

INFORMATION TO USERS

This manuscript has been reproduced from the microfilm master. UMI films the text directly from the original or copy submitted. Thus, some thesis and dissertation copies are in typewriter face, while others may be from any type of computer printer.

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

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

Oversize materials (e.g., maps, drawings, charts) are reproduced by sectioning the original, beginning at the upper left-hand corner and continuing from left to right in equal sections with small overlaps. Each original is also photographed in one exposure and is included in reduced form at the back of the book.

Photographs included in the original manuscript have been reproduced xerographically in this copy. Higher quality 6" x 9" black and white photographic prints are available for any photographs or illustrations appearing in this copy for an additional charge. Contact UMI directly to order.

UMI

**A Bell & Howell Information Company
300 North Zeeb Road, Ann Arbor MI 48106-1346 USA
313/761-4700 800/521-0600**



Université d'Ottawa • University of Ottawa

MARTINE ROCHELEAU

**SÉDIMENTOLOGIE DES PALÉOPLAGES DE LA PLAINE D'OLD CROW,
TERRITOIRE DU YUKON, CANADA**

Thèse
présentée
à l'École des Études Supérieures
de l'Université d'Ottawa
pour l'obtention
du grade de maître ès arts (M. A.)

Département de géographie
FACULTÉ DES ARTS
UNIVERSITÉ D'OTTAWA

AVRIL 1997



**National Library
of Canada**

**Acquisitions and
Bibliographic Services**

**395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada**

**Bibliothèque nationale
du Canada**

**Acquisitions et
services bibliographiques**

**395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada**

Your file Votre référence

Our file Notre référence

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of his/her thesis by any means and in any form or format, making this thesis available to interested persons.

The author retains ownership of the copyright in his/her thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced with the author's permission.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de sa thèse de quelque manière et sous quelque forme que ce soit pour mettre des exemplaires de cette thèse à la disposition des personnes intéressées.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège sa thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-20949-0

RÉSUMÉ

Lors de la dernière glaciation du Wisconsin, la calotte glaciaire s'est arrêtée au flanc oriental des Monts Richardson qui séparent les Territoires du Nord-Ouest du Territoire du Yukon. La majeure partie de la région septentrionale du Yukon fut alors épargnée de l'invasion par l'inlandsis laurentidien. Cet événement a provoqué la réorganisation du système hydrographique du nord du Yukon, la submersion de trois grands bassins de la région créant ainsi de vastes lacs alimentés par les eaux de fonte du glacier continental.

Les événements glaciaires sont bien documentés dans la littérature, mais la description et la chronologie relative des événements qui ont eu lieu en marge de la limite glaciaire, et en particulier ceux concernant les paléolacs, font souvent défauts. Afin de pallier à ce manque d'information, la thèse présente l'étude des caractéristiques sédimentologiques du matériel des plages d'un des anciens lacs. Par cet étude nous tentons de vérifier l'hypothèse suivante: l'étude des caractéristiques des sédiments des paléoplages permet de déterminer la fréquence des épisodes glacio-lacustres dans la plaine d'Old Crow. De plus, nous voulons répondre aux deux objectifs principaux: connaître l'environnement dans lequel les lacs se sont mis en place et les événements qui ont conduit à leur drainage.

Les analyses calcimétriques et pétrographiques ont permis de constater que le matériel des paléoplages est en général d'origine locale. Les analyses morphoscopiques des sédiments fins et des galets corroborent ces dernières en concluant que le matériel se caractérise par un aspect mat et une forme sub-anguleuse, caractéristique d'un matériel qui a subi un transport peu important et peu d'exposition aux agents d'érosion. Les différences entre les niveaux de plages et selon la position longitudinale le long d'une même crête amènent à spéculer sur les conditions d'édification de chaque niveau de plage. En général, nous pouvons constater que l'environnement du paléolac offrait une dynamique plutôt moyenne puisque les sables et graviers y sont, en général, peu émoussés.

La chronologie relative de la région du nord du Yukon a également été construite. Il y aurait eu au moins deux inondations dans la plaine d'Old Crow, avec possibilité d'une troisième, intercalées par une période creuse où l'alimentation en eau de fonte était réduite et où on dénote des activités de mouvement de pente. Le premier événement glacio-lacustre se serait produit vers 70 Ka et le dernier entre 15 et 20 Ka (datation par thermoluminescence) correspondant sans doute au maximum glaciaire daté par Hughes et al. (1989) entre 37 et 16 Ka.

MOTS-CLÉS

paléolac, paléoplage, plaine d'Old Crow, refuge glaciaire, sédimentologie, nord du Yukon.

ABSTRACT

The continental Wisconsinan ice sheet stopped on the east slope of the Richardson Mountains located at the border of the Northwest Territories and the Yukon. During the last glaciation, a major part of the northern Yukon Territory then became the glacial refuge of northern Canada. This event led to the reorganization of the entire hydrographic system of northern Yukon. This reorganization then caused the flooding of three major basins which then became major lakes later supplied by melting water of the continental glacier.

This glacial history is well documented in scientific literature, but the chronology and description of the events concerning the lakes themselves are incomplete. By presenting the sedimentological characteristics on the material of one of these paleo-lake beaches, this study tries to address this lack of glaciolacustrine information. This study tries to verify the following general hypothesis: studying paleo-lake sediment characteristics allows to determine the frequency of glaciolacustrine episodes in the Old Crow basin. The study also answers two main objectives; one, to become familiar with the prevailing environment at the time of the establishment of these lakes, and two, to better acquire knowledge of events that caused their final drainage.

The results of both the calcimetric and petrographic analysis indicate that the paleo-beaches material is local. The morphoscopic analysis of the sand and

gravel conclude that the material is characterized by a sub-angular shape and a dull texture. These characteristics are common to material not subjected to a long process of transportation or exposure to the agent of erosions. The conditions under which the beaches were constructed are based on differences between the levels of beaches and between the sites along a single ridge. In general, the environment of the paleo-lake offered moderate wave action, current, and littoral drift, since both sand and gravel were not sufficiently eroded.

Drawing from different conclusions, it is possible to construct a relative chronology of the Old Crow basin region. During the late-Wisconsinan period, there would have been at least two complete floodings of the Old Crow basin, and possibly a third. The floodings were separated by an inactive period where glacial water supply was reduced, and mass wasting around the paleo-lake region were common. The first glacio-lacustrine event would have occurred around 70 Ka and the final event between 15 and 20 Ka (thermoluminescence dating). This final glacio-lacustrine event corresponds with the maximum stage of the Wisconsinan glaciation dated by O. L. Hughes and al. (1989) between 37 and 16 Ka.

KEYWORDS

paleo-lake, paleo-beache, Old Crow basin, glacial refuge, sedimentology, northern Yukon.

AVANT-PROPOS

L'élaboration de ce mémoire de maîtrise a nécessité la collaboration de plusieurs personnes. Nous désirons exprimer notre gratitude à tous ceux et celles qui de près ou de loin ont aidé à la concrétisation de ce projet de recherche. Nous sommes particulièrement reconnaissante à notre superviseur, M. Bernard Lauriol, pour l'aide et les conseils prodigués tout au long de la réalisation du mémoire de recherche.

Nous adressons aussi des remerciements à M. Jacques Cinq-Mars, chercheur au Musée des Civilisations, pour son aide sur le terrain et ses différentes interventions pendant l'élaboration du projet de recherche. Nous voulons également remercier Mme Nicole Richer pour sa participation à la campagne de terrain, aux analyses en laboratoire et pour son soutien moral, M. Denis Corbeil pour son aide et son appui lors de la campagne de terrain et Mme Caroline Duchesne pour son aide technique.

Nous tenons finalement à remercier notre conjoint Marc Depocas, tous les membres de notre famille ainsi que nos amis proches qui nous ont donné l'appui moral nécessaire tout au long du projet. Un merci tout personnel s'adresse à Mme Lorraine Jeansonne qui, par ses critiques judicieuses et ses encouragements, nous a donné le courage et la détermination de poursuivre jusqu'au bout.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	i
ABSTRACT	iii
AVANT-PROPOS	v
TABLE DES MATIÈRES	vi
LISTE DES TABLEAUX ET DES FIGURES	viii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 - CADRES RÉGIONAL ET CONCEPTUEL	5
1.1 Description de la région d'étude	5
1.1.1 localisation.....	5
1.1.2 physiographie générale.....	7
1.1.3 climat, végétation et sols.....	15
1.1.4 géologie locale.....	18
1.1.4.1 lithologie.....	20
1.1.4.2 tectonique.....	21
1.2 Études antérieures	22
1.2.1 glaciations du Wisconsin et refuge glaciaire.....	22
1.2.2 paléolacs du nord du Yukon.....	27
CHAPITRE 2 - MÉTHODOLOGIE ET TECHNIQUES	31
2.1 Géomorphologie glacio-lacustre de la plaine d'Old Crow	32
2.1.1 la plaine glacio-lacustre.....	32
2.1.2 les paléoplages.....	32
2.1.3 synthèse de la morphologie des paléoplages.....	50
2.2 Méthodologie et hypothèses de recherche	53
2.2.1 comparaison avec les travaux de Thorson et Dixon.....	53
2.2.2 méthodologie.....	54
2.2.3 hypothèses de recherche.....	55

2.3 Description des méthodes et techniques utilisées.....	55
2.3.1 méthodes calcimétriques et pétrographiques	56
2.3.2 méthodes sédimentologiques	59
2.3.2.1 analyse morphométrique	59
2.3.2.2 analyse granulométrique	65
2.4 Limitations de ces méthodes et techniques.....	71
2.4.1 choix des sites d'échantillonnage.....	71
2.4.2 analyse calcimétrique	72
2.4.3 analyse pétrographique.....	72
2.4.4 méthodes sédimentologiques	72
CHAPITRE 3 - ORIGINE DU MATÉRIEL DES PLAGES	75
3.1 Résultats de l'analyse calcimétrique.....	75
3.2 Résultats de l'analyse pétrographique.....	77
3.2.1 sur les sables.....	78
3.2.2 sur les galets.....	80
CHAPITRE 4 - MORPHOSCOPIE DES SABLES ET DES GALETS.....	83
4.1 Morphoscopie des sables	83
4.1.1 forme des grains.....	84
4.1.2 aspect des grains.....	86
4.1.3 exoscopie des grains	88
4.2 Morphoscopie des galets.....	91
CHAPITRE 5 - GRANULOMÉTRIE DES SABLES ET DES GALETS.....	95
5.1 Granulométrie des sables.....	95
5.1.1 Potato Hill	97
5.1.2 Husky Lake.....	99
5.1.3 Black Fox Creek	101
5.1.4 King Edward Bay.....	103
5.1.5 Mont King Edward.....	106
5.1.6 site de thermoluminescence	118
5.2 Granulométrie des galets.....	120
5.3 Synthèse de l'analyse granulométrique.....	125
CONCLUSION.....	135
BIBLIOGRAPHIE.....	140
ANNEXE A	151
ANNEXE B	158

LISTE DES TABLEAUX ET DES FIGURES

Figure 1.1 Carte de localisation de la région à l'étude.	6
Figure 1.2 Carte de la limite glaciaire et des bassins de drainage de la région à l'étude.	8
Figure 1.3 Image satellite de la plaine d'Old Crow.	9
Figure 1.4 Profil de sinuosité de la rivière Old Crow.	11
Figure 1.5 Profil longitudinal de la rivière Old Crow.	13
Figure 1.6 Lacs thermokarstiques, Territoire du Yukon.	14
Tableau 1.1 Caractéristiques climatiques de la station Old Crow	15
Figure 1.7 Distribution du pergélisol dans le nord du Yukon.	17
Figure 1.8 Carte géologique locale de la plaine d'Old Crow.	19
Figure 1.9 Passe McDougall, Territoire du Yukon/Territoires du Nord- Ouest.	26
Tableau 1.2 Événements glaciaires et glacio-lacustres du nord Yukon.	30
Figure 2.1 Localisation des sites d'échantillon de la région d'étude.	34
Figure 2.2 Site Potato Hill, Territoire du Yukon (photo A24501-220).	36
Figure 2.3 Crêtes de plages et hauts-fonds, Potato Hill, Territoire du Yukon.	37
Figure 2.4 Site Husky Lake, Territoire du Yukon (photo A24502-130).	39
Figure 2.5 Site Black Fox Creek, Territoire du Yukon (photo A22880-9)	41
Figure 2.6 Pédiment de la plaine d'Old Crow, Territoire du Yukon.	43
Figure 2.7 Flèche littorale, mont Schaeffer (photo A22880-155,191)	45

Figure 2.8 Site King Edward Bay, Territoire du Yukon (photo A22879-41)	46
Figure 2.9 Terrasse de cryoplanation, Territoire du Yukon	48
Figure 2.10 Talus d'éboulis, cône de déjection et plages au pied du mont King Edward, Territoire du Yukon	48
Figure 2.11 Site mont King Edward, Territoire du Yukon (photo A22879-65)	49
Figure 2.12 Terrasse fluviale, rivière Porcupine, Territoire du Yukon	52
Figure 2.13 Charte visuelle pour estimer la morphométrie des grains	63
Figure 3.1 Calcimétrie des sables des paléoplages de la plaine Old Crow	76
Figure 3.2 Lithologie des sables des paléoplages de la plaine Old Crow	79
Figure 3.3 Lithologie des galets des paléoplages de la plaine Old Crow	81
Figure 4.1 Forme des grains de quartz de la plaine d'Old Crow	85
Figure 4.2 Aspect des grains de quartz de la plaine d'Old Crow	87
Figure 4.3 Lame mince d'une quartzite locale, Territoire du Yukon	90
Figure 4.4 Morphométrie des galets du profil longitudinal, mont King Edward	92
Figure 4.5 Morphométrie des galets du profil altitudinal, mont King Edward	93
Figure 5.1 Courbes et indices granulométriques du site Potato Hill	98
Figure 5.2 Courbes et indices granulométriques du site Husky Lake	100
Figure 5.3 Courbes et indices granulométriques du site Black Fox Creek	102
Figure 5.4 Courbes et indices granulométriques du site King Edward Bay	105
Figure 5.5 Croquis général du mont King Edward	107

Figure 5.6 Courbes et indices granulométriques du site mont King Edward (profil altitudinal des plages)	109
Figure 5.7 Courbes et indices granulométriques du site mont King Edward (profil longitudinal de la plage inférieure, partie I)	111
Figure 5.8 Courbes et indices granulométriques du site mont King Edward (profil longitudinal de la plage inférieure, partie II)	112
Figure 5.9 Profil transversal et photo de la plage inférieure, site ouest II, mont King Edward, Territoire du Yukon.....	114
Figure 5.10 Courbes et indices granulométriques du site mont King Edward (profil transversal de la plage inférieure, partie I).....	116
Figure 5.11 Courbes et indices granulométriques du site mont King Edward (profil transversal de la plage inférieure, partie II).....	117
Figure 5.12 Courbes et indices granulométriques du site de TL	119
Figure 5.13 Granulométrie des galets selon l'altitude des plages, mont King Edward.....	122
Figure 5.14 Granulométrie des galets de la plage inférieure, mont King Edward.	124
Figure 5.15 Synthèse des courbes granulométriques de la plaine d'Old Crow.....	127
Figure 5.16 Corrélation entre l'indice d'acuité et l'indice d'asymétrie.	131
Figure 5.17 Corrélation entre l'indice de classement et la moyenne.....	133
Tableau A.1 Histoire du climat et de la végétation du nord du Yukon	157

INTRODUCTION

Toute la région septentrionale du Yukon, ainsi que la majeure partie du territoire de l'Alaska ont joué le rôle de refuge glaciaire tout au long du Quaternaire. D. M. Hopkins (1982) a proposé d'utiliser le terme de Bérिंगie orientale pour cette région non englacée: elle s'étend du fleuve Mackenzie à l'est jusqu'au détroit de Bérिंग à l'ouest; nous employons ce terme selon la même définition tout au long de l'étude. Au sens large, la Bérिंगie commence aux monts Oural, en Europe de l'ouest et se termine aux monts Richardson à la frontière entre le Territoire du Yukon et les Territoires du Nord-Ouest.

Les travaux pionniers sur le Quaternaire dans le nord du Yukon sont ceux de V. N. Rampton (1982) et de O. L. Hughes (1972). Le premier a fixé les limites glaciaires de l'inlandsis laurentidien le long des monts Richardson et Barn, le second a fourni un cadre stratigraphique pour les plaines d'Old Crow, de Bluefish et de Bell. Ce cadre a servi de base pour quelques études de reconstitutions paléoenvironnementales subséquentes, dont celles de A. Duk-Rodkin et O. L. Hughes (1994), J. V. Matthews (1990), C. E. Schweger (1989), J.C. Ritchie (1984, 1987), V. N. Rampton (1982), R. E. Morlan (1980), S. Litchie-Federovitch (1973).

La reconstitution stratigraphique à partir de l'étude de O. L. Hughes (O. L. Hughes et al., in R. J. Fulton, 1989) est très explicite et se présente comme suit. Lors du dernier épisode glaciaire, l'inlandsis laurentidien et les calottes glaciaires

de la Cordillère n'ont pas pénétré les plaines intérieures du nord du Yukon. La progression du front de la calotte laurentidienne s'arrêta sur le flanc oriental de la chaîne des monts Richardson. D'autre part, les glaciers locaux de la Cordillère, situés dans le sud du Yukon, n'avaient pas le volume nécessaire pour étendre leur avancée vers le nord; leur superficie modeste n'a pas permis de rejoindre les territoires nordiques. Suite à cette avancée du glacier continental, le réseau hydrographique a subi une série de changements naturels amenant la déviation permanente des grands cours d'eau de la partie septentrionale du Yukon (A. Duk-Rodkin et O. L. Hughes, 1994). Cette réorganisation hydrographique majeure a elle-même conduit à l'inondation de trois vastes cuvettes : Bluefish, Bell et Old Crow.

O. L. Hughes (1972) a été le premier à proposer une chronologie des événements décrits ci-dessus. Il propose une inondation débutant vers 30 Ka et finissant vers 12ka. Cette chronologie est reprise dans l'ouvrage collectif de synthèse sur le Quaternaire du Canada et du Groenland (R. J. Fulton, 1989, p. 71-73). Cependant, les travaux de R. M. Thorson et E. J. Dixon Jr (1982) sur les terrasses de la rivière Porcupine en Alaska ont mis en évidence plusieurs vidanges glacio-lacustres en provenance du Yukon au cours de la fin du Pléistocène. B. Lauriol (communication orale) ont pu préciser la chronologie de ces inondations à partir de datations par thermoluminescence sur des échantillons provenant des terrasses de la rivière Porcupine entre le village d'Old Crow et la frontière Canada-Alaska et provenant également des paléoplages de la plaine d'Old Crow. Leur résultat indique une vidange vers 70 Ka et une autre entre 25 et 15 Ka. Il est possible qu'il y ait eu, entre ces deux principales vidanges, une autre de moindre importance. Par contre, elle n'a pas pu être datée ni par radio-carbone, ni par thermoluminescence.

L'intérêt de notre recherche réside non seulement dans la nature même de la région, c'est-à-dire du rôle qu'elle a joué en tant que refuge glaciaire pendant le Quaternaire, mais également dans la nécessité de préciser la chronologie des événements glacio-lacustres de la région à l'étude. Le but de cette thèse est donc de vérifier s'il est possible de mettre en évidence les deux ou trois épisodes glacio-lacustres dans la plaine d'Old Crow en étudiant les paléoplages du point de vue sédimentologique. En fait, nous voulons vérifier s'il y a des différences sédimentologiques significatives entre les différents niveaux de plages et de quelle façon on peut les expliquer.

Nous pouvons émettre au départ une hypothèse générale de recherche que nous tenterons de vérifier à l'aide des résultats obtenus; les différences et similitudes dans les caractéristiques sédimentologiques du matériel des différents niveaux de paléoplages permettent de déterminer la fréquence des épisodes glacio-lacustres dans la plaine d'Old Crow.

Afin d'étudier la sédimentologie des paléoplages de la plaine d'Old Crow, nous avons procédé à une campagne de terrain pendant l'été 1991. Au cours de celle-ci, nous avons prélevé des échantillons, mesuré des altitudes de plages et effectué des mesures d'émoussé et d'aplatissement des galets. Par la suite, plusieurs échantillons ont été traités en laboratoire avec des méthodes sédimentologiques. Celles-ci servent à réaliser le premier objectif à savoir la reconstitution du paléo-environnement : sens du courant lacustre, énergie des vagues, etc. Les méthodes sédimentologiques englobent les analyses granulométriques des sables fins, l'analyse morphométrique des galets et des sables, l'analyse lithologique, ainsi que l'analyse de leur teneur en carbonate.

Nous avons organisé la thèse en cinq parties distinctes. Le premier chapitre, intitulé cadres régional et conceptuel, décrit en détail la région à l'étude dans un premier temps et porte une attention particulière sur les études antérieures faites dans la région dans un deuxième temps.

Le deuxième chapitre est réservé à la description de la méthodologie et des techniques de recherche. Ce volet expose plus en détail les objectifs et les hypothèses de recherche ainsi que les différentes techniques utilisées pour rendre compte de ces objectifs et vérifier ces hypothèses. Il inclut également une section qui a pour but de mieux cerner les limites des résultats en faisant état des restrictions et des contraintes des différentes méthodes et techniques utilisées.

Dès le troisième chapitre nous commençons la présentation des résultats, soit celle des analyses calcimétriques et pétrographiques. Le chapitre suivant poursuit cette présentation avec les résultats des analyses morphométriques et morphoscopiques des sédiments. Enfin, le dernier chapitre, intitulé granulométrie des sables et des galets, élargi les connaissances sur le matériel des plages de la plaine d'Old Crow et amène une meilleure vue d'ensemble de leurs caractéristiques sédimentologiques. Ce dernier chapitre inclut également une section de synthèse qui se veut une tentative de corrélation. Elle a pour but principal de relier les différents résultats d'analyses obtenus dans ce cinquième chapitre aux données recueillies dans la littérature. Grâce à trois approches différentes, nous essayons de synthétiser les événements glacio-lacustres de la région à l'étude.

CHAPITRE 1 - CADRES RÉGIONAL ET CONCEPTUEL

Ce premier chapitre se divise en deux parties. Une première partie présente la description détaillée de la région à l'étude, complétée par une section mise en annexe (annexe A, p.151) sur l'histoire climatique et végétale du nord du Yukon. La seconde partie fait état des connaissances acquises sur cette région ainsi que des études antérieures par une revue de la littérature.

1.1 Description de la région d'étude

1.1.1 localisation

La plaine d'Old Crow est située au nord du cercle polaire (66°30' N), dans la partie septentrionale du Yukon (fig.1.1, p. 6). Ce territoire consiste en une vaste étendue formée d'une série de plateaux de faible altitude et de plaines délimitées par une série de chaînes de montagnes d'altitude modérée. Il est bordé au nord par les monts British et Barn, à l'est par les monts Richardson, au sud-ouest par les monts Old Crow et au sud-est par l'extrémité septentrionale des monts Ogilvie.

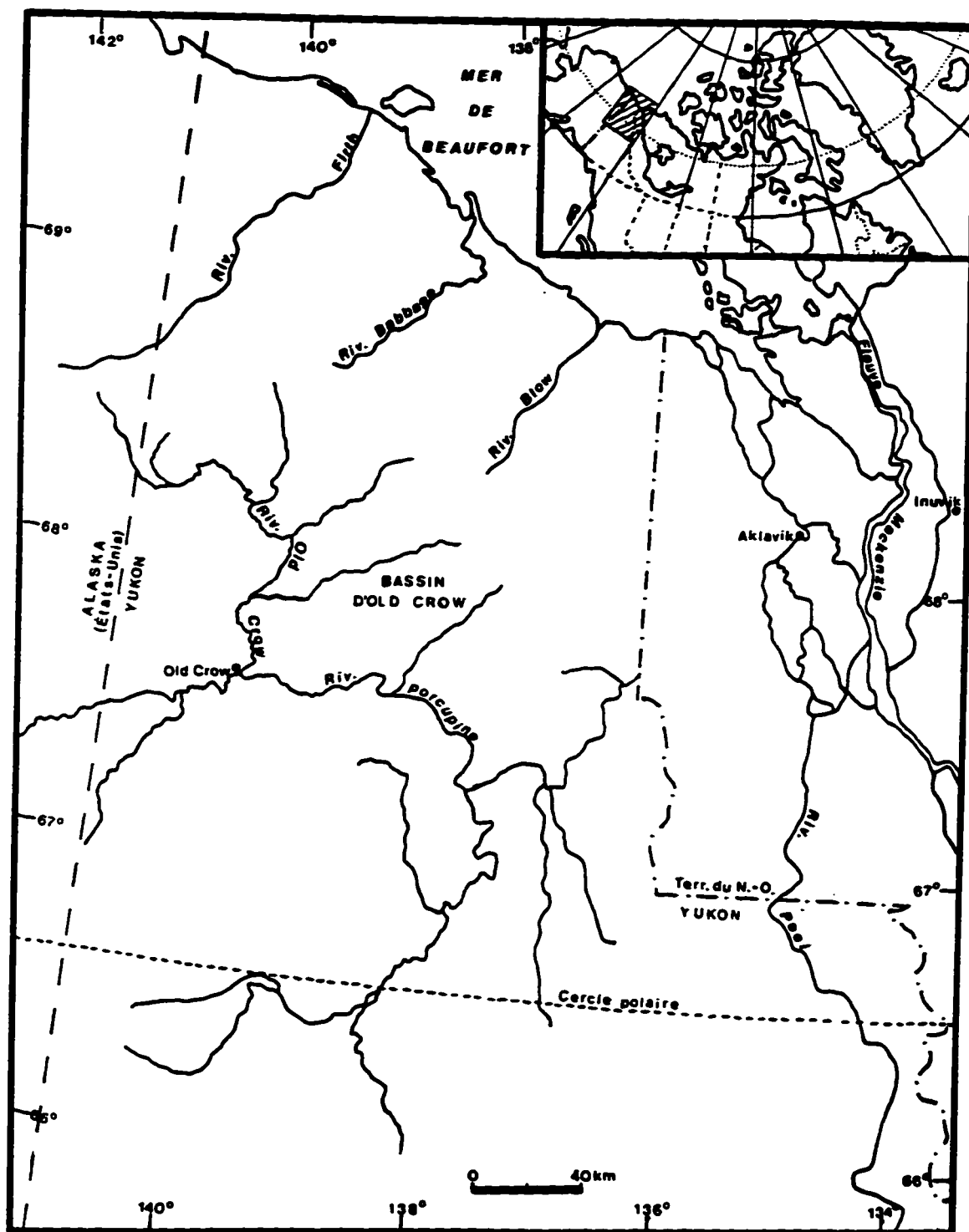


Figure 1.1 Carte de localisation de la région à l'étude.

Il existe deux autres plaines dans la région : celle du bassin de la rivière Bell et celle de la rivière Bluefish (fig. 1.2, p. 8). La plaine de la rivière Old Crow est cependant la plus vaste des trois; couvrant à elle seule une superficie d'environ 8,500 km². Elle est située à près de 160 km au nord du cercle polaire, entre les parallèles 67°40'N et 68°23'N et entre les méridiens 138°43'W et 141°00'W. Les trois plaines font partie du bassin de drainage de la rivière Porcupine et couvrent au total une superficie de 13,000 km².

1.1.2 physiographie générale

La plaine d'Old Crow inclut les basses terres de la plaine jusqu'à 300 m d'altitude ainsi que les pédiments qui s'élèvent jusqu'à près de 500 m. La plaine consiste en un épais dépôt Pléistocène de 500 m d'épaisseur sur lequel se développe des tourbières. La surface est parsemée de nombreux lacs thermokarstiques et le sol tourbeux présente un développement accru de polygones de glace (A. Duk-Rodkin, 1994; O. L. Hughes, 1989). Des lignes de plage se retrouvent très fréquemment autour de la plaine d'Old Crow, sur les pédiments ou les versants très faiblement inclinés, situés au piémont des différentes chaînes de montagnes qui entourent cette plaine. Nous en ferons une étude détaillée plus loin. Il est possible de visualiser la totalité de la plaine d'Old Crow sur l'image satellite présentée à la figure 1.3 (p. 9).

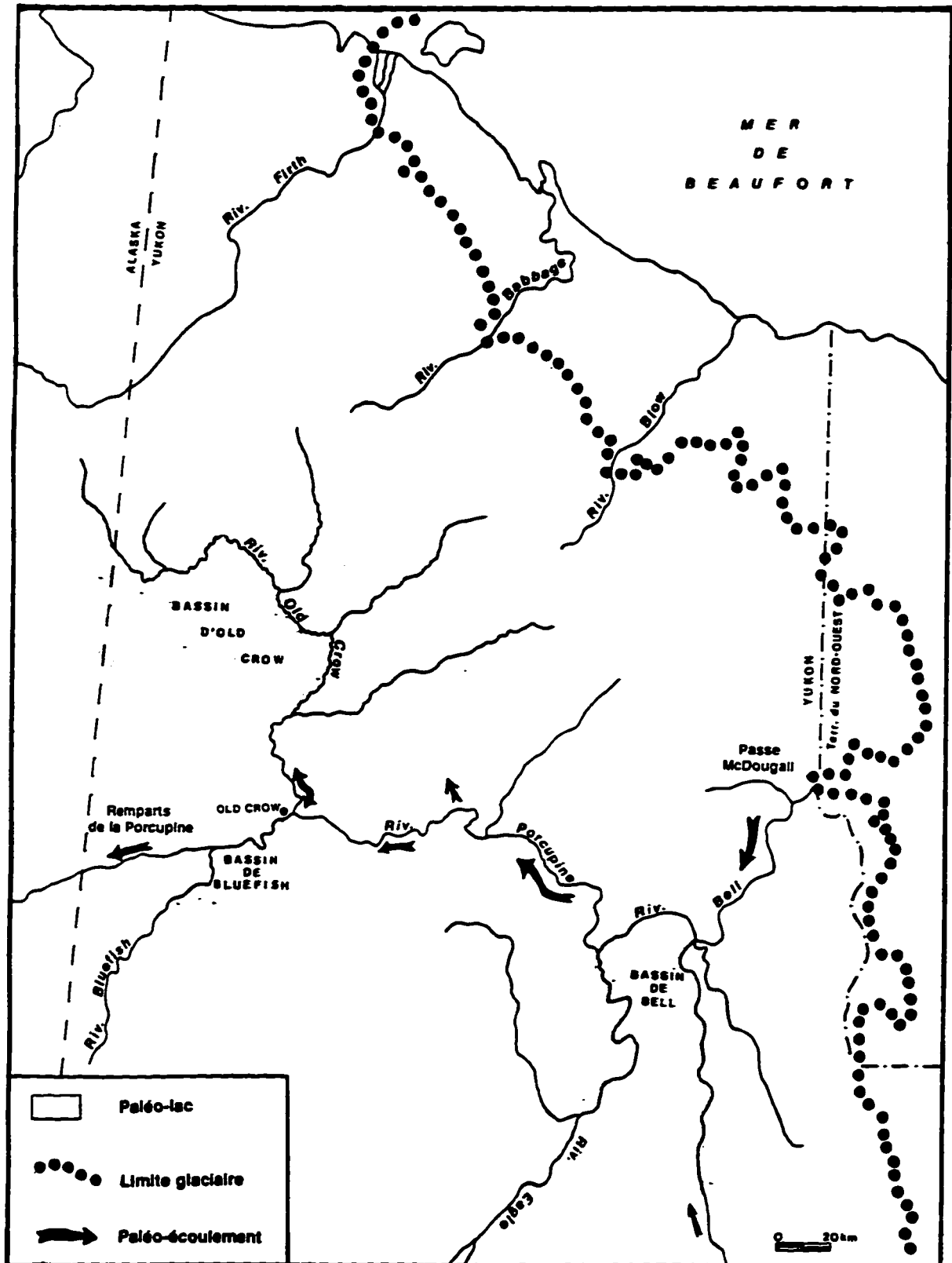


Figure 1.2 Carte de la limite glaciaire et des bassins de drainage de la région à l'étude.

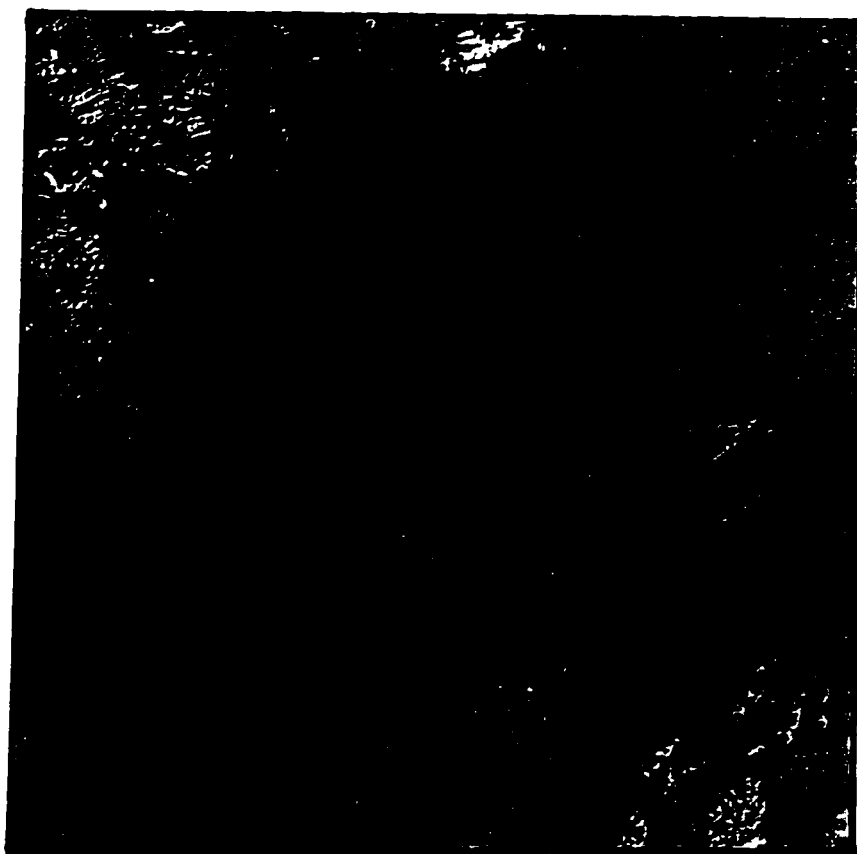


Figure 1.3 Image satellite de la plaine d'Old Crow.

Le drainage de la plaine d'Old Crow se développe sur une topographie régulière et très plane qui ne comporte aucune dénivellation supérieure à cinq mètres si ce n'est des incisions le long des cours d'eau. La rivière Old Crow draine la plaine du nord au sud pour se déverser dans la rivière Porcupine. Le long de son parcours, elle rencontre plusieurs affluents qui drainent les monts British et Barn et qui confluent sur sa rive gauche. Ce sont respectivement les ruisseaux Thomas, Timber, Black Fox et Johnson. Dans la section ouest, les ruisseaux Schaeffer et Surprise drainent les monts Old Crow et confluent avec la rivière Old Crow sur sa rive droite.

Étant donné que le drainage se fait sur un relief très peu accentué, la rivière Old Crow possède une allure typique des rivières à méandres. Effectivement, la rivière ne sape, ici, que des matériaux fins. Le profil de sinuosité de la rivière suit une progression normale d'amont en aval; la quantité de méandres en amont est moyenne, augmente progressivement vers l'aval pour redevenir plus faible en se rapprochant de l'embouchure (fig.1.4, p. 11). On peut interpréter ce fait de la façon suivante : des pentes plus fortes en amont et en aval qu'au centre de la plaine qui pourrait être subsidente.

Le profil longitudinal de la rivière Old Crow met également cela en évidence: il présente un tracé parfaitement régulier qui s'abaisse de façon constante jusqu'à environ 32 km de sa confluence avec la rivière Porcupine (fig.1.5, p. 13). En effet, à cet endroit, la rivière Old Crow subit une rupture de pente associée à son encaissement à travers le mont Schaeffer et les monts Old Crow jusqu'à rejoindre la rivière Porcupine.

Toutefois, la particularité de l'hydrographie de cette plaine réside dans la présence d'une quantité impressionnante de lacs thermokarstiques interconnectés

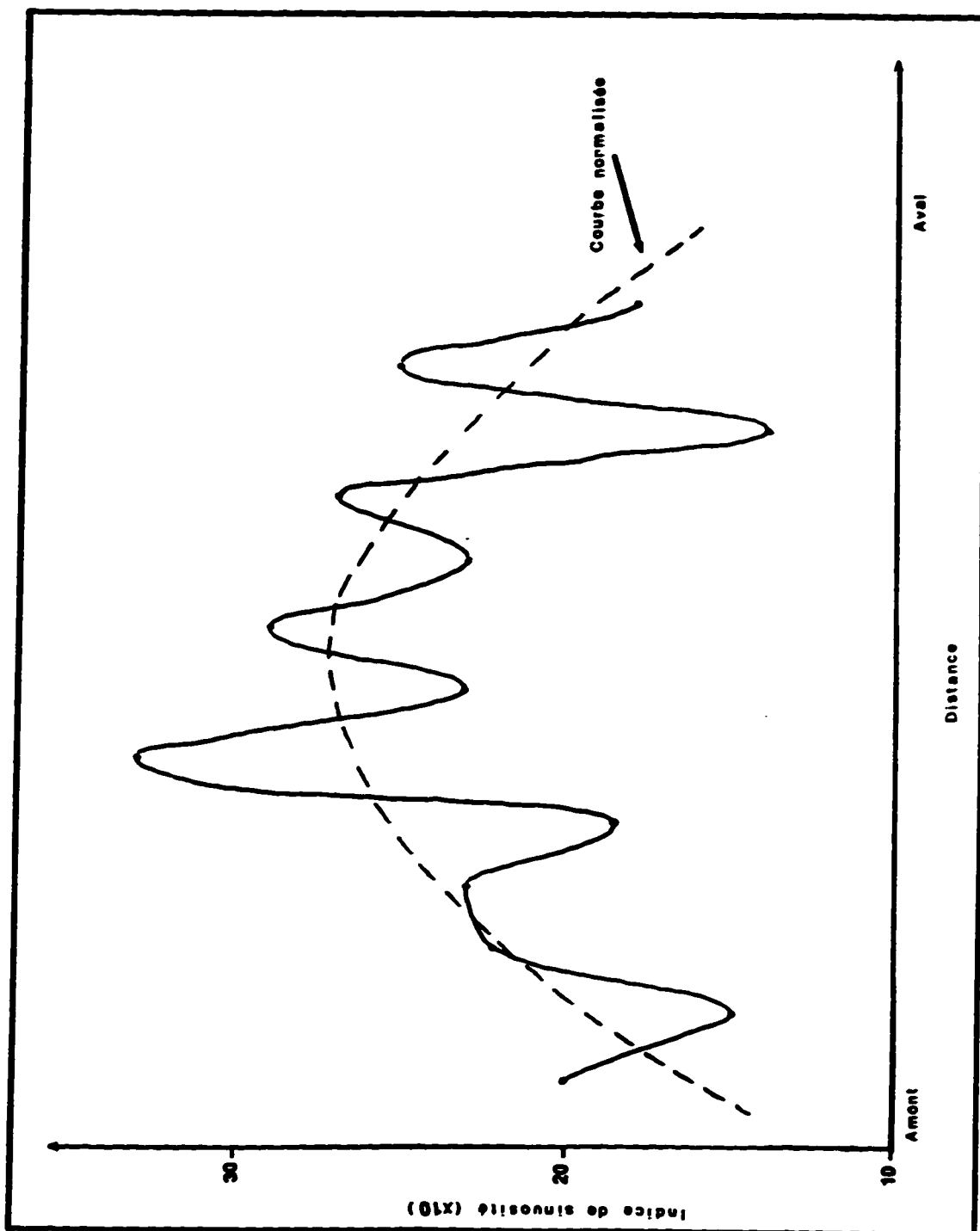


Figure 1.4 Profil de sinuosité de la rivière Old Crow.

(voir fig 1.3, p.9) qui comptent pour près de 40% de la superficie totale de la plaine d'Old Crow. Plusieurs lacs parmi les plus larges sont de formes rectangulaires ou du moins rectilignes. La majorité d'entre eux s'oriente selon un axe nord-ouest/sud-est, suivant probablement la direction des vents dominants ou déterminé par un contrôle tectonique (O. L. Hughes, 1989; D. G. Harry et H. M. French, 1983). Tous ces lacs montrent une activité intensive de migration et d'érosion. En effet, plusieurs lacs sont entourés de cicatrices qui témoignent de leurs régressions successives (fig. 1.6, p.14).

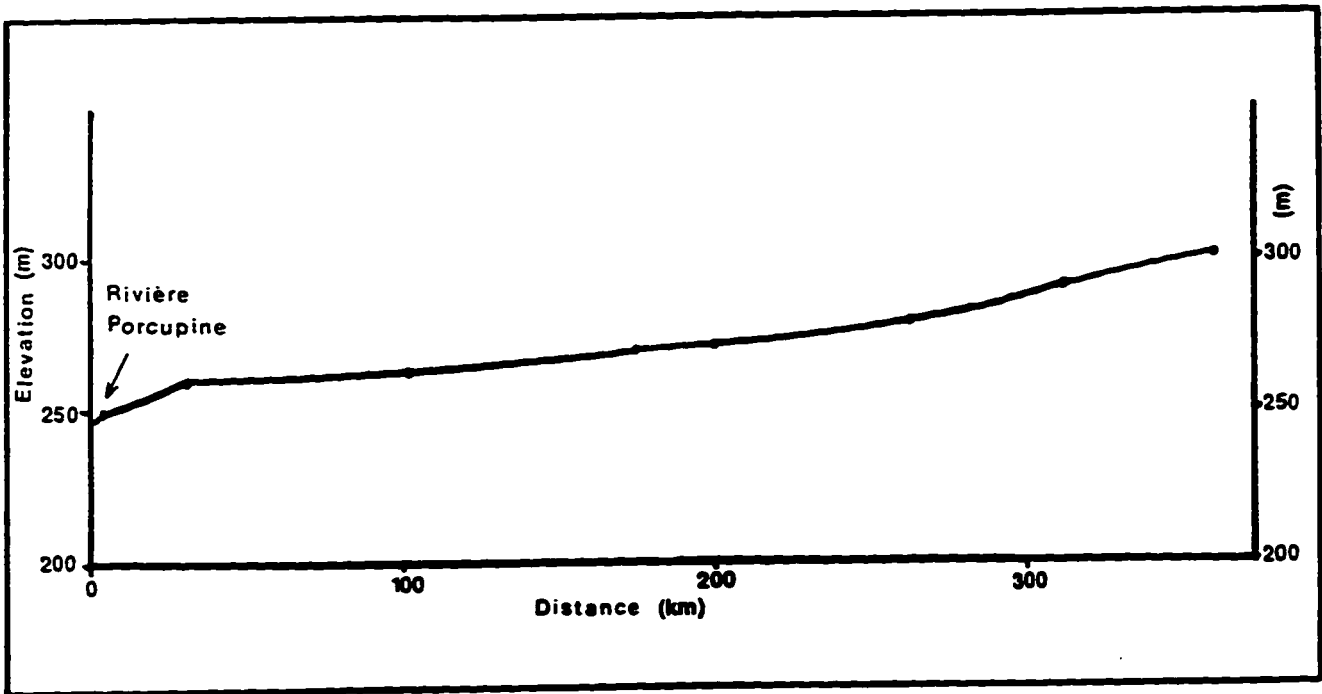


Figure 1.5 Profil longitudinal de la rivière Old Crow.



Figure 1.6 Lacs thermokarstiques, Territoire du Yukon.

1.1.3 climat, végétation et sols

Le climat actuel du Territoire du Yukon est associé à un climat froid. Selon H. E. Wahl et al. (1987), tout le Yukon, excepté une petite partie le long de la frontière nord-est des Territoires du Nord-Ouest, fait partie de la région climatique des Cordillères. Celle-ci est caractérisée par un climat sub-arctique continental. La station climatologique la plus représentative de la région du bassin Porcupine-Peel est le village d'Old Crow. La moyenne annuelle de température enregistrée à cette station se situe à près de -10°C ; avec une moyenne de -35°C pour le mois de janvier et de 15°C pour juillet. Les précipitations moyennes répertoriées à cet endroit sont de l'ordre de 200 mm par année; avec une concentration pendant l'été et l'automne (entre juin et octobre) de l'ordre de 20 à 40 mm par mois (tableau 1.1, p.15).

Tableau 1.1 Caractéristiques climatiques de la station Old Crow.

Station climatique	Sous-région climatique	Température ($^{\circ}\text{C}$)			Précipitation (mm)				Vents	Étés	Hivers
		Moy. journ. ann.	Extremes Max.	Min.	Total	Pluie	Neige	Jours couv			
Old Crow (253 m)	Bassin Porcupine-Peel	-9.9	30.6	-59.4	212.0	108.2	103.8	71	calmes	courts	froids plus longs au nord du Yukon

(modifié d'après H. E. Wahl et al., 1987)

Le dernier paramètre important relié au climat de cette région est la distribution du pergélisol. La région à l'étude, soit le bassin hydrographique de la rivière Old Crow, se situe juste en deçà de la limite sud du pergélisol continu (fig.1.7, 17). Cette limite passe grossièrement le long du parallèle $67^{\circ}50'$ N et correspond à l'isotherme de température du sol de -5°C . L'épaisseur du pergélisol

varie dans cette zone entre 50 m près de la limite sud jusqu'à près de 1000 m dans la zone arctique. Les taliks (couche de sol non gelé dans une zone de pergélisol, C.N.R.C.(1988)) se rencontrent sous les lacs les plus importants. L'épaisseur relativement élevée du pergélisol dans ces endroits est directement relié à son histoire glaciaire, mais reste mal connu dans la région à l'étude.

La végétation de la région reflète le régime climatique décrit ci-haut. Effectivement, la flore doit s'acclimater aux conditions atmosphériques environnantes et, comme dans le passé, le domaine végétal doit évoluer progressivement suivant les changements climatiques. De plus, la végétation doit également s'adapter aux facteurs physiques tels que le type de sol, la topographie, le drainage, le ruissellement, l'ensoleillement, la compétition entre les espèces.

