



National Library
of Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Canadian Theses Service

Services des thèses canadiennes

Ottawa, Canada
K1A 0N4

CANADIAN THESES

NOTICE

The quality of this microfiche is heavily dependent upon the quality of the original thesis submitted for microfilming. Every effort has been made to ensure the highest quality of reproduction possible.

If pages are missing, contact the university which granted the degree.

Some pages may have indistinct print especially if the original pages were typed with a poor typewriter ribbon or if the university sent us an inferior photocopy.

Previously copyrighted materials (journal articles, published tests, etc.) are not filmed.

Reproduction in full or in part of this film is governed by the Canadian Copyright Act, R.S.C. 1970, c. C-30.

THIS DISSERTATION
HAS BEEN MICROFILMED
EXACTLY AS RECEIVED

THÈSES CANADIENNES

AVIS

La qualité de cette microfiche dépend grandement de la qualité de la thèse soumise au microfilmage. Nous avons tout fait pour assurer une qualité supérieure de reproduction.

S'il manque des pages, veuillez communiquer avec l'université qui a conféré le grade.

La qualité d'impression de certaines pages peut laisser à désirer, surtout si les pages originales ont été dactylographiées à l'aide d'un ruban usé ou si l'université nous a fait parvenir une photocopie de qualité inférieure.

Les documents qui font déjà l'objet d'un droit d'auteur (articles de revue, examens publiés, etc.) ne sont pas microfilmés.

La reproduction, même partielle, de ce microfilm est soumise à la Loi canadienne sur le droit d'auteur, SRC 1970, c. C-30.

LA THÈSE A ÉTÉ
MICROFILMÉE TELLE QUE
NOUS L'AVONS REÇUE

L'HISTORIQUE DU QUATERNAIRE
SUPÉRIEUR DU BASSIN DE LA RIVIÈRE
RICHARDSON, TERRITOIRES DU NORD-OUEST.

par

Alain L. Mercier

Thèse présentée à
l'École des Études Supérieures et de la Recherche
de l'Université d'Ottawa
en vue de l'obtention de la maîtrise en géographie

Permission has been granted to the National Library of Canada to microfilm this thesis and to lend or sell copies of the film.

The author (copyright owner) has reserved other publication rights, and neither the thesis nor extensive extracts from it may be printed or otherwise reproduced without his/her written permission.

L'autorisation a été accordée à la Bibliothèque nationale du Canada de microfilmer cette thèse et de prêter ou de vendre des exemplaires du film.

L'auteur (titulaire du droit d'auteur) se réserve les autres droits de publication; ni la thèse ni de longs extraits de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation écrite.

ISBN 0-315-33294-8

A Louise
et à ma famille.

REMERCIEMENTS

Des subventions offertes par le Groupe de recherches nordiques de l'Université d'Ottawa, le ministère des Affaires indiennes et du Nord, le Conseil national de recherches et le ministère de l'Énergie des mines et des ressources ont permis de mener à bien le travail sur le terrain, essentiel à cette étude.

Je tiens à remercier sincèrement D. Kerr, qui a su m'assister autant sur le terrain, dans le laboratoire et à travers de nombreuses discussions. De plus, je désire remercier plusieurs professeurs et collègues du département de géographie de l'Université d'Ottawa pour les nombreux conseils, discussions, commentaires et encouragements, et finalement, les nombreux amis, que je me garde d'énumérer par peur d'en oublier un, qui ont contribué d'une façon ou d'une autre à cette étude.

Je tiens également à remercier S. Mercier qui a dactylographié avec soin et patience cette thèse; L. Hurley dont les encouragements et la compréhension ont été pour moi une source d'inspiration; mes parents, mon frère et ma soeur qui m'ont continuellement appuyé et encouragé à travers les périodes plus difficiles.

RÉSUMÉ

La cartographie systématique des dépôts meubles du bassin de la rivière Richardson permet de préciser la nature et la répartition des sédiments et sert de base à l'élaboration d'un modèle de déglaciation pour cette région des Territoires du Nord-Ouest.

La carte, élaborée à l'échelle du 1:100,000, et l'étude de nombreuses coupes stratigraphiques ont permis de reconnaître l'existence d'un important lac glaciaire dans la dépression topographique formée par les bassins des rivières Rae et Richardson, à l'ouest du golfe du Couronnement. Une série de deltas à 260 m a.n.m. et plus, ainsi que d'importantes épaisseurs de rythmites glacio-lacustres dans le bassin de la rivière Richardson précisent l'étendue variable de ce lac glaciaire pour chacune des phases du retrait du front glaciaire vers l'est. Il a été possible de reconnaître quatre phases glacio-lacustres distinctes contrôlées par des exutoires à 330 m, 260 m, 235 m et 165 m a.n.m. Le lac glaciaire a cessé d'exister lorsque le retrait du front glaciaire a permis l'incursion de la mer jusqu'à 170 m a.n.m. dans la dépression à l'ouest du golfe du Couronnement. Les dates radiométriques obtenues sur des coquillages marins indiquent que la mer occupait cette région il y a 10,300 ans A.A. (GSC 3663), suggérant une date antérieure pour l'existence du lac glaciaire. Par la suite, le relèvement glacio-

isostatique est responsable de la régression de la mer post-glaciaire, tandis que l'influence du pergélisol sur les terres émergées est mise en évidence par la présence de nombreuses formes périglaciaires.

L'étude des dépôts meubles permet donc de reconstituer l'évolution finiglaciaire et postglaciaire de la région et d'évaluer l'importance respective des modalités de la déglaciation, de l'incursion marine et du relèvement glacio-isostatique dans la distribution des dépôts meubles. La contribution principale de cette thèse est de fournir des précisions quant aux modalités de la déglaciation pour la région à l'ouest du golfe du Couronnement dans le District du Mackenzie des Territoires du Nord-Ouest.

ABSTRACT

Systematic mapping of the surficial deposits in the Richardson River basin helped define the lithology and distribution of the sediments and was used as a base for the elaboration of a deglaciation model for that area of the Northwest Territories.

The map at a scale of 1:100,000 and the detailed study of a number of stratigraphic sections contributed to the recognition of the existence of a major glacial lake in the topographic depression west of Coronation Gulf formed by the basins of the Rae and Richardson Rivers. A series of deltas at 260 m a.s.l. and thick sequences of glacio-lacustrine rhythmites in the Richardson River basin were helpful in determining the variable extent of the glacial lake for each phase of the eastward retreat of the ice front. Four distinct glacio-lacustrine phases were defined and each was controlled by an outlet at 330 m, 260 m, 235 m and 165 m a.s.l. The existence of the glacial lake came to an end when the ice cleared the highlands north of Coronation Gulf and permitted the incursion of the sea to an altitude of 170 m a.s.l. in the depression west of Coronation Gulf. The ^{14}C dates suggest that the sea occupied that region 10,300 years B.P. (GSC 3663) therefore indicating that the glacial lake existed before this date. Subsequently, the isostatic rebound was

responsible for the marine regression whereas the influence of the permafrost on the emerged lands is marked by numerous periglacial forms.

The study of the surficial deposits consequently contributed to the reconstruction, through a deglaciation model, of the late and postglacial history of the Richardson River basin. Furthermore, it clarifies the respective role of the glacial and postglacial events on the distribution of these deposits. The major contribution of this thesis is the elaboration of a comprehensive deglaciation model for an area of the north-central District of Mackenzie of the Northwest Territories.

TABLE DES MATIÈRES

	<u>PAGE</u>
Remerciements	iii
Résumé	iv
Abstract	vi
Table des matières	viii
Liste des figures	xii
Liste des photos	xiv
Liste des tableaux	xvi
 CHAPITRE 1. INTRODUCTION	 1
1.1 Buts et cadre de l'étude	1
1.1.1 But de l'étude	1
1.1.2 Localisation de la région	3
1.1.3 Choix de la région	3
1.1.4 Contenu de la thèse	4
1.2 Méthodes et concepts	6
1.2.1 Les méthodes	6
1.2.2 Les concepts et théories	10
a) La cartographie	10
b) Les modèles théoriques	12
c) La théorie du relèvement glacio-isostatique	14
i) La théorie	15
ii) Les limites des méthodes d'évaluation	17
 CHAPITRE 2. LA RÉGION D'ÉTUDE	 20
2.1 Le milieu physique	20
2.1.1 La géologie	20
2.1.2 Le réseau hydrographique	22
2.1.3 La végétation	27
2.1.4 Le climat	28
2.1.5 Le pergélisol	30

2.2	Les travaux antérieurs	32
2.2.1	S. Hearne	32
2.2.2	Sir J. Franklin	33
a)	La première expédition (1819-1821)	33
b)	La deuxième expédition (1825-1827)	36
2.2.3	J.J. O'Neill	37
2.2.4	B. Craig	38
2.2.5	W.R.A. Baragar et J.A. Donaldson	40
2.2.6	D.A. St-Onge	41
	 CHAPITRE 3. LES DÉPÔTS MEUBLÉS	 48
3.1	Les faciès sédimentaires	50
3.1.1	Le faciès sédimentaire graveleux	50
a)	Diamicton à matrice fine	52
i)	Unités 1a et 1b	52
b)	Diamicton à matrice grossière	56
i)	Unité 2	56
ii)	Unité 3	59
iii)	Unités 5 et 9	64
iv)	Unité 11	69
v)	Unité 8a	73
3.1.2	Le faciès sédimentaire sableux	74
i)	Unité 4	74
ii)	Unité 7	76
iii)	Unité 10	78
iv)	Unité 8b	80
3.1.3	Le faciès sédimentaire silto-argileux	80
i)	Unité 6	81
ii)	Unité FL	82
3.1.4	Le faciès sédimentaire organique	87
i)	Unité 12	87
3.2	La stratigraphie régionale	88
3.2.1	Distribution des sédiments en séquence verticale	89
3.2.2	Le profil longitudinal de la rivière Richardson	98
3.2.3	Synthèse stratigraphique régionale	106

	<u>PAGE</u>
CHAPITRE 4. HISTORIQUE DU QUATERNAIRE SUPÉRIEUR	109
4.1 L'épisode glaciaire	109
4.1.1 La présence des glaciers	110
4.1.2 Les directions d'écoulement glaciaire	112
4.2 Le retrait glaciaire et le relèvement glacio-isostatique	114
4.2.1 Le relèvement glacio-isostatique	114
4.2.2 L'épisode fluvio-glaciaire	115
a) Les eskers	116
b) Les kames	118
c) Les chenaux d'écoulement fluvio-glaciaires	119
4.2.3 L'épisode glacio-lacustre	121
a) Les évidences d'un lac glaciaire	121
i) Répartition des dépôts meubles	121
ii) Les deltas	123
iii) Les exutoires	127
iv) Les rythmites glacio-lacustres	134
v) La stratigraphie	138
b) Interprétation	144
i) Phase 1	144
ii) Phase 2	146
iii) Phase 3	148
iv) Phase 4	150
c) Conclusion	150
d) Autre hypothèse	152
4.2.3 L'épisode marin	162
a) La limite marine	163
b) La régression marine	167
4.3 La morphogenèse postglaciaire	171
4.3.1 Les formes périglaciaires	171
a) Les pentes	171
b) Le terrain modelé	175
c) Les roches redressées	181
d) Les formes d'éjection périglaciaires	182
e) Les tourbières	184
f) Les tourbières réticulées	185
g) Les buttes cryogènes	186
h) Cours d'eau à berges festonnées	192
i) Les lacs de fonte	192
j) Les effondrements de terrain	194

4.3.2 Les processus périglaciaires	195
a) L'action du gel	195
b) Le déplacement de masse	198
4.4 Les modèles de déglaciation régionale	200
4.4.1 B. Craig	200
4.4.2 V.K. Prest et al.	202
4.4.3 A. Dyke et al.	203
4.4.4 D.A. St-Onge	204
CHAPITRE 5. CONCLUSION	207
Références	211
Annexe A	229
Annexe B	231
Annexe C	232
Annexe D	233
Annexe E	235

LISTE DES FIGURES

	<u>PAGE</u>
1. Carte de localisation de la région d'étude	2
2. Modèle de déformation de la lithosphère sous une calotte glaciaire	16
3. Augmentation du niveau marin depuis 20,000 années A.A.	19
4. Échelle géologique	21
5. Géologie du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O.	23
6. Réseau hydrographique du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O.	26
7. Les premiers explorateurs	34
8. Principales phases de déglaciation de la vallée de la Coppermine	42
9. Dépôts meubles du secteur aval de la rivière Coppermine	45
10. Localisation des dates radiométriques disponibles	47
11. Classification des faciès	51
12. Localisation des coupes stratigraphiques	60
13. Faciès sédimentologiques deltaïques	69
14. Série de coupes stratigraphiques représentatives.	90
15. Coupes composites régionales	96
16. Schéma stratigraphique des unités lithologiques du bassin de la rivière Richardson	97
17. Profil longitudinal de la rivière Richardson	99
18. Modèle de mise en place d'un diamicton à la base du glacier	105
19. Coupe transversale du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O.	108

	<u>PAGE</u>
20. Les directions d'écoulement glaciaire	113
21. Profil longitudinal d'un dépôt fluvio-glaciaire de forme conique	118
22. Profil longitudinal schématisé d'un delta à 335 m a.s.m.	123
23. Carte de localisation des formes	130
24. Modèle de dynamique des fronts deltaïques glacio- lacustres	140
25. Modèle de distribution des faciès sédimentologi- ques en milieu lacustre et marin	141
26. Modèle de mise en place des rythmites glacio- lacustres	143
27A. Phase 1 du lac glaciaire Richardson	145
27B. Phase 2 du lac glaciaire Richardson	147
27C. Phase 3 du lac glaciaire Richardson	149
27D. Phase 4 du lac glaciaire Richardson	151
28. Modèle de récession des fronts glaciaires dans la région du bassin de la rivière Richardson	153
29. La séquence de régression marine	168
30. Modèle de formation des buttes cryogènes	191
31. Carte des fronts glaciaires; région de la rivière Coppermine, T.N.-O.	205

LISTE DES PHOTOS

Frontispice. Chutes le long d'un affluent sans nom
de la rivière Richardson, T.N.-O.

PAGE

1. Paysage de cuestas, bassin de la rivière Richardson, T.N.-O.	24
2. Crêtes asymétriques et légèrement sinueuses composées de till au sud-ouest du bassin	54
3. Vue aérienne de la morphologie mamelonnée caractéristique de l'unité 2	58
4. Coupe exposée dans un matériel fluvio-glaciaire (Unité 3)	61
5. Structures sédimentaires exposées près du front d'un delta à 260 m a.n.m., bassin de la rivière Richardson	65
6. Front deltaïque à 260 m a.n.m. au sud-ouest du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O.	67
7. Delta à 260 m a.n.m. avec un front découpé en paliers	67
8. Tablier de débris au pieds d'une paroi sub-v verticale de roche en place	71
9. Séquence de rythmites marines d'épaisseur variable	77
10. Épaisse séquence de rythmites glacio-lacustres le long de la rivière Richardson, T.N.-O.	83
11. Vue détaillée d'une série de fines laminations constituant la couche estivale des rythmites glacio-lacustres	85
12. Contact net et irrégulier entre la roche en place et le till	91
13. Contact net et irrégulier entre les rythmites glacio-lacustres et les argiles massives marines	94
14. Rides ascendantes présentes dans de nombreuses coupes à l'ouest du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O.	103
15. Vue aérienne des chenaux fluvio-glaciaires entaillés dans la roche en place	120

PAGE

16.	Séquence de lambeaux deltaïques à des altitudes décroissantes	126
17.	Cordon de blocs à 260 m a.n.m. résultant du délavage du till.	126
18.	Exutoire au centre-sud du bassin entaillé dans des sédiments fluvio-glaciaires et deltaïques	128
19.	Vue aérienne d'une série de deltas glacio-lacustres à des altitudes décroissantes vers le nord	129
20.	Exutoire à 330 m a.n.m. au N.-O. du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O.	132
21.	Exutoire à 235 m a.n.m. au nord du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O.	133
22.	Limite marine telle que délimitée par la surface des dépôts glaciaires délavés	165
23.	Vue aérienne de lobes de solifluxion et de niches de nivation caractéristiques du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O.	174
24.	Végétation et microrelief caractéristiques des marges des lacs occupant les nombreuses dépressions fermées du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O.	189

LISTE DES TABLEAUXPAGE

1. Données climatiques à la station de Coppermine,
T.N.-O.

29

Les obstacles
ne sont pas
faits pour abattre,
mais pour être
abattus.

Frontispice. Chutes le long d'un affluent sans
nom de la rivière Richardson, T.N.-O.

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 BUTS ET CADRE DE L'ÉTUDE

1.1.1 But de l'étude

Le but premier de cette thèse est de déterminer, à partir d'observations détaillées sur le terrain, la séquence des événements du Finiglaciaire dans la région du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O. (Figure 1). Cette recherche, axée sur l'historique du Quaternaire supérieur d'une région à l'ouest du golfe du Couronnement, a pour principal outil méthodologique la cartographie systématique des dépôts meubles de la région. À partir de l'interrelation de ces dépôts et de leur morphologie découlera un modèle de la chronologie des événements depuis le retrait du glacier wisconsinien jusqu'au présent.

De plus, cette recherche vise à initier et à familiariser son auteur à un certain nombre des multiples et diverses méthodes et techniques utilisées en géomorphologie glaciaire. Celles-ci seront discutées plus en détails dans ce chapitre.

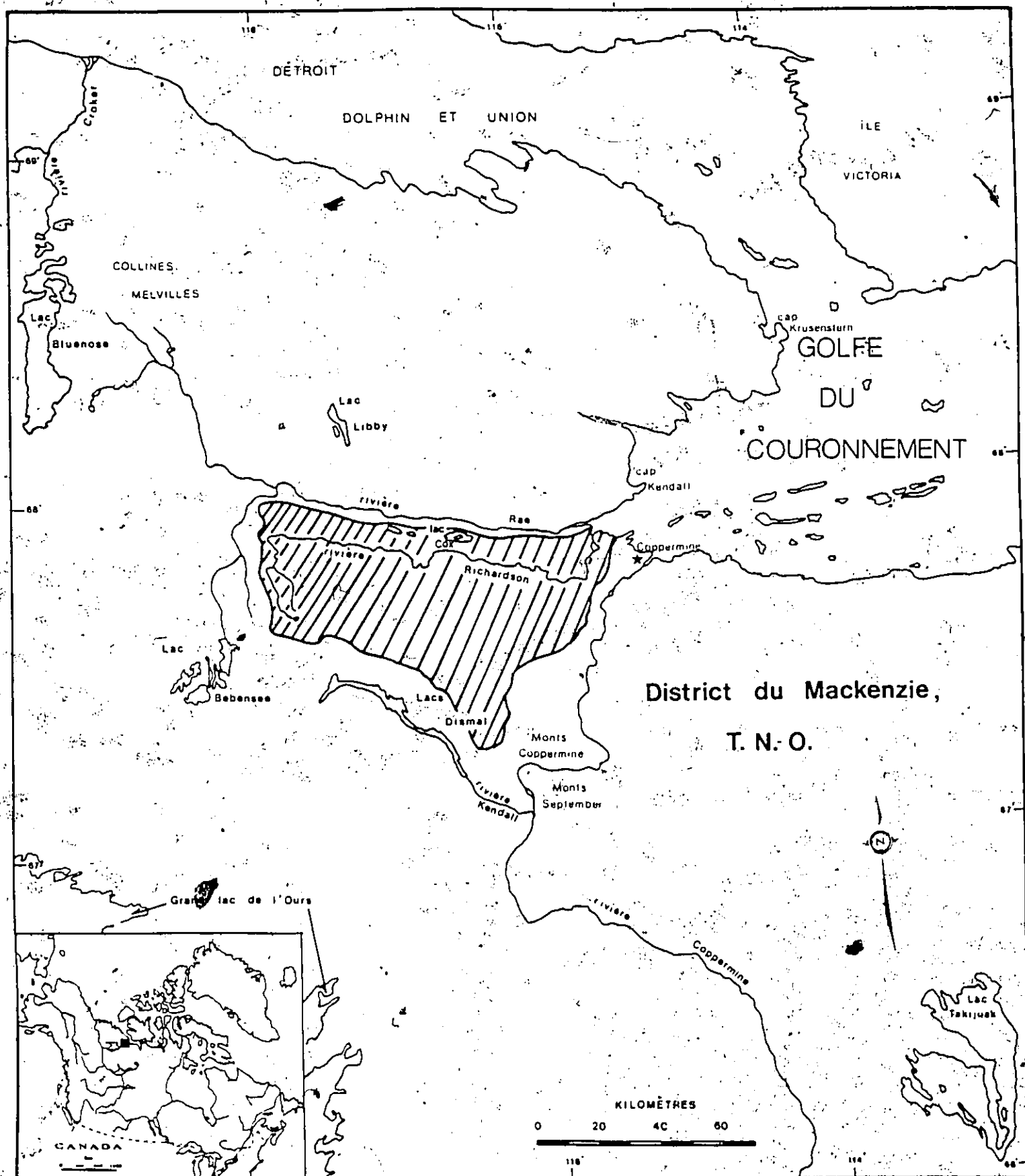


FIGURE 1: CARTE DE LOCALISATION DE LA RÉGION D'ÉTUDE.

1.1.2 Localisation de la région

La rivière Richardson draine un bassin d'environ 5,100 km² à l'ouest du golfe du Couronnement dans les Territoires du Nord-Ouest. La région à l'étude est circonscrite par les limites du bassin de la rivière Richardson (Figure 1). Ce dernier forme la partie nord-ouest de la région physiographique du Bouclier canadien et est compris dans les collines du Couronnement de la région de Kazan (BOSTOCK, 1969) dans le District du Mackenzie des Territoires du Nord-Ouest.

1.1.3 Choix de la région

Le choix du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O., comme région d'étude découle d'une série de considérations dont les principales sont: une unité physiographique clairement définie dans l'espace et une région pour laquelle il n'existe aucune étude détaillée de la géomorphologie et des dépôts meubles. Outre celles-ci, des raisons d'ordre scientifique et pratique ont contribué à ce choix. Au point de vue scientifique, les résultats obtenus suite à cette étude permettront d'éclaircir une partie de l'évolution géomorphologique régionale au Quaternaire supérieur en complétant les travaux entrepris sur ce problème par D.A. St-Onge (1980). Les études liées à la cartographie régionale de St-Onge dans le bassin de la

4

rivière Coppermine (Figure 1) facilitent le support logistique nécessaire pour mener à bien la présente étude.

1.1.4 Contenu de la thèse

La thèse est formée de cinq chapitres. Le premier chapitre établit les lignes directrices de l'étude, en particulier le but de la recherche, la localisation de la région et une description détaillée de la méthode de recherche. Cette dernière comprend deux volets, soit les méthodes et les concepts. D'abord, l'utilisation d'une méthode basée principalement sur la cartographie et sur le travail de terrain est justifiée. Ensuite, les concepts essentiels à la compréhension du travail, tels que l'utilité des modèles de récession glaciaire et la théorie du relèvement isostatique sont résumés.

Dans le deuxième chapitre, les aspects physiques du bassin de la rivière Richardson sont brièvement décrits. Les travaux antérieurs effectués dans la région sont exposés et leur importance dans le contexte de la présente étude est précisée. Cette discussion comprend les travaux d'exploration et de recherche scientifique depuis Hearne (1771) à nos jours.

Le troisième chapitre de la thèse présente les unités morpho-lithologiques du bassin de la rivière Richardson.

Une description de la lithologie et de la morphologie précède un bref aperçu de la distribution spatiale de chacune des unités. Finalement, sur la base des données de terrain, le mode de mise en place des sédiments est discuté. D'autre part, l'information fournie par les coupes est analysée. Les corrélations spatiales entre les unités sont ensuite précisées dans le but de permettre une interprétation de la séquence des événements du Quaternaire supérieur. Cette séquence est appuyée sur un certain nombre de dates radiométriques.

Le quatrième chapitre de la thèse élabore la dimension temporelle de la mise en place des unités morpho-lithologiques du bassin. Pour des raisons pratiques, les principaux événements géomorphologiques qui ont marqué l'historique du Quaternaire supérieur du bassin de la rivière Richardson et ses environs sont divisés en épisodes géomorphologiques distincts. Cette reconstitution ne présente que les grandes étapes d'un modèle de déglaciation qui intègre l'ensemble des données proposées par divers auteurs pour l'Arctique de l'ouest.

Pour conclure, le cinquième chapitre résume les implications du modèle de déglaciation élaboré, résume les principales données nouvelles de cette recherche et souligne, de plus, la contribution majeure de cette étude.

1.2 MÉTHODES ET CONCEPTS

1.2.1 Les méthodes

Les travaux de Craig (1960) ont permis d'élaborer un modèle de déglaciation de la région du golfe du Couronnement. Ce modèle se limite toutefois à définir le sens d'écoulement de la glace, la limite de transgression marine postglaciaire et ne fait aucune mention de la présence de lacs glaciaires d'envergure dans la région, autre que dans le bassin actuel du Grand Lac de l'Ours. Ce modèle a été repris avec peu de modifications dans la synthèse de Prest (1969).

Plus récemment, suite aux travaux de St-Onge (1980) le schéma de déglaciation de cette région a été précisé, entre autre, avec la découverte du lac Glaciaire Coppermine (ST-ONGE, 1980). Ces nouvelles données qui comprennent des dates radiométriques exigent une réévaluation sérieuse du modèle de Prest.

Le modèle élaboré par St-Onge (1983) a des implications évidentes au niveau du bassin de la rivière Richardson et le but de la présente étude est d'éclaircir ces implications.

Des travaux préliminaires effectués sur le terrain durant l'été 1982 ont suggéré l'existence d'un ou plusieurs lacs glaciaires dans le bassin de la rivière Richardson. L'étude des cartes topographiques a permis de reconnaître une importante dépression topographique ouverte à l'est, du côté du golfe du Couronnement.

Pour atteindre le but proposé de nombreuses méthodes de recherches sont utilisées. Dans le cadre de cette étude, les données recueillies sont dans l'ensemble, de nature qualitative et par conséquent, le traitement de celles-ci s'effectue à l'aide de méthodes qualitatives. Certaines de ces méthodes sont essentielles à toute étude régionale et elles seront discutées plus en détails.

D'abord, l'analyse des cartes et photographies aériennes définit le contexte spatial de la recherche et précise davantage le problème. De plus, l'analyse des photographies aériennes permet l'élaboration d'une carte préliminaire des dépôts de surface. Cette dernière facilite la préparation et la planification de la saison sur le terrain, surtout en identifiant les zones problématiques et les coupes stratigraphiques importantes. Cet exercice est particulièrement utile lorsque la région étudiée est relativement vaste. De plus, la carte préliminaire reflète des relations spatiales et par conséquent soulève des

questions qui, auparavant, n'avaient pas été perçues (VARNES, 1974; ST-ONGE, 1981). L'interprétation géomorphologique des formes et des processus est d'autant plus simple lorsque l'information disponible est clairement organisée sur une carte.

La cartographie des dépôts meubles est basée sur des levées systématiques de terrain effectuées à partir de traverses à pied, en tricycle ou aéroportées. Les observations détaillées ainsi amassées permettent une généralisation à l'aide de photo-interprétation.

La recherche est avant tout basée sur des méthodes de terrain qui sont, à leur tour, complétées par des techniques de laboratoire dans le but de raffiner l'interprétation des données recueillies. Puisque notre but est d'expliquer les relations spatiales en termes de processus et de temps, l'analyse détaillée des coupes stratigraphiques complète l'information spatiale de la carte en donnant la troisième dimension. Cette troisième dimension, en plus de son intérêt stratigraphique évident, permet de mieux analyser la nature et la variabilité des unités lithologiques qui peuvent, par la suite, être plus précisément cartographiées.

Pour faire suite à une récolte d'échantillons, l'étude des sédiments en laboratoire se limite à quelques analyses. D'abord, l'analyse granulométrique des échantillons

représentatifs des diverses unités a été effectuée à l'aide de la méthode de tamisage à sec et de la pipette (McDONALD et KELLY, 1968) au laboratoire de sédimentologie de la Commission Géologique du Canada. Ces analyses permettent de décrire de façon plus précise les dépôts et facilitent le regroupement des attributs nécessaire à la cartographie.

Pour certains de ces échantillons (ANNEXE A-1), le contenu en eau et les limites d'Atterberg de plasticité et de liquidité ont été calculées (LAMBE et WHITMAN, 1969). Ces analyses ont été effectuées dans le laboratoire de géographie physique de l'Université d'Ottawa. Les résultats ont servi à compléter la description des échantillons et à vérifier certains modèles établis, en particulier dans le cas du développement des ostioles (cf. 4.3.1b).

D'autres échantillons (ANNEXE A-2) ont fait l'objet d'analyses spécifiques dans le but de déterminer la présence ou l'absence de micro-organismes (CRONIN, 1977; KERR, 1984a). Ces analyses ont apporté un appui supplémentaire à l'interprétation des observations effectuées sur le terrain, surtout quant à l'origine des sédiments.

À quelques endroits dans le bassin de la rivière Richardson, des fragments organiques tels que des coquilles, du bois ou de la tourbe ont été prélevés dans l'intention

d'obtenir des âges radiométriques. Les dates absolues obtenues des laboratoires de la Commission Géologique du Canada et de l'Université Brock, ont permis d'intégrer la séquence des événements dans un cadre temporel mieux défini. Dans les endroits où le matériel organique n'était pas disponible on a recouru aux principes stratigraphiques pour établir une chronologie relative.

1.2.2 Les concepts et théories

a) la cartographie

Les caractéristiques individuelles des formes d'un paysage peuvent être observées directement et par conséquent, elles font l'objet d'études inductives (PENCK, 1953). Dans le but d'expliquer de façon systématique les relations spatiales qui existent entre les formes du bassin de la rivière Richardson et leur genèse, chaque unité morpho-lithologique doit être classifiée selon une propriété ou un ensemble de propriétés spécifiques qui permettent un regroupement (VARNES, 1974).

À cet égard, la cartographie est un système de classification spatial qui transmet de l'information concernant des unités morpho-lithologiques à la surface de la terre dans un but bien défini. L'usage de la cartographie se place donc entre l'observation sur le terrain et l'interprétation des résultats. Par conséquent, la carte est un

outil rationnel et privilégié pour le géoscientifique dans l'investigation de ses problèmes et dans la présentation de ses résultats.

Les cartes présentent cependant quelques contraintes. La première découle du fait qu'une carte est un plan à deux dimensions qui tente de représenter une réalité à trois dimensions. De plus, une carte est une réduction de cette réalité et ne présente qu'une sélection de phénomènes qui ont été, d'une façon ou d'une autre, généralisés ou simplifiés (ROBINSON *et al.*, 1978) à une échelle qui dépend du but de son utilisation. Par contre, puisque le but principal d'une carte est de transmettre de l'information ou des relations spatiales, la distribution des formes sur des surfaces relativement importantes est souvent mieux perçue et les problèmes sont plus facilement identifiés par l'étude détaillée des cartes (WOOLDRIDGE et EAST, 1951).

Il existe deux composantes principales d'une carte: 1) un plan bi-dimensionnel démontrant les limites des unités identifiées et 2) une explication en mots et/ou en symboles des attributs essentiels de ces unités. Premièrement, les limites des unités sont définies selon des critères morpho-lithologiques tels que reconnus sur le terrain et par l'analyse des photographies aériennes. Deuxièmement, la

légende de la carte, 1:100,000 dans le cas présent, identifie la nature du matériel et décrit les formes. En plus, ces données sont classifiées par processus dans une échelle chronologique. Basée sur une telle légende, la carte est beaucoup plus qu'une description; elle devient un résumé et interprète l'historique d'une région durant le Quaternaire supérieur. Dans ce but, "a given form is of no particular interest: it is from the relationships among a multitude of forms that understanding stems" (ST-ONGE, 1981, p.313).

Il est facile de visualiser les cartes en tant que modèles de représentation spatiale, mais il est aussi important de réaliser qu'elles sont également des modèles conceptuels représentant l'essentiel d'une généralisation de la réalité (BOARD, 1967). De plus, en reconnaissant les cartes en tant que modèles conceptuels et en les utilisant pour mieux saisir la réalité, leur importance dans la méthodologie d'une étude régionale est mieux perçue (CHORLEY et HAGGET, 1967).

b) Les modèles théoriques

"There is no such thing as a perfectly faithful model; only by being unfaithful in some respect can a model represent its original."

(BLACK, 1962, p.220)

Pour mieux comprendre la complexité du monde qui

nous entoure, il est nécessaire de le structurer en diverses composantes plus simples et de là, l'utilité des modèles théoriques. Le terme "modèle" est utilisé de plusieurs façons, et en ce qui nous concerne, il signifie une représentation simplifiée d'un aspect particulier d'un tout plus complexe (CHORLEY et HAGGET, 1967).

Dans la présente étude, l'utilisation d'un modèle chronologique à caractère spatial s'avère nécessaire pour structurer dans une synthèse concrète et logique l'ensemble des données observées dans le bassin de la rivière Richardson. L'utilisation de modèles présente plusieurs autres avantages. Les modèles génèrent des questions qui constituent la base de la méthode scientifique. Ils s'appliquent à une diversité de problèmes et ils forment un lien entre le niveau d'observation des données et le niveau théorique (ABLER et al., 1971).

En géomorphologie, plus précisément dans le cas d'une étude régionale (MERCIER, 1983), le modèle sert d'abord à orienter la recherche ainsi qu'à démontrer et à expliquer les principaux événements géomorphologiques d'une région donnée. La flexibilité d'un modèle lui permet de servir de banque cumulative de données où les hypothèses insatisfaisantes peuvent être rejetées ou encore reformulées.

selon les nouvelles évidences de terrain.

Il existe toutefois un certain danger dans l'utilisation de modèles théoriques. En effet, un manque de détachement critique peut conduire à une attitude rigide qui, à la limite, amène au rejet de toute évidence qui ne semble pas appuyer le concept théorique. De là vient l'importance de premièrement bien analyser et bien décrire avant d'ériger des modèles explicatifs.

c) La théorie du relèvement glacio-isostatique

Dans l'interprétation régionale des modalités de la déglaciation, la détermination de la limite marine est d'une grande importance. En plus d'être utile dans l'évaluation de la distribution relative des masses de glace lors de l'extension glaciaire maximale au Wisconsinien, la détermination de la limite marine permet d'interpréter, lorsqu'associée à une date absolue, les mouvements de la croûte terrestre. La reconstruction de ces mouvements est d'autant plus précise que les données à l'échelle régionale sont complètes.

Il s'avère utile de définir "limite marine" et "rebondissement postglaciaire". La limite marine est le niveau maximum atteint par la mer postglaciaire sur les terres déformées sous le poids de

la glace (ANDREWS, 1968a). Le rebondissement postglaciaire équivaut au déplacement vertical postglaciaire de la croûte terrestre et est estimé en additionnant l'altitude de la limite marine à la correction appropriée pour la variation eustatique du niveau marin (JELGERSMAE, 1966). Pour l'Arctique canadien, cette correction est de l'ordre de 30 m pour la période de 10,000 à 7,000 ans A.A. et de 10 m depuis 7,000 ans A.A. (ANDREWS, 1970a, p.29).

1) la théorie:

La théorie du relèvement glacio-isostatique a été avancée à l'origine par T.F. Jamieson (1865) et depuis, elle a fait l'objet de nombreuses études, autant théoriques qu'appliquées. D'après les connaissances actuelles on peut considérer la déformation de la lithosphère d'une part lors de l'avancée glaciaire et d'autre part, durant et suite au retrait de la glace.

Selon Walcott (1970), on observe trois caractéristiques principales de la déformation de la lithosphère sous le poids d'une surcharge. Premièrement, la plus importante dépression se produit, dans le cas d'une calotte de glace, à plusieurs centaines de kilomètres à l'intérieur de la limite maximale de la progression glaciaire. Deuxièmement, on note la formation, à l'avant du front glaciaire, d'une déformation positive de la lithosphère qui peut

atteindre quelques dizaines de mètres de hauteur. Finalement, la croûte terrestre s'affaisse sur une longue distance au-delà du front glaciaire (Figure 2).

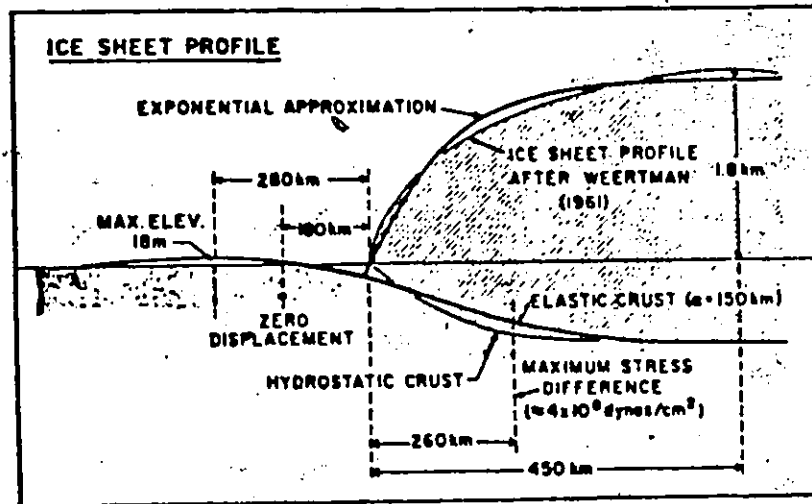


FIGURE 2. Modèle de déformation de la lithosphère sous une calotte glaciaire

SOURCE: Walcott, 1970, p. 723.

Lors du retrait glaciaire, le rétablissement de la lithosphère s'opère sur trois périodes principales (ANDREWS, 1968b). Premièrement, la période de relèvement freiné se produit avant la déglaciation d'un site, lors de la diminution progressive de la surcharge. Deuxièmement, le rebondissement postglaciaire au moment même de la déglaciation d'un site, et, troisièmement, la période de relèvement

résiduel se poursuit sur plusieurs millénaires suite à la déglaciation.

Une des composantes du relèvement glacio-isostatique est de nature élastique, donc instantanée, mais la plus grande partie est de nature plastique, donc à long terme. Cette dernière composante est d'un intérêt particulier pour les géomorphologues puisqu'elle influence encore aujourd'hui les processus géomorphologiques.

ii) Les limites des méthodes d'évaluation

Pour calculer le taux de relèvement glacio-isostatique d'un site, on tente d'obtenir une date radiométrique sur des coquillages marins ou autre matériel organique qui se trouve en proximité verticale avec la limite marine. Cette méthode implique le synchronisme de la limite marine et de la déglaciation d'un site et par conséquent, que la date obtenue reflète la date de formation de la limite marine (ANDREWS, 1968b).

Dans l'évaluation du taux de relèvement glacio-isostatique, il existe plusieurs sources d'erreurs possibles. Celles-ci se trouvent dans la détermination de la limite marine, dans la mesure de l'altitude de cette limite et de celle des échantillons datés, dans la méthode de datation au ^{14}C , dans la corrélation des échantillons datés avec

un niveau marin approprié et finalement dans la correction de la variation eustatique du volume océanique (ANDREWS, 1970a).

Ce dernier point est important car l'altitude de la limite marine n'est pas un critère suffisant pour déterminer l'importance du relèvement glacio-isostatique vu les fluctuations du volume océanique et de la déglaciation différentielle des diverses régions (FARRAND, 1962). Étant donné le volume des océans, le niveau marin réagit plus lentement aux effets nets du climat dans les régions englacées (CLARK et al., 1978).

Aujourd'hui, il existe plusieurs opinions quant aux fluctuations relative du niveau marin durant l'Holocène à l'échelle de la planète, mais la théorie d'un niveau marin qui augmente graduellement jusqu'à atteindre une stabilité il y a 3,600 ans A.A. (Figure 3) est la plus fortement soutenue (JELGERSMAE, 1966 et CLARK, 1979).

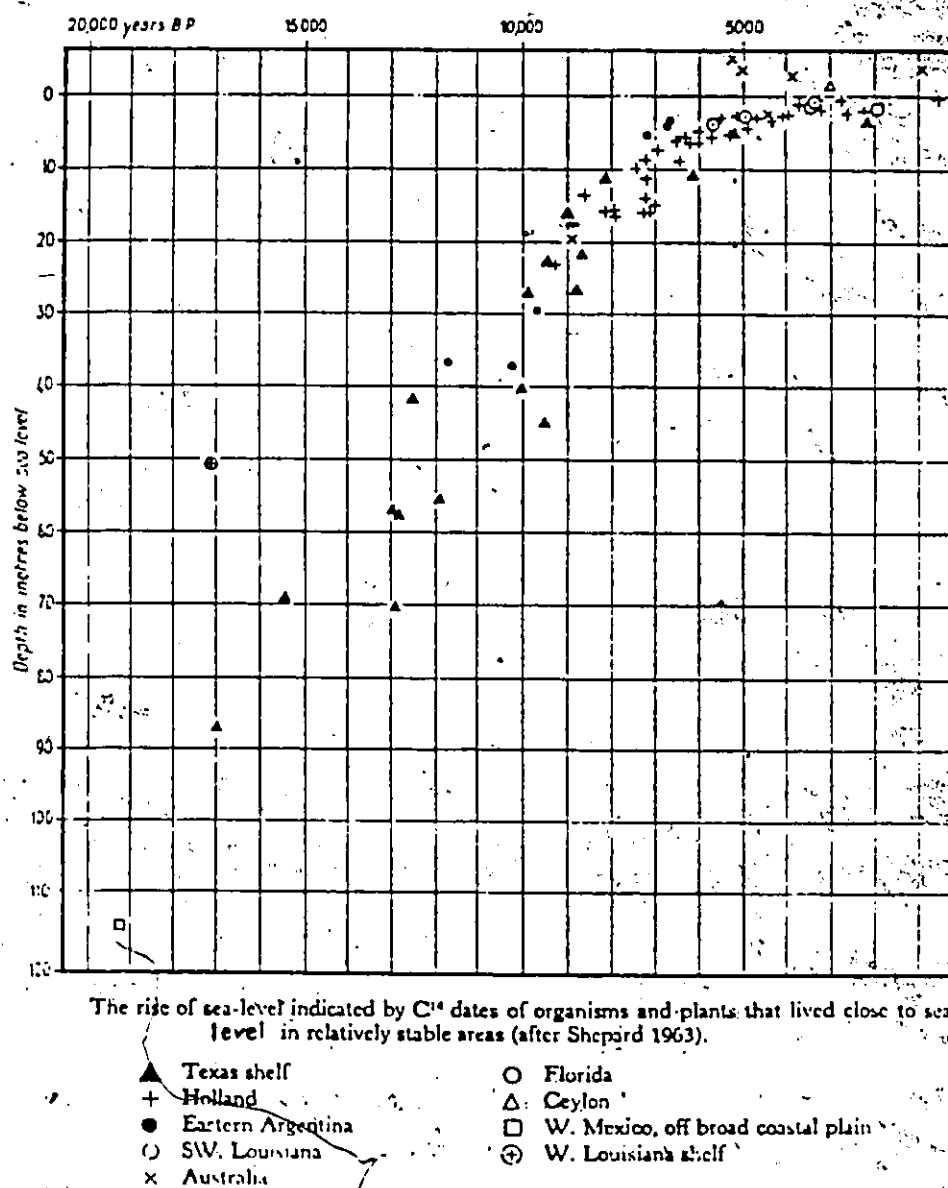


FIGURE 3. Augmentation du niveau marin depuis 20,000 années A.A.

CHAPITRE 2

LA RÉGION D'ÉTUDE

2.1 LE MILIEU PHYSIQUE

En vue de présenter les caractéristiques physiques du bassin de la rivière Richardson, ce chapitre décrit, entre autres, la géologie de la roche en place, les caractéristiques du réseau hydrographique et la nature de la végétation. Par la suite une description du climat régional et une analyse de ses implications au niveau du pergélisol dans le bassin seront présentées.

2.1.1 La géologie

La région se situe dans la province de l'Ours du Bouclier canadien (MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES, 1974, p.5-6). Le bassin de la rivière Richardson se divise en deux parties distinctes: la moitié nord repose sur les roches de l'Hadrinien (Figure 4), tandis que la partie sud est constituée de roches volcaniques de l'Hélikien; toutes deux datant du Protérozoïque supérieur (BARAGAR et DONALDSON, 1973). L'étude de Baragar et Donaldson (1973), la plus complète de la géologie de la région différencie les unités lithologiques du bassin de la rivière Richardson en roches sédimentaires et volcaniques du Protérozoïque. Le bref résumé qui suit a pour but d'indiquer les

ÉON	ÈRE	PÉRIODE	ÉPOQUE	ÂGE	Millions d'années
PHANÉROZOÏQUE	CÉNOZOÏQUE	QUATÉNAIRE	HOLOCÈNE		.01
			PLÉISTOCÈNE		1.8
		TERTIAIRE			
	MÉSOZOÏQUE				230
	PALÉOZOÏQUE				570
PROTÉROZOÏQUE	PRÉCAMBRIEN	ALGONKIEN	RIPHÉEN	HADRINIEN	1000
				HÉLIKIEN	1800
				APHÉBIEN	2600
ARCHEEN					

SOURCE

F.W.B. Van Eysinga, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, third Edition, 1978

FIGURE 4. Échelle géologique

grandes unités lithologiques qui sous-tendent le relief de la région. Pour plus de détails, en particulier sur les âges de ces assises (Figure 5) il faudra se référer au travail de Baragar et Donaldson (1973).

Les principales unités lithologiques sont des basaltes, des gabbros, des grès et de la dolomie. Ces assises rocheuses ont été modérément déformées comme en témoigne un léger pendage général vers le nord de 2 à 10 degrés. Cette structure monoclinale et la différenciation lithologique ont permis le développement d'un spectaculaire paysage de cuestas (Photo 1). De plus, cette succession volcano-sédimentaire est découpée par de nombreuses failles et diaclases qui exercent un contrôle géomorphologique facilement discernable sur les photos aériennes (ANNEXE B).

2.1.2 Le réseau hydrographique

De sa source à l'embouchure, la rivière Richardson présente une dénivellation de 278 m sur une distance de 167 km. La rivière draine un bassin d'une superficie de plus de 5,000 km². Celui-ci s'étend sur 115 km d'est en ouest, tandis que sa largeur maximale est de 68 km du nord au sud. Le bassin est asymétrique du fait que l'on est en présence d'un paysage de cuestas et que la Richardson, qui longe la limite nord du bassin, est une rivière de type orthoclinale, tandis que les autres cours d'eau du bassin sont en majorité

Figure 5, GÉOLOGIE DU BASSIN DE LA RIVIÈRE RICHARDSON, T.N.O.

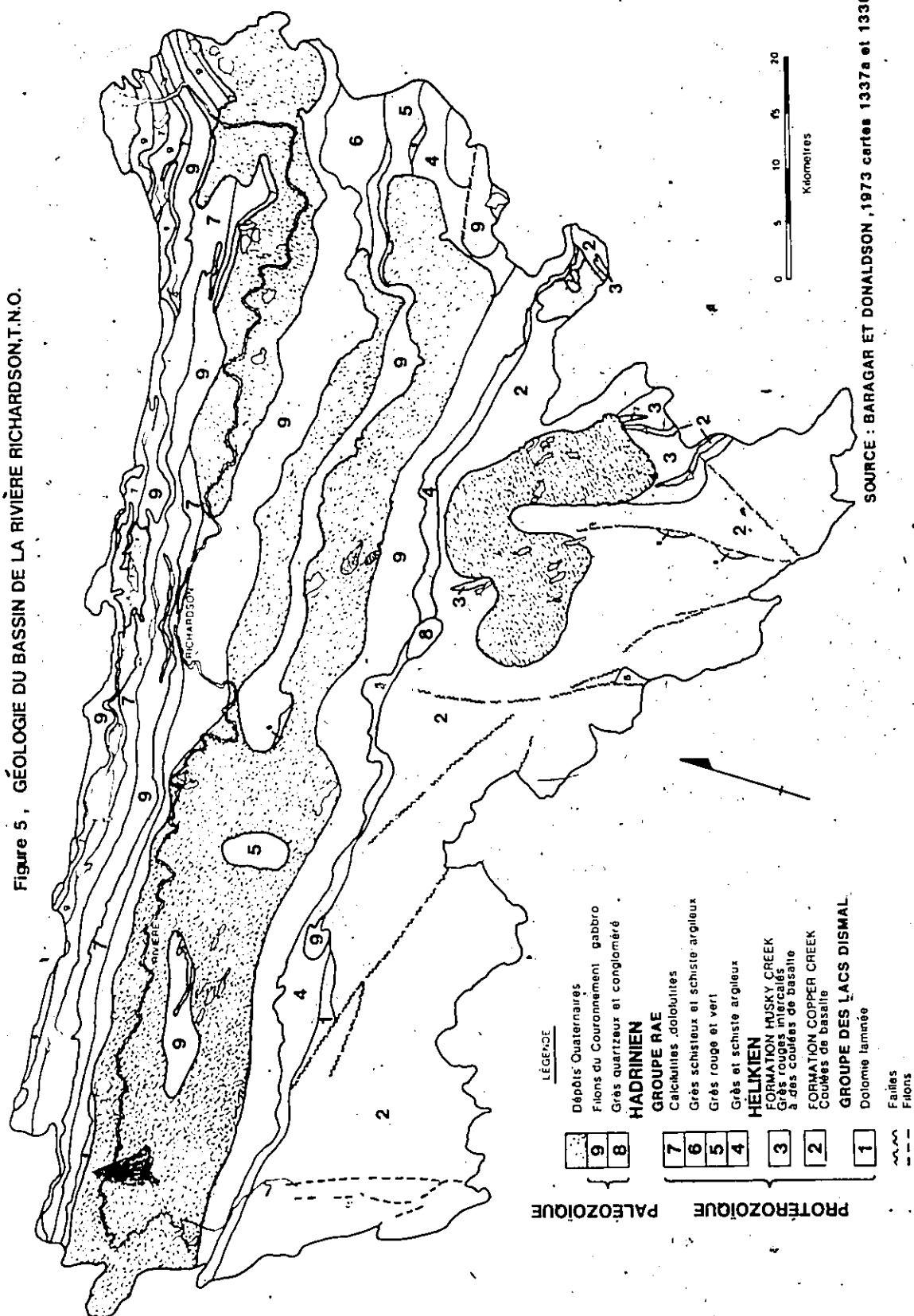




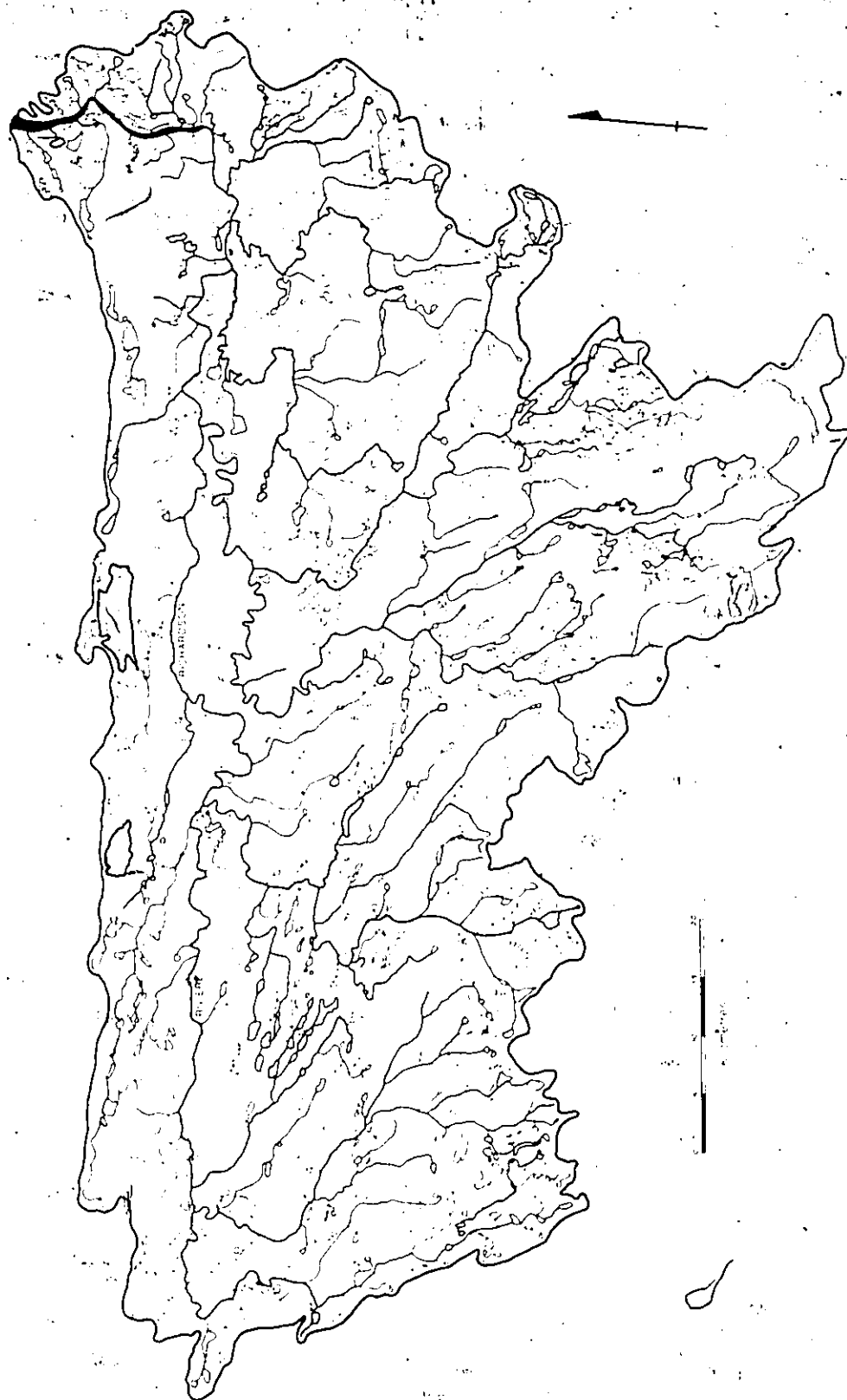
Photo 1: Paysage de cuéctas, bassin de la rivière
Richardson, T.N.-O. Vue vers le nord.

cataclinaux. La forme du bassin est rectangulaire avec une protubérance vers le sud dans les Monts Coppermine (Figure 6). Il est limité au nord et à l'est par les rivières Rae et Coppermine respectivement, au sud par les lacs Dismal et à l'ouest par un affluent sans nom de la rivière Rae (Figure 1).

Le réseau hydrographique de type dendritique de la rivière Richardson (Figure 6) a un écoulement général vers le N.N.O., sauf pour la rivière Richardson qui s'écoule vers l'est pour se jeter dans le golfe du Couronnement de l'océan Arctique. De nombreux lacs de dimensions très variables parsèment ce bassin. Au nord, les lacs de grande dimension bordent souvent les fronts de cuestas. Partout ailleurs dans le bassin, ce sont les petits lacs circulaires ou allongés qui dominent. Dans l'ensemble, ces lacs sont peu profonds et souvent, leur eau est trouble.

On a pu démontrer suite aux recherches effectuées dans cette région, que la source de la rivière Richardson se trouve aux coordonnées $118^{\circ} 03'$ ouest et $67^{\circ} 50'$ nord (ANNEXE C). La série de lacs présentement indiquée comme la source aux coordonnées $118^{\circ} 07'$ ouest et $67^{\circ} 56'$ nord (ANNEXE C) ne constitue en fait qu'un petit affluent de la rivière. La Direction des levées et de la cartographie du ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources en a

Figure 6, RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DU BASSIN DE LA RIVIÈRE RICHARDSON.T.N.O.



été avisée.

2.1.3 La végétation

Le climat actuel de la région favorise le développement d'un faciès végétal de toundra arbustive. Les essences caractéristiques dominantes sont les saules (*Salix* sp.) et les bouleaux (*Betula* sp.) rabougris, la laïchè (*Carex* sp.) et le Thé du Labrador (*Ledum Groenlandicum*) (MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES, 1974, p.45-46).

Cette végétation reflète des conditions climatiques actuelles. Par conséquent, elle n'a qu'une utilité limitée dans le cadre de la présente recherche axée sur la reconstruction des événements depuis le Finiglaciaire. Elle accentue, entre autres, certains micro-reliefs et permet une meilleure distinction de certaines formes périglaciaires.

Toutefois, les variations de la végétation durant l'Holocène peuvent être établies par l'étude palynologique des dépôts organiques (NICHOLS, 1975). Ces études sont malheureusement incomplètes dans la région de Coppermine, car les travaux de Nichols (1975) n'englobent que les derniers 3,500 ans. Une étude plus récente (GUAY, 1985) dans la vallée de la rivière Coppermine retrace les variations de la végétation au cours des derniers

8,000 ans. Par contre, les échantillons palynologiques n'atteignent toujours pas la période du Finiglaciaire.

2.1.4 Le climat

D'après la classification de Strahler (BARRY et CHORLEY, 1976), le climat de la région est de type toundra polaire. Les caractéristiques climatiques générales dans le bassin de la rivière Richardson sont: des précipitations relativement importantes ainsi qu'une faible variation des températures annuelles. Ces données climatiques sont enregistrées à la station météorologique de Coppermine (ENVIRONNEMENT CANADA, 1982, p.27) qui se trouve à moins de 20 km de la limite est du bassin (Figure 1).

Les précipitations totales (202.3 mm) sont relativement élevées à Coppermine (Tableau 1) par rapport à d'autres endroits de l'Arctique de l'ouest (ENVIRONNEMENT CANADA, 1982).

La moyenne annuelle des températures à la station de Coppermine est de -11.6°C , tandis que sur une période de près de 46 ans, les extrêmes maximal et minimal de température ont variés entre 32.2°C à -50.0°C (ENVIRONNEMENT CANADA, 1982, p.27). La fréquence des fluctuations de part et d'autre de 0°C est par contre faible étant donné les variations diurnes des températures durant

NORTHWEST TERRITORIES/TERRITOIRES DU NORD-OUEST

COPPERMINE
67° 50' N 115° 7' W 9 m

	JAN	FÉV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUIL	AOÛT	SEPT	OCT	NOV	DEC	ANNÉE
Température Maximale Quotidienne (°C)	-28.4	-27.3	-22.9	-12.7	-1.5	7.3	13.8	12.3	5.2	-3.5	-15.8	-22.0	-7.8
Température Minimale Quotidienne	-33.8	-34.9	-31.3	-22.5	-9.2	0.2	8.8	6.0	-0.3	-9.8	-23.4	-29.8	-15.3
Température Quotidienne	-36.1	-31.1	-27.1	-17.8	-6.3	3.8	9.7	8.7	2.8	-6.8	-18.7	-35.8	-11.8
Écart Type de la Température Quotidienne	2.3	2.8	3.1	3.3	2.5	1.9	1.4	1.7	1.7	2.7	2.0	3.8	1.0
Température Maximale Extrême	-2.8	1.1	-1.7	7.8	23.3	27.8	32.2	29.4	28.1	13.9	4.4	4.4	32.2
Années de Rafraîchissement	45	46	45	46	45	45	45	45	45	47	46	46	46
Température Minimale Extrême	-47.8	-50.0	-48.9	-43.9	-31.1	-15.0	-0.8	-3.3	-20.0	-33.3	-41.1	-45.0	-50.0
Années de Rafraîchissement	46	46	46	46	46	46	46	45	46	47	46	46	46
Chutes de Pluie (mm)	0.0	0.0	0.0	T	3.5	14.3	25.3	39.2	18.6	2.8	T	0.0	102.7
Chutes de Neige	9.2	8.4	10.4	10.2	18.1	2.8	0.5	0.4	5.3	21.0	19.1	11.5	100.7
Précipitations Totales (mm)	9.2	8.2	9.8	11.8	12.6	17.8	25.8	39.6	24.9	23.2	14.3	11.1	203.3
Écart Type des Précipitations Totales	8.2	6.2	7.4	12.4	9.0	14.2	16.7	25.6	13.3	13.3	8.1	6.3	63.5
Chute de Pluie Record en 24 heures	0.0	0.0	T	3.8	18.8	63.5	34.3	57.2	21.1	14.0	0.5	T	63.5
Années de Rafraîchissement	45	46	45	46	46	46	46	46	46	47	47	45	45
Chute de Neige Record en 24 heures	22.9	20.3	14.5	19.8	16.5	25.9	14.0	4.8	13.0	20.6	18.6	25.7	25.9
Années de Rafraîchissement	45	46	45	46	46	46	46	46	46	47	47	45	45
Précipitation Record en 24 heures	22.9	20.3	14.5	21.3	18.8	63.5	34.3	57.2	22.9	20.6	18.6	25.7	63.5
Années de Rafraîchissement	45	46	45	46	46	46	46	46	46	47	47	45	45
Jours de Pluie	0	0	0	0	2	6	9	10	8	2	0	0	37
Jours de Neige	8	8	8	7	6	2	.	.	4	12	12	9	75
Jours de Précipitation	8	7	8	7	7	7	9	10	11	13	12	9	109

Tableau 1 : Données climatiques à la station de Coppermine, T.N.-O.

source: Environnement Canada, 1982, p. 27

l'année. D'après le tableau 1, seuls les mois de juin et septembre semblent propices aux cycles de gel et de dégel.

A cause de ces particularités climatiques, on note dans le bassin de la rivière Richardson une importante disponibilité en eau à la surface du sol mais dont les effets potentiels quant à l'action du gel sont contrés par le faible nombre de cycles de gel et de dégel. Cette eau s'accumule donc dans les dépressions et favorise le développement de tourbières. De plus, la concentration d'eau en surface est favorisée par la présence d'une couche imperméable que constitue le pergélisol.

2.1.5 Le pergélisol

Comme conséquence du climat, tout le bassin de la rivière Richardson se trouve dans la zone de pergélisol continu (BROWN, 1967). Cependant, l'épaisseur du pergélisol est très variable, de la même façon que l'épaisseur du molisol peut varier. Une brève description des caractéristiques du pergélisol et de l'importance du molisol s'avère utile au but de l'étude vu leur importance dans la genèse des formes périglaciaires.

Le pergélisol se définit comme la condition thermique d'un matériel terrestre dont la température est continuellement inférieure à 0°C pour une période minimal.

consécutive de deux ans (MAXWELL, 1980, p.16). French (1976, p.47), pour sa part, maintient qu'une période minimum d'un an suffit à l'existence de cette condition. Pour déterminer la profondeur du pergélisol on considère la base comme étant l'isotherme de 0°C (JUDGE, 1973).

Il n'existe aucune donnée concernant la profondeur du pergélisol dans le bassin même de la rivière Richardson. Toutefois, des mesures effectuées à moins de 50 km à l'est du bassin démontrent que le pergélisol se retrouve de 160 m à 350 m de profondeur (TAYLOR et JUDGE, 1977). En considérant l'ensemble des données de ces auteurs pour les sites environnants, on note que l'épaisseur du pergélisol diminue vers l'ouest et vers le sud, tandis qu'elle augmente vers l'est à partir du bassin de la rivière Richardson.

Dans le bassin, l'apparence du pergélisol ne varie guère d'une unité lithologique à l'autre et se présente, dans la majorité des cas, sous la forme de glace interstitielle non visible. Par contre, de petites lentilles de glace de ségrégation se rencontrent à certains endroits dans la tourbe (cf. 4.3.1g). Également, à quelques endroits à travers le bassin la présence de masses de glace pure aux dimensions variables a été mise en évidence. Pour sa part, le molisol dans la région n'atteint guère plus de 70 cm *

* profondeur maximum, au début du mois d'août 1983

sur des sites élevés et dénudés et moins de 20 cm dans la tourbe.

La présence du pergélisol continu dans la région et les variations de l'épaisseur du molisol dans les diverses unités lithologiques se manifestent de plusieurs façons et en particulier par le développement de certaines formes péri-glaciaires (cf. 4.3.1).

2.2 LES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Il y a près de deux siècles, les environs de la rivière Coppermine étaient le domaine des Amérindiens* (JENNESS, 1967; NANTON, 1981). Ces derniers coexistaient, souvent dans la peur, avec les Inuits qui, eux, occupaient l'embouchure de la rivière Coppermine et la côte arctique.

