



GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA

OPEN FILE 2643

This document was produced
by scanning the original publication.

Ce document a été produit par
numérisation de la publication originale.

**Géologie des formations superficielles,
région de la Petite rivière de la Baleine,
Québec nordique**

Michel Parent, Serge J. Paradis

1994

**Géologie des formations superficielles,
région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique**

Michel PARENT et Serge J. PARADIS

1994



**Centre géoscientifique de Québec / Quebec Geoscience Centre
Commission géologique du Canada / Geological Survey of Canada
Ressources naturelles Canada / Natural Resources Canada**

Dossier public / Open file

2643

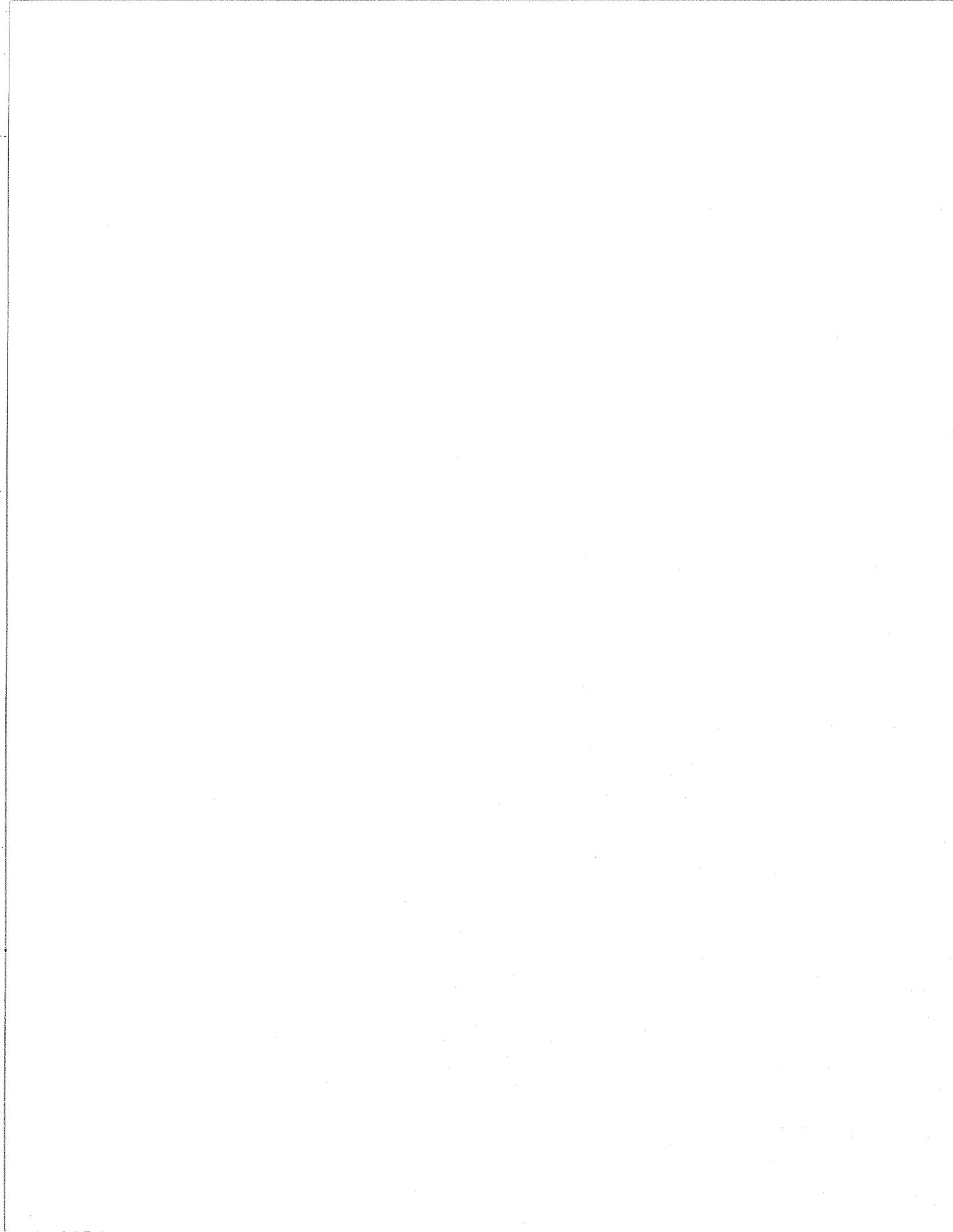
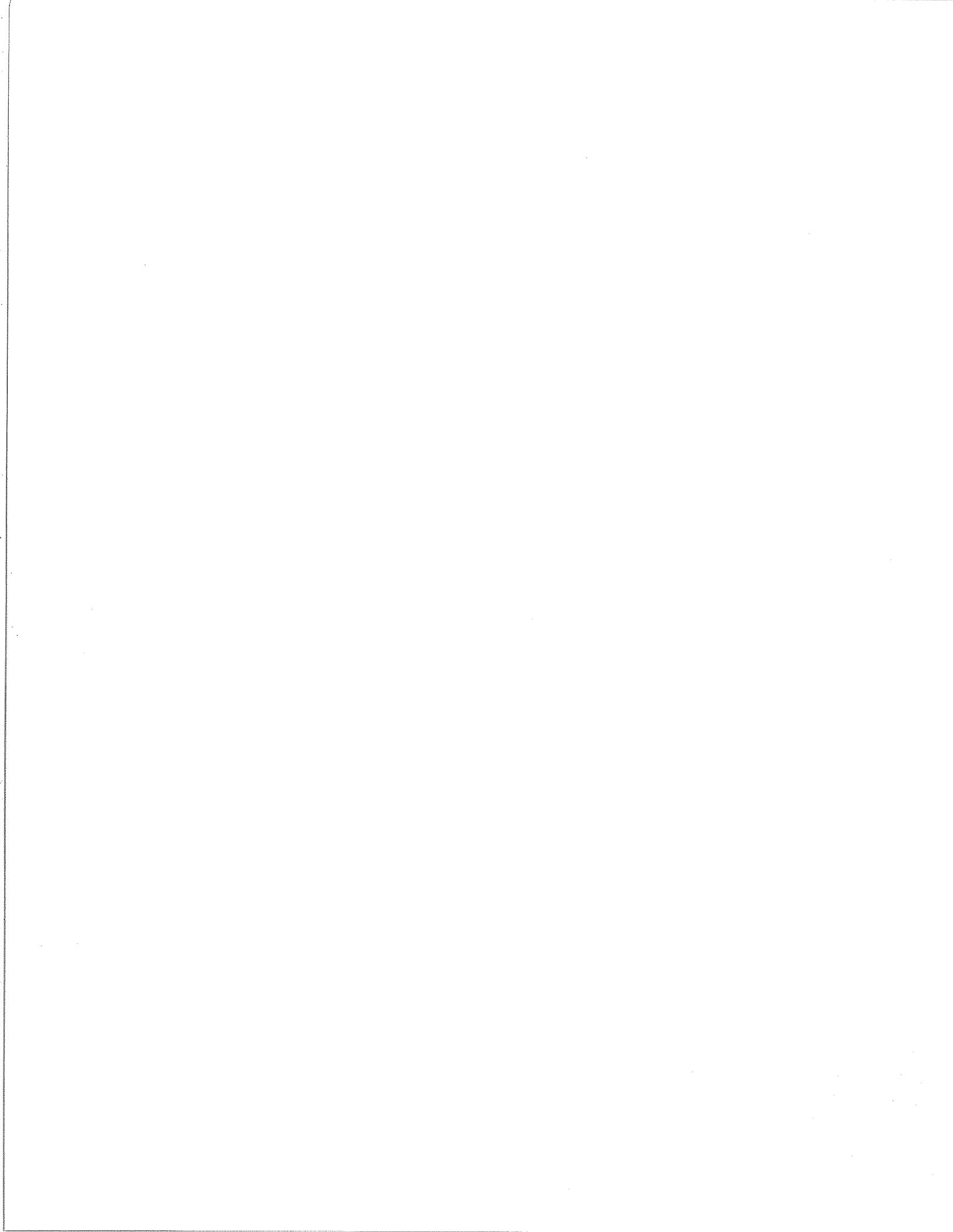


TABLE DES MATIÈRES

1.	INTRODUCTION	4
2.	RÉGION ÉTUDIÉE	7
3.	TRAVAUX ANTÉRIEURS	8
4.	SÉDIMENTS QUATERNAIRES	8
4.1	Cadre lithostratigraphique	8
4.3	Sédiments fluvioglaciaires	16
4.4	Sédiments glaciolacustres	17
4.5	Sédiments glaciomarins et marins	19
4.6	Sédiments fluviatiles	24
4.7	Sédiments colluviaux et sédiments éoliens	24
4.8	Sédiments organiques	25
5.	DIRECTIONS ET PHASES D'ÉCOULEMENT GLACIAIRE	25
5.1	Méthodologie	25
5.2	Mouvements glaciaires régionaux	27
5.3	Discussion	28
6.	DÉGLACIATION RÉGIONALE ET ÉPISODES GLACIOLACUSTRE ET MARIN	29
6.1	Déglaciation et incursion du Lac Ojibway	30
6.2	Incursion de la Mer de Tyrrell et limite marine	30
6.3	Exondation	31
7.	SOMMAIRE	31
8.	REMERCIEMENTS	32
9.	RÉFÉRENCES	33

(EN Pochette)

CARTE 33 N/NW-NE	Géologie des formations superficielles, Petite rivière de la Baleine, Québec et Territoires du Nord-Ouest
CARTE 33 O/NW	Géologie des formations superficielles, Lac Élizabéth, Québec



LISTE DES TABLEAUX ET DES ANNEXES

TABLEAU 1:	Cadre stratigraphique des formations superficielles de la région de la Petite rivière de la Baleine	9
TABLEAU 2:	Fossiles des sédiments de la Mer de Tyrrell dans la région de la Petite rivière de la Baleine	22
ANNEXE 1:	Coordonnées UTM des sites échantillonnés:	
	A) Échantillons de till	
	B) Autres échantillons	39
ANNEXE 2:	Résultats granulométriques des analyses de till.	42
ANNEXE 3:	Résultats granulométriques des autres échantillons.	46

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1:	Carte de localisation et principaux toponymes de la région de la Petite rivière de la Baleine.	5
FIGURE 2:	Carte de localisation des échantillons de sédiments quaternaires de la région de la Petite rivière de la Baleine.	6
FIGURE 3:	Séquences stratigraphiques quaternaires de la région de la Petite rivière de la Baleine.	10
FIGURE 4:	Diagrammes ternaires de la granulométrie des tills: (A) pourcentage de gravier-sable-silt/argile; (B) pourcentage de sable-silt-argile (< 4 μm) dans la matrice.	13
FIGURE 5:	Courbe moyenne et enveloppe granulométrique des tills (fraction inférieure à 8 mm) de la région de la Petite rivière de la Baleine.	14
FIGURE 6:	Surface de tendance cubique et distribution spatiale de la moyenne granulométrique (M_z) de la matrice des tills, région de la Petite rivière de la Baleine.	15
FIGURE 7:	Coupe de la rivière Domanchin: concentration en brome dans la fraction < 63 μm et histogrammes granulométriques des sédiments.	18
FIGURE 8:	Courbe moyenne et enveloppe granulométrique des sédiments marins, glaciomarins et glaciolacustres de la région de la Petite rivière de la Baleine.	21
FIGURE 9:	Directions et phases d'écoulement glaciaire dans la région de la Petite rivière de la Baleine.	26

1. INTRODUCTION

La région de la Petite rivière de la Baleine fait l'objet d'une étude pilote multidisciplinaire (projet Hudsonie) visant à caractériser les environnements et processus géomorphologiques et géochimiques dans une région où d'importantes infrastructures de développement hydroélectrique sont censées être aménagées (complexe Grande-Baleine). Le volet terrestre du projet pilote est réalisé par des chercheurs du Centre géoscientifique de Québec et il porte sur les aspects suivants: géologie et géochimie des formations superficielles, répartition et dynamique du pergélisol, stabilité et dynamique des versants meubles. Ce rapport préliminaire constitue le premier d'une série de dossiers publics portant sur le volet terrestre du projet Hudsonie.

Le volet côtier du projet pilote est réalisé conjointement par des chercheurs des centres géoscientifiques de Québec et de l'Atlantique et les travaux portent principalement sur l'embouchure de la Grande rivière de la Baleine et le détroit de Manitounuk. Les thèmes de recherche sont les suivants: géologie et géochimie des formations superficielles (Zevenhuizen, 1993; Buckley *et al.*, 1993), morpho-sédimentologie et dynamique des zones littorales et infralittorales (Amos *et al.*, 1992; Amos, Sutherland et Zevenhuizen, 1993; Ruz *et al.*, 1993), bilan sédimentaire. Quant au volet marin, il avait été entrepris il y a quelques années par des chercheurs du Centre géoscientifique de l'Atlantique et il a déjà fait l'objet de plusieurs rapports (Josenhans *et al.*, 1988; Josenhans et Zevenhuizen, 1989; Josenhans, Zevenhuizen et Veillette, 1991).

Les objectifs du présent rapport sont (1) de fournir un aperçu lithostratigraphique, sédimentologique et géomorphologique des formations superficielles et (2) de présenter une interprétation préliminaire des événements quaternaires de la région de la Petite rivière de la Baleine.

Les levés de géologie du Quaternaire dans la région pilote du volet terrestre (Figure 1), accompagnés d'un levé géochimique régional, ont été effectués principalement à l'été 1992, avec quelques vérifications complémentaires à l'été 1993. Étant donné l'absence d'accès routier dans cette région nordique, les travaux sur le terrain ont été réalisés à l'aide d'un hélicoptère opérant principalement à partir d'un camp de base temporaire, le camp PBA, et accessoirement à partir du camp Mollet, un camp semi-permanent d'Hydro-Québec situé à une trentaine de kilomètres à l'est du territoire étudié. La nature pluridisciplinaire de ce projet pilote mené à l'échantillonnage de plusieurs types de sédiments quaternaires (Figure 2): (1) échantillonnage régional du till, (2) échantillonnage ponctuel (en coupe) de sédiments glaciolacustres, glaciomarins et marins, (3) échantillonnage de sites fossilifères, (4) échantillonnage ponctuel de profils pédologiques, et (5) carottage de tourbières et de lacs (gyttja).

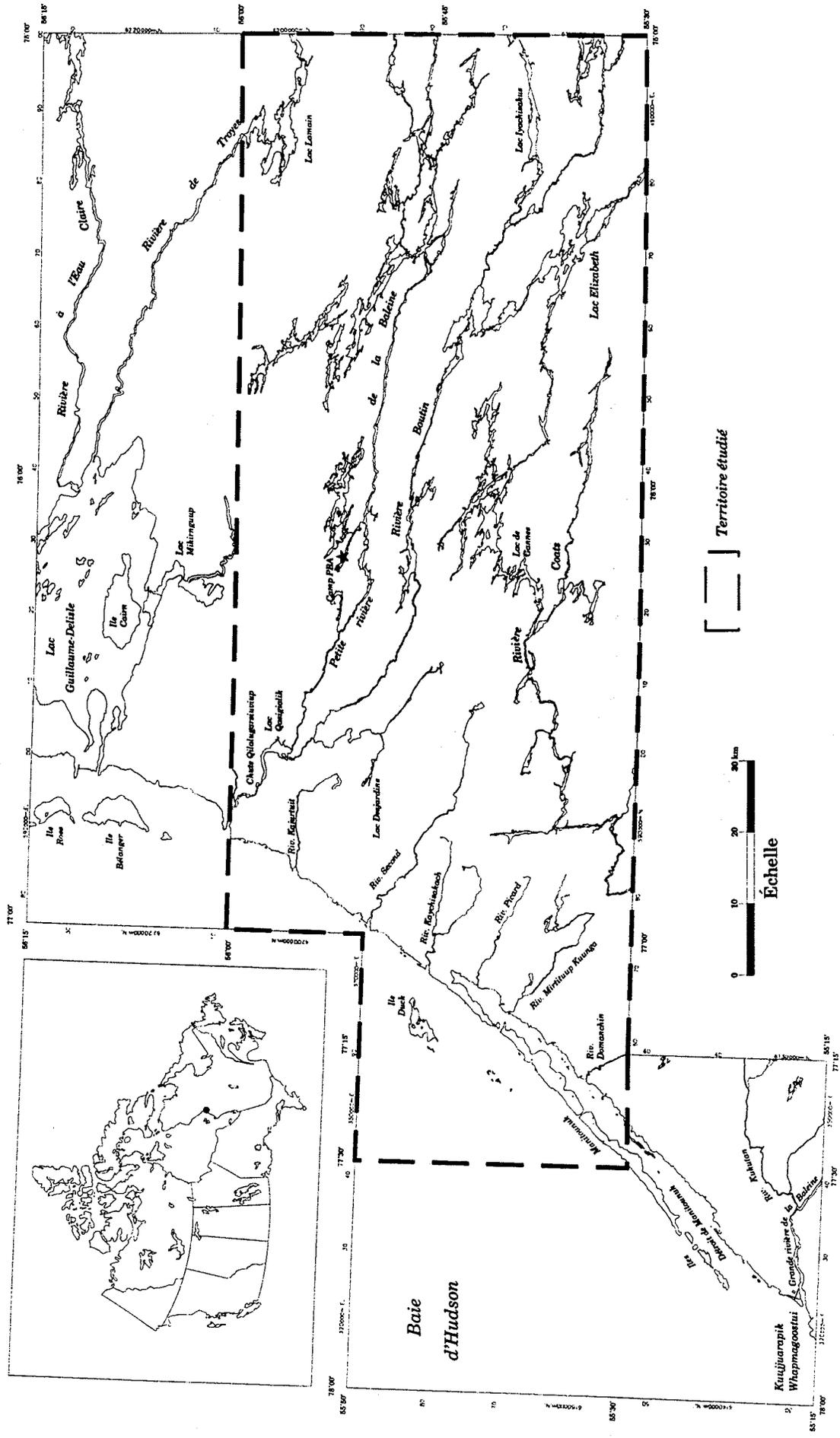


Figure 1: Carte de localisation et principaux toponymes de la région de la Petite rivière de la Baleine.