De façon schématique, la végétation de la plaine de la rivière Old Crow peut se résumer ainsi; une dominance de tourbières composées de carex et de mousses avec une toundra arbustive à pessière là où les terrains sont mieux drainés. L'épinette (*Picea glauca* et *P. mariana*) est plus abondante sur la plaine d'inondation, les basses terrasses de la rivière et de ses tributaires, ainsi que tout le long des paléopages. Les seuls autres arbres qui peuvent se retrouver dans cet environnement sont les saules arborescents et quelquefois des populations de bouleaux (*Betula papyrifera*) et de peupliers baumiers (*Populus balsamifera*).

Afin de compléter ces informations sur le climat actuel et la végétation contemporaine de la région à l'étude, nous avons inclu, en annexe de la thèse, l'histoire climatique et végétale du nord du Yukon (annexe A, p. 151).

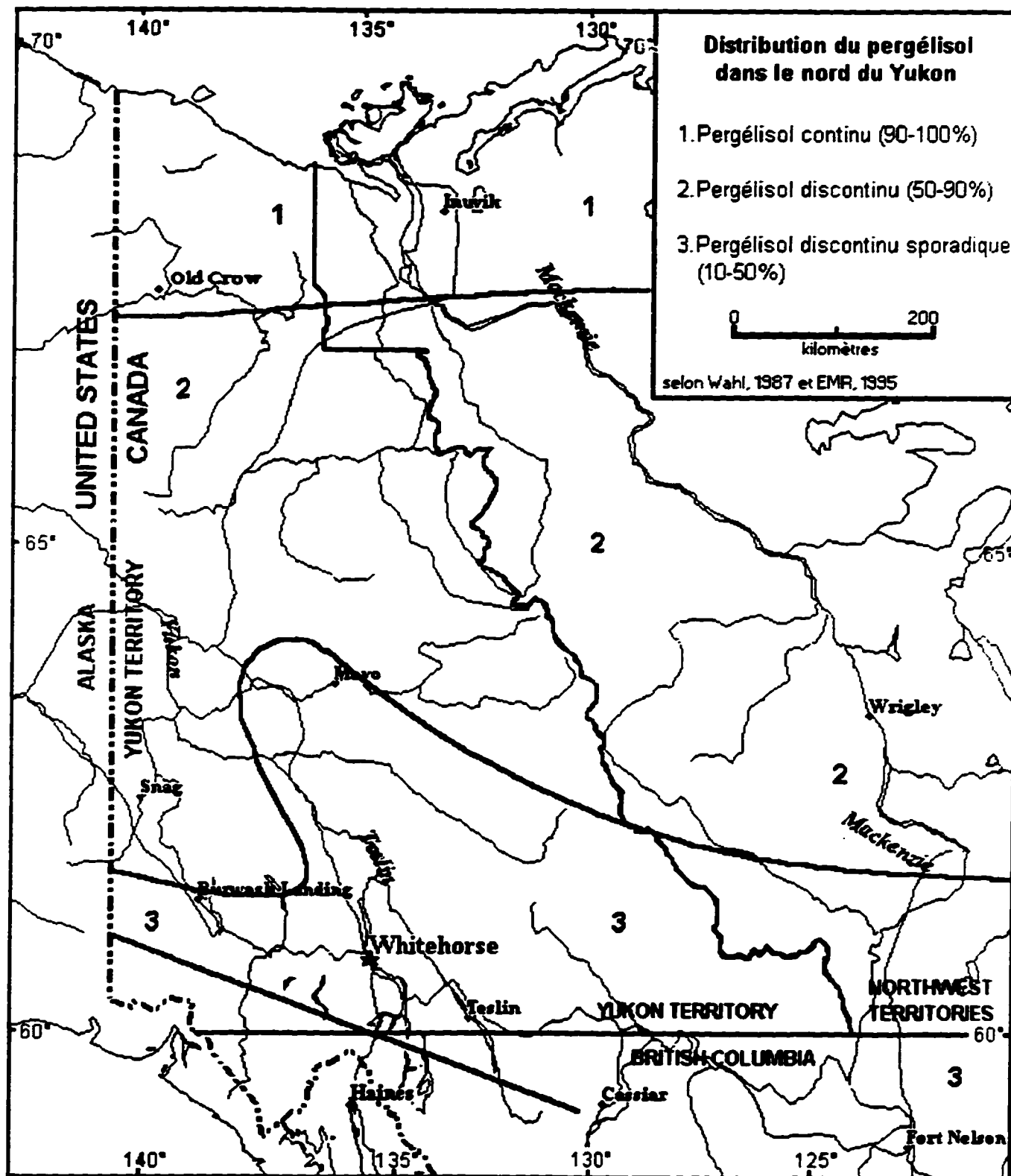


Figure 1.7 Distribution du pergélisol dans le nord du Yukon.

La végétation récente et ancienne s'est développée dans ces régions nordiques sur des sols pergélisolés qui connaissent une instabilité due principalement à la cryoturbation. Dans ces conditions, il est donc rare que les sols se développent selon des conditions non perturbées. Selon C. Tarnocai et C. E. Schweger (1991), les paléosols du Tertiaire supérieur situés dans le nord du Yukon comportent des caractéristiques d'un sol soit podzolique, soit luvisolique. Les sols développés un peu plus tard au cours du Pléistocène ont également un caractère luvisolique et possèdent en plus la propriété cryogénique qui résulte de l'action du gel. La majorité des paléosols découverts dans le nord du Yukon ont un substrat profondément érodé et contiennent des horizons argileux «rubéfiés». La plupart des sols développés au cours du Tertiaire dans la région des plaines d'Old Crow ont été recouverts par des dépôts fluviatiles. Certains, par contre, se retrouvent presque à la surface, recouverts seulement d'une fine couche de loess.

Outre les paléosols, la plaine d'Old Crow a développé des sols récents. Ces sols, associés aux zones de tourbières minérotrophes mal drainées sont essentiellement des gleysols et des fibrisols cryogènes (J. C. Ritchie, 1984). De même, les brunisols ont été observés là où se trouvent des lignes de plages associées au paléolac.

1.1.4 géologie locale

La géologie de la plaine d'Old Crow est représentée sur la carte géologique locale à la page suivante (fig. 1.8, p.19). Cette carte montre de façon schématique les différentes lithologies locales qui entourent la plaine d'Old Crow et qui ont contribué à l'alimentation en matériel des paléoplages de même que la tectonique générale de la plaine d'Old Crow.

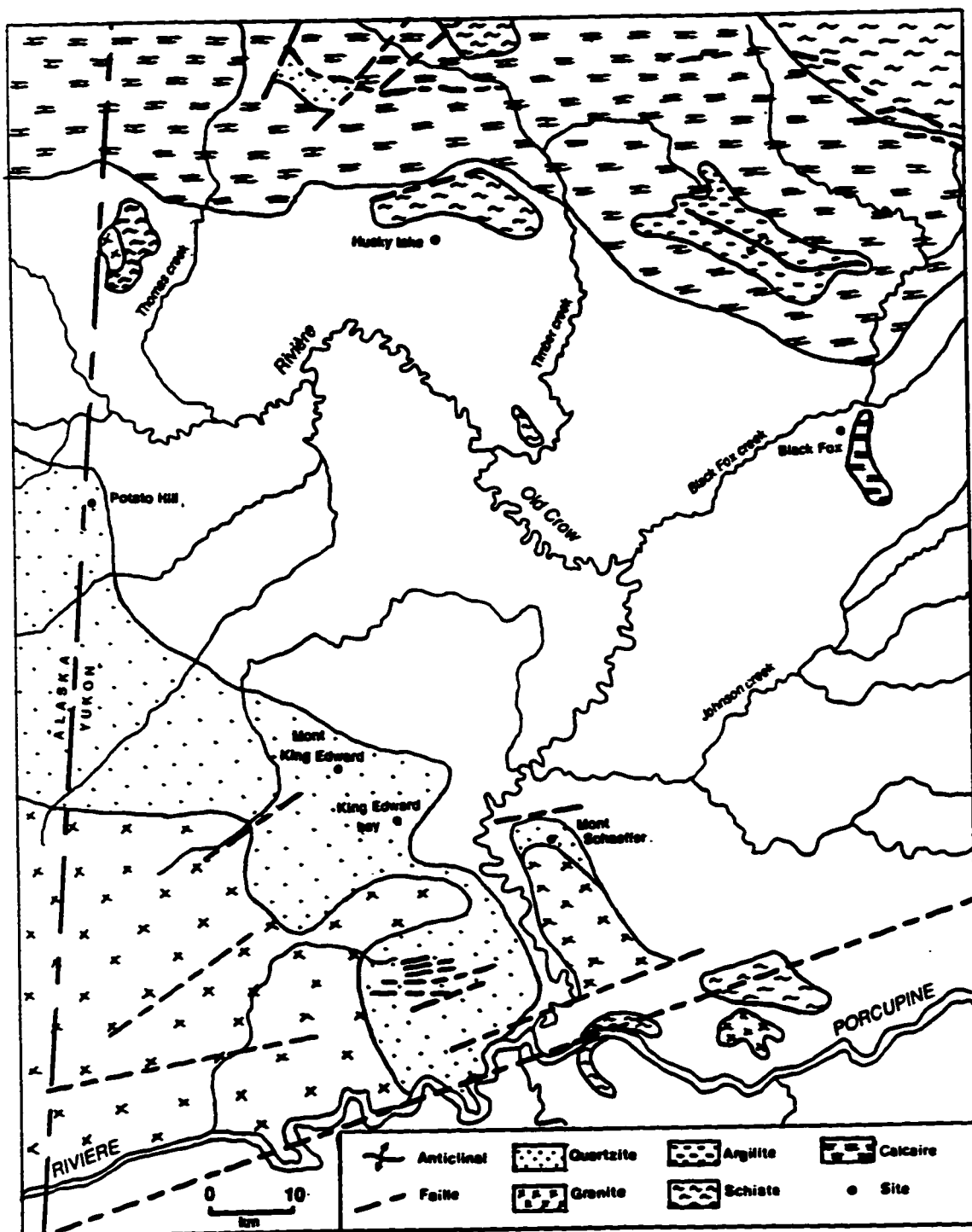


Figure 1.8 Carte géologique locale de la plaine d'Old Crow.

1.1.4.1 lithologie

Situé au sud de la plaine, juste au nord du village d'Old Crow, nous retrouvons les monts Old Crow. Ces monts sont l'extrémité orientale de la chaîne des monts Brooks en Alaska et constitue en fait un batholite composé pour la majeure partie de granite datant du Cambrien au Dévonien, entouré au nord et à l'est de quartzite. La présence de granite se retrouve également à l'est de la rivière Old Crow, autour du mont Schaeffer. Les quartzites entourent également les granites à cet endroit. Ces quartzites qui couronnent le batholite de granite sont d'origine métamorphique et ont été formés au Protérozoïque. Trois de nos sites d'échantillonnage sont situés au cœur de cette formation géologique, soit le site de King Edward bay, celui du mont King Edward et celui de Potato Hill.

Dans la partie nord de la plaine, nous pouvons voir que le calcaire devient la lithologie dominante. Les grands versants que nous retrouvons à cet endroit font partie de la chaîne des monts British qui s'étend jusque dans l'est de l'Alaska et le long de la côte nord du Yukon. Un peu plus à l'est, on retrouve les monts Barn. Ces derniers sont constitués principalement de roches calcaires du groupe Lisburne avec quelques intrusions de grès et de schistes. La totalité du calcaire qu'on retrouve dans les monts British et Barn a été formée lors du Carbonifère. Malgré la dominance des roches carbonatées au nord de la plaine d'Old Crow, on retrouve également de nombreuses intrusions de schistes de la même période géologique et une formation d'argilite datée du Protérozoïque formant un anticlinal orienté plus ou moins est-ouest. De plus, les schistes apparaissent localement à plusieurs endroits tel qu'au site de Husky Lake, le long du ruisseau Thomas ainsi que près de la confluence du ruisseau Timber avec la rivière Old Crow.

À l'est de la plaine Old Crow, la lithologie de la roche-mère est recouverte d'un épais dépôt de sédiment formant les grands pédiments. Cependant, il existe localement quelques affleurements de calcaires qui font partie de l'importante formation de carbonates de la chaîne des monts Richardson située à quelques dizaines de kilomètres plus à l'est. C'est le cas du petit complexe de calcaire situé à l'est du site d'échantillonnage de Black Fox. Le complexe de calcaire des monts Richardson a été formé lors du Dévonien et comprend aussi une grande quantité de schistes du Crétacée.

1.1.4.2 tectonique

La tectonique de la plaine peut se visualiser sur la même figure que la géologie (fig. 1.8, p. 19). On peut voir que la plaine est parsemée de grandes failles orientées nord est-sud ouest. Il n'y a cependant pas d'évidence de néotectonisme. Au delà de la plaine de la rivière Old Crow, le bassin du fleuve Mackenzie et la plaine côtière connaissent une submersion liée au glacio-isostatisme. Toutefois, les plaines d'Old Crow, de Bluefish et de Bell ne paraissent pas être affectées. Notons cependant que la plaine d'Old Crow est à une altitude moyenne inférieure (~290m.) à celle de Bluefish (~300 m.) ce qui pourrait indiquer que la plaine est subsidente. Par ailleurs, dans la plaine d'Old Crow, le réseau hydrographique a un tracé en baillonnette, caractéristique de mouvements tectoniques. Les lacs sont également orientés suivant l'axe des failles ce qui pourrait suggérer une influence du substratum rocheux. Il n'est cependant pas possible, dans l'état actuel des connaissances, de décrire ou de mesurer l'ampleur de mouvements néotectoniques s'ils sont présents.

1.2 Études antérieures

Afin de replacer la région à l'étude dans un cadre conceptuel, il est nécessaire de faire appel aux recherches qui ont porté sur le nord du Yukon, sur l'histoire glaciaire du Wisconsin et sur le Quaternaire de la région. Plusieurs chercheurs, notamment O.L. Hughes (1972, 1981, 1989), V. N. Rampton (1982), J. V. Matthews (1982, 1989, 1990), A. S. Dyke et V. K. Prest (1986, 1987), et R. E. Morlan (1986) s'y sont intéressés. À l'aide de leurs études, nous décrivons les événements glaciaires et glacio-lacustres de la région à l'étude pour la période du Wisconsin.

1.2.1 glaciations du Wisconsin et refuge glaciaire

Pendant la dernière période du Pléistocène, soit au Wisconsin, la majeure partie de la région septentrionale du Yukon n'a pas été recouverte par l'inlandsis laurentidien ou par celui de la Cordillère. Ce refuge glaciaire, dans lequel se trouve la plaine d'Old Crow, a tout de même été affecté par les différentes fluctuations de la calotte glaciaire continentale et des glaciers de la Cordillère. Malgré la chronologie, parfois incertaine, des avancées de la calotte continentale pendant le Wisconsin, il est intéressant de replacer les limites glaciaires en relation avec la région à l'étude, mais aussi de s'attarder sur les conséquences de ces fluctuations sur cette même région.

Les glaciers alpins et de piémont de la Cordillère connaissent une histoire glaciaire assez complexe. Il est important, à ce stade ci, de se rapporter à l'histoire glaciaire de la Cordillère non seulement lors de la période du Wisconsin, mais également lors des périodes glaciaires qui ont précédées. Il existe par exemple des évidences de glaciations plus anciennes que la période Illinoienne, qu'on

nomme pré-Reid. La glaciation Reid, datant d'avant 128 Ka (V. N. Rampton, 1982) est suivie d'un épisode interglaciaire ou de déglaciation majeure. Par la suite, plusieurs autres phases glaciaires surviennent dans la Cordillère jusqu'au moment de la dernière avancée de la calotte laurentidienne à l'est de la Cordillère, soit vers 30 Ka.

Au cours du dernier épisode glaciaire du Wisconsin, la calotte continentale connaît au moins deux avancées majeures en direction de la Cordillère. La plus ancienne, connue sous le nom de la glaciation Deception, date du Wisconsin inférieur et pourrait même être corrélée à la glaciation Reid de la Cordillère (O. L. Hughes, 1989). Par contre, il est possible qu'elle ne soit qu'un épisode de la glaciation subséquente, celle de Hungry Creek. Cette dernière date de la fin du Wisconsin moyen ou du début du Wisconsin supérieur, soit entre 36,9 Ka et 25 Ka (O. L. Hughes et al., 1989). Cette avancée correspond à l'extension occidentale maximale de la calotte laurentidienne et elle est contemporaine à l'extension des glaciers de la Cordillère. D'autres chercheurs lui attribue un âge antérieur au Wisconsin moyen, correspondant peut être au stade isotopique 4 (autour de 65 Ka) (J.-S. Vincent, 1989). V. N. Rampton (1982) pour sa part lui attribue une valeur intermédiaire, soit entre 43 Ka et 22,4 Ka (voir fig. 1.2, p. 8).

Malgré la discordance dans les dates, les limites glaciaires semblent bien établies. L'extension maximale de la glaciation de Hungry Creek telle que cartographiée par V. N. Rampton (1982) correspond aux flancs est des monts Richardson. Vers la plaine côtière du Yukon, la limite glaciaire suit les chaînes des monts Barn et Buckland où elle rejoint le niveau de la mer près de la rivière Malcolm. Cette dernière limite correspond à la glaciation de Buckland; elle est l'équivalente de la glaciation de Hungry Creek pour la côte du Yukon. La carte glaciaire de A. S. Dyke et V. K. Prest (1987) montre deux limites glaciaires dans la

région. La première, datée entre 37 et 25 Ka, correspond tout probablement à la glaciation de Hungry Creek et s'aligne plus ou moins bien avec la chaîne des monts Richardson. La deuxième marge est datée d'environ 18 Ka. Elle voit son extension maximale confinée davantage vers l'est et pourrait correspondre à une seconde avancée de la marge continentale au Wisconsin supérieur. J.-S. Vincent (1989), décrit d'ailleurs une telle réavancée qu'il nomme le stade Sitidgi pour la plaine côtière du Yukon.

Les conséquences des avancées successives des marges glaciaires sur les plaines intérieures sont nombreuses. Un des impacts immédiats est sans nul doute un changement brusque du climat et de la végétation. Cependant, la conséquence la plus importante pour notre étude se situe dans les changements hydrologiques des bassins de drainage. En venant s'appuyer sur le flanc est des monts Richardson, la calotte glaciaire a bloqué l'écoulement fluvial vers l'est à travers le passage McDougall (314 m) (fig. 1.9, p. 26) (O. L. Hughes, 1972, 1989; A. Duk-Rodkin et al, 1994). Ainsi, les eaux de la rivière Porcupine, s'écoulant auparavant vers le fleuve Mackenzie au nord-est, se sont dirigées à partir de ce moment vers l'ouest. De la même façon, les glaces laurentidiennes qui envahissaient la dépression Bonnet-Plume plus au sud, ont créé le lac (O. L. Hughes 1989, A. S. Dyke et V. K. Prest, 1987 et 1986) et ont fait détourner le cours de la rivière Peel vers le nord; la faisant passer par la rivière Eagle via un large chenal de décharge, et aboutir dans le réseau de la rivière Porcupine (O. L. Hughes et al, 1989). Cette nouvelle organisation de l'écoulement des eaux a eu pour conséquence de noyer les plaines de Bonnet-Plume, Bell, d'Old Crow et de Bluefish, créant de cette façon de vastes lacs proglaciaires interconnectés qui ont éventuellement trouvé exutoire vers la rivière Yukon via les «Ramparts de la Porcupine».

La relation entre les différents éléments de cette reconstitution a été établie grâce à deux arguments notables. Premièrement, le chenal de décharge qui a servi aux eaux de la rivière Peel pour rejoindre la rivière Eagle a été encaissé à travers une formation de schiste du Lac Ford d'âge Mississipien, et l'on retrouve à travers les diagrammes polliniques des trois plaines, des palynomorphes qui datent de cette même époque (C. Tarnocai dans INQUA, 1987). Deuxièmement, les dates radiocarbone effectuées sur du till de Hungry Creek et sur du matériel glaciolacustre des plaines Bluefish et Old Crow ont montré que le point culminant de la glaciation de Hungry Creek concorde avec le début de l'épisode glaciolacustre, soit autour de 30 Ka.

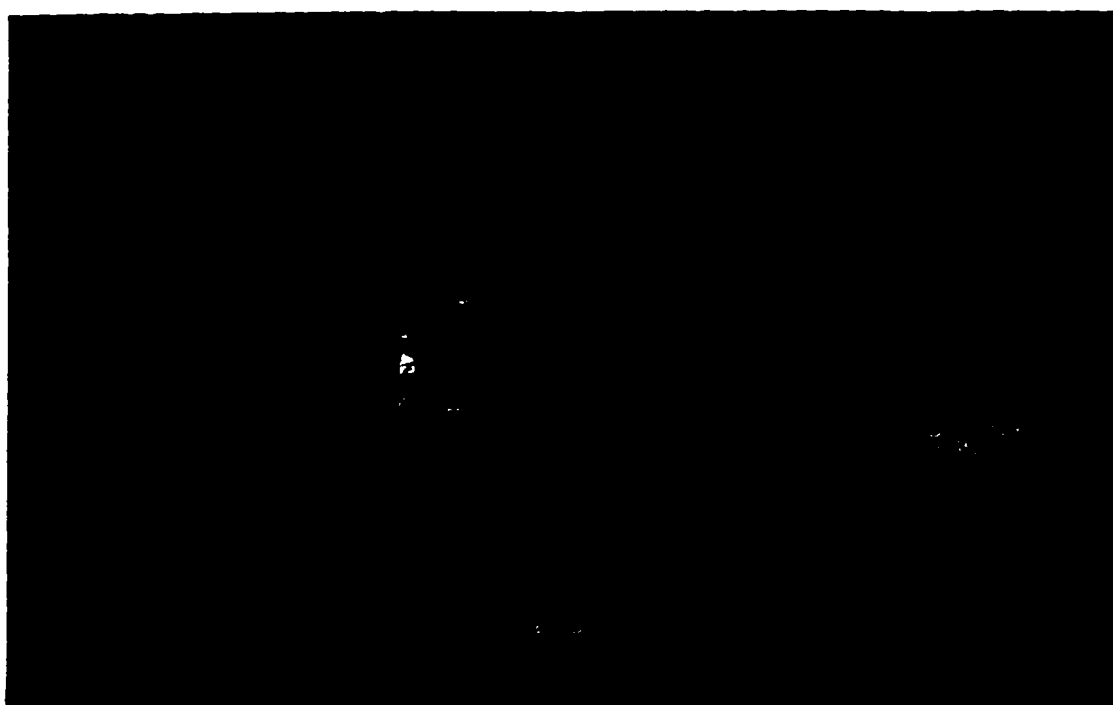


Figure 1.9 Passe McDougall, Terr. du Yukon/Terr. du Nord-Ouest.

1.2.2 paléolacs du nord du Yukon

La preuve de l'existence de cette période glaciolacustre n'est plus à discuter. En effet, les épais dépôts lacustres qui recouvrent le fond des plaines démontrent sans aucun doute l'existence de ces vastes étendues d'eau à une certaine époque. Quelques études stratigraphiques menées sur les sédiments des différentes plaines de la région ont tenté d'établir la chronologie des événements entourant les «paléolacs».

Les études de O. L. Hughes (1969, 1972, 1989) sur les coupes stratigraphiques des plaines de Bluefish et Old Crow montrent qu'il y aurait deux unités lacustres distinctes séparées par une unité de sable et silt. De prime abord, il fut entendu que la première unité s'est déposée pendant un stade glaciaire datant d'avant le Wisconsin inférieur. Par contre, l'analyse pollinique comparative entre les deux unités sédimentaires a révélé que l'unité inférieure n'a pas été déposée dans les mêmes conditions que celles de l'unité supérieure. L'unité la plus ancienne est constituée d'argile lacustre massive et aurait été déposée dans un lac d'origine tectonique. L'unité supérieure, pour sa part, est composée d'argile glaciolacustre non fossilifère qui s'est accumulée dans un environnement paraglaciale lors de la glaciation de Hungry Creek . L'accumulation de sédiments cycliques dans la plaine de la rivière Bell, suggère qu'entre le moment du premier blocage du col McDougall et l'inondation complète des plaines, il y aurait eu des baisses successives du niveau d'eau des lacs par ce passage situé à l'est. À partir de datations radiocarbone sur divers matériel organiques des plaines, C. E. Schweger (1989) arrive à la conclusion que l'argile s'est déposée dans un lac profond après 25 Ka jusqu'à environ 12,5 Ka.

C'est à partir de ce moment que le lac s'est vidangé en empruntant un passage permanent vers l'ouest puisque la calotte laurentidienne bloquait le col McDougall à l'est. Les eaux se sont donc déversées par un canyon situé entre le Yukon et l'Alaska, les «Ramparts de la Porcupine», qui offrait un exutoire naturel au lac proglaciaire des plaines de Bluefish, de Bell et d'Old Crow. Cet exutoire a été progressivement érodé par la rivière jusqu'au jour où il a atteint un niveau plus bas que celui du col McDougall, créant ainsi un drainage permanent vers l'ouest, même après le retrait des glaces des monts Richardson.

O. L. Hughes et al. (1989) suggèrent d'une part que la vidange des lacs proglaciaires s'est effectuée en un seul épisode et sur une période relativement courte. En effet, les résultats des analyses stratigraphiques ont démontré que la plaine d'Old Crow était déjà asséchée vers $12,460 \pm 440$ B. P. et, que dès $10,850 \pm 320$ B.P., la rivière Old Crow avait subi un encaissement de 40 m dans les sédiments lacustres du Pléistocène et s'était intégrée au système de la rivière Porcupine. Cependant, l'étude de R. M. Thorson et E. J. Dixon Jr (1983), effectuée sur les terrasses de la rivière Porcupine, démontre qu'il y aurait eu trois inondations glaciolacustres dans les plaines d'Old Crow, de Bell et de Bluefish au cours du Wisconsin, entraînant trois déversements à travers les «Ramparts de la Porcupine». Les résultats de R. M. Thorson et E. J. Dixon Jr (1983) sont confirmés et précisés par ceux de B. Lauriol (1996, communication orale). Cette étude révèle trois niveaux de terrasses bien distincts le long de la rivière Porcupine en aval du village d'Old Crow: un à 350 m, un autre à 330 m et un troisième à 305 m. Le niveau de terrasse le plus élevé a fourni une date de thermoluminescence (TL) de 70 Ka et une date radiocarbone plus vieille que 42 Ka (GSC-5886), le niveau inférieur (305 m) a été daté au radiocarbone à 11,553 Ka (UQ-2100) et par TL à 14 Ka. Le niveau de 330 m n'a pu être daté. Par comparaison, R. M. Thorson et E. J. Dixon Jr (1983)

indiquent un âge supérieur à 32 Ka pour le niveau le plus ancien et un âge plus jeune que 21 Ka pour le plus récent. Le niveau intermédiaire n'est pas daté.

Le tableau récapitulatif à la page suivante reprend les différents événements glaciaires et glacio-lacustres décrits ci-haut. Il permet de mieux visualiser la chronologie de ces événements qui ont eu lieu dans la région à l'étude et les écarts qui existent entre les différents chercheurs. (Tableau 1.2, p.30).

Au total, il semble bien qu'il y ait eu plusieurs inondations dans les plaines d'Old Crow et de Bluefish, mais peut-on retrouver, en faisant l'étude des paléoplages, des arguments supplémentaires pour appuyer cette hypothèse?

ÉVÉNEMENT GLACIAIRE OU GLACIO-LACUSTRE	AGE (B. P.)	LOCALISATION	MÉTHODE DE DATATION OU DE RECONSTITUTION	SOURCE
-Début de l'accumulation des eaux de fonte glaciaire dans les bassins -Plus haut niveau lacustre	- 30,000 -Après 20,800	-Silt/argile de Chijee's Bluff (Unité 5), bassin Bluefish -Falaise du bassin Bluefish	-Datation radiocarbone	-Matthews, J. V. Jr et al. (1990)
-Drainage du bassin Old Crow	- 12,500	-Sédiments fluviaux du bassin Old Crow	-Idem	-McCourt, G. H. (1982) et Blake, W. J. (1984) in: Idem
-Extension maximale de la glaciation Hungry Creek	-Entre 37,000 et 16,000	-Sédiments glacio-lacustres (Unité 3) de la riv. Old Crow	-Idem	-Blake, W. J. (1984) et Harington, C. R. (1977) in: Idem
-Paléo-lac Old Crow vidangé	- 12,500	-Idem	-Datation radiocarbone	-Hughes, O. L. et al. (1981) et Vincent, J.-S. (1989) in: Hughes, O. L. et al. (1989)
-Extension maximale de la glaciation Buckland (plaine côtière du Yukon)	-Avant 22,000	-Tourbière autochtone sur épandage glaciaire de Buckland, Stokes Point, Yk	-Idem	-Hughes, O. L. et al. (1989)
-Phase glaciaire de Sabine	- 14,400	-Péninsule de Tuktoyaktuk, (T.N.O.) et King Point, Yk	-Datation radiocarbone sur débris végétaux et tourbe	-Rampton, V. N. (1982)
-Limite glaciaire maximale de la calotte Laurentienne	-Entre 37,000 et 25,000	-Bassin Bonnet-Plume, Yk	?	-Idem
-Déversement des eaux de fonte glaciaire vers le bassin Old Crow	-Après 21,000	-Idem	?	-Hughes, O. L. et al. (1981) in: Dyke, A. S. et V. K. Prest (1987)
-Marge glaciaire intermédiaire	- 18,000	-Plaine d'épandage Buckland, vallée du Mackenzie	?	-Idem
-Pas d'évidence de décharge des lacs glaciaires	-Avant 35,000	-Rivière Porcupine en aval des "Remparts"	-Reconstitution à partir des terrasses fluviales:	-Rampton, V. N. (1982) in: Dyke, A. S. et V. K. Prest (1987)
-Très fort déversement des eaux des paléo-lacs	-Entre 35,000 et 30,600	-Sédiments des terrasses fluviales (Unité 3)	-Incision rapide et importante de la vallée de la Porcupine	-Thorson, R. M. et E. J. Dixon Jr. (1983)
-Vitesse de décharge réduite	-Idem	-Sédiments des terrasses fluviales (Unités 4 et 5)	-Terrasses rocheuses uniformes et discontinues	-Idem
-Seconde décharge importante	-Idem	-Sédiments des terrasses fluviales (Unité 6)	-Incision rapide des terrasses de la riv. Porcupine	-Idem
-Arrêt prolongé du déversement	-Idem	-Sédiments des terrasses fluviales de la riv. Porcupine	-Erosion des terrasses fluviales	-Idem
-Reprise d'une décharge élevée	-Après 26,600	-Idem	-Encaissement de la riv. Porcupine	-Idem
-Drainage complété des paléo-lacs	-Entre 14,000 et 12,000	-Sédiments des terrasses fluviales (Unité 10)	-Datation radiocarbone et reconstitution des terrasses	-Mortan, R. E. (1980) in: Idem
-Transgression du lac glaciaire dans le bassin Old Crow	-Entre 32,400 et 31,300	-Couche organique sous l'argile associée au lac glaciaire Wisconsinien	-Datation radiocarbone sur tourbe, coquillages et débris organiques	-Thorson, R. M. et E. J. Dixon Jr. (1983)
-Drainage du paléo-lac Old Crow complété	-14,390	-Idem	-Datation radiocarbone sur fragments de bois remanié	

Tableau 1.2 Événements glaciaires et glacio-lacustres du nord Yukon.

CHAPITRE 2 - MÉTHODOLOGIE ET TECHNIQUES

Dans le chapitre précédent on a décrit la physiographie générale de la région et la chronologie des événements de la fin du Pléistocène, lesquels auraient été surtout marqués par l'inondation de la plaine d'Old Crow. Dans ce chapitre, on présente la méthodologie et les techniques utilisées afin de vérifier l'hypothèse générale de recherche et répondre à la question suivante: peut-on identifier un ou plusieurs épisodes glacio-lacustres dans la plaine d'Old Crow? Nous voulons présenter, à travers la géomorphologie de la plaine d'Old Crow et certains résultats d'études antérieures, la méthodologie employée dans notre recherche.

La première partie est donc consacrée à la présentation de la géomorphologie de la plaine et de ses bordures. L'attention est mise sur la description des anciens rivages qui ont été édifiés lors de l'inondation de la plaine puisque ce sont eux qui ont été échantillonnés pour étudier la sédimentologie de leur matériel. Par la suite, un rappel de certains résultats d'études conduites dans la même région nous permet de mettre en perspective la problématique de notre recherche. De là, nous exposons notre méthodologie ainsi que nos hypothèses de recherche. Une troisième partie décrit en détail les différentes techniques utilisées pour analyser la sédimentologie du matériel des plages échantillonnées. Enfin, la dernière partie se veut plus ou moins une critique de ces techniques, leur portée dans l'étude et leurs limitations.

2.1 Géomorphologie glacio-lacustre de la plaine d'Old Crow

Cette section sert de préambule à l'exposé de la méthodologie et des hypothèses de recherche de la thèse. Elle sert en fait à présenter les différents sites d'échantillonnage en même temps que de présenter la géomorphologie de la région à l'étude. Par la même occasion, nous décrivons différents termes géomorphologiques dans leur contexte local qui seront utilisés tout au long de l'étude.

2.1.1 la plaine glacio-lacustre

L'inondation provoquée par le barrage de la passe McDougall a eu comme conséquence la mise en place d'un dépôt de silt et d'argile dans la plaine d'Old Crow. Cet épandage a fossilisé la topographie antérieure et la plaine, au lendemain de la vidange, devait former une immense surface plane parsemée de nappes d'eau peu profondes localisées dans les irrégularités topographiques. La végétation, le pergélisol, les lacs thermokarstiques et le réseau hydrographique tels que vus aujourd'hui se sont alors mis en place. L'analyse des coupes situées le long de l'actuelle rivière Old Crow ou ses affluents ont fourni une chronologie que nous avons décrite dans le chapitre précédent (R. E. Morlan, 1986; O. L. Hughes et al, 1981).

2.1.2 les paléoplages

Les activités glacio-lacustres ont laissé, autour et en marge de la plaine d'Old Crow, des flèches littorales et des paléoplages au-delà de 300 m d'altitude. Les paléoplages se présentent en segments discontinus, souvent regroupées en deux ou trois niveaux d'altitude différents. Elles sont facilement reconnaissables en photo-interprétation puisqu'elles prennent l'allure de bandes graveleuses claires,

partiellement dénudées de végétation et colonisées par plusieurs épinettes noires et blanches ferventes d'un milieu plus xérique que celui de la toundra arbustive environnante. En effet, la composition graveleuse et sableuse des plages permet un drainage plus efficace. Ce sont ces crêtes de plages que nous avons échantillonnées pour étudier leur sédimentologie, aussi il est important de décrire leur contexte géomorphologique.

Avant de procéder à la description des sites d'échantillonnage, mentionnons que lors de la visite des plages en hélicoptère, nous avons prélevé pour chacune des plages visitées 200 à 300 grammes de matériel et effectué une lecture d'altitude au moyen d'un altimètre Keuffel. L'altitude des plages était prise à partir des points géodésiques situés sur les collines voisines des sites d'échantillonnage. En général, il n'y avait qu'un intervalle de 15 à 20 minutes entre la lecture de l'altitude du point géodésique et celle de la plage voisine. L'erreur associée à la précision de l'altimètre (± 1 m) et celle des variations barométriques est ainsi demeurée assez faible. On estime que l'altitude des plages a pu au total être mesurée avec une précision de 2 ou 3 mètres.

Afin de décrire le contexte géomorphologique de chaque site visité, nous nous référons à la carte de localisation des sites d'échantillons (fig. 2.1, p. 34). Nous commençons à décrire la région de Potato Hill et, se déplaçant dans le sens horaire, nous terminons par le site le plus échantillonné de l'étude, le mont King Edward.

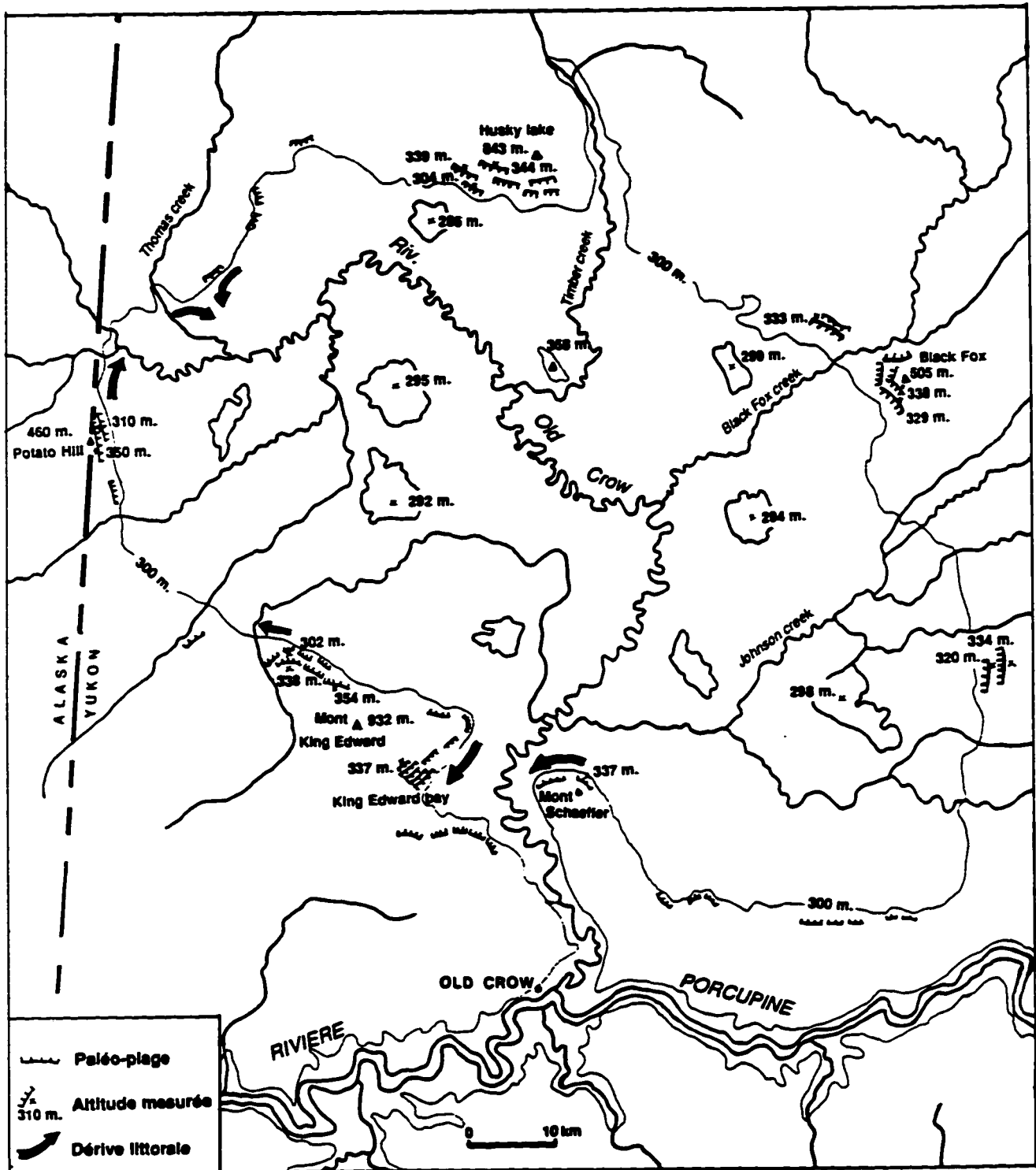


Figure 2.1 Localisation des sites d'échantillon de la région d'étude.

Potato Hill:

Potato Hill est une colline d'argilites située à l'ouest de la plaine dont l'altitude culmine à 460 m. Ses versants s'élèvent de façon très abrupte au-dessus de la plaine d'Old Crow. Elle est séparée du batholite granitique des monts Old Crow par une vallée à pédiments remarquables de par l'ampleur des phénomènes de solifluxion. Du sommet de la colline, on peut observer nettement le phénomène géomorphologique le plus spectaculaire de ce massif, à savoir les tors (d'après D St-Onge, il s'agirait des tors parmi les plus impressionnants en Amérique du Nord, communication orale).

On dénote trois niveaux de plages dans la région de Potato Hill, mais seul celui situé le plus au sud a été étudié. Le plus bas niveau a une altitude de 310 m et le plus haut de 350 m. C'est le seul endroit autour de la plaine où les plages sont aussi bien définies dans le paysage. Les plus élevées constituent même des crêtes de plusieurs mètres d'épaisseur.

Il est également possible d'observer, dans la région de Potato Hill, d'autres formes associées à la dynamique littorale. Outre les plages, on retrouve également des flèches littorales et des hauts-fond. À la différence des plages, les hauts-fonds sont des formes érigées sous l'eau près du rivage. Synonyme de bancs, les hauts-fonds sont des levées créées le plus souvent par un système de vagues dans une zone de faible profondeur. On rencontre également des flèches littorales qui se sont édifiées en cordon libre. De forme allongée, elles se disposent plus ou moins parallèlement à la ligne du rivage et restent attachées à ce dernier. La photo aérienne A24501-220 (fig. 2.2, p. 36) et la figure 2.3, p. 37, nous donne la possibilité de visualiser ces formes associées à l'accumulation du matériel en milieu littoral.



Figure 2.2 Site de Potato Hill, Territoire du Yukon (photo A24501-220)

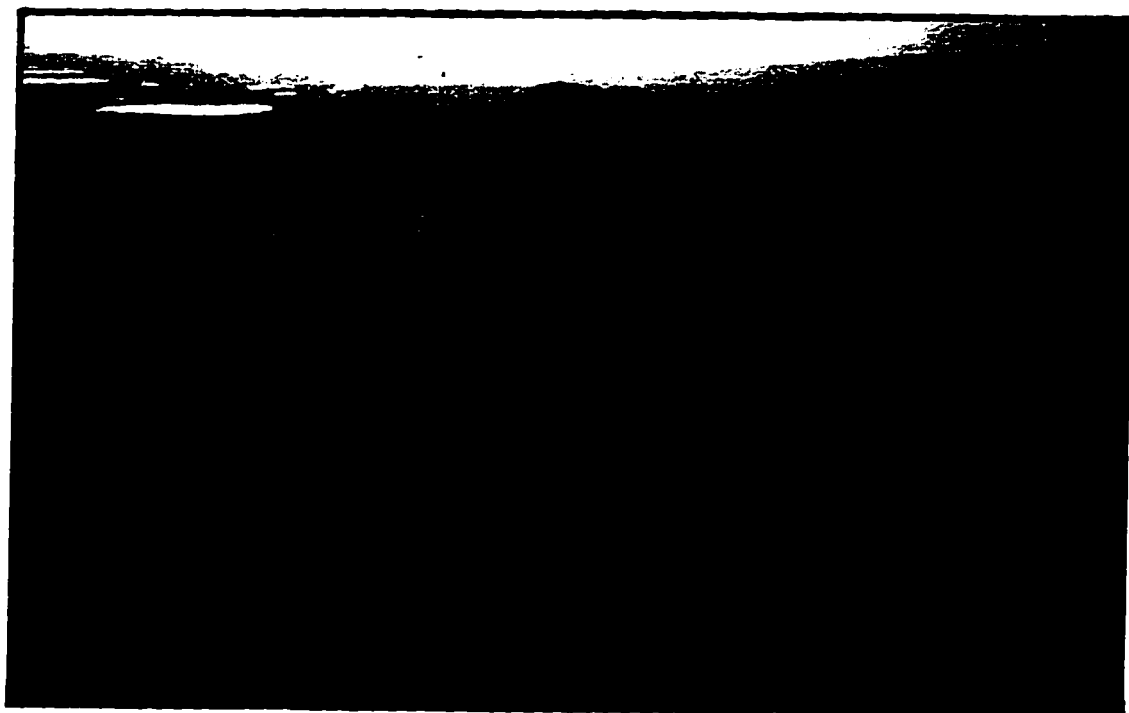


Figure 2.3 Crêtes de plages et hauts-fonds, Potato Hill, Territoire du Yukon.

Husky Lake:

Le site d'Husky Lake se situe à la limite des monts British et de la plaine d'Old Crow, près du ruisseau Timber. Le lac qui a donné son nom au site s'élève à 286 m d'altitude, ce qui en fait l'un des points les plus bas de la plaine d'Old Crow en dehors des talwegs. Il est fort possible qu'il existe un phénomène de subsidence dans ce secteur. Comme le montre la photographie aérienne en page 39 (photo A24502-130, fig. 2.4) le phénomène géomorphologique le plus remarquable est l'importance des cônes de déjection. Les plages les plus basses se situent à la surface de ces cônes de déjection tandis que les plus élevées se situent de part et d'autre des cônes; ce qui suggère que la mise en place des cônes a eu lieu entre deux inondations. Il existe cependant aussi la possibilité que les plages supérieures ont été effacées de la surface du relief par suite des mouvements de gelifluxion du sol.

Les crêtes de plages sont alignées à flanc de colline et semble se répartir selon deux niveaux d'altitude différents. Elles s'étendent sur plusieurs kilomètres de long mais dans l'ensemble elles sont difficiles à observer dans le paysage car elles ne forment pas de cordons bien individualisés topographiquement. L'absence d'arbres permet néanmoins de les observer et de mesurer leur altitude avec précision. Le plus bas niveau est à 304 m et le plus haut à 344 m. Il existe aussi un niveau intermédiaire à 339 m.

