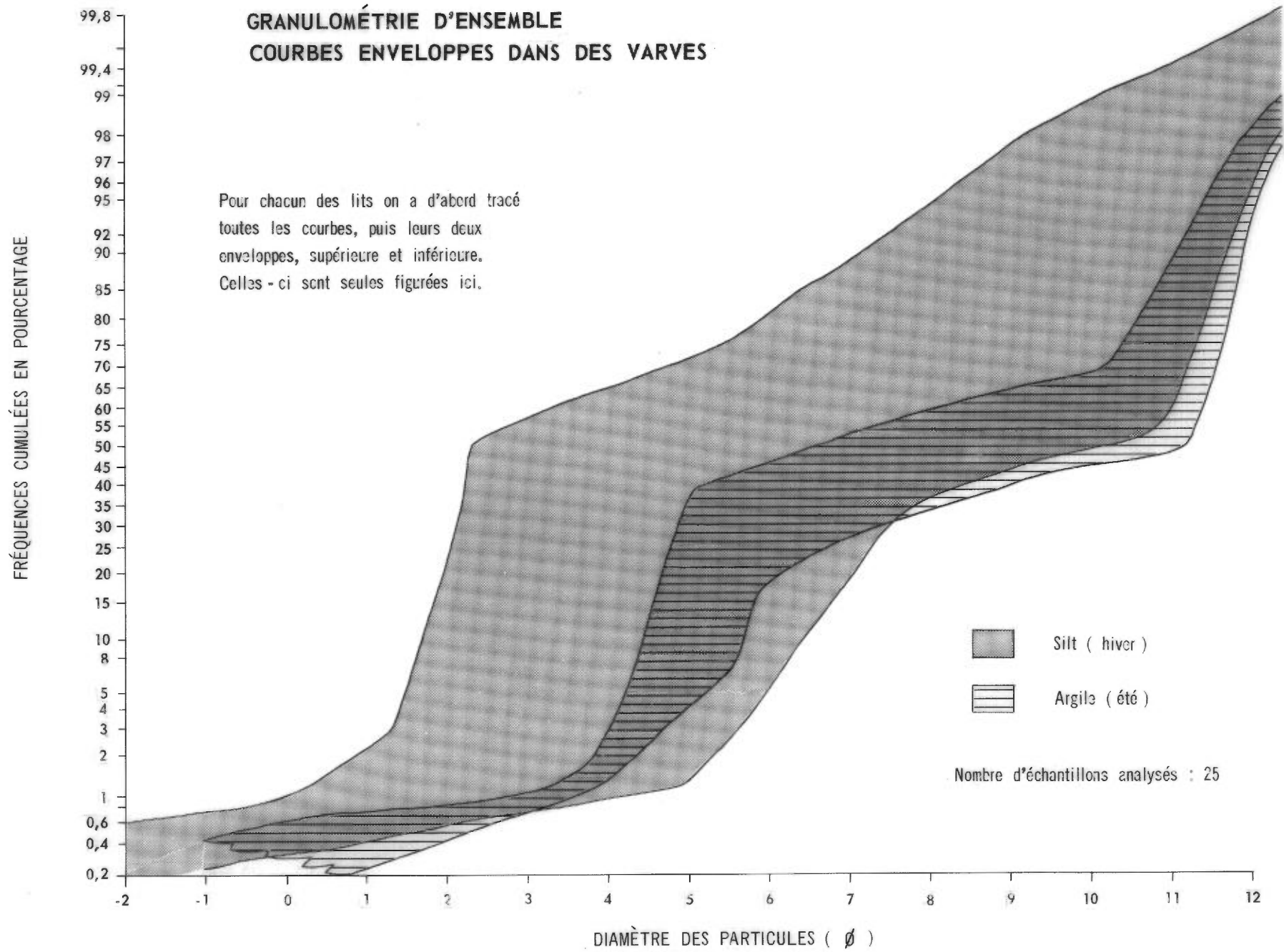


Figure 7

d'argile. Cette différence s'explique certes par le fait que les lits de silt sont dûs, pour la plupart, à des courants de turbidité alors que les lits d'argile proviennent des particules en suspension. La médiane des lits de silt dépend, dans une certaine mesure, de la vélocité des courants de turbidité (Kuenen, 1951 et 1966),

courants qui sont également dépendants de plusieurs facteurs.

