



National Library
of Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Canadian Theses Service, Service des thèses canadiennes

Ottawa, Canada
K1A 0N4

NOTICE

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

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

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

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

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

AVIS

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

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

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

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

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

QUELQUES ASPECTS DE LA GÉOMORPHOLOGIE
KARSTIQUE DU BASSIN DE LA HAUTE
PORCUPINE, NORD DU YUKON.

PAR

PIERRE G. THIBAudeau

THÈSE PRÉSENTÉE À L'ÉCOLE DES ÉTUDES SUPÉRIEURES
EN VUE DE L'OBTENTION DU GRADE DE
MAÎTRISE ÈS ARTS EN GÉOGRAPHIE

FÉVRIER, 1988



Pierre Thibaudeau, Ottawa, Canada, 1988

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

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

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

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

ISBN 0-315-46869-6



UNIVERSITÉ D'OTTAWA
UNIVERSITY OF OTTAWA

"He who has been to the North has not been there for the last time."

Dicton populaire sur le nord par Segal, *Conquest of the Arctic*.

RÉSUMÉ

Le karst du bassin de la Haute Porcupine se situe à la latitude du cercle polaire, à environ 125 km au sud du village d'Old Crow, dans le nord du Yukon.

Les phénomènes karstiques observés apparaissent, d'une part, sous forme active dans les fonds de vallées ou sur les pédiments et, d'autre part, sous forme relique sur les versants des massifs calcaires.

L'agressivité chimique des eaux dépend en grande partie du recouvrement végétal. En milieu boisé, une dureté totale moyenne en CaCO_3 de 106 mg/l a été observée. Au-dessus de la limite altitudinale des arbres, en toundra alpine, une dureté totale moyenne de 80 mg/l a été signalée au sein d'eaux saturées.

Parmi les phénomènes karstiques observés, les cavernes Bear Cave et Tsi-tché-han sont sans doute les plus impressionnantes. Une étude de leur microclimat durant la période estivale a permis de distinguer trois zones climatiques: i) jusqu'à une profondeur de 30 m, les températures sont positives et le taux d'humidité est de 80%, ii) de 30 à 35 m, la température est de 0°C et l'humidité relative de 100%, résultant en la formation de glace et de givre, et iii) au-delà de 35 m, les températures sont négatives et l'humidité relative est de 60%.

Plusieurs dépôts de concrétions de calcite des cavernes Bear Cave et Tsi-tché-han ont été datés à la série U. Un taux de dénudation maximum du relief a été établi à 30.5 cm/1000 ans. De plus, le concrétionnement s'est effectué principalement avant 1.25-1.5 ma, puis entre 400 et 700 ka, et entre 111 et 67 ka, durant le dernier interglaciaire.

Ce karst, plus vieux que 1.5 ma, doit probablement son maintien à l'absence de glaciers dans la région durant le Quaternaire. C'est pourquoi, en dépit des conditions rigoureuses, il a pu continuer à évoluer.

ABSTRACT

The karst of the Upper Porcupine basin is situated at the arctic circle, approximately 125 km south of Old Crow, in the Northern Yukon.

The observed karst phenomena are active in the bottom of the valleys and on the pediments, and are inactive on the slopes of the limestone mountains.

The dissolution of limestone by waters depends greatly upon the vegetation cover. In densely vegetated lowlands, an average total water hardness in CaCO_3 of 106 mg/l was recorded. Above the altitudinal tree line, in the alpine tundra, an average total hardness of 80 mg/l was noted in saturated waters.

Among the observed karst phenomena, Bear Cave and Tsi-tché-han caves are undoubtedly the most impressive. A study of their microclimate during the summer period allowed to distinguish three zones: i) up to a depth of 30 m, temperatures are positive and relative humidity is around 80%, ii) between 30-35 m, temperature is 0°C and relative humidity stands at 100%, resulting in the formation of ice and hoar frost, and iii) passed 35 m, temperatures are negative, while relative humidity is near 60%.

Many calcite deposits from Bear Cave and Tsi-tché-han caves were dated using U-Series methods. A maximum crude

denudation rate of 30.5 cm/1000 years was established.

Moreover, deposition periods occurred primarily before 1.25-1.5 ma, then between 400-700 ka, and finally between 67 and 111 ka.

This karst, which is older than 1.5 ma, survived due to the absence of glaciers in the area throughout the Quaternary. That is why, despite rigorous conditions, it continued to evolve.

REMERCIEMENTS

J'aimerais exprimer ma reconnaissance la plus sincère à mon directeur, Dr Bernard Lauriol, pour ses conseils, sa patience et son dévouement constant, mais surtout pour avoir trouvé en lui un ami précieux.

Je remercie également M. Jacques Cinq-Mars, des Musées Nationaux du Canada, pour avoir découvert le karst qui constitue l'objet de cette thèse, et pour son appui logistique.

L'assistance sur le terrain de Jean Roberge, de l'Université Laval, à Québec, et ses nombreux conseils qui ont suivi, furent grandement appréciés, tout comme son amitié.

Dr Derek Ford, de l'Université McMaster, à Hamilton, a effectué les datations sur les dépôts de concrétions. Je lui suis entièrement reconnaissant.

L'aide financière pour cette recherche provient en partie du Groupe de Recherches Nordiques de l'Université d'Ottawa. Le soutien financier du Département de géographie de l'Université d'Ottawa a également été très apprécié.

Ma gratitude va aussi au Dr Daniel Lagarec, pour ses nombreux conseils, à Sylvie Létang, pour avoir gentiment accepté de dactylographier cette thèse et à mes amis et collègues du Département de géographie, avec qui j'ai partagé d'heureux moments au cours des dernières années.

Finalement, j'aimerais remercier spécialement Christine, pour son support et sa compréhension durant les moments les

plus difficiles. À mes parents, Pierrette et Gilles, pour
leurs encouragements et leur confiance, je leur suis des plus
reconnaissant.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
ABSTRACT	iv
REMERCIEMENTS	vi
LISTE DES FIGURES	xi
LISTE DES PHOTOS	xiii
LISTE DES TABLEAUX	xv
 CHAPITRE 1: INTRODUCTION	 1
1.1 Critères de sélection de la région d'étude	2
1.2 Organisation de la thèse	2
 CHAPITRE 2: LA RÉGION	 5
2.1 Localisation	5
2.2 Description et physiographie	5
2.2.1 Le massif de Bear Cave	5
2.2.2 Le massif de Tsi-it-toh-Choh	7
2.3 Climat /.....	11
2.3.1 Situation actuelle	11
2.3.2 Évolution depuis 105 000 BP	13
2.4 Pergélisol	16
2.5 Géologie des formations calcaires	17
2.6 Végétation	19
2.7 Résumé	22
 CHAPITRE 3: CLASSIFICATION DES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES	 23
3.1 Introduction	23
3.2 Classification	23
3.2.1 Phénomènes dans les fonds de vallées	23
3.2.2 Phénomènes sur les versants	29
3.2.3 Phénomènes sur les hauts plateaux	34
3.3 Évolution temporelle des phénomènes karstiques	37

CHAPITRE 4: AGRESSIVITÉ CHIMIQUE DES EAUX DANS LES MASSIFS CALCAIRES	40
4.1 Introduction	40
4.2 Principe général de la dissolution du calcaire	42
4.3 Méthodologie	44
4.3.1 Les milieux échantillonnés	44
4.3.2 Les paramètres étudiés	47
4.3.3 Les procédures d'échantillonnage et d'analyse	50
4.4 Résultats	51
4.4.1 Caractéristiques hydrochimiques des eaux des différents milieux	51
4.4.2 Évolution hydrochimique des ruisseaux du deuxième et du troisième groupe	56
4.5 Comparaison avec d'autres régions au Canada	60
4.6 Conclusion	62

CHAPITRE 5: LE MICROCLIMAT DES CAVERNES BEAR CAVE ET TSI-TCHÉ-HAN	64
5.1 Introduction	64
5.2 La caverne Tsi-tché-han: Situation et description	64
5.3 La caverne Bear Cave: Situation et description	66
5.4 Méthodologie	69
5.5 Le microclimat de la caverne Tsi-tché-han	70
5.5.1 Températures et humidité relative de l'air	72
5.5.2 Circulation des courants d'air	74
5.6 Le microclimat de la caverne Bear Cave	75
5.6.1 Températures de l'air	75
5.6.2 Circulation des courants d'air	79
5.7 Modèle de la circulation générale de l'air dans les cavernes	79
5.8 Implications du climat extérieur sur les processus actuels des cavernes	82
5.9 Conclusion	85

CHAPITRE 6: LES DATATIONS DE CONCRÉTIONS DE CALCITE: QUELQUES APPLICATIONS ET LE CAS DU NORD DU YUKON	87
6.1 Introduction	87
6.2 Les datations à la Série-U	87
6.3 Taux de dénudation approximatif	89
6.4 Reconstitution des épisodes paléo- climatiques	90

6.5	L'âge des concrétions dans les cavernes Bear Cave et Tsi-tché-han et dans les abris sous roche avoisinants	92
6.6	Évolution de l'environnement local dans le bassin de la Haute Porcupine	98
6.7	Chronologie de quelques grandes périodes dépositionnelles du nord du Yukon	103
6.8	Comparaison de la chronologie paléoclimatique du nord du Yukon avec celles des régions adjacentes	105
CHAPITRE 7: CONCLUSION		110
BIBLIOGRAPHIE		113

LISTE DES FIGURES

- Fig. 2.1 Localisation de la région d'étude.
- Fig. 2.2 Croquis géomorphologique de la région du massif de Bear Cave.
- Fig. 2.3 Croquis géomorphologique de la région du massif de Tsi-it-toh-Choh.
- Fig. 2.4 Normales climatiques à Old Crow, de 1951 à 1980 (Environnement Canada, 1982).
- Fig. 2.5 Profils thermiques du sol sur le massif de Bluefish, à la fin du mois de juin 1985: A) dans le fond de la vallée, en forêt dense, B) sur un petit plateau, à mi-hauteur sur le massif, en forêt clairsemée, et C) sur le sommet du massif, en toundra alpine.
- Fig. 2.6 Coupes géologiques des massifs de Bear Cave et de Tsi-it-toh-Choh.
- Fig. 2.7 Évolution géologique des massifs calcaires du nord du Yukon.
- Fig. 3.1 Localisation altitudinale des phénomènes karstiques dans la région à l'étude.
- Fig. 4.1 Distribution des valeurs pour la pCO_2 , le SIC et la dureté totale ($CaCO_3$) en vertu du recouvrement végétal de chaque milieu d'échantillonnage.
- Fig. 4.2 Évolution de la pCO_2 , du SIC et de la dureté totale ($CaCO_3$) le long du ruisseau Tsi-tché-han, en juillet 1985.
- Fig. 4.3 Évolution de la pCO_2 , du SIC et de la dureté totale ($CaCO_3$) le long du ruisseau Bear Cave, en juillet 1985.
- Fig. 4.4 Moyenne de la dureté totale ($CaCO_3$) des eaux analysées en différentes régions du Canada, par différents auteurs.
- Fig. 4.5 Profils thermiques du sol dans la première salle de la caverne Tsi-tché-han à a) 10 m, b) 15 m, c) 18 m, et d) 20 m de l'entrée.
- Fig. 5.1 Plan de la caverne Tsi-tché-han.
- Fig. 5.2 Plan de la caverne Bear Cave.

- Fig. 5.3 Température de l'air en fonction de la distance dans la caverne Tsi-tché-han.
- Fig. 5.4 Température de l'air en fonction de la distance dans le niveau supérieur de la caverne Bear Cave.
- Fig. 5.10 Modèle du comportement microclimatique des cavernes Bear Cave et Tsi-tché-han durant la période estivale.
- Fig. 6.1 Évolution hypothétique d'une stalagmite croissant dans différents environnements.
- Fig. 6.2 Évolution schématique de la vallée à l'est du massif de Bear Cave.
- Fig. 6.3 Distribution des âges des concrétions: A) dans les Montagnes Rocheuses et Mackenzie, et B) dans le nord du Yukon.

LISTE DES PHOTOS

- Photo 2.1 Immense ravin entaillé dans le massif de Tsi-it-toh-Choh.
- Photo 2.2 Terrasses de cryoplanation sur les hauts plateaux du massif de Tsi-it-toh-Choh.
- Photo 2.3 Pitons rocheux sur un versant du massif de Tsi-it-toh-Choh.
- Photo 3.1 Paroi intérieure d'une immense doline d'effondrement, d'une profondeur de 30 m.
- Photo 3.2 Étang marécageux alimenté à sa base par une source souterraine, et correspondant à une résurgence.
- Photo 3.3 Doline d'effondrement bloquée par un bouchon de glace pendant une bonne partie de la saison estivale.
- Photo 3.4 Doline d'effondrement de petite dimension, située en milieu forestier.
- Photo 3.5 Immense doline d'effondrement sur les hauts plateaux du massif de Tsi-it-toh-Choh. Photo prise en juillet 1983, alors que la doline était vide et qu'un banc de neige de quelques mètres d'épaisseur recouvrait le fond.
- Photo 3.6 Même doline qu'en photo 3.5, photographiée cette fois en juillet 1985, alors qu'elle était complètement remplie d'eau.
- Photo 3.7 Falaise calcaire dans la partie nord du massif de Tsi-it-toh-Choh, sur laquelle s'observent de nombreux porches, constituant les vestiges de conduits souterrains tronqués par le recul du versant.
- Photo 3.8 Pitons rocheux résiduels successifs conservant les évidences d'un ancien conduit souterrain.
- Photo 3.9 Concrétion de calcite sur le versant ouest du massif de Bear Cave, témoignant de l'existence ancienne d'une caverne.
- Photo 4.1 Région boisée occupant le fond des vallées dans le bassin de la Haute Porcupine.
- Photo 4.2 Talweg sur lequel s'écoule le ruisseau Tsi-tché-han.

- Photo 4.3 Versant ouest du massif de Bear Cave, où s'écoule le ruisseau du même nom, et où se trouve la caverne Bear Cave.
- Photo 5.1 Entrée de la caverne Tsi-tché-han.
- Photo 5.2 Versant sur lequel se trouve la caverne Tsi-tché-han.
- Photo 5.3 Entrée de la caverne Bear Cave, à une altitude de 867 m sur le versant ouest du massif de Bear Cave.
- Photo 5.4 Recouvrement de givre sur les parois et sur la voûte de la 2^e salle de la caverne Bear Cave.
- Photo 5.5 Accumulation de glace massive transparente dans la 2^e salle de la caverne Bear Cave.
- Photo 6.1 Stalactite brisée dans le niveau inférieur de la caverne Bear Cave.
- Photo 6.2 "Popcorn" de caverne déposé dans la 3^e salle de la caverne Bear Cave.
- Photo 6.3 Coulée de concrétion ("flowstone") recouvrant les parois de la 1^{re} salle de la caverne Bear Cave.
- Photo 6.4 Galets de grès émoussés trouvés près du sommet sur le versant ouest du massif calcaire de Bear Cave.

LISTE DES TABLEAUX

- Tableau 2.1 Reconstitution paléoclimatique de la Bérिंगie orientale
- Tableau 4.1 Résultats des analyses hydrochimiques pour les 25 échantillons
- Tableau 4.2 Moyennes et valeurs minimum et maximum de la pCO_2 , du SIC et de la dureté totale ($CaCO_3$) pour les 23 échantillons considérés
- Tableau 5.1 Données climatiques de la caverne Tsi-tché-han
- Tableau 6.1 Résultats des datations de concrétions prélevées dans les cavernes Bear Cave et Tsi-tché-han
- Tableau 6.2 Taux de dénudation dans diverses régions alpines du monde

Chapitre 1

INTRODUCTION

Trois conditions de l'environnement physique sont essentielles au développement d'un paysage karstique: 1) des températures positives pendant une bonne partie de l'année, 2) une abondance en eau suffisante, ou du moins constante, et 3) un substratum suffisamment soluble, pourvu de joints de stratification et de diaclases, et perméable (modifié de Thornbury, 1954).

Ces conditions sont essentielles, pour ne pas dire indispensables. Cependant, certains karsts apparaissent dans des régions qui, actuellement, ne répondent pas entièrement à ces critères. Tel est le cas du karst de la Haute Porcupine, dans le nord du Yukon.

Le karst du bassin hydrographique de la Haute Porcupine, qui fait l'objet de cette thèse, constitue en effet un cas particulier. Développé dans une région où le climat n'avantage théoriquement pas la dissolution des calcaires, plusieurs phénomènes présentement actifs ainsi que de spectaculaires évidences reliques d'une karstification jadis très importante y ont été trouvés (Cinq-Mars et Lauriol, 1985). Ce karst doit son développement, et surtout son maintien, à un facteur qui s'est avéré plus déterminant que les conditions climatiques: le temps. La région n'ayant pas été affectée par les glaciations du Quaternaire, le karst s'est développé lentement et

progressivement sans subir les influences souvent néfastes d'une invasion glaciaire..

1.1 CRITERES DE SÉLECTION DE LA RÉGION D'ÉTUDE

L'intérêt éprouvé pour l'étude du karst nordique du bassin de la Haute Porcupine, dans le nord du Yukon, repose sur les facteurs suivants:

- i) une région physiographiquement unique au Canada, où aucune étude géomorphologique n'a encore été effectuée;
- ii) un problème peu connu, celui de la dynamique karstique en milieu de pergélisol;
- iii) une recherche d'intérêt pluridisciplinaire, l'étude du karst de la Haute Porcupine n'intéresse pas seulement les géomorphologues mais aussi les archéologues, les paléontologues et les biologistes pour la reconstitution des paléoenvironnements.

1.2 ORGANISATION DE LA THÈSE

Cette thèse a pour objectif général l'étude d'un karst nordique qui jusqu'à présent n'était pas connu. Dans ce but, des croquis géomorphologiques des massifs de Bear Cave et de Tsi-it-toh-Choh ont été produits. Ces croquis mettent en évidence les phénomènes karstiques, et ont pour but de les situer dans le contexte géomorphologique de la région. Une

classification des phénomènes karstiques met en évidence la relation entre l'altitude où se trouvent les phénomènes et leur activité ou leur inactivité actuelle.

Nous avons également étudié la dynamique actuelle de ce karst, plus précisément les phénomènes de la dissolution, par l'entremise de l'étude de l'agressivité chimique des eaux. Nous avons examiné le comportement du microclimat des cavernes Bear Cavè et Tsi-tché-han de même que ses implications en ce qui concerne la situation climatique actuelle. Ces cavernes, présentes vers le sommet des massifs, contiennent des remplissages fort complexes. Grâce à la datation de certains de ces dépôts chimiques, nous avons tenté de contribuer à la reconstitution paléoclimatique régionale. Toujours grâce aux datations de concrétions, nous avons déterminé, au meilleur de nos possibilités, un taux de dénudation approximatif (Crude Denudation Rate) dans le but d'obtenir un taux moyen d'encaissement maximum.

Au total, l'objectif de cette thèse est d'analyser quelques aspects d'un domaine de la géomorphologie peu connu, celui du karst nordique ou karst des régions froides. Face à ce terrain nouveau, nous avons préféré effectuer une étude plus vaste touchant plusieurs aspects du karst et de ses phénomènes plutôt que de nous restreindre à approfondir un seul point. Toute recherche s'attaquant à un aspect spécifique du karst ne saurait être rentable sans la possession préalable d'une image globale du milieu sur lequel nous travaillons. Voilà donc ce

que nous avons tenté d'obtenir ici. Cette thèse, nous l'espérons, servira de base à d'autres études scientifiques dans les années à venir dans la région en question.

Chapitre 2

LA RÉGION

2.1 LOCALISATION

La région étudiée appartient à la Bérिंगie orientale (Hopkins *et al.*, 1982). Elle se trouve au Yukon septentrional et inclue deux massifs calcaires: Bear Cave et Tsi-it-toh-Choh. Ces deux massifs se situent à la latitude du cercle polaire arctique, dans le bassin hydrographique de la Haute Porcupine, à 125 km au sud du village d'Old Crow (Fig. 2.1).

Cette région a échappé aux glaciations du Quaternaire, y compris les avancées de la calotte Laurentidienne (Hughes, 1969, Prest, 1970 et Prest *et al.*, 1967). Les Monts Richardson, qui culminent jusqu'à une altitude de 1200 m par endroits, ont constitué un obstacle majeur que les glaces continentales n'ont jamais pu franchir, s'immobilisant sur le flanc est de cette chaîne montagneuse (Rampton, 1982).

2.2 DESCRIPTION ET PHYSIOGRAPHIE

2.2.1 Le massif de Bear Cave:

Long de 5 km du nord au sud et d'une largeur maximum de 3 km, le massif de Bear Cave forme une colline culminant à une altitude de 990 m et dominant d'environ 550 m les bassins

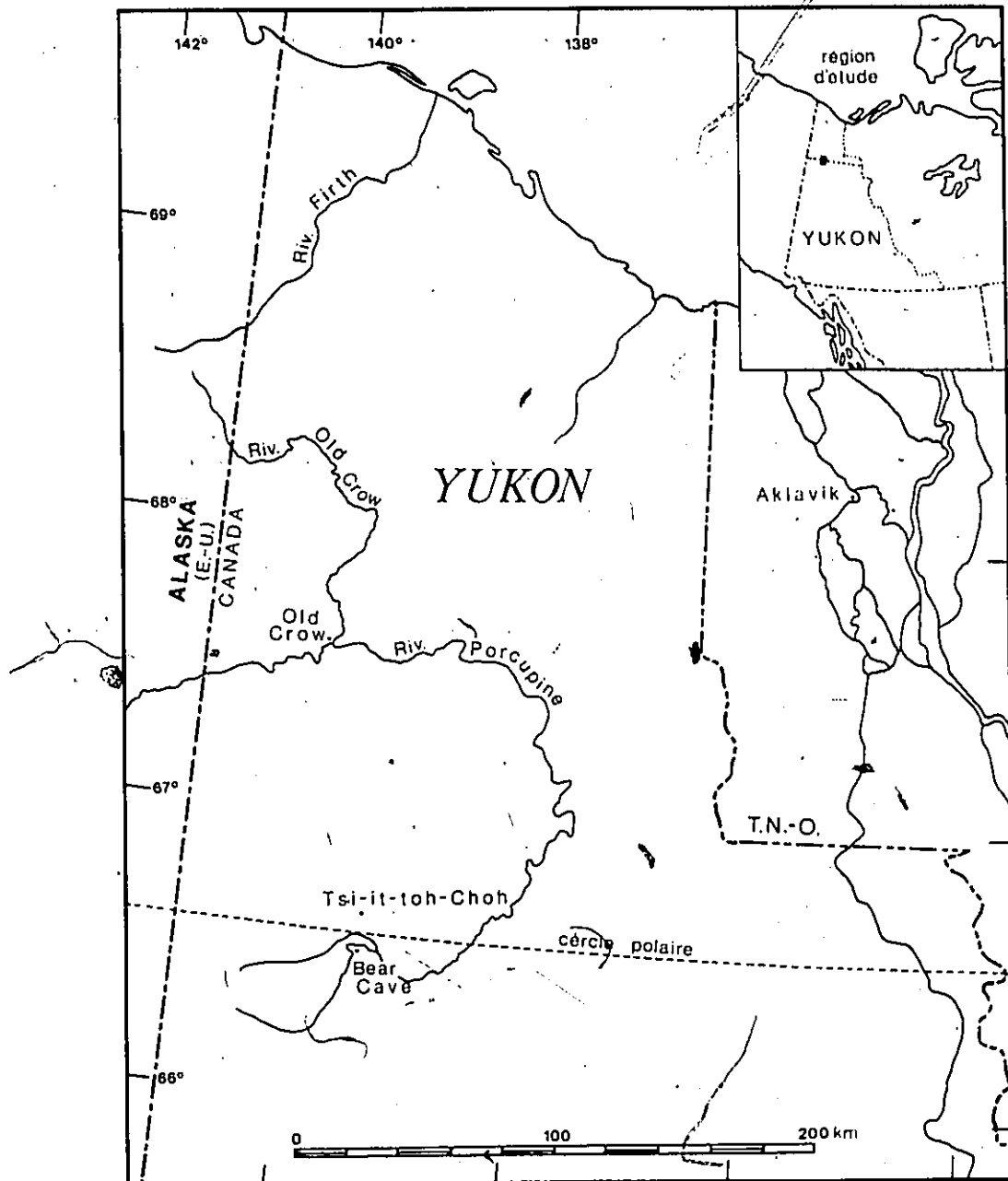


Fig. 2.1 Localisation de la région d'étude

avoisinants (Fig. 2.2). Il est contourné au nord par la rivière Fishing Branch. Son versant est se caractérise par une pente relativement douce sur laquelle quelques ravins se sont entaillés, tandis qu'à son pied s'est développé un pédiment. Le versant ouest se distingue par une pente abrupte, où débouchent de nombreux conduits de cavernes, dont celui de la caverne Bear Cave, à 867 m d'altitude. Cette caverne est extrêmement riche en concrétions et en matériel allochtone.

2.2.2 Le massif de Tsi-it-toh-Choh:

Le massif de Tsi-it-toh-Choh mesure environ 20 km du nord au sud et en moyenne 5 km d'est en ouest (Fig. 2.3). Il culmine à une altitude de 1219 m et domine de 500 à 600 m les basses terres avoisinantes. Entaillé par de nombreux ravins, dont certains de dimensions impressionnantes (Photo 2.1), ce massif calcaire est également pourvu de plusieurs terrasses de cryoplanation (Photo 2.2), développées sur le plateau. Les versants sont recouverts d'une mince couverture de débris, souvent remaniées par la gélifluxion, et est percée par de nombreux pitons rocheux (Photo 2.3). Parmi les phénomènes karstiques observés dans ce massif durant l'été 1985, des dolines de dissolution et d'effondrement de 30 m de profondeur, associées à des pertes, de même que la caverne de Tsi-tché-han, s'avèrent les plus importants.

