



National Library
of Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Canadian Theses Service

Services des thèses canadiennes

Ottawa, Canada
K1A 0N4

CANADIAN THESES

THÈSES CANADIENNES

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. Please read the authorization forms which accompany this thesis.

**THIS DISSERTATION
HAS BEEN MICROFILMED
EXACTLY AS RECEIVED**

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. Veuillez prendre connaissance des formules d'autorisation qui accompagnent cette thèse.

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

L'EVOLUTION POSTGLACIAIRE DU
SECTEUR AVAL DE LA RIVIERE COPPERMINE,
TERRITOIRES DU NORD-OUEST

par

Hélène C. Bruneau

Thèse présentée à
L'Ecole des Etudes supérieures et de la Recherche
de l'Université d'Ottawa
en vue de l'obtention de la maîtrise en géographie

Mai 1984



Hélène C. Bruneau, Ottawa, Canada, 1984



UNIVERSITÉ D'OTTAWA
UNIVERSITY OF OTTAWA

A mes parents

REMERCIEMENTS

Je tiens avant tout à remercier sincèrement M. Denis St-Onge qui a su vaincre mes doutes dans les moments difficiles et qui, par ses nombreux conseils, m'a permis de parachever cette thèse.

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 (RE: D.A. St-Onge) et le ministère de l'Energie, des Mines et des Ressources (RE: D.A. St-Onge) ont permis le travail sur le terrain. Je suis particulièrement reconnaissante à M. W. Padgham, géologue résident, M.A.I.N., et à MM. P. Hoffman et M. St-Onge de la Commission géologique du Canada pour l'aide logistique. Je désire également remercier la compagnie Gulf Canada Ltée pour les bourses de recherche offertes sur deux années consécutives.

Je tiens de plus à remercier: W. Bowler, M.A.I.N., qui s'occupait avec efficacité de multiples détails en son rôle d'expéditeur; F. Guay et M.-A. Geurts qui furent de précieuses compagnes de terrain; R. Kelly, B. Rivoire et C. MacFarlane du Laboratoire de sédimentologie de la Commission géologique qui m'ont initié aux techniques d'analyse granulométrique; W. Blake Jr. du Laboratoire de datation de la Commission géologique pour les datations au ^{14}C et l'identification des coquillages marins; D. Desmarais, D. Ouimet, H. Carrière et S. Chartrand qui m'ont

aidé à la finalisation de plusieurs figures; divers professeurs et collègues du département de géographie de l'Université d'Ottawa (malheureusement trop nombreux à énumérer) pour les nombreuses discussions; mes collègues de travail à la Direction générale des terres d'Environnement Canada pour leur compréhension et leur encouragement lors de cette dernière année; et finalement D. Gourgon qui a dactylographié avec soin cette thèse et L. McConnell qui a dactylographié certains tableaux.

Je désire de plus remercier mes parents, mes frères et ma soeur qui m'ont continuellement appuyé et encouragé au cours de cette étude.

RESUME

Le rétablissement du cours de la rivière Coppermine vers le nord et l'existence d'un niveau marin plus élevé, suivant la déglaciation du secteur aval de la rivière Coppermine, justifient l'étude des dépôts meubles de la région pour non seulement préciser la nature et la distribution des dépôts mais également pour dégager l'influence de ces événements sur la modification du paysage.

La cartographie systématique des dépôts meubles à l'échelle du 1:100 000 et l'examen des coupes situées pour la plupart le long de la rivière Coppermine actuelle permettent de reconnaître une série de deltas à texture généralement grossière, imbriqués dans des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires au sud de la région et dans des sédiments marins d'eau profonde au nord de la région. Ces deltas marquent la régression marine postglaciaire depuis un maximum de 170 m a.n.m. La séquence verticale inverse retrouvée en coupe est typique de sédiments mis en place dans une mer en régression. Les dates au ^{14}C indiquent que l'âge minimum de la transgression marine postglaciaire est de 10 200 ans B.P.

Le relèvement glacio-isostatique, responsable du retrait de la mer postglaciaire, provoque l'encassement de la rivière Coppermine et donne lieu à la formation de terrasses. La non-concordance des

niveaux de terrasses suggère un balayage latéral de la rivière lors de son incision. L'influence du pergélisol sur les terres progressivement émergées est surtout mise en évidence par les nombreuses coulées de solifluction et par la présence de lacs thermokarstiques.

L'étude des dépôts meubles permet ainsi de reconstituer l'évolution postglaciaire de la région et d'évaluer le rôle joué par la déglaciation, l'incursion marine et le relèvement glacio-isostatique sur la répartition des dépôts. Cette thèse contribue envers une meilleure connaissance d'un secteur peu étudié, la partie nord-centrale du District de Mackenzie, aux Territoires du Nord-Ouest.

ABSTRACT

The study of the nature and distribution of surficial deposits in the lower course of the Coppermine River elucidates the relationship between the resumption of northward flow of the Coppermine River and a postglacial sea level at 170 m a.s.l.

Systematic mapping of the surficial deposits at a scale of 1:100,000 and the lithostratigraphic analysis of sections found mainly along the Coppermine River have made it possible to delimit a series of generally coarse-grained deltas which interfinger with glacial and fluvio-glacial deposits in the southern part of the area and with marine nearshore and offshore deposits in the northern part of the area. These deltas trace the postglacial sea regression from a maximum of 170 m a.s.l. The coarsening-upward sequence observed in the sections is typical of an offlap marine phase. The ^{14}C dates suggest a minimum age of 10,200 B.P. for the postglacial marine transgression.

Isostatic rebound, responsible for the marine regression, is also the triggering mechanism responsible for the unpaired terraces formed by the downcutting and laterally eroding Coppermine River. The influence of permafrost on the progressively emerging lands is mainly marked by the abundance of solifluction lobes and the presence of numerous thermokarst lakes.

The study of the surficial deposits then pieces together the postglacial history of the area and underlines the important role played by the ice retreat, the marine incursion and isostatic rebound on the distribution of these deposits. This thesis contributes significantly to our understanding of a little-studied area, the north central District of Mackenzie, in the Northwest Territories.

TABLE DES MATIERES

| | <u>PAGE</u> |
|--|-------------|
| Remerciements | iii |
| Résumé | v |
| Abstract | vii |
| Table des matières | ix |
| Liste des figures | xi |
| Liste des tableaux | xiii |
| Liste des photos | xiv |
| INTRODUCTION | 1 |
| CHAPITRE 1. DONNEES PHYSIQUES ET HISTORIQUES | 7 |
| 1.1 Physiographie générale | 7 |
| 1.1.1 Le relief | 7 |
| 1.1.2 Le réseau hydrographique | 9 |
| 1.2 Climat et pergélisol | 14 |
| 1.3 Géologie et stratigraphie des dépôts meubles | 24 |
| CHAPITRE 2. CONCEPT ET METHODE | 43 |
| 2.1 Le relèvement glacio-isostatique | 43 |
| 2.1.1 Les taux de relèvement glacio-isostatique | 43 |
| 2.1.2 Les caractéristiques fondamentales du relèvement glacio-isostatique | 45 |
| 2.1.3 La région du golfe du Couronnement | 47 |
| 2.2 La cartographie | 50 |
| 2.3 Le terrain | 54 |
| 2.4 Les analyses de laboratoire | 58 |
| CHAPITRE 3. LES DEPOTS MEUBLES | 64 |
| 3.1 Stratigraphie des dépôts meubles | 64 |
| 3.1.1 Sédiments d'origine glaciaire | 65 |
| 3.1.2 Sédiments sub-littoraux et d'eau profonde | 67 |

x

| | <u>PAGE</u> |
|--|-------------|
| 3.1.3 Sédiments deltaïques | 81 |
| 3.1.4 Sédiments littoraux | 85 |
| 3.1.5 Les terrasses | 86 |
| 3.1.6 Chronologie | 87 |
| 3.2 Répartition des dépôts meubles et des formes du relief | 89 |
| 3.2.1 Dépôts morainiques | 89 |
| 3.2.2 Dépôts fluvioglaciaires | 92 |
| 3.2.3 Dépôts marins | 96 |
| 3.2.4 Dépôts fluviatiles | 115 |
| 3.2.5 Dépôts gravitaires | 124 |
| 3.2.6 Dépôts organiques | 125 |
| 3.3 Influence du pergélisol sur la morphogénèse | 126 |
| 3.3.1 Le mollisol | 126 |
| 3.3.2 La glace de sol | 128 |
| 3.3.3 Les sols à figures géométriques | 133 |
| CHAPITRE 4. SYNTHÈSE HISTORIQUE | 138 |
| CONCLUSION | 149 |
| BIBLIOGRAPHIE | 152 |
| ANNEXE 1. DESCRIPTION DES COUPES ET RESULTATS DES ANALYSES GRANULOMETRIQUES | 161 |

LISTE DES FIGURES

| | <u>PAGE</u> |
|---|-------------|
| 1. Carte de localisation de la région d'étude | 2 |
| 2. Noms de lieux | 8 |
| 3. Profil longitudinal de la rivière Coppermine depuis l'exutoire du Lac de Gras jusqu'à l'embouchure | 13 |
| 4. Climat et pergélisol | 15 |
| 5. Localisation des sites de forage et épaisseur du pergélisol dans l'ouest de l'Arctique | 23 |
| 6. Géologie du Quaternaire de la région de la rivière Coppermine | 29 |
| 7. Carte de localisation des travaux de St-Onge | 34 |
| 8. Etagement des terrasses le long de la rivière Coppermine en aval de l'embouchure de la rivière White Sandy | 37 |
| 9. Lac glaciaire Coppermine, T.N.O.: les terrasses et les unités lithostratigraphiques | 38 |
| 10. Carte des fronts glaciaires, région de la rivière Coppermine, T.N.O. | 40 |
| 11. Courbe d'émergence de la région de Bathurst Inlet à l'est du golfe du Couronnement | 48 |
| 12. Schéma lithostratigraphique le long de la rivière Coppermine depuis le ruisseau Willow jusqu'à l'embouchure | 66 |
| 13. Ancien niveau marin de 170 m a.n.m. | 69 |
| 14. Faciès sédimentologiques typiques des deltas | 84 |
| 15. Photo aérienne montrant la disposition des grandes unités de dépôts meubles au sud de la région, y compris le complexe deltaïque de 170 m a.n.m. | 91 |
| 16. Localisation des évidences de direction de l'écoulement glaciaire | 93 |
| 17. Carte schématique des dépôts meubles et localisation des versants de vallée entaillés dans les sédiments meubles | 100 |

| | <u>PAGE</u> |
|---|---------------|
| 18. Environnements de déposition de la plaine deltaïque sous-aquatique | 102 |
| 19. Action des vagues et des courants littoraux | 112 |
| 20. Composantes de la plage | 112 |
| 21. Terrasses des environs des rapides Sandstone | 117 |
| 22. Dates au ¹⁴ C obtenues à partir de coquillages marins dans la région du golfe du Couronnement | 146 |
| 23. Carte des dépôts meubles, secteur aval de la rivière Coppermine (en pochette) | hors texte |

LISTE DES TABLEAUX

| | <u>PAGE</u> |
|---|-------------|
| 1. Données hydrologiques 1965-1979 | 11 |
| 2. Température quotidienne moyenne (°C) 1951-1980 | 18 |
| 3. Précipitations totales moyennes (cm) 1951-1980 | 20 |
| 4. Hauteur moyenne de neige (cm) 1951-1980 | 21 |
| 5. Orientation des stries glaciaires depuis la baie de Darnley jusqu'à la péninsule de Goulburn | 26 |
| 6. Distribution des fossiles marins | 32 |
| 7. Liste des dates au ¹⁴ C | 32 |
| 8. Ensemble des opérations exécutées lors de la construction d'une carte | 53 |
| 9. Méthode d'identification sur le terrain de la texture du matériel | 57 |
| 10. Classification du degré de triage d'après les limites établies pour les écart-types converties aux valeurs de Trask | 62 |
| 11. Teneur en eau du matériel | 129 |

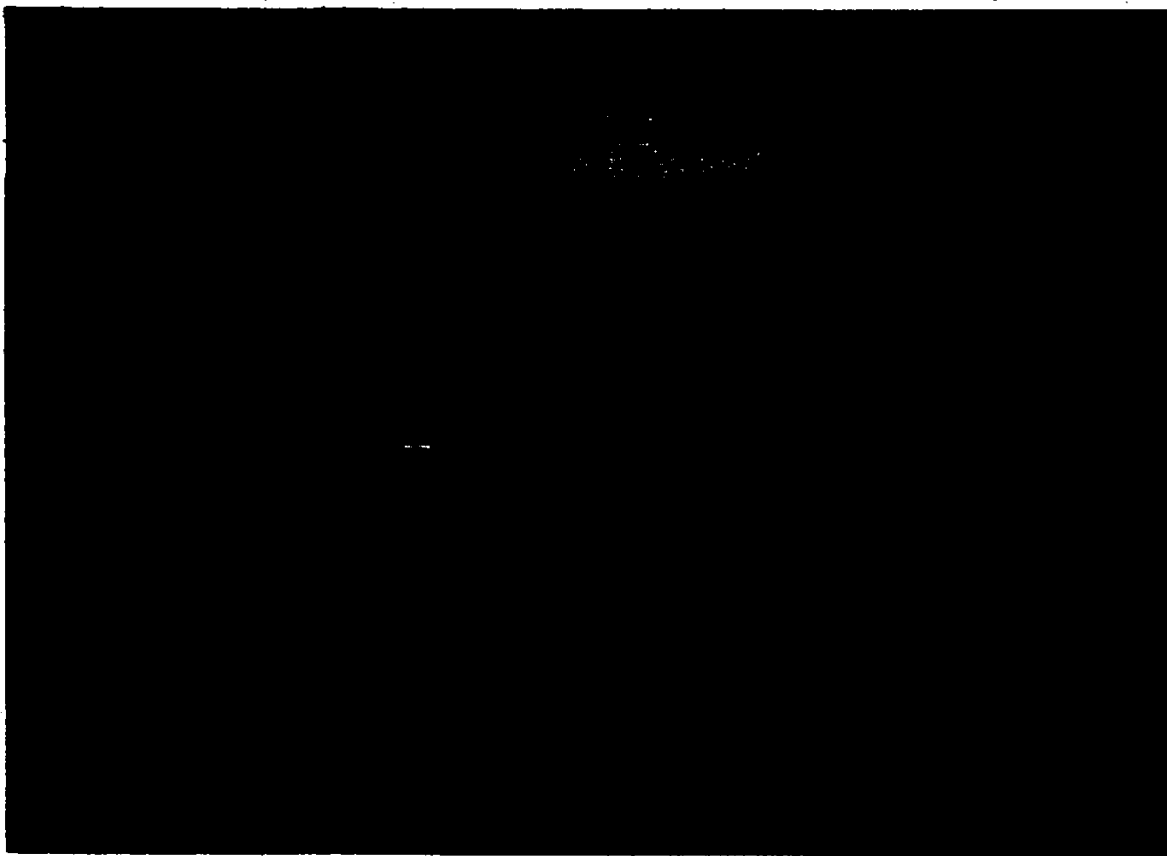
LISTE DES PHOTOS

| | <u>PAGE</u> |
|--|-------------|
| 1. Affleurement de la coupe 21 montrant la couche de till sur la roche en place, recouverte des rythmites et du diamicton en grande partie dissimulé par les éboulis..... | 65 |
| 2. Importante séquence de rythmites trouvée dans la coupe 22; à noter l'importante déformation de certains horizons..... | 72 |
| 3. Détail des rythmites de la coupe 21 montrant un horizon de rythmites intensément plissotées entre des horizons non-déformés | 74 |
| 4. Sédiments de la coupe 11 remplissant un chenal entaillé dans la roche en place; vue vers l'est | 77 |
| 5. Détail du diamicton de la coupe 10 composé de blocs anguleux à sub-arrondis, de cailloux et de gravier dans une matrice silteuse | 78 |
| 6. Important esker faisant partie d'un complexe fluvioglaciaire apparaissant en partie à droite de la photo; à noter la surface plane de sédiments deltaïques marquée par des lacs allongés occupant d'anciens chenaux; vue vers le sud-est..... | 94 |
| 7. Crête d'argile silteuse atteignant de 40 à 60 m de hauteur; à noter le parcours de l'ancien bras de la rivière, les terrasses à l'arrière plan et la plaine alluviale actuelle; vue vers le nord-est | 98 |
| 8. (Frontispice) Rivière Coppermine - rapides Bloody Fall à l'avant-plan; versants entaillés dans les sédiments marins et niveaux de terrasses à l'arrière plan; vue vers le nord | xvi |

*Although nature begins with the cause
and ends with the experience, we
must follow the opposite course,
namely, begin with the experience
and by the means of it investigate
the cause.*

Leonardo da Vinci, 1452-1519

Notebooks



Frontispice (photo 8). Rivière Coppermine - rapides Bloody Fall à l'avant plan; versants entaillés dans les sédiments marins et niveaux de terrasses à l'arrière-plan; vue vers le nord.

INTRODUCTION

Localisation de la région

Le territoire étudié est le secteur aval de la vallée de la rivière Coppermine situé dans la partie nord-centrale du District de Mackenzie, Territoires du Nord-Ouest (fig. 1). La région est comprise entre le golfe du Couronnement au nord et les monts Coppermine et September au sud, soit entre les latitudes $67^{\circ} 12'$ et $67^{\circ} 51'$ nord et les longitudes $115^{\circ} 01'$ et $115^{\circ} 44'$ ouest. Les limites est et ouest sont de cinq à quinze kilomètres de part et d'autre de la rivière Coppermine. Le choix des limites latérales est arbitraire et correspond en grande partie à la largeur de la vallée de la rivière Coppermine. Là où l'étendue de la vallée n'est pas contrôlée par la structure géologique, les limites ont généralement été placées suivant certains cours d'eau majeurs.

La région étudiée est couverte par les cartes topographiques à l'échelle du 1:50 000 suivantes: 86-0/3, 86-0/4, 86-0/5, 86-0/6, 86-0/11, 86-0/12, 86-0/13 et 86-0/14. Des photos aériennes panchromatiques à l'échelle du 1:69 000, prises en 1953 par la compagnie Spartan Air Services, donnent une couverture adéquate de la région.

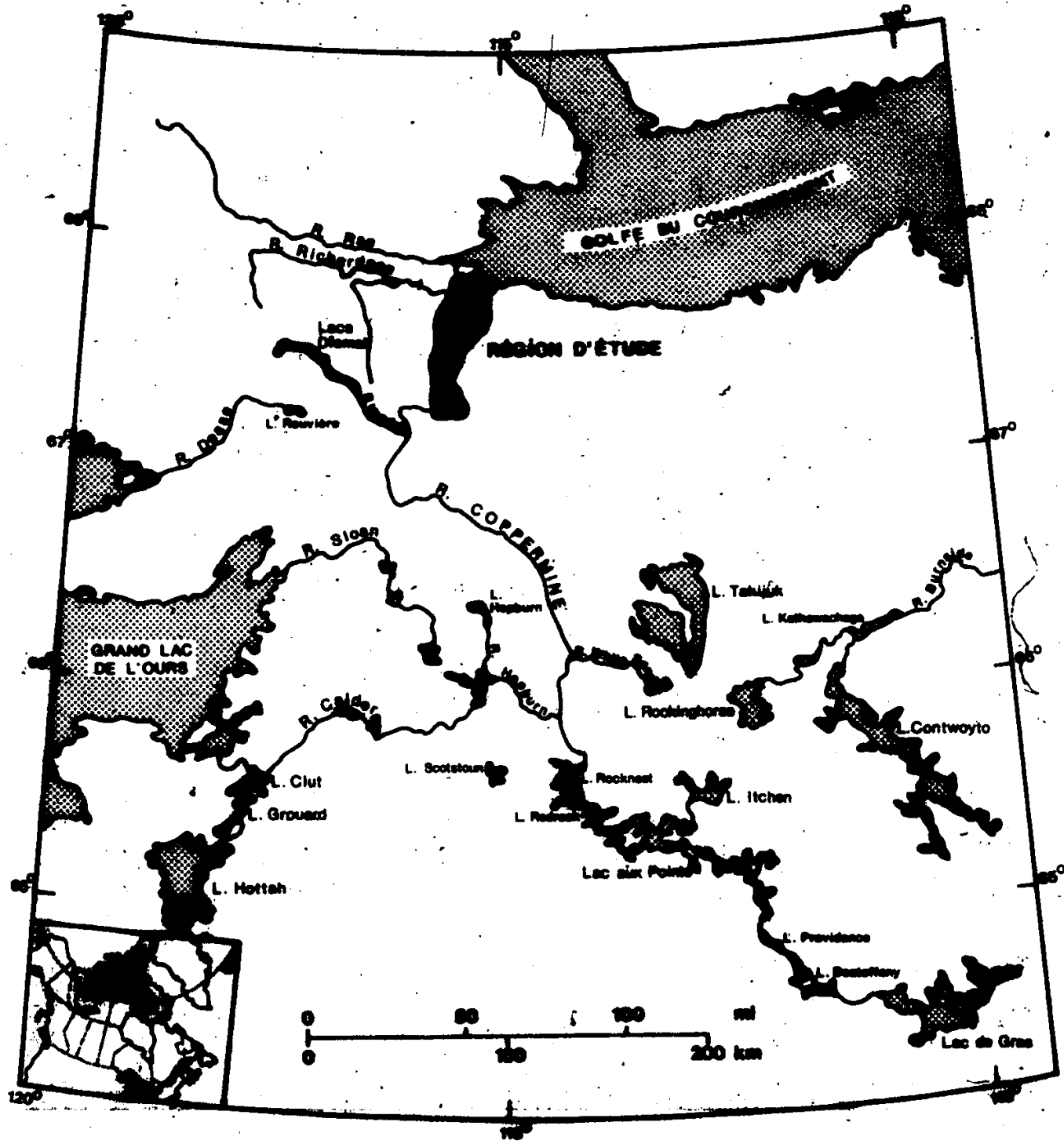


FIGURE 1. Carte de localisation de la région d'étude

Nature du problème et but de l'étude

Un lac glaciaire a occupé une partie de la vallée de la rivière Coppermine au sud des monts September (St-Onge, 1980; St-Onge et al., 1981). Ce lac était endigué par les glaces qui occupaient alors les basses terres du golfe du Couronnement. Quand ces glaces ont disparu, la rivière Coppermine reprit son écoulement vers le nord (St-Onge et al., 1981). Le retrait des glaces a également entraîné une transgression marine atteignant plus de 150 m a.n.m. (O'Neill, 1924; Craig, 1960). Le rétablissement du cours de la rivière Coppermine et l'existence d'une transgression marine post-glaciaire militent en faveur d'une étude ayant pour but de déterminer la séquence d'événements qui, depuis la déglaciation, a façonné cette partie des basses terres du golfe du Couronnement. Bien que quelques études antérieures mentionnent l'existence de dépôts meubles dans ce secteur de la vallée (O'Neill, 1924; Craig, 1960; Baragar et Donaldson, 1973), il demeure que leur nature, leur distribution, ainsi que leur relation avec la reprise de l'écoulement de la rivière Coppermine vers le nord et les niveaux marins plus élevés restent à élucider.

La thèse se propose donc de reconstituer l'évolution post-glaciaire de la région entre les monts Coppermine et September et le golfe du Couronnement. Le rôle joué par la déglaciation, l'incursion marine et les effets du relèvement glacio-isostatique seront particulièrement soulignés. Cette thèse est basée surtout sur des méthodes

4

de terrain: cartographie systématique des dépôts meubles et étude détaillée de la lithostratigraphie. Ce travail de terrain est complété par l'analyse des photos aériennes et par l'analyse granulométrique effectuée sur les échantillons représentatifs des unités majeures. Le travail de terrain, complété par l'analyse en laboratoire, rend possible la reconstitution paléogéographique du milieu depuis la déglaciation jusqu'à nos jours.

Brève description du contenu de la thèse

La première partie de la thèse présente les aspects physiques du milieu et résume les recherches déjà réalisées dans la région. Les grands traits du relief et les particularités du réseau hydrographique sont d'abord exposés, suivi d'une description des caractéristiques du climat et du pergélisol. L'importance de ces éléments dans la présente étude est soulignée. Un compte-rendu des travaux géomorphologiques et géologiques antérieurs permet de situer ce travail dans le contexte des connaissances déjà acquises sur la région.

Les concepts nécessaires à la compréhension du travail, et la méthodologie suivie font l'objet de la deuxième partie. La théorie du relèvement glacio-isostatique et les taux de relèvement déterminés pour la région du golfe du Couronnement sont d'abord présentés. L'utilisation d'une méthode basée en grande partie sur la cartographie et sur les travaux de terrain est ensuite justifiée. Cette section

comprend une revue des fondements théoriques d'une étude régionale basée sur la cartographie systématique des dépôts meubles. La structure de la légende de la carte des dépôts meubles établie à l'échelle du 1: 100 000 est décrite. L'importance de l'analyse stratigraphique des dépôts meubles est soulignée. Les caractéristiques lithologiques des sédiments étudiés dans chacune des coupes sont décrites de même que le mode de prélèvement des échantillons. Les analyses de laboratoire effectuées sur ces échantillons sont décrites et l'importance des résultats est discutée.

La troisième partie décrit les dépôts meubles de la région et discute du mode de mise en place de ces sédiments. Un schéma lithostratigraphique régional résume les résultats obtenus par l'analyse détaillée des coupes présentée en annexe. L'examen des caractéristiques lithologiques permet d'identifier l'environnement de déposition des sédiments. Les dates au ^{14}C obtenues sur deux échantillons sont aussi discutées dans cette première section. La section suivante sur la répartition et la morphologie des dépôts meubles décrit les caractéristiques spatiales des sédiments et examine les associations entre ces derniers. Les événements responsables de la mise en place des sédiments sont alors clairement définis et leur rôle sur la modification du paysage depuis la déglaciation y est évalué. Une troisième section examine l'influence du pergélisol sur la morphogénèse en présentant les caractéristiques du mollisol et de la glace de sol, et identifie les phénomènes qui en découlent.

La dernière partie de la thèse offre une synthèse des résultats et reconstitue dans un continuum évolutif la séquence d'événements ayant marqué le paysage depuis le retrait des glaces.

CHAPITRE 1

DONNEES PHYSIQUES ET HISTORIQUES

1.1 Physiographie générale

1.1.1 Le relief

Le relief atteint son niveau le plus élevé, soit 470 m, dans la partie sud de la région formée d'un bas-plateau de basalte (Baragar et Donaldson, 1973) qui comprend les monts Coppermine et September (fig. 2). La vallée de la rivière Coppermine, confinée par ces hauts reliefs structuraux, est très étroite dans ce secteur. Elle s'élargit toutefois vers l'aval là où le bas-plateau laisse place à des plaines sous tendues par des roches sédimentaires, principalement grès et schiste, à faible pendage vers le nord (Baragar et Donaldson, 1973). La différenciation lithologique de ces sédiments favorise une érosion différentielle qui façonne des cuestas. Les crêtes de cuesta forment les reliefs les plus élevés dans la moitié nord de la région. La présence de sills de gabbro créent également des reliefs élevés, atteignant plus de 200 m a.n.m. Ces seuils résistants provoquent par endroits un rétrécissement de la vallée et sont responsables des rapides les plus importants, dont ceux de Bloody Fall (fig. 2).

La vallée atteint sa plus grande étendue dans les environs de l'embouchure de la rivière Coppermine. Une plaine côtière s'étale à l'est et à l'ouest de cette embouchure. Ces zones planes font partie des basses terres du golfe du Couronnement.

Le relief du secteur aval de la vallée de la rivière Coppermine est ainsi fortement influencé par la structure géologique. Celle-ci est dépendante des caractéristiques de la roche en place, qui est entièrement comprise dans le Protérozoïque (Baragar et Donaldson, 1973).

1.1.2 Le réseau hydrographique

La rivière Coppermine, qui aboutit dans le golfe du Couronnement, est le principal cours d'eau de la région (fig. 2). Les autres cours d'eau importants sont la rivière Richardson à l'ouest et la rivière Napaaktoktok à l'est. Ces rivières se déversent également dans le golfe du Couronnement. L'ensemble du bassin hydrographique de la rivière Coppermine occupe 49 700 km² (Maxwell, 1980, p. 58). La rivière Coppermine draine ainsi un vaste territoire du centre-nord du Canada.

Il n'y a qu'une seule station hydrologique enregistrant le débit sur la rivière Coppermine. Elle se situe à l'exutoire du Lac aux Points, soit relativement près de la source de la rivière Coppermine,

le Lac de Gras (fig. 1). Cet exutoire se trouve plus exactement à la latitude $65^{\circ} 25' 00''$ nord et à la longitude $114^{\circ} 00' 30''$ ouest. Bien que les données enregistrées à cette station n'expriment pas le débit du secteur aval de la rivière Coppermine, elles nous donnent une indication de l'importance de celui-ci.

Le tableau 1 exprime le débit moyen, le débit moyen minimum et maximum ainsi que le débit extrême minimum et maximum de la rivière Coppermine enregistrés de 1965 à 1979. Le débit moyen de la rivière Coppermine est important, atteignant $101 \text{ m}^3/\text{s}$. Cependant, le débit moyen maximum de la rivière Coppermine est de $201 \text{ m}^3/\text{s}$ enregistré au mois de juillet, alors que le débit moyen minimum est de $37,6 \text{ m}^3/\text{s}$ enregistré au mois d'avril. Il s'ensuit que la période suivant la fonte des neiges jusqu'en été est la période de crue. L'écoulement de la rivière fluctue ainsi entre des périodes de crue et des périodes d'étiage, caractéristique de la plupart des rivières de l'Arctique. Il est à noter que le débit lors de la période de crue peut atteindre jusqu'à $275 \text{ m}^3/\text{s}$.

Généralement, la pente d'un cours d'eau est une fonction inverse du débit (Bloom, 1978, p. 208). Ainsi le profil longitudinal d'une rivière devrait être de forme concave puisque le débit augmente vers l'aval. Or, le profil longitudinal de la rivière Coppermine depuis sa source au Lac de Gras jusqu'à l'embouchure est légèrement

2

TABLEAU 1

DONNEES HYDROLOGIQUES 1965-1979

| <u>Site</u> | <u>Débit moyen</u> | <u>Débit moyen maximum</u> | <u>Débit moyen minimum</u> | <u>Débit extrême maximum</u> | <u>Débit extrême minimum</u> | <u>Superficie de drainage</u> |
|---|-----------------------|------------------------------------|-----------------------------------|--|--|-------------------------------|
| Rivière Coppermine: exutoire du Lac aux Points lat. 65° 25' 00" N, long. 114° 00' 30" O | 101 m ³ /s | 201 m ³ /s (juillet) | 37,6 m ³ /s (avril) | 275 m ³ /s (12 août '67) | 28,6 m ³ /s (26 avril '78) | 20 300 km ² |

Source: Environnement Canada, 1980, p. 9-10.

convexe (fig. 3). D'après Bloom (1978), ceci dénote la forte influence de la structure géologique sur le cours de la rivière. D'autres critères telle la charge de sédiments peuvent aussi jouer. Celle-ci sera examinée plus loin.

La pente longitudinale est une caractéristique importante, puisqu'elle est un reflet de la dynamique hydrologique. Généralement, la pente devrait diminuer vers l'aval. Le profil longitudinal de la rivière Coppermine indique bien une diminution de la pente vers l'aval, sauf dans la région d'étude. La pente de la rivière, du Lac de Gras jusqu'aux monts Coppermine et September, diminue progressivement pour n'atteindre que $.06^{\circ}$. Depuis ces monts jusqu'à l'embouchure, la pente est de $.12^{\circ}$ soit le double. Il n'y a donc aucun doute que les monts Coppermine et September, d'une élévation moyenne entre 400 et 500 m, présentent un contrôle structural géologique important. Cependant l'augmentation de la pente peut aussi être expliquée par un apport plus grand de matériel grossier transporté par la rivière. Une charge de sédiments grossiers tend à raidir la pente d'une rivière (Bloom, 1978). Or, la charge en sédiments grossiers augmente possiblement dans ce secteur. L'origine de ces sédiments grossiers sera discutée plus loin dans la section sur la répartition des dépôts meubles de la région d'étude.

A la lumière des données examinées, il ne fait aucun doute que la rivière Coppermine s'avère un agent géomorphologique potentiellement

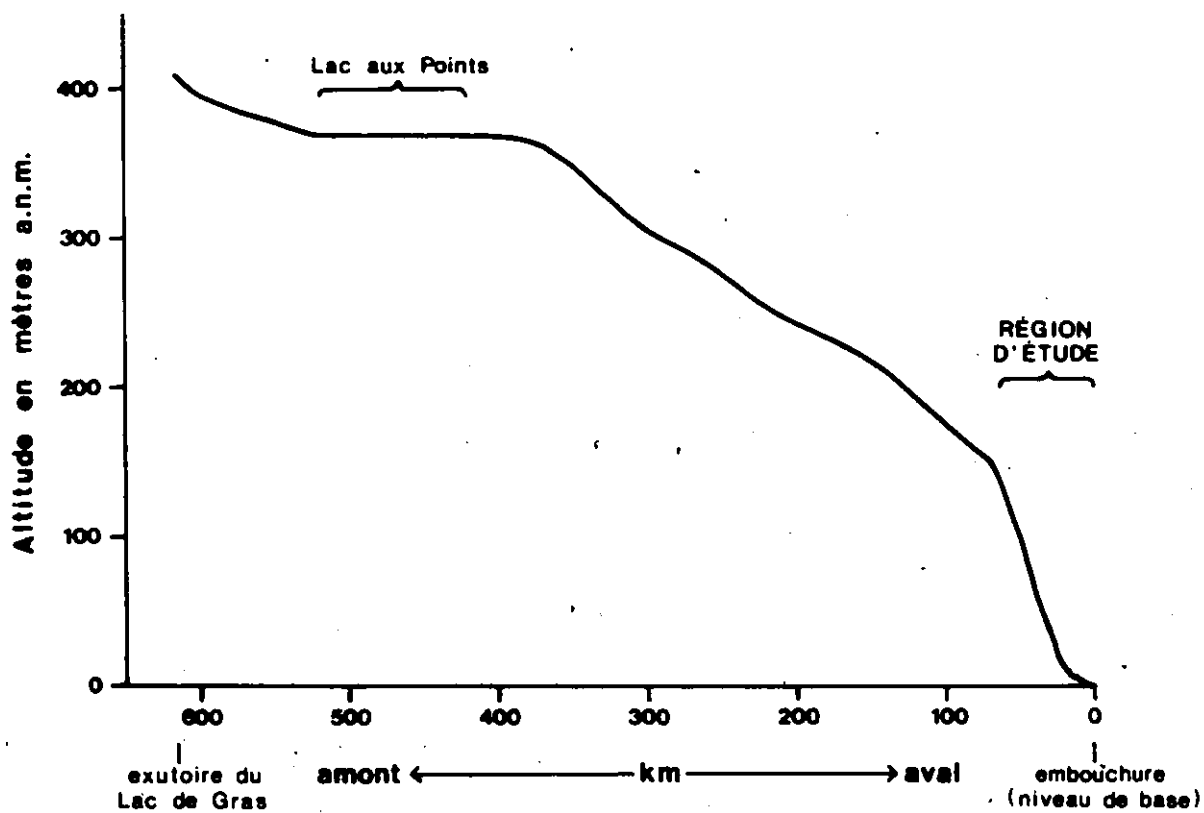


FIGURE 3. Profil longitudinal de la rivière Coppermine depuis l'exutoire du Lac de Gras jusqu'à l'embouchure (exagération verticale: 1000 X)

important. Tenter de retracer l'évolution postglaciaire du secteur aval est donc un effort pour mieux comprendre l'importance de cette rivière sur la modification du paysage.

1.2 Climat et pergélisol

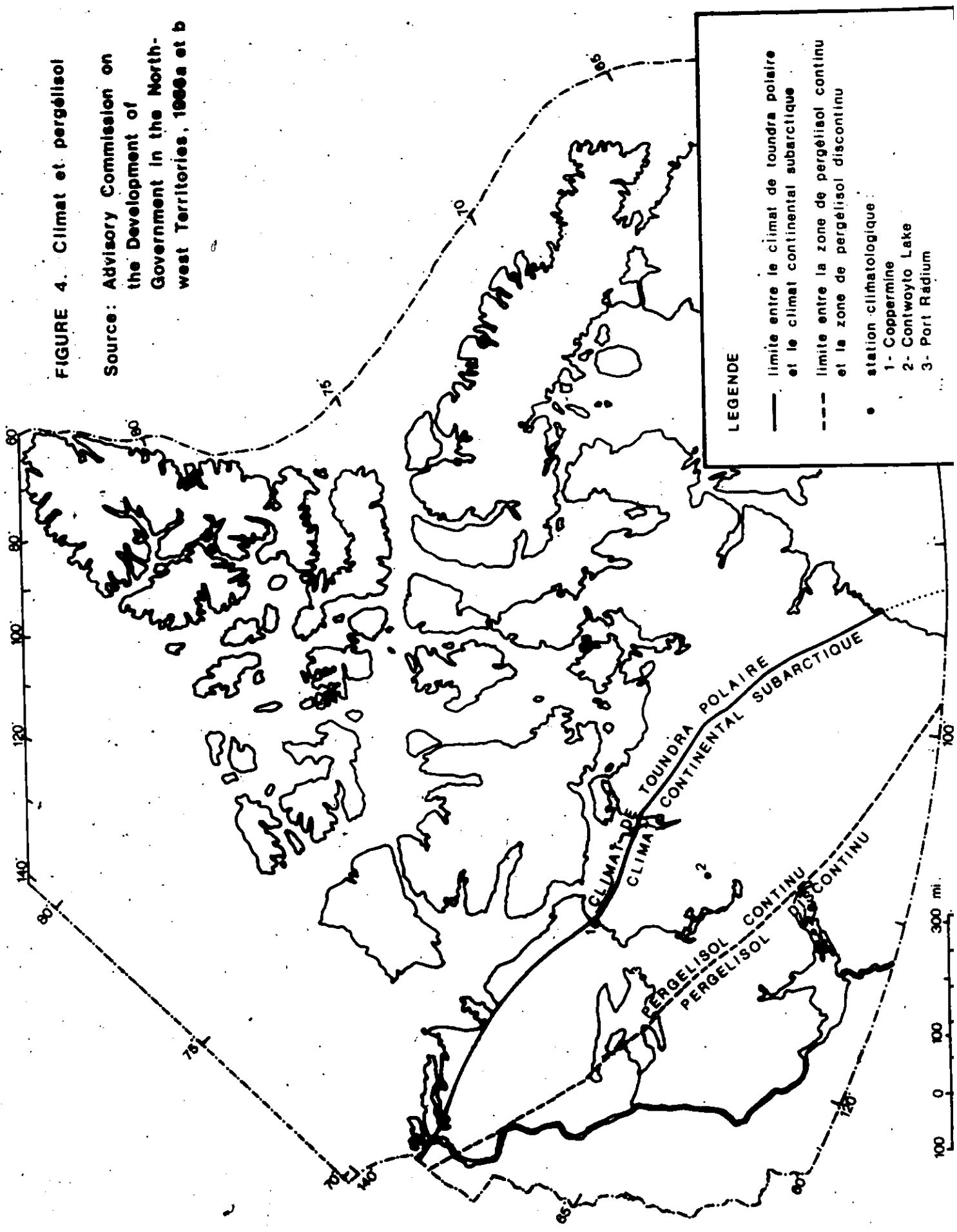
L'importance du climat dans cette étude se reflète "dans le nombre des traits particuliers du milieu qui sont associés à ce climat" (Maxwell, 1980, p. 5). Le pergélisol en est l'exemple le plus probant. Il importe ainsi de se familiariser avec les conditions climatiques influençant le développement du pergélisol. Une description générale du climat est d'abord présentée suivie de données spécifiques enregistrées aux stations climatologiques de la région. Les conditions critiques à la formation du pergélisol sont par la suite comparées aux résultats obtenus pour la région. Les facteurs influençant la distribution du pergélisol sont énumérés et l'importance du pergélisol dans la présente étude est brièvement exposée.

Caractéristiques climatiques

Le climat de la région est complexe puisque la basse Coppermine se situe dans la zone de contact de deux types climatiques différents, soit le climat de type toundra polaire et le climat de type continental subarctique (fig. 4). Ces types climatiques sont définis selon la classification de Köppen telle que modifiée par Strahler (Barry et Chorley, 1976).

FIGURE 4. Climat et pergélisol

Source: Advisory Commission on the Development of the Government in the North-west Territories, 1966a et b



LEGENDE

- limite entre le climat de toundra polaire et le climat continental subarctique
- - - limite entre la zone de pergélisol continu et la zone de pergélisol discontinu
- station climatologique :
 - 1- Coppermine
 - 2- Contwoyto Lake
 - 3- Port Radium

Le climat de type tundra polaire (symbole de Köppen: ET) se distingue par une température moyenne du mois le plus chaud inférieure à 50°F (10°C) mais supérieure à 32°F (0°C) (Ministère des mines et des relevés techniques, 1958). La zone côtière arctique s'étend le long d'une zone frontale dans laquelle les masses d'air polaires réagissent avec les masses d'air arctiques pour former des tempêtes cycloniques. Le climat est alors humide et très froid. Cependant, la mer joue un effet modérateur et empêche ainsi des hivers extrêmement rigoureux (Barry et Chorley, 1976).

Le climat de type continental subarctique (symbole de Köppen: Dfc) est caractérisé par un été court et frais, la température moyenne étant supérieure à 50°F (10°C) durant un à trois mois seulement (Ministère des mines et des relevés techniques, 1958). Ce climat est influencé par les masses d'air polaires continentales, qui donnent un hiver stable mais très froid. L'amplitude thermique est ainsi très grande. Des tempêtes cycloniques y entraînent l'air polaire maritime ce qui aboutit à des précipitations peu importantes. L'évaporation est toutefois faible et le climat est alors effectivement humide (Barry et Chorley, 1976).

L'influence des deux types climatiques varie selon les saisons. Ainsi, l'influence maritime se fait sentir à quelques kilomètres à l'intérieur des terres durant l'été. Mais cette influence est presque nulle en hiver à cause du couvert de glace sur la mer. L'ensemble de la région d'étude serait ainsi surtout influencé par le climat continental subarctique. Mais, "recouverte ou non de glace, la mer

continue d'agir comme puits thermique (source de froid) en été, et comme source de chaleur en hiver" (Maxwell, 1980, p. 8).

La seule station climatologique dans la région étudiée se situe sur la côte, au village de Coppermine localisé près de l'embouchure de la rivière du même nom. Les conditions climatiques enregistrées à cet endroit vont nécessairement refléter la proximité de la mer. Il s'avère alors difficile d'interpréter le climat de l'intérieur (Maxwell, 1980). Les données recueillies à Coppermine seront donc comparées aux données de stations situées plus au sud. Les stations de Port Radium et de Contwoyto Lake ont été choisies en raison de leur proximité relative et en raison de leur position respective dans la zone du climat continental subarctique (fig. 4).

La station de Coppermine enregistre une température annuelle moyenne de $-11,6^{\circ}\text{C}$. Les stations de Contwoyto Lake et de Port Radium enregistrent respectivement une température annuelle moyenne de $-12,0^{\circ}\text{C}$ et de $-7,1^{\circ}\text{C}$ (tableau 2). L'amplitude thermique varie de $40,0$ à $41,8^{\circ}\text{C}$ aux diverses stations, Coppermine marquant une amplitude thermique de $40,8^{\circ}\text{C}$. L'amplitude thermique est ainsi très grande et s'annonce plus représentative du climat continental subarctique que du climat de toundra polaire.

Le nombre de jours de gel (jour durant lequel la température diurne est inférieure ou égale à 0°C (Maxwell, 1980)) enregistré aux

TABLEAU 2

TEMPERATURE QUOTIDIENNE MOYENNE (°C) 1951-1980.

| SITE | JAN | FEV | MARS | AVR | MAI | JUIN | JUIL | AOUT | SEP | OCT | NOV | DEC | ANNEE |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|-----|------|-------|-------|-------|
| Coppermine | -30,1 | -31,1 | -27,1 | -17,5 | -5,3 | 3,8 | 9,7 | 8,7 | 2,5 | -6,6 | -19,7 | -25,9 | -11,6 |
| Contwoyto Lake | -32,1 | -30,7 | -27,7 | -17,2 | -5,6 | 4,7 | 9,7 | 8,7 | 2,0 | -7,9 | -20,6 | -27,5 | -12,0 |
| Port Radium | -27,6 | -26,1 | -20,5 | -9,8 | 1,7 | 9,9 | 12,4 | 10,9 | 4,8 | -3,2 | -14,6 | -22,7 | -7,1 |

Source: Environnement Canada, 1982a, p. 80.

diverses stations est très grand. La station de Coppermine indique 306 jours de gel durant un an alors que la station de Contwoyto Lake note 318 jours de gel et la station de Port Radium relève 285 jours de gel (Environnement Canada, 1982a, p. 146-147). En moyenne, le premier gel à Coppermine a lieu le 21 août et le dernier gel a lieu le 27 juin (Maxwell, 1980, p. 175).

Les précipitations totales moyennes par année sont de 202,3 cm à Coppermine, 251,3 cm à Contwoyto Lake et 216,3 cm à Port Radium (tableau 3). La précipitation est donc relativement faible. Elle est plus typique du climat continental subarctique que du climat de toundra polaire. La hauteur moyenne de neige par année atteint 100,7 cm à Coppermine alors que les stations de Contwoyto Lake et de Port Radium enregistrent 122,0 et 125,0 cm respectivement (tableau 4). En moyenne, la couverture de neige commence à se former entre le 1^{er} et le 15 octobre (Maxwell, 1980). L'épaisseur maximum de neige à Coppermine est atteinte dès octobre (tableau 4). La couverture de neige se maintient de septembre à juin; quelques traces sont présentes en juillet et en août (tableau 4). Ainsi la neige isole le sol une majeure partie de l'année.