2.2.1 S. Hearne

Le premier explorateur blanc à atteindre l'embouchure de la Coppermine fut Samuel Hearne en 1771 (O'NEILL, 1924; MOWAT, 1973). Il fut envoyé pour explorer les terres inconnues à l'ouest de la baie d'Hudson dans le but précis de déterminer le potentiel réel d'exploitation du cuivre dans les environs de la rivière Coppermine pour le compte de la compagnie de la Baie d'Hudson (TYRRELL, 1897).

* Cette région regroupait les tribus indiennes: Loucheux, Dog-rib, Chipewyan, Hare et Copper.

Accompagné du chef indien Matonabee, Hearne quitte, à pieds, le fort Prince of Wales (aujourd'hui Churchill) (Figure 7).

Il atteint la rivière Coppermine à la hauteur de l'embouchure du ruisseau Fockler en juillet 1771 (O'NEILL, 1924).

En progressant vers le nord sur la rive est de la rivière, il atteint l'embouchure. Avec son équipement inadéquat, Hearne réussit tout de même à cartographier les derniers 30 milles (48 km) de la rivière Coppermine en plus de faire un compte rendu descriptif des paysages de cette région (CHIPMAN et COX, 1924).

2.2.2 Sir J. Franklin

En 1819, les Anglais, dans le but de découvrir un passage nordique vers l'ouest, envoyaient une expédition dans l'arctique canadien. Dirigée par un officier de la Royal Navy, Sir John Franklin, l'expédition regroupait des scientifiques et des marins, dont le botaniste et chirurgien Dr. John Richardson.

a) la première expédition (1819-1821)

Partis de Londres en 1819, Franklin, ses collègues et son équipe de voyageurs atteignent York Factory à l'embouchure de la rivière Nelson dans la baie d'Hudson (Figure 7) à l'automne. De là, ils se dirigent vers l'ouest en empruntant le trajet de rivières et de lacs, établi

depuis longtemps par les "coureurs de bois" (Figure 7).

Le 18 juillet 1819, ils arrivent à l'embouchure de la rivière Coppermine où Franklin installe un camp pour quelques jours. Durant ce court séjour, Franklin explore et cartographie les environs immédiats. À cette occasion, le 20 juillet 1821, Franklin nomme la rivière qui se jette dans la mer à l'ouest de la rivière Coppermine, en l'honneur de l'un de ses plus proches associés, Richardson.

Leur trajet s'est poursuivi jusqu'au Point Turnagain (Figure 7) sur la péninsule de Kent. Le 26 août 1821, avant de quitter la côte, à l'embouchure de la rivière Hood, Franklin baptise toute la région du nom du golfe du Couronnement George IV, en l'honneur du couronnement du nouveau roi d'Angleterre. Pendant le retour, Franklin perd tous ses documents lors de la traversée d'une importante rivière. Son journal fut réécrit en consultant ceux de ses associés, mais toutes les données astronomiques et climatiques ont été perdues.

Cette expédition n'a pas été un succès si l'on considère son but, qui était de découvrir un passage vers l'ouest. Cependant, des 5,550 milles (8,930 km) parcourus, une bonne partie était maintenant cartographiée.

b) la deuxième expédition (1825-1827)

Franklin s'embarque pour New York en février 1825 et au début du mois d'août, toujours en progressant à bon rythme, il arrive à la source du fleuve MacKenzie (Figure 7). Le 4 juillet de l'année suivante, à l'embouchure du MacKenzie, l'expédition se sépare en deux équipes, dont l'une sous le commandement du Dr. John Richardson. Cette équipe comprenait dix hommes et deux bateaux, Dolphin et Union, en l'honneur desquels Richardson nomma le détroit qu'ils empruntèrent (Figures 1 et 7) pour atteindre l'embouchure de la rivière Coppermine (RICHARDSON, 1861). Richardson avait parcouru 1,980 milles (3,186 km) dont 863 milles (1,389 km) en longeant la côte et contribuait de façon significative à la connaissance de la côte arctique.

Le bilan des deux premières expéditions de Franklin a rempli 836 pages en plus des appendices de 425 pages (FRANKLIN, 1828). Ces dernières comprennent des notes topographiques et géologiques, des tables météorologiques ainsi que des données concernant l'ensoleillement, la vitesse du son, les variations magnétiques et les aurores boréales. Ces écrits contiennent aussi un appendice zoologique, des notes concernant les poissons et une liste de 663 plantes indigènes telles que rapportées par Richardson.

2.2.3 J.J. O'Neill

Dans le cadre de l'Expédition de l'Arctique Canadien 1913-18, O'Neill a décrit les dépôts et les formes du Quaternaire de la côte arctique à l'ouest de la péninsule de Kent (Figure 1). Cette description comprend de nombreuses observations concernant la nature, la distribution et l'épaisseur des dépôts marins, la présence de diverses espèces de coquillages marins et les indicateurs du sens de l'écoulement de la glace pour plusieurs sites de l'Arctique de l'ouest.

Les dépôts le long de la côte sud du détroit Dolphin et Union, et dans la vallée de la rivière Rae (Figure 1) sont décrits comme étant un silt argileux de couleur brune rougeâtre. Ce matériel comprend des cailloux arrondis ainsi que des blocs de grès et de calcaire (O'NEILL, 1924, p.29A). O'Neill note la présence de ces dépôts jusqu'à une altitude de 380 pieds (116 m).

A l'intérieur des terres, aucun fossile n'a été retrouvé, tandis que sur la côte on les retrouve jusqu'à une altitude de 500 pieds (152 m) a.n.m. à l'est de la région.

De tous les sites échantillonnés par l'expédition, celui qui se trouve le plus près du bassin de la rivière Richardson est à 5 milles (8 km) à l'ouest de l'embouchure

de la rivière Coppermine (station 5284, p.30A) dans des argiles de près de 50 pieds (15 m) d'épaisseur. Les espèces les plus communes sont du genre *Macoma* (O'NEILL, 1924, p.30A).

De nombreuses mesures d'indicateurs du sens d'écoulement glaciaire ont été relevées, entre autres, au cap Kendall (N.41 O.) et sur l'île Satualik (N.40 O.) à 15 milles (24 km) au sud-est du cap Krusenstern (Figure 1). Les mesures effectuées le long de la côte arctique montrent que la glace se déplaçait dans cette région vers le nord-ouest. O'Neill (1924) rapporte également l'absence de toute trace de moraine terminale à l'intérieur des terres.

2.2.4. B. Craig

Dans une étude du centre-nord du District du MacKenzie, Craig (1960) a cartographié les eskers, les drumlins et les autres indicateurs du sens d'écoulement glaciaire (C.G.C., carte 24-1960). Il a également tenté d'expliquer les modalités de la déglaciation pour cette région. Dans son étude, Craig discute des lacs proglaciaires, de l'invasion marine postglaciaire et des âges radiométriques disponibles.

Le plus important lac glaciaire dans la région est celui qui occupait le bassin du Grand lac de l'Ours, soit le lac glaciaire McConnell (CRAIG, 1965). D'autres lacs

proglaciaires identifiées par Craig sont plutôt modestes et résultent d'un barrage par la glace du drainage naturel. Ces derniers comprennent ceux du bassin du lac Takijuaq actuel ainsi qu'un petit lac sans nom situé à 48 km au nord-ouest du lac Bluenose (Figure 1). Tous ces lacs ont été identifiées soit par la présence de plages soulevées, de dépôts lacustres ou de deltas. Craig (1960) note que l'altitude de la plus haute plage décroît vers l'ouest, indiquant une dépression isostatique de la croûte terrestre plus importante à l'est de la région étudiée.

La transgression marine postglaciaire est mise en évidence par la présence de minces dépôts marins sur toute la longueur de la côte arctique à l'exception des environs du golfe du Couronnement et du détroit Dolphin et Union où les dépôts marins sont d'une épaisseur remarquable. Ceux-ci s'étendent même à l'intérieur dans les vallées des rivières Rae et Richardson (Figure 1). Ces dépôts sont identifiées comme étant marins par la présence de fossiles ou par leur similarité à des dépôts marins déjà connus. En plus, la présence de plages soulevées et de dépôts glaciaires (*glacial drift*) délavés ont servi de critères pour déterminer l'étendue de la transgression marine postglaciaire (CRAIG, 1960). Craig note également que les évidences de la limite marine postglaciaire se retrouvent à des altitudes

décroissantes vers l'ouest, pour atteindre le niveau marin actuel à l'ouest de la rivière Croker (Figure 1). Il a aussi évalué la limite marine à 480 pieds (146 m) a.n.m. à l'est de la rivière Coppermine.

Les âges radiométriques obtenues indiquent que la mer occupait cette région il y a 10,200 ans A.A. D'autre part, Craig (1960, p.5) rapporte la présence de coquillages marins le long de la rivière Richardson jusqu'au sud du lac Cox (Figure 1).

La contribution de Craig à notre connaissance de la géologie du Quaternaire du bassin de la Richardson est donc importante. Tout d'abord, les dates ^{14}C permettent de placer les événements géomorphologiques de la région dans un cadre temporel mieux défini. De plus, les travaux de Craig (1960) constituent la base pour l'élaboration préliminaire d'un modèle théorique regroupant la séquence des événements géomorphologiques du Finiglaciaire et du Post-glaciaire.

2.2.5 W.R.A. Baragar et J.A. Donaldson

Baragar et Donaldson, en 1973, publiaient la carte géologique de la région Dismal Lakes - Coppermine (N.T.S., 86 N et 86 O). En effectuant le relevé de cette carte, ils soulignent la présence de silt marin dans les

vallées des rivières Rae et Richardson jusqu'au méridien 117° 30' ouest et à une altitude de 350' a.n.m. (107 m).

Comme contribution principale à la présente étude, ces auteurs ont complété l'étude physiographique de la région. Par le fait même, ces données sont des éléments importants dans l'explication du relief et de la composition du till que l'on retrouve dans le bassin de la rivière Richardson.

2.2.6 D.A. St-Onge

La présente étude s'intègre directement dans le cadre des recherches effectuées par D.A. St-Onge depuis 1979, centrées sur la découverte du lac glaciaire Coppermine (ST-ONGE, 1980). La cartographie des dépôts meubles a permis de reconnaître une série de deltas à 365 m a.n.m. qui représentent la phase Kamut du lac glaciaire. Une deuxième phase, Dismal, du lac glaciaire Coppermine a également été identifiée à 285 m a.n.m. (ST-ONGE, 1980).

L'étude des photographies aériennes suggère qu'un lobe de glace situé dans les basses-terres au nord des monts Coppermine (Figure 8) bloquait la vallée, forçant ainsi le drainage du lac vers l'ouest par la rivière Sloan (Figure 8) pour aboutir dans un niveau élevé du Grand lac de l'Ours (ST-ONGE, 1980). Cette hypothèse représente une

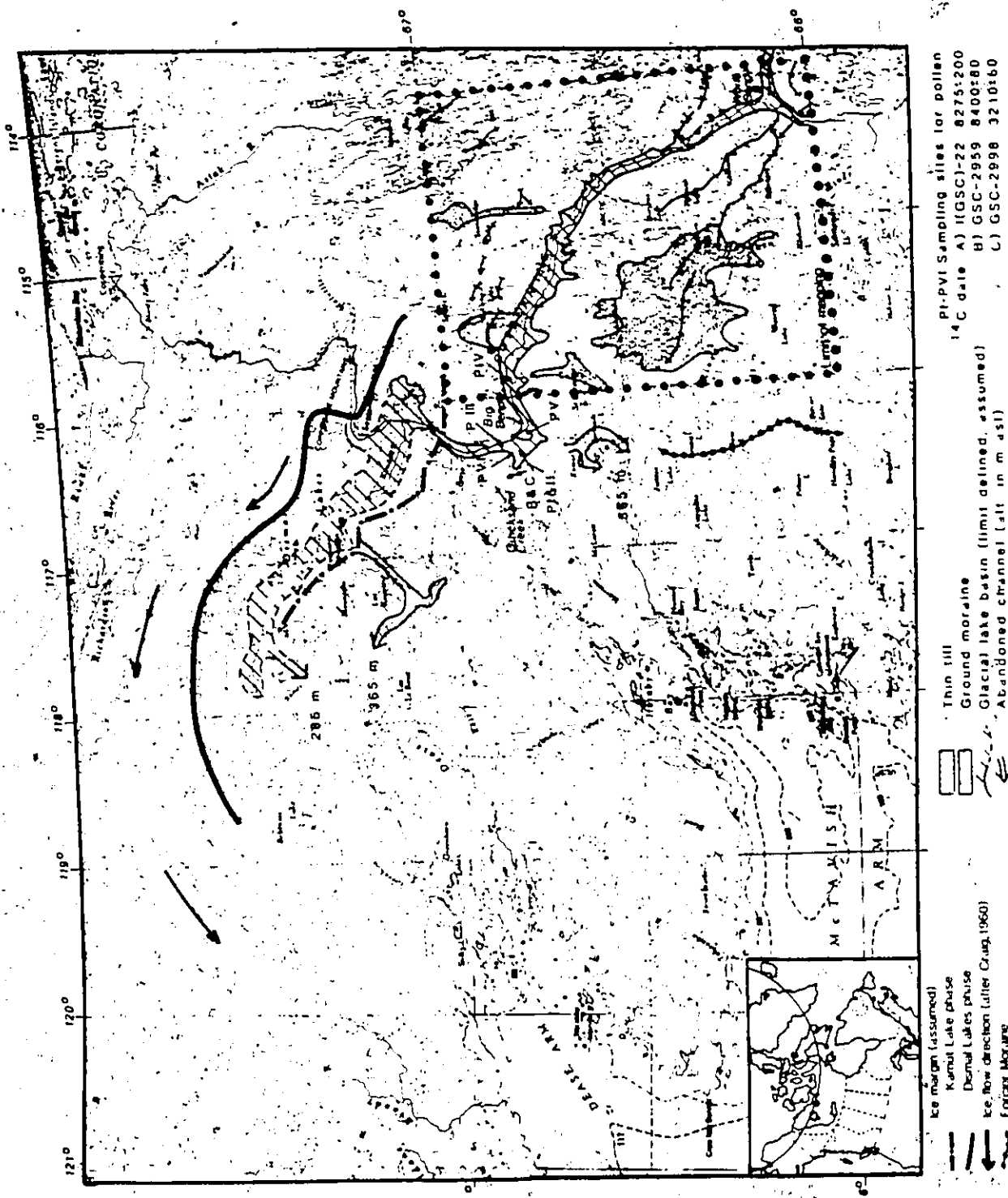


Figure 8 : Principales phases de déglaciation de la vallée de la Coppermine.

source: St-Onge *et al.*, 1981, p. 328.

révision importante du schéma de déglaciation pour cette région du District du MacKenzie, T.N.-O. telle qu'acceptée jusqu'alors (PREST, 1969).

Lors de la disparition du barrage de glace, la rivière Coppermine reprend son cours vers le nord et s'encaisse dans les sédiments meubles qui occupent en partie sa vallée pré-wisconsinienne. À cette phase sont associés trois importants niveaux de terrasses (GUAY et ST-ONGE, 1981) qui reflètent l'évolution complexe de la rivière depuis la déglaciation de la vallée. À partir de la nature et des structures des sédiments, il est possible de différencier ces divers niveaux.

Les deux niveaux supérieurs se rattachent à une phase géomorphologique importante de la vallée. Cette phase a permis l'engrèvement de la rivière Coppermine dans une épaisseur considérable de varves comme conséquence du passage de la première à la deuxième phase du lac glaciaire Coppermine. Quant au niveau inférieur, il s'agit d'une terrasse d'accumulation constituée de lits horizontaux de sable et de gravier, de cailloutis et de débris organiques vraisemblablement associés à un dépôt de plaine alluviale (GUAY et ST-ONGE, 1981).

De plus, l'étude des formes et des sédiments glaciaires dans les environs de la rivière Coppermine

témoigne de la complexité du recul du front glaciaire au Wisconsinien supérieur. Ces formes, de même que les crêtes morainiques, sont utilisées pour déterminer des positions successives du front glaciaire. À date, des études locales (ST-ONGE et GEURTS, 1982; ST-ONGE, 1984) ont permis d'expliquer la morphologie et la répartition des dépôts fluvio-glaciaires dans la région. Toutefois plusieurs études sont encore nécessaires pour définir la configuration exacte des fronts glaciaires successifs, ce à quoi la présente étude tente de fournir des éclaircissements. L'épisode marin nous apparaît mieux défini suite aux travaux de St-Onge et Bruneau (1982). Dans le secteur aval de la rivière Coppermine, une série de deltas emboîtés et de plages soulevées (BRUNEAU, 1984) marquent la régression marine postglaciaire depuis un maximum de 170 m a.n.m. (Figure 9).

Plus récemment, St-Onge (1983) a tenté de présenter l'ensemble des données recueillies dans les environs de la rivière Coppermine au cours des quatre dernières années. À partir de la distribution des sédiments, il propose un modèle régional de déglaciation (cf. 4.4.4). Un total de quatre fronts glaciaires sont identifiés principalement par la présence d'anciens lacs glaciaires dans les vallées des rivières Coppermine, Kendall et Richardson.

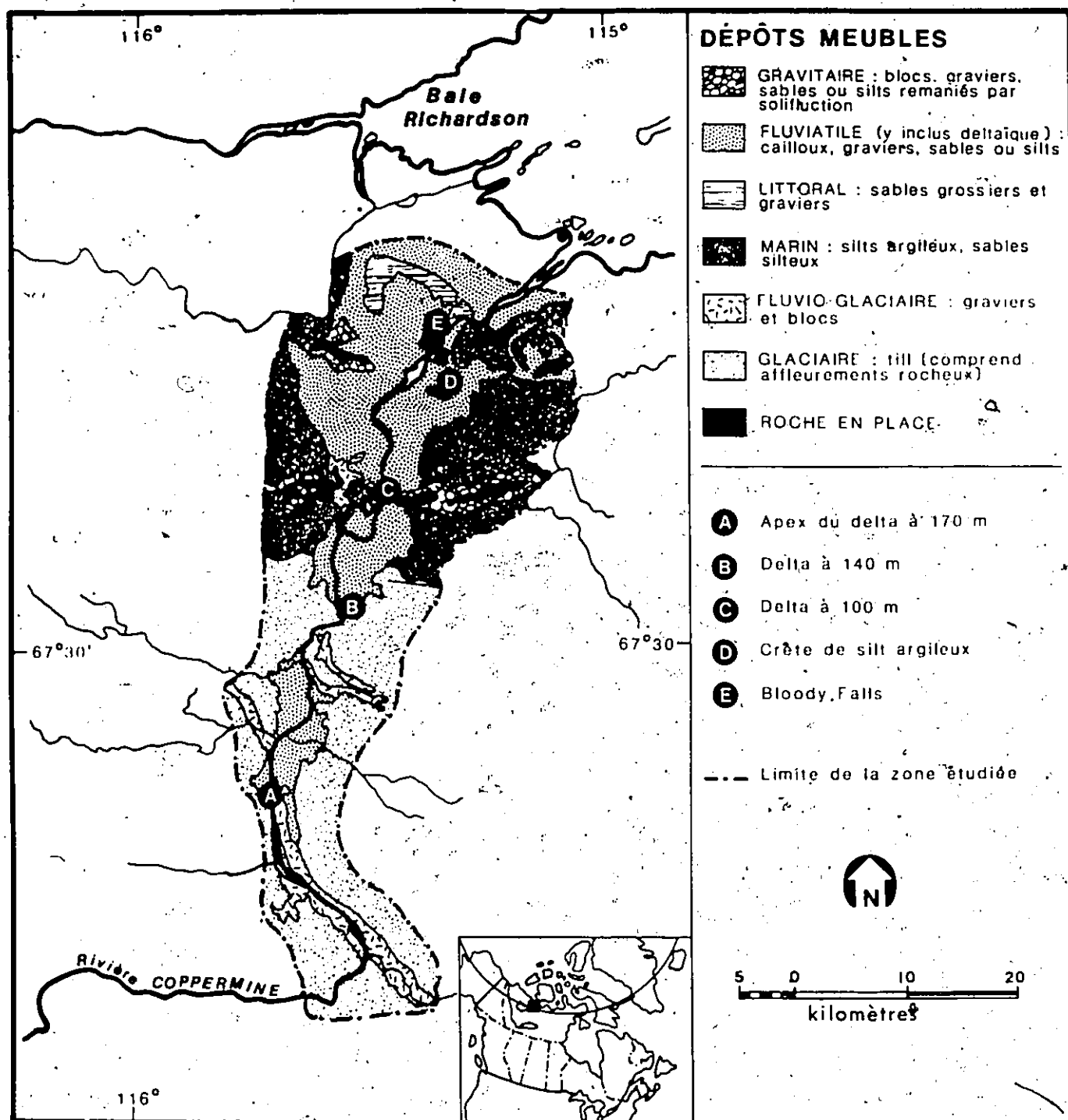
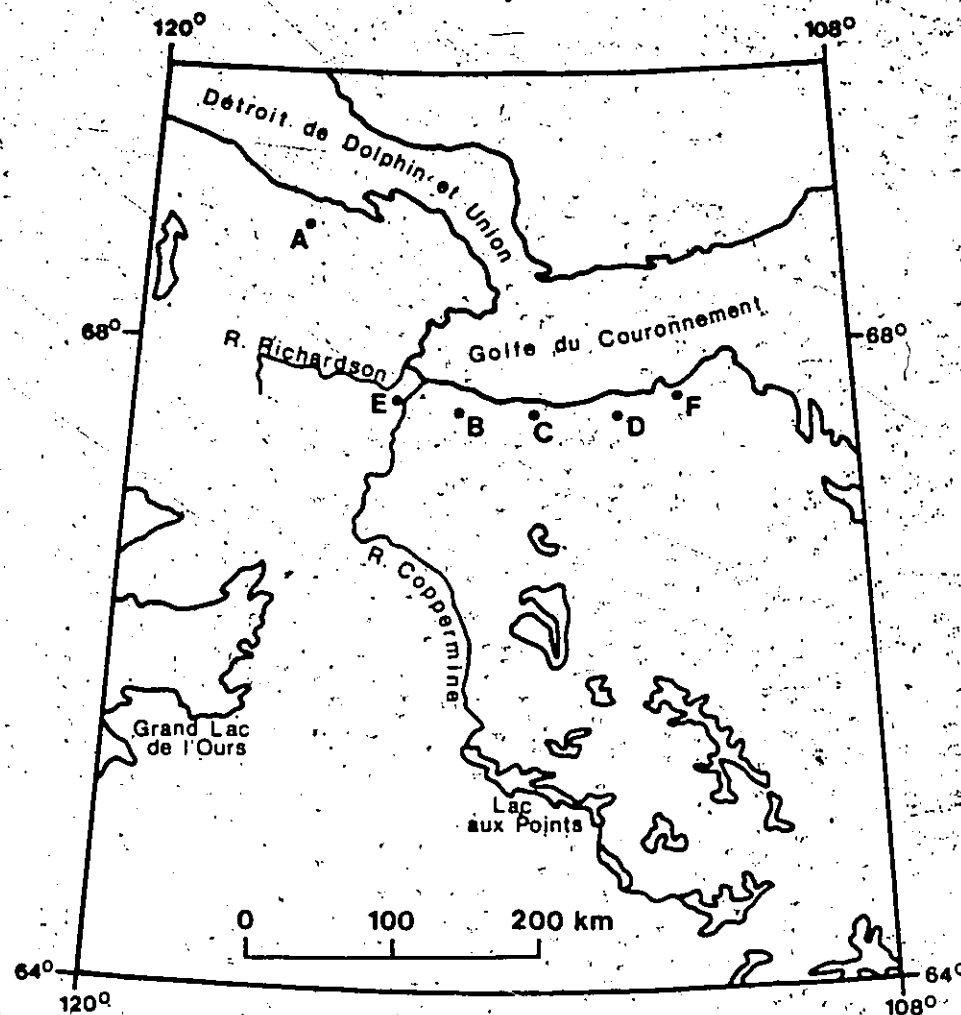


Figure 9 : Dépôts meubles du secteur aval de la rivière Coppermine.

source: BRUNEAU, 1982, p. 53.

Les âges radiométriques disponibles sont un atout certain lorsqu'il s'agit de reconstituer les événements géomorphologiques postglaciaires à l'intérieur d'un contexte temporel plus précis. Pour cette raison, il nous paraît nécessaire de relever les datations absolues obtenues, entre autres, par St-Onge et ses collaborateurs (Figure 10).



Site d'échantillonnage	N° de datation	Altitude de l'échantillon en mètres a.n.m.	Age au ^{14}C	Matériel
A	I(GSC)-25	74	10 530 $\pm$ 260	coquillages
B	I(GSC)-22	131	8 275 $\pm$ 220	coquillages
C	I(GSC)-18	150	9 100 $\pm$ 180	coquillages
D	I(GSC)-17	85	10 215 $\pm$ 220	coquillages
E	GSC-3327	100	9 880 $\pm$ 90	coquillages <i>Macoma calcaria</i>
F	GSC-3584**	198	9 620 $\pm$ 130	coquillages <i>Hiatella arctica</i>

* Craig, 1960, p. 6

** Bruneau, 1984

Figure 10 : Localisation des dates radiométriques disponibles.

SOURCE: BRUNEAU, 1984, p. 146

CHAPITRE 3

LES DÉPÔTS MEUBLES

Dans ce chapitre, les caractéristiques des différentes unités lithologiques sont décrites et les corrélations stratigraphiques régionales sont définies. La lithologie, la morphologie et la répartition spatiale de chacune des unités morpho-lithologiques du bassin de la rivière Richardson sont décrites et sont suivies d'une brève discussion de la genèse de chacune de celles-ci.

La lithologie se définit simplement comme la description de la nature du matériel de chacune des unités lithologiques représentées dans le bassin de la rivière Richardson. Elle a pour but d'aider à définir la genèse, c'est-à-dire les conditions et les milieux de mise en place des différentes unités. La description des unités lithologiques comprend entre autres: les résultats des analyses granulométriques effectuées sur des échantillons représentatifs des unités principales (carte hors texte), le type de sédiment identifié à l'aide du triangle de Shepard (1954) (ANNEXE D-1) et le degré relatif de triage du sédiment qui est défini suivant les indices de classement (C2) et d'asymétrie (A2) de Bietlor (1940) (ANNEXE D-2). La couleur du sédiment a également été précisée à partir de la charte standardisée des couleurs de sols de Munsell.

Au total, cent quarante et un (141) échantillons ont été récoltés, lors du travail sur le terrain. De ceux-ci, cinquante (50) échantillons qui reflètent la majorité des unités représentées dans le bassin et certaines des variations spatiales des composantes granulométriques (sable, silt et argile) des unités les plus étendues ont été analysés (cf. 1.2). Les résultats de l'analyse de huit (8) échantillons considérés comme caractéristiques sont présentés en annexe (E). Certaines unités ne sont pas représentées, vue l'absence de sédiments fins, la grande variabilité de ces derniers ou le manque d'un échantillon représentatif. Les résultats pour chacune des fractions de ces échantillons sont présentés en pourcentage dans un tableau et par une courbe cumulative des pourcentages. Cette courbe est construite sur papier de probabilité utilisant l'échelle de Gaussman.

La stratigraphie définit la répartition géographique et la succession chronologique des unités lithologiques du bassin. Dans le but de retracer l'évolution du milieu physique de la région, un grand nombre de coupes ont été étudiées dans le bassin. Les relations stratigraphiques entre les unités sont suggérées à l'aide de coupes composites et d'une coupe transversale du bassin. Finalement, le profil longitudinal de la rivière Richardson permet de souligner les relations altitudinales entre les unités du bassin. Dans l'ensemble, ces coupes permettent de proposer un schéma tridimensionnel qui

représente les relations entre les diverses unités. Une quatrième dimension, le temps, fera l'objet d'un chapitre subséquent.

3.1 Les faciès sédimentaires

Afin de décrire sans connotations génétiques les diverses unités morpho-lithologiques du bassin de la rivière Richardson, on classifie celles-ci en quatre faciès sédimentaires distincts. Reading (1978, p.4) définit le faciès sédimentaire comme une entité sédimentologique distincte possédant des caractéristiques spécifiques. Dans cette étude, la définition du faciès est utilisée au sens sédimentologique, qui permet une identification directe sur le terrain, par opposition au faciès génétique, environnemental ou tectonique. Les faciès sédimentaires que l'on retrouve dans le bassin se divisent en plusieurs unités morpho-lithologiques (carte hors texte). Ces unités sont définies en fonction de leur granulométrie, de leur contexte morphologique, des structures sédimentaires présentes et de leur répartition spatiale. Pour fin de description, les faciès sédimentaires et les unités morpho-lithologiques sont classifiés selon le système proposé par Eyles et al., 1983 (Figure 11).

3.1.1 Le faciès sédimentaire graveleux (D)

Ce faciès comprend toutes les unités qui se définissent comme diamicton. Le diamicton est un mélange de gravier, de sable, de silt et d'argile, donc un sédiment

FIGURE 11 , CLASSIFICATION DES FACIES SELON EYLES et al., 1983, p. 396

FACIES CODE

DIAMICT, D

- Dm matrix supported
- Dc clast supported
- D m massive
- D s stratified
- D g graded
- Genetic interpretation, () :
- D (r) resedimented
- D (c) current reworked
- D (s) sheared

SANDS, S

- Sr rippled
- St trough cross-bedded
- Sh horizontal lamination
- Sm massive
- Sg graded
- Sd soft sediment deformation

FINE-GRAINED(mud), F

- Fl laminated
- Fm massive
- F d with dropstones

caractérisé par une hétérogénéité granulométrique sans égard pour l'abondance relative des différentes classes de sédiments (FRAKES, 1978).

A) Diamicton à matrice fine (Dm)

i- Unités la et lb

Ces unités lithologiques regroupent les diamictons à matrice de sable ~~silt~~-argileux (< 2 mm) (ANNEXE E-1).

Quoiqu'elle constitue approximativement 40% du volume de ces unités, la fraction grossière n'est pas considérée dans l'analyse granulométrique à cause des limites pratiques de transport et de la méthode de tamisage à sec. Ces éléments grossiers sont dans une très forte proportion, des représentants de la roche en place, surtout des grès rouges et des roches volcaniques en particulier des gabbros (BARAGAR et DONALDSON, 1973).

La matrice d'un brun rougeâtre pâle (5 YR 6/3), comprend en moyenne 36% de sable, 33% de silt et 31% d'argile*. L'abondance relative de chacune de ces fractions varie légèrement d'un endroit à l'autre. Dans l'ensemble, ces unités sont d'apparence massive.

Les formes de relief associées à ce type de sédiment sont très variables et sont contrôlées, en premier lieu, par

* équivalent au pourcentage du poids, sauf dans les cas indiqués autrement.

l'épaisseur de l'unité. Là où le diamicton de type Dm est de moins de 2 m d'épaisseur (Unité 1a), il constitue une unité qui recouvre sans masquer, les formes contrôlées par la roche en place sous-jacente. Au-delà de cette épaisseur (Unité 1b), le matériel sous-tend des formes qui lui sont propres, surtout de longues collines fuselées. Celles-ci ont en moyenne 3 km de longueur par 500 m de largeur et ne dépassent que rarement 10 m de hauteur. Ces formes présentent également des versants relativement raides de l'ordre de 10 à 12°. De plus, dans sa partie sud-ouest, bordant le haut plateau, cette unité présente une particularité morphologique, soit une série de crêtes asymétriques et légèrement sinueuses dont le côté plus raide fait face au sud. L'alignement de ces crêtes est souligné par la présence de lacs allongés entre celles-ci (Photo 2). Une caractéristique constante de ce matériel est la présence à sa surface d'innombrables ostioles.

Les unités 1a et 1b couvrent des superficies relativement importantes dans la partie sud du bassin de la rivière Richardson (carte hors texte). Dans la protubérance au sud-est du bassin vers les Monts Coppermine, elles se rencontrent sur les hautes terres au-delà de 170 m a.n.m. Au sud-ouest du bassin, ces unités ne se retrouvent en surface que sur le haut plateau, à plus de 250 m a.n.m. L'unité 1a, plutôt discontinue, est souvent interrompue par des affleurements de roche en place.

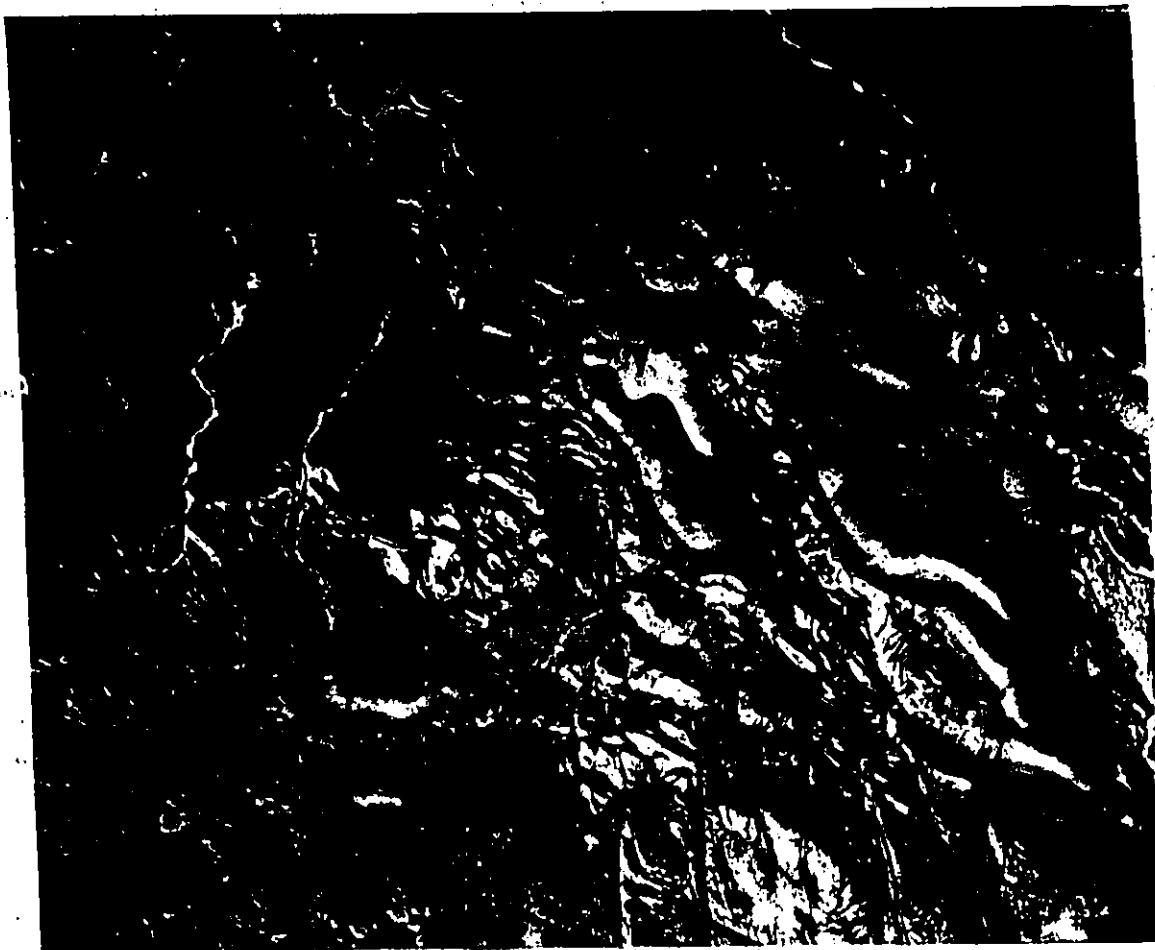


Photo 2: Crêtes asymétriques et légèrement sinueuses
composées de till, au sud-ouest du bassin.
(EMR. A23815-1).

L'ensemble des caractéristiques de ces unités, entre autres, leur lithologie, leur forme fuselée (drumlinoides), leur répartition extensive et indépendante du relief local, ainsi que les nombreux autres dépôts et formes associés permettent de conclure qu'elles résultent d'une genèse glaciaire. Kukel (1970) définit les dépôts non-stratifiés et déposés directement par la glace, ou les tills, comme étant des unités toujours constituées d'une certaine quantité de gravier dont la matrice présente un équilibre entre les fractions de sable, de silt et d'argile, comme l'indique la description lithologique des unités la et lb (ANNEXE E-1). L'absence de triage résulte du rôle peu important de l'eau dans la mise en place d'un till.

En général, on reconnaît dans un till trois unités distinctes: le till de placage, le till d'ablation (FLINT, 1971, p.171) et le till de fonte (melt-out till) (SHAW, 1979). Le premier est déposé à la base du glacier, soit durant l'avancée ou le retrait, en autant que la zone terminale s'écoule activement durant la fonte. Les débris qui constituent le till de placage proviennent de la base du glacier (DREIMANIS, 1976). À cet endroit, la fonte de la glace libère des particules qui sous pression, une à une ou en agrégats, sont plaquées sur la surface sous-glaciaire. Ce processus de sédimentation n'est pas continu et les diverses interruptions produisent différentes sous-unités du till.

Pour sa part, le till d'ablation est mis en place à partir des débris transportés sur, ou dans, la glace à la marge glaciaire. Lors de la fonte, les sédiments glissent ou coulent sur le sol. Le till résultant est peu compact et lors de la mise en place, les fines particules sont délavées sélectivement par l'action de l'eau pour être redistribuées.

Finalement, le till de fonte résulte de la mise en place *in situ* de débris glaciaires aux faces supérieure et inférieure du glacier. Déposés à partir d'une masse de glace stagnante, les constituants de ce till sont dérivés de partout à travers la glace sans subir de mélange ou d'écoulement. Ses caractéristiques principales sont dérivées, avec de très légères modifications, de la fonte de la glace (DREIMANIS, 1979) et pour cette raison il diffère des deux types de till précédents.

La genèse des particularités morphologiques de l'unité 1b sera discutée plus en détails au chapitre 4 (cf. 4.1.1).

B) Diamicton à matrice grossière (Dc)

i- Unité 2 (Dcm)

La nature de ce diamicton est constituée à 40% de graviers dans une matrice sableuse de couleur brun rougeâtre foncé (2.5 YR 3/3). La matrice de sable forme 53% de l'échantillon, tandis qu'on ne retrouve que 7% de silt et aucune trace d'argile (ANNEXE E-2). Le triage de l'échantillon est très bon.

(-0.10)*. La dimension des graviers est généralement inférieure à 8 cm, mais quelques rares blocs d'une dimension de l'ordre décimétrique se rencontrent en surface. Toutefois, en l'absence de coupes bien exposées, il n'a pas été possible d'étudier les caractéristiques sédimentaires de cette unité.

La principale caractéristique de cette unité est certes sa morphologie mamelonnée démontrant une faible orientation N.O.-S.E. (Photo 3). La morphologie de l'unité 2 se caractérise par une série de monticules (*hummocks*) plus ou moins circulaires d'une hauteur moyenne de 6 m et d'un diamètre d'environ 200 m. La distance qui sépare ces derniers est inférieure à une dizaine de mètres et souvent elle est négligeable. Lorsque c'est le cas, de petits lacs allongés et peu profonds (< 2 m) accentuent le tracé des monticules. De plus, la roche en place affleure à plusieurs endroits, en particulier à la périphérie de cette unité et sa structure est responsable de l'orientation apparente des monticules.

La répartition spatiale de cette unité est restreinte à une surface d'environ 60 km^2 dans les hautes terres au sud-est du bassin de la rivière Richardson (carte hors texte). Par contre, l'ensemble de la surface recouverte par cette unité déborde à l'extérieur des limites du bassin.

* voir Annexe D-2



Photo 3: Vue aérienne de la morphologie mamelonnée, caractéristique de l'unité 2. (EMR. A13635-75).

Les caractéristiques morphologiques de cette unité rappellent celles des moraines mamelonnées décrites par Prest (1968, p.9). Ces monticules se forment lors de la stagnation ou de la désintégration de la glace durant le retrait du front glaciaire. Conséquemment, les débris de surface et ceux incorporés à la glace sont éventuellement déposés selon une distribution dépendant de la concentration des débris glaciaires, recouvrant indifféremment la roche en place et les culots de glace. L'important volume d'eau généré dans cet environnement délave et redistribue la fraction fine de cette unité.

ii- Unité 3 (Dcm)

L'unité 3 est caractérisée par des blocs de taille variable dans une matrice de sable et graviers. La concentration de blocs varie grandement dans cette matrice composée à 96% de sable avec moins d'un pourcent d'argile (ANNEXE E-3). Ce matériel est non seulement mal trié (-0.43), mais sa couleur varie dans les teintes de brun, d'un endroit à l'autre.

Une seule coupe permet d'étudier les structures sédimentaires de cette unité. Celle-ci se situe entre deux importants segments d'esker à 200 m a.n.m. au centre-est du bassin (Figure 12) et mesure 15 m de hauteur par approximativement 50 m de largeur (Photo 4).

Dans son ensemble, la coupe démontre une complexe interstratification de lentilles plus ou moins importantes de granulométrie très variable. Ces dernières sont séparées l'une

FIGURE 12 , CARTE DE LOCALISATION DES COUPES STRATIGRAPHIQUES

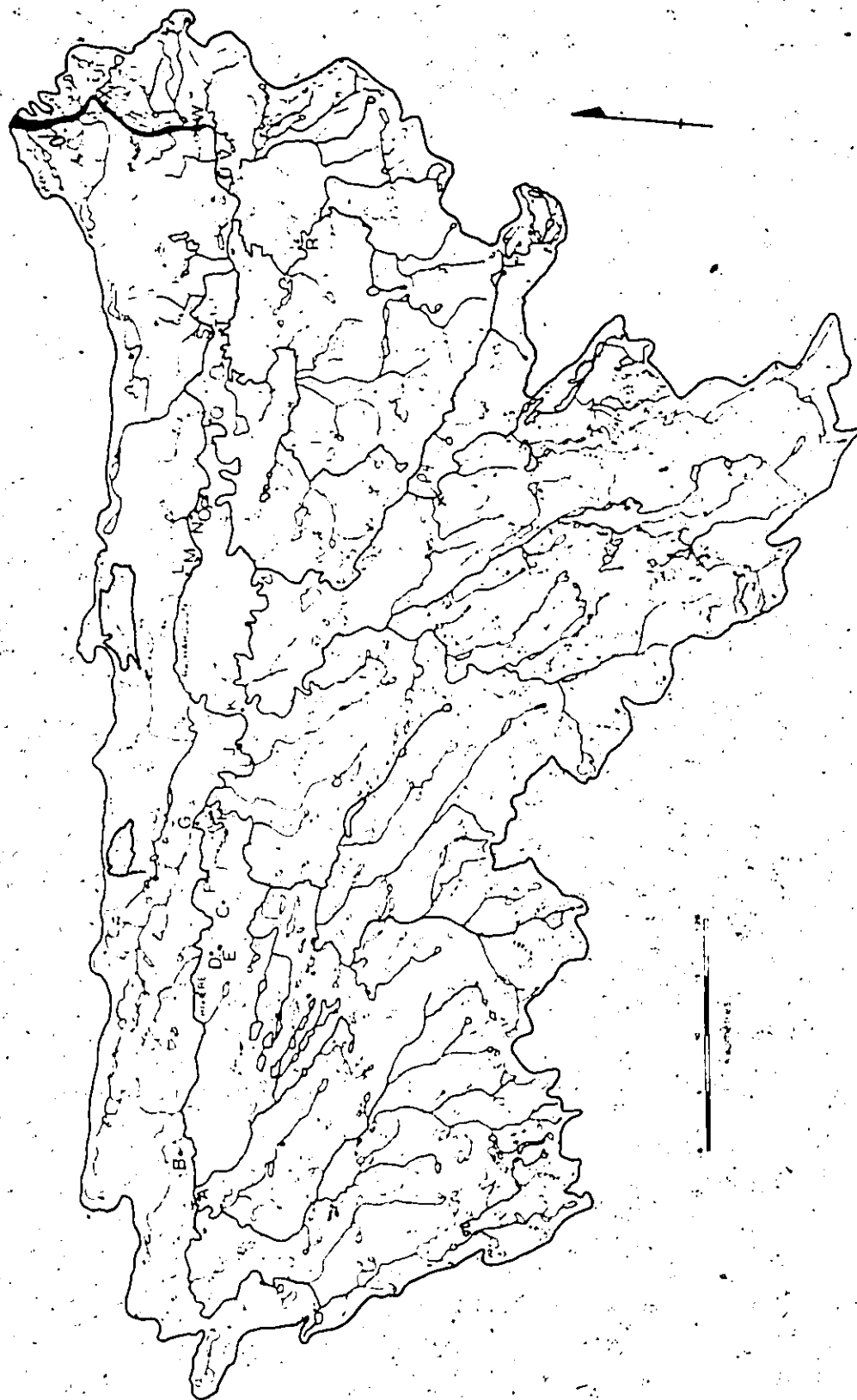




Photo 4: Coupe exposée dans un matériel fluvio-glaciaire (Unité 3). Vue vers le nord.

de l'autre par des contacts érosifs très nets. Les lentilles de matériel plus grossier, constituées de blocs pouvant atteindre jusqu'à 25 cm de diamètre et de graviers arrondis et hétérogènes forment la grande majorité de la coupe.

D'autre part, les lits discontinus de sable et de silt argileux sont beaucoup moins étendus. Ceux-ci présentent des structures qui indiquent la direction des paléocourants. La stratification inclinée vers l'ouest ainsi que la présence et la disposition des rides (*ripple-marks*) suggèrent tous un écoulement vers l'ouest lors de la mise en place de ces dépôts. Aujourd'hui, un important ruisseau s'écoule vers le nord au pied de la coupe.

Au niveau de la morphologie, cette unité se présente sous trois formes distinctes dans le bassin. La forme la plus commune est la crête sinueuse à sommet étroit et irrégulier. En général orientées est-ouest, elles peuvent atteindre jusqu'à 20 m de hauteur et près de 20 km de longueur. Les versants sont relativement raides, pouvant atteindre 20° . Cette unité forme également des épandages plus ou moins coniques dont l'apex se trouve toujours à l'est, tandis que la surface est légèrement inclinée vers l'ouest. Finalement, cette unité sous-tend des épandages étroits à surface plane et découpée par de nombreuses petites dépressions fermées contenant parfois des lacs. Ces dépressions sont distribuées à la surface de ces épandages sans organisation apparente.

La principale caractéristique de la distribution spatiale de cette unité est qu'elle se rencontre en lambeaux plus ou moins étendus dans le bassin (carte hors texte). Les segments de crête, d'une longueur de 1 km à 20 km, forment un relief étroit, sinueux et discontinu.

Les nombreuses particularités de cette unité et plus précisément son caractère morphologique distinct, en particulier les versants de près de 20° et les structures sédimentaires, indiquent que ces dépôts ont été mis en place par les eaux de fonte au contact de la glace. Par conséquent, les nombreuses conditions fluvio-glaciaires qui existent à la marge d'un front glaciaire donnent naissance à des formes très variables telles que la sédimentation dans des cavernes ou des crevasses (eskers) qui, à leurs débouchés, peuvent ériger des structures coniques (delta d'esker) avec ou sans la présence de dépressions (kettles) que l'on retrouve à travers la région du bassin de la rivière Richardson.

En ce qui a trait aux eskers, plusieurs opinions existent quant aux mécanismes précis de déposition. (LUNDQVIST, 1979). Toutefois, les deux mécanismes les plus communément acceptés sont: 1) la formation dans un tunnel de glace, au moins souvent dans un chenal ouvert à la base du glacier (cf. 4.2.2) et 2) la formation par courts segments successifs lors du retrait glaciaire. Quant aux kames, Lundqvist (1979) a établi une classification détaillée de leurs diverses formes.

Dans l'ensemble, ce sont tous des dépôts de contact glaciaire dont la morphologie résulte d'une surface d'accroissement alluviale et d'une déformation subséquente résultant de la fonte du support de glace.

iii- Unités 5 et 9 (Dcg)

En grande partie de nature graveleuse, l'unité 5 comprend des blocs pouvant atteindre 60 cm de diamètre logés dans une matrice de graviers. La dimension moyenne de ces derniers diminue progressivement vers la base de chacune des accumulations de cette unité. La couleur de cette unité est variable, autant verticalement que spatialement, mais demeure dans les teintes de brun. La présence d'une coupe bien dégagée dans des sables grossiers a permis de distinguer des structures sédimentaires (Photo 5). Exposées dans une coupe de 23 m de hauteur, elles se caractérisent par une interstratification de lits variant de 2 mm à 6 cm d'épaisseur. Quelques uns de ces lits présentent des cailloux pouvant atteindre jusqu'à 5 cm de diamètre. Dans l'ensemble, ces lits sont inclinés à 22.5° vers 290° (Photo 5).

L'unité 9 se distingue de l'unité 5 uniquement par sa teneur plus importante en sable. Une couche de moins d'1 m d'épaisseur de petits graviers en surface ne contient aucun bloc de plus de 10 cm de diamètre.

La forme de surface de ces unités est plutôt lobaire et la longueur, à partir de l'apex, varie d'une

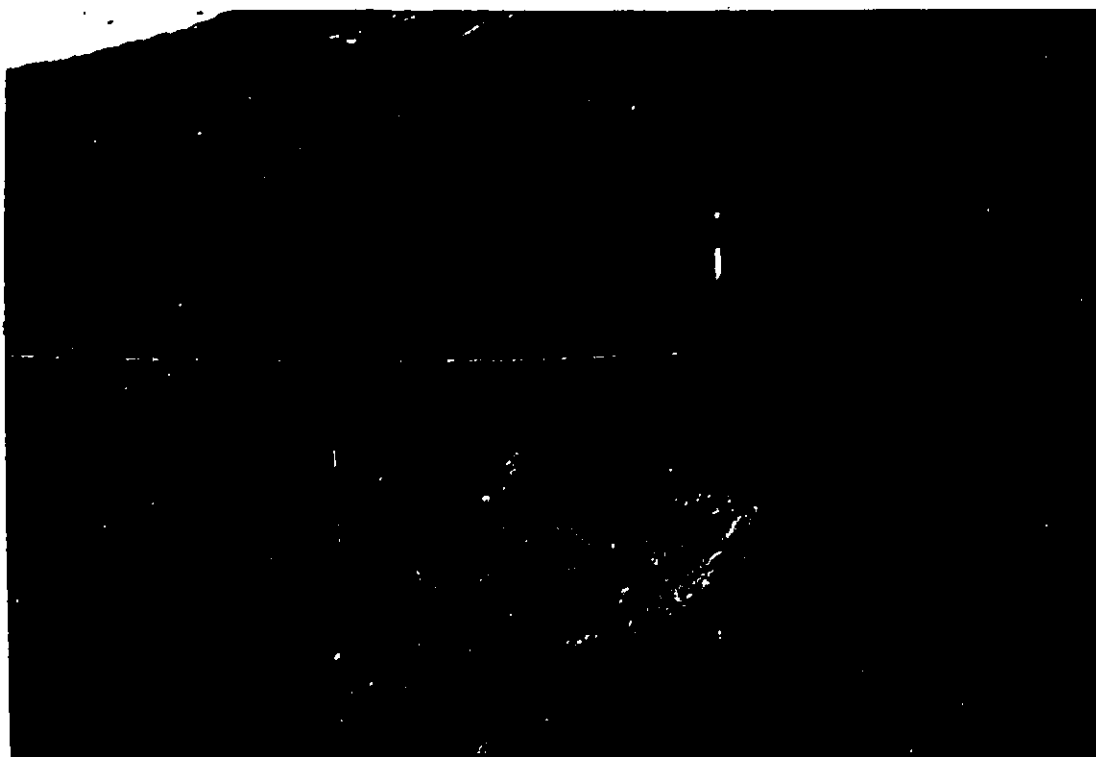


Photo 5: Structures sédimentaires exposées près du front d'un delta à 260 m a.n.m., bassin de la rivière Richardson, T.N.O. Vue vers le sud-ouest.

accumulation à l'autre. Caractérisées par une surface relativement plane qui est entrecoupée par de nombreuses dépressions allongées d'une profondeur allant jusqu'à 3 m, ces accumulations sont bordées d'un côté par un front abrupt de l'ordre de 23° (Photo 6) qui surplombe les basses terres au nord. Parfois, le front se divise en deux paliers (Photo 7), mais l'apex de ces dépôts repose toujours du côté des hautes terres. L'épaisseur de l'unité atteint de 14 à 25 m au front, qui lui, dans la majorité des cas, s'étend sur près de 4 km. On note également la présence de nombreux lacs aux dimensions variables qui parsèment la surface de ces accumulations. De plus, il existe une abondance de formes similaires à l'ouest du bassin (carte hors texte) qui sont toutefois beaucoup moins étendues. Ces accumulations de sable et gravier varient de 3 à 10 m d'épaisseur, ont une orientation S.E.-N.O. à partir de l'apex et présentent de nombreuses et très spectaculaires formes d'effondrement du côté nord-est.

La répartition spatiale de l'unité 5 est fragmentaire et elle se retrouve à des altitudes variant de 180 à 330 m a.n.m. à travers le bassin (carte hors texte). En général, situé entre les hautes et les basses terres, le front fait face vers l'intérieur du bassin occupé par les rivières Rae et Richardson à l'ouest du golfe du Couronnement (Figure 1). Pour leur part, les quelques accumulations de l'unité 9 se retrouvent isolées à des altitudes variables et

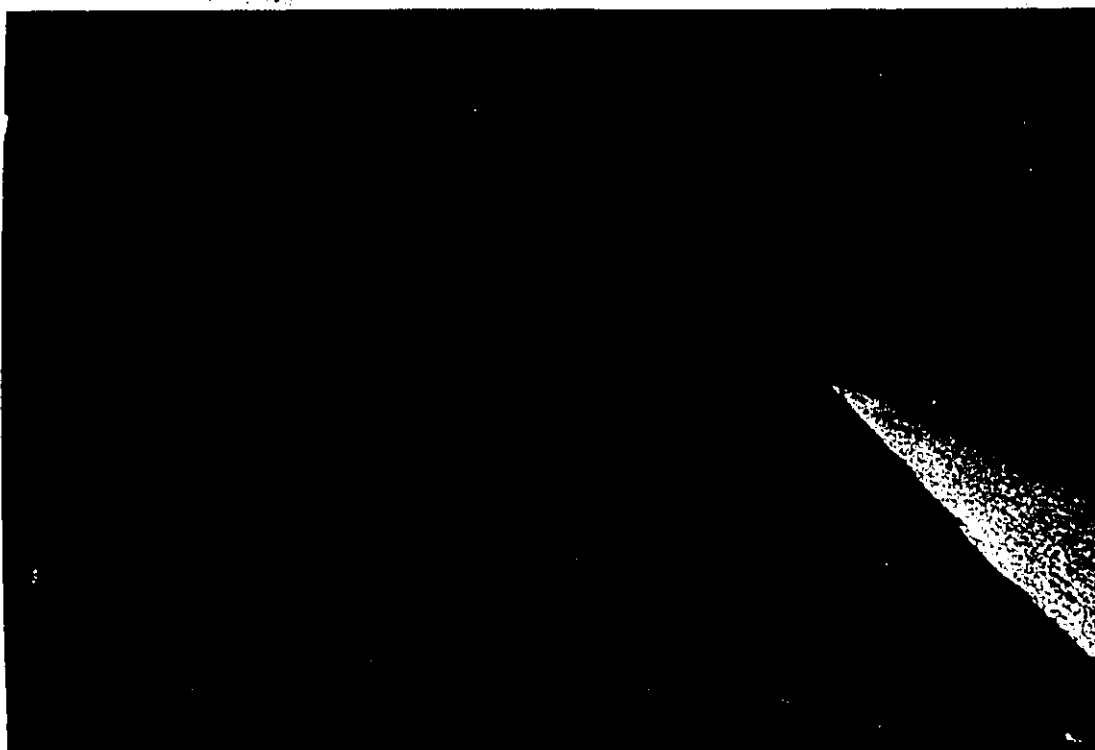


Photo 6: Front deltaïque à 260 m a.n.m. au sud-ouest du bassin de la rivière Richardson, T.N.O. Vue vers l'ouest.



Photo 7: Delta à 260 m a.n.m. avec un front découpé en paliers. Vue vers l'est.

inférieures à 130 m a.n.m. dans le bassin.

La forme du dépôt, la pente frontale, les structures sédimentaires et les données lithologiques confirment l'hypothèse d'une genèse deltaïque pour ces sédiments. Miall (1978) définit un delta comme une accumulation subaérienne de sédiments clastiques et d'eau profonde (lac ou mer) à la confluence d'un cours d'eau qui est la principale source de sédiments. Selon la classification de BROUSSARD (1975) la morphologie d'ensemble des deltas qui se trouvent dans le bassin de la rivière Richardson est caractéristique d'un environnement deltaïque à dominance fluviale où les vagues, les courants littoraux et de marées sont faibles. Dans ces conditions, le delta progresse rapidement dans la masse d'eau où les sédiments grossiers sont immédiatement déposés à l'embouchure du chenal distributeur et les particules plus fines sont transportées plus loin (sable) ou mises en suspension (silt et argiles). Ce mécanisme de distribution des sédiments résulte en une séquence granulométrique inverse composée de lits "topsets", "foresetts", "bottomsets" (Figure 13). Pour sa part, la forme conique du delta est produite par une baisse du gradient de la rivière lors de la progression deltaïque qui entraîne une perte de compétence du cours d'eau. Ensuite, lors des crues importantes, les levées subaériennes à l'amont sont entaillées pour offrir à la rivière une route plus courte jusqu'à la masse d'eau. Ce processus se répète continuellement

pour donner au delta sa forme caractéristique.

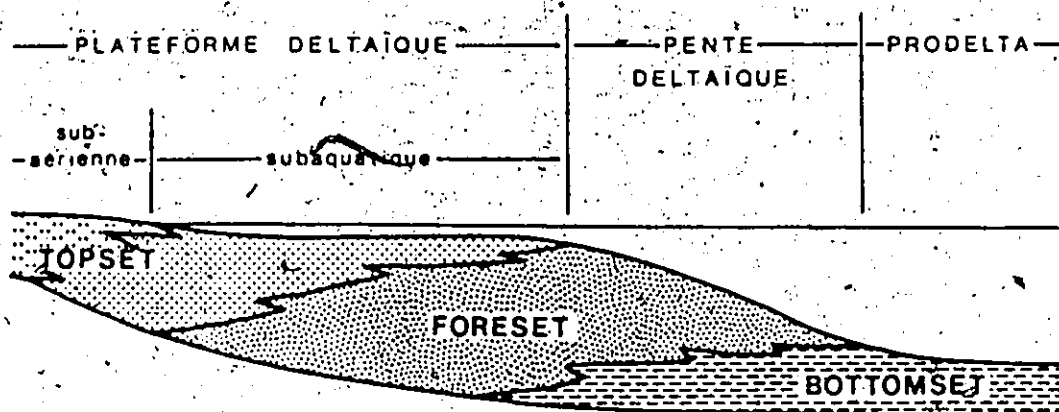


FIGURE 13. FACIÉS SÉDIMENTAIRES DELTAÏQUES CARACTÉRISTIQUES.
(d'après Selley, 1978, p. 104)

iv.- Unité 11 (Dc)

L'unité 11a est entièrement constituée de blocs anguleux hétérométriques mais de nature très homogène. Celle-ci reflète la nature de la paroi de roche en place qui surplombe cette unité. Conséquemment, la couleur est variable d'une accumulation à l'autre et ne peut être précisée. Il n'existe aucune structure particulière et l'absence presque totale de sédiments plus fins rend impossible la récolte d'un échantillon nécessaire pour effectuer des analyses plus détaillées. Par ailleurs, en particulier dans la partie nord du bassin, l'unité 11b n'est pas nécessairement associée à un affleurement de roche en place, mais elle se rencontre

sur diverses pentes et présente des blocs anguleux dans une matrice fine dont les caractéristiques sont comparables à celles de l'unité 6.

L'unité 11a se présente sous forme de tablier de débris au pied de parois sub-verticales de roche en place (Photo 8). Son épaisseur est très variable et difficile à estimer, mais elle demeure assez importante pour être cartographiée.

Dans l'ensemble, l'unité 11 est répartie dans l'espace de façon très irrégulière et s'associe surtout aux fronts et aux revers de cuestas dans la partie septentrionale du bassin (carte hors texte). Au sud, elle se retrouve plus fréquemment dans les vallées et les gorges, quoique sa surface soit plutôt limitée.

La genèse de l'unité 11a résulte, soit de la fragmentation des parois de roche en place lors de la déglaciation, soit du débitage de ces mêmes parois par l'action du gel, ou encore d'une combinaison de ces deux processus dont l'intensité relative a varié dans le temps.

Les processus d'érosion et d'altération dépendent fortement des conditions climatiques. Il est toutefois difficile d'isoler la nature des paramètres climatiques qui contrôlent ces processus. De plus, plusieurs effets climatiques sont indirects (végétation) et, par conséquent, il est seulement possible de relier les paramètres



Photo 8: Tablier de débris au pied d'une paroi sub-
verticale de roche en place. Vue vers l'ouest.

climatiques généralisées (précipitation moyenne annuelle) à des concepts généraux de processus. Toutefois, en ce qui concerne la gélifraction, les contrôles climatiques les plus importants sont certes la disponibilité de l'eau et les conditions de température. Ceux-ci influencent directement l'intensité, la fréquence et la durée des cycles de gel et de dégel (BRUNSDEN, 1979).

La gélifraction se définit comme un mécanisme de fragmentation de la roche par la croissance de cristaux de glace dans les pores et diaclases de la roche soumise à des cycles répétés de gel et de dégel. Toutefois, les conditions les plus favorables à la gélifraction ont fait l'objet de nombreuses discussions (EMBLETON et KING, 1975). Les températures critiques du cycle de gel et de dégel de l'eau n'ont jamais été précisées puisque les températures de l'air et du sol ne sont pas, en elles-mêmes, des indicateurs précis du degré de gel. La conductivité thermique des roches est variable, tandis que d'autres facteurs tels que le contenu en eau, le taux de changement de température et les ions dissous dans l'eau influencent tous l'efficacité du processus. Par conséquent, il est difficile de définir des conditions d'efficacité maximale pour le processus de gélifraction.

Le processus de gélifraction libère des fragments et/ou des minéraux de la surface de la roche exposée. La cohésion de la roche est réduite, il y a diminution de la

friction entre les faces des fractures et ouverture des diaclases qui permettent à des sections de roche de se débiter facilement sous la force de la gravité. Ces débris s'accumulent au pieds des parois de roche en place. Dans les endroits où le débitage des parois est plus lent, la végétation s'établit.

v- Unité 8a (Dcs)

Cette unité, dont la couleur varie d'un gris rougeâtre (2.5 YR 5/1) à un gris rougeâtre pâle (7.5 R 7/1), se caractérise par une interstratification de graviers et de sable. Des mélanges plus ou moins homogènes forment une stratification de 3 à 10 cm d'épaisseur qui alternent. La taille des grains augmente progressivement vers le sommet, mais non graduellement. Dans certaines couches, la concentration de graviers arrondis et plats varie de 60% à 90%, tandis que certaines autres sont constituées de près de 80% de sable (0 à 4 ϕ) avec un triage moyen (-0.30). Ces lits ont un pendage vers l'ouest de 30° ou moins, tandis que les contacts stratigraphiques entre les lits sont pour la plupart érosifs. Des fragments abimés de coquillages se trouvent disséminés dans cette unité.

La morphologie de cette unité est difficile à définir car l'unité est très limitée dans l'espace. Elle forme une crête de 5 à 10 m de large et est légèrement concave. Dans l'ensemble, elle atteint en moyenne 2 m d'épaisseur.

Dans l'espace, l'unité 8a est restreinte à une surface de l'ordre d'une centaine de mètres carrés dont les limites précises sont difficiles à déterminer. La base de cette unité se trouve à une altitude de 45 m a.n.m.

La composition, la morphologie et les structures de cette unité sont caractéristiques d'une crête de plage (REINECK et SINGH, 1980, p.291). Ces sédiments grossiers sont projetés par les vagues durant les périodes de niveau d'eau élevé et de tempêtes (PSUTY, 1966). Ces crêtes de plages, produites principalement lors de tempêtes, sont composées du matériel le plus grossier qui constitue la plage, ce qui explique la présence de fragments de coquillages et de graviers. Lors de leur développement, ces crêtes migrent vers l'intérieur des terres tel que mis en évidence par les lits entrecroisés à grand angle dans la direction opposée à la masse d'eau.