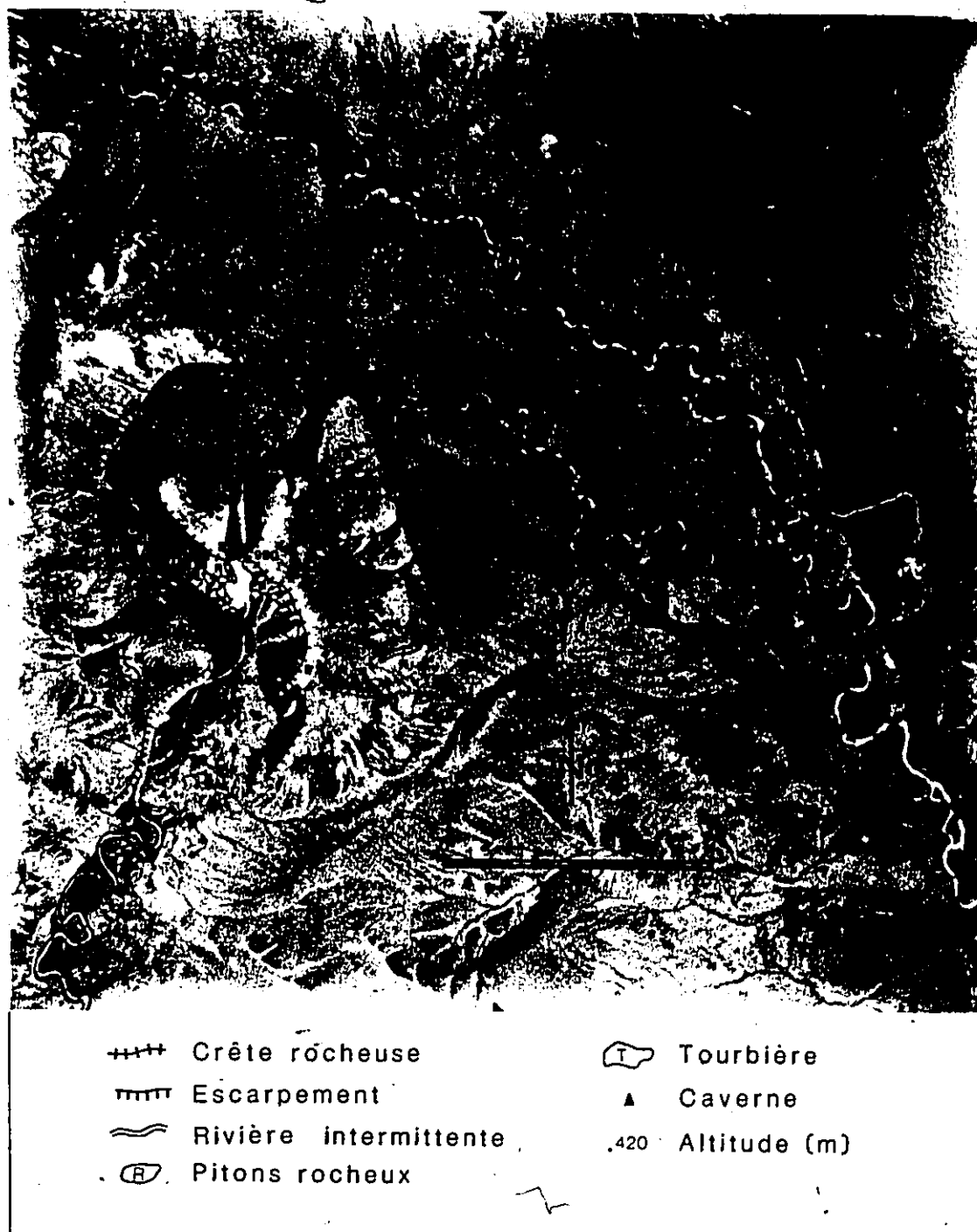


Fig. 2.2 Croquis géomorphologique de la région du massif de Bear Cave

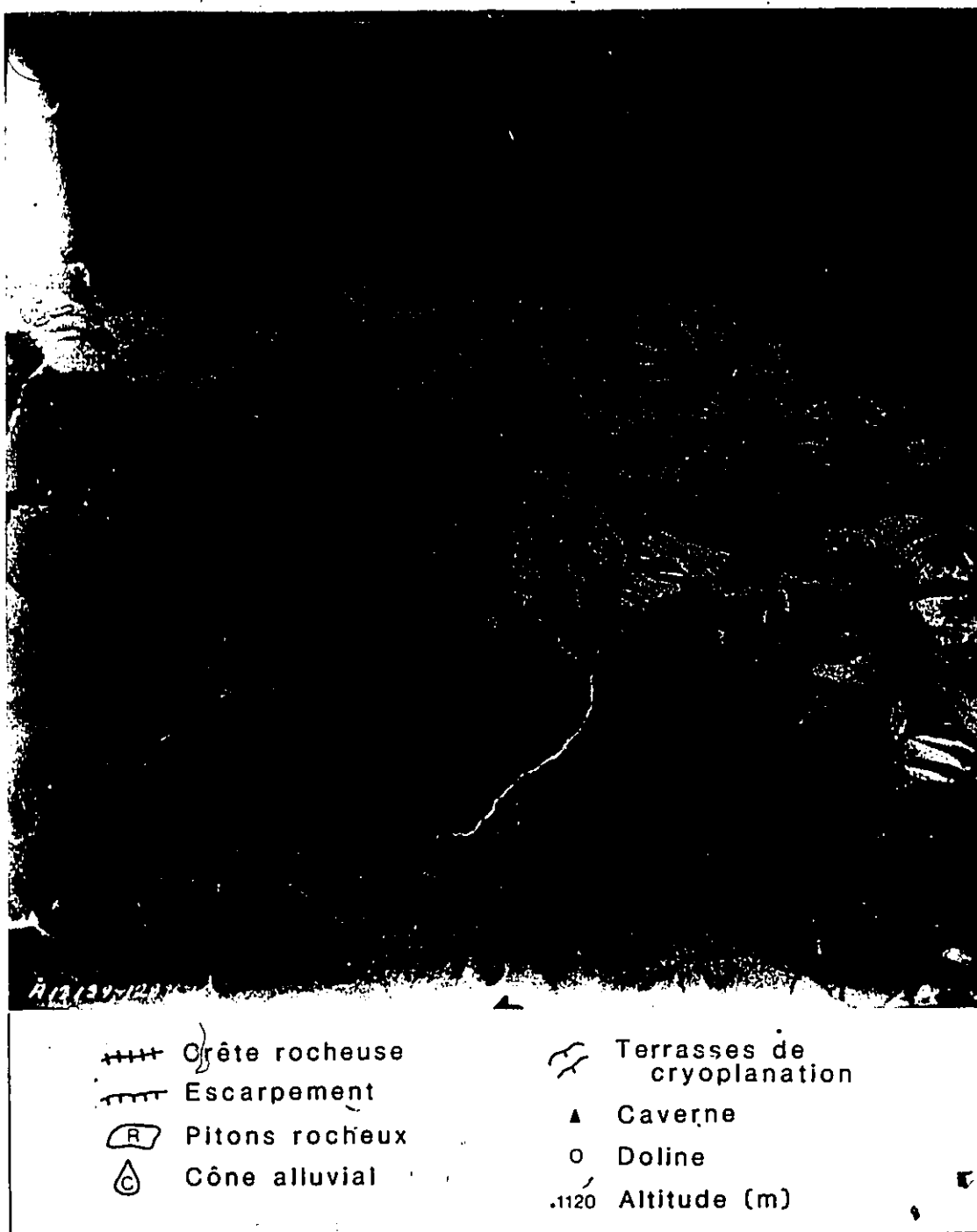


Fig. 2.3 Croquis géomorphologique de la région du massif de Tsi-it-toh-Choh

National Library
of Canada

Canadian Theses Service

Bibliothèque nationale
du Canada

Service des thèses canadiennes

NOTICE

THE QUALITY OF THIS MICROFICHE
IS HEAVILY DEPENDENT UPON THE
QUALITY OF THE THESIS SUBMITTED
FOR MICROFILMING.

UNFORTUNATELY THE COLOURED
ILLUSTRATIONS OF THIS THESIS
CAN ONLY YIELD DIFFERENT TONES
OF GREY.

AVIS

LA QUALITE DE CETTE MICROFICHE
DEPEND GRANDEMENT DE LA QUALITE DE LA
THESE SOUMISE AU MICROFILMAGE.

MALHEUREUSEMENT, LES DIFFERENTES
ILLUSTRATIONS EN COULEURS DE CETTE
THESE NE PEUVENT DONNER QUE DES
TEINTES DE GRIS.

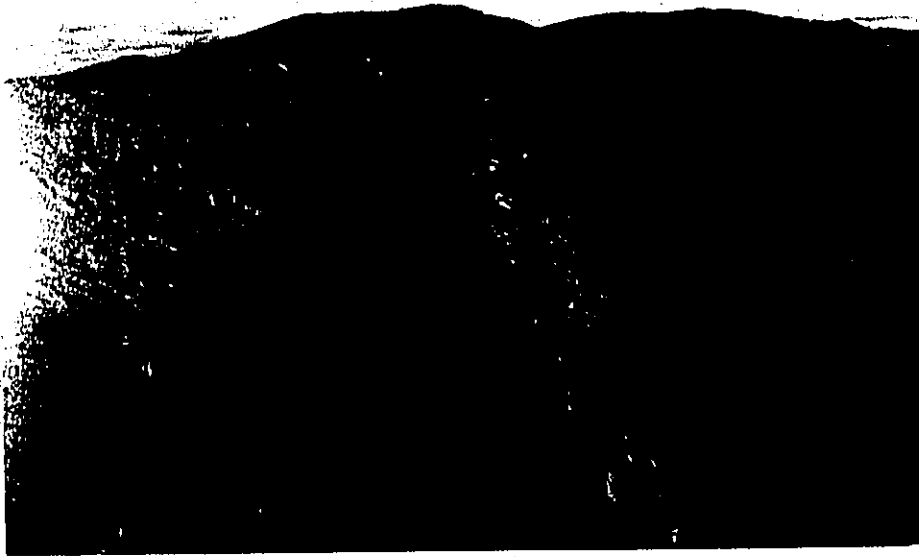


Photo 2.1 Immense ravin entaillé dans le massif
de Tsi-it-toh-Choh

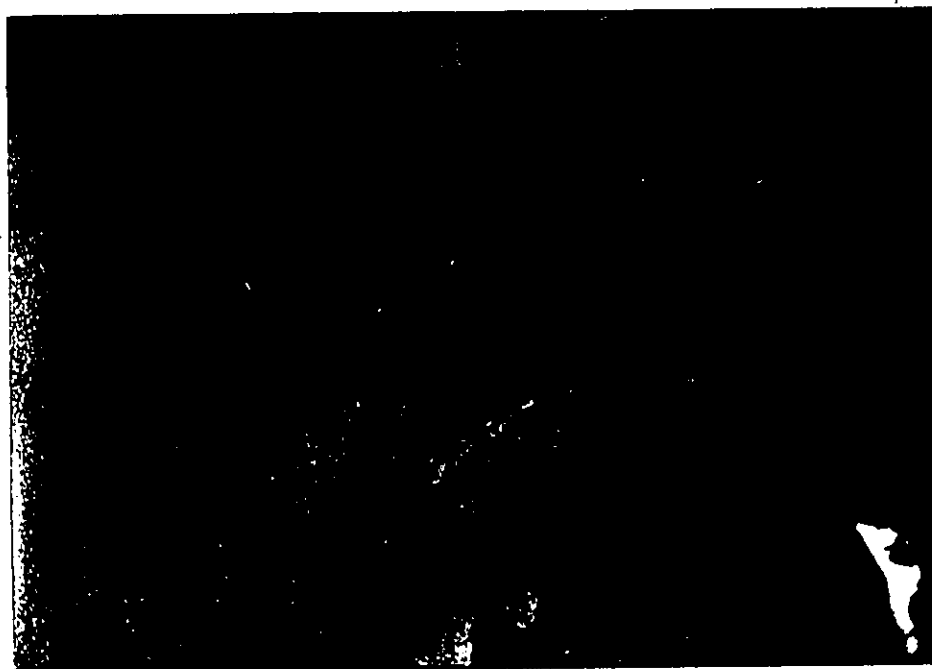


Photo 2.2 Terrasses de cryoplanation sur les
hauts plateaux du massif de Tsi-it-
toh-Choh. Ces dernières sont nombreu-
ses sur ce massif



Photo 2.3 Pitons rocheux sur un versant du massif de Tsi-it-toh-Choh. Ceux-ci sont particulièrement nombreux dans les ravins

2.3 CLIMAT

2.3.1 Situation actuelle:

La région d'Old Crow est caractérisée par un climat arctique continental où la température moyenne annuelle est de -10°C . Les hivers y sont longs et très froids (température moyenne de janvier de -33°C) et les étés courts mais ensoleillés (température moyenne de juillet de 14°C). L'amplitude thermique annuelle est de l'ordre de 50°C . Les précipitations

dont 50% parviennent sous forme de neige, sont de 215 mm/an (Environnement Canada, 1982) (Fig. 2.4). La région est affectée par une dominance des courants d'air arctiques.

Ces conditions climatiques situent la région, selon la classification de Tricart et Cailleux (1967), dans un environnement périglaciaire de "Type 1 - Climat sec avec hivers rigoureux". D'après une modification ultérieure de cette classification par French (1976), la région appartient à la

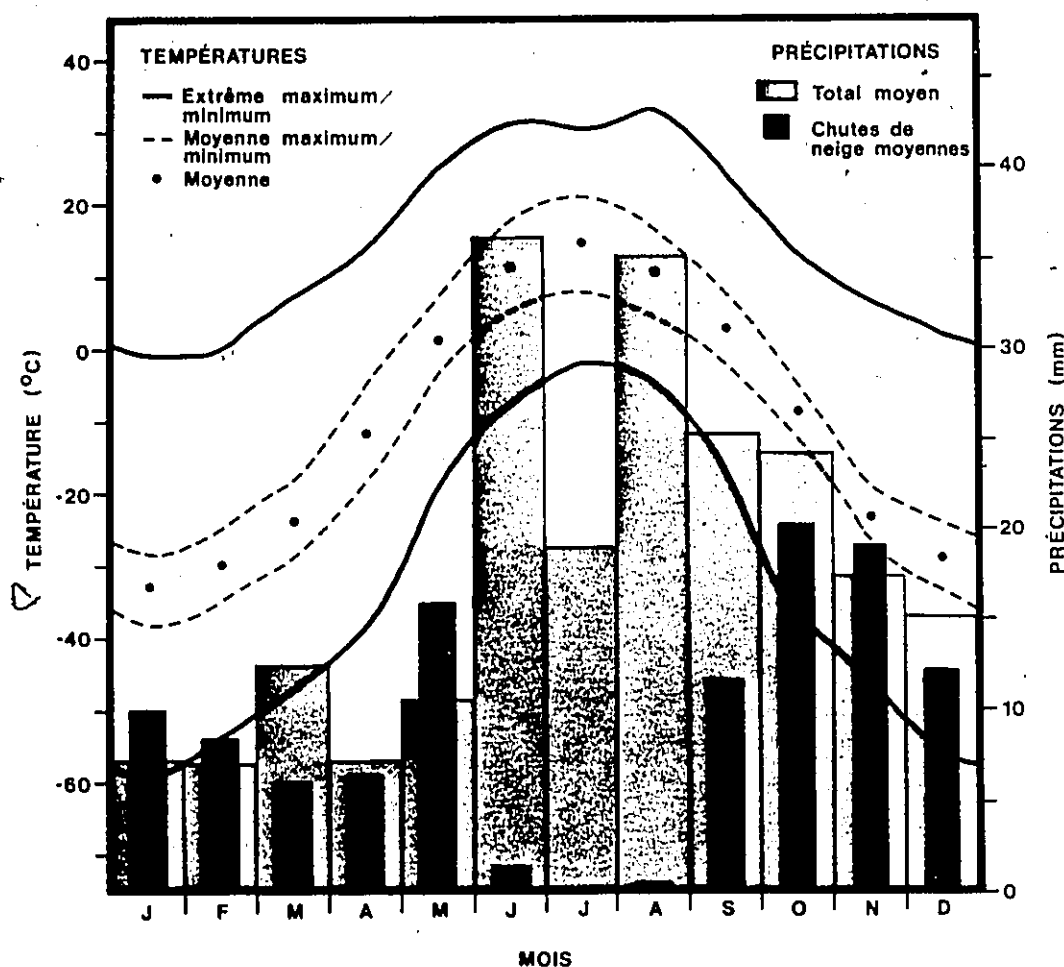


Fig. 2.4 Normales climatiques à Old Crow, de 1951 à 1980 (Environnement Canada, 1982)

catégorie 2 - "Climats continentaux", où les fluctuations saisonnières sont importantes.

Les stations climatiques au Yukon sont dispersées et presque toutes localisées dans des fonds de vallées. Les données d'Old Crow ne sont donc pas nécessairement entièrement représentatives du climat de la vallée de la Haute Porcupine.

2.3.2 Évolution depuis 105,000 BP

Quelques recherches conduites dans le nord du Yukon depuis une vingtaine d'années s'attardent sur la reconstitution paléoclimatique de la région. La palynologie s'est avérée un des domaines scientifiques principaux servant à la réalisation de ces travaux. Entre autres, Cwynar (1982), Ritchie (1982), Lichti-Federovich (1973 et 1974), et Ovenden (1982) ont obtenu d'intéressants résultats grâce à cette approche. Certains ont également fourni des données par l'entremise d'études biostratigraphiques (Matthews, 1975 et 1980, Blake et Matthews, 1979, Schweger et Matthews, 1985, Dyke et Matthews, 1987), tandis que d'autres ont eu recours à l'interprétation des fluctuations glaciaires dans le passé (Hamilton et Porter, 1975, et Denton, 1974).

Une compilation de ses travaux a permis de reconstituer quelques aspects du climat de la région du nord du Yukon depuis environ 105,000 BP. Un aperçu abrégé des principaux événements climatiques survenus en Béringie orientale est présenté dans le tableau 2.1.

Tableau 2.1 Reconstitution paléoclimatique de la Bérिंगie o

période	événement climatique	endroit	
105 000 à 87 000 BP	climat plus froid qu'actuellement	Bérिंगie	stratigra palynolog bouleau
80 000 à 62 000 BP	climat plus chaud qu'actuellement (correspond à l'interstade St-Pierre (72 700 à 77 400 BP))	Bérिंगie	palynolog
80 000 à 40 000 BP	climat plus chaud qu'actuellement	bassin de Bluefish	¹⁴ C, fiss et ancler
80 000 à 51 000 BP	climat plus chaud qu'actuellement (interstade chaud au Wisconsin inférieur)	Bérिंगie orientale	fossiles vertébrés
+ de 55 000 BP	climat aussi chaud ou plus chaud qu'actuellement	Péninsule Boothia	fossiles
+ de 54 000 BP	interglaciaire Sangamon (interstade chaud du Wisconsin inférieur)	Fairbanks, Alaska	dégradati
+ de 44 000 BP	climat aussi chaud qu'actuellement	bassin d'Old Crow	insectes
au-delà de la limite du ¹⁴ C	interstade chaud au Wisconsin inférieur	arctique canadien	insectes vivant a
33 000 à 21 680 BP	froid glaciaire et aride	Hanging Lake	palynolog
32 400 BP	climat plus froid qu'actuellement (limite des arbres considérablement plus basse lors du Wisconsin moyen)	bassin de Bluefish	insectes
24 500 à 11 000 BP	toundra herbacée sur les hautes plateaux	Hanging Lake	palynolog litatifs apports
21 680 à 18 450 BP	mince amélioration climatique (interstade)	Hanging Lake	palynolog
18 450 à 14 600 BP	amélioration climatique (signification régionale obscure)	Hanging Lake	palynolog
14 600 (ou avant) à 11 100 BP	réchauffement climatique graduel	Hanging Lake (constant partout en Bérिंगie)	palynolog
15 000 à 13 000 BP	amélioration lente du climat	Doll Creek (Lateral Pond)	palynolog l'apport
16 000 à 13 000 BP	réchauffement lent	Grottes du Poisson-Bleu	palynolog herbacée graminée basses t tages de
14 000 BP	réchauffement	Monts St-Elías	retrait
14 000 BP	réchauffement	vallée Tanana, Alaska	palynolog
14 000 BP	réchauffement	Hanging Lake	palynolog
12 800 à 12 000 BP	léger refroidissement du climat	Doll Creek (Lateral Pond)	palynolog herbes,
12 850 à 11 900 BP	refroidissement	glaciers Iktiklik, Alaska	dernière

Reconstitution paléoclimatique de la Bérिंगie orientale

endroit	méthode de datation ou de reconstitution	référence
Bérिंगie	stratigraphie (tephra d'Old Crow) et palynologie - toundra arbustive à bouleau	Schweger et Matthews (1985)
Bérिंगie	palynologie	Schweger et Matthews (1985)
bassin de Bluefish	¹⁴ C, fission-track, évidence pollinique et anciens coins de glace	Matthews (1980); Lichti-Federovich (1974)
Bérिंगie orientale	fossiles d'insectes, macrofossiles de vertébrés et de plantes	Matthews (1980) Lichti-Federovich (1974)
Péninsule Boothia	fossiles de plantes et d'insectes	Dyke et Matthews (1987)
Fairbanks, Alaska	dégradation de coins de glace	Péwé (1975)
bassin d'Old Crow	insectes et plantes fossiles	Matthews (1975)
arctique canadien	insectes et plantes fossiles (espèces vivant actuellement plus au sud)	Blake et Matthews (1979)
Hanging Lake	palynologie	Cwynar (1982)
bassin de Bluefish	insectes et plantes fossiles	Matthews (1975)
Hanging Lake	palynologie - peu de changements qua- litatifs et quantitatifs dans les apports polliniques	Cwynar (1982) et Ritchie (1982)
Hanging Lake	palynologie	Cwynar (1982)
Hanging Lake	palynologie	Cwynar (1982)
Hanging Lake (constant partout en Bérिंगie)	palynologie	Cwynar (1982)
Doll Creek (Lateral Pond)	palynologie - augmentation constante de l'apport d'herbes	Ritchie (1982)
Grottes du Poisson-Bleu	palynologie - dominance de toundra herbacée sur les hautes terres; graminées, laïches et saule sur les basses terres; croissance des pourcen- tages de bouleau	Ritchie et al. (1982)
Monts St-Elías	retrait glaciaire	Denton (1974)
vallée Tanana, Alaska	palynologie (extension du bouleau)	Ager (1975)
Hanging Lake	palynologie (extension du bouleau)	Cwynar (1982)
Doll Creek (Lateral Pond)	palynologie - diminution d'influx des herbes, saules et graminées	Ritchie (1982)
glaciers Ikillik, Alaska	dernière avancée majeure des glaciers	Hamilton et Porter (1975)

période	événement climatique	endroit	mét ou
12 000 à 7 500 BP	amélioration abrupte du climat (de glaciaire à non glaciaire - intervalle chaud entre la fin du Pléistocène et le début de l'Holocène	Doll Creek (Lateral Pond)	palynologie - nains (éricac) actuelle de l augmentations
11 500 à la mi-Holocène	amélioration abrupte du climat (de glaciaire à non glaciaire)	Grottes du Poisson-Bleu	palynologie - passage de to arbustive sur plateaux, et tourbières da
11 000 à 8 500 BP	amélioration abrupte du climat (de glaciaire à non glaciaire)	Hanging Lake	palynologie
11 000 BP	réchauffement	site Polybog (bassin d'Old Crow)	palynologie (
10 500 BP	réchauffement	Campbell Hills, Inuvik, T.N.O.	palynologie (
10 000 (ou avant) à 8 300 BP	intervalle chaud	nord-ouest de l'Alaska	palynologie
à partir de 9 800 BP	détérioration climatique	Hanging Lake	palynologie
7 500 à 6 000 BP	léger réchauffement	Doll Creek (Lateral Pond)	palynologie - l'aulne et du

endroit	méthode de datation ou de reconstitution	référence
Doll Creek (Lateral Pond)	palynologie - extension des arbustes nains (éricadées et bouleau); extension actuelle de l'épinette vers 7 500 BP; augmentations des sédiments organiques	Ritchie (1982)
Grottes du Poisson-Bleu	palynologie - époque de la pessière; passage de toundra herbacée à toundra arbustive sur les versants et sur les plateaux, et de marais et saulais en tourbières dans les vallées	Ritchie et al. (1982)
Hanging Lake	palynologie	Cwynar (1982)
site Polybog (bassin d'Old Crow)	palynologie (extension du bouleau)	Ovenden (1982)
Campbell Hills, Inuvik, T.N.O.	palynologie (extension du bouleau)	Ritchie (1977)
nord-ouest de l'Alaska	palynologie	Detterman (1970); McCulloch et Hopkins (1966)
Hanging Lake	palynologie	Cwynar (1982)
Doll Creek (Lateral Pond)	palynologie - extension actuelle à l'aulne et du bouleau	Ritchie (1982)

2.4 PERGÉLISOL

Le pergélisol se définit comme étant une condition thermique où la température du sol est, de façon permanente, inférieure à 0°C, et se situe sous une zone de surface peu profonde qui dégèle de façon saisonnière (le mollisol) (Brown, 1970). Le nord du Yukon appartient au domaine du pergélisol continu. A Old Crow, celui-ci atteint une profondeur voisine de 100 m d'après les données obtenues lors du forage du puits artésien qui alimente le village en eau. La vallée de la Haute Porcupine, quoique plus méridionale, est également située en région de pergélisol continu. Quelques études pédologiques confirment cette affirmation (comm. pers. de C. Tarnocai). De plus, des profils thermiques du sol effectués au début et à la fin de l'été 1985 appuient cette hypothèse. Ces profils ont été réalisés à l'intérieur d'un transect menant depuis les hauts plateaux du massif calcaire de Bluefish, en milieu de toundra alpine jusqu'au fond de la vallée, où la couverture végétale est importante. Les profils thermiques ont été enregistrés au début de la saison de terrain de 1985, soit vers la mi-juin. Puis les mêmes mesures ont ultérieurement été reprises à la fin du mois de juillet, aux mêmes sites, afin de vérifier l'évolution du pergélisol durant cet intervalle de temps. Dans le fond des vallées, la surface du pergélisol apparaissait sous un mollisol de moins de 50 cm d'épaisseur, alors que sur le sommet, le mollisol atteignait une épaisseur

de 1 m. Les résultats obtenus au début de la saison estivale sont présentés sous forme graphique dans la figure 2.5. Les données des profils effectués à la fin du mois de juillet ont malheureusement été perdus et ne sont donc pas disponibles. On peut cependant mentionner que l'épaisseur du mollisol était à peu près la même, mais que le profil indiquait une tendance au refroidissement, liée sûrement à un ensoleillement moins long qu'en juin.