Caractéristiques du pergélisol

Le pergélisol se définit comme "la condition thermique des matériaux terrestres, tels le sol et la roche, qui règne lorsque la

TABLEAU 3

PRECIPITATIONS TOTALES MOYENNES (cm) 1951-1980

| SITE | JAN | FEV | MARS | AVR | MAI | JUIN | JUIL | AOUT | SEP | OCT | NOV | DEC | ANNEE |
|-------------------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Coppermine | 9,3 | 6,2 | 9,8 | 11,0 | 12,0 | 17,0 | 25,8 | 38,6 | 24,0 | 23,2 | 14,3 | 11,1 | 202,3 |
| Contwoyto Lake | 7,0 | 8,6 | 9,9 | 11,3 | 18,4 | 28,2 | 36,4 | 41,8 | 32,0 | 31,5 | 15,1 | 11,1 | 251,3 |
| Port Radium | 10,3 | 8,0 | 11,6 | 9,5 | 13,5 | 11,3 | 30,2 | 38,7 | 22,5 | 24,8 | 21,3 | 14,6 | 216,3 |

TABEAU 4

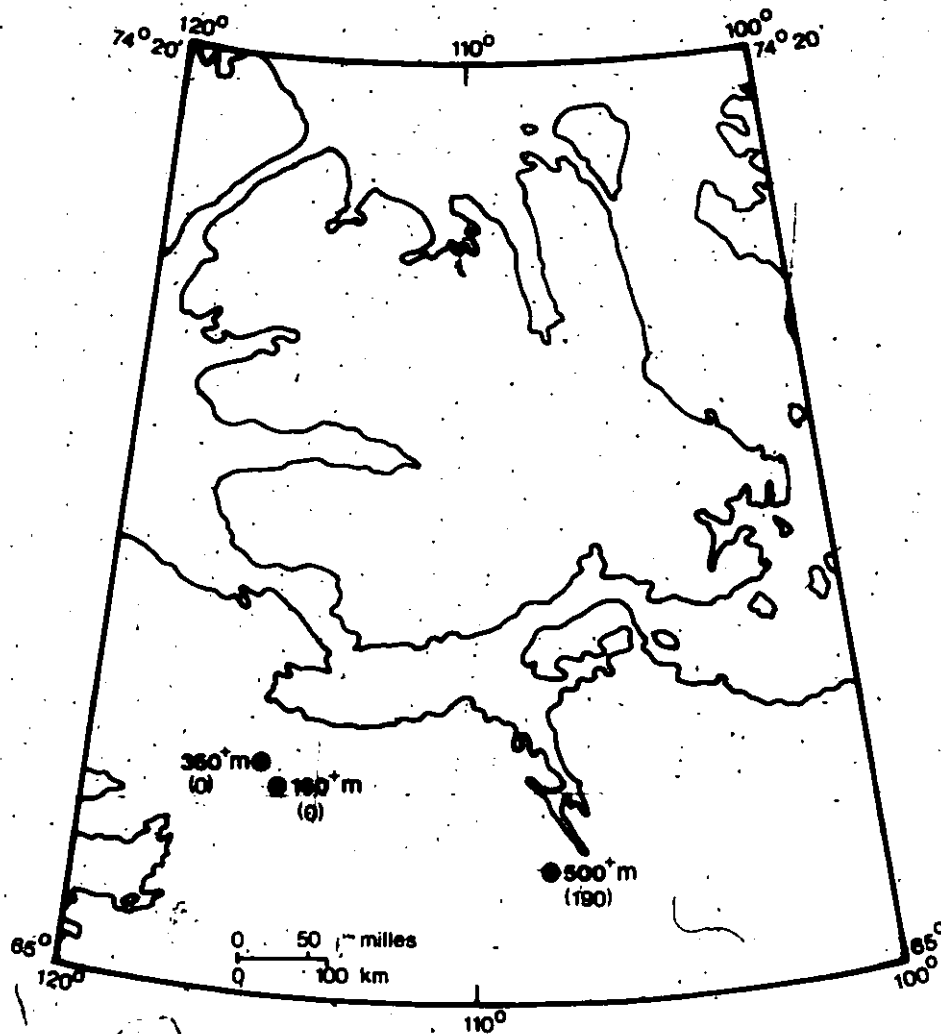
HAUTEUR MOYENNE DE NEIGE (cm) 1951-1980

| SITE | JAN | FEV | MARS | AVR | MAI | JUIN | JUIL | AOUT | SEP | OCT | NOV | DEC | ANNEE |
|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Coppermine | 9,2 | 6,4 | 10,4 | 10,2 | 8,1 | 2,6 | 0,5 | 0,4 | 5,3 | 21,0 | 15,1 | 11,5 | 100,7 |
| Contwoyto Lake | 7,0 | 8,6 | 9,9 | 10,8 | 12,4 | 4,0 | 0,1 | 1,1 | 11,9 | 30,0 | 15,1 | 11,1 | 122,0 |
| Port Radium | 14,3 | 11,4 | 13,2 | 9,6 | 2,3 | 3,6 | 0,3 | 0,0 | 1,7 | 23,2 | 27,7 | 17,7 | 125,0 |

Source: Environnement Canada, 1982b, p. 54-55.

température de ces éléments demeure continuellement au-dessous de 0°C pendant au moins 2 ans" (Maxwell, 1980, p. 16). French (1976, p. 47) stipule qu'un an est la limite minimum pour la durée d'un pergélisol. Le pergélisol est ainsi relié directement à la température du sol qui reflète à son tour les changements de température de l'air. D'après diverses observations sur le terrain en Alaska et au Canada, une température moyenne annuelle de l'air entre -6 et -8°C est le minimum nécessaire à la formation d'un pergélisol continu (French, 1976, p. 52). Les basses températures moyennes annuelles enregistrées aux trois stations climatologiques et la durée des basses températures telle qu'exprimée par le nombre de jours de gel confirment la présence d'un pergélisol continu dans la région. D'après les données géothermiques recueillies à deux puits d'exploration à quelques kilomètres au sud de la région, ce pergélisol atteint une épaisseur de 160 à 350 m (fig. 5).

Bien que la formation du pergélisol résulte de conditions climatiques particulières, la distribution du pergélisol est en partie influencée par les conditions du terrain. Celles-ci s'attachent surtout (1) aux caractéristiques du relief qui influencent le montant de radiation solaire reçue et l'accumulation de neige, (2) aux variations de la nature de la roche en place et des sédiments meubles de par leur influence sur les valeurs d'albedo et sur la conductivité thermique, (3) au couvert de végétation qui agit comme un isolant et protège ainsi le pergélisol de la chaleur solaire durant l'été et (4) au caractère



| NO DU SITE | NOM | LAT. N | LONG. O | PROFONDEUR À 0°C | DISTANCE D'UNE MASSE D'EAU (km) |
|------------|---------------|-----------|------------|--------------------|---------------------------------|
| 0 | Muskox North | 67° 5.5' | 115° 16.5' | 350 ⁺ m | 1 |
| 0 | Muskox South | 67° 0.5' | 115° 13.0' | 160 ⁺ m | .05 |
| 190 | Hackett River | 65° 55.0' | 106° 28.2' | 500 ⁺ m | 2 |

FIGURE 5. Localisation des sites et épaisseur du pergélisol (mètres) dans l'est de l'Arctique (d'après Taylor et al., 1982, p. 13 et 19).

et à la profondeur du couvert de neige qui isole le sol des froids extrêmes; l'action du vent vis-à-vis la distribution de la neige, les conditions de drainage en grande partie liées à la texture du matériel et à la topographie et la proximité de plans d'eau importants influençant le pergélisol de par sa chaleur spécifique élevée contribuent également aux variations de distribution du pergélisol (French, 1976, pp. 59-62). Il est à remarquer cependant que, dans la zone de pergélisol continu, les propriétés thermiques du sol de concert avec les conditions climatiques sont des facteurs plus importants (French, 1976, p. 59).

L'importance du pergélisol dans ce travail est liée à son influence sur la morphogénèse. Ainsi, un nombre important de phénomènes associés à l'aggradation ou la dégradation du pergélisol peuvent agir sur la modification du paysage de par leur nature même et/ou de leur influence sur les processus géomorphologiques (French, 1976, pp. 62-64). La teneur en glace du sol et l'importance du mollisol, soit la portion du sol qui gèle en hiver et dégèle en été (Maxwell, 1980), sont les facteurs critiques. Leur rôle vis-à-vis la morphogénèse sera examiné à la section 3.3.

1.3 Géologie et stratigraphie des dépôts meubles

Il existe peu de travaux portant sur la géomorphologie ou sur la géologie du Quaternaire de la partie nord-centrale du District de Mackenzie (St-Onge, 1980).

Historique

Hearne est le premier européen à avoir exploré le segment aval de la rivière Coppermine, depuis le ruisseau Melville jusqu'à l'embouchure. Il a dressé une carte du tracé de la rivière Coppermine, accompagnée d'un compte-rendu descriptif des paysages de cette région (Chipman et Cox, 1924). Les expéditions de 1819-1822 et 1823 menées par John Franklin et ses lieutenants Kendall et Richardson ont permis d'établir les coordonnées géographiques de l'embouchure de la rivière Coppermine et de définir son tracé depuis le lac aux Points (Chipman et Cox, 1924). Bien que les mesures prises à l'époque n'aient pas la précision de celles effectuées de nos jours, les travaux de cartographie accomplis par Hearne, Franklin, Kendall et Richardson marquent un pas important vers une meilleure connaissance de la côte arctique.

Les travaux de O'Neill

J.J. O'Neill, membre du 'Canadian Arctic Expedition' de 1913-1918, présente la première étude importante des dépôts et des formes du Quaternaire de la côte arctique à l'ouest de la péninsule de Kent (O'Neill, 1924). Les grands traits de son étude sont donc soulignés.

O'Neill (1924) relève l'orientation des stries glaciaires depuis la baie de Darnley jusqu'à la péninsule de Goulburn (tableau 5). De l'embouchure de la rivière Inman jusqu'à l'est du golfe du Couronnement,

TABLEAU 5

ORIENTATION DES STRIES GLACIAIRES
DEPUIS LA BAIE DE DARNLEY JUSQU'A
LA PENINSULE DE GOULBURN

| Locality | Strike of Striae (Astroscopic) | Remarks |
|---|--|---|
| Darnley bay, east side, 15 miles south of cape Lyon..... | N. 31 E. | Striae, |
| Ten miles east of Pierce point..... | N. 43 E. | |
| | N. 56 E. | |
| Inman river..... | N. 21 E. N. 31 E. N. 44 E. N. 56 E. N. 40 W. | Groovings. |
| Cape Krusenstern..... | N. 23 W. N. 42 W. N. 52 W. N. 70 W. N. 50 E. | These may not all be true striae; some may be scratches by sea ice. The intersections of striae are usually smooth. |
| Cape Kendall..... | N. 41 W. | Only one set here. |
| Satualik island, 15 miles southeast of Krusenstern..... | N. 40 W. | Glacial groovings. |
| Port Epworth harbour, west side, at 500 feet elevation..... | N. 50 W. N. 55 W. | Minor set. Major set. Erratics from the south. |
| Foot of Port Epworth harbour, on dolomite at 350 feet elevation..... | N. 25 W. | Crug and tail structure with steep faces to south. |
| Tree river, 25 miles inland, top of bluff on west side, elevation 1,000 feet above the river..... | N. 45 E. | |
| Tree river, 25 miles inland, on slates at foot of bluff in valley of river..... | N. 25 W. N. 5 W. | Older set. Younger set. Movement apparently from southeast. |
| Island 7 miles southeast of Galena point, Bathurst inlet..... | N. 41 W. | Main set. |
| Western mainland opposite above island, and 3 miles southwest..... | N. 21 W. | |
| Island at west entrance to Moore bay..... | N. 13 W. | |
| West side of Arctic sound, 5 miles north of Hood river..... | N. 25 W. N. 11 W. | Older set. Younger set. |
| Six and a half miles up Hood river, at 1st cascade..... | N. 19 W. N. 6 W. | |
| West base of Banks peninsula, top of 370-foot bluff..... | (1) N. 26 W. (2) N. 14 E. (3) N. 29 E. | No. 2 set is older than No. 3. |
| West side of Goulburn peninsula, 2 1/4 miles northeast of last locality, just above high-water level..... | N. 26 W. N. 16 W. | Older set. Younger set. |

Source: O'Neill, 1924, p. 34A

ces stries indiquent un écoulement de la glace vers le nord-ouest. Divers dépôts morainiques et fluvioglaciaires marquent la période du retrait glaciaire. O'Neill en conclut que l'épisode glaciaire a été marqué par une période d'érosion suivie d'une période de déposition.

Une importante formation marine tapissant la côte depuis la baie de Darnley jusqu'à la péninsule de Kent est décrite par O'Neill (1924). A divers endroits, cette formation repose sur la roche en place polie et striée. D'après O'Neill, elle représente une transgression marine ayant probablement eu lieu dans la phase finale de la période du Pléistocène. Des fossiles marins ont été retrouvés jusqu'à une altitude de 500 pieds (152 m) et indiquent alors un niveau marin ayant atteint au moins ce niveau. O'Neill ajoute qu'il est possible que la mer ait pénétré à plus de 500 pieds mais ceci n'est pas corroboré par des fossiles.

Dans la région de thèse, O'Neill note des collines de silt argileux (silty mud) dégagées par la rivière Coppermine jusqu'à 9 milles (14,5 km) à l'intérieur des terres. Ces silts argileux atteignent un minimum de 200 pieds (61 m) d'épaisseur au sud de Bloody Fall (fig. 2). Occasionnellement, des lits de tourbe sont présents dans la formation. Des fossiles marins y ont été retrouvés et ont été identifiés par W.H. Dall. Ils ont été prélevés à deux sites différents: 1) à 3 milles (4,8 km) à l'est de l'embouchure de la rivière

Coppermine, O'Neill a retrouvé les fossiles *Leda arctica*, *Cardium ciliatum* et *Macoma brota*; 2) dans une argile atteignant 50 pieds (15 m) d'épaisseur, 5 milles (8 km) à l'ouest de l'embouchure de la rivière Coppermine, il a retrouvé les fossiles *Leda pernula*, *Cardium ciliatum*, *Macoma balthica*, *Macoma brota* et *Macoma calcarea*.

Les dépôts récents, selon O'Neil (1924), se limitent aux plaines d'inondation et aux deltas des rivières. Mais O'Neill note que le relèvement glacio-isostatique eut comme résultat une plus forte érosion et ces dépôts ne sont pas d'une importance majeure. De fait, il remarque que de grandes quantités de matériel Pléistocène a également été emporté et, à leur place, des gorges ont été découpées dans la roche en place par des cours d'eau rapides.

Les travaux de Craig

B.G. Craig (1960) entreprit l'étude de la géologie de surface du secteur nord-central du District de Mackenzie. Son étude est limitée à l'est par le 112^e méridien, à l'ouest par le 124^e méridien, au nord par la côte arctique et au sud par le 65^e parallèle excepté pour une petite région située au sud-est, sud et sud-ouest du Grand Lac de l'Ours. La figure 6 présente une partie de la carte des dépôts et des formes du Quaternaire originellement établie par Craig à l'échelle du 1:1 013 760.

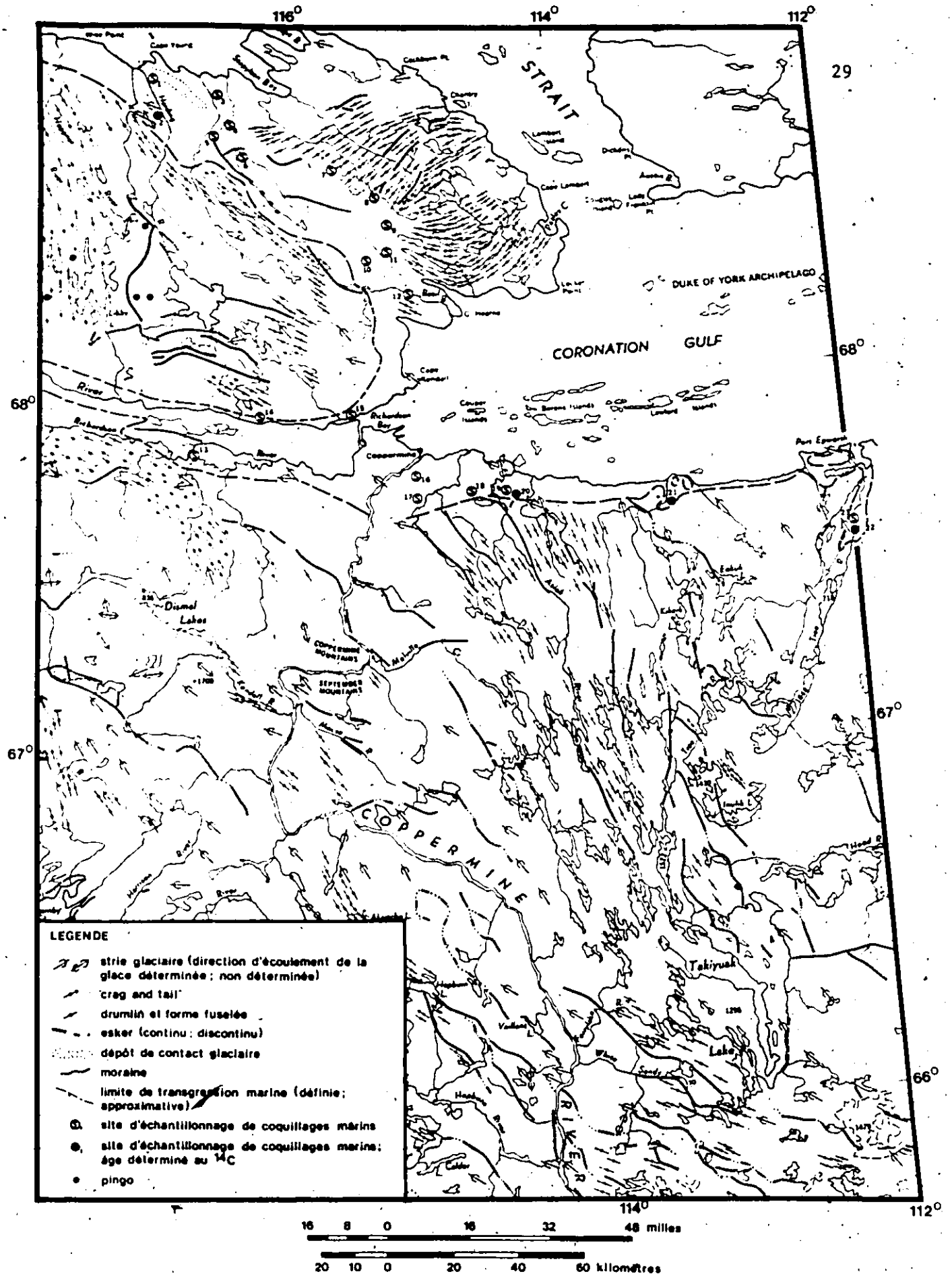


FIGURE 6. Géologie du Quaternaire de la région de la rivière Coppermine

Craig (1960) note une profusion de formes glaciaires liées selon lui à l'inlandsis laurentidien du Wisconsinien. Entre le bras Dease du Grand Lac de l'Ours et le golfe du Couronnement, le terrain est caractérisé par plusieurs crêtes morainiques et de larges étendues de moraine bosselée. Craig interprète ces formes comme des indicateurs de la zone marginale d'un inlandsis. A l'est de ce secteur, dans la région de thèse, le terrain est caractérisé par de nombreux eskers et des évidences d'écoulement glaciaire moins complexes. D'après Craig, cette zone semble représenter une zone centrale de retrait continu des glaces. Ainsi, Craig stipule la présence de deux lobes lors du retrait glaciaire. Il note de plus la présence de nombreux erratiques partout à travers ces deux zones. Dans la région de thèse, les évidences retenues par Craig indiquent un écoulement glaciaire vers le nord-ouest.

Le long de la côte, une série de plages soulevées et de larges étendues de silt et d'argile marins témoignent d'un niveau marin plus élevé (Craig, 1960). Craig déclare que nulle part ailleurs sur la côte retrouve-t-on de telles épaisseurs de silt et d'argile marins. Ces dépôts contiennent de plus des cailloux qui doivent probablement leur origine à des radeaux de glace. Il précise la limite de transgression maximum par le délavage par les vagues des dépôts morainiques. Ailleurs, cette limite est fixée approximativement par la distribution de sédiments marins tels qu'identifiés par des fossiles ou par extrapolation selon l'altitude. Craig note toutefois que les fossiles et

les plages soulevées ne se retrouvent pas jusqu'à la limite de transgression. Cette limite diminue en altitude de l'est vers l'ouest. A l'est de la région, la limite est à 700 pieds (213 m) a.n.m. pour décroître à environ 480 pieds (146 m) a.n.m. juste à l'est de la rivière Coppermine.

Craig (1960) note à certains endroits une abondance de fossiles marins dans l'argile. La distribution de ces fossiles est indiquée au tableau 6. L'âge des fossiles de certains sites a été déterminé par des datations au ^{14}C (tableau 7). Aucun des fossiles n'ayant été échantillonné à partir de dépôts de plage, elles ne peuvent préciser la hauteur de la transgression marine à un moment donné (Craig, 1960). Mais les âges donnés par ces coquillages indiquent tout de même que la côte était libre de glace il y a au moins 10 000 ans.

Autres travaux

Baragar et Donaldson (1973) notent l'importance des dépôts glaciaires (glacial drift) masquant la roche en place. Ils mentionnent également la présence de silt marin le long de la côte du golfe du Couronnement et dans les vallées Rae et Richardson jusqu'à une altitude de 350 pieds (107 m) a.n.m.

La compilation des études sur le Quaternaire accomplies par divers auteurs permet à Prest de suggérer les différentes positions

TABLEAU 6

DISTRIBUTION DES FOSSILES MARINS

| Locality Number (see map) | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
|--|----|---|----|---|----|----|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Pelecypoda | * | | * | | | | | | | | | | * | | | | | | | | | | |
| <i>Macoma balthica</i> (Linné) | | x | | | x | | | | | | x | | | x | | | x | | | | | x | |
| <i>Macoma calcarea</i> (Gmelin) | | | | | | | | | | | x | | | x | | x | x | x | | x | x | x | |
| <i>Hiatella arctica</i> (Linné) | | x | | x | x | | x | x | x | x | | x | | x | x | | | x | | x | x | | |
| <i>Mya truncata</i> Linné | | | | | | | | | | | x | | | x | x | | | x | | x | x | | |
| <i>Mya pseudoarenaria</i> Schlesch | | | | | | | | | | | x | | | | | | | x | | x | x | | x |
| <i>Mytilus edulis</i> Linné | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | x | |
| <i>Yoldia arctica</i> (Gray) | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Foraminifera | ** | | ** | | ** | ** | | | | | | ** | ** | ** | ** | | ** | ** | | ** | ** | ** | ** |
| <i>Laryngosigma williamsoni</i> (Terquem) | | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Elphidium clavatum</i> Cushman | | x | | | | | | x | x | x | | | | | | x | | | | | | | |
| <i>Elphidium subarcticum</i> Cushman | | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Elphidium orbiculare</i> (Brady) | | x | | x | | | x | x | | | | | | | | | | | | x | | | |
| <i>Globulina glacialis</i> Cushman & Ozawa | | | | | | | | | | | | | | | | ? | | | | | | | |
| <i>Colina melu</i> d'Orbigny | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cassidulina islandica</i> Nørvang | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | |

*Shell fragments at locality, no collection made.

**No sample collected.

Source: Craig, 1960, p. 5

TABLEAU 7

LISTE DES DATES AU ¹⁴C

| Locality No. (see map) | Dating No. | Elevation of Sample (feet above sea-level) | Radiocarbon Age (years) |
|---------------------------|------------|---|----------------------------|
| 2 | I(GSC)-25 | 245 | 10,530 ± 260 |
| 20 | I(GSC)-22 | 430 | 8,275 ± 220 |
| 21 | I(GSC)-16 | 495 | 9,100 ± 180 |
| 22 | I(GSC)-17 | 280 | 10,215 ± 220 |

Source: Craig, 1960, p. 6

des marges glaciaires lors du retrait de la dernière glaciation (Prest, 1969). Ainsi, il trace la position d'un front glaciaire dans la région de la rivière Coppermine à environ 9500 ans B.P.

Les travaux de St-Onge

Depuis 1979, les études détaillées de St-Onge dans le bassin de la rivière Coppermine ont suscité une reprise d'intérêt pour l'histoire postglaciaire de cette région. La cartographie systématique des dépôts meubles lui a permis de reconnaître la présence d'un important lac glaciaire qui occupait une partie de la vallée de la rivière Coppermine et de suggérer un nouveau modèle de déglaciation de ce secteur (St-Onge, 1980; St-Onge *et al.*, 1981; St-Onge, manuscrit, 1983). La découverte de ce lac, nommé le Lac glaciaire Coppermine, entraîna une série de travaux additionnels, y compris la présente étude. Les observations et conclusions de St-Onge seront donc examinées en détail. La figure 7 délimite les secteurs étudiés lors des différentes campagnes et présente les limites du bassin glacio-lacustre ainsi que la distribution de certains dépôts et formes.

Des sédiments varvés d'eau profonde occupent la vallée de la rivière Coppermine au sud des monts September. Dans la région de la rivière White Sandy (fig. 7), 450 varves ont été comptées dans une section de 27 m (St-Onge *et al.*, 1981, p. 330). Plusieurs deltas de galets, gravier et sable, à environ 60 à 65 m au-dessus du niveau de

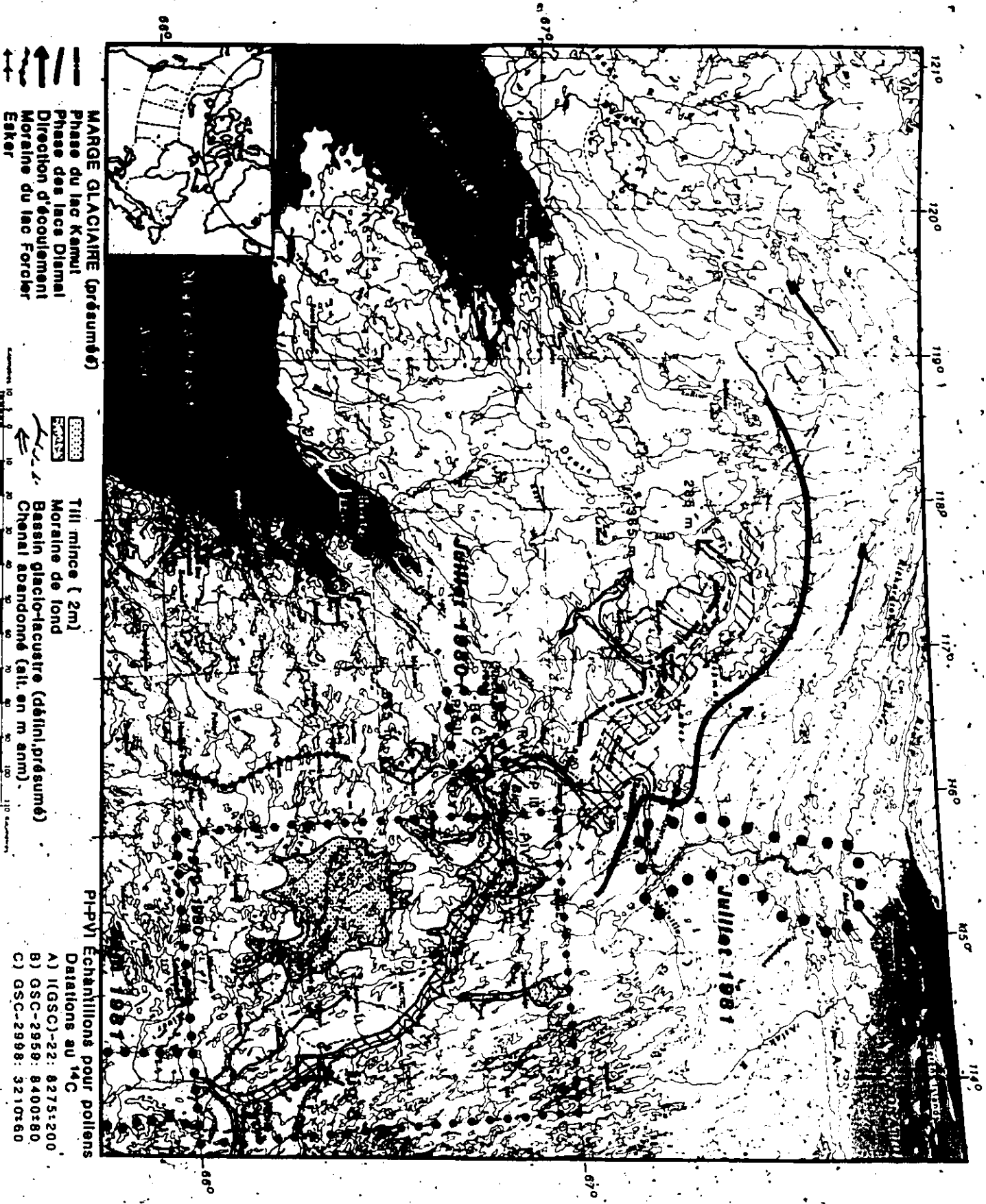


FIGURE 7. Carte de localisation des travaux de St-Onge

Source: St-Onge et Bruneau, 1982, p. 52

MARGE GLACIAIRE (résumé)
 Phase du lac Kamut
 Phase des lacs Diamal
 Direction d'écoulement
 Moraine du lac Forcher
 Esker



Till mince (2m)
 Moraine de fond
 Bassin glacio-lacustre (défini, présumé)
 Chenal abandonné (alt. en m aam)



PI-PVI Echantillons pour pollens
 Datations au ¹⁴C
 A) I(GSC)-52: 8275±200
 B) GSC-2858: 8400±80
 C) GSC-2858: 8210±60

la rivière soit 360 à 365 m a.n.m., sont accrochés aux versants de la vallée. Ces dépôts marquent la première phase d'un lac glaciaire à 365 m a.n.m.

Le Lac glaciaire Coppermine a occupé la vallée du même nom lorsque les glaces occupaient cette vallée au nord de la rivière Kendall (fig. 7). Le retrait des glaces permit ensuite au lac de s'étendre dans la région des lacs Dismal (fig. 7). Cette deuxième phase du lac glaciaire est marquée par la présence de varves et par des deltas perchés entre 290 m a.n.m. au nord du bassin et 310 m a.n.m. au sud de ce même bassin. Les deux phases du Lac glaciaire Coppermine ont occupé la vallée de la rivière Coppermine sur une distance de plus de 335 kilomètres.

Un ancien chenal comblé de sédiments organiques a été étudié dans la région de Quicksand Creek (fig. 7). Ce chenal est entaillé dans des sédiments deltaïques situés au sommet des varves. Deux dates au ^{14}C ont été obtenues sur du matériel de ce chenal (St-Onge et al., 1981). Un morceau de bois (*Salix* sp.) pris près de la base du chenal donne 8400 ± 80 B.P. (GSC-2959) alors qu'une couche de tourbe au sommet de la séquence donne un âge de 3210 ± 60 B.P. (GSC-2998). Une date au ^{14}C a été établie sur un échantillon de bois prélevé à 17,5 km de l'embouchure de la rivière White Sandy dans des sables alluviaux situés au sommet des varves (Guay et St-Onge, 1981). Cet échantillon donne un âge de 7980 ± 140 B.P. (GSC-3205).

Une série de terrasses s'étage le long de la vallée de la rivière Coppermine. Elles comprennent des terrasses d'érosion découpant le matériel glacio-lacustre et des terrasses de remblaiement. Une étude détaillée des terrasses fluviales a été entreprise dans la section de la rivière Coppermine entre la rivière White Sandy et le cercle arctique (Guay et St-Onge, 1981). La figure 8 montre l'étagement de ces terrasses le long de la rivière. Une coupe stratigraphique présente les différents niveaux de terrasses et leur relation avec les unités stratigraphiques (fig. 9). Un tronc d'épinette dans le matériel alluvial de la terrasse de 11 m permet de dater celle-ci à 4370 ± 60 années B.P. (GSC-3135).

Un sable silteux organique d'un mètre d'épaisseur recouvre les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires au sommet d'une coupe haute de 61 m située au nord de la rivière Coppermine dans la région étudiée en 1979-1980 (fig. 7). Ces dépôts contiennent des restes de poissons (McAllister et St-Onge, 1981). Ce dépôt se situe à une altitude similaire à un delta perché de 360 m a.n.m. et représente probablement des sédiments d'inondation de la phase élevée du lac glaciaire.

Les dépôts et les formes décrites ont permis de retracer l'évolution géomorphologique et d'identifier le mode de déglaciation du bassin de la rivière Coppermine au sud des monts September (St-Onge, manuscrit 1983). Les principales étapes telles qu'identifiées par St-Onge sont présentées.



FIGURE 8. Etagement des terrasses le long de la rivière Coppermine en aval de l'embouchure de la rivière White Sandy (localisation: voir figure 7). Les unités sont les mêmes que celles décrites à la figure 9.

Source: Guay et St-Onge, 1981, p. 56

LAC GLACIAIRE COPPERMINE, T.N.O. : Les terrasses et les unités lithostratigraphiques

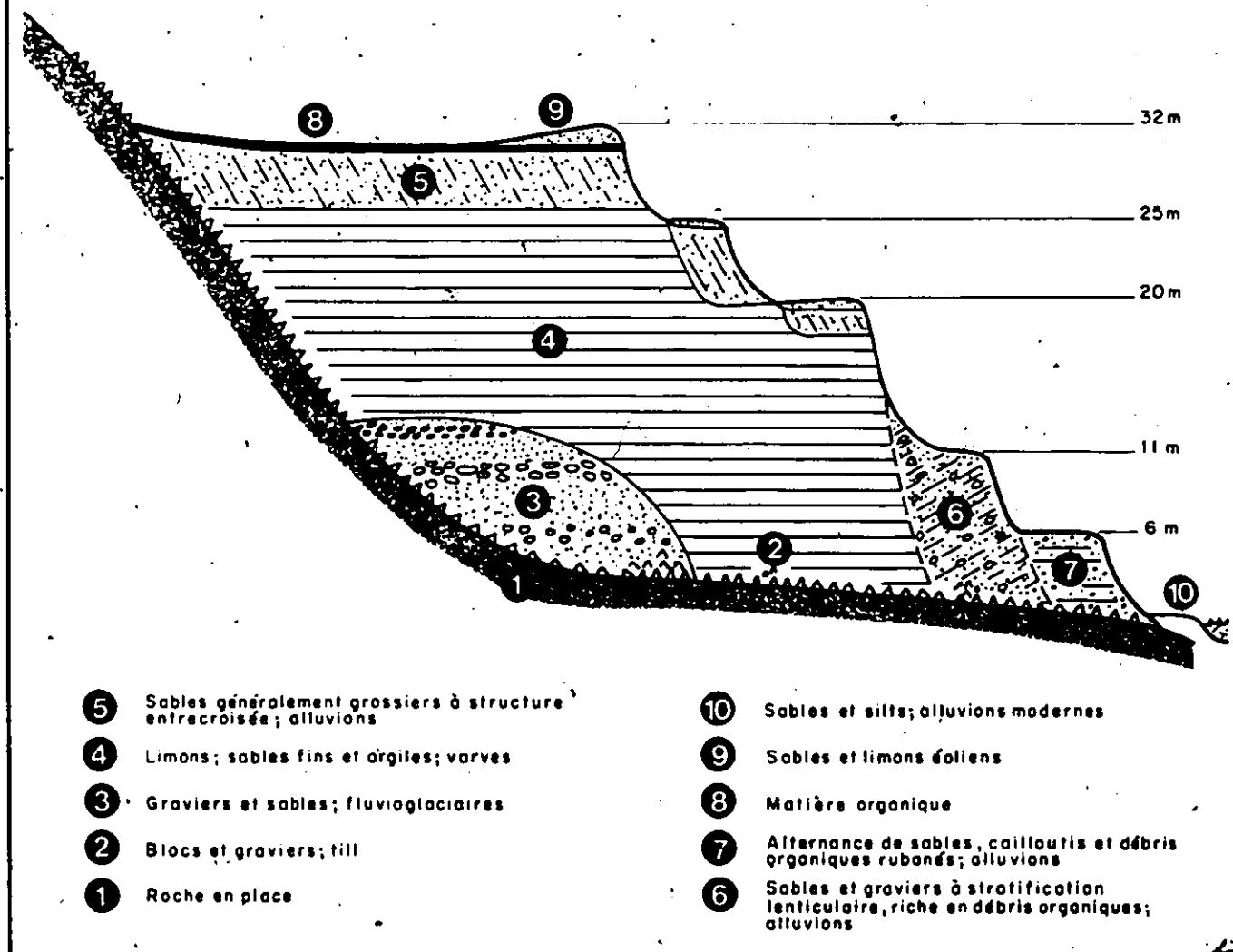


FIGURE 9

Source: Guay et St-Onge, 1981, p. 57

La Moraine du lac Forcier et la crête morainique située au NNO du lac Kamut localisent la position la plus à l'ouest du front glaciaire dans la région étudiée par St-Onge (fig. 10). Au nord de la région, la glace s'appuyait probablement au nord des collines situées à l'ouest des lacs Dismal.

Le retrait des glaces libéra la région entre les lacs Rocknest et un secteur 10 kilomètres au sud de la rivière Kendall et donna lieu à la première phase du Lac glaciaire Coppermine (fig. 10). Ce lac atteignait 365 m a.n.m. et s'écoulait via le lac Kamut et la rivière Sloan dans le Grand Lac de l'Ours. Les eaux de fonte s'écoulant dans le lac glaciaire ont formé des deltas à ce niveau. D'après le nombre de varves, le lac glaciaire a duré au moins 450 ans. Les datations au ^{14}C ne permettent pas de fixer l'âge de cette phase lacustre puisqu'elles sont toutes associées à des sédiments plus jeunes que les varves. Cependant la date obtenue sur un morceau de bois prélevé à la base d'un ancien chenal deltaïque indique que cette phase est plus ancienne que 8400 ± 80 années B.P. puisque ce chenal ne peut avoir été mis en place qu'après le drainage du lac de la phase Kamut ou du moins dans la période de baisse du niveau de ce lac (St-Onge et Geurts, 1982; St-Onge, manuscrit 1983).

Le retrait du front glaciaire dans la vallée de la rivière Kendall permet l'écoulement des eaux du lac glaciaire vers les lacs Dismal (fig. 10). L'exutoire du lac Kamut a alors été abandonné. Les eaux

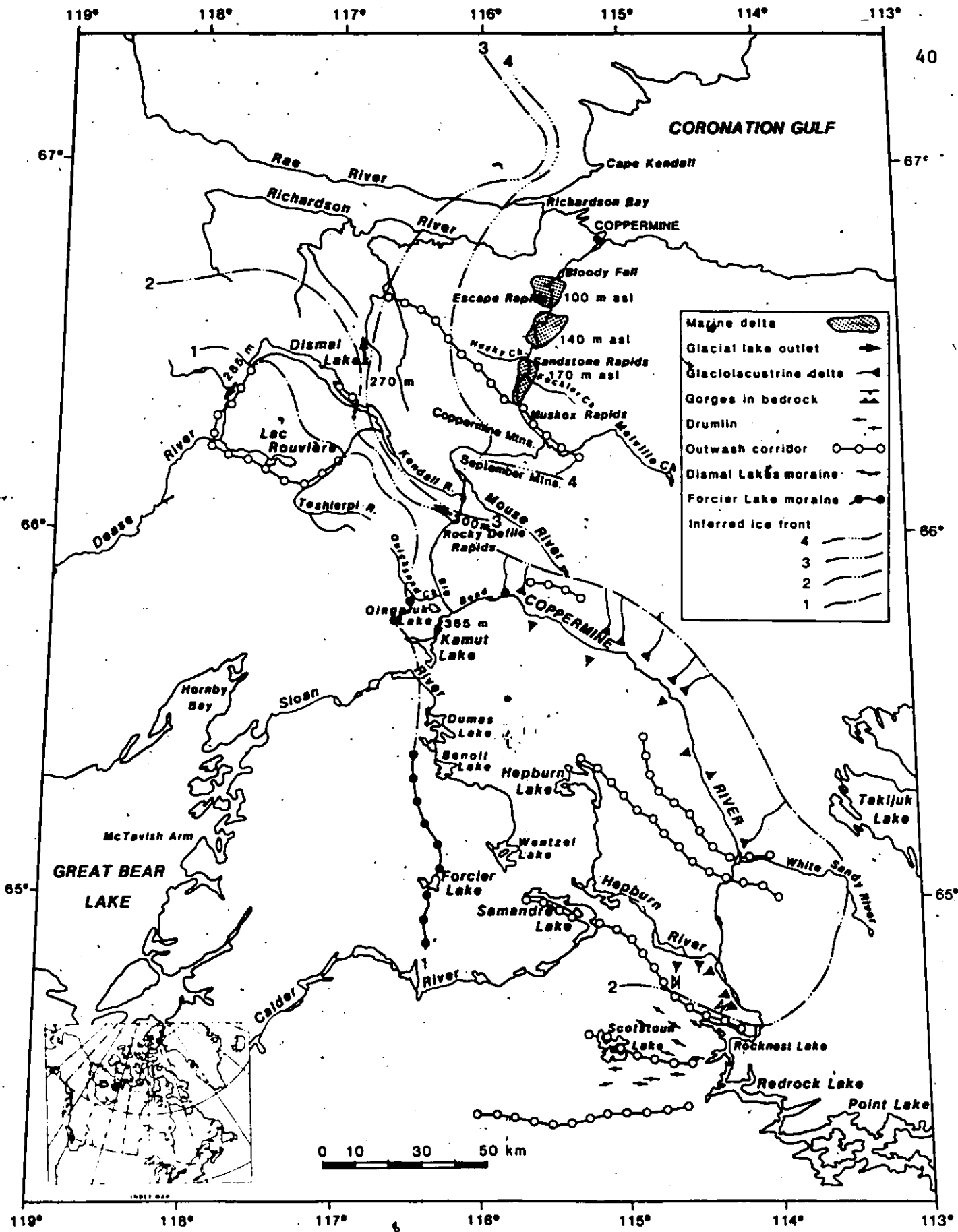


FIGURE 10. Carte des fronts glaciaires, région de la rivière Coppermine, T.N.O. (d'après St-Onge, 1983 (manuscrit))

de cette deuxième phase s'écoulaient sans doute par un chenal situé à 300 m a.n.m. au nord des rapides Rocky Defile. Un chenal à 285 m a.n.m. situé à l'ouest des lacs Dismal a probablement été actif pendant un certain temps et les eaux se seraient alors écoulé par la rivière Dease jusqu'au Grand Lac de l'Ours. Mais il est possible que le retrait des glaces du versant est d'un plateau au nord des lacs Dismal ait ouvert un col à une altitude de 270 m a.n.m. Le lac glaciaire se serait alors écoulé vers le bassin de la rivière Richardson. Les travaux actuels de A. Mercier dans le bassin de la rivière Richardson permettront de vérifier cette dernière hypothèse.

Finalement, le front glaciaire disparaît des basses terres du golfe du Couronnement permettant le drainage du lac glaciaire vers un haut niveau marin. La rivière reprend ainsi son cours vers le golfe du Couronnement. Le rétablissement du drainage vers le golfe du Couronnement et le relèvement glacio-isostatique sont responsables de la formation de terrasses découpant le matériel mis en place par le Lac glaciaire Coppermine.

Les travaux de St-Onge permettent de mieux comprendre le mode de déglaciation de ce secteur du District de Mackenzie d'après les évidences géomorphologiques et stratigraphiques retrouvées sur le terrain. La présence de deux phases du Lac glaciaire Coppermine est clairement indiquée par de nombreux dépôts sédimentaires. Le rétablissement du cours de la rivière Coppermine vers le nord et la présence d'un niveau

marin plus élevé tel qu'indiqué par les travaux de Craig et O'Neill soulignent le besoin d'une étude plus approfondie dans le secteur aval de la rivière Coppermine.

CHAPITRE 2

CONCEPT ET METHODE

2.1 Le relèvement glacio-isostatique

Le relèvement glacio-isostatique est un lent processus de redressement de la croûte terrestre suite à la dépression produite par le poids des glaces lors des glaciations du Quaternaire (Walcott, 1972, p. 850). Ce processus s'avère d'une grande importance dans la présente étude puisqu'il est l'agent responsable de l'émersion graduelle des terres (Andrews *et al.*, 1971, p. 212) et ainsi de la régression de la mer postglaciaire. Le relèvement glacio-isostatique joue alors un rôle de première importance dans la distribution des dépôts et des formes de la région. Son rôle dans l'évolution géomorphologique de la région sera précisé dans les prochains chapitres. La présente discussion s'attardera aux moyens employés pour déterminer le taux de relèvement glacio-isostatique et aux caractéristiques du processus. Les résultats obtenus par divers auteurs pour la région du golfe du Couronnement seront par la suite présentés.

2.1.1 Les taux de relèvement glacio-isostatique

Les taux de relèvement glacio-isostatique sont calculés

à partir de l'altitude et de l'âge radiométrique de matériel organique relié aux anciens niveaux marins (Andrews, 1970, p. 706; Walcott, 1972, p. 851). Ce matériel permet d'estimer le niveau d'émergence ou de submersion de la croûte terrestre relativement au niveau actuel de la mer. D'après Andrews (1970, p. 703), le taux de relèvement ainsi estimé n'est qu'approximatif puisqu'il peut contenir des erreurs liées aux mesures des altitudes, à l'interprétation géologique, à la relation exprimée entre le matériel daté et le niveau marin de l'époque et aux âges pronostiqués par la méthode au ^{14}C . Shilts *et al.* (1979, p. 539) de plus suggèrent que le relèvement glacio-isostatique a débuté sous le couvert de glace en même temps qu'il agissait dans les régions libérées de glace et qu'il est alors difficile d'interpréter les données isostatiques dérivées à partir de la limite marine. Il demeure toutefois raisonnable d'estimer grossièrement le taux de relèvement glacio-isostatique à partir de l'âge et de l'altitude des anciens niveaux marins (Andrews et Barnett, 1972, p. 7).

Les dépôts marins soulevés ne procurent que les changements relatifs du niveau de la mer (Andrews, 1970, p. 706). Les changements absolus du niveau de la mer doivent tenir compte des fluctuations eustatiques. Celles-ci sont définies quantitativement comme le changement moyen global du niveau moyen de la mer à une période déterminée (Walcott, 1972, p. 859). Le niveau marin aurait été entre 80 et 130 m plus bas qu'il ne l'est présentement, probablement environ 100 m, il y

a 18 000 ans (Walcott, 1972, p. 859). Ce niveau s'est élevé en réponse à la fonte des glaces pour atteindre en dedans de ± 5 m de sa position actuelle il y a 6500 ans et il est demeuré passablement inchangé depuis (Walcott, 1973, p. 18). Le déplacement actuel de la croûte terrestre peut alors être reconnu suivant les corrections établies pour les fluctuations eustatiques.

2.1.2 Les caractéristiques fondamentales du relèvement glacio-isostatique

La vitesse de redressement de la croûte terrestre suite au retrait des glaces n'est pas constante. Elle se présente plutôt sous la forme d'une courbe exponentielle décroissante (Andrews et Barnett, 1972, p. 7). Ainsi le relèvement glacio-isostatique initial est très rapide puis s'atténue rapidement pour ne présenter qu'un taux de relèvement relativement faible dans les derniers millénaires. La vitesse du relèvement glacio-isostatique devient alors plus uniforme avec le temps (Andrews, 1970, p. 709).

Walcott (1972, p. 850) distingue deux périodes de relèvement glacio-isostatique marquées par des processus différents: la période finiglaciaire (18 000 à 6500 B.P.) et la période postglaciaire (6500 au présent) -- le terme postglaciaire ici employé diffère de celui utilisé à travers la présente étude où il s'identifie à la période depuis la disparition des glaces des basses terres du golfe du Couronnement --. Walcott sépare ainsi la période marquée par le retrait des

glaces et par la hausse du niveau marin de la période marquée par un faible changement du volume des glaces et par un niveau marin relativement constant. Un processus de 'relaxation' à long terme se fait sentir au cours des deux périodes. Mais ce processus est supplanté au cours de la période finiglaciaire par un processus de déformation élastique de la croûte terrestre déterminé par la charge de surface (Walcott, 1972, p. 861). Ainsi, les changements de la charge occasionnés par la fonte des glaces et par la hausse des océans donnent lieu à des changements dans les déplacements verticaux. Ceux-ci apparaissent beaucoup plus complexes que durant la période post-glaciaire (Walcott, 1973, p. 22). En effet, la forme du relèvement glacio-isostatique lors de la période postglaciaire n'est marquée que par la relaxation continue de la dépression résiduelle (Walcott, 1972, p. 870).

Walcott (1972, p. 870) distingue ainsi deux types de relèvement: un relèvement forcé par les dynamiques de la glace et un relèvement progressif de relaxation. La période finiglaciaire est surtout marquée par le relèvement forcé. Les déplacements verticaux agissent alors en fonction de la masse de glace, de son profil longitudinal et de la vitesse de retrait du front glaciaire. Si ce retrait est rapide, les déplacements verticaux seront également rapides alors qu'ils seront comparativement lents et déterminés en grande partie par le processus de relaxation si le retrait est relativement statique (Walcott, 1972, p. 870). La période postglaciaire est uniquement marquée par l'effet

de relaxation qui occasionne un relèvement progressif de la croûte terrestre.

La vitesse du relèvement glacio-isostatique d'un site particulier dépend, en plus des critères déjà mentionnés, de la distance entre ce site et l'ancien front glaciaire. Andrews (1970, p. 713) stipule ainsi que le taux de relèvement peut être exprimé comme une fonction exponentielle de la distance du front glaciaire où les exposants diminuent vers le présent. Shilts *et al.* (1979, p. 539) suggèrent de plus qu'un relèvement freiné a lieu sous le couvert de glace en même temps que dans les régions libérées des glaces. Ainsi, une amplitude inconnue du relèvement s'ajoute à l'amplitude reconnue par l'altitude de la limite marine.

2.1.3 La région du golfe du Couronnement

Walcott (1972, p. 853) émet l'hypothèse que l'émersion des terres varie graduellement avec le site géographique. Sur ce principe, il regroupe en régions les données d'âge et d'altitude des anciens niveaux marins, données pour la plupart tirées de publications précédentes, et construit une courbe d'émersion pour chacune de ces régions. Il établit ainsi une courbe d'émersion pour la région de Bathurst Inlet située à l'est du golfe du Couronnement (fig. 11). Cette courbe indique un relèvement glacio-isostatique initial très prononcé, marqué par une baisse de près de 100 m du niveau marin en moins de

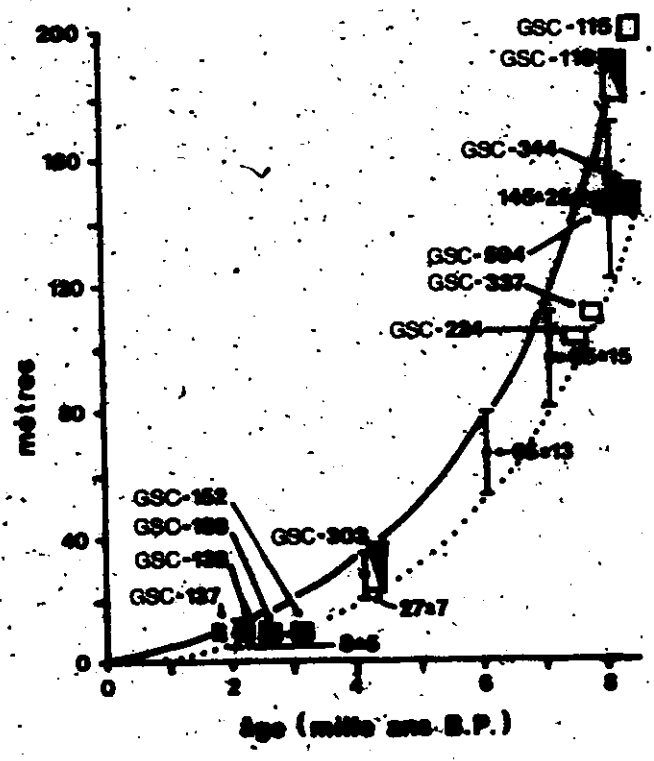


FIGURE 11. Courbe d'émersion de la région de Bathurst Inlet à l'est du golfe du Couronnement

NOTE: Les dimensions horizontales et verticales des rectangles correspondent aux limites d'erreur probable de l'élévation et de l'âge respectivement. Les rectangles clairs représentent les mesures établies à partir de coquillages marins, indiquant alors un niveau marin au-dessus de leur position; les rectangles divisés par un trait diagonal représentent des spécimens à ou près du niveau marin de l'âge spécifié. Le trait continu est la position maximum probable du niveau marin alors que le trait pointillé est la position minimum probable du niveau marin.