3.1.2 Le faciès sédimentaire sableux (S)

Dans le bassin de la rivière Richardson on rencontre quatre unités caractéristiques de ce faciès. Pour distinguer celles-ci, on utilise toujours la classification de Eyles et al. (1983). Quoique moins élaborée que la classification de Miall (1977, 1978) en ce qui a trait aux faciès sableux, elle suffit à caractériser les différentes unités.

1- Unité 4 (Sm)

Cette unité est un sable silteux (ANNEXE E-4)

avec un triage moyen (-0.29). Le contenu en sable du sédiment est en moyenne de 50% comparativement à 40% de silt. On retrouve rarement dans cette unité des cailloux de plus de 5 cm de diamètre. Toutefois, on remarque, à quelques endroits seulement, d'immenses erratiques pouvant atteindre 3 m de diamètre. Quoique l'ensemble de l'unité répond à cette description, de légères variations spatiales, entre autres, une augmentation progressive du pourcentage de silt et d'argile vers le nord, sont apparentes. Ce pourcentage plus élevé de fines est particulièrement marqué entre les altitudes de 180 à 150 m a.n.m. à l'ouest du bassin, où le contenu en sable est inférieur à 20%.

Ces sables silteux forment une couche discontinue, limitée par les altitudes de 150 et 250 m a.n.m. à l'ouest du bassin. Plus épaisse (2 m) dans les dépressions, elle s'amincit sur les versants pour disparaître sur la plupart des sommets des longues collines fuselées (unité 1b). L'irrégularité des contacts graduels n'a pu être cartographiée en détail à l'échelle utilisée dans ce travail.

La présence de cette unité sous une limite inférieure à celle des grands deltas et le fait qu'elle repose sur l'ensemble du relief suggère qu'elle fut mise en place dans une masse d'eau, directement sur le till (unité 1b), dès la déglaciation de la région. La variation lithologique observée à travers l'unité 4 indique un éloignement graduel par rapport

à la source de sable soit les deltas et la masse de glace.

ii- Unité 7 (Sr)

Cette unité, en majorité sableuse, est constituée de nombreuses sous-unités de sable, de sable silteux et moins fréquemment, de silt. A l'exception de ces dernières le contenu en sable fin (3φ) des sous-unités varie de 85 à 91%. Vers la base de cette unité, les sous-unités dont le pourcentage de silt est plus important (50%) alternent avec d'autres plus sableuses formant des rythmites de quelques mm à 15 cm d'épaisseur (Photo 9). Dans l'ensemble, le triage du sédiment est trop variable pour être précisé. Par contre, la couleur varie d'un gris brunâtre (10 YR 6/2) où la concentration de silt est forte, jusqu'au brun (10 YR 5/3) en passant par un brun gris (10 YR 5/2) lorsque le sable domine. En plus des rythmites, on retrouve à travers cette unité des rides ainsi qu'une stratification ondulée et lenticulaire. De plus, il existe des structures de déformation résultant de la cryoturbation et de l'activité des organismes et la présence de plus en plus importante vers le haut, de matière organique et de restes d'insectes. Également, la présence d'un nombre relativement faible de micro-organismes et de coquillages marins et la variation des diverses espèces sont caractéristiques. Une discussion plus complète de la granulométrie et des variations du nombre et des espèces de micro-organismes marins pour chacune des sous-unités de l'unité 7 est présentée par Kerr (1984a).

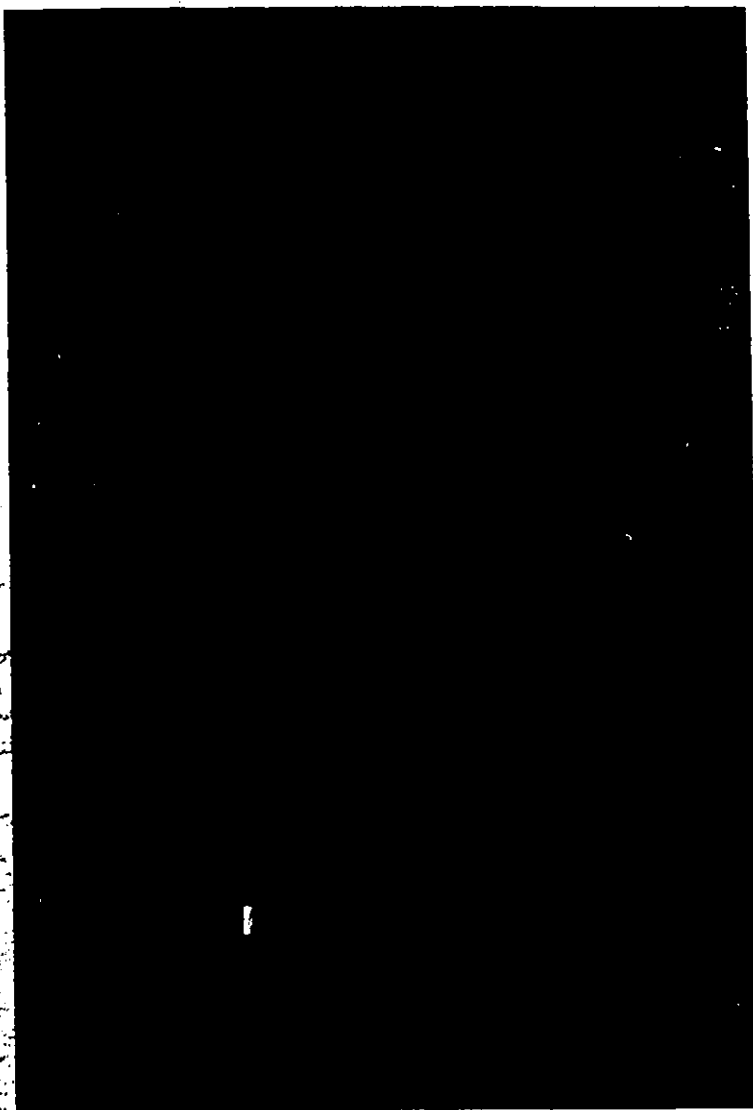


Photo 9: Séquence de rythmites marines
d'épaisseur variable.

Cette unité résulte d'une alternance dans le transport ou la production de sédiments. Les lits de sable sont édifiés durant les périodes de courant plus forts et sont par la suite recouverts de silt lors des périodes de calme relatif (REINECK et WUNDERLICH, 1967, 1968). Les rythmites et les structures ainsi produites sont très communes dans les environnements intertidaux (REINECK et SINGH, 1980, p.108). De plus, la présence et la variété des micro-organismes marins retrouvés dans ces sédiments apportent des évidences supplémentaires quant à une sédimentation de cette unité en milieu intertidal. Pour plus de détails concernant les conditions du milieu de déposition, voir Kerr 1984a.

iii- Unité 10 (Sh)

L'unité 10a se caractérise par une composition de plus de 80% de sable (ANNEXE E-5) et par un contenu en argile faible ($< 6\%$), tandis que le triage est très mauvais (-0.50). La couleur de cette unité est d'un gris brunâtre pâle (10 YR 6/2). Par endroit, une stratification horizontale comprend des lits de quelques millimètres d'épaisseur, riches en matière organique, surtout des brindilles de *Salix*. De plus, dans le bassin, de rares accumulations (Unité 10b) présentent un contenu en gravier plus important pouvant atteindre plus de 50% et n'ont pas été cartographiées.

La surface de l'unité 10a est inclinée vers le cours d'eau. Son épaisseur est difficile à déterminer.

directement mais par endroit, elle atteint près d'un mètre. Par contre, l'unité 10b est de forme conique et se situe au niveau des ruptures de pentes importantes dans le bassin. La surface conique des accumulations de l'unité 10b est fortement inclinée et actuellement entaillée par un cours d'eau.

La répartition spatiale de cette unité est très spécifique. Elle se retrouve en marge des cours d'eau actuels, principalement le long de la rivière Richardson. Cette unité se trouve également, à quelques endroits, à même les cours d'eau. Ces nombreux dépôts de sable et gravier de formes variables sont continuellement remodelés par les cours d'eau actuels.

L'unité 10a résulte d'une sédimentation fluviale que souligne sa distribution et sa morphologie. Une littérature exhaustive existe concernant les processus de mise en place de ces dépôts (REINECK et SINGH, 1980; MIALL, 1977, 1978). En ce qui a trait à l'unité 10b, sa morphologie est caractéristique des cônes alluviaux. Ceux-ci se forment dans les endroits où il y a un important changement dans la pente d'un cours d'eau, ce qui amène une sédimentation des sédiments et une action intermittente des cours d'eau. La déposition résulte d'une diminution de la profondeur et de la vitesse du cours d'eau amené par la dispersion de ce dernier à partir de l'apex et par l'infiltration de l'eau dans les débris non compacts (RUST, 1981).

iv- Unité 8b (Sm)

Cette unité distincte, généralement de couleur brunâtre (7.5 YR 4/2) est constituée de sable grossier d'apparence massive. Une description plus précise de la lithologie s'avère difficile car cette unité a été échantillonnée en août 1982 et vu le nombre important de coquillages marins retrouvés (*Macoma calcarea*), certains en position de vie, ils ont été soumis à la Commission Géologique du Canada pour fins de datation. Par conséquent, aucune analyse granulométrique n'a été effectuée, mais la présence de cette unité doit être soulignée.

La morphologie de cette accumulation unique est très uniforme, tandis que son épaisseur est en moyenne de 1.5 m. De forme légèrement arquée, ce dépôt se retrouve à 90 m a.n.m. sur une longueur de 3 km et une largeur d'à peine 4 m (carte hors texte).

L'homogénéité apparente du sédiment, la présence de coquillages marins, la forme et la distribution de l'unité 8b permettent de confirmer qu'il s'agit d'un dépôt de plage.

3.1.3 Le faciès sédimentaire silto-argileux (F).

Ce faciès est représenté par deux unités dans le bassin de la rivière Richardson, surtout dans sa partie septentrionale.

1- Unité 6 (Fm)

Dans l'unité 6, l'argile varie de 75 à 80% et atteint parfois aussi peu que 70%, ce qui représente alors une argile silteuse (ANNEXE D-1). Le pourcentage de sable et gravier varie de 5 à 15% (ANNEXE E-6). La couleur brun grisâtre (10 YR 5/2) de cette unité massive est uniforme.

La morphologie de cette unité est peu variable. La surface est dans l'ensemble relativement plane et parfois légèrement ondulée et uniformément recouverte de petites ostioles. Son épaisseur varie de 30 cm à l'ouest du bassin jusqu'à près de 30 m à l'embouchure de la rivière Richardson.

Spatialement, l'unité 6 couvre la partie nord du bassin, mis à part les fronts de cuestas. Elle se retrouve en surface aux endroits inférieurs à 170 m a.n.m. à l'est du bassin et à moins de 150 m a.n.m. à l'ouest de ce dernier (carte hors texte). Sur les revers de cuestas, où elle s'amincit, elle se caractérise par un contenu plus élevé de graviers et de cailloux.

Cette unité est interprétée comme résultant d'une sédimentation durant une période prolongée sans fluctuations importantes dans la nature et la quantité des sédiments (BOUMA, 1968). Ces conditions de calme relatif sur une période prolongée ne peuvent se rencontrer que dans une masse d'eau profonde. Etant donné la présence de micro-organismes et de coquillages marins dans ces dépôts, en plus de sa

position stratigraphique, on ne peut que conclure qu'il s'agit d'un dépôt dans la mer postglaciaire.

ii- Unité FL

La seconde unité de ce faciès se distingue, entre autres, du fait qu'elle n'est exposée que dans les coupes le long des rivières et de façon très irrégulière en surface. Puisqu'elle n'est présente en surface que très sporadiquement sur de très faibles étendues, elle n'a pas été cartographiée sous la limite marine. Cette unité a été observée dans des coupes jusqu'à 145 m a.n.m. à l'ouest du bassin. Elle se caractérise par une rythmicité nette et bien définie (Photo 10), contrairement aux rythmites de l'unité 6. Pour faciliter la description de cette unité, elle est divisée en deux sous-unités qui sont interstratifiées l'une à l'autre en doublets distincts. En général, l'épaisseur de chaque doublet diminue du bas vers le haut. Dans l'ensemble, cette unité est complètement dépourvue de toute trace de matière organique et de micro-organismes.

La sous-unité A se définit comme une argile et est composée à plus de 90% d'argile sans aucune trace de sable (ANNEXE E-7). De couleur brun foncé (7.5 YR 4/2), cette sous-unité est massive et le triage est moyen (-0.31). Le contact inférieur de celle-ci est graduel, tandis que le contact supérieur est très net et régulier.

D'un autre côté, la sous-unité B est une argile

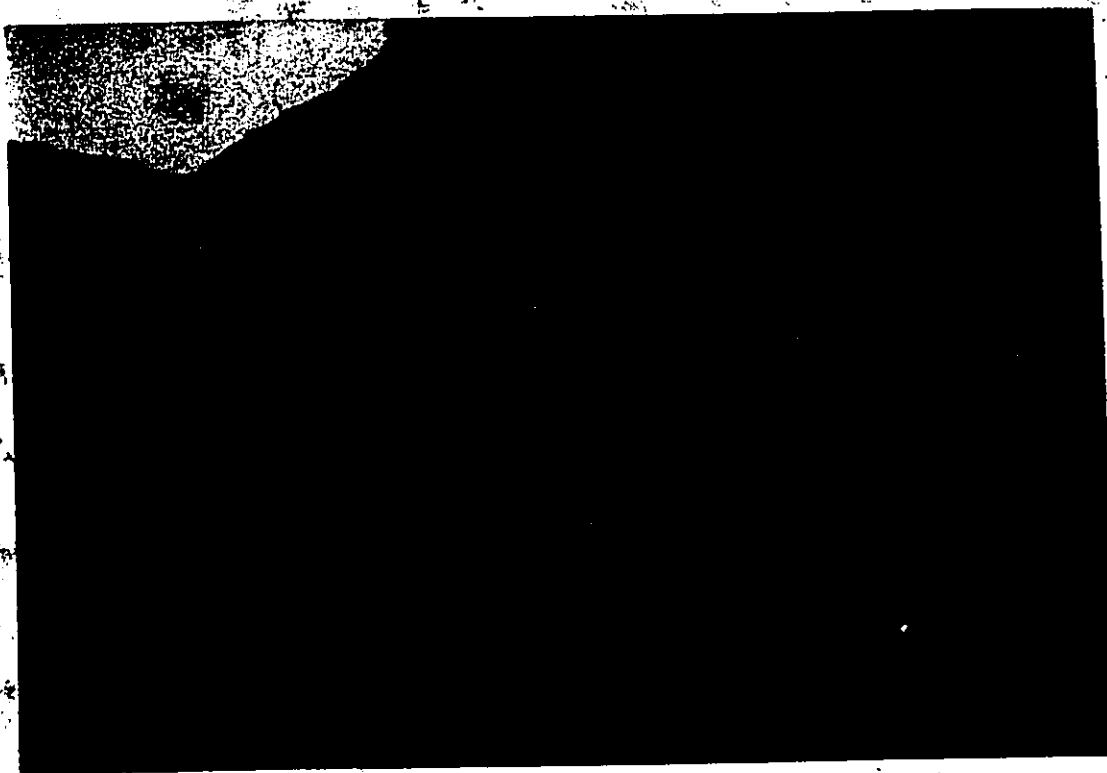


Photo 10: Épaisse séquence de rythmites glacio-lacustres le long de la rivière Richardson. Vue vers le nord-ouest.

siltueuse ou silt argileux composé en proportion presque égale de silt et d'argile sans trace de sable (ANNEXE E-8). De couleur gris rosâtre (7.5 YR 7/2), cette sous-unité présente un mauvais triage ($\phi = 0.36$). Le contact inférieur est très net et régulier et correspond au contact supérieur de la sous-unité A. D'un autre côté, le contact supérieur est graduel vers le haut s'intégrant progressivement à la sous-unité A. A l'intérieur de la sous-unité B, on note une fine stratification horizontale d'épaisseur variable (Photo 11) qui ne se distingue que par une variation de la proportion de silt et d'argile (REINECK et SINGH, 1980, p.105). A quelques rares endroits, on retrouve de minces lentilles (< 2 cm) discontinues de petits cailloux hétérogènes et arrondis qui interrompent la sédimentation de la sous-unité B.

Il est difficile de décrire la morphologie de cette unité (FL) car les rythmites bien distinctes n'ont pas été observées sur de grandes étendues continues en surface. Dans l'ensemble, elle est recouverte d'au moins quelques centimètres (30 cm) d'argile massive (Unité 6, cf. 3.1.3.1). Toutefois, l'épaisseur de l'unité atteint à certains endroits plus de 25 m.

Spatialement, on a observé cette unité principalement en coupe stratigraphique le long des rivières entre les altitudes de 30 m et 145 m a.n.m. Puisqu'elle n'a été observée qu'en bordure des rivières, il est difficile de déterminer son étendue précise. On peut toutefois supposer

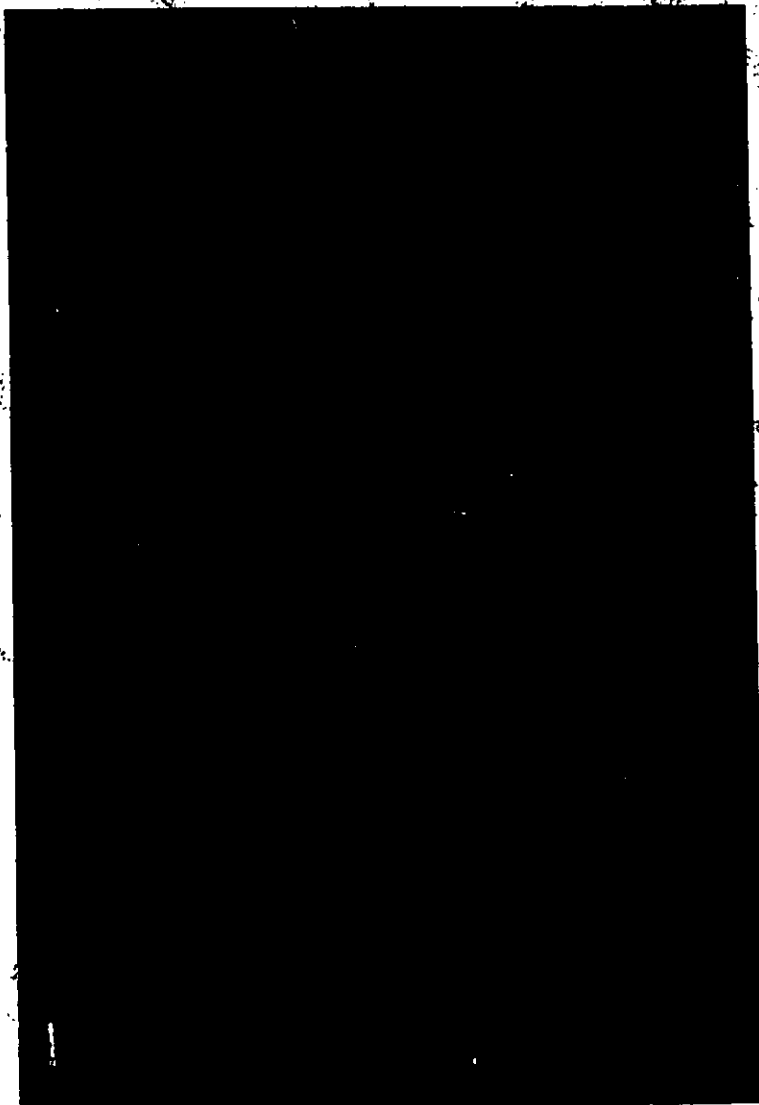


Photo 11: Vue détaillée d'une série de
finés laminations constituant la
couche estivale (pâle) des ryth-
mites glacio-lacustres.

qu'elle est continuée, au moins dans la partie ouest du bassin de la rivière Richardson.

Le mode de mise en place de cette unité résulte d'une variation répétitive de la fourniture des sédiments dans un environnement calme à une certaine distance de la source de sédiments. Les rythmites sont formées par un apport important de sédiments lors de la fonte de la glace durant les périodes plus chaudes. Le gravier et le sable grossier sont déposés en marge du bassin ou de la glace par des apports soudains et successifs de sédiments (REINECK et SINGH, 1980), tandis que les silts et les argiles sont transportés en suspension vers le centre du bassin. La fraction la plus grossière des sédiments en suspension (sable fin et silt grossier) est déposée rapidement et les argiles restent en suspension pour se sédimenter graduellement. Durant la période froide, lorsque l'apport en sédiments diminue considérablement, les argiles tapissent la fraction plus grossière. Le cycle se répète de saison en saison. La partie grossière (sous-unité B) des doublets présente de fines stratifications horizontales qui indiquent des fluctuations du taux de fourniture en sédiments et de l'alimentation par nuages successifs (GILBERT, 1973, 1975, 1982).

Une genèse glacio-lacustre est inférée pour ces rythmites pour plusieurs raisons autres que le contexte physiographique régional. D'abord, les rythmites se limitent

à la partie ouest du bassin et leur volume total nécessite la présence d'une source primaire et importante en sédiments, comme une masse de glace, qui empêche alors l'incursion de la mer dans le bassin. Deuxièmement, ces rythmites se retrouvent à moins de 5 m de la limite marine à l'ouest du bassin et l'absence de deltas ou de matériel plus grossier en amont élimine la possibilité d'une source fluviale de sédiments et suggère de plus qu'elles ont été mises en place en milieu profond. Troisièmement, les rythmites ne présentent aucune trace de micro-organismes ou de macro-fossiles marins. De plus, la haute concentration d'argile de la sous-unité A des doublets, suggère l'absence de floculation des argiles et par conséquent un milieu d'eau douce. En effet en milieu salin, la floculation des argiles aurait provoqué la formation d'agrégats englobant les silts (KRANCK, 1975), ce qui n'est pas le cas ici.

Puisque la formation de ces rythmites glacio-lacustres dépend directement des variations d'apport en sédiments fournis en majeure partie par la glace, et donc indirectement sous l'influence du climat, il est clair que les doublets sont représentatifs d'un cycle saisonnier, été et hiver. Par conséquent, il est possible de qualifier ces rythmites glacio-lacustres de varves. Le contexte régional, les évidences lithologiques, morphologiques et stratigraphiques sont présentées et discutées en détails au chapitre 4 (cf. 4.2.3),

3.1.4 Le faciès sédimentaire organique

1- Unité 12

Cette unité, bien que de nature variable, est surtout constituée de matière organique peu décomposée. De nombreuses brindilles de *Salix* et des parties d'insectes (KERR, 1984a) peuvent encore être identifiées. De couleur noir foncé, l'épaisseur de l'unité, dans l'ensemble du bassin, varie de 15 cm à 2 m, mais en moyenne elle est de 30 cm.

Ce tapis de débris végétaux recouvre des étendues relativement planes, et par endroit elle prend la forme de petites buttes de quelques mètres de diamètre. La structure de celles-ci est décrite à la section 4.5.7.

Spatialement, cette unité est constituée de nombreuses accumulations de tourbe, surtout dans les dépressions. En général, ces accumulations ont moins d'une dizaine de mètres carrés. On les retrouve en grande majorité dans la partie nord du bassin, associés aux dépôts fins. Les caractéristiques d'ensemble des tourbières sont élabrées au sein de la section 4.3.1.

La genèse de cette unité est contrôlée par de nombreux facteurs, dont le climat et la topographie. Plusieurs auteurs se sont attardés aux problèmes et conditions de genèse de ces accumulations de matière organique. Une description plus détaillée de la morphologie et de la genèse de cette unité, accompagnée de références, est présentée à la section 4.3.1.

3.2 LA STRATIGRAPHIE REGIONALE

La distribution spatiale des ensembles morpho-lithologiques décrits plus haut est représentée sur la carte des dépôts meubles (hors texte). Cette carte situe les unités dans l'espace et permet une première explication des relations des faciès sédimentaires entre eux. Cependant, la complexité de ces relations est telle qu'il est nécessaire de recourir à des coupes pour représenter la troisième dimension. Une série de coupes (Figure 14) illustre le rapport dans le sens vertical des différents sédiments les uns par rapport aux autres.

Le profil longitudinal de la rivière Richardson met en évidence d'autres relations stratigraphiques et spatiales qui sont brièvement soulignées. Finalement, une coupe transversale (N-S) du bassin de la rivière Richardson résume l'ensemble des relations stratigraphiques et spatiales qui existent entre les unités morpho-lithologiques du bassin.

3.2.1 Distribution des sédiments en séquence verticale

A la base des dépôts quaternaires se trouve le socle protérozoïque (BARAGAR et DONALDSON, 1973). Dans les endroits où se rencontrent les dépôts meubles (carte hors texte), le till (Unités 1a et 1b) repose directement sur la roche en place (Photo 12) et, par conséquent, forme la plus ancienne unité de dépôts meubles dans la région. Le contact entre ces unités et le socle est très net et irrégulier puisqu'il dépend entièrement de la configuration de la surface de la roche en place. Dans le bassin de la rivière Richardson, une autre

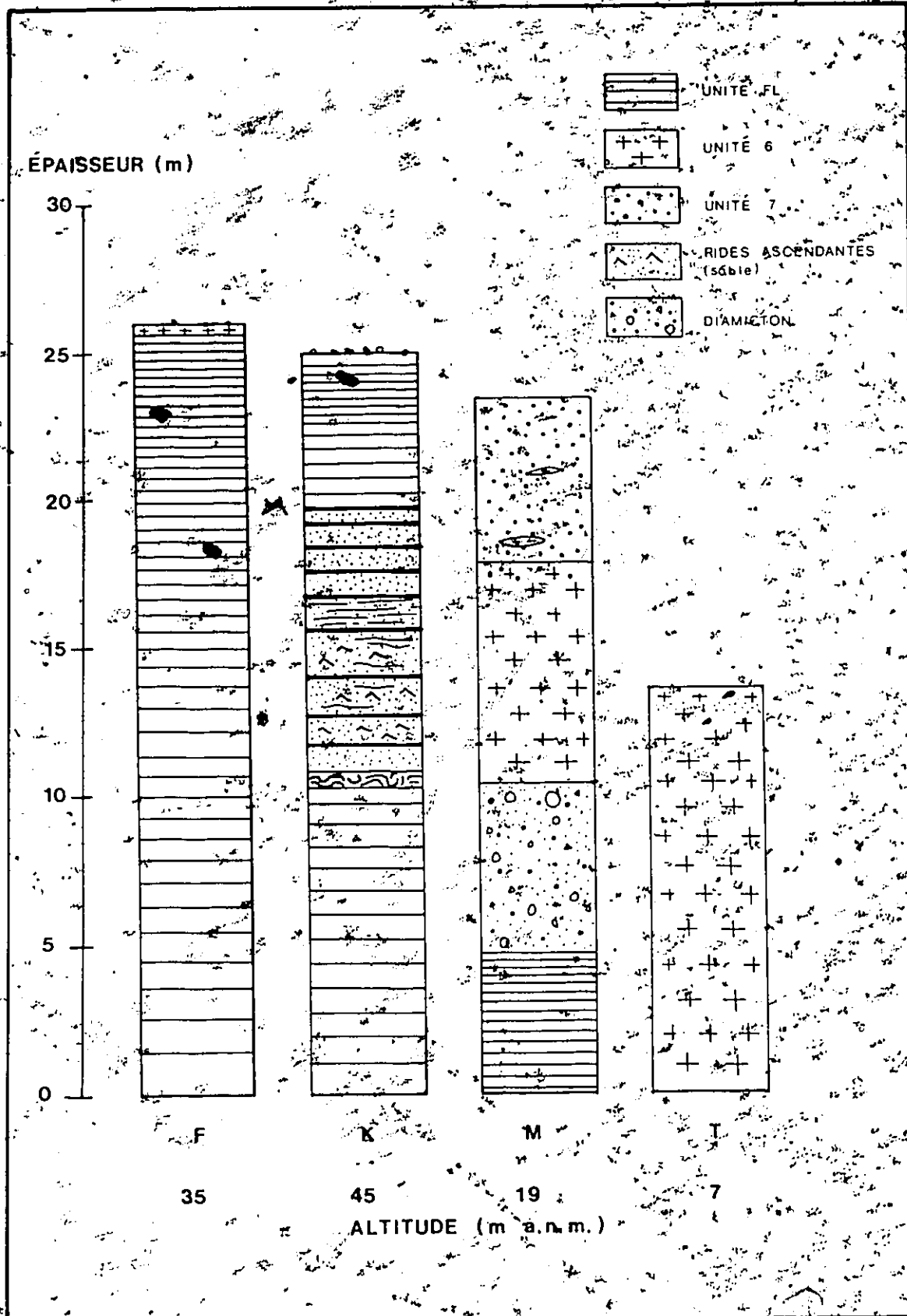


FIGURE 14: SÉRIE DE COUPES STRATIGRAPHIQUES REPRÉSENTATIVES.



Photo 12: Contact net entre la roche en place et le till
(Unité 1) dans le bassin de la rivière Richardson
T.N.-01. Vue vers le nord.

unité recouvre en partie le till. Cette unité de dépôts glacio-lacustres d'eau profonde (unité FL) s'observe dans plusieurs coupes le long de la rivière Richardson et de ses principaux affluents. Ces rythmites sont le plus souvent présentes jusqu'en marge de la rivière, tandis que dans le lit de cette dernière, il existe une concentration importante de cailloux et de blocs hétérogènes pouvant atteindre plus de 3 m de diamètre. D'un autre côté, dans la partie nord-est du bassin, aucune trace de cette unité silto-argileuse ou même du till n'est visible.

Pour leur part, les dépôts glacio-lacustres sableux (Unité 4) recouvrent également le till, mais uniquement dans la partie centre-ouest du bassin (carte hors texte). La surface est parfois interrompue par la présence de dépôts fluvio-glaciaires (Unité 3) qui la traversent et par les sommets des formes drumlinoides de l'unité 1b. Le contact entre le till et ces dépôts glacio-lacustres sableux n'a pas été repéré en coupe verticale, mais on remarque encore une fois le long des cours d'eau et sur les versants des formes fuselées, des concentrations de blocs hétérogènes qui suggèrent l'existence de cette relation stratigraphique.

Les nombreuses dépressions topographiques de l'unité 4 sont pour la plupart occupées par des accumulations de matière organique (Unité 12). Par ailleurs, toujours associés en surface à cette unité de dépôts glacio-lacustres

sableux, des deltas (Unité 5) sont particulièrement évidents à la limite sud de l'unité 4 contre le haut plateau. Le contact entre ces deux unités est graduel et souvent difficile à définir. Cette relation stratigraphique est limitée dans l'espace étant donné la répartition des deltas (carte hors texte).

Au nord du bassin, des dépôts marins sub-littoraux (Unité 6) recouvrent presque entièrement l'ensemble des dépôts glacio-lacustres qui sont exposés principalement le long de la rivière Richardson. Le contact entre ces deux unités est très net et irrégulier (Photo 13). Au nord-est du bassin, la base des dépôts marins (Unité 6) ne s'observe pas en séquence verticale. Par contre, à ce même endroit, en bordure de la rivière Richardson, le contact supérieur de cette dernière progresse graduellement vers une unité marine intertidale plus sableuse (Unité 7) qui se retrouve en surface (carte hors texte).

De grandes étendues de la surface des dépôts marins (Unités 6 et 7) sont recouvertes de tourbières (Unité 12) (carte hors texte). A d'autres endroits, des dépôts de plages (Unités 8a et 8b) d'étendue très limitée reposent sur les dépôts marins (Unité 6) (carte hors texte). Le contact entre ces unités n'a toutefois pas été observé en coupe. De plus, vers la limite sud, les dépôts marins sont recouverts par des deltas (Unité 9) (carte hors texte). Le contact qui

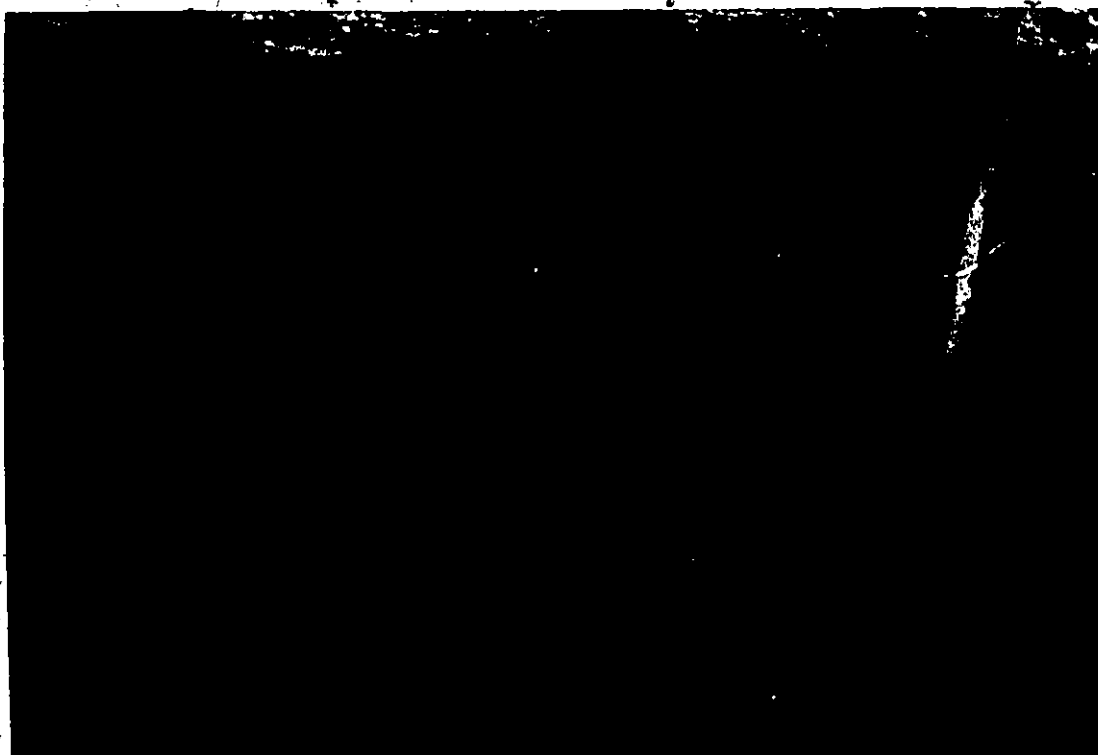


Photo 13: Contact net et irrégulier entre les rythmites glacio-lacustres (base) et les argiles massives marines (sommet). Vue vers le sud.

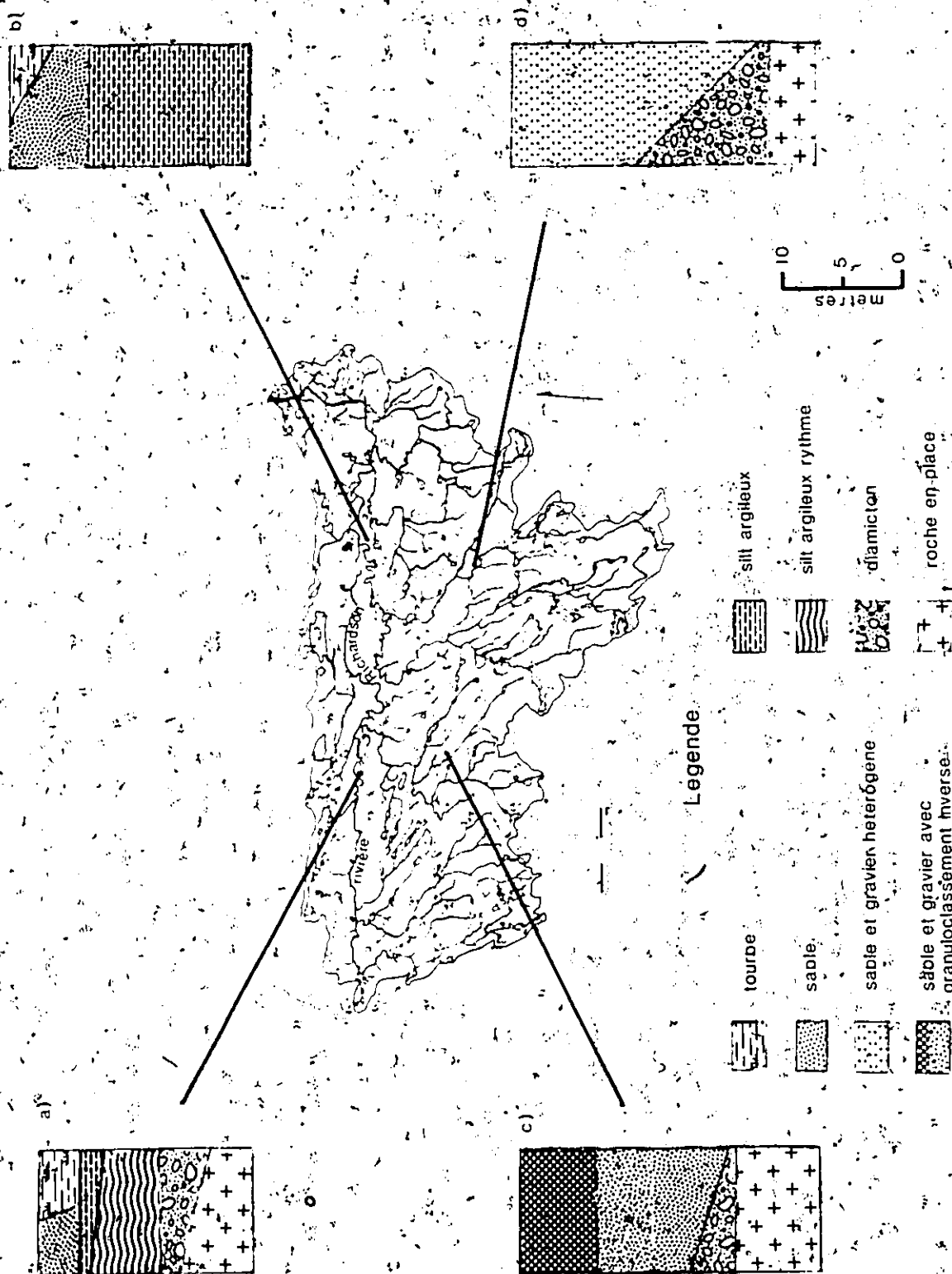
sépare la base des deltas et les dépôts marins sub-littoraux est graduel et également difficile à préciser.

En ce qui a trait à la distribution des alluvions modernes (Unité 10) (carte hors texte), elles reposent préférentiellement en surface des dépôts marins. Elles se retrouvent surtout en marge des cours d'eau actuels importants et leurs distributions évoluent d'une année à l'autre. Toutefois, elles ne sont présentes qu'à l'aval d'une importante source de sable. Finalement, ces alluvions se retrouvent en surface de façon discontinue et recouvrent le till au sud du bassin (carte hors texte) et au nord du bassin elles se retrouvent associées aux dépôts marins (carte hors texte).

Étant donné l'étendue considérable de la région à l'étude et les importantes variations altitudinales et de l'épaisseur de dépôts meubles à l'intérieur des limites du bassin de la rivière Richardson, il est impossible d'observer une séquence stratigraphique complète à un endroit précis. Pour cette raison, les coupes composites régionales de la figure 15, permettent de simplifier les différentes relations stratigraphiques qui existent à travers le bassin.

Dans le but de résumer l'ensemble des interrelations stratigraphiques et spatiales des unités morpho-lithologiques présentes dans le bassin de la rivière Richardson, un schéma stratigraphique a été élaboré (Figure 16). Il est évidemment impossible de représenter l'ensemble de ces relations

FIGURE 15 , COUPES COMPOSITES REGIONALES



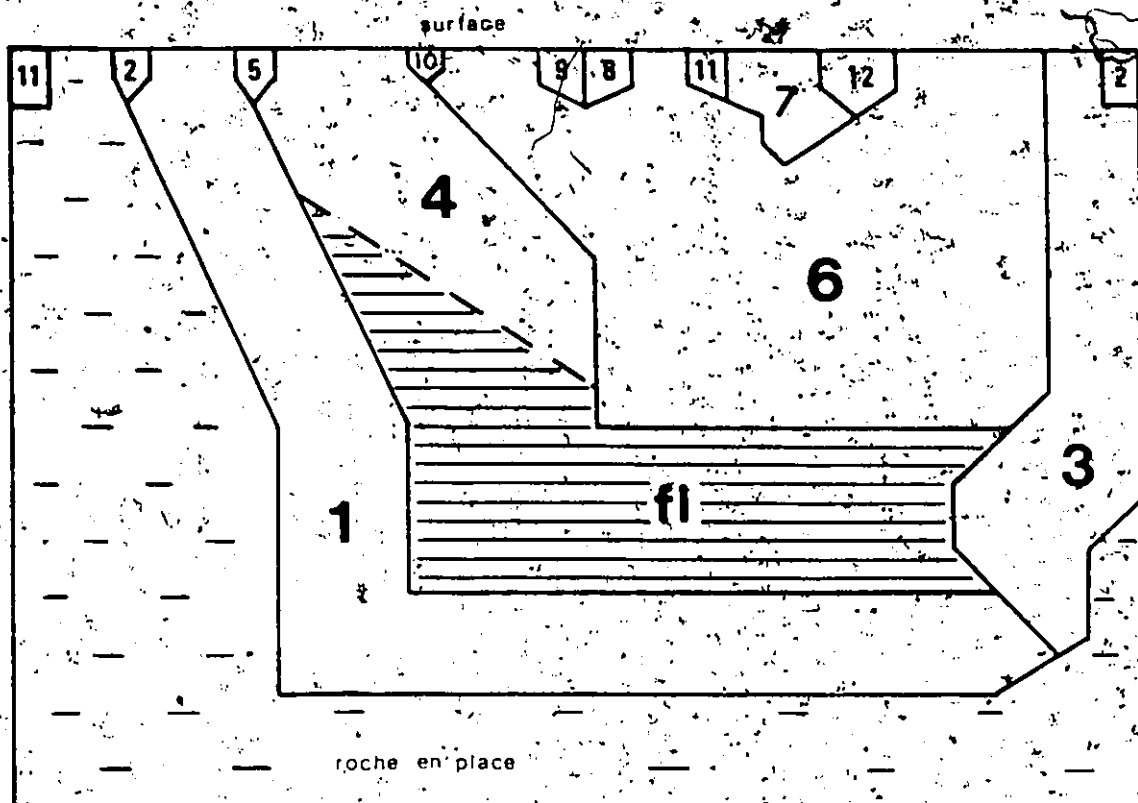


FIGURE 16. SCHÉMA STRATIGRAPHIQUE DES UNITÉS DU BASSIN DE LA RIVIÈRE RICHARDSON.

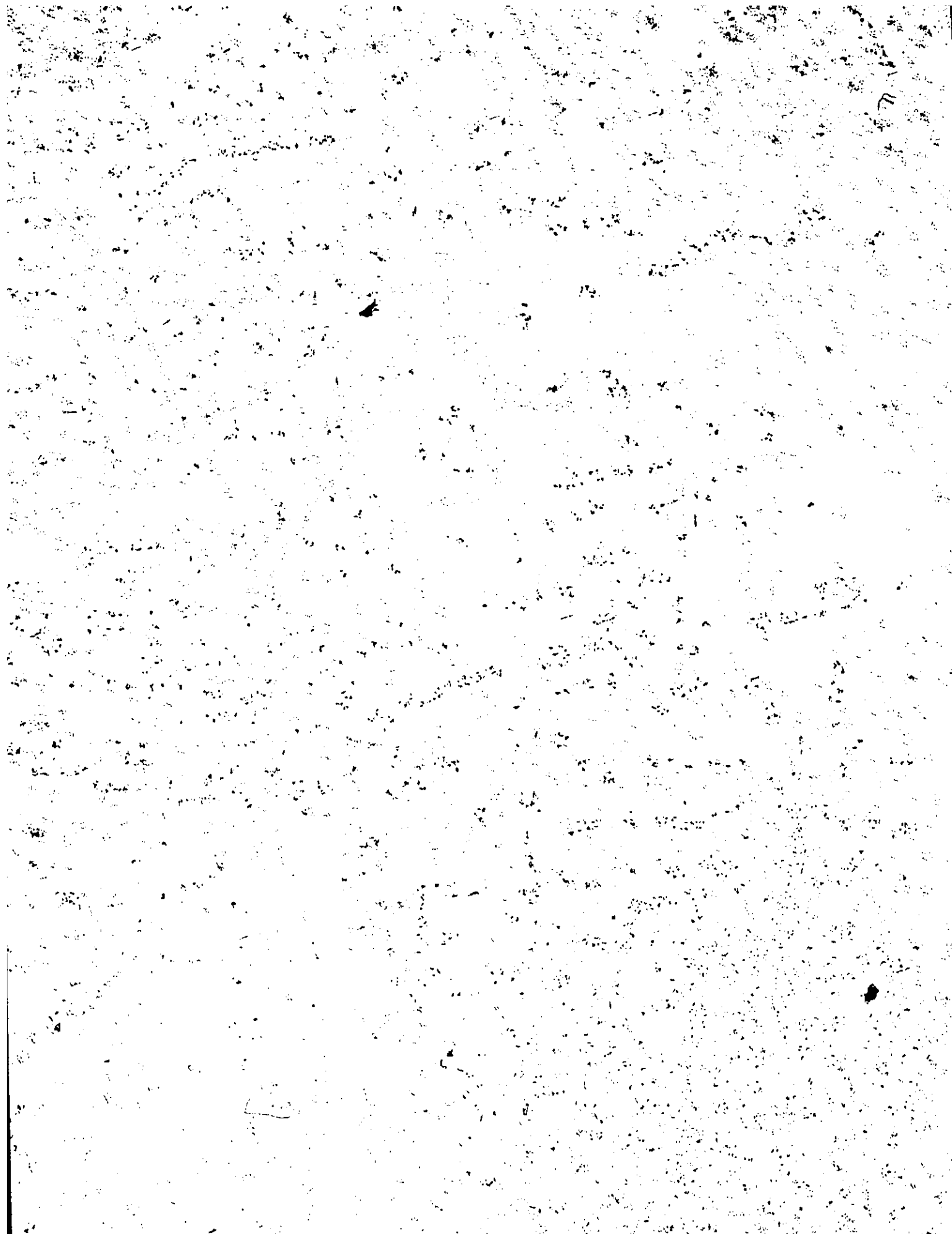
- | | |
|---|---------------------------------------|
| 1 Dépôts morainiques | 8 Dépôts marins littoraux |
| 2 Dépôts morainiques et fluvioglaciers | 9 Dépôts marins deltaïques |
| 3 Dépôts fluvioglaciers | 10 Dépôts fluviaux |
| 4 Dépôts glacio-lacustres sub-littoraux | 11 Dépôts gravitaires |
| 5 Dépôts glacio-lacustres deltaïques | 12 Dépôts organiques |
| 6 Dépôts marins silto-argileux | FL Dépôts glacio-lacustres rythmiques |
| 7 Dépôts marins sableux | |

à une échelle définie ou en respectant les variations altitudinales, mais ce schéma offre tout de même une vue globale des diverses interrelations.

A l'exception des rythmites, toutes les unités qui figurent dans le schéma stratigraphique (Figure 16) affleurent sur des étendues plus ou moins importantes. Les lignes verticales indiquent une relation spatiale entre les unités adjacentes, tandis que les lignes obliques et horizontales représentent une relation stratigraphique entre les unités respectives. La ligne pointillée indique une variation lithologique graduelle résultant des diverses conditions de déposition d'un même faciès environnemental.

3.2.2 Le profil longitudinal de la rivière Richardson

Le profil longitudinal de la figure 17 permet d'établir certaines relations stratigraphiques additionnelles. La localisation des diverses coupes représentées sur le profil est précisée à la figure 12. Il est à noter que les légères variations de l'altitude de la base des coupes de la figure 17 résulte d'un pourcentage d'erreur lié à l'estimation de l'altitude à partir des cartes topographiques à l'échelle de 1:50,000, avec un interval de contour de 10 m.



1 OF/DE

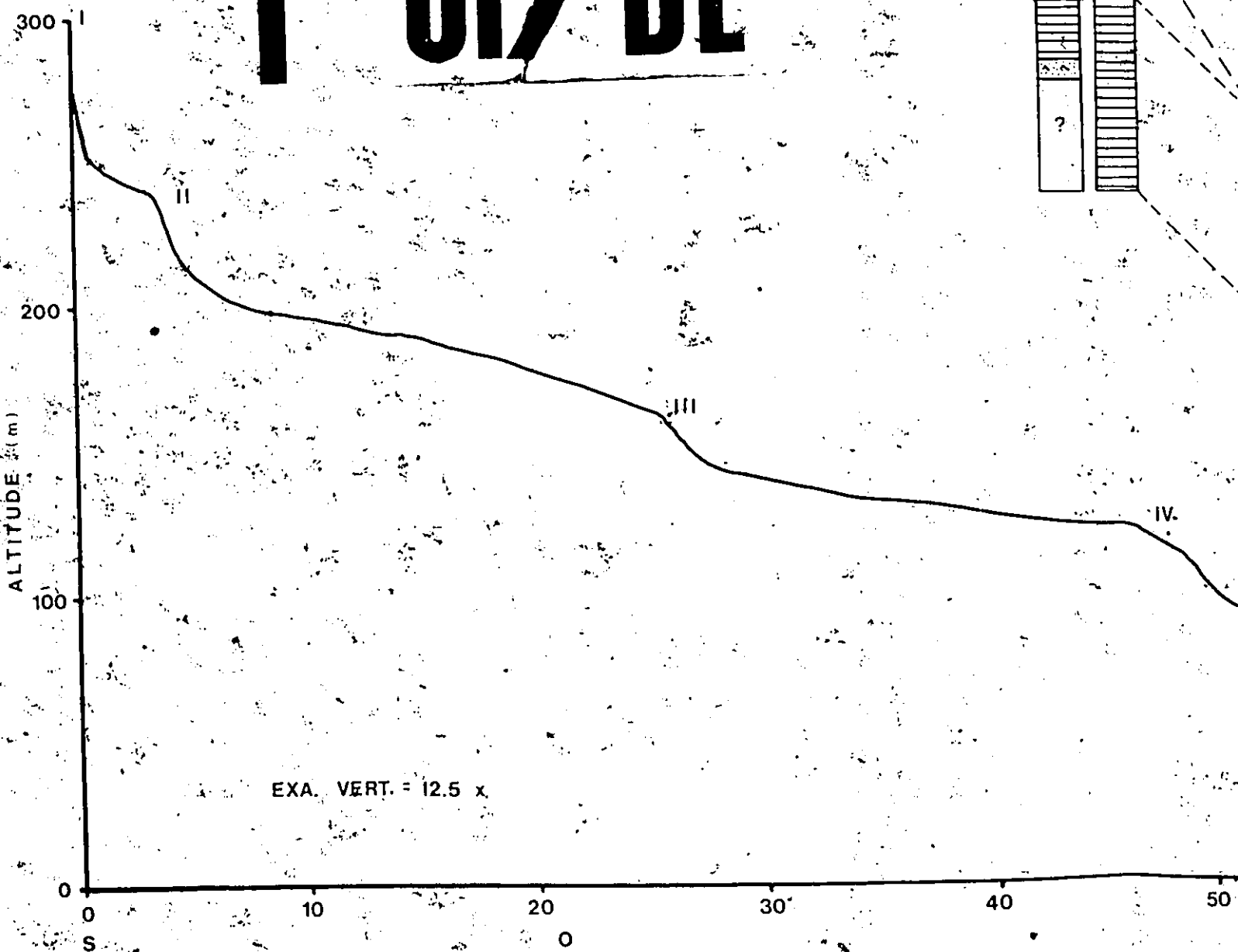


FIGURE 17: PROFIL LONGITUDINAL DE LA RIVIÈRE RICHARDSON, T.N.-O.

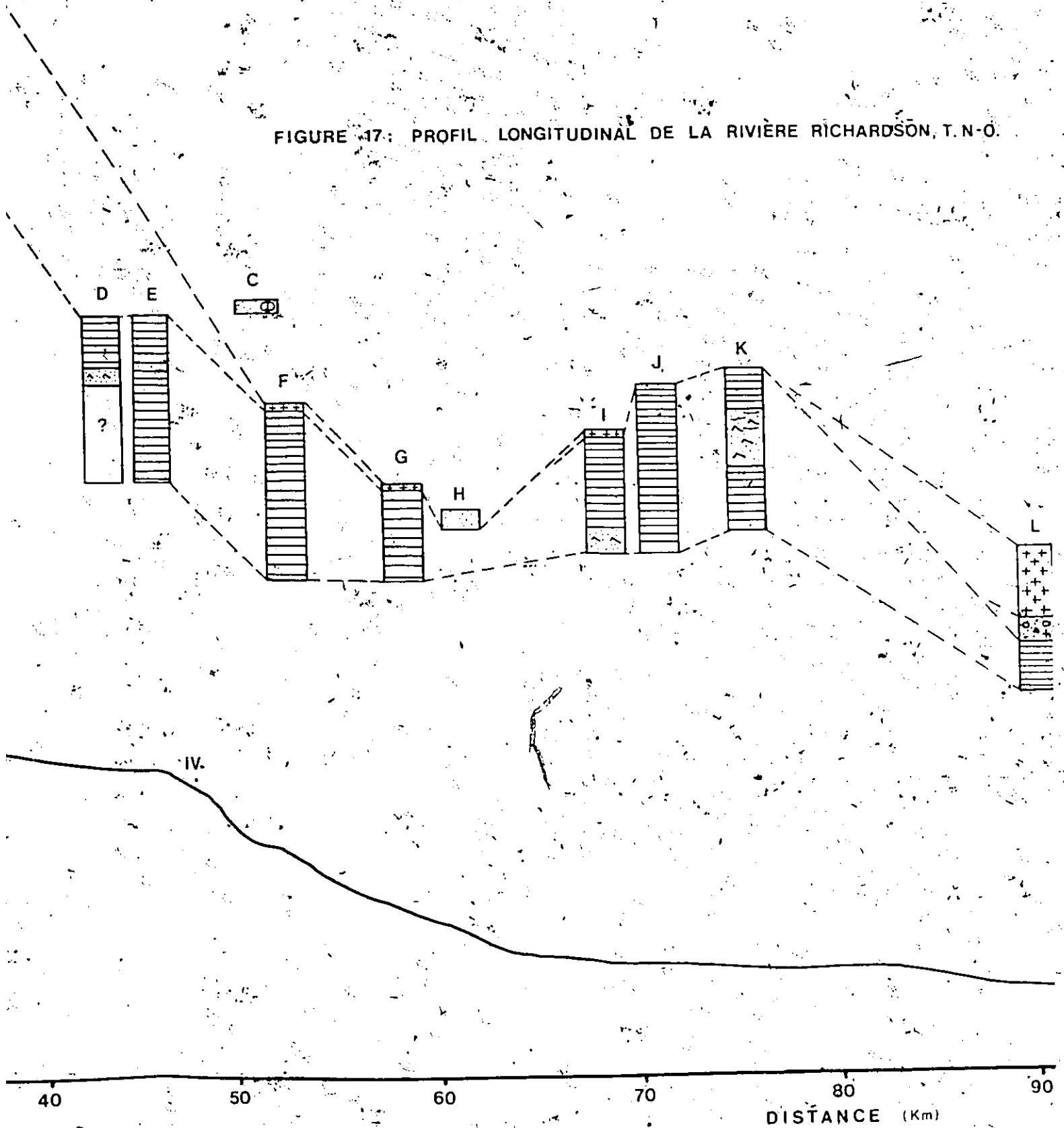
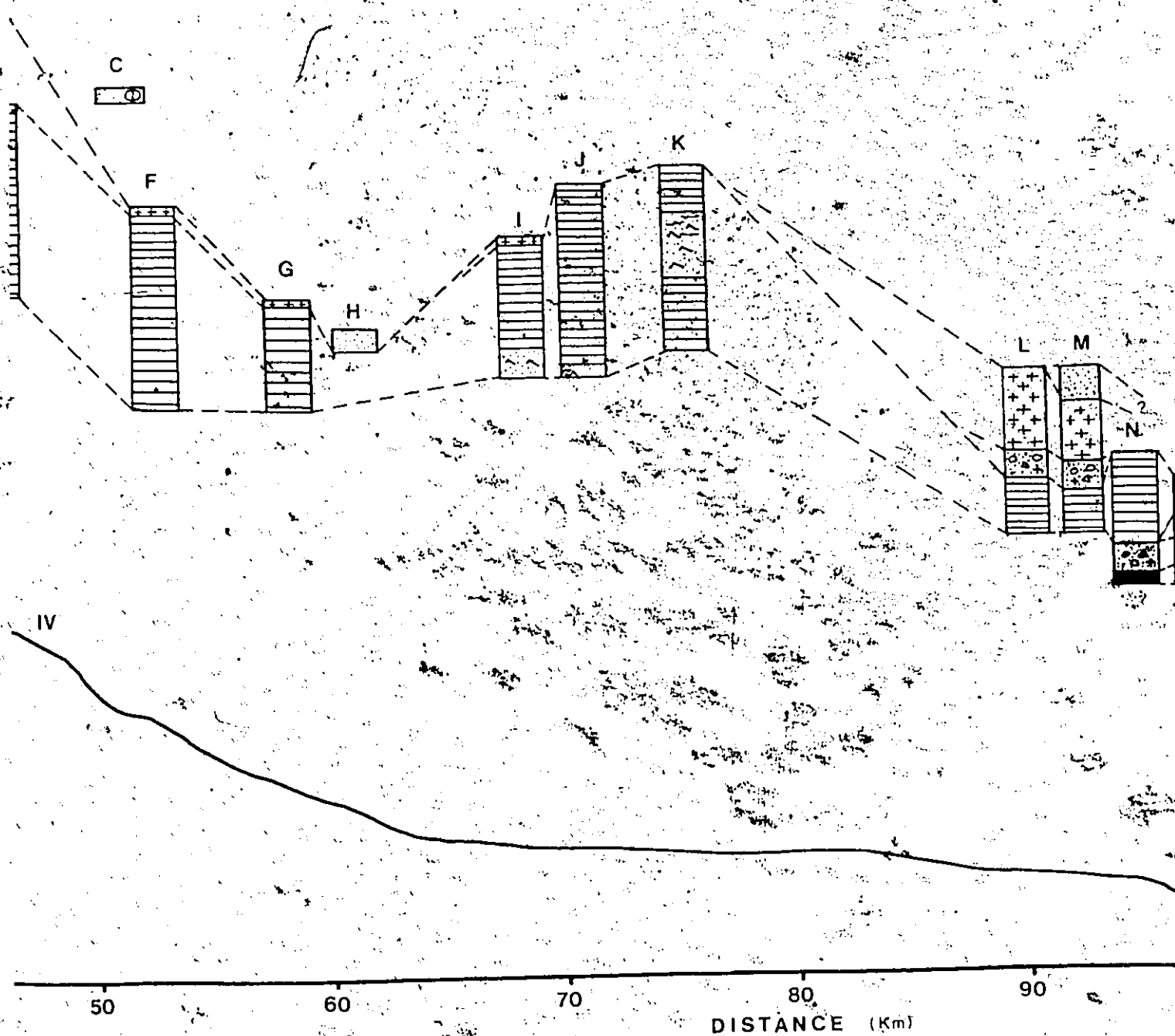
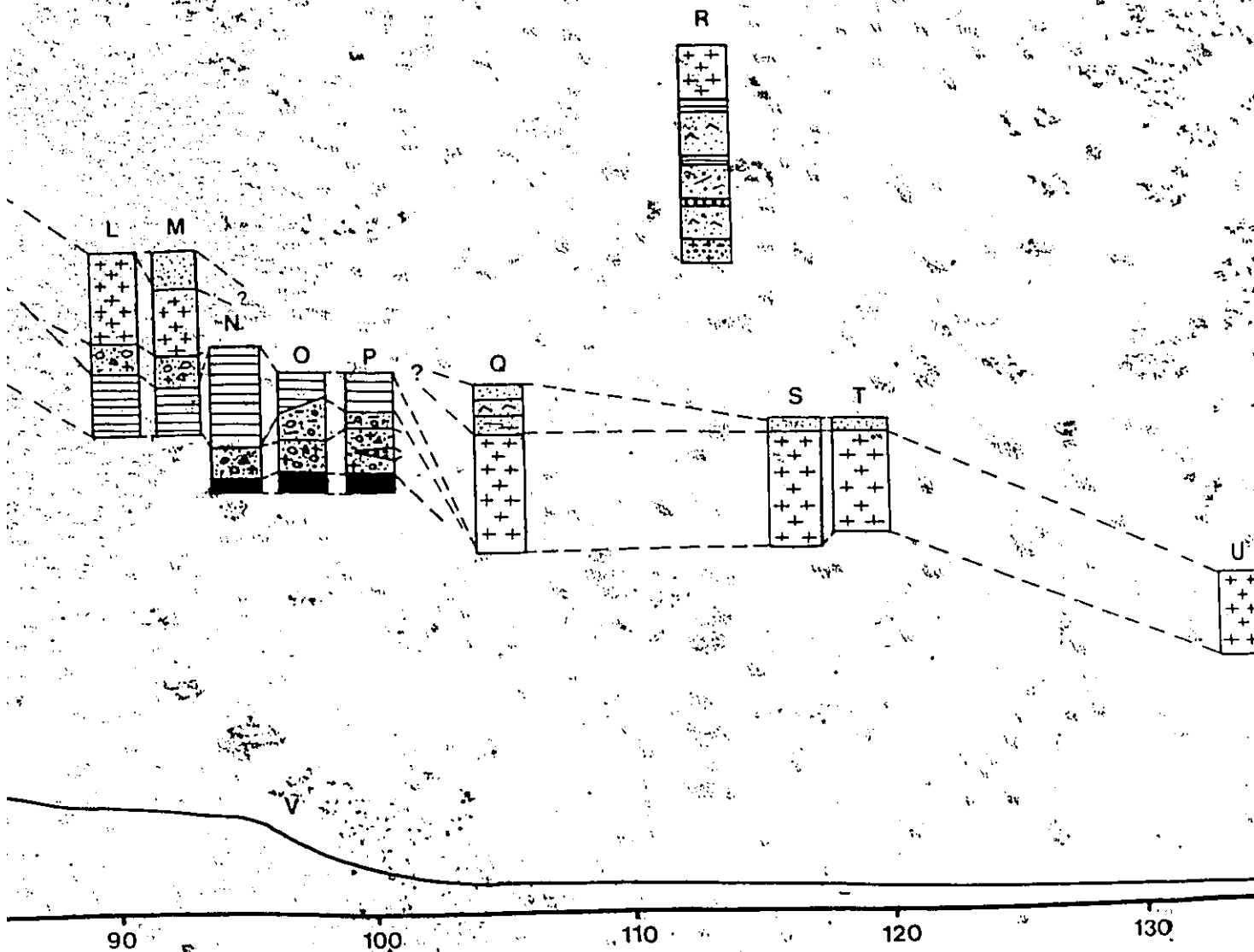


FIGURE 17: PROFIL LONGITUDINAL DE LA RIVIERE RICHARDSON, T.N-O.