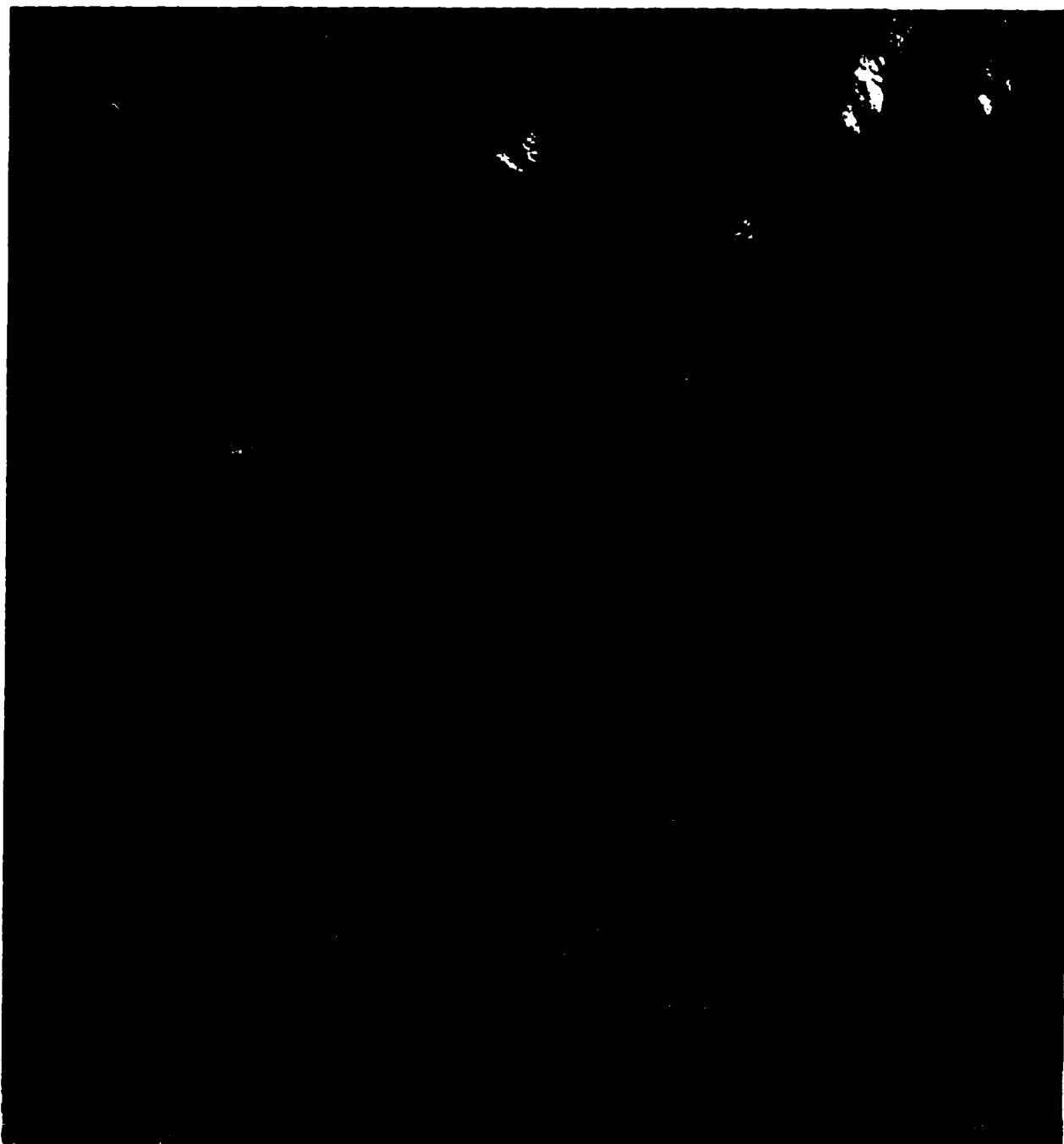


Figure 2.4 Site de Husky Lake, Territoire du Yukon (photo A24502-130).

Black Fox Creek:

Le site de Black Fox Creek est situé au débouché, dans la plaine d'Old Crow, de la vallée du cours d'eau portant ce nom. En effet, le ruisseau Black Fox draine les monts Barn. et vient se jeter dans la rivière Old Crow. Nous avons mesuré des plages situées à l'ouest de l'embouchure qui s'élèvent à 333 m. Il s'agit de plages édifiées sur un pédiment et qui sont assez peu marquées dans le paysage; elles mesurent une dizaine de mètres de large, quelques centaines de mètres de long et 50 à 60 cm d'épaisseur visible.

Le site de crêtes de plages étudiés plus en détail se trouve à l'est de Black Fox Creek; on le nomme Black Fox Ridge. Il s'agit d'une importante accumulation de gravier qui paraît avoir été édifiée par une dérive littorale provenant du sud-est. Son sommet est à 335 m. Une des bordures de l'accumulation de gravier a été érodée par le ruisseau Black Fox, tandis que des cordons de plages se sont inscrits sur l'autre bordure dominant la plaine.

Les cordons situés près de Black Fox Creek se prolongent sur plusieurs kilomètres vers le sud. Parfois ils se dédoublent. Mais il est plus facile de les voir sur les photos aériennes que sur le terrain (photo A22880-9, fig. 2.5, p. 41). Aussi les altitudes n'ont pas été mesurées pour tous les niveaux. Seul le niveau de 335 m (intermédiaire) a été mesuré à deux endroits différents correspondant aux deux sites d'échantillonnage. Les valeurs d'altitude sont respectivement de 338 m et de 333 m.



Figure 2.5 Site de Black Fox Creek, Territoire du Yukon (photo A22880-9).

Johnson Creek:

Bien que le site de Johnson Creek n'ait pas été échantillonné, deux relevés altimétriques ont été tout de même effectués. Un a fourni une élévation de 334 m et l'autre de 320 m. La difficulté de l'étude des plages dans ce secteur réside dans l'ampleur du mouvement des sols. En effet, le réseau hydrographique penniforme du ruisseau Johnson draine un des plus vastes pédiments du nord Yukon, et peut être du Canada continental, avant d'aller se confondre avec la plaine d'Old Crow. Ce pédiment mesure jusqu'à 70 km de large et près d'une centaine de kilomètres de long et forme une transition entre la plaine d'Old Crow et les monts British. La pente de 4 à 5 degrés n'est pas très favorable à la préservation et à l'identification des plages. Ce pédiment est aussi caractérisé par une couverture plus ou moins épaisse de colluvions provenant des massifs environnants (H. M. French et D. G. Harry, 1992) et, le plus souvent, est recoupé par des talus d'éboulis, ce qui complique encore plus l'identification de crêtes de plages. A. Duk-Rodkin (1992) a identifié trois niveaux de pédiments dans la région mais sans en dater le matériel. Par contre, O. L. Hughes (1972) prétend que ces pédiments ont été formés avant la glaciation alpine locale la plus vieille, soit au Tertiaire (fig. 2.6, p. 43).

Mont Schaeffer:

Le mont Schaeffer est une colline de roches granitiques (voir fig. 1.8, p. 19) et de sédiments accumulés pendant le Protérozoïque et le Crétacée qui culmine à près de 1000 m d'altitude. Elle domine la plaine d'Old Crow vers le nord et l'ancien exutoire du lac vers l'ouest. Le site se caractérise par une vaste flèche littorale (fig. 2.7, p. 45) qui s'étend entre 332 m et 305 m d'altitude, mais n'a pas été échantillonné dans le cadre de notre recherche. Au-delà, vers 350 m, on note que le versant possède une entaille dans le relief; sûrement une entaille d'érosion, donc

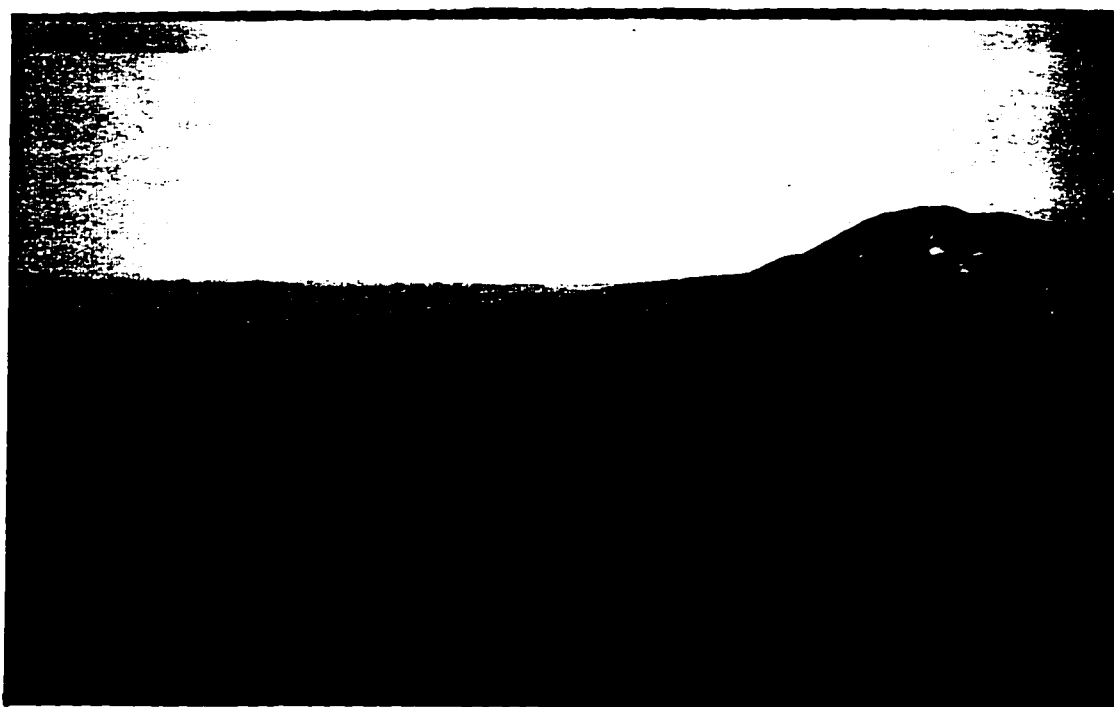


Figure 2.6 Pédiment de la plaine Old Crow, Territoire du Yukon.

une falaise morte. Cette entaille est sûrement associée à un ancien niveau lacustre.

C. Tarnocai (dans INQUA, 1987) a étudié le matériel de cette forme et a distingué quatre unités distinctes. L'unité inférieure (unité 1) est composée d'argile lacustre d'âge inférieur au Wisconsin. L'unité 2 est composée de sables, silt et gravier fins et aurait été déposée lors d'un épisode de sédimentation intense daté d'aussi loin qu'un million d'année ou plus et s'étendant jusqu'au Pléistocène récent. L'unité 3 consiste aussi en de l'argile lacustre qui a commencé à s'accumuler peu après 25 Ka. Enfin, l'unité supérieure (unité 4) est composée de tourbières, de sédiments organiques et d'alluvions organiques témoignant de l'activité d'encaissement de la rivière Old Crow dans les argiles lacustres.

King Edward Bay:

Le site de King Edward Bay est situé dans un rentrant des monts Old Crow. Ainsi, lors de l'inondation lacustre de la plaine, cette région constituait une baie importante. Les photos aériennes de la région montrent très clairement des lignes de rivage de plusieurs kilomètres de long mises en place sur l'avancée rocheuse qui sépare la baie King Edward de la plaine d'Old Crow. Localement, ces lignes de rivages sont interrompus par des cônes de déjection qui se sont donc édifiés après l'inondation.

Sur le terrain, l'identification des lignes de rivages est difficile car la forêt d'épinettes noires (*Picea mariana*) est dense. Néanmoins, nous avons mesuré localement un niveau de plage vers 300 m et un autre à 337 m. Sur la photo aérienne (photo A22879-41, fig. 2.8, p. 46), on distingue des niveaux de plages à une altitude plus élevée que le plus haut niveau mesuré sur le terrain, mais leurs altitudes n'ont pas été déterminées avec un altimètre. La lecture des cartes topographiques suggère une altitude de 350 mètres pour ces plus hautes plages.



Figure 2.7 Flèche littorale, mont Schaeffer (photos A22880-155,191).



Figure 2.8 Site de King Edward Bay, Territoire du Yukon (photo A22879-41).

Mont King Edward:

Le mont King Edward situé au sud-ouest de la plaine culmine à 932 m d'altitude. Il est constitué de roches schisteuses et surtout de quartzites, formés de grains de quartz arrondis, de 150 à 250 μm de diamètre. La forme périglaciaire la plus remarquable associée à ce type de roche dans la région est celle des terrasses de cryoplanation (fig. 2.9, p. 48) qui ont été étudiées par B. Lauriol et L. Godbout (1988) et B. Lauriol (1990). Elles se situent un peu au sud de la région représentée sur la photo aérienne (photo A22879-65, fig. 2.11, p. 49).

Il s'agit du site le plus exhaustivement échantillonné lors de la campagne de terrain. Le site est formé de trois niveaux de plage qui forment des cordons de 1 à 1,5 km de long et de quelques mètres de large. Leurs altitudes respectives sont de 302 m, 338 m et 354 m. Les plages se sont édifiées sur un vaste cône de déjection qui prédate l'inondation de la plaine. La plage inférieure de 302 m s'avance au-delà du cône de déjection et semble en partie reposer sur les silts et argiles glacio-lacustres (fig. 2.10, p. 48).

La comparaison des échantillons collectés à ce site selon diverses altitudes de plage permet une étude des changements survenus à divers niveaux de plages. De même, une comparaison selon une variation longitudinale pourra permettre l'analyse de la dérive littorale et l'action des vents dominants.

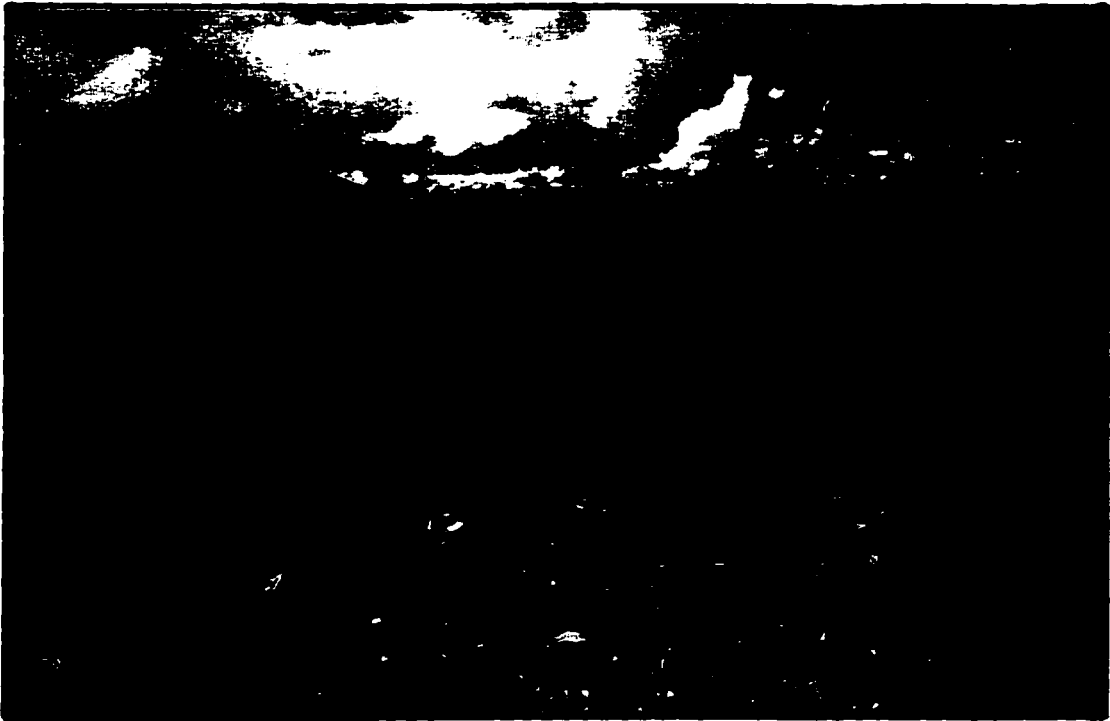


Figure 2.9 Terrasse de cryoplanation, Territoire du Yukon.



**Figure 2.10 Talus d'éboulis et cône de déjection au pied du mont King
Edward entrecoupés de crêtes de plages, Territoire du Yukon.**



Figure 2.11 Site mont King Edward, Territoire du Yukon (photo A22879-65)

Autres sites de plages:

Il existe plusieurs autres plages dans la plaine d'Old Crow qui n'ont pas été échantillonnées pour cette étude. On trouve par exemple des plages à l'est du mont Schaeffer et d'autres sur la colline qui s'élève près de la confluence de Timber Creek et de la rivière Old Crow. À ce dernier endroit, les plages sont à peu près présentes tout autour de la colline mais davantage développées à la pointe sud-est. Le niveau le plus marqué se situe vers la courbe de niveau de 300 m.

2.1.3 synthèse de la morphologie des paléoplages

En somme, les bordures de la plaine d'Old Crow portent de nombreuses traces d'inondations lacustres. Si on effectue la synthèse de la mesure des altitudes, on peut distinguer trois niveaux assez bien marqués dans le paysage de la plaine d'Old Crow.

Un premier niveau s'est mis en place vers 305 m d'altitude et qui n'est qu'à quelques mètres au-dessus du niveau de la plaine argilo-silteuse. Lors de la mise en place de ce niveau, le lac ne devait mesurer que quelques mètres de profondeur et par conséquent lors de périodes de sécheresse les plus marquées, il pouvait très bien s'assécher complètement. À ce moment là l'érosion éolienne devait pouvoir être intense et livrer une importante quantité de sédiments éoliens dans les régions environnantes (tels que le suggère le loess des cavernes de Bluefish, dont la mise en place a eu lieu entre 27 et 15 Ka).

Le niveau de 350 m (supérieur) a été noté dans les régions de Husky Lake, Potato Hill et King Edward. L'absence de crête de plages à 350 m dans l'est de la plaine ne semble pas liée à un mouvement tectonique. En effet, on retrouve le niveau de 350 m tout aussi bien représenté dans le sud de la plaine de Bluefish,

ainsi que dans la vallée de la rivière Porcupine, vers la frontière avec l'Alaska (fig. 2.12, p. 52). L'explication de cette distribution inégale des plages viendrait plutôt d'un phénomène de dynamique littorale: différence dans l'intensité des vagues générées en bordure du lac pro-glaciaire, elles auraient été fortes à l'ouest et faible à l'est.. Autrement dit, il y aurait peut-être eu un vent dominant d'est plus fort que le vent d'ouest. En plus d'influencer l'altitude absolue des plages, la dynamique littorale a également entrainer des différences dans le développement des crêtes. Les plages situées à Potato Hill sont par exemple incomparablement mieux développées que celles observées dans l'est de la plaine.

Finalement, le niveau intermédiaire a été mesuré à quelques sites entre les altitudes de 333 m et 339 m. Ce niveau est plus difficile à cerner car il n'existe pas très nettement à tous les sites. Il est cependant bien marqué sous forme d'une crête de plages au mont King Edward et à Black Fox Creek. Il a aussi été identifié assez nettement le long de la rivière Porcupine par Lauriol et à en quelques points autour du bassin de Bluefish, plus particulièrement en amont de la confluence de la rivière Porcupine avec la rivière Old Crow.

De plus, il est important de noter qu'au pied du mont Schaeffer, le niveau de 330 m se rattache au niveau de 305 m par une flèche littorale de 10 km de long. Tarnocai n'a pas trouvé de différences dans la pédologie entre les parties les plus hautes et les parties les plus basses de cette flèche littorale, ce qui indique une faible différence d'âge (C. Tarnocai, 1991). À partir de ces constatations, il a donc déduit qu'un seul épisode glacio-lacustre était survenu. Mais puisqu'on a trouvé des plages à 350 m dans d'autres zones de la plaine, on peut se demander si il n'y aurai pas eu une vidange rapide entre le niveau de 330 m et celui de 305 m, précédé d'un lac plus ancien qui aurait atteint le niveau de 350 m. Si la sédimentologie montre des différences, on pourra mieux défendre cette hypothèse.

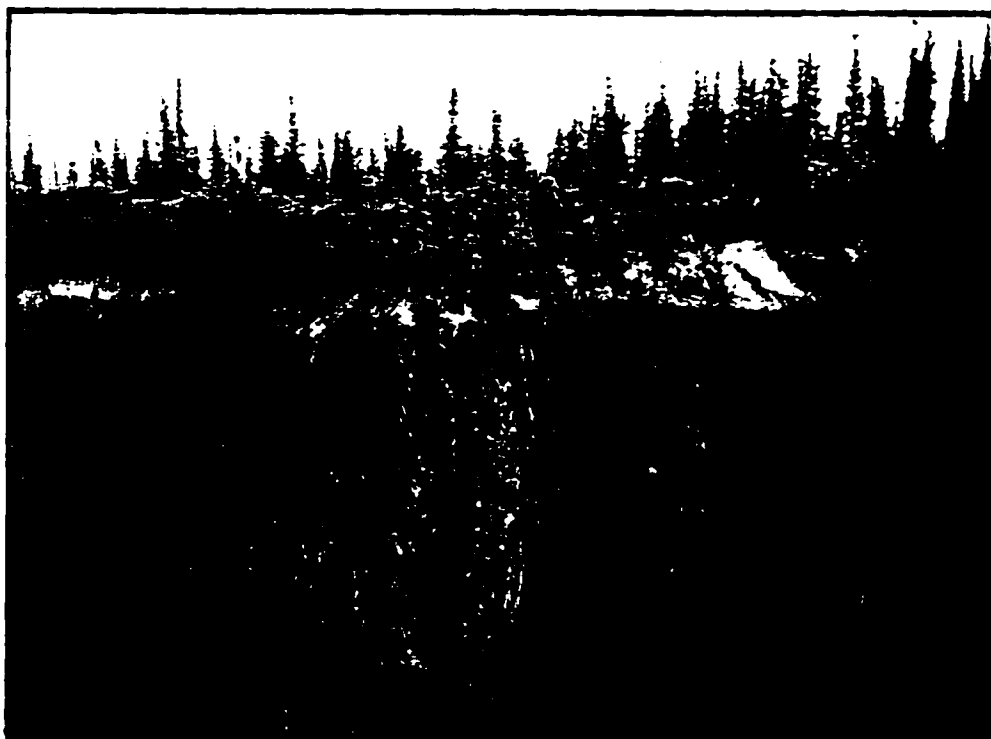


Figure 2.12 Terrasse fluviale, rivière Porcupine, Territoire du Yukon.

2.2 Méthodologie et hypothèse de recherche

Afin de pouvoir expliquer notre méthodologie et construire nos hypothèses de recherche, il nous faut d'abord retourner à quelques études antérieures et essayer de rattacher certains de leurs résultats à nos observations.

2.2.1 comparaison avec les travaux de R. M. Thorson et E. J. Dixon Jr (1983)

Comme nous l'avons noté dans le chapitre précédent, R. M. Thorson et E. J. Dixon Jr (1983) ont noté trois principaux niveaux de terrasses en aval de la frontière Alaska-Yukon. Il semble assez facile de relier chacun de ces niveaux aux trois niveaux de plages observés dans la plaine d'Old Crow : le niveau «Old Valley» décrit par les auteurs se rattache au niveau de 350 m, le stage 3 correspond à celui de 330 m et le stage 7 à celui de 305 m. En dessous du niveau de 305 m identifié par R. M. Thorson et E. J. Dixon, il y a eu d'autres épisodes fluviaux et ils correspondent, pour ce qui est de la plaine d'Old Crow, à l'enfoncement de la rivière Old Crow dans les sédiments glacio-lacustres. Ces niveaux sont donc postérieurs aux inondations.

D'après ces mêmes auteurs, l'âge de la terrasse fluviale la plus élevée est supérieure à 32 Ka; c'est-à-dire qu'elle est plus ancienne que la limite fournie par la méthode de datation au radiocarbone. L'évolution de la terrasse de 305 m se divise en deux: une période de creusement suivie d'une période d'alluvionnement. La première période est datée d'environ 30 Ka et la seconde est postérieure à 25 Ka. La terrasse intermédiaire n'a pas fourni de matières organiques susceptibles de faire l'objet d'une datation.

La chronologie de R. M. Thorson et E. J. Dixon Jr (1983) implique trois épisodes glacio-lacustres. Cependant, elle n'est pas en accord avec la chronologie

de la vallée du Mackenzie puisque A. Duk-Rodkin et O. L. Hughes (1994, 1992 et 1991) soutiennent que les glaces n'ont envahi la région qu'au Wisconsin supérieur. Il n'y aurait eu selon eux qu'un seul épisode glacio-lacustre, postérieur à 30 Ka. V. N. Rampton (1982) considère cependant qu'il est possible qu'il y ait eu une glaciation au Wisconsin inférieur, ce qui se raccorderait avec ce qui est connu des glaciations en Alaska (T. D. Hamilton et R. N. Thorson, 1983).

2.2.2 méthodologie

L'observation et la description des plages, la détermination de leurs altitudes et leur comparaison avec les travaux de R. M. Thorson et E. J. Dixon Jr (1983) d'une part de de A. Duk-Rodkin et O. L. Hughes (1994, 1992 et 1991) d'autre part, nous conduit à une autre étape de notre thèse; à savoir la procédure que nous allons suivre pour vérifier si il est possible de trouver plusieurs épisodes lacustres dans la plaine d'Old Crow.

Le but de notre recherche est donc de vérifier si la sédimentologie peut aider à trouver combien d'épisodes glacio-lacustres la plaine d'Old Crow a connu. Afin d'atteindre ce but, nous analysons plusieurs échantillons récoltés sur le terrain selon différentes techniques sédimentologiques. Nous espérons que l'étude sédimentologique du matériel des paléoplages est en mesure de fournir les réponses à cette question ainsi que permettre une meilleure compréhension de la chronologie glacio-lacustre. L'ensemble des techniques utilisées sur les échantillons que ce soit la détermination de l'origine du matériel, l'analyse de sa morphoscopie ou de sa granulométrie, nous mène à vérifier si il y a présence de plusieurs épisodes glacio-lacustres telle que suggérée par R. M. Thorson et E. J. Dixon Jr (1983) ou si il y a existence d'un seul événement glaciaire dans le delta du Mackenzie comme le prétendent A. Duk-Rodkin et O. L. Hughes (1991, 1992, 1994).

2.2.3 hypothèses de recherche

Pour atteindre le but de la recherche, nous avons établi une hypothèse générale de recherche: l'analyse des caractéristiques sédimentologiques du matériel des différents niveaux de paléoplages permet de déterminer la fréquence des épisodes glacio-lacustres. Cette hypothèse de départ peut se diviser en trois parties: la sédimentologie des plages supérieures est bien différente de celle des plages inférieures; dans ce cas là on peut envisager la possibilité d'épisodes glacio-lacustres différents (hypothèse 1). La sédimentologie des plages supérieures n'est pas différente de celle des plages inférieures; dans ce cas il n'y a eu qu'un seul épisode glacio-lacustre (hypothèse 2). La sédimentologie ne fournit pas de réponse nette pour déterminer si il y a eu une ou plusieurs inondations (hypothèse 0).

2.3 Description des méthodes et techniques utilisées

Comme nous le décrivons plus tôt dans la thèse, nous croyons que l'analyse sédimentologique des sédiments des paléoplages va nous permettre de rencontrer les objectifs de départ et nous permettre de vérifier l'hypothèse générale de la thèse. De plus, nous espérons que ces analyses sédimentologiques puissent fournir non seulement une réponse à notre question de départ, mais également des connaissances supplémentaires sur le contexte environnant dans lequel l'inondation ou les inondations ont eu lieu. En effet, il est important d'étudier la sédimentologie du matériel de plages afin d'avoir une idée de l'environnement qui prévalait à l'époque de leur édification ainsi que sur la dynamique lacustre. L'approche sédimentologique se veut une étude de la composition des sédiments des paléoplages ainsi que des relations qui existent entre ces sédiments et le milieu de

déposition lacustre. Plusieurs méthodes sédimentologiques et autres aident à atteindre cet objectif.

Cette partie de la thèse est donc consacrée à la description détaillée des méthodes sédimentologiques et autres techniques utilisées aux fins de l'étude. La plupart des techniques décrites se font à partir de mesures directes sur des échantillons collectés lors d'une campagne de terrain effectuée pendant l'été 1991. Ces sédiments qui composent les paléoplages de la région possèdent des caractéristiques distinctes des plages édifiées en peu de temps et dans un environnement paraglaciale; les prochains chapitres exposent les résultats et les analyses des différentes techniques. Toutefois, il importe de préciser que les paléoplages sont composées en majeure partie de matériel détritique grossier tel que les galets et les sables grossiers.

2.3.1 méthodes calcimétriques et pétrographiques

Afin de déterminer l'origine du matériel qui constitue les plages de la plaine d'Old Crow, nous avons recours à des analyses calcimétriques et pétrographiques.

Chaque échantillon sableux récolté lors de la campagne de terrain a subi un traitement en laboratoire pour déterminer sa teneur en carbonate. Cette valeur quantitative permet de déterminer la provenance des sédiments et de se rendre compte de l'effet du transport par dérive littoral sur le matériel sableux et graveleux des paléoplages. Le pourcentage de carbonates contenus dans les échantillons est déterminé par la méthode de dosage des carbonates à l'aide de l'appareil Chittick (J. Locat et M.-A. Bérubé, 1986).

Cet appareil est conçu principalement pour évaluer le volume de CO_2 produit par la réaction d'un acide sur les carbonates contenus dans un échantillon. Le principe de l'appareil est de mesurer ce volume par le déplacement d'un liquide dans une burette graduée. L'échantillon de 1,7 g, constitué d'une poudre fine broyée, est immergé dans une solution de 20 ml d'acide chlorhydrique. Par la suite, deux lectures du déplacement du liquide de l'appareil qui répond à la réaction chimique sont effectuées; la première après 30 secondes, la seconde après 20 minutes. Ces mesures doivent être corrigées pour tenir compte du changement de la pression atmosphérique et de la température ambiante.

Les teneurs en calcite et en dolomite, les deux principaux carbonates, sont obtenues par des calculs qui tiennent compte du fait que la calcite réagit en totalité en un temps de 30 secondes, comparativement à la dolomite qui ne réagit que de 2% à 5% dans ce même temps. De plus, seulement 94%, en moyenne, de la dolomite a complètement réagit après 20 minutes d'immersion. Les calculs tiennent également compte des poids moléculaires respectifs des deux carbonates et de leur teneur en CO_2 .

L'analyse pétrographique, de la même façon que la détermination des teneurs en carbonate, sert à identifier l'origine spatiale du matériel qui constitue les plages du paléolac. Ainsi, il est possible de déterminer les processus de transport et d'examiner la présence de dérives littorales. Comme certaines analyses sédimentologiques, l'analyse pétrographique se fait en deux temps, soit sur une portion de matériel grossier et une portion de matériel fin.

En premier lieu, nous considérons la partie fine. Les lithologies ont été identifiées lors de l'analyse morphoscopique des grains de quartz. Deux comptages indépendants ont été faits pour chaque échantillon. À chaque comptage

plus de 300 grains sont identifiés et répartis selon les mêmes catégories, afin de faciliter les comparaisons. Les résultats sont présentés sous forme de graphique en pointe de tarte selon quatre catégories spécifiques. Une première catégorie regroupe les minéraux de quartz et de feldspath sous la désignation de silicates. Les carbonates constituent la seconde catégorie; essentiellement constituée de calcite. La troisième catégorie ne constitue pas à une catégorie de minéraux mais se rapporte plutôt à des éclats de schiste, qui, même à cette taille, restent identifiables. Enfin, une dernière catégorie regroupe les minéraux lourds non différenciés qui n'entrent dans aucune autre catégorie. L'analyse pétrographique de la partie sableuse est en fait un complément à celle des galets.

Afin d'effectuer l'analyse de la composition pétrographique de la partie grossière, chaque échantillon subit un comptage d'environ une centaine de galets et cailloux et leur lithologie respective est déterminée. La plupart des sites d'échantillonnage ne comporte que deux lithologies différentes. Néanmoins, nous avons séparé les sédiments entre quatre grandes catégories. La catégorie la plus fréquente, les roches cristallines, englobent les lithologies de grès et de quartzite compte tenu que séparément et sur de petits échantillons, il est difficile de bien différencier les deux. La deuxième catégorie réunit les roches non carbonatées tels que les schistes, les cherts et les conglomérats. Enfin, la dernière classe, se rapporte aux roches carbonatées telles que les calcaires, les argilites et les calcaires dolomitiques. De plus, une catégorie d'indécis est réservée aux sédiments qui ne peuvent être classés dans une ou l'autre des catégories préétablies. Nous pensons qu'il pourrait s'agir de fragments de conglomérats venant des monts Barn. Les résultats sont présentés de la même façon que pour la partie fine; soit à l'aide de diagramme en pointe de tarte. De plus, la carte de

localisation des sites d'échantillons nous aide à replacer les résultats dans un contexte régional.

2.3.2 méthodes sédimentologiques

Ces méthodes englobent les analyses effectuées sur les sables et les graviers. Que ce soit l'examen de la taille, de la forme ou de la surface des grains, toutes ces mesures font partie des analyses sédimentologiques. Une première section s'intéresse à l'analyse morphométrique des sédiments; c'est-à-dire l'examen de la forme et de la surface des grains (A. Vatan, 1967). La seconde partie de l'analyse sédimentologique s'intéresse à la granulométrie des sédiments, c'est-à-dire à la mesure de la taille des éléments qui constituent les échantillons. Ces méthodes ont pour but de reconstituer le paléo-environnement de la plaine d'Old Crow.

2.3.2.1 analyse morphométrique

La morphométrie consiste dans l'examen de la forme des différentes particules qui composent les échantillons de sédiments. Cette méthode exige un traitement mécanique effectué soit sur le terrain pour la partie grossière des échantillons, soit en laboratoire pour la partie sableuse. Combinée aux études morphométriques, l'analyse morphoscopique est un bon complément puisqu'elle identifie les aspects caractéristiques de la surface des grains de sable (J. Tricart, 1965). Les résultats de ces analyses ont pour but de nous révéler, encore une fois, le paléo-environnement des plaines glacio-lacustres.

La première partie de l'analyse morphométrique se fait sur le terrain avec la partie grossière de l'échantillon des plages, soit les galets. À chaque site d'échantillonnage de sables, une analyse morphométrique des galets est effectuée.

Plus de 80 galets sont mesurés à chaque trou d'échantillonnage. Les diamètres de tous les axes (a, b et c) et le rayon de courbure de l'arrête la plus prononcée (r) dans le plan de projection maximal (le plan du plus grand axe) sont mesurés.

On se sert de deux indices pour déterminer l'usure des galets: l'indice d'aplatissement et d'arrondissement de Cailleux (A. Cailleux et J. Tricart, 1963). Le premier indice, nommé indice d'aplatissement est basé sur la relation entre les trois axes du galet::

$$F = \frac{(a+b)}{2} \cdot 100 \quad ; \text{ où } a=\text{longueur, } b=\text{largeur et } c=\text{épaisseur}$$

Le résultat s'échelonne entre 100 et l'infini. La valeur minimale indique que le galet est équidimensionnel (a=b=c). Plus l'indice est élevé, plus le galet est aplati.

Le second indice, représente l'arrondissement des galets et met en relation l'axe le plus long (a) avec le rayon de l'angle le plus aigu (r):

$$R = \frac{2r}{a} \cdot 1000 \quad ; \text{ où } a=\text{longueur et } r=\text{rayon de courbure}$$

Les valeurs s'échelonnent de 0 à 1000. La valeur 1000 indique que le galet a une forme parfaitement circulaire. Plus l'indice est petit, plus les galets sont anguleux (D. Briggs, 1977).

Les résultats sont présentés sous forme de graphiques mettant en relation les différents paramètres avec un facteur spatial, soit la distance longitudinale, soit les différents niveaux d'altitude des crêtes de plage. Ceci permet une meilleure comparaison entre les sites d'échantillonnage et facilite l'interprétation.

La partie la plus fine des échantillons est, pour sa part, analysée en laboratoire. Il est essentiel de choisir une taille de référence et, dans le cadre de

l'étude, nous avons opté pour deux tailles d'échantillon : celles de 250 μ et de 707 μ utilisées lors des analyses granulométriques. Cette mesure contribue à éviter d'une part, certains effets ressentis que par une taille spécifique de grains. En effet, l'érosion éolienne, par exemple, se fait beaucoup ressentir sur une taille de 0,7 mm, mais sur un grain de 0,3 mm, il est démontré que l'action du vent est beaucoup diminuée (A. Cailleux dans A. Vatan, 1967) D'autre part, elle vise à diminuer les effets de fatigue oculaire. Puisque l'examen se fait sur deux tailles différentes, nous ne prenons pas la routine de qualifier toujours la même taille; les résultats en sont donc plus probants.

On utilise les échantillons déjà traités par granulométrie; ainsi on évite de faire une erreur sur l'évaluation de la dimension des grains lors des mesures. Afin de bien pouvoir examiner les grains au binoculaire, il est nécessaire de procéder au nettoyage des échantillons. En effet, la plupart d'entre eux sont souillés de poussière. Chaque échantillon retenu pour cette analyse doit donc être lavé dans un bain ultrasonique afin que toute saleté soit enlevée des grains qui servent à l'analyse. La plupart des échantillons restent dans ce bain pendant une période de cinq minutes. Par contre, quelques échantillons s'avèrent plus sales que les autres et nécessitent un temps de trempage plus prolongé, soit de 15 à 20 minutes, qui peuvent s'accompagner d'une agitation manuelle afin de déloger la poussière récalcitrante.

Après s'être assuré de la propreté des échantillons, les analyses sont effectuées sur une même lithologie, en l'occurrence, le quartz. Afin de différencier ce minéral des autres composantes de l'échantillon qui pourraient porter à confusion telles que les feldspaths et les calcites, on doit connaître les caractéristiques propres au quartz et les différences notables avec les autres minéraux constitutifs.

Les minéraux de quartz sont clairs et incolores, quelques fois teintés de rouille en surface ou dans les fissures. Ils apparaissent le plus souvent transparents, mais peuvent parfois être dissimulés par l'aspect mat que prend la surface. Ils restent néanmoins translucides, jamais opaques. On distingue facilement le quartz du mica blanc, car ce dernier possède un faciès lamellaire. Les grains de calcite apparaissent en général plus opaques que les quartz et d'aspect plus laiteux. Par contre, s'il y a un doute pour les échantillons qui peuvent comporter plus de calcaires tels que ceux provenant du nord de la plaine d'Old Crow, l'utilisation d'une solution d'acide chlorhydrique permet de les identifier et de les éliminer.

La confusion la plus importante peut subvenir avec les feldspaths. En général, ces derniers sont plus opaques que les quartz et ils possèdent des plans de clivage très marqués. Ne possédant aucun clivage, le quartz est ainsi différencié. Par contre, lorsque les grains de feldspath sont plus usés, les plans de clivage peuvent disparaître et la distinction devient moins nette. Les feldspaths les plus transparents peuvent être confondus avec les quartz les plus opaques. La confusion est tout de même peu conséquente puisque les deux minéraux s'altèrent de façon semblable et à peu près à la même vitesse.

L'analyse morphoscopique des grains de quartz s'effectue selon deux facteurs : la forme et l'aspect. D'une part, la forme des grains se fait à partir d'une lecture qualitative effectuée grâce à un tableau de comparaison visuel (fig. 2.13, p. 63). Il s'agit d'une grille de référence basée sur la forme des particules selon une sphéricité connue. La chartre utilisée pour cette recherche est basée sur celle proposée par Powers (1953) et se divise en six catégories.

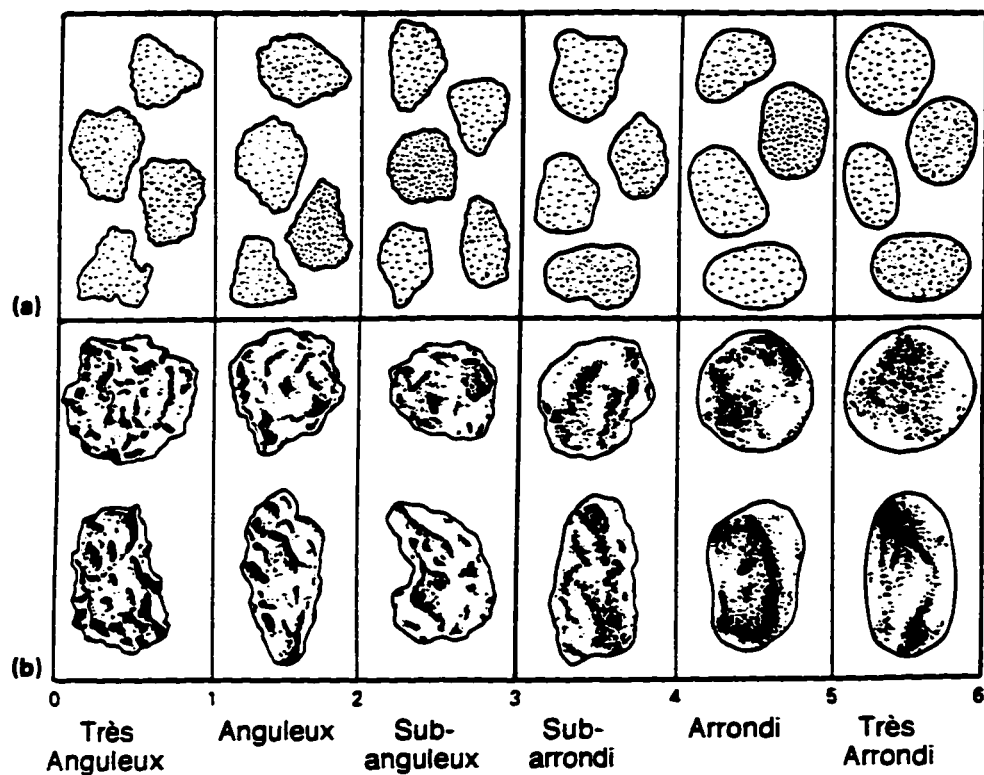


Figure 2.13 Charte visuelle pour l'estimation de la morphométrie des grains:
 a) silhouettes bi-dimensionnelles; b) dessins tri-dimensionnelles
 (d'après Powers, 1953 dans R. C. Lindholm, 1987).

D'autre part, l'aspect des grains de quartz est basé sur une observation, elle aussi qualitative, de l'état de la surface sans égard à la forme. Dans cette recherche, nous avons retenu deux catégories distinctes d'aspect : mat et luisant. Par contre, étant donné que la détermination de ce paramètre est très difficile à faire vu les grandes nuances qu'il peut y avoir, une troisième catégorie, dite intermédiaire a été ajoutée. L'aspect mat qualifie les grains qui apparaissent comme dépoli en surface et qui ne réfléchissent pas la lumière en un seul point. Au contraire, l'aspect luisant est attribué aux grains qui sont polis, brillants et qui réfléchissent la lumière de façon ponctuelle. La catégorie intermédiaire est donc réservée aux grains qui ne sont ni tout à fait brillants, ni tout à fait ternes, qui peuvent être parsemés de petites irrégularités ou qui sont très difficiles à différencier (J. Tricart, 1965). Cette catégorie est également désignée par certains auteurs sous le vocable de picotée.

Les résultats sont compilés de façon statistique pour faire ressortir les caractéristiques typiques des échantillons. Les graphiques des résultats des analyses morphologiques et morphoscopiques sont construits selon deux modes différents de représentation. Pour montrer les caractéristiques morphologiques de la portion grossière, nous optons pour des graphiques mettant en relation le caractère morphologique de l'échantillon et sa localisation. Ainsi, ils peuvent être comparés aux données sédimentologiques des galets. Pour la partie sableuse des échantillons, les données morphoscopiques et morphologiques sont représentées séparément à l'aide de graphiques à colonne et peuvent être comparées aux données de sédimentologie.

Afin d'avoir une évaluation qualitative et quantitative plus précise des grains qui constituent les échantillons, nous avons également traité ces derniers au microscope à balayage électronique. Nous avons obtenu ainsi une série de cliché

qui représente bien chaque site analysé en granulométrie (voir annexe B, p. 158). Grâce à ces photographies, nous avons pu vérifier les mesures morphométriques et morphoscopiques effectuées au binoculaire. En effet, à partir des photographies des grains de quartz, nous avons effectué les mesures de la même façon que pour les galets; soit en mesurant la longueur du plus grand axe (a) et le rayon de courbure de l'arrête la plus prononcée (r). Par la suite, nous avons pu calculer un indice d'arrondissement pour chacun que nous avons comparé avec les résultats de l'analyse qualitative.

2.3.2.2 analyse granulométrique

L'analyse granulométrique fait partie aussi des méthodes sédimentologiques. Elle se consacre non seulement à la mesure de la taille des particules d'un échantillon, mais également à la représentation de ces mesures. Elle introduit également l'étude statistique puisqu'elle compare la dimension des particules à travers un échantillon. Les analyses granulométriques se présentent donc sous trois aspects qui seront décrits en détail : la mesure granulométrique proprement dite, la représentation graphique des résultats et le calcul des paramètres statistiques reliés à la granulométrie.

Les méthodes d'analyse granulométrique varient en fonction de la grosseur des particules à mesurer. Dans notre étude, nous utilisons deux méthodes différentes puisque nous nous intéressons à deux ordres de grandeur. Pour la partie la plus grossière des échantillons, soit les galets, les mesures des différents paramètres de taille se sont effectuées directement sur le terrain. En effet, les trois axes principaux (a, b, et c) des galets échantillonnés sont mesurés à l'aide de règles. En plus de servir à l'établissement de la granulométrie de la partie

grossière, ces paramètres servent également dans les analyses morphométriques des galets.

La partie sableuse, soit de $60\ \mu$ à 20 mm, est, pour sa part, soumise à la méthode par tamisage mécanique. Cette méthode est basée sur l'emploi de tamis et convient pour des dimensions de particules allant de 25-40 μ à 20 mm ou plus (A. Rivière, 1977). Les éléments fins des échantillons constituent sans aucun doute la partie la plus importante de l'analyse granulométrique. Les limons et les argiles n'ont pas été étudiés car il n'est pas certain que leur origine soit glacio-lacustre; ces sédiments pourraient être en effet d'origine éolienne ou associé à la dynamique des versants.

Il est rare que les échantillons sableux puissent être traités directement sans avoir subi de traitements au préalable. Nos échantillons n'échappent pas à la règle. Le but de ces pré-traitements est d'isoler les particules détritiques insolubles qui font l'objet de l'étude en éliminant le reste. La première étape est le séchage des échantillons. La plupart des échantillons ont subi un premier séchage rudimentaire lors de la campagne de terrain. Ceci afin de limiter l'excès de poids lors du transport des échantillons de la région d'étude au lieu d'analyse. Malgré cette première étape, les échantillons ont tout de même séjourné de 24 à 48 heures dans un four à une température constante de 125°C, afin que toute trace d'humidité soit éliminée.