Source: Wislott, 1972, p. 209

1000 ans, qui s'atténue exponentiellement pour n'être que comparativement très peu important au cours des derniers 4000 ans. Elle représente bien le modèle de relèvement de Walcott (1972). Le taux moyen de relèvement glacio-isostatique calculé à partir de cette courbe est approximativement 2,5 m par siècle.

Les dates de déglaciation et l'altitude de la limite marine déterminées pour 58 sites du nord et de l'est de l'Amérique du Nord permettent à Andrews (1970) de cartographier les taux moyens de relèvement postglaciaire et les taux de relèvement glacio-isostatique de 8000 B.P., 6000 B.P., et du présent. Le terme postglaciaire exprime ici la période depuis le retrait des glaces à un site particulier. Le taux moyen de relèvement postglaciaire est calculé par U_p/t où U_p est le relèvement glacio-isostatique total et t est la période sur laquelle celui-ci a agi (Andrews, 1970, p. 705). D'après ces données, le taux moyen de relèvement postglaciaire de la région immédiatement à l'ouest du golfe du Couronnement est de 2,35 m par siècle, soit un taux comparable à celui déterminé par Walcott (1972) pour la région de Bathurst Inlet. Le taux de relèvement pour un temps spécifique est calculé par A/t où A est le relèvement dans les premiers mille ans depuis la déglaciation et t est la période de temps depuis la déglaciation pour laquelle le taux est déterminé (Andrews, 1970, p. 708). Le taux de relèvement glacio-isostatique de la région à l'ouest du golfe du Couronnement est ainsi de 3,68 m / 100 ans il y a 8000 ans, 1,93 m / 100 ans il y a 6000 ans et 0,79 m / 100 ans actuellement. Il

est ainsi évident que le relèvement glacio-isostatique de la région ouest du golfe du Couronnement exprime également une diminution exponentielle avec le temps.

La forme du relèvement glacio-isostatique de la région de la basse Coppermine, d'après les résultats obtenus pour l'est et l'ouest du golfe du Couronnement, s'exprime certainement par une courbe exponentielle décroissante. Les taux de relèvement reflètent fort probablement des valeurs similaires aux taux obtenus par Walcott (1972) et Andrews (1970) pour ces deux régions, vu la position géographique du secteur étudié.

2.2 La cartographie

La cartographie des dépôts meubles et des formes du relief qui leur sont associées permet d'expliquer les nombreux processus qui se sont succédés ou combinés depuis la déglaciation en dégageant les rapports spatiaux entre les différents phénomènes observés (St-Onge, 1981, p. 313). Elle s'avère ainsi un outil précieux pour reconstituer l'évolution postglaciaire de la région. Une carte à l'échelle de 1:100 000 a été établie. Avant d'analyser les composantes de la carte, il convient de souligner les principaux concepts derrière la notion de cartographie afin de comprendre la logique du raisonnement suivi. Ces concepts sont tirés principalement du texte de Varnes (1974).

Tout objet est défini par un attribut ou une série d'attributs. Quatre catégories fondamentales d'attributs se retrouvent en cartographie: le temps, l'espace, les propriétés de la matière et les rapports entre objets. Le choix des attributs dépend du but de la carte. Ce but détermine les caractéristiques et propriétés nécessaires à la définition des unités. Chaque unité doit, en retour, être identifiée à une ou plusieurs des catégories fondamentales. Le degré d'hétérogénéité acceptable à l'intérieur de chaque unité doit être déterminé de façon à répondre aux besoins de la carte. Ainsi le cartographe doit identifier et isoler les attributs essentiels à la définition des unités selon le but poursuivi. Un document cartographique est donc un système de classification et une synthèse résultant d'une démarche intellectuelle logique (St-Onge, 1981, p. 313).

La cartographie essaie d'atteindre (1) une connaissance complète de la localisation des unités qui possèdent un ou plusieurs attributs d'intérêt et (2) une connaissance précise des attributs contenus dans ces unités. Une carte sert ainsi d'instrument pour disposer, compiler, transmettre et analyser l'information au sujet de la distribution spatiale des attributs. La construction d'un plan à deux entrées, qui montre la délimitation des différentes unités accompagnée d'une explication en mots et symboles des attributs essentiels contenus dans ces unités, répond aux besoins de la cartographie. L'élaboration de la légende en question doit être formulée de façon à séparer la description et l'interprétation afin de laisser place à

une ré-interprétation toujours possible (St-Onge, 1981, p. 313).

Ainsi,

"maps are not merely illustrations of an author's opinion; they are transmitters of information on fundamental attributes pertinent to the purpose of the map" (St-Onge, 1981, p. 313).

La construction d'une carte dépend principalement de deux méthodes de classification opposées: le regroupement et la division. Le regroupement est une méthode par laquelle des unités progressivement agglomérées réunissent des attributs plus généralisés. Ainsi le regroupement augmente l'hétérogénéité d'une unité mais réduit le nombre d'attributs essentiels à la définition de cette unité. La division, par contre, réduit la variation interne de ces unités en produisant des unités plus petites en fonction des attributs choisis. Le tableau 8 présente l'ensemble des opérations exécutées lors de la construction d'une carte. Ce tableau identifie la raison d'être de chaque opération et les effets produits par chacune sur la représentation graphique et sur la légende. Le choix des opérations à entreprendre dépend nécessairement du but de la carte.

Le but du présent travail est de reconstituer l'évolution postglaciaire du secteur aval de la rivière Coppermine. La définition des unités est donc conçue de façon à mieux souligner l'interdigitation des milieux morphogénétiques. La légende est ainsi basée sur une

TABLEAU 8
ENSEMBLE DES OPERATIONS EXECUTEES LORS DE LA CONSTRUCTION D'UNE CARTE

| Operation | Cause, reason, or purpose | Effects on graphic portrayal | Effects on language statements |
|--------------------------------|--|--|--|
| Generalization: Spatial | To achieve emphasis or clarity; may be required cartographically after reduction in scale. | Boundaries made straighter; inliers erased; several symbols in a given area replaced by one. | Changes generally not necessary; can be made less specific to fit increase in heterogeneity. |
| Typological (same as grouping) | To clarify concepts, add emphasis, or remove detail unimportant to purpose. | Lines erased; fewer symbols used. | Must be recast to make broader. |
| Selection: Spatial | To limit area of interest to user. | Units outside of boundaries deleted. | Some may require modification. |
| Typological | To emphasize or to fit particular needs. | Some units deleted. | Some statements deleted. |
| Division: Spatial | To divide area for examination, sampling, or scanning. | Lines added. | No effect on typological units; areal units defined. |
| Typological | Need for detail of new kind. | Lines added. | New units defined. |
| Addition: Spatial | To extend areal coverage or increase detail. | Map enlarged or information made denser. | None. |
| Typological | To add related information. | None. | New attributes added. |
| Same map | To add information of a different kind. | All map elements superposed. | Statements still refer to identifiable areas for each attribute. |
| Superposed maps | Change of medium. | None. | None. |
| Cartographic | Change of scale or projection. | Size or shape of area altered; may require generalization. | None. |
| Spatial | Use in future. | Depends whether attributes are constant or changing. | Depends whether attributes are constant or changing. |
| Temporal | Change in actual or potential use for map. | Lines added but not added without new field study. | Minor to complete change in definition of map units. |
| Typological | | | |

Source: Varnes, 1974, p. 17

classification génétique. Les attributs essentiels choisis pour la définition des unités sont, en ordre d'importance, l'environnement de déposition, la genèse, la lithologie et les rapports spatiaux, tant en surface qu'en profondeur. Les unités ont été localisées sur un fonds topographique qui informe sur les altitudes relatives. La couleur des unités, également notée par des chiffres, identifie la genèse du matériel telle que définie par l'auteur. Le choix des couleurs suit le code standard tel que présenté dans le manuel des auteurs publié par la Commission géologique du Canada (1979). Les subdivisions dégagées par les différentes teintes d'une même couleur et par les premières lettres de l'alphabet expriment une différence dans la texture du matériel. Différents symboles identifient des formes importantes du relief. L'âge relatif des différentes unités est exprimée dans un continuum évolutif le long d'une échelle relative exprimant les grandes divisions de la fin du Quaternaire au présent. La cartographie des dépôts meubles et des formes du relief qui leur sont associées est donc le moyen privilégié pour comprendre l'évolution géomorphologique de la région suite au retrait du dernier inlandsis.

2.3 Le terrain

Le travail de cartographie implique nécessairement la compréhension globale du terrain (Occhietti, 1979, p. 11). Les relevés de terrain, accompagnés de l'analyse détaillée des photos aériennes, permettent d'atteindre ce but. En effet, le travail de terrain permet

de mieux définir la nature des problèmes géomorphologiques identifiés à partir de l'étude des photos aériennes. Une grande partie de la recherche sur le terrain a été effectuée au cours du mois de juillet 1981. Quelques jours furent nécessaires pour compléter le travail en juillet 1982.

Une photo-interprétation systématique permet d'identifier les zones homogènes et ainsi d'émettre les premières hypothèses de recherche en examinant la disposition des grandes unités de dépôts meubles le long de la vallée de la rivière Coppermine. Cet examen des photos permet également d'identifier les coupes intéressantes et ainsi d'organiser un plan de travail où le tracé des transects est planifié. La vérification des hypothèses de recherche est alors accomplie sur le terrain.

La rivière Coppermine et ses affluents ont taillé des falaises souvent découpées dans d'importantes séquences de dépôts meubles. Les meilleures coupes se retrouvent généralement le long de la rivière. L'importance de l'analyse stratigraphique des dépôts est primordiale. En effet, l'analyse de la distribution spatiale des dépôts accompagnée d'une étude des coupes permet de "concevoir les dépôts dans leurs trois dimensions et dans leurs relations chronologiques" (Occhietti, 1979, p. 11). De plus, la superposition des diverses unités et les variations des caractéristiques lithologiques forment des éléments essentiels à l'interprétation des environnements de déposition.

(Conybeare, 1979, p. 143). L'analyse stratigraphique permet ainsi de retracer les événements géomorphologiques dans un ordre chronologique basé sur la succession des dépôts. L'évolution géomorphologique de la région peut alors être reconnue.

Les unités lithostratigraphiques reconnues dans chacune des coupes analysées sont décrites, lorsque possible, d'après les caractéristiques lithologiques suivantes: la texture du matériel, les structures sédimentaires, l'épaisseur de chaque unité mesurée à l'altimètre ou au clinomètre (contrôlée par vérification sur cartes topographiques), les relations stratigraphiques, la nature des contacts, le granuloclassement vertical et la présence ou absence de fossiles. Cette description détaillée de l'affleurement est complétée par l'examen de la localisation et du contexte géographique de chaque coupe, ainsi que de la morphologie locale des dépôts.

La texture du matériel est d'abord déterminée sur le terrain d'après la méthode décrite au tableau 9. L'analyse granulométrique en laboratoire d'échantillons représentatifs permet ensuite de mieux caractériser la texture du matériel. Chaque échantillon représente une fraction représentative d'une unité homogène. De 50 à 450 g sont prélevés pour chaque échantillon. La quantité de matériel sélectionné dépend de la grosseur du lit échantillonné et de la texture du matériel, un matériel plus grossier nécessitant une quantité plus importante pour être représentative de l'unité dans son ensemble. La limite inférieure,

TABLEAU 9

METHODE D'IDENTIFICATION SUR LE TERRAIN DE LA TEXTURE DU MATERIEL

| <i>Type</i> | <i>Predominant particle size in mm</i> | <i>Field identification</i> |
|------------------|---|--|
| Stones, boulders | 200 | Larger than 8 in. diameter |
| Cobbles | 60 | Mainly 3-8 in. diameter |
| Gravels | 60-2 | Mostly between 3 in. and no. 7 B.S. sieve |
| Sand | coarse 2-0.6 | Particles visible to the naked eye No cohesion when dry |
| | medium 0.6-0.2 | |
| | fine 0.2-0.06 | |
| Silt | 0.06-0.002 | Particles mostly invisible to naked eye. Some plasticity and dilatancy, dry lumps possess cohesion but can be powdered easily in fingers |
| Clay | more than 30% of particles less than 0.002 mm | Smooth to touch and plastic, no dilatancy, sticks to fingers. Shrinks on drying, dry lumps cannot be powdered but can be broken. |

Source: King, 1966, p. 276

soit 50 g, est la quantité minimum nécessaire pour l'analyse granulométrique. Les unités typiques les plus communes sont ainsi échantillonnées. Les détails de l'analyse granulométrique sont présentés dans la prochaine section.

Certains échantillons de tourbe et de coquillages ont également été prélevés. La présence de fossiles à diverses altitudes dans les coupes et la formation de tourbe au-dessus des unités sédimentologiques rend possible l'obtention de dates radiométriques. Certaines étapes de l'évolution postglaciaire peuvent ainsi être situées dans le temps.

2.4 Les analyses de laboratoire

Les échantillons prélevés sur le terrain ont fait l'objet de deux types d'analyses en laboratoire, soit les analyses granulométriques effectuées sur les sédiments et les datations radiométriques des matériaux organiques.

Granulométrie

Les analyses granulométriques ont été effectuées afin de donner une description plus précise des dépôts. Elles permettent de caractériser les composantes du matériel et de préciser le degré de triage de celui-ci. La dimension des grains dépend en grande partie

de la force du courant dans l'environnement de déposition local (Folk, 1980, p. 3) alors que le degré de triage dépend de la dimension des grains présents dans l'apport de matériel à cet environnement, du type de déposition, des caractéristiques du courant et de l'importance de l'apport des sédiments relativement à l'efficacité de l'agent de triage (Folk, 1980, p. 4). Il est à remarquer que la granulométrie du matériel, considérée à elle seule, ne constitue pas un critère diagnostique de la profondeur à laquelle le sédiment a été déposé dans un plan d'eau ou même de l'environnement de déposition (Conybeare, 1979, p. 19). Elle doit être analysée en tenant compte de l'ensemble des caractéristiques lithologiques. Cependant, le degré de triage du matériel reflète le niveau d'énergie du milieu lors du dépôt et peut constituer un critère important dans la définition des environnements de déposition (Conybeare, 1979, p. 19). Elles forment ainsi un outil complémentaire à la détermination de la genèse des sédiments.

Un total de 43 échantillons a été prélevé lors du travail de terrain. Parmi ces échantillons, 26 ont été sélectionnés en vue de l'analyse granulométrique. Ces 26 échantillons représentent la majorité des différentes unités sédimentologiques retrouvées dans la région. Un effort particulier a été fait afin d'analyser une série d'échantillons pris dans une même coupe pour préciser les changements granulométriques à travers la succession de dépôts.

Deux méthodes d'analyse granulométrique ont été employées

pour caractériser les composantes du matériel: la méthode mécanique par tamis et la méthode de la pipette. Ces analyses ont été effectuées au laboratoire de sédimentologie de la Commission géologique du Canada. Les procédures suivies à ce laboratoire ont donc été adoptées. Celles-ci sont décrites par McDonald et Kelly (1968), à l'exception de modifications subséquentes ayant trait à la préparation des sédiments fins pour l'analyse. Les sédiments fins sont maintenant séchés à froid au lieu d'être séchés à l'air libre, procédure permettant d'en arriver à une plus juste décomposition des particules fines.

Les résultats d'analyse sont présentés par un tableau des pourcentages de chaque fraction majeure, soit le gravier, le sable, le silt et l'argile (tableau I, annexe 1). Les pourcentages obtenus ont été modifiés de façon à compenser pour le taux d'erreur lié aux méthodes d'analyse granulométrique. Les pourcentages ainsi modifiés atteignent un total de 100% et peuvent alors être utilisés pour identifier le type de matériel grâce au diagramme triangulaire des rapports sédimentologiques de Shepard (1954) pour les fractions de sable, de silt et d'argile et à la classification proposée par Folk (1980) pour la fraction gravéleuse (tableau I, annexe 1). Le laboratoire de sédimentologie de la Commission géologique présente les résultats d'analyse de chaque échantillon par une courbe cumulative des pourcentages sur papier de probabilité utilisant l'échelle de Gaussman qui exagère les extrémités de la courbe. Ces courbes ont été utilisées pour déterminer le premier et dernier quartile nécessaire à la détermination du degré de triage par le coefficient de Trask (Friedman, 1962).

Le degré de triage est mesuré d'après l'écart-type de la courbe cumulative; en règle générale, le coefficient utilisant le plus grand pourcentage de la distribution s'avère la mesure la plus précise (Folk, 1980, p. 41). Ainsi la formule σ_1 établie par Folk (1980, p. 42) comprend 90% de la distribution et forme ainsi une des meilleures mesures disponibles pour déterminer le degré de triage. Cependant cette mesure requiert les pourcentages de ϕ_5 et ϕ_{95} , qui ne peuvent être obtenus dans les sédiments fins analysés à cause de la fraction trop importante de silt et d'argile dans ces échantillons. Pour cette raison, le coefficient de Trask a été choisi puisqu'il donne une approximation de l'écart-type et peut alors former une mesure utile du degré de triage de ces sédiments (Friedman, 1962, p. 748-749). Ce coefficient est exprimé par:

$$S_o = \sqrt{Mm25 / Mm75}$$

où Mm25 est la valeur du premier quartile exprimé en mm et Mm75 est la valeur du dernier quartile exprimé en mm. Ce coefficient a pu être calculé pour chacun des sédiments fins analysés; il a également été employé pour les sédiments plus grossiers afin de garder l'uniformité des résultats. Cependant, les limites des classes ont été déterminées à partir de la classification des écarts-types, convertie aux valeurs de Trask (tableau 10); cette classification donne, selon Friedman (1962, p. 752), une meilleure approximation de la réalité que les classes de Trask puisqu'elle s'identifie directement aux mesures de

TABLEAU 10

CLASSIFICATION DU DEGRE DE TRIAGE
D'APRES LES LIMITES ETABLIES
POUR LES ECART-TYPES CONVERTIES AUX VALEURS DE TRASK

| <u>CLASSES</u> | <u>DEGRE DE TRIAGE</u> |
|----------------------|------------------------|
| < 1,17 (1,00 - 1,17) | Très bien trié |
| 1,17 - 1,20 | Bien trié |
| 1,20 - 1,35 | Modérément bien trié |
| 1,35 - 1,87 | Modérément trié |
| 1,87 - 2,75 | Mal trié |
| 2,75 - 4,50 (?) | Très mal trié |
| non déterminé | Extrêmement mal trié |

Source: modifié de Friedman (1962)

l'écart-type. Elle a donc été employée dans cette étude faute de pouvoir utiliser des mesures plus exactes que le coefficient de Trask tout en se limitant à des calculs relativement simples.

Datation

L'analyse radiométrique consiste à estimer l'âge d'un échantillon selon sa teneur en ^{14}C . Deux échantillons ont été soumis au laboratoire de datation de la Commission géologique du Canada. Les résultats de cette analyse sont discutés à la section 3.1.

Les méthodes d'analyse et les sources d'erreur sont abondamment décrites dans la littérature (Ogden, 1977) et ne doivent pas être repris ici.

CHAPITRE 3

LES DEPOTS MEUBLES

3.1. Stratigraphie des dépôts meubles

L'étude des coupes exposées sur les versants des vallées de la rivière Coppermine et des autres cours d'eau de la région permet d'établir la lithostratigraphie des grands ensembles sédimentologiques. Trente et une coupes ont été étudiées lors du travail de terrain (fig. I, annexe 1). Certaines de ces coupes font partie d'ensembles morphologiques semblables et présentent une séquence de dépôts ayant les mêmes caractéristiques lithologiques. Ces coupes ont été regroupées de façon à former des coupes composites. Six coupes composites regroupent ainsi vingt-cinq coupes originales. Six autres coupes n'ont pu être regroupées de cette façon, soit parce qu'elles appartiennent à des unités morphologiques distinctes soit parce qu'elles présentent des caractéristiques uniques. Une description détaillée de ces douze coupes se trouve dans l'annexe 1.

Différentes caractéristiques déterminées lors de l'analyse détaillée des coupes permettent d'identifier l'environnement de déposition des sédiments. Ces caractéristiques permettent également d'établir les liens entre les unités de même affinité. Un schéma

lithostratigraphique régional résume la séquence des dépôts et indique la continuité des unités possédant des caractéristiques lithologiques semblables (fig. 12). Ce schéma est dressé à partir de coupes relevées le long de la rivière Coppermine.

3.1.1 Sédiments d'origine glaciaire

Une couche de till repose sur la roche en place dans plusieurs coupes (photo 1). Ce matériel est formé de sédiments hétérométriques, principalement du gravier et des blocs grossiers souvent anguleux dans

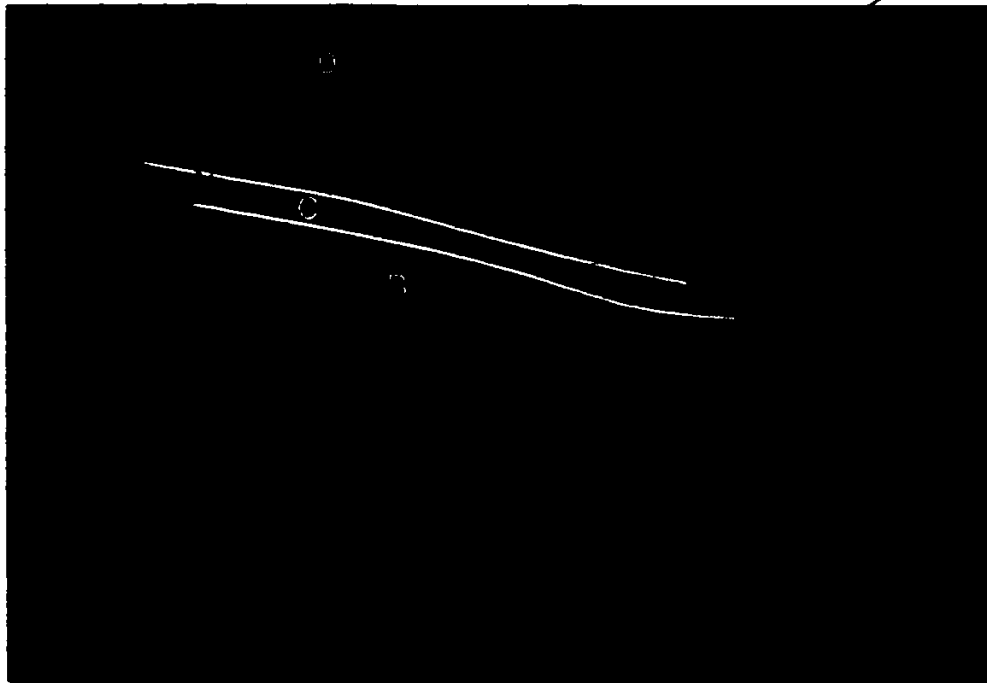


Photo 1: Affleurement de la coupe 21 (fig. I, annexe 1) montrant la couche de till (B) sur la roche en place (A), recouverte des rythmites (C) et du diamicton (D) en grande partie dissimulé par les éboulis.

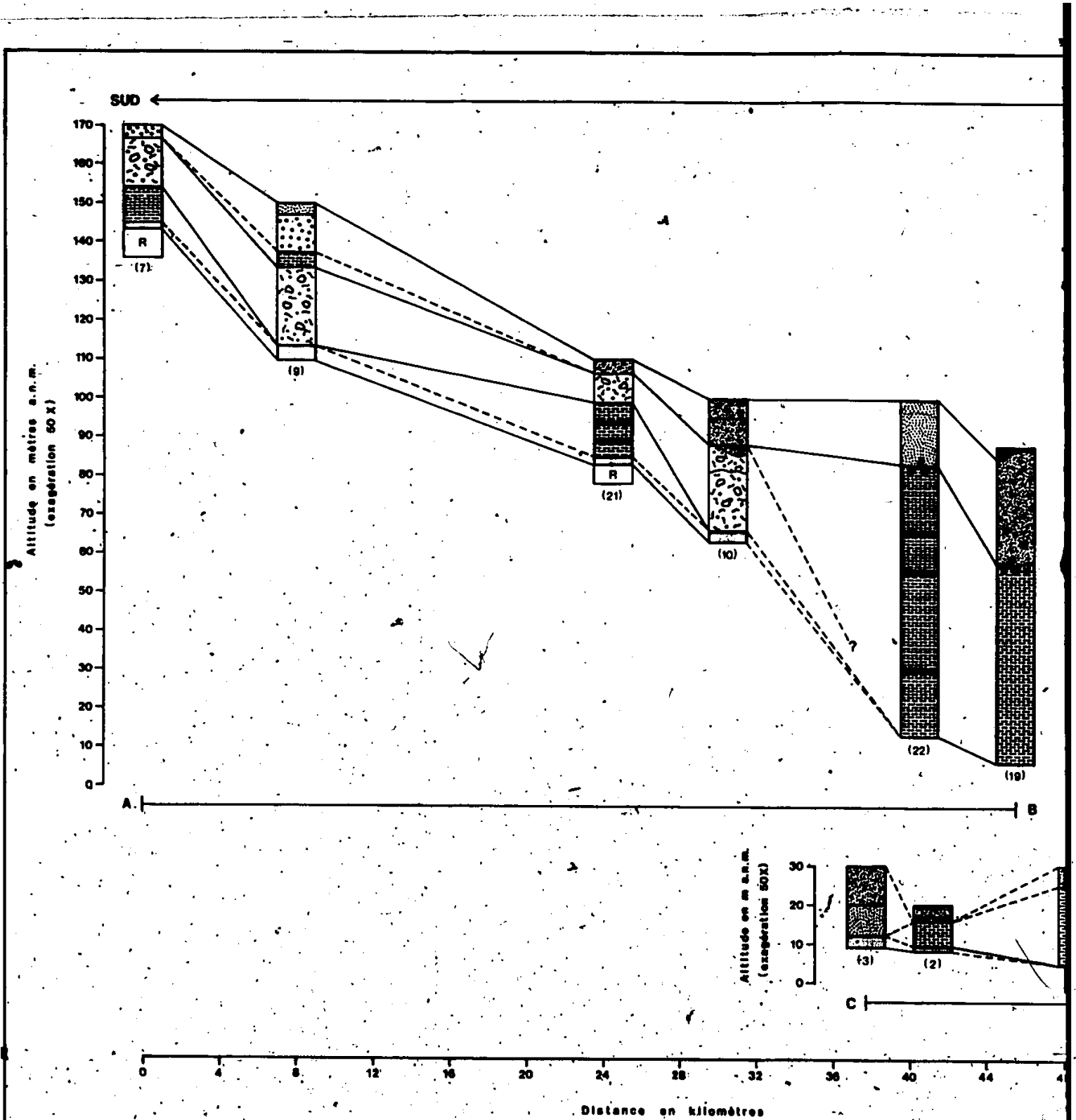




















FIGURE 12. Schéma lithostratigraphique le long de la rivière Coppermine depuis le ruisseau Flow jusqu'à le sommet des coupes représente l'altitude telle que retrouvée à la surface.

10f

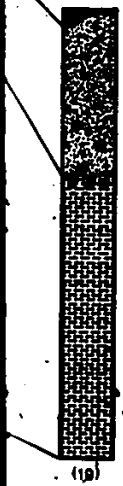
NORD

LEGENDE

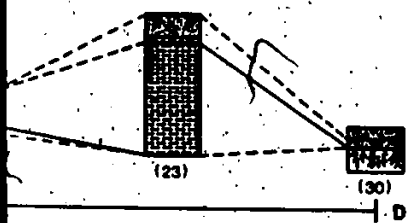
-  Tourbe
-  Sable et silt; nombreux débris végétaux vers le haut de la séquence
-  Gravier
-  Galets, gravier et sable
-  Gravier
-  Gravier et sable
-  Sable
-  Sable et silt
-  Diamicton
-  Rythmites de silt et d'argile; granuloclassement inverse; horizons intensément plissés dans les coupes 21 et 22
-  Till
-  Roche en place
-  Contact graduel
-  Contact érosif
-  Coquillages marins
-  Talus d'éboullis
-  Continuité des sédiments reconnue
-  Continuité des sédiments présumée

Sédiments à granuloclassement normal

Sédiments à granuloclassement inverse



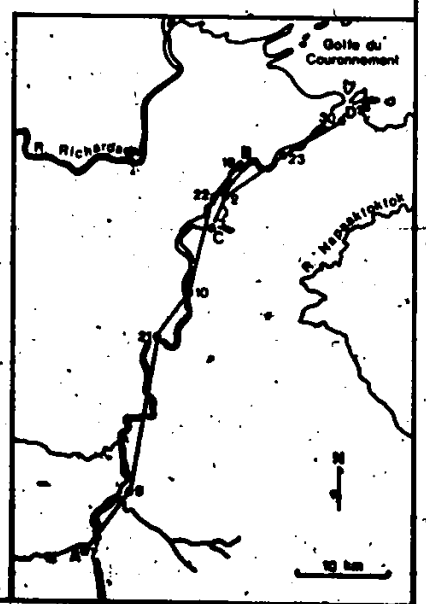
B



44 48 52 56 embouchure

jusqu'à l'embouchure

2 of 2



une matrice sablo-silteuse (échantillons 1 et 26, tableau I, annexe 1). Ce till forme souvent l'unité de base dans une séquence stratigraphique. Le till est donc l'unité de dépôts meubles la plus ancienne de la région. Ce till doit dater de la dernière glaciation puisqu'il fait partie du till qui recouvre la surface actuelle des régions plus élevées environnantes. Aucune évidence stratigraphique n'a été retrouvée qui suggérerait une glaciation plus ancienne que le Wisconsinien supérieur.

3.1.2 Sédiments sub-littoraux et d'eau profonde

Les rythmites

Une séquence de silt et d'argile repose sur le till dans la majorité des coupes de la région (fig. 12). Cette séquence atteint toutefois une épaisseur plus importante dans la partie nord de la région que dans la partie sud (coupes 19 et 22, fig. 12). Au nord de la région, de nombreux coquillages fossiles (principalement *Macoma calcarea*) ont été retrouvés dans la zone de contact entre ce matériel et les sédiments sus-jacents. Ces fossiles marins apparaissent en position de vie à une altitude de 110 m a.n.m. dans la coupe 14 (annexe 1).

Aucun coquillage marin n'a été retrouvé dans le secteur sud de la région, bien que l'unité de silt et d'argile présente des caractéristiques lithologiques semblables à celle retrouvée plus au nord.

(annexe 1). Cependant, la séquence de silt et d'argile apparaissant dans la coupe 21 se situe à moins de 110 m a.n.m. (Fig. 12). Elle est alors vraisemblablement d'origine marine. Cette unité de silt et d'argile apparaît dans la même position stratigraphique dans la coupe 7, soit au-dessus du till et au-dessous d'un diamicton (fig. 12). Puisque ces sédiments présentent des caractéristiques lithologiques semblables dans une même position stratigraphique, l'unité de silt et d'argile retrouvée à plus de 150 m a.n.m. dans la coupe 7 a probablement été mise en place dans le même environnement de déposition. Une unité de silt et d'argile apparaît au-dessus du diamicton dans la coupe 9 à moins de 140 m a.n.m. (fig. 12). Le diamicton se serait alors également déposé dans le même environnement responsable de la mise en place des silts et des argiles. L'origine de ce diamicton sera discutée plus loin. Les sédiments auraient ainsi été mis en place dans une mer postglaciaire ayant atteint près de 170 m a.n.m. puisque le diamicton apparaît à plus de 165 m a.n.m. dans la coupe 7 (fig. 12).

L'absence de fossiles marins dans le sud de la région peut être expliqué d'après la configuration du bassin marin postglaciaire. Ainsi, la mer ayant pénétré jusqu'au niveau de 170 m a.n.m. aurait formé un bassin relativement étroit au sud de la région (fig. 13). Il est certain qu'un apport important d'eau douce provenant de la fonte des glaces s'écoulait dans ce bassin. Les eaux marines auraient ainsi eu un caractère plutôt saumâtre, qui n'aurait alors pas formé un environnement propice aux mollusques marins. Il est également possible

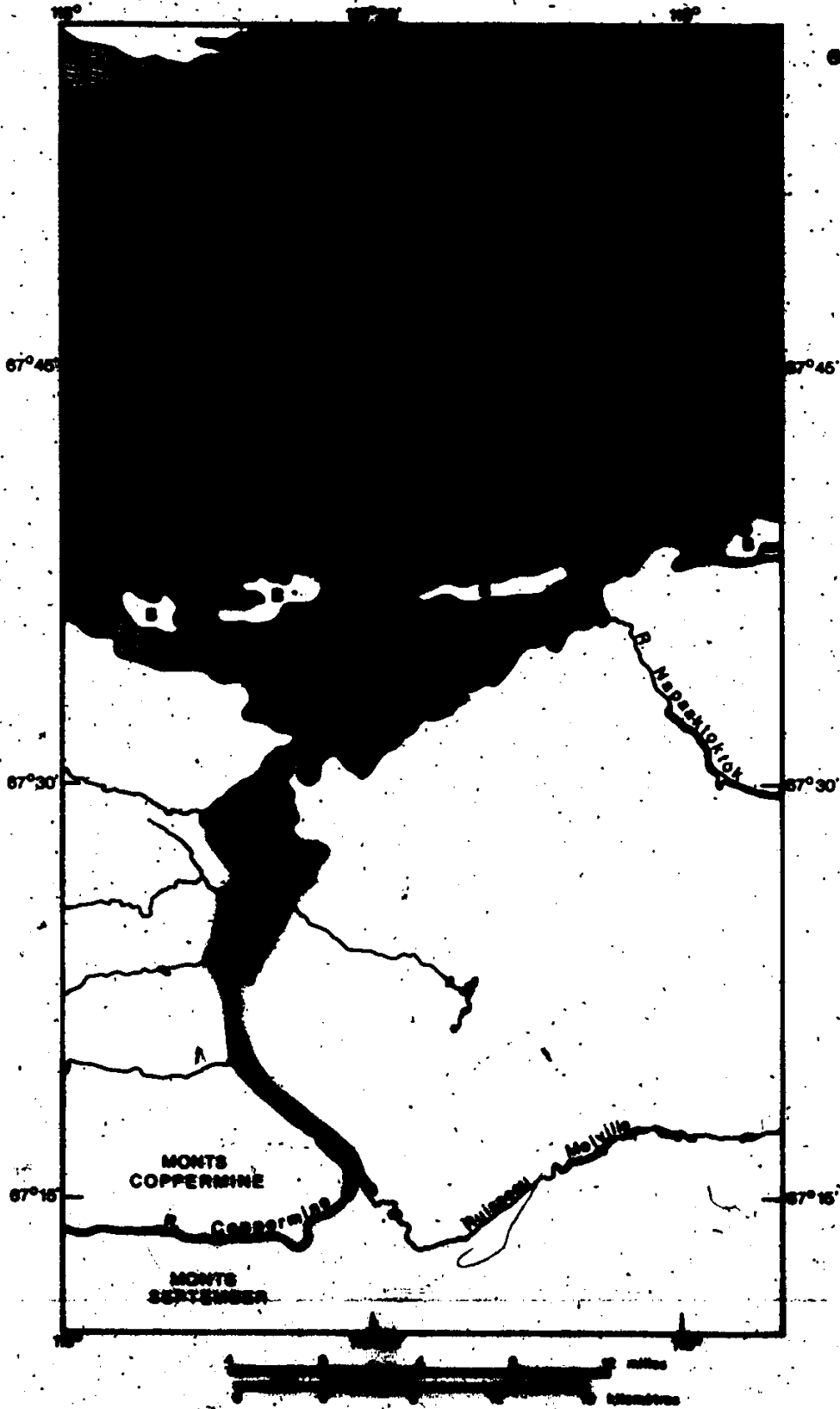


FIGURE 13. Ancien réseau monté de 100 m a.s.l.
 A. Niveau contouré sur relief plus élevé
 B. Drainage actuel (niveau plus de 100 m a.s.l.)

que l'absence de fossiles soit liée à un apport important de sédiments par la rivière Coppermine ancestrale, qui a repris son cours vers le nord suivant la déglaciation.

La séquence de silt et d'argile résulte d'une sédimentation dans les parties relativement profondes de la mer postglaciale. Ce milieu est caractérisé par le mauvais triage du matériel (annexe 1). En effet, un mauvais triage est indicateur d'un milieu à faible énergie de remaniement, généralement associé à un milieu sous la limite d'action des vagues (Walker, 1981, p. 82), soit un milieu à plus de 10-20 m de profondeur (Reinson, 1981, p. 59). Cette déposition en eau profonde est également marquée par la position des fossiles marins dans la séquence de dépôts et par la plus grande épaisseur de ces sédiments au nord de la région. Cette épaisseur de silt et d'argile dans le secteur nord s'explique du fait que les parties les plus profondes du bassin marin ont occupé ce secteur et qu'il s'agit du secteur ayant demeuré submergé le plus longtemps.

La sédimentation de fines en suspension dans une eau relativement profonde est un processus relativement lent (Blatt *et al.*, 1980, p. 678). Or, si l'on en juge d'après les taux de relèvement glacio-isostatique obtenus pour la région du golfe du Couronnement, la mer postglaciale aurait occupé la région durant une période de temps relativement courte. Une séquence de silt et d'argile atteignant 70 m d'épaisseur (coupe composite n° 3, annexe 1) semble élevée dans ces

circonstances. Il existe toutefois un processus capable de transporter une importante quantité de sédiments dans des eaux profondes: les courants de turbidité, aussi appelés courants de densité (Walker, 1981, p. 94). Ces courants peuvent se former lorsque qu'un cours d'eau plonge sous la surface de la mer. Généralement, l'eau de mer est plus dense de par sa salinité que l'eau douce. Mais une charge très importante de sédiments peut donner une densité plus élevée au cours d'eau, ce qui donne naissance à un courant de densité transportant une grande quantité de sédiments sur de longues distances (Blatt *et al.*, 1980, p. 682). Les courants de densité peuvent également être déclenchés par des glissements sous-aquatiques sur des pentes instables, comme par exemple le front des deltas (Blatt *et al.*, 1980, p. 682). Il s'agit alors d'examiner si les caractéristiques du dépôt de silt et d'argile correspondent à celles des dépôts par les courants de turbidité.

Le dépôt de silt et d'argile forme une importante séquence de rythmites (photo 2). Ces rythmites sont formées de minces lits d'argile interstratifiés à des lits de silt sableux ou de sable silteux présentant un granuloclasement normal (annexe 1). Ces caractéristiques s'apparentent à celles des turbidites à fine stratification représentées dans le modèle du glacis de talus continental (Walker, 1981, p. 98). Des turbidites présentant les mêmes caractéristiques ont été observées au nord de la plaine abyssale aléutienne (Conybeare, 1979, p. 279-280). Il est à noter toutefois que les turbidites ne se limitent pas au talus continental ou à la plaine abyssale. Elles

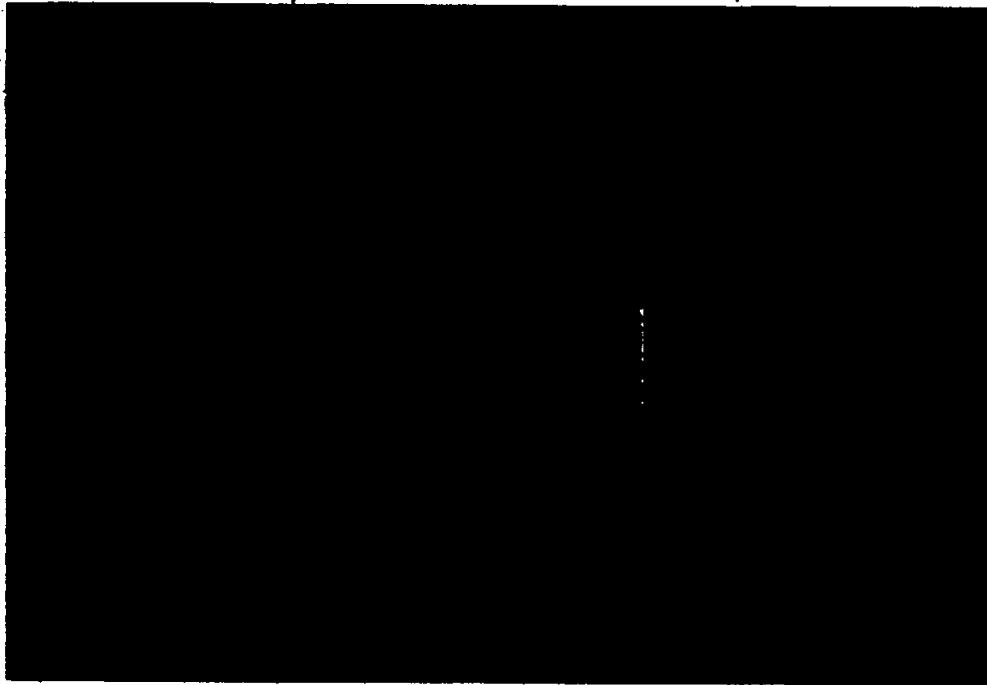


Photo 2: Importante séquence de rythmites trouvée dans la coupe 22 (fig. I, annexe); à noter l'importante déformation de certains horizons (flèches).

peuvent être déposées dans tout environnement susceptible de sédimentation par des courants de densité. Or, il est certain que la rivière Coppermine ancestrale transportait une charge importante de sédiments suite à son encaissement dans les sédiments meubles du Lac glaciaire Coppermine. Les conditions requises pour la formation de courants de densité étaient donc satisfaites. Ces derniers expliqueraient la grande épaisseur du dépôt de silt et d'argile.

Les rythmites sont nettement plus sableuses au sud qu'au nord de la région. Cette variation de la texture est également marquée

par l'épaisseur des rythmites. Celles-ci atteignent 40-50 cm d'épaisseur dans la coupe 21, 10-50 cm d'épaisseur dans la coupe 22 et moins de 10 cm d'épaisseur dans la coupe 23 (annexe 1). Les rythmites sont ainsi de plus en plus fines vers le nord. De plus, elles apparaissent distinctement dans l'ensemble de la séquence sauf à la base où le matériel semble parfois massif. Ces caractéristiques semblent une fois de plus refléter une mise en place par des courants de turbidité à écoulement sud-nord. En effet, cette gradation de la texture et de l'épaisseur des rythmites est caractéristique des turbidites et reflète la proximité relative de la source majeure de sédiments (Walker, 1981, p. 98). La rivière Coppermine ancestrale débouchait dans la mer au sud de la région immédiatement après la déglaciation et l'embouchure s'est graduellement déplacée vers le nord suivant la régression marine. Celle-ci est marquée par le granuloclassement inverse de l'ensemble de la séquence, typique des sédiments mis en place dans une zone d'exondation (Blatt *et al.*, 1980, p. 673). Les variations de texture et d'épaisseur des rythmites peuvent alors être expliquées par un apport de sédiments provenant de la formation de courants de densité à proximité de l'embouchure de la rivière Coppermine à mesure que celle-ci se déplaçait vers le nord.

Dans les coupes 1, 21 et 22, des horizons de 1 à 2 m d'épaisseur comprenant plusieurs rythmites sont intensément plissotés (photo 3); ces horizons s'intercalent entre des zones ne montrant aucune déformation. Ces déformations résultent probablement de décrochements ou glissements



Photo 3: Détail des rythmites de la coupe 21 montrant un horizon de rythmites intensément plissotées entre des horizons non-déformés.

sous-aquatiques qui auraient déplacé ces sédiments sur une distance relativement courte, puisque les structures sédimentaires y apparaissent clairement, bien que déformées. Ces glissements ont probablement été provoqués par l'instabilité des sédiments sursaturés mis en place par une sédimentation rapide. Ce type de sédimentation est conforme à l'hypothèse des courants de densité.

Dans la coupe 22 (fig. 12), la base de la séquence de silt et d'argile est formée d'un sable silteux suivi d'une argile silteuse.

puis d'une argile (coupe composite n° 3, annexe 1). Ces sédiments présentent ainsi un granuloclassement normal sur près de 20 m d'épaisseur, suivi par le granuloclassement inverse typique de la majorité de la séquence. De nombreux blocs anguleux concentrés le long de bandes atteignant 2 m d'épaisseur se trouvent près de la base de la séquence. La présence de ces blocs et du matériel plus grossier peut être expliqué par la proximité des glaces à cette période. En fait, le glacier était probablement au contact de la mer lors de la transgression marine puisqu'il formait le barrage occupant les basses terres de la vallée de la rivière Coppermine. Quand ce barrage céda, c'est-à-dire quand le glacier se retira suffisamment pour offrir une ouverture à la mer, celle-ci s'engouffra dans la dépression laissée par les glaces, soit une dépression atteignant près de 170 m a.n.m. de profondeur. Cette phase transgressive s'est probablement opérée très rapidement et laissa peu ou pas de témoins sédimentaires. Elle se présentait vraisemblablement comme une phase érosive. Cette transgression rapide de la mer est probablement responsable des couches de till délavé retrouvées dans certaines coupes comme la coupe 21 (fig. 12; annexe 1). Les blocs anguleux retrouvés près de la base de la séquence proviendraient ainsi de radeaux de glace arrachés à la banquise ou encore par la fonte graduelle d'une plateforme de glace flottante; ce serait donc des témoins possibles d'un "melt out" till (Haldorsen et Shaw, 1982).

Le diamicton

La séquence de silt et d'argile est interrompue par un diamicton dans les coupes situées dans le sud de la région (fig. 12). Ce diamicton représente un événement important dans le processus de sédimentation du bassin marin. Différentes hypothèses ont été émises concernant le processus de mise en place de ce dépôt, soit 1) une coulée de till (flow till); 2) un glissement de type décrochement (slump); et 3) une coulée de boue torrentielle (debris flow).

Selon Rust (1981, p. 18),

"flow tills are small bodies of till that slide off the glacier or other topographic highs. They are a form of debris flow ... (with an) ... abundance of ice-contact deformation and striated clasts".

L'étendue et l'épaisseur du diamicton de la basse Coppermine ne concordent pas avec cette hypothèse. En effet, le diamicton affleure sur près de 30 kilomètres le long de la vallée (fig. 12) et il atteint près de 30 m d'épaisseur. De plus, il est confiné à un réseau de chenaux taillés dans la roche en place (photo 4) ce qui exclut l'hypothèse d'un till.

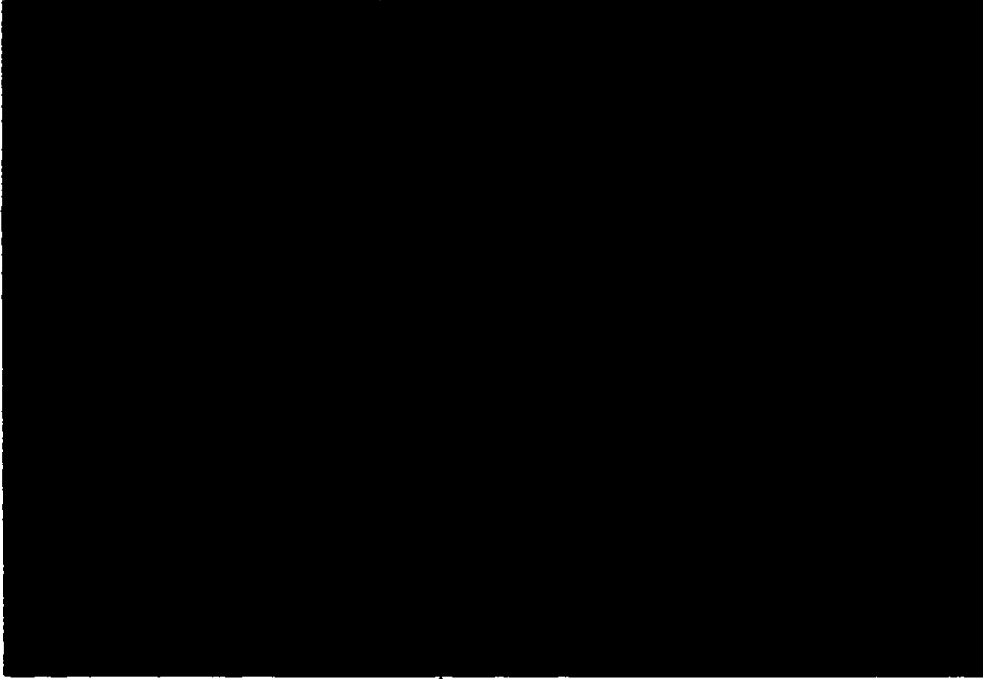


Photo 4: Sédiments de la coupe 11 (fig. 1, annexe 1) remplissant un chenal entaillé dans la roche en place; vue vers l'est.