La granulométrie va des graviers pour les sédiments proximaux aux sédiments lacustres pour les sédiments distaux qui peuvent être représentés par des sables ou des varves. Selon Antevs (1925), le passage d'un faciès proximal à un faciès distal ou latéral est attribuable au recul du front des deltas proglaciaires.

Les médianes des lits de silt vont de 2,25 à 10,50  $\phi$ . Les lits de silt sont plus hétérométriques que les lits d'argile (fig. 5 et 6), lesquels sont généralement plus fins et mieux classés comme l'indiquent les courbes enveloppes (fig. 7). Les courbes des lits de silt ont un seul mode (fig. 5 et 6), traduisant une plus grande homogénéité liée apparemment aux courants de turbidité qui ont des charges uniformes. Par contre, les lits d'argile montrent plusieurs modes (fig. 5 et 6). La source du matériel pour les argiles semble donc plus hétérogène.

#### 4. Diagramme de Passega (CM)

Les caractéristiques des principaux mécanismes ou processus responsables de la mise en place des sédiments se reflètent dans leur texture. Cette relation est particulièrement évidente lorsqu'on utilise les deux paramètres suivants pour caractériser les sédiments: C, 1er percentile et M, médiane des particules. La figure obtenue (fig. 8) constitue le diagramme de Passega (1964). Plusieurs régions peuvent être délimitées sur la figure 8.

Comme l'indique cette figure, les lits de silt et les sables fluvio-glaciaires ont une distribution linéaire et une répartition parallèle-