Après avoir démantelé les agrégats qui auraient pu se former lors du séchage, une autre étape est considérée : l'élimination des matières organiques. Étant donné que les échantillons sont très peu riches en matière organique nous avons opté pour une méthode d'épuration simple. Les particules organiques ont été éliminées par tri manuel à l'oeil nu ou avec l'aide d'un binoculaire. L'utilisation

de récipients en matière plastique a également contribué à faciliter la tâche puisque la statique créée par le frottement des particules sur le récipient de plastique entraîne la plupart des particules organiques très fines vers la périphérie intérieure du contenant. Il est simple par la suite de les éliminer.

La prochaine étape consiste à faire passer chaque échantillon à tour de rôle dans un séparateur mécanique. Cette étape s'avère essentielle puisqu'elle réduit les effets du transport et des différents transferts auxquels les échantillons sont soumis. En effet, lors du transport du matériel, les particules se distribuent de telle sorte que les plus fines se concentrent au fond des contenants. Par conséquent, lors des «transvidages», les particules plus fines se retrouvent sur le dessus. Or, en passant l'échantillon dans le séparateur mécanique, les particules peuvent se redistribuer plus librement dans tout l'échantillon. Étant donné que les analyses granulométriques servent à caractériser les échantillons sableux des plages sans égard à leurs dispositions in situ, l'étape de redistribution du matériel est essentiel pour rendre ces échantillons plus représentatifs.

Selon les normes de l'American Society for Testing Materials (A.S.T.M.) (P. Larochelle, 1988), les échantillons traités doivent avoir une masse de 500 à 5000 grammes et subir un tamisage d'environ 15 minutes. D'autres auteurs suggèrent au contraire un poids bien inférieur, soit d'environ 50 grammes, tout en conservant un temps de tamisage de 10 à 15 minutes (A. Rivière, 1977). Compte tenu de certains facteurs tels que la limite de poids du matériel à transporter et la faible quantité de matériel disponible pour certains sites, nous avons opté pour des masses moyennes variant de 110 à 135 grammes tout en gardant le temps de tamisage à 15 minutes. De plus, puisque les résultats s'expriment en pourcentage, nous trouvons qu'il est important de débiter l'expérience avec un poids supérieur à 100 grammes, afin d'être plus significatif.

Dans le but d'obtenir une bonne représentation de la partie sableuse de chaque échantillon (de $60\ \mu$ à 20 mm), l'étape du tamisage s'est fait à partir d'une série d'onze tamis métalliques dont le diamètre des mailles s'échelonne de 20 millimètres à 53 microns (-1,0 à 4,25 phi). Selon la série de tamis normalisés, la colonne devrait comporter dix-neuf tamis. Par contre, un pré-traitement des échantillons sur le terrain a éliminé le besoin d'utiliser les tamis supérieurs à 20 millimètres. De même, les tamis inférieurs à 53 microns n'ont pas été utilisés puisque la partie la plus fine des échantillons, soit les silts et les argiles, ne sont pas des points d'intérêt pour l'étude.

Après avoir pesé chaque échantillon, il fut placé dans le tamis supérieur de la colonne. Puis, celle-ci fut insérée dans la tamiseuse rotative. Cette machine sert à secouer l'échantillon à l'aide d'un frappeur qui donne des coups périodiquement à la base de la colonne. Le tout poursuit également un mouvement rotatif selon un plan horizontal. Après la période de tamisage de quinze minutes, chaque tamis est séparé et le contenu de chacun soigneusement pesé en prenant soin de récupérer le plus de matériel possible dans les tamis à mailles très fines.

Nous avons obtenu une masse de matériel pour chaque tamis. Par la suite, le poids relatif par rapport au total de l'échantillon a été calculé, ce qui a donné une répartition granulométrique sous forme de pourcentage, selon différents diamètres de particules. Les résultats sont présentés sous forme de courbes granulométriques regroupées pour les échantillons d'un même site ou de sites avoisinants. Ainsi, les comparaisons peuvent se faire plus facilement.

Le choix de la représentation graphique s'est arrêté sur les courbes cumulatives puisqu'à la différence des histogrammes, elles ne sont pas trop influencées par les différences d'espacement des mailles des tamis utilisés; la

courbe est en fait tracée par interpolation (J. Tricart, 1965). En abscisse, on retrouve le pourcentage cumulatif du poids de matériel recueilli pour chaque tamis et en ordonnée, on place les différentes grandeurs de tamis selon l'échelle des phi (ϕ). Le choix de l'échelle des phi (ϕ) est justifié du fait qu'il permet une représentation semi-logarithmique sans transformation au préalable et les indices statistiques sont plus facilement calculés.

À partir des ces courbes granulométriques, plusieurs paramètres statistiques sont calculés afin de décrire plus en détail la distribution des échantillons. Les résultats de ces indices ainsi que leurs formules mathématiques complètes sont présentés à même les courbes granulométriques au chapitre 5. Le premier indice utile est la moyenne arithmétique qui représente la tendance centrale de la distribution. Plus précise que la médiane, parce qu'elle tient compte du poids réel de chaque valeur de la distribution, la moyenne localise le «poids» du point central de la courbe granulométrique. Elle est donc l'estimation du grain typique de l'échantillon. La moyenne représente par contre, une valeur conceptuelle qui peut ou ne peut représenter la réalité. Elle contribue néanmoins à la description de la distribution et par le fait même à l'analyse. Elle est surtout utile dans la comparaison entre les différents sites d'échantillonnage.

L'indice de classement de Trask (sorting index) mesure, pour sa part, la dispersion de l'échantillon ou son tri. Cette mesure est directement reliée à la capacité de transport de l'agent d'érosion et à sa capacité de triage. Le processus de classement est très efficace dans certains environnements tels que les plages ou les dunes, mais inefficace dans d'autres tels que dans les tills glaciaires. L'indice de classement est donc utile pour obtenir une image de l'environnement lacustre lors de l'édification des plages.

Le troisième paramètre utilisé dans l'analyse granulométrique est le coefficient d'asymétrie (skewness index). Cet indice évalue la déviation de la courbe; c'est-à-dire qu'il montre «l'anomalie» de la distribution. Cette anomalie apparaît dans la courbe granulométrique comme une tendance à l'asymétrie. Plus la courbe est asymétrique, plus la distribution est irrégulière. Une distribution composée en majeure partie de matériel fin est représentée par une asymétrie positive, tandis qu'une asymétrie négative démontre que la distribution est faite de matériel plus grossier. Par conséquent, une distribution d'asymétrie positive est composée de plus de particules fines que dans une distribution normale et celle d'asymétrie négative est composée de matériel plus grossier. Une fois de plus, ce paramètre aide à retracer l'environnement immédiat des plages.

Enfin, le coefficient d'acuité (Kurtosis index), plus abstrait que celui de tri, sert à mesurer le caractère aigu ou l'intensité de la distribution. Si la distribution apparaît plus plane qu'une distribution normale, elle est décrite comme étant platykurtique. Si par contre elle est plus prononcée ou plus à pic, elle est nommée leptokurtique. Une distribution normale est appelée mesokurtique. Ce paramètre est en étroite relation avec le tri et le degré d'asymétrie de la courbe. Un sédiment pauvrement trié a tendance à avoir une distribution relativement plane. De la même façon, un sédiment bien trié a une distribution plus prononcée, en ce qui a trait à son acuité, que la courbe d'une distribution normale. Ce paramètre est donc complémentaire aux autres indices ci hauts mentionnés, mais tout aussi important puisqu'il peut servir à indiquer le niveau d'énergie des vagues dans un environnement littoral (W. F. Tanner, 1992). Il sera donc très utile dans l'interprétation du paléo-environnement de la région à l'étude.

2.4 Limitations de ces méthodes et techniques

Le but de cette section est de prendre conscience des limites des méthodes utilisées et de bien cerner leurs portées. Nous procéderons dans le même ordre que la première partie et exposerons de façon critique ces limitations.

2.4.1 choix des sites d'échantillonnage

Le choix s'est fait de façon à être le plus représentatif possible, compte tenu des moyens accessibles et des limites rencontrées dans la logistique. La partie orientale de la plaine par exemple, plus particulièrement le secteur sud-est, est sous représentée en terme de site d'échantillonnage. Les heures de transport par hélicoptère étant limitées, ce secteur ne put être échantillonné aussi efficacement que les autres. Par contre, la couverture de photos aériennes peut palier à cette situation. De plus, le manque de données sur les caractéristiques sédimentologiques du matériel de ce secteur n'enlève rien à l'interprétation des sédiments des autres sites. Évidemment, ces informations auraient contribué à enrichir la connaissance de la plaine, mais il n'en demeure pas moins que les autres données collectées restent valables et que leur interprétation est tout à fait pertinente.

Pour ce qui est du mont King Edward, nous pensons que l'échantillonnage est bien représenté puisque de nombreuses prises d'échantillons ont été effectuées. Ces dernières contribuent à mettre en valeur les variations en altitude et longitudinales du site.

2.4.2 analyse calcimétrique

En ce qui concerne l'analyse calcimétrique, nous avons tenu compte de la teneur totale en carbonates des échantillons sans différenciation entre la calcite et la dolomite. Ceci, afin d'éviter des erreurs d'estimation qui semblent arriver fréquemment lorsque la mesure de la teneur en carbonates se fait de façon séparée pour les deux minéraux comme le rapporte J. Locat et M.-A. Bérubé (1986). La mesure de la teneur totale en carbonates des échantillons est suffisante pour obtenir des informations pertinentes sur la plaine d'Old Crow.

2.4.3 analyse pétrographique

Bien que nous ayons tenté de simplifier l'analyse pétrographique, il demeure que les informations recueillies sont tout de même intéressantes. En effet, le choix de la division des lithologies en quatre catégories élémentaires semble peut-être restreint. Par contre, puisqu'il n'existe pas de carte géologique détaillée de la région à l'étude, nous estimons que l'analyse est suffisante pour obtenir des informations nécessaires en ce qui a trait à l'origine du matériel des paléoplages.

2.4.4 méthodes sédimentologiques

Nous pensons que l'utilisation des méthodes sédimentologiques exposées plus haut est suffisante dans le cadre de la recherche. En effet, un des objectifs principaux de la recherche est d'analyser le matériel sableux et graveleux des plages et celui-ci semble être atteint. Nous sommes toutefois conscient de certaines limites que peuvent nous imposer ce choix de méthodes.

Lors de l'analyse morphométrique sur la partie fine des échantillons, plusieurs précautions ont été suivies à toutes les étapes. L'utilisation du bain

ultrasonique pour le lavage des échantillons de sable peut paraître un moyen trop draconien pour certaines personnes. Mais, nous considérons que le temps de trempage n'est pas suffisant pour briser les grains de quartz qui servent à l'analyse. Les grains utilisés pour l'analyse sont en effet de dureté suffisamment grande pour justifier l'emploi de ce moyen. De plus, nous utilisons des échantillons déjà triés par le tamisage granulométrique; les grains étudiés sont donc tous de même dimension à travers l'échantillon. S'il arrive que quelques grains soient brisés dans l'étape du lavage, ils seraient facilement identifiés au binoculaire et immédiatement rejetés de l'analyse.

La fatigue oculaire est un autre facteur à considérer et le comptage de plus de trente grains par échantillons peut provoquer une telle fatigue (A. Cailleux et J. Tricart, 1963). Comme le nombre des grains comptés pour chaque échantillon dépasse ce chiffre, il a fallu prendre des précautions supplémentaires à savoir l'espacement des comptages et l'emploi d'un barème de morphoscopie et de morphologie des grains.

Bien que nous ayons évité les erreurs d'interprétation sur la taille des grains en faisant toujours nous-mêmes l'identification et en prenant deux tailles bien définies par la granulométrie, il reste que l'interprétation des types de morphologie et de morphoscopie peut être très difficile à respecter même en utilisant la charte. Le but est d'avoir une vue d'ensemble des échantillons, non pas d'entrer dans les détails morphoscopiques des échantillons entre eux.

Même si plusieurs précautions ont été prises pour différencier les grains de quartz des autres minéraux, il est possible que nous ayons fait des erreurs de jugement sur la lithologie des grains. L'erreur d'interprétation la plus probable se situe au niveau de la similitude frappante entre le quartz et le feldspath. Par contre,

étant donné que la forme et la vitesse d'altération sont à peu près semblables pour les deux minéraux, cette confusion a peu de conséquences graves pour ce qui est de l'interprétation des résultats.

Pour ce qui est des mesures morphométriques effectuées sur le terrain pour la partie grossière des échantillons; il semble qu'elles ont été suffisantes pour bien représenter la réalité. Le nombre de mesures à chaque site et la rigueur scientifique ont été des critères essentiels à respecter lors des analyses. Chaque site d'échantillonnage compte plus de 80 galets, ce qui facilite les analyses statistiques. Dans la mesure du possible, les personnes désignées pour prendre les informations avaient toujours les mêmes mesures à effectuer, soit la détermination des trois axes principaux ou la mesure du rayon de courbure.

L'analyse granulométrique a nécessité une préparation des échantillons que nous avons exposé en détail. Les différentes manipulations lors de ce pré-traitement, que ce soit dans l'étape du séchage, de l'épuration des matières organiques ou dans la séparation du matériel, ont peut être contribué à éliminer les particules les plus fines des échantillons. Par contre, l'accent étant mis sur les graviers et les sables, nous estimons que les échantillons préparés sont assez représentatifs pour l'étude. Le fait d'avoir utilisé une série de tamis qui ne suit pas une progression linéaire, peut apporter une difficulté supplémentaire dans la représentation graphique. Par contre, en choisissant d'exprimer les résultats selon des courbes de pourcentage cumulatif et en se servant de l'échelle des phi (ϕ) en abscisse, l'extrapolation pallie à la situation.

CHAPITRE 3 - ORIGINE DU MATÉRIEL DES PLAGES

Le but de ce chapitre est de répondre à la question suivante: d'où provient les sables et les galets qui composent les paléoplages du lac Old Crow? Sont-ils issus d'un matériel local ou proviennent-ils de plus loin; transportés par les cours d'eau qui se déversent dans la plaine d'Old Crow, puis dispersés par les dérives littorales?

Afin de répondre à ces questions, nous faisons appel aux résultats des analyses calcimétriques et pétrographiques. Nous présentons tout d'abord les résultats de façon schématique, puis nous poursuivons par l'interprétation de ces résultats dans un contexte régional.

3.1 Résultats de l'analyse calcimétrique

L'analyse calcimétrique a été effectuée sur des échantillons issus des diverses plages à l'étude. Tout comme les analyses pétrographiques qui suivent, ces résultats donnent un indice quant à la provenance du matériel qui compose les plages du complexe d'Old Crow. Les résultats sont présentés sous forme de diagramme en pointe de tarte (fig. 3.1, p. 76). Ils peuvent être replacés dans un contexte régional en se rapportant à la figure 2.1, en page 34.

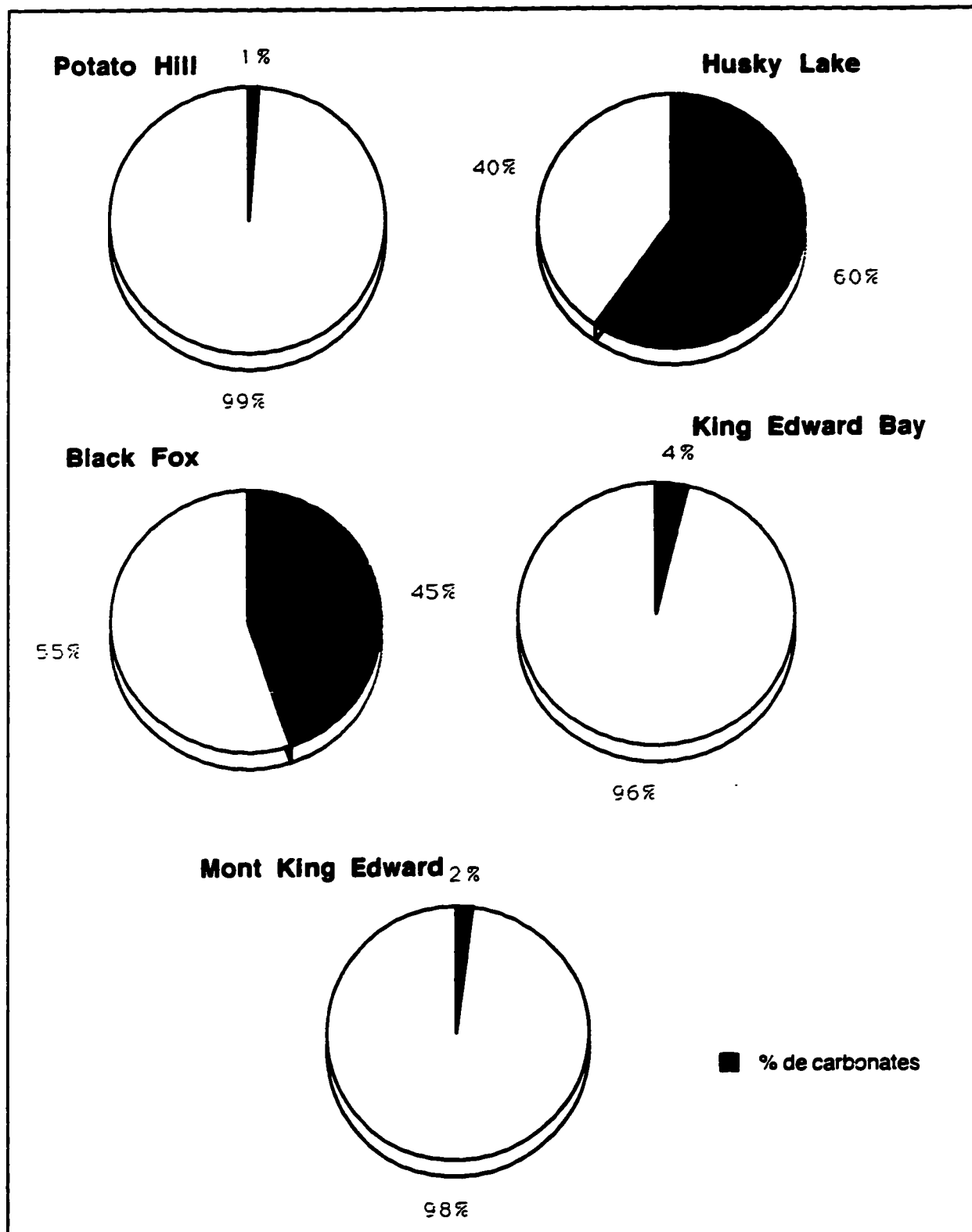


Figure 3.1 Calcimétrie des sables des paléoplages de la plaine d'Old Crow.

Les sites de Husky Lake et de Black Fox Creek sont les deux sites où la concentration en carbonates dans les sédiments fins est la plus élevée. En se référant à la carte géologique de la région (D. K. Norris, 1977) et à la figure 1.8, p.19, l'explication de ce fait est facilement identifiable. En effet, les massifs rocheux situés au nord-est de la plaine sont constitués d'une grande part de carbonates. L'anticlinal de Black Fox, composé de calcaires et de quartzites, et les massifs calcaires et dolomitiques de l'époque du Crétacé situés juste au nord de ce dernier, sont la source de l'alimentation en sédiments des plages du secteur nord de la plaine.

Les autres sites, pour leur part, connaissent des teneurs en calcite et dolomie très peu significatives. Les grandes formations de roches carbonatées du nord de la plaine ne contribuent pas cette fois à l'alimentation des plages du secteur ouest ou sud-ouest. L'édification de ces plages se fait tout probablement à partir de matériaux du substrat rocheux avoisinant qui, d'après la référence géologique, ne contient pas de carbonates. Cette conclusion est également soutenue par les résultats des analyses pétrographiques.

3.2 Résultats de l'analyse pétrographique

Les analyses ont été effectuées sur la partie sableuse des échantillons du site du mont King Edward et sur la partie grossière des échantillons répartis tout autour de la plaine d'Old Crow. Pour la partie sableuse, l'identification des minéraux s'est faite selon quatre catégories décrites dans le chapitre précédent et en simultané avec les analyses morphoscopiques au binoculaire. Les résultats pour la partie grossière, soit les galets, proviennent d'analyse qualitative d'identification du matériel sur cinq sites d'échantillons répartis tout autour de la plaine. Les analyses ont été faites sur les galets de 2 cm de diamètre et regroupés selon quatre catégories expliquées également dans le chapitre de méthodologie. La représentation des

résultats est faite à l'aide de diagramme en pointe de tarte qui facilite l'interprétation et la comparaison entre les deux tailles de sédiment (fig. 3.2 et 3.3, p. 79 et 81).

3.2.1 sur les sables

La plus grande partie du matériel pour tous les échantillons est sans nul doute le groupe des silicates. En effet, les quartz et les feldspaths constituent la majeure partie de la lithologie des sables de la plaine. En fait, ces minéraux viennent directement de la décomposition des éléments plus grossiers et nous verrons que la lithologie des galets et la morphoscopie des grains rendent compte du même phénomène. Les silicates que l'on retrouve dans ces sables proviennent donc des roches cristallines qui composent la majeure partie du matériel des paléoplages de la plaine.

Le site de Black Fox est celui qui contient la plus grande proportion de minéraux carbonatés à travers toute la plaine. De la même façon, les résultats pétrographiques de la partie grossière et de l'analyse calcimétrique de ce site révèlent une très forte concentration en éléments carbonatés. Les sites de King Edward Bay et de Husky Lake comportent une portion importante d'éclats de schistes et ce phénomène se vérifie lorsqu'on compare avec les graphiques pétrographiques des galets. Les pourcentages de roches non-carbonatées (catégorie réservée aux schistes) sont en effet assez considérables pour ces deux sites.

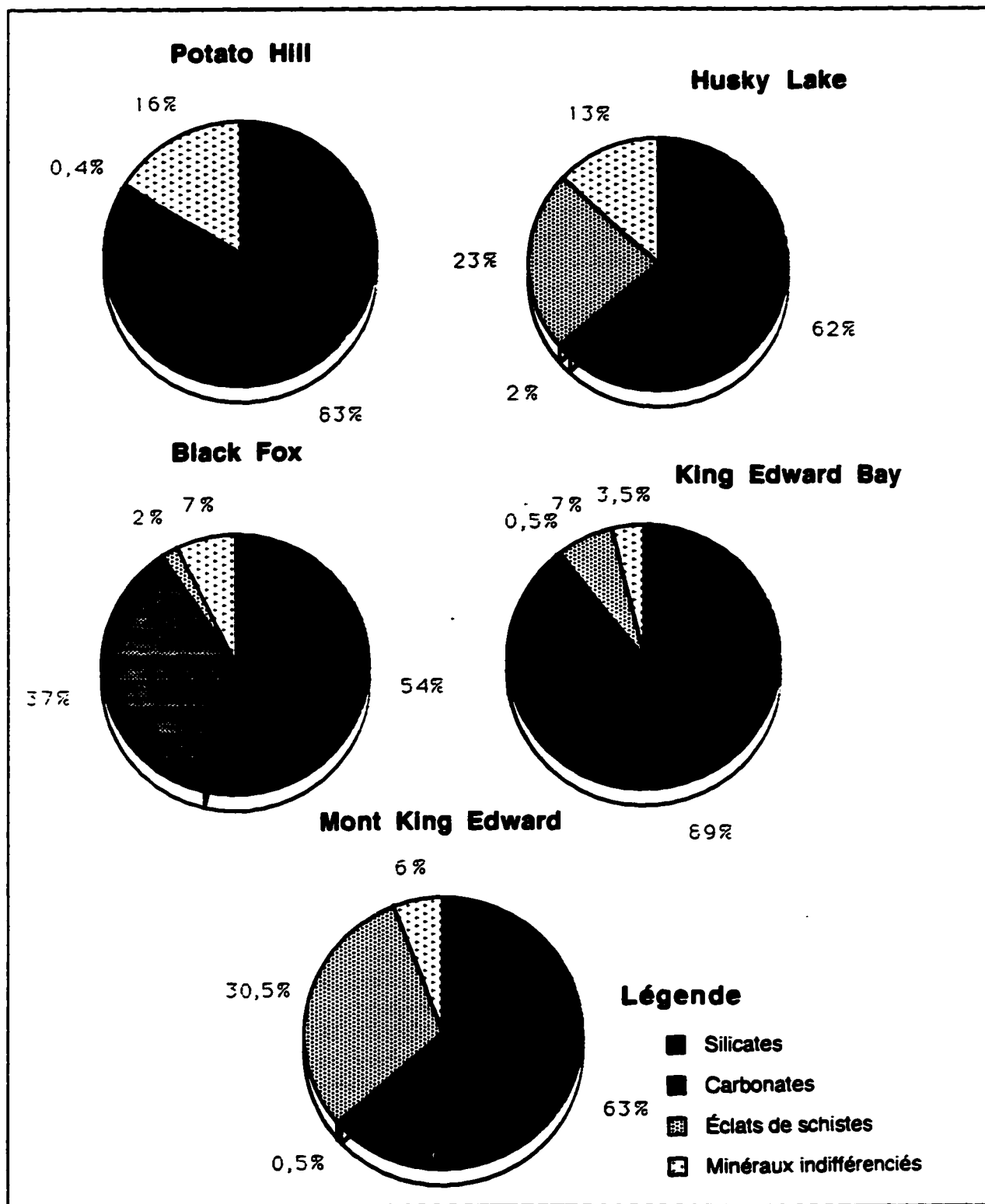


Figure 3.2 Lithologie des sables des paléoplages de la plaine d'Old Crow.

3.2.2 sur les galets

Une des premières constatations est la pauvreté de la diversité lithologique. Ceci indique donc que le matériel ne provient pas de tellement plus loin que les grandes formations situées autour de la plaine. En effet, pour les sites de Potato Hill, King Edward Bay et mont King Edward, les deux seules lithologies représentées, soit les roches cristallines (les quartzites et les grès quartzeux) et les roches non carbonatées (les schistes), correspondent à la lithologie du substrat rocheux avoisinant.

Les échantillons récoltés à Husky Lake et aux deux sites de Black Fox ont pour leur part, une plus grande diversité de matériel. En plus des roches cristallines et non-carbonatées, ces sites présentent un bon pourcentage de roches carbonatées. Cette catégorie englobe les calcaires, les argilites et les calcaires dolomitiques. À ces endroits, il n'est pas rare de retrouver également des croûtes de carbonates recouvrant les galets cristallins. Le matériel sableux de Black Fox tel que représenté sur le graphique lithologique des grains de quartz dénote lui aussi de la présence des carbonates en plus grande quantité à cet endroit. On retrouve également une portion importante de galets appartenant à la catégorie des roches indifférenciées qui concorde avec le pourcentage notable de minéraux indifférenciés dans les sables au site de Husky Lake.

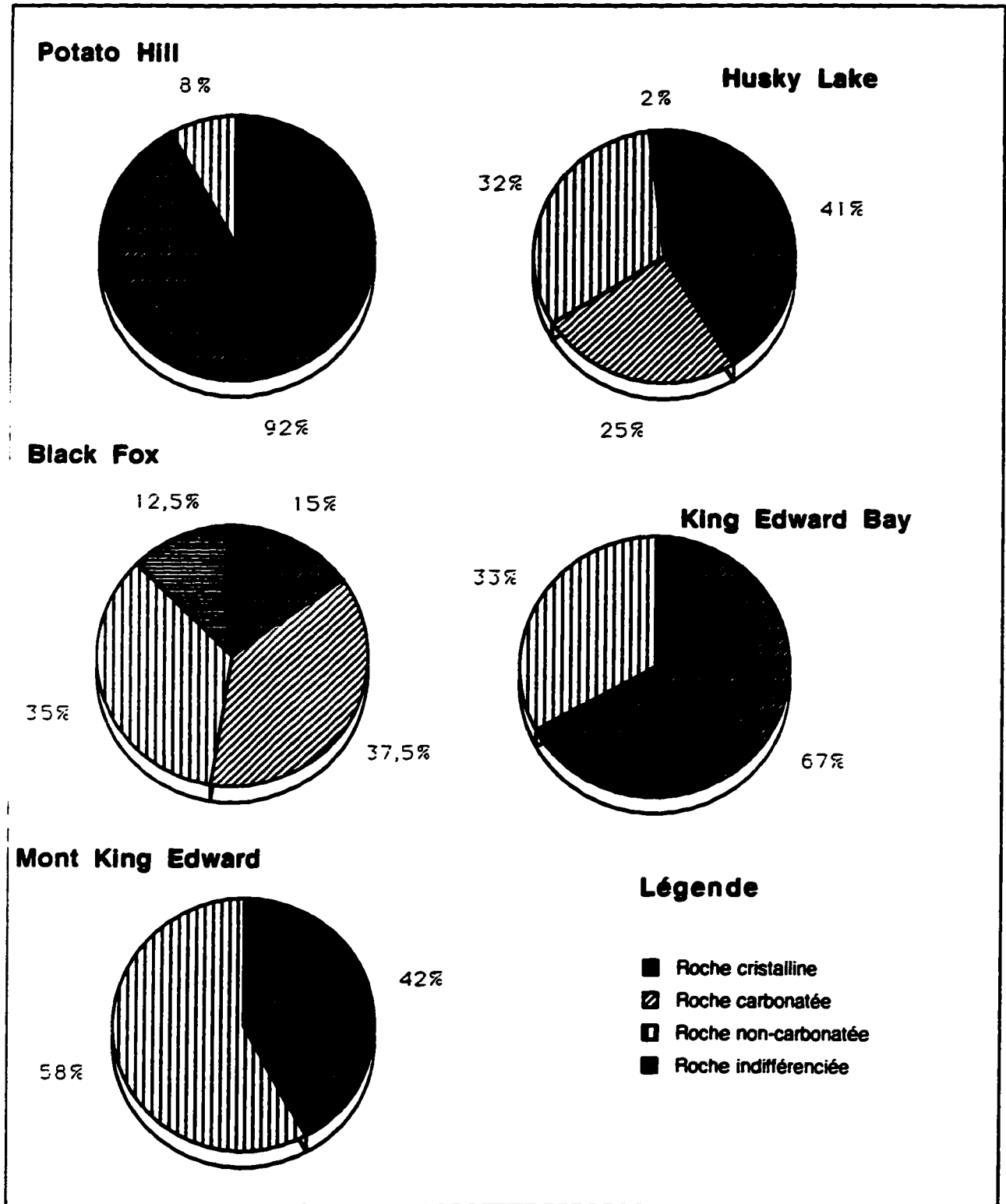


Figure 3.3 Lithologie des galets des paléoplages de la plaine d'Old Crow.

Les différentes informations recueillies par les analyses pétrographiques combinées à l'analyse calcimétrique des mêmes échantillons montrent que les sites de Black Fox et de Husky Lake sont composés de matériel plus diversifiés que les sites de l'ouest et du sud de la plaine. Cette plus grande variété laisse supposer que le matériel vient de plus loin que les sites voisins. Un transport fluvial important en provenance de la chaîne des monts Barn située au nord-est de la plaine d'Old Crow peut expliquer la forte concentration en roches carbonatées et la plus grande diversité du matériel sédimentaire dans cette zone. Mais, au total, la majorité du matériel qui compose les plages de la plaine reste d'origine locale.

Il est important cependant de spécifier qu'il aurait fallu une étude plus spécifique pour établir les différences des minéraux lourds indifférenciés et arriver à des conclusions plus solides quant à l'origine du matériel. Pour ce qui est des roches indifférenciées, elles proviennent sûrement des massifs des monts Barn et British où il y a présence de conglomérats de roches métavolcaniques et métasédimentaires. Ici aussi une étude plus approfondie aurait été idéale pour en trouver l'origine exacte, mais impossible dans le cadre de cette recherche. Néanmoins, ce qui importe c'est l'évidence qu'il n'y a pas de roches qui paraissent provenir du Bouclier Canadien, ce qui limite la possibilité d'un déversement d'eau glaciaire en provenance de l'inlandsis laurentidien.

CHAPITRE 4 - MORPHOSCOPIE DES SABLES ET DES GALETS

Ce chapitre se consacre à une partie importante de l'analyse sédimentologique du matériel des plages de la plaine Old Crow. En effet, les résultats des analyses morphométriques et morphoscopiques exposés dans ce prochain chapitre permettent de mieux caractériser le matériel des plages de l'étude.

Il est peut être nécessaire tout d'abord de rappeler la différence entre la morphoscopie et la morphométrie. La morphométrie mesure la forme des différents éléments d'un sédiment tandis que la morphoscopie englobe non seulement la mesure de la forme, mais également l'évaluation de l'état de la surface des éléments.

4.1 Morphoscopie des sables

Tel que mentionné dans le chapitre de méthodologie, les mesures de l'aspect et de la forme sont effectuées sur les grains de quartz des échantillons traités pour la granulométrie. Même en prenant plusieurs précautions, ces mesures sont très difficiles à effectuer et les erreurs d'interprétation peuvent se présenter. La représentation graphique des résultats est elle aussi délicate à réaliser. Afin de bien représenter les résultats des analyses morphoscopiques des sables, les différents paramètres mesurés, soit la forme (anguleux, sub-anguleux, arrondis, sub-arrondis) et l'aspect (mat, luisant), sont présentés individuellement.

Nous avons utiliser six catégories différentes pour caractériser la forme des grains et trois pour l'aspect; soit mat, luisant et intermédiaire. Ce choix a peut-être pour effet de rendre les résultats moins significatifs que prévus puisque la catégorie intermédiaire se partage les grains qui auraient pu être représentés par l'une des deux autres classes et ainsi rendre les résultats plus représentatifs. Cependant, l'analyse morphoscopique effectuée au microscope à balayage électronique peut pallier à ce manque en offrant la possibilité de visualiser sur photo l'aspect de certains grains types. Cette méthode amène aussi à vérifier certaines hypothèses telle que la présence de forme en «V» sur les grains de quartz qui dénote une action éolienne plus certaine.

4.1.1 forme des grains:

Nous avons choisi de représenter la morphologie des grains de quartz sous forme de graphique à colonne représentant les six catégories retenues lors de l'analyse (fig. 4.1, p. 85). Ces catégories sont basées sur une grille visuelle de comparaison proposée par Powers (fig. 2.13, p. 63) et représentant l'émoussé ou l'usure des grains. Les graphiques montrent le pourcentage de l'échantillon qui se retrouve dans chaque catégorie d'émoussé.

Puisque les analyses morphoscopiques ont été effectuées à partir des échantillons traités en granulométrie, nous avons une représentation à travers toute la plaine. De façon très générale, les particules sableuses des échantillons sont plutôt sub-anguleuses, et ce, pour tous les sites de la plaine. Par contre, un examen plus détaillé permet de constater que les sites localisés au nord et au nord-est de la plaine, soit les sites de Husky Lake et de Black Fox, comportent des sables un peu plus arrondis que les sites de l'ouest ou du sud-ouest. Ces constatations ne permettent cependant pas de conclure que l'énergie des vagues ou les dérives

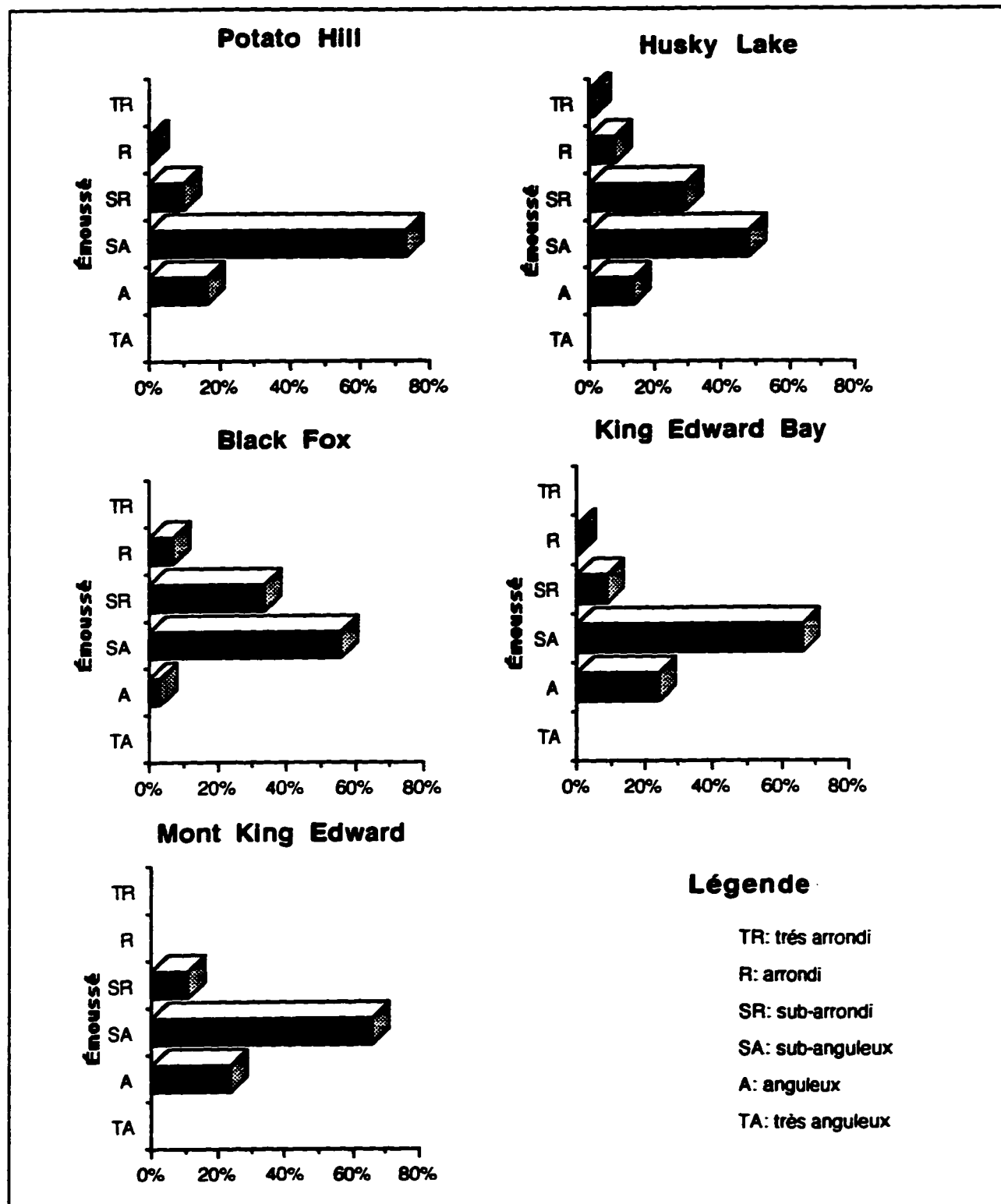


Figure 4.1 Forme des grains de quartz de la plaine d'Old Crow.

littorales, ont été plus longtemps actifs dans la portion nord et nord-est de la plaine d'Old Crow; il se pourrait qu'il s'agisse d'un émoussé acquis par le transport fluvial. On a vu dans le chapitre précédant que le matériel pouvait avoir été apporté en partie par les rivières.

Les sites de King Edward Bay et du mont King Edward, de même que ceux de Potato Hill sont composés, pour leur part, d'une portion plus importante de grains anguleux. On peut supposer que ces sédiments proviendraient des versants et seraient ainsi moins arrondis.

4.1.2 aspect des grains:

L'examen des graphiques de l'aspect des grains de quartz (fig. 4.2, p. 87) indique qu'en général la surface des grains semble dépolie. Les sites du nord de la plaine ont un pourcentage de grains mats plus important que ceux situés au sud-ouest. En effet, les échantillons de King Edward Bay montrent un pourcentage plus important de grains luisants par rapport aux autres sites. La proportion de grains mats est aussi plus faible au mont King Edward. Afin de tenter l'interprétation de ces caractéristiques, il nous faut d'abord décrire brièvement comment les différents environnements agissent sur l'aspect des grains de quartz.

L'aspect des grains de quartz peut non seulement donner un indice sur le faciès de déposition du sédiment, mais également donner une idée des agents qui ont pu l'affecter après sa déposition. Il est très difficile de distinguer à coup sûr entre le faciès marin et fluvial. Par contre, les sédiments déposés en milieu glaciaire et éolien présentent des caractéristiques plus typées et plus facilement reconnaissables.

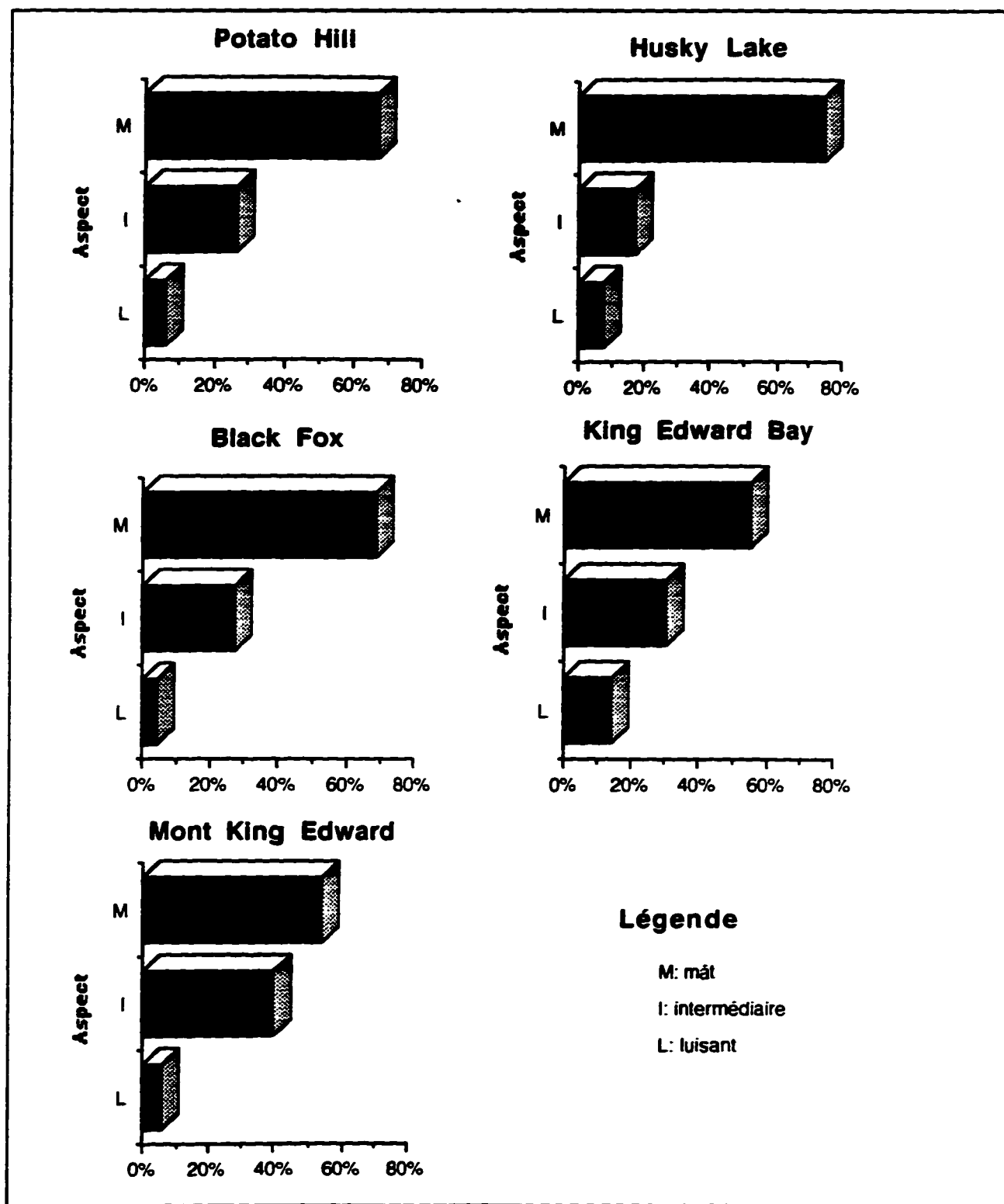


Figure 4.2 Aspect des grains de quartz de la plaine d'Old Crow.

En effet, l'aspect mat et dépoli des grains est associé le plus souvent à un faciès éolien. Quoique très long à acquérir, cet aspect est produit par suite de nombreux chocs des grains entre eux (commutation) et se présente sur les sables les plus grossiers; soit de plus de 0,7mm de diamètre (A. Vatan, 1967). L'origine éolienne n'est pas la seule possibilité. Certains auteurs associent plutôt l'aspect dépoli à une altération chimique (Kuenen, 1960 dans J. Tricart, 1965), à une cimentation de calcite (R. C. Lindholm, 1987), à l'action du gel (Walter, dans J. Tricart, 1965) ou à la présence d'écailles de silice.

4.1.3 exoscopie des grains:

La combinaison des caractéristiques morphométriques et morphologiques des grains constitue ce qu'on appelle l'exoscopie des grains. Pour mieux visualiser la forme et l'aspect des constituants des échantillons ainsi que pour corroborer l'analyse qualitative, nous avons procédé à des analyses au microscope à balayage électronique. La série de photographies (voir annexe B, p. 158) nous aide à résumer les caractéristiques exoscopiques de chaque échantillon.

Les caractéristiques des grains du site de Potato Hill à l'ouest de la plaine, se résument à une forme sub-anguleuse et un aspect entre mat et intermédiaire. Étant donné que les deux échantillons de cet endroit proviennent possiblement, tel que démontré au chapitre suivant dans les analyses granulométriques, de deux milieux de déposition différents; l'un de forte énergie, l'autre de faible énergie, ces caractères ne peuvent pas témoigner de façon précise de l'environnement au moment de l'accumulation. Par contre, la concentration de grains dans la portion sub-anguleuse, laisse supposer que l'énergie du milieu était somme toute assez importante à moins qu'elle ait été acquise de la source: l'examen d'une lame mince

des quartzites locales montre en effet que le matériel originel est sub-anguleux (fig. 4.3, p. 90).