Un décrochement est "une descente rapide et massive d'une portion de terrain (...) sur un plan de glissement provoqué par la présence de couches sursaturées d'eau formant une base de lubrification" (Gagnon, 1974, p. 205). Quatre critères caractérisent les dépôts formés par décrochement: 1) les sédiments sont dérivés d'une même formation (Reading, 1978, p. 379); 2) les dépôts peuvent être distingués d'après leur degré de déformation interne (Gagnon,

1974, p. 205); 3) les blocs effondrés sont concentrés le long de plans de glissement (Reading, 1978, p. 379); et 4) "les décrochements ont généralement des dimensions réduites" (Gagnon, 1974, p. 205).

Les sédiments qui composent le diamicton ne proviennent clairement pas d'une même formation. Le diamicton est fort différent du till environnant et des rythmites marines (coupe composite n° 1, annexe 1; photo 5) Le diamicton de plus ne présente pas d'évidences de plans de glissement.

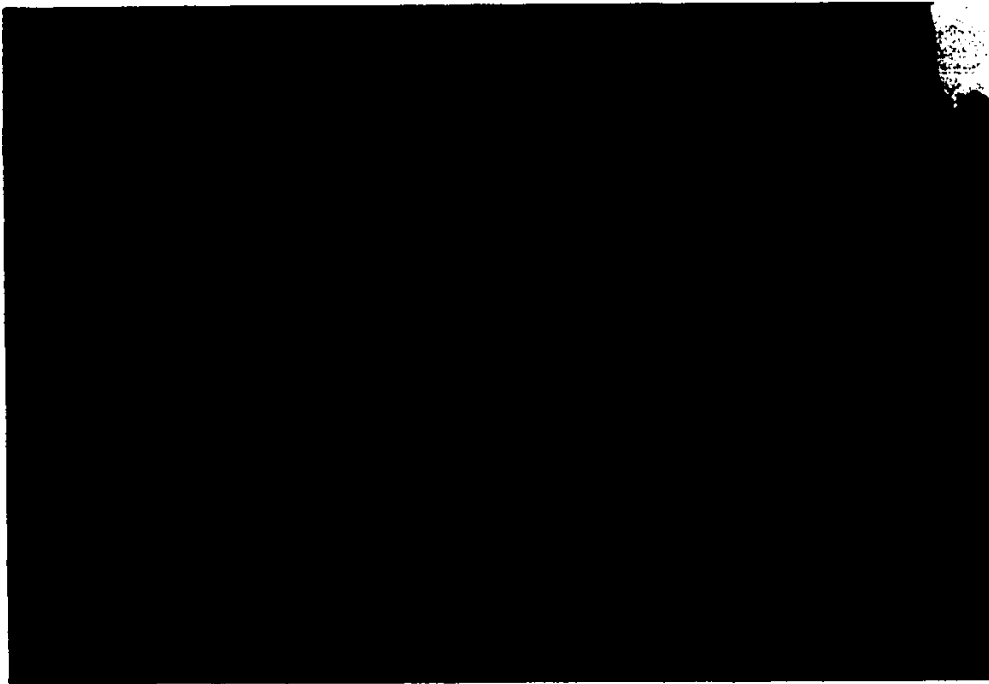


Photo 5: Détail du diamicton de la coupe 10 (fig. 1, annexe 1) composé de blocs anguleux à sub-arrondis, de cailloux et de gravier dans une matrice silteuse.

Le degré de déformation interne est toutefois difficile à juger à partir des coupes examinées. Mais l'étendue et l'épaisseur du diamicton ne reflètent pas les dimensions habituelles des dépôts mis en place par décrochement. Cette hypothèse est donc peu satisfaisante.

Les dépôts formés par les coulées de boue torrentielles en milieu marin sont appelés olisthostromes. D'après Abbate, Bortolotti et Passerini (1970, dans Reading, 1978, p. 379),

"the term olisthostrome was originally given to a wide spectrum of redeposited clastics, but has since been redefined to apply to chaotic deposits emplaced by debris flows and related mass gravity processes which are composed of extraformational material or which contain exotic clasts which are older than the enclosing sedimentary sequence".

Ces dépôts sont également reconnus en tant que "extensive units of massive, muddy, matrix-supported gravel with variable, non-imbricate internal fabric" (Rust, 1981, p. 12). Il semble que les coulées de boue torrentielles responsables de la mise en place de ce type de dépôt sont accentuées par "steep slopes, lack of vegetation, short periods of abundant water supply and a source providing debris with a muddy matrix" (Bull, 1977, dans Rust, 1981, p. 11).

Les coulées de boue torrentielles forment ainsi des masses denses et visqueuses où la force matricielle peut supporter et transporter

des blocs importants (Lowe, 1979, p. 77). Quand l'effet de gravité n'ex-
cède plus la force de cisaillement (shear strength), le dépôt se fige
soudainement (Reading, 1978, p. 378). De plus, les coulées de boue
torrentielles "do not abrade the sediment floor over which they travel"
(Reading, 1978, p. 378). Les coulées de boue torrentielles ont été
observées sur des pentes de moins de 2° (Reading, 1978, p. 378).

Les caractéristiques lithologiques du diamicton (coupe compo-
site n° 1, annexe 1) et l'étendue du dépôt favorisent l'hypothèse d'une
mise en place par des coulées de boue torrentielles. Le diamicton
résulterait ainsi de coulées aboutissant dans une baie de la mer post-
glaciaire, interrompant la sédimentation de fines en eau relativement
profonde. L'origine du matériel est probablement due à la liquéfac-
tion des sédiments du Lac glaciaire Coppermine puisque ceux-ci forment
la seule source importante de sédiments fins qui pourrait être respon-
sable de la matrice silteuse du diamicton. Ainsi, la reprise d'un écou-
lement vers le nord aurait permis à la rivière Coppermine d'inciser
rapidement les sédiments varvés sursaturés. L'instabilité de ces ver-
sants aurait donné naissance à une série de coulées boueuses torren-
tielles déferlant vers l'embouchure de la rivière dans la mer post-
glaciaire. Le matériel plus grossier proviendrait alors des sédiments
arrachés le long de la vallée par ces coulées. A cause de sa densité
élevée, ce sédiment se serait écoulé sur le fond de la baie, remplissant
les dépressions topographiques, en particulier un réseau pré-dernière
glaciation de la rivière Coppermine.

3.1.3 Sédiments deltaïques

La séquence de silt et d'argile est généralement recouverte par contact graduel de sédiments plus grossiers. Walker (1981, p. 2) note:

"in a vertical sequence, a gradational transition from one facies to another implies that the two facies represent environments that once were adjacent laterally".

Ainsi le contact graduel entre ces sédiments représente un continuum dans la sédimentation. La texture généralement très grossière du matériel n'a pas permis, dans la plupart des cas, de distinguer les structures sédimentaires du dépôt (annexe 1). Cependant, un granuloclasement inverse a pu être observé à l'intérieur même des sédiments grossiers dans quelques coupes, par exemple la coupe 23 (fig. 12). Ce granuloclasement inverse est également retrouvé au-dessus du diamicton dans la coupe 10 (fig. 12). Puisque le diamicton s'est déposé dans le même environnement que les rythmites marines, ce granuloclasement inverse des sédiments grossiers reflète probablement le même type de déposition que celui retrouvé au-dessus des rythmites. La position stratigraphique de ces sédiments dans la coupe 10 suggère que les dépôts grossiers retrouvés dans une même position stratigraphique dans les coupes 7, 9 et 21 reflètent une sédimentation dans un même milieu de déposition. Ce granuloclasement inverse se retrouve

également dans la coupe 30 (annexe 1), où l'on peut observer de très grands foresets atteignant un pendage de 26° vers le nord. Le granuloclasement inverse et la présence de foresets à angles élevés avec un pendage en direction de la mer suggèrent une sédimentation en milieu deltaïque (Miall, 1981; Selley, 1976). De fait, un apport important de sédiments par un cours d'eau dans une mer peut former un delta si les processus marins ne sont pas suffisants pour évacuer le matériel (Coleman et Prior, 1981). Cet environnement existait suite à la transgression marine atteignant 170 m a.n.m., dans laquelle se jetait la rivière Coppermine ancestrale. Ce niveau de 170 m a.n.m. est corroboré par la présence de deltas de gravier et de sable grossier au même niveau à la limite est de la région. La distribution et la morphologie de surface des dépôts grossiers depuis le niveau de 170 m a.n.m. présentent des caractéristiques qui appuient l'hypothèse deltaïque. La distribution et la morphologie de surface des dépôts feront l'objet de la prochaine section.

Dans certaines coupes, les dépôts grossiers sont recouverts, par contact graduel, par des dépôts à granuloclasement normal (coupe 9, fig. 12). Ce granuloclasement normal reflète le remaniement des dépôts deltaïques par les cours d'eau sillonnant la partie subaérienne du delta. Ces dépôts font partie de l'ensemble morphologique de la plaine deltaïque et sont ainsi considérés d'origine deltaïque bien que le granuloclasement normal reflète une sédimentation fluviatile (Blatt *et al.*, 1980, p. 687).

Puisque les dépôts grossiers d'origine deltaïque succèdent par contact graduel aux rythmites marines, ces rythmites forment probablement les lits "bottomsets" de la séquence deltaïque, mis en place dans la partie distale du delta, soit le prodelta (fig. 14). Ainsi, le granuloclasement inverse de ces sédiments reflète la progression deltaïque dans une mer en régression. Il est alors fort possible que les courants de turbidité responsables de la mise en place de la séquence de silt et d'argile aient été engendrés sur le front des deltas (Walker, 1981, p. 94). La progression deltaïque est ainsi marquée par les bottomsets représentés par la séquence de silt et d'argile, suivi des foresets soit les sédiments grossiers à granuloclasement inverse, présentant une stratification entrecroisée dans la coupe 30 (fig. 12), puis par les topsets formés par les sédiments à granuloclasement normal. Cette séquence est typiquement deltaïque (Selley, 1976; Coleman et Prior, 1981; Miall, 1981).

La zone de contact entre la séquence de silt et d'argile et les sédiments deltaïques plus grossiers reflète l'empiètement des sédiments par la progression deltaïque. Ainsi, dans les coupes 22 et 23, la zone de contact montre des plissements de charge, des structures en flamme et des empreintes de charge. Ces déformations résultent de la charge de sédiments grossiers sur les sédiments fins non-consolidés (Pettijohn et Potter, 1964, p. 305). Ces caractéristiques suggèrent un apport massif de sédiments sur une courte période.

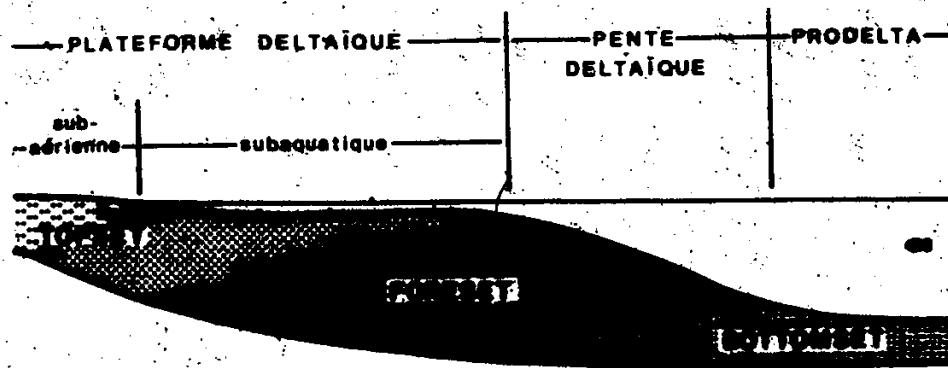


FIGURE 14. Faciès sédimentologiques typiques des deltas
(d'après Selley, 1978, p. 104)

3.1.4 Sédiments littoraux

Les sédiments grossiers sont parfois remaniés sur de grandes épaisseurs par les courants et les vagues. Ainsi, les sédiments grossiers de la coupe 19 retrouvés dans la même position stratigraphique que les sédiments deltaïques grossiers de la coupe 22 présentent des caractéristiques lithologiques reliées à des sédiments de plage. Le degré de triage du matériel est généralement supérieur à celui des sédiments deltaïques (coupe composite n° 6, annexe 1). Un degré de triage élevé peut résulter de l'action d'un agent à énergie constante sur une période relativement longue. Or, l'énergie du milieu deltaïque est brutale et brusque, résultant en un faible triage alors que l'énergie du milieu littoral est formée d'un courant constant sur une période plus longue, aboutissant à un meilleur triage (Folk, 1980, p. 5). Les sédiments grossiers de la coupe 19 présentent également, à certains endroits, d'amples stratifications entrecroisées à faible pendage vers l'intérieur des terres, à l'opposé du pendage en direction de la mer retrouvé dans les sédiments deltaïques (annexe 1). Ce pendage reflète une sédimentation dans un milieu littoral, formant des plages (Reinson, 1981, p. 62). Le faible pendage à l'opposé du fort pendage des dépôts deltaïques est également caractéristique des dépôts de plage (Miall, 1981, p. 48). Le granuloclassement inverse est aussi typique des sédiments de plage, mais est différencié des sédiments deltaïques par les structures sédimentaires et le degré de triage.

De plus, la zone de contact entre les sédiments de plage et les rythmites est érosive au contraire du contact graduel observé dans les sédiments deltaïques. Ces caractéristiques des sédiments de plage ne sont pas étonnantes dans un milieu marqué par des crêtes de plage.

3.1.5 Les terrasses

Les coupes tracées dans l'axe C-D (fig. 12) sont reliées à des niveaux de terrasses. Ces terrasses marquent un encaissement de la rivière provoqué par le relèvement glacio-isostatique responsable du retrait marin.

Les sédiments grossiers à granuloclasement inverse reposent directement sur le till dans la coupe 3 (fig. 12). Cette coupe est située dans le même secteur où l'on retrouve l'importante épaisseur de silt et d'argile. La surface des sédiments grossiers dans la coupe 3 est ainsi de beaucoup inférieure à celle retrouvée par exemple dans la coupe 22 (fig. 12). L'unité de silt et d'argile a donc été enlevée jusqu'au niveau du till. Il semblerait que l'érosion et la sédimentation deltaïque sont syngénétiques, probablement par balayage des bras du cours d'eau. Il est également possible que le 'till' observé à la base soit en réalité les fragments grossiers de la partie la plus septentrionale du diamicton. Mais il n'y a pas d'évidence permettant d'appuyer cet argument.

Un contact érosif sépare à certains endroits la séquence de silt et d'argile de sédiments plus grossiers présentant un granuloclasement normal accompagné de nombreux débris végétaux (coupe 2, fig. 12). Ce contact érosif marque un changement abrupt du milieu de sédimentation dû à une phase érosive. De fait, le granuloclasement normal et la présence de débris végétaux reflètent une déposition alluviale où des crues périodiques enfouissaient les débris végétaux (Walker et Cant, 1981). Ces sédiments résultent de l'accumulation de matériel sur des niveaux de terrasses découpés dans les silts et les argiles par la rivière Coppermine. Le même granuloclasement se retrouve dans la coupe 30, où il est séparé des sédiments deltaïques par un contact érosif. Ainsi des terrasses d'érosion sont taillées à divers niveaux dans la séquence de silt et d'argile et la séquence deltaïque plus grossière.

3.1.6 Chronologie

La séquence de sédiments exposés dans les coupes le long de la rivière Coppermine, que résume la figure 12, représente l'histoire postglaciaire relativement complexe de la région. Les sédiments deltaïques grossiers à 170 m a.n.m. marquent l'importance de la transgression marine suite au retrait des glaces. Une date de 9880 ± 90 années B.P. (GSC-3327) a été obtenue à partir de coquillages marins provenant de la zone de contact entre la séquence de silt et d'argile et les sédiments deltaïques plus grossiers à 100 m a.n.m. La position de ces

coquillages ne permet pas de déterminer la hauteur précise de la mer au moment de leur déposition. Mais cette date indique tout de même que la mer occupait ce secteur il y a environ 10 000 ans.

La rivière Coppermine qui aboutissait dans le bras de mer transportait d'énormes quantités de sédiments qui lui étaient fournis par les eaux de fonte provenant des masses de glace en décrépitude et, en grande partie, par un remaniement des sédiments du Lac glaciaire Coppermine (St-Onge *et al.*, 1981; St-Onge et Bruneau, 1982). La séquence de silt et d'argile résulte d'une importante sédimentation par des courants de turbidité générés sur des fronts deltaïques en croissance rapide et par la charge importante de sédiments transportés par la rivière Coppermine. Un olisthrome complexe de près de 30 m d'épaisseur marque un événement important tôt dans la séquence sédimentaire: il s'agit vraisemblablement d'une série de coulées boueuses engendrées par la liquéfaction des sédiments glaciolacustres que la rivière Coppermine incisait. Les silts et les argiles marins passent vers le haut à des sédiments plus grossiers de plage ou de delta. Il s'agit donc d'une séquence inverse classique d'une sédimentation dans une mer en régression. Une date de 4470 ± 70 années B.P. (GSC-3393) a été obtenue sur un échantillon de tourbe pris à la base d'un lit de 2 m d'épaisseur reposant sur des sédiments fins lacustres, qui occupent une dépression d'origine probablement thermokarstique dans les sables deltaïques à 140 m a.n.m. Cette date indique que la mer n'occupait plus la région à cette altitude il y a 4500 ans, et s'était considérablement

retirée vers le nord à cette période si l'on considère les taux de relèvement glacio-isostatique obtenus pour la région du golfe du Couronnement, où la plus grande partie du relèvement a lieu bien avant 4500 ans (section 2.1.3).

3.2 Répartition des dépôts meubles et des formes du relief

La répartition des dépôts meubles et des formes majeures du relief a été cartographiée à l'échelle du 1:100 000. Ces informations sont consignées sur une partie de la carte topographique 86-0, agrandie au 1:100 000 depuis un original au 1:250 000 établi par la Direction des levés et de la cartographie, Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources (1979). La carte des dépôts meubles de la région est présentée en pochette. Neuf unités ont été différenciées en fonction du milieu de déposition, de la genèse et de la lithologie des sédiments. Cette carte des dépôts meubles permet de souligner les associations spatiales des différents dépôts. Chaque unité présentée sur la carte sera décrite individuellement et les relations spatiales entre les différentes unités seront discutées.

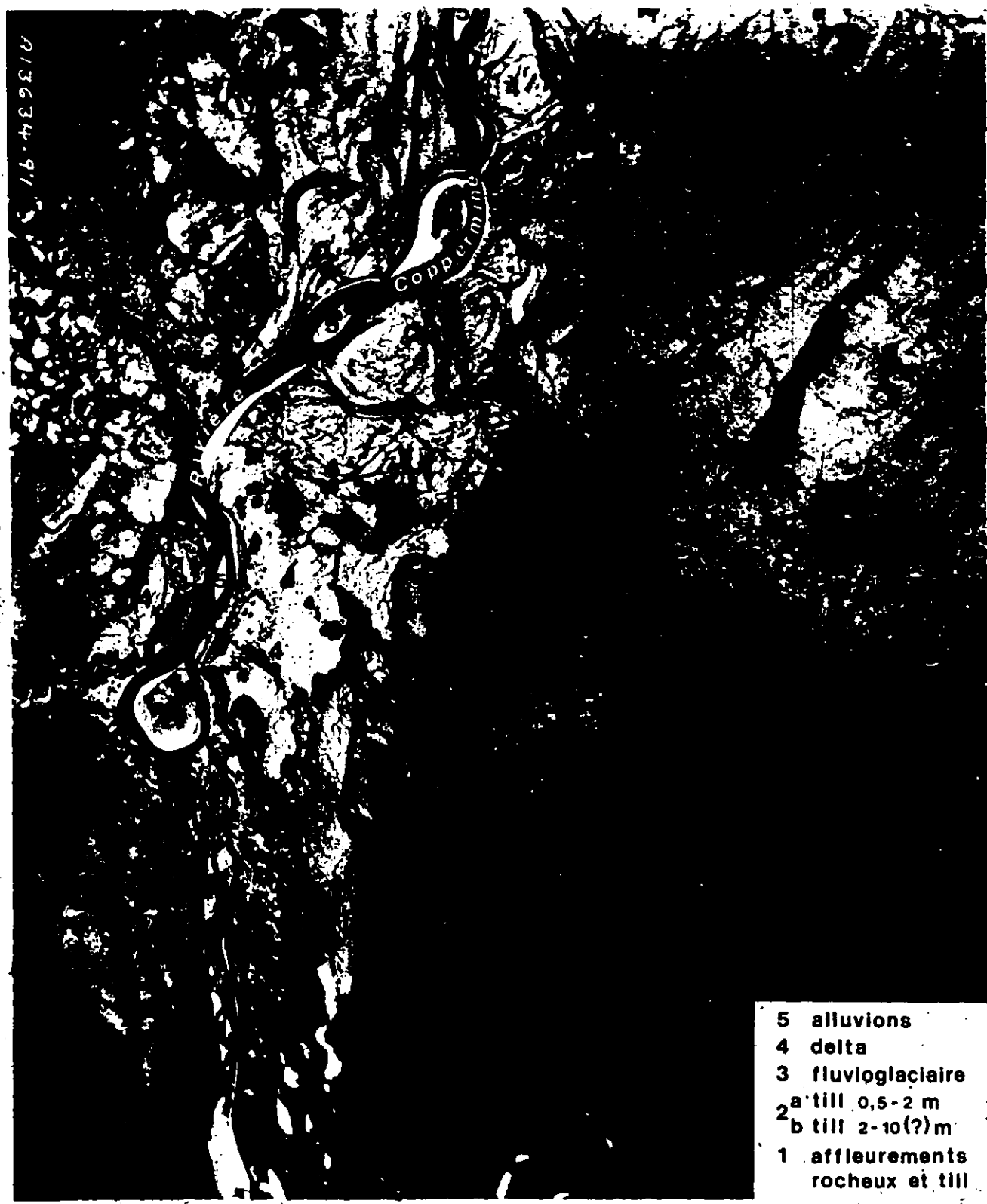
3.2.1 Dépôts morainiques

Le till occupe une grande partie du secteur sud de la région. Il tapisse le plateau de roche en place et les parois de la vallée de la rivière Coppermine et recouvre complètement les dépressions dans la

roche en place. Pour fins de cartographie, le matériel est subdivisé en deux sous-unités. Un placage de till, 0,5-2 m d'épaisseur, moule la roche en place sous-jacente et laisse ainsi apparaître la structure géologique (unité 1 et 2a, fig. 15). "Sur les sommets cette unité est discontinue et souvent représentée uniquement par des blocs erratiques épars" (St-Onge et Bruneau, 1982, p. 51). Une couverture morainique plus importante occupe les dépressions. Cette couverture atteint 2-10 (?) m d'épaisseur et présente une surface bosselée à faible relief, légèrement ondulée et dénuée de formes linéaires (unité 2b, fig. 15). Il s'agit de till de fond (Prest, 1975). Ces unités sont remaniées à plusieurs endroits par la solifluction et le ruissellement.

Dans la vallée de la rivière Coppermine, le till est recouvert par une série de dépôts et n'apparaît donc que là où les cours d'eau ont entaillé le matériel jusqu'à cette unité. Un till délavé occupe ainsi le lit d'anciens chenaux qui ont enlevé le matériel sus-jacent. Le till apparaît également à la base de nombreuses coupes le long de la rivière Coppermine.

La glaciation responsable de la mise en place de ce dépôt a également produit des surfaces polies sur la roche en place et laissé des stries, des cannelures et des broutures. Les surfaces polies sont bien préservées seulement là où la roche en place a récemment été ré-exposée par les cours d'eau. Il en va de même pour les évidences



- 5 alluvions
- 4 delta
- 3 fluvioglaçiaire
- a till 0,5-2 m
- b till 2-10(?)m
- 1 affleurements rocheux et till

FIGURE 15. Photo aérienne (A13634-91) montrant la disposition des grandes unités de dépôts meubles au sud de la région, y compris le complexe deltaïque de 170 m a.n.m. À noter les cicatrices de chenaux anastomosés à la surface du delta.

Source: St-Onge et Bruneau, 1982, p. 54

de direction de l'écoulement glaciaire. Aux rares endroits où elles peuvent être mesurées, ces évidences indiquent une direction dominante de l'écoulement vers le nord-ouest (fig. 16).

3.2.2 Dépôts fluvioglaciaires

Les dépôts fluvioglaciaires sont pénécontemporains des dépôts morainiques. Ils sont composés de blocs plus ou moins arrondis, de gravier et de sable. La structure interne de ces sédiments ne peut être vérifiée en l'absence de coupe fraîche et vu la tendance de ce matériel à former des éboulis sur les pentes raides. Les dépôts fluvioglaciaires forment des crêtes allongées au tracé anastomosé, et des collines en chapelet. Les pentes des crêtes sont généralement très raides, atteignant 30° . Ces pentes raides indiquent que ces dépôts ont été mis en place par les eaux de fonte au contact de la glace. Le profil longitudinal irrégulier des crêtes d'eskers témoignent d'une sédimentation dans un tunnel de glace. Le retrait de la glace libéra les eskers de leurs tunnels et les eaux de fonte purent alors s'écouler librement à la surface. Ces eaux de fonte ont remanié une partie de ces sédiments en terrasses à proximité des eskers (St-Onge *et al.*, 1981). Les collines en chapelet résultent probablement de la fonte de blocs de glace morte enfouis sous le matériel lors du retrait glaciaire. Les dépressions dans ces collines seraient ainsi des kettles.

Un important complexe fluvioglaciaire occupe le fond de la vallée de la rivière Coppermine à l'extrémité sud de la région (unité 3, fig. 15; photo 6). Ce complexe fluvioglaciaire s'étend le long des rives est et ouest de la rivière Coppermine à partir du ruisseau Melville. Il occupe seulement la rive est de la rivière à la hauteur des rapides Muskox. Après avoir été tronqué par la rivière Coppermine en aval du ruisseau Willow, ce complexe fluvioglaciaire se poursuit vers le nord-ouest. Par endroits, la rivière Coppermine a sculpté des terrasses dans cette unité. Deux eskers importants traversent la région

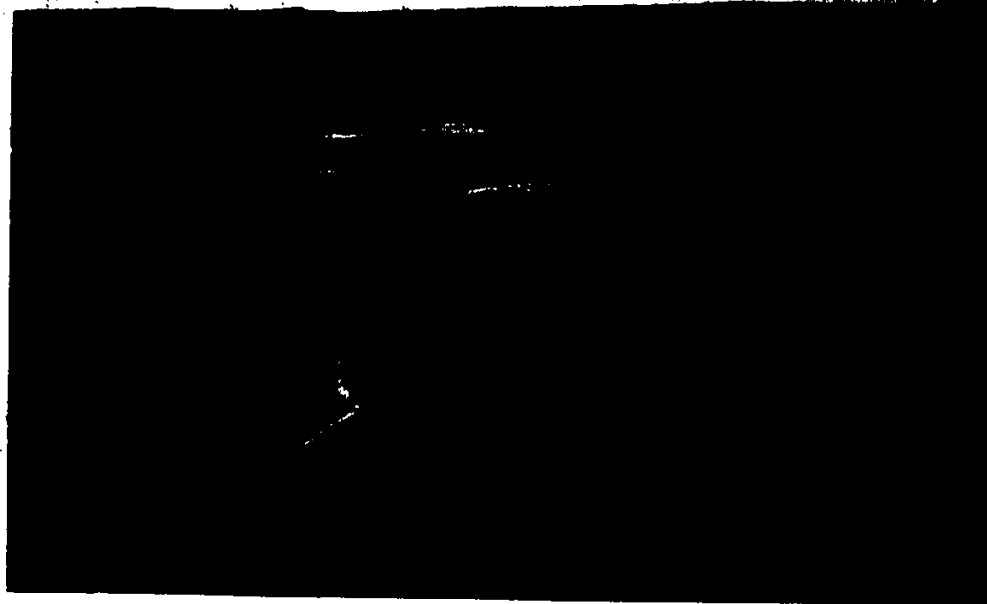


Photo 6: Important esker faisant partie d'un complexe fluvioglaciaire apparaissant en partie à droite de la photo; à noter la surface plane de sédiments deltaïques marquée par des lacs allongés occupant d'anciens chenaux; vue vers le sud-est.

au nord-est des rapides Sandstone. Ces eskers sont alignés dans la même direction générale que le complexe fluvioglaciaire plus au sud.

La direction d'écoulement des eaux de fonte responsables de la formation des eskers peut être déterminée d'après l'orientation même de ces derniers. En effet, l'orientation des eskers correspond de très près à la direction d'écoulement de la glace (Embleton, 1964 et Sissons, 1967 dans Sugden et John, 1976, p. 329) telle qu'identifiée par les stries, les broutures et les cannelures. De plus, la présence d'un esker indique un drainage des eaux de fonte vers le front du glacier (Sugden et John, 1976, p. 330). Le relief local semble avoir peu d'importance puisque les eskers traversent les dépressions et remontent les pentes de façon à suivre l'orientation générale contrôlée par le gradient à la surface de la glace (Flint, 1971 dans Sugden et John, 1976, p. 330). Les eskers de la région sont orientés en général sud-est - nord-ouest soit une direction grosso modo parallèle à celle des stries, des broutures et des cannelures.

Les sédiments fluvioglaciaires occupent également une zone importante à l'ouest et au nord-ouest des rapides Escape. Ces sédiments forment une colline plus ou moins circulaire en forme de cône et une zone d'"épandage" à la même hauteur qu'un petit esker sur la rive opposée. Cette colline est un kame résultant de l'accumulation de sédiments fluvioglaciaires dans une cavité de la glace. L'ensemble fluvioglaciaire présente des formes estompées suite à un remaniement

des dépôts par la mer postglaciaire qui, d'après les évidences stratigraphiques, a atteint une altitude plus élevée que ces sédiments compris entre 100 et 150 m a.n.m.

3.2.3 Dépôts marins

L'étude lithostratigraphique des dépôts a permis de reconnaître différents environnements de déposition liés à une transgression marine postglaciaire. La mer aurait ainsi envahi la zone déprimée sous le niveau marin par le poids des glaces. Le relèvement glacio-isostatique aurait par la suite provoqué le retrait progressif de la mer vers le nord (voir section 2.1). Cette régression marine, marquée par les évidences stratigraphiques, se reflète également dans la répartition spatiale des dépôts. Ainsi, les sédiments d'eau relativement profonde, les sédiments deltaïques et les sédiments de plage présentent des caractéristiques spatiales typiques du processus de mise en place de ces sédiments. La genèse des dépôts se trouve confirmée par leur répartition spatiale. Trois unités principales ont été définies en fonction du milieu de déposition. Bien que ces unités soient caractérisées par des faciès sédimentaires distincts, elles présentent un continuum dans la sédimentation de sorte qu'il est souvent difficile de tracer les limites entre les unités. Les différentes unités seront ici considérées séparément en vue de dégager leurs caractéristiques respectives.

Sédiments sub-littoraux et d'eau profonde

Les dépôts d'argile silteuse et de sable silteux examinés en coupe (annexe 1) témoignent de l'importance de la sédimentation de fines dans les parties relativement profondes du bras de mer post-glaciaire qui occupait ce qui est devenu le secteur aval de la vallée de la rivière Coppermine. Le litage rythmique caractéristique des dépôts de silt et d'argile résulte des pulsations des courants de turbidité responsables de la mise en place de ces sédiments. Le contact graduel entre ces sédiments et le sable silteux sus-jacent témoigne du changement graduel du milieu de déposition lié au retrait de la mer. Ainsi, les dépôts de silt et d'argile reflètent un environnement de déposition à plus faible énergie que les dépôts de sable silteux. Ceux-ci reflètent un niveau de turbulence accru et un milieu sédimentaire à plus grande énergie caractéristique de la zone sub-littorale (aussi appelée zone pré-littorale (Guilcher, 1958)). Puisque la limite entre les milieux de déposition en eau profonde et les milieux sub-littoraux est difficile à évaluer d'après les seules caractéristiques des sédiments, ces sédiments ont été regroupés dans une même unité mais subdivisés en sous-unités d'après les différences granulométriques du matériel.

Les sédiments sub-littoraux et d'eau profonde occupent une large superficie de la moitié nord de la région sous le niveau de 150 m a.n.m. (carte en pochette). Les dépôts de sable silteux couvrent

d'immenses surfaces relativement planes dans les secteurs est et ouest de cette zone. Ces sédiments fins sont actuellement intensément remaniés à plusieurs endroits par la solifluction.

Les dépôts d'argile silteuse affleurent là où les cours d'eau ont érodé le matériel sus-jacent. Ces dépôts forment les versants à pente raide qui découpent le paysage en badlands, au nord-ouest de la région (carte en pochette). Ces dépôts apparaissent également sur les versants découpés par la rivière Coppermine près de Bloody Fall. Une crête d'argile silteuse de 40 à 60 m de hauteur a été dégagée par un ancien bras de la rivière Coppermine près de Bloody Fall (photo 7).

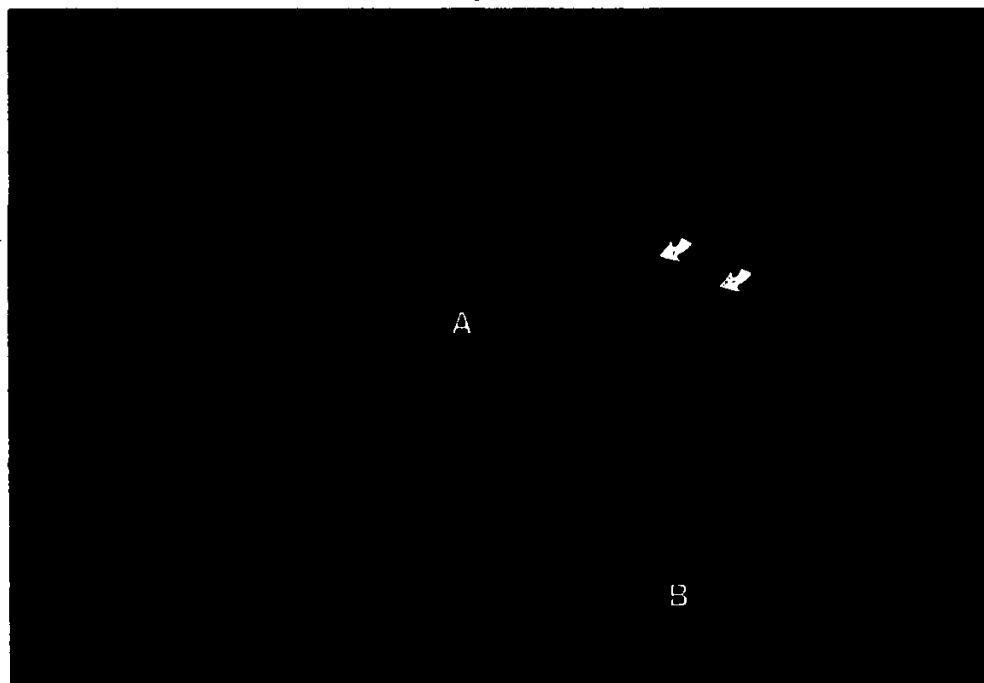


Photo 7: Crête d'argile silteuse atteignant de 40 à 60 m de hauteur; à noter le parcours de l'ancien bras de la rivière (A), les terrasses à l'arrière-plan (flèches) et la plaine alluviale actuelle (B); vue vers le nord-est.

Sur la carte des dépôts meubles, ces sédiments ont été divisés en deux classes: les sédiments des surfaces planes au fond des ravins et les sédiments des versants raides des ravins ou de la rivière Coppermine. Un symbole définit les versants de vallée entaillés dans des sédiments meubles qui sont un composite de plusieurs unités, i.e. till, rythmites silteuses, diamicton, sable et gravier. La figure 17 localise les endroits où ces sédiments ont été identifiés.

Sédiments deltaïques

D'importants dépôts de galets, de gravier et de sable grossier, accompagnés par endroits de sable fin et de silt, atteignant entre 2 et 22 m d'épaisseur, sont inscrits dans les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires au sud de la région et dans les dépôts marins sublittoraux et d'eau profonde au nord de la région. Ils recouvrent également les rythmites marines et le diamicton occupant les vallées entaillées dans la roche en place. Le granuloclasement inverse et les foréssets à fort pendage vers le nord retrouvés en coupe suggèrent une origine deltaïque, hypothèse appuyée par la disposition et la morphologie de ces dépôts.

Les dépôts deltaïques occupent environ 25% de la superficie totale de la région cartographiée. Ils tapissent de façon presque continue les replats le long de la vallée de la rivière Coppermine depuis le niveau de 170 m a.n.m. jusqu'au niveau actuel de la mer.

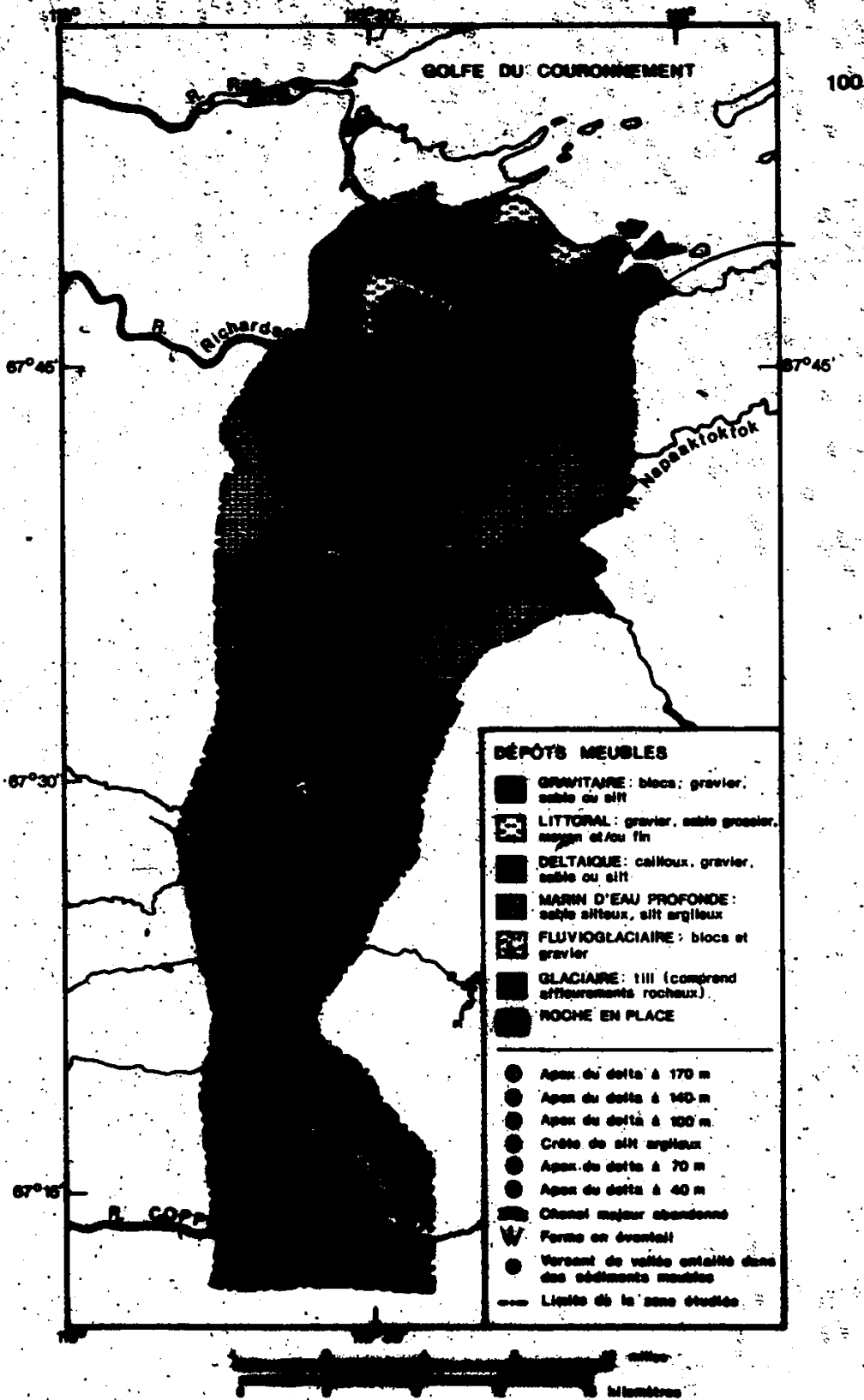


FIGURE 17. Carte schématique des dépôts meubles et localisation des versants de vallée entaillés dans des sédiments meubles - à noter l'altitude des différents deltas et leur forme en éventail là où ils ne sont pas confinés par des reliefs structuraux

(carte en pochette). La répartition des dépôts semble fortement influencée par la morphologie structurale des grands traits du relief, surtout dans le secteur sud de la région. Dans les zones planes, ces dépôts s'étendent en forme d'éventail vers le nord à partir de plusieurs apex situés à la hauteur de la rivière Coppermine actuelle. Ces étendues de sédiments peuvent être clairement distingués (fig. 17). L'étendue latérale maximale de ces sédiments atteint plus de 15 kilomètres. Cette forme en éventail est typique des deltas formés de matériel grossier (Selley, 1976, p. 274). Miall (1981, p. 45) ajoute qu'un matériel grossier tend à produire un delta de forme lobaire plutôt qu'un delta de forme digitée comme celui du Mississippi. Cette forme lobaire est très bien développée dans le delta dont l'apex se situe à 140 m a.n.m.

Dans chacun des complexes deltaïques, les matériaux les plus grossiers se trouvent près de l'apex. Ces matériaux passent graduellement à des matériaux plus fins vers les limites latérales et distales de chaque étendue en forme d'éventail. On remarque ainsi une gradation spatiale de plus en plus fine depuis l'apex. Selon Coleman et Prior (1981, p. 5), lors de la formation d'un delta, les éléments les plus grossiers sont déposés près de l'embouchure d'une rivière et les sédiments fins sont dispersés plus loin en direction de la mer (fig. 18). Cette distribution de sédiments résulte d'une diminution de vitesse du courant chargé de sédiments lorsque celui-ci se jette dans la mer: cette diminution de vitesse entraîne une diminution de la capacité

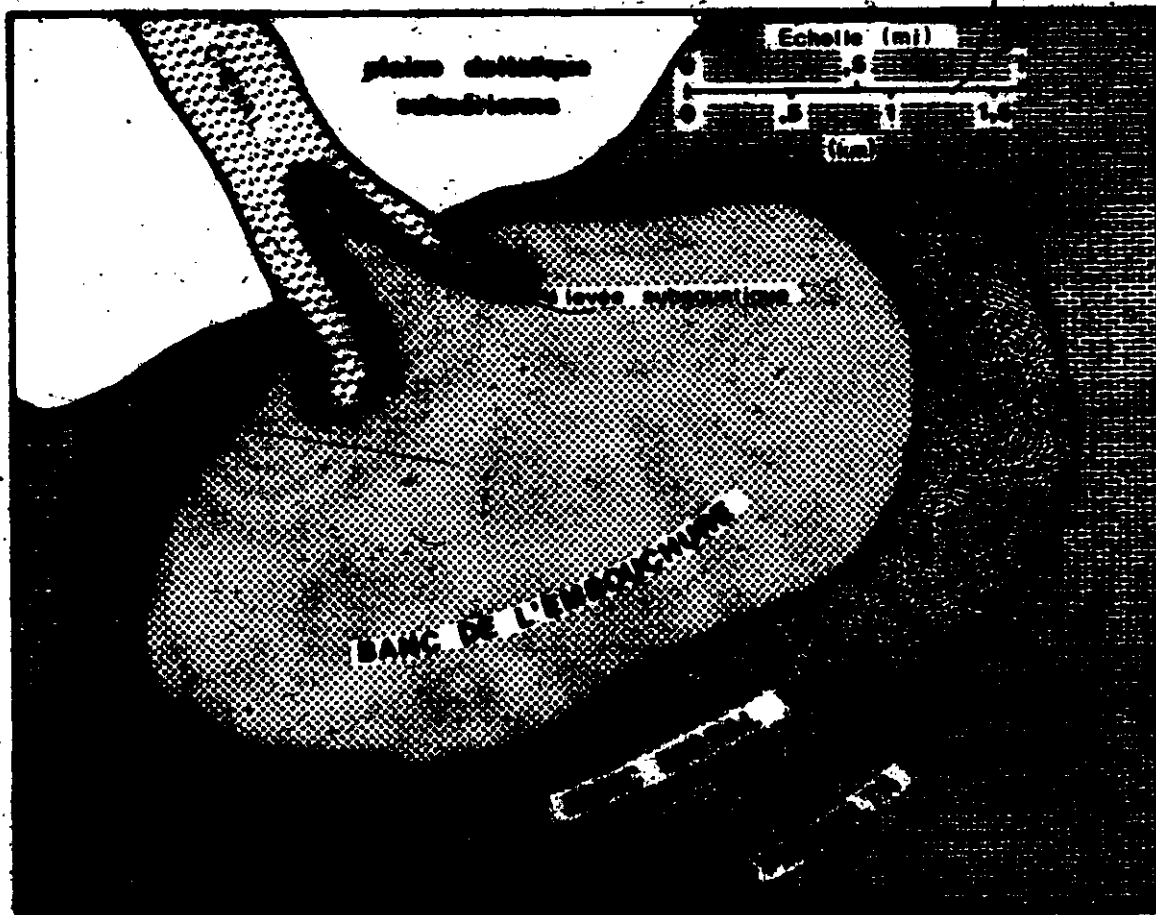


FIGURE 18. Environnements de déposition de la plaine deltaïque sous-aquatique (d'après Coleman et Prior, 1981, p. 65)

de transport du cours d'eau qui dépose alors sa charge de sédiments grossiers (Reineck et Singh, 1980, p. 327). Ce processus de mise en place des sédiments est responsable du granuloclasement inverse obtenu par la progradation d'un delta (Selley, 1976; Reineck et Singh, 1980; Miall, 1981).

La progradation d'un delta est généralement liée à l'accumulation graduelle des sédiments (Ritter, 1978, p. 302). Liée à une régression marine, une progradation deltaïque reflèterait sans doute un apport important de sédiments sur une courte période. Si la régression marine se fait rapidement, les sédiments plus grossiers auraient tendance à se concentrer près des embouchures successives. Ce processus de mise en place des sédiments grossiers expliquerait la distribution préférentielle des sédiments plus grossiers suivant l'axe de la rivière Coppermine, si l'on suppose que la rivière Coppermine ancestrale suivait plus ou moins le même parcours. Elle expliquerait également les sédiments plus fins trouvés dans les parties latérales et distales puisqu'un retrait relativement rapide de la mer ne permettrait pas aux sédiments grossiers provenant de la rivière Coppermine de se répartir dans ces secteurs. Les données de relèvement glacio-isostatique pour la région du golfe du Couronnement (section 2.1.3) se traduisent justement par un retrait relativement rapide de la mer, tout au moins dans les premières phases de déposition des sédiments dans le bassin marin postglaciaire. La répartition latérale des sédiments plus fins est moins bien différenciée

dans les sédiments retrouvés plus au nord, soit les sédiments mis en place lors des dernières phases de déposition dans la mer en retrait.

Les surfaces à pente faible des deltas sont parcourues à plusieurs endroits par des cicatrices de chenaux anastomosés souvent occupés en partie par des lacs ou des étangs de forme allongée. Ces cicatrices de chenaux ont été bien préservées grâce à la texture grossière du matériel qui a conservé la netteté du tracé en limitant l'action des mouvements de masse. Généralement, elles indiquent un ancien écoulement vers le nord.

En milieu deltaïque, des sédiments grossiers sont généralement associés à un régime hydrologique irrégulier caractérisé par des périodes brèves et épisodiques de débit élevé suivies de périodes de débit faible (Blatt *et al.*, 1980, p. 636). Ce régime est caractéristique de la plupart des cours d'eau de l'Arctique, dont la rivière Coppermine actuelle (voir section 1.1.2). Un tel débit accompagné d'une charge sédimentaire à texture grossière entraîne la formation de nombreux chenaux anastomosés, de nature éphémère, à la surface de la plaine deltaïque (Miall, 1981, p. 45). Les anciens chenaux inscrits dans la surface des sédiments grossiers seraient ainsi les vestiges de nombreux chenaux d'écoulement qui parcouraient la surface de la plaine deltaïque.