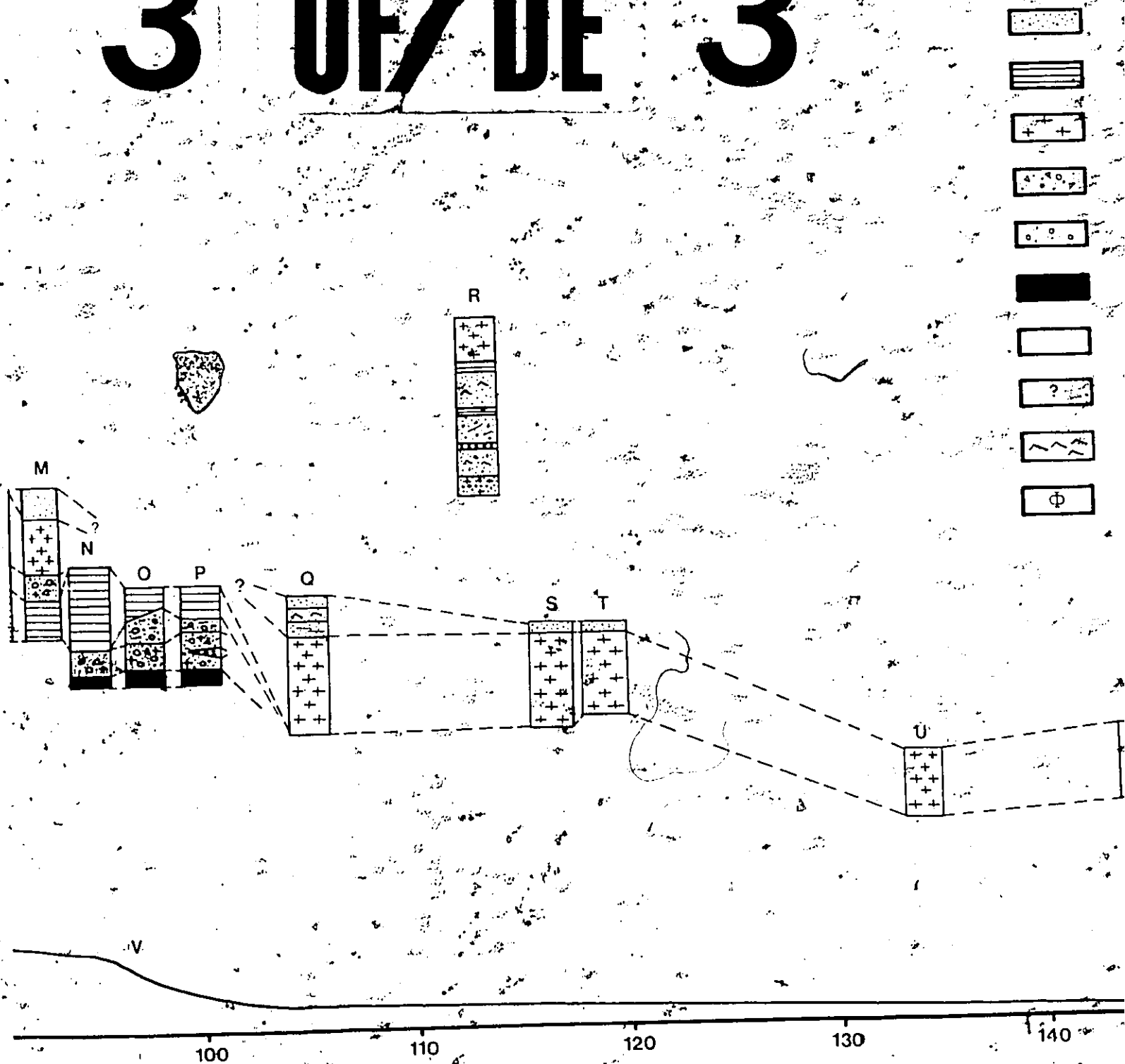


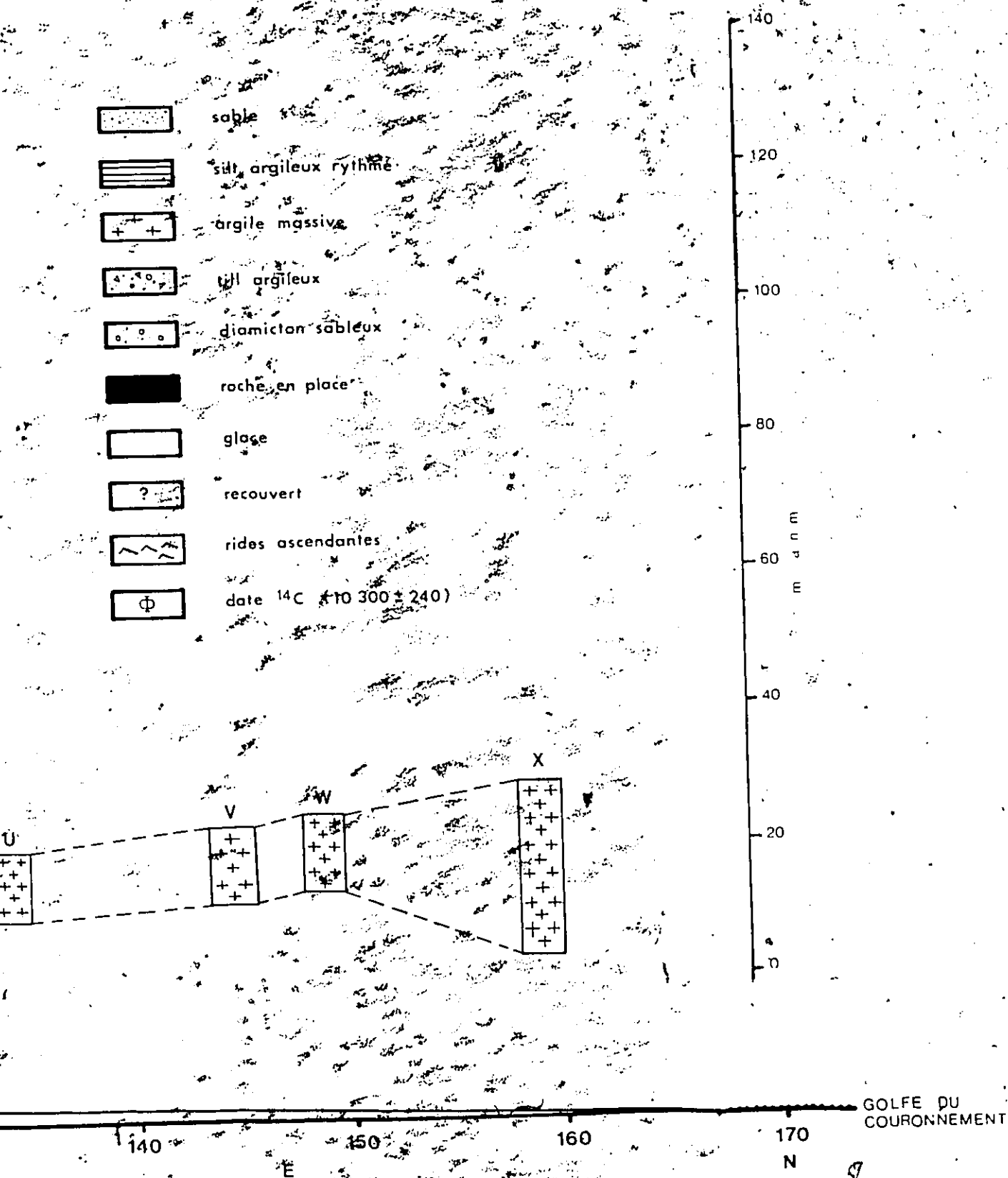
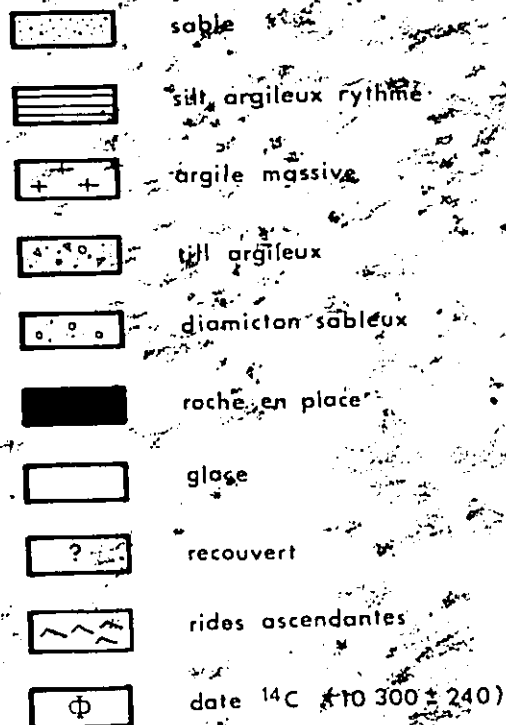
N-O.

2 OF DE



3 OF/DE 3




 GOLFE DU
 COURONNEMENT

Le profil longitudinal est constitué de cinq paliers majeurs qui se succèdent de la source à l'embouchure de la rivière. Leur longueur respective augmente progressivement vers l'aval et l'origine de chacun de ceux-ci correspond aux kilomètres 0, 3, 25, 48 et 95 depuis la source de la rivière Richardson. Ces irrégularités dans le profil de la rivière ne correspondent pas nécessairement à des affleurements de roche en place. La plupart résultent d'une concentration de blocs hétérométriques correspondant à des affleurements de till exposés par l'encaissement de la rivière Richardson à travers les dépôts marins (cf. 3.1.3). Seul le dernier palier (V) à 95 km de la source, marque une érosion régressive freinée par la présence du socle protérozoïque.

Les coupes associées au plus important palier (V) du profil, en aval de la rivière, ne révèlent qu'une unité argileuse massive (cf. 3.1.3) atteignant jusqu'à 30 m d'épaisseur. À proximité du point d'inflexion du palier (V) (Figure 17) apparaît en surface l'unité marine sableuse intertidale (Unité 7). La coupe R (Figure 17) se retrouve à 5 km au sud de la rivière Richardson le long d'un affluent sans nom (Figure 12) de la Richardson. Ses caractéristiques stratigraphiques s'associent plutôt aux coupes du palier IV (Figure 17) du profil longitudinal, étant donné son altitude plus importante.

Par ailleurs, sur le terrain, on remarque que l'eau de la rivière Richardson est très trouble et que son lit n'est constitué que de sédiments fins sur les derniers 70 km de son parcours.

Les épaisseurs les plus importantes des dépôts marins se rencontrent dans ce dernier palier (V) du profil longitudinal de la rivière Richardson. L'encaissement de la rivière dans ces sédiments est contrôlée par un niveau de base (la mer) qui s'abaisse graduellement, sans aucune trace de terrasses le long de la rivière Richardson. Dans l'ensemble, la rive érodée des méandres présente une pente sub-verticale et régulière. D'autre part, la rive d'accrétion du côté concave des méandres est formée d'une pente plus faible, mais également très régulière.

Les coupes N, O et P se trouvent au point de rencontre des paliers IV et V (Figure 17). Dans celles-ci, la roche en place affleure à la base, tandis que le till repose sur cette dernière. Comme le suggèrent les coupes O et P, quelques lentilles d'un diamicton sableux à faible contenu argileux (KERR et MERCIER, 1985) apparaissent à travers le till ou encore, le recouvrent. C'est à partir de cet endroit, vers l'amont, que sont exposées les premières rythmites silto-argileuses.

Les coupes associées au palier IV (Figure 17) du profil, sont plus variables et riches en informations

quant à la séquence des événements postglaciaires. Les coupes de F à P inclusivement (Figure 17) mettent en évidence d'importantes épaisseurs (jusqu'à 26 m) de rythmites glacio-lacustres qui sont par endroits entrecoupées d'une unité plus sableuse ou encore d'un diamicton.

Une unité de sable fin à moyen qui présente des rides ascendantes (*climbing ripples*) (Photo 14) se retrouve à la base (Figure 17, coupe I) ou entre deux unités silto-argileuses rythmées (Figure 17, coupe K) de façon ubiquiste dans les coupes à l'ouest du bassin. L'orientation respective de ces rides, à l'échelle du bassin, représente une convexité vers l'ouest et, par conséquent, suggère l'existence d'une source à l'est et d'un transport de l'est vers l'ouest. L'altitude à laquelle se trouvent ces unités sableuses varie d'une coupe à l'autre, donc la corrélation spatiale de ces couches est impossible et suggère que les processus de mise en place de cette unité sont temporellement indépendants. La genèse de cette unité est interprétée comme résultant d'un apport de sédiments fluvio-glaciaires dans un lac glaciaire (SHAW, 1977; POWELL, 1981, p.131; KERR et MÉRCIER, 1985). L'unité de sable avec les rides ascendantes représente la partie distale de cônes sub-aquatiques, tandis que le changement latéral de faciès ne peut être retracé de façon continue à cause du tracé des méandres de la rivière Richardson et de ses affluents.

La présence de lentilles d'un diamicton

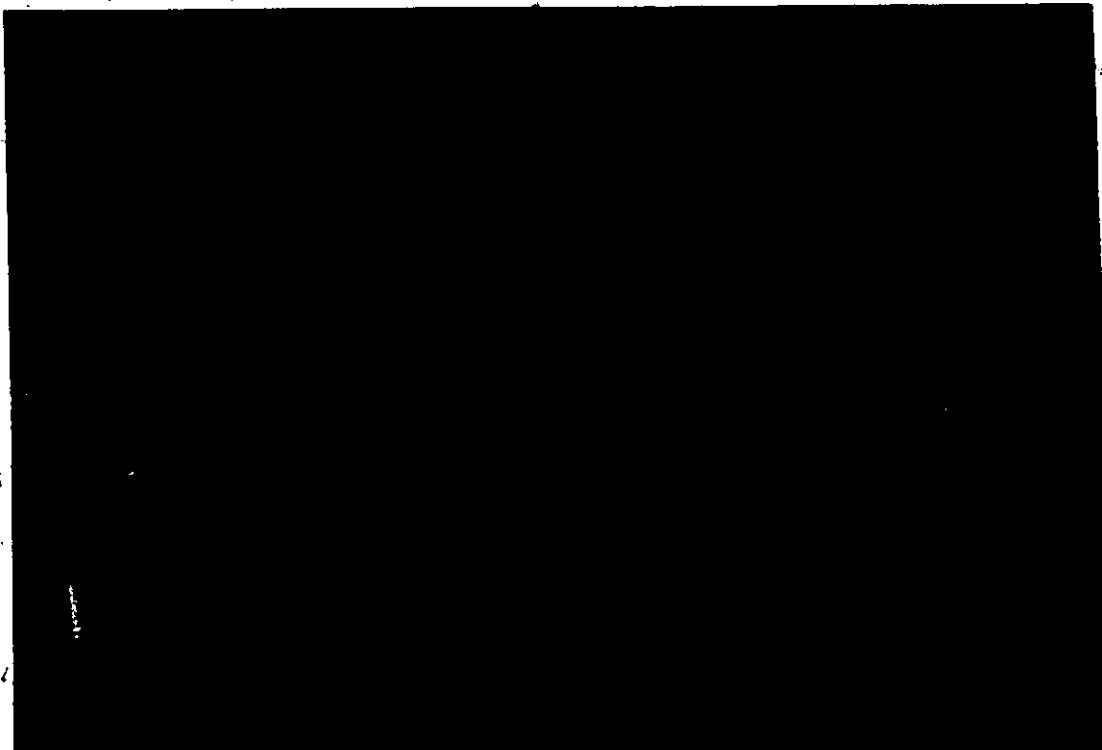


Photo 14: Rides ascendantes présentes dans de nombreuses
coupes à l'ouest du bassin de la rivière
Richardson, T.N.-O.

sableux et d'un till est notable. Le contact inférieur du till dans la coupe M (Figure 17) est net et régulier, mais aucune déformation n'est apparente dans les rythmites sous-jacentes, suggérant qu'il n'y a pas eu de recouvrement directe par la glace (SHILTS, 1981). Comme le front du glacier aboutissait dans une masse d'eau, soit que le lobe glaciaire flottait sur une certaine distance en retrait du front (ORHEIM et ELVERHØI, 1981), ou que la base n'était appuyée que sur quelques saillis du relief rocheux. La mise en place de ce diamicton résulte probablement d'une sédimentation résultant de la fonte de la base du glacier sur les rythmites durant la phase de régression ou encore lors d'une ré-avancée limitée (Figure 18).

La présence de lentilles de diamicton plus sableux avec une stratification mal définie et une gradation décroissante vers le sommet suggère une mise en place dans l'eau précédant une accumulation de till (Figure 17, coupes O et P). La présence de cette unité peut s'expliquer de trois façons: par un apport à partir de raflages de glace, lors du vélage du front glaciaire, par le glissement d'un till semi-fluide à partir du glacier lors d'une légère ré-avancée. Lors de la reprise du retrait glaciaire, la sédimentation de silt et d'argile dans le lac glaciaire permet la mise en place d'une nouvelle série de rythmites. Une discussion plus détaillée des structures sédimentaires, et des résultats des analyses chimiques et microscopiques

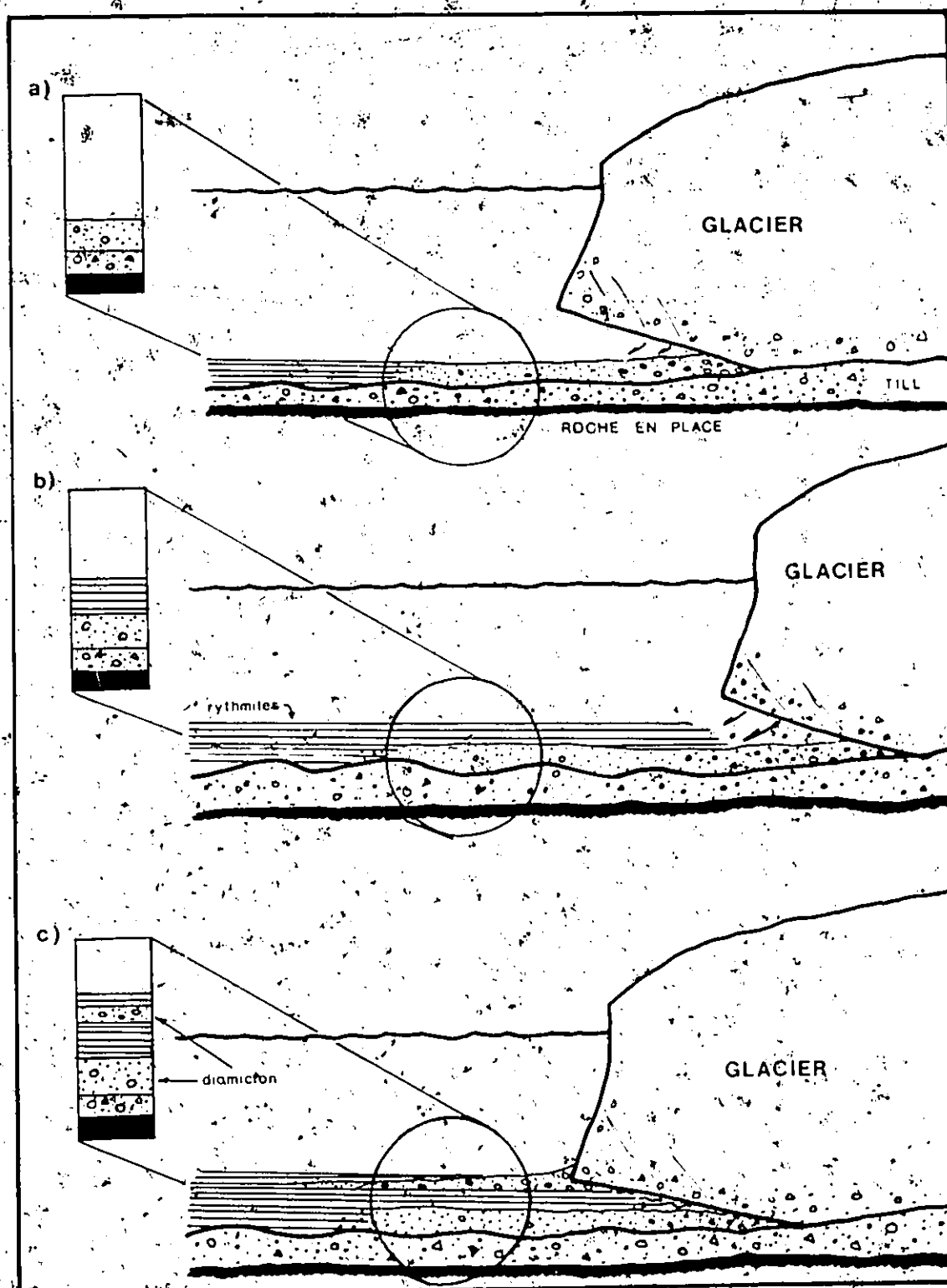


FIGURE 18: MODÈLE DE MISE EN PLACE D'UN DIAMICTON À LA BASE DU GLACIER.

n'est pas incluse, car ces aspects font partie intégrante d'une étude stratigraphique détaillée des unités lithologiques du bassin de la rivière Richardson présentement en cours (KERR, en progrès).

Dans le palier III (Figure 17) du profil, qui se trouve entre les kilomètres 25 et 48, la presque totalité des coupes exposent les rythmites silto-argileuses recouverte d'une épaisseur variable d'argile fossilifère (1 cm à 1 m).

Finalement, les deux premiers paliers (I et II) du profil de la rivière Richardson ne présentent aucune coupe bien exposée. La rivière s'écoule sur un lit de blocs hétérogènes et hétérométriques depuis sa source sur une distance de 95 kilomètres, où l'eau est relativement claire.

3.2.3 Synthèse stratigraphique régionale

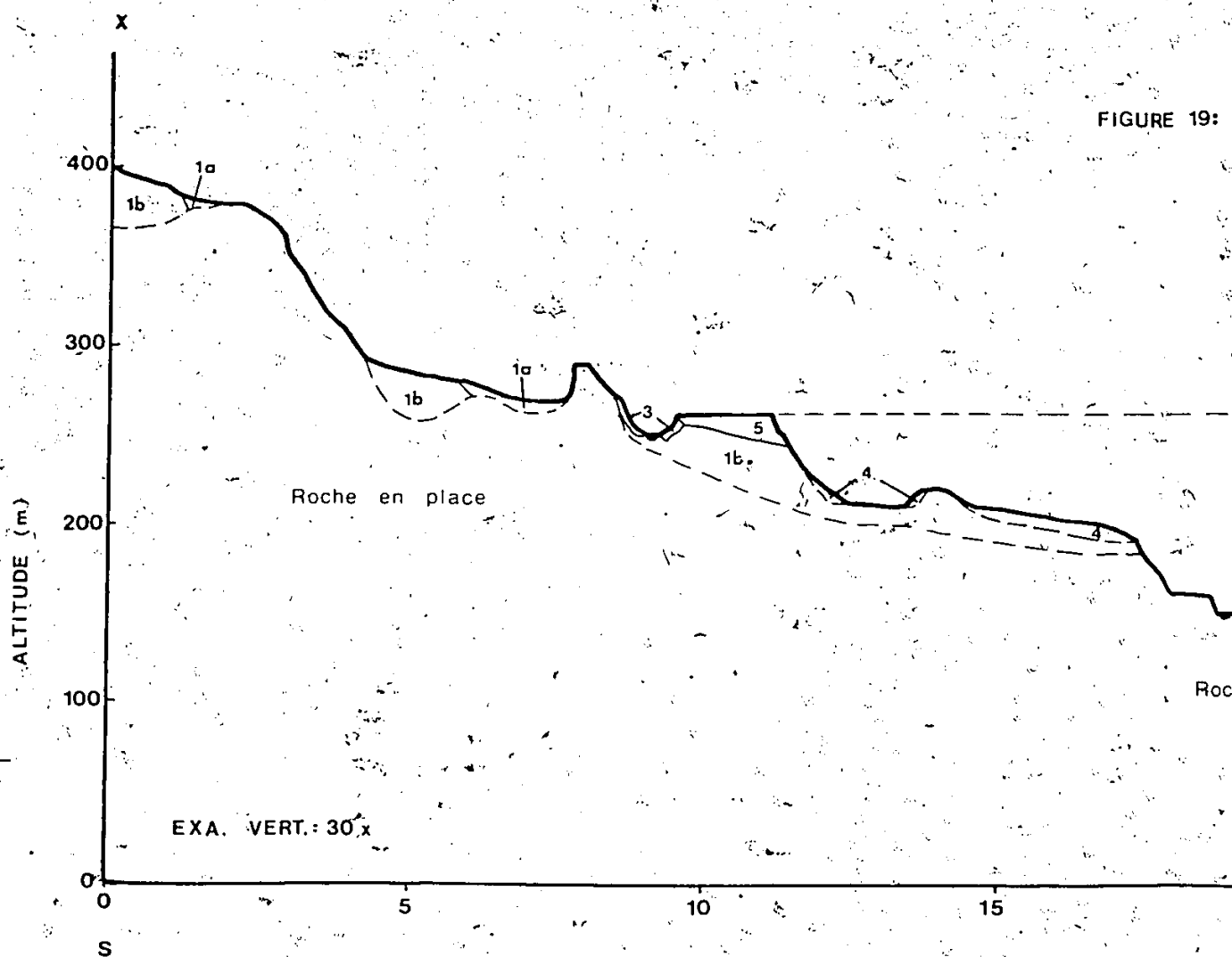
Dans cette synthèse régionale, il s'agit simplement de mettre en évidence les relations stratigraphiques importantes et/ou particulières qui ont une signification à l'échelle régionale. Par la suite, l'intégration de ces observations stratigraphiques et de la répartition spatiale des unités morpho-lithologiques dans une séquence temporelle fera l'objet du chapitre suivant.

D'abord, il existe une nette ségrégation géographique des principales unités silto-argileuses. Dans la partie ouest du bassin on retrouve les rythmites silto-argileuses, tandis que les dépôts d'argile massive occupent surtout la partie est du bassin (Figure 17). Au centre du bassin, ces deux unités de sédiments fins se recouvrent, soit les dépôts marins qui recouvrent les rythmites glacio-lacustres. Elles sont par contre séparées l'une de l'autre, en séquence verticale, par un diamicton sableux discuté précédemment.

De plus, la présence de quelques dépôts de plages (Figure 17, coupes C et H) dans le bassin prend une importance à l'échelle régionale surtout du fait de l'existence de coquillages en position de vie. Un âge radiométrique sur ces coquillages (*Macoma calcaria*) a donné un âge de $10,300 \pm 240$ années A.A. (GSC-3663).

Finalement, la coupe transversale de la figure 19 présente une vue globale des relations stratigraphiques et spatiales qui existent entre les unités morpho-lithologiques du bassin de la rivière Richardson. Cette figure représente la topographie et la répartition spatiale des unités morpho-lithologiques. Les relations stratigraphiques suggérées sont tracées d'après l'information précédemment discutée ainsi qu'à l'aide de nombreuses observations sur le terrain.

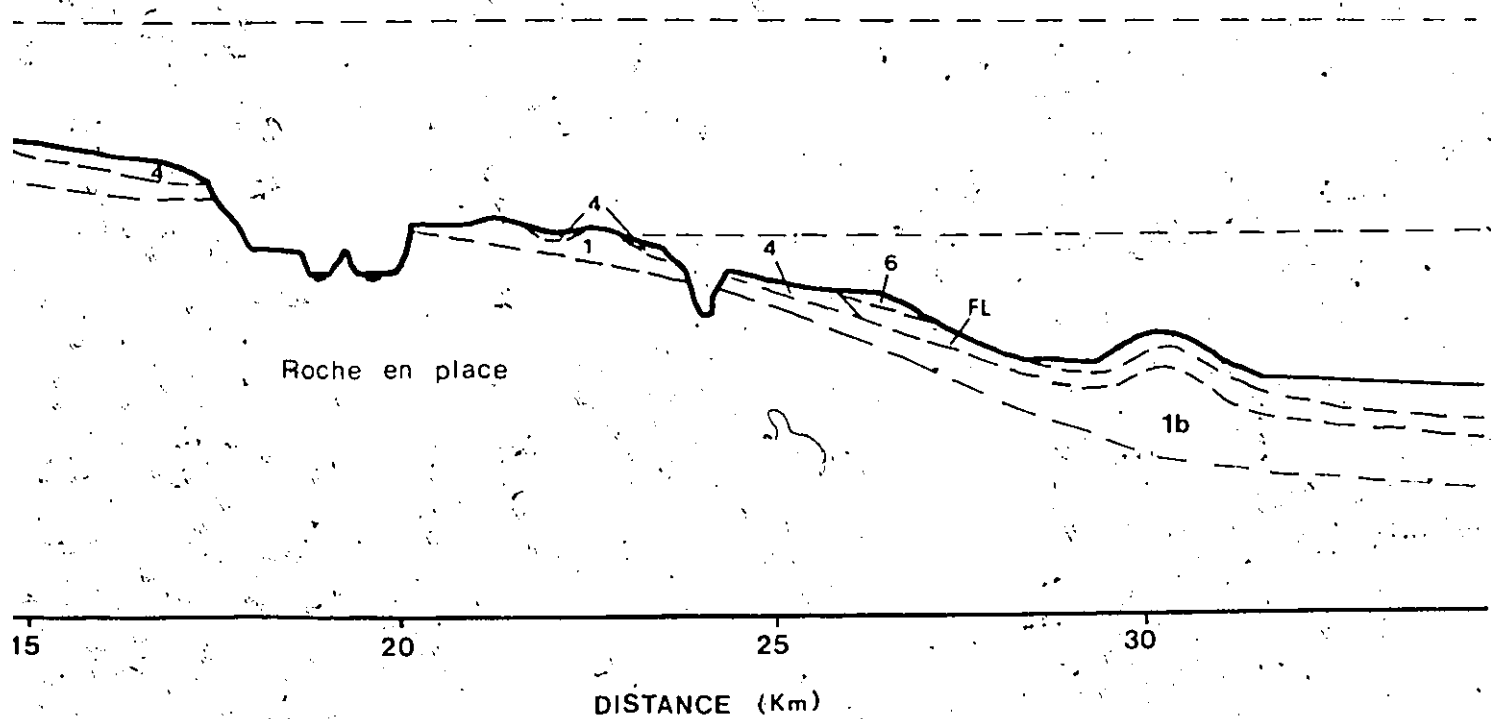
FIGURE 19:



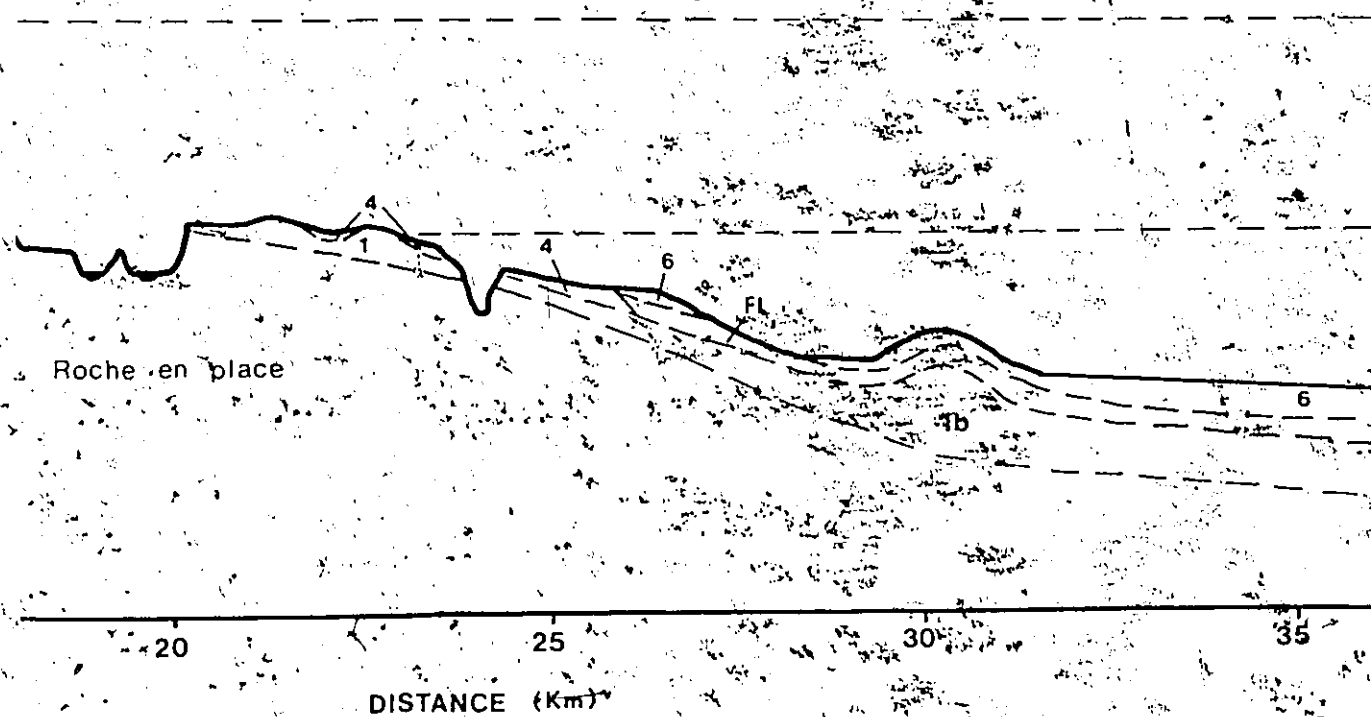
1

OF/DE

FIGURE 19: COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN DE LA RIVIERE RICHARDSON, T.N.-O.

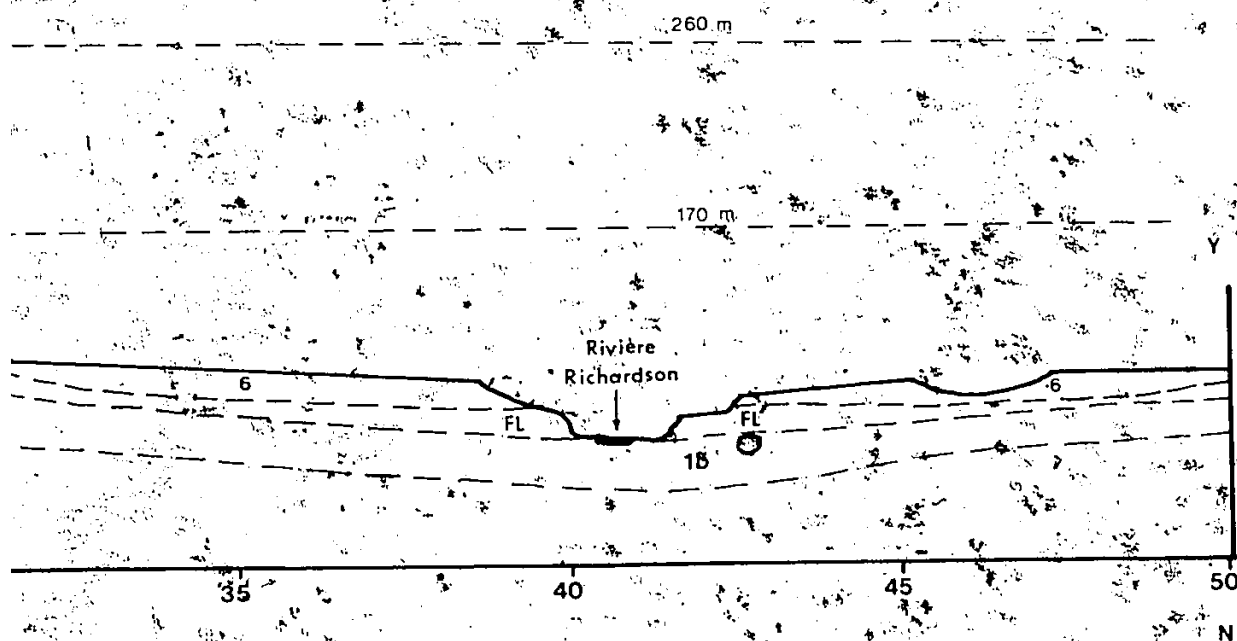


E 19: COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN DE LA RIVIERE RICHARDSON, T.N.O.



2 OF 2

SON, T.N. - O



CHAPITRE 4

HISTORIQUE DU QUATERNAIRE SUPÉRIEUR

La succession, durant le Quaternaire Supérieur, des événements géomorphologiques responsables du modelé actuel du bassin de la rivière Richardson est décrite. Ces événements sont regroupés en épisodes dont les modalités sont interprétées à l'aide des évidences présentées dans les chapitres précédents. Dans l'ensemble, cette interprétation constitue un modèle de déglaciation pour la région qui a pour but d'expliquer, à l'intérieur d'un contexte temporel, la répartition spatiale des unités morpho-lithologiques du bassin (carte hors texte). À la lumière de ces nouvelles données, une brève révision des divers modèles de déglaciation déjà proposés pour l'ouest de l'arctique canadien devient nécessaire.

4.1 L'ÉPISODE GLACIAIRE

Dans le contexte de cette étude, l'épisode glaciaire fixe la limite temporelle inférieure du modèle de déglaciation. Cette limite a été choisie du fait qu'elle regroupe des évidences essentielles à l'interprétation des événements géomorphologiques quaternaires dans la région. Ces évidences comprennent, entre autres, des indications morphologiques de l'existence, par le passé, d'une masse glaciaire dans cette

région, ainsi que des indicateurs précis du sens d'écoulement et de retrait glaciaire. Dans la section qui suit, seules les données pertinentes et essentielles au but de l'étude sont présentées.

4.1.1. La présence des glaciers.

A l'intérieur des limites du bassin de la rivière Richardson, il existe de nombreuses traces d'une glaciation récente. Une multitude d'égratignures, de stries, de cannelures et de broutures marquent les affleurements du socle protérozoïque. Des épaisseurs variables de till se retrouvent sur les sommets des collines et dans les diverses dépressions, à la base des séquences de dépôts meubles. La présence de till, son étendue spatiale (carte hors texte) et altitudinale, la fraîcheur des formes et des dépôts ainsi que la présence de nombreux erratiques impliquent l'existence, dans un passé récent, d'une importante masse de glace dans la région.

De nombreuses formes glaciaires sont présentes dans le bassin. D'abord, associées aux affleurements de roche en place, les roches moutonnées se concentrent au sud du bassin. D'autres formes, liées à la morphologie de la couverture de till, telles que les formes fuselées et les moraines côtelées (Photo 2) occupent principalement la partie centrale du bassin (carte hors texte).

La genèse des drumlins donne lieu, encore

aujourd'hui, à de nombreux débats. En général, il est admis que les glaciers constituent la force géomorphologique qui forme les drumlins. Par contre, il n'y a pas d'unanimité sur les hypothèses qui tentent d'expliquer le mécanisme de formation. Depuis les études descriptives de Gravenor (1953), en passant par le modèle de déflation des masses granulaires de Smalley et Unwin (1968), jusqu'aux études plus récentes de Jones (1982) et Menzies (1982), il semble exister de nombreux processus possibles, responsables de la formation des formes fuselées sous une masse glaciaire active. Boulton (1982) suggère une origine polygénétique des formes fuselées.

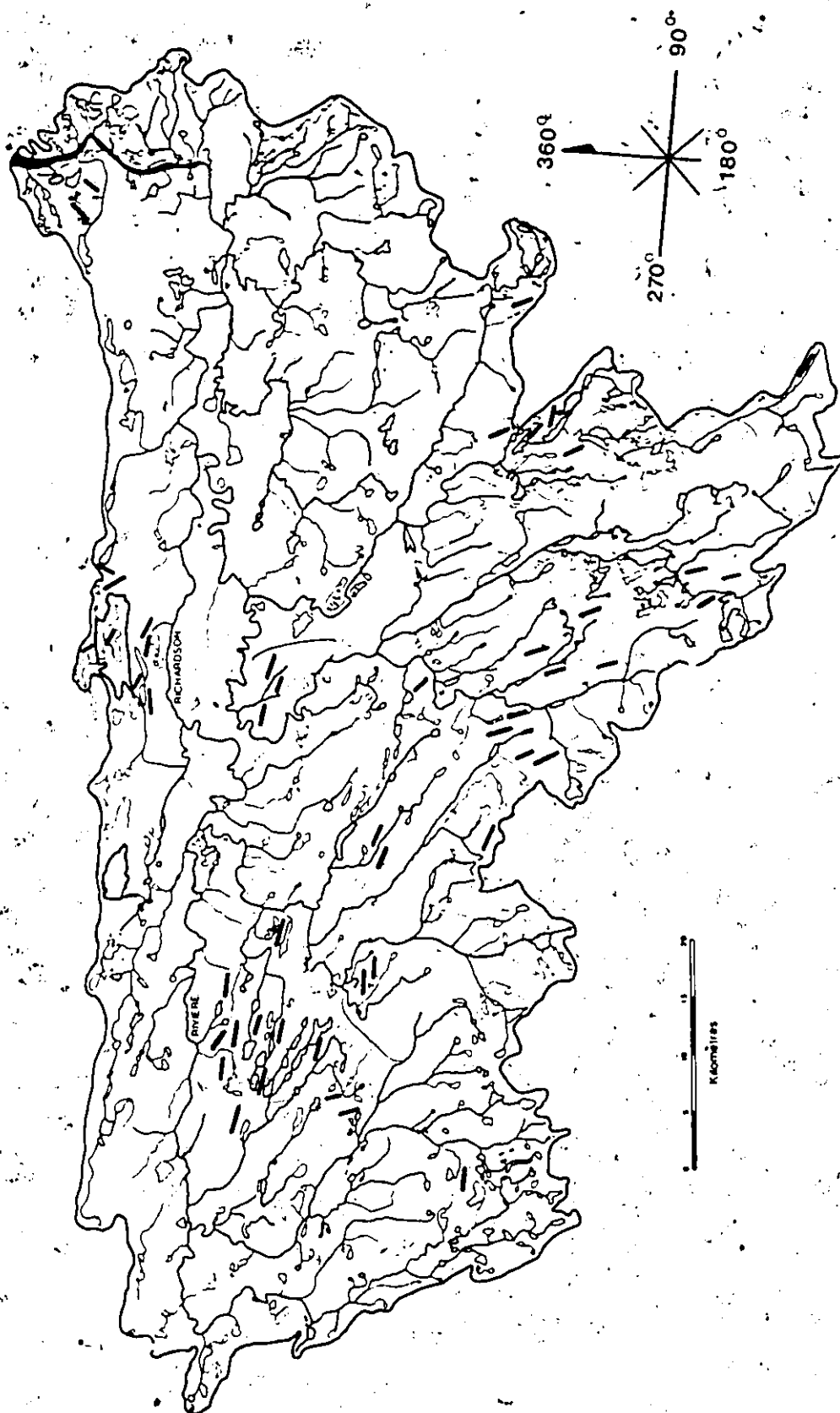
Pour leur part, les moraines côtelées se retrouvent au sud-ouest du bassin (carte hors texte). Ce terme descriptif représente clairement ce que Hughes (1964) définissait comme de larges crêtes successives plus ou moins sinueuses, composées de till graveleux et pouvant atteindre 30 m de hauteur. Prest (1968, p.6) précise que ces moraines sont moins bien développées sur les hautes terres et elles sont toujours associées à des formes fuselées. Possiblement de même origine que les drumlins, les moraines côtelées représentent un environnement d'équilibre particulier entre le taux de mouvement glaciaire et la charge de matériel à la base du glacier (PREST, 1968). Les observations effectuées dans le bassin de la rivière Richardson concordent bien avec ces caractéristiques.

Aucune datation ne permet de fixer de façon absolue l'occurrence de cet épisode glaciaire. Il est toutefois possible de fixer un âge minimum pour le retrait de cette masse de glace. En effet, une date sur des coquillages de 10,500 ans A.A. (I-GSC-25) indique que la mer avait déjà envahi, à ce moment, la région du golfe du Couronnement (CRAIG, 1960).

4.1.2 Les directions d'écoulement glaciaire.

Les stries, les cannelures et les formes fuselées, indiquent une orientation sans toutefois préciser le sens d'écoulement. Pour leur part, les broutures et les roches moutonnées indiquent clairement le sens d'écoulement de la glace lors de la dernière avancée. La figure 20 montre l'orientation des stries, des cannelures et des formes fuselées dans la région étudiée. Ces dernières suggèrent une interaction simultanée d'au moins deux lobes de glace dans la région telle que suggérée par Craig (1960). Généralement, les broutures et les stries indiquent la provenance d'un lobe de l'est (282°), tandis que dans la partie sud du bassin de nombreuses roches moutonnées identifient un écoulement en provenance du S.S.E. (340°). De plus, selon la figure 20, l'orientation de nombreux drumlins et des stries dans la partie ouest du bassin suggèrent la coalescence, à cet endroit, de divers lobes impliqués pour ensuite s'écouler conjointement vers le N.O. (300°).

FIGURE 20., LES INDICATEURS DU SENS DE L'ÉCOULEMENT GLACIAIRE



4.2 LE RETRAIT GLACIAIRE ET LE RELEVEMENT GLACIO-ISOSTATIQUE

4.2.1 Le relèvement glacio-isostatique

Dans la région du golfe du Couronnement, les valeurs absolues de relèvement postglaciaire sont peu nombreuses. Walcott (1972, p.853) suggère dans son modèle de relèvement postglaciaire, qu'en général, l'émersion des terres varie graduellement d'un endroit à l'autre. Par conséquent, il a tenté, à partir de la littérature existante, d'établir une courbe d'émersion pour le plus grand nombre de régions possibles en Amérique du Nord. Entre autres, la courbe d'émersion de la région de Bathurst Inlet, située à l'est du golfe du Couronnement, représente bien ce modèle de relèvement postglaciaire de Walcott (1972). La courbe indique un taux moyen de relèvement glacio-isostatique de l'ordre de 2.5 m par siècle. Le taux moyen résulte d'abord d'une baisse de près de 100 m du niveau marin en moins de 1,000 ans et finalement, d'un faible relèvement au cours des derniers 4,000 ans.

Pour sa part, Andrews (1970b) à l'aide des nombreuses datations et d'un modèle mathématique a déterminé les taux moyens de relèvement postglaciaire pour l'Amérique du Nord. Il a déterminé que le taux moyen de relèvement postglaciaire de la région à l'ouest du golfe du Couronnement est de 2,35 m par siècle, ce qui est

comparable au taux déterminé par Walcott (1972). Andrews (1970b) a également estimé le taux de relèvement dans le temps, pour obtenir les valeurs suivantes pour la région à l'ouest du golfe du Couronnement: 3,68 m/siècle il y a 8000 ans; 1,93 m/siècle il y a 6000 ans et 0,79 m/siècle actuellement.

De plus, Craig (1960) a cartographié la limite marine dans la région du golfe du Couronnement et du détroit Dolphin et Union. Ces observations indiquent que la limite marine se trouve au niveau actuel à l'ouest de l'embouchure de la rivière Croker (Figure 1), tandis qu'à l'embouchure de la rivière Coppermine (Figure 1), cette limite avait été estimée à 146 m a.n.m. Une étude plus récente (BRUNEAU, 1984) a fixée cette limite à 170 m a.n.m. à ce même endroit. Dans l'ensemble, ces données ne pouvant donner qu'une valeur très approximative du taux de relèvement glacio-isostatique dans la région de Coppermine (Figure 1).

4.2.2 L'épisode fluvio-glaciaire

Lundqvist (1979, p.5) définit les dépôts fluvio-glaciaires comme des sédiments transportés et déposés par un cours d'eau généré par la fonte de la glace d'un glacier. Cette définition implique donc deux critères importants: d'abord que la mise en place des sédiments s'effectue par un cours d'eau et deuxièmement, que les variations du débit de

ce cours d'eau sont influencées directement par la fonte de la glace. Par conséquent, la mise en place de ces dépôts dans une région donnée est contemporaine du retrait du front glaciaire. Pour des raisons pratiques de discussion, tous les dépôts fluvio-glaciaires de la région sont considérés en tant qu'épisode distinct dans le modèle de déglaciation élaboré.

A l'intérieur des limites du bassin de la rivière Richardson, les dépôts et formes fluvio-glaciaires se présentent sous divers aspects dont la variété reflète les modalités génétiques. Ces sédiments forment l'unité 3 sur la carte des dépôts meubles (hors texte). Les différentes formes de relief associées à ces dépôts sont interprétées comme étant soit des eskers, des cônes sub-aquatiques, des kames en général ou encore des chenaux d'écoulement fluvio-glaciaire (scablands).

a) les eskers:

Dans le bassin de la rivière Richardson, l'orientation est-ouest des eskers correspond à celle des stries et des cannelures (Figure 20) en particulier dans la partie ouest où ils sont plus nombreux. Puisque l'orientation des eskers correspond à la direction d'écoulement de la glace (EMBLETON, 1964 et SISSONS, 1967 dans SUGDEN et JOHN, 1976, p.329; LUNDQVIST, 1979, p.14) et que le drainage des eaux de fonte responsable de la formation des eskers s'effectue vers le front du glacier (SUGDEN et JOHN, 1976, p.330),

l'orientation des eskers indique donc la direction du retrait glaciaire. De plus, l'association d'importants cônes fluvio-glaciaires à quelques segments d'eskers (carte hors texte) permet en identifiant l'apex de préciser le sens du retrait glaciaire, soit d'ouest en est.

A travers le bassin, la présence des eskers est généralement indépendante du relief. De longueur variable (de 1 km. à 20 km) le profil longitudinal irrégulier des crêtes d'eskers témoigne d'un drainage dans un tunnel de glace.

Sur la carte (hors texte) la présence de deux longs segments continus d'eskers témoignent du drainage important et de durée relativement prolongée sous la masse de glace. D'autre part, la majorité des segments d'eskers sont très courts et d'une hauteur réduite (<10m).

La variation lithologique d'un segment à l'autre et leur discontinuité spatiale suggèrent soit une érosion postglaciaire de certains d'entre eux, en particulier ceux qui se trouvent au sud du bassin, ou encore une mise en place de chaque segments, indépendamment des autres. D'autres segments d'eskers se retrouvent complètement isolés et suggèrent à leur tour, une activité fluvio-glaciaire locale ou le tracé d'un chenal sous-glaciaire variable et/ou de très courte durée (POWELL, 1981 et SHAW, comm. pers., 1984).

b) Les kames:

L'abondance des dépôts de kames dans la partie sud du bassin (carte hors texte) fournit de nombreux éclaircissements quant aux conditions qui existaient à la marge du glacier. D'abord, une série de kames isolés de forme conique, dont l'apex se trouve à l'est et présente de nombreuses formes d'effondrement en plus d'une pente en surface vers l'ouest (Figure 21), suggère l'existence du front glaciaire à l'est au niveau de l'apex ainsi qu'un apport de sédiments dans un lac de contact glaciaire. Cette

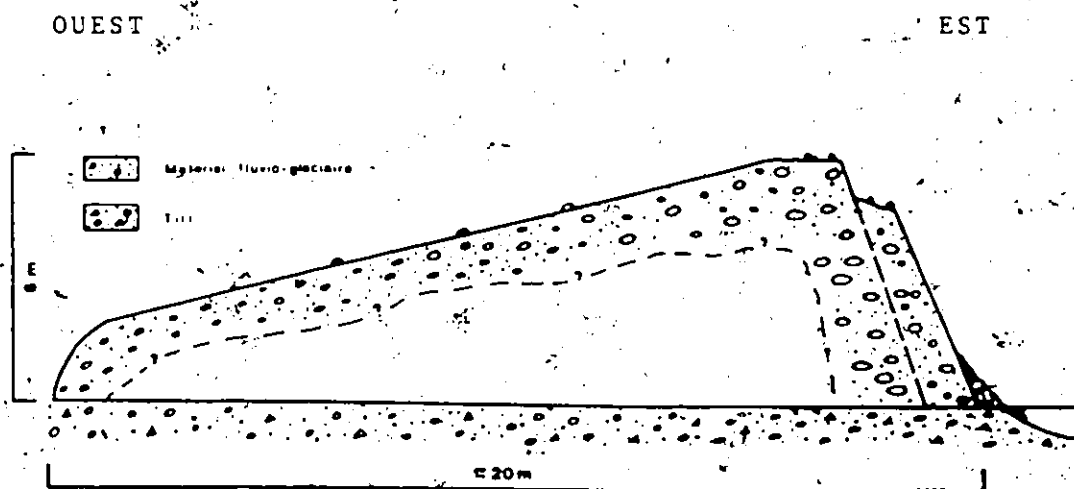


FIGURE 21. PROFIL LONGITUDINAL D'UN CÔNE SUB-AQUATIQUE FLUVIO-GLACIAIRE.

série de kames se trouve dans le prolongement d'un long esker au centre du bassin, (carte hors texte, site A).

D'autre part, au sud de ces cônes fluvio-glaciaires, de nombreuses terrasses de kames plus ou moins entaillées

(carte hors texte, site B) sont présentes en contact direct avec le till. L'absence de formes d'effondrement et la présence de grandes surfaces planes à des altitudes variables démontrent une mise en place sub-aérienne de ces dépôts fluvio-glaciaires. Le long esker qui aboutit en amont de ces derniers (carte hors texte, site C) est considéré comme étant la source de sédiments. De plus, le tracé de cet esker est dévié vers le sud-ouest pour s'ajuster au contour changeant du lobe glaciaire en régression.

Finalement, plus précisément au sud-est du bassin, quelques épandages sub-aériens très étroits sont limités par la topographie de la roche en place. De nombreux kettles qui parfois forment des lacs aux dimensions variables sont toujours associés à ceux-ci. Toutefois, la présence de ces épandages est peu représentative de la position du front glaciaire lors du retrait.

c) les chenaux d'écoulement fluvio-glaciaire. (scablands)

Au centre-sud du bassin (carte hors texte, site D) quelques chenaux d'écoulement fluvio-glaciaire ont été entaillés dans la roche en place (Photo 15). Certains d'entre eux présentent dans leur partie aval des accumulations de sédiments fluvio-glaciaires. Avec une orientation E.S.E. à O.N.O., ces chenaux, dont l'amont se trouve à l'extrémité est du haut plateau, vont rejoindre vers l'aval, des deltas

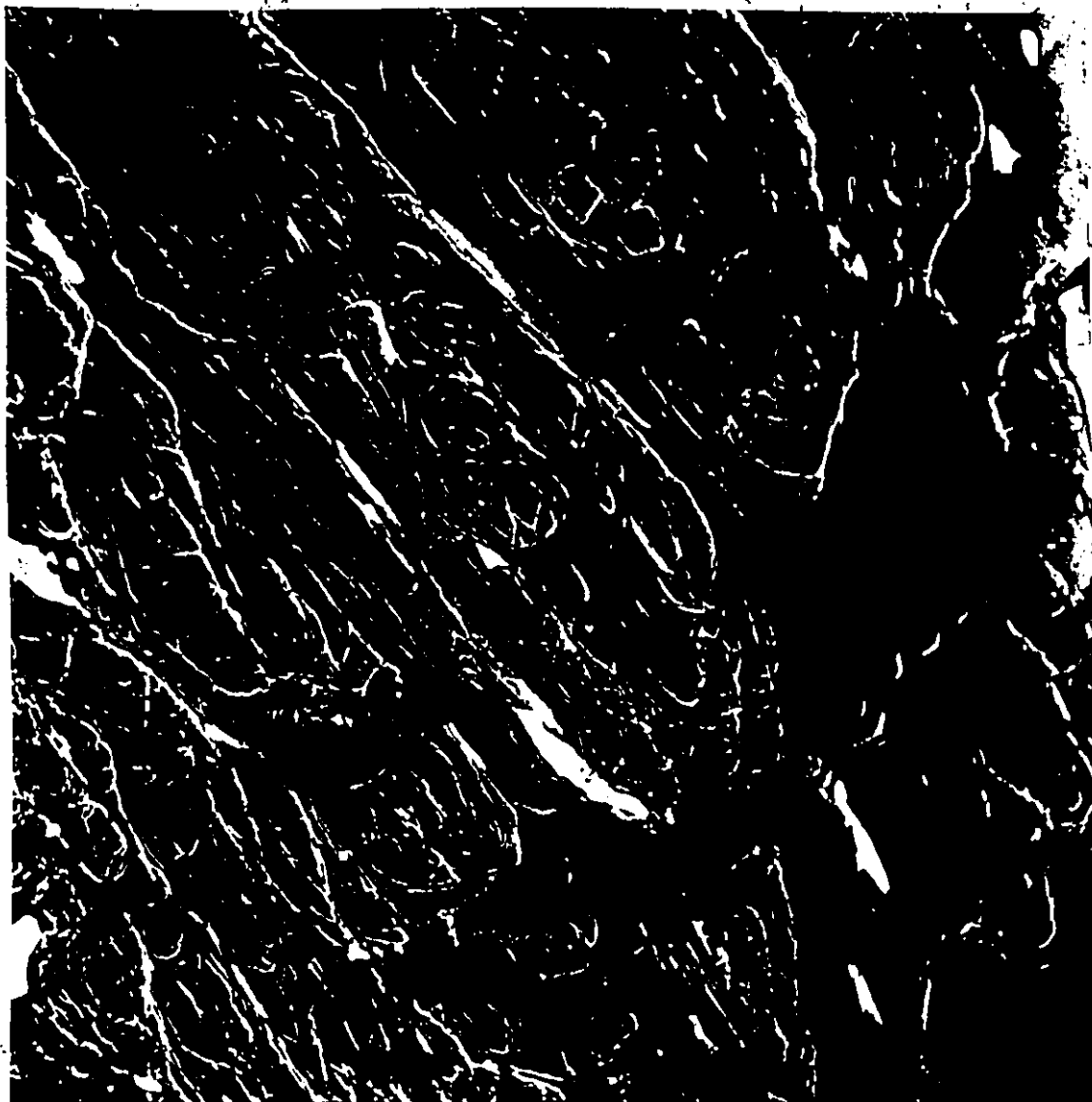


Photo 15: Vue aérienne des chenaux fluvio-glaciaires entaillés dans la roche en place. Carte hors texte, site D. (EMR.A 13610-194).

construits dans une masse d'eau à 260 m a.n.m. La présence de ces chenaux confirme l'existence du front glaciaire contre l'extrémité est du haut plateau à 520 m a.n.m. La présence du front à cet endroit (Figure 28) est nécessaire pour expliquer la provenance de l'eau et des sédiments qui ont servi à entailler les chenaux dans la roche en place et qui ont amené les blocs et les graviers aux deltas. Au même moment, le glacier bloquait le drainage vers le nord du lac glaciaire qui occupait le bassin des lacs Dismal au sud (cf. 4.4.4.). Une fois de plus, ces évidences confirment le retrait de la glace vers l'est.

4.2.3 L'épisode glacio-lacustre.

Le contexte physographique régional dans lequel se trouve le bassin de la rivière Richardson est très particulier. Ensemble, les bassins des rivières Rae et Richardson (Figure 1) forment une grande dépression topographique ouverte à l'est, du côté du golfe du Couronnement. Puisqu'il est démontré que le retrait glaciaire s'effectue vers l'est, le front glaciaire fermait cette dépression topographique du côté est et, par conséquent, créait les conditions favorables à la formation de lacs pro-glaciaires.

a) Les évidences d'un lac glaciaire

1) Répartition des dépôts meubles:

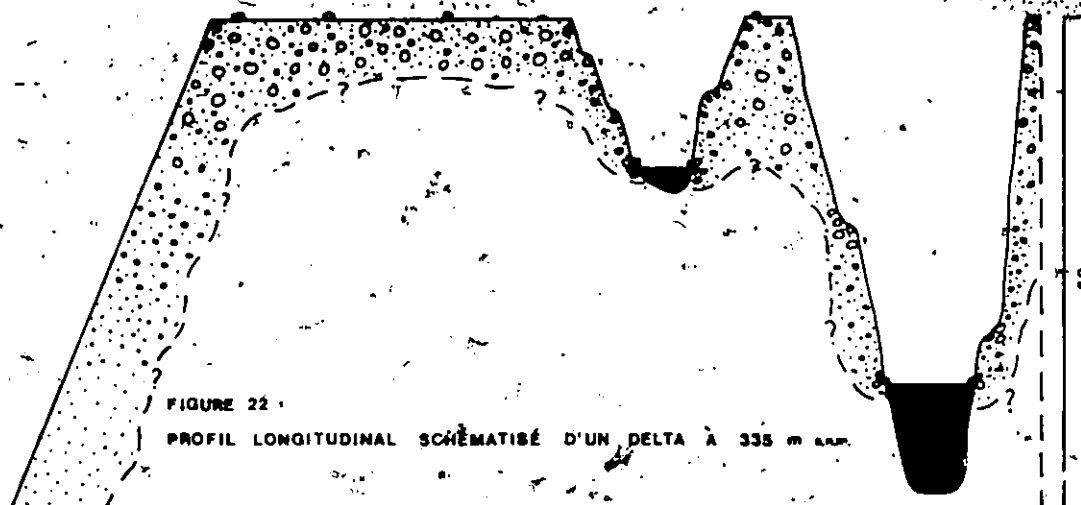
En examinant la répartition spatiale des diverses unités morpho-lithologiques du bassin de la rivière Richardson

(carte hors texte), plusieurs relations importantes peuvent être soulevées. D'abord, la répartition des dépôts glacio-lacustres (Unité 4) en surface se limite à la partie centre-ouest du bassin entre la limite marine (cf. 4.2.4) et les hauts deltas à 260 m a.n.m. Cette mince unité sableuse discontinue (ANNEXE D-2) est dépourvue de restes organiques. D'autre part, elle recouvre systématiquement le till, atténue les formes glaciaires sous-jacentes, se retrouve au-dessus de la limite marine et sous l'altitude des plus hauts deltas, par conséquent, elle a nécessairement été mise en place dans une masse d'eau autre que la mer. D'après les évidences topographiques, la mer n'a pu pénétrer dans le bassin que par l'est.

En ce qui concerne la répartition des dépôts fluvio-glaciaires et morainiques (Unité 2, carte hors texte), il est difficile de préciser les modalités du retrait glaciaire à cet endroit puisque cette unité s'étend à l'extérieur des limites du bassin. Toutefois, ses caractéristiques (cf. 3.1.1) suggèrent un délavage des sédiments fins.

La présence de chenaux entaillés dans la roche en place (carte hors texte, site E) et les surfaces de till délavées à l'aval de ces derniers suggèrent l'existence d'un lac pro-glaciaire d'étendue limitée à 335 m a.n.m. L'existence de ce dernier est de plus confirmée par la présence d'un delta à la même altitude, mais à l'extérieur des limites du bassin de la rivière Richardson. Ce delta indique la proximité

du front glaciaire lors de sa genèse de par sa composition de blocs d'une moyenne de 30 cm de diamètre et sa partie amont parsemée de kettles et de lacs pouvant atteindre 60 m de profondeur par rapport à la surface deltaïque (Figure 22)



Ce lac pro-glaciaire d'étendue inconnue est complètement indépendant du lac glaciaire Richardson et résulte du barrage du drainage des eaux de fonte entre le front glaciaire en régression et les hautes terres qui atteignent, à cet endroit, près de 360 m d'altitude.

ii) les deltas:

La répartition des deltas glacio-lacustres (Unité 5) est un élément essentiel à l'interprétation des modalités de la déglaciation. La majorité de ces dépôts ne représentent que des surfaces très limitées qui s'étalent en divers paliers entre le haut plateau et les basses terres au nord. Ces évidences tendent à indiquer une baisse progressive du niveau du lac. Cette hypothèse est de plus appuyée par la présence d'un palier érosif au front d'un des

grands deltas (Photo 7). Il existe un certain nombre de deltas dont l'étendue est relativement plus importante et la forme mieux définie démontrant une stabilité plus prolongée du niveau lacustre ou un apport soudain et plus important en sédiments. Dans l'ensemble, ces grands deltas se retrouvent à 260 m a.n.m. et correspondent à la phase la plus étendue et la plus prolongée du lac glaciaire Richardson (cf. p. 146).

Par contre, la répartition altitudinale de ces deltas à l'échelle du bassin nécessite un léger réajustement pour contrer l'effet de relèvement glacio-isostatique. Ce réajustement de l'ordre de 20 m, de l'est à l'ouest du bassin, a été établi à partir du point de référence qui est la limite marine (cf. 4.2.4).

Cette correction apporte quelques légères modifications à l'interprétation de l'étendue des diverses phases du lac glaciaire Richardson. Le delta glacio-lacustre le plus à l'est du bassin (carte hors texte, site F) se trouve actuellement à 260 m a.n.m., mais en considérant la correction altitudinale de 20 m entre les parties est et ouest du bassin, ce delta correspond à la phase lacustre de 240 m a.n.m. Cette altitude correspond également à celle de plusieurs autres surfaces deltaïques à l'ouest du bassin. Ces observations limitent donc l'étendue, vers l'est, de la phase 2 du lac glaciaire Richardson telle que précédemment indiquée (MERCIER, 1984).

Mise à part l'étendue des dépôts deltaïques ils ont tous en commun quelques caractéristiques. D'abord, ils présentent en plus ou moins grand nombre, des formes d'effondrement du côté nord-est. Deuxièmement, de nombreux kettles

et lacs de dimensions variables leurs sont associés. Ces caractéristiques témoignent de la mise en place de ces dépôts au contact ou à proximité du front glaciaire. Pour leur part, les formes d'effondrement indiquent qu'il existait, lors de la genèse des deltas, un support de glace. Ces formes sont également présentes sur les parois intérieures des kettles. Ces derniers résultent de la fonte d'un culot de glace recouvert de sédiments qui a donné naissance aux lacs qui se trouvent aujourd'hui à la surface des deltas (Photo 7).