Le site de Husky Lake au nord de la plaine possède, pour sa part, une proportion plus élevée de grains caractérisés par une forme plus arrondie. De plus, la granulométrie reflète un sable moyen, peu trié, déposé dans un milieu de moyenne énergie. Ces caractéristiques laissent supposer que l'activité éolienne a peut être eu un effet sur ce site après sa déposition initiale en milieu lacustre. Outre ce fait, il existe également un autre facteur important, soit la présence à travers l'échantillon analysé de carbonates, ce qui peut laisser croire à un matage des grains par la précipitation de calcite tel que commenté par certains auteurs.

Black Fox, situé à l'est de la plaine, possède lui aussi une certaine portion de grains de quartz sub-arrondis qui pourrait dénoter un milieu de déposition de moyenne à faible énergie comme pour les sites précédemment décrits. De plus, l'analyse granulométrique laisse supposer le même phénomène; un environnement de moyenne à faible énergie de vagues, tel que cité plus loin.

Contrairement aux sites du nord de la plaine, le site de King Edward Bay comporte une portion plus importante de grains qualifiée d'anguleux et une granulométrie plus grossière.

Enfin, le site plus amplement échantillonné du mont King Edward, ressemble au site de King Edward Bay en terme de résultats morphométriques et morphologiques. Ces observations, combinés aux résultats de granulométrie, montre que l'énergie de déposition était peut être plus faible que pour le site de King Edward Bay. En effet, la granulométrie plus calibrée au mont King Edward et sa proportion plus élevée de grains d'aspect intermédiaire par rapport au site de King Edward Bay confirme cette tendance.

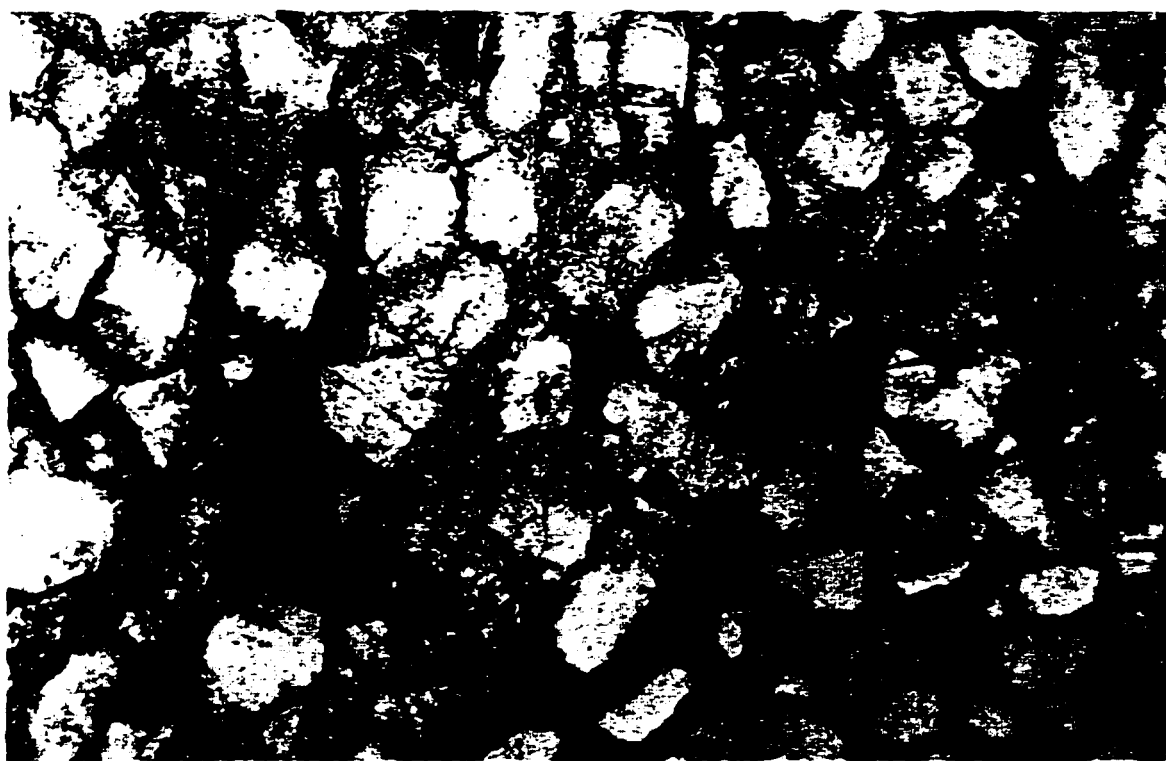


Figure 4.3 Lame mince d'une quartzite locale, Territoire du Yukon.

La comparaison des résultats exprimés sur les figures 4.1 et 4.2 (p. 85 et 87) combinés à la série de clichés provenant de l'analyse au microscope à balayage en annexe B montre que d'une plage à l'autre, il n'existe aucune différence significative. Les grains les plus abondants sont caractérisés par un aspect mat et une forme sub-anguleuse. L'aspect mat pourrait être provoqué par l'altération des grains et leur grand âge s'ils ont été faiblement remaniés par l'eau. Le caractère sub-anguleux est sûrement dû à un transport assez faible; on a noté, en effet, que le matériel avait surtout une origine locale.

4.2 Morphoscope des galets

Les analyses sur la portion grossière des échantillons se sont faites exclusivement lors de la campagne de terrain à l'été 1991. Bien différentes des analyses granulométriques et morphométriques en laboratoire, elles fournissent tout de même de bons indicateurs quant aux caractéristiques sédimentologiques des plages de la plaine d'Old Crow.

Les échantillons correspondent aux sites du complexe du mont King Edward. De la même façon que pour les résultats granulométriques des sables, les données obtenues à partir des analyses morphométriques des galets sont présentées à l'aide de deux graphiques; l'un représentant une variation altitudinale, l'autre une variation longitudinale. Par conséquent, les résultats des deux analyses peuvent être comparés entre eux. Ces graphiques mettent en relation les paramètres d'aplatissement et d'arrondissement des galets en relation avec un élément spatial; soit sa position longitudinale le long de la plage inférieure (fig. 4.4, p. 92), soit sa position altitudinale (fig. 4.5, p. 93).

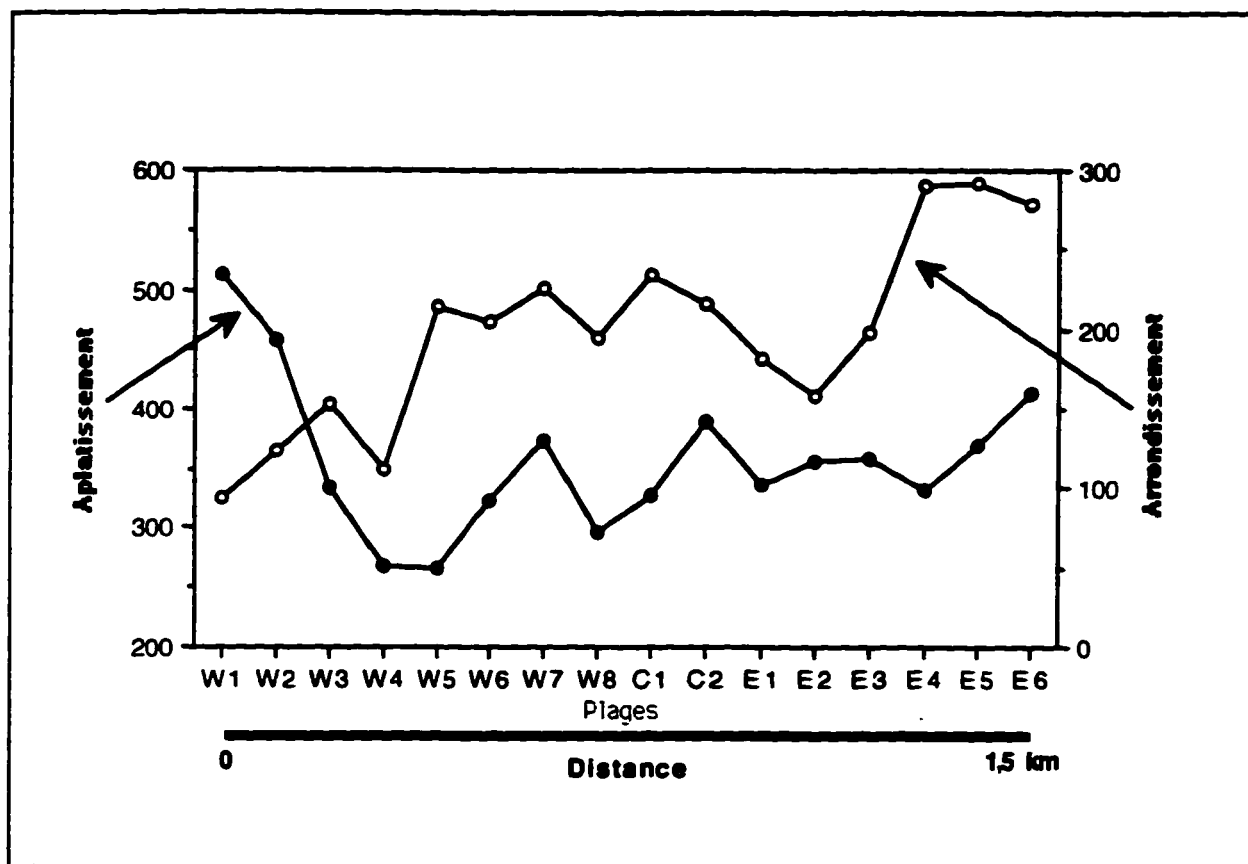


Figure 4.4 Morphométrie des galets du profil longitudinal, mont King Edward.

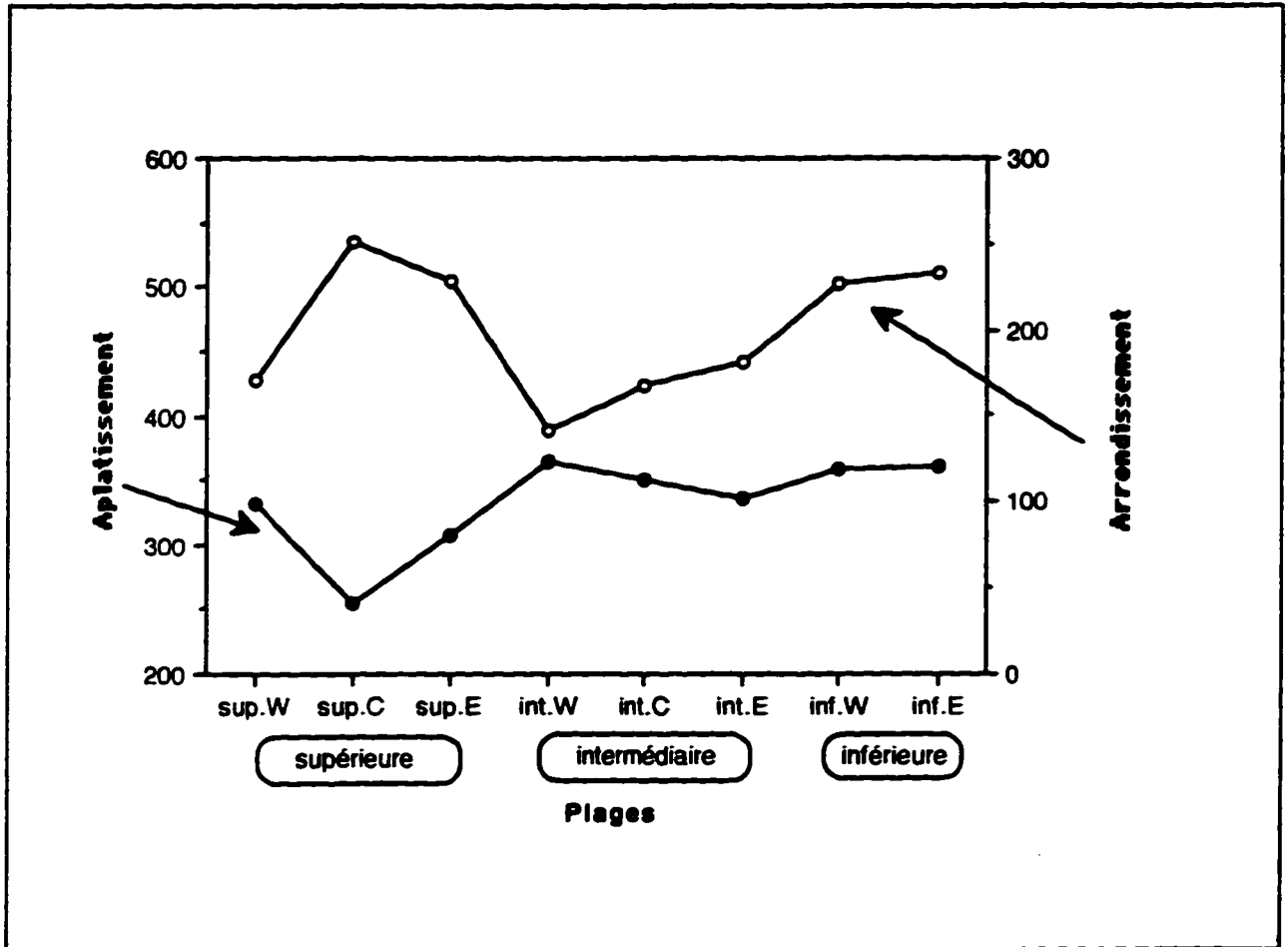


Figure 4.5 Morphométrie des galets du profil altitudinal, mont King Edward.

Le graphique du profil altitudinal montre que les plages supérieures et inférieures ont des galets dont les valeurs d'arrondissement sont semblables. Il existe une exception cependant pour la plage supérieure ouest (W) qui montre un indice d'arrondissement bas, semblable aux sites de la plage intermédiaire. Par contre, la tendance générale veut que les valeurs d'arrondissement des plages inférieures et supérieures soient un peu plus élevées que pour les sites de la crête intermédiaire. Autrement dit, les galets des plages supérieures et inférieures sont un peu plus émoussés que pour les sites de la plage intermédiaire. Ce fait laisse supposer que les facteurs environnants tels que les vagues ou les dérives littorales ont eu une action plus prolongée. L'indice d'aplatissement montre que les galets de la plage inférieure ont un aspect plus aplati. Au contraire, ceux de la plage supérieure ont tendance à être plus sphériques.

Le graphique du profil longitudinal montre la tendance qu'ont les sédiments à devenir plus arrondis lorsqu'on progresse vers l'est. L'indice d'aplatissement, pour sa part, montre que les sédiments sont en général plus plats vers l'est que vers l'ouest sauf pour les trois premiers sites à l'extrême ouest de la plage inférieure. Mais en somme, les résultats ne montrent que des galets en général peu émoussés. Cette caractéristique résulte surtout d'une influence de la gélifraction, ainsi que de la faiblesse et de la brièveté des vagues.

CHAPITRE 5 - GRANULOMÉTRIE DES SABLES ET DES GALETS

Le chapitre suivant traite exclusivement de l'analyse granulométrique des échantillons à l'étude et de la représentation des résultats obtenus. La granulométrie porte sur l'étude de la répartition et de la fréquence des différents éléments en fonction de leur taille. Une première partie présente les résultats et l'analyse des caractères granulométriques des sables et une seconde partie ceux de la partie grossière des échantillons, soit les galets. Le chapitre se termine par une tentative de corrélation entre les différentes analyses granulométriques pour mettre en évidence les grandes tendances à travers la plaine d'Old Crow.

5.1 Granulométrie des sables

Les analyses granulométriques sur les sables ont été effectuées sur 33 échantillons différents provenant de six sites répartis autour de la plaine d'Old Crow. Étant donné que l'organisation logistique de la campagne de terrain s'est fait avec des moyens restreints et dans des conditions atmosphériques difficiles, la plupart des sites visités par hélicoptère ont une représentation minimale, c'est-à-dire que seulement deux ou trois échantillons ont été analysés. Toutefois, il nous semblait important de s'attarder à un site en particulier afin de faire un échantillonnage plus serré. Le site du mont King Edward a été retenu pour atteindre cet objectif. Lors d'une reconnaissance de la plaine, nous avons en effet remarquer que ce site était

marqué par plusieurs crêtes de plages représentant les différents niveaux d'altitude. Ainsi, le mont King Edward offre des possibilités tant qu'à la cueillette de données en quantité suffisante pour effectuer des comparaisons longitudinales (le long d'une même plage) et altitudinales (selon les différents niveaux d'altitudes) des plages de la plaine. De cette façon, l'étude détaillée des échantillons du site du mont King Edward contribue à la réalisation de l'un des objectifs de départ: parvenir à déterminer les caractères sédimentologiques des paléoplages

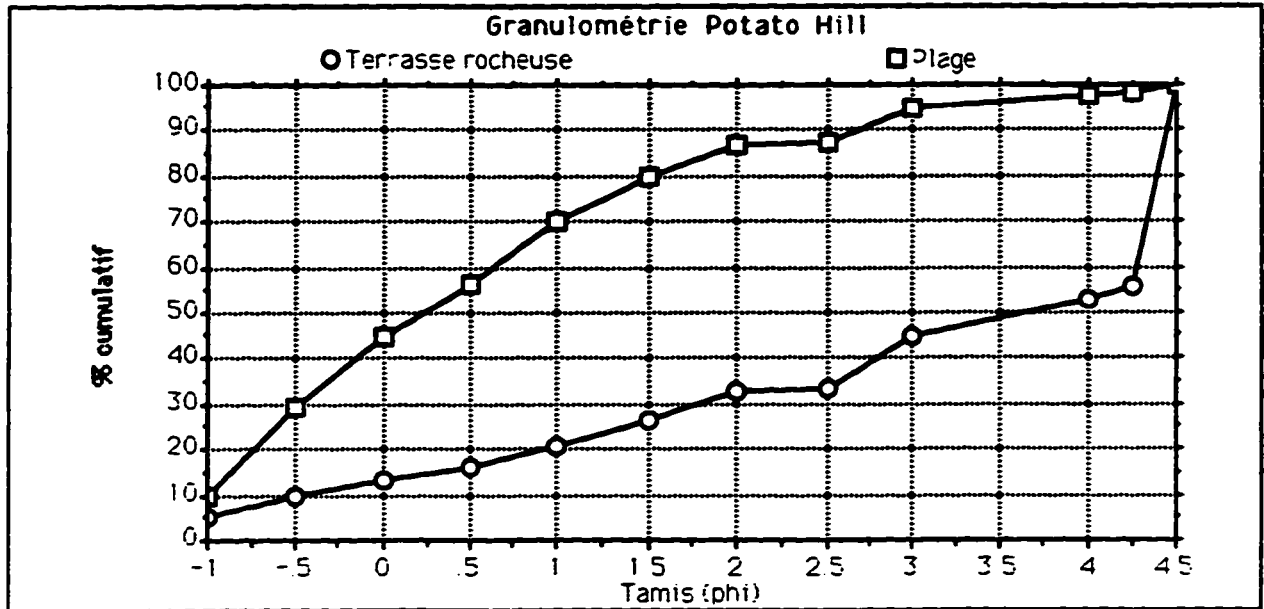
Les résultats sont présentés sous formes de courbes granulométriques regroupées selon leur site d'échantillonnage. Un tableau de données statistiques accompagne chaque graphique. Ce dernier a pour but de présenter les résultats des indices statistiques calculés à partir de chaque courbe, ainsi que l'altitude du site d'échantillonnage.

Il est à noter que pour certaines courbes granulométriques, la section des particules grossières n'est pas représentée parce qu'elle est située avant le seuil de -1ϕ (20 mm) ce qui a pour effet de rendre les calculs des indices granulométriques plus difficiles. C'est le cas des courbes dont le profil est sigmoïde (i.e. en forme de S très étiré). De plus, la description qualitative de leur profil perd un peu de son intérêt parce qu'une partie de la courbe n'est pas montrée. Cependant, étant donné les limites de transport des échantillons du terrain au laboratoire, nous devons nécessairement choisir un compromis en ce qui a trait à la représentativité des échantillons. Il demeure que les analyses restent selon nous tout aussi valables pour l'interprétation. Certains échantillons constitués de matériel très grossier, notamment ceux de King Edward Bay, ont avantage à être traités en totalité, c'est-à-dire que la portion grossière du matériel mérite d'être incluse dans l'analyse granulométrique.

5.1.1 Potato Hill

Ce premier site, situé à l'extrême ouest de la plaine d'Old Crow (fig. 2.1, p. 34) correspond à une colline de faible altitude (460 m), entourée de plusieurs crêtes de plages (voir fig. 2.3, p. 37). Le complexe sableux inférieur ressemble davantage à un haut-fond qu'à une série de plages successives puisqu'il ne se présente pas seulement sous forme de plusieurs bandes étroites de différentes altitudes. En effet, on retrouve, en plus de quelques crêtes bien délimitées, une large bande qui présente des dénivellations et des flèches littorales qui lui confèrent une allure de banc sableux. Cette caractéristique laisse supposer une certaine activité de dérive littorale.

Deux échantillons ont été collectés à Potato Hill. Un premier l'a été sur le flanc est de la colline et le second dans une crête de plage. La représentation des courbes granulométriques et les indices statistiques montrent très bien la différence entre les deux faciès de déposition (fig. 5.1, p. 98). D'une part, la courbe de fréquence de la plage montre un profil régulier de type parabolique. Cette courbe est mésokurtique et possède une asymétrie légèrement positive (i.e., les particules fines sont mieux classés que les grossières). Globalement, ces sables sont peu triés. D'autre part, la courbe du dépôt de versant présente plutôt un profil de type logarithmique. La courbe est ici platykurtique accompagnée d'une asymétrie négative forte. Les sables récoltés sur ce versant présentent une dominance de particules fines et sont peu triés.



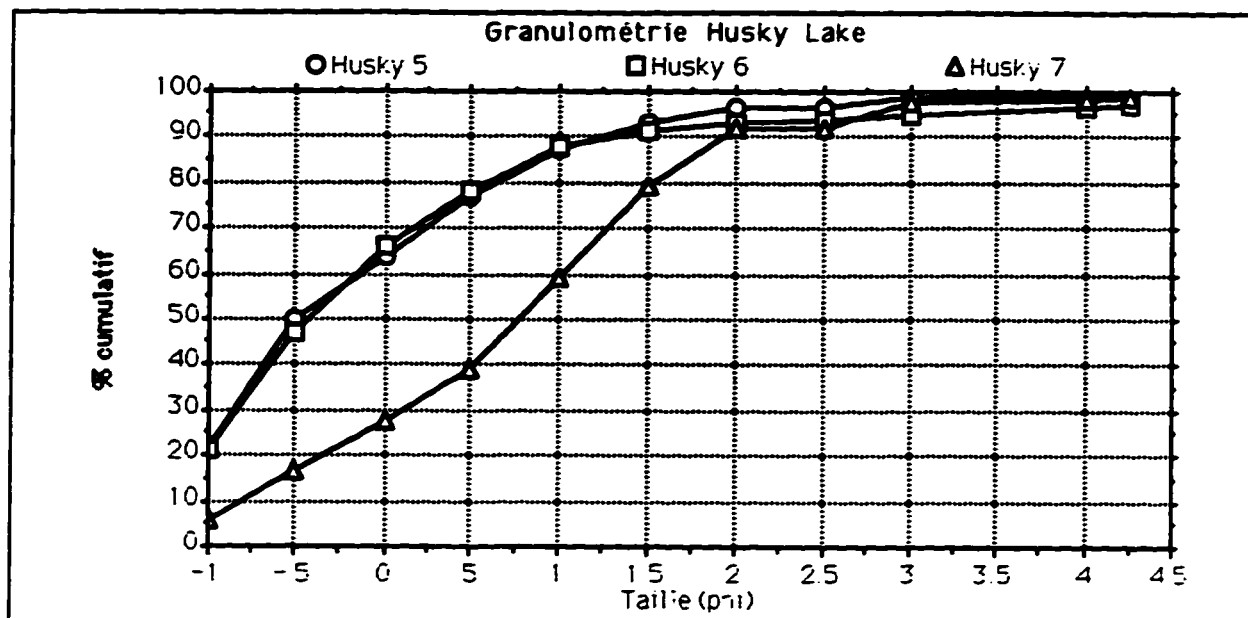
Observations	VERSANT	PLAGE
Moyenne arithmétique $\phi (\sum y_1 - y_{12}) / nx$	2,52	1,05
Coefficient d'asymétrie $\frac{\phi_{84} - \phi_{50} - \phi_{50} - \phi_{10}}{\phi_{84} - \phi_{16} - \phi_{90} - \phi_{10}}$	-0,63	0,22
Indice de classement $\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$	1,95	1,29
Coefficient d'acuité $\frac{\phi_{90} - \phi_{10}}{1,9 (\phi_{75} - \phi_{25})}$	0,89	1,05
Altitude absolue (mètre)	>350	350

Figure 5.1 Courbes et indices granulométriques du site Potato Hill.

5.1.2 Husky Lake

Ce site est localisé tout à fait au nord de la plaine près de Timber Creek. Sous le versant du sommet situé à 843 m d'altitude, on distingue plusieurs niveaux que nous avons échantillonnés. Les échantillons numérotés 5, 6 et 7 sont identifiés comme des niveaux de plages et servent dans cette analyse. Ils sont regroupés sous un seul graphique (fig. 5.2, p. 100).

Deux des trois courbes présentées dans ce graphique comportent un profil presque identique ainsi que des indices granulométriques similaires. Ils correspondent sans doute au même niveau de plages puisque les différences dans les altitudes relatives pris lors de la cueillette ne sont pas très marquées. De façon absolue, les altitudes des plages d'où proviennent ces sédiments s'échelonnent entre 301 et 309 mètres. Les échantillons 5 et 6 présentent des courbes au profil sigmoïde (en forme de S très étiré), fréquent pour les échantillons de plages de la plaine. Ces courbes sont mesokurtiques et possèdent une asymétrie positive forte. Autrement dit, les particules fines sont beaucoup mieux classées que les grossières. La troisième courbe, correspondant à l'échantillon 7, présente un profil également sigmoïde, mais elle est décalée par rapport aux deux autres. La taille du grain moyen de cet échantillon y est plus fine. Puisqu'elle possède une asymétrie négative plutôt que positive, ce sont les particules grossières qui sont les mieux triées à travers l'échantillon, malgré le fait qu'il y a une plus grande proportion de particules fines. Les trois échantillons représentés dans ce graphique ont tout de même en commun des indices de classement qui leur attribue un triage moyen à pauvre.



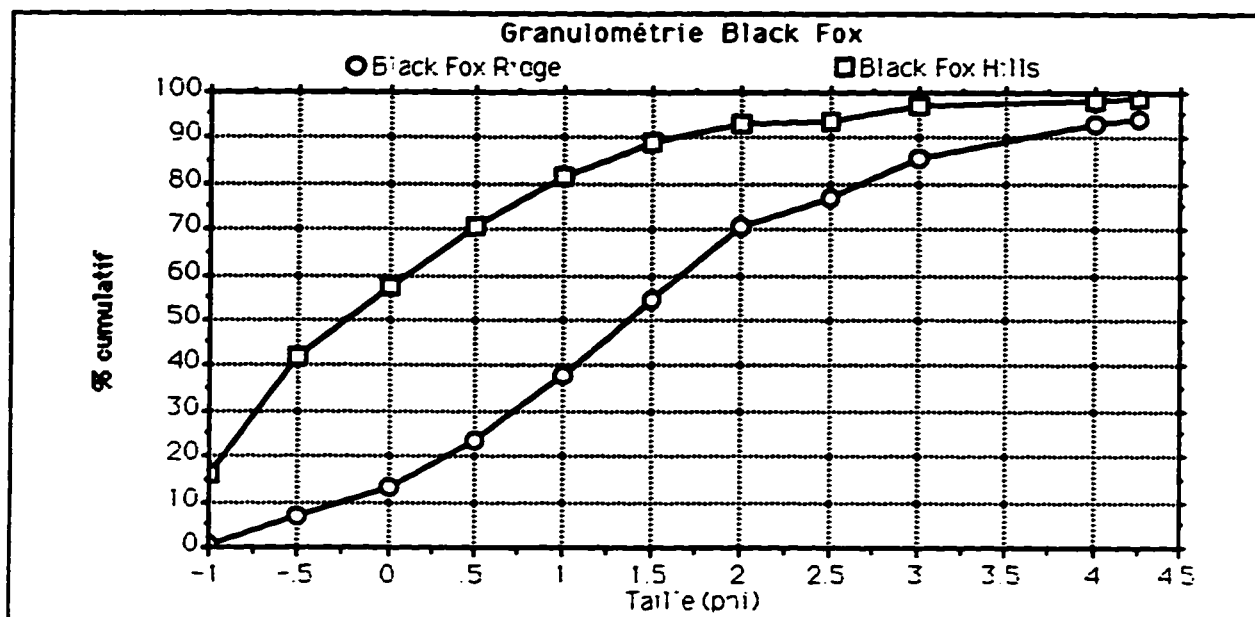
Observations	HUSKY 5	HUSKY 6	HUSKY 7
Moyenne arithmétique $\bar{\phi} (\sum y_1 - y_{12}) / nx$	0,62	0,60	1,20
Coefficient d'asymétrie $\frac{\phi_{84} - \phi_{50} - \phi_{50} - \phi_{10}}{\phi_{84} - \phi_{16} - \phi_{90} - \phi_{10}}$	0,41	0,31	-0,16
Indice de classement $\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$	0,99	0,95	1,10
Coefficient d'acuité $\frac{\phi_{90} - \phi_{10}}{1,9 (\phi_{75} - \phi_{25})}$	0,95	1,03	0,96
Altitude absolue (mètre)	309	304	301

Figure 5.2 Courbes et indices granulométriques du site Husky Lake.

Les sédiments de ces plages semblent avoir été accumulés de façon sélective. Certaines tailles de particules sont en effet sous représentées. En général, la plage inférieure du site de Husky Lake présente une répartition granulométrique concentrée sur une tranche de matériel restreinte, accompagnée d'une déficience de particules très fines. Les coefficients d'acuité indiquent que l'énergie des vagues n'étaient pas assez forte pour déposer des sédiments plus grossiers que les sables fins. Les sédiments de cette plage inférieure ont été accumulés librement dans un milieu de moyenne énergie; insuffisante pour déplacer les plus grosses particules, mais trop forte pour les particules les plus fines. Le cas de l'échantillon 7, où l'on retrouve des particules fines en plus grande quantité que chez ses voisins, indique peut être qu'un remaniement, par un autre agent d'érosion, tel que le vent par exemple, est venu réorganiser sa granulométrie.

5.1.3 Black Fox Creek

Sur les grands pédiments de l'est de la plaine, nous retrouvons le prochain site; Black Fox Creek. De part et d'autre du ruisseau Black Fox, plusieurs crêtes de plages se dessinent par dessus les pédiments. À certains endroits, elles sont tronquées, mais plusieurs restent présentes dans le paysage. Au sud du ruisseau, deux niveaux de plages ont été remarqués à Black Fox Ridge; un à 338 mètres, l'autre à 329 mètres. Du côté nord du ruisseau Black Fox, on retrouve une colline, du même nom que le cours d'eau, sur laquelle apparaît au moins deux niveaux de plage dont l'un est à 333 mètres d'altitude. Les deux échantillons recueillis dans cette région proviennent des deux endroits ci-haut mentionnés et sont représentés dans la figure 5.3 à la page suivante (p. 102).



Observations	BLACK FOX RIDGE	BLACK FOX HILLS
Moyenne arithmétique $\phi (\sum y_1 - y_{12}) / nx$	1,58	0,75
Coefficient d'asymétrie $\frac{\phi_{84} - \phi_{50} - \phi_{50} - \phi_{10}}{\phi_{84} - \phi_{16} - \phi_{90} - \phi_{10}}$	-0,20	0,31
Indice de classement $\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$	1,39	1,10
Coefficient d'acuité $\frac{\phi_{90} - \phi_{10}}{1,9 (\phi_{75} - \phi_{25})}$	1,16	0,96
Altitude absolue (mètre)	338	333

Figure 5.3 Courbes et indices granulométriques du site Black Fox Creek

L'échantillon de la plage de Black Fox Hill ressemble à ceux de Husky Lake. La courbe montre une progression sigmoïde. Elle est mesokurtique avec une dissymétrie fortement positive. Bien que l'échantillon soit pauvrement trié en général, les particules fines sont tout de même mieux classées. L'échantillon de Black Fox Ridge pour sa part est un peu différent. Il montre une progression granulométrique leptokurtique, c'est-à-dire qu'elle montre un pic prononcé dans la partie centrale de la courbe au détriment des parties distales. L'indice de tri montre que les sédiments sont pauvrement classés. Une asymétrie légèrement négative indique que les particules dominantes se situent dans la partie grossière. Un important résidu de particules plus petite que 54μ ($4,25 \phi$) témoigne probablement d'un remaniement du matériel fin; la percolation des éléments fins dans les vides, par exemple. Le coefficient d'acuité prononcé peut également signifier que l'énergie des vagues lors de la déposition du matériel était faible, d'où la prédominance des particules fines.

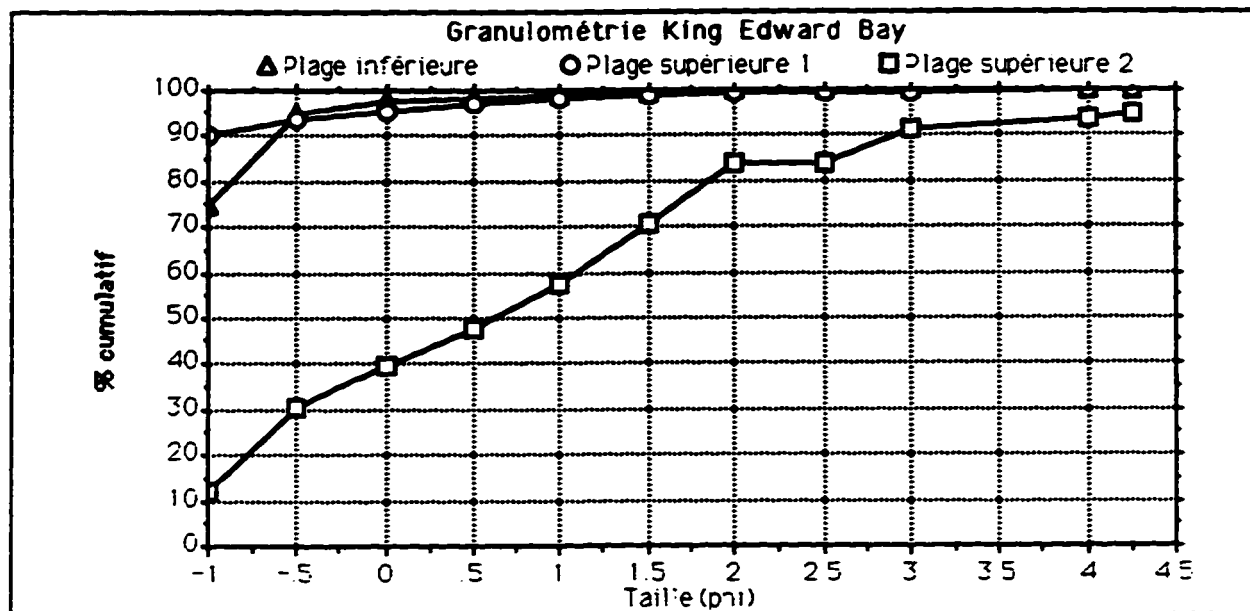
Les plages du complexe Black Fox semblent donc avoir été édifiées dans un environnement littoral de moyenne à faible énergie de vagues. Ces renseignements combinés à la localisation du site et à la configuration des crêtes de plages à cet endroit portent à croire que pour le site de Black Fox Ridge il y avait une certaine dérive littorale convergente. En effet, à l'aide des photos aériennes, on peut voir que les crêtes de plages se présentent en forme de flèche qui témoignent d'une telle activité.

5.1.4 King Edward Bay

Ce prochain site est localisé au sud de la plaine, juste au nord du village d'Old Crow, entre les monts Schaeffer et King Edward. Comme son nom l'indique, il s'agit d'un rentrant dans le relief de la plaine d'Old Crow. Aujourd'hui, on retrouve

le long de cette «baie», des plages qui apparaissent de façon évidente lors d'un survol de la région. Les échantillons de ce dernier site ont été recueillis en deux temps. Une première reconnaissance du terrain, nous a amené à ce site et deux échantillons de sables ont alors été collectés. Lors de la deuxième visite, plusieurs niveaux de crêtes de plages ont été mesurés et échantillonnés. Les courbes représentées sur le graphique de King Edward Bay (fig. 5.4, p. 105) sont donc le reflet de deux complexes différents situés à quelques kilomètres de distance l'un de l'autre.

Les courbes de la plage inférieure et de la plage supérieure 1 correspondent au complexe situé complètement au fond de l'ancienne baie du paléolac Old Crow. Leurs profils sont difficilement discernables. Par contre, il est possible d'avoir un aperçu du caractère de l'échantillon en se référant à l'allure de la courbe ainsi qu'à l'aspect du matériel lui-même. Les sables qu'on retrouve sur ces plages ne sont pas typiques à prime abord d'un environnement littoral. Les sédiments sont très grossiers, ressemblent davantage à des graviers qu'à des sables. Néanmoins, la présence des particules plus fines, tels les sables moyens et fins n'est pas négligeable. La courbe de la plage inférieure par exemple montre un certain pourcentage de sables moyens. La courbe de la plage supérieure 2 correspond à un échantillon pris en amont du site précédant. Elle montre un profil plus ou moins régulier, mesokurtique, accompagnée d'une légère tendance à l'asymétrie positive.



Observations	PLAGE SUP. 2	PLAGE SUP. 1	PLAGE INF.
Moyenne arithmétique $\bar{\phi} (\sum y_1 - y_{12}) / nx$	0,75	1,3	-0,1
Coefficient d'asymétrie $\frac{\phi_{84} - \phi_{50} - \phi_{50} - \phi_{10}}{\phi_{84} - \phi_{16} - \phi_{90} - \phi_{10}}$	0,13	ND	ND
Indice de classement $\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$	1,70	ND	ND
Coefficient d'acuité $\frac{\phi_{90} - \phi_{10}}{1,9 (\phi_{75} - \phi_{25})}$	0,94	ND	ND
Altitude absolue (mètre)	345	347	317

Figure 5.4 Courbes et indices granulométriques du site King Edward Bay

Avec de telles informations, nous pouvons penser que les sédiments de King Edward Bay ont été déposés dans un milieu où le courant était très important. En effet, la forte concentration de particules grossières dans ces échantillons permet de croire à une telle supposition. Prenant en considération que cette région est située non loin de l'exutoire présumé du paléolac Old Crow selon plusieurs auteurs, il n'est pas surprenant de rencontrer un matériel avec de telles caractéristiques. En fait, la distribution granulométrique de ces échantillons portent à croire qu'effectivement ce site correspond à une baie située dans un corridor de fort courant qui pourrait confirmer l'hypothèse du déversement du paléolac Old Crow dans le système hydrographique de la rivière Porcupine par ce secteur.

5.1.5 Mont King Edward

Le prochain site à l'analyse, celui du mont King Edward, est le plus échantillonné de notre campagne de terrain. En effet, plusieurs échantillons ont été recueillis afin d'effectuer des comparaisons entre les différents niveaux de plage ainsi que le long d'une même plage. Les variations altitudinales et longitudinales servent à mieux comprendre l'environnement lacustre. Le mont King Edward est situé juste au nord-est de la baie de King Edward et constitue en quelque sorte la rive sud de l'ancien bassin lacustre. Afin de bien visualiser le site du mont King Edward, il suffit de consulter la figure 5.5. à la page suivante (p. 107). En plus de montrer les différents niveaux d'altitudes, cette figure situe tous les points de cueillette qui font l'objet de l'étude.

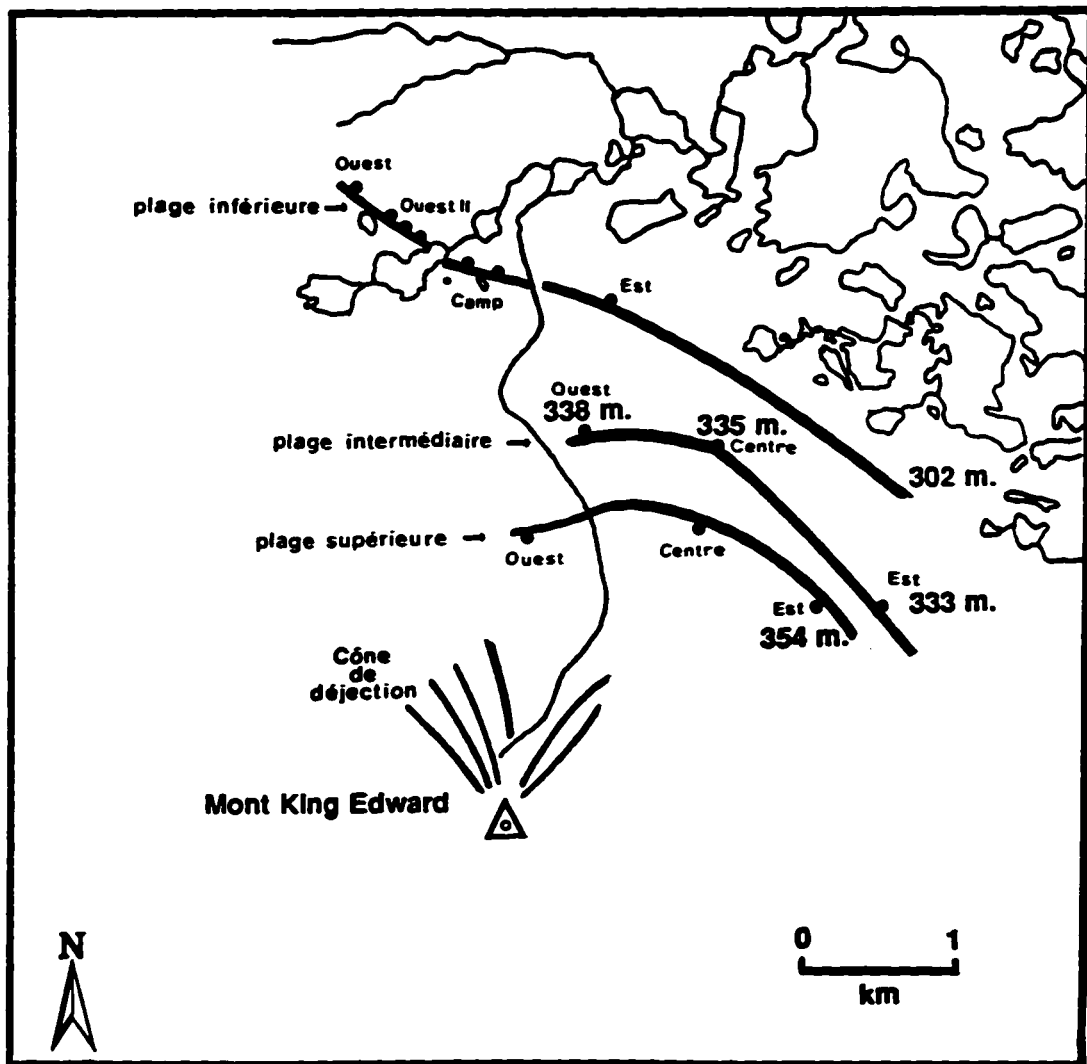
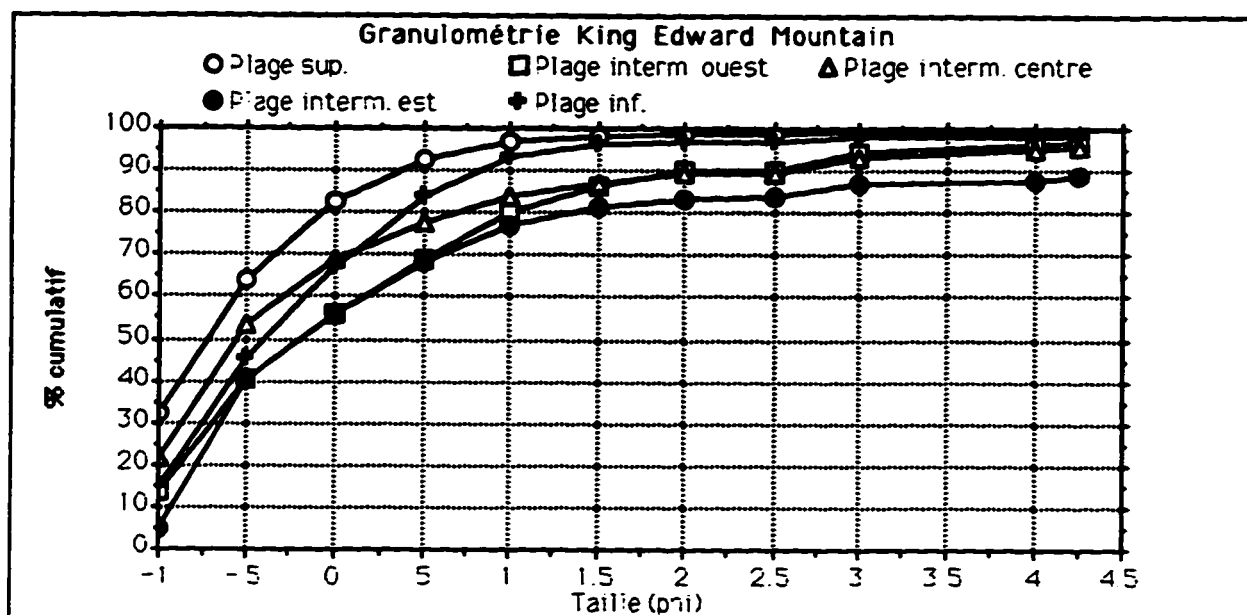


Figure 5.5 Croquis général du mont King Edward.

Le premier graphique tiré du site du mont King Edward (fig. 5.6, p. 109) regroupe des échantillons qui représentent trois niveaux de plage différents. À prime abord, les échantillons semblent avoir à peu près tous la même répartition. Cependant, en regardant plus attentivement, quelques différences peuvent être décelées.