L'existence d'un sol gelé en permanence est également prouvée par la présence de températures négatives dans les cavités souterraines. Nous nous y attarderons plus dans le chapitre 5, qui traite du microclimat des cavernes Bear Cave et Tsi-tché-han.

2.5 GÉOLOGIE DES FORMATIONS CALCAIRES

Les massifs calcaires du nord du Yukon sont constitués de carbonates datant du Cambrien inférieur au Dévonien moyen. Les formations Gossage et Ogilvie, datant de la période du Dévonien inférieur et moyen, constituent entièrement les massifs de Bear Cave et de Tsi-it-toh-Choh (Norris, 1985). Déposés à l'époque dans les fonds marins, ces calcaires à grains fins (Norris, 1981) constituent les plus anciennes roches, actuellement exposées, connues dans la partie septentrionale de la ceinture intérieure du Yukon (Gabrielse, 1975).

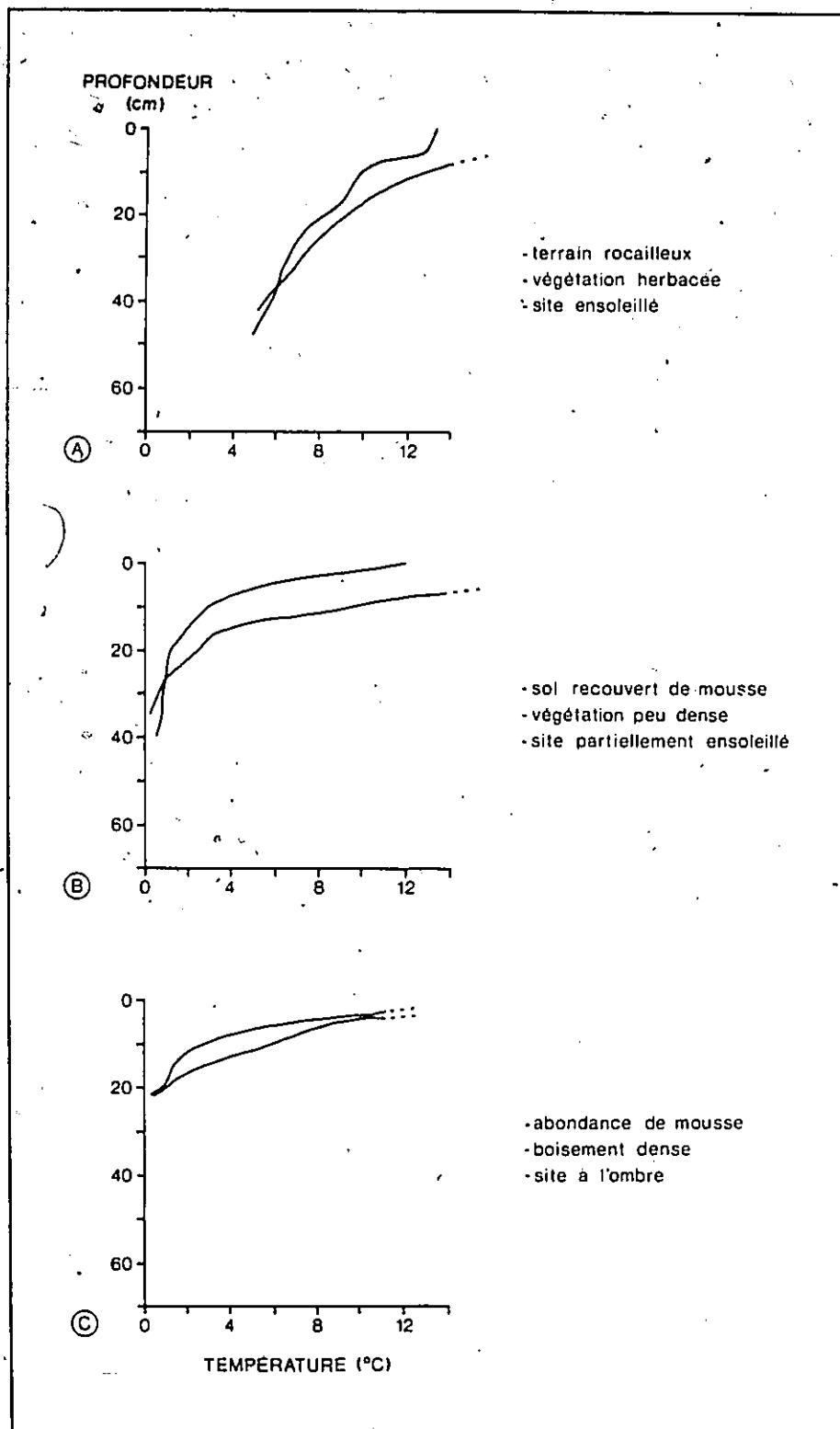


Fig. 2.5 Profils thermiques du sol sur le massif de Bluefish, à la fin du mois de juin 1985: A) sur le sommet du massif, en toundra alpine, B) sur un petit plateau, à mi-hauteur sur le massif, en forêt clairsemée, et C) dans le fond de la vallée, en forêt dense

La majorité des plissements et des failles s'est produite lors des déformations du Crétacé supérieur et du début du Cénozoïque (Gabrielse, 1967). C'est alors que se sont édifiés les massifs de Bear Cave et de Tsi-it-toh-Choh, qui forment actuellement le centre d'un anticlinal d'orientation nord-sud, flanqué à l'est et à l'ouest de formation plus récentes de grès et de schistes datant du Crétacé (Fig. 2.6). Un aperçu général de l'évolution de la géologie des calcaires du nord du Yukon est présenté dans la figure 2.7.

2.6 VÉGÉTATION

Le terrain à l'étude se trouve bien au sud de la limite latitudinale des arbres, en région de forêt boréale. La limite altitudinale des arbres dans les environs du bassin de la rivière Porcupine se situe en moyenne à 800 m. En-dessous de cette limite, la forêt est constituée en majorité d'épinettes noires (*Picea mariana*) avec un sous bois très dense. Parmi les autres espèces arborescentes importantes, on rencontre entre autre le bouleau (*Betula sp.*) et l'aulne (*Alnus sp.*), principalement près des cours d'eau et dans les régions marécageuses. Au-dessus de la limite altitudinale des arbres, la toundra alpine domine. La courte durée de l'été et un déficit hydrique important restreignent la croissance des arbres à seulement quelques mois par année. Par conséquent, ces derniers sont de dimension modeste en dépit de leur âge avancé.

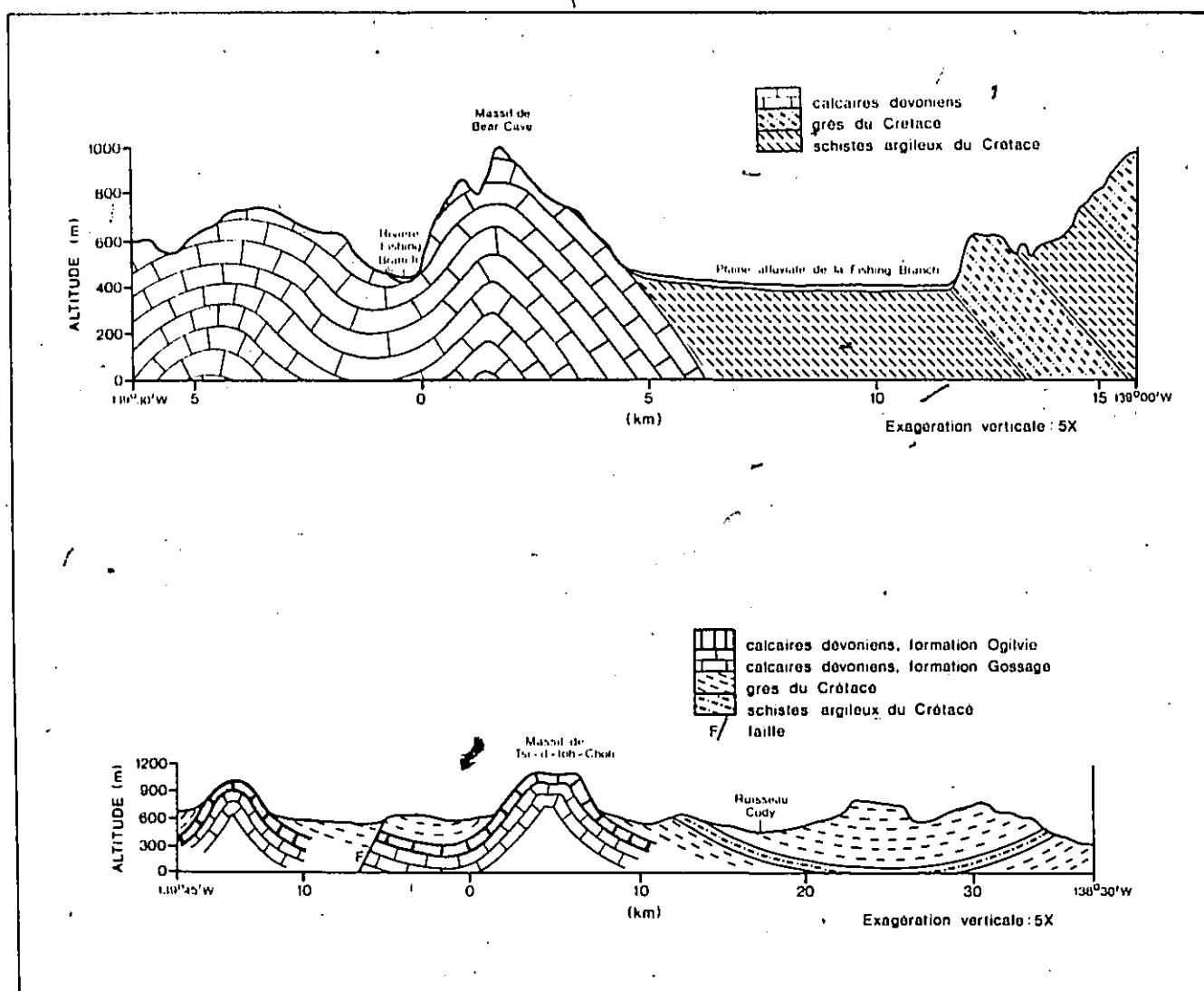


Fig. 2.6 Coupes géologiques des massifs de Bear Cave et de Tsi-it-toh-Choh

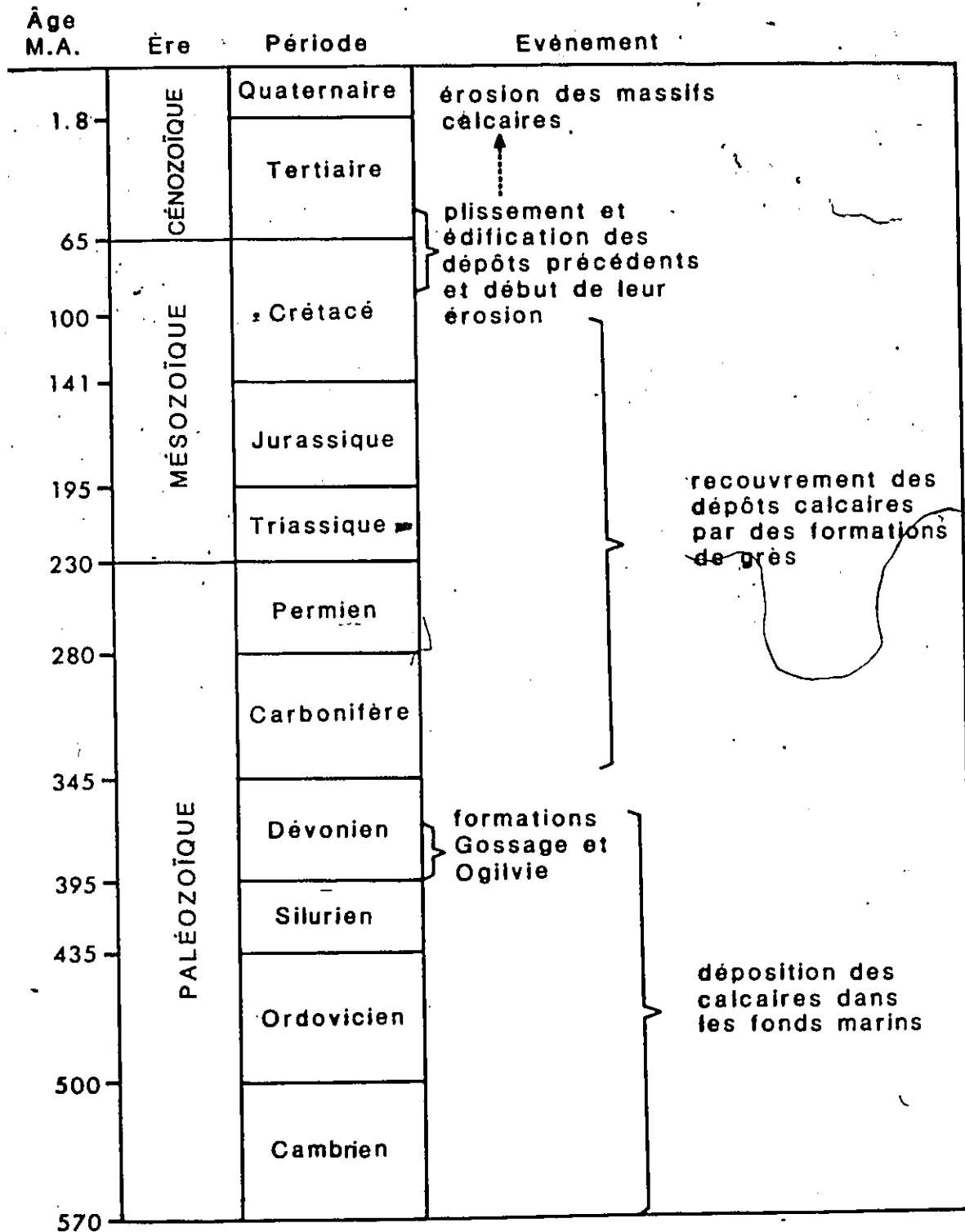


Fig. 2.7 Évolution géologique des massifs calcaires du nord du Yukon

2.7 RÉSUMÉ

Au total, la région dans laquelle nous étudions les phénomènes karstiques se caractérise par:

- un pergélisol continu;
- un climat continental;
- une forêt qui occupe les bassins et les vallées, et une toundra qui couvre les sommets.

Quant aux massifs sur lesquels nous étudions les phénomènes karstiques, ils se caractérisent plus particulièrement par:

- des calcaires des formations Gossage et Ogilvie;
- des pédiments qui les bordent à l'est et à l'ouest;
- des ravins et des terrasses de cryoplanation qui entaillent leurs flancs.

Chapitre 3

CLASSIFICATION DES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES

3.1 INTRODUCTION

Les phénomènes karstiques présents dans le bassin de la Haute Porcupine dans la partie nord du Yukon apparaissent aussi bien sous une forme active que sous une forme relique. Le relief montagneux qui caractérise cette région nous a permis d'observer ces phénomènes à différentes altitudes. Ils ont donc été classés en trois groupes, selon leur situation dans la topographie. Ces groupes représentent les phénomènes i) dans les fonds de vallées et sur les pédiments, ii) sur les versants, et iii) sur les hauts plateaux. Nous examinons, dans ce chapitre, chacun des groupes et les phénomènes qui les constituent. De plus, un lien est établi entre l'âge relatif des différents groupes de phénomènes et le contexte physiographique dans lequel ils se situent.

3.2. CLASSIFICATION

3.2.1 Phénomènes dans les fonds de vallées:

Le premier groupe de phénomènes karstiques englobe des formes associées au drainage souterrain. Bien entendu, les

phénomènes constituant ce groupe apparaissent tous sous une forme active durant la période estivale. Les pertes et les résurgences en sont les principaux. Quelques pertes ont été observées sur le terrain à l'étude ainsi que dans les régions environnantes.

La rivière Fishing Branch, qui contourne le massif de Bear Cave, constitue un des principaux cours d'eau qui s'écoule sur le territoire qui nous intéresse. Suite à la crue printanière, cette rivière disparaît sous terre où elle franchi une distance de quelques kilomètres dans les calcaires avant de refaire surface (Fig. 2.2). Le lit de la rivière est donc en été complètement sec à cet endroit et n'y est actif qu'à l'occasion d'orages. Un peu plus au nord, dans le bassin de Bluefish, le même cas se produit dans la rivière Bluefish, dont une bonne partie du lit est asséchée pendant la majorité de l'été. Notons que tout comme la rivière Fishing Branch, la rivière Bluefish est un affluent de la Porcupine.

Les pertes situées à 2 km au nord du massif de Tsi-it-toh-Choh ont suscité plus particulièrement notre intérêt. Elles drainent une superficie d'environ 0.5 et 1.0 km² et se trouvent au centre d'un bas plateau, situé sur un pédiment, entaillé au nord et au sud par des vallées d'une profondeur d'approximativement cent mètres. Ainsi, elles capturent des écoulements qui jadis, alimentaient la vallée du côté sud. Ces pertes s'effectuent par l'entremise d'une doline d'effondrement (Photo 3.1) et d'une doline de dissolution



Photo 3.1 Paroi intérieure d'une immense doline d'effondrement, d'une profondeur de 30 m. À noter la cascade qui s'écoule dans la doline pour y disparaître sous terre. La personne, encerclée, sert d'échelle

dont le volume dépasse 5 000 m³ dans chaque cas. Bien que la résurgence demeure jusqu'à présent indéterminée, les évidences indiquent que les sites potentiels les plus proches sont distants de plus de 1.5 km, sous des gradients hydrauliques de 4 à 5%. Des dolines de telles dimensions présentes dans cet environnement peut sembler hors de

l'ordinaire. Cependant, de très nombreuses dolines semblables ont également été signalées dans la région du Grand Lac de l'Ours, dans les Territoires du Nord-Ouest, en milieu de pergélisol (van Everdingen, 1981).

Une perte a également été remarquée dans le bassin de Bluefish. Celle-ci est alimentée par un ruisseau à débit faible mais continu, dont la source provient d'une tourbière. Le ruisseau s'écoule à la surface du sol, dans le fond d'une vallée, pour disparaître sous terre au pied d'un pédiment.

La dernière perte appartenant à ce groupe a été observée dans le fond d'une vallée, au nord du massif de Tsi-it-toh-Choh. Il s'agit d'une doline d'effondrement de petite dimension (Photo 3.2) alimentée par des ruissellements intermittents. Elle est donc surtout active durant la fonte des neiges et lors des pluies.

Toutes les pertes identifiées se situent en milieu boisé, à une altitude variant de 440 m à 470 m dans le bassin de Bluefish et dans la région du massif de Bear Cave, et de 720 m à 740 m dans les basses terres entourant le massif de Tsi-it-toh-Choh. Elles atteignent leur activité maximale au moment de la crue printanière, pour diminuer considérablement par la suite.

Également présentes dans le fond des vallées ou sur les pédiments, et sous forme active, sont les résurgences. Très

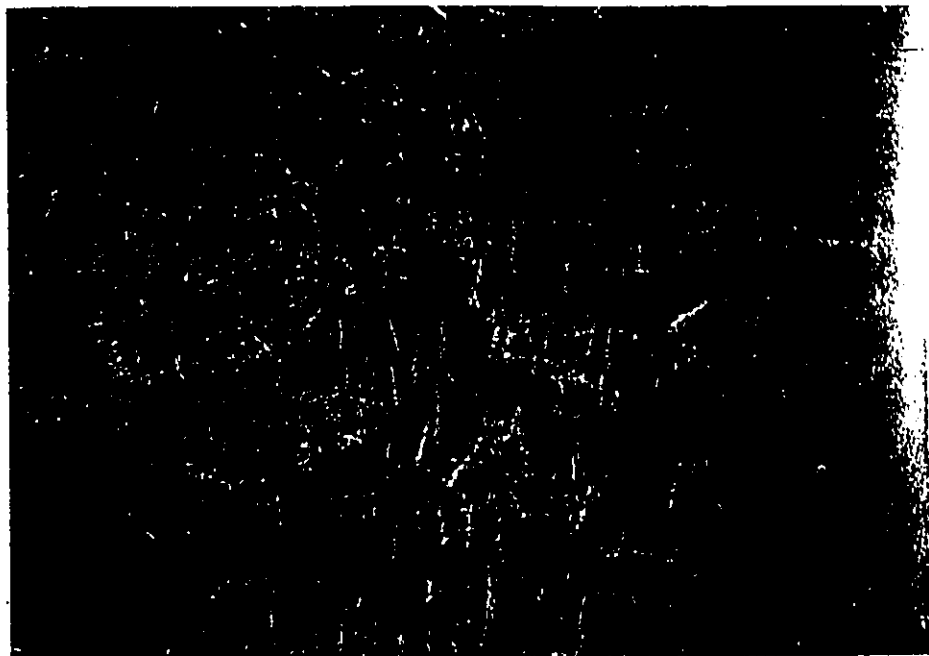


Photo 3.2 Doline d'effondrement de petite dimension, située en milieu forestier

peu de résurgences ont été observées sur le terrain à l'étude. Quelques écoulements apparaissent en surface sous forme de ruisseaux issus de fissures dans la roche. Celles observées étaient cependant difficilement perceptibles dû à leur faible débit, ou à l'obstruction partielle de l'exutoire ou de la fissure.

Une résurgence, mais de dimension beaucoup plus importante, a été notée le long de la rivière Porcupine, du côté de l'Alaska, par Dixon (1981). Il s'agit de la seule forme karstique active signalée à cet endroit. Elle appa-

raît à 12 m au-dessus de la rivière Porcupine, puis forme une chute d'approximativement 10 m de largeur.

Un autre type de résurgence s'observe dans la région tout juste au nord du massif de Tsi-it-toh-Choh (Photo 3.3). Elle alimente un étang marécageux de dimension considérable. La source se traduit par des températures de l'eau beaucoup plus froides, au niveau de la résurgence. Par ailleurs, aucun affluent de surface ne se déverse dans l'étang.



Photo 3.3 Étang marécageux alimenté à sa base par une source souterraine, et correspondant à une résurgence. La flèche indique l'endroit où la source rejoint l'étang

3.2.2 Phénomènes sur les versants

Contrairement aux phénomènes de fond de vallées, ceux présents sur les versants apparaissent sous une forme relique. Façonnées autrefois par l'eau, ces formes règnent de façon inactive depuis l'encaissement du système hydrographique.

Les phénomènes les plus spectaculaires appartenant à ce groupe sont les cavernes. Parmi celles-ci, deux ont particulièrement retenu notre attention. Il s'agit des cavernes Bear Cave et Tsi-tché-han. La caverne Bear Cave se trouve à une altitude de 867 m sur le versant ouest du massif de Bear Cave (Photo 3.4). La caverne Tsi-tché-han (Photo 3.5) est située à mi-hauteur sur un versant dans la partie nord du massif de Tsi-it-toh-Choh, à une altitude de 840 m. Une description plus élaborée de ces deux cavernes, incluant leur plan, est présenté au chapitre 5. D'autres grottes (Caverne Glacée 85 et Grande Caverne) dont il n'est pas question dans cette thèse, ont aussi été visitées dans la région. Celles-ci se situent également sur des versants et dominant de quelques centaines de mètres en moyenne les vallées environnantes.

Ces cavernes inactives ont été, en grande partie, épargnées par l'érosion. Leur dimension est telle qu'il est possible d'apprécier l'importance de l'activité karstique dans le passé.



Photo 3.4 Versant ouest du massif de Bear Cave, où s'écoule le ruisseau du même nom. La flèche indique la partie amont du ruisseau. La caverne Bear Cave est encerclée

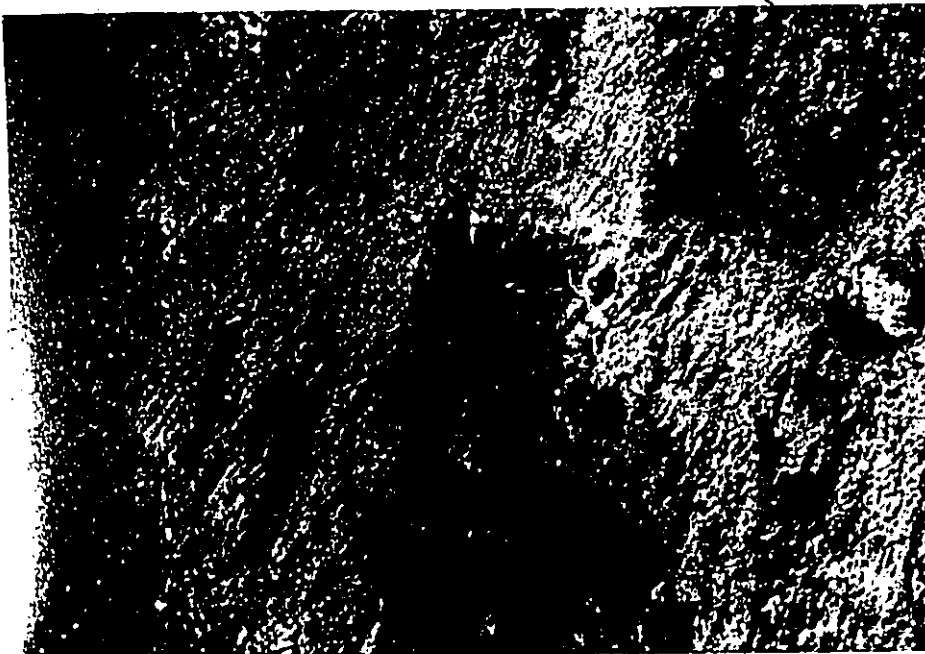


Photo 3.5 Entrée de la caverne Tsi-tché-han

Les phénomènes de versants n'ont cependant pas tous été si bien conservés. Certains ont subi les effets d'une érosion prolongée. Les porches, nombreux sur les affleurements subverticaux (Photo 3.6), en sont des exemples. La plupart de ces porches donnent accès à des segments de conduits karstiques d'une profondeur inférieure à 10 m. Ils constituent vraisemblablement les vestiges de réseaux souterrains complexes et extensifs, tronqués et presque complètement détruits par le recul des versants. L'existence d'anciens passages souterrains s'observe également au sein de pinnacles rocheux ayant résisté à l'érosion (Photo 3.7). En dépit de leur ancienneté, ces formes ont pu subsister grâce à la faible ampleur de la gélifraction. Choppy (1981), qui a étudié des formes semblables dans la zone nord-Méditerranéenne, affirme que ces cavités constituent des phénomènes reliques témoins de conditions climatiques anciennes. Il ajoute que ces formes sont sans doute très sensibles au gel. C'est pourquoi elles sont peu nombreuses en climat tempéré, où elles n'auraient pu se conserver durant de longues périodes.