Au centre-ouest du bassin de la rivière Richardson les deltas glacio-lacustres ont une orientation S.E.-N.O. de l'apex au centre du front. Ce fait, jumelé à la localisation des formes d'effondrement, indique la présence d'une masse de glace dans la dépression topographique à l'ouest du golfe du Couronnement (Figure 27B). Ce lobe glaciaire en retrait vers l'est s'accompagne d'une diminution de sa masse permettant l'accumulation au contact du front de dépôts deltaïques, à des altitudes progressivement plus basses (Photo 16).

D'autre part, deux autres accumulations deltaïques sont présentes au centre-sud du bassin (carte hors texte, sites G et H). Situées à une altitude de 260 m. a.n.m., elles sont de plus, accompagnées d'un cordon de blocs (Photo 17) à cette même altitude qui représente une zone de till délavé. Le delta le plus au sud (site H) marque l'extension maximale vers le sud du lac glaciaire Richardson. Ce dernier était alimenté

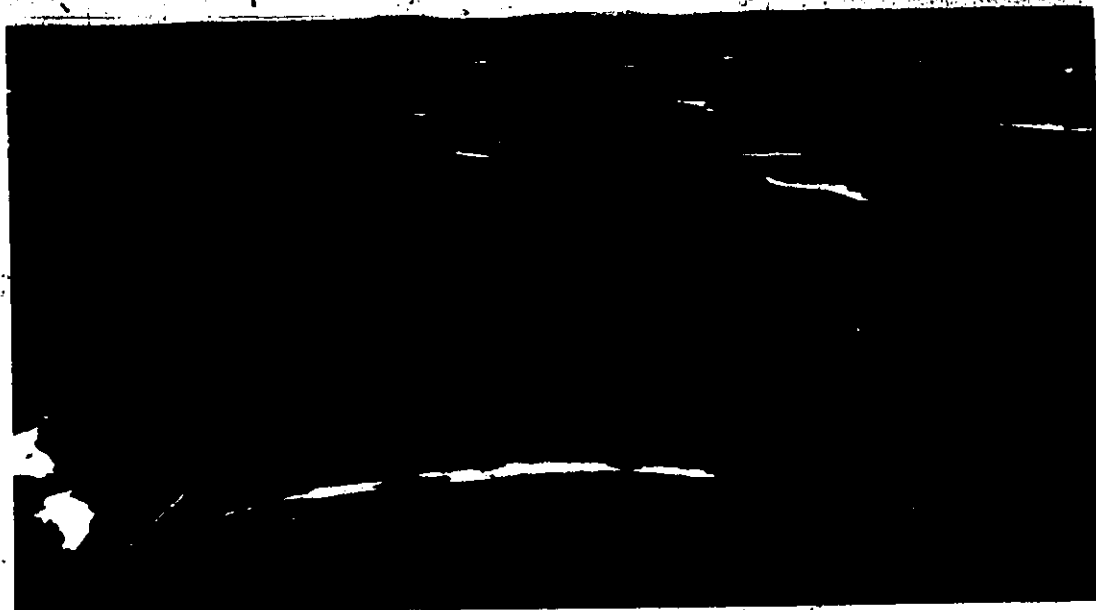


Photo 16: Séquence de lambeaux deltaïques à des altitudes décroissantes. Vue vers le sud.



Photo 17: Cordon de blocs à 260 m a.s.l. résultant du délavage du till. Vue vers l'ouest.

par un complexe fluvio-glaciaire subglaciaire comme le témoigne la présence de l'unité 3 (carte hors texte) au sud. La glace à cet endroit bloquait toujours le lac glaciaire Coppermine au sud (cf. 4.4.4). Plus tard, lorsque le front glaciaire se dégagait du haut plateau, les eaux de ce dernier se sont drainées vers le nord dans le lac glaciaire Richardson.

iii) les exutoires:

L'exutoire qui drainait les eaux du lac glaciaire Coppermine dans le lac glaciaire Richardson au centre-sud de ce dernier est modelé à l'amont dans les dépôts fluvio-glaciaires et deltaïques grossiers (Photo 18). Lorsque pris en charge par les eaux de drainage du lac glaciaire Coppermine, ces sédiments ont servi à entailler la partie aval de cet exutoire dans la roche en place. Finalement, ces dépôts ont formé une série de deltas dans le lac glaciaire Richardson, dont l'altitude respective décroît vers le nord (Photo 19).

Chacune des phases du lac glaciaire Richardson est nécessairement associée à un exutoire. Étant donné les caractéristiques topographiques de la région à l'ouest du golfe du Couronnement, tous les exutoires identifiés se retrouvent au nord, à l'extérieur des limites du bassin de la rivière Richardson.

L'exutoire le plus élevé identifié dans la région se trouve à une altitude de 330 m a.n.m. au nord-ouest du bassin de la rivière Richardson (Figure 23, site A). Celui-ci est représenté par un chenal dont seul la paroi ouest subsiste.



Photo 18: Exutoire au centre-sud du bassin entaillé dans
des sédiments fluvio-glaciaires et deltaïques.
Le seuil atteint à cet endroit 274 m d'alti-
tude. Vue vers le sud.



Photo 19: Vue aérienne d'une série de deltas glacio-lacustres à des altitudes décroissantes vers le nord. (EMR.A 13609-151)

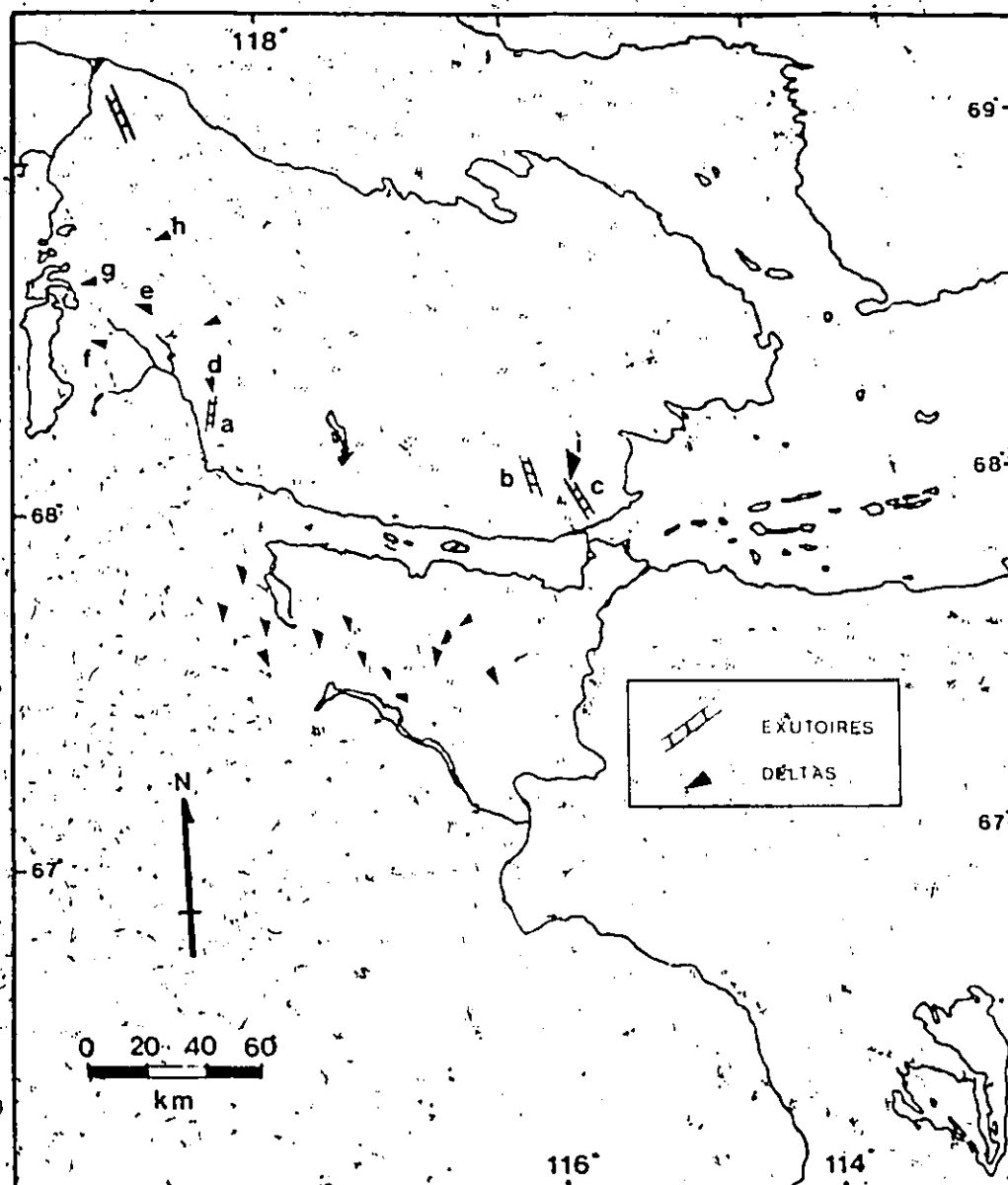


FIGURE 23: CARTE DE LOCALISATION DES FORMES.

encore entaillée dans un till argileux. D'une profondeur de 40 m et d'une longueur de 10 km (Photo 20) cet exutoire a été progressivement érodé dans le till, abaissant graduellement le niveau du lac.

Au nord-est du bassin, profondément incisé dans la roche en place (Figure 23, sites B et C), se trouvent deux autres exutoires. D'abord, l'exutoire le plus à l'ouest est un chenal rectiligne de 10 km de long, de 60 m de large et près de 50 m de profondeur (Photo 21). Situé à une altitude de 235 m a.n.m. celui-ci a une orientation S.S.E.-N.N.O. Cet exutoire est associé aux deltas à 240 m a.n.m. au sud et la légère différence d'altitude (5m) peut s'expliquer par le degré de précision des cartes topographiques et/ou le relèvement glacio-isostatique. Situé à près de 15 km à l'est de ce dernier exutoire, se trouve un autre chenal entaillé dans la roche en place. D'une longueur de 9 km sur près de 80 m de large et 40 m de profondeur, celui-ci est à une altitude de 165 m a.n.m. La différence entre cette altitude et la limite de submersion marine à 170 m a.n.m. à plus de 50 km au sud s'explique par les mêmes raisons mentionnées ci-haut. De plus, à l'extrémité nord de cet exutoire, un immense delta de blocs et de graviers à 140 m a.n.m. indique la direction d'écoulement de l'eau.

Puisqu'une étendue d'eau agit comme une trappe à sédiments (GILBERT, 1975, p.1698) et que l'eau, pour éroder, doit transporter des outils (sédiments) il est possible de



Photo 20: Exutoire à 330 m.a.n.m. au
N.-O. du bassin de la rivière
Richardson, T.N.-O.
(EMR.A*24224-172).



Photo 21: Exutoire à 235 m a.n.m. au nord du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O. (EMR.A 22495-106).

supposer que ces chenaux se soient encaissés grâce à l'action des eaux de fonte glaciaire, alors que le front se trouvait à l'amont de ces derniers. Avec l'éloignement progressif de la source d'eau (glacier) des dépôts fluvio-glaciaires ont rempli ces chenaux fraîchement entaillés. Ces sédiments ont par la suite été repris par les eaux de drainage du lac glaciaire Richardson pour former un delta dans la mer au nord, à l'aval du chenal.

iv) les rythmites glacio-lacustres

Le long de la rivière Richardson, d'importantes épaisseurs de rythmites sont exposées. Celles-ci sont toutefois limitées à la partie ouest du bassin et atteignent par endroit des épaisseurs de 26 m (Photo 10). Ces rythmites ont été observées dans le bassin de la rivière Richardson jusqu'à une altitude de 145 m a.n.m.

Chacune des rythmites est constituée de deux couches distinctes. Cette distinction s'effectue principalement au niveau de la granulométrie et de la couleur.

D'abord, la couche la plus épaisse du doublet (cf. 3.1.3) présente une série de fines laminations (Photo 11) qui indiquent les apports successifs de sédiments par courants de turbidités (WALKER, 1967), qui sont un prérequis à la formation de rythmites glacio-lacustres (KUENEN, 1951; SMITH, 1959; LAJTAI, 1967; AGTERBERG et BANERJEE, 1969 et GILBERT, 1983).

D'autre part, la couche plus mince d'argile (ANNEXE E-7) se distingue par sa couleur plus foncée et son épaisseur moins variable. Cette couche est mise en place dans un environnement plus calme lors de la saison hivernale et représente une sédimentation continue des sédiments fins en suspension.

L'utilisation des termes "varve" et "rythmite" doit à ce point-ci être précisée. D'abord, le terme "varve" a une définition très spécifique et identifie des rythmites annuelles en milieu glacio-lacustre. Pour sa part, le terme "rythmite" définit une simple alternance répétitive soit dans la granulométrie, la composition ou la couleur et, par conséquent, est d'utilisation plus générale. Puisque l'utilisation du terme "varve" fait présentement l'objet d'un sérieux débat scientifique, il est préférable d'utiliser le terme "rythmite" pour décrire la nature sédimentaire des dépôts glacio-lacustres.

L'existence des courants de turbidité présuppose une densité plus grande du nuage de sédiments par rapport à l'eau dans lequel il se propage (GILBERT, 1983). Ce processus est donc très commun dans l'eau douce (densité de 1,000) mais peut également se produire dans un milieu salin (densité de 1,028). Toutefois, pour se former dans ce dernier, la densité du nuage de sédiments doit être continuellement soutenue à 33.8 g./l. (WRIGHT, 1971; et GILBERT, 1978).

ce qui implique que la source de sédiments, dans ce cas-ci le front glaciaire, soit à proximité. De plus, il a été observé qu'en général la concentration de sédiments provenant d'un glacier est de l'ordre de 0.5 à 12 gr./l. (SHAW, comm. pers., 1984). L'importance des courants de turbidité dans la distribution des sédiments dans un lac à partir d'une source et les structures sédimentaires associées a déjà été établie à partir de l'observation des coupes stratigraphiques (BANERJEE, 1974; ASHLEY, 1975; HARRISON, 1975; SHAW, 1975; SHAW et ARCHER, 1978; SHAW et al., 1978) et par des mesures directes (CAMPBELL, 1973; GILBERT, 1975; GUSTAVSON, 1975; LAMBERT et al., 1976).

Les contacts qui séparent chacune des couches des doublets sont caractéristiques d'un milieu d'eau douce (GILBERT, 1983). Les silts progressent graduellement vers les argiles, tandis que ces dernières sont séparées des silts par un contact net et régulier (Photo 11).

En général, l'épaisseur de chacun des doublets d'une séquence verticale diminue progressivement vers le sommet stratigraphique. À la base, les doublets atteignent 25 cm d'épaisseur pour éventuellement atteindre vers le sommet 1 cm d'épaisseur. L'épaisseur des rythmites est liée à l'apport annuel de sédiments (GILBERT, 1975) et la tendance à s'amincir vers le sommet s'explique par le modèle d'un front en régression qui augmente l'éloignement de la source de sédiments.

(AGTERBERG et BANERJEE, 1969). Cette tendance est caractéristique des sédiments déposés en milieu glacio-lacustres (SHAW, 1977).

Finalement, il n'existe aucune trace de macro-fossiles ou de micro-organismes marins dans l'ensemble des rythmites observées. Généralement, l'absence n'est pas un argument à l'appui d'une hypothèse élaborée. Par contre, dans le contexte de cette étude, l'absence de macro-fossiles et de micro-organismes marins dans les rythmites glacio-lacustres de l'ensemble du bassin, par opposition à leur présence (*Macoma calcarea* et *Hyadula arctica*) dans les argiles marines (Unité 6, partie hors texte) qui reposent sur les rythmites, peut difficilement être considérée comme une coïncidence et prend une signification qui se doit d'être soulevée. De plus, une différence marquée existe également dans la structure (Photo 13) et la composition (ANNEXE E-6 et E-8) de chacune de ces unités et reflète un changement dans l'environnement de déposition.

En considérant le contexte physiographique régional et la direction du retrait glaciaire il est évident que le glacier a eu une influence dominante sur la sédimentation en marge et à distance du front glaciaire dans la dépression à l'ouest du golfe du Couronnement. Les rythmites les plus à l'ouest du bassin de la rivière Richardson ne peuvent être déposées dans la mer à moins que le glacier ait dégagé les

hautes terres au nord du golfe du Couronnement, à plus de 100 km à l'est, pour permettre l'incursion de la mer. Dans cette situation, la source principale de sédiments n'est plus le front glaciaire, mais les versants émergés et les rivières Rae et Richardson, dont les débits actuels sont insignifiants. Il est alors difficile de concevoir la mise en place de rythmites bien définies dans un environnement intertidal où l'action des vagues amène la formation de structures sédimentaires particulières (KERR, 1984a).

v) La stratigraphie

A partir de la figure 17, la présence de rythmites est évidente dans la partie ouest du bassin et plus précisément à partir de la coupe P ; au sud de l'extrémité est du lac Cox (Figure 12). Cette distribution correspond parfaitement au modèle suggéré d'un important lac glaciaire qui occupait la dépression à l'ouest du golfe du Couronnement suite au barrage du drainage vers l'est.

De plus, ces rythmites sont présentes jusqu'à une altitude de 145 m a.n.m. à l'extrême ouest du bassin (Figure 17, coupe A). Même s'il est accepté que le pourcentage d'erreur dans la détermination de l'altitude à partir des cartes topographiques est négligeable, cette altitude se rapproche, à cet endroit, de la limite marine (carte hors texte). La carte (hors texte) montre qu'à l'extrême ouest du bassin la limite marine n'est qu'une estimation. Par contre, 10 km plus à l'est,

la limite marine a été établie à 150 m a.n.m. et il est de plus connu que l'importance du relèvement glacio-isostatique dans cette région diminue vers l'ouest. Par conséquent, l'altitude de la limite marine dans la partie extrême ouest du bassin de la rivière Richardson ne peut pas être à plus de 150 m a.n.m.

La correspondance altitudinale de la limite marine et des plus hautes rythmites observées rend l'interprétation des événements du Quaternaire Supérieur plus délicate. L'absence des rythmites glacio-lacustres à plus de 145 m a.n.m. peut toutefois s'expliquer de plusieurs façons. D'abord, vu les contraintes logistiques et de temps ainsi que l'étendue de la région concernée il est possible que ces rythmites n'aient tout simplement pas été observées. Deuxièmement, puisque les coupes dans le bassin sont assez évidentes sur les photographies aériennes et qu'on ne les reconnaît pas à l'ouest des limites du bassin, il est de plus probable qu'il n'existe pas de coupes pour exposer ces rythmites à des altitudes plus élevées. Finalement, dans un tout autre ordre d'idées, en supposant que les rythmites glacio-lacustres n'existent pas à plus de 145 m a.n.m., leur absence s'explique par de nombreux processus.

Premièrement, quoique limité dans l'espace, l'important apport de sable à partir des nombreux deltas, tels que témoignés par la grosseur des graviers qui les composent, et complexes fluvio-glaciaires ont certes pu masquer les dépôts

fins à l'aval des sources de sable. Selon Gilbert (comm. pers., 1984) et Cohen (1978) un apport important et rapide de sédiments amène l'accentuation de la pente d'équilibre du front deltaïque jusqu'à un point critique où il se produit alors un glissement d'une partie du front vers les parties plus distales de la masse d'eau (Figure 24).



FIGURE 24: MODÈLE DE DYNAMIQUE DES FRONTS
DELTAÏQUES GLACIO-LACUSTRES

Par conséquent, la distribution spatiale des faciès dans un lac glaciaire présenterait un faciès grossier deltaïque suivi d'un faciès sableux sub-littoral résultant d'apports soudains de sable (*grain flow*) tel que décrit par Middleton et Hampton (1976) pour finalement aboutir dans un faciès silto-argileux rythmé d'eau profonde (Figure 25a). Par opposition, dans la mer la succession de faciès présenterait d'abord un faciès grossier deltaïque, ensuite un faciès sablo-silteux rythmé, vue l'importante source de sédiments amenés par les courants de turbidité (KUENEN, 1951).

due à une densité plus grande que celle de l'eau salée et finalement un faciès silt-argileux massif d'eau profonde résultant de la flocculation des argiles (Figure 25b). La flocculation des argiles se produit à des concentrations salines aussi faibles que 3 p.p. mille (KRANCK, 1975).

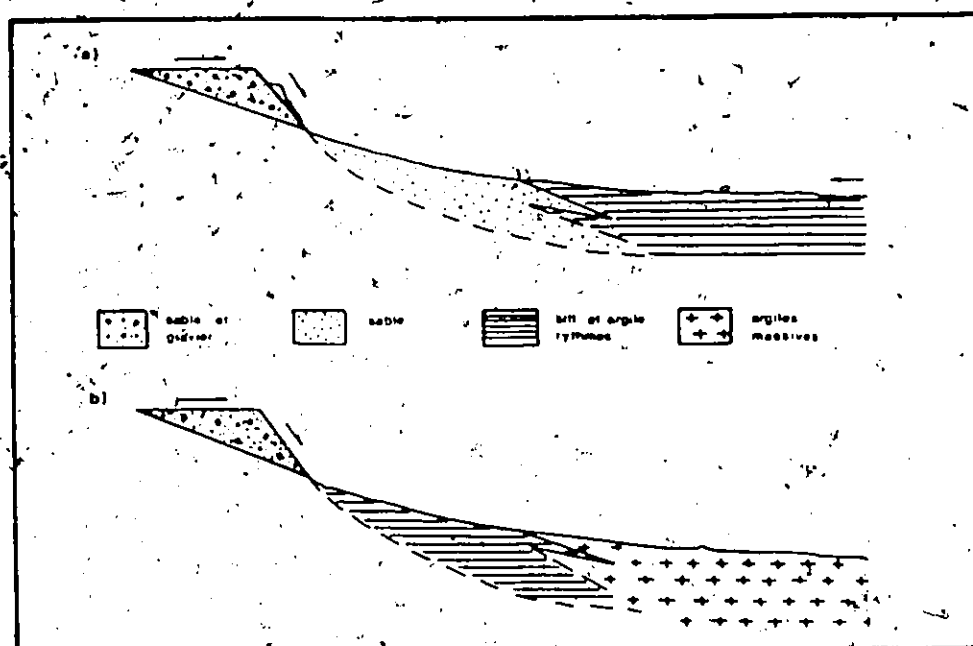


FIGURE 25: MODÈLE DE DISTRIBUTION DES FACIÈS SÉDIMENTAIRES EN MILIEU LACUSTRE ET MARIN.

Deuxièmement, la physiographie même de la dépression à l'ouest du golfe du Couronnement empêche la mise en place des rythmites à des altitudes plus élevées. Étant donnée l'important volume de sédiments des rythmites glacio-lacustres dans le bassin il est difficile de prétendre que la source de sédiments se limitait uniquement à l'apport des versants. La seule autre source et la plus probable étant donné le contexte régional est la masse de glace qui occupait la dépression à

l'ouest du golfe du Couronnement. En acceptant que le glacier ait été la principale source de sédiments et en tenant compte du relief de la région où l'altitude varie de 200 m sur près de 10 km de distance il est impossible que les courants de turbidité initiés à partir de la masse de glace aient remonté la pente des versants de la dépression (PICKRILL et IRWIN, 1983) limitant ainsi l'étendue de ces rythmites (Figure 26). Finalement, lorsque la couverture de sédiments fins sur les versants submergés d'une masse d'eau devient trop importante il se produit, sous la force de la gravité, des mouvements de masse vers le fond du bassin (PICKRILL et IRWIN, 1983, p. 74). La morphologie du fond du bassin contrôle la direction et la distance d'écoulement des courants de turbidité qui remplissent les dépressions les plus profondes d'abord, laissant ainsi les sommets topographiques au fond de la masse d'eau dépourvus de sédiments fins (ASHLEY, 1975; SHILTS, comm. pers., 1985).

Une autre particularité stratigraphique des rythmites est leur continuité ou régularité de sédimentation (Figure 14, coupe F). A quelques exceptions près, où se rencontrent les unités sableuses dont l'origine a été discutée plus haut (cf. 3.2.2) ces séquences continues de rythmites glacio-lacustres représentent un milieu sédimentaire très stable pour une durée relativement prolongée et explique la présence d'épaisseurs considérables de ces rythmites.

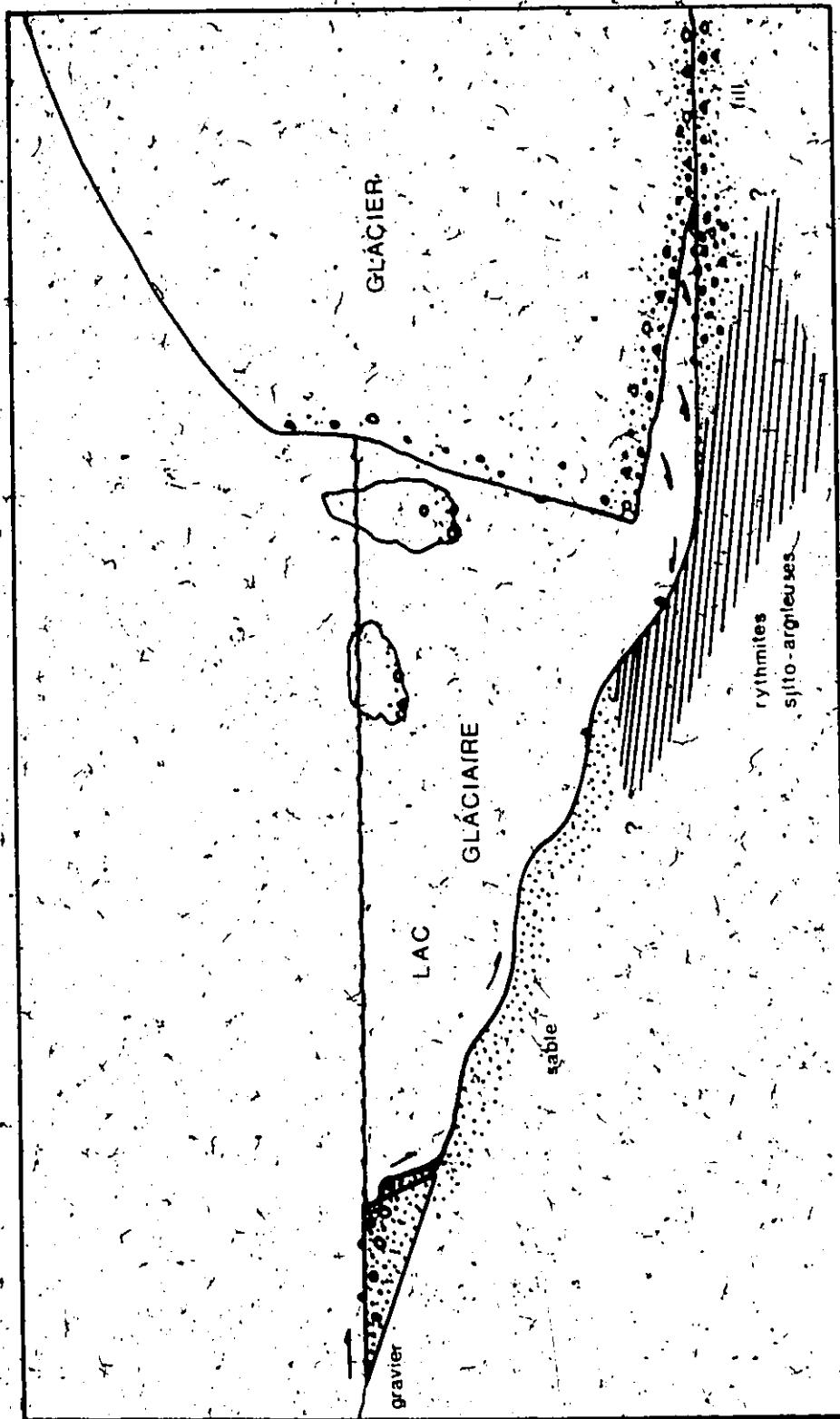


FIGURE 26: MODÈLE DE MISE EN PLACE DES RYTHMITES GLACIO-LACUSTRES.

(MODIFIÉ D'APRÈS GUSTAVSON, 1975, p. 262)

b) L'interprétation

D'après les évidences présentées ci-haut, il est possible de définir les diverses phases du lac glaciaire Richardson. Chacune des quatre principales phases est contrôlée par un exutoire qui correspond aux altitudes de 330 m, 260 m, 235 m et 165 m a.n.m.

1) Phase I:

A l'origine, le lac glaciaire Richardson s'est formé entre les hautes terres à l'ouest du golfe du Couronnement et le front glaciaire lorsque le drainage des eaux de fonte était bloqué par la glace en retrait vers l'est. Comme en témoigne un chenal dont un côté seulement est entaillé dans un till (Figure 23, site A) cette première phase du lac glaciaire Richardson était contrôlée par un exutoire à 330 m a.n.m. La paroi est de l'exutoire était formée par le front du glacier pendant une période assez longue pour permettre la formation d'un lac à cette altitude. L'étendue du lac lors de la première phase était d'un maximum de 1,350 km² et occupait la partie ouest du bassin de la rivière Rae (Figure 27A).

Un delta à l'extrémité nord de l'exutoire (Figure 23, site D) montre que les eaux du lac glaciaire Richardson, chargées de sédiments pris en charge à même le till, dans lequel l'exutoire s'est entaillé, se jetaient dans un autre lac glaciaire à 290 m a.n.m. dont l'étendue était relativement limitée (Figure 27A). Un second delta à cette altitude, 25 km

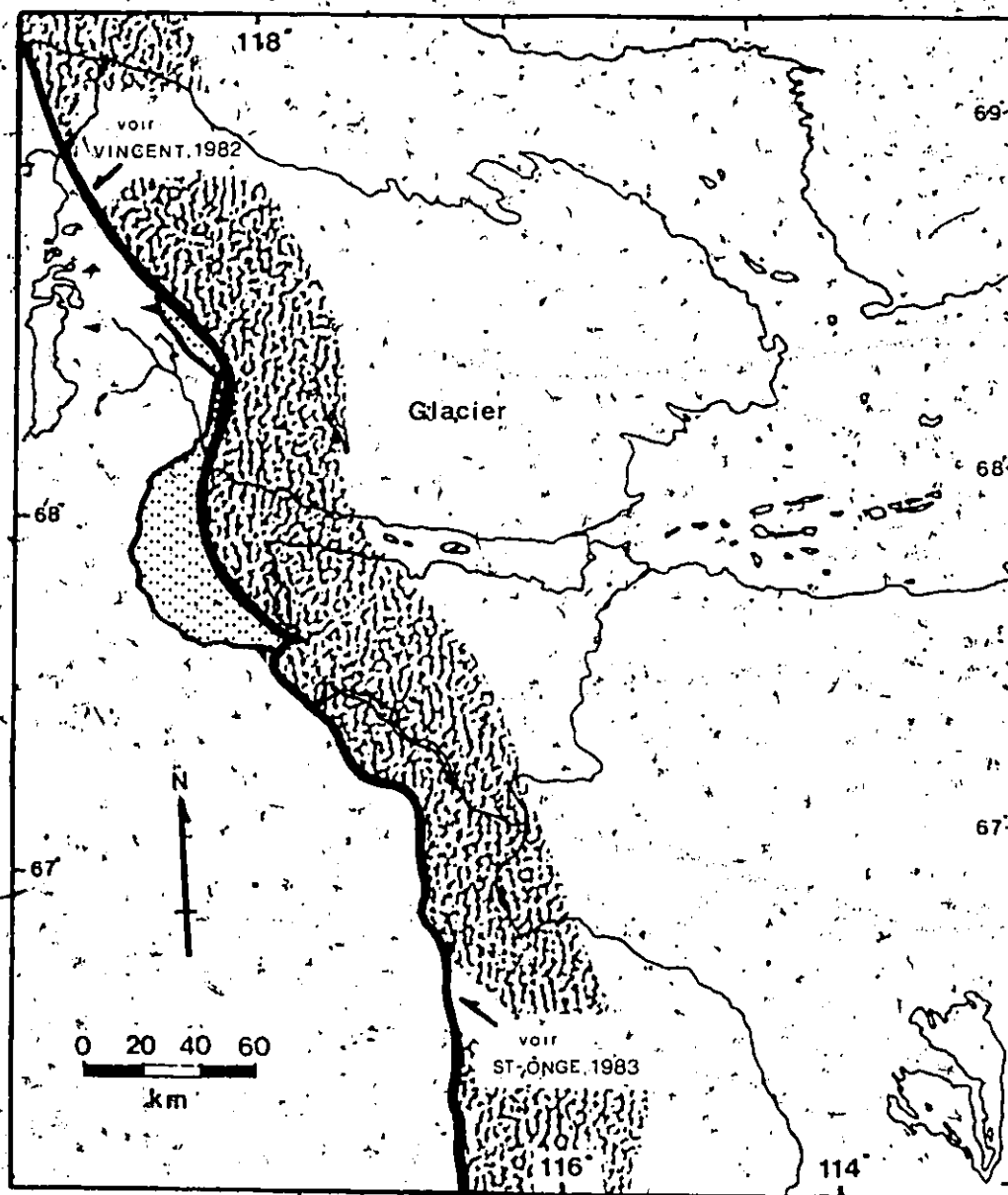


FIGURE 27a: PHASE 1 DU LAC GLACIAIRE RICHARDSON.

au nord-ouest du premier (Figure 23, site E) repose contre les collines Melville et permet de préciser l'étendue de ce lac (300 km^2). Cet autre lac glaciaire est le dernier d'une série de lacs qui étaient barrés entre le côté nord-est des collines Melville et le front glaciaire. De nombreux deltas à des altitudes variables et plus élevées ont été observés sur les photographies aériennes (Figure 23, sites F, G et H) à l'appui de cette hypothèse. La reconstruction de la séquence de cette série de lacs déborde le cadre de cette thèse et, par conséquent, ne sera pas discutée plus en détail.

Le retrait progressif du front glaciaire vers l'est a permis un drainage rapide du lac glaciaire Richardson à 330 m a.n.m. Eventuellement, lorsqu'un autre exutoire plus bas a été dégagé, le niveau du lac s'est stabilisé à 260 m a.n.m.

ii) Phase 2:

Comme l'indique une série de deltas à 260 m a.n.m. dans le bassin de la rivière Richardson et les environs, une importante surface a été submergée durant cette deuxième phase du lac glaciaire Richardson (Figure 27B). Lors de son étendue maximale le lac occupait une surface de près de 6000 km^2 et se drainait dans la mer au nord-ouest du bassin le long des collines Melville contre le front glaciaire.

Bien qu'il s'agisse de la plus importante phase du

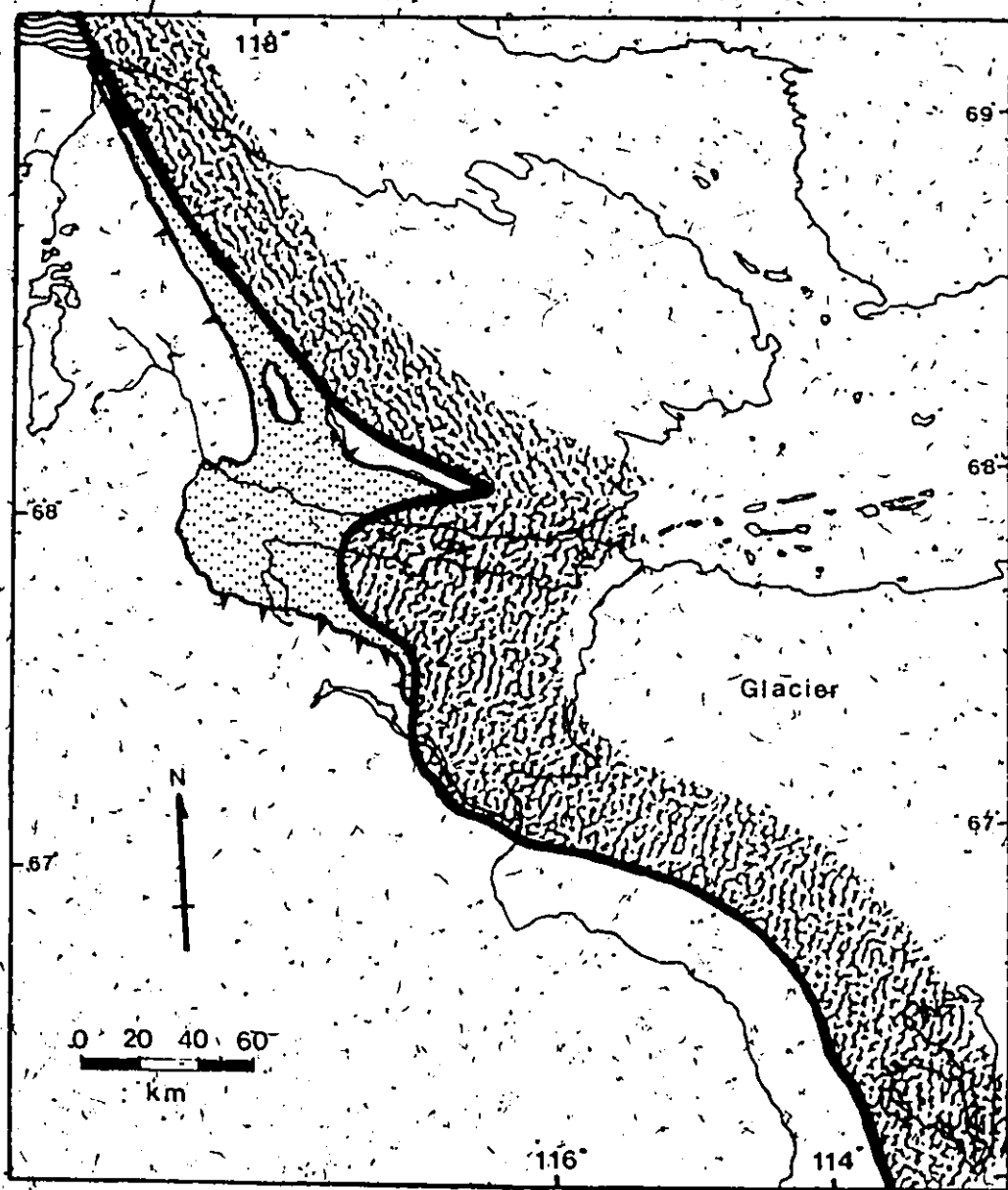


FIGURE 27b: PHASE 2 DU LAC GLACIARE RICHARDSON.

lac glaciaire Richardson, un exutoire bien défini n'a pu être identifié avec l'aide des photographies aériennes. Étant donnée la difficulté d'accès de cette région, une étude de terrain plus détaillée est nécessaire. Toutefois, il est probable que l'eau se soit drainée graduellement contre le front en retrait permettant une baisse progressive du niveau lacustre jusqu'à ce qu'un exutoire plus bas se dégage, tel que suggéré par le front de delta érodé (Photo 7) et les nombreux lambeaux deltaïques inférieurs à 260 m a.n.m. (Photo 16).

iii) Phase 3:

La troisième phase du lac glaciaire Richardson a été initiée au moment où un exutoire dans la roche en place à 235 m a.n.m. (Figure 23, site B) a été dégagé par la glace. La surface du lac à cette altitude s'étendait sur 4,600 km² (Figure 27C). Dans le bassin de la rivière Richardson, quelques deltas à 240 m a.n.m. ont été retrouvés, par conséquent, il est possible de conclure que cette phase a été relativement stable pendant une période.

L'exutoire entaillé dans la roche en place était rempli de sédiments fluvio-glaciaires. Le niveau du lac s'abaissait graduellement, au fur et à mesure que ces sédiments étaient pris en charge par les eaux de drainage du lac. Avec un faible retrait additionnel du front vers l'est, un autre exutoire s'est dégagé.

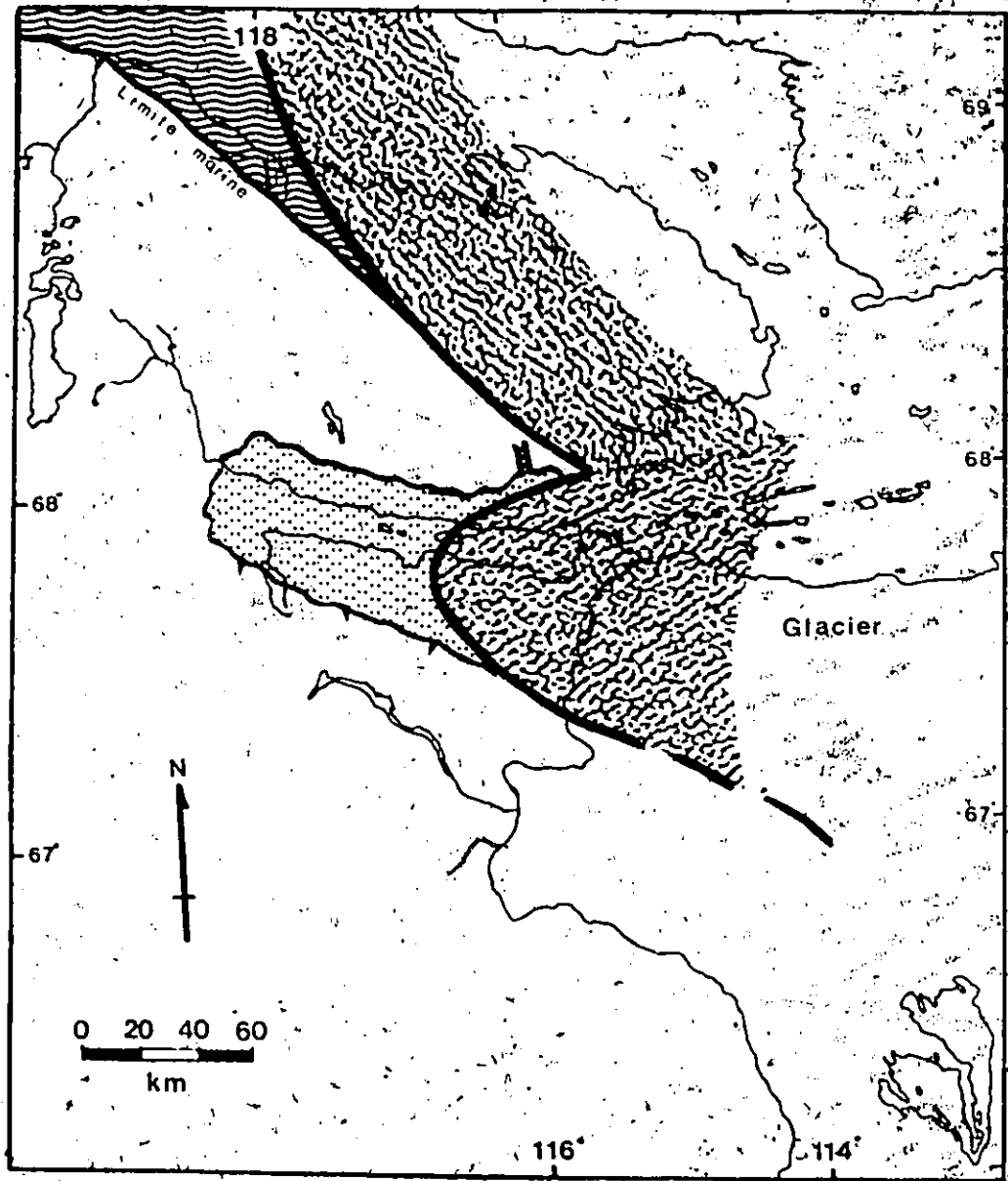


FIGURE 27c: PHASE 3 DU LAC GLACIAIRE RICHARDSON.

iv) Phase 4

L'exutoire qui contrôlait la quatrième et dernière phase du lac glaciaire Richardson à 165 m a.n.m. fut dégagé à la suite d'un retrait du front glaciaire de 15 km vers l'est (Figure 23, site C). L'étendue du lac était alors de 3,200 km² (Figure 27D) et se limitait à la dépression formée par les bassins des rivières Rae et Richardson.

Il n'existe aucune preuve de l'existence prolongée d'une masse d'eau à cette altitude. À l'extrémité nord de l'exutoire, un delta constitué de sédiments grossiers surplombe la mer à une altitude de 140 m a.n.m. (Figure 23, site F). Très rapidement, suite à un léger retrait glaciaire vers l'est, les hautes terres au nord-est furent dégagées et en l'absence d'un barrage de glace l'incursion de la mer marquait la fin du lac glaciaire Richardson. Cette transition s'est produite de façon relativement calme il y a au moins 10,300 ± 240 années A.A. (GSC-3663). Cette date provient de coquillages marins (*Macoma calcarea*) récoltés dans un dépôt de plage à 90 m a.n.m. dans le bassin de la rivière Richardson (carte hors texte, site I).

c) Conclusion

À date, aucune évidence permet de dater de façon absolue les différentes phases du lac glaciaire Richardson, mais les rythmites indiquent que le lac a existé pour un minimum de 300 années. De plus, l'absence de dépôts de plage

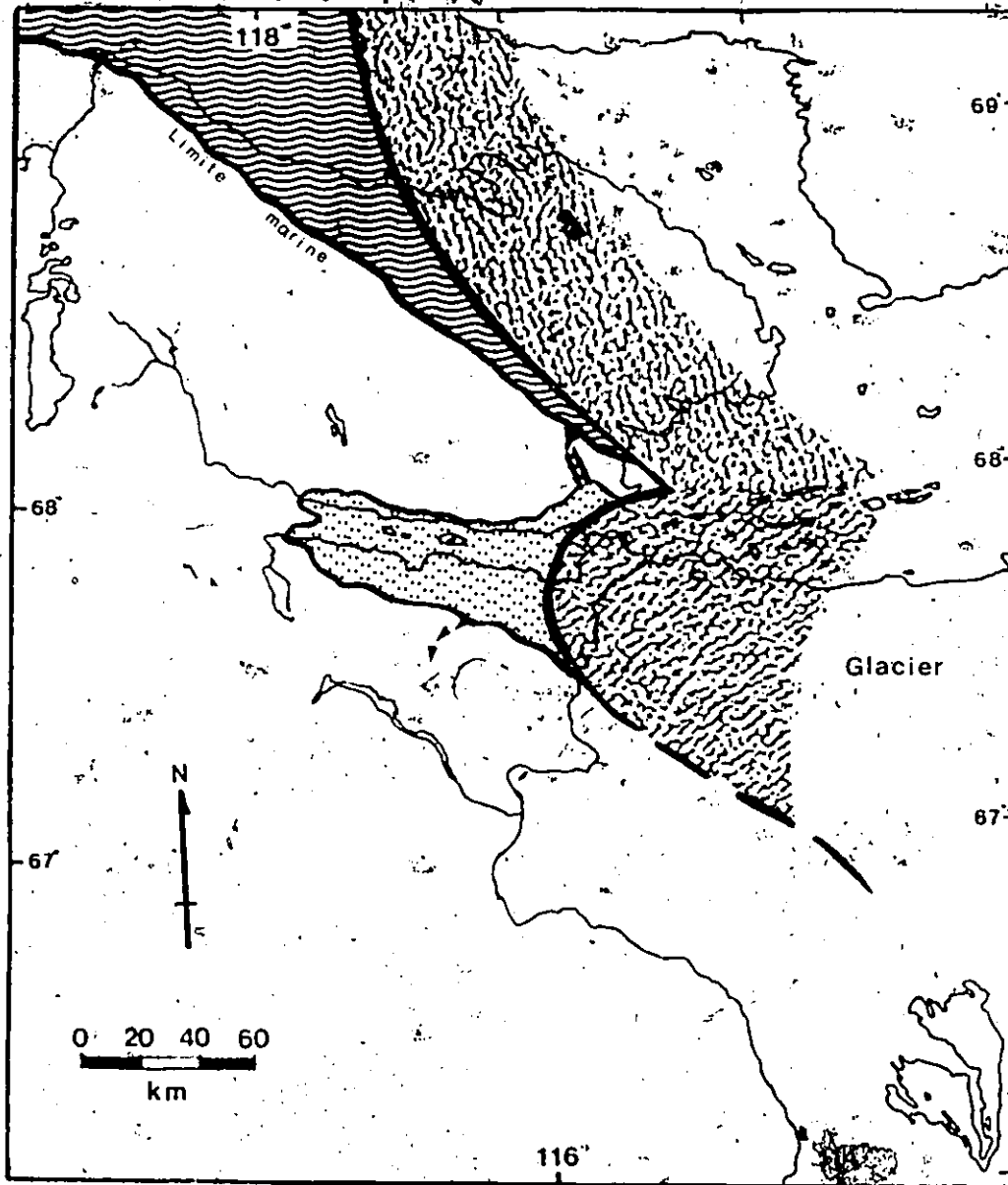


FIGURE 27d: PHASE 4 DU LAC GLACIAIRE RICHARDSON.

lacustre laisse croire à la durée limitée des différents niveaux du lac glaciaire Richardson et/ou à l'absence d'une source de sable. Par contre, la présence de deux plages d'érosion (carte hors texte) représentées par des cordons de blocs d'un diamètre moyen de 20 cm démontre les zones favorables au dé-lavage du till et sont caractéristiques des plages glacio-lacustres, c'est-à-dire des formes isolées et distinctes des unes des autres liées aux fluctuations communes des niveaux lacustres (ANDREWS, 1970b).

Quoique les estimations de la durée relative du lac glaciaire Richardson soient très larges, il reste à préciser à quel moment la mer a pénétré dans la dépression topographique à l'ouest du golfe du Couronnement. D'après le modèle ci-haut (Figure 28), l'incursion marine s'est produite très tardivement lors de la déglaciation de la région suite à l'existence d'un important lac glaciaire.

d) Autre hypothèse

Bien que le modèle de déglaciation présenté ci-haut explique la distribution de tous les faciès sédimentaires observés dans le bassin de la rivière Richardson ainsi que la présence des nombreuses formes glaciaires et autres dans le bassin et ses environs, il n'en reste pas moins que certains arguments sont en faveur d'une incursion marine plus hâtive qu'on ne le croyait et qui serait associée à un lac glaciaire marginal donc d'étendue très limitée.

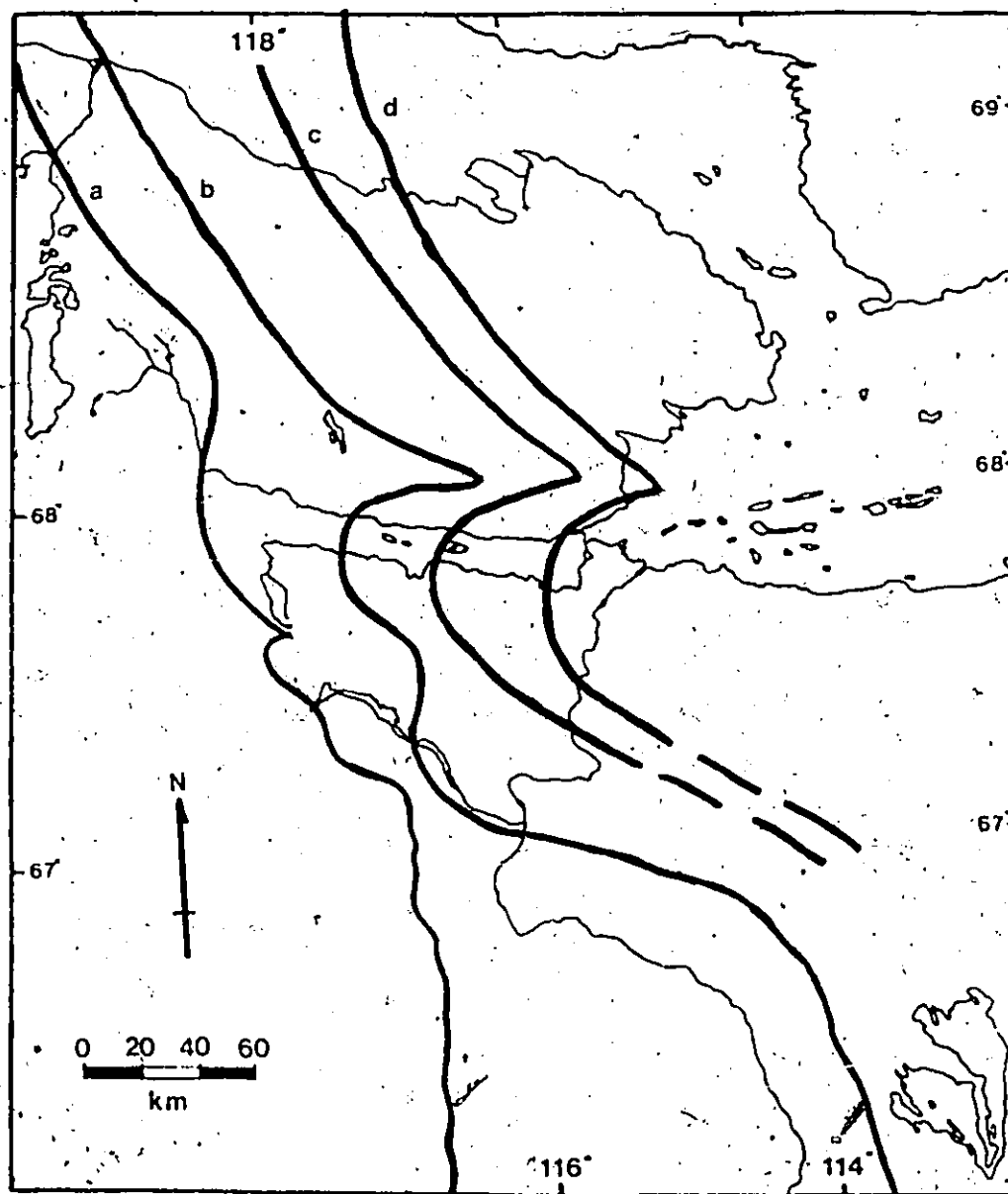


FIGURE 28: MODÈLE DE RÉCESSION DES FRONTS GLACIAIRES
DANS LA RÉGION DU BASSIN DE LA RIVIÈRE
RICHARDSON.

Ces arguments comprennent: la disparité dans l'épaisseur des argiles marines à l'échelle régionale, la présence d'un exutoire à 165 m a.n.m., l'existence de rythmites salées au nord dans le bassin de la rivière Rae, la configuration d'un lobe de glace dans une vallée ou dépression, la possibilité de formation de rythmites en milieu salin, l'absence de sédiments fins rythmés à plus de 145 m a.n.m., et la génération d'importantes masses de sédiments fins dans un bassin fermé.

D'abord, la distribution régionale des argiles marines appelle quelques clarifications. A quelques kilomètres à l'est du bassin, plus précisément à l'embouchure de la rivière Coppermine, il existe des rythmites marines sur 70 m d'épaisseur (BRUNEAU, 1984).

Selon Edwards (1978) les rythmites marines se caractérisent par un important mélange d'argile et de silt dans les doublets par opposition à une nette séparation des fractions de silt et d'argile pour les rythmites glacio-lacustres. Les rythmites marines ne reflètent pas une rythmicité régulière (saisonnière) pour plusieurs raisons: 1) la flocculation des argiles dans l'eau salée font qu'elles se comportent comme les silts, 2) la densité moindre de l'eau de fonte glaciaire par rapport à l'eau de mer disperse les sédiments en suspension sur de grandes surfaces et 3) les mers glaciaires possèdent des sources de sédiments

allochtones qui sont influencées par les courants marins et qui essentiellement éliminent ou réduisent considérablement l'influence saisonnière très marquée dans les rythmites glacio-lacustres. D'autre part, à l'embouchure de la rivière Richardson seulement 30 m d'argiles marines massives sont exposées, tandis qu'à une centaine de kilomètres à l'ouest, toujours dans le bassin de la rivière Richardson, les argiles marines massives en surface atteignent parfois moins de 30 cm d'épaisseur. Cette différence d'épaisseur marquée sur une centaine de kilomètres s'explique difficilement par une érosion différentielle, étant donné le relief relativement plat du bassin de la rivière Richardson.

La distribution de l'épaisseur des argiles marines observées ne crée en fait aucun problème quant à une incursion marine tardive (Figure 28). Premièrement, la rivière Coppermine est une source très importante en sédiments, donc elle contribue à la formation de rythmites par la génération de courants de turbidité dans la mer (BRUNEAU, 1984).

Deuxièmement, les argiles qui arrivent soudainement dans un milieu salin sont flocculées (KRANCK, 1975) pour se sédimenter immédiatement. Par conséquent, il ne reste que très peu de fines particules à sédimenter ailleurs, plus loin de la source.

Troisièmement, vue l'importance du débit de la rivière Coppermine, la débâcle au printemps est toujours plus

hâfve que celle des autres rivières environnantes (Rae et Richardson) et du golfe du Couronnement. Par conséquent, l'absence de courants marins sous une mer gelée empêche la propagation des sédiments fins en suspension apportés à la mer par la rivière Coppermine (SHAW, comm. pers., 1984).

Quatrièmement, il est fort probable que l'apport en sédiments des versants de la dépression topographique à l'ouest du golfe du Couronnement ait été très faible, comparativement à la rivière Coppermine, au moment de l'incursion marine comme c'est le cas à l'heure actuelle.

Finalement, la durée relative de sédimentation entre les parties est et ouest du bassin joue un rôle important dans la distribution des argiles. Au moment de l'incursion marine, le relèvement glacio-isostatique est d'abord plus rapide (cf. 4.2.1), émergeant donc les terres les plus élevées après une brève submersion résultant en une courte période de sédimentation. D'autre part, les terres plus basses, sont submergées pour une période relativement plus longue et il est normal que l'accumulation de sédiments soit plus importante. Toutes ces raisons ensemble, ou seules, ont contribué à la répartition inégale des argiles marines massives que l'on observe à l'ouest du golfe du Couronnement.

Deuxièmement, la présence de l'exutoire de la phase 4 du lac glaciaire Richardson à 165 m a.n.m. au nord du

bassin est à une altitude inférieure à la limite marine établie à 90 km au sud, à l'embouchure de la Coppermine, soit 170 m a.n.m. (BRUNEAU, 1984). Cette observation s'explique par l'effet du relèvement glacio-isostatique dans cette région qui provoque une baisse de la limite marine vers le nord-ouest (CRAIG, 1960). Le delta à l'aval de cet exutoire indique que la mer se trouvait à 140 m a.n.m. à cet endroit avant l'incursion marine à l'ouest du golfe du Couronnement.

Le troisième argument suggérant une incursion marine plus hâtive que celle proposée dans le modèle est la présence de rythmites salées le long de la rivière Rae. Celles-ci sont identiques à celles décrites à l'ouest du bassin de la rivière Richardson (cf. 3.1.3) et elles se trouvent au nord à 35 km de l'embouchure de la Rae. Ces rythmites salées sur une épaisseur d'au moins 4 m n'ont été observées que le long du secteur aval de la rivière Rae, au nord-est du bassin de la rivière Richardson (Figure 1). Ceci suggère donc une mise en place dans la mer ou encore un apport postsédimentaire de sel. La première hypothèse est rejetée puisqu'il est difficile d'obtenir la ségrégation des argiles et des silts dans une masse d'eau dont le taux de salinité est aussi faible que 3,0 p.p.m. (KRANCK, 1975). De plus, il est difficile d'expliquer l'absence de macro-fossiles dans ces rythmites, puisque ceux-ci sont présents en abondance dans les argiles massives en surface.

Par contre, la deuxième hypothèse, soit un apport

postsédimentaire de sel, explique sans difficultés majeures cette observation. D'abord, ces rythmites salées ne se rencontrent que là où la mer a pénétré dans la dépression à l'ouest du golfe du Couronnement (Figure 28), donc là où la submersion des terres par la mer a été la plus profonde. Les rythmites ont été mises en place dans un milieu lacustre, tel que décrit précédemment, pour donner la structure observée. Par la suite, sans l'intermédiaire d'une phase continentale, l'incursion marine ne s'est reflétée que par un changement de salinité. Dans ces conditions, les ions de sel se propagent par diffusion, d'abord à travers la masse d'eau. Plus tard, lors de l'équilibre chimique de la masse d'eau, ces ions se propagent par diffusion à travers les sédiments sursaturés en eau (WESTLAND, comm. pers., 1984) mis en place auparavant ou encore par mouvement mécanique de l'eau salée entre la masse d'eau et les sédiments submergés (GILBERT, comm. pers., 1984). Sous ces conditions sursaturées, les nombreuses couches d'argiles ne créent pas d'obstacles totalement imperméables au mouvement de l'eau (TORRANCE, 1983). Bien que la diffusion à travers les sédiments soit un processus lent (WESTLAND, comm. pers., 1984) elle contribue de façon significative au cours d'une période de plusieurs siècles. Rien n'exclut la possibilité que ces deux processus aient agi conjointement sur une période plus ou moins longue. Le fait de retrouver, encore de nos jours, du

sel dans ces rythmites indique qu'il n'y a pas eu de lessivage (*leaching*) des sédiments depuis leur émergence. Ceci suggère de plus, que l'emprise du pergélisol fût très rapide au moment de l'émergence des terres, qui est toujours présente aujourd'hui, et que le sel est demeuré même dans les sédiments dégelés chaque été.

Il existe d'autres mécanismes d'apport postsédimentaire de sel comme par exemple, le lessivage d'un affleurement de roche en place. Toutefois, ces processus ont des effets très localisés dans l'espace étant donné la nature des roches de cette région.

La présence de rythmites le long du secteur aval de la rivière Rae suggère que le lac glaciaire Richardson s'étendait jusque là. Ceci concorde avec la position des exutoires à 235 m et à 165 m a.n.m. (Figure 23, sites B et C). De plus, ces rythmites se limitent à la partie ouest du bassin de la rivière Richardson, donc cette répartition suggère la présence d'un lobe de glace à l'ouest du golfe du Couronnement. Des évidences stratigraphiques de l'existence d'un lac proglaciaire ont été observées jusqu'à 65 km de l'embouchure de la rivière Richardson ou, plus précisément jusqu'au sud du lac Cox (Figure 1). Par conséquent, l'hypothèse d'un simple lac glaciaire marginal peut être rejetée puisque l'étendue du lac glaciaire lorsque le front se trouvait à cet endroit était d'au moins 6000 km² (cf. 4.2.3, phase 3). De plus,

ce lac s'étendait, d'est en ouest, sur 100 km. Finalement, l'argument qui suggère l'existence d'un lac glaciaire marginal de par la configuration du front glaciaire dans une vallée ou dépression topographique, n'est pas fondé ou soutenu par les évidences stratigraphiques (Figure 17) et régionales.

Un autre argument qui suggère une incursion marine moins tardive, est la possibilité que des rythmites bien définies puissent se produire dans un environnement marin. Cette situation est toutefois moins commune, car elle nécessite des conditions particulières. Le problème majeur est d'avoir une source importante et continue en sédiments pour maintenir une densité supérieure à celle de l'eau salée. Puisque l'existence de courants de turbidité est essentielle à la formation de rythmites (GILBERT, 1973, 1975, 1978, 1982, 1983), d'importantes quantités de sédiments sont nécessaires pour obtenir des accumulations de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur sur des surfaces de l'ordre de 800 km^2 . Il est possible d'obtenir des densités de sédiments supérieures à celle de l'eau salée à quelques kilomètres du front (1,3 km). Le problème demeure toutefois pour déterminer la configuration du front qui permettrait d'abord la formation de rythmites dans la mer à l'ouest du bassin et au même moment permettrait l'incursion de la mer au nord-est. De plus, il est difficile d'expliquer l'uniformité de l'épaisseur des rythmites sur des distances de l'ordre de 90 km, si celles-ci ne peuvent se former dans la mer qu'à

proximité du front.

L'absence de rythmites à plus de 145 m a.n.m. ne signifie certes pas qu'elles sont d'origine marine. Leur absence n'est pas non plus une évidence à l'appui d'un lac marginal. Deane (1960, p. 9) précise que

"Long, narrow bodies of water, confined between the ice and the height of land, and with the outlet at one end, would have had current action similar to that of a stream. In such lakes the varves would be extensive in the direction of current flow."

De plus les travaux de plusieurs auteurs, entre autres, Shaw (1977) dans la vallée de l'Okanagan démontrent que le retrait du glacier dans une vallée étroite et bordé d'un lac marginal est un environnement favorable à la formation de varves. D'épaisses séquences de varves se retrouvent perchées sur les versants de la vallée actuelle.