D'une part, la plage supérieure contient une proportion de particules grossières un peu plus importante que les autres; la moyenne arithmétique étant plus faible (0,25 ϕ). Le profil de la plage inférieure ressemble à celui de la plage de niveau supérieur. Mis à part la moyenne arithmétique, les indices granulométriques sont très semblables et représentent une répartition mesokurtique, d'asymétrie positive et moyennement trié. Ainsi, les plages supérieure et inférieure du mont King Edward sont constituées d'un matériel graveleux et sableux où les particules fines sont un peu mieux triées que les grossières. Ces indices nous révèlent que les conditions de mise en place étaient similaires pour ces deux niveaux, soit une énergie de vague et une dérive littorale assez faibles, qui n'a pas influé sur les particules les plus grossières. Ainsi, on peut penser que les deux crêtes de plages ont connu des conditions d'édification semblables. On peut également supposer qu'un remaniement postérieur à l'édification des plages, de nature éolienne par exemple, fait en sorte que le matériel fin apparait mieux trié.

D'autre part, les plages intermédiaires montrent une tendance un peu différente par rapport aux précédentes. Les indices granulométriques montrent que les échantillons sont constitués en général de matériel plus fin que la plage supérieure ou inférieure. On note également que les indices d'asymétrie montrent une dissymétrie plus fortement positive, ce qui implique que les sédiments plus fins sont les mieux triés, malgré un indice de classement général montrant un tri plutôt pauvre pour tout l'échantillon. De plus, la distribution des plages intermédiaires est



Observations	Plage inférieure.	Plage intermédiaire est	Plage intermédiaire centre	Plage intermédiaire ouest	Plage supérieure
Moyenne arithmétique $\bar{\phi} (\sum y_1 \cdot y_{12}) / nx$	0,43	0,54	0,55	0,76	0,25
Coefficient d'asymétrie $\frac{\phi_{84}-\phi_{50}}{\phi_{84}-\phi_{16}} - \frac{\phi_{50}-\phi_{10}}{\phi_{90}-\phi_{10}}$	0,21	0,89	0,51	0,38	0,20
Indice de classement $\frac{\phi_{84}-\phi_{16}}{2}$	0,73	1,64	1,10	1,14	0,70
Coefficient d'acuité $\frac{\phi_{90}-\phi_{10}}{1,9 (\phi_{75}-\phi_{25})}$	0,98	1,74	1,58	1,19	0,99
Altitude absolue (mètre)	~302	333	~335	338	~354

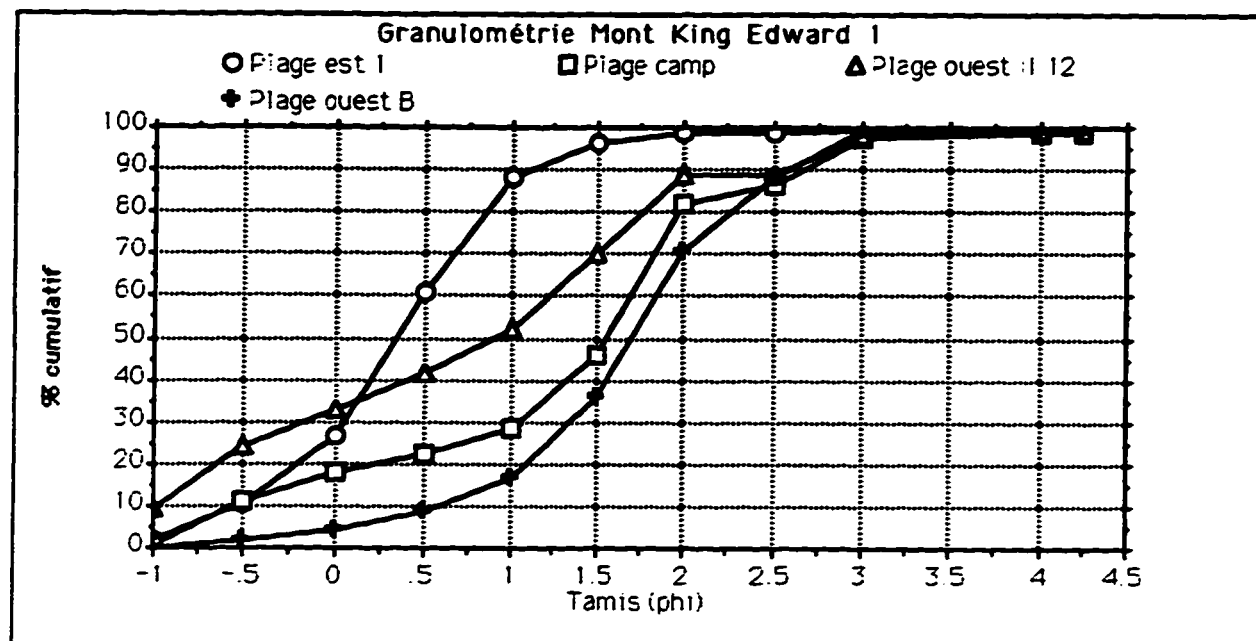
Figure 5.6 Courbes et indices granulométriques du site mont King Edward, (profil altitudinal des plages).

leptokurtique, tout comme pour les deux autres niveaux. Ceci montre que les conditions d'édification n'ont pas été les mêmes pour le niveau intermédiaire que pour les deux autres niveaux. Grâce à ces nuances entre les différents niveaux de plages, on peut suggérer que la plage intermédiaire s'est édifiée dans des conditions différentes de celles associées au niveau supérieur et inférieur.

Les prochains graphiques tirés des analyses granulométriques des échantillons du mont King Edward représentent une variation longitudinale de la plage inférieure (fig. 5.7 et 5.8, p. 111 et 112). Afin d'éviter la confusion de la superposition de sept courbes sur un même graphique, nous les avons séparées en deux graphiques distincts. Par contre, la description concerne tous les échantillons de façon globale.

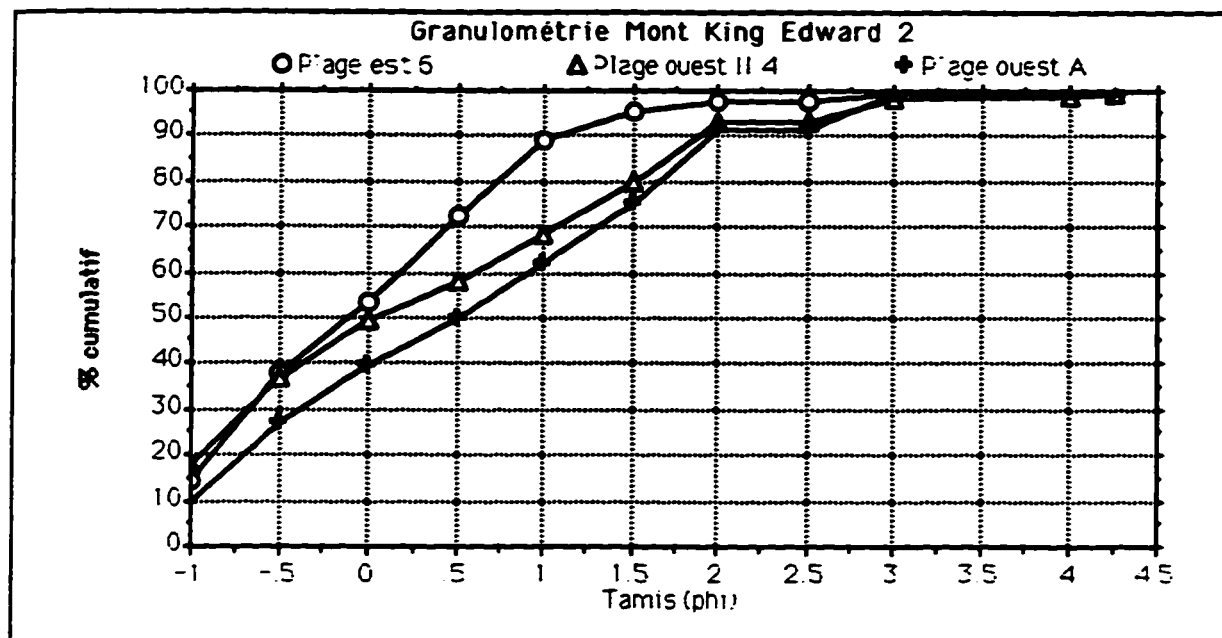
Les sites d'échantillon proviennent de quatre stations situées sur la plage inférieure du complexe du mont King Edward. Ils s'étalent le long d'un parcours d'environ 1,5 kilomètres, d'est en ouest. Tous les échantillons récoltés à ces sites proviennent d'une profondeur variant entre 10 et 20 centimètres.

Les valeurs de la moyenne nous indiquent que les échantillons provenant de l'est sont composés de grains plus grossiers que ceux de l'extrémité ouest. En effet, la valeur du grain moyen de chaque échantillon suit un gradient négatif de l'ouest vers l'est. Les valeurs d'indices d'acuité montrent également le même fait. Bien qu'en général les distributions sont mesokurtiques ou légèrement platykurtiques, un des sites situé à l'ouest a une valeur plus élevée qui lui confère une distribution leptokurtique. Ce qui veut dire que les sables de ce site ont été accumulés sous une énergie moins importante que les sites de l'est et, par conséquent, les sédiments y sont plus fins.



Observations	Plage est 1	Plage camp	Plage ouest II 12	Plage ouest B
Moyenne arithmétique $\phi (\sum y_1 - y_{12}) / n_x$	0,2	1,6	1,4	1,75
Coefficient d'asymétrie $\frac{\phi_{84} - \phi_{50} - \phi_{50} - \phi_{10}}{\phi_{84} - \phi_{16} - \phi_{90} - \phi_{10}}$	-0,02	-0,40	0,17	-0,07
Indice de classement $\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$	0,64	1,22	1,32	0,70
Coefficient d'acuité $\frac{\phi_{90} - \phi_{10}}{1,9 (\phi_{75} - \phi_{25})}$	1,01	1,05	0,82	1,20
Altitude absolue (mètre)	~302	~302	~302	~302

Figure 5.7 Courbes et indices granulométriques du site mont King Edward, (profil longitudinal de la plage inférieure, partie I).



Observations	Plage est 6	Plage ouest II 4	Plage ouest A
Moyenne arithmétique $\phi (\sum y_1 - y_{12}) / nx$	0,72	1,2	1,3
Coefficient d'asymétrie $\frac{\phi_{84} - \phi_{50} - \phi_{50} - \phi_{10}}{\phi_{84} - \phi_{16} - \phi_{90} - \phi_{10}}$	0,12	0,16	-0,02
Indice de classement $\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$	0,89	1,42	1,29
Coefficient d'acuité $\frac{\phi_{90} - \phi_{10}}{1,9 (\phi_{75} - \phi_{25})}$	0,86	0,82	0,70
Altitude absolue (mètre)	~302	~302	~302

Figure 5.8 Courbes et indices granulométriques du site mont King Edward, (profil longitudinal de la plage inférieure, partie II).

Les valeurs d'asymétrie et de classement ne permettent pas de faire les mêmes allégations. En effet, dans la plupart des cas, les échantillons ont une symétrie parfaite ou une légère asymétrie positive. Seul l'échantillon provenant du site du camp possède une asymétrie négative forte. Ces résultats montrent que les échantillons suivent une courbe normale sans que les valeurs distales jouent un rôle prépondérant sur les valeurs moyennes. Par contre, l'échantillon du camp, avec la valeur négative forte, signifie que les particules grossières sont mieux triées que les fines. Les indices de classement, pour leur part, sont assez semblables pour tous les échantillons. Ils montrent que les sables de la crête inférieure ne sont que moyennement ou peu triés. Par conséquent, on peut dire que la dynamique littorale responsable de l'édification de cette plage n'était pas assez efficace pour effectuer un meilleur tri.

Afin de voir si il existe bel et bien une variation longitudinale pour la plage inférieure du mont King Edward, il faudra non seulement se fier aux données des analyses granulométriques des sables, mais également aux données sédimentologiques des galets exposées dans la prochaine partie. Néanmoins, cette première analyse montre, de façon générale, que la granulométrie des sables de la plage inférieure tend à diminuer de l'est vers l'ouest.

Afin d'aller plus loin dans l'analyse de la plage inférieure, le prochain graphique représente la granulométrie d'un profil transversal le long de cette crête. Encore une fois, nous avons dû placer les courbes granulométriques sur deux graphiques distincts pour en faciliter la lecture (fig. 5.10 et 5.11, p. 116 et 117).

Le profil transversal provient du site localisé dans la partie ouest de la plage inférieure (site ouest II). Huit échantillons ont été prélevés de part et d'autre (du nord au sud) de cette crête (fig. 5.9, p. 114).

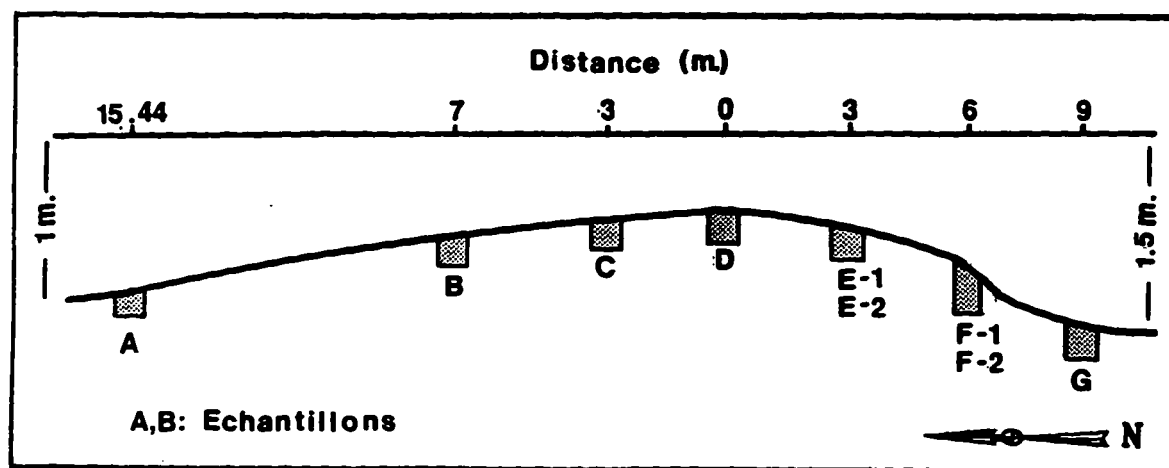
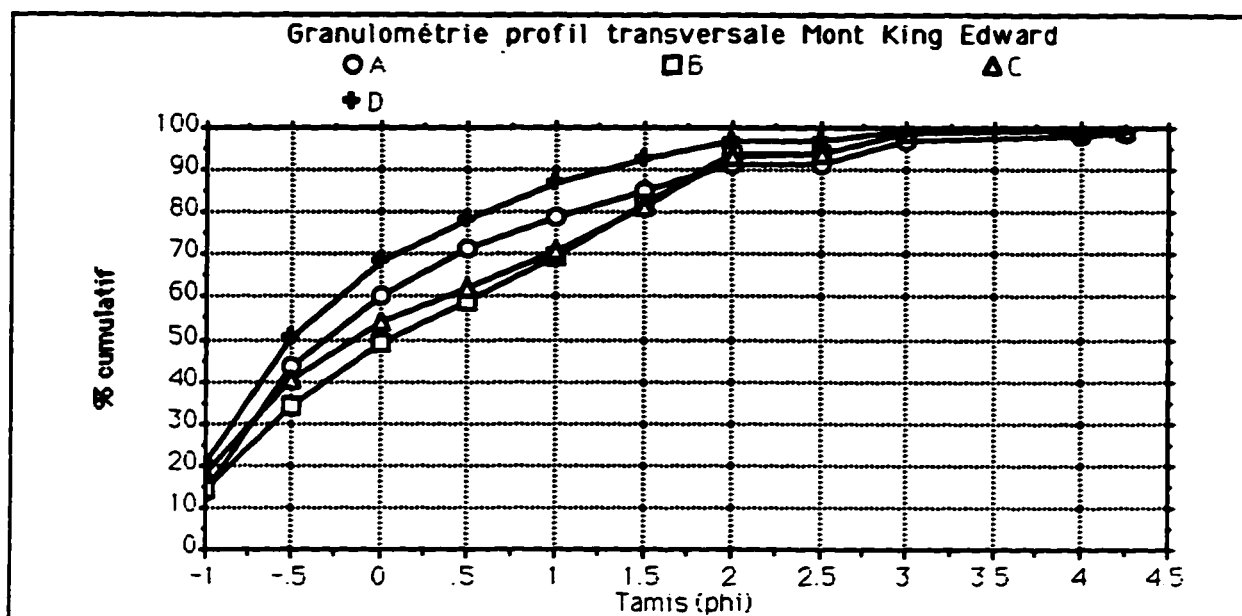


Figure 5.9 Profil transversal et photo de la plage inférieure, site ouest II, mont King Edward, Territoire du Yukon.

La coupe présente un profil légèrement dissymétrique. En effet, la face sud présente une pente plus prononcée et le matériel qu'on y retrouve est de nature différente. À cet endroit, on retrouve un dépôt de loess qui surplombe les sables et graviers composant la crête.

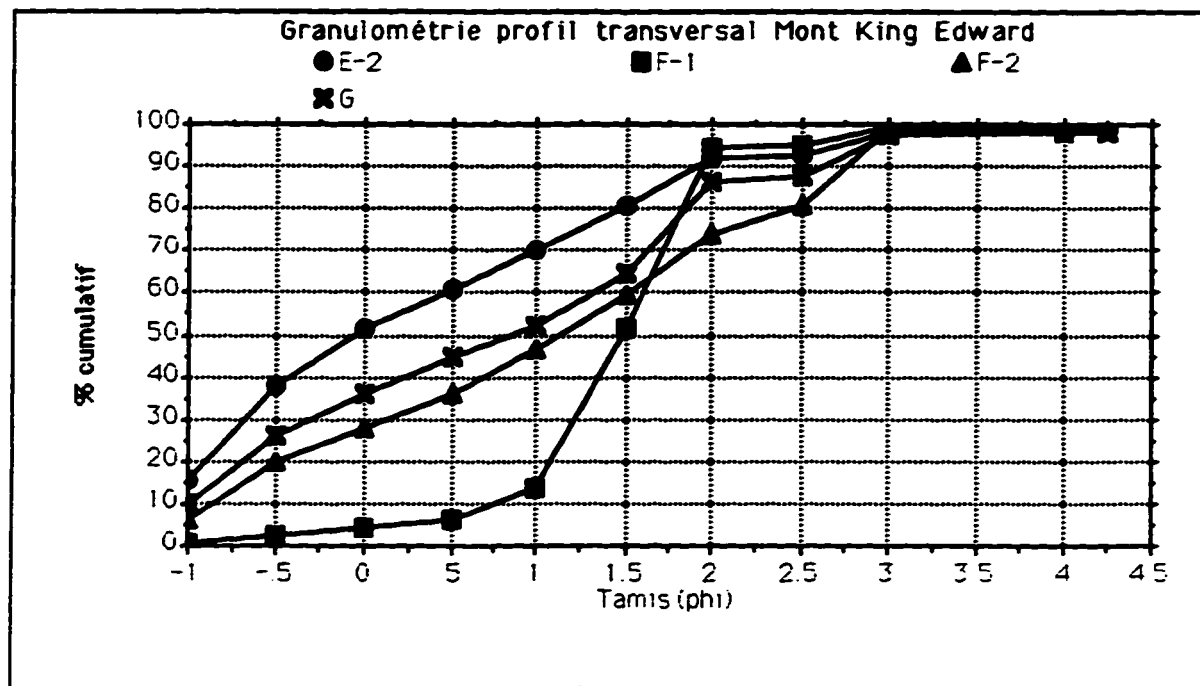
De façon générale, la répartition granulométrique des différents sites montre un assez bon classement des sédiments. On peut remarquer une tendance générale vers l'affinement des sédiments du site A vers le site G; c'est-à-dire de l'amont vers l'aval. La courbe du site D présente cependant un profil et des coefficients un peu différents des autres sites du même emplacement. Les coefficients témoignent que l'échantillon est composé de particules plus fines que les autres. L'indice d'acuité est plus élevé à ce site et l'asymétrie est plus fortement positive; ce qui montre que le matériel y est plus fin.

On remarque également une différence notable du site F-1. En effet, l'indice d'acuité élevé révèle que les particules situées dans la partie centrale de la courbe connaissent un meilleur tri que celles situées aux extrémités. Ce caractère leptokurtique de la courbe laisse croire que l'échantillon F-1 est composé de sédiments considérablement plus fins que les échantillons voisins. De même, l'indice de classement, le plus bas de tous les échantillons du profil transversal, permet d'affirmer que les particules de cet échantillon ont un meilleur classement que les autres sites du profil transversal. Ces différences marquées sont dues à la nature même de l'échantillon. Ce dernier correspond en réalité à un dépôt de sable surplombé d'un loess mis en place tout probablement après les épisodes lacustres.



Observations	A	B	C	D
Moyenne arithmétique $\phi (\sum y_1 - y_{12}) / nx$	0,80	1,25	1,28	0,74
Coefficient d'asymétrie $\frac{\phi_{84} - \phi_{50}}{\phi_{50} - \phi_{10}}$ $\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{\phi_{90} - \phi_{10}}$	0,45	0,20	0,34	0,40
Indice de classement $\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$	1,18	1,26	1,34	0,98
Coefficient d'acuité $\frac{\phi_{90} - \phi_{10}}{1,9 (\phi_{75} - \phi_{25})}$	1,09	0,82	0,84	1,12
Altitude absolue (mètre)	~302	~302	~302	~302

Figure 5.10 Courbes et indices granulométriques du site mont King Edward, (profil transversal de la plage inférieure, partie I).



Observations	E-2	F-1	F-2	G
Moyenne arithmétique $\sigma (\sum y_1 - y_{12}) / nx$	1,25	1,55	1,53	1,51
Coefficient d'asymétrie $\frac{\sigma_{84-\sigma_{50}} - \sigma_{50-\sigma_{10}}}{\sigma_{84-\sigma_{16}} - \sigma_{90-\sigma_{10}}}$	0,31	-0,15	-0,10	-0,14
Indice de classement $\frac{\sigma_{84-\sigma_{16}}}{2}$	1,29	0,41	1,64	1,31
Coefficient d'acuité $\frac{\sigma_{90-\sigma_{10}}}{1,9 (\sigma_{75-\sigma_{25}})}$	0,81	1,04	0,82	0,84
Altitude absolue (mètre)	~302	~302	~302	~302

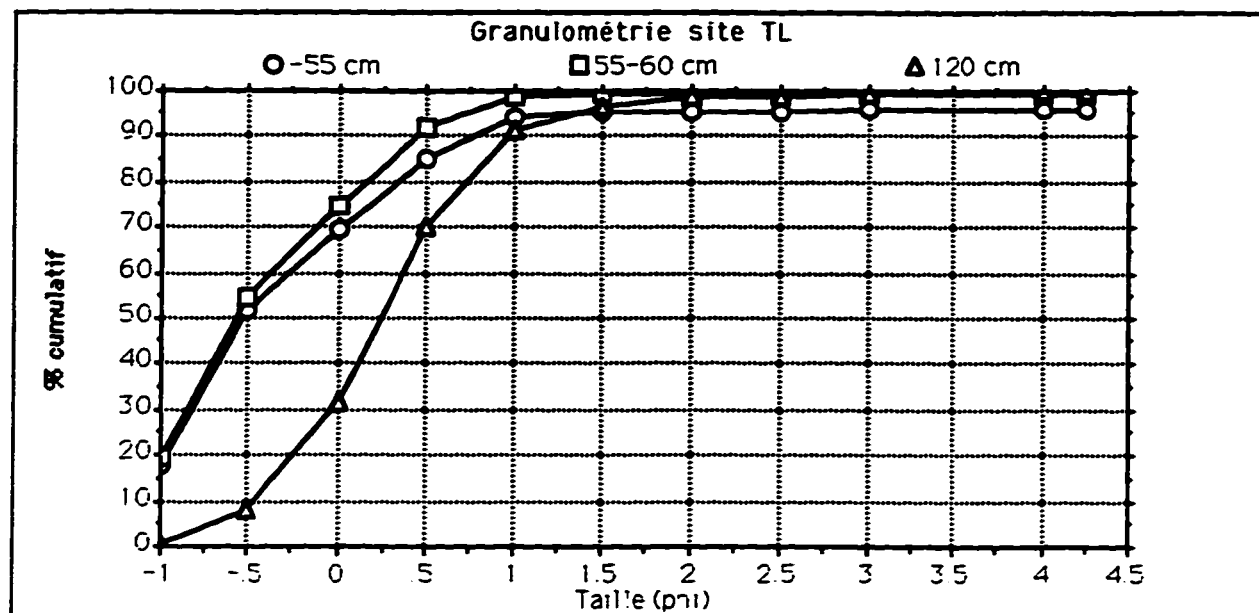
Figure 5.11 Courbes et indices granulométriques du site mont King Edward, (profil transversal de la plage inférieure, partie II).

5.1.6 site de thermoluminescence (TL)

Finale^{ment}, le dernier site analysé pour la granulométrie des sables se localise près du centre de la plaine, à l'est de la rivière Old Crow et, de toute évidence, correspond à la plus basse plage identifiée dans la plaine. En effet, son altitude mesurée sur le terrain correspond à l'altitude moyenne des crêtes inférieures de toute la plaine, soit autour de 300 mètres.

Lors de la collecte, une stratification en couche a été effectuée afin d'assurer une meilleure représentativité dans les résultats. Ainsi, trois échantillons ont été retenus représentant chacun une profondeur d'échantillonnage: à moins de 55 cm de la surface, entre 55 et 60 cm de la surface et à 120 cm de profondeur. Les courbes granulométriques des trois échantillons sont présentées dans le graphique à la page suivante (fig. 5.12, p. 119).

Les premières observations des courbes montrent que les échantillons plus près de la surface, soit ceux à moins de 55 cm et entre 55 et 60 cm, possèdent des profils et des indices similaires. En effet, les répartitions granulométriques, traduites par les courbes de type plutôt parabolique, reflètent une légère asymétrie positive et un classement moyen. L'échantillon situé à 120 cm de la surface a, pour sa part, un profil davantage sigmoïde et les indices associés montrent une légère différence avec les deux autres. La moyenne du grain typique montre effectivement un caractère sédimentologique plus fin. Le coefficient d'asymétrie, de par sa valeur pratiquement nulle, montre que la répartition granulométrique est parfaitement symétrique.



Observations	-55 cm	55-60 cm	120 cm
Moyenne arithmétique $\phi (\sum y_1 - y_{12}) / nx$	0,38	0,37	0,56
Coefficient d'asymétrie $\frac{\phi_{84} - \phi_{50} - \phi_{50} - \phi_{10}}{\phi_{84} - \phi_{16} - \phi_{90} - \phi_{10}}$	0,36	0,21	0,03
Indice de classement $\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$	0,76	0,75	0,55
Coefficient d'acuité $\frac{\phi_{90} - \phi_{10}}{1,9 (\phi_{75} - \phi_{25})}$	0,99	1,07	1,04
Altitude absolue (mètre)	~300	~300	~300

Figure 5.12 Courbes et indices granulométriques du site de TL.

Le fait que l'échantillon situé en plus grande profondeur possède un caractère plus fin que les autres peut s'expliquer par le lessivage. En effet, le remaniement des sédiments après leur mise en place par différents facteurs tels que la percolation, peut être un élément d'explication. Mais de manière plus générale, il est évident que les profils et les indices granulométriques de ce site de thermoluminescence s'apparentent étroitement aux données du complexe du mont King Edward et plus particulièrement à celles de la plage inférieure.

5.2 Granulométrie des galets

Les résultats des analyses granulométriques sur les galets proviennent des mesures effectuées directement sur le terrain. Compte tenu de la logistique de la campagne de terrain tel que mentionné plus haut, seuls les sites localisés au mont King Edward ont subi de telles analyses. Ce sont au total, vingt-quatre sites comportant de quatre-vingt à cent galets qui font chacun l'objet de mesure. La sélection des galets s'est faite selon un ordre de grandeur précis, de 3 à 7 cm, puisque par définition, le galet est un fragment situé entre 2 et 25 cm de longueur (axe a). Pour chaque galet sélectionné, trois mesures sont effectuées. Elles correspondent aux trois axes du spécimen : l'axe «a» représente la longueur du galet, l'axe «b» sa largeur (il est perpendiculaire au plan de l'axe a) et l'axe «c» son épaisseur (il recoupe à angle droit et dans un troisième plan la rencontre des deux autres axes). Pour exprimer la taille des galets, autrement dit leur granulométrie, nous avons mesuré le volume de ceux-ci. En effet, en multipliant les trois paramètres mesurés, nous obtenons une nouvelle donnée qui se rapporte à la taille des éléments.

Dans le but d'avoir des résultats statistiquement fiables, chaque site comporte près d'une centaine de galets. Par la suite, les données sont ramenées à des

valeurs moyennes qui représentent la taille moyenne du galet typique de chaque échantillon. Grâce à cette opération, la représentation des résultats s'avère plus explicite et significative. De plus, afin de bien rendre compte des différences, les résultats sont présentés sur des graphiques mettant en relation la taille de l'échantillon en fonction d'un facteur de localisation: soit la variation en altitude, soit la variation longitudinale. Ces comparaisons, déjà abordées dans l'analyse granulométriques des sables, sont également reprises dans les analyses morphométriques des échantillons.

La représentation graphique des données granulométriques des galets est différente de celles des sables étant donné la différence dans le traitement. En effet, puisque la mesure effectuée sur les galets réfère à un volume se limitant à une taille précise dans la fourchette granulométrique, il est plus approprié de mettre en relation ce paramètre en fonction de sa localisation plutôt que de représenter les données sous forme de courbes cumulatives. L'interprétation des résultats demeure néanmoins comparable entre les sables et les galets.

Le premier graphique présente les résultats granulométriques des galets des plages du complexe du mont King Edward selon une variation altitudinale (fig. 5.13, p. 122). Les sept échantillons représentent trois niveaux de crêtes de plages. Les échantillons sont identifiés par un adjectif qui qualifie son altitude: supérieure (sup.) pour le niveau d'altitude autour de 345 mètres, intermédiaire (int.) pour l'altitude autour de 324 mètres et inférieure (inf.) pour le niveau de 302 mètres, et par une lettre qui détermine sa position sur la crête: soit W pour ouest, soit C pour centre, soit E pour est.

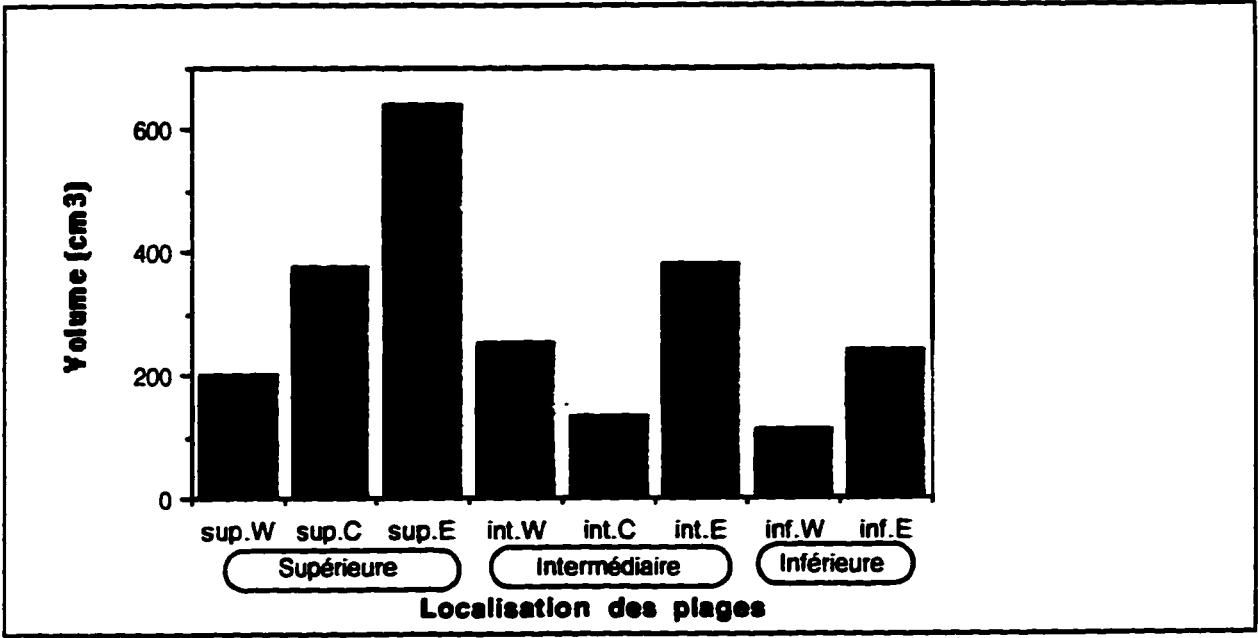


Figure 5.13 Granulométrie des galets selon l'altitude des plages, mont King Edward.

À prime abord, la taille des galets diminue des plus hautes vers les plus basses plages. En effet, les sites de la plage supérieure ont une valeur (400 cm^3) un peu plus élevée que ceux de la plage intermédiaire (210 cm^3) ou de la plage inférieure (170 cm^3). En se rapportant à l'analyse des résultats granulométriques des sables de ces mêmes sites, on remarque que la taille moyenne du grain typique ne montre pas tout à fait le même phénomène. La plage supérieure est celle qui possède la plus faible moyenne. Par contre, la taille moyenne du grain de sable type de la plage intermédiaire est, comme pour le galet type, plus élevée que celle de la plage inférieure.

Malgré le fait que ce graphique expose la relation entre le volume des galets et le positionnement selon l'altitude des plages, il semble qu'une autre relation apparaît dans ces données. Effectivement, en regardant chaque groupe de plage de façon individuelle, soit la crête supérieure (sup.), la crête intermédiaire (int.) et la crête inférieure (inf.), on s'aperçoit qu'à chaque niveau de plage le volume moyen des galets augmente de l'ouest vers l'est. Bien que les sites soient ici peu nombreux, il sera intéressant de comparer cette observation avec le second graphique.

Le but du second graphique est de mettre en relation le volume des galets avec la localisation le long d'une même crête de plage (fig. 5.14, p. 124). Pour ce faire, les données des différents sites de la plage inférieure sont représentées sur l'axe des ordonnées de façon à ce qu'il y est une progression des sites de l'ouest vers l'est.

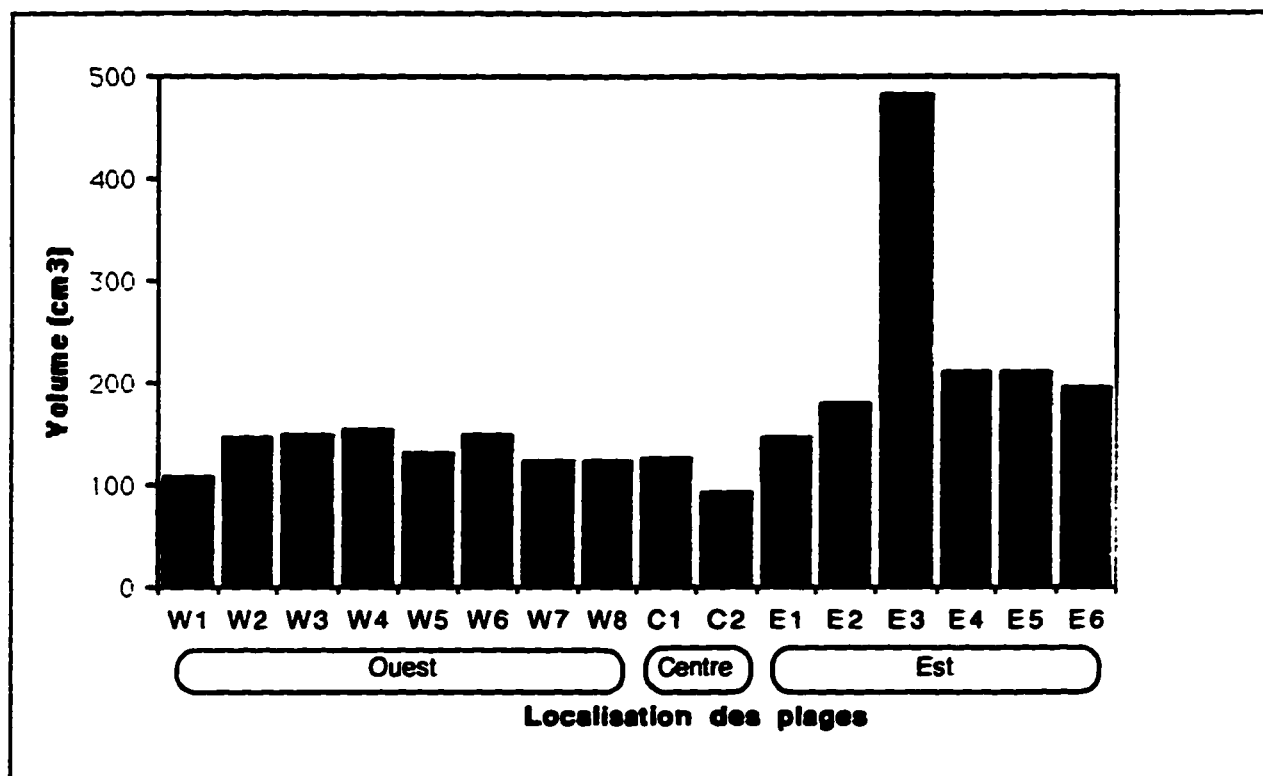


Figure 5.14 Granulométrie des galets de la plage inférieure, mont King Edward.

De façon générale, on peut dire que le volume des galets qui constituent la plage inférieure diminue de l'est vers l'ouest. Toutefois, la progression est plus sentie dans les échantillons provenant de la portion orientale de la plage. En effet, en regardant plus attentivement les données des portions situées à l'ouest et au centre de la crête de plage, on note une légère diminution du volume de l'ouest vers l'est à partir du site W 5 jusqu'au site C 2. Par la suite, la progression recommence à se faire sentir, et ce, de façon plus marquée.

La comparaison avec les données granulométriques de la partie sableuse de cette même plage confirme la tendance (voir les courbes granulométriques des profils longitudinaux, fig. 5.7 et 5.8, p. 111 et p. 112). Les valeurs de la taille moyenne des grains de sable de la plage inférieure nous montrent que les échantillons situés à l'ouest sont composés d'un matériel sableux plus fin que ceux situés à l'est. Ainsi, l'hypothèse exposée dans la section d'analyse granulométrique des sables, à savoir que la variation granulométrique de la plage inférieure est décroissante de l'est vers l'ouest, semble se vérifier jusqu'à maintenant, ce qui suggère un transport de l'est vers l'ouest.

5.3 Synthèse de l'analyse granulométrique

Cette section vise à présenter une synthèse des résultats analysés tout au long du chapitre. Les données sont ici mises en relation les unes aux autres afin de répondre aux principaux objectifs de la thèse: connaître le paléoenvironnement de la plaine d'Old Crow. En effet, les différents résultats obtenus tout au long de l'étude aident à dresser un portrait de l'environnement qui prévalait à l'époque de l'existence des cuvettes lacustres proglaciaires de la région à l'étude.

L'étude des caractéristiques sédimentologiques des sédiments des plages de la plaine d'Old Crow constitue la plus grande partie de la recherche. Le but de cette section est de regrouper les éléments distinctifs des sédiments des plages de la région à l'étude afin de tracer un portrait global des plages de la plaine à l'époque de leur construction.

Afin de synthétiser la granulométrie des sables des plages, nous avons réuni, en un seul graphique, toutes les courbes granulométriques des échantillons de la plaine d'Old Crow (fig. 5.15, p. 127).

Un premier examen permet de constater que la majorité des courbes granulométriques ont tendance à respecter un profil de type parabolique plus ou moins accentué. On remarquera toutefois que, dans la majorité des cas, la courbure proximale redressée qui détermine le caractère grossier des sables des échantillons, tend à s'adoucir pour épouser un profil de type sigmoïde par la suite. Les courbes de type parabolique signifient, la plupart du temps, que les sédiments ont été assujettis à un transport dans un milieu dynamique, où l'énergie de l'agent de transport était importante, mais où l'accumulation a pu être entravée par différents facteurs ou dérangée par une modification ultérieure telle que la percolation d'éléments fins dans les vides. Par contre, puisque ces profils sont combinés le plus souvent au type sigmoïde dans la deuxième moitié du tracé, l'interprétation du caractère sédimentologique des échantillons devient plus complexe.

En effet, l'allure sigmoïde de la courbure distale de plusieurs profils granulométriques permet de supposer que l'accumulation des sédiments se fait de façon plus sélective et ne sont pas nécessairement freinés dans le transport. Dans un contexte littoral comme celui du paléolac Old Crow, les agents de transport des

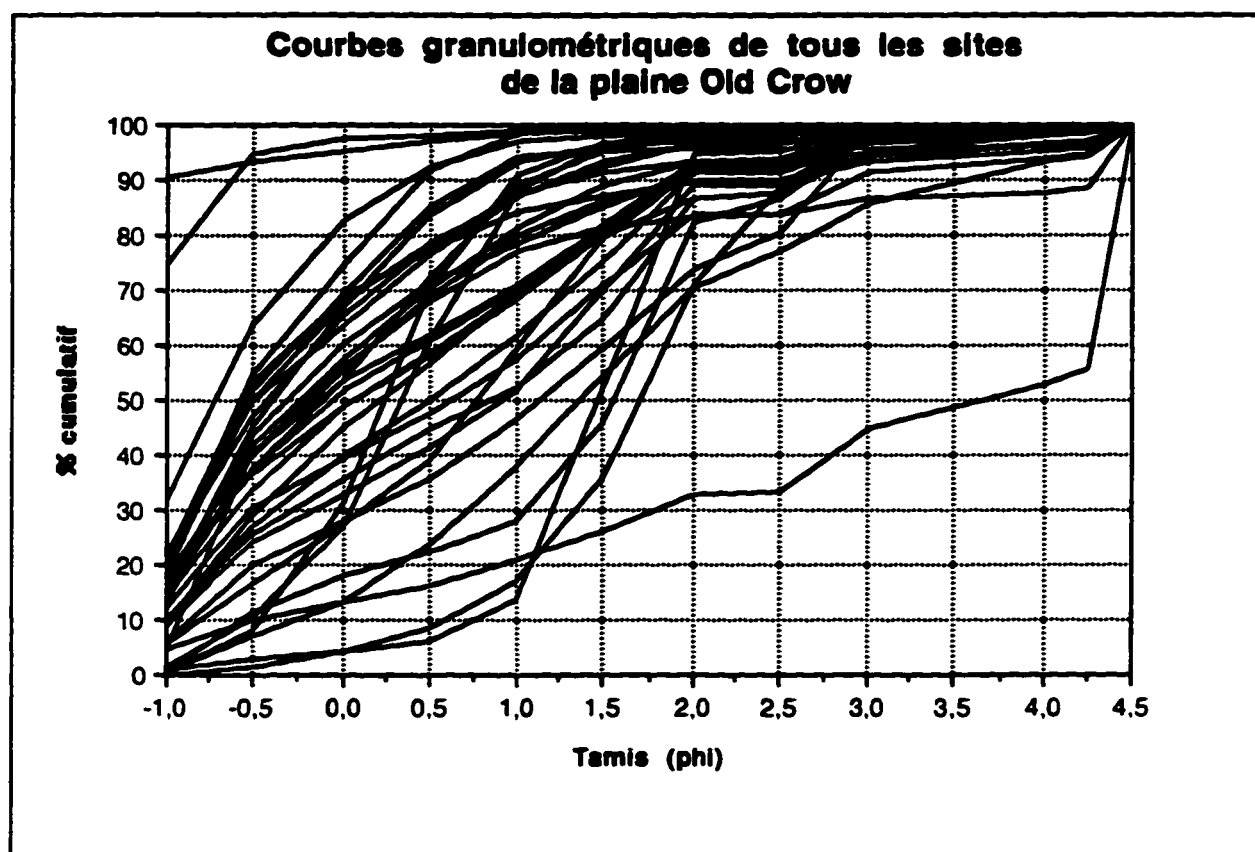


Figure 5.15 Synthèse des courbes granulométriques de la plaine d'Old Crow.

sédiments tels que le déferlement des vagues et la dérive littorale ont joué un rôle déterminant quant au caractère sédimentologique des sables des plages. En somme, la majorité des plages sont constituées de sables grossiers à moyens (entre $-1,0 \phi$ et $1,5 \phi$) accumulés sous une énergie moyenne. La vitesse théorique des vagues, du courant ou de la dérive littorale est estimée entre 5 à 10 cm/s; si on se rapporte au graphique de Hjulstrom sur la capacité de transport, d'érosion et de sédimentation des particules en milieu aqueux. Mais ce graphique est théorique, et les résultats ne sont donc que des indices.

En poursuivant l'examen du graphique, on aperçoit quelques courbes qualifiées de type sigmoïde «pure». Ces courbes montrent que les sédiments ont été accumulés dans un environnement plus sélectif. La sélection s'est faite sur une petite tranche de matériel d'autant plus étroite que la section centrale droite de la courbe est plus redressée au détriment des courbures distales. Dans ces échantillons, les grosses particules sont sous-représentées parce que l'énergie de transport était insuffisante et les plus petites sont également absentes parce qu'elles ont été entraînées plus loin. C'est le cas pour un des échantillons de la plage inférieure située à l'ouest du camp, de même que pour un des échantillons du site de thermoluminescence.

Dans le premier cas, l'échantillon se localise sous un silt déposé après l'édification des plages, vraisemblablement sous l'effet d'un transport éolien. Le caractère sédimentologique de ce sable s'en trouve affecté; il y a une sur-représentation de la tranche de matériel entre $1,5 \phi$ et 2ϕ , d'où le profil sigmoïde. Ainsi, l'échantillon possède un caractère plus fin que tous les autres échantillons du complexe de plages du mont King Edward. Dans le second cas, le sédiment correspond à l'échantillon inférieur du site de thermoluminescence. Localisée à

près de 120 cm de profondeur, il est fort possible que sa mise en place s'est faite en eau profonde. Il n'est donc pas étonnant qu'il affiche un profil granulométrique doté d'une section droite pour une tranche de matériel plus fin qui dénote ce caractère de sélection.