Prendre en considération l'évolution des versants sur lesquels furent détectés ces phénomènes karstiques ainsi que l'allure même de ces derniers suffirait pour affirmer qu'il s'agit de vestiges de systèmes beaucoup plus complexes. Cependant, une preuve concrète vient appuyer cet énoncé. Il



Photo 3.6 Falaise calcaire dans la partie nord du massif de Tsi-it-toh-Choh. Les nombreux porches constituent les vestiges de conduits souterrains tronqués par le recul du versant

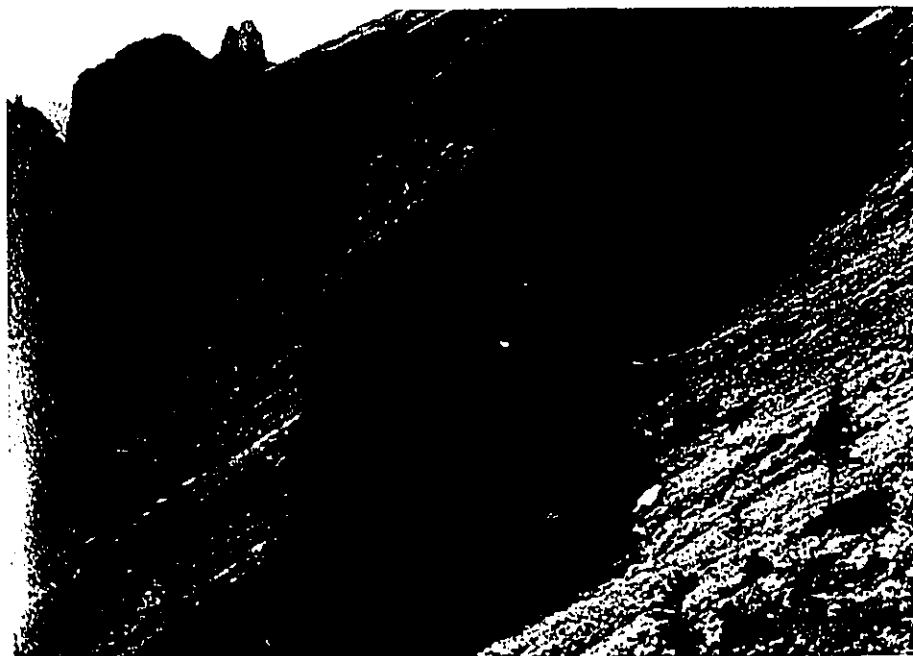


Photo 3.7 Pitons rocheux résiduels successifs conservant les évidences d'un ancien conduit souterrain

s'agit de la présence de concrétions de dimension importante (jusqu'à 1 m³) sur la pente même des versants, reposant à la même altitude que les formes éventrées. Les concrétions (Photo 3.8), très résistantes, représentent donc les restes de galeries anciennes.

Les phénomènes de versants observés sur les massifs de Bear Cave et de Tsi-it-toh-Choh sont tous inactifs. L'altitude à laquelle 16 des nombreuses cavernes et des porches visités se situe, a été calculée à l'aide d'un altimètre. Elle varie entre 798 m et 888 m, sur des falaises ou sur des versants à pente abrupte.

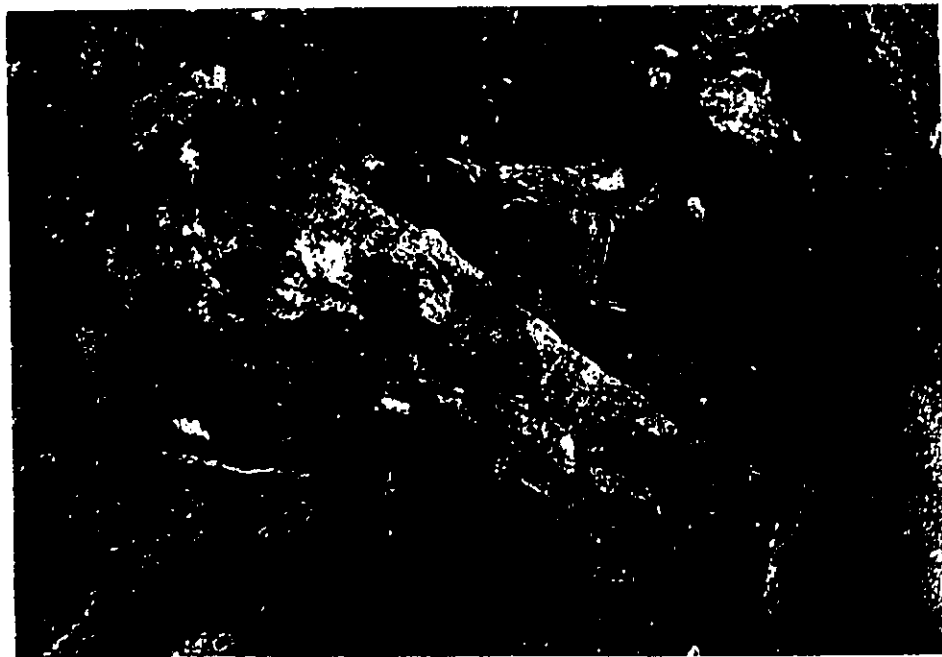


Photo 3.8 Concrétion de calcite sur le versant ouest du massif de Bear Cave. Ces dépôts résistants témoignent de l'existence ancienne d'une caverne

3.2.3 Phénomènes sur les hauts plateaux

Les phénomènes formant ce groupe ont été observés sur les hauts plateaux du massif de Tsi-it-toh-Choh. Il s'agit de deux dolines d'effondrement, différentes des autres dolines et constituant un cas particulier. Il s'agit en effet de formes dont l'activité subit une interruption pendant une certaine période de temps.

La première de ces dolines se situe à une altitude de 760 m dans la partie nord-ouest du massif de Tsi-it-toh-Choh. Elle est d'une profondeur de 5 m (Photo 3.9). Celle-ci est bloquée par un bouchon de glace durant une bonne



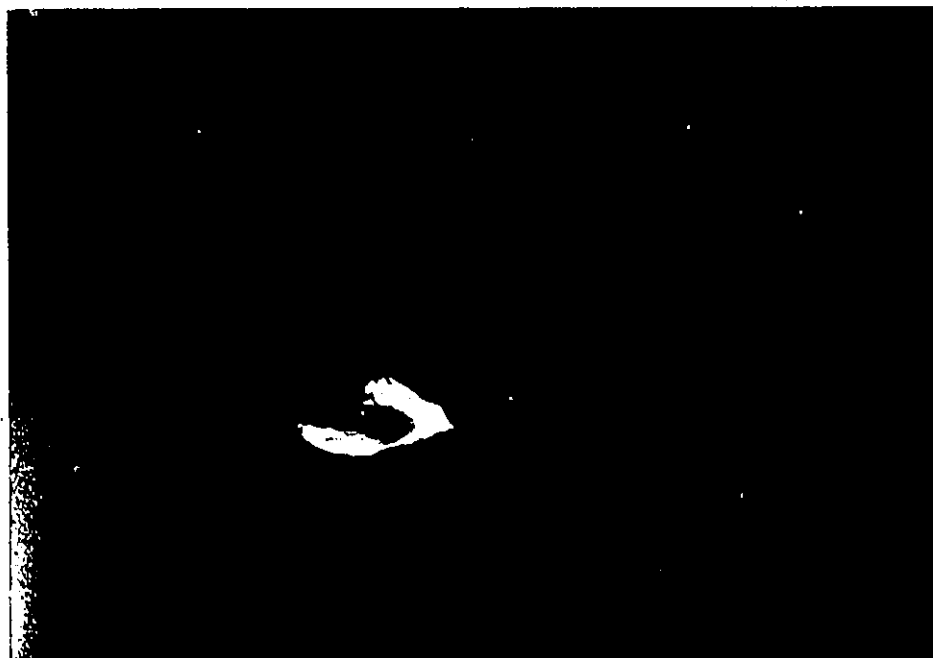
Photo 3.9 Doline d'effondrement bloquée par un bouchon de glace pendant une bonne partie de la saison estivale

partie de la saison estivale, empêchant l'écoulement de l'eau sous terre.

La seconde doline appartenant à ce groupe représente un cas beaucoup plus spectaculaire. D'une profondeur de 35 m et de 30 m de diamètre, cette immense doline d'effondrement repose sur les hauts plateaux dans la partie sud du massif de Tsi-it-toh-Choh, à une altitude de 1000 m. Elle subit également des interruptions dans son activité. Cependant, ces périodes d'inactivité peuvent durer toute une saison et même une année entière ou plus. La doline a été visitée en 1983 par B. Lauriol. À ce moment, elle était vide (Photo 3.10), exception faite d'un banc de neige recouvrant une partie du fond et reposant sur de la pierraille. Au cours de l'été 1985, au moment où nous avons survolé le site au mois de juillet, cette même doline était complètement remplie d'eau, et une couche de glace recouvrait la surface (Photo 3.11). En l'espace de deux ans, elle aurait donc été bloquée, possiblement par un bouchon de glace, et plus de 6 000 m³ d'eau l'ont remplie. Des formes similaires, devenant ennoyées pendant une certaine période de temps, ont également été identifiées dans la Nahanni (Ford, 1987) de même que dans la région du Grand Lac de l'Ours (van Everdingen, 1981), tous deux dans les Territoires du Nord-Ouest, en milieu de pergélisol continu.



A



B

Photos 3.10 et 3.11 Immense doline d'effondrement sur les hauts plateaux de massif de Tsi-it-toh-Choh. A) Photographiée en juillet 1983, alors que la doline était vide et qu'un banc de neige de quelques mètres d'épaisseur recouvrait le fond. B) Photographiée en juillet 1985. En l'espace de deux ans, cette doline de 35 m de profondeur et d'un diamètre de 30 m s'est complètement remplie d'eau

3.3 ÉVOLUTION TEMPORELLE DES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES

Les phénomènes karstiques du nord du Yukon se développent initialement dans le fond des vallées, où ils apparaissent sous forme active. Au fil des années, suite à l'encaissement progressif des vallées, ces phénomènes deviennent inactifs, et perchés sur les versants et les affleurements calcaires. L'altitude générale à laquelle ont été signalés les différents phénomènes a permis d'effectuer un profil altitudinal de ceux-ci (Fig. 3.1). Chaque groupe de phénomènes se trouve dans une zone altitudinale distincte. Il est ainsi possible d'établir l'âge relatif de ces derniers. Les formes karstiques les plus jeunes, soit les pertes, les résurgences et les rivières intermittentes (phénomènes actifs), se retrouvent en basses altitudes, généralement sur les bas plateaux, sur les pédiments, ou dans les fonds de vallées. D'autre part, les phénomènes reliques et détruits s'observent plus haut en altitude, en général près des sommets de massifs résiduels.

Pour ce qui est des phénomènes situés sur les hauts plateaux, il est difficile d'établir leur âge par rapport aux autres phénomènes. Leur activité est le résultat de leur situation topographique, où l'eau parvient à les rejoindre de façon intermittente. Ils diffèrent donc sensiblement des phénomènes actifs de fond de vallées, qui eux constituent les évidences de la présence d'un fluvio-karst.

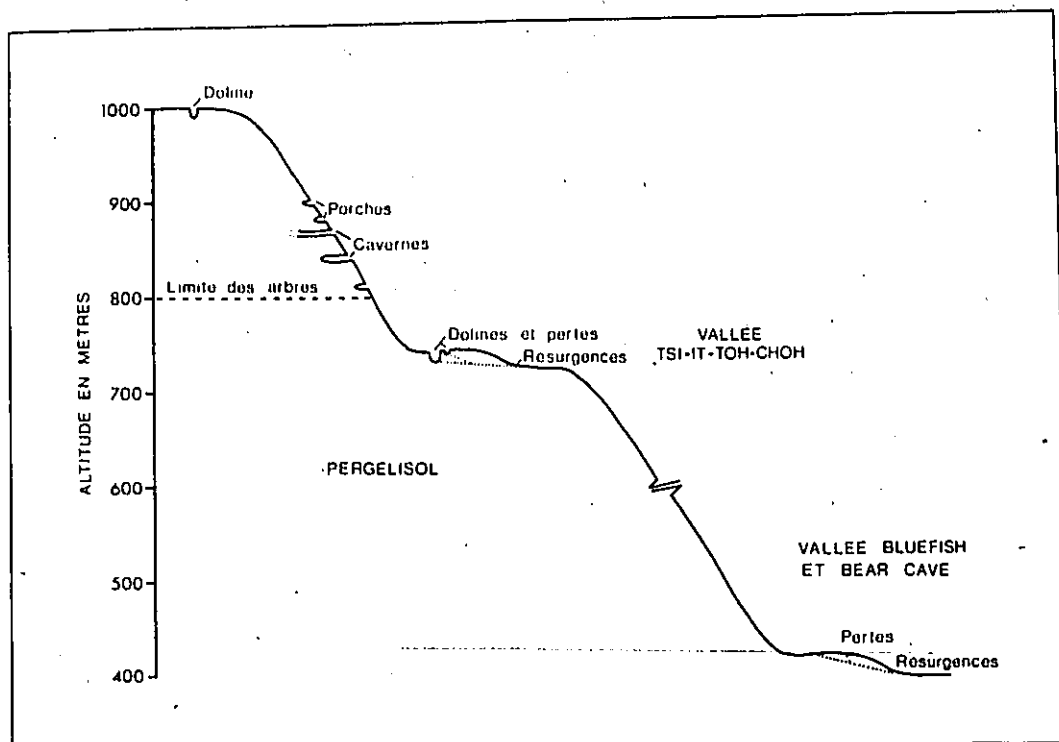


Fig. 3.1 Localisation altitudinale des phénomènes karstiques dans la région à l'étude

Il est donc possible d'expliquer l'évolution du karst du bassin de la Haute Porcupine en fonction de l'abaissement du relief provoqué par le creusement des vallées, résultat de l'érosion fluviale et du recul des versants. Ainsi, les phénomènes régnant actuellement sous une forme relique ou détruite sur les versants ont été formés à une époque où l'altitude globale du relief était de quelques centaines de mètres supérieure à aujourd'hui. Du même coup, les formes

de fonds de vallées, présentement actives, deviendront probablement reliques et détruites ultérieurement, à moins que ne survienne un événement catastrophique majeur, ou encore l'arrivée d'une glaciation importante capable de modifier considérablement le relief.

Chapitre 4

AGRESSIVITÉ CHIMIQUE DES EAUX DANS LES MASSIFS CALCAIRES

4.1 INTRODUCTION

Ce travail ayant pour objet l'étude du karst d'une région du nord du Yukon, il importe de se concentrer sur le rôle et l'ampleur de la dissolution dans les massifs calcaires. Une attention particulière est donc apportée aux caractéristiques de la dissolution des calcaires par les eaux à l'intérieur du terrain d'étude. Ceci est effectué grâce à l'étude des eaux naturelles, constituant l'agent de cette dissolution. Un certain nombre de variables physiques et chimiques de ces eaux ont été mesurées. Ceci a permis de définir leurs caractéristiques selon leur contexte physique.

Dans un environnement nordique aussi froid et sec que la région du nord du Yukon, on s'attend à ce que les phénomènes de dissolution soit réduits ou freinés dû aux conditions climatiques (Bird, 1963). Toutefois, Corbel (1959) suggère que la dissolution est plus importante en région à climat froid qu'à climat chaud, du fait que la solubilité du CO_2 dans l'eau croît inversement avec la température. Cet argument a été à l'origine de nombreuses controverses. Par la suite, plusieurs auteurs ont démontré que l'ampleur de la dissolution dépend beaucoup plus de la disponibilité du CO_2 que de la température de l'eau (Ek, 1966; Smith, 1969; Ford, 1971; Cogley, 1975; et Woo et Marsh, 1977).



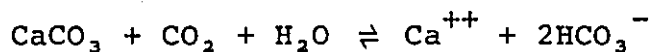
Notre séjour sur le terrain d'étude nous a permis d'observer de nombreux phénomènes karstiques fossiles qui témoignent du rôle important joué dans le passé par l'activité chimique des eaux dans l'évolution du paysage. La croissance irrégulière des concrétions rencontrées dans les cavernes indique que la dissolution et la précipitation des carbonates se sont avérées importantes durant plusieurs époques (voir chapitre 6). Par ailleurs, les phénomènes actifs, notamment les pertes, les résurgences et les micro-lapiez, font foi de l'agressivité actuelle des eaux dans la dissolution des calcaires.

Ces observations ont fait surgir deux points d'interrogation: Quelle est l'ampleur de l'agressivité chimique des eaux face aux formations calcaires dans la région étudiée? et comment se compare cette agressivité à celle qui existe dans d'autres régions au Canada? Ce sont deux questions auxquelles nous avons tenté de répondre dans ce chapitre.

Notons que le problème de la dissolution ne constitue qu'un volet de notre thèse. Par conséquent, ce chapitre n'est pas destiné à offrir un aperçu exhaustif et approfondi de la dynamique hydrochimique des eaux dans la région. Le nombre restreint d'échantillons ne permettrait pas d'ailleurs une telle étude, et donc l'approche est avant tout exploratoire et préliminaire.

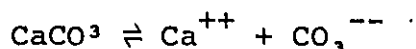
4.2 PRINCIPE GÉNÉRAL DE LA DISSOLUTION DU CALCAIRE

Le carbonate de calcium (CaCO_3) est peu soluble à l'eau pure. La dissolution du calcaire est contrôlée en grande partie par la présence de gaz carbonique (CO_2) dissous dans l'eau. Celui-ci fournit le principal acide naturel engendrant la dissolution du calcaire. De façon plus précise, c'est la variation de la pression partielle en CO_2 dissous dans l'eau qui est responsable de la dissolution et de la précipitation de la calcite. Le CO_2 est fort soluble dans l'eau pure et les variations de solubilité suivent la loi de Henry, qui stipule qu'une baisse de température et une augmentation de la pression favorisent une forte solubilité. Dans les conditions naturelles, l'eau puise son CO_2 à partir de deux réservoirs principaux: l'atmosphère, où la pression partielle du CO_2 est de l'ordre de $10^{-3.52}$ atmosphères (ou 0.03%) et le sol, générant des concentrations de CO_2 souvent de dix à quelques centaines de fois supérieures. La solubilité du carbonate de calcium suit cette équation générale:



Le CO_2 qui est dissous dans l'eau et qui contrôle l'équilibre du CaCO_3 est appelé le CO_2 d'équilibre. Lorsque la pression du CO_2 dissous dans l'eau est inférieure à la pression du CO_2 gazeux libre, le CaCO_3 sera précipité. Par contre, si la pression du CO_2 dissous est supérieure au CO_2 libre, l'eau attaquera le calcaire, qui sera ainsi dissous.

Bögli (1980) décrit la dissolution du calcaire comme le résultat de 4 phases. La première phase survient lorsque le carbonate de calcium est dissocié:

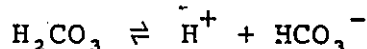


Ceci provoque la perte des ions de calcium et de carbonate dans l'eau.

Lors de la deuxième et de la troisième phase, il y a réaction des ions H^+ avec les ions de carbonate dans l'eau et une partie du CO_2 dissous réagit avec l'eau pour former de l'acide carbonique:



Étant donné l'instabilité de l'acide carbonique, sa dissociation:



libère des ions d'hydrogène, qui à leur tour, s'associent avec les ions de carbonate de la première phase:



Ce processus élimine le CO_3 de l'équilibre de la dissolution et le remplacement de ces ions de carbonate implique de nouveau la dissolution du calcaire. La quantité totale de calcaire dissous lors de la deuxième et troisième phase est contrôlée par le contenu original de CO_2 dans l'eau. Éventuellement, l'eau deviendra saturée avec le montant de CaCO_3 qui est en équilibre avec l'activité des ions d'hydrogène de l'eau.

Dans la quatrième et dernière phase, il y a diffusion du CO_2 atmosphérique dans l'eau. Tant que cette diffusion sera active, plus de calcaire sera dissous, et ce, jusqu'à ce qu'un

équilibre entre le calcaire dissous et non dissous soit atteint.

Durant les deux premières phases, la dissolution est très rapide. En effet, plus de calcaire est dissous dans la première seconde d'un ensemble de conditions fixes que durant tout le reste du temps que ces mêmes conditions seront constantes. De plus, tout le calcaire qui peut être pris en charge est dissous durant la première minute, mais le temps nécessaire pour atteindre un équilibre est habituellement de 24 à 60 heures (Bögli, 1980).

D'excellents comptes-rendus concernant les processus fondamentaux de la dissolution des calcaires sont également présentés par entre autres Rocques (1962), Ek (1973), Sweeting (1973).

4.3 METHODOLOGIE

4.3.1 Les milieux échantillonnés

25 échantillons d'eau ont été recueillis pour fins d'analyses. Ceux-ci furent prélevés à différents endroits à l'intérieur du terrain qui nous préoccupe, en fonction des différences physiques locales et de l'accessibilité des sites. Les échantillons, recueillis sans répétition à chaque site, ont par la suite été regroupés selon leur lieu de prélèvement, tel que déterminé par les différences du couvert végétal.

Le premier groupe d'échantillons comprend ceux prélevés en milieu boisé (Photo 4.1). Ce milieu est caractérisé par une forêt d'épinettes noires avec un sous bois dense. Il occupe le fond des vallées, entre 500 et 740 m d'altitude. Neuf échantillons y furent recueillis à cinq sites différents. Ceux-ci sont: i) un ruisseau disparaissant dans une doline d'effondrement, ii) un autre ruisseau de faible débit entièrement capturé par une perte, iii) un lac peu profond situé à proximité de la perte précédente, iv) un étang marécageux alimenté par une source souterraine, et v) la rivière Bluëfish.

Le second groupe d'échantillons comprend ceux prélevés

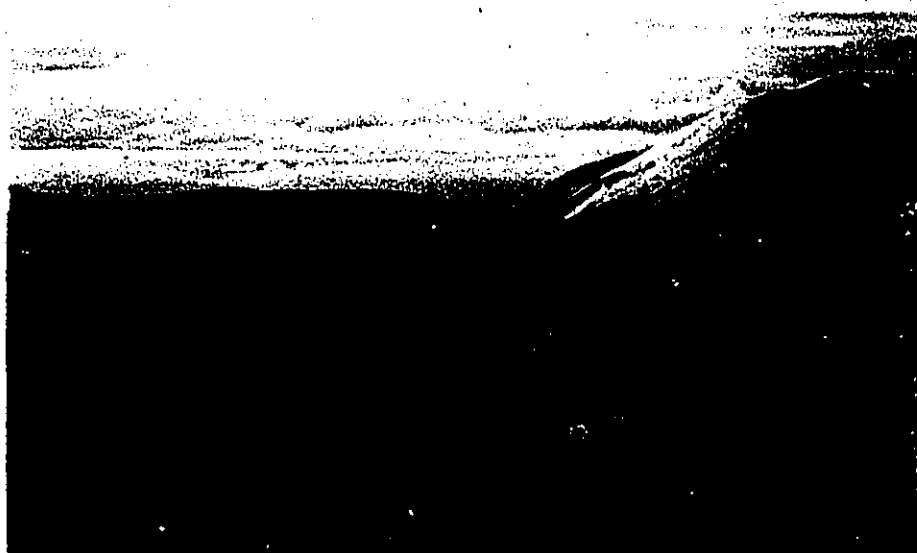


Photo 4.1 Région boisée occupant le fond des vallées dans le bassin de la Haute Porcupine. À noter la limite altitudinale très marquée des arbres à une élévation de 800 m

dans le ruisseau Tsi-tché-han (Photo 4.2), dont l'origine se trouve au-dessus de la limite altitudinale des arbres, à une élévation de 950 m. Ce ruisseau est alimenté par une congère de neige, qui subsiste jusqu'à au moins la fin du mois de juillet. Il s'écoule lentement en suivant un talweg, et termine son parcours en milieu forestier. À mi-chemin le long de son trajet, le ruisseau est rejoint par un ruissellement de faible envergure, en provenance de la fonte d'un autre banc de neige situé à l'entrée de la caverne Tsi-tché-han, située à mi-hauteur sur le versant ouest du talweg. Neuf échantillons ont fait l'objet d'analyses le long de ce ruisseau, dont les secteurs amont et aval s'observent dans deux milieux végétaux différents.