La répartition et la morphologie des dépôts, accompagnées des évidences stratigraphiques, permettent d'identifier l'origine deltaïque des sédiments. Ces sédiments ont ainsi été mis en place par la rivière Coppermine ancestrale dans un niveau plus élevé lorsque la rivière a repris son cours vers le nord suivant le retrait des glaces des basses terres du golfe du Couronnement. L'apex du plus haut delta marque le niveau de 170 m a.n.m. atteint par la mer post-glaciaire. Ainsi la séquence de dépôts deltaïques, sub-littoraux et d'eau profonde confirme que l'environnement était marin même si les fossiles marins n'ont été retrouvés que dans les faciès fins sous la cote de 110 m a.n.m. La limite marine de 170 m a.n.m. est par ailleurs confirmée par la présence de petits deltas à texture grossière au même niveau à l'est de la région. Ces derniers débouchent depuis les hautes terres dans la plaine adjacente. Les formes affaissées caractéristiques de ces deltas témoignent de l'importance de blocs de glace morte lors de la mise en place de ces sédiments. De plus, elles soulignent "la proximité du front du glacier au moment de l'enfouissement de la glace" (St-Onge et Geurts, 1982, p. 236). Il s'agit en toute probabilité de deltas formés depuis les eaux de fonte du glacier au contact de la mer postglaciaire. Ces deltas glacio-marins feront l'objet d'études plus détaillées en été 1984.

Le bassin marin, à son niveau maximum de 170 m a.n.m., formait une baie étroite au sud de la région (fig. 13). Cette baie était confinée par de hauts reliefs structuraux. La répartition des dépôts mis

en place dans ce bassin presque fermé (point A, fig. 13) était nécessairement dominée par les processus fluviaux. L'action des vagues et des courants littoraux devait être sérieusement limitée par ce confinement. La vallée s'élargit toutefois sensiblement vers le nord et la mer occupait entièrement les basses terres du golfe du Couronnement. Seuls des sillons de gabbro de plus de 170 m a.n.m. formaient des îles (points B, fig. 13), une situation analogue aux îles actuelles dans le golfe du Couronnement. Ces grandes îles, allongées d'est en ouest protégeaient les parties sud du bassin des vagues du large. La régression marine entraîna la formation d'une série de deltas à 170 m, 140 m, 100 m, et 40 m a.n.m. respectivement.

La partie amont du plus haut delta à 170 m a.n.m. (point A, fig. 17) se trouve en contact avec le complexe fluvioglacière au sud de la région. La partie aval est délimitée par un esker important ainsi qu'un relief plus élevé où le till domine sur la roche en place (carte en pochette). Formé de galets, de gravier et de sable grossier, ce matériel deltaïque est probablement en grande partie remanié depuis les sédiments fluvioglaciers par la rivière Coppermine ancestrale. Les galets et le gravier très grossier tapissent la surface à l'apex du delta alors que les étendues de gravier et de sable grossier se poursuivent vers l'aval. La présence de dépôts de galets et de gravier à l'extrémité nord-est de ce delta, à proximité d'un esker, résulte probablement du remaniement partiel de celui-ci par un cours d'eau important s'écoulant depuis les hautes terres

à l'est du bassin marin. Cet important cours d'eau était sans doute nourri par les eaux de fonte du glacier. Le cours d'eau actuel est un petit ruisseau qui s'écoule le long de l'esker en direction de la rivière Coppermine.

Le delta de 170 m a.n.m. s'est formé dans les confins d'un bassin protégé, étroit, atteignant \pm 30 m de profondeur si l'on en juge d'après le seuil rocheux formant à cet endroit le lit de la présente rivière Coppermine. De plus, la formation de ce delta semble avoir été dominée par les processus fluviaux qui amenaient d'importantes quantités de matériel grossier. La morphologie du bassin n'a pas permis aux dépôts de s'étendre en forme d'éventail et d'être sensiblement remanié par les processus marins. En conséquence, il présente une forme allongée sans évidence de remaniement des dépôts par les vagues ou les courants littoraux. Les cicatrices de chenaux apparaissent clairement sur cette surface deltaïque (fig. 15) et sont indicateurs d'une période de progradation deltaïque liée à l'accumulation rapide des sédiments et au retrait simultané du niveau marin.

Le relèvement glacio-isostatique se fait plus rapidement au début et s'atténue progressivement de façon exponentielle (voir section 2.1.2). Le niveau marin doit ainsi avoir baissé rapidement au début de l'épisode de relèvement. Le bassin de 170 m a.n.m. a probablement été de courte durée. Pourtant, si l'on tient compte des rythmites

marines retrouvées dans les vallées de roche en place (le diamicton n'est pas inclus puisqu'il représente une phase de sédimentation non reliée à l'apport régulier de sédiments par la rivière Coppermine) et des sédiments deltaïques plus grossiers, plus de 12 m de matériel a été mis en place dans ce niveau marin. La rivière Coppermine ancestrale devait alors transporter une énorme quantité de sédiments.

Un deuxième delta est bien défini à partir d'un apex à 140 m a.n.m. (point B, fig. 17). La vallée de roche en place de la rivière Coppermine s'élargit à cet endroit. Ce delta est délimité en amont par un relief plus élevé et s'étend en forme d'éventail vers le nord. Il est toutefois délimité en aval par une cuesta atteignant plus de 200 m a.n.m. Ce delta est formé principalement de sable grossier et de gravier avec une faible proportion de sable fin et de silt. La partie aval présente une forme lobaire. La formation de ce delta semble avoir été dominée par les processus fluviaux: aucune évidence de remaniement par les vagues ou les courants littoraux n'a été perçue. La cuesta formait certainement un frein aux processus marins susceptibles de remanier le matériel. Il se peut également que l'importance de l'apport de sédiments par la rivière Coppermine ait été de beaucoup supérieure à l'importance des processus marins.

La régression marine et l'accumulation continue de sédiments ont produit une série de deltas emboîtés, en forme d'éventail, depuis

le niveau de 100 m a.n.m. jusqu'au niveau actuel de la mer (fig. 17). Le premier delta (point C, fig. 17) est limité au nord-ouest et au nord-est par la présence d'une cuesta atteignant plus de 100 m a.n.m. Ces reliefs formaient un obstacle à la progradation distale des sédiments. Ils freinaient également les processus marins qui semblent n'avoir laissé aucune évidence de remaniement sur ce premier delta. Celui-ci est formé de galets et de gravier vers l'apex qui passent graduellement à du sable fin et du silt dans les sections latérales et distales. La surface de galets et de gravier est marquée par d'importants chenaux abandonnés entaillés dans les sédiments sous-jacents jusqu'à la couche de till. L'absence d'obstacles au nord des cuestas de plus de 100 m a.n.m. a permis aux processus marins de remanier le matériel en cordons de plages très étendus près du niveau de 70 m a.n.m. Ce niveau constitue à peu près la surface d'un second delta (point E, fig. 17).

Un troisième delta dont l'apex se situe vers 40 m a.n.m. peut être facilement délimité (point F, fig. 17). Son développement semble avoir été en deux phases. Une première phase est liée à l'accumulation continue de sable grossier et de gravier par un bras important de la rivière Coppermine qui fut graduellement abandonné en faveur du bras actuel de la rivière Coppermine. Les anciennes berges de ce bras abandonné sont caractérisées par un escarpement abrupt (fig. 17 et carte en pochette). Une série de lacs allongés occupe maintenant cet ancien chenal. Les sédiments amenés par ce bras ont été remaniés

en plages près du niveau actuel de la mer. La répartition des dépôts dépend alors également de l'équilibre entre les processus fluviatiles et les processus marins. L'abandon progressif du chenal favorise une action de plus en plus marquée par les processus marins. Quand ce chenal fut complètement abandonné, son embouchure fut effectivement scellé par les sables de plage (carte en pochette). Les courants littoraux forment actuellement des flèches littorales qui s'étendent le long de la côte en direction ouest.

La deuxième phase du delta de 40 m a.n.m. est marquée par une accumulation progressivement plus importante de sédiments dans le secteur est par l'ancêtre du chenal actuel de la rivière. Ces dépôts se distinguent des dépôts de la première phase par leur altitude et leur apparence. Les sédiments de la première phase recouvrent des surfaces importantes entre 40 et 20 m a.n.m. alors que les sédiments de la deuxième phase tapissent des surfaces sous 20 m d'altitude où les formes mineures du relief sont fraîches et bien préservées. La régression marine s'est ainsi poursuivie pour atteindre le niveau actuel de la mer. La rivière Coppermine est actuellement en train de construire un delta de sable grossier et de gravier à son embouchure. Ce delta donne également toutes les apparences d'une forme en éventail.

Les processus marins ayant remanié les sédiments deltaïques ont été reliés aux vagues et aux courants littoraux. L'action des marées n'a pas été discutée puisque les marées sont peu importantes.

présentement dans le golfe du Couronnement, soit 60 cm environ. Elles ne forment donc pas un processus important.

Sédiments littoraux

Les sédiments littoraux comprennent des dépôts de gravier et de sable grossier ainsi que des dépôts de sable grossier accompagnés par endroits de sable moyen à silteux, atteignant 5-28 m d'épaisseur. Ces sédiments, étudiés en coupe, présentent des caractéristiques lithologiques typiques des sédiments de plage (voir section 3.1 et coupe composite no. 6 dans l'annexe 1). De plus, ils apparaissent généralement mieux triés que les sédiments deltaïques. De nombreux coquillages marins ont été retrouvés dans ces dépôts, bien qu'ils se concentrent près de la zone de contact entre ces sédiments et les sédiments sub-littoraux et d'eau profonde sous-jacents. Les évidences stratigraphiques associent ainsi ces sédiments à des plages marines. Les évidences spatiales confirment cette origine. Ces évidences seront d'abord présentées, suivi de la description de ces dépôts.

"Les plages correspondent à l'espace dans lequel se déplacent les particules mobilisées par l'agitation des eaux littorales" (Coque, 1977, p. 302). Les sédiments littoraux englobent ainsi l'ensemble des sédiments mis en place dans la zone d'action des vagues et des courants littoraux (fig. 19), et non la plage au sens strict du terme tel qu'il est couramment employé. Les sédiments littoraux occupent

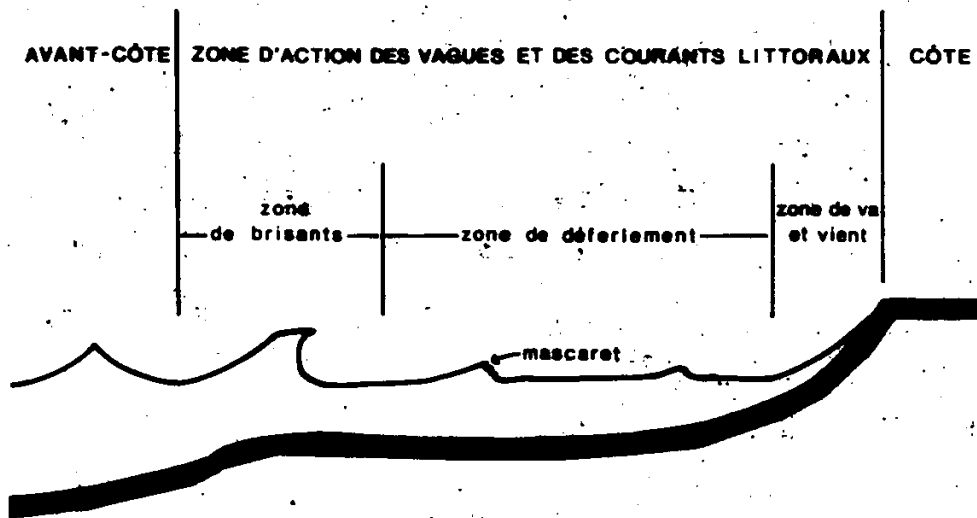


FIGURE 19. Action des vagues et des courants (d'après Komar, 1976, p. 13)

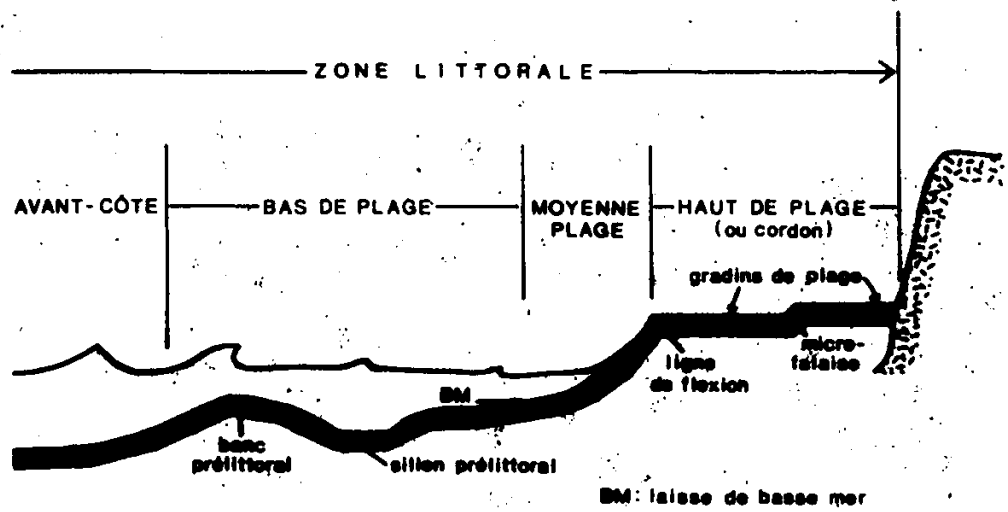


FIGURE 20. Composantes de la plage (d'après Komar, 1976, p. 12)

deux zones majeures dans la frange nord de la région (carte en pochette).

La surface de ces sédiments est marquée par une série de crêtes parallèles au rivage actuel, typiques des cordons littoraux marquant le haut de plage (fig. 20) et témoins des lignes de rivage successives qui se sont formées lors de la régression marine.

La première étendue de dépôts s'étale en forme d'arc à la limite d'un promontoire d'origine structurale, atteignant 70 m a.n.m. Ces dépôts sont caractérisés par des bandes de gravier et de sable grossier alternant avec des bandes de sable grossier. La nature très grossière du matériel et les pentes très raides du promontoire ont donné lieu à des cordons de plages très étendus, qui apparaissent ainsi plutôt comme des bandes que des crêtes successives. L'alternance de dépôts très grossiers et de dépôts grossiers représente un environnement de haut de plage suivi d'un environnement de moyenne plage et de bas de plage (fig. 20). En effet, Derruau (1974, p. 330) note que "d'une façon générale, les matériaux les plus grossiers se placent à la partie la plus élevée du cordon littoral (haut de plage)". Cette distribution des sédiments est généralement liée à "un retour de vague apportant beaucoup d'eau au moment du déferlement" (Tricart, 1977, p. 221). Ce processus occasionne "une migration des particules vers le bas de plage plus importante que la migration occasionnée par le jet de rive vers le haut de plage" (Tricart, 1977, p. 221). Il y a ainsi concentration de matériaux plus grossiers sur le haut de plage et une accumulation de matériaux plus fins aux abords du bas de plage

(Tricart, 1977, p. 249; Coque, 1977, p. 303). Ce processus se renouvelerait le long des rivages successifs. Ainsi la limite entre les bandes de gravier et de sable grossier et les bandes de sable grossier serait indicatrice de l'altitude des niveaux successifs. La position du promontoire vis-à-vis l'embouchure de la rivière à un niveau marin plus élevé a permis la formation de ces plages puisque les processus marins pouvaient y jouer un rôle direct plus important que les processus fluviaux. La plaine qui fait face à ce promontoire pouvait être touchée de façon plus prononcée par les processus fluviaux: les plages laissent alors place aux dépôts deltaïques.

La deuxième superficie importante de sédiments littoraux tapisse en partie les basses plaines près du niveau actuel de la mer à l'ouest de l'embouchure de la rivière Coppermine (carte en pochette). Cette surface trouve son complément, en plus petit, à l'est de l'embouchure de la rivière Coppermine. Ces sédiments sont remaniés en une série de crêtes de plage, atteignant généralement moins de 1 m de hauteur, en bordure du rivage actuel. Elles sont composées de sable grossier à fin en surface, et de sédiments plus fins, comme le silt sableux, en profondeur. Les dépressions entre les crêtes sont parfois occupées par des lacs allongés, surtout là où les dépôts sont recouverts par la tourbe. Un escarpement de plus de 12 m de hauteur forme le gradin de la plage actuelle, soit la ligne de flexion présentée dans la figure 20. La mise en place de ces dépôts est

liée à l'abandon progressif d'un bras de la rivière Coppermine en faveur du bras actuel de la rivière. L'origine de ces dépôts a déjà été présentée en détail dans la section sur les dépôts deltaïques et ne sera donc pas discutée de nouveau.

Ainsi, la formation des plages dépend, dans un contexte deltaïque, de l'équilibre entre les processus marins et les processus fluviatiles. L'étendue et l'épaisseur des dépôts témoignent de l'importance du remaniement des dépôts deltaïques par les vagues et les courants littoraux dans les parties non protégées du bassin marin postglaciaire. Les sédiments littoraux sont pénécotemporains de la mise en place des dépôts deltaïques dans les deltas de 100 m a.n.m. et moins.

3.2.4 Dépôts fluviatiles

Les dépôts fluviatiles se limitent généralement aux environs immédiats de la rivière Coppermine actuelle et sont d'étendue restreinte par rapport aux dépôts marins. Ils comprennent les sédiments de terrasses et de chenaux abandonnés ainsi que les sédiments de plaine alluviale. Ces alluvions mis en place par les cours d'eau et le ruissellement depuis le début de la période postglaciaire présentent, d'après les évidences stratigraphiques, un granuloclasement normal, soit une séquence verticale de sédiments de plus en plus fins. Ce granuloclasement est typique des sédiments mis en place par les

processus fluviaux (Walker et Cant, 1981, p. 24). En effet, l'abandon graduel du lit d'un cours d'eau entraîne une diminution de la vitesse du courant qui entraîne à son tour une diminution de la capacité de transport du cours d'eau. Les sédiments plus grossiers sont alors déposés suivis de sédiments de plus en plus fins, ce qui résulte en un granuloclasement vertical de plus en plus fin, aussi appelé un granuloclasement normal (Walker et Cant, 1981). Une description détaillée des dépôts fluviaux est présentée et les processus responsables de leur mise en place sont discutés.

Les terrasses

Une terrasse est une forme d'érosion comprenant une surface subhorizontale délimitée par un rebord abrupt (Derruau, 1974, p. 113). La surface subhorizontale est le plus souvent une surface de remblaiement - le témoin d'un lit d'inondation - mais elle peut parfois être une surface d'érosion taillée dans des dépôts pré-existants (Derruau, 1974, p. 113). Dans les deux cas, la surface plane est tapissée d'alluvions mais, dans le cas des terrasses de remblaiement, l'épaisseur est beaucoup plus importante (Howard et al., 1968, p. 1117). La figure 21 montre l'importance de ces formes dans les environs des rapides Sandstone. Quatre niveaux de terrasses distribués à des altitudes différentes entre 5 et 30 m au-dessus du niveau de la rivière ont été identifiés le long de la rivière Coppermine. Les deux types de terrasses sont traités séparément afin de faire ressortir leurs caractéristiques respectives.

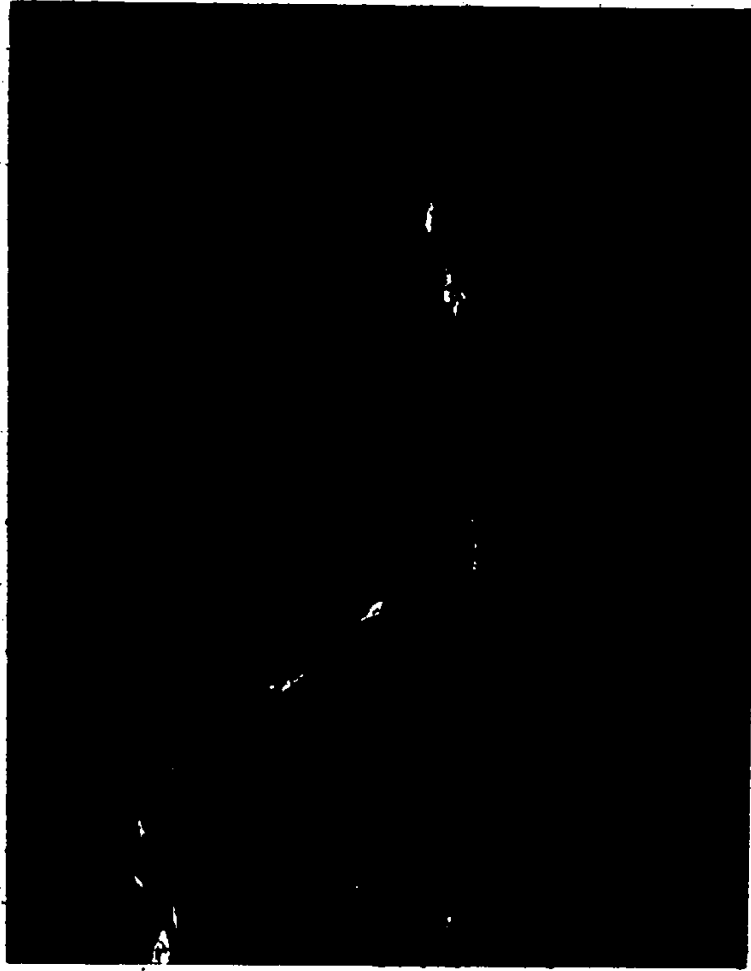


FIGURE 21. Terrasses des environs des rapides Sandstone
(photo aérienne A13634-96)

Les terrasses d'érosion

Les terrasses d'érosion sont de loin les plus importantes. De nombreuses terrasses d'érosion étagées en escalier découpent les versants de la rivière Coppermine actuelle. Ces terrasses sont non appareillées. Elles ne sont recouvertes que d'une mince couche d'alluvions, généralement moins de 1 m. En effet, il s'agit plutôt de paliers d'érosion successifs entaillés dans les dépôts fluvioglaciaires au sud de la région et dans les dépôts marins vers le nord. L'encaissement de la rivière remanie ainsi les dépôts plus anciens. Le rebord abrupt de ces terrasses est indiqué sur la carte par le symbole de 'talus de terrasse fluviatile'. La non-concordance des niveaux de part et d'autre de la vallée résulte probablement d'un déplacement de la rivière au cours de son encaissement. En effet, un déplacement latéral se produisant simultanément à un encaissement peut laisser plusieurs surfaces d'érosion non appareillées sur la longueur d'un parcours (Ritter, 1978, p. 269).

Le relèvement glacio-isostatique, qui fait migrer le rivage vers le nord, est responsable de l'encaissement de la rivière Coppermine dans les dépôts marins, fluvioglaciaires et glaciaires puis dans les assises rocheuses sous-jacentes. Ce mécanisme explique ainsi les nombreuses terrasses d'érosion et les gorges étroites entaillées dans la roche en place, telle la gorge de Bloody Fall (fig. 2).

Les terrasses de remblaiement

Les terrasses de remblaiement forment d'étroits paliers le long des berges de la rivière Coppermine en aval de Bloody Fall. Seules deux terrasses d'étendue assez large ont pu être cartographiées. L'une d'elles est appuyé à la crête d'argile silteuse dégagée par un ancien bras de la rivière Coppermine, environ quatre kilomètres en amont de Bloody Fall et l'autre se trouve sur la rive ouest de la rivière Coppermine immédiatement en aval de Bloody Fall (carte en pochette).

Les terrasses de remblaiement sont formées d'un mince lit de gravier et de sable recouvert d'une importante épaisseur de sable silteux comprenant une abondance de débris organiques vers le haut de la séquence, qui laisse graduellement place dans la plupart des cas à une mince couche de tourbe (coupe composite no 5, annexe 1). Ces sédiments atteignent 7 m d'épaisseur. Un contact érosif sépare ces sédiments des rythmites de silt et d'argile sous-jacentes. La surface des terrasses se trouve à plus de 20 m au-dessus du niveau de la rivière.

Les sédiments de terrasses présentent les caractéristiques lithologiques associées à des sédiments mis en place dans une plaine d'inondation, soit un granuloclassement normal et la présence de nombreux débris végétaux vers le haut de la séquence (Walker et Cant,

1981, p. 27). Ces sédiments seraient ainsi les vestiges d'une plaine d'inondation formée par un niveau plus élevé de la rivière Coppermine. La position stratigraphique des sédiments de terrasses permet de reconnaître une période d'encaissement de la rivière dans les dépôts marins, au moins jusqu'au niveau des sédiments sub-littoraux et d'eau profonde, suivie d'une phase d'accrétion responsable de la mise en place des alluvions. L'encaissement de la rivière est certainement provoquée par le relèvement glacio-isostatique. La phase d'accumulation peut être due à une stabilité temporaire du relèvement, un changement de régime hydrodynamique de la rivière ou encore à un refroidissement climatique qui "en réduisant le couvert végétal aurait pu favoriser un apport des versants plus importants et par conséquent le remblaiement de la rivière" (Guay et St-Onge, 1981, p. 52). Un spectre pollinique analysé par M.A. Geurts, établi à partir du chenal comblé de sédiments organiques qui entaille les sables deltaïques près de Quicksand Creek, suggère justement une détérioration climatique possiblement associée aux oscillations froides enregistrées dans les spectres de Port Radium après 5600 années B.P. (Geurts et Bourgeois, 1980, p. 16). L'étude palynologique entreprise par Geurts dans la région d'étude permettra de vérifier cette dernière hypothèse.

Les chenaux abandonnés

Le relèvement glacio-isostatique, en provoquant l'encaissement

graduel de la rivière Coppermine, est également responsable de l'abandon des chenaux associés à l'ancien parcours de la rivière et aux affluents provenant des hautes terres vers la rivière en question. Ces chenaux maintenant abandonnés ont entaillé la surface des sédiments deltaïques. Ils sont tapissés de gravier et de sable grossier et, à certains endroits, laissent apparaître un dallage de pierres où les fines ont été délavées. Ces sédiments atteignent plus de 2 m d'épaisseur.

Les chenaux abandonnés marquent la surface du delta de 100 m a.n.m. à l'est de la rivière Coppermine actuelle (carte en pochette). A cet endroit, les sédiments des chenaux sont associés à l'ancien lit de la rivière Coppermine qui s'écoulait alors par de nombreux bras plus ou moins parallèles au parcours actuel de la rivière. L'encaissement progressif de la rivière provoque l'abandon de ces surfaces, marqué par des terrasses d'érosion. Les sédiments de chenaux abandonnés occupent également une superficie minime liée à un chenal d'écoulement qui découpe la surface deltaïque au sud des rapides Sandstone. Ce chenal était occupé par un cours d'eau important qui s'écoulait des hautes terres à l'est de la rivière Coppermine. Ce chenal n'est maintenant occupé que par un petit ruisseau.

Le ravinement

Le ravinement souvent intense dans les silts sableux marins

représente un chevelu très dense de thalwegs intégrés à la rivière Coppermine. Le réseau s'est développé en s'intensifiant au fur et à mesure de l'incision de la rivière Coppermine qui représente le niveau de base de ce système. Généralement ces ravins sont caractérisés par des versants raides, 18° à 25° , souvent dénudés de végétation. Les plaines alluviales y sont inexistantes ou embryonnaires.

Certains ravins présentent les évidences d'une incision interrompue par une période de stabilité qui entraîna la formation de tourbe. Cette tourbe fut par la suite incisée. Il est possible que cette période de stabilité reflète un changement climatique. En effet, le réchauffement climatique associé à l'hypsithermal ou à une autre période chaude (Geurts, 1983, comm. pers.) peut avoir occasionné un changement de régime hydrodynamique lié à une couverture végétale plus importante. "La couverture végétale fait croître la part de l'infiltration aux dépens de celle du ruissellement" (Tricart, 1977, p. 200). Dans les régions où existe un pergélisol, le régime hydrologique est souvent superficiel et le ruissellement joue un rôle important dans l'incision des ravins (Tricart, 1977, p. 198-199). Si ce ruissellement diminue en intensité, l'incision des ravins peut diminuer suffisamment pour laisser place à une période de stabilité des versants. Celle-ci permettrait la formation de tourbe dans le fond des ravins. Un retour à des conditions climatiques plus froides initierait une nouvelle incision du matériel grâce à une importance accrue du ruissellement. Un profil de tourbe destiné à l'analyse

palynologique, recueilli dans une dépression thermokarstique découpée par un ravin près des rapides Escape (fig. 2), permettra à M.A. Gaurts de vérifier son hypothèse.

Les alluvions modernes

Les alluvions modernes sont les sédiments de plaine alluviale associés à la plaine d'inondation actuelle de la rivière Coppermine. Ils comprennent également de nombreux flots et des bancs formant des lambeaux de plaine alluviale. Ces alluvions comprennent des blocs de taille variée atteignant parfois plus de 3 m de diamètre, du gravier et du sable ainsi que du matériel plus fin laissé par les crues. Les blocs ont été dégagés par la rivière soit du till soit du diamicton et forment parfois des dallages de pierre. Le gravier et le sable sont des matériaux déposés par la rivière lors des périodes d'étiage. L'épaisseur des alluvions modernes n'est pas connue.

Les flots et les bancs qui parsèment le lit de la rivière Coppermine lui donne un aspect quelque peu anastomosé. Un cours d'eau anastomosé est caractérisé par une charge importante de matériel grossier, des variations rapides et fréquentes du débit et des versants susceptibles à être érodés (Walker et Cant, 1981, p. 27). La rivière Coppermine reflète justement un débit fluctuant entre des périodes de crue importantes et des périodes d'étiage (voir section 1.1.2). Les dépôts fluvioglaciers et deltaïques grossiers sont une source

potentiellement importante de matériel grossier susceptible d'être érodé, comme le démontre les versants actuels de la rivière Coppermine. Ainsi la rivière, aux endroits où elle n'est pas confinée par des versants de roche en place, regroupe toutes les conditions énumérées plus haut et a donc tendance à former un cours d'eau anastomosé. Les flots et les bancs se sont donc probablement formés en réponse aux conditions hydrodynamiques et à la charge grossière de la rivière Coppermine.

3.2.5 Dépôts gravitaires

Les dépôts gravitaires sont les colluvions mis en place par les mouvements de masse. Il s'agit des débris non triés formant les accumulations au bas des pentes et au fond des vallées. Ces débris ont été soliflués et/ou délavés à partir de matériel pré-existant. Ils atteignent 1 à 5 m d'épaisseur. Ces dépôts ont été mis en place depuis la déglaciation dans les secteurs occupés par le till sur la roche en place et dans les secteurs progressivement exposés par la régression marine.

Les colluvions peuvent être divisés, en deux sous-unités d'après leur distribution spatiale et le type de matériel (voir carte en pochette). Ainsi, les colluvions formés de blocs et galets dans une matrice de sable et de silt garnissent la partie inférieure des crêtes et des collines. Ces débris résultent généralement d'un remaniement du till et de fragments de roche en place. La deuxième

sous-unité comprend les colluvions formés de sable, de silt et d'argile qui résultent de la solifluction du matériel sur des pentes très faibles, atteignant souvent moins de 3° . Ils apparaissent le plus souvent sous forme de lobes étalés, qui se superposent les uns sur les autres. Ces colluvions occupent de vastes étendues dans les secteurs de sédiments sub-littoraux et d'eau profonde (voir carte en pochette). Souvent, ces deux types de colluvions se succèdent graduellement sur les pentes, plus précisément dans les régions où les sédiments fins ont été mis en place au contrebas des affleurements rocheux. La solifluction joue ainsi un rôle important face au remaniement du matériel.

3.2.6 Dépôts organiques

Les dépôts organiques sont les dépôts de tourbières et de marécages formés d'humus et de tourbe, atteignant 3 m d'épaisseur dans les fonds d'anciens lacs. Des débris de brindilles sont une partie importante de ces dépôts organiques. Ceux-ci couvrent le plus souvent le fond des dépressions laissées par les lacs et les anciens chenaux, mais occupent également les surfaces les plus étendues dans les plaines de sédiments où un drainage insuffisant favorise la formation de la tourbe. Les sédiments fins des plaines formées par les dépôts sublittoraux et d'eau profonde encouragent la formation de la tourbe car ces sédiments à faible porosité sur des surfaces planes donnent lieu à un mauvais drainage. De vastes étendues de tourbe occupent également

la plaine de sédiments deltaïques et de sédiments littoraux près du rivage actuel de la mer, où la topographie et l'abondance probable de glace de sol marquée par les nombreux lacs thermokarstiques résultent en un mauvais drainage malgré la présence de sédiments plus grossiers. L'influence du pergélisol est traitée dans la prochaine section.

3.3 Influence du pergélisol sur la morphogénèse

La morphogénèse actuelle est en grande partie liée à la présence du pergélisol qui commande toute une gamme de processus dont la solifluction décrite dans la section 3.2.5 et l'ensemble des phénomènes liés à la glace de sol dont les dépressions thermokarstiques sont les plus spectaculaires. Les sols à figures géométriques modifient également le paysage, bien qu'à une échelle plus petite. La présence de talus d'éboulis au pied d'escarpements rocheux suggère de plus une gélifraction importante ou des phénomènes de décompression.

3.3.1 Le mollisol

Le dégel saisonnier affecte, en moyenne, le premier mètre de la surface dans la région. Cependant, l'épaisseur du mollisol peut varier suivant les différences de texture puisque celles-ci influencent la teneur en eau du sol qui influence à son tour la conductivité thermique. Généralement, le mollisol est peu épais aux

endroits mal drainés et couverts de végétation alors qu'il atteint son épaisseur maximum dans les sols nus bien drainés (French, 1976, p. 60). Puisque le dégel saisonnier n'affecte qu'une couche relativement mince, l'humidité du sol peut atteindre un niveau de saturation assez rapidement et l'eau ne peut s'échapper à travers la couche gelée imperméable sous-jacente. Alors, la couche dégelée est susceptible de se déformer par coulées de solifluction (French, 1976, p. 135).

Dans la région, de nombreuses coulées de solifluction ont pu être observées sur des pentes moyennes à faibles (7° à 3°) dans le matériel grossier et sur des pentes très faibles (moins de 3°) dans le matériel fin. Elles se retrouvent principalement le long des pentes au pied des escarpements rocheux, qui soutiennent les pentes les plus fortes, et dans les plaines de sédiments fins. L'étendue de ces coulées est très grande et s'explique probablement par le degré de saturation du sol. Celui-ci serait plus important dans les plaines de sédiments fins mal drainés où une teneur en eau potentiellement élevée et une faible épaisseur du mollisol encourageraient certainement une forte saturation du matériel dégelé.

La présence d'un pergélisol entraîne un drainage superficiel se limitant à la fraction dégelée du sol. Ce drainage superficiel encourage le ruissellement là où celui-ci n'est pas fortement limité par une couverture végétale importante. Ce ruissellement est en grande partie responsable de la formation de nombreux ravins qui découpent le paysage.

3.3.2 La glace de sol

Dans la région, le pergélisol se retrouve en moyenne à plus de 1 m de la surface et à près de 50 cm derrière la face des affleurements. Il est caractérisé en général par de la glace disséminée dans les pores du matériel et par de minces lentilles de glace. La distribution de la glace de sol sera d'abord discutée, suivi d'une description des phénomènes liés à la glace de sol.

Distribution

Les échantillons prélevés en vue de l'analyse granulométrique ont fait également l'objet d'une analyse de la teneur en eau du matériel. Le tableau 11 présente les pourcentages obtenus pour la majorité des échantillons prélevés. La teneur en eau du matériel gelé est généralement plus importante que celle du matériel non-gelé pour un sédiment de même texture. Il existe de plus un rapport direct entre la granulométrie du matériel et la teneur en eau: les sédiments les plus fins ont une teneur en eau plus élevée que les sédiments grossiers. Ainsi, les sédiments grossiers non-gelés atteignent entre 1,3 et 9,1% alors que les sédiments fins non-gelés atteignent entre 7,4 et 34,9%. Ce rapport s'applique également aux sédiments gelés. La teneur en eau plus importante des échantillons prélevés dans le pergélisol, compte tenu des différences granulométriques avec le matériel non-gelé, dénote une saturation du matériel relativement plus élevée

TABLEAU 11

TENEUR EN EAU DU MATERIEL.

| NO. D'ECHANTILLON | TYPE DE MATERIEL | TENEUR EN EAU % |
|----------------------|----------------------------|--------------------|
| 1. (HB1-1) | sable silteux | 15,55 |
| 2. (HB1-3) | argile silteuse | 21,98 |
| 3. (HB1-4) | argile | 22,72 |
| 4. (HB1-5) | argile silteuse | 26,26 |
| 5. (HB1-6) | argile silteuse | 25,13 |
| 6. (HB1-11) | sable (fin) | 9,11 |
| 7. (HB2-1) | argile silteuse | 24,32 |
| 8. (HB2-2) | argile | 34,85 |
| 9. (HB2-4) | sable (fin) | 8,92 |
| 10. (HB2-7) | sable silto-graveleux | 3,50 |
| 11. (HB2-8) | sable silteux | 7,39 |
| 12. (HB2-10) | sable graveleux | 2,37 |
| 13. (HB3-1) (a) | sable légèrement graveleux | 21,74 |
| 14. (HB3-2) (a) | silt sableux | 24,06 |
| 15. (HB6-1) (a) | sable silteux | 19,94 |
| 16. (HB7-1) (a) | sable silteux | 18,51 |
| 17. (HB11-1) (a) | sable graveleux | 19,74 |
| 18. (HB11-2) (a) | sable légèrement graveleux | 20,30 |
| 19. (HB11-3) (a) | sable légèrement graveleux | 13,94 |
| 20. (A1-1) | argile | 31,19 |
| 21. (A1-2) | argile silteuse | 23,85 |
| 22. (A1-3) | sable silteux | 12,06 |
| 23. (A2-3) | sable graveleux | 1,30 |

Note: (a) indique les échantillons prélevés dans le pergélisol

dans le sol gelé. La teneur en eau plus importante des sédiments fins gelés implique la présence d'un pourcentage plus élevé de glace de ségrégation dans les sédiments fins des plaines de sédiments sublittorales et d'eau profonde que dans les sédiments grossiers deltaïques ou de plage.

Le thermokarst

Plusieurs lacs et dépressions d'origine thermokarstique se concentrent sur les surfaces deltaïques planes de 40 à 20 m a.n.m. situées près du rivage actuel. Les lacs résultent de la fonte différentielle du pergélisol (French, 1976, p. 124). Les dépressions et les gradins à l'intérieur de ces dépressions suggèrent un drainage graduel où chacun des gradins représenterait le niveau successivement plus bas de ces lacs. Ces lacs et dépressions témoignent de l'abondance de glace dans le sol. En effet, les lacs thermokarstiques se retrouvent surtout "dans les sols contenant des lentilles de glace dont le volume excède la porosité du matériel non-gelé" (Gagnon, 1974, p. 31). Il est possible que la dégradation du pergélisol ait été accentuée par un réchauffement climatique, probablement postérieur à l'hypsithermal. Ceci expliquerait la concentration de ces lacs sur une même surface deltaïque. Mais peu d'évidence est présentement disponible pour appuyer ou réfuter cette hypothèse.

Vestiges de pingo(?)

Une dépression circulaire entourée d'une crête atteignant entre 3 et 4 m de hauteur se trouve au nord-ouest de la plaine de sédiments deltaïques liée au delta de 100 m a.n.m. (carte en pochette). Cette dépression se situe dans le sable grossier deltaïque, près de la limite des sédiments grossiers des arcs de plage. Des petits lacs occupent le centre de la dépression et semblent former les vestiges d'un lac ayant occupé l'entière dépression. La crête est caractérisée par une faible pente vers l'extérieur de la dépression ($2^{\circ} 30'$) et une pente plus forte vers l'intérieur de la dépression ($7^{\circ} 20'$ à $12^{\circ} 20'$). La face interne de la crête est marquée par des replats qui indiquent probablement les phases successives de drainage d'un lac par une brèche dans la crête à l'ouest de la dépression.

Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer la présence de cette dépression. Une première hypothèse suggère une origine thermokarstique. Cependant la dégradation du pergélisol n'entraîne pas la formation d'une crête autour de la dépression, comme il est possible de le constater par les nombreux lacs et dépressions thermokarstiques présents dans la région. Une deuxième hypothèse lie cette forme à un iceberg qui se serait échoué sur la côte à la période où les plages adjacentes maintenant soulevées étaient en voie de formation. Une telle masse de glace en s'échouant aurait pu possiblement créer une dépression dont les bordures se seraient

accentuées par l'écoulement des eaux de fonte grugeant sa base. Mais cette hypothèse s'avère peu plausible et amène de plus le problème de la source de cette masse de glace. Une troisième hypothèse associe cette forme à la présence d'un kame. Toutefois, il ne semble pas y avoir d'évidence suggérant la présence d'un complexe fluvioglaciaire dans ce secteur. Mais il se peut que l'abondance des sédiments marins dissimule les sédiments fluvioglaciaires. Cependant la crête entourant la dépression est formée du même matériel que la plaine deltaïque environnante. Il est alors douteux qu'il s'agisse d'un kame. Une autre explication lie cette dépression entourée d'une crête aux vestiges d'un pingo de type fermé, qui se serait formé à partir du fond d'un ancien lac dont les traces ont disparu. En effet, ces crêtes ont été observées fréquemment suivant la fonte du noyau de glace formant un pingo. Elles sont formées par "the movement of material down the side of the pingo by solifluction and creep" (French, 1976, p. 245). L'obstacle majeur à cette quatrième hypothèse est la dimension de la dépression. Celle-ci atteint un effet entre 410 et 480 m de diamètre (crête comprise) alors que la dimension maximum des pingos est placée à environ 300 m de diamètre (French, 1976, p. 93). Trop de questions demeurent et, faute d'une étude détaillée de cette forme sur le terrain, ce relief reste un problème. Faute d'une interprétation sûre, cette forme a été représentée sur la carte sans y assigner une interprétation.

3.3.3 Les sols à figures géométriques

Les sols à figures géométriques ne sont que des formes très mineures du relief. Ces formes jouent néanmoins un rôle dans la modification du paysage. Les types de sols à figures géométriques examinés dans la région comprennent les polygones, les ostioles et les cercles de pierre.

Les polygones

La présence de polygones dans la région marque la formation de fentes de gel qui, avec le temps, ont donné lieu à la formation de coins de glace (French, 1976, p. 187). Deux types de polygones ont été identifiés: les polygones à centre bombé et les polygones à centre déprimé. Cette appellation qui décrit la forme du polygone est en fait liée à la présence de crêtes le long des fentes polygonales.

Les polygones à centre déprimé

"possess upstanding rims, often in excess of 50 cm in height, which correspond to the upthrust sediments adjacent to the ice wedge, and a low wet centre composed of sedges and tussock tundra. In exceptionally poorly drained areas, the center of the polygon together with the central depression running along the line of the thermal contraction crack and between the two upthrust rims, are filled with water" (French, 1976, p. 116-117).

Les polygones à centre bombé sont formés à partir de l'évolution graduelle des polygones à centre déprimé amenée par

"a widening of the upthrust ridges, either by continued ice-wedge growth or by vegetation growth, such that the ridges begin to encroach upon the central sedge and tussock area. An elevated peaty area finally emerges surrounded by throughs along the underlying ice wedges" (French, 1976, p. 117).

La localisation de ces deux types de polygones est d'abord décrite et les facteurs influençant leur distribution sont ensuite examinés.

Les polygones à centre bombé sont concentrés dans les zones de sable grossier et de gravier des deltas, terrasses ou plages soulevées. Ils sont beaucoup plus rares sur les plaines de sable silteux. Les polygones à centre déprimé semblent préférer un matériel plus grossier. On les retrouve dans les anciens chenaux tapissés de till délavé et dans les sédiments deltaïques composés de blocs, galets, gravier et sable grossier. Certains découpent le matériel fluvio-glaciaire. La surface couverte par les polygones à centre déprimé est beaucoup plus restreinte que celle occupée par les polygones à centre bombé.

Les deux types de polygones ont tendance à se concentrer dans les sites relativement bien drainés. Il semble ainsi y avoir une relation entre la formation des coins de glace et l'humidité du sol.

Ceci rejoint l'opinion de Romanovskij selon laquelle une teneur importante en eau ou en glace d'un sol freine la formation de coins de glace puisqu'il existe une interdépendance entre la résistance thermique du matériel à la fracturation et la saturation du sol (Romanovskij, 1973, p. 253). Il est probable que la quasi-absence de polygones dans les zones de sédiments fins soit due au degré de saturation du sol, un matériel plus fin étant plus apte à devenir sursaturé qu'un matériel grossier sous les mêmes conditions topographiques.

La formation de polygones, de par sa nature même, modifie peu le paysage. Mais la présence d'un réseau polygonal peut amener des modifications du drainage ce qui peut influencer la morphogénèse à une échelle plus grande. En effet, le drainage peut avoir tendance à emprunter le réseau polygonal créé par les polygones à centre bombé et ainsi susciter une érosion à la fois thermique (de par l'action de l'eau sur le coin de glace) et mécanique (sur les particules non cimentées par la glace) accélérant la modification du paysage. De fait, il a été remarqué sur le terrain que l'érosion des versants de certains ravins se concentre le long des fentes du réseau polygonal. Les polygones jouent ainsi un rôle relativement important sur la morphogénèse actuelle.

Les ostioles

Les ostioles sont des petites buttes étalées formées de

matériel fin, souvent marquées par une absence de végétation à leur centre (French, 1976, p. 185). Les ostioles examinées dans la région sont généralement formées de silt^v et atteignent un maximum de 1 m de diamètre, bien qu'elles soient généralement de dimension plus restreinte. Les ostioles résultent de la pression cryostatique formée quand un matériel non-gelé existe entre la surface et le pergélisol lors de la période de gel: cette pression éjecte alors le matériel vers la surface (French, 1976, p. 192). La formation de ces ostioles est ainsi liée à la fluidité du matériel qui est à son tour liée au degré de saturation et à la texture de celui-ci. Les ostioles se développent alors dans les zones ayant une certaine teneur de matériel fin sursaturé. Il est à noter cependant que les ostioles observées dans la région se retrouvent généralement sur des surfaces planes ou à pentes très faibles et non dans les dépressions ce qui suggère une limite de saturation pour la formation de ces phénomènes.

Les cercles de pierre

Quelques cercles de pierres ont été observés dans le matériel fluvioglaciaire. Ils sont constitués de matériel grossier où les éléments les plus grossiers sont rejetés vers la périphérie. Ces cercles de pierre apparaissent dans le fond des kettles. Leur origine est liée à une combinaison de processus.

"In the first stage, upfreezing of coarse material due to frost action resulted in

the accumulation of coarse, relatively dense material at the surface, overlying finer materials at depth. In the second stage, the denser material at the surface is responsible for load deformation that is expressed in the upwelling of plugs of fines. Where the plug breaks through to the surface, sorted circles are formed" (French, 1976, p. 192).

Il existe une série d'inter-relations entre les formes liées au pergélisol et la texture du matériel, le relief et le drainage. Les différents phénomènes décrits jouent un rôle plus ou moins important dans la modification du paysage. Le pergélisol; de par son action directe ou indirecte sur les processus géomorphologiques, a ainsi une influence marquée sur la morphogénèse actuelle.

CHAPITRE 4

SYNTHESE HISTORIQUE

Les dépôts du secteur inférieur de la rivière Coppermine représentent un complexe sédimentaire mis en place depuis la dernière glaciation jusqu'à nos jours. Les travaux de cartographie et l'analyse des coupes ont permis d'identifier l'origine de ces sédiments et de retracer les principales étapes de l'évolution géomorphologique régionale suite au retrait des glaces de cette section des basses terres du golfe du Couronnement.

Le placage de till qui tapisse les hautes terres et la couverture morainique qui recouvre les dépressions dans la roche en place font partie d'une couche de till qui forme l'unité de base dans la séquence stratigraphique de sédiments non consolidés. Cette unité associée à la dernière glaciation représente les sédiments quaternaires les plus anciens de la région.

L'énorme quantité d'eau engendrée par la fonte de la masse de glace qui recouvrait les basses terres du golfe du Couronnement mobilisa d'importantes quantités de matériaux qui furent redéposés comme sédiments fluvioglaciaires. Les importants eskers qui parcourent la région ont une orientation générale nord-nord-ouest - sud-sud-est.

Cette direction d'écoulement des eaux de fonte correspond à la direction de l'écoulement de la glace telle qu'identifiée par les stries, les broutures et les cannelures. Cette direction de l'écoulement des glaces est similaire à celle déterminée par O'Neill (1924) et Craig (1960).