Le graphique synthèse fait également ressortir trois courbes possédant un profil différent de celui de la majorité et qui correspondent à des échantillons qui se démarquent dans l'étude. Une première courbe, représentée par un profil de type logarithmique, correspond à l'échantillon du versant du site de Potato Hill. Le tracé presque linéaire de la courbe suggère l'absence de triage. Il s'agirait d'un matériel issu de la dynamique du versant. Les deux autres échantillons qui se distinguent de la majorité correspondent à des crêtes de plage du secteur de King Edward Bay. Par la simple extrapolation de la courbe vers la gauche ($< -1,0 \phi$) et l'observation de la première section du graphique, il est facile de constater que ces échantillons sont constitués de matériel plus grossier que pour n'importe quel autre échantillon. Ces caractéristiques laissent croire que le milieu était très dynamique; d'où l'hypothèse, pour ce secteur, du corridor de déversement du paléolac Old Crow dans le réseau hydrographique de la rivière Porcupine tel qu'exposé plus tôt dans le présent chapitre. L'autre possibilité est qu'il s'agit d'un matériel local (un régolithe) remanié par l'eau. Cette deuxième hypothèse est supportée aussi par le fait que les éléments externes étaient totalement absents.

En plus de comparer les profils granulométriques, il est profitable, dans l'analyse de synthèse, de mettre les différents paramètres statistiques en relation les uns aux autres. Afin de vérifier les ressemblances et les différences qui existent dans les caractéristiques sédimentologiques des sables de la plaine Old Crow, nous présentons deux graphiques de dispersion.

Le premier graphique montre la corrélation entre le coefficient d'acuité et le coefficient d'asymétrie (fig. 5.16, p. 131), le second relie l'indice de classement à la moyenne arithmétique (fig. 5.17, p. 133). Il est à noter que tous les échantillons analysés en granulométrie sont représentés à l'exception de deux plages du complexe King Edward Bay, compte tenu du manque de données pour effectuer le calcul des paramètres.

Le graphique de corrélation entre le coefficient d'acuité et le coefficient d'asymétrie montre que la majorité des échantillons ont un profil granulométrique qualifié de mesokurtique (d'acuité moyenne) et de symétrique quoique parfois légèrement asymétrique vers la droite (valeur positive). Cette tendance symétrique montre que les échantillons ont, en général, une répartition granulométrique équilibrée montrant quelquefois une tendance à un meilleur tri pour le matériel fin, même si l'indice d'acuité moyenne rend compte, en général, d'un classement régulier sur toutes les tranches de matériel.

Outre cette tendance dominante, nous remarquons quatre points qui ne font pas partie du nuage de point majeur. Deux échantillons se démarquent par leurs indices d'acuité supérieurs (leptokurtique) et leurs indices d'asymétrie plus fortement positifs. Ces données correspondent à des échantillons de la plage intermédiaire du mont King Edward. Comme nous l'avons vu dans l'analyse granulométrique selon l'altitude des plages au chapitre précédent, cette crête de plage au site du mont King Edward se distingue des autres niveaux d'altitude par ces différences dans les paramètres statistiques. À l'encontre des autres plages du complexe, les indices concèdent à la plage intermédiaire une plus grande abondance et un meilleur tri des sédiments fins d'où la dissymétrie fortement positive et l'indice d'acuité élevé.

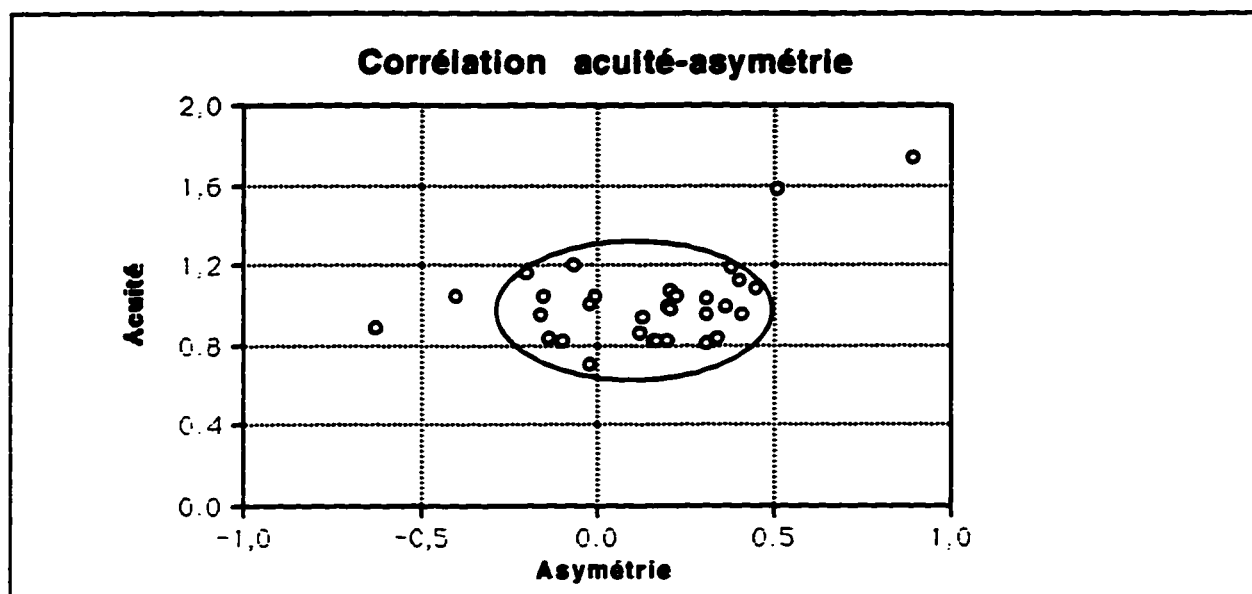


Figure 5.16 Corrélation entre l'indice d'acuité et l'indice d'asymétrie.

Bien que le profil granulométrique de la plage intermédiaire ressemble aux profils des autres altitudes du même complexe (voir fig. 5.15, p. 127), il n'en demeure pas moins que les paramètres statistiques laissent supposer que cette crête s'est construite sous des conditions différentes par rapport à celles situées plus haut ou plus bas.

Les deux autres points se démarquent par leur indice d'asymétrie plus fortement négatif. Par contre, les indices d'acuité restent semblables à la tendance générale c'est-à-dire de valeur moyenne. Le premier point correspond à la terrasse rocheuse du site de Potato Hill et le second à la plage du camp du site du mont King Edward. La signification des paramètres se traduit par un meilleur classement pour la portion de matériel grossier. Dans le premier cas, il est facile de comprendre cette situation en regardant la nature du sédiment; il provient d'une terrasse rocheuse qui n'est pas considérée comme une crête littorale au même titre que les autres plages de la plaine Old Crow. Pour ce qui est de la plage du camp du site du mont King Edward, la tendance n'est pas à ce point dissemblable pour nous questionner davantage sur la cause de cet écart.

Le deuxième graphique met en relation l'indice de classement et la moyenne arithmétique des échantillons (fig. 5.17, p. 133). Nous pouvons remarquer facilement qu'il existe une certaine fonction linéaire entre ces deux variables. En effet, la tendance indique que plus l'échantillon est constitué de particules fines, moins l'effet de triage se fait sentir. Autrement dit, les plages ayant une moyenne plus élevée en ϕ (ϕ) connaissent un indice de classement plus bas donc les sédiments y sont mieux triés. De la même façon, là où les sédiments sont constitués d'une plus grande proportion de sédiments fins, l'échantillon connaît un tri plus médiocre.

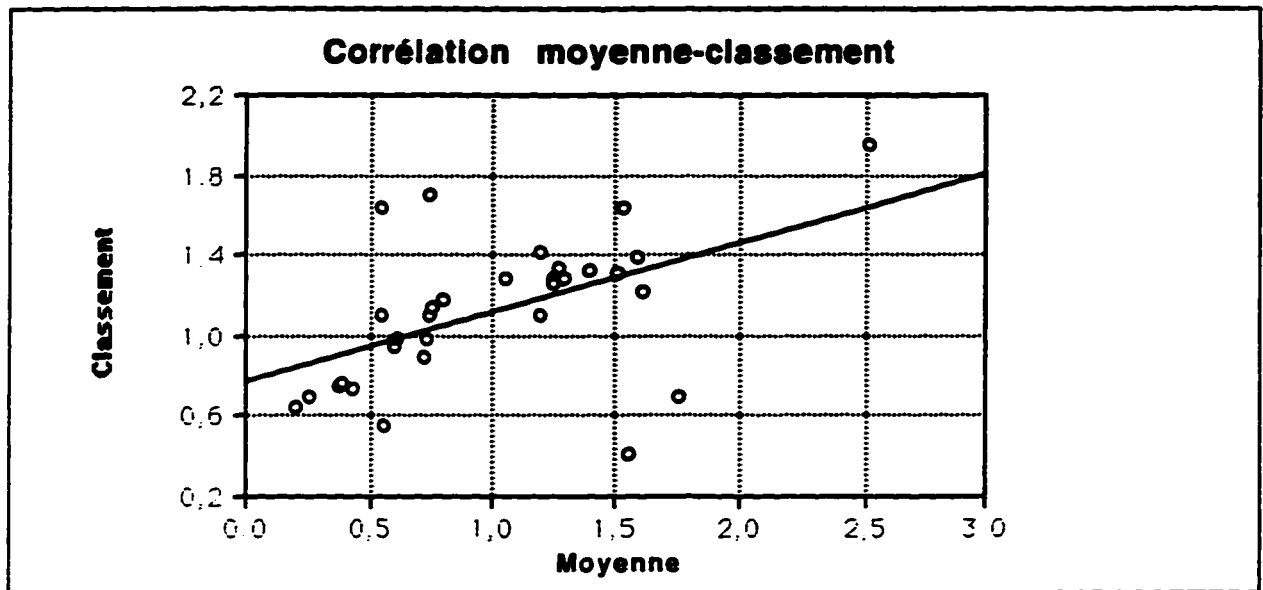


Figure 5.17 Corrélation entre l'indice de classement et la moyenne.

Encore une fois, le graphique dénote des exceptions. D'une part, une des plages intermédiaires du site du mont King Edward possède un échantillon de faible moyenne et de classement élevé. Le même phénomène se produit pour le seul échantillon représentant le site King Edward Bay. Ces sites sont donc représentés par un sable moyennement grossier mais dont le tri est moins bon qu'il ne devrait l'être. D'autre part, deux échantillons montrent le phénomène inverse. L'échantillon F-1 situé sur la plage inférieure ouest du complexe du mont King Edward et un autre échantillon de la même plage indiquent un tri supérieur à la tendance générale pour une moyenne plus élevée, c'est-à-dire un grain de plus petite dimension. Étant donné le contexte de localisation (sous un silt d'origine éolienne) du premier échantillon, il n'est pas surprenant de retrouver un indice de classement et une moyenne plus élevés. De plus, son profil granulométrique est lui aussi fort différent des autres échantillons de la même plage (voir fig. 5.15, p. 127).

Ces constatations laissent croire que ce sable a subi des modifications au niveau de ses caractéristiques sédimentologiques après la déposition du silt. Bien que l'autre échantillon de la plage inférieure ouest du mont King Edward montre un profil granulométrique semblable aux autres échantillons des plages environnantes, il reste qu'il possède un indice de classement et une moyenne différents de la tendance générale et laisse supposer qu'il y a eu une modification ultérieure du caractère sédimentologique du sable, sans pour autant en connaître l'explication.

Enfin, l'échantillon du versant de Potato Hill se démarque très fortement de la tendance dominante. Malgré le fait que cet échantillon reflète, par extrapolation, la tendance générale, ses indices sont nettement supérieurs à la majorité des échantillons. La moyenne et l'indice de classement élevés attribuent à cet échantillon un très mauvais tri pour une moyenne de grains fins.

CONCLUSION

Lors du Wisconsin, une grande partie de la région septentrionale du Yukon ne fut pas recouverte par l'inlandsis laurentidien ou des glaciations alpines de la Cordillère. Or, malgré le fait que les glaces n'aient pas pénétré cette région, les glaciations ont eu un impact indirect important sur le paysage. En effet, la réorganisation hydrographique provoquée par l'avancée de la calotte laurentidienne, a irrémédiablement remodelé ce territoire; en particulier celui de la plaine d'Old Crow. Le bassin hydrographique de la rivière Old Crow fut complètement noyé, de même que deux autres cuvettes de moindre importance, soit la plaine de la rivière Bell et celle de la rivière Bluefish, créant ainsi trois bassins glacio-lacustres.

Le but de la thèse était de déterminer les caractères sédimentologiques des paléoplages pour essayer d'identifier l'existence de un ou plusieurs épisodes glacio-lacustres dans la plaine d'Old Crow. À l'aide d'un rappel des principaux résultats acquis au cours de la recherche, nous allons vérifier l'hypothèse de départ à savoir les différences et similitudes de la sédimentologie du matériel des différents niveaux de paléoplages permettent de déterminer la fréquence des épisodes glacio-lacustres dans la plaine d'Old Crow.

Le premier résultat porte sur la distribution des plages. Les altitudes mesurées indiquent la présence d'un niveau vers 300 m, d'un deuxième vers 330 m et d'un troisième vers 350 m. Le niveau supérieur à 350 m n'est observé que dans l'ouest

de la plaine et il est toujours individualisé des niveaux inférieurs. Le niveau intermédiaire de 330 m est, pour sa part, assez mal identifié. Il apparaît tantôt un peu plus haut, tantôt un peu plus bas que l'altitude de 330 m.. Il n'en demeure pas moins qu'à trois sites autour de la plaine Old Crow, soit à Potato Hill, Black Fox Creek et au mont Shaeffer, il existe une continuité entre ce niveau et le niveau inférieur de 300 m. Nous supposons donc que le niveau de 350 m s'est mis en place de façon indépendante de celui de 330 m et de 300 m. Ces deux niveaux correspondraient à un seul épisode glacio-lacustre, soit le dernier. Cette conclusion expliquerait le fait que C. Tarnocai n'a pas trouvé de différences pédologiques sur la flèche du mont Schaeffer entre 330 m et 300m.

Le deuxième résultat a pour objet l'existence d'une dérive littorale vers l'ouest. Ce fait est mis en évidence par la distribution des flèches littorales, notamment à Black Fox Creek, Potato Hill et au mont King Edward. La direction des flèches indiquent que les vents venant de l'est étaient prédominants. Les cartes paléogéographiques de A. S. Dyke (1996) montrent que ce résultat se rattache aux autres données régionales: vers 18,000 ans les vents dominants en Béringie orientale venaient de l'est, alors qu'aujourd'hui ils sont de l'ouest. La présence de l'inlandsis laurentidien explique sûrement ce fait. L'importance des vents d'est est aussi confirmée par le fait que les plages à l'ouest de la plaine sont les mieux développées et que certaines ne sont formées que de graviers grossiers et de blocs, démontrant ainsi une assez forte énergie des vagues.

Le troisième résultat montre que les niveaux lacustres ne se sont maintenus que sur une courte période. En effet, le matériel des plages n'est pas très bien trié, et surtout, il est presque exclusivement local. On attribue ce phénomène à des dérives littorales qui n'ont pas eu le temps de transporter du matériel sur de longues distances. Les échanges ont été aussi réduits par le fait que les plages ont été

édifiées sur des collines assez isolées telle que Potato Hill: on voit mal comment des calcaires auraient pu y parvenir en étant aussi isolé. La courte durée des niveaux lacustres est aussi suggérée par l'absence de falaises mortes ou de plateformes littorales. Au lac Bonneville et au Labrador, le lac Nakaupi ont ce type de paléoformes: ces lacs ont connu des niveaux stables de plusieurs milliers d'années.

Le quatrième résultat est l'absence évidente de déformations néotectoniques des plages. Effectivement, il ne semble pas que les plages de la région à l'étude ont été déformées comme l'ont été les régions englacées. Il faudrait cependant une étude plus approfondie pour en être certain.

Finalement le dernier résultat indique que au-delà des différences pétrographiques dues au substrat local, les paléoplages sont constituées d'un matériel qui se ressemble; leur sable est grossier et assez mal trié. Nous n'avons pas inclus l'analyse des sédiments argileux et silteux des paléoplages dans l'étude, car il nous a semblé qu'une bonne partie pouvait avoir été fournie par le vent (C. Tarnocai a démontré que la flèche du mont Schaeffer était couverte de loess) ou par la solifluxion. Cette possibilité apparait dans nos analyses: elles montrent que le matériel le plus fin est le moins bien trié.

Ces divers résultats nous permettent de conclure qu'il y aurait eu au moins deux épisodes glacio-lacustre: le plus ancien aurait édifié les plages de 350 m. D'après les résultats acquis le long de la rivière Porcupine par R. M. Thorson et E. J. Dixon Jr (1983) et Y. Cabana (1996), cette épisode aurait pu avoir lieu au Wisconsin inférieur. Pendant cette époque les vents d'est auraient été très puissants comme le montrent les plages dans la région de Potato Hill. L'épisode le plus récent, responsable du lit argileux trouvé dans le fond des plaines Old Crow, Bell et

Bluefish aurait mis en place les plages intermédiaires et inférieures de 330 m et 300 m. La chronologie détaillée de cette épisode paraît assez complexe si on en juge les travaux de R. M. Thorson et E. J. Dixon Jr (1983), qui identifie plusieurs épisodes d'érosion et d'accumulation entre 30,000 ans et 15,000 ans le long de la rivière Porcupine. Pendant cette période, les vents dominants ont été de l'est et la dérive littorale a édifiée les plus importantes flèches littorales de la plaine, sans néanmoins former de plateforme ou de falaises.

Bien que la chronologie proposée dans ce mémoire ne soit que hypothétique, elle tend à mettre en doute l'hypothèse d'une seule inondation telle que proposée par O.L. Hughes et al. (1989). En effet, les datations préliminaires associées aux formes et surtout les caractéristiques sédimentologiques des sables de ces mêmes formes permettent d'affirmer que la période couvrant les événements glacio-lacustres n'est pas si limitée dans le temps.

Cependant, le but de notre étude n'était pas d'établir la chronologie absolue des événements glaciaires du Wisconsin. L'attention était mise sur la plaine d'Old Crow localisée dans le refuge glaciaire de la Béringie orientale et sur les événements qui ont marqué cette région. Tel que J.-S. Vincent (1989) le mentionne, «les études qui portent sur les bassins intérieurs du Yukon sont une chance pour dater indirectement les événements glaciaires». L'études des caractéristiques des sédiments des paléoplages du bassin Old Crow a donc permis d'augmenter les connaissances sur cette région du refuge glaciaire. De plus, grâce à des données préliminaires de datation par thermoluminescence, nous sommes en mesure de supposer que le maximum glaciaire se situerait entre 15 et 20 Ka plutôt qu'entre 37 et 16 Ka tel que proposé par O. L. Hughes et al. (1989). Bien que ces dates demeurent des données à vérifier, il n'en demeure pas moins que cette

chronologie relative contribue à mieux comprendre les événements glaciaires et glacio-lacustres de la région de la plaine Old Crow.

Il reste néanmoins que cette recherche constitue une première base à d'éventuelles études sur la même région. En effet, plusieurs recherches ultérieures pourraient enrichir ce mémoire et les avantages ne seraient que bénéfiques. Il serait intéressant de corréler les données sédimentologiques des paléoplagages de la plaine d'Old Crow avec les données obtenues des sédiments des terrasses fluviales de la rivière Porcupine en aval du village d'Old Crow. Étant donné que cette portion de rivière a servi d'exutoire naturel au paléolac lors du dernier épisode de vidange, les relations établies entre les différents niveaux pourraient résoudre certains événements mal compris et améliorer la chronologie.

Toutes ces avenues de recherche ne pourraient qu'enrichir les connaissances sur la plaine d'Old Crow et permettraient de mettre à jour la chronologie des événements glaciaires et glacio-lacustres de la région septentrionale du Yukon.

BIBLIOGRAPHIE

- ARGIALAS, D. P. et J.G. Lyon (1988). «Quantitative description and classification of drainage patterns». Photogrammetric engineering and remote sensing, vol. 54, no 4, april 1988, p.505-509.
- BEGÉT, J. (1990). «Middle Wisconsinian climate fluctuations recorded in central Alaskan loess». Géographie physique et Quaternaire, vol. 44, no 1, p. 3-13.
- BERTHOIS, L. (1975). Les roches sédimentaires : étude sédimentologiques des roches meubles: techniques et méthodes. Paris: Doin éditeurs, 1975. 278 p.
- BOSTOCK, H. S. (1966). Notes on glaciation in central Yukon territory. Geological Survey of Canada, paper 65-36, 18 p.
- BRIGGS, D. (1977). Sources and methods in geography: sediments. London: Butterworths, 1977. 190 p.
- BUNTING, B. T. et L. Christensen (1978). «Micromorphology of calcareous crusts from the Canadian High Arctic». Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, vol. 100, pt 4, p.361-367.
- BURN, C.R. (1992). «Thermokarst lakes». Le géographe canadien, vol. 36, no 1, 1992, p. 81-85.
- CABANA, Y. (1996). Les terrasses de la Rivière Porcupine. (communication orale), Congrès de l'ACFAS, Québec, juin 1996.
- CAILLEUX, A. et J. Tricart (1963). Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris: Centre de documentation universitaire, 1963. 363 p. (Tome 1; Texte).
- CARTER, L. D. et T. D. Hamilton (1989). Late Cenozoic history of the interior basins of Alaska and the Yukon. U.S. Geological Survey, Circular 1026. 115 p.

- CLARKE, A. H. et C. R. Harington (1978). «Asian freshwater mollusks from Pleistocene deposits in the Old Crow Basin, Yukon territory». Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 15, p. 45-51.
- C.N.R.C. (1988). La terminologie du pergélisol et notions connexes. Ottawa: C.N.R.C., 154 p. (Note de service technique; no 142).
- COLLINA-GIRARD, J. (1989). «Application des techniques de l'analyse cartographique (analyse morphostructurale) : l'exemple du Rousillon (Pyrénées-Orientales, France)». Géologie Méditerranéenne, tome XVI, no 4, p. 321-340.
- CORBEIL, D. R. (1992). Les terrasses de cryoplanation des monts Old Crow, Yukon, Canada. [Ottawa]. Rapport présenté à la Société Royale de géographie du Canada. 31 p.
- CWYNAR, L. C. (1982). «A late quaternary vegetation history from Hanging Lake». Ecological monographs, vol. 52, p.1-24.
- CWYNAR, L. C. (1980). A late quaternary vegetation history from Hanging Lake. Toronto, 1980. 136 p. Thèse pour l'obtention du doctorat-Université de Toronto.
- CWYNAR, L. C. et J. C. Ritchie (1980). «Arctic Steppe-Tundra: a Yukon perspective». Science, June 1980, vol. 208, p. 1375-1377.
- DREIMANIS, A. (1962). «Quantitative gasometric determination of calcite and dolomite by using Chittick apparatus». Journal of sedimentary petrology, vol. 32, no 3, sept. 1962, p.520-529.
- DUK-RODKIN, A. et O. L. Hughes (1994). «Tertiary-Quaternary drainage of the Pre-glacial Mackenzie basin». Quaternary International, vol. 22/23, p. 221-241.
- DUK-RODKIN, A. et O. L. Hughes (1992). «Pleistocene montane glaciations in the Mackenzie Mountains, Northwest Territories». Géographie physique et Quaternaire, vol 46, no 1, p. 69-83.

- DUK-RODKIN, A. et O. L. Hughes (1991). «Age relationships of Laurentide and Montane glaciations, Mackenzie Mountains, Northwest Territories». Géographie physique et Quaternaire, vol. 45, no 1, p.79-90.
- DYKE, A.S. (1996). Preliminary paleogeographic maps of glaciated North America. Ottawa: Geological Survey of Canada, Open File 3296, sheet A-F, 1996.
- DYKE, A.S. et V.K. Prest (1987). «Late Wisconsinian and Holocene history of the Laurentide ice sheet». Géographie physique et Quaternaire, vol. 41, no 2, 1987, p. 237-263.
- DYKE, A.S. et V.K. Prest (1986). Late Wisconsinians and Holocene history of the Laurentide ice sheet. 1:5 000 000. Ottawa: Geological Survey of Canada, Carte 1702A, 1986.
- EDWARDS, M. E. et E. D. Barker Jr. (1994). «Climate variation in northeastern Alaska 18,000 yr B.P.-Present». Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 109, 1994, p. 127-135.
- EDWARDS, M. E. et P. F. McDowell (1989). «Quaternary deposits at Birch Creek, Northeastern interior Alaska: the possibility of climatic reconstruction». In: L. D. Carter et T. D. Hamilton. Late Cenozoic history of the interior basins of Alaska and the Yukon. U.S. Geological Survey, Circular 1026, p.48-50.
- ENERGIE, MINES ET RESSOURCES (1972). [Mont King Edward]. [Photographies aériennes]. 1:54,000. A-22879, no.41 & 65. Ottawa: National Air Photo Library, 1972.
- ENERGIE, MINES ET RESSOURCES (1972). [Black Fox Creek et mont Schaeffer]. [Photographies aériennes]. 1:54,000. A-22880, no 9, 155 & 191. Ottawa: National Air Photo Library, 1972.
- ENERGIE, MINES ET RESSOURCES (1976). [Potato Hill]. [Photographies aériennes]. 1:50,000. A-24501, no 220. Ottawa: National Air Photo Library, 1976.
- ENERGIE, MINES ET RESSOURCES (1976). [Husky Lake]. [Photographies aériennes]. 1:54,000. A-24502, no 130. Ottawa: National Air Photo Library, 1976.

- FAIN, J. et D. Miallier (1988). «La datation par thermoluminescence». La recherche, vol. 19, no 201, juillet-août 1988, p. 910-918.
- FITZGERALD, G. R. (1980). «Pleistocene loons of the Old Crow basin, Yukon Territory, Canada». Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 17, p.1593-1598.
- FRENCH, H. M. et D. G. Harry (1992). «Pediments and cold-climate conditions, Barn Mountains, unglaciated northern Yukon, Canada». Geografiska Annaler, vol. 74 A, no 2-3, p. 145-156.
- FULTON, R. J., M. M. Fenton et N. W. Rutter (1984). «Summary of Quaternary stratigraphy and history, Western Canada». In: R. J. Fulton. Quaternary stratigraphy of Canada: a canadian contribution to IGCP Project 24. Geological Survey of Canada, paper 84-10, p. 69-83.
- GRIFFITHS, J.C. (1967). Scientific method in analysis of sediments. New York: McGraw-Hill Book Company, 1967. 508 p.
- HAMILTON, T. D. et R. M. Thorson (1983). «The Cordilleran ice sheet in Alaska». In: S. C. Porter, Late-Quaternary environments of the United States. Minneapolis: University of Minnesota Press, (The late Pleistocene; vol. 1), p. 38-52.
- HARRY, D.G. et H.M. French (1983). «The orientation and evolution of thaw lakes, southwest Banks Island, Canadian Arctic». Permafrost Fourth International Conference Proceedings. National Academy Press, Washington D.C., 1983, p.456-461.
- HEGINBOTTOM, J.A. et J.S. Vincent (1986). Correlation of Quaternary deposits and events around the margin of the Beaufort Sea: Contributions from a joint Canadian-American workshop, april 1984. [Ottawa]: Geological Survey of Canada, 1986, open file report 1237, 60 p.
- HEUSSER, C. J. (1960). Late Pleistocene environments of North Pacific North America. New York: American Geographical Society. 308 p. (Special publication; no 35).

- HOPKINS, D.M., J.V. Matthews jr, C.E. Schwegger et S.B. Young (1982). Paleoecology of Beringia. New York: Academic Press, 1982. 489 p.
- HOPKINS, D. M. (1972). «The paleogeography and climatic history of Beringia during late Cenozoic time». InterNord (International Journal of Arctic Studies), no 12, p. 121-150.
- HUGHES, O. L., N. W. Rutter, J. V. Matthews Jr. et J. J. Clague (1989). «Régions non englacées : Stratigraphie et histoire de Quaternaire , Inlandsis de la Cordillère». In : Fulton, R. J. Le Quaternaire du Canada et du Groenland. Chap. 1 (Géologie du Canada; vol.1)
- HUGHES, O. L. (1989). «Quaternary chronology, Yukon and Western district of Mackenzie». In: L. D. Carter et T. D. Hamilton. Late Cenozoic history of the interior basins of Alaska and the Yukon. U.S. Geological Survey, Circular 1026, p.25-29
- HUGHES, O. L., C.R. Harington, J.A. Janssens, J.V. Matthews Jr, R. E. Morlan, N.W. Rutter et C.E. Schwegger (1981). «Upper Pleistocene stratigraphy, paleoecology and archaeology of the northern Yukon interior, eastern Beringia, 1. Bonnet Plume Basin». Arctic, vol. 34, p. 329-365.
- HUGHES, O.L., V. N. Rampton et N. W. Rutter (1972). «Quaternary geology and geomorphology, southern and central Yukon (Northern Canada)». 24th International geological congress (Montreal). Field excursion A11, 59 p.
- HUGHES, O. L. (1972). Surficial geology of Northern Yukon Territory and Northwestern District of Mackenzie, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Paper 69-36, 11 p.
- HUGHES, O. L. (1971). Northern Yukon Territory and Northwestern District of Mackenzie, surface geology. 1:500 000. Geological Survey of Canada, carte 1319A, 1971.
- HUNTLEY, D. J. et H. P. Johnson (1976). «Thermoluminescence as a potential means of dating siliceous sediments». Canadian Journal of Earth Science, vol. 13, p. 593-596.

- INMAN, D. L. et T. K. Chamberlain (1956). «Particle-size distribution in nearshore sediments». In: Society of Economic paleontologists and mineralogists, Finding ancient shorelines: a symposium with discussion. Wisconsin: George Banta Company, 1956, p. 106-129.
- INTERNATIONAL UNION FOR QUATERNARY RESEARCH **[INQUA]** (1987). Quaternary research in Yukon. XII International Congress, July 31- Aug. 9 1987. 110 p.
- JAMES, L. A. (1991). «Quartz concentration as an index of sediment mixing: hydraulic mine-tailings in the Sierra Nevada, California». Geomorphology, no 4, 1991, p. 125-144.
- JOPPLING, A.V., W.N. Irving et B.F. Beebe (1981). «Stratigraphic, sedimentological and faunal evidence for the occurrence of Pre-Sangamonian artefacts in Northern Yukon». Arctic, vol. 34, no 1, p.3-33.
- KRINSLEY, D.H. et J.C. Doornkamp (1973). Atlas of quartz and sand surface textures. Cambridge: University Press, 1973. 91 p.
- LALOU, C. et G. Valladas (1985). «La thermoluminescence» In: E. Roth et B. Poty. Méthode de datation par les phénomènes nucléaires naturels. Paris: Masson, 1985, Chap. IX, p. 251-289.
- LANDRY, B. et M. Mercier (1984). Notions de géologie. Mont-Royal: Modulo éditeur, 1984, 2ème éd., 437 p.
- LAROCHELLE, P. Éléments de mécanique des sols : Tome 1. Physique et hydraulique des sols. Québec : Université Laval, septembre 1988. 260 p. (Notes de cours).
- LAURIOL, B, C. Duchesne et I. D. Clark (1995). «Systématique du remplissage en eau des fentes de gel: les résultats d'une étude oxygène-18 et deutérium». Permafrost and periglacial processes, vol. 6, p. 47-55.
- LAURIOL, B. (1990). «Cryoplanation terraces, Northern Canada». Le géographe canadien, vol. 34, no 4, p. 347-351.

- LAURIOL, B. et L. Godbout (1988). «Les terrasses de cryoplanation dans le nord du Yukon: distribution, génèse et âge». Géographie physique et Quaternaire, vol. 42, no 3, p. 303-314.
- LEMMEN, D. S., A. Duk-Rodkin et J. M. Bednarski (1994). «Late glacial drainage systems along the northwestern margin of the Laurentide ice sheet». Quaternary science reviews, vol. 13, p. 805-828.
- LICHTI-FEDEROVICH, S. (1973). «Palynology of six sections of late Quaternary sediments from the Old Crow river, Yukon Territory». Canadian journal of earth science, vol. 51, p.553-564.
- LINDHOLM, R.C. (1987). A practical approach to sedimentology. London: Allen & Unwin, 1987. 276 p.
- LOCAT, J. et M-A. Bérubé (1986). «L'influence de la granulométrie sur la mesure des carbonates par la méthode du Chittick». Géographie physique et Quaternaire, vol. 40, no 3, p.331-336.
- MATHEWES, R. W. (1991). «Climatic conditions in the Western and Northern Cordillera during the last glaciation: paleoecological evidence». Géographie physique et Quaternaire, vol. 45, no 3, p.333-339.
- MATTHEWS Jr., J. V., C. E. Schweger et O. L. Hughes (1990). «Plant and insect fossils from the Mayo indian village section (central Yukon): new data on middle Wisconsinan environments and glaciation». Géographie physique et Quaternaire, vol. 44, no 1, p. 15-26.
- MATTHEWS Jr., J. V., C. E. Schweger et J. A. Janssens (1990). «The last (Koy-Yukon) interglaciation in the northern Yukon : Evidence from unit 4 at Ch'ijee's Bluff, Bluefish basin». Géographie physique et Quaternaire, vol. 44, no 3, p. 341-362.
- MATTHEWS Jr., J. V., C. E. Schweger et O. L. Hughes (1989). «Climatic change in Eastern Beringia during oxygen isotope stages 2 and 3: proposed thermal events». In: L. D. Carter et T. D. Hamilton. Late Cenozoic history of the interior basins of Alaska and the Yukon. U.S. Geological Survey, Circular 1026, p.34-38.

- MATTHEWS Jr., J. V., R. J. Mott et J. S. Vincent (1986). «Preglacial and interglacial environments of Banks Island: pollen and macrofossils from Duck Hawk Bluffs and related sites». Géographie physique et Quaternaire, vol. 40, no 3, p. 279-298.
- MATTHEWS Jr., J. V. (1982). «East Beringia during late Wisconsinian time: a review of the biotic evidence» In: D. M. Hopkins et al. Paleoecology of Beringia. New York: Academic Press, 1982, chap. 7, p.127-150.
- MAZULLO, J.M. et R. Ehrlich (1983). «Grain-shape variation in the St-Peter sandstone: a record of eolian and fluvial sedimentation of an early Paleozoic Cratonic sheet sand». Journal of Sedimentary Petrology, vol. 53, no 1, march 1983. p.105-119.
- MISKOVSKY, J. C. (1987). Géologie de la préhistoire: méthodes, techniques et applications. Paris: Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire. 1297 p.
- MORLAN, R. E. (1986). «Pleistocene archaeology in Old Crow basin: a critical reappraisal». In: A. L. Bryan. New evidence for the Pleistocene peopling of the Americas. Orono: University of Maine, Center for the study of early man, 1986. p.27-48.
- MULLER, R. A. et T. M. Oberlander (1984). Physical geography today. New York: Random House, 3ème éd. 1984. 591 p.
- NORRIS, D. K. (1977). Geology Blow River and Davidson Mountains, Yukon territory- District of Mackenzie. 1:250,000. Ottawa: Geological Survey of Canada, Carte 1516A, 1977.
- NORRIS, D. K. (1976). Geology Old Crow, Yukon territory. 1:250,000. Ottawa: Geological Survey of Canada, Carte 1518A, 1976.
- OLLIER, C.D. (1981). Tectonic and landforms. London: Longman, 1981. 324 p. (Geomorphology texts; no 6).
- OZER, A. (1978). «Étude des variations de forme et de taille des galets sur la plage de Sorso (Sardaigne septentrionale)». Bulletin de la Société géographique de Liège, no 14, 14e année, avril 1978, p. 117-126.

- PAOLA, C. (1988). «Subsidence and gravel transport in alluvial basins». In: K.L. Kleinspehn et C. Paola. New perspectives in basin analysis. New York: Springer-Verlag, 1988, Chap. 11. p.231-243.
- PEÑA, O. et A.L. Séguin (1986). Concepts et méthodes de la géographie. Montréal: Guérin, 1986. 177 p.
- PÉWÉ, T.L., D. M. Hopkins et J. L. Giddings (1965). «The Quaternary geology and archeology of Alaska». In: H. E. Wright Jr et D.G. Frey. The Quaternary of the United States: a review volume for the VII Congress of the International Association for Quaternary Research. Princeton: Princeton University Press, 1965, p.355-374.
- PLAFKER, G. (1964). «Oriented lakes and lineaments of Northeastern Bolivia». Geological Society of America Bulletin, vol. 75, p. 503-522.
- PREST, V. K., D. R. Grant et V. N. Rampton (1968). Glacial map of Canada. 1:5,000,000. Geological Survey of Canada. Carte 1253A.
- RAMPTON, V. N. (1982). Quaternary geology of the Yukon coastal plain. Geological Survey of Canada, Bulletin 317, 49 p.
- REGER, R. D. et T. L. Péwé (1976). «Cryoplanation terraces: indicators of a permafrost environment». Quaternary research, vol. 6, p.99-109.
- RITCHIE, J.C. (1987). Postglacial vegetation of Canada. Toronto: University of Toronto Press, 1987. 178 p.
- RITCHIE, J.C. (1984). Past and present vegetation of the Northwest of Canada. Toronto: University of Toronto Press, 1984. 251 p.
- RITCHIE, J. C. (1981). «The modern and late-Quaternary vegetation of the Doll Creek area, north Yukon, Canada». New Phytologist, vol. 90, p. 563-603.
- RIVIERE, A. (1977). Méthodes granulométriques : techniques et interprétation. Paris: Masson, 1977. 170 p.

- SCHWEGER, C. E. (1989). «The Old Crow and Bluefish basins, Northern Yukon: development of the Quaternary History». In: L. D. Carter et T. D. Hamilton. Late Cenozoic history of the interior basins of Alaska and the Yukon. U.S. Geological Survey, Circular 1026, p.30-33.
- SCHWEGER, C. E. et J. V. Matthews Jr. (1985). «Early and middle Wisconsinan environments of Eastern Beringia: stratigraphic and paleoecological implications of the Old Crow tephra». Géographie physique et Quaternaire, vol. 39, no 3, p. 275-290.
- SEPPÄLÄ, M. (1983). «River sinuosity measured by the Mansiddaniemi method: a critical evaluation». Fennia, vol. 161, no 2, p. 303-318.
- SINGHVI, A. K. , Y. P. Sharma et D. P. Agrawal (1982), «Thermoluminescence dating of sand dunes in Rajasthan, India». Nature, vol. 295, p. 313-315.
- SORENSEN, C.J. (1977). «Reconstructed Holocene bioclimates». Annals of the Association of American geographers, 1977, vol. 67, p.214-222.
- SWETT, K. (1974). «Calcrete crusts in an arctic permafrost environment». American Journal of Science, vol. 274, november 1974, p. 1059-1063.
- TANNER, W.F. (1992). «3000 years of sea level change». Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 73, no 3, march 1992, p.297-303.
- TARNOCAI, C. et C. E. Schweger (1991). «Late Tertiary and early Pleistocene paleosols in Northwestern Canada». Arctic, vol. 44, no 1, mars 1991, p. 1-11.
- TARNOCAI, C. (1990). «Paleosols of the interglacial climates in Canada». Géographie physique et Quaternaire, vol. 44, no 3, p. 363-374.
- TERASMAE, J. et R. J. Mott (?). Problems of dating abandoned shorelines in the Lake Huron basin. Geological Survey of Canada. 3 p. (Tiré à part)
- THIBODEAU, P. (1988). Quelques aspects de la géomorphologie karstique du bassin de la Haute Porcupine, Nord du Yukon. Ottawa, 1988. 119 p. Thèse pour l'obtention de la maîtrise-Université d'Ottawa.

- THORNES, J. B. et D. Brunsten (1977). Geomorphology and time. Cambridge: Methuen et Co. 208 p.
- THORSON, R. M. et E. J. Dixon Jr. (1983). «Alluvial history of the Porcupine River, Alaska : Role of glacial-lake overflow from northwest Canada». Bulletin of the Geological Society of America, vol. 94, p.576-589.
- TRICART, J. (1965). Principes et méthodes de la géomorphologie. Paris: Masson. 496 p.
- VALLADAS, H. (1987). «Thermoluminescence». In: J. C. Miskovsky. Géologie de la préhistoire: méthodes, techniques et applications. Paris: Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire, p. 1061-1071.
- VATAN, A. (1967). Manuel de sédimentologie. Paris: Éditions Technip. 397 p.
- VINCENT, J. S. (1989). «Continental ice advances in Northwestern Canada and their significance to interior basins in the Yukon». In: L. D. Carter et T. D. Hamilton. Late Cenozoic history of the interior basins of Alaska and the Yukon. U.S. Geological Survey, Circular 1026, p.18-21.
- WAHL, H.E., D.B. Fraser, R.C. Harvey et J.B. Maxwell (1987). Climate of Yukon. Ottawa: Minister of Supply and Services Canada, 1987. 323 p. (Climatological Studies; no 40).
- WASHBURN, A. L. (1980). Geocryology: a survey of periglacial processes and environments. New York: John Wiley. 406 p.
- WIKEN, E. B., D. M. Welch, G. R. Ironside et D. G. Taylor (1981). The northern Yukon: an ecological land survey. Vancouver, Ottawa: Minister of Supply and Services, 1981, 49 p.
- WHITTEL, P. A. (1979). «The analysis of pebbles on the bed of the upper Whaife, Yorkshire». In: A.F. Pitty. Geographical approaches to fluvial processes. Norwich: Geo Books, 1979, p. 203-213.
- WINTLE, A.G. (1980). «Thermoluminescence dating: a review of recent application to non-pottery materials». Archaeometry, vol 22, no 2, p. 113-122.

ANNEXE A

HISTOIRE CLIMATIQUE ET VÉGÉTALE DU NORD DU YUKON

L'annexe qui suit présente l'histoire climatique de la région à l'étude. Sans qu'elle soit nécessaire à la compréhension de la recherche en général, elle est un complément important pour saisir le contexte régional et géomorphologique de la région nordique du Yukon et du refuge glaciaire. Nous présentons tout d'abord un texte qui résume l'histoire climatique du nord Yukon depuis l'Éocène inférieur jusqu'à l'Holocène, puis vient ensuite le tableau récapitulatif qui reprend les grandes lignes de l'historique.

À l'Éocène inférieur, il y a 48 millions d'années, l'Alaska était recouvert par une forêt tropicale de feuillus incluant plusieurs lianes et arbres à racines aériennes. De cette forêt tropicale dense, l'évolution se fait progressivement vers une forêt tropicale marginale au milieu de la période de l'Éocène (40 millions d'années). Finalement, à la fin de cette période géologique, la forêt subtropicale s'appauvrit et les feuillus deviennent de plus en plus présents. À ce moment, les lianes sont complètement disparues pour faire place à une forêt tempérée composée d'arbres à feuilles caduques. Les études réalisées au nord du Yukon ont également permis de trouver des espèces arborescentes de température chaude: *Sequoia*, *Metasequoia*, *Tilia*, *Pinus*, *Ulmus*, *Castanea*, *Quercus*, *Tsuga*, *Pterocarya* qui font place graduellement dans le temps à des espèces de températures plus froides: *Picea*, *Alnus*, *Betula*, *Sphagnum*.

Cette évolution régulière d'une forêt tropicale vers une forêt tempérée révèle que la température a décliné de façon progressive. D'un climat chaud et humide à température moyenne annuelle de 20°C à 25°C, la région adopte un climat plus frais, avec une température moyenne annuelle de 11°C à 13°C, accompagné d'une période de gel, pour la fin de l'Éocène.

Au début de l'Oligocène, vers 35 millions d'années B.P., la forêt subtropicale s'enrichit de nouveau et les feuillus diminuent en importance. De plus, plusieurs évidences démontrent de façon certaine que le domaine forestier est à ce moment maritime. Les taxons tels que *Betula*, *Alnus*, *Acer*, *Gingko* et *Metasequoia* ont été retrouvés parmi les assemblages aux différents sites d'échantillonnage. Vers la fin de cette même période, vers 28 millions d'années B. P., la forêt retourne progressivement vers une couverture de feuillus avec tout d'abord une période d'arbres à feuilles caduques.

Ce scénario traduit une évolution climatique semblable à la période de l'Éocène, c'est-à-dire que la température était redevenue plus chaude dans la première partie de l'Oligocène, avec une moyenne annuelle de 13°C à 20°C, comme cela prévalait au milieu de l'Éocène, et que graduellement la température a diminué pour atteindre des moyennes de 8°C à 12°C accompagnées de périodes de gel de plus en plus importantes.

Pendant le Miocène, le régime climatique continue de se maintenir dans les températures fraîches. La première partie de cette période connaît une température moyenne de -5°C à 10°C et pour la fin du Miocène ainsi que pour toute la période de Pliocène, les températures moyennes augmentent légèrement jusqu'à 12°C. Durant cette période, la forêt de feuillus change pour une forêt de conifères. Par contre, les arbres à feuilles caduques persistent encore. La forêt est de type mésophytique mixte composée des espèces suivantes: *Picea*, *Pinus*, *Tsuga*, *Abies* et *Larix*. Vers 12 millions d'années B. P., le domaine de la forêt de résineux s'élargit et s'enrichit faisant compétition aux feuillus qui deviennent de plus en plus rares. Les taxons de quelques éricacées de même que *Betula* et *Salix* parviennent néanmoins à persister dans cet assemblage.

Ces nouvelles conditions prévalent également pour la prochaine période géologique, le Pliocène, où les arbres à feuilles caduques, tels que *Tilia*, *Ulmus*, *Pterocarya*, *Diervilla*, apparaissent très sporadiquement à travers un domaine forestier riche en conifères composé de *Picea*, *Pinus*, *Tsuga* et *Abies*. Au Yukon, pour la même période, les mêmes espèces sont rencontrées en plus de certains taxons de mousses boréales et arctiques. L'apparition plus fréquente des feuillus laisse néanmoins supposer que le climat était tout de même un peu plus chaud que maintenant. De plus, la découverte de paléosols cryoturbés et comportant des horizons «rubéfiés» appuie ce fait (C. Tarnocai, 1991). Un autre facteur qui a influencé le climat de cette région à la fin du Tertiaire vient de son histoire tectonique. En effet, tout porte à croire qu'au Tertiaire la chaîne de montagnes St-Elias en Alaska était beaucoup plus basse que maintenant ce qui permettait la circulation de l'air humide et chaud en provenance du Pacifique vers le centre du Yukon.