Photo 4.2 Talweg sur lequel s'écoule le ruisseau Tsi-tché-han. La congère de neige, à l'arrière-plan, alimente le ruisseau

Le troisième groupe d'échantillons est constitué comme le précédent d'un seul écoulement. Cette fois-ci, le ruissellement s'effectue sur le versant ouest du massif de Bear Cave; versant calcaire presque entièrement dépourvu de végétation (Photo 3.4). La source, à faible débit, apparaît en surface par l'intermédiaire d'une diaclase près du sommet du massif et il est rejoint, à mi-chemin, par un affluent. Au point de jonction entre l'écoulement principal et son affluent, une touffe de végétation arbustive s'observe. Six échantillons ont été recueillis à l'intérieur de cet écoulement et de son affluent, depuis la source jusqu'au bas du versant, où le ruisseau disparaît dans un cône de déjection.

L'influence de la végétation sur l'agressivité des eaux va donc être déterminée grâce aux échantillons obtenus en milieu boisé. Il sera également possible d'étudier l'évolution chimique des eaux le long de ruisseaux s'écoulant dans des milieux différents, par l'entremise des échantillons des deuxième et troisième sites.

4.3.2 Les paramètres étudiés

Les caractéristiques hydrochimiques d'échantillons d'eau en provenance de terrains carbonatés se définissent en tant que variables mesurées et variables calculées (Drake et Harmon, 1973). Les variables mesurées sont la température et le pH de l'eau, la dureté totale, la dureté en ions Ca^{++} , la dureté en

ions Mg^{++} ainsi que l'alcalinité. Les échantillons prélevés dans les différents milieux de notre région d'étude consistent en des eaux bicarbonatées. Les ions étrangers, normalement exclus de ce système simple, n'y sont présents qu'en quantité négligeable. Deux de ces ions peuvent y interférer sensiblement s'ils sont présents en quantité suffisante. Il s'agit des ions Cl^- et SO_4^{--} . L'ion chlorure provient normalement des eaux de pollutions domestiques ou encore, en très faible quantité, des eaux de pluie. La situation isolée de la région à l'étude ne pose aucun doute quant à l'inexistence de pollution domestique tandis que l'apport par les eaux de pluies est sans doute négligeable. L'ion sulfate, d'autre part, provient surtout de la dissolution du gypse ou de l'oxydation des pyrites, souvent présents dans les formations ou les interlits de shale. Dans le cadre de cette étude, il est prudent, nous croyons, de présumer que leur présence n'intervient pas de façon significative. Suite à ces observations, la concentration des ions Cl^- et SO_4^{--} sera donc considérée comme étant négligeable, bien qu'aucune analyse n'a été effectuée en ce qui concerne leur importance.

À partir des variables mesurées (température, pH, dureté en Ca^{++} et en Mg^{++} , et alcalinité) et en présumant qu'on a affaire à un système bicarbonaté simple, il est possible de calculer deux autres variables, soit la pCO_2 et le SIC. Ces deux variables ont été définies par Langmuir (1971). La pCO_2 représente la pression partielle du CO_2 avec laquelle l'eau est en équilibre. Elle est représentée ici en (%), c'est-à-dire

le pourcentage de la pression du CO_2 par rapport à la pression totale exercée par la substance gazeuse considérée. La $p\text{CO}_2$ est calculée selon la formule:

$$p\text{CO}_2 = \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3]}{K_{\text{CO}_2}}$$

Les ($[]$) indiquent l'activité, plutôt que la concentration, de H_2CO_3 , qui par convention est égale à la somme du H_2CO_3 et du CO_2 dissous. K_{CO_2} représente l'indice de dissociation du CO_2 .

Le SIC est l'indice de saturation de l'eau par rapport à la calcite. Cet indice, qui tient compte de la quantité de CaCO_3 dissous dans l'eau en combinaison avec la $p\text{CO}_2$ pour déterminer l'équilibre de l'eau face au CaCO_3 , correspond au logarithme de l'indice de saturation de Rack (1963), qui est le rapport du produit des activités des ions Ca^{++} et CO_3^{--} au produit de solubilité de la calcite (K_c):

$$\text{SIC} = \log \frac{(\text{Ca}^{++}) (\text{CO}_3^{--})}{K_c}$$

Un SIC ayant une valeur de 0 caractérise une eau saturée en CaCO_3 dissous tandis qu'une valeur inférieure à 0 indique une eau sous-saturée, et vice versa. La limite de saturation étant impossible à établir de façon précise en pratique, un SIC ayant une valeur entre -0.1 à 0.1 représente donc une eau saturée. Cette marge d'erreur pourrait même s'avérer quelque peu plus élevée, compte tenu de la précision du pH, qui constitue la variable la plus importante dans le calcul de cet indice. La $p\text{CO}_2$ ainsi que le SIC ont été calculés grâce au programme TOMCHEM, développé par Wigley (1972).

4.3.3 Les procédures d'échantillonnage et d'analyse

Les échantillons furent prélevés entre le 28 juin et le 12 juillet 1985. À chaque site, un échantillon de 250 ml d'eau a été recueilli, à l'aide de bouteilles de polyéthylène pré-rincées, puis remplies et fermées de façon étanche sous l'eau, dans la mesure du possible, afin de prévenir toute inclusion d'air. Ces échantillons ont été conservés au frais et à l'ombre et ont tous été traités dans un délai n'excédant pas six jours suivant leur prélèvement. Roberge (1979) qui a analysé sur l'île d'Anticosti plusieurs échantillons de la même eau dans un intervalle de six jours, a observé que ce délai ne modifiait aucunement les résultats, qui dans tous les cas, ne différaient pas au-delà de la limite de la marge d'erreur de l'analyse. Les échantillons étaient conservés dans des conditions identiques.

La température et le pH de l'eau ont été mesurés *in situ*. La température a été enregistrée grâce à un thermomètre à mercure offrant une précision de $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ tandis que le pH a été obtenu à l'aide d'un pH mètre digital portatif #5985-50 de la firme Cole-Parmer, dont l'erreur est de ± 0.05 unités. L'instrument était calibré en fonction de la température de l'eau échantillonnée puis avant chaque mesure, à l'aide de solutions tampons de pH 7 et pH 10. L'électrode était rincée entre chaque lecture à l'eau distillée.

Les autres variables mesurées ont été obtenues par titration colorimétrique, à l'aide d'un titrimètre digital Hach. L'analyse de la dureté totale fournit une marge d'erreur de ± 2 ppm en équivalent CaCO_3 , tandis que celle de la dureté en calcium offre une marge d'erreur de ± 3 ppm (CaCO_3). En soustrayant la dureté en calcium de la dureté totale, on obtient la dureté en magnésium.

Pour ce qui est de l'alcalinité, elle fut également mesurée par titration. Le pH était constamment vérifié à l'aide du pH mètre, calibré initialement avec des solutions pH 4 et 7. Cette méthode offrait une marge d'erreur de ± 4 ppm (CaCO_3).

L'erreur sur le bilan ionique, calculée par la formule:

$$\frac{\text{somme des cations} - \text{somme des anions}}{\text{somme des cations} + \text{somme des anions}} \times 100$$

est à l'exception de deux échantillons, inférieure à 10%. Par conséquent, ces deux échantillons seront rejetés. Les résultats des analyses sont présentés dans le tableau 4.1.

4.4 RÉSULTATS

4.4.1 Caractéristiques hydrochimiques des eaux des différents milieux

Pour faciliter l'interprétation des résultats, les échantillons ont été regroupés en trois classes distinctes, telles que déterminées par le couvert végétal. La première classe comprend les 10 échantillons prélevés en milieu forestier. La

Tableau 4.1 Résultats des analyses hydrochimiques pour les 25 échantillons

Échantillon	Variables mesurées				Variables calculées		
	in situ		par titration		pCO ₂ (%)	Sic	Erreur sur le bilan ionique (%)
	Température (°C)	pH	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)			
B1	10.0	7.50	45.0	14.3	.166	-1.06	6.9
* B2	12.5	6.50	16.0	13.8	.759	-2.81	13.7
* B3	15.0	6.40	33.9	1.9	1.230	-2.46	11.8
B4	3.8	7.33	126.3	69.2	.794	-0.40	3.0
B5	7.0	7.66	126.3	53.9	.389	-0.01	-1.8
B6	6.0	7.75	134.6	48.1	.324	0.11	-3.3
B7	8.0	8.22	82.9	6.8	.056	0.13	-3.5
B8	6.0	7.17	75.4	5.1	.562	-1.02	-3.2
B9	4.0	6.97	97.3	7.7	1.096	-1.10	1.8
B10	10.0	7.36	79.8	8.2	.398	-0.72	-1.9
TH1	1.0	7.50	69.2	3.5	.234	-0.84	-3.5
TH2	1.0	7.83	80.9	5.8	.123	-0.40	-0.9
TH3	1.0	7.75	88.7	2.5	.158	-0.41	-2.0
TH4	5.8	7.85	89.9	8.0	.132	-0.23	-0.2
TH5	0.2	7.82	79.9	7.0	.126	-0.43	-1.5
TH6	3.8	8.05	83.4	6.0	.078	-0.11	-1.5
SR1	8.0	8.37	88.3	12.7	.041	0.31	0.7
SR2	7.0	8.16	80.7	5.2	.059	0.02	-2.0
SR3	0.0	7.25	9.5	3.8	.071	-2.69	1.0
SR4	0.0	7.54	16.8	3.5	.054	-1.99	2.2
SR5	0.0	7.82	52.2	1.7	.085	-0.77	-4.3
SR6	0.0	8.02	56.9	3.0	.056	-0.52	-1.9
SR7	4.0	7.82	82.2	6.5	.129	-0.35	-0.9
SR8	11.2	8.19	97.4	8.0	.069	0.25	-0.9
SR9	7.0	8.07	96.2	7.5	.087	0.07	-0.9

* Désigne les échantillons rejetés en vertu de l'erreur trop élevée sur le bilan ionique

seconde classe englobe les six échantillons en provenance de milieux de toundra herbacée tandis que la troisième classe contient les neuf échantillons recueillis en surface rocheuse.

L'influence du couvert végétal vis-à-vis de l'agressivité des eaux fut mise en évidence en comparant les valeurs de la pCO_2 , du STc et de la dureté totale ($CaCO_3$) à l'intérieur des différents milieux d'échantillonnage. Quelques données statistiques sur ces trois variables sont présentées dans le tableau 4.2. La différence entre les valeurs minimum et maximum de chaque classe de données est souvent importante. De plus, le nombre d'échantillons est peu élevé. Ces facteurs nous ont incité à interpréter les résultats en établissant une corrélation par rang selon Spearman pour chacune de ces variables en fonction du milieu végétal dans lequel les échantillons furent

Tableau 4.2 Moyennes et valeurs minimum et maximum de la pCO_2 , du STc et de la dureté totale ($CaCO_3$) pour les 23 échantillons considérés

Milieux d'échantillonnage	N	Variables hydrochimiques								
		pCO_2 (%)			STc			dureté totale (mg/l)		
		moy	min	max	moy	min	max	moy	min	max
surface rocheuse	9	.072	.041	.129	-.63	-2.69	.25	70.23	13.30	105.40
toundra herbacée	6	.142	.078	.234	-.40	-.84	-.11	87.47	72.70	97.90
boisé	8	.473	.056	1.096	-.51	-1.10	.13	110.11	59.30	182.70

prélevés. La distribution des fréquences est représentée dans la figure 4.1.

Trois classes de valeurs ont été établies pour chaque variable. Pour la pCO_2 et la dureté totale en $CaCO_3$, les intervalles de chaque classe furent déterminées à partir des classes naturelles, telles que définies par les valeurs calculées ou mesurées lors des analyses. Les classes du SIC ont été établies par méthode de rangs centiles, où les échantillons sont répartis de façon égale dans chaque classe.

Pour chacune des variables, nous avons calculé le coefficient de corrélation, toujours selon le rang (Spearman's Rank Correlation Coefficient) (Hammond et McCullagh, 1978). Pour ce faire, nous avons employé la formule suivante:

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum d^2}{n^3 - n}$$

où d est la différence entre les rangs pour chaque paire de valeur, et n est le nombre d'échantillons. Nous avons donc dû assigner des valeurs aux milieux d'échantillonnage, où surface rocheuse = 1, toundra herbacée = 2 et boisé = 3.

L'association entre la pCO_2 et la densité du couvert végétal est très forte. Une corrélation positive avec un coefficient de 0.76 témoigne de cette association. Ce coefficient est significatif à plus de 99%.

L'indice de saturation de l'eau vis-à-vis la calcite (SIC) est sensé diminuer théoriquement avec l'augmentation de l'importance du couvert végétal (Ford, 1985). Bien que la

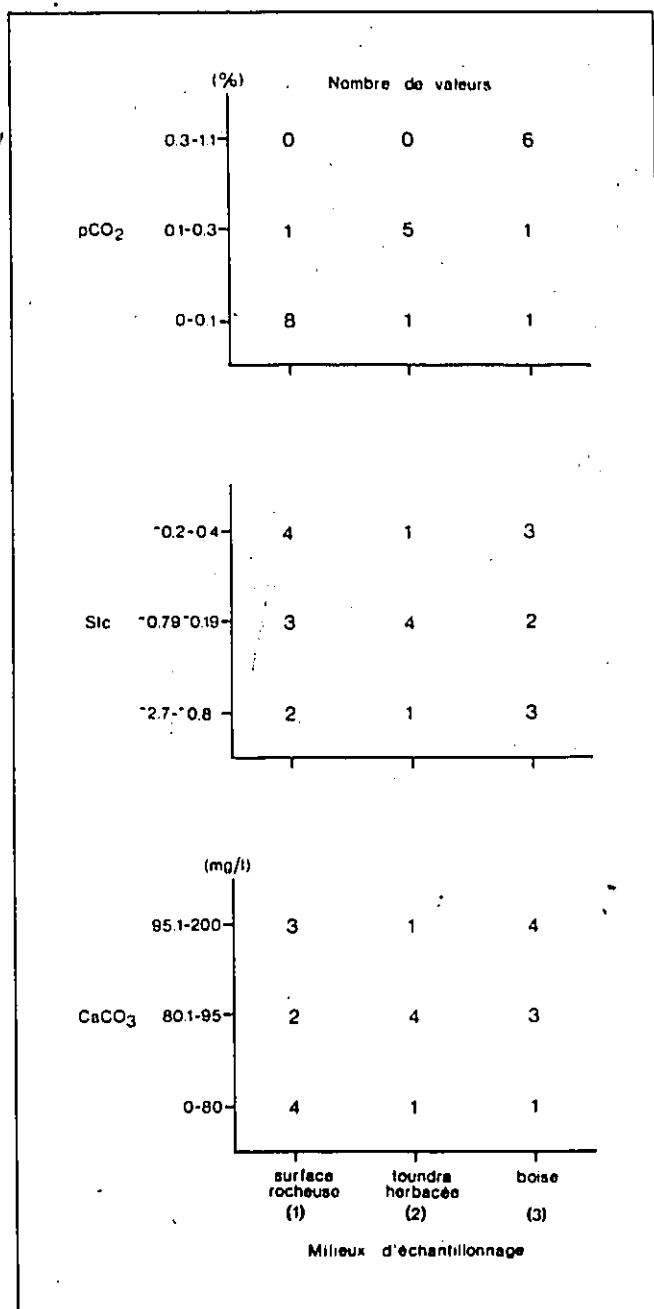


Fig. 4.1 Distribution des valeurs pour la pCO_2 , le Sic et la dureté totale ($CaCO_3$) en vertu du recouvrement végétal de chaque milieu d'échantillonnage. Les chiffres représentent les fréquences des valeurs par classe

corrélation obtenue soit négative, un coefficient de -0.03 ne s'avère aucunement significatif, et ne prouve pas l'hypothèse mentionnée précédemment. Ce résultat inconcluant peut être dû à un échantillonnage restreint.

Tout comme la pCO_2 , la dureté totale en $CaCO_3$ devrait augmenter proportionnellement avec le couvert végétal (Ford, 1971). Le coefficient de corrélation est peu élevé à 0.40 mais témoigne tout de même d'une association positive dans ce cas. Notons que ce résultat est significatif à 95%.

La vitesse et le taux de dissolution dépend principalement de la pression partielle du CO_2 de l'air en contact avec l'eau (Palmer, 1984). Nous avons démontré une forte association entre cette variable (la pCO_2), et l'abondance de la végétation. Une augmentation de cette pression partielle du CO_2 provoque une agressivité chimique de l'eau face au calcaire, résultant en une dissolution du $CaCO_3$.

4.4.2 Évolution hydrochimique des ruisseaux du deuxième et du troisième groupe

Les résultats ont également permis d'analyser l'évolution hydrochimique des eaux s'écoulant le long du parcours des ruisseaux des deuxième et troisième sites. L'évolution hydrochimique du ruisseau s'écoulant dans le deuxième site d'échantillonnage est reportée sous forme graphique dans la figure 4.2. La pCO_2 demeure plus ou moins constante et assez faible dans la partie du ruisseau s'écoulant en surface rocheuse variant de

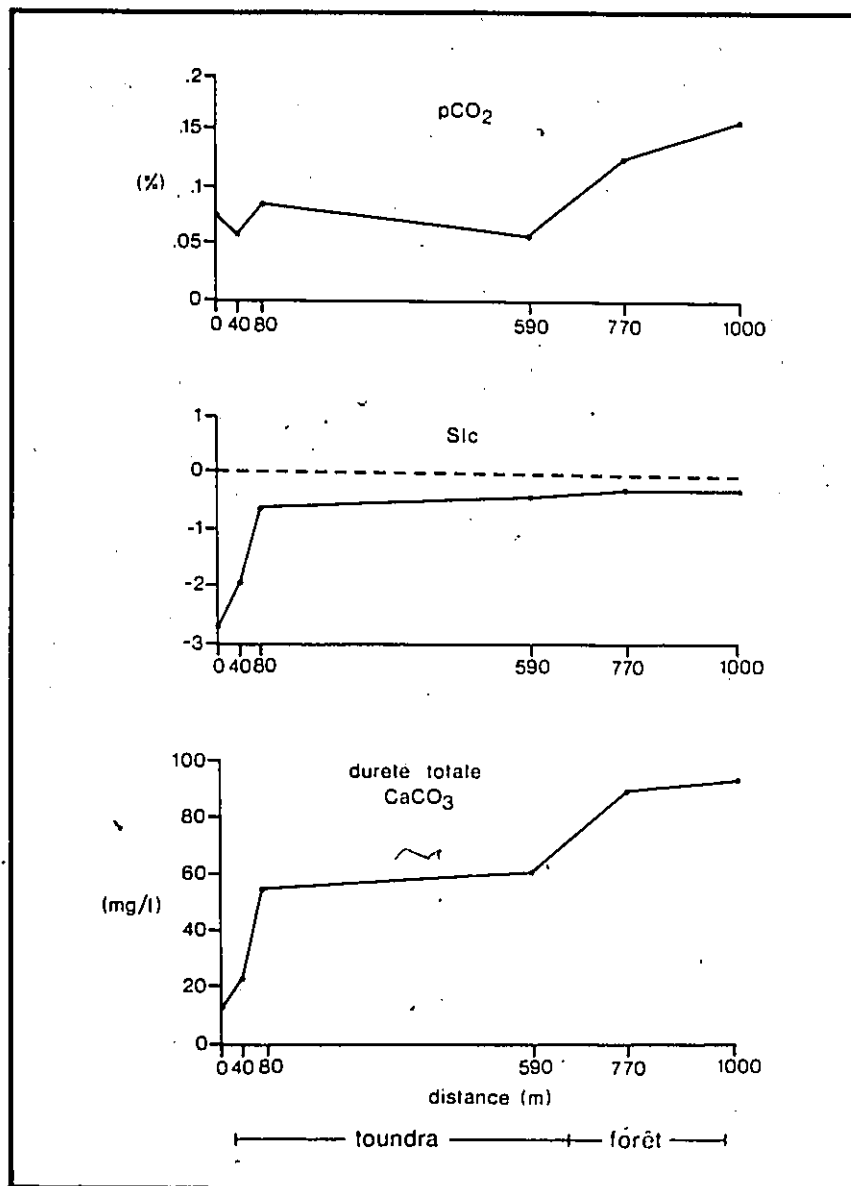


Fig. 4.2 Évolution de la pCO₂, du SI_c et de la dureté totale (CaCO₃) le long du ruisseau Tsi-tché-han, en juillet 1985

.054 à .085%. Celle-ci augmente rapidement toutefois lors de l'arrivée en milieu boisé, passant de .056 à .158% en l'espace de quelques centaines de mètres. Le SIC, pour sa part, augmente graduellement à partir du banc de neige jusqu'à l'arrivée en région de toundra avec végétation; l'eau perdant donc de son agressivité. Par la suite, celui-ci se stabilise. Ceci est attribuable à une augmentation du CO_2 en solution fourni par la végétation riveraine. La dureté totale augmente progressivement depuis l'amont vers l'aval, ayant une valeur de 13.3 mg/l dans l'eau de fonte et de 91.2 mg/l à la fin du parcours. Cette augmentation par palier s'explique par le fait que l'eau demeure en tout temps sous-saturée et par conséquent agressive face au calcaire.

De plus, on constate que la quantité de CaCO_3 dissous augmente rapidement au début pour ensuite ralentir progressivement. Ce ralentissement de l'attaque est l'expression de la loi de Nernst sur les vitesses de dissolutions (comm. pers. de M.-A. Geurts). Cette loi stipule qu'au fur et à mesure que diminue le déséquilibre, la réaction ralentit.

L'écoulement étudié sur le massif calcaire de Bear Cave présente une évolution hydrochimique quelque peu différente (Fig. 4.3). Les valeurs de la pCO_2 du cours principal et de son affluent diminuent progressivement depuis leur source jusqu'à quelques mètres avant le point de jonction. Ceci provoque une sursaturation des eaux du cours principal (SIC supérieur à 0) suite à une augmentation du CaCO_3 dissous. Une

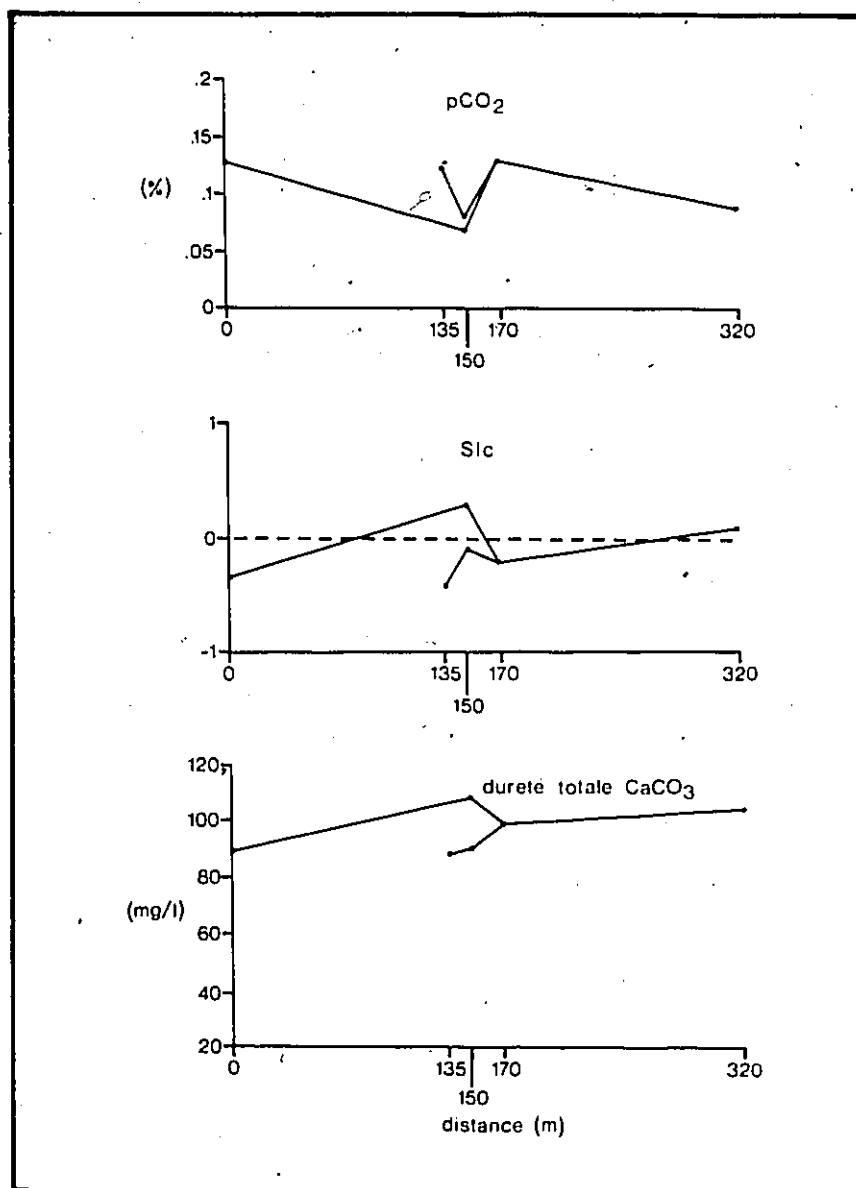


Fig. 4.3 Évolution de la pCO_2 , du SIc et de la dureté totale ($CaCO_3$) le long du ruisseau Bear Cave, en juillet 1985

telle occurrence pourrait avoir comme effet de provoquer une précipitation du CaCO_3 . Ceci n'a cependant pas été remarqué. Là où l'affluent rencontre l'écoulement principal, la pCO_2 augmente soudainement. La cause la plus vraisemblable expliquant cette augmentation est la fourniture de CO_2 par la touffe de végétation présente. Ceci a comme effet de ranimer l'agressivité de l'eau suite à un retour vers une sous-saturation. Un fait intéressant à noter, au point de jonction, est la diminution de la dureté totale des eaux par rapport au cours principal. Celle-ci est provoquée par une dilution de l'eau suite à l'arrivée d'un affluent plus pauvre en CaCO_3 dissous. Passé le point de jonction, les paramètres chimiques de l'eau évoluent de façon similaire à l'évolution caractérisant le cours d'eau à son début, c'est-à-dire une diminution de la pCO_2 et une augmentation de la dureté totale entraînant une sursaturation de l'eau.