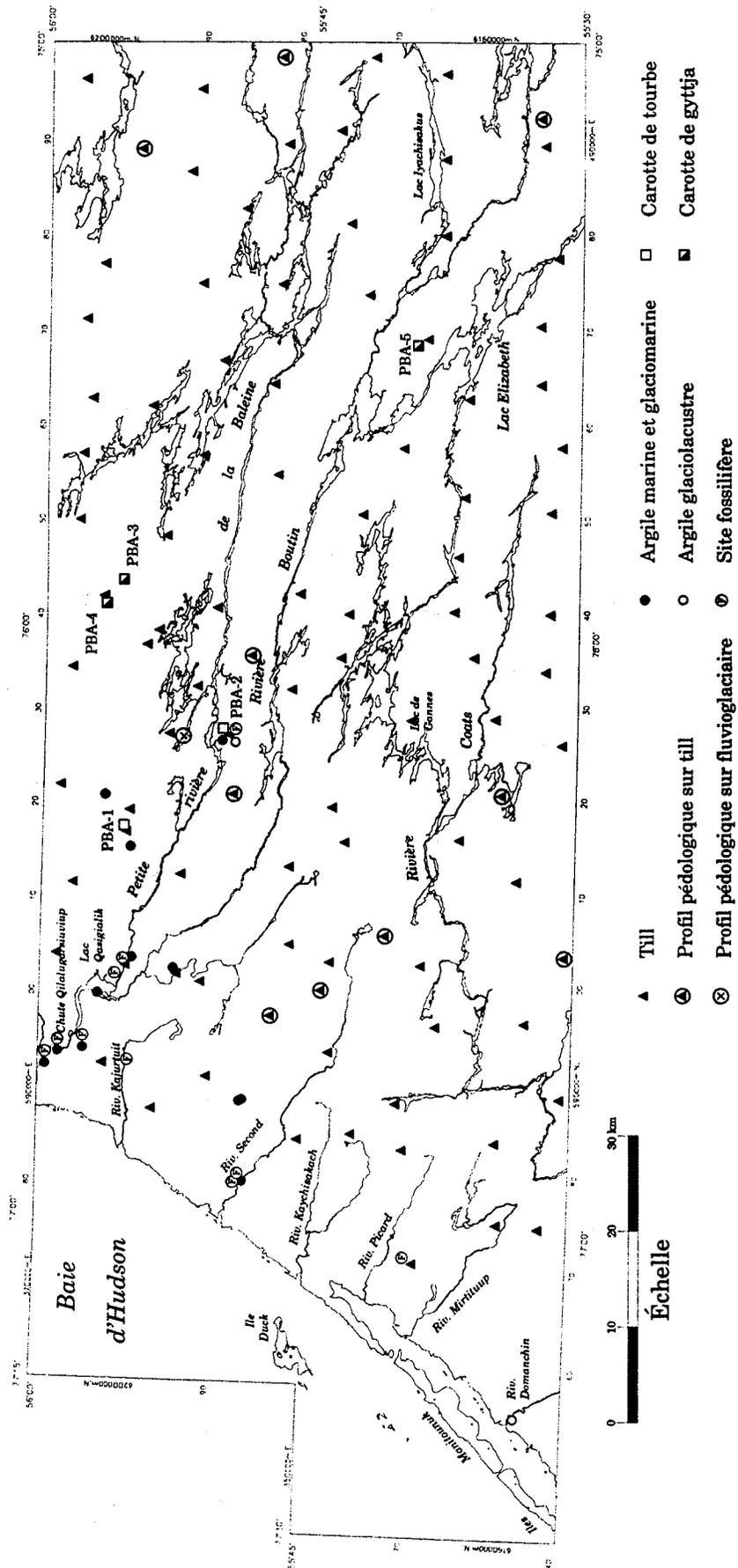


Figure 2: Carte de localisation des échantillons de sédiments quaternaires de la région de la Petite rivière de la Baleine.

2. RÉGION ÉTUDIÉE

La région de la Petite rivière de la Baleine est située à l'est de la baie d'Hudson, juste au sud du lac Guillaume-Delisle (golfe de Richmond) et au nord-est du village de Kuujuarapik-Whapmagoostui dans le nord du Québec (Figure 1). Le territoire étudié s'étend sur quelque 7500 km², compris entre les latitudes de 55°30'N et 56°00'N et entre les longitudes de 75°00'W et 77°30'W; il est couvert par 10 feuillets SNRC à 1:50 000 (33 N/9, 10, 11, 14, 15, 16 et 33 O/11, 12, 13, 14). Cette région est traversée par trois grands cours d'eau: la Petite Rivière de la Baleine, la rivière Boutin, le principal affluent de la première, et la rivière Coats, un affluent de la Grande rivière de la Baleine.

Le substratum rocheux de la région de la Petite rivière de la Baleine est constitué de deux domaines géologiques distincts (Eade, 1966; Ciesielski, 1991; Chandler et Schwarz, 1980; Chandler, 1988): (1) celui de la sous-province archéenne de Bienville, composé surtout d'orthogneiss et sous-jacent à la très grande majorité du territoire étudié, et (2) celui de la couverture sédimentaire protérozoïque, composé de roches sédimentaires arénacées et carbonatées coiffées de roches basaltiques et dont le pendage est incliné vers la baie d'Hudson. Cette plate-forme protérozoïque forme une étroite bande côtière marquée par des cuestas dont les couches sommitales sont formées de basaltes (Groupe de Nastapoka) et dont le front est tourné vers l'intérieur des terres. Sauf pour cette bande côtière qui a été bien étudiée (Chandler, Ciesielski et St-Michel, 1982; Ciesielski, 1983; Chandler, 1988), la région n'a pas fait l'objet de levés détaillés de sorte que les seules cartes géologiques disponibles sont des cartes de reconnaissance régionale (Eade, 1966; Ciesielski, 1991).

Si l'on fait exception de l'étroite zone des cuestas côtières, le modelé de la région étudiée est celui d'une pénéplaine ondulée dont les replats rocheux sommitaux oscillent autour de 300 m d'altitude et dont le grain topographique est orienté ESE-WNW, parallèlement à la direction structurale de la sous-province de Bienville (Ciesielski, 1991). Quoique les dénivellations ne dépassent que rarement 100 m, la densité de la dissection est élevée, en particulier sur les premiers 60 km vers l'intérieur des terres, de sorte que le relief y est essentiellement composé de replats hectométriques à kilométriques bordés par des versants très raides, et même subverticaux dans les secteurs de forte érosion glaciaire. Plus à l'intérieur des terres, le relief s'adoucit et le socle rocheux y est masqué sur de grandes surfaces par une couverture de till généralement drumlinisé ou fuselé. Sous la limite maximale de la Mer de Tyrrell, les dépressions sont partiellement comblées par les sédiments marins alors que les replats sommitaux et les versants sont formés de surfaces rocheuses délavées par l'action des vagues.

3. TRAVAUX ANTÉRIEURS

La région de la Petite rivière de la Baleine n'a pas fait l'objet de levés de géologie du Quaternaire, de sorte que seuls quelques aspects thématiques avaient été abordés lors de recherches antérieures. Ainsi les directions régionales d'écoulement glaciaire étaient très méconnues, les seules données disponibles étant les stries compilées sur la Carte glaciaire du Canada (Prest *et al.*, 1968) et celles rapportées par Hillaire-Marcel (1976) montrant un écoulement glaciaire orienté en moyenne vers l'ouest.

Par contre, les événements régionaux relatifs à la déglaciation, à l'invasion marine et à l'émersion subséquente ont déjà été décrits dans plusieurs publications (Archer, 1968; Hillaire-Marcel, 1976, 1980; Hillaire-Marcel, Occhietti et Vincent, 1981; Hardy, 1982; Allard et Tremblay, 1983; Allard et Seguin, 1985; Vincent *et al.*, 1987; Bilodeau, 1990).

4. SÉDIMENTS QUATERNAIRES

4.1 Cadre lithostratigraphique

Le cadre stratigraphique des sédiments quaternaires de la région (Tableau 1) a été établi principalement à l'aide d'une série de coupes dans la vallée de la Petite rivière de la Baleine (Figure 3). Il importe de signaler qu'aucune unité sous-jacente au till régional n'a été observée lors des levés; l'avancée glaciaire du Wisconsinien supérieur a présumément érodé tout témoin sédimentaire des événements quaternaires antérieurs, tels ceux observés ailleurs au sud-ouest de la baie d'Hudson (McDonald, 1971; Skinner, 1973; Shilts, 1982; Andrews, Shilts et Miller, 1983; Thorleifson et Kristjansson, 1993).

La séquence stratigraphique observée est typique de celle attendue dans le contexte d'une déglaciation caractérisée par le retrait d'une marge glaciaire baignant en eaux marines profondes, puis de l'émersion graduelle des terres sous le contrôle d'un relèvement glacio-isostatique rapide (Parent et Occhietti, 1988). Sous la limite marine (altitude variant de 275 à 240 m), le till et les sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique sont surmontés par les argiles et silts de la Mer de Tyrrell (Figure 3: coupe F). Dans la région voisine de la Grande rivière de la Baleine, l'âge du début de la sédimentation tyrrellienne est estimé à 7 800 - 8 000 ans BP (Hillaire-Marcel, 1976). Dans cette région, les sédiments marins francs reposent toutefois sur des varves glaciolacustres (Hillaire-Marcel, 1976; Bilodeau, 1990; Gonthier, d'Anglejean et Josenhans, 1993), lesquelles ont d'ailleurs été reconnues jusque dans le détroit de Manitounuk (Zevenhuizen, 1993). Dans la région étudiée, des varves ont aussi été observées sous un diamicton glaciomarín argileux et fossilifère à la base d'une coupe le long de la rivière Domanchin (Figure 3: coupe G), près de son embouchure dans le détroit de Manitounuk.

TABLEAU 1: Cadre stratigraphique des formations superficielles de la région de la Petite rivière de la Baleine

Climato-stratigraphie	Événements géologiques	Unités lithostratigraphiques	Sous-unités (et code cartographique)	
POST-GLACIAIRE	Milieux terrestres actuels	Sédiments organiques	(O)	
		Sédiments éoliens		
		Sédiments colluviaux	(Cb)	
		Sédiments fluviatiles	Alluvions récentes	(Ab)
			Alluvions des terrasses fluviales	(At)
	Mer de Tyrrell	Sédiments marins	Sédiments littoraux et pré littoraux	(Mb)
			Sédiments deltaïques et prodeltaïques	(Md)
			Sédiments pré littoraux minces et till remanié	(Mv)
			Sédiments d'eau profonde	(Ma)
			Sédiments glaciomarins	(Mg)
	Lac Ojibway	Sédiments glaciolacustres	Sédiments glaciolacustres varvés	(Lg)
	DERNIÈRE GLACIATION	Retrait glaciaire	Sédiments fluvioglaciaires	Sédiments d'épandages proglaciaires subaériens
Sédiments d'épandages proglaciaires subaquatiques				(Gs)
Sédiments juxtaglaciaires				(Gx)
Inlandsis laurentidien		Sédiments glaciaires	Till en couverture généralement continue	(Tb)
			Till en couverture discontinue	(Tv)

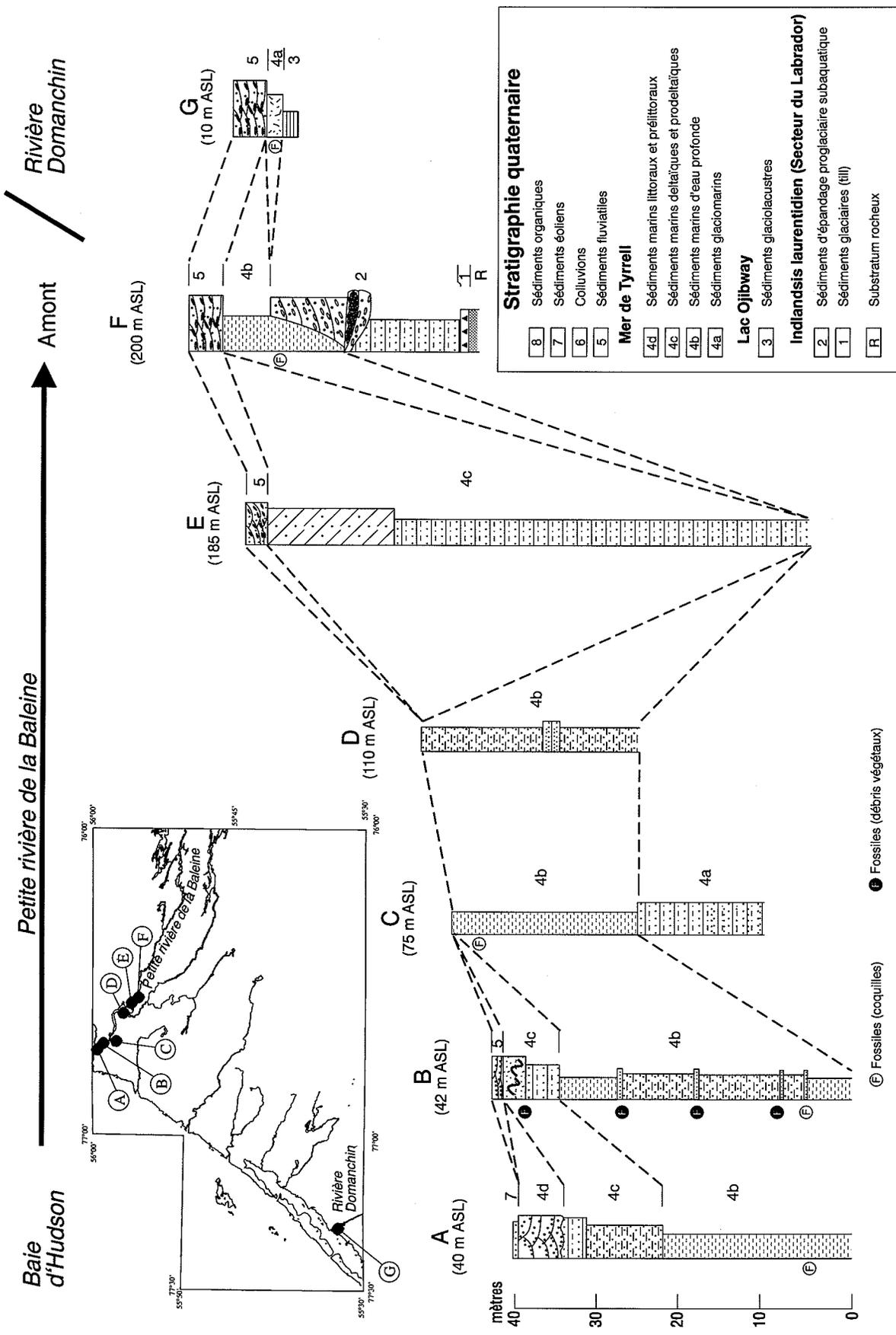


Figure 3: Séquences stratigraphiques quaternaires de la région de la Petite rivière de la Baleine.

4.2 Till régional

Le till régional, qu'il forme une couverture discontinue ou continue, mince ou épaisse, constitue de loin la plus vaste des formations superficielles de la région (cartes en pochette). Au-dessus de la limite marine, la surface du till est typiquement jonchée de blocs épars: la densité de ce recouvrement de blocs est très variable, allant de 50 % à moins de 10 %. Ces blocs épars constituent en fait un till d'ablation sans matrice; ce manteau d'ablation semble s'être formé par le langage passif de la charge intraglacière, composée essentiellement de blocs, lors de la fusion du glacier. Sous la limite marine, ces blocs, tout comme le till sous-jacent, sont essentiellement absents, ayant été complètement délavés sous l'action des vagues dans les zones littorales de la Mer de Tyrrell. Seules quelques petites aires, caractérisées par un remaniement incomplet du matériel glaciaire (unité Mv sur les cartes en pochette), ont partiellement échappé à ce délavage intense; de plus, quelques drumlins, à moins de 10 m d'altitude sur le littoral est du détroit de Manitounuk, ont subsisté à l'érosion littorale lors de la régression marine, mais leur surface est masquée par des galets littoraux épais d'environ un mètre (Feuillet 33 N/NW-NE).

Le till régional est un diamicton sablo-graveleux, généralement peu compact, rarement fissile, grisâtre à l'état frais et gris-brun pâle lorsqu'oxydé. À l'exception de quelques coupes sur les versants de drumlins, le till n'a que très rarement pu être observé en coupe naturelle, de sorte que les structures fines les plus significatives ont dû passer inaperçues. L'épaisseur du till varie de quelques centimètres à plus de 10 mètres, ceci étant une valeur estimée à partir de la taille de certains drumlins et de quelques forages effectués pour le compte d'Hydro-Québec (Technisol, 1989). Le plus communément, en particulier dans l'ouest de la région (Carte 33 N/NW-NE), le till est mince et discontinu, ne masquant à peu près pas les irrégularités du roc sous-jacent. Dans la partie est (Carte 33 O/NW), la couverture de till est généralement plus épaisse et plus continue; aux environs du lac Elizabeth par exemple, la nappe de till forme de grandes zones drumlinisées, auxquelles se superposent localement des zones de moraines mineures (De Geer) ou de moraines bosselées. Les moraines de De Geer aux environs de la rivière de Troyes (Carte 33 O/NW) se sont formées dans un petit lac proglaciaire peu profond et dont les paléorivages, très nets sur le terrain et sur les photographies aériennes, ont pu être cartographiés. Les moraines de De Geer aux environs du lac Elizabeth se sont présumément formées dans des conditions semblables, sauf que le fetch était probablement insuffisant pour permettre la formation de paléorivages distincts. Les zones de till épais et drumlinisées sont parfois le lieu de deux types de phénomènes géomorphologiques particuliers: (1) dans certains secteurs, la surface du till est entaillée par des chenaux juxta- et proglaciaires, formés lors de la déglaciation; (2) les flancs de gros drumlins, en particulier leur flanc nord, sont entaillés par des décrochements pelliculaires mettant en cause la solifluxion (ou gélifluxion) du till, probablement lors d'épisodes plus froids de la période post-glaciaire (Allard et Seguin, 1987).