Finalement, de quelle façon est-il possible d'expliquer l'apport de masses importantes de sédiments fins dans un bassin plus ou moins fermé? Tout d'abord, le processus de glissement du front deltaïque contribue à l'apport de sédiments fins vers les faciès plus distaux. D'autre part, on ne peut sous-estimer la contribution en sédiments des chenaux fluvio-glaciaires qui, comme on l'a démontré, aboutissaient dans le lac glaciaire (cf. 4.2.2). En plus de l'apport direct du glacier dans le lac, le ruissellement des versants du bassin, devient de plus en plus important à mesure que se dégagent les

berges du lac durant la baisse graduel de son niveau. Ajouté à toutes ces sources possibles, le drainage dans le lac, d'un autre lac glaciaire au sud, il est facile de justifier l'apport d'importantes quantités de sédiments fins dans le bassin du lac glaciaire Richardson.

Pour conclure l'ensemble des évidences présentées ci-haut, l'existence d'un lac glaciaire dans cette région ne peut être niée. De plus, les évidences qui servent à préciser l'étendue et la durée relative du lac glaciaire Richardson semblent plus cohérentes, dans l'ensemble, que les arguments qui suggèrent la mise en place de rythmites bien définies dans la mer dont l'incursion aurait été plus hâtive que suggérée par le modèle. Par conséquent, il est plus simple de prétendre que les rythmites ont été déposées dans un lac glaciaire, tandis que l'épisode marin serait représenté par les argiles massives qui recouvrent les rythmites glacio-lacustres et dont l'épaisseur est relativement mince à l'ouest du bassin.

4.2.4/ L'épisode marin

La dépression topographique à l'ouest du golfe du Couronnement, en partie formée par le bassin de la rivière Richardson, s'ouvre à l'est vers la mer. Cette région affaissée sous le poids de la surcharge glaciaire a permis à la mer de pénétrer vers l'intérieur sur une certaine distance. Cette limite d'extension marine est importante comme on l'a



souligné au chapitre 1.

A) La limite marine

Des travaux antérieurs dans la région du golfe du Couronnement ont été effectués pour tenter de fixer la limite marine. Craig (1960) avait estimé cette limite à 146 m a.n.m. à l'aide d'une cartographie préliminaire des dépôts marins et de la présence de surface de remaniement. Il a de plus reconnu dans cette région que l'altitude de la limite marine décroît vers l'ouest pour se confondre au niveau actuel à l'embouchure de la rivière Croker (Figure 1). Plus récemment, Bruneau (1984) a étudié la séquence de régression marine du secteur aval de la rivière Coppermine et a démontré à l'aide d'indications stratigraphiques et sédimentologiques que la mer a atteint une altitude de 170 m a.n.m. A moins de 15 km à l'est du bassin de la rivière Richardson se trouve un delta à cette même altitude et une série de plages indiquant une baisse progressive du niveau marin sous l'effet du relèvement glacio-isostatique (BRUNEAU, 1984).

A l'intérieur des limites du bassin de la rivière Richardson il n'existe aucune trace de dépôts littoraux à 170 m a.n.m. A cause du processus très actif de solifluxion à travers le bassin il est difficile de reconnaître la limite marine sur le terrain. Toutefois, grâce à l'analyse des photographies aériennes (ANNEXE B) et à la cartographie des dépôts

de surface il est possible d'établir la limite marine (carte hors texte).

D'abord, sur les photographies aériennes (Photo 22) la limite marine se distingue par la présence d'une surface délavée qui correspond, à l'est du bassin, à une altitude de 170 m a.n.m. Cette ligne de démarcation est nette et continue sur de longues distances dans le bassin. L'altitude de cette limite diminue graduellement vers l'ouest jusqu'à 150 m a.n.m. vers le centre du bassin. A cet endroit dans le bassin, la limite d'extension maximale de la mer vers l'ouest ne peut être clairement distinguée. L'abondance de marécages, la solifluxion importante et l'homogénéité granulométrique des sédiments fins glacio-lacustres et marins à cet endroit font que la limite marine est moins facile à établir.

D'autre part, la cartographie des dépôts meubles (carte hors texte) permet de mieux distinguer l'étendue régionale des dépôts marins. Cette distinction s'effectue d'abord sur la base de la présence de coquillages et de microfossiles marins. Les coquillages (*Macoma calcarea* et *Heatelea arctica*) se retrouvent jusqu'à une altitude de 170 m a.n.m. tandis que les micro-organismes marins ne se rencontrent qu'à une altitude inférieure à 130 m a.n.m. L'absence de faune marine au-delà de ces limites peut s'expliquer par l'importance du relèvement glacio-isostatique au moment de l'incursion

limite de façon continue. (carte hors texte).

B) La régression marine

Dans le bassin de la rivière Richardson, la limite marine à 170 m a.n.m. résulte de l'affaissement maximal des terres sous le poids de la surcharge glaciaire. À partir du retrait de la glace, l'effet du relèvement glacio-isostatique a fait régresser progressivement le niveau de la mer dans le bassin. Ces diverses étapes de la régression marine (Figure 29) ont été identifiées par la présence de deltas, de plages et de structures sédimentaires caractéristiques. De cette façon, quatre étapes majeures de la régression marine ont été reconnues dans le bassin de la rivière Richardson (Figure 29). Le niveau de ces différentes phases correspond aux altitudes de 140 m, 90 m, 45 m et 25 m a.n.m.

La première phase à 140 m a.n.m. est clairement marquée par un immense delta de sable et gravier au centre du bassin (carte hors texte, site J). Les dimensions de ce dernier, soit 6 km de longueur à partir de l'apex et 3 km de large au front, se comparent à un autre delta marin cartographié par Bruneau (1984) à 10 km à l'est du bassin dans la vallée de la rivière Coppermine. Le delta dans le bassin de la rivière Richardson, en majorité constitué de sable, est dépourvu de coquillages et de micro-organismes marins. De plus, l'absence de kettles et de formes d'effondrement suggèrent

une genèse en position distale d'un front glaciaire. Par conséquent, l'origine marine de ce delta ne peut être établie dans le contexte régional que par sa morphologie, sa composition et son altitude.

La deuxième phase est marquée par une crête de plage sableuse (Unité 8b) à 90 m a.n.m. et associée à un petit delta à 4 km au sud-est (carte hors texte, site K). Aucune autre trace de cette phase de régression marine n'a été identifiée dans le bassin de la rivière Richardson. La source de sable qui a permis la formation de ces formes se trouve directement au sud et il s'agit d'un immense complexe fluvio-glaciaire. Le cours d'eau qui alimentait ce delta s'est encaissé dans des grès rouges (BARAGAR et DONALDSON, 1973). Cette crête de plage revêt une importance du fait qu'elle contient des coquillages marins (*Macoma cal-carea*) qui ont été datés à $10,300 \pm 240$ années A.A. (GSC 3663). A l'extérieur de la limite est du bassin de la rivière Richardson la présence d'un autre delta à 100 m a.n.m. dans la vallée de la rivière Coppermine (BRUNEAU, 1984) peut être associée probablement à cette même phase. En fait, dans le bassin de la rivière Richardson à moins de 100 m a.n.m. les évidences des diverses phases de la régression marine sont peu abondantes et résultent vraisemblablement de l'absence d'apport important de sédiments. Par ailleurs, la solifluxion extensive des dépôts fins a pu détruire ou masquer ces évidences.

Toutefois, suite à l'analyse détaillée d'une coupe stratigraphique, y incluant les structures sédimentaires, le nombre et les espèces de micro-organismes marins (KERR, 1984b), il a été possible de déterminer l'existence de deux autres phases distinctes.

D'abord, une phase à 45 m a.n.m. (Figure 29) a été estimée sur la base d'indications bathymétriques recoltées à partir des diverses espèces de micro-organismes (KERR, 1984b et CRONIN, 1977) et de l'étendue d'un faciès sublittoral marin sableux (carte hors texte). Finalement, la quatrième phase établie à 25 m a.n.m. (Figure 29) a été estimée à partir de la succession des structures sédimentaires retrouvées dans les coupes stratigraphiques et qui sont caractéristiques d'un estuaire (KERR, 1984a). Cette dernière phase a eu lieu avant $1,940 \pm 80$ années A.A. (BGS 912), âge obtenue sur un échantillon de tourbe (KERR, 1984a).

Pour conclure, la séquence de régression marine ne peut pas être précisément définie avec les données disponibles. Le retrait a pu se faire de façon graduelle ou par une baisse rapide du niveau marin suivi d'une période de stabilité. Une chose est certaine, c'est que les indications de la présence marine se font plus nombreuses avec les altitudes décroissantes. De plus, les deux seuls âges radiométriques obtenus dans le bassin de la rivière Richardson ne suffisent pas à préciser la vitesse de régression marine dans le temps.

4.3 LA MORPHOGENESE POSTGLACIAIRE

4.3.1 Les formes périglaciaires

Les conditions périglaciaires qui existent dans la région de la rivière Richardson favorisent le développement et/ou le maintien d'une multitude de formes caractéristiques. Des formes périglaciaires ont été recensées dans le bassin, entre autres: les lobes de solifluxion, les scabioles, les blocs redressés ou éjectés, les buttes cryogènes et les lacs de fonte. Cette liste n'est certes pas exhaustive, mais regroupe un bon nombre des formes périglaciaires observées sur le terrain (McGILL, 1957).

Dans la section qui suit, une description de la structure et des caractéristiques de chacune de ces formes est donnée, en plus des références à une littérature spécialisée. Finalement, on a vu l'ensemble des processus impliqués dans la genèse des formes décrites. Cette description s'avère essentielle au but de la présente étude qui couvre également les formes résultant d'une genèse postglaciaire. De plus, elle complète de façon détaillée la physiographie du bassin de la rivière Richardson.

a) Les pentes

Tous les paysages du globe sont constitués de pentes et par conséquent, leur importance en géomorphologie

ne peut être négligée. (WILSON, 1968). French (1976) classe les formes de pentes en milieu périglaciaire dans quatre catégories distinctes, en soulignant l'existence de cas intermédiaires. Etant donné l'importance de la structure géologique (cf. 2.1) sur le relief du bassin de la rivière Richardson, les pentes se limitent aux deux premières catégories de French, soit 1) le profil de paroi et éboulis (*free face and debris slope profile*) et 2) les pentes faibles avec couvert détritique (*smooth debris mantled slopes*).

Les fronts de cuestas exposés au sud constituent la première catégorie. D'une hauteur moyenne de 60 m, les parois de roche en place près de la verticale surplombent des talus d'éboulis qui recouvrent souvent plus de la moitié du versant. Ces talus, de forme concave ou concavo-convexe, varient de 15° à 30° et se terminent souvent dans un lac. En grande majorité ils sont recouverts de végétation ou, par endroit, de gelifractés dénudés qui indiquent encore une certaine activité de débitage des parois.

Les revers de cuestas présentent des surfaces faiblement ondulées dont l'inclinaison généralement vers le nord, est de moins de 15° . Ces pentes sont tapissées d'un matériel fin dans lequel sont incorporés des cailloux anguleux.

Deux formes principales modifient activement les versants recouverts de matériel à matrice fine: les lobes

de solifluxion et les niches de nivation (Photo 233). Les lobes de solifluxion, de forme convexe, mesurant de 0,5 à 6 mètres de large. Leur relief est de 10 à 60 cm qui peut se terminer par un front haut de 40 cm en moyenne. Dans certains cas, ces lobes sont recouverts de végétation dont la densité est plus importante à la base du front. Le matériel qui les compose est hétérométrique sauf à leur marge qui est délimitée par une concentration de cailloux avec une orientation préférentielle des axes longs (a) vers le haut de la pente.

Le mécanisme de mouvement des lobes de solifluxion est une combinaison des processus de reptation et de gélifluxion dont l'importance relative varie dans le temps et dans l'espace (WASHBURN, 1967). Le mouvement s'opère surtout en surface et est lié à la profondeur de la zone active dans le sol (WILLIAMS, 1968), à la pente, à la granulométrie et à la disponibilité en eau (WASHBURN, 1973). La vitesse de ce mouvement est très variable, mais en moyenne, selon des datations au ^{14}C pour les 3000 dernières années, il s'agit de 3 à 5 mm par année (DYKE, 1978).

Les niches de nivation sont assez rares dans le bassin. Celles que l'on retrouve se situent dans la partie supérieure des pentes et sont allongées sur la largeur du versant.

En ce qui concerne toutes les autres régions du

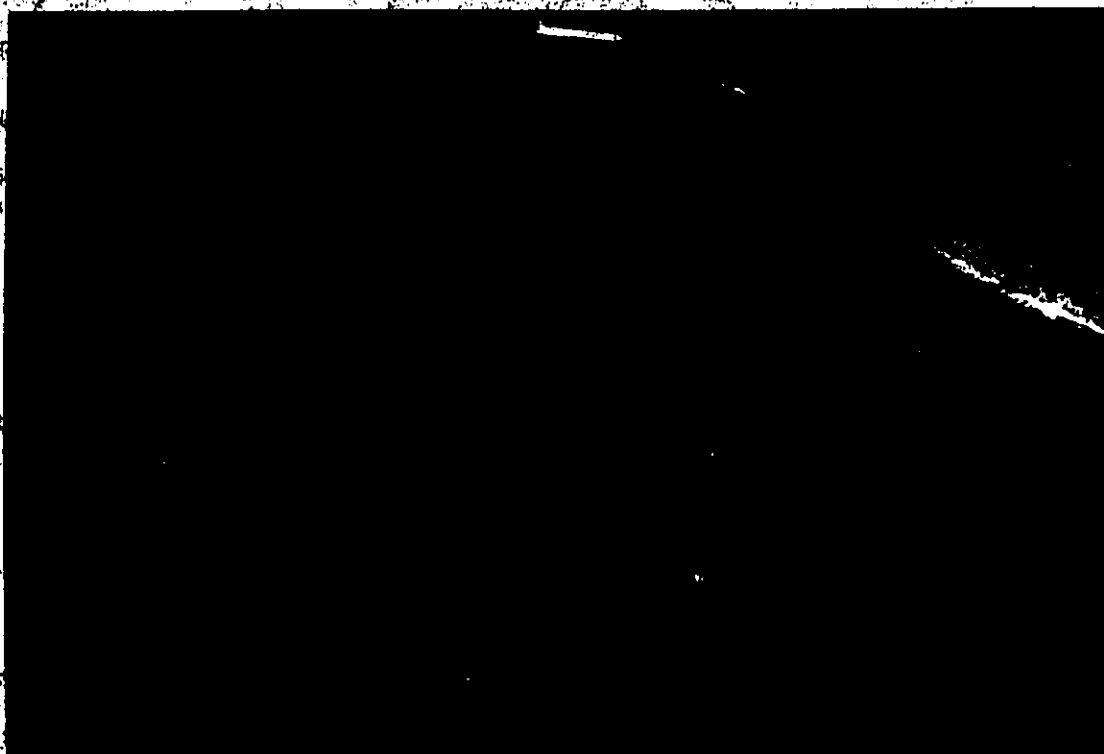


Photo 23: Vue aérienne de lobes de solifluxion et de niches de nivation caractéristiques du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O.

bassin de la rivière Richardson, dont les pentes ne dépendent pas directement de la structure géologique, elles se résument à deux zones principales. La première est une zone recouverte par une épaisse couverture de till dont la surface est ondulée ou fuselée (cf. 3.1.1). L'autre correspond à la zone des basses terres recouvertes de dépôts marins où la surface est relativement plane (cf. 3.2.1).

b) Le terrain modelé (*patterned ground*)

Plusieurs types de sols à figure géométrique ont été définis et classifiés par Washburn (1956). En vue de la clarté et la simplicité de cette classification, elle est généralement acceptée. Elle est basée sur, premièrement, la forme géométrique et, deuxièmement, sur la présence ou l'absence d'un triage.

Par ailleurs, il est important de mentionner la complexité terminologique qui existe dans la description de certaines formes périglaciaires et en particulier les cercles non-triés de Washburn que l'on nomme dans le cas présent, ostioles (SHILTS, 1978). Très répandues dans le bassin de la rivière Richardson, sur les régions de till et de dépôts marins, leur importance ne se reflète toutefois pas dans l'attention dont elles ont fait l'objet. Par conséquent, les données concernant la structure des ostioles, obtenues à partir de l'observation d'un nombre très restreint de ces formes, ne peuvent être généralisées à l'ensemble de la région.

Les ostioles se présentent, isolées ou en groupe, sous forme de parcelles de sol dénudées ayant une configuration ovale et variant de 0.5 à 4 m. de diamètre. Elles atteignent de 5 à 20 cm de hauteur et sont délimitées par un bourrelet de végétation composé principalement de graminées et de *Salix*. La surface des ostioles est plutôt plane ou légèrement convexe vers le haut et souvent recouverte d'un réseau de fentes polygonales. Cette dernière caractéristique se retrouve toujours dans les formes associées à des dépôts de silt argileux marin et, de plus, à ces endroits, le diamètre des ostioles n'atteint guère plus d'un mètre.

En ce qui concerne la composition sédimentologique des ostioles, elle comprend un important pourcentage (> 80%) de silts et d'argiles. On note également la présence de sable et de cailloux, répartis en surface de façon concentrique et dont la dimension décroît graduellement vers un ou plusieurs centres d'extrusion de sédiments fins. La limite de liquidité de ce matériel est de l'ordre de 15%. En général, on retrouve de nombreuses inclusions de matière organique en profondeur.

Le processus d'initiation de ces formes est encore peu connu, mais il existe des hypothèses qui expliquent le développement et le maintien des ostioles.

Le modèle des pressions cryostatiques proposé par Nichol sop (1976) et Crampton (1977) suggère que la forme du

monticule résulte d'un déplacement du matériel vers la surface, suite aux pressions cryostatiques (regel) engendrées à partir de zones isolées, non gelées, à l'intérieur du molisol (VEILLETTE, 1980). En théorie cependant, aucune pression ne devrait se développer dans le sol gélif d'un monticule, car la formation de lentilles de glace au sommet et à la base de la couche active assècherait la zone non gelée de sorte que l'eau des pores serait sous tension.

En se basant sur de nombreuses observations de terrain, Mackay (1980) a élaboré un modèle qui implique un déplacement du matériel vers la surface lié au cycle de gel et de dégel des lentilles de glace situées au sommet et à la base du molisol. Le mouvement en cellule, sous l'influence de la gravité, résulte des courbures opposées des zones de gel et de dégel au sommet et à la base de la structure.

Toujours à partir d'évidences de terrain, Shilts (1974, 1978) propose un modèle artésien et de surcharge qui définit idéalement les structures d'une ostiole soit, 1) un rebord gazonné, 2) un substrat de boue dégelée, 3) une carapace et 4) un diapir qui marque la zone d'extrusion de la boue à la surface. D'après ce modèle, les pressions qui causent le diapirisme résultent soit des pressions hydrostatiques ou artésiennes le long de la pente, de l'excès de pression interscellulaire après une pluie ou lors du dégel des lentilles

de glaces ou encore, de l'accroissement de la charge causé par l'homme ou les animaux. Les caractéristiques importantes du matériel composant les ostioles sont une limite de liquidité faible ($< 20\%$) et un indice de plasticité peu élevé ($< 10\%$).

Dans la région du bassin de la rivière Richardson, les ostioles étudiées s'expliquent mieux à l'aide de ce dernier modèle qui satisfait les observations suivantes: 1) la forme relativement plane ou légèrement convexe des monticules, 2) l'absence de lentilles de glace à la base de la zone active, 3) l'uniformité de la surface du pergélisol, 4) la présence de fractures de la carapace sur un bon nombre des ostioles, 5) la présence de plusieurs centres d'extrusion de boue, 6) la limite de liquidité du sédiment de 15% et finalement, 7) l'indice de plasticité de 10%.

L'activité des ostioles varie dans le temps et dans l'espace. Leur déplacement dans le sens de la pente, en s'éloignant des zones de microrelief élevé ou encore des centres d'extrusion de boue, est mis en évidence par le recouvrement de la végétation dans la direction du mouvement (EGGINTON et SHILTS, 1978). De plus, pour cette raison, les inclusions de matière organique dans les ostioles sont communes et lorsqu'elles sont datées, donnent des âges en majorité inférieures à 4,500 ans. Si l'on considère le taux moyen de subduction de matériel à long terme, il est de moins

d'un mm par année (DYKE et ZOLTAI, 1980).

La distribution et la forme des ostioles nous permettent de faire quelques constatations importantes. Tout d'abord, sur les pentes, on note une continuité des formes allant des ostioles aux bandes longitudinales. Cette association sur les pentes de plus de 2° démontre l'influence de la gravité dans l'évolution de ces formes. Les bandes de végétation, criées ou non au niveau granulométrique, font ressortir le microrelief et canalisent le drainage des versants. Le mode de formation de ces bandes de végétation est encore mal compris, mais une hypothèse de rotation en spirale des cailloux vers le bas de la pente due au gel différentiel (BUTRYM *et al.*, 1964) a été suggérée ainsi qu'une vingtaine d'autres énumérées par Washburn (1956) concernant les terrains modelés.

Il est beaucoup plus simple d'expliquer leur formation comme étant la conséquence de la migration des ostioles vers le bas de la pente. Au fur et à mesure que la boue est expulsée à la surface, elle s'écoule dans le sens de la pente et recouvre éventuellement la végétation qui se trouve à l'aval. La végétation située sur les côtés n'est pas ensevelie ou modifiée et par conséquent elle persiste. L'expulsion de boues effectuée graduellement sur la longueur du versant et conséquemment allonge la bande longitudinale de végétation non modifiée. Cette hypothèse reste

à vérifier par des études détaillées.

Dans le bassin de la rivière Richardson, on retrouve également des cercles triés d'un mètre de diamètre, de 40 cm de hauteur et de forme plus ou moins circulaire. Ces formes sont isolées au pied des noyaux de roche en place, composés de blocs hétérométriques anguleux et dépourvus de matrice fine. La végétation étant parsemée, le bourrelet de végétation qui les entourent est peu épais et discontinu. De plus, on observe des cercles triés d'un tout autre aspect. Ceux-ci ont de 3 à 6 m de diamètre avec une surface bombée et recouverte de végétation, ce qui suggère leur inactivité. Ces cercles se trouvent regroupés sur une zone de matériel grossier et sont délimités par des anneaux de gros blocs.

Finalement, les polygones de toundra ont rarement été observés dans le bassin. Ces derniers n'ont été observés qu'uniquement des airs et ne feront ici l'objet que d'une brève mention. Délimités par des fentes qui ne se distinguent que par la séparation du couvert organique, on ne note aucune concentration de cailloux à ces endroits. Ces polygones regroupés de forme plutôt hexagonale mesurent en moyenne une dizaine de mètres de diamètre. En surface, ils se limitent à une superficie inférieure à 100 m² et confinée à des dépressions fermées.

D'après la littérature, dans les zones de pergélisol

continû, les polygones sont associés à des fentes de glace (PRICE, 1972 et WASHBURN, 1973), mais en ce qui nous concerne, nous ne pouvons le vérifier. Leur formation s'explique par la théorie de contraction thermique (LACHENBRUCH, 1966), maintenant largement acceptée. Des formes semblables, plutôt temporaires et limitées au molisol, ont été reconnues et décrites par Pissart (1968). Pour leur part, Dylik et Maarleveld (1967), présentent une revue complète de la littérature concernant la structure de ces formes.

c) Les roches redressées (*tilted stones*)

Toujours dans les limites du bassin de la rivière Richardson, les roches redressées se rencontrent très fréquemment sur les surfaces de till épais et non remaniées (carte hors texte). La grande majorité de ces formes est constituée de blocs de grès rouge. Ces blocs dépassent la surface de 40 cm, n'ont pas plus de 2 cm d'épaisseur et leur axe principal est incliné de 70° à 90° sur l'horizontal. Il existe d'autres formes dont l'inclinaison est inférieure à 70° , mais elles sont associées à des lobes de solifluxion (cf. 4.3.1). En général, les roches redressées se trouvent sur des surfaces relativement planes et topographiquement plus basses dans un till composé principalement d'une matrice fine rougeâtre (cf. 3.1.2).

Une forme commune aux surfaces des régions où l'action du gel est importante, les roches redressées résultent

d'un soulèvement différentiel par le gel concentré aux extrémités de la roche, causant une rotation et une inclinaison de l'axe principal (FRENCH, 1976). Toutefois, de nombreux facteurs influencent le taux de redressement des roches, tels l'humidité du matériel encaissant, l'importance du couvert végétal, la forme et l'orientation de la roche (WASHBURN, 1979).

d) Les formes d'éjection périglaciaires (*frost heaved bedrock*)

Les nombreuses formes d'éjection périglaciaires observées dans les environs de la rivière Richardson se trouvent sur la roche en place, particulièrement sur les gabbros fortement fracturés et exposés des revers de cuestas. Ces formes anguleuses aux dimensions variables atteignent jusqu'à 2 m de hauteur et 3 m de diamètre. En général, on les retrouve en position verticale mais certaines formes sont inclinées ou même effondrées.

La largeur des fentes qui entourent les blocs éjectés varie de 1 à 20 cm. Dans ces fentes, souvent de plus d'un mètre de profondeur, on retrouve généralement de l'eau et plus rarement une accumulation de matériel fin d'altération et parfois même la présence de végétation.

Leur distribution dans le bassin est ubiquiste et dépend principalement des conditions locales. La concentration de ces formes est très variable. A certains endroits toute la surface exposée est couverte de blocs éjectés, tandis

qu'ailleurs, ils se présentent en bloc individuel que Dionne (1981) nomme respectivement édifices d'éjection et monolithes d'éjection.

Dyke (1979) définit les formes d'éjection périglaciaire comme une masse discrète de roche en place, déplacée de façon à suggérer que des forces internes au système roche-sol-eau sont responsables des mouvements. Leur formation dépend de deux processus, soit: le gel de l'eau dans les fractures de la roche en place ou du gel de l'eau dans le sol associé à la roche en place (DYKE, 1981). D'autres auteurs, comme Payette (1978), considèrent que la gélifraction joue aussi un rôle important.

Les conditions qui permettent le développement de ces formes sont premièrement, la présence d'un socle fissuré et dénudé (PAYETTE, 1978; DIONNE, 1981) et deuxièmement, la présence d'eau et un climat où les températures moyennes annuelles sont inférieures à -6°C (DIONNE, 1981).

Diverses classifications morphologiques de ces formes (BOURNÉRIAS, 1972; PAYETTE, 1978; DILABIO, 1978) tentent de regrouper la très grande variété de celles-ci. La classification génétique de Dyke (1981) est très utile pour regrouper l'ensemble de ces formes à travers les régions polaires. D'une région à l'autre, les variations lithologiques contribuent à la grande variété des formes d'éjection périglaciaires.

e) Les tourbières

Il est important de noter ici que dans l'ensemble, les tourbières ne se limitent pas uniquement aux régions périglaciaires. Cependant, étant donné leur importance dans le bassin de la rivière Richardson (carte hors texte), on se doit de les mentionner.

Les environs de la rivière Richardson se trouvent dans la région arctique de la classification canadienne des tourbières de Stanek (1977) et où, selon Radforth (1969), la fréquence des tourbières est faible. La carte (hors texte) suggère que tel n'est pas le cas. Il faut souligner que le bassin se trouve près de la limite sud de cette classe.

Puisque le pergélisol est une condition climatique; il en découle donc qu'elle n'est que temporaire. Par conséquent, les tourbières constituent un système dynamique en équilibre avec les conditions du milieu actuel. Les changements dans ces conditions amènent des variations dans l'épaisseur du molisol, de la quantité et de la variété de la végétation et de la morphologie des accumulations de tourbe.

Les principales formes des milieux organiques sont les plateaux tourbeux, les palées, les plateaux tourbeux polygonaux, les polygones à centre bombé et déprimé et les tourbières réticulées (ZOLTAI et TARNOCAI, 1974). Seules ces dernières ont été observées dans le bassin de la rivière Richardson.

f) Les tourbières réticulées (*string bogs*)

Les tourbières réticulées observées se divisent en deux ordres distincts. Tout d'abord, les plus nombreuses, sont d'une étendue limitée de l'ordre d'une dizaine de mètres carrés. Ces dernières se trouvent sur des pentes plus importantes ($> 3^\circ$) et se caractérisent par une série de bourrelets parallèles de moins de 30 cm de hauteur et de moins de 50 cm de largeur. Ces bourrelets, plus ou moins sinueux, perpendiculaires au sens de la pente séparent de minces et peu profondes dépressions, souvent submergées.

D'autre part, les tourbières réticulées se retrouvent également sur des surfaces relativement planes et couvrent des superficies de l'ordre de plusieurs km². Celles-ci se caractérisent à leur tour par de larges bandes parallèles haute de moins de 1 m et large de 5 mètres. Les dépressions sinueuses qui séparent les bourrelets varient de 1 à 2 m de largeur, sont très humides et sont rarement submergées.

Plusieurs auteurs (TRICART, 1977; THOM, 1972, WASHBURN, 1973; ZOLTAI et TARNOCAI, 1974) ont décrit ces formes partout à travers le nord canadien autant en-deça qu'en-dessous de la limite des arbres, mais malheureusement, leur distribution ubiquiste rend difficile un accord en ce qui concerne le processus de genèse.

La discussion détaillée de toutes les hypothèses

proposées à cet égard dépasse le cadre de ce travail. Tout de même, Washburn (1973) présente un bon compte rendu de ces hypothèses. Celles-ci comprennent entre autres:

1) la solifluxion et le plissement de la surface de la tourbière (ANDERSSON et HESSELMAN, 1907),

2) la rupture d'une surface gelée sous l'effet de pressions hydrostatiques, combinée au soulèvement par le gel des marais intermédiaires (HELLAANKOSKI, 1912),

3) la fragmentation de la surface d'une tourbière par formation de lentilles de glace durant une période froide, suivie de solifluxion lors d'un réchauffement climatique (HAMELIN, 1957),

4) la fonte différentielle du pergélisol et effondrement local sur la tourbière (SCHENK, 1965), et

5) le gel différentiel dans une tourbière (TRICART, 1956).

Il est donc évident que la formation des tourbières réticulées est polygénétique et que son étude relève à la fois de la morphologie, de la limnologie et de la biologie végétale (HAMELIN et COOK, 1967).

g) Les buttes cryogènes (*frost mounds*)

Des formes communément associées aux tourbières, les buttes cryogènes sont d'une variété telle qu'elles suggèrent une genèse d'origine multiple. D'après la littérature, ces monticules possèdent soit un noyau de glace ou des lentilles

de glace en leur centre et souvent ne sont que des formes saisonnières ou encore de courte durée (FRENCH, 1976). De plus, les formes les plus étudiées sont celles qui possèdent un noyau de glace (MAARLEVELD, 1965; LUNDQVIST, 1969; BIRD, 1967; MACKAY, 1973) et il ne semble pas exister de relation topographique ou autre entre elles, si ce n'est que la présence du pergélisol.

Dans les environs de la rivière Richardson on retrouve des monticules isolés qui atteignent de 50 à 80 cm de hauteur et sont parfois associés à des cordons surélevés d'environ 15 à 20 cm de hauteur et de moins de 30 cm de largeur. De forme irrégulière et plutôt allongée, ces buttes mesurent en moyenne 2 m par 3 m tandis que leur surface est irrégulière et constituée d'un tapis continu de matière organique qui atteint en moyenne 15 cm d'épaisseur et repose sur de la matière végétale peu décomposée de nature très différente et plutôt brunâtre. La différence dans la nature du matériel n'est pas seulement mise en évidence par la couleur, mais également, par l'état de présence de la glace. Le tapis organique noir de surface, lorsque gelé, ne présente aucune forme de glace visible, tandis que dans la matière végétale brunâtre, la présence de nombreuses petites lentilles de glace discontinues de 4 cm de longueur et de quelques mm d'épaisseur, suggère une plus grande porosité et perméabilité.

Ces buttes se retrouvent dans de petites dépressions

fermées, souvent délimitées par des drumlins, et dans la plupart des cas, un lac occupe aujourd'hui le fond de ces dépressions. Cette association de structure, de composition et de localisation, commune aux buttes n'est pas relevée dans la littérature.

Une revue de la littérature démontre que le processus de formation suggéré de ces buttes est lié aux développements de lentilles de glace de ségrégation (LUNDQVIST, 1969). Il existe toutefois de nombreuses questions quant au processus de transfert de l'eau associé à leur formation (WASHBURN, 1973). De plus, d'autres importantes lacunes de la littérature sont, tout d'abord, la terminologie à adopter face à la grande diversité de ces buttes (WASHBURN, 1984) et également la description des processus ou conditions à l'origine du développement des buttes cryogènes.

Dans le but de contrer à cette dernière lacune, il nous semble ici utile de présenter une hypothèse à cet effet. Cette hypothèse reste évidemment à vérifier, car elle n'est basée que sur des faits observés et aucune mesure ou étude systématique n'a été effectuée à date. Premièrement, en considérant la distribution de ces formes, on ne peut faire autrement que de réaliser leur proche association à une source d'eau, soit un petit lac ou une mare. Le long de la rive irrégulière de cette masse d'eau, des cypéracées dominent (Photo 24), tandis que sur la surface émergée, on retrouve

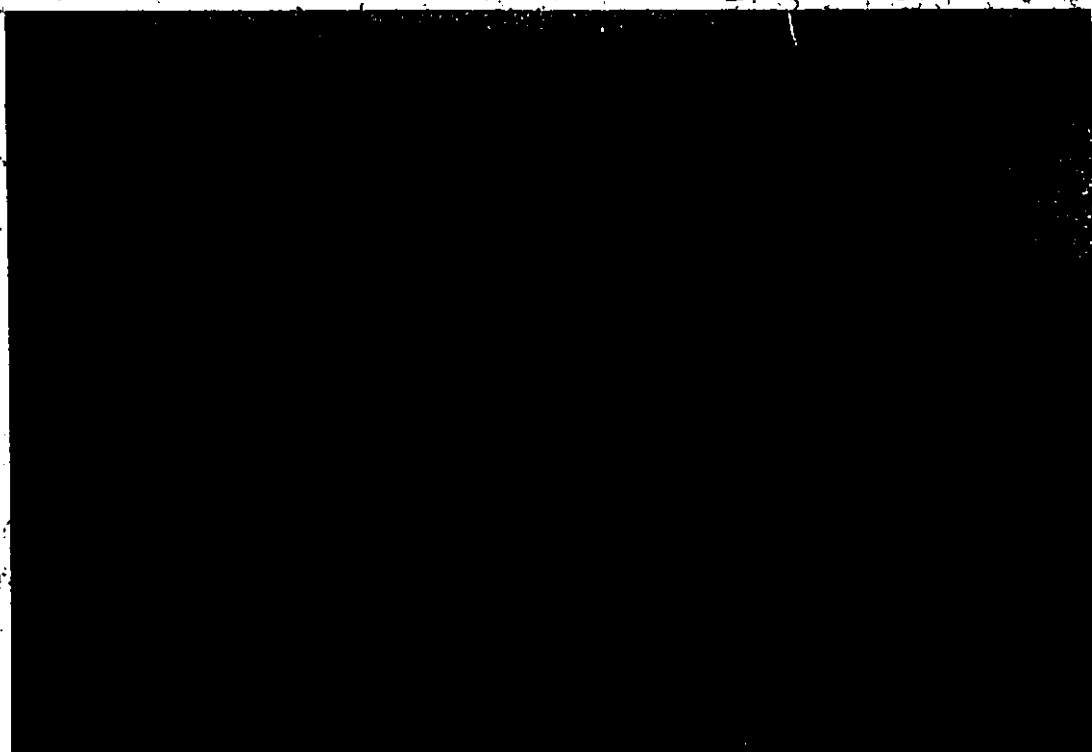


Photo 24: Végétation et microrelief caractéristiques des marges des lacs occupant les nombreuses dépressions fermées du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O. Vue vers le nord.

une couverture de tourbe d'épaisseur variable et limitée à la dépression fermée (Figure 30a). Le rôle des cypéracées en bordure du lac est important en ce sens qu'elles amortissent l'énergie des vagues et par conséquent favorisent l'accumulation de débris organiques à cet endroit. Des zones d'accumulation préférentielle existent dans les indentations majeures du rivage (Photo 24). L'étendue et la localisation de ces indentations majeures sont uniquement déterminées par la microtopographie. Si celles-ci sont plutôt uniformes, il en résulte une accumulation de débris organiques le long de la rive pour éventuellement donner naissance aux cordons surélevés (Figure 30b).

Par la suite, à mesure que le niveau du plan d'eau s'abaisse, les zones d'accumulation de débris organiques, dont l'épaisseur varie, reposent alors sur la surface émergée (Figure 30b). Eventuellement, le développement et la progression de la tourbe empiètent sur ces zones d'accumulation préférentiellement dégagées par le retrait du lac au même rythme que dans l'ensemble de la dépression (Figure 30b). Lors du gel annuel, ces zones moins compactes et plus poreuses favorisent la formation de lentilles de glace de ségrégation et du même coup, initient le processus de migration d'eau vers ces zones qui augmentent en volume (Figure 30c) et par conséquent, la tourbe en surface se soulève. Une fois produit, le soulèvement modifie le drainage et la végétation;

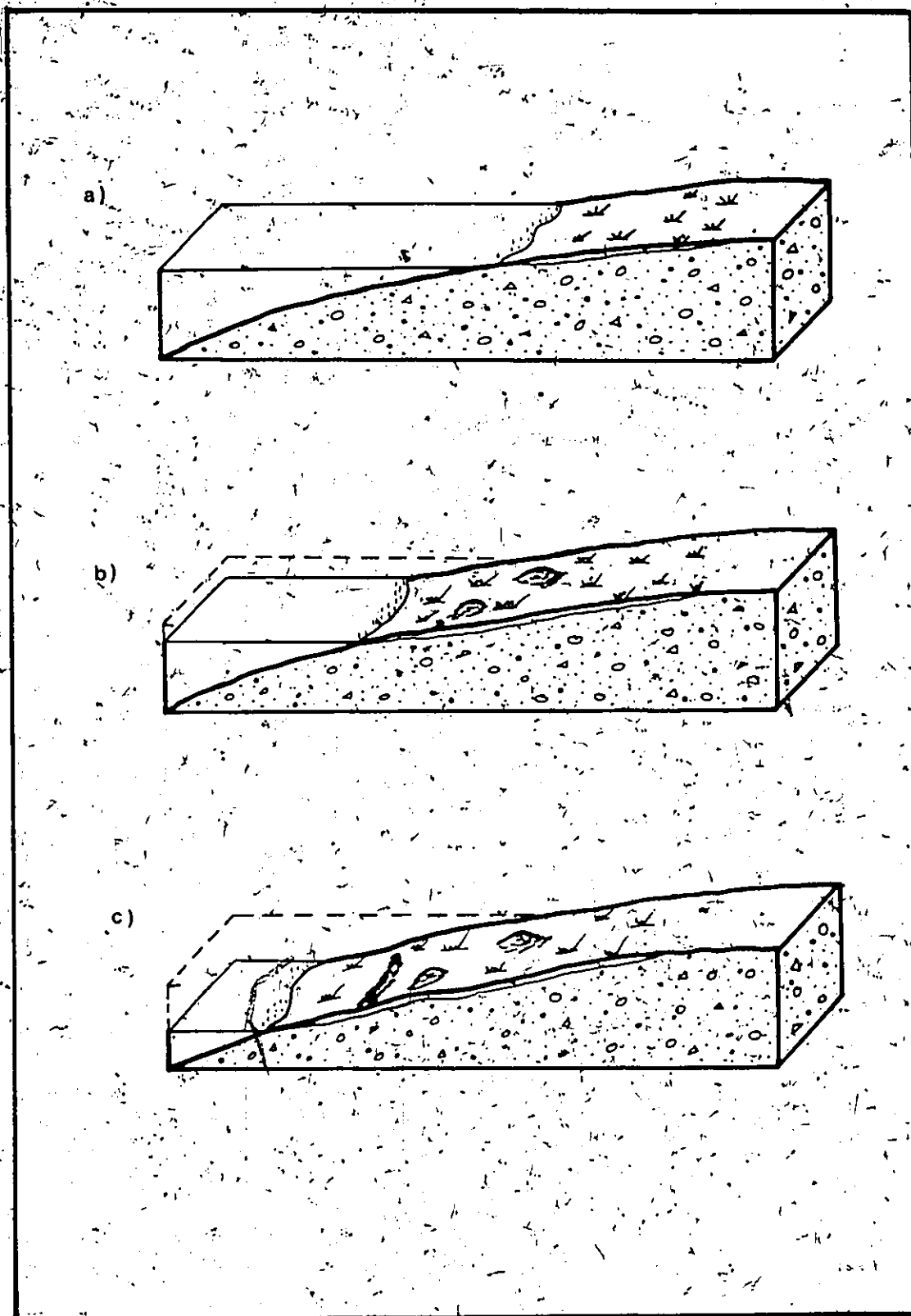


FIGURE 30: MODÈLE DE FORMATION DES BUTTES CRYOGÈNES.

l'effet isolant de la tourbe peut alors permettre l'auto-développement de ces buttes cryogènes.

Ces formes sont un phénomène annuel tant et aussi longtemps que l'épaisseur de tourbe en surface est trop mince pour contenir le mûlisol et empêcher la fonte des lentilles de glace de ségrégation en profondeur dans la matière végétale.

h) Cours d'eau à barges festonnées (*beaded drainage*)

Relativement commun dans le bassin de la rivière Richardson, cette forme de drainage se limite toutefois aux dépressions marécageuses. Elle est caractérisée par une série de petites mares de moins d'un mètre de diamètre et en moyenne de près d'un mètre de profondeur qui sont reliées entre elles par des segments plus ou moins longs d'un ruisseau. Ces segments sont en général peu profonds, de 50 à 80 cm de largeur et rarement rectilignes. L'espacement irrégulier des mares et leur association à des terrains marécageux démontrent qu'elles ne résultent pas de la fonte d'un coin de glace formant les polygones de toundra, auxquelles elles ne sont jamais associées (HOPKINS, et al., 1955) dans le bassin. Le manque d'information ne permet pas pour l'instant de suggérer un processus de genèse.

i) Les lacs de fonte (*thaw lakes*)

Concentrés sur les dépôts de silt argileux dans

la partie nord du bassin (carte hors texte) on retrouve un nombre important de petites dépressions circulaires remplies d'eau. D'un diamètre inférieur à 500 m, ces dépressions isolées présentent souvent une rive abrupte atteignant, dans certains cas, 1.5 m de hauteur. Quelques fois, ces lacs sont associés à des polygones de toundra (HOPKINS, *et al.*, 1955) et se caractérisent par une faible profondeur et un fond plat.

Dans le paysage périglaciaire, ces formes sont très dynamiques (FRENCH, 1976) car elles migrent et modifient constamment leur forme par sapement des berges. A l'origine, ces lacs résultent d'un affaissement local du sol causé par la fonte de la glace dans le sol. Une fois formées, ces dépressions se perpétuent d'elles-mêmes puisque sous une masse d'eau, la fonte du pergélisol est plus importante (WOLFE, 1953). Leur formation est donc due à une conductivité thermique variable pour les différents matériaux tels que la tourbe, le sol minéral et l'eau (HOPKINS, 1949). Une simple rupture du couvert végétal par l'action du gel ou encore de la fonte accélérée du pergélisol sous une surface d'eau suffit à initier la formation de ces lacs.

Wallace (1948) distingue quatre stades d'évolution de ces formes. En ce qui nous concerne, les lacs de fonte dans le bassin se trouvent en majorité au stade de jeunesse qui se caractérise par la simple accumulation d'eau dans une

dépression thermokarstique circulaire et isolée. Éventuellement, la matière organique peut combler la dépression où le lac peut se vider. La vidange d'un lac peut se faire par un exutoire topographique ou par un drainage souterrain.

j) Les effondrements de terrain (*ground ice slump*)

Rarement observées dans le bassin de la rivière Richardson, les zones d'effondrement de terrain sur une masse de glace pure dans le sol sont associées aux lacs de fonte. Ces effondrements se caractérisent à l'amont par une cicatrice semi-circulaire concave vers l'aval. Dans le cas observé, le matériel fin d'une épaisseur moyenne de 40 cm repose sur une épaisse lentille (> 50 cm) de glace pure. À l'aval, le matériel liquéfié se retrouve souvent en majeure partie, en suspension dans un lac de fonte.

Il s'agit d'un processus thermokarstique de régression latérale résultant de la fonte d'un sol gelé et saturé (FRENCH, 1976). C'est un processus d'érosion rapide. Mackay (1966) a identifié trois processus du retrait de la cicatrice: 1) le glissement de la zone active, 2) l'érosion thermique et mécanique de la face exposée et gelée et 3) l'effondrement des débris de fonte, qui est le plus important des trois processus.

4.3.2 Les processus périglaciaires

Il n'existe pas de processus géomorphologiques uniques au milieu périglaciaire, mais la combinaison des divers processus et leur intensité caractérisent toutefois ce milieu. La présence du pergélisol est un facteur important en ce sens qu'il constitue un obstacle imperméable qui empêche la percolation rapide de l'eau en profondeur (PRICE, 1972). Ce fait se reflète clairement en surface, où la présence d'eau n'est certes pas justifiée par les précipitations annuelles (cf. 2.4).

L'évolution du paysage périglaciaire résulte donc principalement de deux facteurs dominants soit, l'action du gel et les déplacements de masse. Le premier facteur rend le matériel en place plus susceptible à l'érosion, tandis que le second est le mode de transport privilégié des sédiments meubles.

a) L'action du gel

Ce terme englobe un nombre de processus spécifiques tous liés au changement de volume de l'eau sous l'effet du gel. Ces processus sont la gélifraction, la contraction thermique et le déplacement par le gel. Ils sont conjointement responsables de l'érosion initiale des matériaux en place et contribuent au déplacement de masse ainsi qu'au triage sélectif de ces matériaux.

La gélifraction (*frost-wedging*) ou congélifraction (BRYAN, 1946) est la dislocation de géligractes par la glace lors du gel (WASHBURN, 1969). L'intensité de ce processus dépend principalement de la présence de l'eau (TRICART, 1956), de la lithologie et également de la fréquence et de l'intensité du gel (PRICE, 1972). La pression exercée ne dépend pas uniquement de l'augmentation de volume de 9% de l'eau lors du gel, mais aussi du développement unidirectionnel des cristaux de glace (WASHBURN, 1973).

Ce processus forme de nombreux géligractes anguleux dont la dimension et la forme dépendent de la lithologie. On distingue deux niveaux d'action de ce processus (WILSON, 1968). La macrogélifraction se produit lorsque l'eau s'infiltre dans les fissures et les diaclases de la roche qui sous l'effet prolongé du gel, dissocie des blocs ou fragments. D'autre part, la microgélifraction résulte de l'infiltration et du gel de l'eau dans les pores de la roche qui sépare alors les grains ou les cristaux (cf. 3.1.1b).

La contraction thermique (*frost cracking*) fut originalement proposé par Leffingwell (1919) et s'opère dans un sol gelé et riche en glace qui, sous l'effet d'une baisse de température, provoque le développement de fissures. Ces fissures divisent la surface du sol en un modèle polygonal aux dimensions variables. La dimension des polygones dépend de la sévérité du climat (DOSTOVALOV, 1960) et plus les

polygones sont petits, plus la variation de température est grande. De plus, Lachenbruch (1966), mentionne que, non seulement le taux de changement de la température importe, mais également la température au moment de la fissuration joue un rôle. Black (1969), pour sa part, affirme qu'une baisse rapide de 4°C de la température suffit pour initier la fissuration.

Le déplacement par le gel (*frost heave and thrust*) est le processus par lequel il y a un mouvement vertical (*heave*) ou latéral (*thrust*) du sol durant le gel, dû à la migration de l'eau vers le plan de gel (FRENCH, 1976). Le déplacement le plus important s'effectue dans le sens du développement des cristaux de glace. Ce processus entraîne le soulèvement des particules individuelles d'un sol ou encore, déplace des blocs de la roche en place résultant dans chaque cas, en des formes distinctes.

Ce processus contribue également au mouvement des blocs et cailloux vers la surface dans un matériel fin. Washburn (1969) décrit les deux hypothèses retenues quant à la cause de ce mouvement. Ces dernières sont celles de "frost-pull" et de "frost-push". Dans le premier cas, les cailloux sont tirés conjointement avec le matériel soulevé vers la surface par la progression du front de gel en profondeur. Lors de la fonte, les cailloux ne peuvent pas reprendre leur position initiale car le mouvement latéral des

particules (*frost thausting*) durant le gel compresse la cavité préalablement occupée par ces cailloux. Également, lors du dégel, le matériel fin s'écoule et remplit la cavité (FRENCH, 1976). Le second mécanisme résulte de la différence entre la conductivité thermique des cailloux et celles des particules fines environnantes, ce qui amène la formation de glace autour et sous les cailloux qui sont ainsi poussés vers la surface. Pour les mêmes raisons que le mécanisme précédent, ceux-ci ne regagnent pas leur position originale. Sur le terrain, ces deux mécanismes se produisent simultanément et leur importance relative est ouverte à la discussion.

L'opération du processus de déplacement par le gel dépend largement des conditions micro-environnementales telles que l'abondance de l'eau, la grosseur du sédiment et la végétation, en tant qu'isolant. Le gel et le dégel répétitifs de l'eau dans le sol amène donc le développement d'un soulèvement différentiel de celui-ci qui, par conséquent, résulte en différentes formes que l'on classifie dans le sol modelé.

b) Le déplacement de masse

Le déplacement de masse est un mouvement gravitationnel des débris de surface. Plusieurs formes d'écoulement de masse existent dans les milieux périglaciaires, telles que les laves torrentielles, les éboulis et les effondrements

de terrain. Il en existe toutefois deux dont l'importance est primordiale: la reptation du sol et la gélifluxion.

La reptation se définit comme le déplacement net vers le bas d'un versant qui se produit lorsque les particules d'un sol, durant un cycle de gel et de dégel, se soulèvent pour ensuite se redéposer de façon plus ou moins verticale (BENEDICT, 1970a). La reptation est lente, donc incapable de produire des lobes ou des bandes distinctes sur les pentes. L'intensité de la reptation diminue en profondeur et dépend de la fréquence des cycles de gel et de dégel, de l'angle de la pente, de la disponibilité en eau et de la susceptibilité au gel du sol (FRENCH, 1976). Une composante de ce processus, identifiée par Davison (1889) et étudiée plus en détails par Washburn (1967) et Benedict (1970b), est le mouvement rétrograde des particules du sol. Ce mouvement négatif, vers le haut de la pente, est dû à la cohésion et à l'interférence entre les particules du sol (AHNERT, 1974) ou même, peut être relié aux pressions capillaires (WASHBURN, 1967).

) Le terme gélifluxion (BAULIG, 1956) fut proposé pour spécifier qu'il s'agit de solifluxion (ANDERSSON, 1906) ou mouvement du sol, dans des régions de pergélisol. La caractéristique principale de ce processus est sa dépendance d'un apport important en eau. Dans un milieu périglaciaire, ce facteur est en grande partie influencé par la présence

du pergélisol qui empêche la percolation en profondeur de l'eau provenant des précipitations, de la fonte de la neige et de la glace (WASHBURN, 1973).

Ce processus d'écoulement laminaire est mis en oeuvre lorsque le sol est sursaturé d'eau. A ce moment, la friction entre les particules du sol est réduite et avec l'absence d'une cohésion interne, la masse de sédiments s'écoule, comme un fluide visqueux (PRICE, 1972). La gélifluxion est active sur les pentes de 1° à 20° et dépend de plusieurs facteurs. Ceux-ci comprennent, le contenu en eau, l'orientation de la pente, la texture du sol, le type de roche en place, la végétation et la profondeur du molisol. Le mouvement se produit rarement à plus de 50 cm de profondeur (FRENCH, 1976).

4.4 LES MODELES DE DEGLACIATION REGIONALE

La déglaciation de la région à l'ouest du golfe du Couronnement a été modélisée à de nombreuses reprises. Dans le but d'intégrer la présente étude dans un contexte plus large, il importe de brièvement résumer ces divers modèles de déglaciation élaborés pour l'arctique de l'ouest canadien.

4.4.1. B. Craig

Le modèle de déglaciation élaboré par Craig (1960) présente une interaction, possiblement simultanée, de deux lobes distincts de la calotte glaciaire laurentidienne (CRAIG et FYLES, 1960) dans la région à l'ouest du golfe du Couronnement. Un premier lobe, au sud, constitue une masse de glace stagnante sur les hautes terres, tandis que le très actif lobe nord s'écoule vers l'ouest, couvrant une surface relativement plus basse (CRAIG et FYLES, 1960). Au nord-ouest de l'extrémité ouest du golfe du Couronnement, ces deux lobes fusionnent pour ensuite s'écouler vers le nord-ouest.

Ce modèle couvre l'ensemble du centre-nord du District du Mackenzie et il est impossible d'obtenir plus de détails concernant l'avancée et le retrait glaciaire dans le bassin de la rivière Richardson. Toutefois, aucune mention de la présence d'un lac glaciaire d'importance dans ce bassin n'a été faite. D'un autre côté, la région couverte par ce modèle est trop limitée pour établir les limites d'extension glaciaires maximales.

Ce modèle a été établi principalement à partir de la cartographie d'une multitude d'évidence morphologiques. De plus, de nombreuses mesures de stries et l'identification de roches moutonnées ont servi à préciser le sens d'écoulement glaciaire. Finalement, quelques âges radiométriques à partir de coquillages marins ont permis de fixer le modèle dans un cadre temporel mieux défini.

A l'échelle régionale, le modèle de déglaciation de Craig est utile à l'établissement d'un contexte tectonique nécessaire pour mener à bien des études locales plus détaillées. Toutefois, étant donné la base limitée d'évidences de terrain, ce modèle présente, d'une part, une vue d'ensemble des directions d'écoulement glaciaire et, d'autre part, présente également de nombreuses lacunes, particulièrement en ce qui concerne la position précise des fronts glaciaires successifs lors du retrait des glaces de la région du golfe du Couronnement. L'étude en cours est donc une contribution en ce sens et complète une séquence limitée du retrait glaciaire pour le centre-nord du District du Mackenzie.

T.N.-O.

4.4.2. V.K. Prest et al.

Le modèle élaboré par Prest et ses collaborateurs (1968) résulte d'un effort de synthèse à partir des données de déglaciation disponibles pour l'Amérique du Nord. Cette synthèse est principalement basée, comme la majorité des études antérieures sur lesquelles reposent le modèle, sur la théorie d'un seul et unique dôme glaciaire au Wisconsinien centré sur la Baie d'Hudson, que l'on nomme la calotte laurentidienne. De plus, le modèle représenté par la carte glaciaire du Canada (PREST et al., 1968) est précisé par des datations radiométriques associées à diverses positions de retrait du front glaciaire.

Selon Prest et al., (1968), l'extension maximale

des glaces au Wisconsinien a atteint, dans l'arctique de l'ouest, l'extrémité ouest de l'île de Banks. Le bassin de la rivière Richardson a donc été complètement recouvert de glace. En ne considérant que les environs du golfe du Couronnement, T.N.-O., les directions du retrait glaciaire vont de l'ouest vers l'est. Par contre, à cette échelle (1:5,000,000) aucun détail n'est discernable quant à la position précise des fronts glaciaires.

En ce qui concerne la région du golfe du Couronnement, la séquence de déglaciation, en particulier la configuration des fronts glaciaires de Prest et al., (1968) ne correspond pas au modèle présenté pour le bassin de la rivière Richardson. En considérant les différences d'échelle entre les deux modèles, il est clair que la présente étude est une précision du modèle de Prest et al., (1968).

4.4.3 A. Dyke et al..

Le modèle élaboré par Dyke, Dredge et Vincent (1982) présente une approche différente vis-à-vis de la configuration et de la dynamique de l'indandis laurentidien.

Ce modèle propose l'existence simultanée de cinq dômes glaciaires distincts; M'Clintock, Foxe, Labrador, Hudson et Caribou. Lors de l'extension maximale des glaces au Wisconsinien ces lobes devenaient coalescents pour former une couverture de glace continue. De ceux-ci, les dômes M'Clintock et

Hudson nous concerne de plus près pour la région du golfe du Couronnement. Le premier, de forme symétrique, centré à l'ouest de l'île Victoria générant un mouvement de glace radial. La composante ouest du mouvement traverse l'île Victoria pour couvrir le bassin de la rivière Richardson du E.N.E. vers O.S.O. Le dôme Hudson, centré sur la baie d'Hudson, contribuait au mouvement nord-ouest de la glace dans la région au sud-est du bassin de la rivière Richardson.

Ce modèle a été élaboré à partir de la position des lignes de partage des glaces, les patrons d'écoulement glaciaire, la composition des sédiments glaciaires, les formes tardi-glaciaires, les patrons du relèvement isostatique postglaciaire et les anomalies gravimétriques à l'air libre. D'après le modèle de déglaciation proposé pour le bassin de la rivière Richardson, les évidences semblent bien concorder avec la dynamique glaciaire des dômes M'Clintock et Hudson du modèle présenté ci-haut. Toutefois, dans ce contexte l'étendue limitée du bassin à l'étude ne permet pas d'évaluer le modèle de Dyke *et al.*, (1982) dans son ensemble.

4.4.4 D.A. St-Onge

Le modèle de déglaciation régionale élaboré par St-Onge (1980) se limite à préciser la configuration des fronts glaciaires dans la région de la rivière Coppermine. Le modèle comprend quatre phases principales identifiées par les fronts glaciaires (Figure 31). La direction d'écoulement de

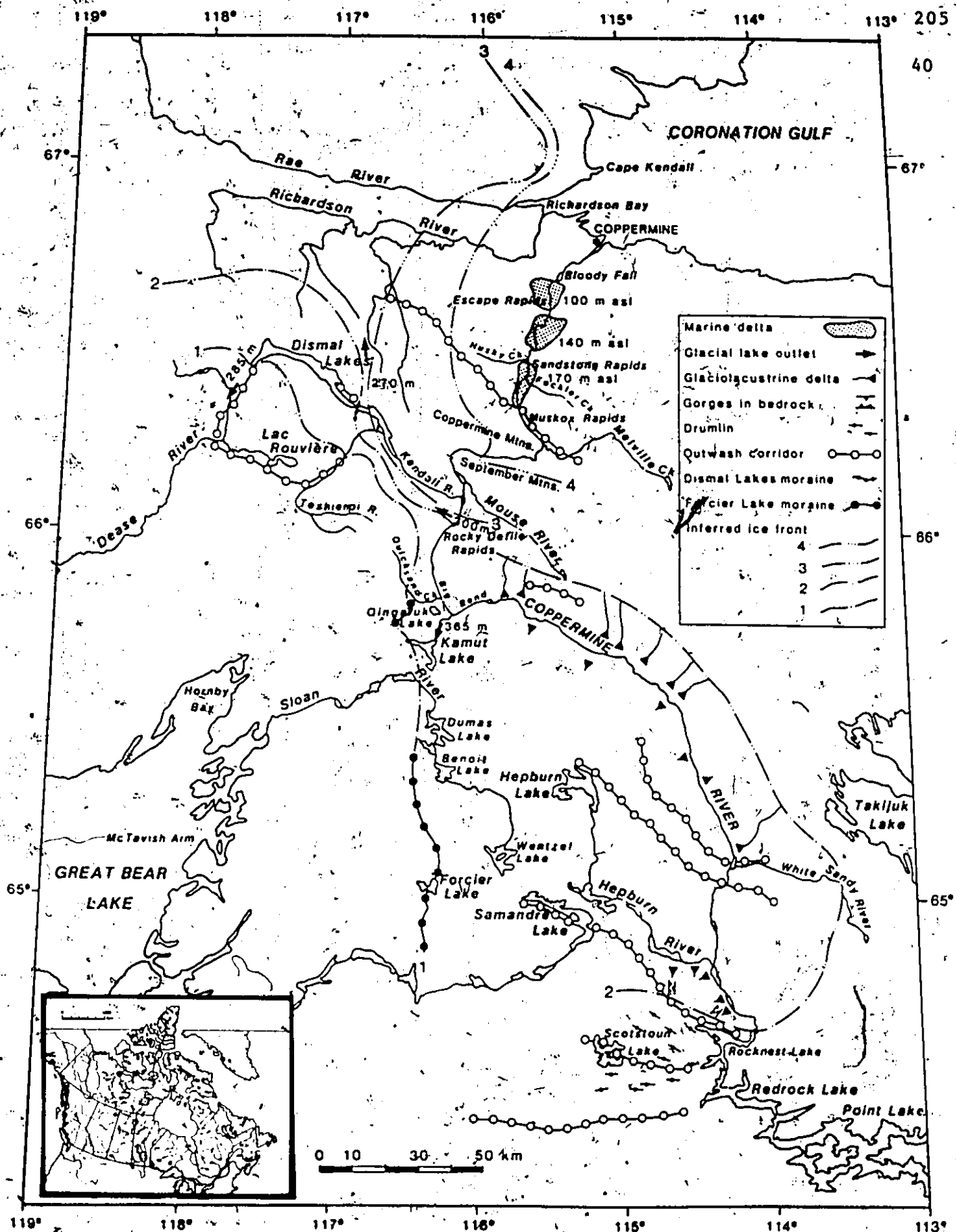


FIGURE 31: Carte des fronts glaciaires, région de la rivière Coppermine, T.N.O. (d'après St-Onge, 1983 (manuscrit)).

la glace cadre bien avec les évidences des modèles précédents, mais les phases du retrait glaciaire sont beaucoup plus détaillées. Le modèle est basé sur la cartographie systématique des dépôts meubles dont les types lithologiques définissent cinq environnements sédimentaires glaciaire, proglaciaire, lacustre, fluvial et marin.

La distribution des sédiments et des formes a permis la distinction de quatre principales phases de retrait glaciaire dans la région de la rivière Coppermine (Figure 31). La position des fronts est relativement bien définie de part et d'autre de la rivière Coppermine au sud des lacs Dishart et de la rivière Kendall (Figure 31). Par contre, au nord, dans le bassin de la rivière Richardson le tracé n'est qu'hypothétique et n'indique que l'allure générale d'après les données disponibles à ce moment. C'est dans ce contexte que s'intègre la présente étude qui a permis de préciser l'allure des fronts glaciaires en retrait dans le bassin de la rivière Richardson.

Les conclusions de cette recherche ainsi que des indications morphologiques et stratigraphiques dans la vallée de la rivière Coppermine modifient et complètent le modèle de déglaciation élaboré pour cette région par St-Onge (manuscrit, 1983). Un delta à 245 m d'altitude à l'embouchure de la rivière Kendall suggère l'existence d'un plan d'eau à ce

niveau. Ce lac occupait la vallée de la rivière Coppermine jusqu'au nord de Husky Cr  ek où la vallée devient plus étroite. A cet endroit un barrage de glace d  vrait les eaux de cette troisième phase du lac glaciaire Coppermine dans le bassin de la rivière Richardson par voie de la vallée du Husky Creek, dont l'élévation du seuil est à 240 m d'altitude.

Par la suite, le retrait du front glaciaire a permis à la rivière Coppermine de s'écouler vers le nord jusqu'à la mer. Au moment de la disparition du barrage de glace, la baisse catastrophique du niveau du lac à 245 m jusqu'au niveau de la mer à 170 m d'altitude amène, plus au sud dans la vallée de la rivière Coppermine, la liquéfaction des varves très instable puisqu   subitement émergées. Cet   v  nement marquait la fin du lac glaciaire Coppermine et est représenté en séquence stratigraphique par la présence d'un diamicton entre deux séries de rhytmites à l'aval de la rivière Coppermine (BRUNEAU, 1985).

Pour conclure, une nouvelle hypothèse est donc proposée quant à l'origine de la séquence stratigraphique décrite par Bruneau (1985) et interprétée comme résultant d'une sédimentation en milieu marin seulement. Cette hypothèse propose que les rhytmites qui se trouvent sous l'olistostrome sont des varves mises en place dans la troisième phase du lac glaciaire Coppermine à 245 m d'altitude. Pour sa part, l'olistostrome indique le début d'une sédimentation en milieu marin.