4.5 COMPARAISON AVEC D'AUTRES RÉGIONS AU CANADA

Nous avons comparé à nos résultats du Yukon les résultats de travaux réalisés dans d'autres régions du pays, et suivant une méthodologie similaire (Fig. 4.4). Ces travaux ont eu lieu dans différentes régions de l'arctique, en région alpine et en milieu tempéré.

Mise à part l'étude de Woo et Marsh (1977), les eaux dans l'arctique canadien atteignent un niveau de saturation alors

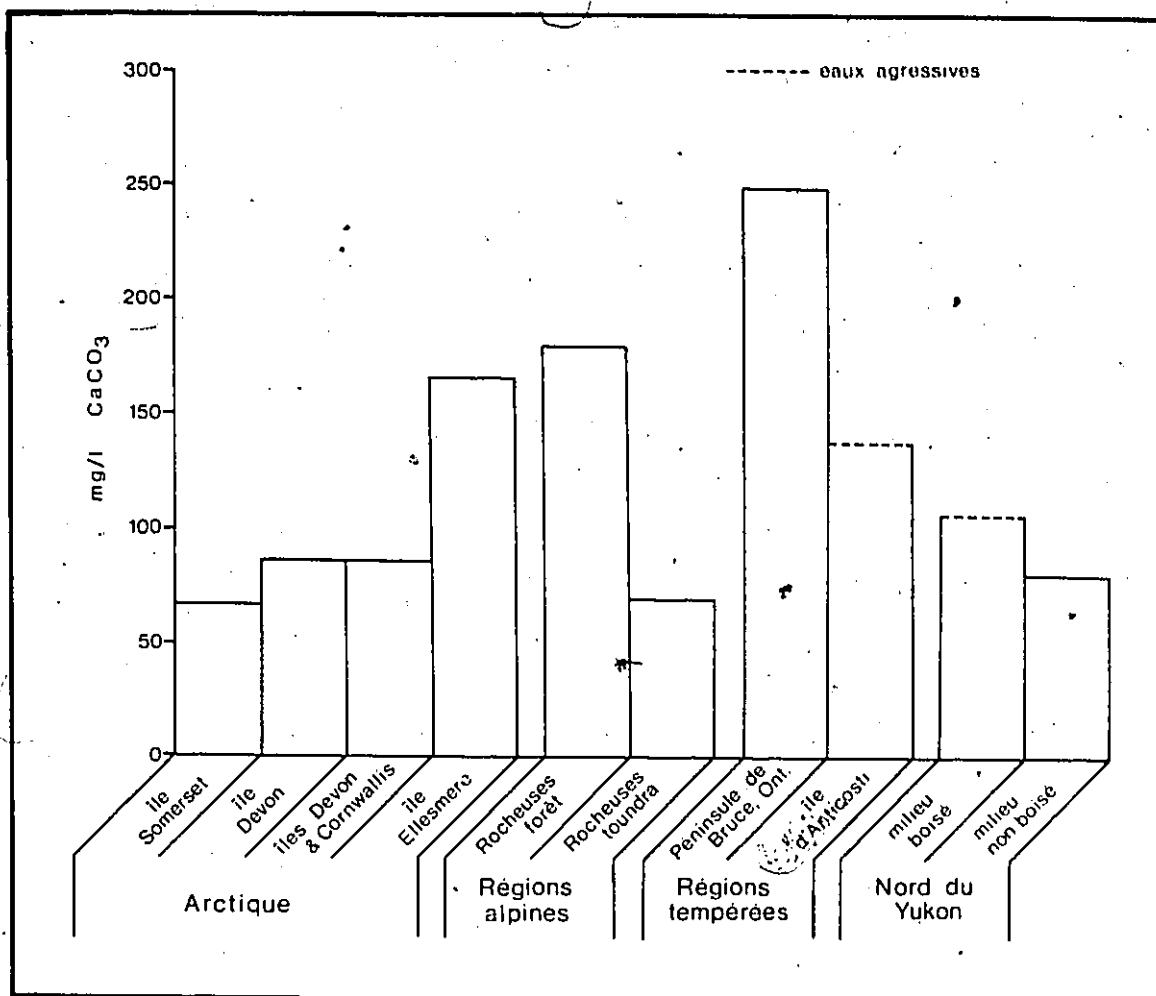


Fig. 4.4 Moyenne de la dureté totale (CaCO₃) des eaux analysées en différentes régions du Canada, par différents auteurs (voir texte)

que leur dureté totale varie en moyenne de 66 à 85 mg/l (CaCO₃) (Smith, 1972; Cogley, 1972; Wilkinson et Bunting, 1975). Dans chaque cas, l'absence totale ou le faible recouvrement de végétation explique ces valeurs relativement basses. Sur l'île Ellesmere, Woo et Marsh (1977) ont obtenu une valeur moyenne de 165 ppm (ou mg/l) CaCO₃. Cependant, les eaux échantillonnées s'écoulaient dans un petit bassin couvert de végétation de

toundra, dont l'influence très marquée sur l'agressivité des eaux est soulignée par les auteurs.

En région alpine, les eaux s'écoulant en milieu forestier deviennent saturées avec une teneur moyenne en CaCO_3 dissous de 180 mg/l (Ford, 1971). Toujours dans cette même région, mais en milieu de toundra, une valeur de 70 mg/l fut obtenue.

Dans les régions tempérées, la dureté totale des eaux saturées est importante. Sur la péninsule de Bruce, une moyenne de 250 mg/l fut obtenue (Cowell et Ford, 1980). À Anticosti, le résultat n'était que de 138 mg/l (Roberge, 1979). Toutefois, cette valeur fut obtenue à partir d'un écoulement dont la source était une tourbière. Ainsi, les eaux étaient fortement sous-saturées et pourvues d'un potentiel de dissoudre beaucoup plus de CaCO_3 . La valeur atteinte au moment de la saturation des eaux aurait pu ressembler à celle de la péninsule de Bruce.

4.6 CONCLUSION

L'ampleur de l'agressivité chimique des eaux dans le nord du Yukon dépend étroitement de la présence ou de l'absence de végétation. Les résultats obtenus se comparent à ceux des autres régions au Canada. Tout d'abord, les eaux prélevées au-dessus de la limite altitudinale des arbres, possédant une dureté totale de l'ordre de 80 mg/l au moment de leur saturation, se comparent aux eaux analysées dans les régions de

toundra alpine et arctique. La dissolution ne joue donc pas un rôle important au-delà de la limite des arbres. L'eau qui s'y écoule agit surtout de façon mécanique plutôt que chimique. Par ailleurs, dans les milieux situés à basse altitude, où le couvert végétal est dense, une dureté totale moyenne de 106 mg/l a été mesurée au sein d'eaux fortement sous-saturées et donc encore très agressives. Avec une susceptibilité de dissoudre encore plus, l'agressivité de ces eaux se compare à celles des régions forestières plus méridionales. Le phénomène de dissolution y est donc clairement évident.

Schoeller (1950) a démontré une diminution de la teneur en CO_2 dans les eaux souterraines en fonction de l'altitude. Il attribue ceci à une différence de la $p\text{CO}_2$ dans l'air, en rapport avec le couvert végétal. Son affirmation est juste, mais son explication semble peu convaincante. La $p\text{CO}_2$ de l'air varie, cependant relativement peu. Ce qui varie beaucoup plus en fonction du climat mais d'abord en fonction du couvert végétal, c'est la $p\text{CO}_2$ dans le sol. Ceci semblerait logiquement plus acceptable comme cause de cette diminution de la pression partielle du CO_2 en vertu de l'altitude.

En dépit des nombreux facteurs favorables à la dissolution, il demeure que l'agent le plus important dans la karstification est, selon Gèze (1961), "l'arrivée sous terre d'une abondante quantité d'eau". Cette affirmation est justifiée par la présence d'un fluvio-karst, évoluant dans les fonds de vallées de notre région d'étude, où la majorité de l'eau s'écoule.

Chapitre 5

LE MICROCLIMAT DES CAVERNES BEAR CAVE ET TSI TCHE-HAN

5.1 INTRODUCTION

L'utilisation de concrétions pour l'étude des paléoclimats étant fréquente (Gascoyne *et al.*, 1983; Harmon *et al.*, 1977 et Henning *et al.*, 1983), il est essentiel de bien comprendre les conditions climatiques dans lesquelles elles se trouvent. Le but de ce chapitre est justement d'analyser des paramètres météorologiques de deux cavernes du nord du Yukon dans lesquelles se trouve une grande quantité de concrétions: les cavernes Bear Cave et Tsi-tché-han. L'emphase est mise sur les températures, l'humidité relative et la circulation de l'air durant l'été, permettant de tracer un portrait du microclimat estival de ces cavernes. Les résultats sont un premier pas vers une meilleure compréhension du climat dans les cavernes du nord du Yukon et permettent de réfléchir sur les implications paléoclimatiques.

5.2 LA CAVERNE TSI-TCHE-HAN: SITUATION ET DESCRIPTION

La caverne Tsi-tché-han, dont le nom Kutchin signifie "trou dans la roche", a été nommée ainsi par Cinq-Mars et Lauriol (1985). Elle se trouve à l'extrémité nord du massif de Tsi-it-toh-Choh, lui-même situé à quelques kilomètres au nord du massif de Bear Cave.

L'entrée de Tsi-tché-han (Photo 3.5) s'observe à 30 m au-dessus d'un talweg, sur un versant régularisé d'orientation nord-sud (Photo 5.1). Située à une altitude de 840 m, cette caverne s'est formée suivant une structure horizontale. Suite à sa découverte, Cinq-Mars et Lauriol l'ont décrit comme suit: "La caverne comprend une salle de 18 m de long, 6 m de large et 2-3 m de hauteur. Deux galeries en partent: l'une, plutôt courte, est obstruée par un bouchon de glace, tandis que l'autre, longue de 10 m, large de 1 m et d'environ 2 m de hauteur, se termine par une petite chambre recouverte de cristaux de glace, suivie d'une étroiture. Au-delà de l'étroiture, la galerie semble reprendre du volume" (Cinq-Mars et Lauriol, 1985). Au cours de l'été 1985, nous avons réussi à pénétrer



Photo 5.1 Versant sur lequel se trouve la caverne Tsi-tché-han. Celle-ci se situe à une altitude de 840 m.

dans cette deuxième salle (Fig. 5.1). Cette dernière est d'une longueur de 10 m, d'une largeur de 4-5 m et d'une hauteur moyenne de 1 m. Une cheminée de 4-5 m de hauteur dans chacune des salles suggère que la caverne fut façonnée par un écoulement sous pression des eaux.

5.3 LA CAVERNE BEAR CAVE: SITUATION ET DESCRIPTION

La caverne Bear Cave se trouve au sein du massif du même nom. Elle fut visitée et décrite brièvement en 1953 par un chercheur américain en quête de matériel minéralogique et paléontologique (Geist, 1953). La caverne constitue la plus longue cavité explorée dans le Yukon septentrional avec 220 m de passages cartographiés (Fig. 5.2). Elle s'ouvre à une altitude de 867 m par deux entrées (Photo 5.2) situées près du sommet d'une pente abrupte formant le versant ouest du massif calcaire (Photo 3.4). La caverne, qui est caractéristique d'une forme relique, domine de 450 m la vallée avoisinante. Elle s'est également développée sur un plan plus ou moins horizontal, et comprend trois salles de dimensions importantes. On y trouve deux niveaux de galeries; le niveau inférieur étant formé de passages étroits d'une hauteur de 2 à 3 m. Ce dernier est accessible par la troisième salle et est également relié à la première salle par un conduit étroit. La caverne est remarquable par sa richesse en concrétions, notamment dans le niveau supérieur.

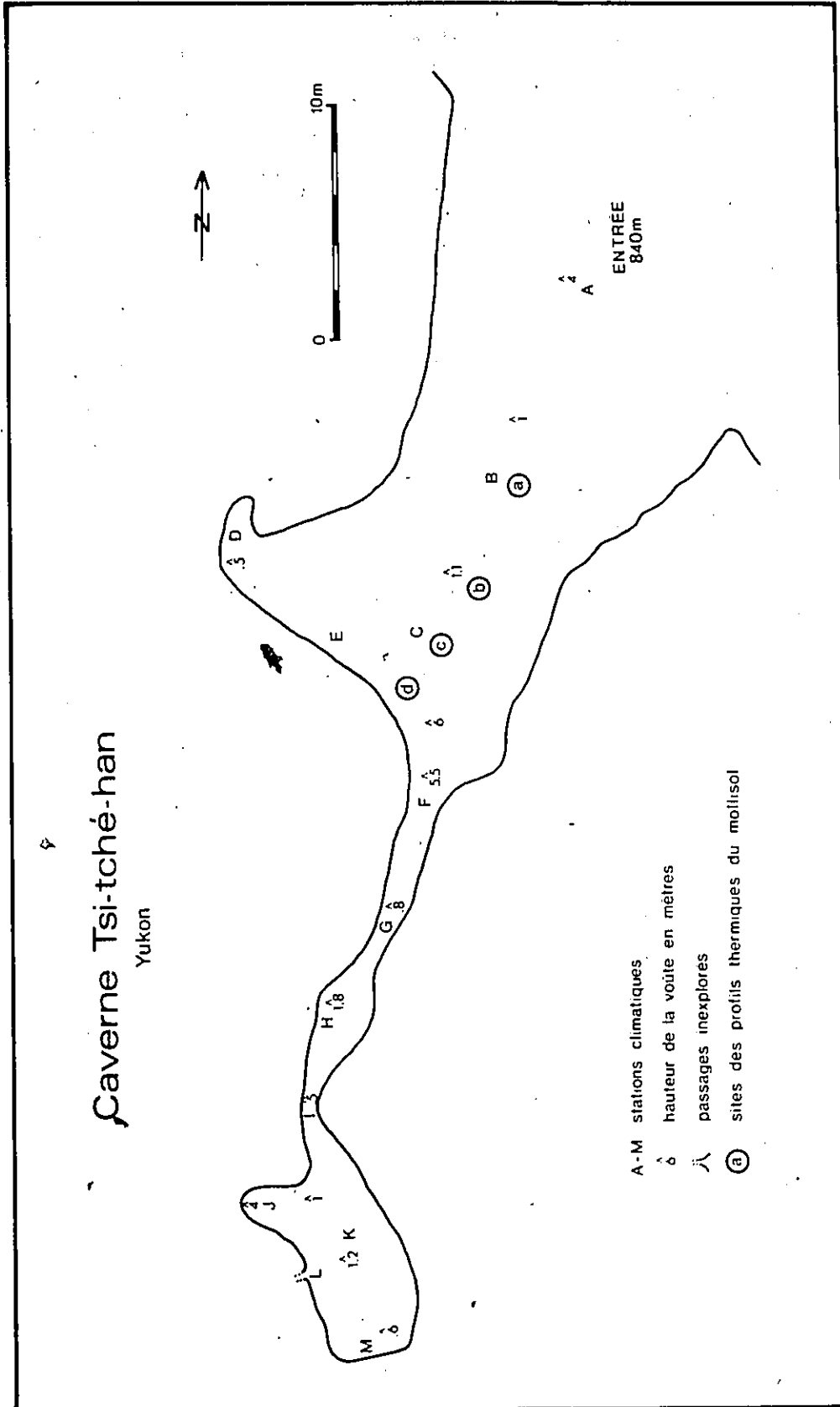


Fig. 5.1 Plan de la caverne Tsi-tché-han

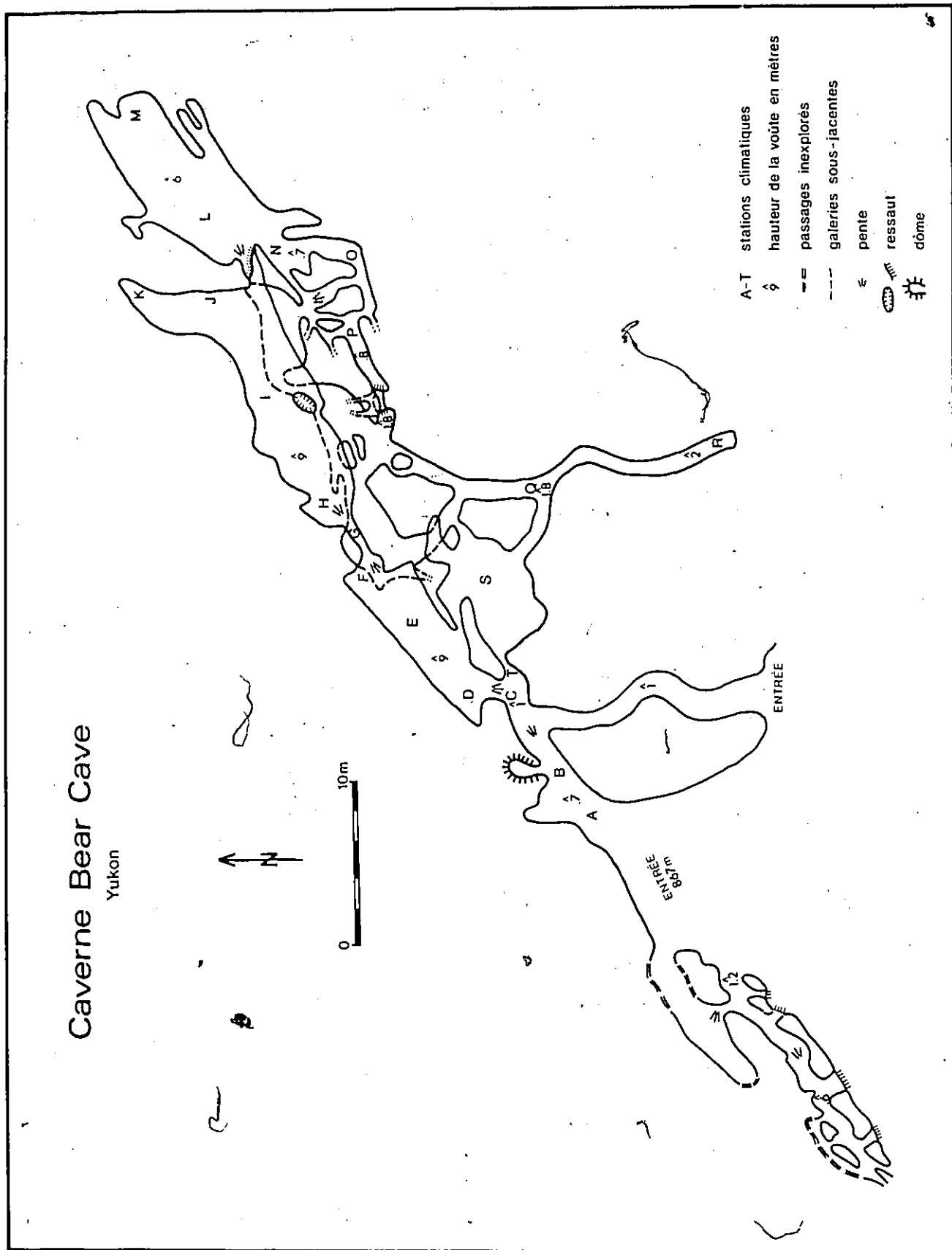


Fig. 5.2 Plan de la caverne Bear Cave



Photo 5.2 Entrée de la caverne Bear Cave, à une altitude de 867 m sur le versant ouest du massif de Bear Cave.

5.4 MÉTHODOLOGIE

Les mesures de la température de l'air ont été effectuées à l'aide d'un thermomètre à mercure, dont la précision est de $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$. Dans la caverne Tsi-tché-han, les relevés de température de l'air ont été réalisés à 13 endroits et dans la caverne Bear Cave, à 20 endroits.

L'humidité relative de l'air a été mesurée grâce à un psychromètre Modèle No. 566 de la firme Bendix, dont la précision est de $\pm 0.5\%$. Ces mesures n'ont été effectuées que dans la caverne Tsi-tché-han, et aux mêmes endroits où les températures de l'air furent enregistrées.

La direction et la vitesse des courants d'air furent détectées à l'aide d'un détecteur de courants d'air mis au point par la compagnie allemande Dräger. L'instrument est constitué d'une poire à air en caoutchouc au bout de laquelle on enfonce un tube de verre contenant une substance chimique à base d'acide sulfurique, dégageant une fumée blanche. Cette fumée, qui adopte une température et une densité identiques à l'air ambiant, se stabilise une fois éjectée, et n'est déplacée que par les circulations d'air. La vitesse de déplacement a été mesurée sur une distance de cinq mètres à l'aide d'un chronomètre. Les mouvements de l'air ont été observés près des entrées, dans les salles et dans les fissures pouvant mener à d'autres passages. Ils furent également détectés à différentes hauteurs, c'est-à-dire au niveau du sol, à la mi-hauteur et près de la voûte. Leur vitesse a été calculée en m/sec.

5.5 LE MICROCLIMAT DE LA CAVERNE TSI-TCHÉ-HAN

Les données climatiques de la caverne Tsi-tché-han ont été recueillies le 5 juillet 1985, alors que la température extérieure variait de 11°C à 16°C. Elles furent obtenues à l'intérieur de 13 colonnes d'air, chacune correspondant à un endroit défini dans la caverne depuis l'entrée vers le fond de la deuxième salle (Fig. 5.1). Les résultats (Tableau 5.1) permettent de définir trois zones climatiques bien différentes dans la caverne.

Tableau 5.1 Données climatiques de la caverne Tsi-tché-han.

colonne	paramètres climatiques	5 cm du sol	mi-hauteur	5 cm de la voûte	humidité (%) à mi-hauteur
A	température (°C) circulation d'air	9.0 vers ext.	8.9 ---	--- vers int.	84.7
B	température (°C) circulation d'air	4.5 vers ext.	8.2 ---	8.1 vers int.	83.0
C	température (°C) circulation d'air	2.8 vers ext.	5.0 ---	6.0 vers int.	86.0
D	température (°C) circulation d'air	1.0 vers ext.	1.0 ---	--- ---	85.9
E	température (°C) circulation d'air	1.0 ---	5.0 ---	5.5 ---	85.5
F	température (°C) circulation d'air	1.0 vers ext.	6.0 ---	7.1 vers int.	81.5
G	température (°C) circulation d'air	1.0 vers ext.	2.0 ---	4.8 vers int.	81.8
H	température (°C) circulation d'air	0.0 vers ext.	1.0 ---	2.0 inversion	100.0
I	température (°C) circulation d'air	-1.5 vers ext.	-1.0 ---	-0.5 ---	---
J	température (°C) circulation d'air	-3.8 ---	-2.5 ---	-1.5 ---	66.0
K	température (°C) circulation d'air	-3.6 vers ext.	-0.9 ---	--- ---	64.2
L	température (°C) circulation d'air	-3.7 vers ext.	-2.1 ---	--- ---	64.0
M	température (°C) circulation d'air	-3.6 vers ext.	-0.5 ---	--- ---	68.2

5.5.1 Températures et humidité relative de l'air

Les températures de l'air diminuent à mesure que l'on progresse dans la caverne. Près de l'entrée, la température moyenne de l'air est de $+9^{\circ}\text{C}$ tandis que dans la 2^e salle, elle diminue jusqu'à -3.8°C . Elle atteint le point de congélation dans la zone de la colonne H. Cette zone, formant une petite chambre, est caractérisée par des parois givrées.

Les températures à différentes hauteurs dans les salles et dans les passages, soit à 5 cm du sol, à la mi-hauteur et à 5 cm de la voûte, sont représentées sur la figure 5.3. Les températures sont plus élevées près de la voûte et sont à leur minimum près du sol. Le point de congélation, qui au sol survient à la colonne H, s'observe à quelques mètres plus loin près de la voûte, c'est-à-dire dans la région située entre les colonnes H et I.

Les températures à 5 cm du sol et à 5 cm de la voûte offrent des gradients thermiques similaires de $.263^{\circ}\text{C/m}$ et $.253^{\circ}\text{C/m}$ respectivement de l'entrée jusqu'au fond de la grotte. D'autre part, les températures de l'air enregistrées à la mi-hauteur sont caractérisées par un gradient de $.196^{\circ}\text{C/m}$. Une cheminée de 6 m de hauteur, située à la colonne F, emprisonne une poche d'air chaud, ce qui explique une augmentation de la température à cet endroit près de la voûte et à la mi-hauteur.

Des taux d'humidité relative variant de 81.5% à 86.0% furent enregistrés dans la première partie de la caverne, où

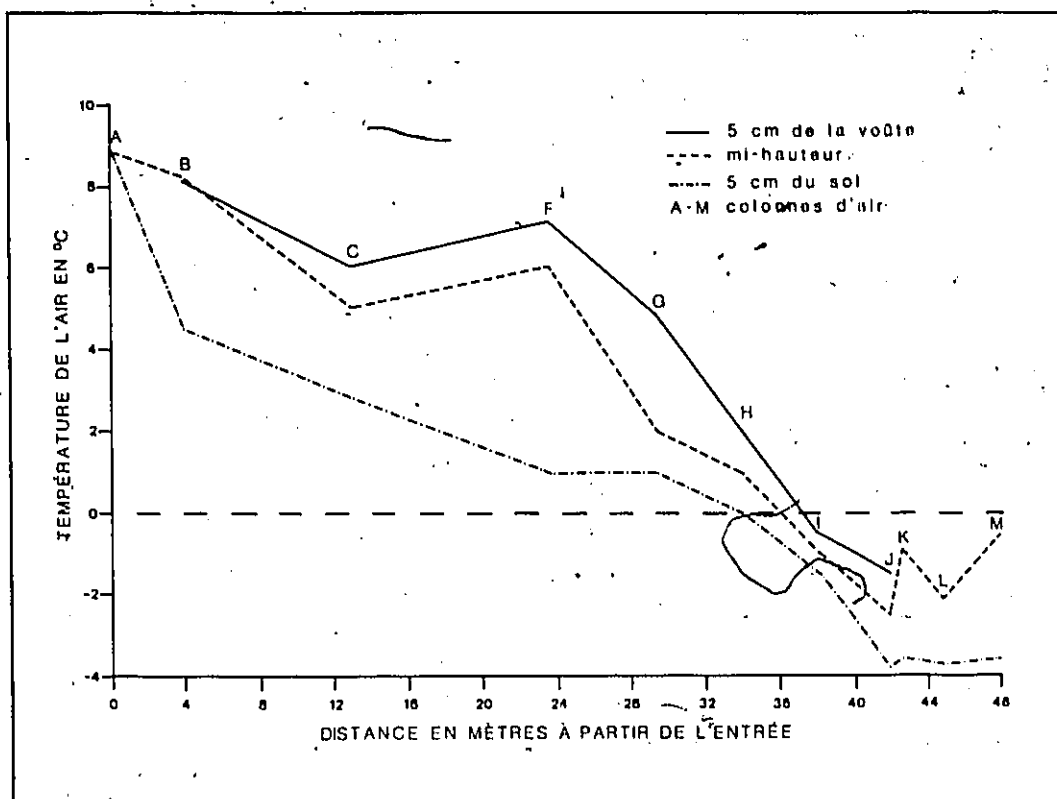


Fig. 5.3 Température de l'air en fonction de la distance dans la caverne Tsi-tché-han

les températures sont positives, soit à partir du point A au point G. Dans la zone du point H, l'humidité relative est de 100%. Au-delà, dans la deuxième salle, l'air est beaucoup plus sec, avec des taux fluctuant de 64.0% à 68.2%.