Les graviers (fraction >2 mm) ne constituent généralement que de 10 à 30 % du till (Figure 4A; Annexe 2), de sorte qu'il s'agit d'un till à matrice dominante. Quant à la matrice (fraction <2 mm), elle est très typique des tills dérivés des gneiss granitiques du Bouclier canadien, variant généralement de sablo-silteuse à silto-sableuse (Figure 4B; Annexe 2). Une enveloppe granulométrique et une courbe moyenne (Figure 5), préparées à partir de tous les résultats analytiques obtenus, révèlent que cette matrice est essentiellement unimodale et que ce mode très étalé, allant des sables très grossiers et granules (4 mm) aux silts moyens (16 μm), est centré sur les sables moyens (0,25 - 0,50 mm). La courbe moyenne révèle aussi un mode très secondaire au niveau des silts grossiers (31,5 μm); sa signification est toutefois incertaine, étant donné la présence de plusieurs échantillons riches en silt ou encore la possibilité d'un artéfact analytique causé par l'usure prématurée du tamis de 63 μm .

L'analyse spatiale des paramètres granulométriques de Folk et Ward (1957) révèle qu'une variation granulométrique systématique existe dans le till de surface de la région. Ainsi, la distribution régionale de la moyenne graphique (M_z) démontre que la matrice du till devient plus grossière en approchant du littoral de la baie d'Hudson, en particulier dans les vallées inférieures de la Petite rivière de la Baleine et de la rivière Boutin (Figure 6). La surface de tendance polynomiale du 3^{ième} ordre, illustrée avec les valeurs observées sur la figure, explique 40,8 % de la variance totale et est significative à plus de 99,5 % (test de signification effectué selon la méthode décrite dans Unwin, 1975). Cette variation spatiale peut être reliée à trois causes principales: (1) différences de composition des matériaux (principalement les roches) dont le till est dérivé; (2) variabilité des processus et des taux d'arrachement et de broyage sous-glaciaires; et (3) modifications granulométriques subies lors de la sédimentation du till.

Or, il semble bien qu'il faille écarter cette troisième possibilité comme facteur majeur. En effet, les changements granulométriques qui seraient mis en cause sont ceux reliés au délavage ou à l'essorage des particules fines lors de la sédimentation du till et il n'y a pas raison de croire que ces processus aient pu agir selon un quelconque gradient spatial, puisque tous les échantillons ont été prélevés au-dessus de la limite marine, au-delà de la zone de potentiels remaniements. En fait, ces processus de délavage et d'essorage ont certainement dû agir lors de la mise en place du till, mais ils ont dû affecter de façon régionalement aléatoire sa composition granulométrique et ils sont probablement à l'origine d'une part importante des 59,2 % de variance résiduelle non expliquée par la surface de tendance cubique.

La seconde explication semble plus porteuse. En effet, l'augmentation de la moyenne granulométrique en direction de la côte pourrait suggérer qu'il y eu reprise de l'arrachage et de l'abrasion sous-glaciaire et donc incorporation de particules plus grossières dans le till de la zone côtière, là où les vitesses d'écoulement glaciaire lors de la déglaciation étaient probablement beaucoup plus grandes, en réponse au vélage intense dans la Mer de Tyrrell. L'autre explication des tendances granulométriques observées se situe donc

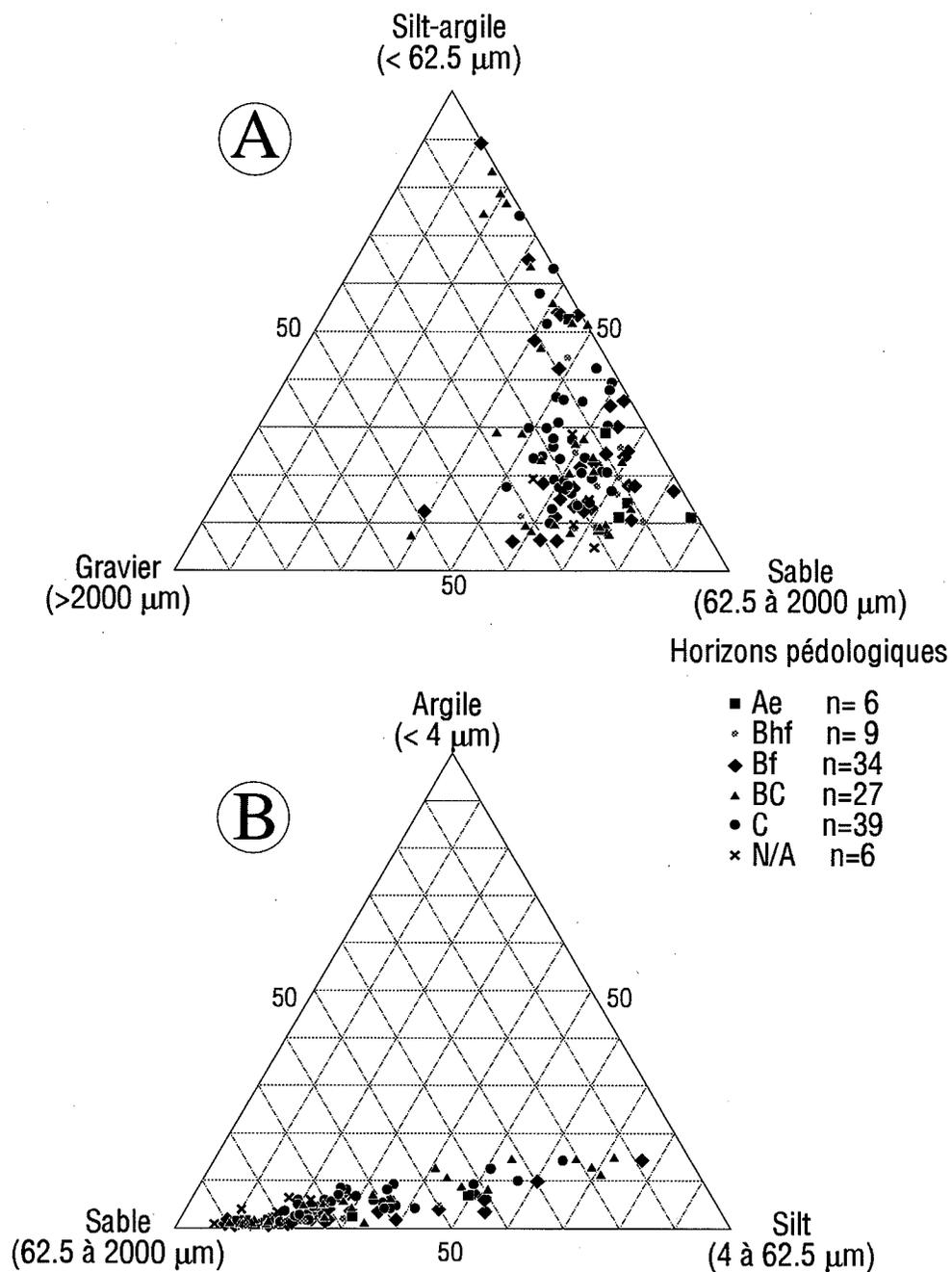


Figure 4: Diagrammes ternaires de la granulométrie des tills: (A) pourcentage de gravier-sable-silt/argile; (B) pourcentage de sable-silt-argile ($< 4 \mu\text{m}$) dans la matrice.

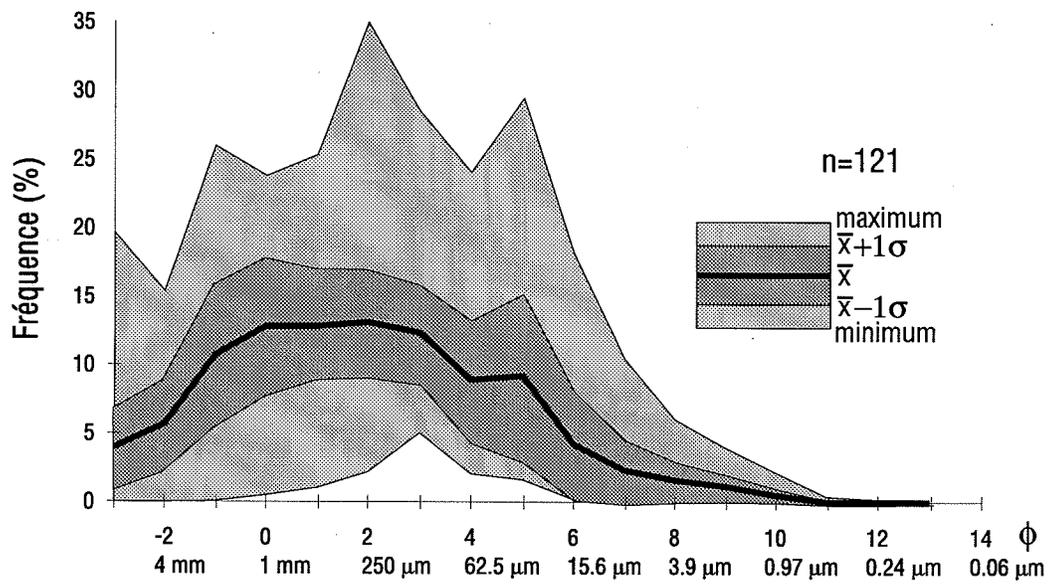


Figure 5: Courbe moyenne et enveloppe granulométrique des tills (fraction inférieure à 8 mm) de la région de la Petite rivière de la Baleine.

au niveau des différences lithologiques entre les diverses roches dont le till régional est dérivé. En l'absence de cartes géologiques suffisamment détaillées dans la région, l'analyse de ce facteur ne peut pas être développée au-delà de quelques généralités. La zone de till plus grossier dans l'axe des vallées de la Petite rivière de la Baleine et de la rivière Boutin est orientée ESE-WNW, parallèlement au grain structural et à l'écoulement glaciaire, de sorte que des différences lithologiques pourraient être mises en cause. À ces différences se superposent les effets du transport glaciaire; ainsi, la zone de till plus fin aux environs du lac Élizabeth correspond en partie à une zone de till épais et drumlinisé (Carte 33 O/NW), laquelle pourrait être reliée autant à la lithologie du roc sous-jacent qu'à la dynamique glaciaire régionale. L'existence de différences lithologiques notables est d'autre part confirmée par l'examen des cartes aéromagnétiques de la région; ces différences s'expriment d'ailleurs dans les variations géochimiques observées dans le till de surface de la région (Parent *et al.*, en prép.).

4.3 Sédiments fluvioglaciaires

De grands complexes linéaires de sédiments fluvioglaciaires existent dans la partie est de la région, alors qu'ils sont pratiquement absents dans la partie ouest, là où le retrait glaciaire s'est effectué presque partout au contact de grandes nappes d'eau proglaciaires (Lac Ojibway ou Mer de Tyrrell). Cette absence de sédiments fluvioglaciaires dans la partie ouest indique que l'inlandsis en retrait n'y avait pratiquement pas de zone marginale d'ablation, présumément à cause du recul frontal excessif qu'entraînait le vélage d'icebergs dans les nappes d'eau proglaciaires.

Dans la région, les sédiments juxtaglaciaires sont les plus communs des sédiments mis en place par les eaux de fonte du glacier et ils sont surtout présents dans la partie est. Ces sédiments forment principalement de longs complexes alignés de l'ESE à l'WNW, parallèlement à l'écoulement glaciaire régional, et composés d'eskers et de kames. La surface de ces complexes est marquée par une série de phénomènes indicatifs de leur mise en place au contact du glacier: surface bosselée, kettles, rebords d'obturation glaciaire. En l'absence de bonnes coupes, ces sédiments juxtaglaciaires n'ont pu être observés qu'en surface, où il n'y a alors qu'à constater la nature graveleuse et arrondie du matériel et le très bon drainage. Le sens d'écoulement des eaux de fonte responsables de la mise en place des eskers et autres sédiments juxtaglaciaires a été inféré à partir du sens de l'écoulement glaciaire. L'espacement latéral entre les plus grands de ces complexes fluvioglaciaires semble être de l'ordre de 15 km, mais cela ne pourra être établi avec confiance que lorsque la superficie de la zone cartographiée aura été au moins doublée.

Ces complexes juxtaglaciaires débouchent localement sur de grands épandages proglaciaires subaériens dont les surfaces relativement planes sont souvent marquées par les traces de chenaux et percées par de nombreux kettles. Ces épandages proglaciaires sont essentiellement présents dans la partie est de la région, au-dessus de

la limite marine. Les levés de terrain permettent de constater, même en l'absence de bonnes coupes, que le matériel de surface est nettement moins grossier que dans le cas des sédiments juxtaglaciaires. D'ailleurs les surfaces sableuses de plusieurs de ces épandages ont été remaniées par des actions éoliennes. Lorsque ces épandages proglaciaires sont situés en bordure des complexes juxtaglaciaires, leurs sédiments semblent ennoyer la surface de ces derniers.

Les sédiments d'épandages proglaciaires subaquatiques n'ont été observés que dans une seule coupe, le long d'un petit affluent dans la vallée de la Petite rivière de la Baleine (Figure 3: coupe F). Surmontant le till et le roc qui forment la base de la coupe, ces sédiments sont formés de deux sous-unités: (1) une nappe de rythmites sableuses dont l'épaisseur atteint 12 m et (2), au-dessus d'un très net contact d'érosion, un amas cône formé de lits frustres de graviers grossiers, dont l'épaisseur maximale est aussi de 12 m. L'unité proglaciaire est surmontée de silts argileux marins fossilifères (*Hiatella arctica*), lesquels sont ensuite surmontés de graviers fluviatiles. L'environnement sédimentaire inféré est celui d'un cône d'épandage subaquatique formé à l'embouchure d'un tunnel sous-glaciaire et en progradation sur une nappe de turbidites proximales déposées en eaux profondes, probablement glaciomarines.

4.4 Sédiments glaciolacustres

Des sédiments glaciolacustres ont été observés dans une seule coupe sur la rive gauche de la rivière Domanchin, à moins de 500 m de son embouchure dans le détroit de Manitounuk (Figure 3). À la base de la coupe (Figure 7), des silts argileux varvés et non fossilifères, exposés sur 2 m d'épaisseur, sont surmontés d'un diamicton silto-argileux fossilifère contenant quelques cailloux épars et plusieurs clastes des varves sous-jacentes. Le diamicton glaciomarin, originant probablement d'un événement sous-aquatique mixte (fluage-turbidite), est en contact nettement érosif avec les varves sous-jacentes et il est surmonté en continuité de deux rythmites sableuses à granoclassement normal. Des graviers fluviatiles de 2,5 m d'épaisseur, en contact érosif avec l'unité glaciomarine, forment le sommet de la coupe.

L'interprétation d'un environnement glaciolacustre, appuyée préliminairement sur la sédimentologie des varves, est renforcée par les profils verticaux des teneurs en brome dans les sédiments de la coupe (Figure 7). Comme l'on pouvait s'y attendre, étant donné l'enrichissement en Br dans les eaux marines (Krauskopf, 1967), la teneur en Br, très faible (environ 1 ppm) dans les silts varvés, est quadruplée dans les sédiments glaciomarins superposés. Cet enrichissement en Br dans l'unité glaciomarine est attribué au passage brusque de l'environnement glaciolacustre à un environnement glaciomarin. Il ne semble pas gouverné par la composition granulométrique, puisque les histogrammes confirment que l'unité glaciomarine a des caractéristiques granulométriques très semblables à celles de l'unité glaciolacustre. Ceci indique que le diamicton glaciomarin provient principalement de l'incorporation des varves sous-jacentes dans une turbidite

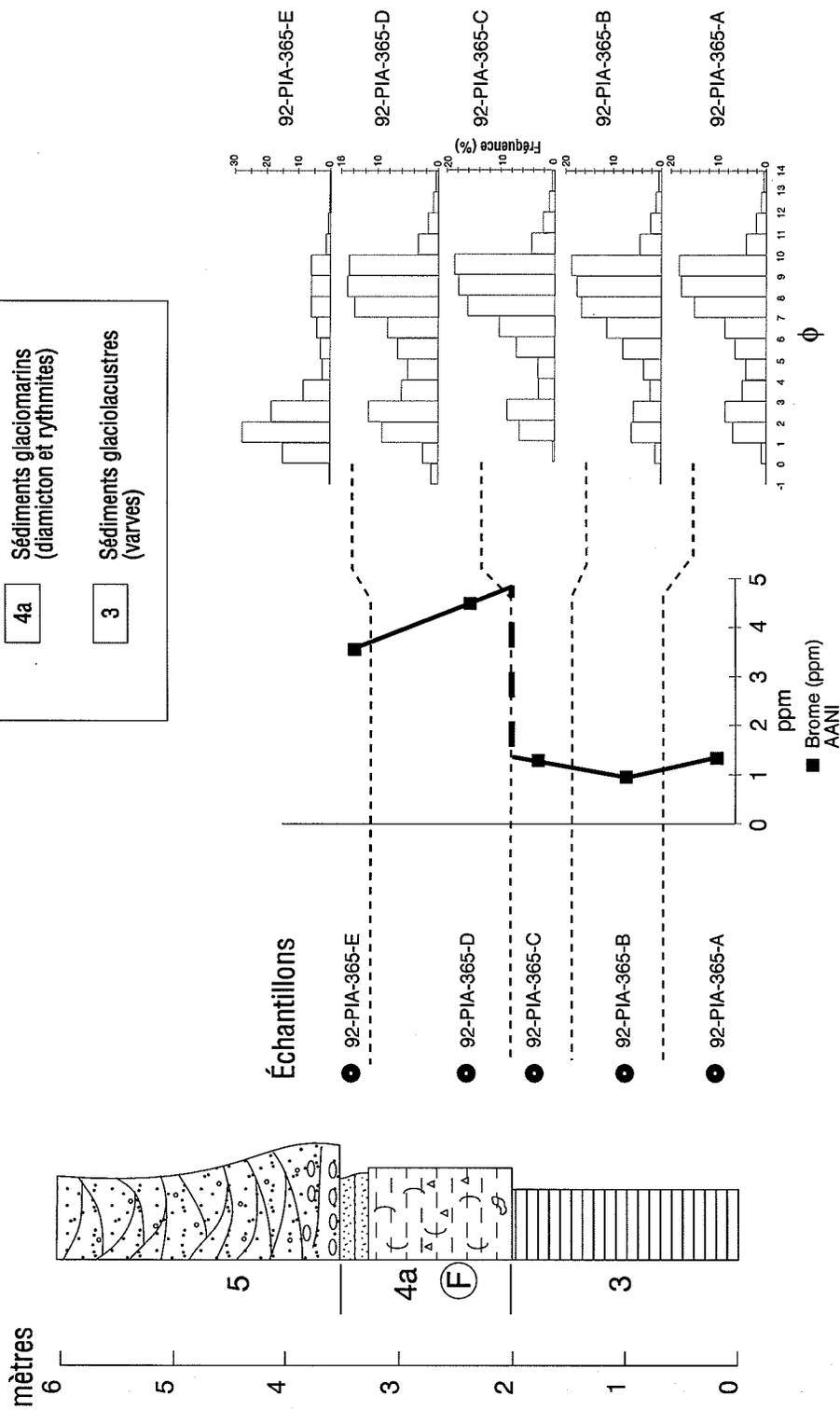


Figure 7: Coupe de la rivière Domanchin: concentration en brome dans la fraction < 62.5 μm et histogrammes granulométriques des sédiments.

dont la sédimentation en milieu glaciomarin s'est accompagnée de modifications granulométriques plutôt mineures mais de changements géochimiques très significatifs. L'étude micropaléontologique de ces deux unités et les données géochronologiques (^{14}C) viendront probablement renforcer l'interprétation mise de l'avant ici.