CHAPITRE 5

CONCLUSION

Le but de cette thèse était de reconstituer la séquence des événements paléogéographiques et morphogénétiques durant le Finiglaciaire et le Postglaciaire de la région du bassin de la rivière Richardson, T.N.-O. La cartographie systématique des dépôts meubles et des principales formes associées, de paire avec l'analyse lithostratigraphique ont permis d'atteindre le but fixé en identifiant la genèse des sédiments dans un contexte temporel basé sur leurs caractéristiques lithologiques, morphologiques et spatiales.

La méthodologie utilisée a permis de reconnaître une série de deltas glacio-lacustres qui ont marqué des niveaux successifs du lac glaciaire Richardson. Ensemble, ces deltas, les exutoires identifiés et la disposition spatiale et stratigraphique des divers faciès lithologiques décrits ont permis de préciser les positions successives des fronts glaciaires, en retrait vers l'est dans la région. Cette thèse a, de plus, mise en évidence l'importance respective du relèvement glacio-isostatique et du relief sur la répartition des dépôts meubles.

La cartographie des dépôts meubles a également

permis de fixer la limite de transgression marine dans le bassin de la rivière Richardson. La limite marine varie de 170 m à 150 m a.n.m. de l'est vers l'ouest du bassin. Elle a d'abord été fixée à partir des travaux de St-Onge et Bruneau (1982) à 170 m a.n.m. au niveau de la rivière Coppermine à l'est. Par la suite, son extension vers l'ouest a été précisée, d'une part, par l'étendue des dépôts marins et, d'autre part, par la présence d'une surface délavée facilement identifiable sur les photographies aériennes.

Dans le contexte physiographique particulier de la région à l'ouest du golfe du Couronnement, l'étude détaillée des rythmites glacio-lacustres et de leur processus de genèse a permis de déterminer la disposition des fronts glaciaires dans le temps et d'évaluer la durée relative de l'existence du lac glaciaire Richardson à 300 années. De plus, deux datations obtenues dans le bassin de la rivière Richardson viennent compléter les autres données disponibles dans la région et fixent l'âge minimal de la transgression marine dans le bassin à 10,300 années A.A. Dans l'ensemble, ces âges absolus et relatifs nous ont amené à présenter certaines modifications, parfois importantes, ou encore des précisions aux modèles de déglaciation de Craig (1960) et de Prest (1968). Aussi, ces données appuient l'hypothèse de l'existence du dôme M'Clintock du modèle de déglaciation proposé par Dyke et al. (1982). Finalement, elles complètent le modèle de déglaciation élaboré par

St-Onge (1983), pour la région de la rivière Coppermine.

Dans son ensemble, la présente étude définit l'histoire du Finiglaciaire et du Postglaciaire d'une région encore mal connue du centre-nord du District du Mackenzie des Territoires du Nord-Ouest. La recherche souligne aussi l'importance des études régionales dans l'identification de l'interrelation des divers processus géomorphologiques qui mènent à une compréhension globale des formes du paysage.

D'autres études seraient nécessaires pour apporter des précisions aux données présentées dans cette thèse. Ainsi, une analyse détaillée de la minéralogie et de la composition chimique des rythmites glacio-lacustres, des argiles marines et des tills permettrait de dégager des caractéristiques supplémentaires qui seraient utiles à la compréhension des conditions de mise en place de ces sédiments. L'identification et l'interprétation des structures sédimentaires et des relations stratigraphiques spécifiques dans le bassin de la rivière Richardson complèteraient les données stratigraphiques plus générales présentées dans cette étude. De plus, la région est ouverte à des études palynologiques, déjà effectuées (NICHOLS, 1975; GUAY, 1985) à l'est dans les environs de la rivière Coppermine, qui pourraient fournir des données concernant les variations climatiques dans cette région durant le Quaternaire Supérieur. Une étude présentement en cours (KERR) apportera certes des éclaircissements à plusieurs de ces niveaux. Également, la cartographie des dépôts meubles et une étude

stratigraphique du bassin de la rivière Rae contribueraient de façon significative à la détermination de l'étendue précise des rythmites glacio-lacustres dans la dépression à l'ouest du golfe du Couronnement. Par ailleurs, la cartographie des dépôts meubles, en particulier la série de deltas bordant les collines Melville, au nord-ouest du bassin, permettrait de préciser les modalités de la déglaciation à cet endroit.

Finalement, cette étude nous a révélé de façon inespérée que le domaine de la recherche scientifique, particulièrement en géomorphologie, est un domaine où les preuves absolues sont rarement trouvées. C'est un domaine qui préserve un aspect plutôt subjectif, ouvert à des points de vue personnels et parfois opposés. Par contre, c'est ce qui fait de la géomorphologie un domaine où nombreux sont les défis à relever.

RÉFÉRENCES

- ABLER, R.A., ADAMS, J.S. et GOULD, P.
1971: Spatial Organization: the Geographer's View of the World; Englewood Cliffe, N.J., Prentice-Hall, Chapitres 1 et 2, p.3-53.
- AGTERBERG, F.P. et BANERJEE, I.
1969: Stochastic Model for the Deposition of Varves in Glacial Lake Barlow-Ojibway, Ontario, Canada; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 6, p.625-652.
- AHNERT, F.
1971: A General and Comprehensive Theoretical Model of Slope Profile Development; University of Maryland, Occasional Papers in Geography I, 95 p.
- ANDERSSON, J.G.
1906: Solifluction, a Component of Subaerial Denudation; Journal of Geology, vol. 14, p.91-112.
- ANDERSSON, G. et HESSELMAN, H.
1907: Vegetation och flora; Hamra kronopark; Stockholm, Statens Skögsförsöksans-talt Medd, 4(2), 41-110.
- ANDREWS, J.T.
1968a: Pattern and Cause of Variability of Postglacial Uplift and Rate of Uplift in Arctic Canada; Journal of Geology, vol. 76, p.404-425.
- ANDREWS, J.T.
1968b: Postglacial Rebound in Arctic Canada: Similarity and Prediction of Uplift Curves; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 5, p.39-47.
- ANDREWS, J.T.
1970a: A Geomorphological Study of Postglacial Uplift With Particular Reference to Arctic Canada; Institute of British Geographers, Monograph Series no.2, London, 157 p.
- ANDREWS, J.T.
1970b: Present and Postglacial Rates of Uplift for Glaciated Northern and Eastern North America Derived from Postglacial Uplift Curves; Journal canadien des sciences de la terre, vol.7, p.703-715.

ASHLEY, G.M.

- 1975: Rhythmic Sedimentation in Glacial Lake Hitchcock, Massachusetts, Connecticut; dans: Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Jopling, A.V. et McDonald, B.C., eds., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no.23, p.304-320.

BANERJEE, T.

- 1974: Sedimentology of Pleistocene Glacial Varves in Ontario, Canada; Commission Géologique du Canada, Bulletin 226, partie A, p.1-44.

BARAGAR, W.R.A. et DONALDSON, J.A.

- 1973: Coppermine and Dismal Lakes Map Areas; Commission Géologique du Canada, Étude 71-39, 20, p. Cartes 1337A et 1338A.

BARRY, R.G. et CHORLEY, R.J.

- 1976: Atmosphere, Weather and Climate; 3e édition, Methuen Co. Ltd., London, England, 432 p.

BAULIG, H.

- 1956: Pénéplaines et pédiplaines; Société Belge d'études géographiques, vol. 25(1), p.25-58.

BENEDICT, J.B.

- 1970a: Downslope Soil Movement in a Colorado Alpine Region; Rates, Processes and Climatic Significance; Arctic and Alpine Research, Vol.2, p.165-226.

BENEDICT, J.B.

- 1970b: Frost Cracking in the Colorado Front Range; Geografiska Annaler 52A, p.87-93.

BIETLOT, M.

- 1940: Méthodes d'analyses granulométriques: application à quelques sables éocènes belges; Mémoire Société Géologique de Belgique; T-64, Fasc. 2, p.79-169.

BIRD, J.B.

- 1967: The Physiography of Arctic Canada; With Special Reference to the Area South of Parry Channel; Baltimore, The John Hopkins Press, 336 p.

BLACK, M.

- 1962: Models and Metaphors; Ithaca, New York, 267 p.

BLACK, R.F.

- 1969: Thaw Depressions and Thaw Lakes: a Review; Biuletyn Perýglacjalny, no.19, p.131-150.

- BOARD, C.
1967: Maps as Models; dans: Chorley, R.J. et Hagget, P., eds., Models in Geography, London, Methuen and Co. p.671-725.
- BOSTOCK, H.S.
1969: Physiographic Subdivisions of Canada; Chapitre II dans: Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas, ed., p.10-30.
- BOULTON, G.S.
1982: Subglacial Processes and the Development of Glacial Bedforms; dans: Research in Glacial, Glaciofluvial and Glaciolacustrine Systems: Proceedings of the 6th Guelph Symposium on Geomorphology, 1980, Gao Books Part One, p.1-31.
- BOUMA, A.H.
1968: Distribution of Minor Structures in Gulf of Mexico Sediments; Trans. Gulf Coast Association Geol. Society, vol.18, p.26-33.
- BOURNÉRIAS, M.
1972: Pyramides rocheuses d'éjection en milieu périglaciaire, Puvirnituq, Nouveau-Québec; Revue de Géographie de Montréal, vol.26, p.214-219.
- BROUSSARD, M.L., ed.
1973: Deltas, Models for Exploration; Houston Geological Society, 555 p.
- BROWN, R.J.E.
1967: Permafrost in Canada; Carte 1246A, Commission Géologique du Canada.
- BRUNEAU, H.C.
1984: L'évolution postglaciaire du secteur aval de la rivière Coppermine, Territoires du Nord-Ouest; Thèse de maîtrise, Département de géographie, Université d'Ottawa, Ottawa, mars 1984. 201 p.
- BRUNSDEN, D.
1979: Weathering; dans: Process in Geomorphology, Embleton, C. et Thornes, J., eds., Arnold, London, 436 p.
- BRYAN, K.
1946: Cryopedology - The Study of Frozen Ground and Intensive Frost-Action With Suggestions on Nomenclature; American Journal of Science, vol.244, p.622-642.

- BUTRYM, J., CEGLA, J., DZULYNSKI, S. et NAKONIECZNY, S.
1964: New Interpretation of 'Periglacial' Structures;
Folia Quaternaria, no.17, 34 p., Polska Akademia Nauk, Krakow.
- CAMPBELL, W.J.
1973: Structure and Inferred Circulation of South Cascade Lake, Washington, U.S.A.; International Association of Scientific Hydrology, Publication, vol.95, p.259-262.
- CHIPMAN, K.G. et COX, J.R.
1924: Geographical Notes on the Arctic Coast of Canada; Report of the Canadian Arctic Expedition 1913-18, vol.XI: Geology and Geography, Part B, F.A. Acland, Ottawa, p.10B-25B.
- CHORLEY, R.J. et HAGGETT, P., eds.
1967: Socio-Economic Models in Geography; Parts I & III Mathuen & Co., Ltd., London, 458 p.
- CLARK, J.A.
1979: Numerical Model of Worldwide Sea Level Changes on a Viscoelastic Earth Since 18,000 B.P.; dans: Mörner, N.-A., ed., Earth Rheology and Isostasy, New York, John Wiley.
- CLARK, J.A., FARRELL, W.E. et PELTIER, W.R.
1978: Global Changes in Postglacial Sea Level: a Numerical Calculation; Quaternary Research, vol.9, p.265-287.
- COHEN, J.M.
1978: Deltaic Sedimentation in Glacial Lake Blessington, County Wicklow, Ireland; dans: Moraines and Varves, Ch. Schlüchter, ed., A.A. Balkema, Rotterdam, 1979, p.357-367.
- CRAIG, B.G.
1960: Surficial Geology of North-Central District of Mackenzie, Northwest Territories; Commission Géologique du Canada, Étude 60-18, 8 p., carte 24-1960.
- CRAIG, B.G.
1965: Glacial Lake McConnell and the Surficial Geology of Parts of Slave River and Redstone Map Areas; Commission Géologique du Canada, Bulletin 122, 33 p.
- CRAIG, B.G. et FYLES, J.G.
1960: Pleistocene Geology of Arctic Canada; Commission Géologique du Canada; Étude 60-10, 21 p.

CRAMPTON, C.B.

- 1977: A Study of the Dynamics of Hummocky Micro-Relief in the Canadian North; Journal Canadien des sciences de la terre, vol. 14, p.639-649.

CRONIN, T.M.

- 1977: Champlain Sea Foraminifera and Ostracoda: A Systematic and Paleoecological Synthesis; Géographie Physique et Quaternaire, vol. XXXI, no.1-2, p.107-122.

DAVISON, C.

- 1889: On the Creeping of the Soilcap Through the Action of Frost; Geol. Mag. (Great Britain), decade 3, vol.6, p.255-261.

DEANE, R.E.

- 1960: Geology of Lacustrine Clays; The 14th Canadian Soil Mechanics Conference, Niagara Falls, October 13.

DILABIO, R.N.W.

- 1978: Occurrences of Disrupted Bedrock on the Goulburn Group, Eastern District of Mackenzie; Commission Géologique du Canada, Recherches en cours, Étude 78-1A, p.499-500.

DIONNE, J.C.

- 1981: Formes d'éjection périglaciaires dans le Bouclier Laurentidien, Québec; dans: Revue de géomorphologie dynamique, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, vol.XXX, no.4, p.113-124.

DOSTOVALOV, B.N.

- 1960: The Developmental Laws of Tetragonal Systems of Ice and Soil Veins in Dispersed Strata; Periglacialnye iavleniya na territorii SSSR, Moscow State University Publishing House.

DREIMANIS, A.

- 1976: Tills: Their Origin and Properties; dans: Legget, R.F., ed., Glacial Till: Royal Society of Canada Special Publication, no.12, p.11-49.

DREIMANIS, A.

- 1979: The Problems of Waterlain Tills; dans: Schlacter, C., ed., Moraines and Varves: Proceedings of an INQUA Symposium on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits, Zurich, 1978: Rotterdam, A.A. Balkema, p.167-177.

DYKE, A.S.

- 1978: Glacial History of and Marine Limits on Southern Somerset Island, District of Franklin; Commission Géologique du Canada, Recherches en cours, Étude 78-1b, p.218-224.

- DYKE, A.S.
1979: Bedrock Heave in the Central Canadian Arctic; Commission Géologique du Canada, Recherches en cours, Étude 79-1A, p.241-246.
- DYKE, A.S.
1981: Bedrock Heave in the Central Canadian Arctic; Commission Géologique du Canada, Recherches en cours, Étude 81-1A, p.157-167.
- DYKE, A.S., DREDGE, L.A. et VINCENT, J.S.
1982: Configuration and Dynamics of the Laurentide Ice Sheet During the Late Wisconsin Maximum; dans: Géographie Physique et Quaternaire, vol.XXXVI, nos.1-2, p.5-14.
- DYKE, A.S. et ZOLTAI, S.C.
1980: Radiocarbon-Dated Mudboils, Central Canadian Arctic; Commission Géologique du Canada, Recherches en cours, Étude 80-1B, Ottawa, p.271-275.
- DYLIK, J. et MAARLEVELD, G.C.
1967: Frost Cracks, Frost Fissures and Related Polygons; Netherlands. Geol. Stichting, Mededef., n.s. no.18, p.7-21.
- EDWARDS, M.B.
1978: Glacial Environments; Chapitre XIII, dans: Sedimentary Environments and Facies, H.G. Reading, ed., Elsevier, New York, 557 p.
- EGGINTON, P.A. et SHILTS, W.W.
1978: Rates of Movement Associated With Mud Boils, Central District of Keewatin, Commission Géologique du Canada, Recherches en cours, Étude 78-1B, p.203-206.
- EMBLETON, C. et KING, C.A.M.
1975: Periglacial Geomorphology; Arnold, London, 203 p.
- ENVIRONNEMENT CANADA
1982: Normales climatiques au Canada, vol.2: températures. 1957-1980; Publication du Programme climatologique canadien, Service de l'environnement atmosphérique, 306 p.
- EYLES, N., EYLES, C.H. et MIAL, A.D.
1983: Lithofacies Types and Vertical Profile Models; An Alternative Approach to the Description and Environmental Interpretation of Glacial Diamict and Diamictite Sequences; Sedimentology, vol.30, p.393-410.

FARRAND, W.R.

- 1962: Postglacial Uplift in North America; American Journal of Science, 260, p.181-199.

FLINT, R.F.

- 1971: Glacial and Quaternary Geology; New York, J. Wiley and Sons, 892 p.

FRAKES, L.A.

- 1978: Diamictite; dans: The Encyclopedia of Sedimentology, Fairbridge, R.W. et Bourgeois, J., eds., p.262-263. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg.

FRANKLIN, Sir J.

- 1828: Narrative of a Journey to the Shores of the Polar Sea, in the Years 1819, 20, 21 and 22; William Clowes, London, 768 p.

FRENCH, H.M.

- 1976: The Periglacial Environment; Longman Group Limited, New York, 309 p.

GILBERT, R.

- 1973: Processes of Underflow and Sediment Transport in a British Columbia Mountain Lake; dans: Fluvial Processes and Sedimentation. Proceedings of the Ninth Canadian Hydrology Symposium, NRCC, p.493-507.

GILBERT, R.

- 1975: Sedimentation in Lillooet Lake, British Columbia; Journal canadien des sciences de la terre, vol.12, p.1697-1711.

GILBERT, R.

- 1978: Observations on Oceanography and Sedimentation at Pangnirtung Fjord, Baffin Island; Maritime Sediments, vol.14, p.1-10.

GILBERT, R.

- 1982: Contemporary Sedimentary Environments on Baffin Island, N.W.T., Canada; Glaciomarine Processes in Fjords of Eastern Cumberland Peninsula. Arctic and Alpine Research, vol.14, p.1-12.

GRAVENOR, C.P.

- 1953: The Origin of Drumlins; American Journal of Science, vol.251, p.674-681.

GUAY, F.

- 1985: Etude palynologique d'une partie du Postglaciaire dans la région de la rivière Coppermine, T.N.-O. Thèse de maîtrise, Département de géographie, Université d'Ottawa, 122 p.

GUAY, F. et ST-ONGE, D.A.

- 1981: Des terrasses fluviales dans la vallée de la rivière Coppermine, Territoires du Nord-Ouest; Géoscope, vol.XII, no.2, p.51-58.

GUSTAVSON, T.C.

- 1975: Sedimentation and Physical Limnology in Pro-glacial Malaspina Lake Southeastern Alaska; dans: Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Jopling, A.V. et McDonald, B.C., eds., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, vol.23, p.249-263.

HAMELIN, L.-E.

- 1957: Les tourbières réticulées du Québec-Labrador subarctique. Interprétation morpho-climatique; Cahiers de Géographie de Québec, vol.3, p.87-106.

HAMELIN, L.-E. et COOK, F.A.

- 1967: Le Périglaciaire par l'image; Travaux et documents du centre d'études nordiques 4, Les Presses de l'Université Laval, Québec, 237 p.

HARRISON, S.S.

- 1975: Turbidite Origin of Glaciolacustrine Sediments, Woodcock Lake, Pennsylvania; Journal of Sedimentary Petrology, vol.45, p.738-744.

HELLAAKOSKI, A.R.

- 1912: Havaintoja jätymisilmiöiden geomorfologisista vaikutuksista; p.1-108, dans: Finland Geografiska Fören. Medd., Julkaisuja 9.

HOPKINS, D.M.

- 1949: Thaw Lakes and Thaw Sinks in the Imuruk Lake Area, Seward Peninsula, Alaska; Journal of Geology, vol.57, p.119-131.

HOPKINS, D.M., KARLSTROM, T.N. et Autres

- 1955: Permafrost and Ground Water in Alaska; United States Geological Survey Professional Paper 264-F, p.113-146.

HUGHES, O.L.

- 1964: Surficial Geology Nichicun-Kaniapiskau Map-Area, Québec; Commission Géologique du Canada, Bulletin 106, 20 p.

JAMIESON, T.F.

- 1865: On the History of the Last Geological Changes in Scotland; Quaternary Journal of the Geological Society of London, vol.21, p.161-203.

JELGERSMAE, S.

- 1966: Sea-Level Changes During the Last 10,000 Years; dans: Proceedings of the International Symposium on World Climate 8000 to 0 B.C., J.S. Sawyer, ed. p. 54-71.

JENNESS, D.

- 1967: Indiens of Canada; sixième édition, Musée National du Canada, Bulletin 65, Anthropological Series, no. 15, Ottawa, 492 p.

JONES, N.

- 1982: The Formation of Glacial Flutings in East-Central Alberta; dans: Research in Glacial, Glaciofluvial, Glaciolacustrine Systems. Proceedings of the 6th Guelph Symposium on Geomorphology, 1980, Geo Books, Part One, p. 49-70.

JUDGE, A.S.

- 1973: Deep Temperature Observations in the Canadian North; dans: Permafrost: North American Contribution to the Second International Conference on Permafrost, Yakutsk, Siberia, July 1973, p. 35-40.

KERR, D.E.

- 1984a: Stratigraphy, Sedimentology and Paleocology of Late Quaternary Sediments, Richardson River Basin, N.W.T.; thèse B. Sc. non-publiée, Département de Géologie, Université d'Ottawa, Ottawa, mai 1984, 92 p.

KERR, D.E.

- 1984b: Marine Regression and Paleoenvironments During the Holocene in the Richardson River Basin, District of Mackenzie, N.W.T.; dans: Géographie Physique et Quaternaire, vol. XXXVIII, no. 2, p. 181-192.

KERR, D.E.

- Late Quaternary Stratigraphy and Sedimentology in the Richardson River Basin, N.W.T.; thèse M. Sc. Département de Géologie, Université d'Ottawa, en progrès.

KERR, D.E.; et MERCIER, A.L.

- 1985: Stratigraphic Evidence for the Existence of a Glacial Lake in the Richardson and Rae River Basins, N.W.T.; manuscrit, 13 p.

KRANCK, K.

- 1981: Particulate Matter Grain-Size Characteristics and Flocculation in a Partially Mixed Estuary; Sedimentology, vol. 28, p. 107-114.

- KRANCK, K.
1973: Sediment Deposition From Flocculated Suspensions; Sedimentology, vol. 22, p. 111-123.
- KUENEN, P. H.
1951: Mechanics of Varve Formation and the Action of Turbidity Currents; Geot. Förl. Förl. Stockholm 73, p. 69-84.
- KUKEL, Z.
1970: Geology of Recent Sediments; Prague: Academia, 490 p.
- LACHENBRUCH, A.
1966: Contraction Theory of Ice Wedge Polygons; A Qualitative Discussion; dans: Proceedings, 1st International Permafrost Conference, National Academy of Science, Conseil National de Recherche du Canada, Publication 1287, p. 63-71.
- LAJTAI, E. Z.
1967: The Origin of Some Varves in Toronto, Canada; Journal Canadien des sciences de la terre, vol. 4, p. 633-639.
- LAMBE, T. W. et WHITMAN, R. V.
1969: Soil Mechanics, John Wiley & Sons Inc., New York, chapitre 3.
- LAMBERT, A. M., KELTS, K. R. et MARSHALL, N. F.
1976: Measurement of Density Underflows From Wulensee, Switzerland; Sedimentology, vol. 23, p. 87-105.
- LEFFINGWELL, E. de K.
1919: The Canning River Region, Northern Alaska; United States Geological Survey Professional Paper 109, 251 p.
- LUNDQVIST, J.
1969: Earth and Ice Mounds; A Terminological Discussion; dans: The Periglacial Environment, T. L. Péwé, ed. McGill-Queen's University Press, Montréal, p. 203-215.
- LUNDQVIST, J.
1979: Morphogenetic Classification of Glaciofluvial Deposits; Sveriges Geologiska Undersökning Serie CNR 767, Uppsala, 72 p.
- MAARLEVEELD, G. C.
1965: Frost Mounds: A Survey of the Literature of the Past Decade; Geologische Stichting; Mededel. n.s. no. 17, p. 3-17.

MACKAY, J.R.

- 1966: Segregated Epigenetic Ice and Slumps in Permafrost, Mackenzie Delta area, N.W.T.; Geographical Bulletin, vol.8, p.59-80.

MACKAY, J.R.

- 1973: The Growth of Pingos, Western Arctic Coast, Canada; Journal Canadien des sciences de la terre, vol.10, p.979-1004.

MACKAY, J.R.

- 1980: The Origin of Hummocks, Western Arctic Coast, Canada; Journal Canadien des sciences de la terre, vol.17, p.996-1006.

MAXWELL, J.B.

- 1980: Le climat des îles arctiques et des eaux adjacentes du Canada; vol.1, Environnement Canada, Service de l'environnement atmosphérique, études climatologiques numéro 30, 532 p.

McDONALD, B.C. et KELLY, R.G.

- 1968: Procedures Used in Sedimentology Laboratory; Commission Géologique du Canada, Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Ottawa, 19 p.

McGill, Université

- 1957: A Report on the Physical Environment of the Great Bear River Area, Northwest Territories, Canada; Rand Research Memorandum 2122, Département de Géographie.

MENZIES, J.

- 1982: A Till Hummock (Photo-Drumlin) at the Ice Glacier Bed Interface; dans: Research in Glacial, Glaciofluvial and Glaciolacustrine Systems. Proceedings of the 6th Quebec Symposium on Geomorphology, 1980, Geo Books, Part One, p.33-47.

MERCIER, A.L.

- 1983: Models: An Approach to Regional Studies, the Richardson River Basin, N.W.T.; Géoscope, vol.XIII, no.2, mars 1983, p.55-65.

MERCIER, A.L.

- 1984: Glacial Lake in the Richardson and Rae River Basins, District of Mackenzie, N.W.T.; dans: Géographie Physique et Quaternaire, vol.XXXVIII, no.1, p.75-80.

MIALL, A.D.

- 1977: A Review of the Braided River Depositional Environment; Earth Science Revue, vol.13, p.1-62.

MIALL, A.D.

- 1978: Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: a Summary; dans: Miall, A.D., ed., Fluvial Sedimentology, Canadian Society of Petrologist Geologists Mem. 5, p. 597-604.

MIDDLETON, G.V. et HAMPTON, M.A.

- 1976: Subaqueous Sediment Transport and Deposition by Sediment Gravity Flow; Chapitre II, dans: Marine Sediment Transport and Environmental Management, D.S. Stanley et D.J.P. Swift, eds., J. Wiley & Sons, p.197-218.

MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES

- 1974: Atlas National du Canada; 4e édition, Macmillan Company of Canada Ltd., Ottawa, 254 p.

MOWAT, F.

- 1973: Tundra; vol.III of the Top of the World Trilogy. McClelland and Stewart, Toronto, 415 p.

NANTON, P.

- 1981: Arctic Breakthrough, Franklin's Expedition 1819-1847; Clarke, Irwin & Company Limited, Toronto, 262 p.

NICHOLS, H.

- 1975: Palynological and Paleoclimatic Study of the Late Quaternary Displacement of the Boreal Forest-Tundra Ecotone in Keewatin and Mackenzie, N.W.T., Canada; Institute of Arctic and Alpine Research Occasional Paper, no.15, University of Colorado, Chapitre II, p.14-32.

NICHOLSON, F.H.

- 1976: Patterned Ground Formation and Description as Suggested by Low Arctic and Subarctic Example; Arctic and Alpine Research, vol.8, p.329-342.

O'NEILL, J.J.

- 1924: Report of the Canadian Arctic Expedition 1913-18; vol.XI: Geology and Geography, Part A: The Geology of the Arctic Coast of Canada; West of the Kent Peninsula.

ORHEIM, G. et ELVERHOI, A.

- 1981: Model for Submarine Glacial Deposition; Annals of Glaciology, vol.2, p.125-128.

PAYETTE, S.

- 1978: Les buttes rocheuses d'origine périglaciaire au Nouveau-Québec; dans: Géographie Physique et Quaternaire, vol.XXXII, p.369-374.

- PENCK, W.
1953: Morphological Analysis of Landforms; Traduit par H. Czech et K.C. Boswell, London, 429 p.
- PICKRILL, R.A. et IRWIN, J.
1983: Sedimentation in a Deep Glacier-Fed Lake - Lake Tekapo, New Zealand; Sedimentology, vol.30, p.63-75.
- PISSART, A.
1968: Les polygones de fente de gel de l'île Prince Patrick (Arctique Canadien, 76° Lat. N.); Biuletyn peryglacjalny; no.17, p.171-180.
- POWELL, R.D.
1981: A Model for Sedimentation by Tidewater Glaciers; Annals of Glaciology, vol.2, p.129-134.
- PREST, V.K.
1968: Nomenclature of Moraines and Ice-Flow Features as Applied to the Glacial Map of Canada; 1ère édition, Commission Géologique du Canada, Étude 67-57, 27 p.
- PREST, V.K.
1969: Retreat of Wisconsin and Recent Ice in North America; Carte 1257A, échelle 1:5,000,000, Commission Géologique du Canada, Énergie, Mines et Ressources, Canada.
- PREST, V.K., GRANT, D.R. et RAMPTON, V.N.
1968: Carte glaciaire du Canada; Commission Géologique du Canada, carte 1253 A, échelle 1:5,000,000.
- PRICE, L.W.
1972: The Periglacial Environment, Permafrost, and Man; Commission on College Geography Resource Paper no.14, Ass. of American Geographers, Washington, D.C., 88 p.
- PSUTY, N.P.
-1966: The Geomorphology of Beach Ridges in Tabasco, Mexico; Technical Report 30. Coastal Studies Institute. Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana, 51 p.
- RADEORTH, N.W.
1969: Airphoto Interpretation of Muskeg; dans: Muskeg Engineering Handbook, I.C. MacFarlane, ed., University of Toronto Press, Toronto, p.53-77.

- READING, H.G., ed.
1978: Sedimentary Environments and Facies; Oxford: Blackwell Scientific Publication, 576 p.
- REINECK, H.-E. et SINGH, I.B.
1980: Depositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics; Second, Revised and Updated Edition Springer-Verlag, Berlin, 549 p.
- REINECK, H.-E. et WUNDERLICH, F.
1967: A New Method to Measure Rate of Deposition of Single Lamina on Tidal Flats and Shelf Bottoms; 7th International Sedimentological Congress (Abstracts).
- REINECK, H.-E. et WUNDERLICH, F.
1968: Classification and Origin of Flaser and Lenticular Bedding; Sedimentology, vol.11, p.99-104.
- RICHARDSON, Sir J.
1861: The Polar Regions, Adam and Charles Black, Edinburgh, 400 p.
- ROBINSON, A.H., SALE, R. et MORRISON, J.
1978: Elements of Cartography; 4e édition, John Wiley & Sons, New York, 448 p.
- RUST, B.R.
1981: Coarse Alluvial Deposits; dans: Facies Model, R.G. Walker, ed., Geoscience Canada, Reprint Series 1, 4e édition, p.9-21.
- ST-ONGE, D.A.
1980: Glacial Lake Coppermine, North-Central District of Mackenzie, Northwest Territories; Journal Canadien des sciences de la terre, vol.17, no.9, p.1310-1315.
- ST-ONGE, D.A.
1981: Theories, Paradigms, Mapping and Geomorphology; The Canadian Geographer, vol.XXV, no.4, p.307-315.
- ST-ONGE, D.A.
1983: Deglaciation Pattern, Coppermine River Region, Northwest Territories; manuscrit, 14 p.
- ST-ONGE, D.A.
1984: Eskers in the Redrock Lake Region, N.W.T.. A Possible Prospecting Tool; dans: Contributions to the Geology of the Northwest Territories, vol.1, I.N.A.C. EGS 1984-6, p.39-46.
- ST-ONGE, D.A. et BRUNEAU, H.C.
1982: Dépôts meubles du secteur aval de la rivière Coppermine, Territoires du Nord-Ouest; dans: Recherches en cours, Commission Géologique du Canada, Étude 81-1B, p.51-55.

ST-ONGE, D.A. et GEURTS, M.A.

1982: Les formes d'effondrement et le mode de déglaciation de la région du lac Quingaluk, Territoires du Nord-Ouest, Canada; dans: Géographie Physique et Quaternaire, vol. XXXVI, nos. 1-2, p. 233-240.

SCHENK, E.

1965: Origin of String Bogs; Proceedings of the Permafrost International Conference; NAS-NRC, Washington, p. 155-159.

SELLEY, R.C.

1978: Ancient Sedimentary Environments; 2e édition, Cornell University Press, Ithaca, New York, 287 p.

SHAW, J.

1975: Sedimentary Successions in Pleistocene Ice-Marginal Lakes; dans: Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Jopling, A.V. et McDonald, B.C., eds., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 23, p. 281-303.

SHAW, J.

1977: Sedimentation in an Alpine Lake During Deglaciation, Okanagan Valley, B.C., Canada; Geografiska Annaler, 59 A, p. 221-240.

SHAW, J.

1979: Genesis of Sveg Tills and Rogen Moraines of Central Sweden: a Model of Basal Melt Out; Boreas, vol. 8, p. 409-426.

SHAW, J. et ARCHER, J.J.

1978: Winter Turbidity Deposits; dans: Late Pleistocene Glaciolacustrine Varves, Okanagan Valley, B.C. Boreas, vol. 7, p. 123-130.

SHAW, J., GILBERT, R. et ARCHER, J.J.

1978: Proglacial Lacustrine Sedimentation During Winter, Arctic and Alpine Research, vol. 10, p. 689-699.

SHEPARD, F.P.

1954: Nomenclature Based Upon Sand-Silt-Clay Ratios; Journal of Sedimentary Petrology, vol. 24, p. 151-158.

SHILTS, W.W.

1974: Physical and Chemical Properties of Unconsolidated Sediments In Permanently Frozen Terrain, District of Keewatin; dans: Recherches en cours, Commission Géologique du Canada, Étude 74-1A, p. 229-235.

SHILTS, W.W.

- 1978: Nature and Genesis of Mudboils, Central Keewatin, Canada; Journal Canadien des sciences de la terre, vol.15, p.1053-1068.

SHILTS, W.W.

- 1981: Surficial Geology of the Lac Mégantic Area, Québec; Commission Géologique du Canada, Mémoire 397, 102 p.

SMALLEY, I. et UNWIN, D.

- 1968: The Formation and Shape of Drumlins and Their Distribution and Orientation in Drumlin Fields; Journal of Glaciology, vol.7, no.51, p.371-390.

SMITH, A.J.

- 1959: Structures in the Stratified Late Glacial Clays of Windermere, England; Journal of Sedimentary Petrology, vol.29, p.447-453.

STANEK, W.

- 1977: Classification of Muskeg; dans: Muskeg and the Northern Environment in Canada, N.W. Radforth et C.O. Brawner, eds., Muskeg Subcommittee of the NRC Associate Committee on Geotechnical Research, University of Toronto Press, Toronto, Chapitre 2, p.31-62.

SUGDEN, D.E. et JOHN, B.S.

- 1976: Glaciers and Landscape: a Geomorphological Approach; Edward Arnold Publishers, Ltd., London, England, 376 p.

TAYLOR, A.E. et JUDGE, A.S.

- 1977: Canadian Geothermal Data Collection, Northern Wells, 1976-77; Geothermal Series no.10, Ottawa.

THOM, B.G.

- 1972: The Role of Spring Thaw in String Bog Genesis; Arctic, vol.25, p.236-239.

TORRANCE, J.K.

- 1983: Towards a General Model of Quick Clay Development; Sedimentology, vol.30, p.547-555.

TRICART, J.

- 1956: Étude expérimentale du problème de la gélivation; Biuletyn Peryglacjalny, no.4, p.285-318.

TRICART, J.

- 1977: Précis de géomorphologie; Géomorphologie dynamique générale, tome 2, Société d'édition d'enseignement supérieur, C.D.U. et SEDES, Paris, 335 p.

TYRRELL, J.B. et J.W.

- 1897: Across the Sub-Arctic of Canada; William Briggs, Toronto.

VARNES, D.J.

- 1974: The Logic of Geological Maps, With Reference to Their Interpretation and Use for Engineering Purposes; Geological Survey Professional Paper 837, United States Government Printing Office, Washington, 48 p.

VEILLETTE, J.J.

- 1980: Nonsorted Circles in Cohesionless Fine Silty Sand, North-Central District of Keewatin; dans: Recherches en cours, Commission Géologique du Canada, Étude 80-1B, p.259-267.

WALCOTT, R.I.

- 1970: Isostatic Response to Loading of the Crust in Canada; Journal Canadien des sciences de la terre, vol.7, p.716-727.

WALCOTT, R.I.

- 1972: Late Quaternary Vertical Movements in Eastern North America: Quantitative Evidence of Glacio-Isostatic Rebound; Reviews of Geophysics and Space Physics, vol.10, p.849-884.

WALKER, R.G.

- 1967: Turbidite Sedimentary Structures and Their Relationship to Proximal and Distal Depositional Environments; Journal of Sedimentary Petrology, vol.37, p.25-43.

WALLACE, R.E.

- 1948: Cave-In Lakes In the Nebesna, Chisana and Tanana River Valleys, Eastern Alaska; Journal of Geology, vol.56, p.171-181.

WASHBURN, A.L.

- 1956: Classification of Patterned Ground and Review of Suggested Origins; Geological Society of America Bulletin, vol.67, p.823-865.

WASHBURN, A.L.

- 1967: Instrumental Observations on Mass Wasting in the Mesters Vig District, Northeast Greenland; Meddelelser om Grønland, vol.166, 4, 296 p.

WASHBURN, A.L.

- 1969: Weathering, Frost Action and Patterned Ground in the Mesters Vig District, Northeast Greenland; Meddelelser om Grønland, vol.176, 303 p.

WASHBURN, A.L.

- 1973: Periglacial Processes and Environments; E. Arnold, London, 320 p.

WASRBURN, A.L.
1979: Geocryology: a Survey of Periglacial Processes and Environments; 2e édition, London: Edward Arnold, 406 p.

WASHBURN, A.L.
1984: What is a Palsa?; dans: Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglaziabraum. Poser, H., ed., Göttingen, Akademie der Wissenschaften, Mathematische-Physikalische Klasse, NR. 35, p.34-47.

WILLIAMS, R.B.G.
1968: Some Estimates of Periglacial Erosion in Southern and Eastern England; Biuletyn Perýglacjalny, no.17, p.311-335.

WILSON, L.
1968: Frost Action; dans: The Encyclopedia of Geomorphology, New York, Reinhold Book Corp., F.W. Fairbridge, ed., p. 369-381.

WOLFE, P.E.
1953: Periglacial Frost-Thaw Basins in New Jersey; Journal of Geology; vol.61, p.113-141.

WOOLDRIDGE, S.W. et EAST, W.G.
1951: The Spirit and Purpose of Geography; Hutchinson University Library, London, 186 p.

WRIGHT, F.F.
1971: Suspension Transport in Southern Alaskan Coastal Waters; Proceedings 3rd Offshore Technology Conference, p.1235-1242.

ZOLTAI, S.C. et TARNOCAI, C.
1974: Soils and Vegetation of Hummocky Terrain; Environmental-Social Committee Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development Report 74-5, Information Canada, Ottawa, 86 p.

addendum:

GILBERT, R.
1983: Sedimentary Processes of Canadian Arctic Fjords; Sedimentary Geology, vol.36, p.147-175.

VINCENT, J.S.
1982: The Quaternary History of Banks Island, N.W.T., Canada; Géographie physique et Quaternaire, vol.XXXVI, nos.1-2, p.209-232.

ANNEXE A-1

Analyses d'échantillons.

- Contenu en eau :

échantillon no.	unité (carte hors texte)	% H ₂ O
BAM-83-28	1	11.4
BAM-83-49	1	11.6
BAM-83-72	6	21.6
BAM-83-73	FL	24.5
BAM-83-90	4	12.1
BAM-83-91	4	11.1

- Limites d'Atterberg :

échantillon no.	unité (carte hors texte)	limite de liquidité (%)	limite de plasticité (%)
BAM-83-63	6	14	10
BAM-83-83	6	15	9
BAM-83-93	4	13	9
BAM-83-94	4	12	8

Liste des espèces fauniques recensées
dans le bassin de la rivière Richardson.
(d'après Kerr, 1985, p. 190).

ESPECES

FORAMINIFERA

Elphidium sp. assemblage
Buccella frigida.
Polymorphina sp.
Guttulina sp.
Cassidulina sp.
Oolina melo
Quinqueloculina sp.
Q. seminulum
Q. cf. stalker
Lagena gracillima
Spirillina cf. *vivipara*
Number of specimens

OSTRACODA

Marine

Cytheropteron sp.
C. montrosiense
C. cf. inflatum
C. cf. paralatissimum
C. pseudomontrosiense
Cytheromorpha sp.
C. fuscata
C. macchesneyi
Eucytheridea sp.
E. bradit
E. cf. macrostomatata
E. cf. punctillata
Heterocyprideis sp.
H. sorbyana
H. cf. sorbyana
Leptocythere sp.
cf. Leptocythere sp.
Acanthocythereis dunelmensis
Cytherura sp.
Roundstonia globulifera
Unidentified

Non-marine

Ilyocypris cf. *gibba*
Candona sp.
C. subtriangulata
Cyprinotus sp.
Unidentified
Number of specimens

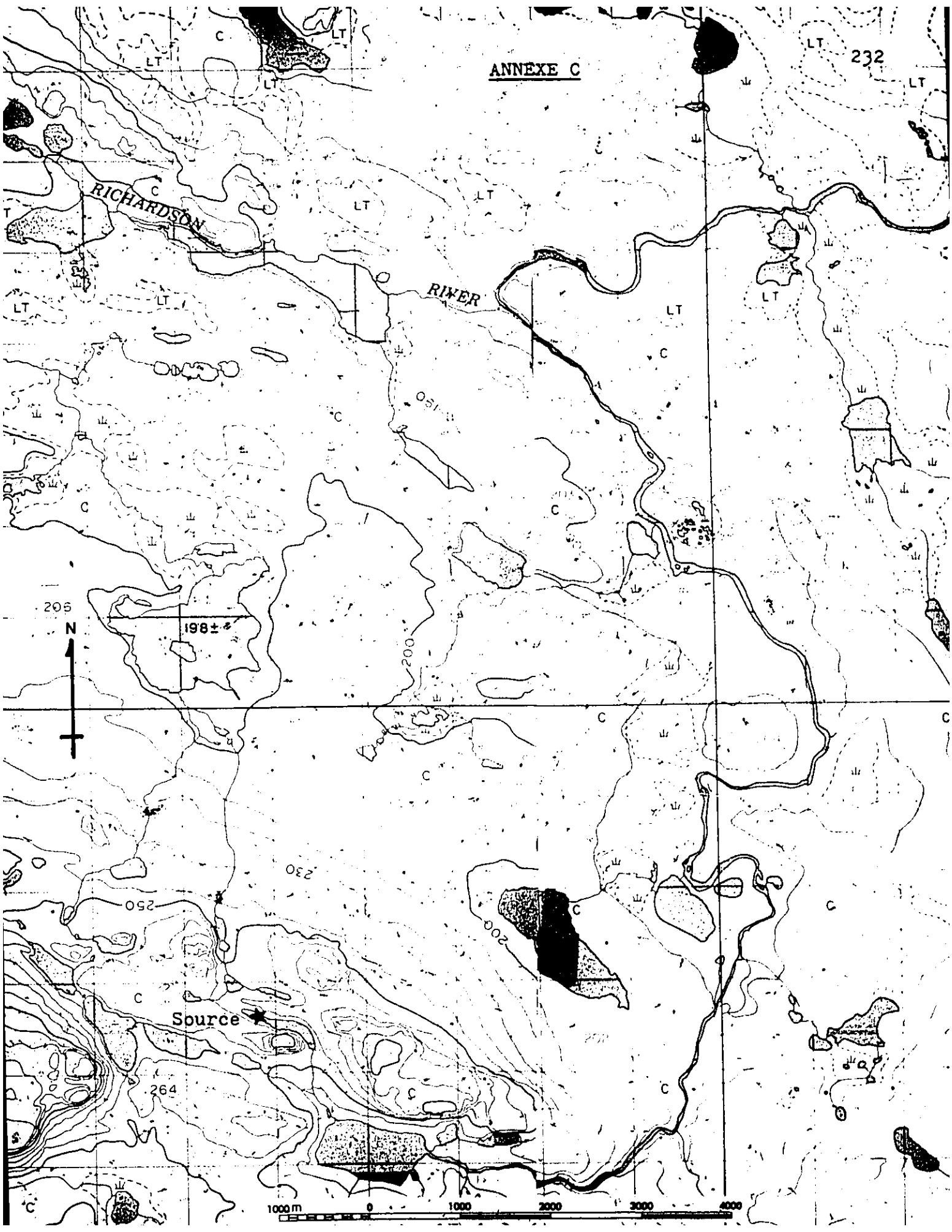
MACROFAUNA

Macoma balthica
Mytilus edulis
Mya truncata
Unidentified
Lunatia sp.
Haminoea solitaria

ANNEXE B

Séries de photographies aériennes couvrant le
bassin de la rivière Richardson, T.N.-O.

Ligne de vol	no. de photos	orientation	échelle	année
A 13429	6-13	N-S	1:68,000	1953
A 13610	13-21	N-S	1:68,000	1953
A 13610	128-136	N-S	1:67,500	1953
A 13610	140-149	N-S	1:67,500	1953
A 13610	188-198	N-S	1:67,500	1953
A 13609	145-157	N-S	1:68,400	1953
A 14148	132-142	N-S	1:68,400	1954
A 13635	66-79	N-S	1:68,800	1953
A 13608	152-161	N-S	1:69,000	1953
A 13614	187-195	N-S	1:69,600	1953
A 13634	87-94	N-S	1:69,900	1953
A 22435	72-93	O-E	1:60,200	1971
A 22435	46-66	O-E	1:60,200	1971
A 22435	3-25	O-E	1:60,200	1971
A 21510	116-136	O-E	1:61,400	1970
A 21510	74-95	O-E	1:61,400	1970
A 21510	2-24	O-E	1:61,400	1970
A 21510	48-68	O-E	1:61,400	1970



ANNEXE C

232

RICHARDSON

RIVER

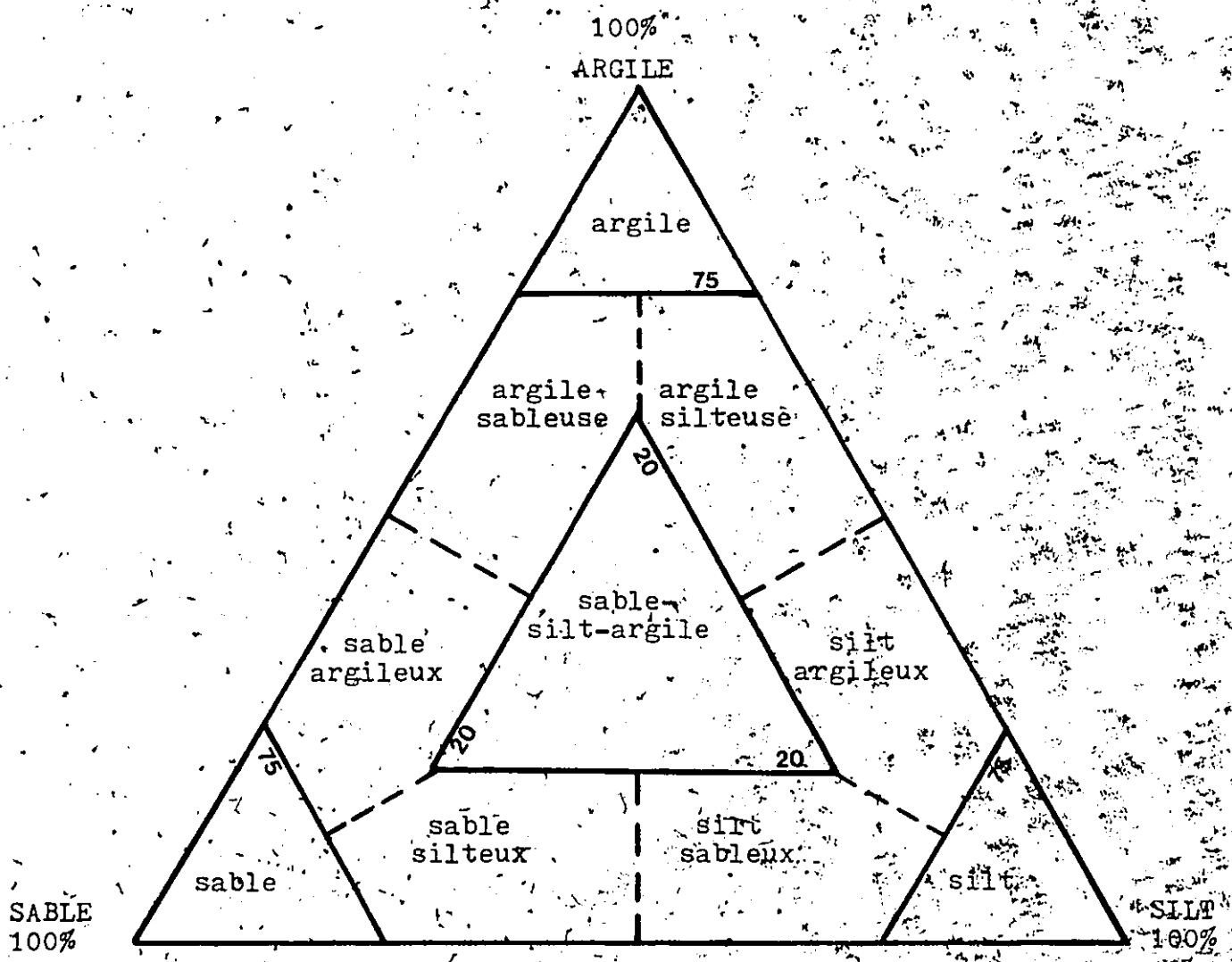
198 ± 2

Source

1000m 0 1000 2000 3000 4000

ANNEXE D-1

Le Triangle de Shepard
(1954)



ANNEXE D-2

Les paramètres de Bietlot.

échantillon no.	unité (cane hors texte)	Paramètre C2	Paramètre A2
BAM-83-2	3	-0.43	0.09
BAM-83-61	3	-0.10	-0.02
BAM-83-66	1	-0.11	0.01
BAM-83-75	FLa	-0.31	-0.01
BAM-83-76	FLb	-0.36	-0.08
BAM-83-78	8a	-0.16	0.00
BAM-83-79	8a	-0.30	0.16
BAM-83-80	10	-0.50	0.04
BAM-83-83	6	-0.17	0.03
BAM-83-91	4	-0.29	0.11

Le Paramètre C2 : Un indicateur du triage de l'échantillon en général. Plus le Paramètre est élevé, meilleur est le triage. Les classes

utilisées sont :

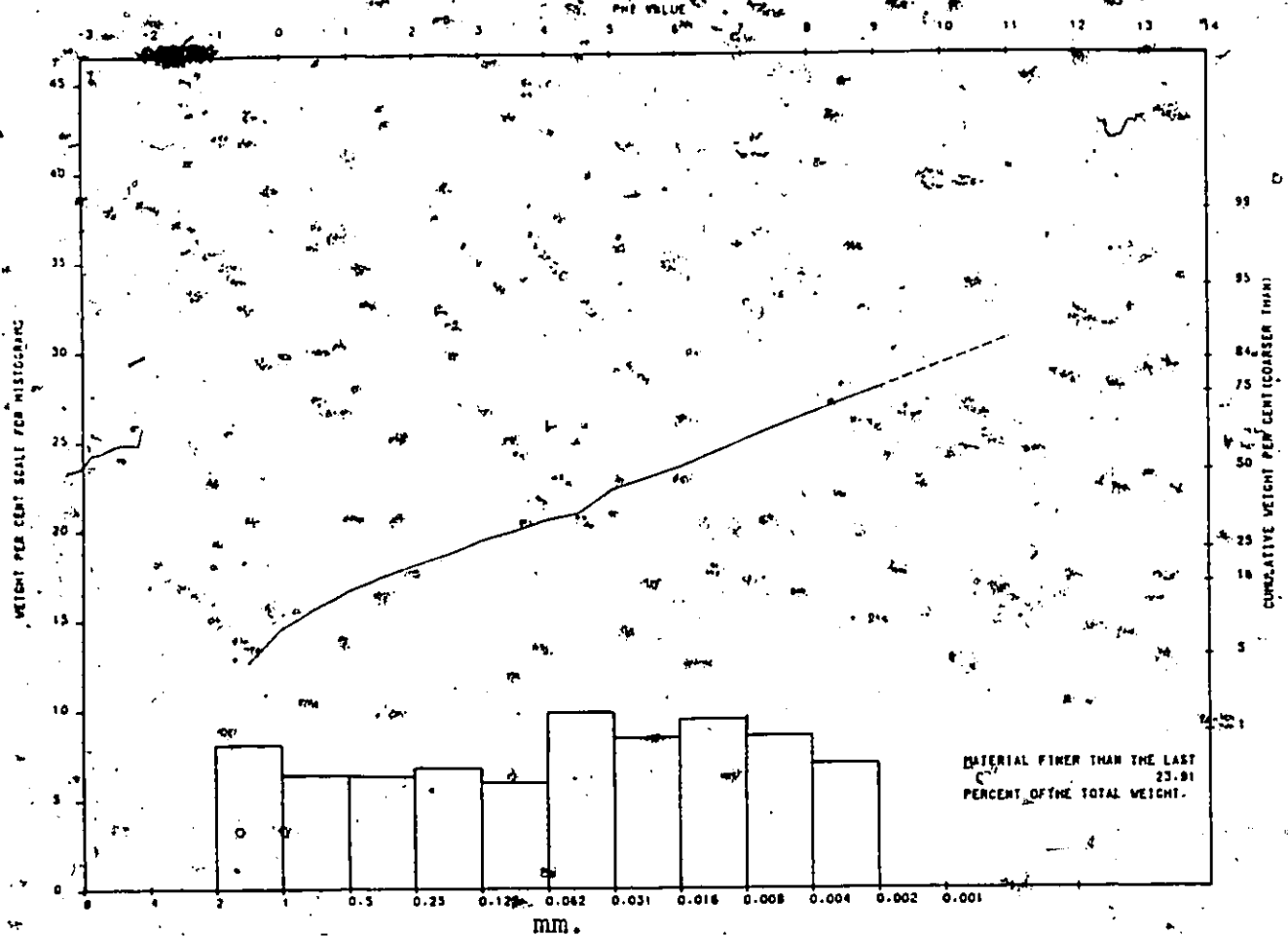
trilage	paramètre
BON	> -0.17
MOYEN	-0.18 à -0.34
MAUVAIS	< -0.34

Le Paramètre A2 : Un indicateur du triage des sédiments fins et grossiers. Lorsque le signe est négatif (-) les sédiments grossiers sont mieux triés, tandis qu'un signe positif (+) indique que les sédiments fins sont mieux triés.