5.5.2 Circulation des courants d'air

L'air plus chaud provenant de l'extérieur en été pénètre dans la caverne en longeant la voûte. Cette entrée d'air est le résultat de la vidange par gravité de l'air froid. À une profondeur de 36 m, soit dans la zone de la colonne H, il se refroidit à une température de 0°C et change de direction en longeant cette fois le sol pour se diriger vers la sortie. Cet écoulement de l'air vers l'extérieur se produit lentement à une vitesse de 6 cm/sec dans le couloir et augmente à une vitesse de 50 cm/sec en arrivant dans la première salle. Cette augmentation de vélocité survient au moment où un autre écoulement, provenant cette fois du point D, vient rejoindre le précédent.

Dans la deuxième salle, presque aucune circulation n'existe, exception faite d'écoulements provenant de minces passages inaccessibles et de fissures près des colonnes L et M. Ces derniers se dirigent à très faible vitesse vers l'extérieur de la salle en longeant le sol.

On distingue donc trois types de colonnes d'air au sein de la caverne Tsi-tché-han. Le premier groupe, constitué des colonnes A à G, est caractérisé par des températures positives de l'air, une humidité relative située dans les 80% et une circulation d'air inversée, pénétrant dans la caverne près de la voûte et sortant de celle-ci près du sol. Le second groupe, représenté par la zone de la colonne H, possède des tempéra-

tures de l'air de 0°C et une humidité relative de 100%. Ces propriétés climatiques engendrent la formation de givre sur les parois, suite à la condensation de l'air. Finalement, le troisième groupe est formé des colonnes I à M, situées dans la deuxième salle. Celui-ci est caractérisé par des températures négatives et des taux d'humidité relative dans les 60%.

5.6 LE MICROCLIMAT DE LA CAVERNE BEAR CAVE

Les relevés météorologiques de la caverne Bear Cave ont été effectués le 15 juillet 1985, journée caractérisée par des températures variant de 9°C à 16°C. Au moment de la prise des données, la température était d'environ 12°C à l'extérieur de la caverne.

Étant donné la complexité du système souterrain formant la caverne et la dimension des salles et de certains conduits, les données climatiques de Bear Cave n'ont pu être enregistrées de façon aussi complète que celles de la caverne Tsi-tché-han, notamment en ce qui concerne les différentes hauteurs.

5.6.1 Températures de l'air

Les températures de l'air régnant à l'intérieur de la caverne ont été mesurées à 20 endroits et les résultats sont divisés en deux parties; les points A à M, représentant le niveau supérieur de la caverne, et les points N à T, situés au niveau inférieur (Fig. 5.2).

Similaires à ceux de la caverne Tsi-tché-han, les résultats montrent une diminution de la température de l'air depuis l'entrée vers la troisième salle, avec un gradient thermique cette fois de $.212^{\circ}\text{C}/\text{m}$ pour le niveau supérieur des galeries (Fig. 5.4). À l'entrée, la température est de 11.5°C près du plafond et de 10°C au niveau du sol. Celle-ci ne diminue que de peu jusqu'à l'entrée de la première salle, où elle est de 7.5°C au point D. Au fond de cette même salle, l'air subi

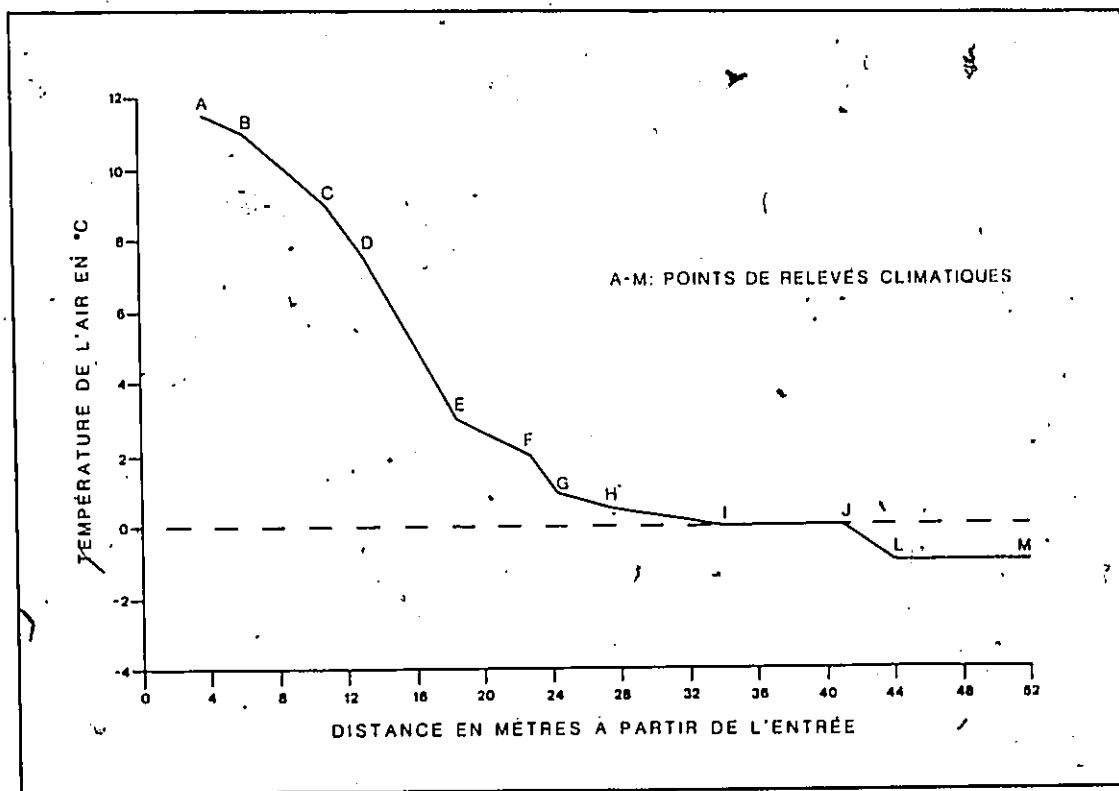


Fig. 5.4 Température de l'air en fonction de la distance dans le niveau supérieur de la caverne Bear Cave

un refroidissement considérable, diminuant à 2°C . À une profondeur de 30 m dans la caverne, soit à la fin de la première salle, l'air atteint une température de 0°C , qui demeure constante partout dans la deuxième salle. Notre visite correspondait plus ou moins à la période la plus chaude de l'été et donc probablement à l'extension maximale de la zone 0°C . Des vestiges de glace fondante occupaient le fond de la première salle. La deuxième salle constitue la zone de transition entre la partie froide et la partie chaude de la grotte. C'est là qu'ont lieu les échanges d'énergie latente. Comme à Tsitché-han, ce point de transition se caractérise par la formation de givre sur les parois (Photo 5.3) et par l'accumulation d'un épais plancher de glace dans la deuxième salle. De plus, la dimension de cette salle de la caverne Bear Cave est telle que des colonnes de glace massive de plusieurs m³ ont pu s'y édifier (Photo 5.4). Ces colonnes de glace transparente sont formées par des gouttelettes d'eau provenant de la fonte des cristaux de givre couvrant les parois et la voûte. Au-delà de cette "salle des glaces", la température de l'air se situe à -1°C .

Dans le niveau inférieur, la température de l'air semble constante, variant de -1°C à -2°C , et ce, indépendamment de la hauteur et de la distance par rapport à l'entrée.



Photo 5.3 Recouvrement de givre sur les parois et sur la voûte de la 2e. salle de la caverne Bear Cave



Photo 5.4 Accumulation de glace massive transparente dans la 2e salle de la caverne Bear Cave.

5.6.2 Circulation des courants d'air

À quelques mètres à l'intérieur de la caverne, au point B, une forte aspiration de l'air chaud en provenance de l'extérieur et en direction de la première salle est évidente. La ~~vélocité~~ de la circulation d'air s'atténue sensiblement dans les salles, dû à leur dimension importante, mais un écoulement faible peut être détecté dans la première. Dans la deuxième salle et au-delà, l'air devient quasi stagnant. Aucun courant d'air n'a été observé dans la troisième salle, sauf un faible écoulement vers le niveau inférieur (point N), où les températures sont sensiblement les mêmes. Par conséquent, l'écoulement de l'air n'apparaît pas de façon stratifiée. La circulation de l'air dans la galerie inférieure est difficilement perceptible mais a tendance à se diriger vers l'extérieur de la caverne. Un courant d'air froid venant du niveau inférieur s'écoule avec une vitesse importante depuis le point T, en longeant le sol vers l'extérieur de la grotte par l'entremise du couloir menant à l'entrée secondaire.

5.7 MODÈLE DE LA CIRCULATION GÉNÉRALE DE L'AIR DANS LES CAVERNES

Une analyse et une comparaison des résultats obtenus dans les cavernes Tsi-tché-han et Bear Cave permettent de noter une similitude dans plusieurs aspects de leur météorologie. À partir de cela, un modèle du comportement microclimatique de

ces cavités souterraines, s'inspirant des modèles généraux de la circulation de l'air dans les cavernes, présentés par Trombe (1965), est proposé pour la période estivale (Fig. 5.5).

Durant l'été, l'air plus chaud de l'extérieur pénètre dans la caverne en longeant la voûte sous l'effet de la vidange d'air froid. La température des parois rocheuses provoque le refroidissement de l'air en fonction de la distance en profondeur, suivant un gradient moyen de $.231^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Après un parcours de 30-35 m sous terre, cet air atteint le point de congélation. Il y a du même coup perte d'humidité résultant en une condensa-

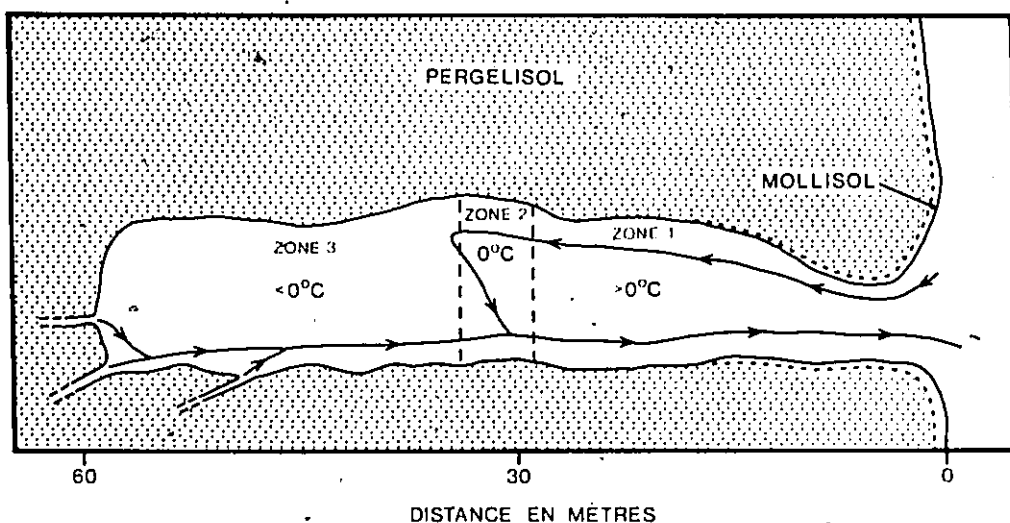


Fig. 5.5 Modèle du comportement microclimatique des cavernes Bear Cave et Tsi-tché-han, durant la période estivale

tion de l'air et ainsi formation de givre sur les parois et d'un plancher de glace. Une boîte de pellicule photographique laissée dans la deuxième salle de la caverne Bear Cave par Geist en 1953 se trouve présentement enfouie de plusieurs centimètres dans un plancher de glace, témoignant ainsi de l'activité actuelle de ce processus. Une fois que l'air a été refroidi au point de congélation et qu'il a perdu de son humidité, un changement de direction du sens d'écoulement se produit. L'air est aspiré vers l'extérieur en longeant cette fois le sol et en se réchauffant suite à l'influence des parois. Le niveau de la mi-hauteur dans les cavernes agit comme zone de transition entre les températures plus chaudes près de la voûte et celles plus froides au niveau du sol. Comme le témoignent les gradients thermiques, les températures sont plus constantes à la mi-hauteur.

À une profondeur supérieure à 35 m, les températures demeurent inférieures à 0°C à l'année longue. La circulation d'air durant l'été est presque inexistante, exception faite de faibles écoulements d'air froids longeant le sol vers l'extérieur. Ces derniers proviennent des fissures dans la roche. Cette absence quasi totale de circulation d'air s'avère importante dans le maintien des températures négatives, empêchant tout échange énergétique avec l'air pénétrant dans la caverne depuis l'extérieur. Un air extrêmement sec en résulte ainsi.

Aucune mesure n'a été effectuée en hiver. Cependant, selon le modèle proposé par Trombe (1965) sur la circulation de

l'air dans les cavités horizontales, nous pouvons présumer que l'air froid hivernal de l'extérieur pénètre dans la caverne en longeant le plancher tandis qu'un air réchauffé en sort en suivant la voûte. La température plus chaude à l'intérieur de la caverne réchauffe l'air plus froid y pénétrant, et les parois et le sol cèdent leur humidité à l'air. Il est même probable que les glaces diminuent de volume sous un effet d'évaporation. Comme les températures sont négatives partout dans la caverne, ce processus s'effectue par sublimation.

5.8 IMPLICATIONS DU CLIMAT EXTÉRIEUR SUR LES PROCESSUS ACTUELS DES CAVERNES

Le climat d'une caverne est influencé en partie par les températures de la roche régnant à l'intérieur de celle-ci. Cependant, la circulation atmosphérique et les conditions climatiques de l'extérieur jouent un rôle primordial dans son comportement.

Dans le nord du Yukon, une influence directe du réchauffement atmosphérique en période estivale se traduit par la formation d'un mollisol dans les premiers 20 m des cavernes étudiées. Des profils thermiques du sol (Fig. 5.6) ont été effectués dans la première salle de la caverne Tsi-tché-han (Fig. 5.1), à l'aide d'un thermomètre Model 42S de la firme YSI rattaché à une sonde en métal que l'on enfonce dans le sol constitué principalement de limons. L'instrument offre une précision de $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$. Le premier sondage, effectué dans la

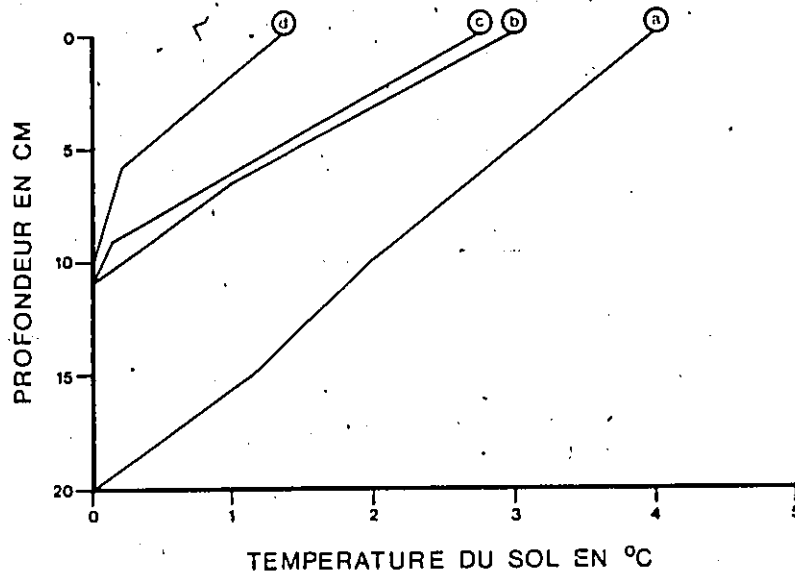


Fig. 5.6 Profils thermiques du sol dans la première salle de la caverne Tsi-tché-han à a) 10 m, b) 15 m, c) 18 m, et d) 20 m de l'entrée

caverne à 10 m de l'entrée, indique une température de la surface du sol de $+4^{\circ}\text{C}$ tandis que le pergélisol se trouve à 20 cm de profondeur. La surface du sol se refroidit progressivement et le pergélisol s'observe à une profondeur de moins en moins prononcée à mesure que l'on pénètre dans la caverne. Au fond de la première salle, à 20 m de l'entrée, la surface du sol a une température de $+1.4^{\circ}\text{C}$ et le pergélisol apparaît à 10 cm de profondeur. Le sol du couloir menant vers le fond de la caverne est couvert pour sa part d'un plancher de glace. Bref, la couche active ne se forme que dans la première salle, au-delà de laquelle, le sol demeure gelé en permanence jusqu'en surface. Ce processus saisonnier doit son existence aux variations climatiques de l'extérieur de même qu'à la morphogénèse

nèse de la caverne, dont l'entrée s'est vraisemblablement formée suite au recul du versant.

Le maintien de températures négatives en profondeur dans les cavernes durant toute l'année, combiné à l'assèchement de celles-ci, sont des facteurs qui réduisent considérablement la gélifraction. Ceci permet donc la conservation des concrétions et évite l'enfouissement des parterres sous des blocs détachés des parois.

La sécheresse du climat de l'extérieur, combiné au déficit hydrique important et au nombre faible de cycles gel/dégel réduit également l'effet de la gélifraction sur les roches exposées aux éléments de la nature. Cependant, dans cette région épargnée des glaciations du Quaternaire, le temps représente un facteur important dans l'évolution du paysage. Des blocs de roche observés près de l'entrée de la caverne Tsi-tché-han, vraisemblablement détachés au fil des millénaires sous l'effet de la gélifraction, témoignent de l'activité lente mais continue de ce processus qui contribue fortement à l'agrandissement de l'entrée de la caverne.

La formation de glace et de givre dans les cavernes Tsi-tché-han et Bear Cave est le résultat des conditions météorologiques existant dans celles-ci. Le microclimat des cavernes étant directement relié au climat extérieur, il est essentiel de souligner l'influence de ce dernier face à la formation de glace et de givre.

En dépit de la présence actuelle d'un pergélisol continu, les cavernes en question possèdent des concrétions dont on ne retrouve l'équivalent en tant que dimension que plus au sud en latitude. Leur présence implique au moment de leur formation l'absence d'un pergélisol continu, et des températures positives dans les cavernes, soit d'au moins quelques degrés supérieurs à aujourd'hui. Le concrétionnement est indicateur d'une forte activité chimique des eaux d'infiltration durant possiblement plusieurs périodes du passé. L'installation du pergélisol aurait mis un terme à la percolation des eaux dans le sol, mettant ainsi fin à l'activité des cavernes. Les conditions climatiques ont donc eu des conséquences directes sur le développement des concrétions dans les cavernes du nord du Yukon.

5.9 CONCLUSION

Les cavernes Tsi-tché-han et Bear Cave constituent les deux plus grandes cavités souterraines étudiées dans le nord du Yukon. Une première étude de leur microclimat a permis d'en relever quelques caractéristiques. Ces cavernes apparaissent actuellement sous forme relique, perchées près du sommet des massifs calcaires. Elles furent cependant, à une époque antérieure, aussi active que le sont aujourd'hui d'autres phénomènes karstiques présents dans le fond des vallées (Cinq-Mars, 1982; Roberge et al., 1986). Un réchauffement climatique régional aurait comme effet, dans le futur, de modifier le

microclimat actuel des cavernes Tsi-tché-han et Bear Cave et peut-être même de remettre en marche une autre période de concrétionnement. Ce phénomène pourrait être provoqué par l'intervention indirecte de l'homme. En effet, d'après Kellogg (1984), il est possible que l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère suite aux activités humaines provoque au siècle suivant des perturbations climatiques considérables. Un accroissement de 4 à 5°C des températures d'été en Alaska pourrait conduire à un accroissement des précipitations en hiver, à des étés plus secs et à un retrait graduel du pergélisol.

Ce sont là trois des conditions climatiques qui dans le passé ont pu provoquer des périodes durant lesquelles le concrétionnement s'est produit.

Chapitre 6

LES DATATIONS DE CONCRÉTIONS DE CALCITE: QUELQUES APPLICATIONS ET LE CAS DU NORD DU YUKON

6.1 INTRODUCTION

La majorité de la dissolution karstique survient dans la partie inférieure du sol ou à sa base. Ceci constitue un endroit difficile à étudier ou à examiner directement. Cependant, certains matériaux dissous peuvent être piégés et emmagasinés pendant de longues périodes de temps sous forme de calcite précipitée dans les cavernes. La plupart de ces dépôts proviennent de la base du sol. Ainsi, les concrétions de calcite offrent des opportunités directes d'investigation de la dynamique karstique, en plus d'autres applications. Dans ce chapitre, nous verrons quelles sont certaines de ces applications. En second lieu, on examinera le résultat des datations de concrétions des cavernes Bear Cave et Tsi-tché-han, en ce qui concerne 1) l'évolution paléoenvironnementale locale, et 2) la reconstitution de grandes périodes paléoclimatiques régionales.

6.2 LES DATATIONS À LA SÉRIE U

Les dépôts de concrétions de carbonates ne démontrant aucun signe d'altération diagénétique peuvent être datés de façon relativement précise suivant les méthodes de déséquilibre

à l'uranium ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) (Harmon *et al.*, 1975). Ces méthodes reposent sur les critères suivants: 1) le dépôt doit contenir suffisamment d'uranium; 2) il a dû se former en l'absence de thorium initial; 3) il a dû demeurer à l'abri de toute migration postdépositionnelle d'uranium ou de thorium; 4) le dépôt doit préférentiellement être plus jeune qu'environ 350,000 ans (Harmon *et al.*, 1977). Cette possibilité de dater de tels dépôts est d'une importance capitale. Ceci place toute autre investigation concernant les dépôts de concrétions sur une base de temps bien déterminée. Tandis que les méthodes de datation à la Série U permettent de remonter à 350-400 ka BP, une moyenne statistique d'un ensemble de données régionales à l'uranium fournit une estimation grossière variant de 500 ka à 1.6 ma BP (Gascoyne *et al.*, 1983). Les principes d'application des méthodes de datation à l'uranium des dépôts de calcite sont présentés dans Ford *et al.* (1972) et Schwarcz et Blackwell (1985). Les méthodes ESR (electron spin resonance) (Ikeya, 1985), sont également étudiées intensivement. Cependant, les limitations demeurent importantes pour la calcite, et les résultats devraient être confirmés par des mesures indépendantes à l'uranium (Ford, 1985). Depuis la découverte relativement récente des concrétions en tant qu'outils de datation, de nombreuses applications furent mises au point, puis utilisées lors d'études effectuées dans diverses régions karstiques du monde. Les datations à la Série U ont placé les études sur le karst au premier plan des recherches géomorphologiques contrôlées par le temps (Ford, 1985).

6.3 TAUX DE DÉNUDATION APPROXIMATIF

Le développement ou la croissance d'une stalagmite ou d'une coulée de concrétion dans un conduit phréatique, c'est-à-dire un conduit entièrement occupé ou noyé par un cours d'eau, ne peut s'effectuer avant que celui-ci ne soit abandonné par cet écoulement. D'autre part, dans un passage vadose, c'est-à-dire un passage évoluant par l'encaissement d'un cours d'eau s'écoulant à sa base, les concrétions ne se formeront que lorsque le niveau du cours d'eau se sera encaissé d'au moins quelques centimètres sous leur niveau. Ainsi, la date la plus ancienne obtenue au sein d'une concrétion dans une caverne donnée correspond théoriquement à l'époque où la caverne fut abandonnée par le cours d'eau. Cet abandon par le cours d'eau est une conséquence de la diminution de l'élévation de la résurgence. Ceci est associé habituellement à l'encaissement de la vallée. La date s'obtient évidemment à partir d'un échantillon de calcite provenant du centre d'une stalagmite ou de la base ou du fond d'une coulée de concrétion. À partir de cette date, et en calculant la dénivellation entre la caverne et les bassins avoisinants (qu'on appelle le "hang"), il est possible d'établir le taux de dénudation approximatif dans le but d'obtenir un taux moyen d'encaissement maximum. Il est impossible de s'assurer que la plus ancienne date obtenue correspond à la plus ancienne concrétion présente dans la caverne. Ainsi, l'âge estimé pour l'abandon de la caverne par

le cours d'eau représente un âge minimum. Par conséquent, le taux de dénudation calculé à partir de cet âge est un taux maximum. Le taux moyen réel ne peut donc pas être établi sans aucune ambiguïté. Cette méthode permet également d'estimer l'âge approximatif de phénomènes tels que des montagnes et des vallées (Ford *et al.*, 1981).