RELATIONS ENTRE C ( 1<sup>er</sup> PERCENTILE )  
ET M ( MÉDIANE ) SELON PASSEGA

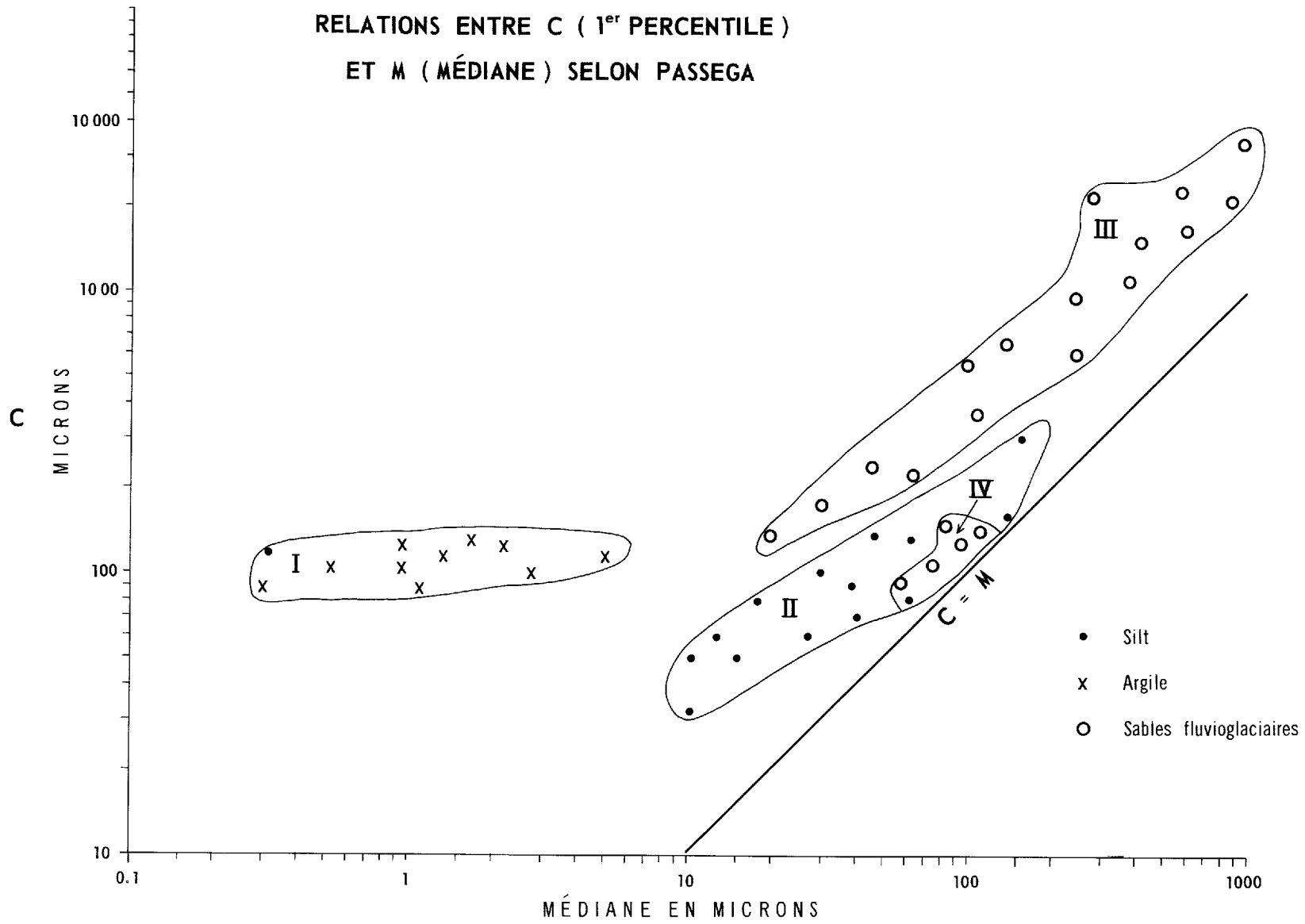


Figure 8

le à la ligne C = M (régions II et III). Par contre, les lits d'argile ont une distribution allongée et parallèle à M (région I). Cette distribution linéaire pour les lits de silt correspond au segment QR de la figure 1 de Passega (1964, p. 831), segment qui représente les sédiments en "graded suspension". Dans le diagramme de Passega, la dimension maximum des sédiments transportés en "graded suspension" est  $390\mu$ . La région II sur la figure 8 se continue sans discontinuité jusqu'à  $10,000\mu$  et inclut, en plus du segment QR, les segments OPQ et NO qui, d'après Passega, représentent les sédiments transportés par roulement ou traction. Quelques échantillons de sables fluvioglaciers et de silt se localisent dans les mêmes régions (II et IV). Ces sables fluvioglaciers et certains de ces lits de silt sont probablement des sédiments transportés par des courants de turbidité.



BIBLIOGRAPHIE

- AGTERBERG, F.P. et BANERJEE, I. (1969): Stochastic model for the deposition of varves in glacial Lake Barlow-Ojibway, Ontario. *Can. Jour. Earth Sci.*, V.6., no 4, p. 625-652.
- BANERJEE, I. (1966): Turbidités in a glacial sequence; a study from the Talchir Formation, Raniganj Coalfield, India. *Journ. Geol.*, V. 74, No 5, p. 1, p. 593-606.
- DZULYNSKI, S. et WALTON, E.K. (1965): Sedimentary features of flysch and greywackes. Elsevier, Amsterdam, 274 p.
- HOWARD, R.G. (1951): Some quantitative aspects of Lake Mead turbidity currents. *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Sp. Publ.*, no 2, p. 34-52.
- KUENEN, Ph. H. (1951): Mechanics of varvæ formation and the action of turbidity currents. *Geol. Foren Stockholm Forhandl.*, V. 73, p. 69-84.
- (1951): Properties of turbidity currents of high density. *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Sp. Publ.*, no 2, p. 14-33.
- (1965): Experiments in connection with turbidity currents. *Univ. Bristol, Colston Papers*, V. 17, p. 47-74.
- (1966): Experimental turbidite lamination in a circular flume. *Jour. Geol.*, V. 74, no 5, p. 1, p. 523-546.
- (1966): Matrix of turbidites: experimental approach. *Sedimentology*, V. 7, no 4, p. 267-297.
- LOMBARD, A. (1963): Laminites: a structure of flysch type sediments. *Journ. Sed. Petrol.*, V. 33, p. 14-22.
- MATHEWS, W.H. (1956): Physical limnology and sedimentation in a glacial lake. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 67, p. 537-552.
- McBRIDE, E.F. (1962): Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), Central Appalachians. *Jour. Sed. Petrol.*, V. 32, p. 39-91.
- PASSEGA, R. (1964): Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *Jour. Sed. Petrol.*, V. 34, no 4, p. 830-847.

- PETTIJOHN, F.J. et POTTER, P.E. (1964): Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Springer-Verlag, N.Y., 370 p.
- QUIGLEY, R.M. (1956): A study of the occurrence, properties and origins of varved clay. Toronto, Univ. Toronto, M. Sc. thesis (unpubl.), 94 p.
- WALKER, R.G. (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. Jour. Sed. Petrol., V. 37, p. 25-43.