4.5 Sédiments glaciomarins et marins

Les sédiments glaciomarins et marins ont été observés dans plusieurs coupes le long des berges de la Petite rivière de la Baleine (Figure 3) et des autres cours d'eau de la région. Ces sédiments ont été subdivisés en quatre principales sous-unités (Tableau 1): (1) sédiments glaciomarins, (2) sédiments d'eau profonde, (3) sédiments deltaïques et prodeltaïques et (4) sédiments littoraux et pré-littoraux. Une cinquième sous-unité, formée de sédiments pré-littoraux minces ou de till remanié, constitue un cas particulier puisqu'il s'agit de faciès pratiquement identiques à ceux de la sous-unité 4, mais beaucoup plus minces de sorte que c'est la topographie du roc ou du till sous-jacent qui en gouverne le modelé. Les divers sédiments de la Mer de Tyrrell s'étendent sur une bande de terrains côtiers où ils forment de grands rentrants jusqu'à environ 45 km de la côte dans les vallées principales de la région: Petite Baleine, Boutin, Coats et, dans une moindre mesure, Second. Une liste des espèces fossiles observées dans les sédiments marins de la région, excluant les foraminifères, ostracodes et autres microfossiles, est présentée au Tableau 2; l'espèce la plus abondante, présente dans pratiquement tous les faciès, est *Hiatella arctica*.

À proximité des cours d'eau, les sédiments marins silto-argileux sont affectés par une série de phénomènes géomorphologiques (zones ravinées, glissements de terrain, coulées boueuses), de sorte qu'il s'agit de terrains instables (Bégin *et al.*, en prép.). Ailleurs la surface plutôt plane de ces sédiments silto-argileux est couverte d'une mince couche de tourbe et est affectée par d'intenses processus périglaciaires menant à la formation de paises, de buttes minérales cryogènes et de dépressions thermokarstiques (Carte 33 N/NW-NE). Ces phénomènes sont liés à la dynamique du pergélisol discontinu, lequel caractérise la partie ouest de la région (Michaud *et al.*, en prép.).

Les aires de sédiments littoraux et pré-littoraux sont marquées par des séries généralement discontinues de crêtes de plage formées lors de l'exondation des terrains. Dans les terrains plutôt ouverts, les sables et graviers deltaïques et prodeltaïques ont souvent été profondément remaniés et remodelés en crêtes de plage; il en existe de beaux exemples dans la vallée inférieure de la Petite rivière de la Baleine, un peu à l'est de la chute Qilalugarsiuviup. Dans les terrains plus fermés, notamment au voisinage de la limite marine, les sédiments deltaïques sont caractérisés par de grandes surfaces planes, marquées par les traces de quelques paléochenaux, de sorte que plusieurs de ces surfaces ressemblent d'assez près aux parties distales d'épandages proglaciaires subaériens.

Sédiments glaciomarins

Dans la région étudiée, il n'est souvent possible de distinguer les faciès glaciomarins des faciès marins francs qu'à partir du contexte stratigraphique, géomorphologique ou sédimentologique des unités observées. En effet, la grande fréquence des turbidites et des rythmites dans à peu près toutes les séquences sédimentaires de la Mer de Tyrrell fait en sorte que la distinction ne peut s'appuyer sur ces seuls critères sédimentologiques. Ainsi, les sédiments glaciomarins sont généralement constitués de turbidites (Figure 7) ou rythmites sableuses ou sablo-silteuses (Figure 3: coupe C), parfois caillouteuses, peu ou pas fossilifères, et ils sont généralement surmontés par les silts argileux laminés typiques des faciès marins francs. Ces sédiments sont souvent marqués par une relative abondance de cailloux délestés et ce, en dépit de forts taux de sédimentation. Étant donné leur position stratigraphique à la base des séquences marines, aucune unité de sédiments glaciomarins n'a pu être portée sur les cartes de géologie des formations superficielles.

Sédiments d'eau profonde

Les sédiments d'eau profonde ont une assez grande extension dans la partie ouest de la région où ils forment jusqu'à une altitude d'environ 200 m des plaines argileuses palsiques de toutes tailles, ponctuées d'innombrables reliefs rocheux. Ces sédiments sont typiquement constitués de silts argileux laminés, contenant des coquilles plutôt éparées, et dont l'épaisseur atteint 20 m et plus dans plusieurs coupes (Figure 3). Il s'agit donc de faciès marins francs (faciès d'inondation, dans Parent et Occhietti, 1988) qui comprennent de nombreux lits turbiditiques ou rythmiques dans les vallées principales, mais qui sont plutôt monotones ailleurs. Ces lits turbiditiques contiennent souvent les plus riches faunes fossiles; il s'agit d'assemblages thanatocénétiques comprenant plusieurs espèces, certaines plutôt fréquentes (*Hiatella arctica*, *Macoma calcarea*, *Mya truncata*, *Clinocardium ciliatum*, *Mytilus edulis*), d'autres plus rares (*Mya pseudoarenaria*, *Serripes groenlandicus*, *Chlamys islandica*, *Balanus crenatus*, *Nuculana tenuisulcata*). Les coupes A, C et F de la Figure 3 présentent de bons exemples de ces silts argileux laminés où la sédimentation était rythmique certes, mais où il ne se produisait à peu près pas de forts courants de turbidité. La coupe B (Figure 3) présente une situation inverse: entre deux séquences de sédiments plutôt uniformes, s'interpose une série de turbidites sableuses à silto-sableuses où les lits plus épais contiennent d'abondants morceaux de bois et d'autres débris végétaux provenant de l'érosion des berges (glissements de terrain ou crues périodiques) et accumulés dans un petit bassin isolé du bassin principal de la Mer de Tyrrell.

La courbe granulométrique moyenne (Figure 8), ainsi que l'enveloppe granulométrique, illustrent plusieurs des caractéristiques de ces sédiments. À une importante population de suspension silto-argileuse (1 à 16 μm) s'ajoute une seconde population de suspension, sableuse celle-là (0,125 à 1,0 mm), associée aux nombreux événements de

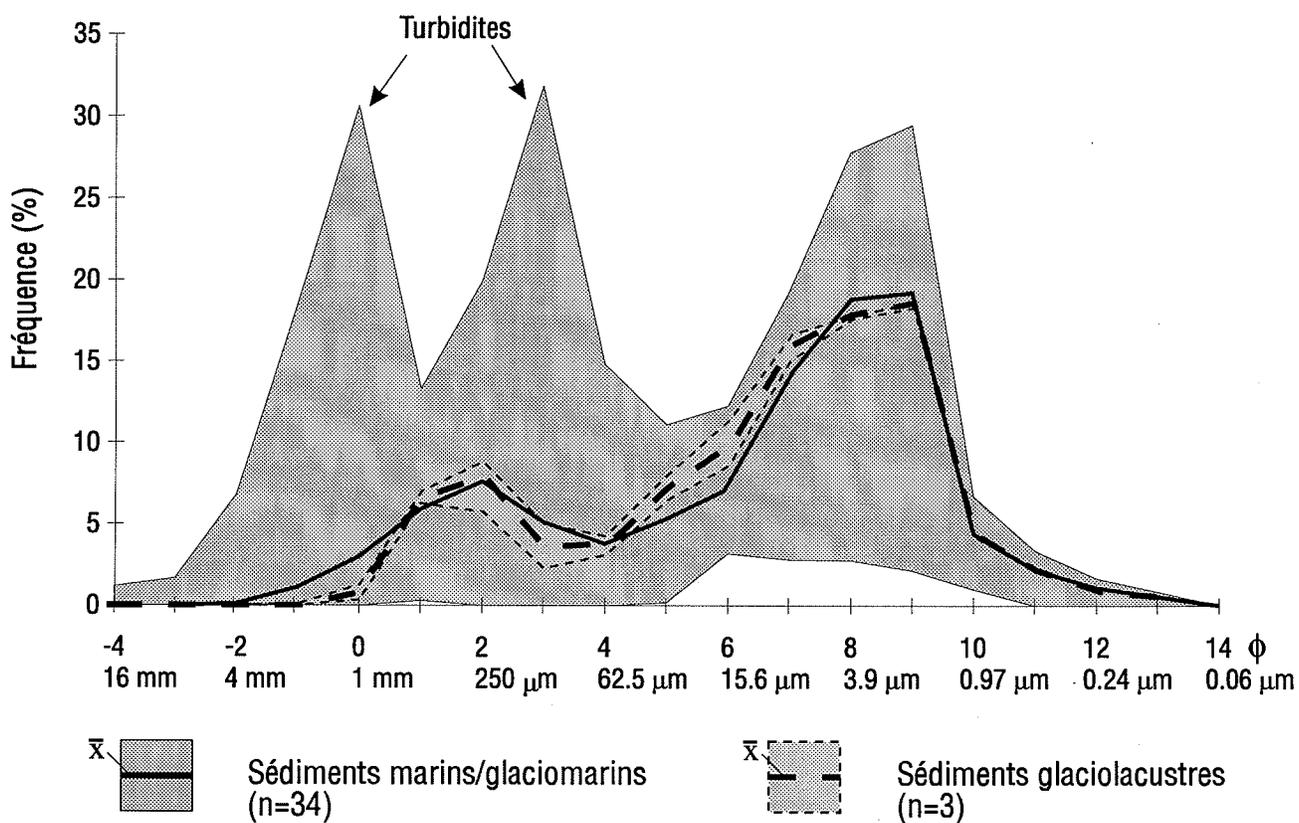


Figure 8: Courbe moyenne et enveloppe granulométrique des sédiments marins, glaciomarins et glaciolacustres de la région de la Petite rivière de la Baleine.

turbidité qui caractérisaient ces milieux de sédimentation en eaux profondes. Les turbidites les plus grossières sont caractérisées par des fréquences atteignant jusqu'à 30 % pour une classe granulométrique (Figure 8). Les cailloux ou graviers délestés se sont avérés assez peu abondants dans les faciès marins francs, sauf dans les coupes situées à proximité de grandes parois rocheuses.

TABLEAU 2: Fossiles des sédiments de la Mer de Tyrrell dans la région de la Petite rivière de la Baleine*

MOLLUSQUES

PÉLÉCYPODES

Hiatella arctica
Macoma calcarea
Mya truncata
Mya pseudoarenaria (ou *Mya truncata ovata*)
Mya sp.
Clinocardium ciliatum
Mytilus edulis
Serripes groenlandicus
Chlamys islandica
Nuculana tenuisulcata

GASTÉROPODES

Buccinum tenue
Natica clausa

ARTHROPODES

CIRRIPÈDES

Balanus crenatus

ÉCHINODERMES

ASTÉROÏDÉS

Asterias vulgaris

*Cette liste ne comprend pas les microfossiles (foraminifères, ostracodes, diatomées, etc.)

Sédiments deltaïques et prodeltaïques

Les aires de sédiments deltaïques et prodeltaïques sont de faible extension dans la région (Carte 33 N/NW-NE). La plupart des unités cartographiées sont situées loin à l'intérieur des terres, où ils marquent d'ailleurs la limite marine, à une altitude d'environ 240 m. Ces nappes de sables et graviers deltaïques sont presque tous situées dans le prolongement aval des complexes fluvioglaciaires, ce qui indique que les deltas marins étaient essentiellement alimentés par les eaux de fonte. Ces deltas associés à la limite marine sont d'ailleurs les seuls sites où il a évidence d'une progradation significative des sables deltaïques sur les silts argileux marins ou sur les sables silteux prodeltaïques. Dans ces sites, les sédiments deltaïques atteignent une épaisseur de plus de 15 m. Ailleurs, les sédiments deltaïques sont plutôt minces, d'autant plus que leurs sédiments ont été largement remaniés en sédiments de plage, surtout dans les sites ouverts vers le large. Ainsi l'exondation des terrains ne s'est pas accompagnée d'une progradation générale des corps deltaïques, ce qui suggère que ces deltas ont été assez rapidement coupés d'apports importants de sédiments. Les exceptions à cette règle résultent de contextes géomorphologiques particuliers. Ainsi, la Petite rivière de la Baleine a pu construire un delta régressif de grande épaisseur (Figure 3: coupe E), mais de faible superficie, à son embouchure dans la paléo-baie que formait la grande dépression autour du lac Qasigialik.

Le faciès le plus commun des sédiments deltaïques est celui de sables moyens ou fins à litage subhorizontal ou légèrement incliné; ces sables sont localement surmontés de lits sommitaux, formés de sables graveleux à stratification oblique. Quant aux sédiments prodeltaïques, le faciès le plus commun est celui de rythmites sablo-silteuses granoclassées dont l'épaisseur individuelle varie de 2 ou 3 cm à environ 15 cm. Ces sédiments deltaïques et prodeltaïques ne sont généralement pas fossilifères, d'autant plus que leur grande perméabilité a dû favoriser la dissolution rapide des rares coquilles qui pouvaient s'y trouver au moment de l'exondation.

Sédiments littoraux et pré-littoraux

Des aires couvertes de sédiments littoraux et pré-littoraux existent dans l'ensemble de la région couverte par la submersion tyrrellienne, mais elles sont particulièrement abondantes dans le secteur des cuestas côtières. La surface de ces sédiments est caractérisée par des séries de crêtes de plage plus ou moins discontinues. Dans les sites où le fetch était important, notamment autour de collines rocheuses au voisinage de la limite marine et sur le revers des cuestas côtières, les sédiments littoraux sont constitués de matériel très grossier, allant des graviers aux gros galets et aux petits blocs arrondis. Dans les deux derniers cas, ces sédiments n'ont pratiquement pas de matrice. Dans les sites plus abrités ou avec un fetch moindre, les sédiments littoraux sont constitués de graviers sableux ou de sables graveleux dont les cailloux sont assez bien

émoussés. Malgré la grande fréquence des sédiments littoraux sous la limite marine, il y a assez peu de grandes constructions littorales. La principale série de plages soulevées est celle de la vallée inférieure de la Petite rivière de la Baleine (Carte 33 N/NW-NE). À l'instar des sédiments deltaïques, les sédiments littoraux et pré-littoraux ne sont que peu fossilifères.

4.6 Sédiments fluviaux

Les sédiments fluviaux n'occupent que des aires assez restreintes dans l'ensemble de la région étudiée. Étant donné la taille et le débit respectables des principales rivières de la région, cela étonne à première vue. L'explication la plus plausible semble la suivante: la présence de très nombreux seuils rocheux dans le lit des cours d'eau fait en sorte que la dynamique de l'alluvionnement est très compartimentée par ces seuils et que la correspondance entre les limites latérales du lit majeur et celles du lit mineur des cours d'eau est tellement étroite que l'essentiel de la charge sédimentaire en traction sur le lit fluvial est évacuée régulièrement lors des crues. En outre, la rapidité de l'exondation dans la région (Hillaire-Marcel, 1976, 1980) fait en sorte que ces conditions ont dû exister durant toute la période postglaciaire.

Les alluvions observées sur les terrasses fluviales sont constituées de graviers subarrondis ou de sables graveleux, ne contenant à peu près pas de matières organiques; les épaisseurs observées varient de 1 à 3,5 m. Des alluvions récentes existent presque partout le long des cours d'eau actuels, mais leur superficie est le plus souvent insuffisante pour qu'elles puissent être cartographiées. Ces alluvions sont constituées de graviers ou de sables graveleux le long des tronçons fluviaux à écoulement plus vif, le long de la Petite rivière de la Baleine par exemple; le long de tronçons plus calmes, la rivière Coats par exemple, les alluvions sont plutôt sableuses.

4.7 Sédiments colluviaux et sédiments éoliens

Les sédiments colluviaux dans la région sont essentiellement constitués d'éboulis (bocailles ou cailloutis) accumulés au pied d'escarpements rocheux. La gélifraction semble le principal processus de fragmentation du roc à l'origine de ces éboulis. Il existe des éboulis au pied de pratiquement tous les escarpements rocheux cartographiés; toutefois leur étendue est tellement restreinte que seuls les grands tabliers d'éboulis situés au pied des cuestas côtières ont pu être mis en carte.

Il existe aussi dans la région plusieurs zones sableuses (sédiments littoraux, sédiments d'épandages proglaciaires subaériens) dont la surface a été et est encore remaniée par les actions éoliennes: les vents les plus efficaces, responsables de la déflation et de la formation de dunes parapoliques dans la région côtière, sont des vents du sud-est, une observation qui est en accord avec les observations antérieures (Filion et Morissette,

1983). Les vents provenant d'autres directions, quoiqu'ils arrivent à remanier les surfaces éolisées, n'arrivent pas à produire des formes caractéristiques bien orientées.

4.8 Sédiments organiques

Dans la région, les sédiments organiques sont très fréquents mais ne forment que très peu de grandes aires. Ils occupent toutes sortes de petites dépressions soit dans le roc soit dans les formations superficielles détritiques; leur épaisseur maximale observée est proche de 2,5 m. Ces sédiments sont principalement constitués de tourbe de sphaigne brunâtre dont le niveau de décomposition s'accroît avec la profondeur; le plus souvent, la tourbe est minérotrophe et contient beaucoup de cypéracées. Outre dans les dépressions, il existe de grandes zones de sédiments organiques trop minces (de 30 à 40 cm) pour être cartographiés, mais couvrant la surface des plaines argileuses de la partie ouest de la région; la surface de ce tapis organique y est très largement rompue par les paises et les mares thermokarstiques.