Pour ce qui concerne la période du Quaternaire, plusieurs ouvrages recensent des travaux qui ont été effectués un peu partout en Alaska et au nord du Yukon (J. C. Ritchie; 1987, P. Thibaudeau; 1988, J. V. Matthews Jr et *al.*; 1990). Ceux-ci permettent de continuer l'évolution de l'histoire végétale dans le temps et par conséquent celle du régime climatique du nord du Yukon. Le début du Pléistocène, soit entre 1,6 millions et 700 000 ans B.P., reste la période la moins bien documentée en ce qui a trait à l'information de l'histoire végétale de cette région. Il n'en demeure pas moins que l'étude récente de J. V. Matthews Jr et *al.* (1990) est un bon indicateur pour rétablir la végétation et l'histoire climatique de la période subséquente. La coupe stratigraphique de la vallée Bluefish mise en évidence dans cette étude contient des pollens de pins, d'épinettes et de noisetiers ainsi que des macrorestes de bois de conifères. Les pourcentages de *Pinus* sont

assez élevés et souvent accompagnés de *Larix*. Ces agencements sont typiques d'une végétation de toundra et traduisent par le fait même un climat assez frais. De plus, la découverte de plusieurs pseudoformes de coin de glace au même endroit donne un indice supplémentaire sur la fraîcheur du climat à cette époque.

Par la suite, le régime climatique s'est un peu réchauffé et les diagrammes polliniques montrent la réapparition de quelques espèces thermophyles. Par contre, ces espèces arborescentes n'ont pas persisté longtemps; très rapidement le patron pollinique traduit à nouveau une toundra à dominance de bouleaux avec un fort pourcentage de *Betula*, de graminées et de cypéracées. Le faible pourcentage d'épinettes du début de cette phase réaugmente rapidement jusque vers 149 000 B. P. où apparaît un indicateur important: le tephra d'Old Crow. Ce dépôt composé de cendres est accompagné souvent de coins de glace formés en même temps que la déposition du tephra ou peu de temps après. En conséquence, la combinaison des deux éléments implique que le climat était plus froid que maintenant.

Peu après la déposition du tephra, le pourcentage en graminées devient assez élevé démontrant un climat plus tempéré. Cet intervalle tempéré n'a cependant pas duré longtemps, puisque vers 37 000 ans B. P. plusieurs évidences palynologiques montrent que le climat était redevenu froid. En effet, la dominance du pollen d'épinette, de bouleau et de cypéracée montre que la végétation ressemblait étrangement à celle qui prévaut aujourd'hui sur ce territoire sauf pour l'absence des aulnes qui abondent maintenant. Par contre, il y avait la présence du taxon *Typha* qui aujourd'hui a complètement disparu.

Vers 30 000 ans B. P., la limite de l'épinette est atteinte et les pourcentages polliniques diminuent. Le climat à ce moment est plus froid que celui qui domine actuellement. Selon S. Lichti-Frederovich (1973), le paysage est composé d'une

tundra herbacée, mais la sédimentation a pu être dérangée par les inondations de la plaine d'Old Crow et les différents lacs du Wisconsin supérieur qui sont survenus à cette même période et dont il sera question tout au long de cette étude.

Pour la fin du Pléistocène, les pollens se font plus rares dans la coupe de Bluefish. Néanmoins l'apport en herbacées augmente considérablement et les fréquences relatives du bouleau, du saule et des graminées sont élevés. Pour certains auteurs, l'extension du bouleau survient vers 14 000 B. P., mais certains autres lui attribue une date plus jeune soit vers 11 000 ans B. P. Entre le Pléistocène et l'Holocène (12 500 à 11 000 ans B. P.), la végétation se compose d'une tundra herbacée sur les plateaux et arborescente dans les vallées, sans changement particulier dans la flore. Par contre, le domaine arbustif se développe davantage. De même, la pessière fait place à une saulnaie arbustive dans les milieux tourbeux. Vers 8 600 ans B. P., le domaine forestier est dominé par *Betula* qui s'accompagne de *Salix*, *Artemisia* et de quelques graminées. Autour de cette même période, il y a une augmentation des épinettes jusqu'à leur extension actuelle. Pour sa part, l'aulne commence à avoir des pourcentages plus significatifs vers 5 600 ans B. P.

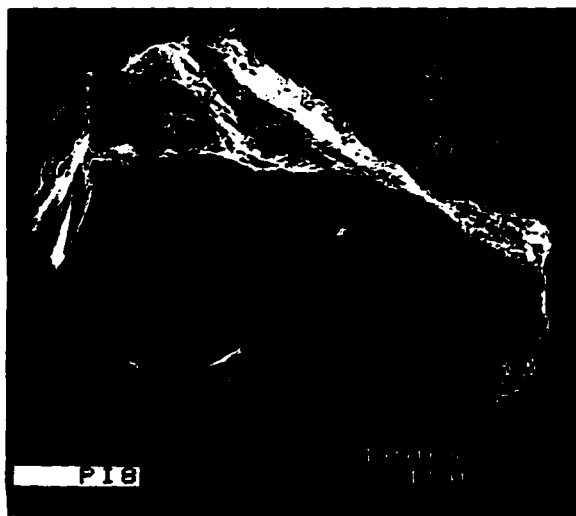
Pendant cette période, soit de 8 000 à 5 000 ans B. P., la paludification des régions basses fait augmenter le pourcentage de *Picea mariana* par rapport à ceux de *Picea glauca* et *Alnus*. Dans les régions plus nordiques, soit au nord de 65° parallèle environ, la tundra herbeuse devient progressivement une tundra arbustive ce qui signifie que le climat se réchauffe lentement.

ÂGE (Ka B.P.)	PÉRIODE	CLIMAT (p/r à l'actuel)	VÉGÉTATION OU ÉVÉNEMENT VÉGÉTAL	SOURCE
5,6 8,7	HOLOCÈNE	Réchauffement graduel	Augmentation de <i>Alnus</i> Domaine de <i>Betula</i> + <i>Salix</i> + <i>Artemisia</i> + <i>Gramineae</i> Toundra herbacée--plateaux	Ritchie, J.C. (1984) Ritchie, J.C. (1987)
12,5		Plus froid Léger refroidis.	Toundra arbustive--vallées Diminution des herbes 14 Ka B. P. : Extension de <i>Betula</i>	
		Plus chaud	Toundra herbacée sur plateaux	
30		Plus froid	Dominance de cypéracées Pessière accompagnée de <i>Betula</i>	Lichti-Federovich, S. (1973)
60		Plus chaud	Augmentation des cypéracées	
		Plus froid	***Tephra d'Old Crow*** Toundra à dominance <i>Betula</i> , <i>Gramineae</i> , <i>Cyperaceae</i> ; peu d'épinettes	Ritchie, J.C. (1987)
149		Plus chaud	Quelques espèces arborescentes	Thibodeau, P. (1988)
700 1600		Frais Plus froid Froid-frais	Toundra arbustive Forêt de conifères: <i>Pinus</i> + <i>Larix</i> Forêt de conifères: <i>Pinus</i> , <i>Picea</i> , <i>Corylus</i>	Matthews, J.V. et al. (1990)
4000	PLIOCÈNE	Plus chaud	[Sol cryoturbé et horizon rubéfié]	Ritchie, J.C. (1984)
		Froid-frais	Forêt de conifères+quelques feuillus [<i>Picea</i> , <i>Pinus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Abies</i> , <i>Tilia</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Diervilla</i>]	et Ritchie, J.C. (1987)
8000 12000 16000	MIOCÈNE	Frais-froid	Forêt de conifères riche et quelques feuillus [<i>Pinus</i> + <i>Betula</i> , <i>Salix</i> , <i>Ericaceae</i>]	Ritchie, J.C. (1984) et
20000		Froid	Forêt de conifères+quelques feuillus Forêt mésophytique mixte [<i>Picea</i> , <i>Pinus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Abies</i> , <i>Larix</i>]	Ritchie, J.C. (1987)
24000	OLIGOCÈNE		Forêt d'arbres à feuilles caduques	
28000		Frais		Ritchie, J.C. (1984) et
32000			Forêt subtropicale maritime Feuillus diminuent	Ritchie, J.C. (1987)
36000		Humide/chaud	[<i>Alnus</i> , <i>Betula</i> , <i>Acer</i> , <i>Ginkgo</i> , <i>Metasequoia</i>]	
40000	ÉOCÈNE	Frais	Forêt tempérée à feuillus Forêt subtropicale appauvrie	Ritchie, J.C. (1984) et
44000		Humide/chaud	Forêt subtropicale marginale	Ritchie, J.C. (1987)
48000		Humide/très chaud	Forêt tropicale	

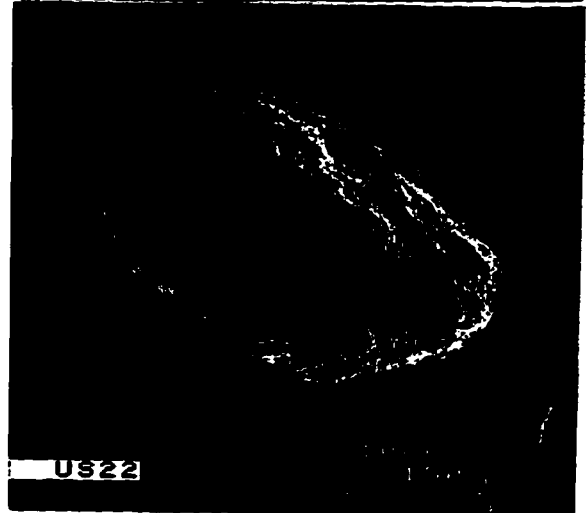
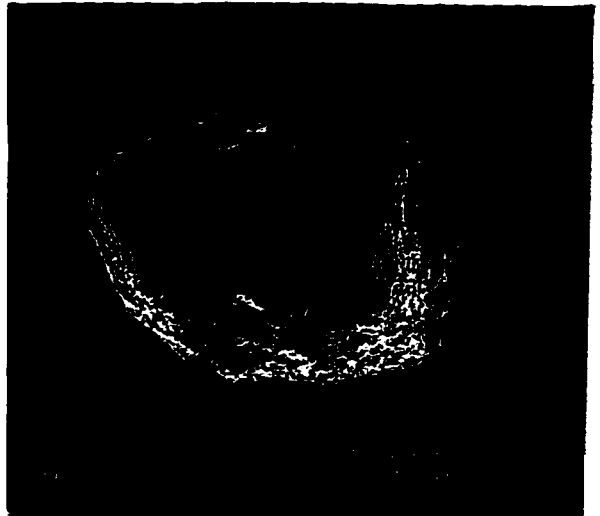
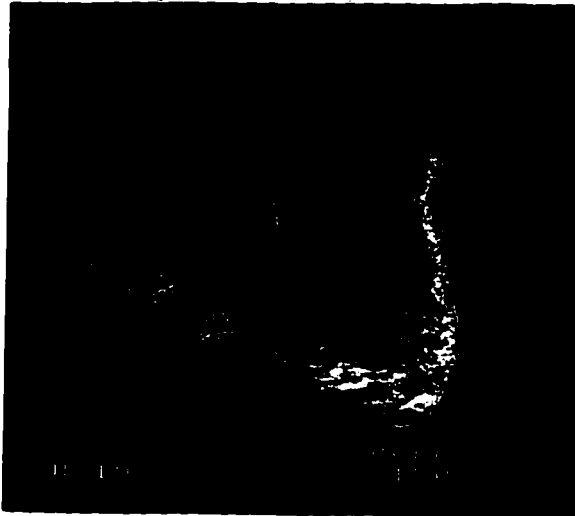
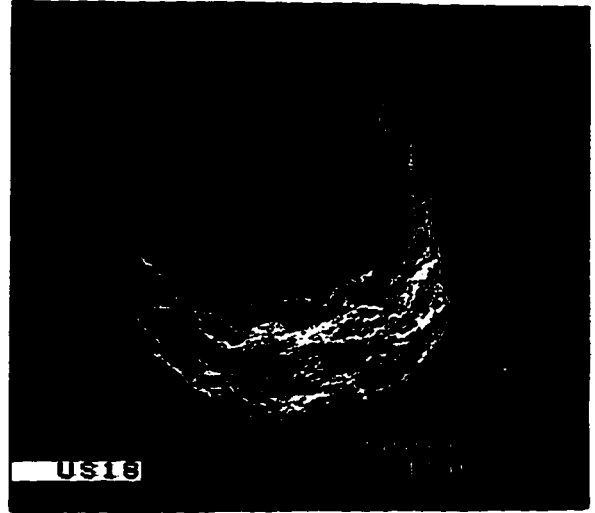
Tableau A.1 Histoire du climat et de la végétation du nord du Yukon.

ANNEXE B

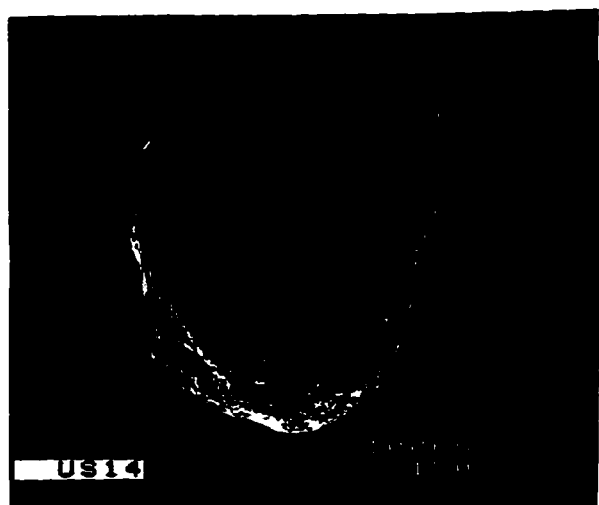
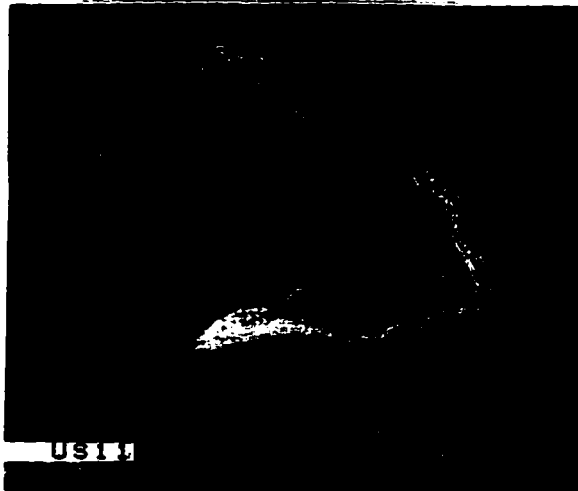
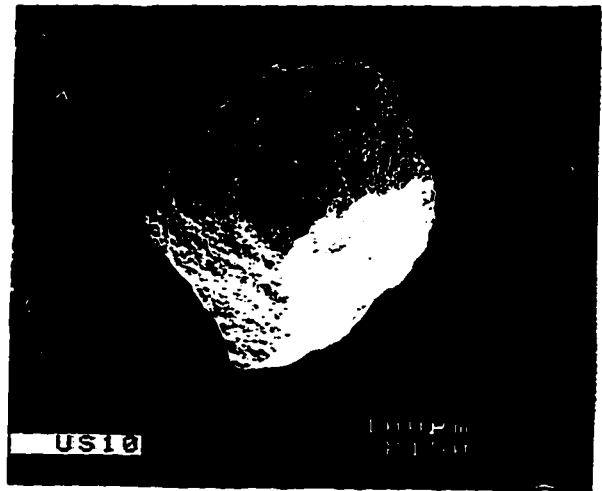
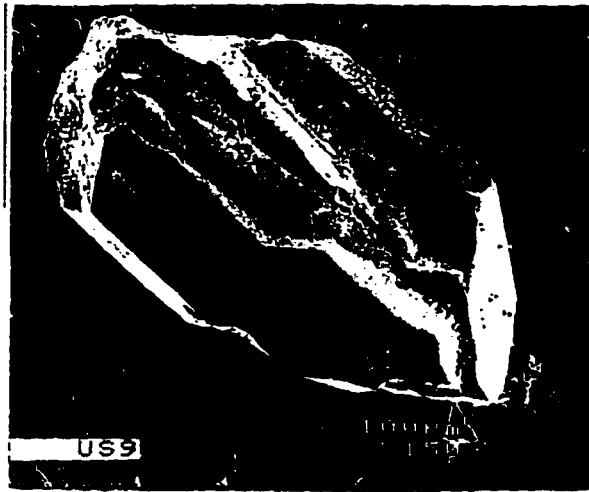
PHOTOGRAPHIES DES GRAINS DE QUARTZ



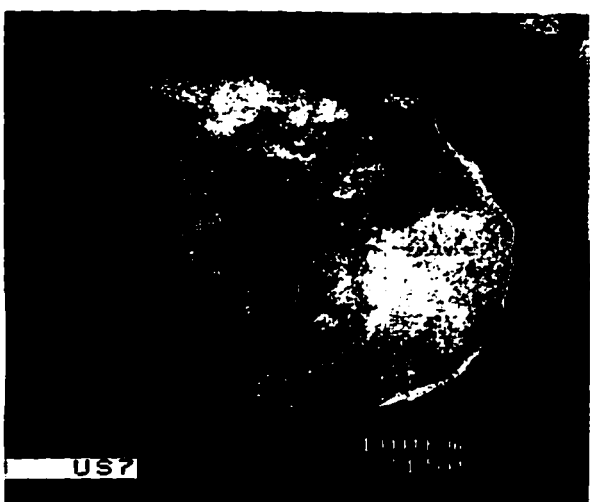
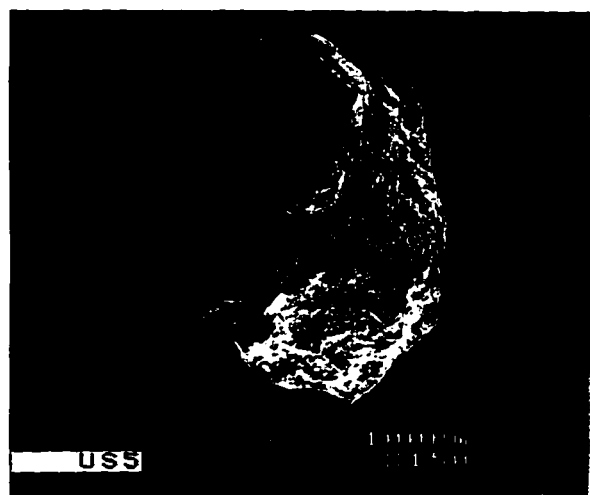
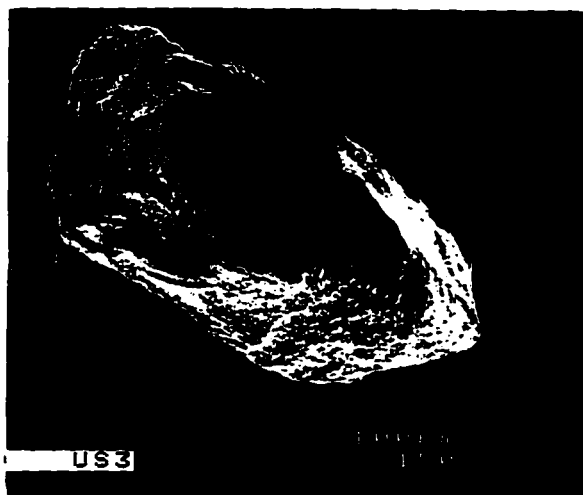
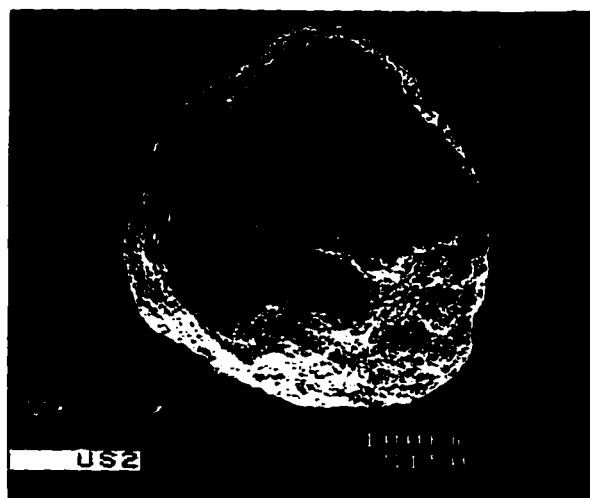
Site Potato Hill (plage inférieure), Territoire du Yukon.



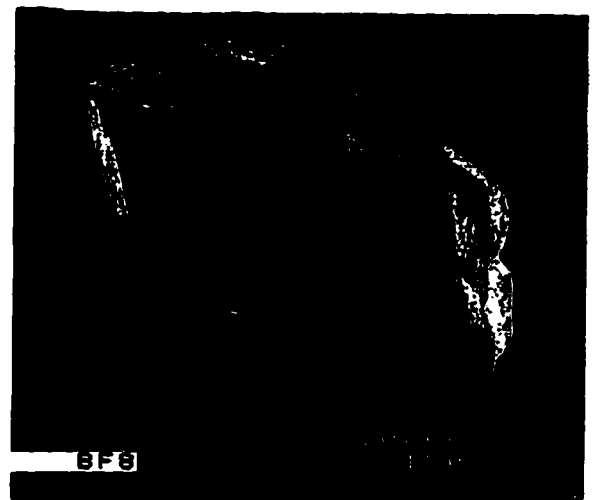
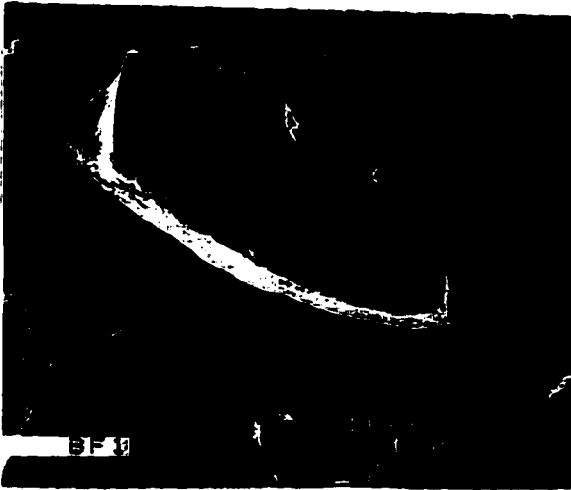
Site Husky Lake 7 (plage inférieure), Territoire du Yukon.



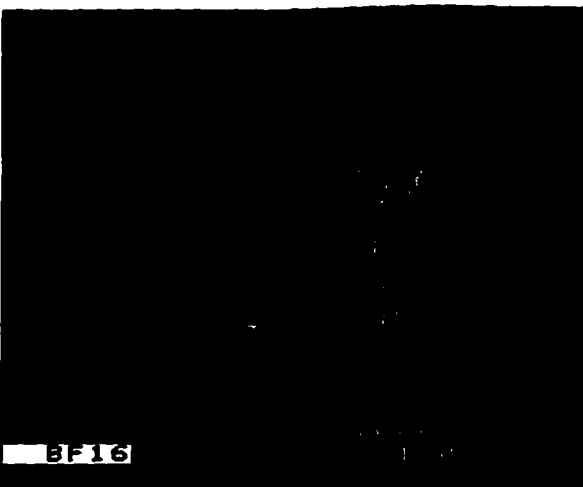
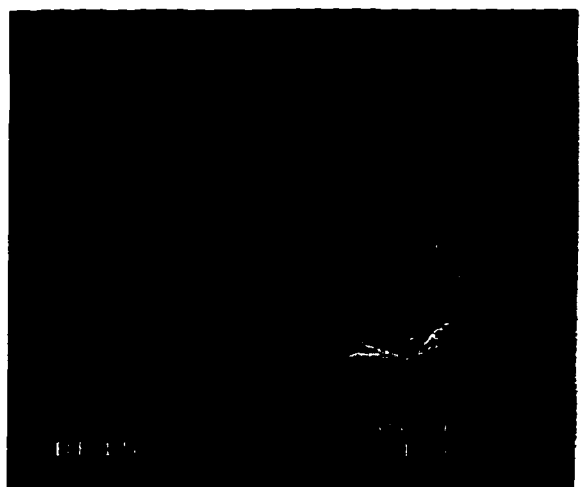
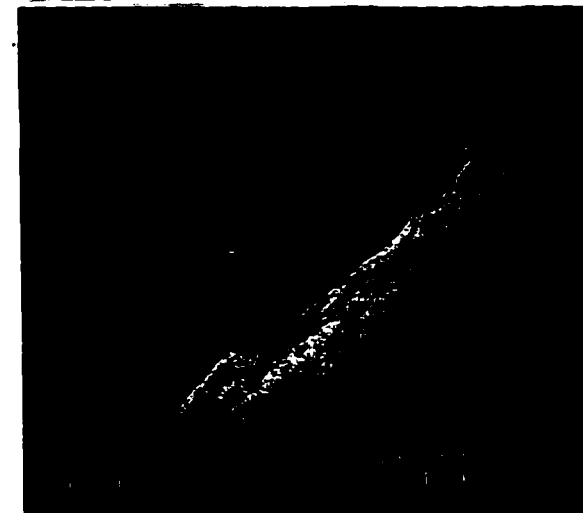
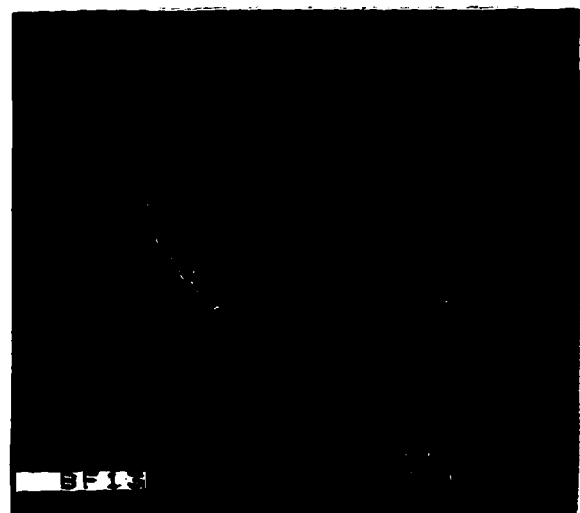
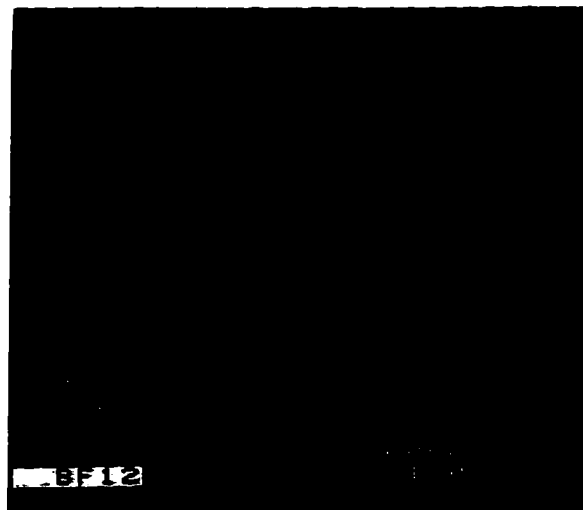
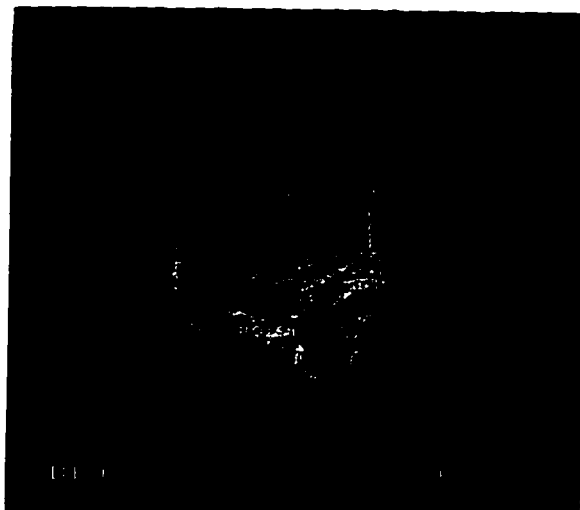
Site Husky Lake 6 (plage inférieure), Territoire du Yukon.



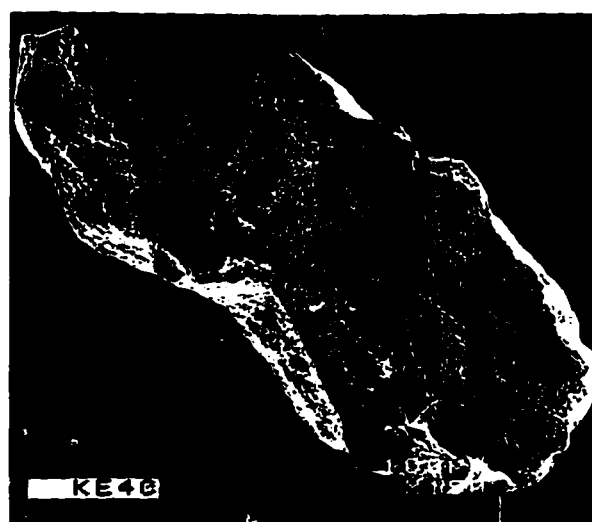
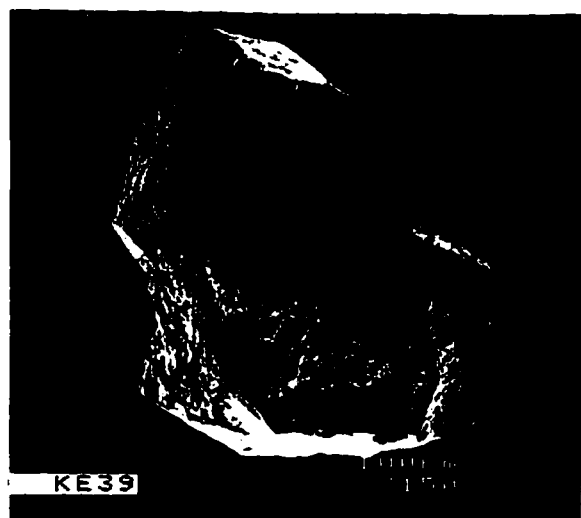
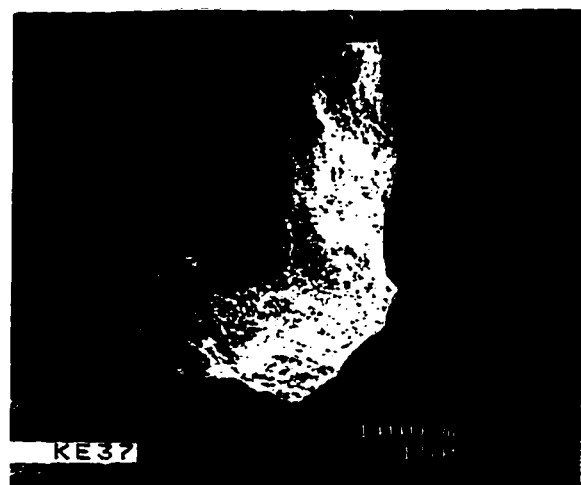
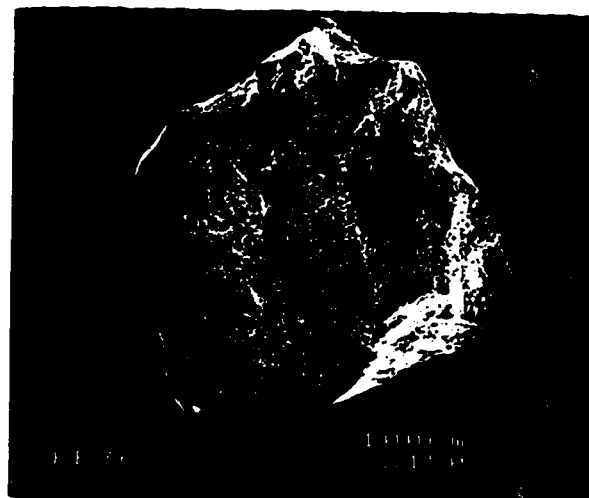
Site Husky Lake 5 (plage inférieure), Territoire du Yukon.



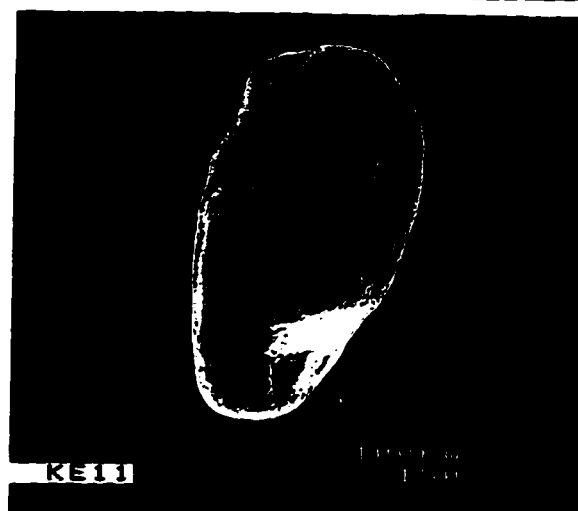
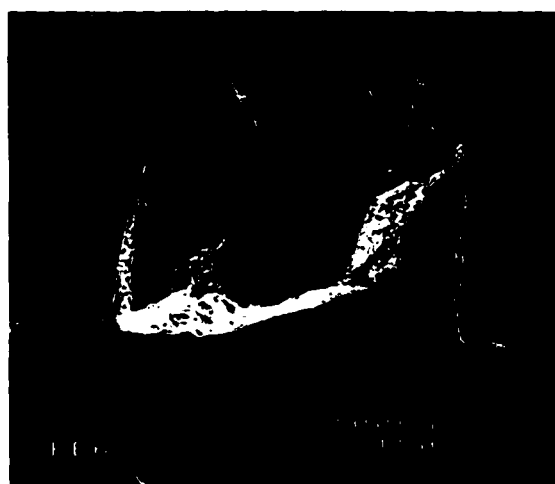
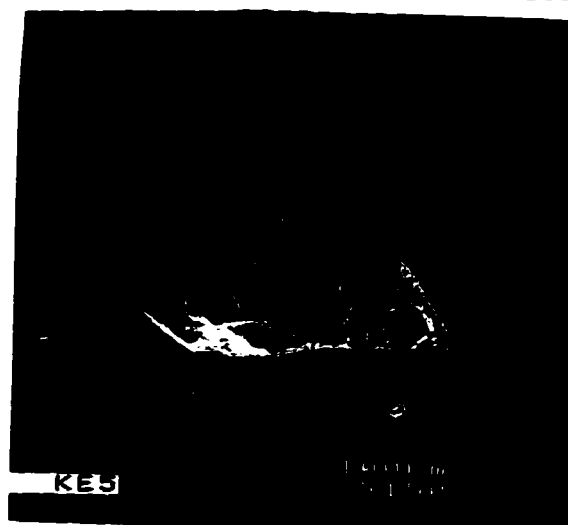
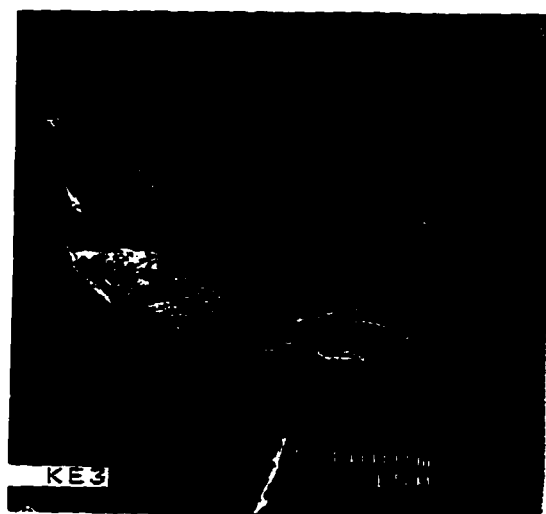
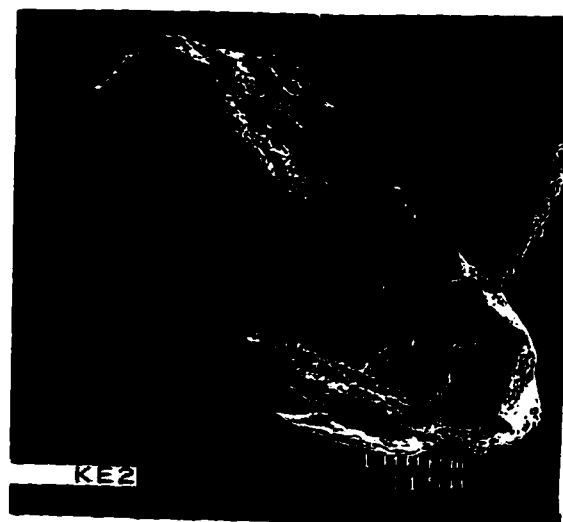
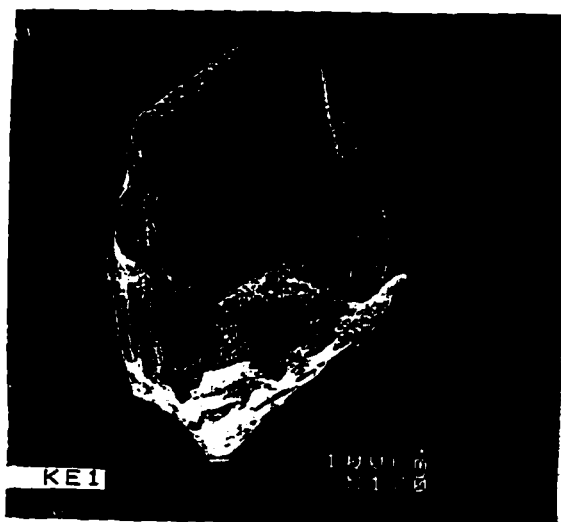
Site Black Fox Hills (plage supérieure), Territoire du Yukon.



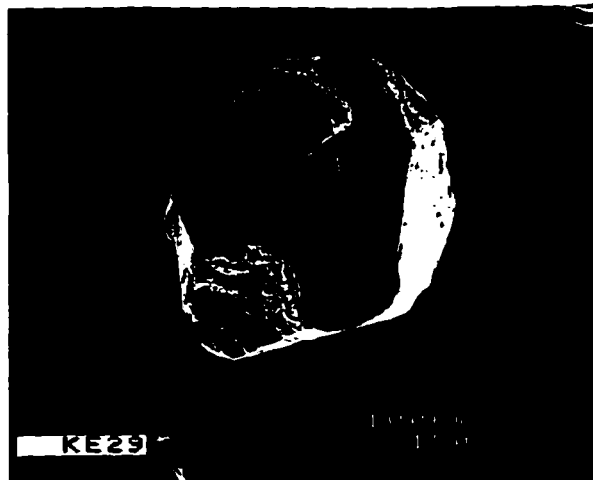
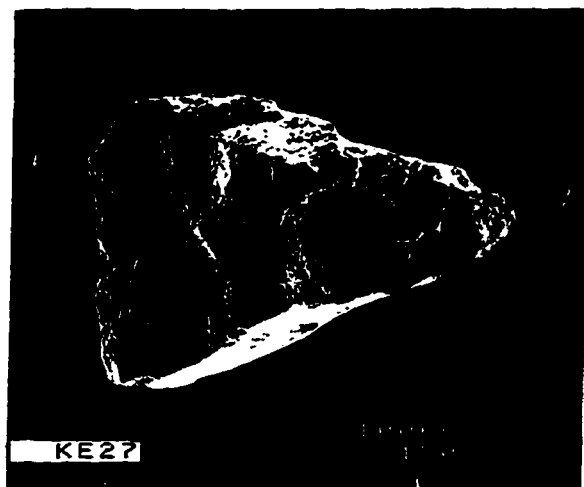
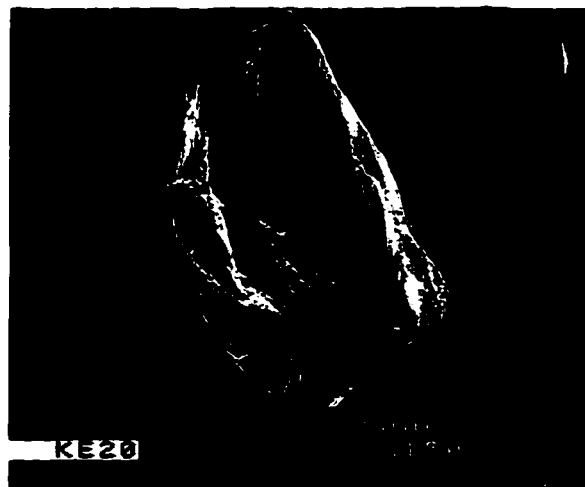
Site Black Fox Ridge (plage inférieure), Territoire du Yukon.



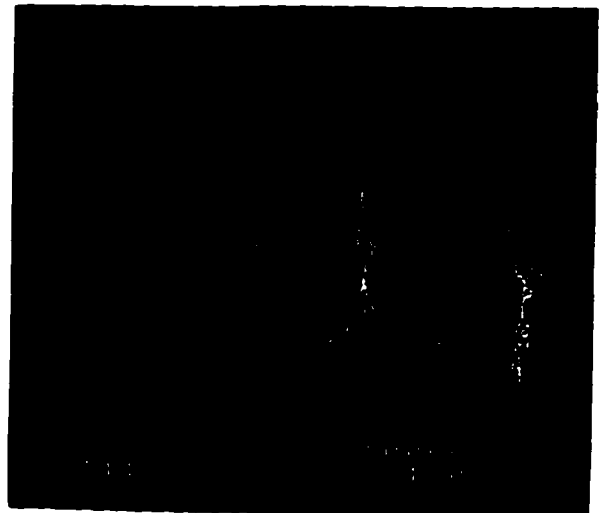
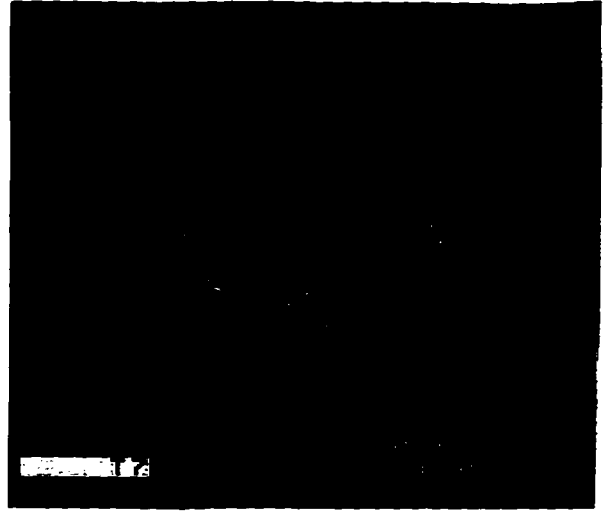
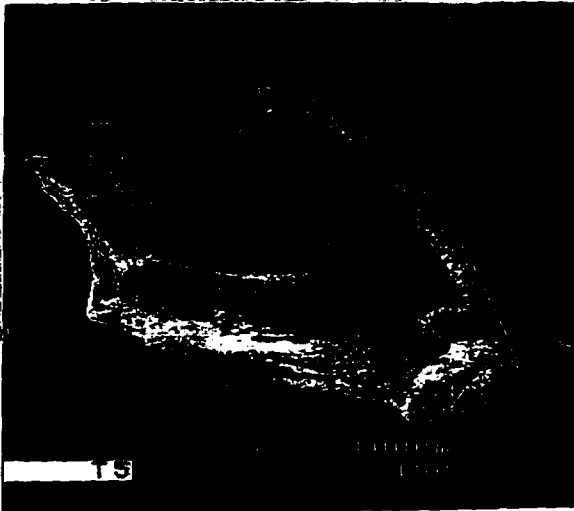
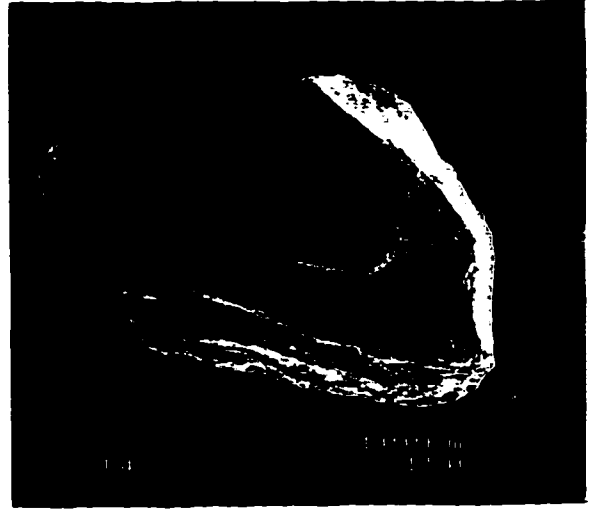
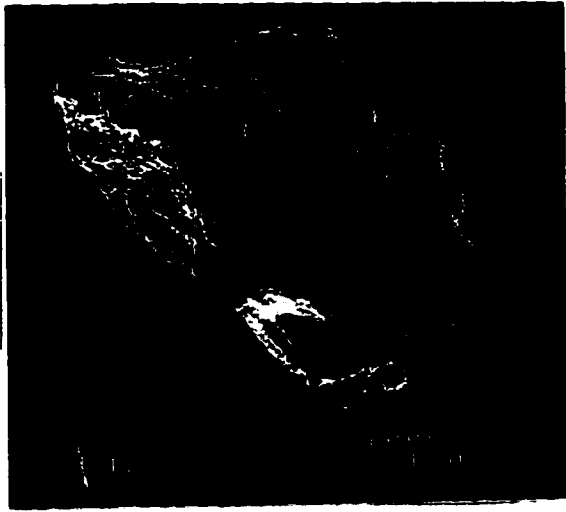
Site mont King Edward (plage supérieure), Territoire du Yukon.



Site mont King Edward (plage intermédiaire), Territoire du Yukon.



Site mont King Edward (plage inférieure), Territoire du Yukon.



Site de thermoluminescence (plage inférieure), Territoire du Yukon.