Suite au retrait des glaces la mer envahit la zone côtière déprimée par glacio-isostasie sous le niveau marin. C'est ainsi que cette transgression marine atteint la cote actuelle de 170 m a.n.m. Aucune évidence sédimentaire de cette rapide transgression n'a été retrouvée, sauf peut-être le délavage du till dans les fonds des vallées enfouies ou à la base de la séquence marine. L'altitude maximale de la transgression marine postglaciaire est marquée par l'apex d'un haut delta mis en place dans ce haut niveau marin par la rivière Coppermine ancestrale. Elle est également marquée par les petits deltas glacio-marins, formés de gravier et de sable grossier, à l'est de la région. Elle s'avère ainsi environ 20 m plus élevée que la limite de transgression établie par O'Neill (1924) et Craig (1960). La déglaciation a alors permis à la rivière Coppermine de reprendre son cours vers le nord puisque les glaces ne formaient plus barrage à son écoulement. La distribution des sédiments à partir de ce moment reflète un ensemble de milieux sédimentaires interdépendants liées en grande partie au phénomène du relèvement glacio-isostatique.

La déglaciation provoque la mise en action du relèvement glacio-isostatique responsable du retrait marin qui lui entraîne la migration graduelle de l'embouchure de la rivière Coppermine vers le nord. Or, celle-ci transportait d'énormes quantités de sédiments qui lui étaient fournis d'une part par les eaux de fonte provenant des masses de glace en décrépitude et, d'autre part, par le remaniement des sédiments du Lac glaciaire Coppermine. La mise en place de ces sédiments dans des niveaux successivement plus bas de la mer permet la construction de deltas dont les apex se situent à 170 m, 140 m, 100 m et 40 m n.n.m. respectivement. La mise en place de sédiments dans les milieux littoraux, sub-littoraux et d'eau profonde est associée de près à cette déposition deltaïque. La distribution spatiale des sédiments comme leur succession verticale reflètent ces différents environnements.

La sédimentation dans les parties relativement profondes de la mer postglaciaire est représentée par d'importants dépôts de silt et d'argile rythmés. L'origine marine de ces dépôts est confirmée par la présence à leur limite sommitale de nombreux coquillages fossiles marins (surtout *Macoma calcarea*). Cette sédimentation en eau profonde est marquée par le mauvais triage du matériel qui représente un milieu à faible énergie de remaniement généralement associé à un milieu sous la limite d'action des vagues. Elle est également marquée par la plus grande épaisseur de ces sédiments au nord de la région qui forme la partie émergée qui est demeurée sous les eaux marines le plus longtemps;

c'était également le milieu occupé par les eaux les plus profondes du bassin marin postglaciaire. Les dépôts à cet endroit atteignent 70 m d'épaisseur. Or, d'après Walker (1981c), seuls les courants de turbidité sont capables de transporter de telles quantités de ce type de sédiments en eau profonde. Ces rythmites apparaissent plus sableuses et plus épaisses au sud qu'au nord de la région, typiques des faciès proximal et distal liés à la mise en place des turbidites. Les rythmites de silt et d'argile résulteraient ainsi d'une importante sédimentation par des courants de turbidité générés en toute probabilité sur des fronts deltaïques en croissance rapide. Ces sédiments présentent généralement un granuloclasement inverse typique des sédiments mis en place dans une zone d'exondation.

Un diamicton de près de 30 m d'épaisseur marque un événement important tôt dans la séquence sédimentaire postglaciaire: une série de coulées boueuses se sont engendrées par la liquéfaction des sédiments glaciolacustres que la rivière Coppermine incisait quand elle reprit son cours vers le nord. Ce matériel mis en place en interdigitation avec les rythmites marines en fait un olisthostrome classique (Rupke, 1978, p. 379). L'origine de l'olisthostrome a été établie d'après sa grande étendue et son épaisseur, la présence de sédiments provenant de différentes formations ainsi que l'absence de déformation des rythmites à la base (Lajoie et St-Onge, sous presse).

Vers le haut, les dépôts de silt et d'argile passent graduellement à des sédiments plus grossiers de plage ou de delta. Il y a ainsi un continuum dans la sédimentation. Il s'agit donc d'une séquence inverse classique d'une mer en régression (Blatt et al., 1980).

En coupe verticale, les sédiments deltaïques sont caractérisés par un granuloclasement inverse et par la présence de grands foresets atteignant un pendage de 26° vers le nord. Ces sédiments ont été mis en place dans la partie subaquatique des deltas. Or, les sédiments deltaïques sont également caractérisés par les sédiments mis en place dans la partie subaérienne du delta dominée par les processus fluviaux: le granuloclasement inverse laisse ainsi place à un granuloclasement normal représentant les sédiments remaniés par les nombreux chenaux à la surface de la plaine deltaïque. Les rythmites marines représentent les lits bottomsets. On retrouve ainsi la séquence entière des bottomsets, foresets et topsets liée à la progradation deltaïque.

Les sédiments deltaïques grossiers présentent plusieurs caractéristiques spatiales associées à leur mode de mise en place. La répartition des dépôts deltaïques dépend en grande partie de l'équilibre entre les processus fluviaux et les processus marins. La répartition des dépôts est toutefois fortement influencée par la morphologie structurale de la roche en place, surtout au sud de la région.

Dans les zones de plaines, les dépôts s'étalent en forme d'éventail vers le nord à partir de différents apex; la forme lobaire est également caractéristique de la déposition deltaïque. Les sédiments présentent une répartition spatiale de plus en plus fine depuis l'apex jusqu'aux limites latérales de chaque étendue de sédiments et une distribution préférentielle des sédiments plus grossiers suivant l'axe de la rivière Coppermine actuelle, typiques des sédiments d'origine deltaïque. La faible pente des surfaces deltaïques et la présence de nombreuses cicatrices de chenaux anastomosés sur ces surfaces sont également des éléments typiques des deltas.

Les sédiments de plage ou sédiments littoraux présentent également un granuloclassement inverse mais ils sont différenciés des sédiments deltaïques par un degré de triage supérieur, reflétant un milieu d'énergie plus constante sur une plus longue période de temps. Ils sont également caractérisés par d'amples stratifications entrecroisées à faible pendage vers l'intérieur des terres. Un contact érosif les sépare des rythmites de silt et d'argile sous-jacentes, au contraire du contact graduel observé dans les sédiments deltaïques. Ces sédiments forment des séries de crêtes parallèles au rivage actuel, typiques des cordons littoraux marquant le haut de plage et témoins des lignes de rivage successives qui se sont formées lors de la régression marine.

Le relèvement glacio-isostatique responsable de la régression

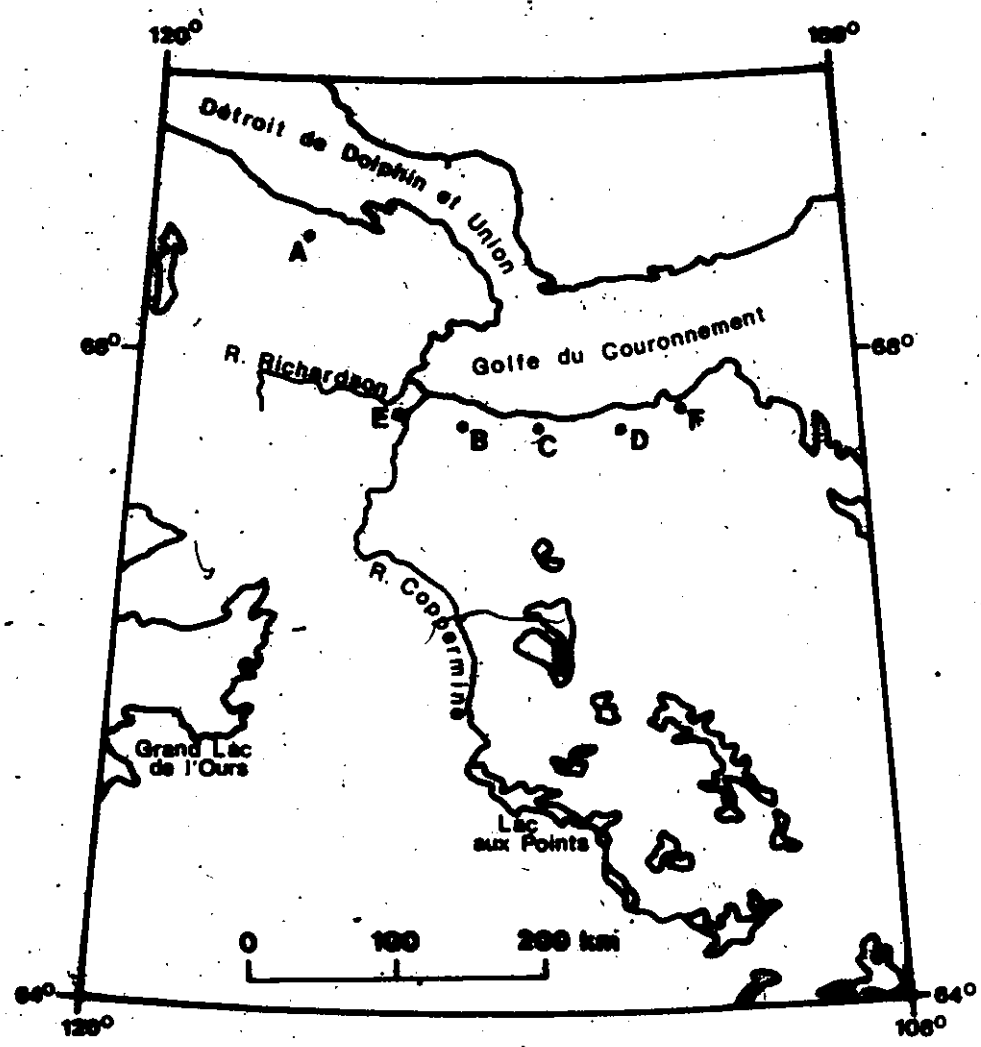
marine provoque l'encaissement de la rivière Coppermine dans ses propres dépôts et dans les dépôts marins sous-jacents. Il en résulte des hautes terrasses d'érosion ainsi que des dépôts de terrasses de remblaiement et de chenaux abandonnés. Les terrasses d'érosion se retrouvent à divers niveaux au-dessus de la rivière Coppermine actuelle et ne sont pas appareillées. Il s'agit de paliers d'érosion recouverts d'une mince couche d'alluvions. La non-concordance des niveaux résulte probablement d'un déplacement latéral de la rivière au cours de son encaissement. Dans le cas du niveau de plus de 20 m, les sédiments de terrasses plus importants résultent d'un remblaiement dont l'origine n'est pas complètement élucidée. Cette déposition alluviale est marquée par un granuloclasement normal séparé des sédiments marins sous-jacents par un contact d'érosion. De nombreux débris organiques, surtout vers le haut de la séquence, reflètent un milieu où des crues périodiques enfouissent les débris végétaux. Les sédiments de chenaux abandonnés sont associés en majeure partie à l'ancien parcours de la rivière Coppermine. Ces parcours ont entaillé la surface des dépôts deltaïques et remanié ces sédiments. L'encaissement progressif force l'abandon de ces surfaces, marqué par des terrasses d'érosion.

Le réseau de ravins découpant le paysage s'est développé en s'intensifiant au fur et à mesure de l'incision de la rivière Coppermine qui représente le niveau de base de ce système.

Les alluvions modernes sont associés aux sédiments de la plaine d'inondation actuelle de la rivière Coppermine. Ils forment des flots et des bancs qui ont probablement été initiés en réponse aux changements de débit saisonnier et à la charge en matériaux grossiers de la rivière.

Les dépôts gravitaires et les dépôts organiques ont tous deux été mis en place depuis la déglaciation et dans les secteurs couverts par la transgression postglaciaire au fur et à mesure que le retrait marin laissait apparaître de nouvelles terres. L'influence du pergélisol sur ces terres progressivement émergées est surtout marquée par les nombreuses coulées de solifluction et par la présence de plusieurs dépressions thermokarstiques.

Les dates au ^{14}C obtenues à partir de coquillages fossiles marins permettent d'estimer l'âge minimum de la transgression marine postglaciaire (fig. 22). La date la plus ancienne provient du site A sur les basses terres adjacentes au détroit de Dolphin et Union. Bien qu'elle ne peut déterminer la hauteur de la mer à cette époque (Craig, 1960), elle indique que la mer occupait ce secteur il y a au moins 10 500 ans. Les dates obtenues aux sites B, C, D, E et F le long de la côte du golfe du Couronnement indiquent que la mer occupait ces basses terres il y a au moins 10 200 ans. La limite marine de 170 m a.n.m. reconnue dans la région aurait ainsi été atteinte à cette date. La position du front glaciaire estimée à 9500 années



| 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 ± 200 | coquillages |
| B | I(GSC)-22* | 131 | 8 275 ± 220 | coquillages |
| C | I(GSC)-16* | 150 | 9 100 ± 180 | coquillages |
| D | I(GSC)-17* | 85 | 10 215 ± 220 | coquillages |
| E | GSC-3327 | 100 | 9 880 ± 80 | coquillages <i>Macoma calcarata</i> |
| F | GSC-3384** | 108 | 9 620 ± 130 | coquillages <i>Hiatella arctica</i> |

* Craig, 1980, p. 8

** Bruneau, 1984 (sous presse).

FIGURE 22. Dates au ¹⁴C obtenues à partir de coquillages marins dans la région du golfe du Gourenement (d'après St-Onge, 1983 (manuscrit))

B.P. par Prest (1969) doit donc être déplacée vers l'est du golfe du Couronnement. Le front glaciaire aurait plutôt occupé la région entre 10 200 et 10 500 années B.P.

La différence entre la date obtenue au site A et celles obtenues aux sites B, C, D, E et F suggère que le retrait glaciaire s'est opéré rapidement depuis les basses terres du détroit de Dolphin et Union jusqu'à l'est du golfe du Couronnement. Ce retrait rapide est probablement dû au fait que la glace vêtait dans le bras de mer. La vitesse de retrait des glaces a probablement suscité un relèvement glacio-isostatique initial également rapide (voir section 2.1.2). La forme du relèvement serait ainsi celle d'un relèvement forcé rapide, suivi d'un relèvement progressif de relaxation. La forme du relèvement reflèterait alors une courbe exponentielle décroissante telle que déjà exprimée par les taux de relèvement disponibles pour la région du golfe du Couronnement.

L'évolution du paysage de la région depuis la dernière glaciation a été fortement marquée par le relèvement glacio-isostatique. La déglaciation a permis la reprise d'un écoulement de la rivière vers le nord et a provoqué la transgression marine. L'interface des deux donna lieu à la formation de deltas. La déglaciation en initiant le relèvement glacio-isostatique est le mécanisme responsable de la régression marine et de l'encaissement de la rivière, qui ont donné lieu à une imbrication des unités par sédimentation et/ou érosion.

La carte des dépôts meubles, en identifiant la répartition et la genèse des différents sédiments et en traduisant les étapes de l'évolution du paysage de par sa légende basée en grande partie sur la lithostratigraphie, s'avère un outil inégalé pour retracer l'évolution de la région. La distribution spatiale des sédiments telle que représentée sur la carte permet de suivre la succession et la simultanéité des processus responsables de l'édification du paysage actuel.

CONCLUSION

Cette thèse avait pour but de reconstituer l'évolution post-glaciaire de la région entre les monts Coppermine et September et le golfe du Couronnement, et ainsi de déterminer la séquence d'événements ayant modifié le paysage depuis la déglaciation. La cartographie systématique des dépôts meubles et des formes majeures du relief qui leur sont associées et l'analyse lithostratigraphique ont permis d'atteindre ce but en identifiant la genèse des sédiments dans un continuum évolutif d'après leurs caractéristiques spatiales et lithologiques.

La méthodologie employée a permis de reconnaître une succession de deltas, résultat de l'interaction entre le rétablissement du cours de la rivière Coppermine vers le nord suivant la déglaciation, et l'existence d'un niveau marin plus élevé, déjà mentionnés par les travaux antérieurs. Cette étude a ainsi réussi à élucider en détail la séquence sédimentaire d'une mer en régression, avec son cortège de sédiments qui aboutit à une séquence verticale inverse. Elle a de plus permis de souligner le rôle majeur joué par la déglaciation et le relèvement glacio-isostatique sur la répartition des sédiments. L'importance des grands traits du relief a également été reconnue. Cette étude a aussi permis de reconnaître l'importance du rôle du pergélisol sur la modification du paysage.

Les travaux de cartographie ont non seulement permis d'élucider la nature et la distribution des dépôts meubles mais ont également permis de fixer l'altitude maximale de la transgression marine postglaciaire, soit 170 m a.n.m. Ce niveau est corroboré par la présence d'une série de deltas d'étendue plus restreinte à l'est de la région. La limite marine de 170 m a.n.m. est nettement plus élevée que celle établie par les travaux antérieurs.


Les dates au ^{14}C obtenues dans le cadre de ce travail s'ajoutent à celles déjà disponibles pour préciser l'âge minimum de la transgression marine postglaciaire, soit 10 200 années B.P. Ce résultat implique des modifications importantes à la carte des fronts glaciaires de Prest (1969).

La reconstitution de l'évolution géomorphologique de la région permet de préciser certains détails de l'histoire postglaciaire d'un secteur peu étudié, la partie nord-centrale du District de Mackenzie aux Territoires du Nord-Ouest. L'étude permet aussi une meilleure connaissance de cette région de l'Arctique canadien. Les résultats obtenus mettent en évidence l'importance des études régionales où il est possible d'identifier l'interaction de divers processus géomorphologiques qui conduisent à une compréhension globale du paysage et de ses multiples composantes.

Des travaux supplémentaires seraient nécessaires pour approfondir certains aspects de l'étude. Ainsi, une analyse plus détaillée des rythmites marines permettrait de dégager des caractéristiques additionnelles liées aux courants de turbidité responsables de leur mise en place. Une étude plus poussée du diamicton serait importante afin de préciser la genèse de cet olisthostrome, un phénomène peu commun dans la séquence de sédiments meubles dans l'Arctique canadien. La présence d'une crête circulaire dont l'origine demeure incertaine requiert un examen plus détaillé qui permettrait sans doute d'identifier son origine et sa signification.

La présence de deltas au niveau de 170 m a.n.m. à l'est de la région de thèse suggère l'importance d'une étude dans ce secteur afin de reconnaître une étape de plus dans le modèle de déglaciation proposé par St-Onge (manuscrit, 1983).

L'étude nous a fourni une occasion inespérée de travailler dans l'Arctique canadien tout en nous permettant de nous familiariser avec les techniques de terrain essentielles à toute étude géomorphologique. Le paysage le long de la rivière Coppermine est inoubliable et c'est un rare privilège que d'avoir eu la possibilité de connaître et d'apprendre à aimer cette vaste étendue qu'est la toundra.



BIBLIOGRAPHIE

Advisory Commission on the Development of Government in the Northwest Territories.

1966a: Atlas of the Northwest Territories, Canada; v. 1, texte, 155 p.

Advisory Commission on the Development of Government in the Northwest Territories.

1966b: Atlas of the Northwest Territories, Canada; v. 2, cartes, 47 p.

Andrews, J.T.

1970: 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, v. 7, n° 2, p. 703-715.

Andrews, J.T. et Barnett, D.M.

1972: Analysis of Strandline Tilt Directions in Relation to Ice Centers and Postglacial Crustal Deformation, Laurentide Ice Sheet; Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography, v. 54A, n° 1, p. 1-11.

Andrews, J.T., McGhee, R. et McKenzie-Pollock, L.

1971: Comparison of Elevations of Archaeological Sites and Calculated Sea Levels in Arctic Canada; Arctic, v. 24, n° 3, p. 210-228.

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

1973: Coppermine and Dismal Lakes Map-Areas 86 O and 86 N; Commission géologique du Canada, Etude 71-39, 20 p.; cartes 1337A et 1338A.

Barry, R.G. et Chorley, R.J.

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

Blatt, H., Middleton, G. et Murray, R.

1980: Origin of Sedimentary Rocks; 2^e édition, Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 782 p.

Bloom, A.L.

- 1978: Fluvial Erosion and Transport: River Channels; chapitre 9 dans Geomorphology. A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms, Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, p. 197-227.

Bruneau, H.C.

- 1984: Géologie du Quaternaire de la région de la rivière Kennarctic, District du MacKenzie, T.N.O.; dans Contributions to the Geology of the Northwest Territories, Northern Geology Division, Northern Affairs Program, Department of Indian Affairs and Northern Development, Yellowknife (sous presse).

Chipman, K.G. et Cox, J.R.

- 1924: Geographical Notes on the Arctic Coast of Canada; Report of the Canadian Arctic Expedition 1913-18, v. XI: Geology and Geography, Part B, F.A. Acland, Ottawa, p. 10B - 25B.

Coleman, J.M. et Prior, D.B.

- 1981: Deltaic Sand Bodies. A 1980 Short Course; AAPG Continuing Education Course Note Series # 15, AAPG Department of Education, Tulsa, Oklahoma, 171 p.

Commission géologique du Canada.

- 1979: Comment préparer cartes et rapports; Rapport divers 30, Énergie, Mines et Ressources Canada, 23 p.

Conybeare, C.E.B.

- 1979: Lithostratigraphic Analysis of Sedimentary Basins; Academic Press, Inc., New York, 555 p.

Coque, R.

- 1977: Géomorphologie; Librairie Armand Colin, Paris, 430 p.

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.

Derruau, M.

- 1974: Précis de géomorphologie; sixième édition, Masson et C^{ie}, éditeurs, Paris-VI^e, 435 p.

Énergie, Mines et Ressources Canada.

- 1979: Coppermine, District of Mackenzie, Northwest Territories; Carte topographique 86-0, échelle 1:250 000, Direction des levés et de la cartographie.

Environnement Canada.

1980: Sommaire chronologique de l'écoulement, Yukon et Territoires du Nord-Ouest, jusqu'à 1979; Direction générale des eaux intérieures, Direction des ressources en eau, Division des relevés hydrologiques, Ottawa, 96 p.

Environnement Canada.

1982a: Normales climatiques au Canada. Volume 2: Température. 1951-1980; Publication du Programme climatologique canadien, Service de l'environnement atmosphérique, 306 p.

Environnement Canada.

1982b: Normales climatiques au Canada. Volume 3: Précipitations. 1951-1980; Publication du Programme climatologique canadien, Service de l'environnement atmosphérique, 602 p.

Environnement Canada.

1982c: Normales climatiques au Canada. Volume 6: Gel. 1951-1980; Publication du Programme climatologique canadien, Service de l'environnement atmosphérique, 276 p.

Folk, R.L.

1980: Petrology of Sedimentary Rocks; Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, 61 p.

French, H.M.

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

Friedman, G.M.

1962: On Sorting, Sorting Coefficients, and the Lognormality of the Grain-Size Distribution of Sandstones; The Journal of Geology, v. 70, janvier-novembre, p. 737-752.

Gagnon, H.

1974: La photo aérienne: son interprétation dans les études de l'environnement et de l'aménagement du territoire; Les Éditions HRW Ltée, Montréal, 278 p.

Geurts, M.-A.

1983: Relations entre spectres polliniques contemporains et topographie dans la vallée de la Coppermine, Territoires du Nord-Ouest; Journal canadien de botanique, v. 61, n° 2, p. 586-593.

Geurts, M.-A. et Bourgeois, J.

1980: Essais d'analyses palynologiques dans le Parc de la Gatineau (Québec) et dans la vallée de la Coppermine (Territoires du Nord-Ouest); Géoscope, v. XI, n° 2, p. 5-18.

- Guay, F. et St-Onge, D.A.
1981: Les terrasses fluviales dans la vallée de la rivière Coppermine, Territoires du Nord-Ouest; Géoscope, v. XII, n° 2, p. 51-58.
- Guilcher, A.
1958: Coastal and Submarine Morphology; Methuen and Co. Ltd., London, England, 274 p.
- Haldorsen, S. et Shaw, J.
1982: The Problem of Recognizing Melt-Out Till; Boreas, v. 11, p. 261-277.
- Howard, A.D. Fairbridge, R.W. et Quinn, J.H.
1968: Terraces, Fluvial - Introduction; dans The Encyclopedia of Geomorphology, Encyclopedia of Earth Science Series, volume 3, éd. R.W. Fairbridge, Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania. p. 1117-1123.
- Komar, P.D.
1976: Beach Processes and Sedimentation; Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 429 p.
- Lajoie, J. et St-Onge, D.A.
1984: Characteristics of Two Pleistocene Channel-Fill Deposits and Their Implication on the Interpretation of Megasequences in Ancient Sediments; soumis à la revue Sedimentology.
- Lowe, D.R.
1979: Sediment Gravity Flows: Their Classification and Some Problems of Application to Natural Flows and Deposits; dans Geology of Continental Slopes, éd. L.J. Doyle et O.H. Pilkey, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 27, Tulsa, Oklahoma, p. 75-82.
- Maxwell, J.B.
1980: Le climat des îles arctiques et des eaux adjacentes du Canada; v. 1, Environnement Canada, Service de l'environnement atmosphérique, 532 p.
- McAllister, D.E. et St-Onge, D.A.
1981: Postglacial Fossil Fishes from Coppermine River, Northwest Territories, Canada; Canadian Field-Naturalist, v. 95, n° 2, p. 203-205.
- McDonald, B.C. et Kelly, R.G.
1968: Procedures used in Sedimentology Laboratory, Geological Survey of Canada, Ottawa; Département of Energy, Mines and Resources, Ottawa, 19 p.

Miall, A.D.

- 1981: Deltas; *dans* Facies Models, éd. R.G. Walker, Geoscience Canada, Reprint Series 1, Geological Association of Canada Publications, Toronto, p. 43-56.

Middleton, G.V. et Hampton, M.A.

- 1979: Subaqueous Sediment Transport and Deposition by Sediment Gravity Flows; Chapitre II *dans* Marine Sediment Transport and Environmental Management, éd. D.J. Stanley et D.J.P. Swift, A Wiley-Interscience Publication, John Wiley and Sons, New York, p. 197-218.

Ministère des mines et des relevés techniques.

- 1958: Régions climatiques; carte 30 *dans* Atlas du Canada, échelle 1:10 000 000, Direction de la géographie, Ottawa.

Occhietti, S.

- 1979: Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières - Shawinigan, Québec: contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques; thèse de Ph.D. en géographie, Université d'Ottawa, 408 p.

Ogden, J.G., III.

- 1977: The Use and Abuse of Radiocarbon Dating; Annals of the New York Academy of Sciences, v. 288, Part IV: The Care and Feeding of Radiocarbon Dates, p. 167-173.

O'Neill, J.J.

- 1924: The Geology of the Arctic Coast of Canada, west of the Kent Peninsula; Report of the Canadian Arctic Expedition 1913-18, v. XI: Geology and Geography, Part A, F.A. Acland, Ottawa, p. 29A - 35A.

Pettijohn, F.J. et Potter, P.E.

- 1964: Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures; Springer Verlag New York Inc., 370 p.

Pounder, E.J.

- 1980: Theories of River Terrace Development: A Review; Brighton Polytechnic Geographical Society Magazine, v.8, p. 24-34.

Prest, V.K.

- 1969: Retreat of Wisconsin and Recent Ice in North America; Carte 1257A, échelle 1:5 000 000, Commission géologique du Canada, Energie, Mines et Ressources Canada.

Prest, V.K.

1975: Nomenclature of Moraines and Ice-Flow Features as applied to the Glacial Map of Canada; Commission géologique du Canada, Etude 67-57, 27 p.

Reading, H.G.

1978: Sedimentary Environments and Facies; Elsevier, New York, 557 p.

Reineck, H.E. et Singh, I.B.

1973: Depositional Sedimentary Environments, With Reference to Terrigenous Clastics; Springer-Verlag Berlin-Heidelberg, 439 p.

Reineck, H.E. et Singh, I.B.

1980: Depositional Sedimentary Environments, With Reference to Terrigenous Clastics; 2^e édition, Springer-Verlag New York, 549 p.

Reinson, G.E.

1981: Barrier Island Systems; dans Facies Models, éd. R.G. Walker, Geoscience Canada, Reprint Series 1, Geological Association of Canada Publications, Toronto, p. 57-74.

Ritter, D.F.

1978: Fluvial Landforms; Chapitre 7 dans Process Geomorphology, Wm. C. Brown Company, Dubuque, Iowa, p. 257-308.

Romanovskij, N.N.

1973: Regularities in Formation of Frost-Fissures and Development of Frost-Fissure Polygons; Biuletyn Peryglacjalny, n^o 23, p. 237-277.

Rupke, N.A.

1978: Process of Clastic Sediment Transport in the Deep Sea; dans Sedimentary Environments and Facies, éd. H.G. Reading. Elsevier Publishing Co., New York, p. 372-415.

Rust, B.R.

1981: Coarse Alluvial Deposits; dans Facies Models, éd. R.G. Walker, Geoscience Canada, Reprint Series 1, Geological Association of Canada Publications, Toronto, 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, v. 17, n^o 9, p. 1310-1315.

St-Onge, D.A.

1981: Presidential Address: Theories, Paradigms, Mapping, and Geomorphology; *The Canadian Geographer*, v. xxv, n° 4, p. 307-315.

St-Onge, D.A.

1983: Deglaciation Pattern, Coppermine River Region, Northwest Territories; *manuscrit*, 14 p.

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, partie B, Commission géologique du Canada, Etude 82-1B, 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 Qingaluk, Territoires du Nord-Ouest, Canada; *Géographie physique et Quaternaire*, v. XXXVI, n° 1-2, p. 233-240.

St-Onge, D.A. et Guay, F.

1982: Quaternary Geology of Upper Coppermine River Valley, District of Mackenzie; *dans* Recherches en cours, partie A, Commission géologique du Canada, Etude 82-1A, p. 127-129.

St-Onge, D.A., Geurts, M.-A., Guay, F., Dewez, V., Landriault, F. et Léveillé, P.

1981: Aspects of the Deglaciation of the Coppermine River Region, District of Mackenzie; *dans* Recherches en cours, partie A, Commission géologique du Canada, Etude 81-1A, p. 327-331.

Selley, R.C.

1976: Environments and Facies; chapitre 8 *dans* An Introduction to Sedimentology, Academic Press Inc. (London) Ltd., p. 245-321.

Selley, R.C.

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

Shepard, F.P.

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

Shilts, W.W., Bingham, C.M. et Kaszycki, C.A.

1979: Keewatin Ice Sheet - Re-Evaluation of the Traditional Concept of the Laurentide Ice Sheet; *Geology*, v. 7, n° 11, p. 537-541.

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., Burgess, M., Judge, A.S. et Allen, V.S.

1982: Recueil des données géothermiques canadiennes - puits d'exploration dans le Grand Nord 1981; Série géothermique n° 13, Service géothermique du Canada, Direction de la physique du globe, Énergie, Mines et Ressources Canada, Ottawa, 153 p.

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.

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.

Wahlroth, J.

1983: A Preliminary Stratigraphic Analysis of an Olisthostrome near the Mouth of the Coppermine River, Northwest Territories; Geography 491 Research Project, University of Toronto, Toronto, 87 p.

Walcott, R.I.

1972: Late Quaternary Vertical Movements in Eastern North America: Quantitative Evidence of Glacio-Isostatic Rebound; Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 10, n° 4, p. 849-884.

Walcott, R.I.

1973: Structure of the Earth From Glacio-Isostatic Rebound; Annual Review of Earth and Planetary Science, v. 1, éd. F.A. Donath, Palo Alto, Californie, p. 15-37.

Walker, R.G.

1981a: Facies and Facies Models. General Introduction; dans Facies Models, éd. R.G. Walker, Geoscience Canada, Reprint Series 1, Geological Association of Canada Publications, Toronto, p. 1-7.

Walker, R.G.

1981b: Shallow Marine Sands; dans Facies Models, éd. R.G. Walker, Geoscience Canada, Reprint Series 1, Geological Association of Canada Publications, Toronto, p. 75-89.

Walker, R.G.

1981c: Turbidites and Associated Coarse Clastic Deposits; *dans* Facies Models, éd. R.G. Walker, Geoscience Canada, Reprint Series 1, Geological Association of Canada Publications, Toronto, p. 91-103.

Walker, R.G. et Cant, D.J.

1981: Sandy Fluvial Systems; *dans* Facies Models, éd. R.G. Walker, Geoscience Canada, Reprint Series 1, Geological Association of Canada Publications, Toronto, p. 23-31.

Addendum:

King, C.A.M.

1966: Techniques in Geomorphology; Edward Arnold (Publishers) Ltd., Londres, 342 p.

ANNEXE 1DESCRIPTION DES COUPES
ET RESULTATS DES ANALYSES GRANULOMETRIQUES

A) Coupe composite n° 1

La coupe composite n° 1 présentée à la figure II regroupe les coupes 7, 8, 9, 10, 11 et 21 entaillées dans les versants de la rivière Coppermine dans la partie sud de la région (fig. I). La séquence de dépôts retrouvée dans ces coupes représente les sédiments comblant des vallées dans la roche en place sur lesquels reposent les sédiments de sable et gravier qui forment la surface. L'épaisseur maximum des dépôts meubles dans ces coupes varie entre 21,5 et 41 m de puissance.

A la base de la coupe, soit au niveau de la rivière, la roche en place est exposée (unité 1, fig. II). Elle est recouverte d'une unité de till atteignant entre 2 et 4 m d'épaisseur (unité 2, fig. II). Cette unité n'apparaît toutefois pas dans les coupes 8 et 11 où les sédiments sus-jacents sont en contact direct avec la roche en place. Ce till est hétérométrique, comprenant des blocs anguleux atteignant 2 m de diamètre, des cailloux et gravier dans une matrice de sable grossier à fin. Là où la matrice sableuse du till a été délavée, il forme un pavage de blocs.

GOLFE DU COURONNEMENT

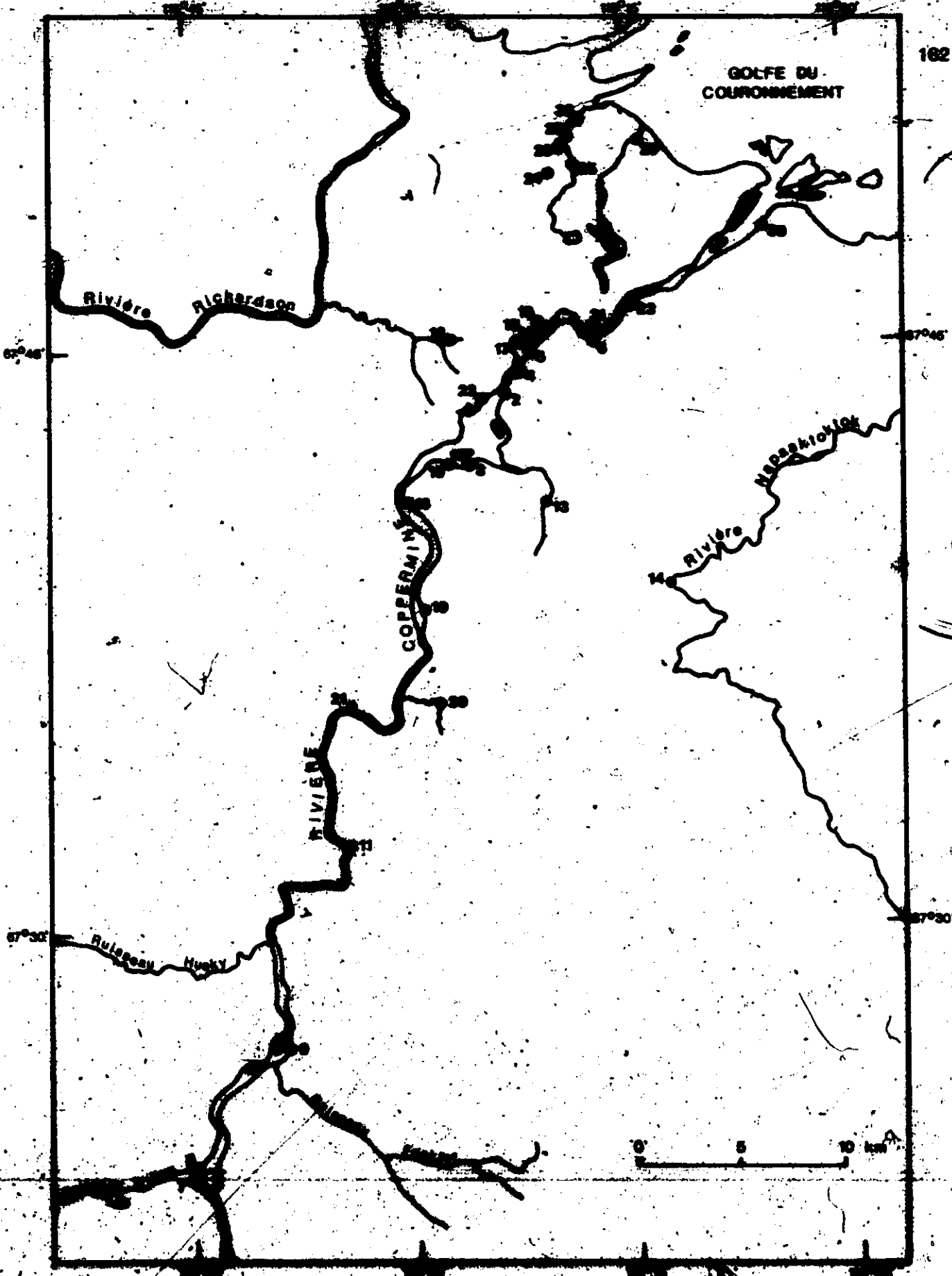


FIGURE 1. Carte des rivières du golfe du Couronnement.



UNITES

- 6 Sable grossier; pas de structures apparentes; zone de contact n'apparaît pas clairement entre cette unité et l'unité 5B
- 5B Cailloux, gravier et sable; granuloclasement vertical de plus en plus grossier; pas de structures apparentes
- 5A Sable et gravier; granuloclasement vertical de plus en plus grossier; pas de structures apparentes
- 4C Blocs atteignant 3 m de largeur, cailloux et gravier à la base, recouvert de gravier et de sable interstratifiés; contact d'érosion avec le matériel sous-jacent
- 4B Blocs anguleux, cailloux et gravier dans une matrice de sable fin et de silt; apparence massive; les blocs ont tendance à se concentrer vers le milieu et le sommet de l'unité; contact d'érosion avec le matériel sous-jacent
- 4A Même matériel que 4B sauf la matrice d'apparence plus silteuse; contact abrupt mais non érosif avec l'unité 3A
- 3B Silt et argile stratifiés et pseudo-stratifiés; cette unité apparaît seulement dans la coupe 9
- 3A Silt et argile stratifiés et pseudo-stratifiés: forme des rythmites plus ou moins clairement définies selon les coupes; ces rythmites deviennent de plus en plus compactes vers l'aval de la rivière Coppermine et n'apparaissent pas dans la coupe 10; lits d'épaisseur variable
- 2 Matériel hétérométrique à caractère anguleux dans une matrice sablo-silteuse: till
- 1 Roche en place

Sur le till repose, en discordance, une séquence de silt et d'argile interstratifiés atteignant entre 1,5 et 14 m d'épaisseur (unité 3a, fig. II). Ces sédiments forment des rythmites plus ou moins définies atteignant 40 à 50 cm d'épaisseur. La fraction silteuse de chacune des rythmites comprend une forte proportion de sable, dont la mesure exacte n'a pu être obtenue faute de prise d'échantillons dans ces coupes. Des bandes de 1 à 2 m d'épaisseur comprenant plusieurs rythmites sont intensément plissotées. Ces horizons s'intercalent entre des zones qui ne montrent aucune déformation. Ces rythmites apparaissent également au-dessus de l'unité 4 (unité 3b, fig. II) mais uniquement dans la coupe 9 où la séquence atteint 4 m d'épaisseur. Elles ne sont pas présentes dans la coupe 10, la plus septentrionale des coupes regroupées. Ces sédiments ne semblent pas contenir de coquillages fossiles.

Les rythmites sont interrompues par un diamicton atteignant entre 8 et 22 m d'épaisseur (unité 4, fig. II). Un contact abrupt mais non érosif sépare le diamicton des rythmites sous-jacentes. En effet, celles-ci ne sont pas déformées au contact du diamicton. Celui-ci présente généralement une séquence d'apparence massive composée de blocs anguleux à sub-arrondis, de cailloux et de gravier dans une matrice silteuse très compacte (unité 4a, fig. II). Quelques lentilles de sable ainsi qu'un litage non continu peu prononcé a été observé à certains endroits. Ce pseudo-litage donne quelquefois un aspect feuilleté à la matrice. Les plus gros blocs ont tendance à se

concentrer vers le milieu et le sommet de cette séquence. Dans la coupe 10, la matrice de la partie supérieure est plus sableuse (unité 4b, fig. II). Le contact entre les deux apparaît clairement dans cette coupe. Cette sous-unité atteint 3 à 5 m d'épaisseur. Un chenal marque le sommet de la coupe (unité 4c, fig. II). Un contact érosif en forme d'auge sépare les sédiments de ce chenal du diamicton. La base du chenal est comblée de blocs dont le plus gros atteint 3 m de diamètre, de cailloux et de gravier sur 1 à 3 m d'épaisseur. Des lits de gravier et de sable interstratifiés complètent cette séquence. Le diamicton semble reprendre au-dessus de ces sédiments bien qu'il soit difficile de l'affirmer car les sédiments situés immédiatement au-dessus du chenal ont été presque entièrement érodés.

Une unité de sable grossier et de gravier sans structures apparentes repose sur la séquence du diamicton, sauf dans la coupe 10 où elle repose sur les rythmites (unité 5a, fig. II). Ces sédiments atteignent entre 3,5 et 7 m d'épaisseur. Dans la coupe 21, cette unité se présente plutôt comme un sable silteux avec quelques lentilles de gravier. Dans quelques cas, cette unité ne semble pas être présente mais les éboulis du matériel sus-jacent sont assez importants pour masquer l'unité en question. La nature du contact entre ces sédiments et les sédiments sous-jacents n'a pu être déterminé à cause des éboulis.

L'horizon de sable grossier et de gravier est recouvert de cailloux, de gravier et de sable sans structures apparentes, de 4 à 9 m d'épaisseur (unité 5b, fig. II). Le contact semble être graduel entre ces sédiments et les sédiments sous-jacents mais il est difficile de l'affirmer car les éboulis masquent généralement la zone de contact. La séquence des unités 3, 5a et 5b présente ainsi un granuloclasement inverse.

Une séquence de sable grossier avec des lentilles de gravier, de 2,5 à 3 m d'épaisseur recouvrent le sommet de la coupe (unité 6, fig. II). Elle ne présente pas de structures apparentes. La zone de contact entre ces sédiments et les sédiments sous-jacents n'apparaît pas clairement. L'épaisseur de cette unité n'est ainsi qu'approximative. Le granuloclasement inverse typique des unités sous-jacentes laisse ainsi place à un granuloclasement normal.

Le diamicton a fait l'objet d'une thèse de B.Sc. par J. Wahlroth (1983). Wahlroth n'a pu étudié qu'une seule coupe dans laquelle elle a fait deux transects, un situé dans la partie centrale et l'autre dans la partie sud: cette coupe correspond à la coupe 10 de notre travail. Les figures III et IV tirées de Wahlroth (1983, p. 47 et 48) résument les résultats descriptifs de son étude.

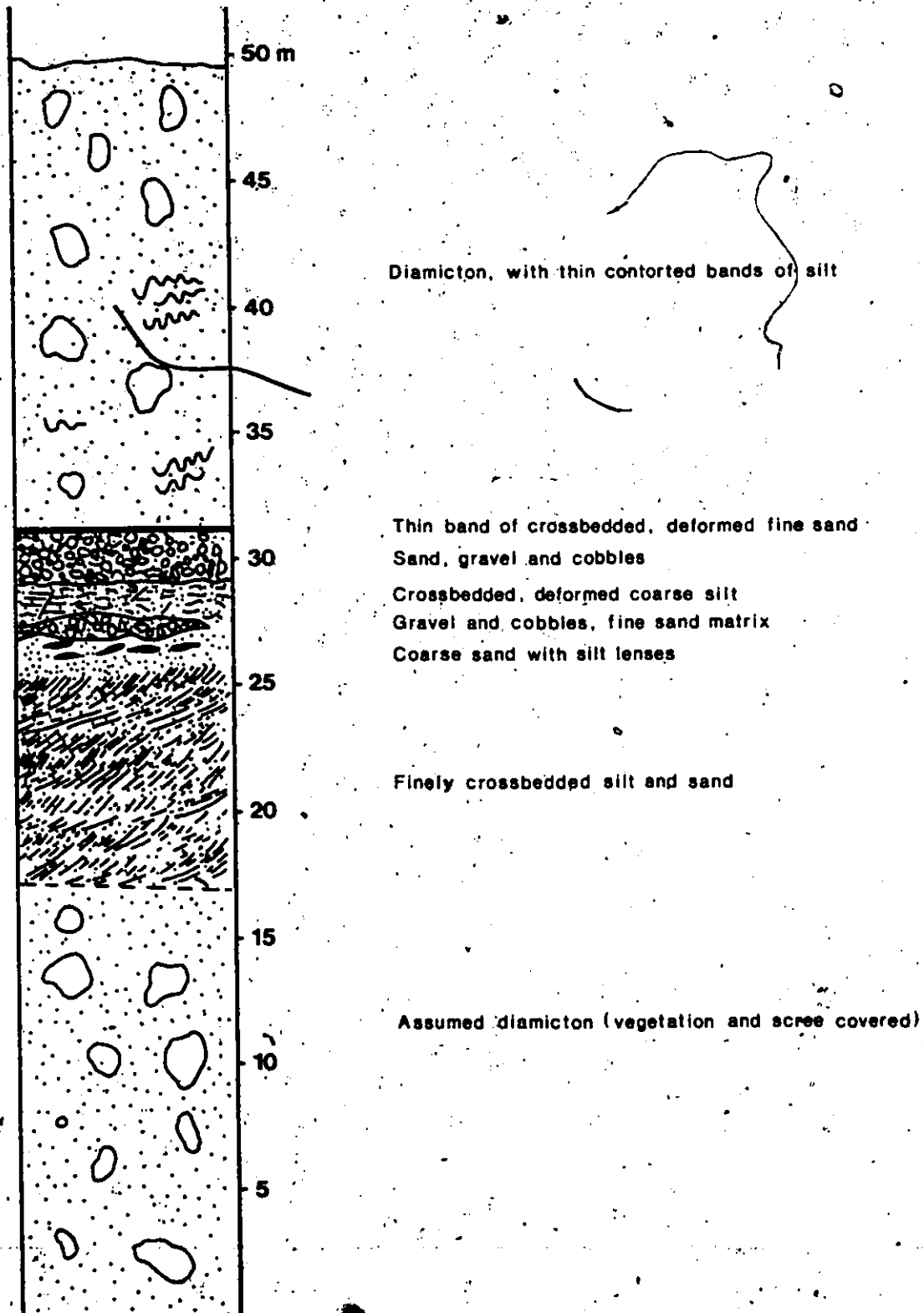


FIGURE III. Section sud de la coupe examinée par Wahlroth (1983, p. 47)

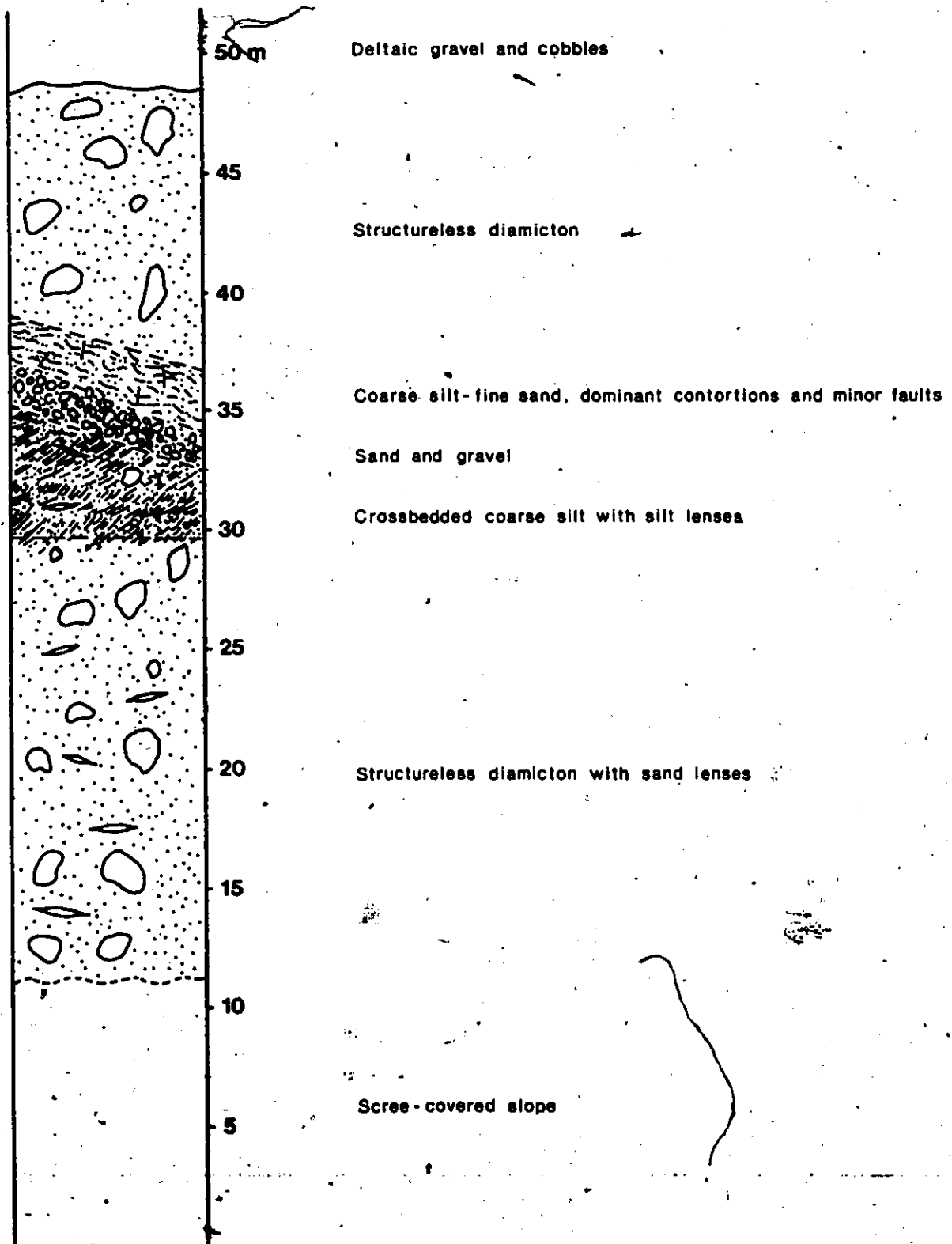


FIGURE IV. Section centrale de la coupe examinée par Wahlroth (1983, p. 48)

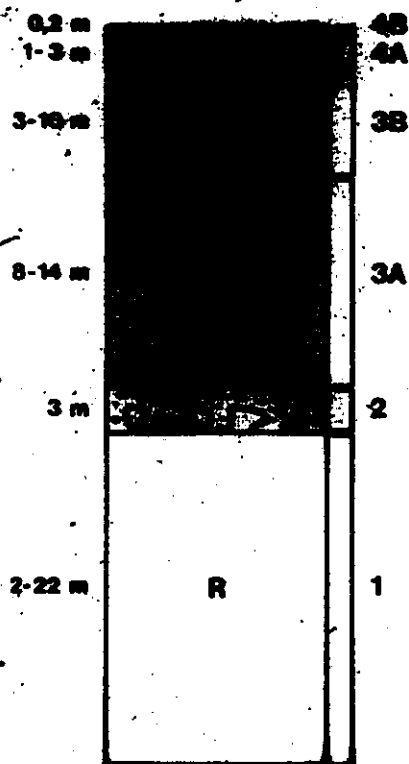
B) Coupe composite n° 2

La coupe composite n° 2 regroupe les coupes 3, 4, 15 et 16 entaillées dans les versants de la rivière Coppermine entre les rapides Escape et Bloody Fall (fig. I). Ces coupes montrent la séquence de dépôts retrouvée sous une surface plane de sédiments grossiers. Les dépôts meubles retrouvés dans ces coupes atteignent entre 9 et 22 m d'épaisseur.