5. DIRECTIONS ET PHASES D'ÉCOULEMENT GLACIAIRE

5.1 Méthodologie

Les surfaces rocheuses striées ont été soigneusement observées à quelque 140 sites répartis dans toute la région (Figure 9). Une interprétation préliminaire de ces observations a été présentée dans un article antérieur (Parent et Paradis, 1993). Comme nous l'avons alors mentionné, les conditions d'atterrissage étant plus propices sur les replats sommitaux, là où les arbres sont plus clairsemés ou même absents, les sites de ce type sont peut-être un peu surreprésentés dans notre échantillonnage. Toutefois, plusieurs surfaces striées ont été observées sur les berges de lacs et de rivières et les directions d'écoulement glaciaire mesurées s'y sont avérées être les mêmes que celles mesurées sur les replats avoisinants. Comme la plupart des points d'atterrissage devaient aussi servir à l'échantillonnage du till, les surfaces striées observées étaient souvent de dimension restreinte et devaient être dégagées sous une mince couche de till. De toute façon, les surfaces rocheuses dénudées, à l'exception des surfaces basaltiques, sont tellement météorisées dans la région que les surfaces striées y sont pour la plupart trop dégradées pour faire l'objet de mesures d'orientation.

Sauf dans le cas d'un site à l'intérieur des terres, tous les sites où plusieurs générations de stries ont été observées sont localisés sur les affleurements de roches protérozoïques le long de la côte de la baie d'Hudson (Figure 9). Comme nous l'avons établi antérieurement (Parent et Paradis, 1993), la présence de plusieurs générations de stries glaciaires sur les affleurements côtiers reflète des événements glaciaires régionaux.

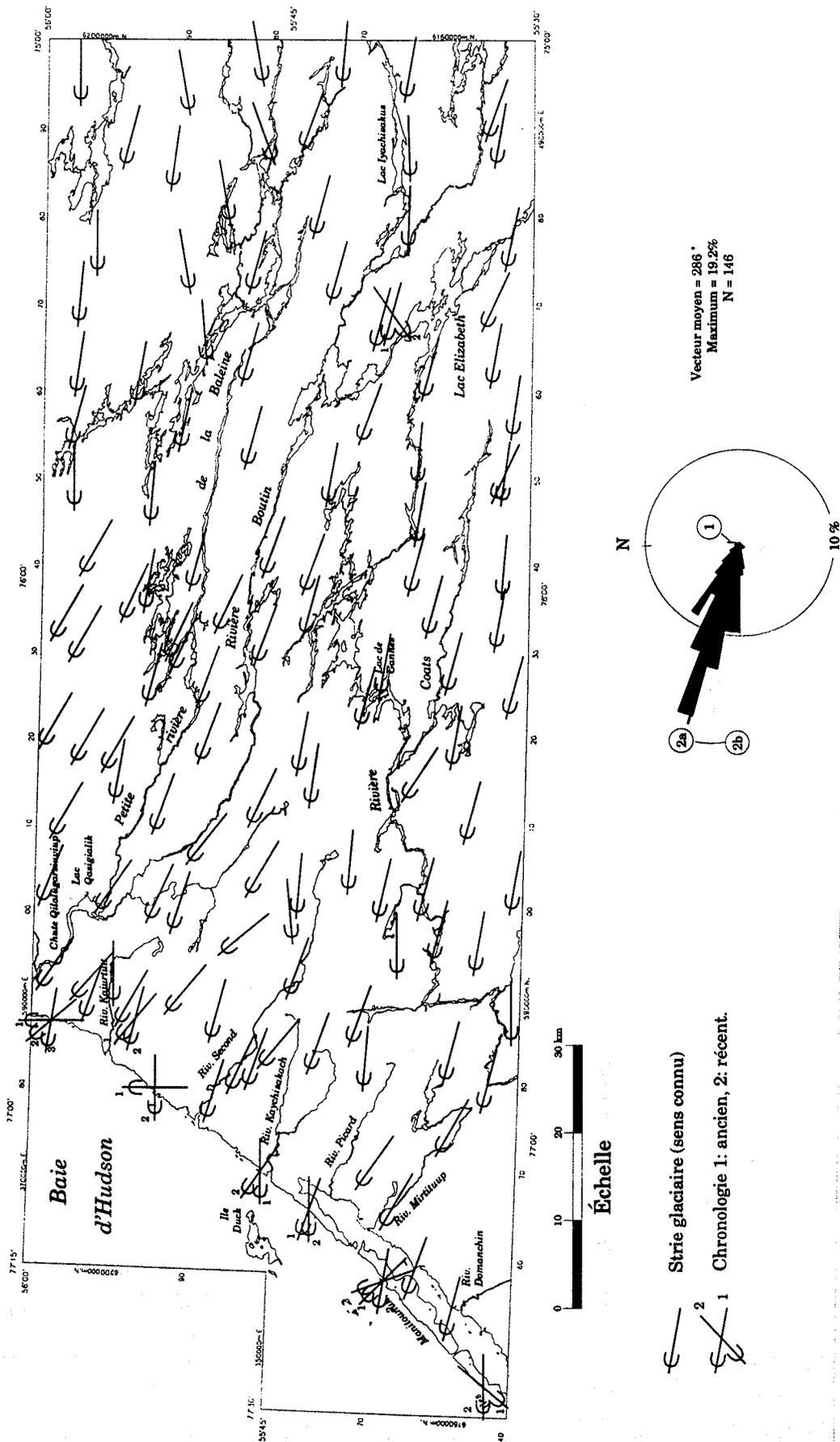


Figure 9: Directions et phases d'écoulement glaciaire dans la région de la Petite rivière de la Baleine. Une phase ancienne d'écoulement vers le N (1) a été suivie d'une phase principale d'écoulement vers l'WNW (2a) qui a subi une déflexion tardiglaciaire vers le SW (2b) dans la zone côtière.

Afin d'établir la polarité des stries glaciaires observées, deux grands types de critères ont été utilisés: (1) ceux fondés sur les micro-formes d'érosion glaciaire, telles les queues-de-rat, les stries en tête de clou, les broutures et les fractures de broutage; (2) ceux fondés sur le profilage et le façonnement général des affleurements, l'exemple typique étant celui des roches moutonnées. Comme le montre la Figure 9, nous avons pu déterminer la polarité de toutes les surfaces striées observées. A l'intérieur des terres, le critère le plus communément utilisé était évidemment le profilage des affleurements: en effet, l'intensité de l'érosion glaciaire a été telle dans la région que presque tous les affleurements rocheux montrent soit de belles surfaces d'abrasion, bien polies et bien striées, faisant face à l'amont glaciaire, soit des surfaces de débitage tournées vers l'aval glaciaire, soit les deux. Dans tous les sites de la zone des cuestas côtières ainsi qu'à plusieurs sites intérieurs, diverses micro-formes d'érosion glaciaire viennent s'ajouter aux critères de profilage général des affleurements.

La chronologie relative des écoulements glaciaires s'établit à partir des recoupements et surimpositions observés sur les surfaces striées. Dans le cas d'un recoupement, une surface striée antérieure est préservée, en position relativement abritée, de l'érosion causée par un mouvement glaciaire subséquent (Parent et Paradis, 1993: figure 3). Typiquement, le recoupement est marqué par une troncature séparant deux surfaces striées selon des directions distinctes (Veillette, 1983), la plus ancienne étant celle qui est située en contrebas de la troncature. Dans le cas d'une surimposition, les stries plus récentes sont formées à même une surface striée antérieure, mais sans qu'il y ait oblitération complète de cette dernière. Dans ce cas, ce sont les stries de la première génération qui occupent l'essentiel de la surface de l'affleurement rocheux alors que dans le cas d'un recoupement, ce sont les stries de la deuxième génération qui occupent presque toute la surface de l'affleurement.

5.2 Mouvements glaciaires régionaux

La carte et la rosette des directions d'écoulement glaciaire font ressortir deux phases glaciaires régionales (Figure 9): (1) une première phase, relativement ancienne, représentée par de rares sites et caractérisée par un mouvement glaciaire dirigé vers le NNW, et (2) une seconde phase, appartenant à un mouvement régional majeur représenté à tous les sites et caractérisé par un écoulement dirigé vers 290° suivi d'une déflexion tardiglaciaire locale.

Mouvement glaciaire ancien

A deux sites côtiers compris entre la tête du détroit de Manitounuk et l'embouchure de la Petite rivière de la Baleine (Figure 9), un mouvement glaciaire ancien dirigé vers le NNW est enregistré sur des surfaces striées sises en position abritée par rapport au

mouvement régional dominant. Malgré d'attentives recherches dans le but de trouver des indices de ce mouvement glaciaire ancien sur les autres affleurements du littoral, ces deux sites demeurent les seuls où ce mouvement a pu être mis en évidence dans le périmètre du territoire étudié; il a cependant pu être observé à plusieurs autres sites ailleurs dans la région (Parent et Paradis, données inédites).

Mouvement glaciaire dominant et déflexion tardiglaciaire

Le mouvement glaciaire dominant est orienté à environ 280° à l'intérieur des terres et il s'infléchit progressivement vers 300° en approchant de la côte de la baie d'Hudson. Compte tenu du relief de la région, la dispersion des orientations par rapport à la tendance générale de ce mouvement est assez faible. C'est à ce mouvement dominant que sont associés les grandes formes glaciaires de la région, tels les rochers profilés, les rochers dissymétriques, les roches moutonnées, les drumlins et drumlinoïdes et les moraines de fond fuselées (cartes en pochette).

Partout le long de la côte et à basse altitude, le mouvement glaciaire régional est suivi d'une déflexion vers le SW (Figure 9). Cette déflexion antihoraire de l'écoulement tardiglaciaire a été mise en évidence pour la première fois dans la région (Parent et Paradis, 1993). Dans la plupart des sites observés, la réorientation de l'écoulement est de l'ordre de 30° à 40°.

5.3 Discussion

Compte tenu des divers modèles, parfois très divergents, relatifs à la dynamique d'ensemble de l'Inlandsis laurentidien (Shilts, 1980; Prest, 1984; Dyke et Prest, 1987; Fisher, Reeh et Langley, 1985; Boulton *et al.*, 1985; Hughes, 1987), il vaut la peine de s'interroger sur la signification de ces mouvements régionaux. Dans un premier temps, faut-il signaler que les données recueillies dans la région étudiée ne supportent aucunement les modèles d'inlandsis présentant un dôme central au-dessus de la baie d'Hudson lors du dernier maximum glaciaire (Hughes, 1987). En effet, non seulement n'existe-t-il aucun indice d'écoulement ou de transport glaciaire vers l'est mais toutes les données concordent pour indiquer que le mouvement glaciaire vers l'ouest a été de longue durée. A ce sujet deux observations s'imposent: (1) tout le modelé du socle rocheux est relié à ce mouvement glaciaire; (2) un bloc de formation ferrifère provenant de la fosse du Labrador, et donc transporté vers l'ouest sur une distance minimale de 400 km, a été trouvé à la surface du till dans la partie est de la région. En admettant une vitesse moyenne de transport de 10 m/an, ce qui serait une vitesse très rapide, voire excessive, pour un inlandsis (Liboutry, 1965; Paterson, 1969), ce bloc aurait mis au moins 4000 ans à atteindre la région. Or, d'après les modèles préconisés par Hughes (1987), une telle période de temps n'est pas disponible; 2000 ans le sont tout au plus. Les observations supportent plutôt la présence d'une ligne de partage située loin à l'est

de la région durant presque tout le dernier hémicycle glaciaire (Prest, 1984; Dyke et Prest, 1987).

D'après les reconstructions de Dyke et Prest (1987), l'écoulement vers l'ouest dans la partie orientale de la baie d'Hudson n'aurait vraiment débuté qu'après 9000 ans BP, et sa formation serait partiellement reliée à la formation de courants glaciaires dans le sud de la baie d'Hudson. Or, les nouvelles observations provenant de la région de la Petite rivière de la Baleine indiquent que ce n'est pas le mouvement régional vers l'ouest qui est relié à la formation de courants glaciaires dans le sud-est de la baie d'Hudson, mais que c'est plutôt la déflexion tardive vers le SW qu'il faut relier à ces courants glaciaires. En effet, la réorientation est observée principalement sur les sites de basse altitude, ce qui indique que c'est surtout la partie basale du glacier qui était ré-orientée.

Que l'on retienne l'hypothèse d'un courant glaciaire pour expliquer la déflexion tardiglaciaire vers le SW ou que l'on en préfère une autre, il n'en demeure pas moins que la chronologie relative des mouvements glaciaires indique clairement que l'écoulement régional vers l'ouest s'était instauré bien longtemps avant que n'aient lieu les réorientations tardiglaciaires. Selon toute évidence, ce mouvement régional vers l'ouest semble bien davantage correspondre à une caractéristique intrinsèque de l'Inlandsis laurentidien qu'à un phénomène de réorientation de l'écoulement glaciaire en réponse à l'invasion de la Mer de Tyrrell dans la baie d'Hudson, ainsi que l'ont interprété nombre d'auteurs (Andrews et Falconer, 1969; Hillaire-Marcel, 1976; Hughes, 1987).

Étant donné le peu d'observations relatives au mouvement ancien vers le NNW, il est difficile d'en saisir toute la signification: il pourrait en effet être relié à la formation de courants glaciaires dans le nord de la baie d'Hudson aussi bien qu'à celle d'une ligne de partage glaciaire au sud de la région de la Petite rivière de la Baleine. Ce mouvement pourrait bien être corrélatif d'un mouvement dirigé vers le NNW dans les îles Ottawa (Andrews et Falconer, 1969), quelque 400 km au nord de la région étudiée. Il se pourrait aussi que ce mouvement soit en partie relié au mouvement ancien vers le NW identifié par Veillette et Pomarès (1991) dans la région de Matagami-Chapais, quelque 500 km au sud de la région de la Petite rivière de la Baleine. À l'échelle de la dynamique d'ensemble de l'Inlandsis laurentidien, ce mouvement ancien vers le NNW indique que les grands dômes glaciaires antérieurs à l'invasion de la Mer de Tyrrell étaient très probablement centrés sur le nord du Québec, au sud-est de la baie d'Hudson, et non pas sur la zone centrale de la baie d'Hudson.

6. DÉGLACIATION RÉGIONALE ET ÉPISODES GLACIOLACUSTRE ET MARIN

L'Inlandsis laurentidien s'est selon toute évidence retiré vers l'est dans la région et le front glaciaire devait être orienté à peu près nord-sud, parallèlement aux moraines mineures (De Geer) observées dans le secteur est et à peu près perpendiculairement à la direction générale des stries glaciaires, des drumlins et des eskers (Cartes en pochette). La

déglaciation régionale a été marquée par l'incursion de deux grandes nappes d'eau, le Lac proglaciaire Ojibway et la Mer de Tyrrell. Ces interprétations ne sont pas nouvelles, puisque ce sont dans l'ensemble celles qui avaient été retenues lors de la préparation de la carte glaciaire du Canada (Prest *et al.*, 1968) et lors de travaux dans les régions voisines (Hillaire-Marcel, 1976, 1980; Hardy, 1982). Ce qui est nouveau, c'est d'être en mesure de démontrer que l'écoulement glaciaire régional vers l'ouest précède de loin la déglaciation et qu'il n'y a pas de liens de causalité entre cet écoulement régional et l'incursion de la Mer de Tyrrell dans la partie orientale de la baie d'Hudson. Des liens de causalité s'établissent plutôt entre l'épisode du Lac Ojibway dans la région de la baie James et la déflexion de l'écoulement tardiglaciaire dans le sud-est de la baie d'Hudson.

6.1 Déglaciation et incursion du Lac Ojibway

Les nouvelles observations présentées plus haut, notamment celles d'une déflexion de l'écoulement tardiglaciaire et de la présence de varves glaciolacustres dans la région côtière du détroit de Manitounuk, viennent améliorer nos connaissances sur les processus de déglaciation et sur le rôle des nappes d'eau tardiglaciaires. En effet, la présence probable de varves du Lac Ojibway dans la région accroît l'aire d'extension de ce lac jusque dans une région située à l'amont glaciaire de la Moraine de Sakami, ce qui impliquerait que cette dernière a été mise en place entièrement durant l'épisode du Lac Ojibway, et non pas durant la transition Lac Ojibway - Mer de Tyrrell comme l'avaient supposé les travaux antérieurs (Hillaire-Marcel *et al.*, 1981; Hardy, 1982). De plus, l'extension de la partie nord (glacio-proximale) du Lac Ojibway jusque dans la région du détroit de Manitounuk ainsi que l'existence d'une déflexion de l'écoulement tardiglaciaire vers le sud-ouest indiquent que c'est le Lac Ojibway, et non pas la Mer de Tyrrell, qui a exercé un rôle prépondérant sur la déglaciation initiale de la région côtière. Aucun paléorivage du Lac Ojibway n'a encore été identifié dans la région, de sorte qu'il n'existe présentement pas de données sur la limite supérieure de ce lac proglaciaire.

6.2 Incursion de la Mer de Tyrrell et limite marine

La Mer de Tyrrell est le nom donné à la transgression marine postglaciaire qui a envahi les territoires limitrophes de la baie d'Hudson lors de la dernière déglaciation (Lee, 1968). Cette transgression, à l'instar des autres transgressions marines postglaciaires, résulte de l'effet combiné de trois phénomènes interreliés: (1) l'importante subsidence glacio-isostatique entraînée par la surcharge de l'Inlandsis laurentidien sur la croûte continentale, (2) l'ampleur du relèvement isostatique déjà accompli au moment de la déglaciation et (3) la valeur, positive ou négative, du niveau marin glacio-eustatique au moment de la déglaciation. Dans la région, l'incursion de la Mer de Tyrrell s'est d'abord effectuée dans la région côtière où elle a immédiatement suivi l'épisode du Lac Ojibway, présumément vers 7 800 - 8 000 ans BP selon les chronologies proposées par Hillaire-Marcel (1976) et par Hardy (1982).