Echantillon no. 83SV0019

Unités 1a et 1b

LOGARITHMIC - PROBABILITY GRAPH OF GRAIN-SIZE DISTRIBUTION

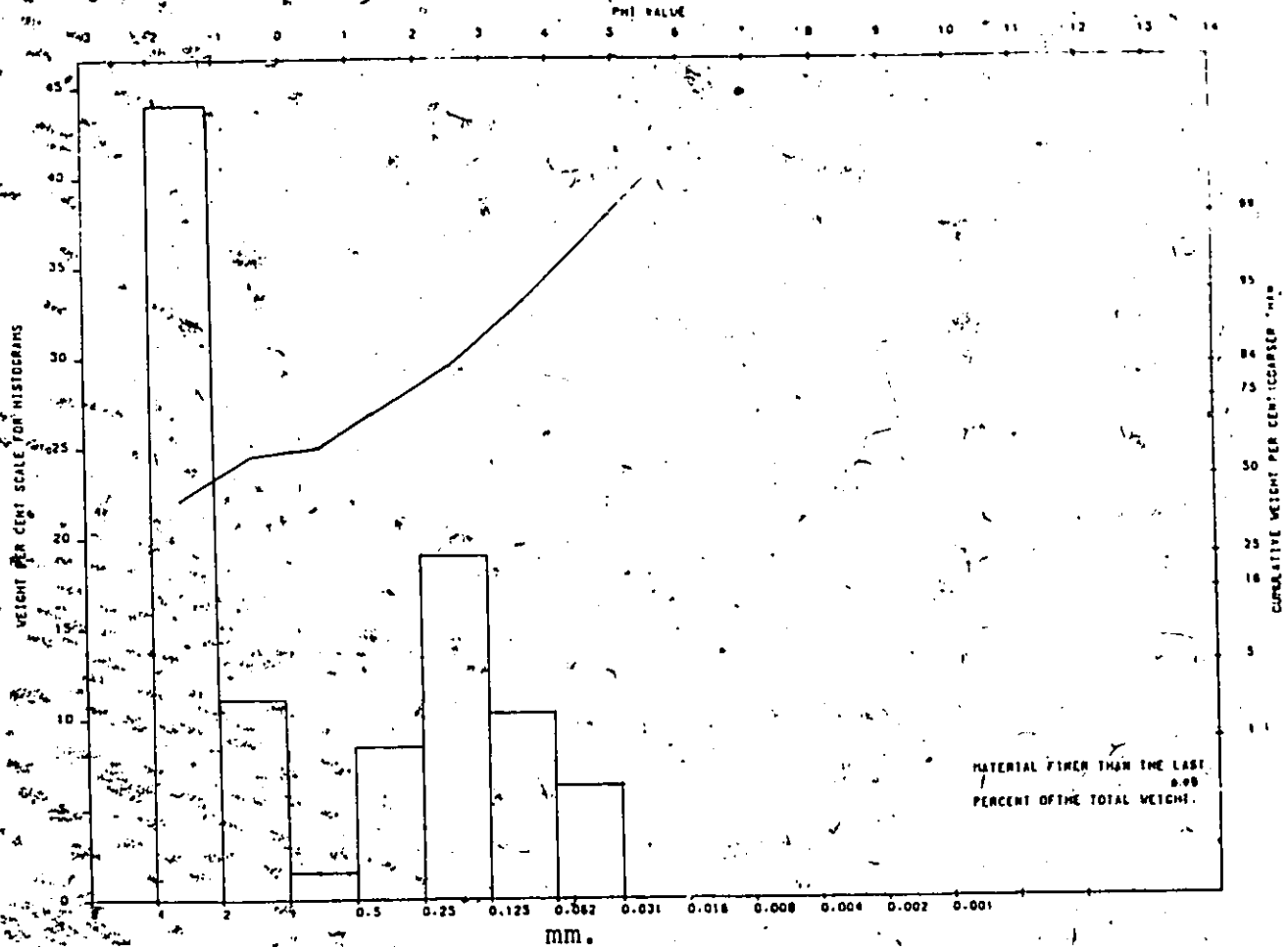


CLASSE (mm)	POIDS (g)	POIDS (%)	POURCENTAGE CUMULATIF
2.0-1.0	3.59	8.02	8.02
1.0-0.5	2.82	6.30	14.32
0.5-0.25	2.80	6.25	20.57
0.25-0.125	3.00	6.70	27.27
0.125-0.062	2.65	5.92	33.19
0.062-0.031	2.70	18.14	51.33
0.031-0.016	0.6849	9.39	60.72
0.016-0.008	0.5798	8.45	69.17
0.008-0.004	0.4852	6.92	76.09
0.004-0.002	0.4079	23.91	100.00

Echantillon no. BAM-83-61

Unité 2

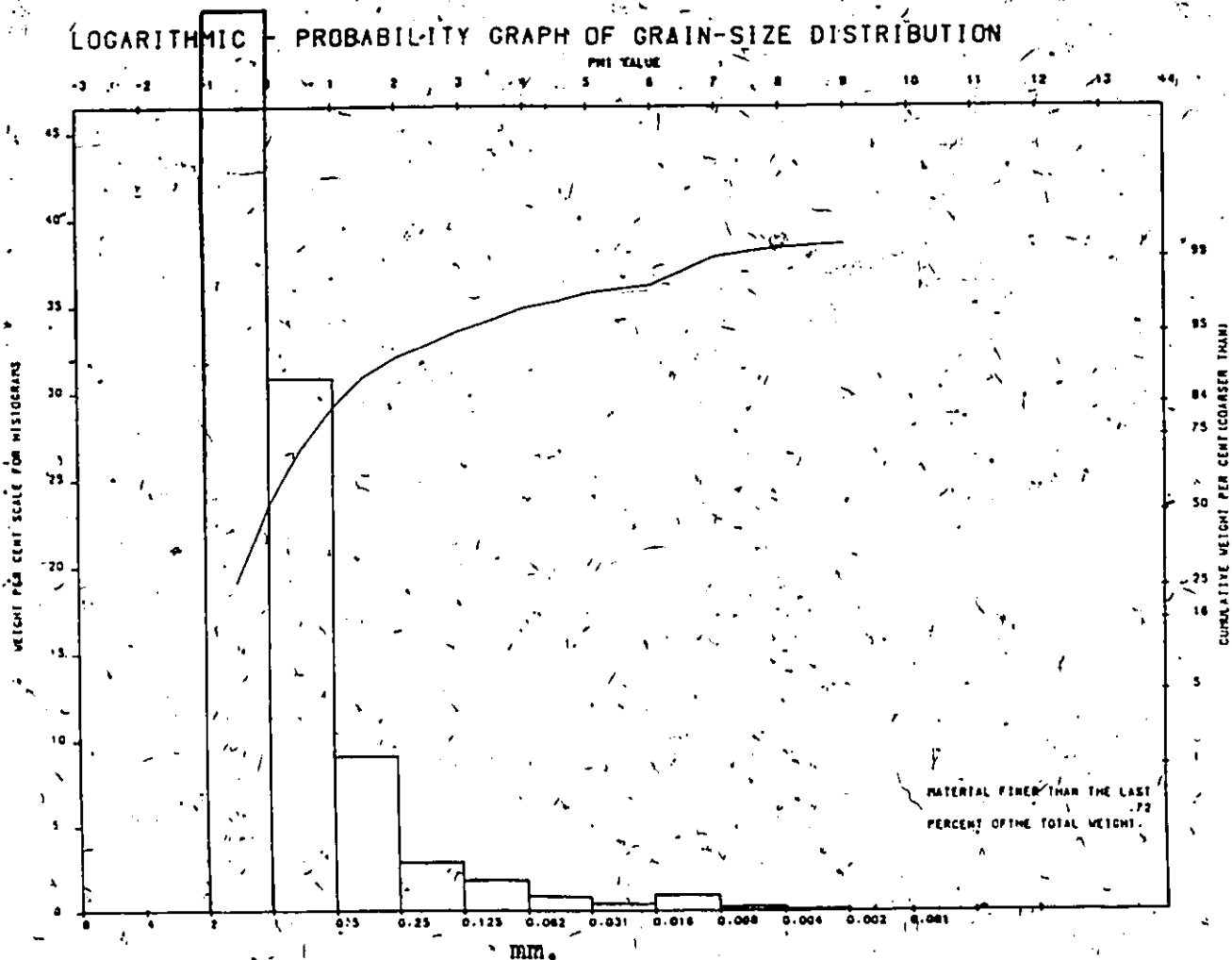
LOGARITHMIC - PROBABILITY GRAPH OF GRAIN-SIZE DISTRIBUTION



CLASSE (mm.)	POIDS (g)	POIDS (%)	POURCENTAGE CUMULATIF
> 2.0	365.44	43.90	43.90
2.0-1.0	90.06	10.60	54.50
1.0-0.5	15.58	1.80	56.30
0.5-0.25	68.60	8.10	64.40
0.25-0.125	138.53	18.80	83.20
0.125-0.062	87.53	10.00	93.20
0.062-0.031	56.81	6.80	100.00

Échantillon no. 83SV0033

Unité 3

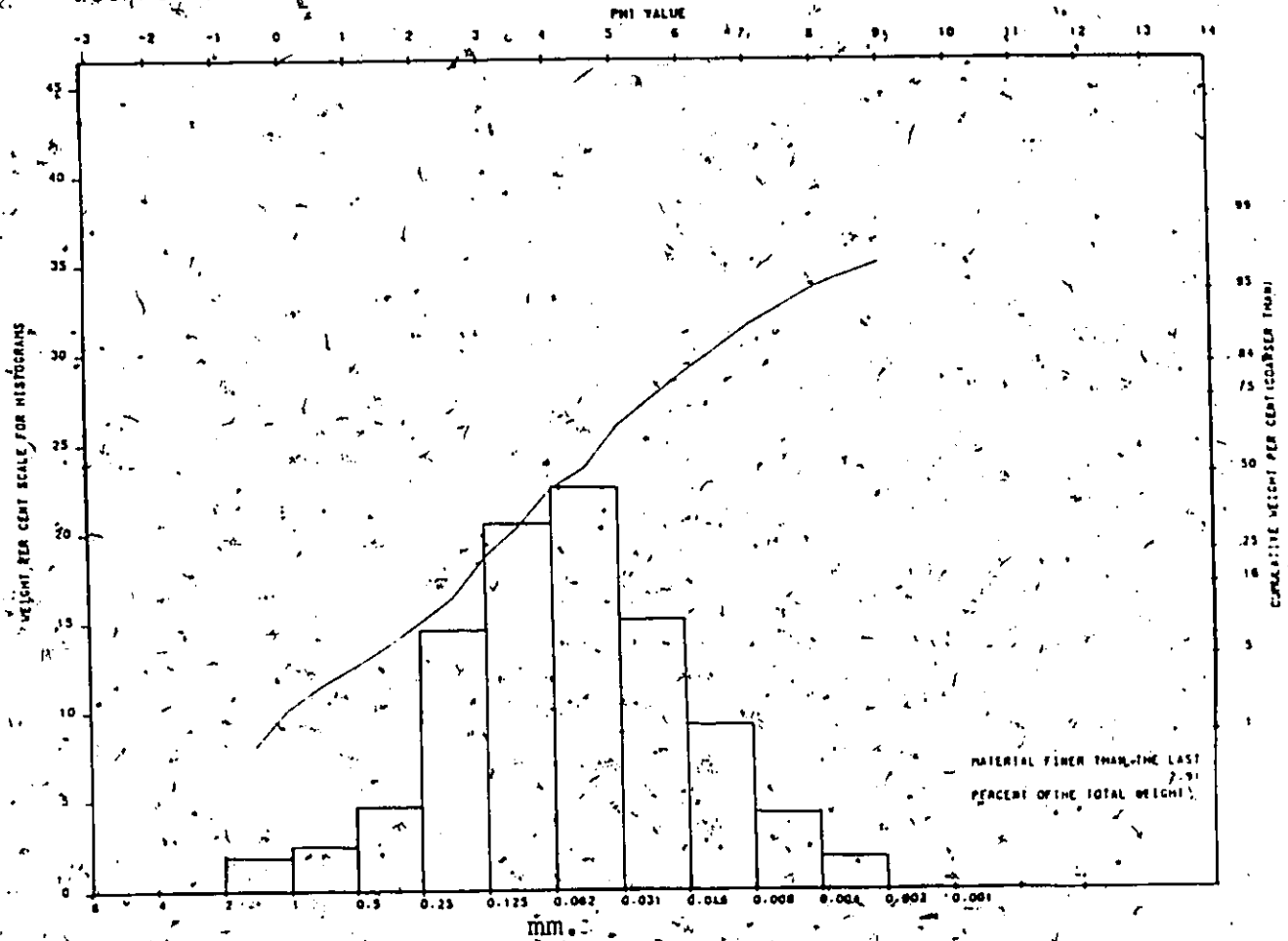


CLASSE (mm)	POIDS (g)	POIDS (%)	POURCENTAGE CUMULATIF
2.0-1.0	24.21	52.20	52.20
1.0-0.5	14.30	30.84	83.04
0.5-0.25	4.21	9.08	92.12
0.25-0.125	1.36	2.93	95.05
0.125-0.062	0.83	1.79	96.84
0.062-0.031	0.52	1.26	98.10
0.031-0.016	0.1625	0.91	99.01
0.016-0.008	0.1519	0.20	99.21
0.008-0.004	0.1496	0.07	99.28
0.004-0.002	0.1487	0.72	100.00

Echantillon no. 83SV0032

Unité 4

LOGARITHMIC - PROBABILITY GRAPH OF GRAIN-SIZE DISTRIBUTION

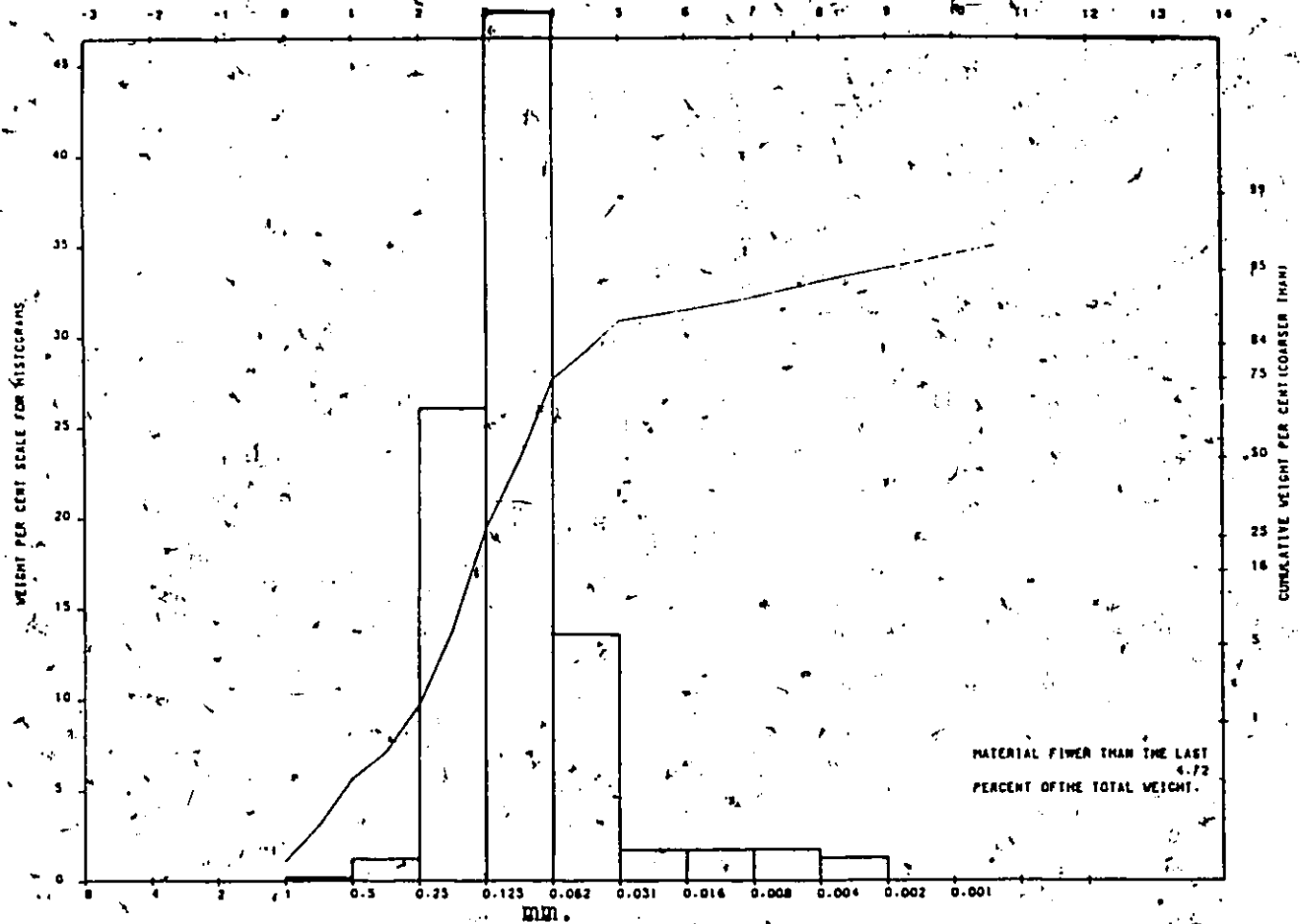


CLASSE (mm)	POIDS (g)	POIDS (%)	POURCENTAGE CUMULATIF
2.0-1.0	0.99	1.86	1.86
1.0-0.5	1.33	2.50	4.36
0.5-0.25	2.54	4.78	9.14
0.25-0.125	7.71	14.51	23.65
0.125-0.062	10.89	20.49	44.14
0.062-0.031	5.61	37.62	81.76
0.031-0.016	0.3827	9.25	91.01
0.016-0.008	0.2598	4.29	95.30
0.008-0.004	0.2028	1.72	97.09
0.004-0.002	0.1791	2.91	100.00

Échantillon no. 83SV0027

Unité 10

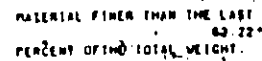
LOGARITHMIC - PROBABILITY GRAPH OF GRAIN-SIZE DISTRIBUTION



CLASSE (mm)	POIDS (g)	POIDS (%)	POURCENTAGE CUMULATIF
2.0-1.0	0.01	0.02	0.02
1.0-0.5	0.11	0.22	0.24
0.5-0.25	0.60	1.24	1.48
0.25-0.125	12.66	26.01	27.49
0.125-0.062	23.31	47.89	75.38
0.062-0.031	4.3034	15.22	90.57
0.031-0.016	0.2548	1.70	92.27
0.016-0.008	0.2341	1.75	94.02
0.008-0.004	0.2132	1.26	95.28
0.004-0.002	0.1979	4.72	100.00

Unité 6

PMI VALUE

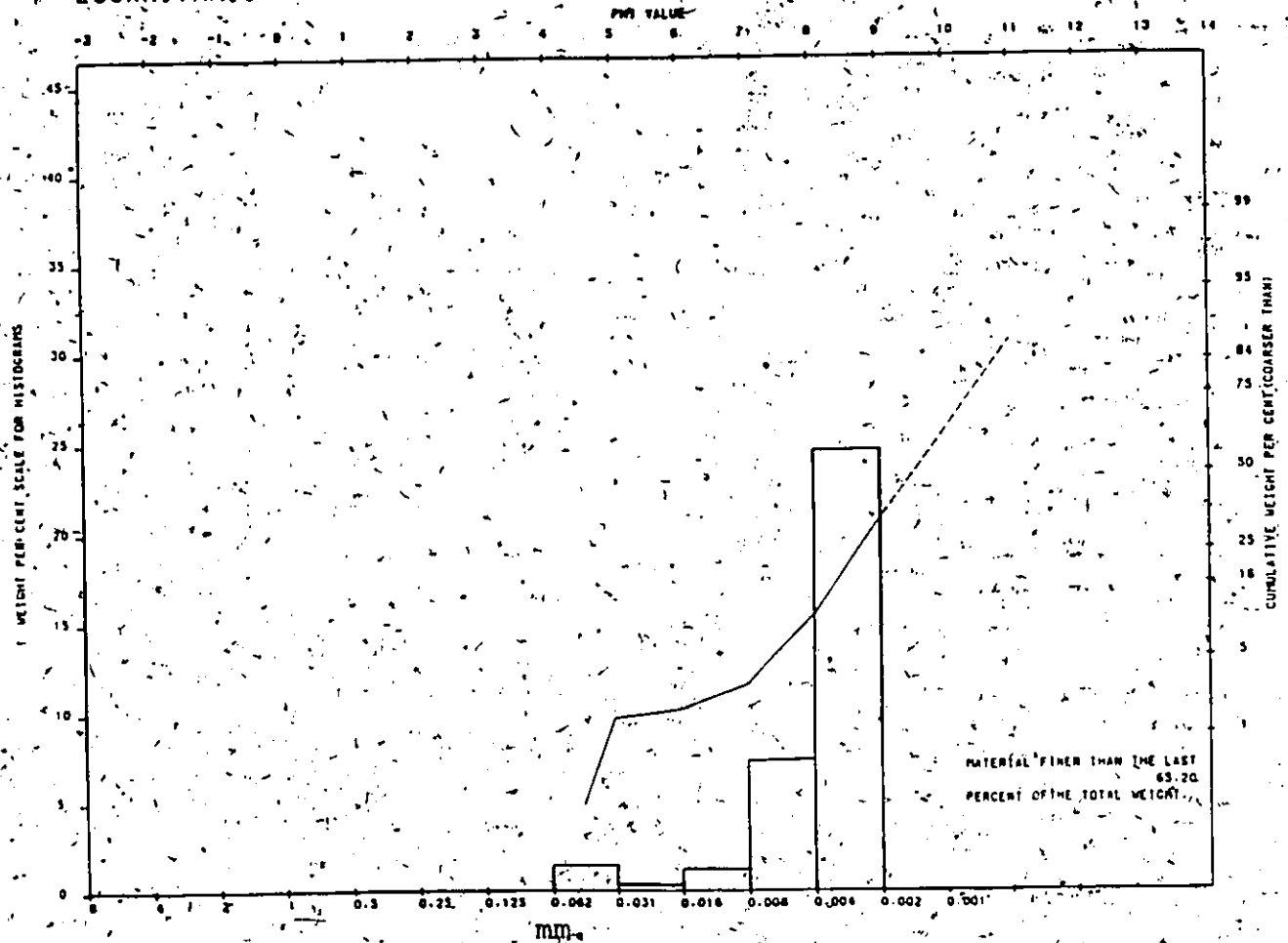


CLASSE (mm)	POIDS (g)	POIDS (%)	POURCENTAGE CUMULATIF
2.0-1.0	0.05	0.10	0.10
1.0-0.5	0.15	0.30	0.40
0.5-0.25	0.33	0.66	1.06
0.25-0.125	0.79	1.58	2.64
0.125-0.062	0.66	1.33	3.97
0.062-0.031	3.044	7.67	11.64
0.031-0.016	1.2395	4.66	16.30
0.016-0.008	1.815	8.25	24.55
0.008-0.004	1.0789	13.22	37.77
0.004-0.002	0.9144	62.23	100.00

Échantillon no. 83SV0025

Unité Fla

LOGARITHMIC - PROBABILITY GRAPH OF GRAIN-SIZE DISTRIBUTION

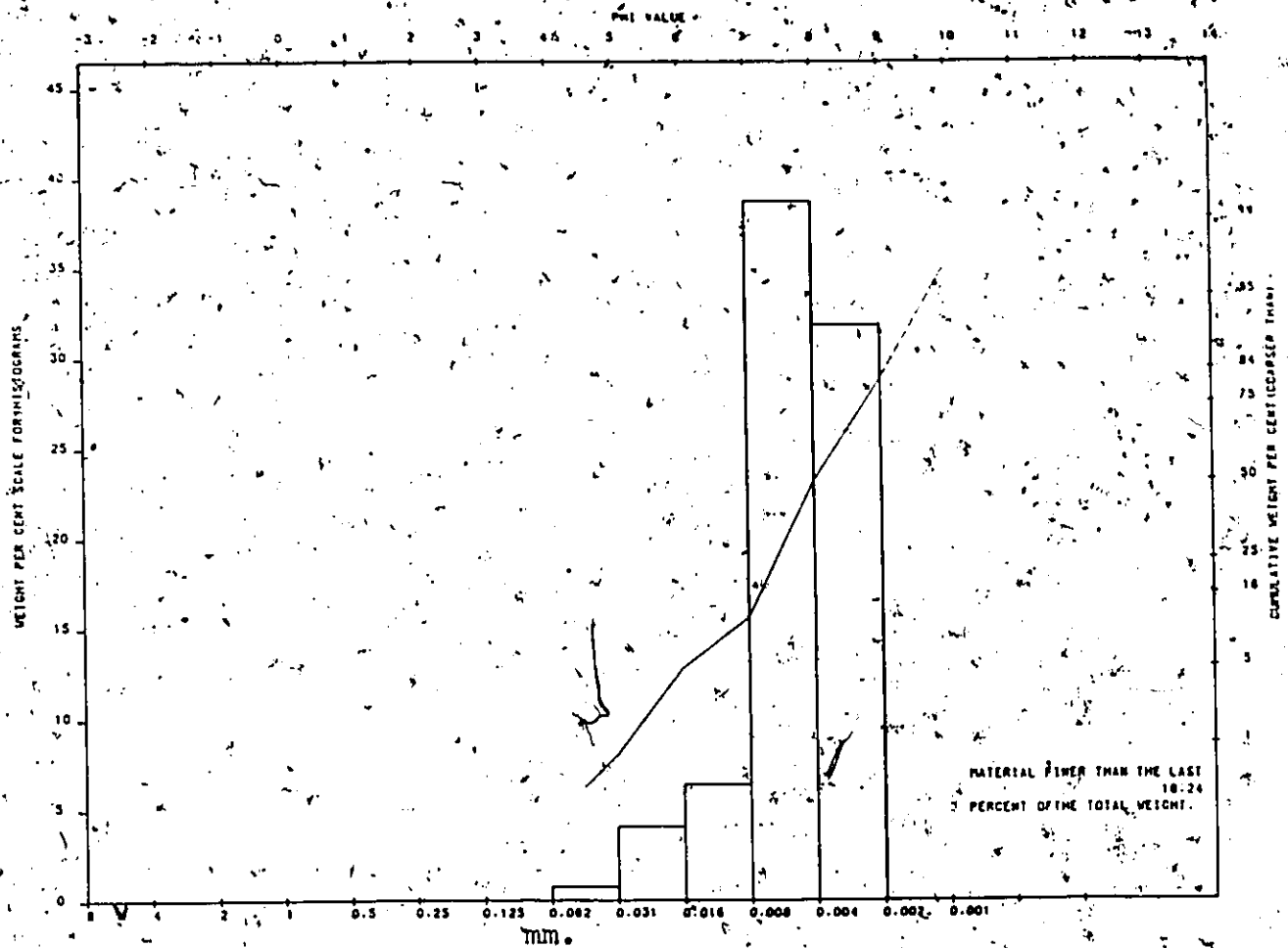


CLASSE (mm)	POIDS (g)	POIDS (%)	POURCENTAGE CUMULATIF
2.0-1.0	0.00	0.00	0.00
1.0-0.5	0.00	0.00	0.00
0.5-0.25	0.00	0.00	0.00
0.25-0.125	0.00	0.00	0.00
0.125-0.062	0.00	0.00	0.00
0.062-0.031	2.84	1.78	1.78
0.031-0.016	1.3674	1.22	3.00
0.016-0.008	1.3521	7.27	10.27
0.008-0.004	1.2613	24.53	34.80
0.004-0.002	0.9550	65.20	100.00

Echantillon no. 83SV0026

Unité FLb

LOGARITHMIC - PROBABILITY GRAPH OF GRAIN-SIZE DISTRIBUTION



CLASSE (mm)	POIDS (g)	POIDS (%)	POURCENTAGE CUMULATIF
2.0-1.0	0.00	0.00	0.00
1.0-0.5	0.00	0.00	0.00
0.5-0.25	0.00	0.00	0.00
0.25-0.125	0.00	0.00	0.00
0.125-0.062	0.00	0.00	0.00
0.062-0.031	3.20	4.84	4.84
0.031-0.016	1.4465	6.39	11.23
0.016-0.008	1.3588	38.72	49.95
0.008-0.004	0.8274	31.81	81.76
0.004-0.002	0.3908	18.24	100.00

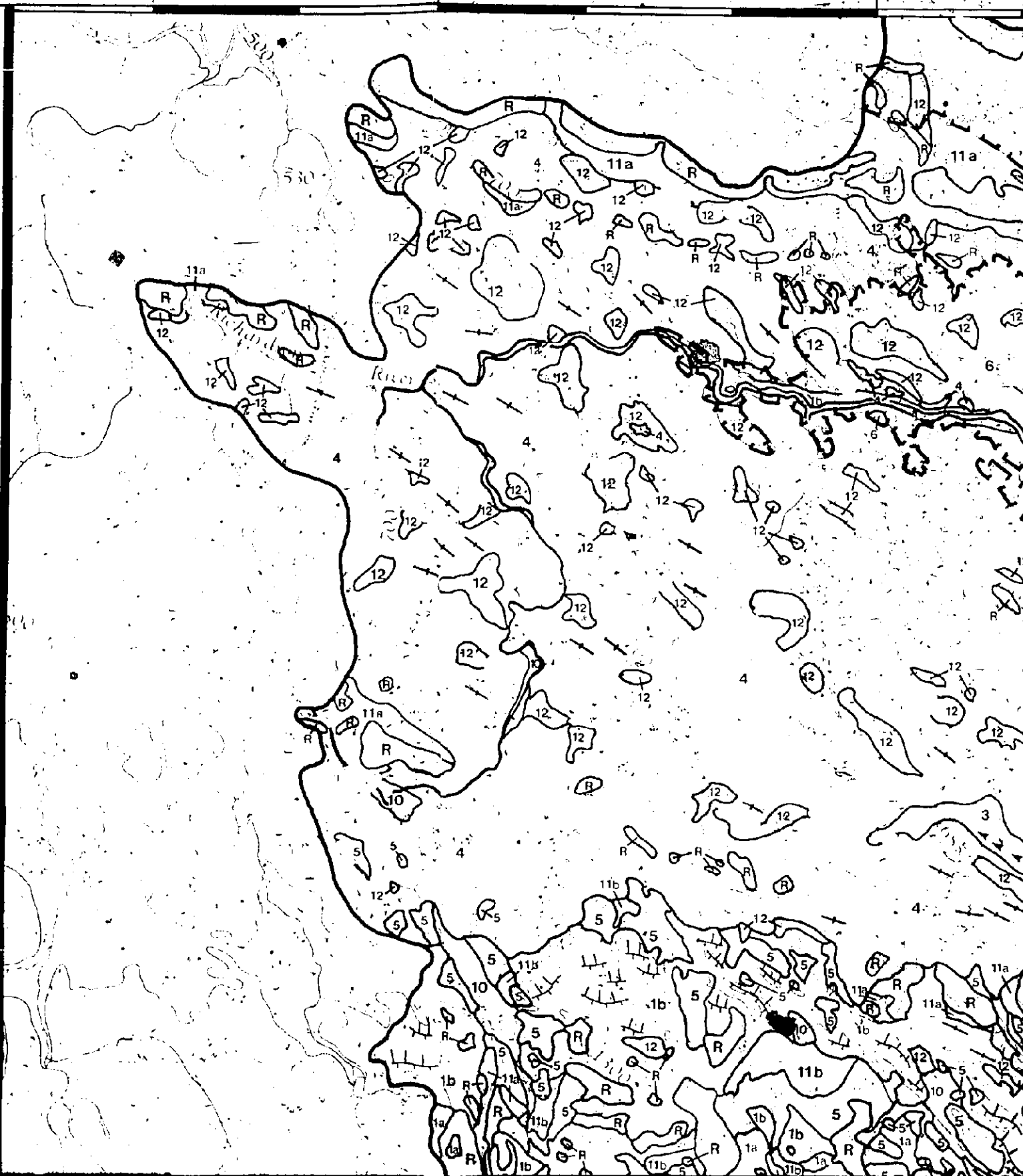


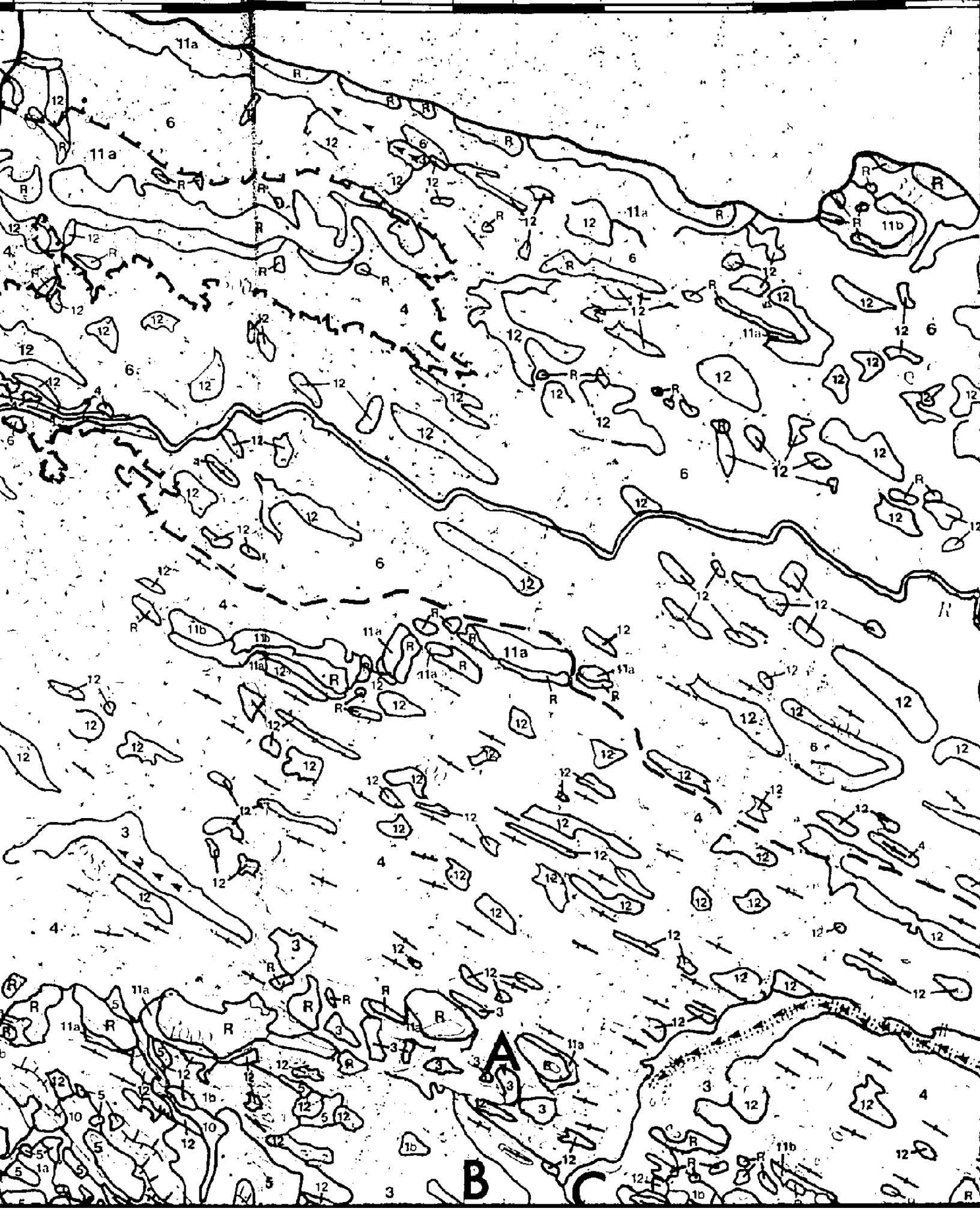
UNIVERSITÉ D'OTTAWA
UNIVERSITY OF OTTAWA

68°00'

118°00'

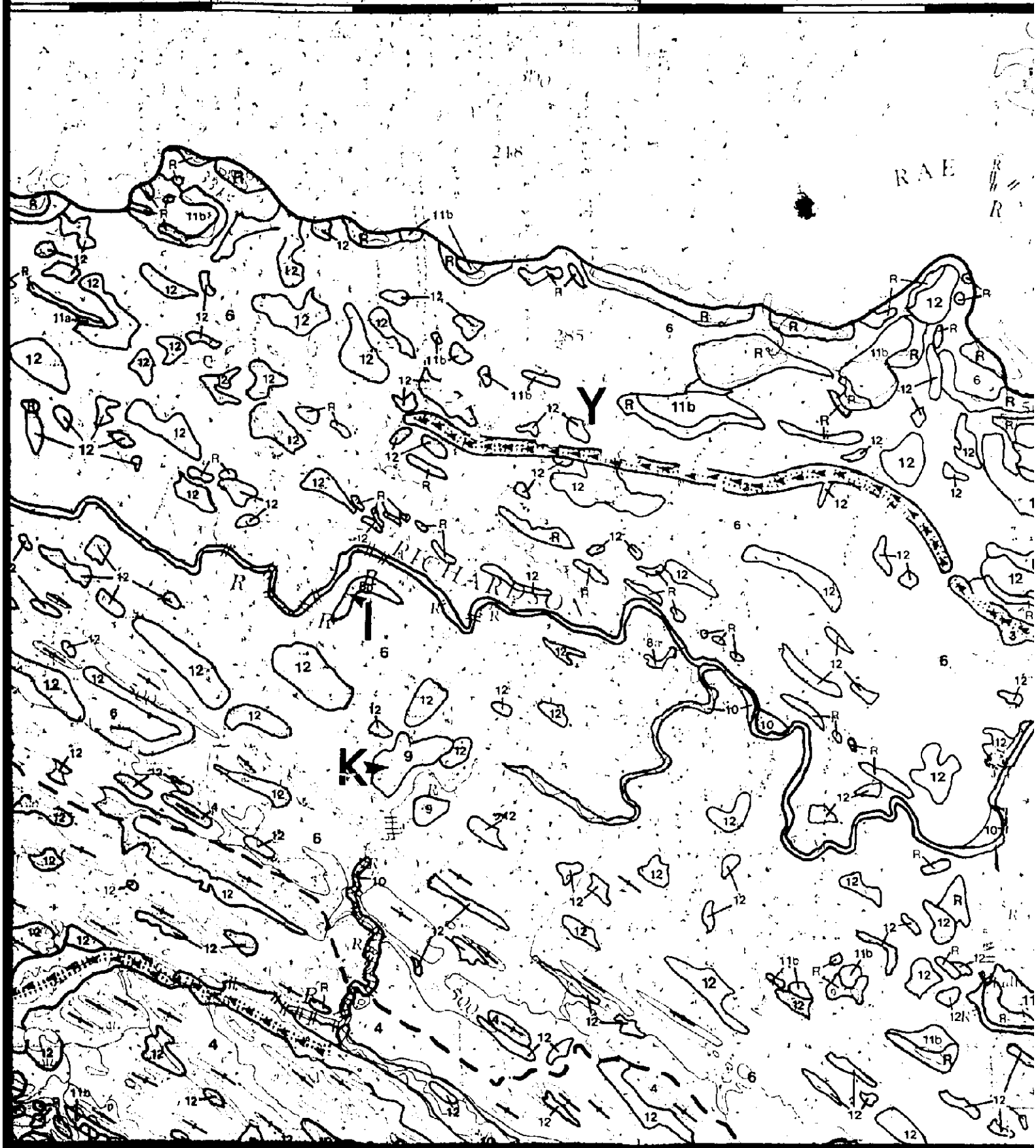
45'





15

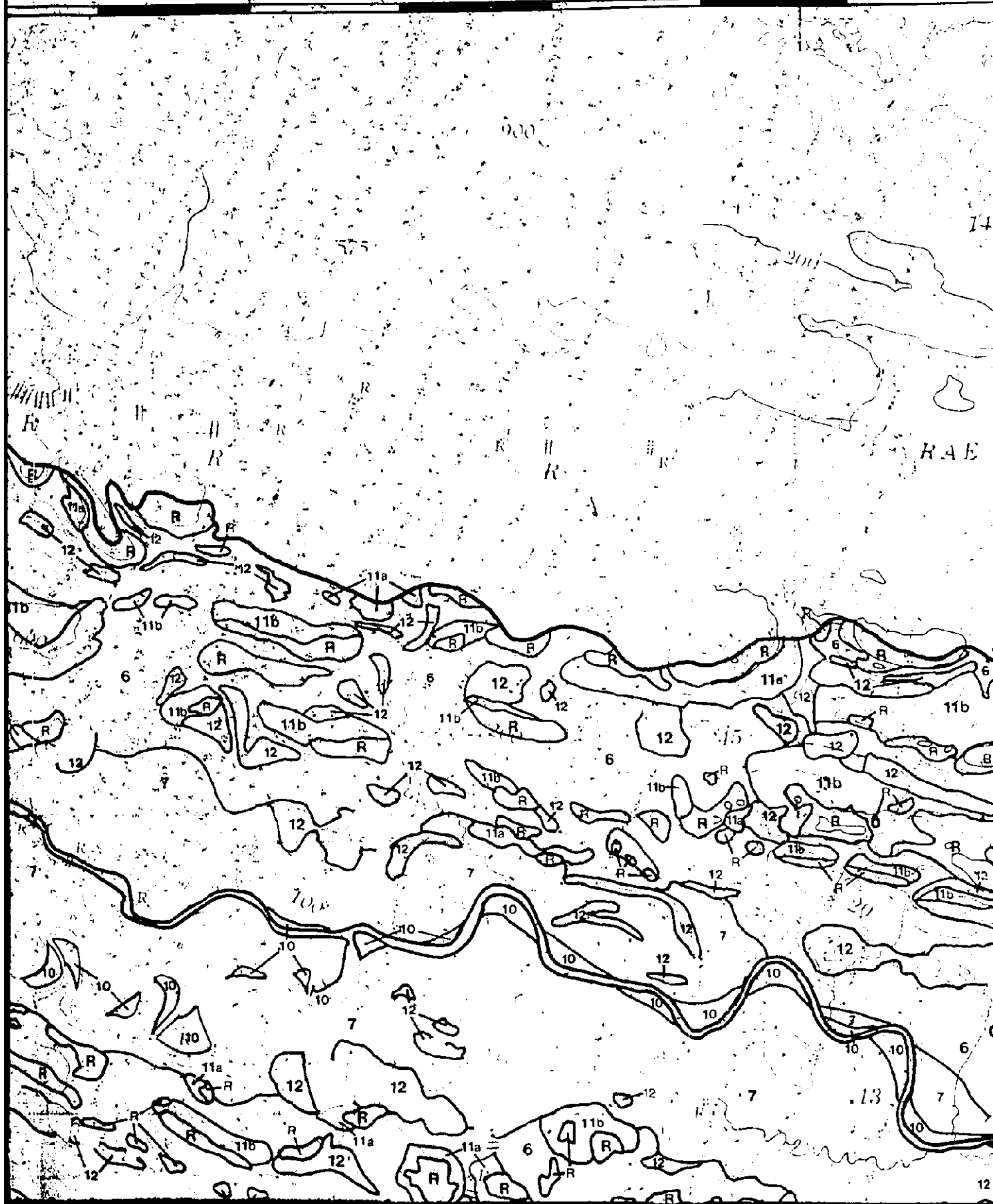
117°00'





15'

116°00'



45'

30'

68°00'





CARTE DES DÉPÔTS MEUBLE DU BASSIN DE LA RIVIÈRE RI

LÉGENDE

DÉPÔTS MEUBLES

ENVIRONNEMENT

12



DÉPÔTS ORGANIQUES : dépôts de tourbe
Sédiments organiques : humus et tourbe

DÉPÔTS GRAVITAIRES : débris non-triés
de roche en pl
et délavés à p
fins et de till

11

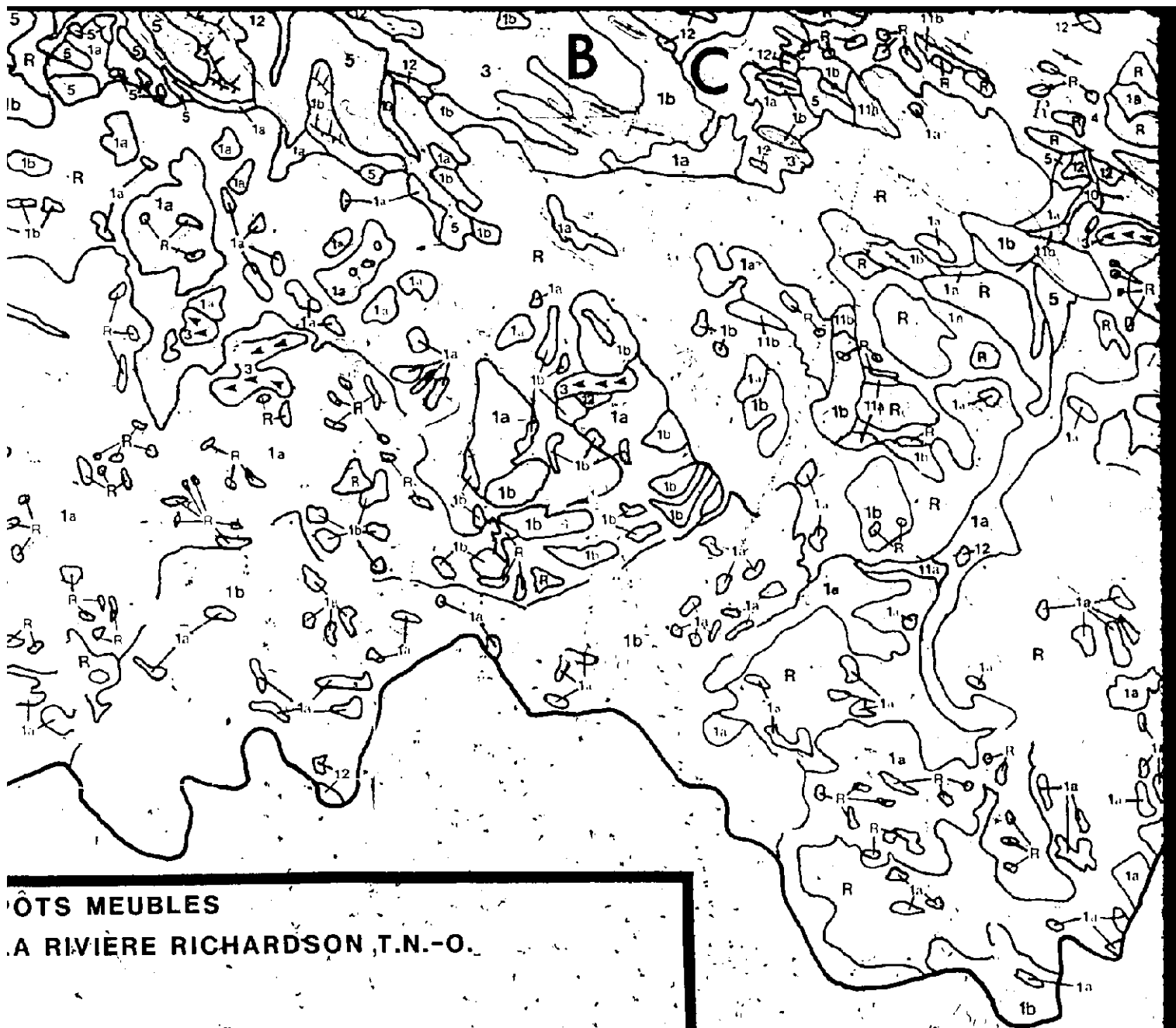


Colluvions : 11a, blocs et galets associé
1-10 (?) m d'épaisseur : 11b, blocs
et de silt, soliflués, 1-5 (?) m, d'é

DÉPÔTS FLUVIATILES : dépôts mis en pl
ruissellement

CIAIRE

Dépôts de plaines alluviales : dallage

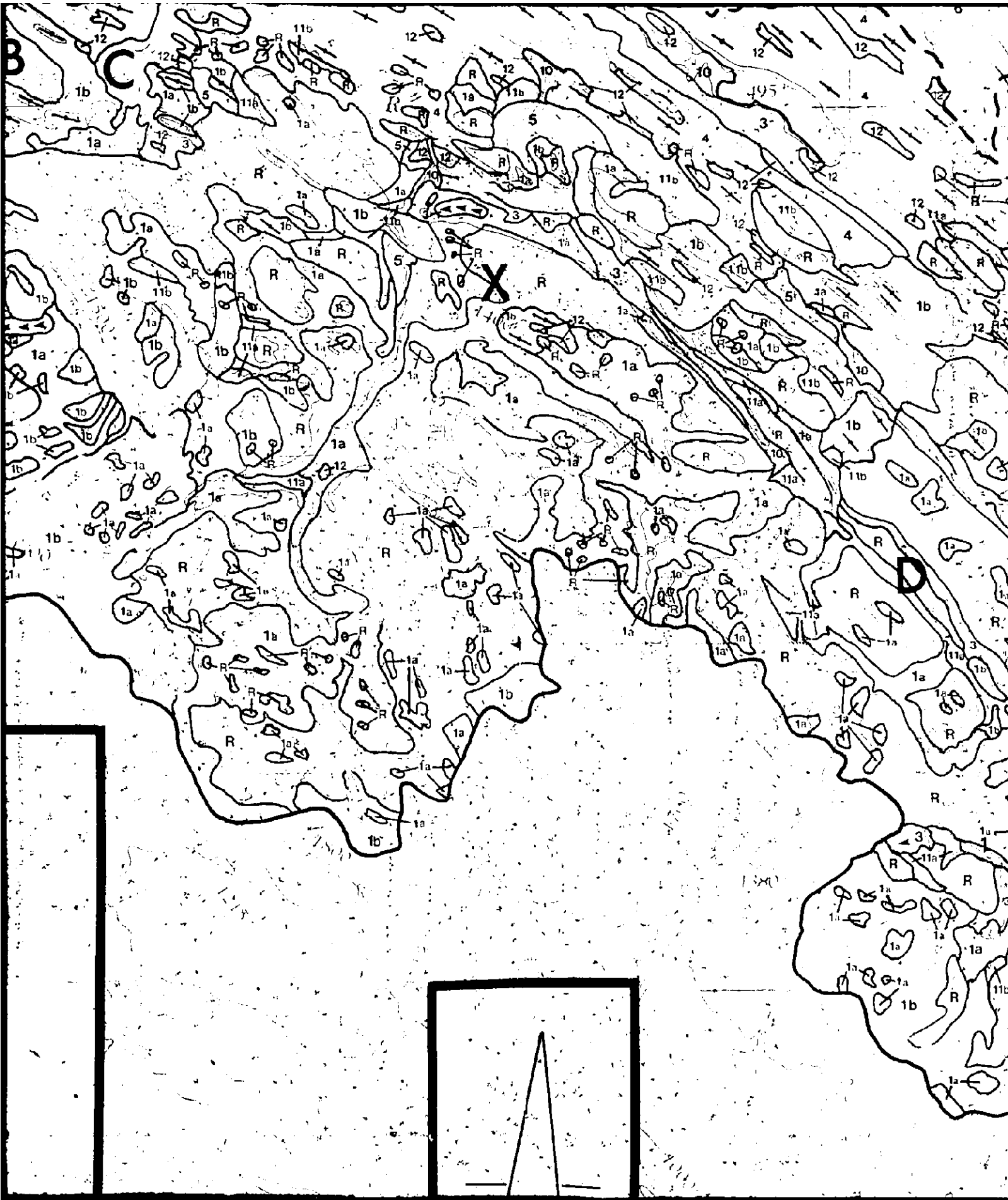


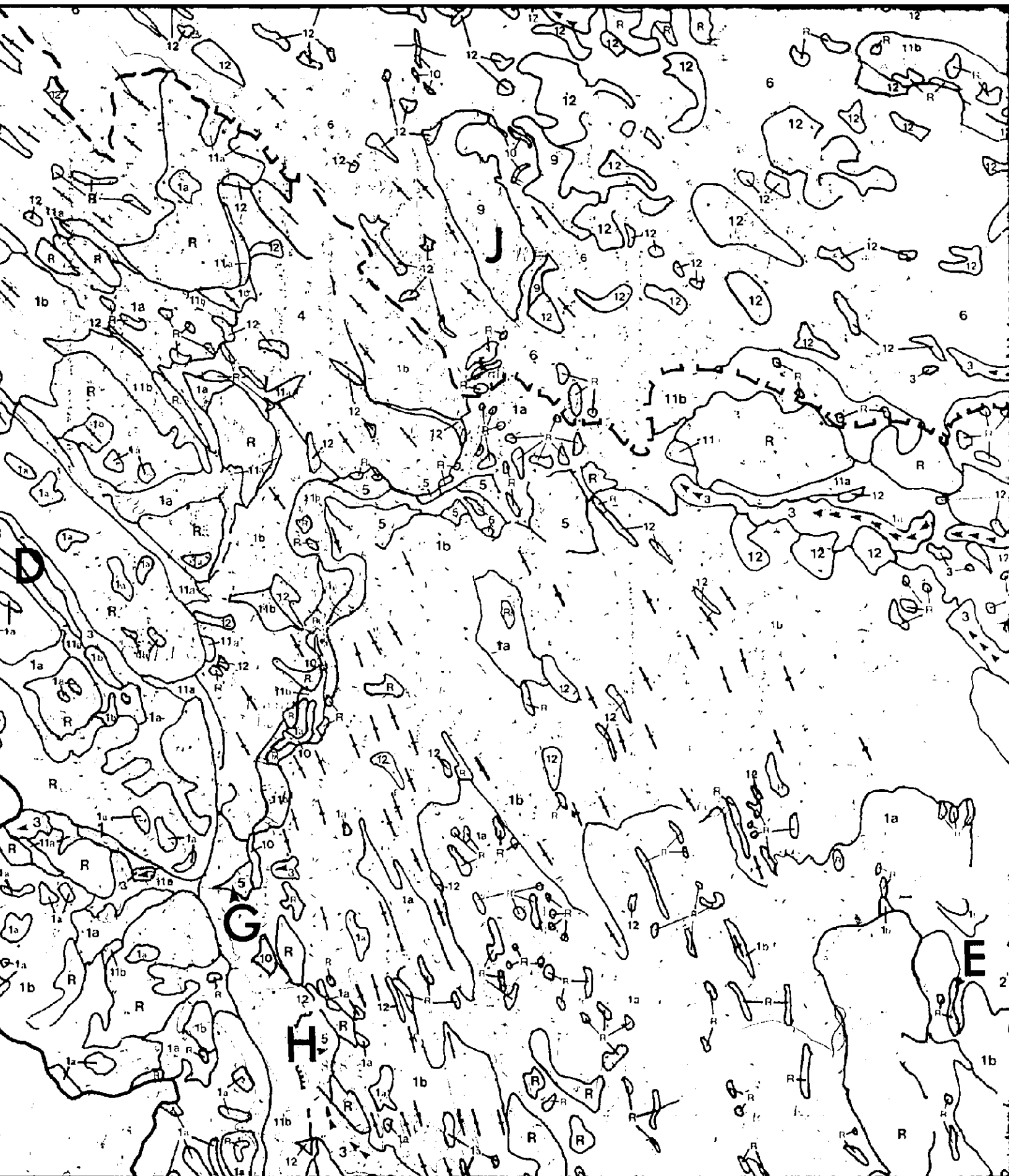
ÔTS MEUBLES

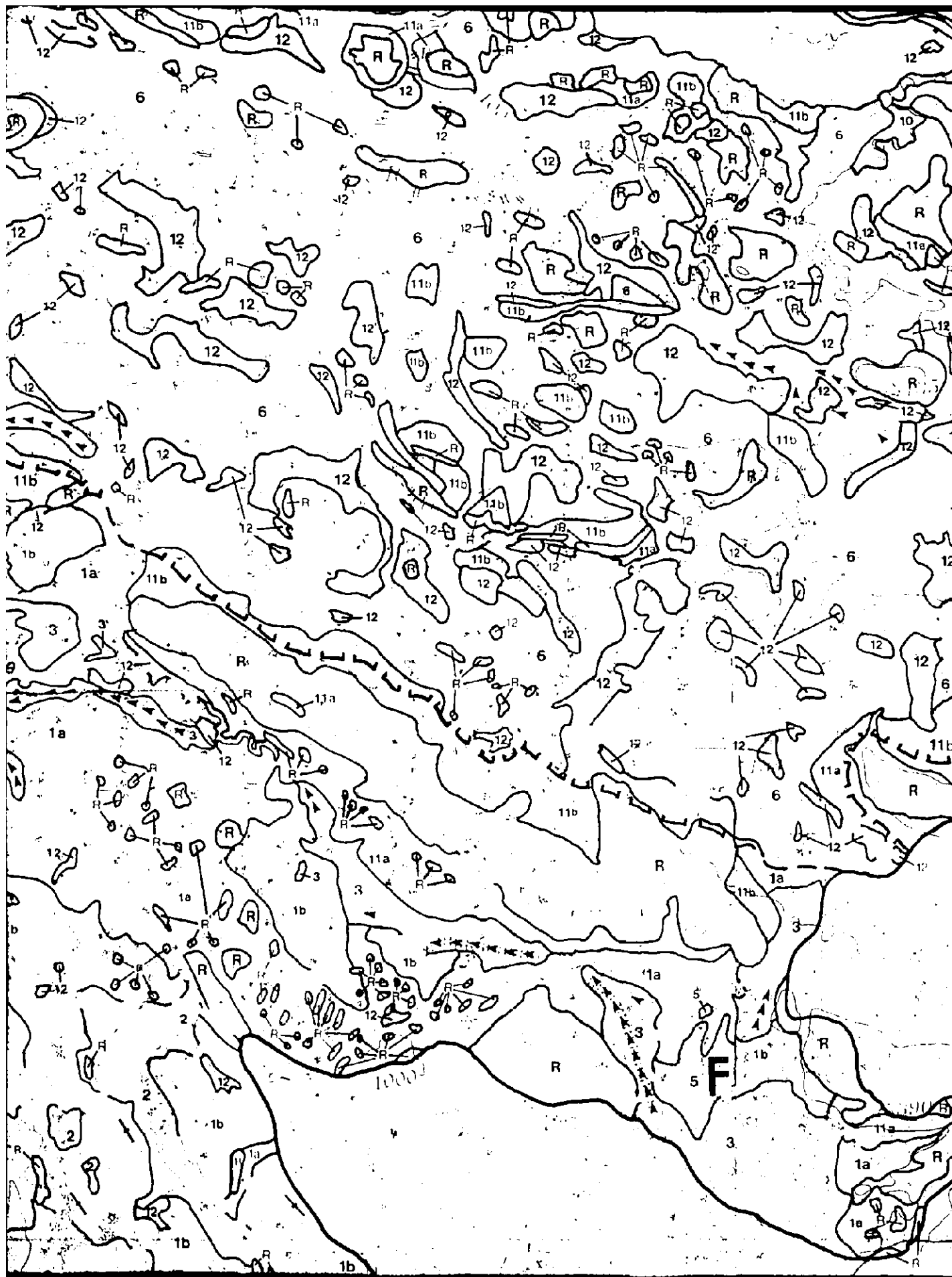
A RIVIÈRE RICHARDSON T.N.-O.

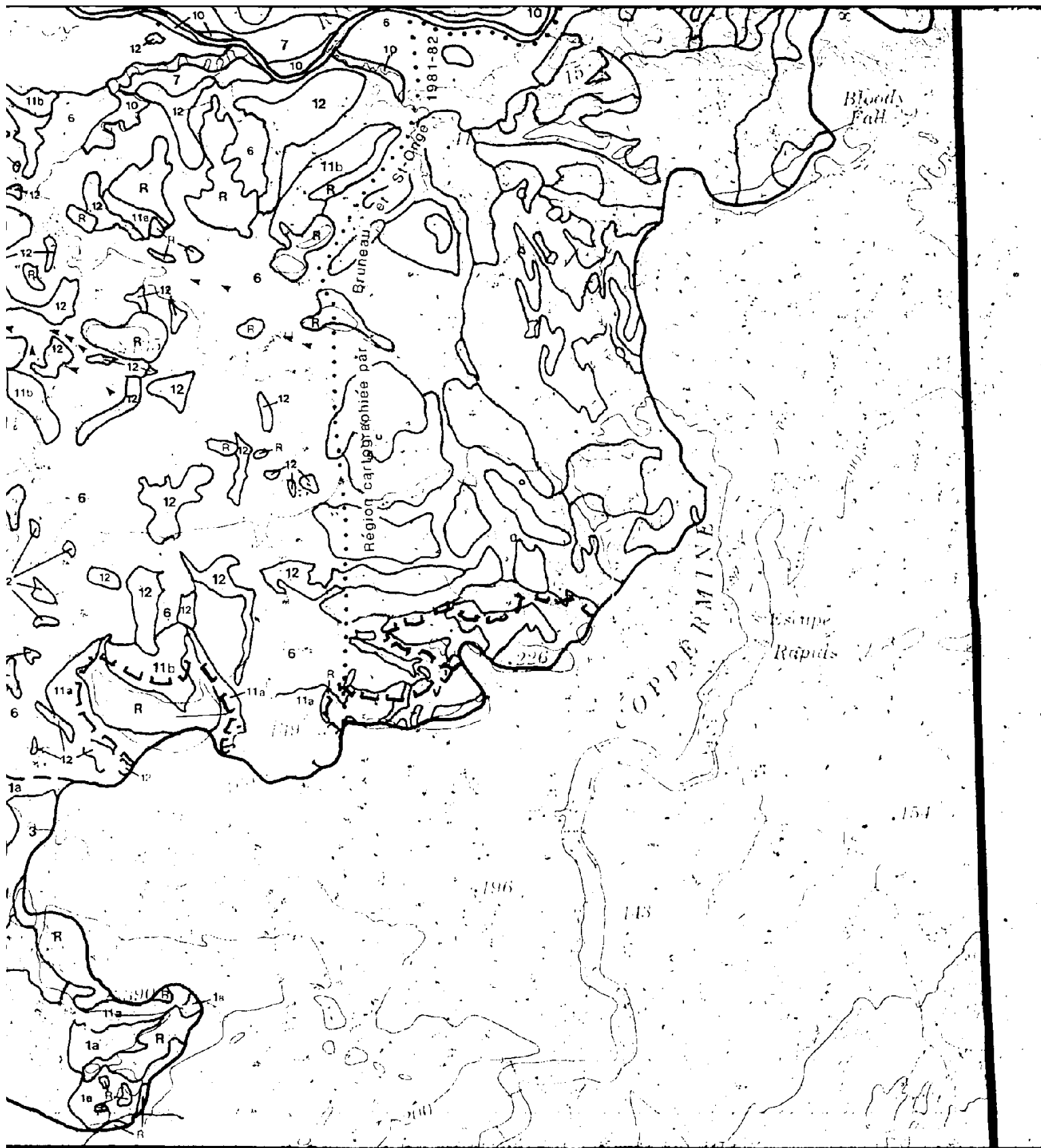
VIRONNEMENT NON GLACIAIRE

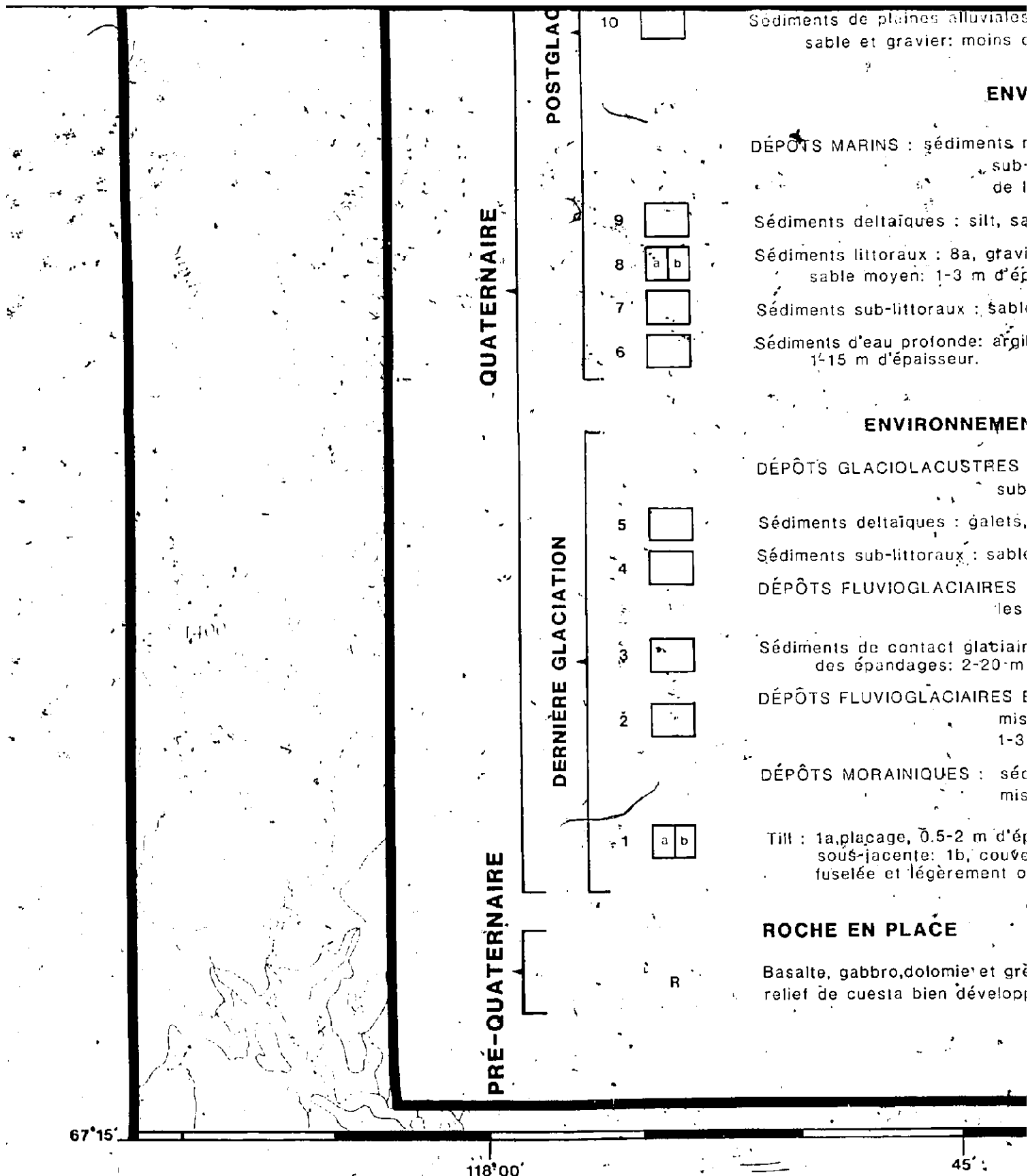
- : dépôts de tourbières et de marécages.
- : humus et tourbe, jusqu'à 2 m d'épaisseur.
- : débris non-triés, accumulations aux pieds de parois de roche en place et au fond des vallées; soliflués et délavés à partir de roche altérée, de sédiments fins et de till mis en place depuis la déglaciation.
- : et galets associés à une paroi de roche en place,isseur : 11b, blocs et galets dans une matrice de sable ués, 1-5 (?) m d'épaisseur.
- : dépôts mis en place par les cours d'eau et le ruissellement depuis le Postglaciaire,
- alluvies : dallages de pierres, flets et berges de blocs,











alluviales : dallages de pierres : ilots et berges de blocs,
mer: moins de 4 m d'épaisseur.

ENVIRONNEMENT MARIN

sédiments mis en place en milieux deltaïques, littoraux,
sub-littoraux et d'eau profonde lors de la régression
de la mer postglaciaire.

es : silt, sable et gravier: 10-15 m d'épaisseur.

: 8a, gravier et sable grossier: 8b, sable grossier et/ou
1-3 m d'épaisseur.

raux : sable et sable silteux: 4-6 m d'épaisseur.

fonde: argile et/ou argile silteuse, silt sableux, sable silteux:
sieur.

ONNEMENT GLACIAIRE ET PROGLACIAIRE

ACUSTRES : sédiments mis en place en milieux deltaïques et
sub-littoraux lors de la régression du front glaciaire.

es : galets, gravier et sable grossier: 10-15 m d'épaisseur.

raux : sable, silt et argile, moins de 3 (?) m d'épaisseur.

ACIAIRES : sédiments mis en place principalement par
les eaux de fonte glaciaires.

act glaciaire : blocs, gravier et sable formant des eskers et
es: 2-20 m d'épaisseur.

ACIAIRES ET MORAINIQUES : gravier, blocs et diamicton
mis en place par ablation et par coulées boueuses:
1-3 (?) m d'épaisseur.

QUES : sédiments hétérométriques à matrice sablo-argileuse:
mis en place directement par un glacier.

1.5-2 m d'épaisseur, relief mouté sur celui de la roche en place
1b, couverture morainique, 2-10 m d'épaisseur, surface
gèrement ondulée, principalement till de fond.

CE

lomier et grès du Protérozoïque: pendage général vers le nord:
en développé; atteignant 300 m à certains endroits.

mm

—

—

—

—

—

LEVÉS G

45'

30'

15'



LIGNE DE RIVAGE



DRUMLINOÏDES



MORAINE COTELÉE



ESKERS (direction d'écoulement présumée)

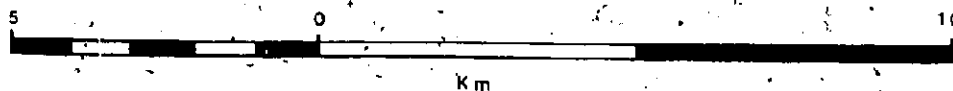


LIMITE MARINE (établie, estimée)



LIMITE DU BASSIN DE LA RIVIÈRE RICHARDSON

LEVÉS GÉOLOGIQUES ET GÉOMORPHOLOGIQUES PAR A. MERCIER 1982-83



15°

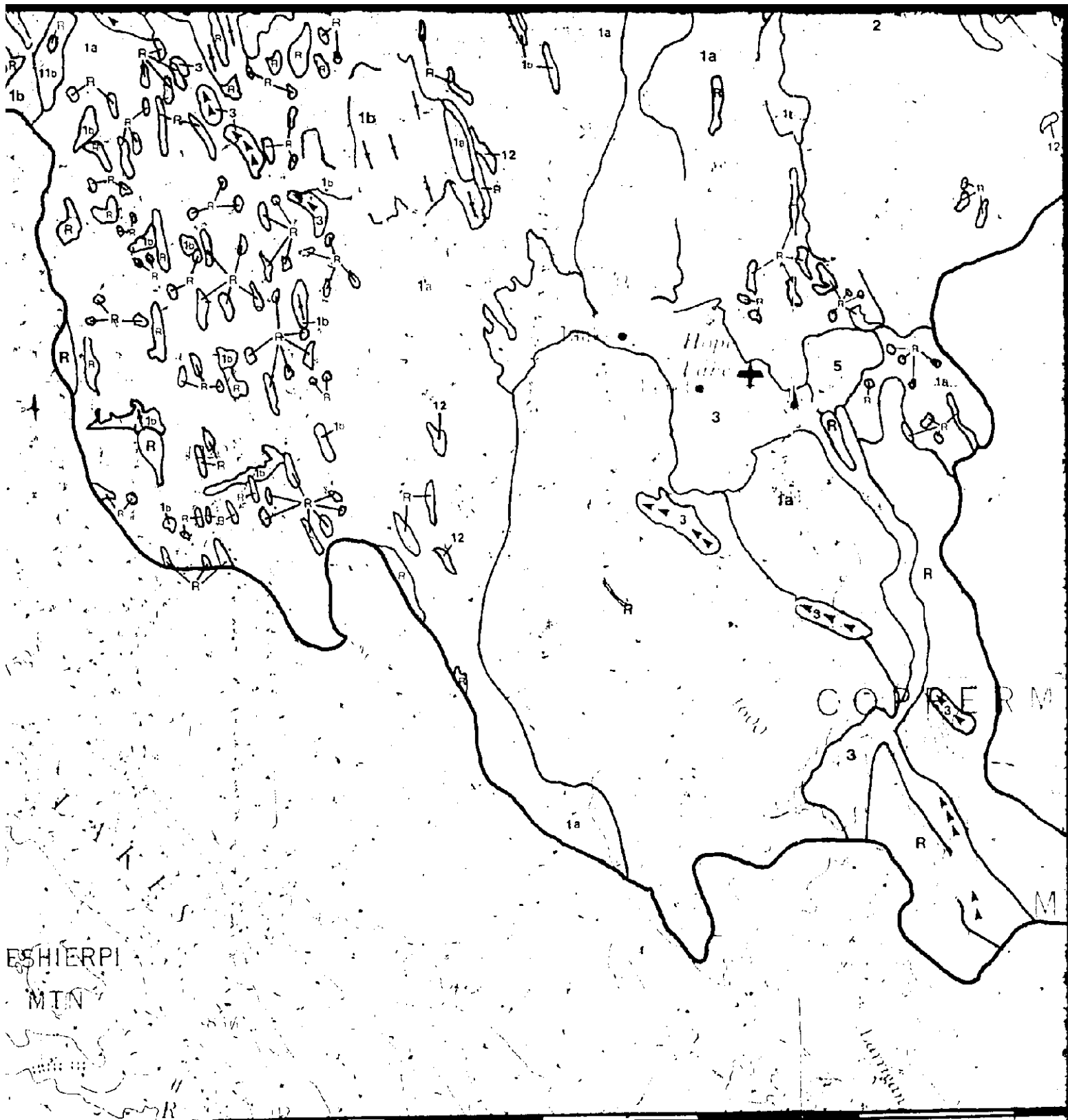
117°00'

45°

Mountain

Lake

TESHIER
MTN



ESHIERPI
MTN

Hope Lake

COPPER M

M

Larigan

45

30

15