La roche en place apparaît à la base des coupes 4 et 16 (unité 1, fig. V). Sur la roche en place repose généralement un till de 3 m d'épaisseur (unité 2, fig. V). Ce till est composé de matériel hétérométrique à caractère anguleux dans une matrice sableuse. Cette unité n'apparaît cependant pas dans les coupes 4 et 16 où les sédiments sus-jacents sont en contact direct avec la roche en place.

Une unité de sable grossier avec une faible portion de gravier, de 8 à 14 m d'épaisseur, repose sur le till ou sur la roche en place (unité 3a, fig. V). Il n'y a pas de structures apparentes sauf une abondance grandissante de gravier vers le haut.

Un contact graduel semble séparer le sable grossier d'une unité de cailloux, de gravier et de sable grossier sans structures apparentes, atteignant de 3 à 10 m d'épaisseur (unité 3b, fig. V). La zone de contact est toutefois difficile à déterminer à cause des éboulis.



UNITES

- 4B Tourbe; couche très mince retrouvée au sommet des chenaux
- 4A Chenal comblé de cailloux et de gravier sans structures apparentes; contact d'érosion avec l'unité 3B
- 3B Cailloux, gravier et sable grossier; granuloclassement vertical de plus en plus grossier de l'unité 3A à l'unité 3B; pas de structures apparentes; zone de contact difficile à déterminer vu la présence de talus d'éboulis
- 3A Sable grossier avec faible portion de gravier; ce gravier a tendance à se retrouver vers le haut de l'unité; contact abrupt mais non érosif avec l'unité 2; apparait également en contact direct avec la roche en place
- 2 Matériel hétérométrique à caractère anguleux dans une matrice sablo-silteuse: till
- 1 Roche en place

FIGURE V. Coupe stratigraphique n° 2

L'unité 3b contient parfois de gros blocs anguleux disséminés, probablement des 'dropstones'. Les unités 3a et 3b semblent ainsi présenter un granuloclasement inversé.

Un chenal a entaillé l'unité 3b dans la section ouest de la coupe 15. Ce chenal est marqué par un contact érosif en forme d'auge. Il est comblé de cailloux et de gravier sans structures apparentes (unité 4a, fig. V). Le sommet de ce chenal est formé d'environ 20 cm de tourbe (unité 4b, fig. V).

C) Coupe composite n° 3

La figure VI regroupe les coupes 1 et 22 entaillées dans les versants de la rivière Coppermine en amont de Bloody Fall (fig. I). Ces deux coupes font partie d'un même affleurement et se situent à moins de 600 m l'une de l'autre. Les dépôts meubles retrouvés dans ces coupes atteignent entre 20 et 89 m d'épaisseur.

La roche en place affleure à la base de la coupe 1, sur environ 50 cm (unité 1, fig. VI). Une couche de till de 2 m d'épaisseur recouvre la roche en place (unité 2, fig. VI). Ce till a la même composition que le till observé dans les coupes précédentes.

Une séquence importante de silt et d'argile, de 17,5 à 70 m d'épaisseur, recouvre le till (unité 3, fig. VI). Un contact net

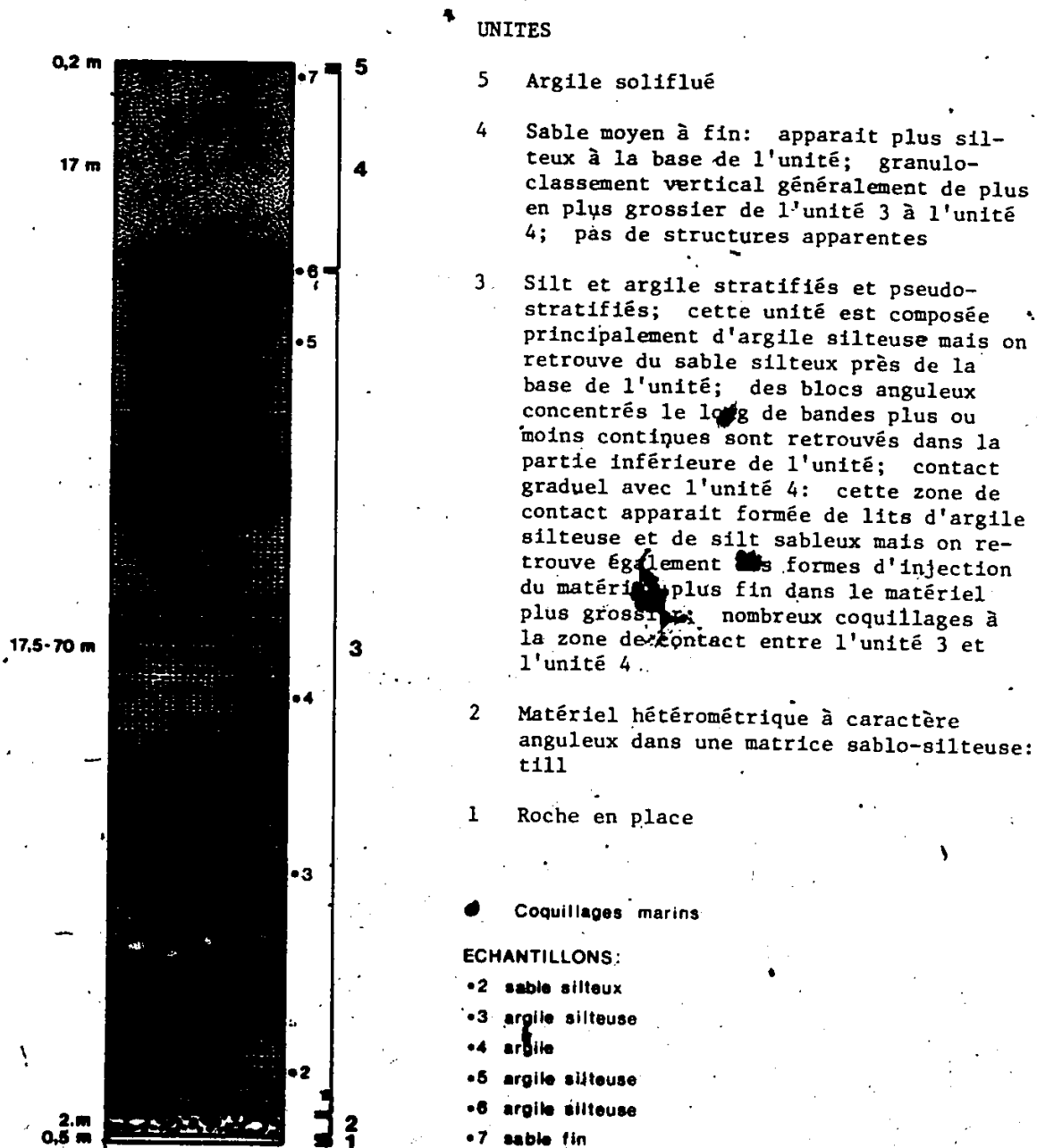


FIGURE VI. Coupe composite n° 3

sépare ces deux unités. Cette séquence d'apparence massive est en fait composée de rythmites de 10 à 50 cm d'épaisseur. Comme dans la coupe de la figure II, on y retrouve des zones intensément déformées coincées entre des rythmites non déformées. Quatre échantillons pris à la base, vers le centre et vers le haut de l'unité dans la coupe 22 permettent de préciser la nature du matériel. La base de l'unité est formée d'un sable silteux (éch. 2, tableau I) modérément trié (éch. 2, tableau II), indicateur d'un milieu de déposition à moyenne énergie. De nombreux blocs anguleux concentrés le long de bandes atteignant 2 m d'épaisseur sont retrouvés dans ce matériel, à plus de 1 m de la base de la séquence. Environ 15 m plus haut, le matériel est formé d'argile silteuse (éch. 3, tableau I) très mal triée (éch. 3, tableau II), indicateur d'un milieu de déposition à très faible énergie. Le troisième échantillon pris environ 13 m plus haut que le précédent démontre que le matériel dans cette section de la coupe est formé principalement d'argile (éch. 4, tableau I) très mal triée (éch. 4, tableau II), caractéristique une fois de plus d'un milieu de déposition à très faible énergie. Les sédiments près du sommet de l'unité sont formés d'argile silteuse (éch. 5, tableau I) très mal à extrêmement mal trié (éch. 5, tableau II), indicateur d'un milieu à énergie très faible. Le mauvais triage typique de ces sédiments est généralement associé à une déposition sous la limite d'action des vagues, soit un milieu d'eau relativement profonde (Walker, 1981, p. 82). La présence de coquillages fossiles à la limite sommitale de ces sédiments confirme la présence d'un plan d'eau. Ces coquillages ont été identifiés

TABLÉAU I
TYPE DE MATÉRIEL

| No d'échantillon | Pourcentages obtenus | | | Total (%) | Pourcentages modifiés (b) | | | Total (%) | Type de matériel (a) | | |
|------------------|----------------------|--------------------|--------------------|-----------|---------------------------|-------------------|--------------------|-----------|----------------------|--------------------|----------------------------|
| | Gravier (2-32 mm) | Sable (0,062-2 mm) | Silt (0,004-0,062) | | Argille (> 0,004 mm) | Gravier (2-32 mm) | Sable (0,062-2 mm) | | | Silt (0,004-0,062) | Argille (> 0,004 mm) |
| 1 (HB 81-5) | 36,53 | 39,11 | 18,31 | 5,70 | 99,65 | 26,66 | 61,96 | 29,01 | 9,03 | 100,0 | gravier sablo-silteux |
| 2 (HB 1-1) | 0,00 | 45,15 | 39,33 | 12,77 | 97,25 | 0,00 | 48,43 | 40,44 | 13,13 | 100,0 | sable silteux |
| 3 (HB 1-3) | 0,00 | 3,27 | 31,21 | 65,20 | 99,68 | 0,00 | 3,28 | 31,31 | 65,41 | 100,0 | argille silteuse |
| 4 (HB 1-4) | 0,00 | 1,07 | 20,32 | 78,32 | 99,91 | 0,00 | 1,07 | 20,34 | 78,59 | 100,0 | argille |
| 5 (HB 1-5) | 0,00 | 0,48 | 26,34 | 72,99 | 99,81 | 0,00 | 0,48 | 26,39 | 73,13 | 100,0 | argille silteuse |
| 6 (HB 1-6) | 0,00 | 15,57 | 37,80 | 45,55 | 98,92 | 0,00 | 15,74 | 38,21 | 46,05 | 100,0 | argille silteuse |
| 7 (HB 1-11) | 0,00 | 88,68 | 6,15 | 4,93 | 99,76 | 0,00 | 88,89 | 6,17 | 4,94 | 100,0 | sable (fin) |
| 8 (HB 2-1) | 0,00 | 8,01 | 31,61 | 59,58 | 99,20 | 0,00 | 8,07 | 31,87 | 60,06 | 100,0 | argille silteuse |
| 9 (HB 2-2) | 0,00 | 2,18 | 19,42 | 78,23 | 99,83 | 0,00 | 2,18 | 19,45 | 78,36 | 100,0 | argille |
| 10 (HB 2-4) | 0,00 | 81,86 | 10,93 | 6,17 | 98,96 | 0,00 | 82,72 | 11,05 | 6,23 | 100,0 | sable (fin) |
| 11 (HB 2-7) | 7,44 | 58,81 | 23,80 | 8,98 | 99,03 | 7,51 | 84,21 | 25,99 | 9,80 | 100,0 | sable silto-graveleux |
| 12 (HB 2-8) | 0,00 | 58,89 | 28,91 | 8,90 | 96,70 | 0,00 | 60,90 | 29,90 | 9,20 | 100,0 | sable silteux |
| 13 (HB 2-10) | 21,18 | 78,44 | 0,39 | 0,00 | 100,01 | 21,18 | 99,51 | 0,19 | 0,00 | 100,0 | sable graveleux |
| 14 (HB 3-1) | 0,19 | 99,18 | 0,63 | 0,00 | 100,00 | 0,19 | 99,37 | 0,63 | 0,00 | 100,0 | sable légèrement graveleux |
| 15 (HB 3-2) | 0,00 | 41,86 | 45,29 | 10,00 | 97,15 | 0,00 | 43,09 | 46,62 | 10,29 | 100,0 | silt sableux |
| 16 (HB 6-1) | 0,00 | 46,27 | 42,07 | 9,17 | 97,51 | 0,00 | 47,45 | 43,14 | 9,41 | 100,0 | sable silteux |
| 17 (HB 7-1) | 0,00 | 55,48 | 27,58 | 16,44 | 99,50 | 0,00 | 55,76 | 27,72 | 16,52 | 100,0 | sable silteux |
| 18 (HB 9-1) | 13,95 | 85,94 | 0,10 | 0,00 | 99,99 | 13,95 | 99,88 | 0,12 | 0,00 | 100,0 | sable graveleux |
| 19 (HB 11-1) | 11,21 | 88,36 | 0,44 | 0,00 | 100,01 | 11,21 | 99,50 | 0,50 | 0,00 | 100,0 | sable graveleux |
| 20 (HB 11-2) | 0,14 | 99,66 | 0,21 | 0,00 | 100,01 | 0,14 | 99,79 | 0,21 | 0,00 | 100,0 | sable légèrement graveleux |
| 21 (HB 11-3) | 0,19 | 81,93 | 13,47 | 3,24 | 98,83 | 0,19 | 83,06 | 13,66 | 3,28 | 100,0 | sable légèrement graveleux |
| 22 (A1-1) | 0,00 | 1,38 | 19,33 | 79,11 | 99,82 | 0,00 | 1,38 | 19,37 | 79,25 | 100,0 | argille |
| 23 (A1-2) | 0,00 | 4,20 | 38,37 | 56,94 | 99,51 | 0,00 | 4,22 | 38,56 | 57,22 | 100,0 | argille silteuse |
| 24 (A1-3) | 0,00 | 64,44 | 27,66 | 6,74 | 98,84 | 0,00 | 65,20 | 27,98 | 6,82 | 100,0 | sable silteux |
| 25 (A2-3) | 8,59 | 91,32 | 0,08 | 0,00 | 99,99 | 8,59 | 99,91 | 0,09 | 0,00 | 100,0 | sable graveleux |
| 26 (STO-3) | 55,48 | 24,00 | 13,14 | 7,22 | 99,84 | 55,57 | 54,10 | 29,62 | 16,28 | 100,0 | gravier sablo-silteux |

Notes: (a) Classification des sables, siltes et argilles d'après le diagramme triangulaire des rapports sédimentologiques de Shepard (1954); Classification des graviers d'après Folk (1980) soit + de 80% = gravier; 30-80% = gravier sableux (ou silteux); 5-30% = sable (ou silt) graveleux; 01-35 = sable (ou silt) légèrement graveleux.

(b) Pourcentages modifiés en fonction des systèmes de classification sus-mentionnés

(c) Le site de prélèvement des échantillons est indiqué sur les figures VI, VIII, XI, XII, XIII et XV.

TABLEAU II
DEGRÉ DE TRIAGE

| N° d'échantillon | Mm 25 | Mm 75 | Coefficient de Trask ($\frac{d_{Mm 25}}{Mm 75}$) | Degré de triage |
|------------------|--------|----------|---|---------------------------------|
| 1 (HB 81-5) | 8,0 | 0,090 | 9,43 | très mal à extrêmement mal trié |
| 2 (HB 1-1) | 0,081 | 0,034 | 1,54 | modérément trié |
| 3 (HB 1-3) | 0,0076 | 0,0005 | 3,90 | très mal trié |
| 4 (HB 1-4) | 0,0035 | 0,00042 | 2,89 | très mal trié |
| 5 (HB 1-5) | 0,0052 | 0,00021 | 4,98 | très mal à extrêmement mal trié |
| 6 (HB 1-6) | 0,046 | 0,00041 | 10,60 | très mal à extrêmement mal trié |
| 7 (HB 1-11) | 0,25 | 0,11 | 1,51 | modérément trié |
| 8 (HB 2-1) | 0,026 | 0,00019 | 11,70 | très mal à extrêmement mal trié |
| 9 (HB 2-2) | 0,0025 | 0,00035 | 4,30 | très mal trié |
| 10 (HB 2-4) | 0,16 | 0,078 | 1,43 | modérément trié |
| 11 (HB 2-7) | 0,66 | 0,06 | 3,32 | très mal trié |
| 12 (HB 2-8) | 0,108 | 0,038 | 1,69 | modérément trié |
| 13 (HB 2-10) | 2,25 | 0,54 | 2,04 | mal trié |
| 14 (HB 3-1) | 0,71 | 0,43 | 1,28 | modérément bien trié |
| 15 (HB 3-2) | 0,081 | 0,031 | 1,62 | modérément trié |
| 16 (HB 6-1) | 0,094 | 0,028 | 1,83 | modérément trié |
| 17 (HB 7-1) | 0,124 | 0,011 | 3,36 | très mal trié |
| 18 (HB 9-1) | 1,7 | 0,52 | 1,81 | modérément trié (a) |
| 19 (HB 11-1) | 1,2 | 0,49 | 1,56 | modérément trié (a) |
| 20 (HB 11-2) | 0,74 | 0,49 | 1,23 | modérément bien trié |
| 21 (HB 11-3) | 0,355 | 0,11 | 1,80 | modérément trié |
| 22 (A1-1) | 0,0031 | 0,00017 | 4,27 | très mal trié |
| 23 (A1-2) | 0,0205 | 0,000375 | 7,39 | très mal à extrêmement mal trié |
| 24 (A1-3) | 0,136 | 0,041 | 1,84 | modérément trié |
| 25 (A2-3) | 1,16 | 0,56 | 1,44 | modérément trié (a) |
| 26 (S10-3) | 14,5 | 0,25 | 7,62 | très mal à extrêmement mal trié |

Note: (a) Échantillons à fraction grossière importante notant, selon Friebohn (1962), un niveau d'énergie de l'environnement supérieur pour ces sédiments sableux grossiers que pour les sédiments sableux moyens à très fins présentant un même degré de triage.

par le Laboratoire de datation de la Commission géologique: il s'agit en grande partie de *Macoma calcarea*, indiquant ainsi un bassin marin. Les caractéristiques granulométriques dégagées suite à l'analyse des échantillons permettent de reconnaître un granuloclasement normal qui laisse place à un granuloclasement inverse.

Un contact graduel sépare la séquence de silt et d'argile des sédiments sus-jacents. La zone de contact montre une stratification irrégulière formée de lits de sable silteux interstratifiés à des lits d'argile silteuse (éch. 6, tableau I) très mal à extrêmement mal triée (éch. 6, tableau II), reflétant ce milieu de transition. Les lits sont profondément déformés, démontrant de nombreux plissements (plissements de charge) et parfois le matériel plus fin semble avoir été injecté vers le haut dans le matériel plus grossier (structure en flamme) alors que le matériel grossier semble former des poches qui s'enfoncent dans le matériel plus fin (empreintes de charge). Ainsi que mentionné précédemment, de nombreux coquillages fossiles ont été retrouvé dans cette zone de contact.

Un sable fin (éch. 7, tableau I), massif, de 17 m d'épaisseur recouvre la séquence de silt et d'argile (unité 4, fig. VI). L'échantillon a été prélevé près du sommet de l'unité dans la coupe 22. Ce matériel est modérément trié (éch. 7, tableau II), indicateur d'un milieu à moyenne énergie de remaniement. Les caractéristiques granulométriques et le degré de triage de ce matériel reflètent probablement

un milieu d'eau moins profonde où l'action des vagues était susceptible de remanier en partie le matériel.

Environ 20 cm d'argile solifluée (unité 5, fig. VI) complètent la coupe. Les unités 3 et 4 présentent donc dans l'ensemble un granuloclasement inverse sauf la base de l'unité 3 marquée par un granuloclasement normal.

D) Coupe composite n° 4

La coupe composite n° 4 regroupe les coupes 12, 13 et 20 entaillées dans les versants de ruisseaux découpant des surfaces planes de sédiments grossiers (fig. I). Deux de ces ruisseaux s'écoulent vers la rivière Coppermine alors que l'autre s'écoule vers la rivière Richardson. Les dépôts meubles exposés dans ces coupes sont de 8 à 24 m d'épaisseur.

Un till à matrice sableuse forme la base de la coupe (unité 1, fig. VII). Cette unité atteint 2 m d'épaisseur mais n'est que rarement aussi bien exposée que dans la coupe 13.

Une séquence de silt et d'argile interstratifiés recouvrent le till (unité 2, fig. VII). Un contact net sépare ces sédiments du till. La séquence de silt et d'argile varie de 3,5 à 12 m d'épaisseur dans les coupes 13 et 20 alors qu'elle ne fait qu'affleurer à la

UNITES

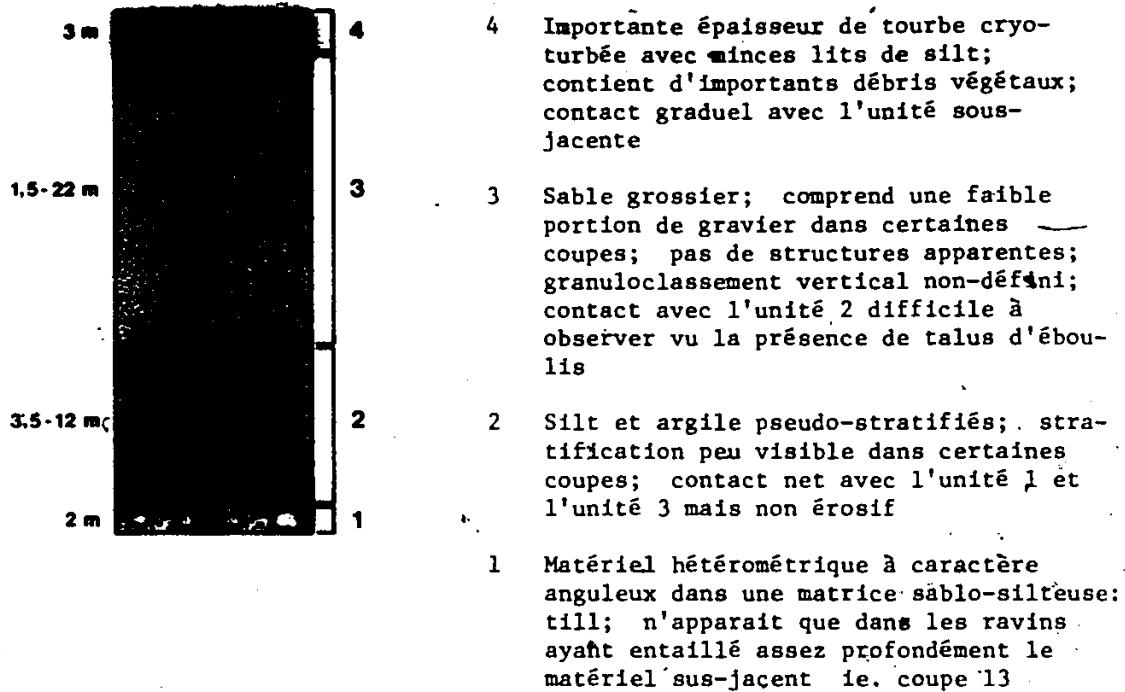


FIGURE VII. Coupe composite n° 4

base de la coupe 12. Ces sédiments forment des rythmites de 10 à 50 cm d'épaisseur toutefois moins bien définies par rapport aux coupes décrites précédemment.

Une unité de sable grossier atteignant entre 1,5 et 22 m d'épaisseur repose sur la séquence de silt et d'argile (unité 3, fig. VII). La zone de contact entre ces deux unités n'apparaît pas clairement à cause des éboulis mais semble graduelle. Ce sable grossier passe à du gravier fin vers le haut de l'unité. Les unités 2 et 3 semblent ainsi présenter un granuloclasement inverse.

Une couche de tourbe qui atteint 3 m d'épaisseur recouvre le sable dans la coupe 20 (unité 4, fig. VII). Cette tourbe comprend de minces lentilles de silt surtout vers la base. Cette unité est fortement cryoturbée par endroits.

E) Coupe composite n° 5

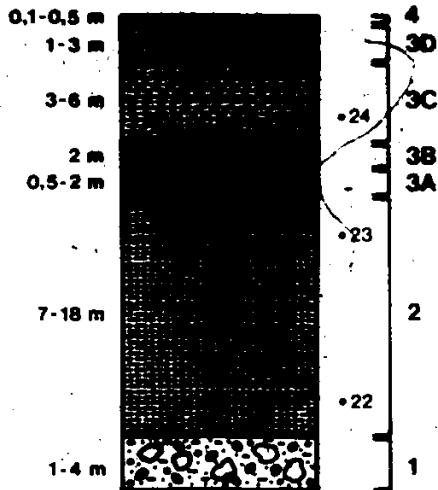
La coupe composite n° 5 regroupe les coupes 2, 5, 6, 17 et 31 entaillées dans les versants de la rivière Coppermine près de Bloody Fall (fig. I). Ces versants sont tous découpés en terrasses. Les sédiments meubles exposés dans ces coupes varient entre 12 et 28 m d'épaisseur.

Un till à matrice sableuse de 1 à 4 m d'épaisseur apparaît à

la base de la séquence (unité 1, fig. VIII). Il n'est cependant pas exposé dans les coupes 17 et 31 où le matériel sus-jacent apparaît plutôt à la base.

Le till est recouvert d'une séquence de silt et d'argile de 7 à 18 m d'épaisseur (unité 2, fig. VIII). Cette unité est d'apparence massive sauf dans la coupe 31 où le matériel est très nettement laminé. Des échantillons prélevés à partir de la coupe 31 permettent de reconnaître la nature du matériel. Ainsi la base de l'unité est formée d'argile (éch. 22, tableau I) très mal triée (éch. 22, tableau II), ce qui suggère un milieu de déposition à faible énergie. Vers le sommet, l'argile devient silteuse (éch. 23, tableau I). Ces derniers sédiments sont très mal à extrêmement mal triés (éch. 23, tableau II), reflétant également un milieu de déposition à faible énergie de remaniement. Les caractéristiques granulométriques et le degré de triage suggèrent ainsi une déposition dans un milieu d'eau relativement profonde, comme noté précédemment dans la coupe composite n° 3. Cette séquence de silt et d'argile montre, de même, un granuloclasement inverse.

La séquence de silt et d'argile est recouverte par un dépôt de cailloux, de gravier et de sable grossier sans structures apparentes, atteignant entre 50 cm et 2 m d'épaisseur (unité 3a, fig. VIII). Un contact d'érosion marqué par un litage déformé sépare ces sédiments des sédiments sous-jacents.



UNITES

- 4 Tourbe
- 3D Sable et silt lenticulaire avec grande abondance de débris organiques et lentilles de tourbe; contact graduel avec l'unité sous-jacente
- 3C Sable et silt lenticulaire avec quelques débris végétaux, principalement des morceaux de bois; contact graduel avec l'unité sous-jacente
- 3B Lits horizontaux de gravier et sable interstratifiés à des lits de sable; épaisseur des lits variable, atteignant 10 cm; contact graduel avec l'unité sous-jacente
- 3A Cailloux, gravier et sable sans structures apparentes; contact d'érosion avec l'unité sous-jacente
- 2 Silt et argile sans stratification apparente mais avec granuloclasement de plus en plus grossier vers le haut
- 1 Matériel hétérométrique à caractère anguleux dans une matrice sablo-silteuse: till

ECHANTILLONS:

- 22 argile
- 23 argile silteuse
- 24 sable silteux

FIGURE VIII. Coupe composite n° 5

Un contact graduel sépare les sédiments de l'unité 3a d'une unité formée de lits subhorizontaux de gravier et de sable interstratifiés (unité 3b, fig. VIII). Cette dernière atteint un peu plus de 2 m d'épaisseur. Les lits individuels varient entre 2 et 10 cm d'épaisseur. Ces sédiments n'apparaissent toutefois que dans la coupe 17. Dans les autres coupes, il y a passage graduel de l'unité 3a à l'unité 3c.

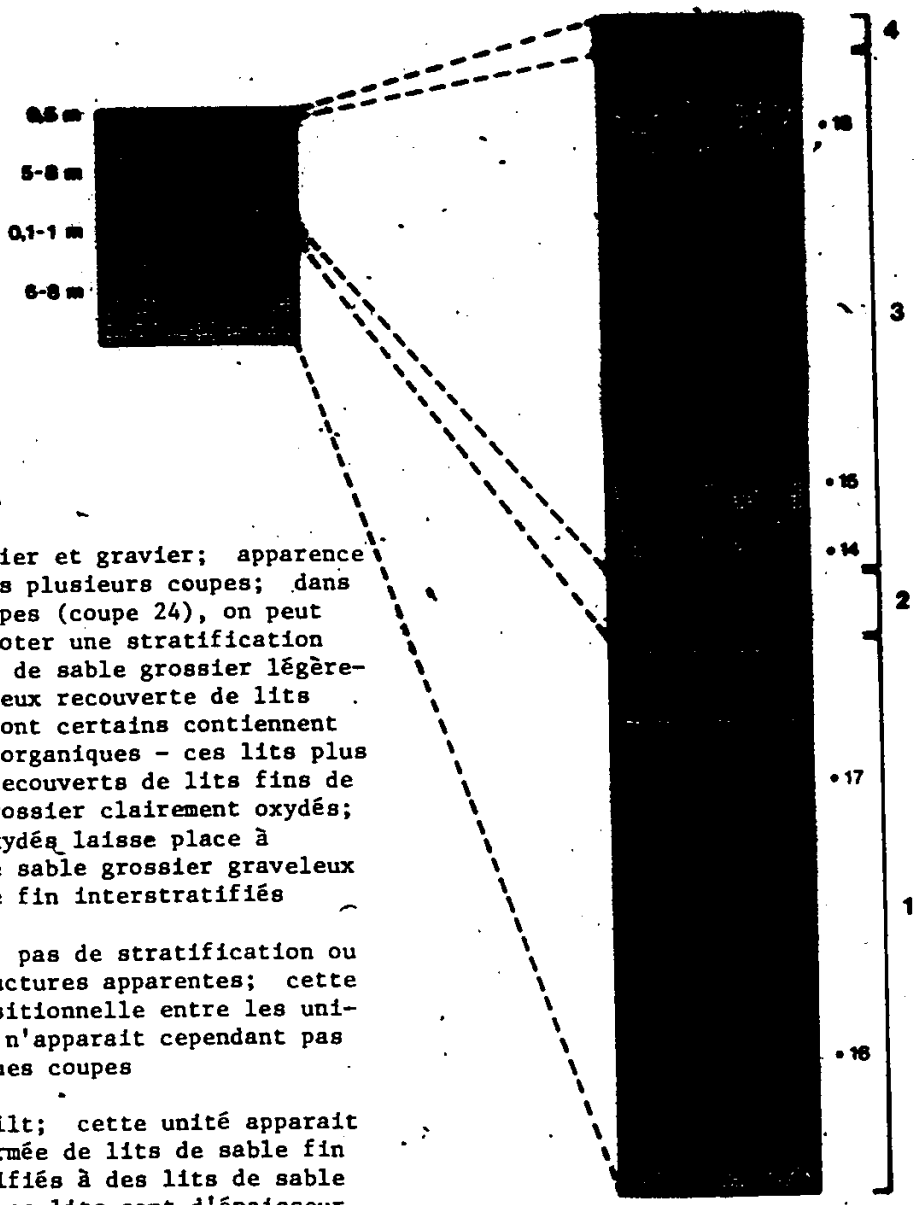
L'unité 3c (fig. VIII) est formée de sable et de silt lenticulaire à stratification subhorizontale fine quelque peu déformée dans laquelle se trouve quelques débris végétaux, principalement des morceaux de bois. Elle varie de 3 à 6 m d'épaisseur. Le matériel, échantillonné dans la coupe 31, est un sable silteux (éch. 24, tableau I) modérément trié (éch. 24, tableau II), reflétant un milieu de déposition à plus forte énergie de remaniement que les sédiments fins de l'unité 2.

L'unité 3c passe par contact graduel à une unité de sable et de silt lenticulaire de 1 à 3 m d'épaisseur (unité 3d, fig. VIII), caractérisée par une grande abondance de débris organiques et par la présence de lentilles de tourbe. Cette unité n'apparaît cependant que dans la coupe 17. Les autres coupes présentent plutôt un contact graduel directement entre l'unité 3c et l'unité 4. Cette dernière, qui recouvre le sommet de la séquence, est formée de 10 à 50 cm de tourbe (unité 4, fig. VIII).

F) Coupe composite n° 6

La coupe composite n° 6 regroupe les coupes 24, 25, 26, 27 et 28 entaillées dans une surface marquée par des crêtes de plages soulevées près de la crête actuelle (fig. I). Les dépôts meubles exposés dans ces coupes varient de 3 à 13 m d'épaisseur.

A la base, une unité de sable et de silt atteignant de 6 à 8 m d'épaisseur dans les coupes 27 et 28 présente une stratification subhorizontale bien marquée (unité 1, fig. IX). Des lits de sable interstratifiés à des lits de sable silteux, variant de 2 à 10 cm d'épaisseur, créent cette stratification. Le sable silteux échantillonné près de la base de la séquence dans la coupe 26 (éch. 16, tableau I) est modérément trié (éch. 16, tableau II), reflétant un certain remaniement du matériel. Le sable silteux échantillonné près du sommet de la séquence dans la coupe 27 (éch. 17, tableau I), où ces lits sont nettement plus minces, est toutefois très mal trié (éch. 17, tableau II). Un tel degré de triage associé à un matériel similaire à celui retrouvé près de la base de la séquence reflète probablement un remaniement du matériel sur une période plus courte. La présence de lits de sable nettement plus épais vers le sommet de la séquence suggère justement une période de mise en place des sédiments plus grossiers plus importante, aux dépens des sédiments plus fins. Dans quelques coupes, il y a passage graduel de cette séquence de sable et de silt à un horizon de sable fin massif de 10 cm à 1 m d'épaisseur (unité 2, fig. IX).



UNITES

- 4 Tourbé
- 3 Sable grossier et gravier; apparence massive dans plusieurs coupes; dans une des coupes (coupe 24), on peut toutefois noter une stratification horizontale de sable grossier légèrement graveleux recouverte de lits plus fins dont certains contiennent des débris organiques - ces lits plus fins sont recouverts de lits fins de de sable grossier clairement oxydés; ces lits oxydés laisse place à des lits de sable grossier graveleux et de sable fin interstratifiés
- 2 Sable fin; pas de stratification ou autres structures apparentes; cette unité transitionnelle entre les unités 1 et 3 n'apparait cependant pas dans quelques coupes
- 1. Sable et silt; cette unité apparait souvent formée de lits de sable fin interstratifiés à des lits de sable silteux - ces lits sont d'épaisseur variable mais les lits de sable fin sont généralement plus épais que les lits de sable silteux, surtout vers le haut de l'unité; ces lits à stratification horizontale ne semblent pas présenter de structures sauf une légère ondulation au contact supérieur des lits de sable silteux: peut-être contact d'érosion

ECHANTILLONS:

- 14 sable légèrement graveleux
- 15 silt sableux
- 16 sable silteux
- 17 sable silteux
- 18 sable graveleux

FIGURE IX. Coupe composite n° 6.

L'unité 2 est suivie par contact graduel d'une unité en grande partie formée de sable grossier et de gravier, atteignant entre 5 et 8 m d'épaisseur (unité 3, fig. IX). Cette unité semble massive dans les coupes 25 et 28 mais est très nettement stratifiée dans les autres coupes. La base de cette séquence, échantillonnée dans la coupe 24, est formée d'un lit de sable légèrement graveleux (éch. 14, tableau I), modérément bien trié (éch. 14, tableau II), atteignant plus de 50 cm d'épaisseur. Ce sable passe graduellement à des lits minces de silt sableux (éch. 15, tableau I) modérément trié (éch. 15, tableau IV), qui comprennent parfois des débris organiques. Ces lits plus fins sont recouverts d'une séquence de lits peu épais formée de sable grossier nettement oxydé. Cette séquence laisse place graduellement à une série de lits de sable grossier interstratifiés à des lits de sable graveleux (éch. 18, tableau I). Ces derniers sédiments, échantillonnés dans la coupe 28, sont modérément triés (éch. 18, tableau II). L'épaisseur des lits dans cette dernière séquence est variable mais l'épaisseur des lits de sable graveleux tend à augmenter vers le haut de l'unité. Le degré de triage observé dans ces sédiments en grande partie grossiers suggère un milieu de déposition à grande énergie de remaniement, résultant probablement de l'action des vagues. La séquence des unités 1, 2 et 3 est ainsi caractérisée par un granuloclasement généralement inverse qui diffère de celui des coupes précédentes par le degré de triage du matériel. En effet, les matériaux de la coupe composite n° 6 sont nettement mieux triés.

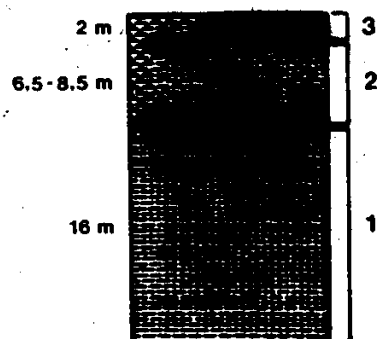
Le sommet des coupes est généralement formé de tourbe atteignant 50 cm d'épaisseur (unité 4, fig. IX). De nombreux coquillages fossiles, parsemés dans les différents sédiments, sont retrouvés dans les diverses coupes.

G) Coupe 14

La coupe 14 se trouve sur le versant ouest de la rivière Napaaktoktok qui entaille une surface plane de sédiments fins (fig. I). La séquence de dépôts exposée est d'un peu plus de 24 m d'épaisseur.

Une séquence de silt et d'argile d'apparence massive est exposée à la base de la coupe (unité 1, fig. X). Cette unité atteint plus de 16 m d'épaisseur. Le contact est graduel entre ces sédiments et l'unité sus-jacente formée de sable et de silt (unité 2, fig. X). Cette dernière unité est fortement fossilifère. D'abondants coquillages souvent en position de vie parsèment l'unité entière. Ils ont toutefois tendance à se concentrer dans la zone de contact des deux unités ainsi que près du sommet de l'unité 2. Dans la partie sud de l'affleurement, cette unité de sable et de silt est recouverte de tourbe atteignant un peu plus de 2 m d'épaisseur (unité 3, fig. X).

La séquence de dépôts retrouvée dans la coupe 14 présente un granuloclasement vertical inverse, semblable aux séquences de sédiments fins observées ailleurs dans la région.



UNITES

- 3 Tourbe d'épaisseur marquée située dans la partie sud de la coupe
- 2 Sable et silt fossilifère d'apparence massive; granuloclasement vertical de plus en plus grossier; contact graduel avec l'unité 1; plusieurs coquillages complets et demi-coquilles en position de vie
- 1 Silt et argile d'apparence massive; pseudo-stratifiés à quelques endroits

FIGURE X. Coupe 14

H) Coupe 18

La coupe 18 est entaillée dans le versant ouest de la rivière Coppermine à plusieurs centaines de mètres en aval des rapides de Bloody Fall (fig. I). La séquence de dépôts exposée dans cette coupe atteint environ 40 m d'épaisseur.

Une séquence de blocs à caractère arrondi, de cailloux, de gravier et de sable grossier sans structures apparentes, atteignant 28 m d'épaisseur, se présente à la base de la coupe (unité 1, fig. XI). Cette unité spectaculaire forme des éboulis importants qui dissimulent les structures. Cette unité est de plus particulière par le fait qu'elle se présente sous la forme d'une immense colline recouverte par les sédiments sus-jacents. En fait, ces sédiments grossiers font partie d'une crête d'esker enfouie que la rivière a exposée.

Un contact abrupt sépare les sédiments fluvioglaciaires d'une séquence de silt et d'argile interstratifiés atteignant 8 m d'épaisseur (unité 2, fig. XI). Cette unité est recouverte par une séquence de sable grossier sans structures apparentes atteignant 4 m d'épaisseur (unité 3, fig. XI). Un contact graduel sépare les unités 2 et 3. Celles-ci présentent ainsi un granuloclasement inverse, comme beaucoup de coupes déjà examinées.

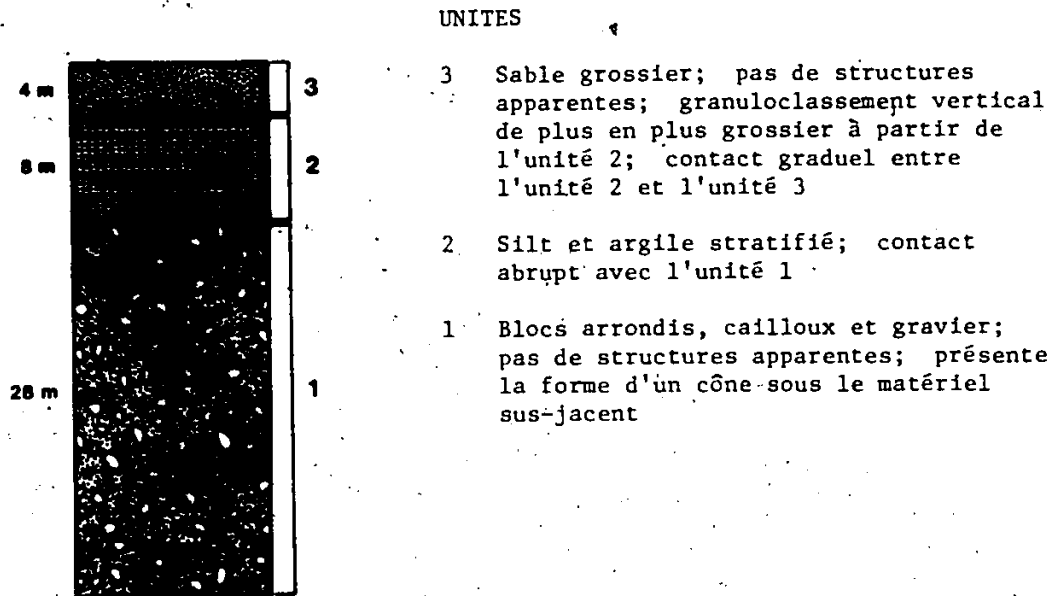


FIGURE XI. Coupe 18

I) Coupe 19 .

La coupe 19 est entaillée dans le versant sud d'un ruisseau, qui a profondément incisé une plaine de dépôts meubles à quelques centaines de mètres au nord de la coupe 18 (fig. I). Soixante-dix mètres de sédiments sont exposés dans cette coupe.

La base de la coupe est formée d'une séquence de silt et d'argile atteignant 52 m d'épaisseur (unité 1, fig. XII). Cette unité qui, à première vue, semble généralement massive montre une stratification qui apparaît plus distincte vers le haut de l'unité. Un contact érosif sépare cette séquence des sédiments sus-jacents. Plusieurs coquillages fossiles ont été retrouvés dans cette zone de contact, mais ils n'apparaissent pas en position de vie.

L'unité 2 (fig. XII) est formée de sable graveleux (éch. 25, tableau I) modérément trié (éch. 25, tableau II), indicateur d'un milieu de déposition à grande énergie de remaniement. Ces sédiments atteignent de 17 à 28 m d'épaisseur. A certains endroits, d'amples stratifications croisées à faible pendage vers le sud, soit vers l'intérieur des terres, ornent ces sédiments. Les unités 1 et 2 forment ainsi un granuloclasement inverse qui est toutefois marqué par un contact d'érosion entre les unités, à l'opposé du contact graduel observé dans les coupes présentant une séquence semblable de dépôts. Le degré de triage des sédiments plus grossiers s'apparente à celui des sédiments observés dans la coupe composite n° 6.