L'altitude de la limite marine a été mesurée à l'aide de deux altimètres Paulin à une quinzaine de sites. Trois types d'indicateurs de paléorivage ont été retenus aux fins de ces mesures: (1) limite supérieure du délavage du till, (2) limite supérieure de séries de plages et (3) surface supérieure des complexes deltaïques. La limite maximale semble avoir été atteinte dès le début de l'épisode marin, dans la région des cuestas côtières où les paléorivages sont à une altitude d'environ 275 m, conformément aux observations originales d'Archer (1968). Il s'agit des limites marines les plus élevées de toutes les régions envahies par des mers postglaciaires en Amérique du Nord. L'altitude de 315 m rapportée par Hillaire-Marcel (1976) pour un site à proximité de la rivière Piquard est selon toute évidence erronée; les paléoplages et la limite de délavage du till sur cette colline sont à une altitude de 270 m.

La limite marine s'abaisse graduellement vers l'est de la région, jusqu'à une altitude d'environ 240 m pour les deltas situés à quelque 45 km de la côte. La direction de l'inclinaison maximale de la limite marine pourra être établie plus précisément lorsque l'altitude des paléorivages aura été mesurée sur un plus vaste territoire.

6.3 Exondation

L'émersion des terres a probablement débuté vers 7 000 ans BP, comme dans la région voisine du lac Guillaume-Delisle (Hillaire-Marcel, 1976), laissant des séries discontinues de plages sur les versants les plus ouverts de la région, en particulier ceux des cuestas côtières (cartes en pochette). Selon les courbes d'émersion dressées pour les régions adjacentes (Hillaire-Marcel, 1976; Allard et Tremblay, 1983), l'exondation s'est poursuivie en continuité jusqu'à nos jours. Des fluctuations secondaires du taux d'émersion, présumément dues à des fluctuations eustatiques mineures, se superposent à la tendance générale de l'émersion (Hillaire-Marcel, 1980). Celle-ci se poursuit encore à un rythme de 10 à 15 mm par an (Walcott, 1980; Hillaire-Marcel, 1980). La datation ^{14}C (en cours) de divers assemblages fauniques présents dans les sédiments de la Mer de Tyrrell devrait nous permettre d'établir l'âge de plusieurs événements qui ont marqué l'épisode marin et l'exondation subséquente.

7. SOMMAIRE

Dans la région, la glaciation du Wisconsinien supérieur est marquée par une phase majeure d'écoulement glaciaire dirigé vers l'WNW, phase au cours de laquelle s'est déposé une nappe de till discontinue et d'épaisseur variable. Cette phase régionale avait été précédée d'une phase d'écoulement vers le nord dont l'extension et la portée demeurent à préciser.

La déglaciation a été précédée d'une déflexion de l'écoulement tardiglaciaire vers le SW, présumément en réponse à la formation de courants glaciaires dirigés vers le Lac Ojibway, lequel devait alors s'être étendu jusque dans la région au sud de la baie James. Ce lac proglaciaire s'est par la suite étendu jusque dans la région du détroit de Manitounuk, contribuant de façon majeure à la déglaciation rapide, probablement accélérée par le vêlage, de la région sud-est de la baie d'Hudson.

Une incursion marine, celle de la Mer de Tyrrell, a immédiatement succédé à l'épisode glaciolacustre vers 7 800 - 8 000 ans BP. Les modalités de la transition Ojibway-Tyrrell demeurent toutefois à préciser, autant à l'échelle locale que régionale. À partir de la côte vers l'intérieur, l'incursion marine suivait le retrait progressif du front glaciaire, de sorte que la limite marine, dont l'altitude varie régionalement de 275 à 240 m, est diachronique en direction ouest-est. Divers sédiments marins, d'épaisseur très variable et dont les faciès les plus fréquents sont les silts argileux déposés en eaux profondes et les sables et graviers littoraux, sont présents dans la partie ouest de la région. La distribution régionale de ces sédiments marins est très importante du point de vue de l'aménagement du territoire puisque c'est elle qui gouverne en grande partie la stabilité des terrains et la distribution du pergélisol.

L'émersion postglaciaire des terres, très rapide au moment de la déglaciation, se poursuit encore à un rythme de 10 à 15 mm par an, selon les meilleures données disponibles.

8. REMERCIEMENTS

Nos remerciements s'adressent d'abord à la société Hydro-Québec et à l'Étude du plateau continental polaire (RNCan) qui nous ont accordé un appui logistique très apprécié. Nous remercions aussi le Programme de partenariat industriel de la CGC pour sa généreuse contribution financière à notre projet de recherche. La collaboration du Centre d'études nordiques (Université Laval) nous a été très utile, en particulier lors de la saison 1993. Yves Michaud a bien voulu effectuer la lecture critique du manuscrit. Enfin, nos remerciements s'adressent à nos assistants de terrain, J. Dufresne, M. Fortin et G. Paré, pour leur travail compétent et motivé. La numérisation cartographique a été réalisée par Luce Dubé. Nous remercions également J.-P. Ricbourg et R.-A. Daigneault qui ont mis au point le logiciel de traitement des données granulométriques. Enfin, nous ne saurions passer sous silence la collaboration empressée des autres membres du projet Hudsonie, Yves Michaud, Christian Bégin, Marc R. La Flèche et, plus récemment, Éric Boisvert. Ce dernier s'est chargé de préparer la version finale des figures et annexes du présent rapport.

9. RÉFÉRENCES

Allard, M., et Seguin, M. K., 1985:

La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois; bassin des rivières Nastapoca, Sheldrake et A l'eau Claire. Géographie physique et Quaternaire, v.39, p. 13-24.

Allard, M., et Seguin, M. K., 1987:

The Holocene evolution of permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (Northern Québec). Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2206-2222

Allard, M., et Tremblay, G., 1983:

La dynamique littorale des îles Manitounuk durant l'Holocène. Zeitschrift für geomorphologie, Supp. Bd. 47, p. 61-95.

Amos, C.L., Ardiles, B., Bentham, K., Davis, C., Hardy, I., LeBlanc, W., Johnson, L., Lockhart, L., MacLean, B., Michaud, Y., Murphy, R., Robertson, A., Ruz, M.H., Sparkes, R., Sutherland, T. and Zevenhuizen, J., 1992:

CSS Hudson and MV Septentrion cruises - Grande-Baleine region: a multidisciplinary survey of the coastal and nearshore regions. Geological Survey of Canada, Open file 2603, 208 p.

Amos, C.L., Sutherland, T. and Zevenhuizen, J., 1993:

Sea Carousel measurements of seabed stability in Manitounuk Sound, Grande Baleine, Hudson Bay. Geological Survey of Canada, Open file 2765, 165 p.

Andrews, J.T., and Falconer, G., 1969:

Late glacial and post-glacial history and emergence of the Ottawa Islands, Hudson Bay, Northwest Territories: Evidence on the deglaciation of Hudson Bay. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1263-1276

Andrews, J.T., Shilts, W.W., and Miller, G.H., 1983:

Multiple deglaciations of the Hudson Bay Lowlands, Canada, since deposition of the Missinaibi (Last-Interglacial ?) Formation. Quaternary Research, v. 19, p. 18-37

Archer, D.R., 1968:

The upper marine limit in the Little Whale River area, New Quebec. Arctic, v. 21, p. 153-160

- Bégin, C., Paradis, S.J., Parent, M. et Michaud, Y., en prép.:
Stabilité relative des terrains meubles dans la région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique. Commission géologique du Canada, Dossier public 2848
- Bilodeau, G., 1990:
Environnements postglaciaires de la baie d'Hudson par l'analyse micropaléontologique. Mémoire M.Sc., Université du Québec à Montréal, 165 p.
- Boulton, G.S. *et al.*, 1985:
Glacial geology and glaciology of the last mid-latitude ice sheets. Journal of the Geological Society of London, v. 142, p. 447-474
- Buckley, D.E., Winters, G.V., Fitzgerald, R.A., Penney, S. and Leblanc, K.W.G., 1993:
Inorganic geochemical data for marine sediments from Hudson and James Bay: delta of Grande Baleine River, Manitounuk Sound, and delta of La Grande River. Geological Survey of Canada, Open File 2720, 126 p.
- Chandler, F.W. and Schwarz, E.J., 1980:
Tectonics of the Richmond Gulf area, northern Quebec - A hypothesis; Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 80-1C, p. 59-68
- Chandler, F.W., Ciesielski, A. and St-Michel, R., 1982:
Geological map of the southeastern margin of the Richmond Gulf Graben, lac Guillaume-Delisle, New Quebec. Geological Survey of Canada, Open File 840, 1 carte à 1:50 000
- Chandler, F.W., 1988:
The Early Proterozoic Richmond Gulf Graben, east coast of Hudson Bay, Quebec. Geological Survey of Canada, Bulletin 362, 76 p.
- Ciesielski, A., 1983:
Géologie d'une portion sud de l'arc Nastapoka, baie d'Hudson, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 896, 1 carte à 1:250 000
- Ciesielski, A., 1991:
Geology of the eastern Superior Province, James Bay and Bienville subprovinces, Quebec. Geological Survey of Canada, Open File 2398, 8 p.
- Dyke, A.S., and Prest, V.K., 1987:
Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 237-263

- Eade, K.E., 1966:
Fort George River and Kaniapiskau River (west half) map-areas, New Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 339, 84 p.
- Filion, L. and Morissette, P., 1983:
Eolian landforms along the eastern coast of Hudson Bay, northern Québec. Centre d'études nordiques, Université Laval, Nordicana, v. 47, p. 73-94
- Fisher, D.A., Reeh, N., and Langley, K., 1985:
Objective reconstructions of the Late Wisconsinan Laurentide Ice Sheet and the significance of deformable beds. Géographie physique et Quaternaire, v. 39, p. 229-238
- Folk, R.L., and Ward, W.C.: 1957
Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, v. 27, p. 3-27
- Gonthier, N., d'Anglejean, B., and Josenhans, H.W., 1993:
Seismo-stratigraphy and sedimentology of Holocene sediments off Grande rivière de la Baleine, southeastern Hudson Bay, Québec. Géographie physique et Quaternaire, v. 47, p. 147-166
- Hardy, L., 1982:
Le Wisconsinien supérieur à l'est de la baie James (Québec). Naturaliste canadien, v. 109, p. 333-351
- Hillaire-Marcel, C., 1976:
La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. Cahiers de Géographie de Québec, v. 20, p. 185-220
- Hillaire-Marcel, C., 1980:
Multiple component postglacial emergence, eastern Hudson Bay, Canada. In Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. N.-A. Mörner (Editor), John Wiley & Sons, Chichester, p. 215-230
- Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S., and Vincent, J.-S., 1981:
Sakami moraine, Quebec: A 500-km-long moraine without climatic control. Geology, v. 9, p. 210-214
- Hughes, T., 1987:
Ice dynamics and deglaciation models when ice sheets collapsed. In The Geology of North America. Ruddiman, W.F. and Wright, H.E. Jr. (Editors), The Geological Society of America, Boulder, Colorado, v. K-3, North America and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation. p. 183-220

Josenhans, H.W., Balzer, S., Henderson, P., Nielson, E., Thorleifson, L.H. and Zevenhuizen, J., 1988:

Preliminary seismostratigraphic and geomorphic interpretations of the Quaternary sediments of Hudson Bay. Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 88-1B, p. 271-286

Josenhans, H.W. and Zevenhuizen, J., 1989:

Dynamics of the Laurentide Ice Sheet in Hudson Bay, Canada. Marine Geology, vol. 92, p. 1-26

Josenhans, H.W., Zevenhuizen, J. and Veillette, J.J., 1991:

Baseline marine geological studies off Grande rivière de la Baleine and Petite rivière de la Baleine, southeastern Hudson Bay. Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 91-1E, p. 347-354

Krauskopf, K.B., 1967:

Introduction to geochemistry. McGraw-Hill Book Co., New York, 721 p.

Lee, H.A. 1968:

Tyrrell Sea. *in*: R.W. Fairbridge (ed.) The encyclopedia of geomorphology, Reinhold, New York, p. 1179-1181

Lliboutry, L., 1965:

Traité de glaciologie, Tome II. Masson & Cie, Paris, 616 p.

McDonald, B.C., 1971:

Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in Eastern Canada. *in* K.K. Turekian (Editor) The Late Cenozoic glacial ages. Yale University Press, New Haven, Conn., p. 331-353

Michaud, Y., Allard, M., Parent, M., Paradis, S.J., Ménard, É., Fortin, M. et Bégin, C., en prép.:

Cartographie préliminaire des zones pergélisolées dans le secteur du détroit de Manitousuk et de la Petite rivière de la Baleine, Hudsonie. Commission géologique du Canada, Dossier public 2845

Parent, M., and Occhietti, S., 1988:

Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. Géographie physique et Quaternaire, v. 42, p. 215-246

- Parent, M. et Paradis, S.J. 1993:
Interprétation préliminaire des écoulements glaciaires dans la région de la Petite rivière de la Baleine, région subarctique du Québec. Recherches en cours, Commission géologique du Canada, Étude 93-1C, p. 359-365
- Parent, M., Paradis, S.J. et LaFlèche, M.R., en prép.:
Géochimie régionale du till, région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique. Commission géologique du Canada, Dossier public 2871
- Paterson, W.S.B., 1969:
The physics of glaciers. Pergamon Press Ltd, Oxford, 250 p.
- Prest, V.K., 1984:
The Late Wisconsinan glacier complex. *In* Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24. R.J. Fulton (Editor), Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 21-36
- Prest, V.K., Grant, D.R. and Rampton, V.N., 1968:
Glacial map of Canada. Geological Survey of Canada, Map 1253A, 1:5 000 000
- Ruz, M.H., Michaud, Y., Allard, M., Sutherland, T. et Ardiles, B., 1994:
Morpho-sédimentologie et évolution des estrans de la partie centrale du détroit de Manitooubuk. Commission géologique du Canada, Dossier public
- Shilts, W.W., 1980:
Flow patterns in the central North American ice sheet. Nature, v. 286, p. 213-218
- Shilts, W.W., 1982:
Quaternary evolution of the Hudson/James Bay region. Naturaliste canadien, v. 109, p. 309-332
- Skinner, R.G., 1973:
Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario. Geological Survey of Canada, Bulletin 225, 77 p.
- Technisol, 1989:
Grande rivière de la Baleine, Avant-projet Phase 2, Investigations géologiques et géotechniques, site GB-1: rapport de sondages, tome III-A. Hydro-Québec, Direction Aménagements de centrales, Service Géologie et structure,
- Thorleifson, L.H., and Kristjansson, F.J., 1993:
Quaternary geology and drift proaspecting, Beardmore-Geraldton area, Ontario. Geological Survey of Canada, Memoir 435, 146 p. (Map 1768A)

Unwin, D.J., 1975:

An introduction to trend surface analysis. University of East Anglia, Norwich, U.K., CATMOG No. 5, 40 p.

Veillette, J.J., 1983:

Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec. Géographie physique et Quaternaire, v. 37, p. 67-84

Veillette, J.J., and Pomares, J.-S., 1991:

Older ice-flows in the Matagami-Chapais area, Québec. Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 91-1C, p. 135-142

Vincent, J.-S., Veillette, J.J., Allard, M., Richard, P.J.H., Hardy, L. et Hillaire-Marcel, C., 1987: Dernier cycle glaciaire et retrait des glaces de la vallée supérieure de l'Outaouais jusqu'au sud-est de la Baie d'Hudson. XII congrès international de l'INQUA, 31 juillet au 9 août 1987, Livret-guide excursion C-10, 87 p.

Walcott, R.I. 1980:

Rheological models and observational data of glacio-isostatic rebound. *in* Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. N.-A. Mörner (Editor), John Wiley & Sons, Chichester, p. 3-10

ANNEXE 1: Coordonnées UTM des sites échantillonnés

a) Échantillons de till

Échantillon	Zone	UTM x	UTM y	Échantillon	Zone	UTM x	UTM y
92-PIA-301-A	18	402690	6197970	92-PIA-364	18	434290	6203460
92-PIA-305	18	432175	6190500	92-PIA-366-A	18	427000	6187200
92-PIA-308	18	431810	6180710	92-PIA-366-C	18	496120	6202170
92-PIA-309-A,B,C,D	18	420540	6158760	92-PIA-367-A,B,C,D	18	488830	6196290
92-PIA-310	18	388360	6152620	92-PIA-368	18	476800	6200150
92-PIA-311	18	374760	6154950	92-PIA-369	18	470970	6202040
92-PIA-312-A,B,C	18	420730	6186800	92-PIA-370	18	462650	6201370
92-PIA-313	18	413020	6180960	92-PIA-371	18	456850	6202320
92-PIA-314-A,B,C	18	399950	6177760	92-PIA-372	18	449860	6202650
92-PIA-320	18	436630	6195680	92-PIA-373	18	441800	6200130
92-PIA-321-A,B,C,D,E	18	435410	6184870	92-PIA-374	18	438150	6194450
92-PIA-322	18	435150	6175510	92-PIA-375	18	440500	6188400
92-PIA-323	18	435175	6161580	92-PIA-376	18	448150	6193600
92-PIA-324	18	433650	6154060	92-PIA-377	18	456610	6189810
92-PIA-325	18	425875	6152330	92-PIA-378	18	461850	6195080
92-PIA-326	18	428630	6159350	92-PIA-379	18	466600	6187700
92-PIA-327	18	428520	6168130	92-PIA-380	18	474720	6189970
92-PIA-328	18	419310	6176450	92-PIA-381	18	486460	6191160
92-PIA-328-A,B	18	415610	6175120	92-PIA-382-A	18	495050	6190100
92-PIA-329	18	415800	6163120	92-PIA-383-A,B,C,D,E,F	18	498370	6181700
92-PIA-332	18	411400	6157140	92-PIA-384	18	489310	6181070
92-PIA-333-A,B,C,D	18	405675	6170950	92-PIA-385-A	18	482570	6185450
92-PIA-334	18	404800	6180937	92-PIA-386	18	474640	6181720
92-PIA-335	18	412280	6192230	92-PIA-387	18	464150	6182520
92-PIA-336	18	404000	6205150	92-PIA-388	18	454560	6182120
92-PIA-337	18	392400	6200410	92-PIA-389	18	441950	6179800
92-PIA-338	18	387570	6195350	92-PIA-390	18	439780	6174670
92-PIA-339	18	390910	6189640	92-PIA-391	18	450340	6173170
92-PIA-340	18	402910	6176740	92-PIA-392	18	498370	6171920
92-PIA-341	18	402480	6167150	92-PIA-393-A	18	490740	6175550
92-PIA-343-A,B,C,D	18	403340	6152160	92-PIA-394	18	481000	6174500
92-PIA-344	18	396340	6156320	92-PIA-395	18	473500	6172550
92-PIA-345	18	396030	6165630	92-PIA-396	18	468850	6166380
92-PIA-346	18	393390	6176910	92-PIA-397-A	18	457350	6168870
92-PIA-347-A,B,C,D	18	397270	6183040	92-PIA-398	18	440030	6163610
92-PIA-348	18	400910	6190250	92-PIA-399	18	439780	6153550
92-PIA-349	18	401760	6192730	92-PIA-400	18	445840	6163170
92-PIA-350-A	18	384270	6180220	92-PIA-401	18	452150	6162500
92-PIA-351	18	384800	6174580	92-PIA-402-A	18	450540	6153400
92-PIA-352	18	387950	6169850	92-PIA-403	18	457430	6152280
92-PIA-353	18	383100	6169200	92-PIA-404	18	496650	6164470
92-PIA-354	18	383740	6159520	92-PIA-405	18	487730	6164570
92-PIA-355	18	375210	6159360	92-PIA-406	18	479740	6164560
92-PIA-356-A	18	371230	6168130	92-PIA-407-A	18	462500	6162050
92-PIA-359-B	18	416800	6197850	92-PIA-408	18	464070	6154540
92-PIA-360	18	427200	6193400	92-PIA-409	18	470230	6154600
92-PIA-361	18	419130	6197500	92-PIA-410	18	477360	6152740
92-PIA-362	18	411480	6203400	92-PIA-411	18	489150	6154130
92-PIA-363-A	18	421830	6204700	92-PIA-412-A,B,C,D	18	492040	6154570

ANNEXE 1: Coordonnées UTM des sites échantillonnés

b) Autres échantillons

Échantillon	Description	Fossile	Zone	UTMX	UTMY
92-PIA-301-B	Argiles marines stratifiées	✓	18	402690	6197970
92-PIA-301-C	Argiles marines stratifiées		18	402690	6197970
92-PIA-301-D	Argiles marines stratifiées		18	402690	6197970
92-PIA-301-E	Argiles marines stratifiées		18	402690	6197970
92-PIA-301-F	Argiles marines stratifiées		18	402690	6197970
92-PIA-302-A	Sédiments marins stratifiées		18	399780	6200970
92-PIA-302-B	Argiles marines		18	399780	6200970
92-PIA-302-C	Argiles marines		18	399780	6200970
92-PIA-302-D	Argiles marines		18	399780	6200970
92-PIA-303	Bois	✓	18	401830	6199180
92-PIA-306	Argiles et silts stratifiés		18	420000	6201000
92-PIA-307	Rythmites		18	415220	6197500
92-PIA-315	Silts marins		18	391900	6175580
92-PIA-316	Silts oxydés		18	388320	6186300
92-PIA-317	Silts marins (pales)		18	388460	6186000
92-PIA-318	Turbidites marines	✓	18	380360	6186690
92-PIA-319	Argiles marines très fines		18	380360	6186690
92-PIA-330-A	Argiles stratifiées		18	393625	6205125
92-PIA-330-B	Bois et tourbes	✓	18	393625	6205125
92-PIA-330-C	Rythmites	✓	18	393625	6205125
92-PIA-330-D	Rythmites		18	393625	6205125
92-PIA-330-E	Rythmites + Débris organiques	✓	18	393625	6205125
92-PIA-330-F	Rythmites		18	393625	6205125
92-PIA-330-G	Bois	✓	18	393625	6205125
92-PIA-330-H	Silts stratifiés		18	393625	6205125
92-PIA-330-I	Sables stratifiés à lamines	✓	18	393625	6205125
92-PIA-331	Coquilles dans sables littoraux	✓	18	392325	6206450
92-PIA-331-A	Silts stratifiés	✓	18	392325	6206450
92-PIA-331-B	Silts avec matière organique		18	392325	6206450
92-PIA-342-A	Rythmites		18	394020	6202520
92-PIA-342-B	Turbidites		18	394020	6202520
92-PIA-342-C	Silts marins		18	394020	6202520
92-PIA-342-D	Silts marins		18	394020	6202520
92-PIA-342-E	Silts marins		18	394020	6202520
92-PIA-342-F	Coquilles dans silts marins	✓	18	394020	6202520
92-PIA-349-A	Silts argileux marins		18	401760	6192730
92-PIA-349-B	Silts argileux marins		18	401760	6192730
92-PIA-349-C	Silts argileux marins		18	401760	6192730
92-PIA-349-D	Silts argileux marins		18	401760	6192730
92-PIA-349-E	Litière		18	401760	6192730
92-PIA-365-A	Sédiments glaciolacustres		18	355000	6157600
92-PIA-365-B	Sédiments glaciolacustres		18	355000	6157600
92-PIA-365-C	Sédiments glaciolacustres		18	355000	6157600
92-PIA-365-D	Diamincton marin fossilifère	✓	18	355000	6157600
92-PIA-365-E	Sables marins		18	355000	6157600
92-PIA-413-A	Sable littoral		18	468200	6167600
92-PIA-413-B	Tourbes		18	468200	6167600
92-PIA-413-C	Tourbes		18	468200	6167600

ANNEXE 1: Coordonnées UTM des sites échantillonnés

(suite)

b) Autres échantillons

Échantillon	Description	Fossile	Zone	UTMX	UTMY
92-PIA-413-D	Tourbes		18	468200	6167600
92-PBA-1	Tourbière		18	417000	6197800
92-PBA-2	Tourbière		18	427000	6187200
92-PBA-3	Gyttja		18	443500	6198220
92-PBA-4	Gyttja		18	441000	6200000
92-PBA-5	Gyttja		18	468200	6167600

ANNEXE 2 : Résultats granulométriques des analyses de till

Échantillon	Prof. (m)	Horizon géologique	Total (< 16 mm)			Matrices (< 2 mm)			Paramètres granulométriques (fraction < 2 mm)				
			Gravier > 2000 µm (%)	Sable 62.5-2000 µm (%)	Silts-argile < 62.5 µm (%)	Sable > 62.5 µm (%)	Silt 4-62.5 µm (%)	Argile < 4 µm (%)	Md (φ)	Mz (φ)	σ ₁ (φ)	SK I	KG
92-PIA-301-A	-29.00	N/A	25.7	55.1	19.3	72.6	21.4	6.0	1.89	2.49	2.74	0.38	0.93
92-PIA-305	-0.75	BC	32.0	58.8	9.2	84.9	13.6	1.5	1.81	1.92	1.92	0.16	0.94
92-PIA-308	-0.65	N/A	17.8	67.3	14.9	79.8	16.7	3.5	2.25	2.42	2.16	0.20	1.14
92-PIA-309-A	-0.80	N/A	14.3	57.6	28.1	64.8	28.4	6.8	3.02	3.25	2.66	0.19	0.97
92-PIA-309-B	-0.45	C	20.6	62.4	17.0	76.8	19.5	3.7	1.95	2.36	2.44	0.30	0.97
92-PIA-309-C	-0.20	Bf	19.4	63.3	17.3	76.5	20.6	2.9	2.03	2.40	2.32	0.27	0.93
92-PIA-309-D	0.00	Ae	1.3	87.5	11.3	87.1	12.0	0.9	1.45	1.68	1.84	0.25	0.94
92-PIA-310	-0.80	C	25.5	61.6	12.9	80.4	18.1	1.5	2.23	2.24	2.05	0.08	0.88
92-PIA-311	-0.30	BC	17.4	72.8	9.7	86.5	12.0	1.5	1.85	1.93	1.82	0.16	1.01
92-PIA-312-A	-0.90	N/A	21.3	61.6	17.1	76.2	17.3	6.5	2.41	2.68	2.61	0.26	1.28
92-PIA-312-B	-0.10	Bf	18.3	68.7	13.1	81.5	16.7	1.8	2.35	2.32	1.92	0.05	1.02
92-PIA-313	-0.40	Bf	30.8	62.8	6.4	88.8	10.5	0.7	1.36	1.60	1.77	0.24	0.85
92-PIA-314-A	-0.55	Bc	12.5	60.2	27.3	66.2	29.8	4.0	3.01	3.12	2.36	0.11	0.90
92-PIA-314-C	-0.25	Bf	19.9	67.7	12.5	82.3	16.5	1.2	1.82	2.02	1.96	0.19	0.87
92-PIA-320	-0.75	BC	17.9	74.8	7.2	89.6	9.5	0.9	1.60	1.72	1.73	0.18	0.97
92-PIA-321-A	-0.90	C	14.1	62.2	23.7	70.1	23.9	6.0	2.81	3.06	2.46	0.22	1.08
92-PIA-321-B	-0.20	Bf (Bc?)	9.9	65.6	24.5	70.4	25.6	4.0	2.69	2.88	2.37	0.17	0.95
92-PIA-321-C	-0.50	Bf	9.1	73.0	17.9	77.9	20.3	1.8	2.33	2.43	2.06	0.11	0.90
92-PIA-321-D	-0.05	Ae	14.3	74.5	11.2	85.1	14.0	0.9	1.84	1.96	1.83	0.16	0.95
92-PIA-322	-0.70	C	20.3	63.4	16.3	77.1	20.3	2.6	2.44	2.58	2.13	0.14	1.02
92-PIA-323	-0.30	Bf	18.1	73.3	8.6	87.9	10.9	1.2	1.38	1.62	1.85	0.26	0.91
92-PIA-324	-0.50	C	27.3	62.7	10.0	84.0	14.8	1.2	1.84	1.99	1.89	0.17	0.91
92-PIA-325	-0.30	Bf	28.0	66.0	6.3	90.4	8.7	0.9	1.15	1.41	1.76	0.30	0.95
92-PIA-326	-0.70	C	12.5	66.7	20.8	74.0	23.4	2.6	2.28	2.64	2.26	0.24	0.94
92-PIA-327	-0.80	N/A	21.8	73.4	4.8	92.4	6.7	0.9	1.83	1.87	1.45	0.08	1.08
92-PIA-328	-0.20	Bf	1.6	81.8	16.7	79.3	19.8	0.9	3.08	3.14	1.25	0.06	1.34
92-PIA-328-A	-15.00	C	21.7	54.4	24.0	67.0	26.5	6.5	2.85	3.15	2.64	0.22	0.97
92-PIA-328-B	-20.00	C	18.7	55.3	26.0	65.9	26.7	7.4	2.96	3.27	2.71	0.23	0.98
92-PIA-329	-0.35	BC	23.1	48.6	28.4	60.9	32.3	6.8	3.25	3.35	2.68	0.12	0.94
92-PIA-332	-0.45	C	7.1	41.1	51.7	41.4	49.3	9.3	4.68	4.44	2.63	-0.09	1.13
92-PIA-333-A	-0.50	C	21.9	58.9	19.1	73.4	22.9	3.7	2.36	2.62	2.39	0.21	0.94
92-PIA-333-B	-0.30	Bf	12.3	77.1	10.6	86.0	13.1	0.9	1.88	1.95	1.81	0.12	0.90

ANNEXE 2 : Résultats granulométriques des analyses de till (suite)

Échantillon	Prof. (m)	Horizon pédologique	Total (< 16 mm)				Matrice (< 2 mm)				Paramètres granulométriques (fraction < 2 mm)				
			Gravier > 2000 um (%)	Sable 62.5-2000 um (%)	Silts-argile < 62.5 um (%)	Sable > 62.5 um < 4 um (%)	Silt 4-62.5 um (%)	Argile < 4 um (%)	Md (φ)	Mz (φ)	σ ₁ (φ)	SK1	KG	Asymétrie	Angulosité
92-PIA-333-C	-0.10	Ac	11.2	74.7	14.2	82.3	15.9	1.8	1.81	2.02	2.03	0.22	0.94		
92-PIA-334	-0.25	Bf	21.2	65.4	13.5	81.0	17.5	1.5	1.87	2.10	2.02	0.20	0.86		
92-PIA-335	-0.25	Bf	22.9	62.1	15.0	78.4	20.1	1.5	2.29	2.45	2.07	0.14	0.95		
92-PIA-336	-0.21	Bf	24.4	57.3	18.4	73.4	22.6	4.0	2.52	2.71	2.42	0.18	1.00		
92-PIA-337	-0.45	C	12.8	70.4	16.7	78.4	17.9	3.7	2.46	2.57	2.19	0.16	1.15		
92-PIA-338	-0.30	BC	18.8	61.2	20.1	73.2	22.0	4.8	2.42	2.65	2.54	0.21	1.00		
92-PIA-339	-0.35	BC	22.5	54.8	22.9	65.4	33.7	0.9	3.50	3.24	1.80	-0.23	1.09		
92-PIA-340	-0.27	BC	27.4	43.9	28.7	58.1	35.9	6.0	3.40	3.57	2.56	0.14	0.90		
92-PIA-341	-0.50	Bf/BC	35.9	58.0	6.1	89.6	8.6	1.8	0.88	1.27	1.84	0.43	1.20		
92-PIA-343-B	-0.35	BC	0.0	48.8	51.2	46.7	40.9	12.4	4.29	4.41	2.89	0.08	0.87		
92-PIA-343-C	-0.27	Bhf	6.7	67.6	25.9	70.1	24.8	5.1	2.75	2.87	2.58	0.15	0.96		
92-PIA-344	-0.20	Bf	11.1	40.8	48.1	42.3	50.3	7.4	4.48	4.44	2.27	0.00	1.25		
92-PIA-345	-0.20	BC	4.1	40.3	55.6	39.5	52.6	7.9	4.83	4.44	2.56	-0.15	1.02		
92-PIA-346	-0.30	Bf	13.0	64.4	22.6	71.5	26.7	1.8	2.62	2.70	2.15	0.06	0.82		
92-PIA-347-A	-0.60	BC	11.4	76.0	12.7	83.2	16.1	0.7	2.08	2.12	1.84	0.07	0.84		
92-PIA-347-B	-0.30	Bf	25.7	63.1	11.4	82.9	16.4	0.7	1.85	2.02	1.91	0.17	0.87		
92-PIA-347-C	-0.10	Ac	19.1	72.2	8.7	87.9	10.6	1.5	1.47	1.64	1.86	0.23	0.95		
92-PIA-348	-0.15	Bhf	15.3	60.0	24.8	68.7	29.2	2.1	2.69	2.88	2.25	0.13	0.80		
92-PIA-349	---	N/A	23.1	67.2	9.7	86.0	10.0	4.0	1.55	1.75	2.16	0.31	1.23		
92-PIA-350-A	-0.50	BC	31.7	60.5	7.9	86.8	12.0	1.2	1.50	1.71	1.87	0.24	0.92		
92-PIA-351	-0.40	BC	24.8	67.6	7.6	87.9	11.4	0.7	1.88	1.92	1.72	0.09	0.94		
92-PIA-352	-0.15	Bhf	10.4	79.4	10.3	86.8	12.5	0.7	1.51	1.81	1.74	0.28	0.91		
92-PIA-353	-0.40	BC	26.7	64.0	9.3	85.7	13.4	0.9	1.66	1.84	1.85	0.21	0.95		
92-PIA-354	-0.15	Bhf	6.9	48.6	44.7	49.8	45.4	4.8	4.02	3.74	2.49	-0.11	0.92		
92-PIA-355	-0.30	BC/C	10.8	42.9	46.3	45.6	44.0	10.4	4.37	4.41	2.67	0.03	1.05		
92-PIA-356-A	-0.35	C	5.3	36.7	58.0	36.7	50.7	12.6	5.08	4.83	2.77	-0.09	1.00		
92-PIA-359-B	-0.25	Bhf	23.3	67.8	8.9	86.5	12.8	0.7	1.59	1.81	1.80	0.23	0.89		
92-PIA-360	-0.45	BC	4.3	32.4	63.3	32.0	53.7	14.3	5.39	5.16	2.67	-0.11	1.00		
92-PIA-361	-0.35	Bhf	12.1	71.8	16.1	79.8	18.7	1.5	1.27	1.84	2.20	0.39	0.77		
92-PIA-362	-0.25	Bhf	14.9	67.3	17.8	76.8	21.7	1.5	2.41	2.52	2.10	0.10	0.91		
92-PIA-363-A	-0.20	Bhf	31.7	56.8	11.5	81.5	15.9	2.6	1.82	2.07	2.19	0.26	0.99		
92-PIA-364	-0.20	Bf	4.0	42.0	54.0	40.9	52.6	6.5	4.61	4.31	2.33	-0.13	1.13		

ANNEXE 2 : Résultats granulométriques des analyses de till (suite)