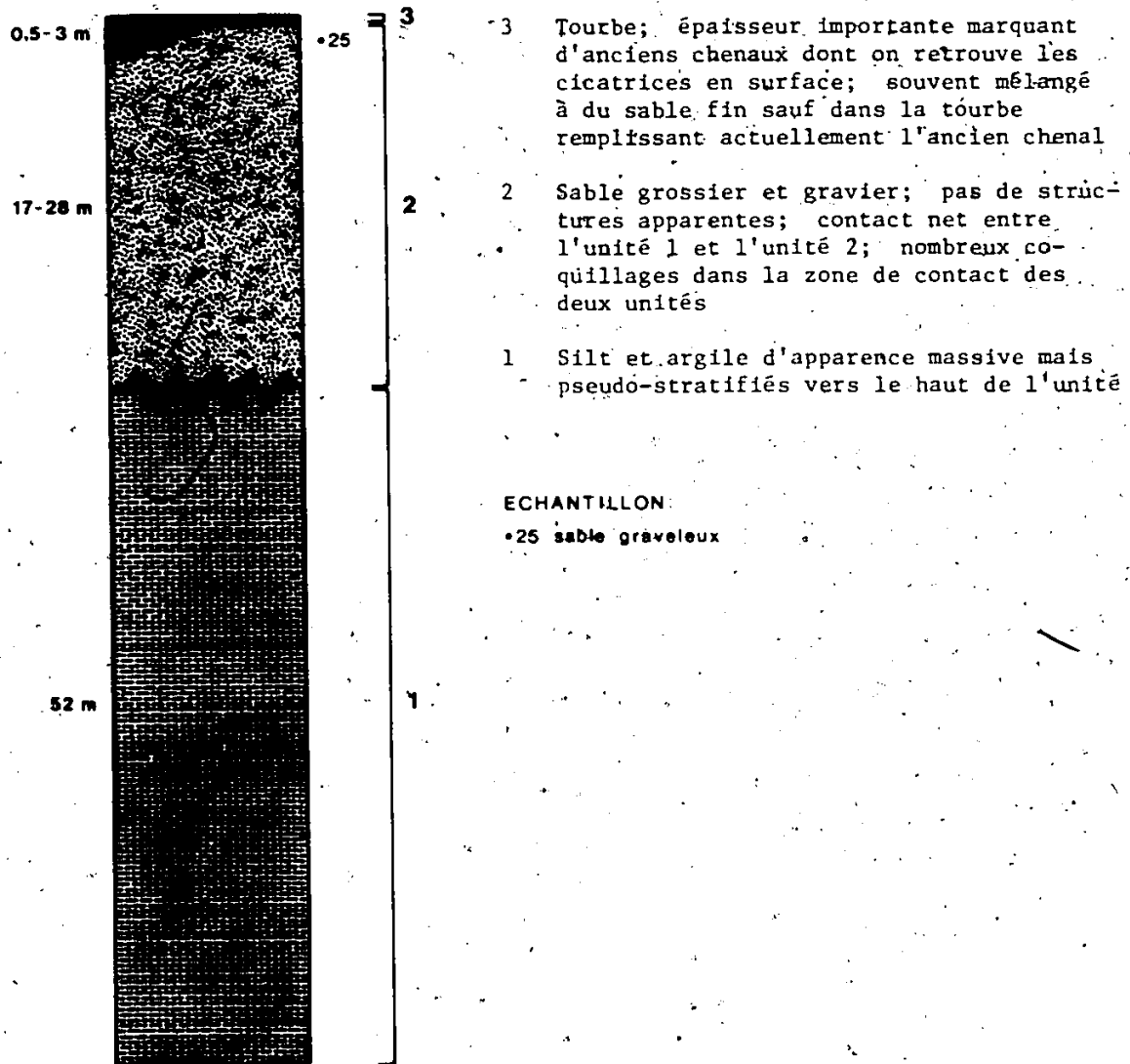


FIGURE XII. Coupe 19

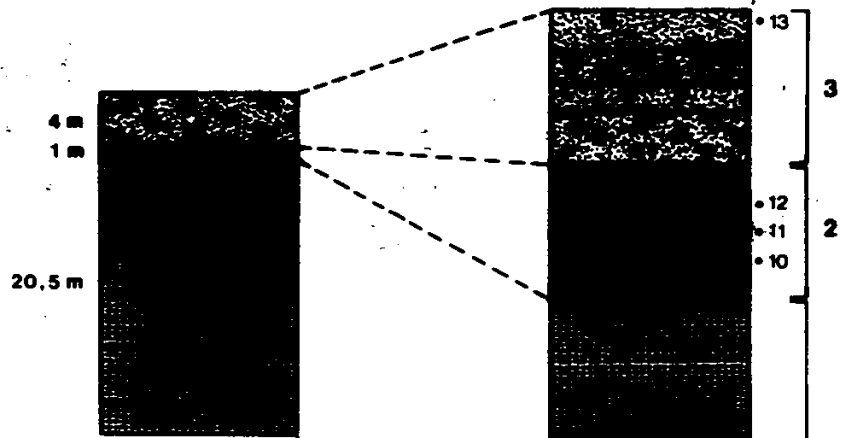
Un horizon de tourbe de 50 cm à 3 m d'épaisseur recouvre la séquence de sédiments exposés dans la coupe 19 (unité 3, fig. XII). Cette tourbe comble d'anciens chenaux qui ont découpé le matériel sous-jacent.

J) Coupe 23

La coupe 23 est entaillée dans le versant est de la rivière Coppermine à un peu plus de 8 kilomètres au sud de l'embouchure (fig. I). Plus de 25 mètres de dépôts sont exposés dans cette coupe.

Une séquence de silt et d'argile stratifiés atteignant 20,5 m d'épaisseur forme la base de la coupe (unité 1, fig. XIII). Cette stratification se présente sous la forme de lits minces (2 à 3 mm) d'argile interstratifiés avec des lits de silt argileux atteignant près de 10 cm d'épaisseur. Les sédiments à 3 m de la base sont principalement formés d'argile silteuse (éch. 8, tableau I) très mal à extrêmement mal trié (éch. 8, tableau II), reflétant un milieu de déposition à faible énergie de remaniement. Le matériel échantillonné à 12,5 m de la base est une argile (éch. 9, tableau I) très mal triée (éch. 9, tableau II), également le reflet d'un environnement de déposition à faible énergie de remaniement.

Un contact graduel sépare les dépôts de silt et d'argile d'une séquence de sable fin et de silt à stratification subhorizontale



UNITES

- 3 Cailloux, gravier et sable grossier: cette unité se superpose graduellement au sable silteux; elle présente également des sections composées uniquement de gravier et de sable grossier mais le contact entre ces lits n'apparaît pas clairement; cette section plus grossière est par la suite recouverte d'un sable graveleux
- 2 Sable fin et silt; forment des lits plus ou moins sub-horizontaux mais fortement déformés; ainsi, on retrouve un silt sableux recouvert de sable fin qui est à son tour recouvert d'un sable silteux - ce dernier est interrompu par un mince lit de sable silto-graveleux présentant des convolutions, probablement reliées à des structures de charge
- 1 Silt et argile stratifié; généralement formé de lits minces (2 à 3 mm) d'argile silteuse interstratifiés avec un silt sableux un peu plus épais; quelques sections semblent présenter une structure massive ou quelque peu laminaire composée d'argile exclusivement; zone de contact avec l'unité sus-jacente est graduelle, passant d'une argile silteuse à un silt sableux

ECHANTILLONS: •8 argile silteuse •11 sable silto-graveleux
 •9 argile •12 sable silteux
 •10 sable fin •13 sable graveleux

FIGURE XIII. Coupe 23

déformée atteignant près de 1 m d'épaisseur (unité 2, fig. XIII). Cette unité de transition entre l'unité 1 et l'unité 3 est formée à la base d'un lit de silt sableux de près de 20 cm d'épaisseur. Ce lit est suivi par un lit de sable fin (éch. 10, tableau I) modérément trié (éch. 10, tableau II) sans structures apparentes, atteignant 30 cm d'épaisseur. Le contact entre ces deux lits est très déformé par des structures en flamme et des empreintes de charge. Le lit de sable fin passe à un lit de sable silteux (éch. 12, tableau I) modérément trié (éch. 12, tableau II) de plus de 45 cm d'épaisseur. Le degré de triage de ces sédiments dénote ainsi une mise en place dans un milieu à énergie plus importante que celle ayant joué lors de la mise en place de la séquence de silt et d'argile. Le lit de sable silteux est interrompu par un mince lit de sable silto-graveleux (éch. 11, tableau I) très mal trié (éch. 11, tableau 2) qui est très déformé par des injections de forme courbée dans le sable silteux sus-jacent. Les caractéristiques granulométriques et le degré de triage du matériel suggère une déposition en vrac avec peu de remaniement. Il est possible qu'il s'agisse d'un petit glissement sous-aquatique ayant interrompu la mise en place du sable silteux.

L'unité 2 est recouverte par contact graduel d'une séquence de cailloux, de gravier et de sable de 4 m d'épaisseur (unité 3, fig. XIII) marquée par une stratification subhorizontale. Les lits sont d'épaisseur variable mais se distinguent mal les uns des autres.

Un lit de sable graveleux (éch. 13, tableau I) mal trié (éch. 13, tableau II) termine cette séquence de dépôts.

La coupe 23 montre ainsi un granuloclasement généralement inverse, typique de la plupart des coupes de ce secteur aval de la rivière Coppermine. Le degré de triage des sédiments plus grossiers s'avère pauvre comparé au degré de triage observé chez des sédiments similaires dans la coupe composite n° 6 et dans la coupe 19, ce qui suggère un processus de déposition différent de celui ayant mis en place les sédiments grossiers dans ces dernières.

K) Coupe 29

La coupe 29 a été dégagée par l'incision d'un ruisseau parallèlement au talus marquant la berge est d'un ancien bras de la rivière Coppermine (fig. I). Les dépôts meubles exposés dans cette coupe atteignant plus de 12 m d'épaisseur.

L'ensemble de la coupe 29 est formé d'un sable généralement grossier, à stratification lenticulaire (unité 1, fig. XIV) dont la base est en partie masquée par des fragments de tourbe détachés du sommet. Des lits de sable grossier interstratifiés à des lits de sable fin à silteux ont été distingués vers le sommet de cette séquence. Le contact entre ces lits est quelquefois fortement marqué par l'oxydation, reflétant une sédimentation dans un milieu périodiquement exposé



UNITES.

- 2 Tourbe; celle-ci, en tombant par larges morceaux du sommet, a pour effet de dissimuler une grande partie de l'unité sous-jacente
- 1 Sable; cette unité apparait dans l'ensemble formé de sable grossier mais on peut observer une stratification vers le haut de l'unité formée de lits de sable fin à silteux, dont l'épaisseur atteint 30 cm; le contact entre les lits de sable grossier et de sable fin est quelquefois marqué d'un mince lit de sable oxydé atteignant 1 à 2 mm; à l'exception de cette stratification subhorizontale grossière, aucune structure a pu être observée

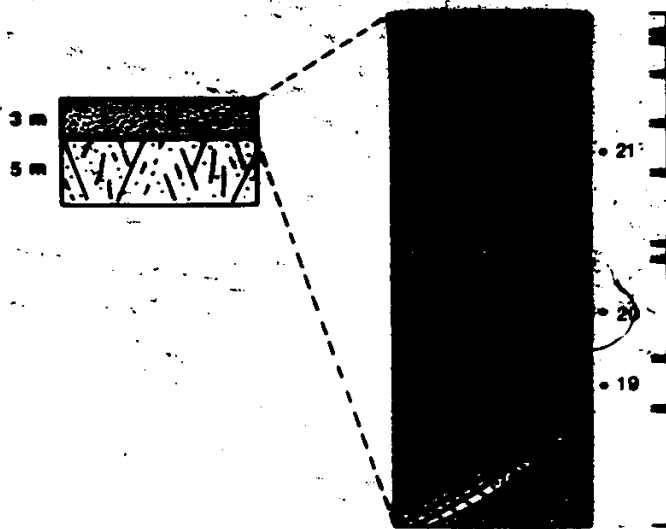
FIGURE XIV. Coupe 29

à l'air. Un horizon de tourbe atteignant 30 cm d'épaisseur forme le sommet de la coupe (unité 2, fig. XIV).

L) Coupe 30

La coupe 30 est entaillée dans le versant est de la rivière Coppermine à environ 1,5 kilomètre au sud de l'embouchure (fig. I). De nombreuses cicatrices de chenaux sont préservées sur la surface subhorizontale dans laquelle la coupe est entaillée. Celle-ci expose 8 m de sédiments dont près de 5 m sont couverts par les éboulis. Cette coupe se distingue des autres coupes par le fait que les sédiments étaient encore, par endroits, sous l'emprise de la glace, préservant ainsi les structures sédimentaires. L'affleurement semblait ainsi avoir été dégagé récemment par la rivière Coppermine. Il est intéressant de noter que cette coupe, ré-examinée trois semaines plus tard, ne présentait plus la majorité des structures sédimentaires notées à la première visite puisque la fonte de la glace avait à ce moment suscité de nombreux éboulis.

Un sable grossier quelque peu graveleux de 70 cm d'épaisseur forme la base de la section non couverte d'éboulis (unité 1a, fig. XV). Ce sable présente une stratification croisée atteignant un angle de 26 degrés vers le nord. Un contact érosif sépare ces sédiments d'une unité de sable graveleux (éch. 19, tableau I) modérément trié (éch. 19, tableau II) comprenant quelques cailloux dispersés, de 30 cm d'épaisseur



ECHANTILLONS:

- 19 sable graveleux
- 20 sable légèrement graveleux
- 21 sable légèrement graveleux

UNITES

- 3 Tourbe
- 2F Sable silteux d'apparence massive avec débris organiques; contact graduel de l'unité 2E à l'unité 2F
- 2C Sable fin à silteux à stratification subhorizontale fine; contact graduel de l'unité 2D à l'unité 2E
- 2E Sable grossier; faible portion de gravier à certains endroits; présente principalement une stratification croisée en auge et une stratification croisée en festons (trough cross-stratification) avec une stratification subhorizontale retrouvée surtout au sommet des sédiments croisés remplissant ces 'auges'; contact graduel de l'unité 2A à l'unité 2B
- 2D Sable, gravier et quelques cailloux à stratification subhorizontale fine; contact graduel entre l'unité 2C et l'unité 2D
- 2C Sable légèrement graveleux à stratification subhorizontale; forme des lits atteignant plus de 10 cm; cette unité atteint plus de 1 m à certains endroits; contact graduel entre l'unité 2B et l'unité 2C
- 2B Sable grossier; faible portion de gravier à certains endroits; présente principalement une stratification croisée en auge et une stratification croisée en festons (trough cross-stratification) avec une stratification subhorizontale retrouvée surtout au sommet des sédiments croisés remplissant ces 'auges'; contact graduel de l'unité 2A à l'unité 2B
- 2A Gravier et sable ne présentant pas de structures internes; contact d'érosion avec l'unité 1C
- 1C Sable légèrement graveleux à stratification croisée; forme des angles atteignant 26° ; cette unité atteint plusieurs mètres dans certaines parties de la coupe; contact d'érosion avec l'unité 1B
- 1B Sable graveleux et quelques cailloux à stratification subhorizontale; contact d'érosion avec l'unité 1A
- 1A Sable grossier (quelque peu graveleux) à stratification croisée; forme des angles atteignant 26°

FIGURE XV. Coupe 30

(unité 1b, fig. XV). Ces sédiments à stratification subhorizontale montrent par endroits une stratification croisée en auge. Un contact érosif sépare ces derniers sédiments d'un sable légèrement graveleux (éch. 20, tableau I) modérément bien trié (éch. 20, tableau II) atteignant plus de 50 cm d'épaisseur (unité 1c, fig. XV). La stratification croisée qui affecte ces sédiments atteint des angles élevés vers le nord, comparable à ceux de l'unité 1a. Les unités 1a, 1b et 1c atteignent plusieurs mètres d'épaisseur au sud du même affleurement: leur épaisseur diminue ainsi progressivement vers l'aval. Les caractéristiques granulométriques et le degré de triage de ces sédiments grossiers reflète un milieu de déposition de moyenne à grande énergie de remaniement. Les structures sédimentaires révèlent toutefois un milieu de déposition différent de celui responsable de la mise en place des sédiments grossiers également bien triés retrouvés dans la coupe composite n° 6 et dans la coupe 19.

Un lit de gravier et de sable de près de 10 cm d'épaisseur recouvre par contact érosif les sédiments de l'unité 1c (unité 2a, fig. XV). Un sable grossier quelque peu graveleux d'environ 40 cm d'épaisseur recouvrent par contact graduel l'unité 2a (unité 2b, fig. XV). Cette unité montre une stratification croisée en auge accompagnée d'une stratification croisée en festons. Une stratification subhorizontale est également présente, retrouvée surtout au sommet des sédiments croisés remplissant les 'auges'. Une séquence de sable légèrement graveleux (éch. 21, tableau I) modérément trié

(éch. 21, tableau II) recouvre par contact graduel les sédiments de l'unité 2b (unité 2c, fig. XV). Cette séquence varie entre 30 cm et 1 m d'épaisseur. Les sédiments sont marqués par une stratification subhorizontale formée de lits atteignant plus de 10 cm d'épaisseur. Cette unité n'est pas continue et laisse alors place à une séquence de sable et de gravier comprenant quelques cailloux, atteignant entre 20 et 30 cm d'épaisseur (unité 2d, fig. XV). Cette séquence présente une stratification subhorizontale formée de lits très minces de cailloux et de gravier interstratifiés à des lits de gravier et de sable de quelques cm d'épaisseur. Un contact net mais non érosif sépare cette unité d'une séquence de sable fin à silteux atteignant environ 20 cm d'épaisseur (unité 2e, fig. XV). La partie supérieure de cette unité présente une coloration jaunâtre probablement due à un certain degré d'oxydation. Cette unité est suivie par contact graduel d'un sable silteux d'apparence massive, comprenant quelques débris organiques (unité 2f, fig. XV). Un horizon de tourbe complète la séquence (unité 3, fig. XV).

Les sédiments des unités 1a et 1c présentent des caractéristiques granulométriques et des structures sédimentaires similaires, suggérant un même mode de déposition. Il s'agit toutefois de deux étapes différentes de déposition puisqu'ils sont interrompus par l'unité 1b. La séquence des unités 1a et 1b présente un granuloclasement inverse, de même que la séquence des unités 1c et 2a. Mais la

séquence de dépôts dans l'ensemble de l'unité 2 montre un granulo-classement normal. Celui-ci suggère un changement du milieu de déposition marqué par un changement du mode de mise en place des sédiments.

1 of

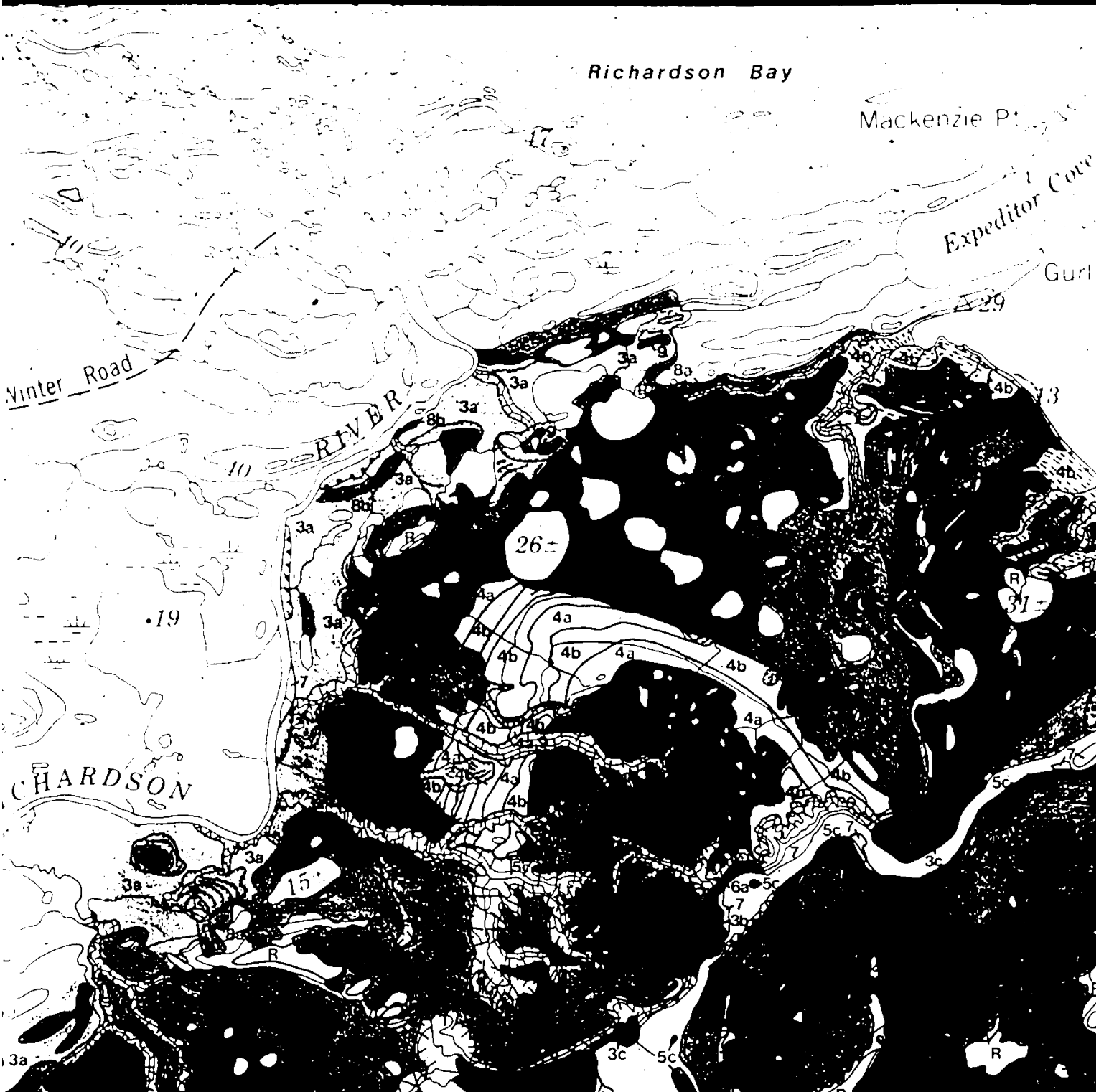
116°00'

45'



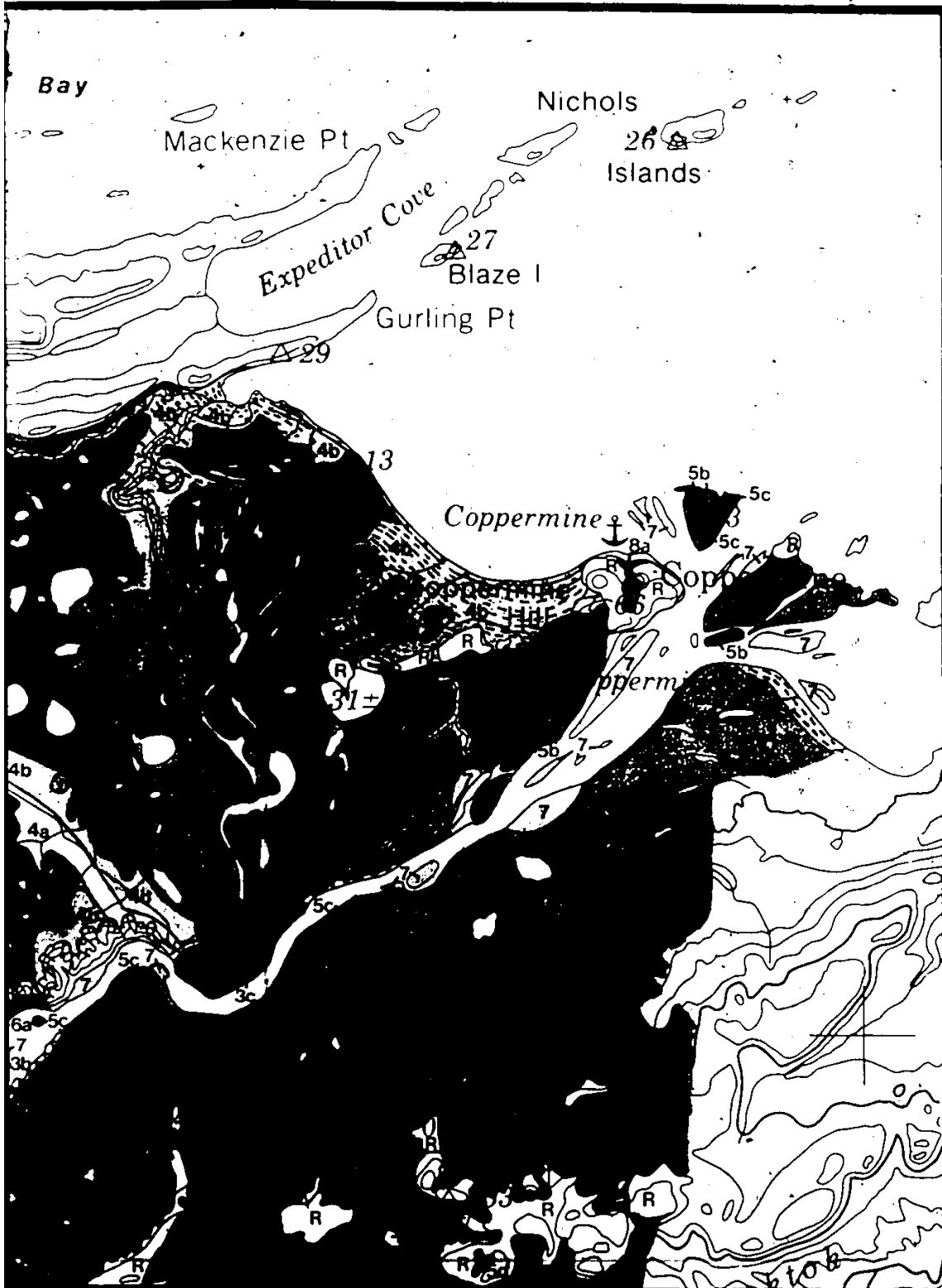
30'

15'



15'

115°00'

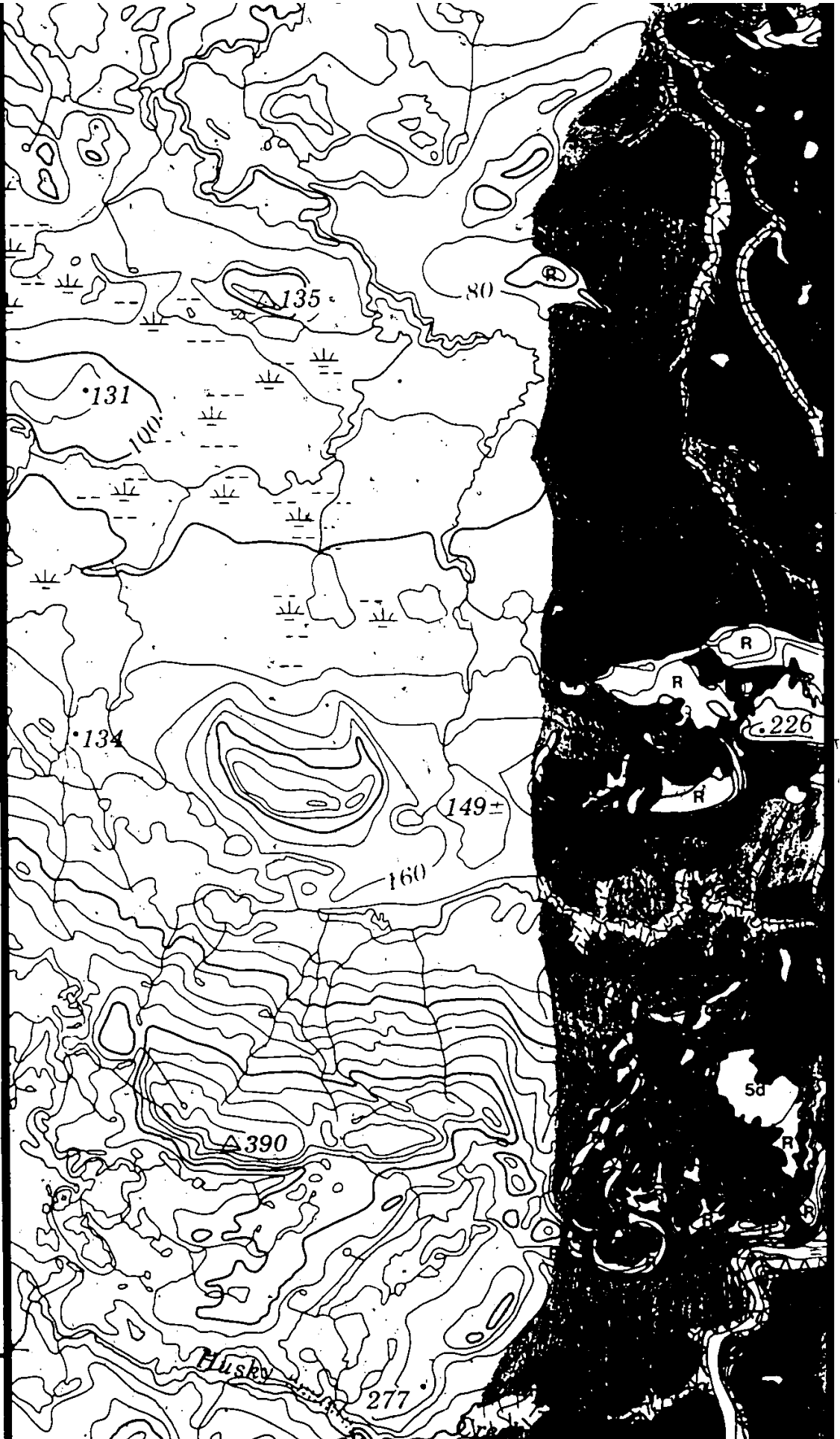


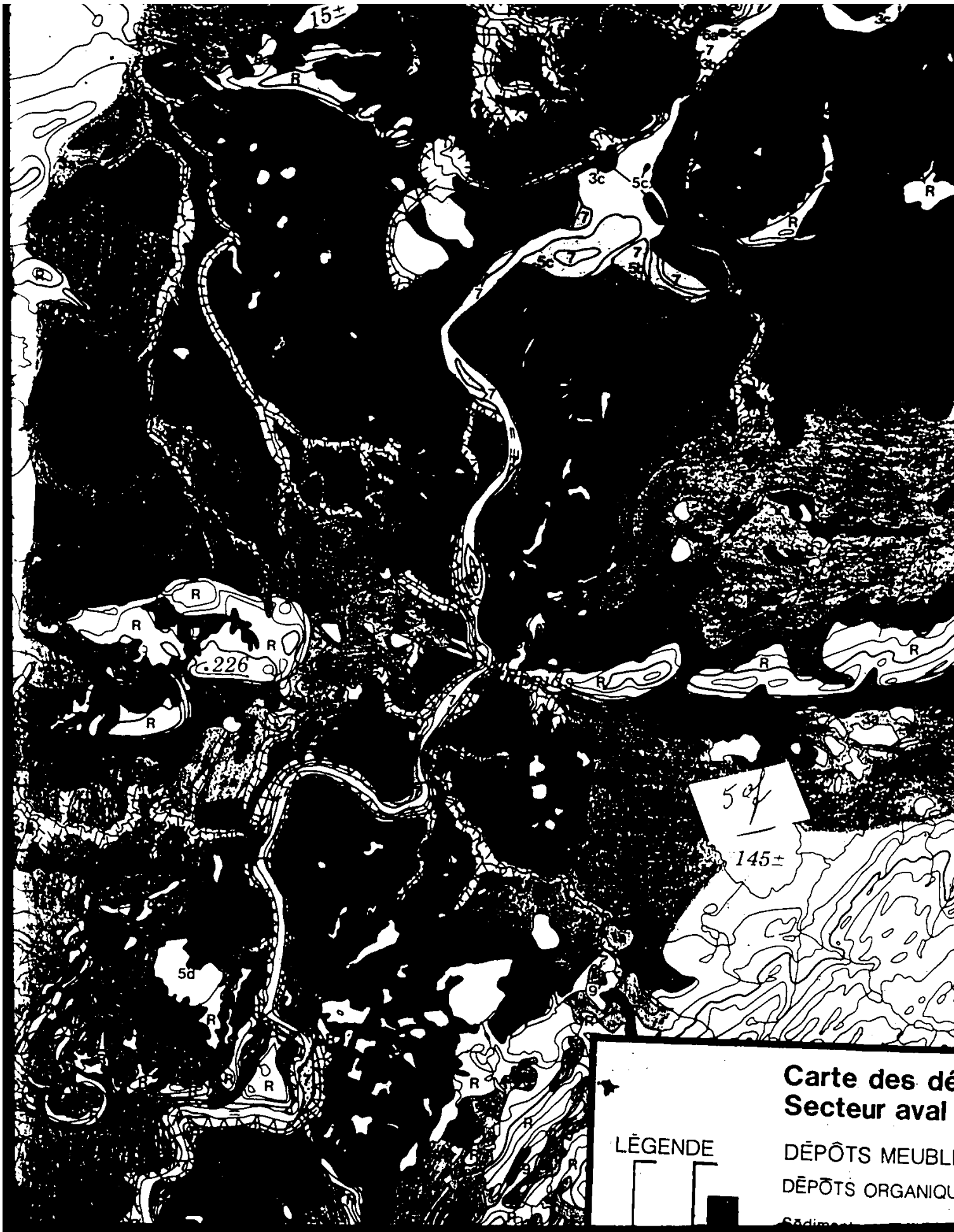
3 of

U

4 of 1

30'





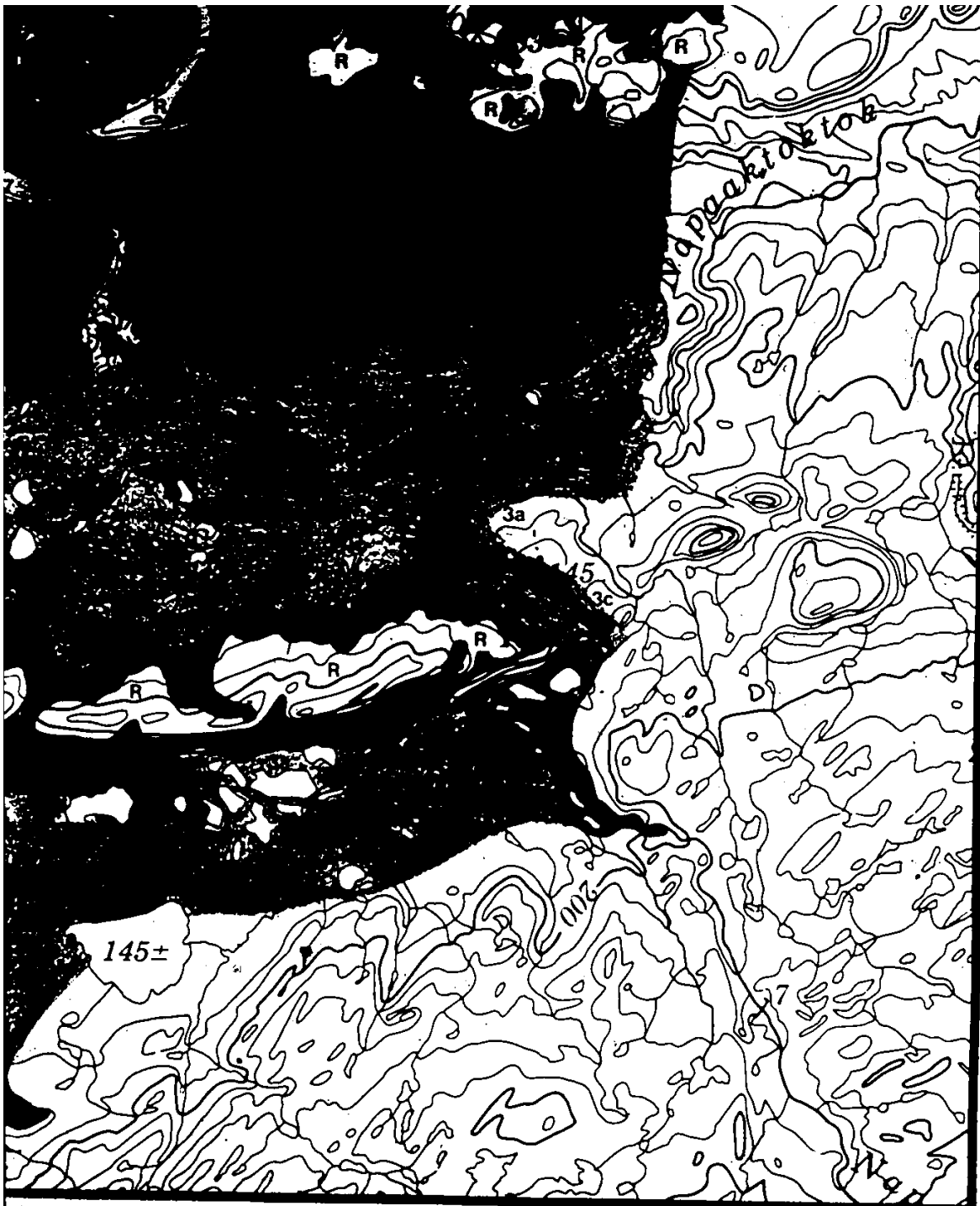
Carte des dé
Secteur aval

LÉGENDE

DÉPÔTS MEUBLI

DÉPÔTS ORGANIQ

Sédiment



Carte des dépôts meubles
Secteur aval de la rivière Coppermine

ENDE

DÉPÔTS MEUBLES

DÉPÔTS ORGANIQUES: dépôts de tourbières et de marécages.

Sédiments organiques: humus et tourbe, jusqu'à 3 m d'épaisseur.

DÉPÔTS GRAVITAIRES: débris non-triés, accumulations au bas des pentes et au fond des vallées, soliflués et délavés à partir de matériel pré-existant : mis en place depuis la déglaciation.

160f

30'

Husky

277

Upper Deaf Lake

Sandstone

220

Willow

Creek

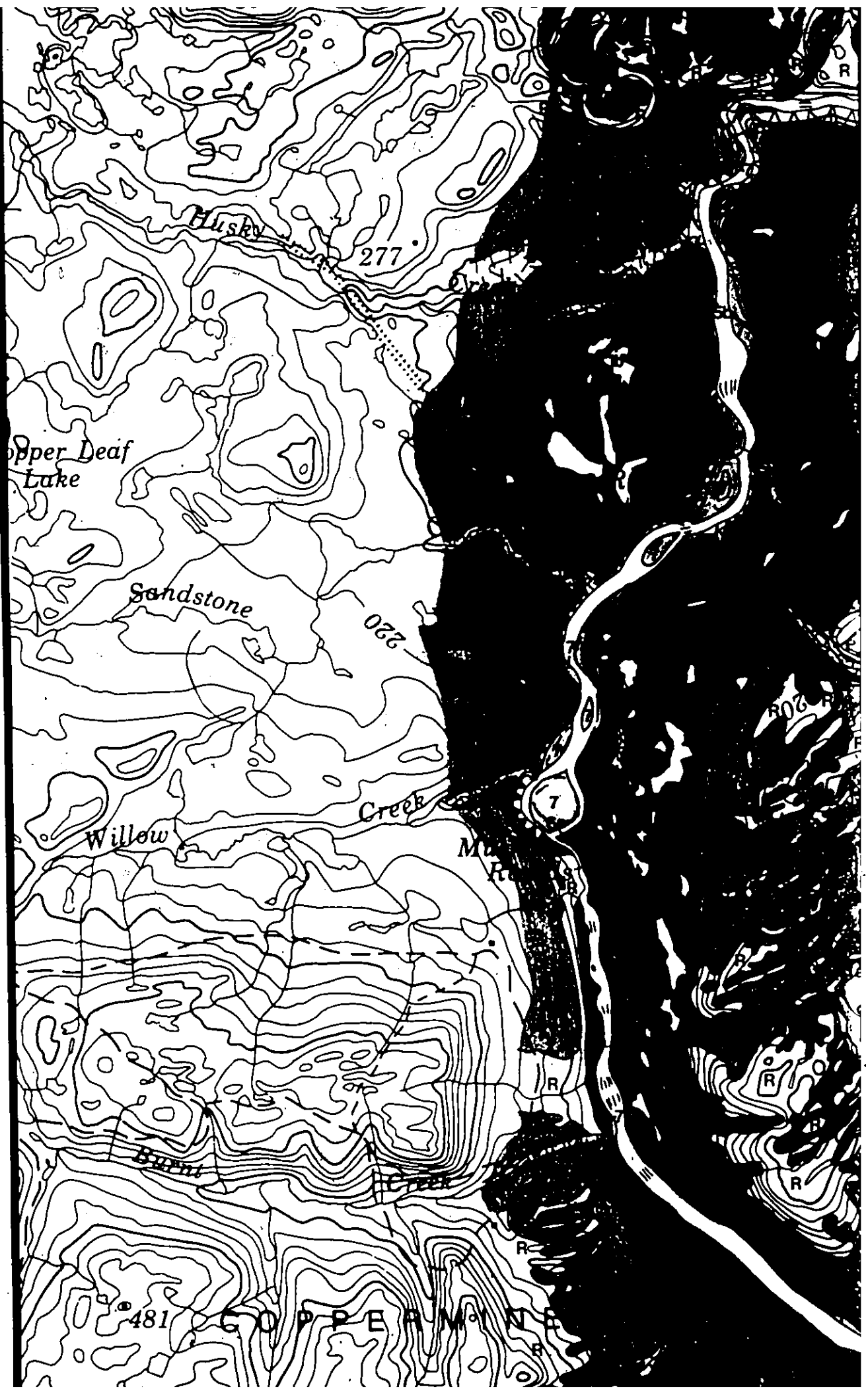
7

Burnt

481

COPPERMINE

7 1





Carte des dépôts Secteur aval de la

LÉGENDE

DÉPÔTS MEUBLES

DÉPÔTS ORGANIQUES: dép

Sédiments organiques: humus et

DÉPÔTS GRAVITAIRES: dép
des pentes et au fond des vallées
de matériel pré-existant: mis en

Colluvions: 8a, blocs et galets de
8b, sable, silt et argile 1-5 m d'é

DÉPÔTS FLUVIATILES: dép
d'eau et le ruissellement depuis

Sédiments de plaines alluviales:
de blocs, gravier et sable; plus d

Sédiments de terrasses et de ch
constituées de sable silteux; 6b,
gravier, sable grossier et dallage

DÉPÔTS MARINS: sédiments
littoral, sub-littoral et d'eau prof
la mer postglaciaire.

Sédiments deltaïques: 5a, galets
gravier et sable grossier; 5c, sab
2-22 m d'épaisseur.

Sédiments littoraux: 4a, gravier
et/ou sable moyen à silt sableu

Sédiment sub-littoral et d'eau p
silteuse; 3c, argile silteuse déco

DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES
principalement par les eaux de

Sédiments de contact glaciaire:
formant des eskers et des coll

DÉPÔTS MORAINIQUES: sédi
généralement sablo-silteuse; mi
par le glacier.

Till: 1a, placage, 0,5-2 m d'épais
roche en place sous-jacente; 1
2-10 (?) m d'épaisseur, surface
till de fond; à plusieurs endroits r
le ruissellement et les eaux coura

ROCHE EN PLACE

Basalte, gabbro; grès et schiste s
pendage général vers le nord-nor
développé; atteignant plus de 400

QUATERNAIRE

POSTGLACIAIRE

DERNIÈRE GLACIATION

QUATERNAIRE

R

Carte des dépôts meubles Secteur aval de la rivière Coppermine

GENDE

DÉPÔTS MEUBLES

DÉPÔTS ORGANIQUES: dépôts de tourbières et de marécages.

Sédiments organiques: humus et tourbe, jusqu'à 3 m d'épaisseur.

DÉPÔTS GRAVITAIRES: débris non-triés, accumulations au bas des pentes et au fond des vallées, soliflués et délavés à partir de matériel pré-existant: mis en place depuis la déglaciation.

Colluvions: 8a, blocs et galets dans une matrice de sable et de silt; 8b, sable, silt et argile 1-5 m d'épaisseur.

DÉPÔTS FLUVIATILES: dépôts mis en place par les cours d'eau et le ruissellement depuis le Postglaciaire.

Sédiments de plaines alluviales: dallages de pierres; îlots et berges de blocs, gravier et sable; plus de 2m d'épaisseur.

Sédiments de terrasses et de chenaux abandonnés: 6a, terrasses constituées de sable silteux; 6b, chenaux abandonnés tapissés de gravier, sable grossier et dallages de pierres; 2-7 m d'épaisseur.

DÉPÔTS MARINS: sédiments mis en place en milieux deltaïque, littoral, sub-littoral et d'eau profonde lors de la régression de la mer postglaciaire.

Sédiments deltaïques: 5a, galets, gravier et sable grossier; 5b, gravier et sable grossier; 5c, sable grossier; 5d, sable fin et silt; 2-22 m d'épaisseur.

Sédiments littoraux: 4a, gravier et sable grossier; 4b, sable grossier et/ou sable moyen à silt sableux; 5-28 m d'épaisseur.

Sédiment sub-littoral et d'eau profonde: 3a, sable silteux; 3b, argile silteuse; 3c, argile silteuse découpée par ravins; 2-70 m d'épaisseur.

DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES: sédiments mis en place principalement par les eaux de fonte glaciaire.

Sédiments de contact glaciaire: blocs, cailloux, gravier et sable formant des eskers et des collines en chapelet; 2-40 m d'épaisseur.

DÉPÔTS MORAINIQUES: sédiments hétérométriques à matrice généralement sablo-silteuse; mis en place directement par le glacier.

Till: 1a, placage, 0,5-2 m d'épaisseur, relief moulé sur celui de la roche en place sous-jacente; 1b, couverture morainique, 2-10 (?) m d'épaisseur, surface légèrement ondulée, principalement till de fond; à plusieurs endroits remanié par la solifluction, le ruissellement et les eaux courantes.

ROCHE EN PLACE

Basalte, gabbro; grès et schiste sédimentaire du Protérozoïque; pendage général vers le nord-nord-ouest; relief de cuesta bien développé; atteignant plus de 400 m à certains endroits.

ESKER: (Direction d'écoulement présumée)

POSTGLACIAIRE

DERNIÈRE GLACIATION

R



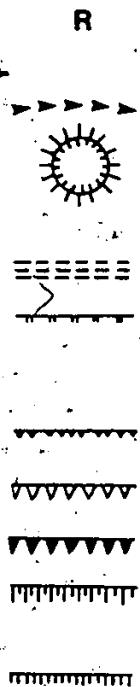
218

10 of



PRÉ-QUATÉNAIRE

DERNIÈRE GLACIATION



DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES: sédiments mis en place principalement par les eaux de fonte glaciaire.

Sédiments de contact glaciaire: blocs, cailloux, gravier et sable formant des eskers et des collines en chapelet; 2-40 m d'épaisseur.

DÉPÔTS MORAINIQUES: sédiments hétérométriques à matrice généralement sablo-silteuse; mis en place directement par le glacier.

Till: 1a, placage, 0,5-2 m d'épaisseur, relief moulé sur celui de la roche en place sous-jacente; 1b, couverture morainique, 2-10 (?) m d'épaisseur, surface légèrement ondulée, principalement till de fond; à plusieurs endroits remanié par la solifluction, le ruissellement et les eaux courantes.

ROCHE EN PLACE

Basalte, gabbro; grès et schiste sédimentaire du Protérozoïque; pendage général vers le nord-nord-ouest; relief de cuesta bien développé; atteignant plus de 400 m à certains endroits.

ESKER: (Direction d'écoulement présumée)

ORIGINE INCONNUE: crête circulaire, 4m de hauteur

PLAGE:

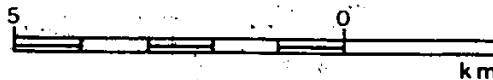
ligne de rivage soulevée marine
 escarpement de plage actuelle

RUPTURES DE PENTE:

talus de terrasse fluviale.
 versant de vallée entaillé dans la roche en place.
 versant de vallée entaillé dans les sédiments meubles.
 talus de ravin.

cicatrice de thermokarst modifiée par les eaux lacustres; délimite dépression qui peut contenir des sédiments lacustres: sable fin et silt, jusqu'à 1 m d'épaisseur.

Levés géologiques et géomorphologiques par H.C. Bruneau et D.A. St-Onge, 1981-1982



11 of 1

DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES: sédiments mis en place principalement par les eaux de fonte glaciaire.

Sédiments de contact glaciaire: blocs, cailloux, gravier et sable formant des eskers et des collines-en chapelet; 2-40 m d'épaisseur.

DÉPÔTS MORAINIQUES: sédiments hétérométriques à matrice généralement sablo-silteuse; mis en place directement par le glacier.

Till: 1a, placage, 0,5-2 m d'épaisseur, relief moulé sur celui de la roche en place sous-jacente; 1b, couverture morainique, 2-10 (?) m d'épaisseur, surface légèrement ondulée, principalement till de fond; à plusieurs endroits remanié par la solifluction, le ruissellement et les eaux courantes.

ROCHE EN PLACE

Basalte, gabbro; grès et schiste sédimentaire du Protérozoïque; pendage général vers le nord-nord-ouest; relief de cuesta bien développé; atteignant plus de 400 m à certains endroits.

ESKER: (Direction d'écoulement présumée)

ORIGINE INCONNUE: crête circulaire, 4m de hauteur

PLAGE:

ligne de rivage soulevée marine
escarpement de plage actuelle

RUPTURES DE PENTE:

talus de terrasse fluvatile.

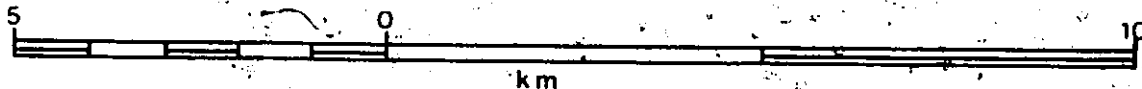
versant de vallée entaillé dans la roche en place.

versant de vallée entaillé dans les sédiments meubles.

talus de ravin.

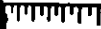
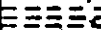
cicatrice de thermokarst modifiée par les eaux lacustres; délimite dépression qui peut contenir des sédiments lacustres: sable fin et silt, jusqu'à 1 m d'épaisseur.

Levés géologiques et géomorphologiques par H.C. Bruneau et D.A. St-Onge, 1981-1982



DERNIERE GLACIATION

R



12/12