Échantillon	Prof. (m)	Horizon pédoologique	Total (< 16 mm)				Matrice (< 2 mm)				Paramètres granulométriques (fraction < 2 mm)				
			Gravier > 2000 um (%)	Sable 62.5-2000 um (%)	Silts-argile < 62.5 um (%)	Sable > 62.5 um < 4 um (%)	Silt 4-62.5 um (%)	Argile < 4 um (%)	Md (φ)	Mz (φ)	σ ₁ (φ)	SK I	Asymétrie	Angulosité KG	
92-PIA-366-A	-0.30	BC	53.6	39.3	7.1	82.6	16.2	1.2	1.34	1.74	2.05	0.32	0.80		
92-PIA-366-C	-0.30	BC	7.2	18.6	74.3	18.6	68.8	12.6	5.71	5.63	2.22	-0.08	1.51		
92-PIA-367-A	-0.50	C	6.7	62.9	30.4	65.1	26.7	8.2	3.15	3.44	2.64	0.23	1.05		
92-PIA-367-B	-0.22	Bf	18.6	67.2	14.2	80.7	17.2	2.1	1.90	2.16	2.10	0.23	0.94		
92-PIA-367-C	-0.10	Ae	7.9	63.2	28.9	66.8	30.6	2.6	2.55	2.76	2.35	0.14	0.74		
92-PIA-368	-0.50	C	18.8	57.8	23.5	69.0	25.3	5.7	2.69	2.95	2.64	0.21	0.92		
92-PIA-369	-0.65	C	20.1	62.0	17.9	75.4	19.5	5.1	2.42	2.70	2.46	0.25	1.15		
92-PIA-370	-0.30	BC	12.8	63.7	23.5	70.9	24.3	4.8	2.63	2.82	2.54	0.18	0.96		
92-PIA-371	-0.20	BC	2.0	21.6	76.5	20.5	65.2	14.3	5.81	5.65	2.38	-0.12	1.40		
92-PIA-372	-0.50	C	20.5	65.9	13.7	80.7	17.5	1.8	2.12	2.26	2.04	0.16	0.95		
92-PIA-373	-0.15	Bf	0.6	46.0	53.5	42.3	54.2	3.5	4.39	3.92	2.05	-0.26	1.12		
92-PIA-374	-0.40	Bf	8.2	74.1	17.7	78.4	20.4	1.2	2.38	2.53	1.93	0.13	0.93		
92-PIA-375	-0.19	Bf	3.8	31.1	65.0	29.7	60.4	9.9	5.13	4.89	2.41	-0.12	1.35		
92-PIA-376	-0.24	Bf	15.9	62.4	21.7	72.0	25.1	2.9	2.27	2.55	2.40	0.20	0.82		
92-PIA-377	-0.30	BC	8.0	69.5	22.6	72.0	25.9	2.1	3.07	3.03	1.98	-0.01	1.07		
92-PIA-378	-0.60	C	20.3	62.2	17.5	75.7	21.4	2.9	2.45	2.67	2.19	0.18	1.01		
92-PIA-379	-0.50	C	21.9	60.6	17.6	74.8	22.9	2.3	2.46	2.57	2.16	0.12	0.90		
92-PIA-380	-0.25	Bf	1.3	63.2	35.6	59.2	39.0	1.8	3.67	3.76	1.55	0.02	1.06		
92-PIA-381	-0.14	Bf	4.3	61.3	34.5	61.5	35.0	3.5	3.32	3.31	2.25	0.03	0.87		
92-PIA-382-A	-0.50	C	14.6	58.0	27.4	65.9	25.6	8.5	2.98	3.33	2.76	0.25	1.00		
92-PIA-383-A	-1.60	C	2.9	54.8	42.4	54.5	41.2	4.3	3.52	3.31	2.61	-0.05	0.73		
92-PIA-383-B	-1.10	C	1.5	59.1	39.4	57.8	37.4	4.8	3.38	3.37	2.61	0.06	0.75		
92-PIA-383-C	-0.90	C	11.7	67.6	20.7	75.1	23.1	1.8	1.79	2.36	2.28	0.34	0.82		
92-PIA-383-D	-0.60	Bf	48.6	39.0	12.4	74.6	23.6	1.8	1.64	2.29	2.32	0.38	0.79		
92-PIA-383-E	-0.35	Bf	5.7	69.3	25.0	71.8	26.1	2.1	1.96	2.49	2.32	0.31	0.77		
92-PIA-383-F	-0.20	Ae	2.7	44.6	52.6	43.4	49.5	7.1	4.59	4.32	2.41	-0.09	0.96		
92-PIA-384	-0.45	BC	14.5	59.1	26.3	67.0	27.6	5.4	2.75	2.94	2.61	0.18	0.89		
92-PIA-385-A	-0.20	Bf	5.0	64.9	30.1	66.5	29.8	3.7	2.47	2.70	2.56	0.18	0.74		
92-PIA-386	-0.60	C	21.2	49.0	29.9	59.8	34.8	5.4	3.25	3.27	2.57	0.08	0.88		
92-PIA-387	-0.70	C	20.3	60.8	18.9	74.0	21.7	4.3	2.59	2.77	2.39	0.18	1.08		
92-PIA-388	-0.20	C	13.0	50.6	36.4	55.9	34.8	9.3	3.56	3.75	2.82	0.14	0.95		
92-PIA-389	-0.40	Bf	9.6	48.2	42.2	50.3	45.7	4.0	3.98	3.68	2.29	-0.14	0.97		

ANNEXE 2 : Résultats granulométriques des analyses de till (suite)

Échantillon	Prof. (m)	Horizon pédoologique	Total (< 16 mm)			Matrice (< 2 mm)			Paramètres granulométriques (fraction < 2 mm)				
			Gravier > 2000 um (%)	Sable 62.5-2000 um (%)	Silts-argille < 62.5 um (%)	Sable > 62.5 um (%)	Silt 4-62.5 um (%)	Argille < 4 um (%)	Md (φ)	Mz (φ)	σ1 (φ)	SK I	KG
92-PIA-390	-0.60	BC	18.9	72.4	8.9	87.4	11.9	0.7	2.03	2.08	1.65	0.11	1.04
92-PIA-391	-0.40	BC	14.1	65.4	20.5	74.6	20.8	4.6	2.10	2.55	2.60	0.31	0.98
92-PIA-392	-0.60	C	31.2	51.2	17.6	72.3	23.1	4.6	2.49	2.73	2.55	0.21	0.98
92-PIA-393-A	-0.55	C	15.0	65.7	19.5	74.8	22.3	2.9	2.43	2.67	2.27	0.19	0.99
92-PIA-394	-0.80	C	18.0	67.9	14.3	80.7	17.5	1.8	2.34	2.43	1.95	0.13	1.05
92-PIA-395	-0.20	Bf	3.7	42.7	53.5	41.1	52.9	6.0	4.60	4.28	2.27	-0.15	1.14
92-PIA-396	-0.50	C	8.7	55.8	35.4	59.0	36.7	4.3	3.39	3.36	2.41	0.03	0.87
92-PIA-397-A	-0.29	BC	2.6	45.9	51.6	43.9	47.6	8.5	4.43	4.42	2.32	0.04	1.20
92-PIA-398	-0.35	BC (Bff)	2.1	19.5	78.5	17.8	71.2	11.0	5.58	5.56	2.06	-0.04	1.59
92-PIA-399	-0.18	Bf	0.2	10.7	89.1	8.8	76.9	14.3	5.84	6.06	1.70	0.21	1.27
92-PIA-400	-0.40	BC	1.3	15.7	83.0	13.6	71.8	14.6	5.81	5.96	1.91	0.13	1.22
92-PIA-401	-0.19	Bf	20.6	62.0	17.4	76.2	20.9	2.9	2.34	2.61	2.32	0.21	1.02
92-PIA-402-A	-0.50	C	23.4	53.0	23.6	67.0	25.9	7.1	2.89	3.14	2.73	0.20	0.97
92-PIA-403	-0.14	C (?)	0.8	25.1	74.1	23.0	62.7	14.3	5.55	5.58	2.24	0.03	1.15
92-PIA-404	-0.30	C	12.0	52.2	35.8	57.6	34.2	8.2	3.40	3.62	2.82	0.15	0.88
92-PIA-405	-0.45	C	15.3	53.7	31.0	61.2	32.8	6.0	3.26	3.33	2.69	0.10	0.88
92-PIA-406	-0.50	C	18.0	52.2	29.9	60.1	35.6	4.3	3.49	3.46	2.27	0.03	1.02
92-PIA-407-A	-0.30	C	2.7	59.4	37.9	58.1	35.9	6.0	3.53	3.66	2.34	0.14	1.02
92-PIA-408	-0.45	C	17.9	54.4	27.7	64.0	29.2	6.8	3.05	3.20	2.71	0.15	0.89
92-PIA-409	-0.20	Bf	6.9	69.2	23.9	72.3	26.2	1.5	1.94	2.39	2.28	0.27	0.73
92-PIA-410	-0.40	C	0.2	36.6	63.2	33.1	56.8	10.1	5.03	5.05	2.10	0.07	1.11
92-PIA-411	-0.20	Bhf	10.1	70.3	19.6	75.9	22.6	1.5	2.33	2.52	2.11	0.14	0.86
92-PIA-412-A	-2.00	C	16.3	63.1	20.6	72.9	22.5	4.6	2.73	2.89	2.37	0.18	1.13
92-PIA-412-B	-1.00	C	20.9	62.2	17.0	76.2	20.9	2.9	2.44	2.66	2.19	0.19	1.06
92-PIA-412-C	-0.20	Bf	12.6	66.3	21.1	73.4	23.4	3.2	2.61	2.80	2.26	0.17	1.01

ANNEXE 3 : Résultats granulométriques des autres échantillons

Échantillon	Prof (m)	Matrice (< 2 mm)				Paramètres granulométriques (fraction < 2 mm)						
		Gravier > 2000 um (%)	Sable 62.5 - 2000 um (%)	Silt 4 - 62.5 um (%)	Argile < 4 um (%)	Médiane Md (φ)	Moyenne Mz (φ)	Ecart type σ i (φ)	Asymétrie SK I	Angulosité K G		
92-PIA-301-B	-15.0	0.0	31.7	33.1	35.2	6.63	6.38	2.66	-0.07	0.63		
92-PIA-301-C	-12.0	0.0	1.0	44.6	54.4	8.16	7.99	1.87	-0.09	0.98		
92-PIA-301-D	-9.0	0.0	0.5	43.7	55.8	8.23	8.12	1.72	-0.04	0.97		
92-PIA-301-E	-5.5	0.0	0.0	25.5	74.5	8.75	8.80	1.36	0.15	1.19		
92-PIA-301-F	-2.0	0.0	1.0	41.3	57.7	8.28	8.10	1.81	-0.12	1.08		
92-PIA-302-A	-20.0	0.0	0.0	26.7	73.3	8.68	8.73	1.29	0.13	1.14		
92-PIA-302-B	-11.0	0.0	0.2	22.8	77.0	8.78	8.82	1.27	0.13	1.19		
92-PIA-302-C	-6.6	0.0	0.0	26.4	73.6	8.70	8.74	1.31	0.12	1.17		
92-PIA-302-D	-2.0	0.0	1.0	40.7	58.3	8.30	7.97	1.92	-0.21	1.09		
92-PIA-306	-9.0	0.0	10.0	47.8	42.2	7.44	7.12	2.32	-0.14	0.75		
92-PIA-307	-16.0	0.0	7.7	34.8	57.5	8.28	7.85	2.18	-0.27	1.21		
92-PIA-315	-1.5	0.0	0.8	46.2	53.0	8.11	8.03	1.75	-0.02	0.93		
92-PIA-316	-0.9	9.6	60.5	23.0	6.9	2.71	2.83	2.89	0.18	0.87		
92-PIA-317	-0.3	0.0	0.0	50.3	49.7	7.95	7.83	1.82	-0.06	0.85		
92-PIA-318	-7.0	0.0	29.2	37.6	33.2	6.86	6.40	3.14	-0.29	0.94		
92-PIA-319	-7.8	0.0	8.0	43.7	48.3	7.90	7.85	1.91	-0.12	1.18		
92-PIA-330-A	-41.0	0.0	0.5	29.2	70.3	8.62	8.59	1.52	-0.07	1.37		
92-PIA-330-B	-37.0	0.0	0.5	42.0	57.5	8.26	8.14	1.70	-0.10	1.08		
92-PIA-330-D	-25.0	0.0	9.7	49.3	41.0	7.46	7.20	2.75	-0.31	1.31		
92-PIA-330-E	-24.0	0.0	37.2	41.8	21.0	4.32	5.50	2.19	0.73	0.73		
92-PIA-330-F	-16.0	0.0	23.3	28.4	48.3	7.89	7.11	2.47	-0.33	0.57		
92-PIA-330-H	-11.0	0.0	22.8	35.0	42.2	7.53	6.95	2.42	-0.23	0.58		
92-PIA-330-I	-3.5	0.0	76.8	22.5	0.7	3.62	3.62	0.83	-0.14	2.26		
92-PIA-331-A	-33.5	0.0	0.5	45.7	53.8	8.13	7.85	1.84	-0.17	0.87		
92-PIA-331-B	-22.5	0.0	44.2	32.6	23.2	4.09	5.39	2.40	0.69	0.71		
92-PIA-342-A	-32.0	0.0	33.3	36.5	30.2	6.15	6.02	2.83	-0.01	0.64		
92-PIA-342-B	-26.0	0.0	14.7	40.6	44.7	7.64	7.15	2.50	-0.24	0.86		
92-PIA-342-C	-21.0	0.0	2.7	42.3	55.0	8.19	7.93	2.03	-0.15	1.04		
92-PIA-342-D	-12.0	0.0	0.2	34.0	65.8	8.56	8.52	1.58	0.02	1.17		
92-PIA-342-E	-3.0	0.0	0.0	16.1	83.9	8.88	8.96	1.16	0.23	1.20		

ANNEXE 3 : Résultats granulométriques des autres échantillons

Échantillon	Prof (m)	Matrice (< 2 mm)				Paramètres granulométriques (fraction < 2 mm)						
		Gravier > 2000 um (%)	Sable 62.5 - 2000 um (%)	Silt 4 - 62.5 um (%)	Argile < 4 um (%)	Médiane Md (φ)	Moyenne Mz (φ)	Ecart type σ I (φ)	Asymétrie SK I	Angulosité KG		
92-PIA-301-B	-15.0	0.0	31.7	33.1	35.2	6.63	6.38	2.66	-0.07	0.63		
92-PIA-301-C	-12.0	0.0	1.0	44.6	54.4	8.16	7.99	1.87	-0.09	0.98		
92-PIA-301-D	-9.0	0.0	0.5	43.7	55.8	8.23	8.12	1.72	-0.04	0.97		
92-PIA-301-E	-5.5	0.0	0.0	25.5	74.5	8.75	8.80	1.36	0.15	1.19		
92-PIA-301-F	-2.0	0.0	1.0	41.3	57.7	8.28	8.10	1.81	-0.12	1.08		
92-PIA-302-A	-20.0	0.0	0.0	26.7	73.3	8.68	8.73	1.29	0.13	1.14		
92-PIA-302-B	-11.0	0.0	0.2	22.8	77.0	8.78	8.82	1.27	0.13	1.19		
92-PIA-302-C	-6.6	0.0	0.0	26.4	73.6	8.70	8.74	1.31	0.12	1.17		
92-PIA-302-D	-2.0	0.0	1.0	40.7	58.3	8.30	7.97	1.92	-0.21	1.09		
92-PIA-306	-9.0	0.0	10.0	47.8	42.2	7.44	7.12	2.32	-0.14	0.75		
92-PIA-307	-16.0	0.0	7.7	34.8	57.5	8.28	7.85	2.18	-0.27	1.21		
92-PIA-315	-1.5	0.0	0.8	46.2	53.0	8.11	8.03	1.75	-0.02	0.93		
92-PIA-316	-0.9	9.6	60.5	23.0	6.9	2.71	2.83	2.89	0.18	0.87		
92-PIA-317	-0.3	0.0	0.0	50.3	49.7	7.95	7.83	1.82	-0.06	0.85		
92-PIA-318	-7.0	0.0	29.2	37.6	33.2	6.86	6.40	3.14	-0.29	0.94		
92-PIA-319	-7.8	0.0	8.0	43.7	48.3	7.90	7.85	1.91	-0.12	1.18		
92-PIA-330-A	-41.0	0.0	0.5	29.2	70.3	8.62	8.59	1.52	-0.07	1.37		
92-PIA-330-B	-37.0	0.0	0.5	42.0	57.5	8.26	8.14	1.70	-0.10	1.08		
92-PIA-330-D	-25.0	0.0	9.7	49.3	41.0	7.46	7.20	2.75	-0.31	1.31		
92-PIA-330-E	-24.0	0.0	37.2	41.8	21.0	4.32	5.50	2.19	0.73	0.73		
92-PIA-330-F	-16.0	0.0	23.3	28.4	48.3	7.89	7.11	2.47	-0.33	0.57		
92-PIA-330-H	-11.0	0.0	22.8	35.0	42.2	7.53	6.95	2.42	-0.23	0.58		
92-PIA-330-I	-3.5	0.0	76.8	22.5	0.7	3.62	3.62	0.83	-0.14	2.26		
92-PIA-331-A	-33.5	0.0	0.5	45.7	53.8	8.13	7.85	1.84	-0.17	0.87		
92-PIA-331-B	-22.5	0.0	44.2	32.6	23.2	4.09	5.39	2.40	0.69	0.71		
92-PIA-342-A	-32.0	0.0	33.3	36.5	30.2	6.15	6.02	2.83	-0.01	0.64		
92-PIA-342-B	-26.0	0.0	14.7	40.6	44.7	7.64	7.15	2.50	-0.24	0.86		
92-PIA-342-C	-21.0	0.0	2.7	42.3	55.0	8.19	7.93	2.03	-0.15	1.04		
92-PIA-342-D	-12.0	0.0	0.2	34.0	65.8	8.56	8.52	1.58	0.02	1.17		
92-PIA-342-E	-3.0	0.0	0.0	16.1	83.9	8.88	8.96	1.16	0.23	1.20		

ANNEXE 3 : Résultats granulométriques des autres échantillons (suite)

Échantillon	Prof (m)	Matrice (< 2 mm)					Paramètres granulométriques (fraction < 2 mm)					
		Gravier > 2000 um (%)	Sable 62.5 - 2000 um (%)	Silt 4 - 62.5 um (%)	Argile < 4 um (%)	Médiane Md (φ)	Moyenne Mz (φ)	Ecart type σ ₁ (φ)	Asymétrie SK ₁	Angulosité KG		
92-PIA-349-A	-7.5	0.0	0.0	40.6	59.4	8.33	8.27	1.63	0.00	1.04		
92-PIA-349-B	-5.3	0.0	0.0	36.7	63.3	8.49	8.46	1.55	0.05	1.08		
92-PIA-349-C	-3.0	0.0	0.0	36.7	63.3	8.47	8.43	1.56	0.02	1.10		
92-PIA-349-D	-0.5	0.0	3.0	42.9	54.1	8.16	7.67	2.09	-0.28	0.77		
92-PIA-365-A	-5.8	0.0	10.0	31.1	58.9	8.28	8.29	1.91	-0.09	1.54		
92-PIA-365-B	-5.0	0.0	0.2	50.4	49.4	7.94	7.84	1.88	-0.01	0.87		
92-PIA-365-C	-4.2	0.0	1.3	47.9	50.8	8.00	7.89	1.87	-0.04	0.91		
92-PIA-365-D	-3.6	0.0	16.4	45.6	38.0	7.20	6.86	2.51	-0.16	0.86		
92-PIA-365-E	-2.6	0.0	64.2	19.3	16.5	2.91	4.25	2.88	0.62	0.82		
92-PIA-413-A	-1.2	0.0	86.0	13.3	0.7	3.15	3.19	0.79	0.22	1.23		