6.4 RECONSTITUTION DES ÉPISODES PALÉOCLIMATIQUES

Les études sur le taux de dénudation approximatif, comme nous venons de voir, nécessitent seulement l'âge du début de formation du dépôt de calcite. Par la suite, les variations dans la croissance d'un tel dépôt sont en relation directe avec les changements des conditions à la base du sol. Ces changements sont induits principalement par les variations du climat. Les arrêts périodiques de déposition peuvent habituellement être reconnus par la présence de formes d'érosion et de sédiments détritiques sur une surface particulière de croissance au sein d'une concrétion (Harmon *et al.*, 1977). De plus, une telle concrétion sera souvent facilement séparable le long de ces surfaces lorsque frappées avec un marteau. Ces périodes de cessation correspondent normalement à des conditions climatiques rigoureuses, tandis qu'il est bien connu que les périodes de déposition correspondent aux périodes à climat plutôt chaud et jusqu'à un certain point humide.

Ford et Drake (1982) ont comparé l'évolution hypothétique d'une stalagmite croissant dans différents environnements, soit alpin, tempéré, tropical et sous-marin. Figure 5.1 (adaptée de Ford et Drake, 1982), illustre ceci. Une stalagmite dans une cavité souterraine tropicale montre une croissance relativement uniforme. D'autre part, une stalagmite de région tempérée se développe suivant un rythme plus varié tout au long de son évolution, montrant du même fait de courtes périodes d'inactivité. Ces périodes de cessation reflètent probablement des

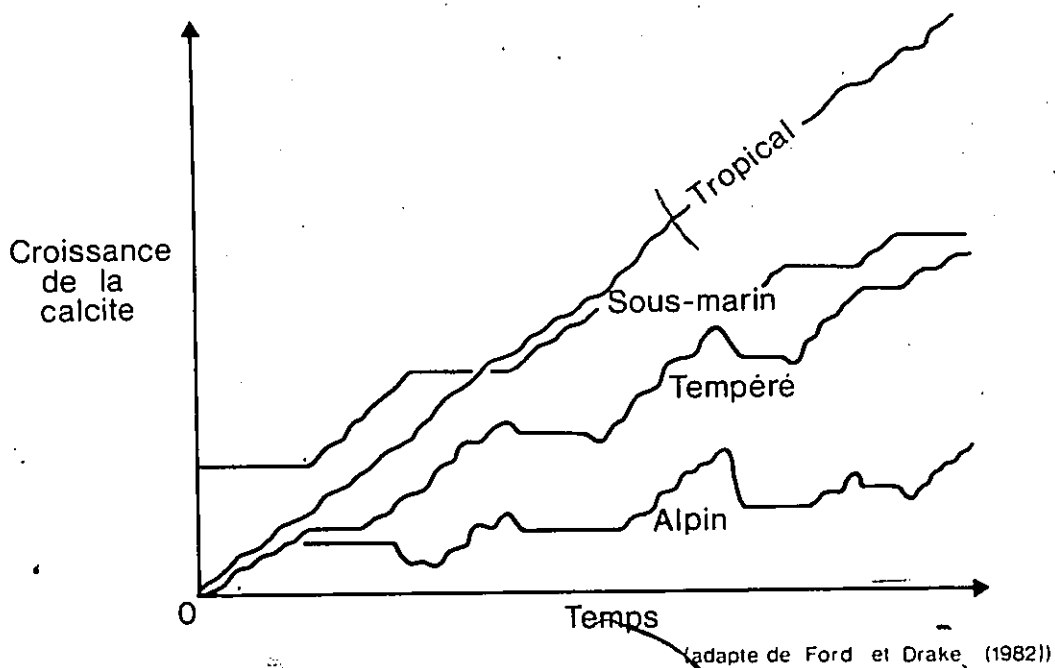


Fig. 6.1 Évolution hypothétique d'une stalagmite croissant dans différents environnements

changements dans le sol, résultats de conditions plus froides ou périglaciaires. La stalagmite de milieu alpin (et probablement aussi arctique) ne croît que durant les maximums climatiques interglaciaires ou interstadias. Ceci est également démontré dans Harmon *et al.* (1977). Finalement, la croissance de la stalagmite sous-marine ne survient, contrairement à la stalagmite alpine, que lors des phases glaciaires, où le niveau de la mer est à son minimum. Durant les interglaciaires, elle se trouve inondée.

Les variations dans la croissance d'un tel dépôt stalagmitique sont utilisées dans la reconstitution des paléoclimats et de l'évolution de la dynamique du sol. Bien entendu, ces variations doivent être contrôlées par de nombreuses datations, de préférence à l'uranium. L'intérêt pour ce genre d'étude est considérable dans tout genre d'environnements, et a fait jusqu'à présent l'objet de plusieurs publications dont les principales sont Harmon *et al.*, (1977), Gascoyne *et al.*, (1983) et Henning *et al.*, (1983).

6.5. L'ÂGE DES CONCRÉTIONS DANS LES CAVERNES BEAR CAVE ET TSI-TCHÉ-HAN ET DANS LES ABRIS SOUS ROCHE AVOISINANTS

Comme il fut mentionné au début de cette thèse, les cavernes explorées dans la vallée de la Haute Porcupine se distinguent par leur impressionnante richesse en concrétions. La caverne Bear Cave possède entre autres de nombreux dépôts de concrétions divers, incluant des stalactites (Photo 6.1), des



Photo 6.1 Stalactite brisée dans le niveau inférieur de la caverne Bear Cave

stalagmites, des "popcorn" de cavernes (Photo 6.2) et des coulées de concrétions (flowstone) (Photo 6.3). Ces dépôts varient en dimension de quelques centimètres à exceptionnellement quelques mètres d'épaisseur (Roberge *et al.*, 1986). Dans la caverne Tsi-tché-han, quelques planchers stalagmitiques de même que quelques concrétions de dimension plus modeste y ont été rencontrés. En plus des dépôts découverts dans ces deux cavités, plusieurs autres formes de concrétionnement ont été trouvées à l'intérieur de petits abris sous roche et quelques porches situés à proximité des deux cavernes en question.

Un prélèvement consciencieux d'échantillons de concrétions a été effectué au sein de ces cavités, en prenant soin de ne prendre que l'essentiel, sans détériorer l'aspect esthétique



Photo 6.2 "Popcorn" de caverne déposé dans la 3^e
salle de la caverne Bear Cave



Photo 6.3 Coulée de concrétion ("flowstone")
recouvrant les parois de la 1^{re}
salle de la caverne
Bear Cave

des cavernes. La plupart des échantillons prélevés avaient d'ailleurs été brisés naturellement. Leur position originale était cependant évidente. Lors du prélèvement, nous tenions compte de l'endroit d'origine de la concrétion, de sa forme et de sa genèse. Ces critères s'avéraient essentiels afin d'obtenir des datations pouvant satisfaire nos objectifs, qui sont de parvenir à reconstituer certains grands épisodes paléoclimatiques régionaux. Des échantillons recueillis, une cinquantaine ont été envoyés au laboratoire de datation de l'Université McMaster, à Hamilton, dirigé par Dr D.C. Ford et Dr H.P. Schwarcz. Ces derniers ont tenté de dater un total de 39 échantillons préparés. Dans neuf de ces échantillons, l'uranium ou le thorium ont été perdus, et aucun résultat ne fut obtenu. Le taux de perte était donc de 23%. Ces datations ont été effectuées grâce aux méthodes de déséquilibre à l'uranium. Dans sept cas, des essais de datation suivant les méthodes ESR furent également appliqués, afin de confirmer ou d'appuyer les résultats obtenus par les méthodes à l'uranium. De ces sept tentatives, seulement une s'est avérée concluante, alors que dans les six autres cas, l'abondance en matière organique a faussé gravement les résultats. Les 31 datations réussies n'ont cependant pas toutes fourni des résultats précis et fiables. Un lessivage de l'uranium, une déficience ou un excès de thorium et une interférence de matière organique sont des facteurs qui ont faussé certaines datations. Le tableau 6.1 présente les résultats obtenus de même que le lieu de prélèvement des échantillons.

Tableau 6.1 Résultats des datations de concrétions prélevées dans les cavernes Bear Cave et Tsi-tché-han

	Echantillon	Méthode de datation	Âge	Commentaire
#	provenance			
BC-17K1	Coulée de calcite	U/Th	>350 ka	Possiblement plus vieux que 1.25-1.5 ma
BC-17J1 sommet	Coulée "draperies" de calcite dense au-dessus de calcite évaporite (représente la dernière phase de déposition dans la 1re salle)	U/Th	>350 ka	Résultat peu fiable dû à un lessivage important de U
BC-17J1 base		U/Th	>350 ka et <1.25 ma	Possiblement beaucoup plus jeune que 1.25 ma
BC-17J1 base		U/Th	264 ⁺²⁰⁰ ₋₇₇ ka	Seconde tentative
BC-21H2	Calcite dense, foncée et bien stratifiée	U/Th	>350 ka	Possiblement plus jeune que 1.25-1.5 ma
BC-23.0	Coulée très foncée, propre et micro-cristalline	U/Th	>350 ka	Possiblement plus vieux que 1.25-1.5 ma
BC-31B1	"Popcorn" de caverne	U/Th	298 ⁺⁵⁷ ₋₃₇ ka	Résultat quelque peu erroné dû à une faible déficience de Th
BC-31B1 a.		U/Th	>350 ka	Fort probablement plus vieux que 1.25-1.5 ma
BC-31B1 b.		U/Th	>350 ka	
BC-31B3	Calcite brune	U/Th	>350 ka	Fort probablement plus vieux que 1.25-1.5 ma
BC-33B2 c.	Trois couches de "flowstone" séparées par des hiatus majeurs e.g. périodes sans croissance, dues au froid	U/Th	>350 ka	Probablement plus jeune que 1.25 ma
BC-33B2 b.		U/Th	>350 ka	La couche du sommet n'a pu être datée suite à la perte de Th
BC-33C3	Rideau de calcite dense et relativement clair (peu de matériel organique)	U/Th	>350 ka	Possiblement plus vieux que 1.25-1.5 ma
BC-34D	Calcite très foncée, en provenance de la 3e salle	U/Th	>350 ka	Possiblement plus vieux que 1.25-1.5 ma
TTH-11-3	3 cm de "flowstone" finement laminé, riche en matière organique	U/Th	>350 ka	Possiblement plus vieux que 1.25-1.5 ma
TTH-12-1	Stalactite opaque, quelque peu altérée	U/Th	>350 ka	Possiblement plus vieux que 1.25-1.5 ma

Échantillon		Méthode de datation	Âge	Commentaire	
#	provenance				
TTH-3	"Flowstone" translucide bien stratifié, dense et propre	U/Th	238 $\pm$ 24 ka	1 ^{re} tentative	Résultats erronés
TTH-3		U/Th	81 $\pm$ 3 ka	2 ^e tentative - forte déficience en Th	
TTH-3		U/Th	>350 ka	3 ^e tentative - âge obtenu après nettoyage maximum afin d'éliminer toute interférence organique	
TTH-3		ESR	460 $\pm$ 90 - 600/700 $\pm$ 130 ka	la présence de matière organique ne permet pas une meilleure précision	
TTH-12-5	Rideau brun foncé de calcite bien laminée	U/Th	>350 ka	Résultat incertain dû à un lessivage de U	
TTH-12-5		U/Th	>350 ka	2 ^e tentative - concluant, et probablement plus jeune que 1.25 ma	
TITC-GB	Gros bloc de calcite provenant d'une caverne effondrée	U/Th	98 $\pm$ 14 - 13 ka	Résultat fiable	
PBC A3	"Flowstone" de 2.5 cm d'épaisseur	U/Th	>350 ka	Résultat peu fiable dû à un lessivage de U	
PBC F6	"Flowstone" de 2 cm d'épaisseur	U/Th	67 $\pm$ 14 - 13 ka	Résultat peu fiable dû à un dérangement dans l'équilibre de U, causé par une recristallisation du dépôt	
PBC F6		U/Th	85 $\pm$ 15	Résultat relativement précis	
PBC F7	Calcite finement laminée	U/Th	>350 ka	Résultat peu fiable dû à un excès de Th et un lessivage de U	
PBC F8	Cristaux bruns et opaques	U/Th	81 $\pm$ 4	Résultat relativement précis	
PBC R	"Flowstone" sur la voûte d'un petit conduit dans un tor	U/Th	97 $\pm$ 12 - 10 ka	Résultat peu fiable dû à la faible abondance de U et Th	
PBC R base		U/Th	111 $\pm$ 37 - 28 ka	2 ^e tentative après avoir coupé l'échantillon. La marge d'erreur de ce résultat est élevée dû à un faible contenu de U	
PBC R sommet		U/Th	31 ka	Résultat douteux dû à l'abondance de matière organique	

6.6 EVOLUTION DE L'ENVIRONNEMENT LOCAL DANS LE BASSIN DE LA HAUTE PORCUPINE

Un taux d'enfoncement approximatif a été calculé en ce qui concerne les basses terres bordant le massif calcaire de Bear Cave. Pour ce faire, il est primordial de s'assurer que l'encaissement calculé ne s'est amorcé, à partir de l'altitude actuelle de la caverne Bear Cave, qu'au moment où cette dernière fut abandonnée par tout écoulement continu. Quelques évidences viennent le démontrer. Tout d'abord, comme nous l'avons présenté plus tôt dans la géologie de la région, le massif de Bear Cave, qui forme le centre d'un anticlinal d'orientation nord-sud, est constitué de calcaire. Celui-ci est bordé à l'est et à l'ouest de formations de grès et de schistes. À l'est du massif de Bear Cave, les plus proches affleurements de grès sont distants d'environ 10 km et ceux-ci sont séparés par une vallée dans laquelle s'écoule la rivière Fishing Branch (Fig. 2.2). Des galets de grès bien émoussés, présents sur le massif de Bear Cave (Photo 6.4), ont été trouvés. Ceux-ci ont sans aucun doute été transportés par un cours d'eau. Ils constituent des indices confirmant qu'à une époque, le réseau hydrographique local était à la même altitude que la caverne Bear Cave, soit à 867 m, et que le cours d'eau alimentant le massif provenait des formations de grès, ou les traversait. Ces dépôts de galets de grès constituent à notre avis une preuve suffisante confirmant l'altitude plus élevée du relief ancien dans la région, de même que l'allure général de



Photo 6.4 Galets de grès émousés trouvés près du sommet sur le versant ouest du massif calcaire de Bear Cave

la dynamique fluviale. L'évolution de cet environnement local est présenté sur la figure 6.2. La caverne se serait formée lorsque l'altitude de la rivière située aujourd'hui à l'est du massif de Bear Cave, s'élevait au-dessus de 867 m (Fig. 6.2a). Elle s'écoulait peut-être sur une pénéplaine. Puis il s'est produit un encaissement sous le niveau de la caverne et celle-ci fut abandonnée par le cours d'eau (Fig. 6.2b). C'est à ce moment qu'ont commencé à se former les dépôts de concrétions dans la caverne. L'encaissement a continué de progresser jusqu'au niveau atteint présentement (Fig. 6.2c).

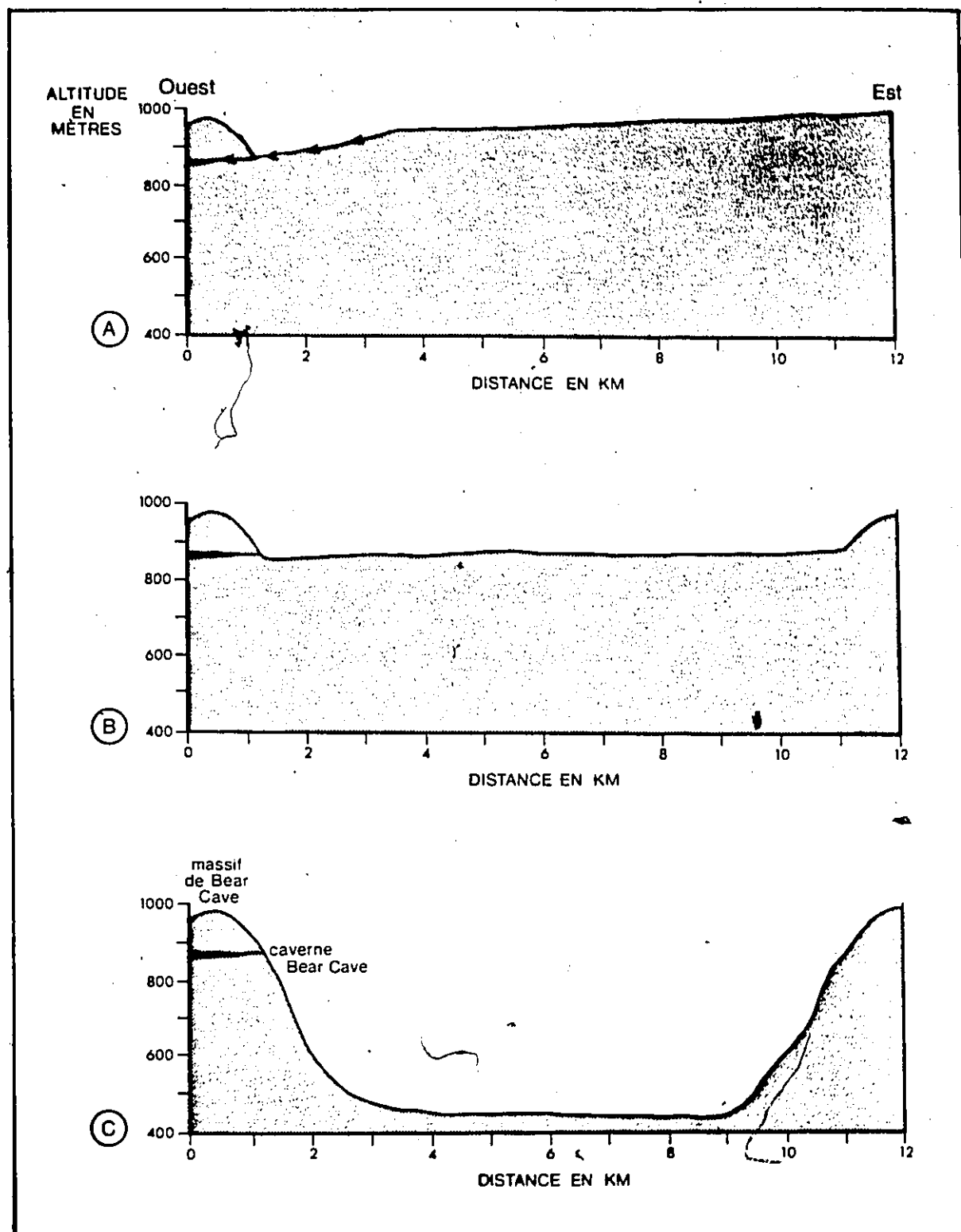


Fig. 6.2 Évolution schématique de la vallée à l'est du massif de Bear Cave. A) formation de la caverne Bear Cave avant 1.5 ma par un cours d'eau venant de l'est, B) abandon de la caverne par le cours d'eau à 1.5 ma (ou avant) suite à l'encaissement de la vallée sous environ 867 m d'altitude, C) situation actuelle avec le fond de la vallée à 410 m d'altitude

A quelle vitesse moyenne l'encaissement de la vallée s'est-il produit? Les résultats des datations obtenus à partir des échantillons de concrétions de la caverne Bear Cave ne permettent pas de conclure un taux bien précis, dû à leur âge très ancien, dépassant la limite normale de 350,000 ans de la méthode de datation $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Par contre, il est possible de fournir une moyenne maximum du taux d'encaissement. Des 12 échantillons datés en provenance de cette caverne, sept ont offert un âge supérieur à 350 ka et fort probablement même supérieur à 1.5 ma (D.C. Ford, Université McMaster). Le fond de la vallée se situe actuellement à une altitude de 410 m. Elle s'est ainsi encaissée d'environ 457 m depuis au moins 1.5 ma. Le taux moyen d'encaissement maximum serait donc de $30.5 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$. Ce résultat est comparé aux taux obtenus dans des études similaires effectuées dans diverses régions karstiques alpines du monde (tableau 6.2).

Le taux de dénudation est contrôlé par l'ampleur des processus d'érosion façonnant localement la région étudiée. La présence de glaciers et des eaux de fonte provoque une érosion importante, engendrant un encaissement plus prononcé. À partir d'un tel raisonnement, Ford et al., (1981) affirment que l'encaissement augmenterait durant les périodes glaciaires et serait de faible envergure lors des interglaciaires.

Tableau 6.2 Taux d'encaissement des vallées dans diverses régions alpines du monde.

Caverne	Localisation	"Hang" (m)	Âge (230 Th / 234 U)	Taux de dénudation (cm-ka ⁻¹)	Référence
Yorkshire Pot	cirque glaciaire (Mtgs Rocheuses)	370	178 ka	207.0	Ford et al., (1981)
Coulthard Cave	petite vallée glaciaire (Mtgs Rocheuses)	530	296 ka	179.0	Ford et al., (1981)
Bearjaw Cave	petite vallée glaciaire (Mtgs Rocheuses)	45	>350 ka	<13.0	Ford et al., (1981)
Gargantua	vallée glaciaire moyenne (Mtgs Rocheuses)	565	>350 ka	<161.0	Ford et al., (1981)
Castleguard Cave	grande vallée glaciaire (Mtgs Rocheuses)	365	>350 ka	<104.0	Ford et al., (1981)
Eagle Cave	vallée glaciaire transver- sale (Mtgs Rocheuses)	90	>350 ka	<26.0	Ford et al., (1981)
Middle Sentry Cave	vallée (Mtgs Rocheuses)	380	>350 ka	<108.0	Ford et al., (1981)
Cave No. 9	premier canyon (Nahanni)	210	275 ka	80.0	Ford, (1973)
—	chenal d'écoulement d'un champ de glace, Yorks, U.K.	—	200 ka	5.0	Ford, (1985)
—	chenal d'écoulement d'un champ de glace (Mtgs Rocheuses)	—	200 ka	11.0	Ford, (1985)
—	vallée (Mtgs Rocheuses)	—	>350 ka	<7.0	Ford, (1985)
—	vallée glaciaire (Crowsnest Pass, Mtgs Rocheuses)	—	730 ka	11.0	Ford, (1985)
White Scar Cave	Angleterre	70	>350 ka	<20.0	Gascroynne et al., (1983)
—	vallée fluviatile (Mtgs Rocheuses)	—	—	6.0	Slaymaker et McPherson (1977)
—	petite vallée non-englacée (Mtgs Rocheuses)	—	—	60.0	McPherson (1975)
Bear Cave	vallée de la Haute Porcupine (Yukon)	457	>1.5 ma	<30.5	

Il est difficile d'interpréter le résultat du taux d'encaissement obtenu pour la vallée de la Haute Porcupine, dû principalement aux âges des concrétions datées qui sont à la fois très anciens (>1.5 ma) et d'une précision incertaine. La marge d'erreur s'avère donc possiblement importante. D'autre part, en remontant aussi loin dans le passé, plusieurs événements, climatiques ou autres, pouvant engendrer une érosion intense pendant une période donnée, demeurent inconnus ou pour le moins obscurs. Une telle occurrence n'est pas hors question, et donc l'encaissement est un phénomène qui a pu évoluer par palier plutôt que de façon continue.

Les résultats s'avèrent malgré tout, très intéressants pour les raisons suivantes: 1) si le taux d'encaissement reflète plus ou moins bien la situation réelle, il démontre à quel point l'érosion est importante, ou du moins l'a été dans le passé, compte tenu de l'absence de glaciers, et 2) si le taux réel est inférieur à celui obtenu, ceci augmente donc l'âge du karst étudié, qui date possiblement de la fin du Tertiaire. Par exemple, un taux de dénudation de $10 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$, comparable à quelques résultats obtenus dans les Rocheuses, ferait en sorte que la caverne Bear Cave se serait formée il y a 3.5 ma.

6.7 CHRONOLOGIE DE QUELQUES GRANDES PÉRIODES DÉPOSITIONNELLES DU NORD DU YUKON

Les datations provenant des concrétions des cavernes de la vallée de la Haute Porcupine permettent de définir quelques

grands épisodes paléoclimatiques survenus dans le nord du Yukon.

Les nombreux résultats de datations qui indiquent un âge de plus de 1.25-1.5 ma pour la formation des concrétions démontrent qu'il y a eu plusieurs phases majeures de déposition avant ce temps. Les échantillons TTH 12-3, TTH 12-5 et BC 17J1 dévoilent un âge supérieur à 350 ka mais fort probablement inférieur à 1.25-1.5 ma. Un résultat estimé de 460-600/700 ka fut obtenu par la méthode ESR pour l'échantillon TTH 12-3. Les échantillons TITC GB, PBC F6, PBC FB et PBC R, recueillis dans les petits abris sous roche ont un âge variant de 67 à 111 ka. Dans ces abris, la roche peut dégeler en été et les écoulements souterrains, limités à la couche active, parviennent à précipiter de la calcite dans les fissures.

Un résumé de l'histoire dépositionnelle des concrétions peut être établi ainsi:

- 1) plusieurs phases de déposition majeure depuis avant 1.25-1.5 ma. Au moins une phase est probablement survenue entre la période 400-700 ka;
- 2) une ou quelques périodes de concrétionnement entre 67 et 111 ka.

6.8 COMPARAISON DE LA CHRONOLOGIE PALÉOCLIMATIQUE DU NORD DU YUKON AVEC CELLES DES RÉGIONS ADJACENTES

Bien que le nombre de datations soit restreint dans notre région (31, dont 10 sont >350 ka), il est tout de même possible de comparer les résultats avec la chronologie paléoclimatique établie dans les régions voisines. Une chronologie interglaciaire dans les Montagnes Rocheuses et Mackenzie est présentée par Harmon *et al.*, (1977). Ces derniers ont également procédé par l'intermédiaire des datations de concrétions de calcite par la méthode $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. La figure 6.3 représente de façon graphique la distribution des âges des concrétions pour a) les Montagnes Rocheuses et Mackenzie (adapté de Harmon *et al.*, (1977)), et b) le nord du Yukon.

Dans les Montagnes Rocheuses et Mackenzie, les données se regroupent en cinq phases dépositionnelles correspondant à des interglaciaires: i) 0-15 ka; ii) 90-150 ka; iii) 180-235 ka; iv) 275-320 ka; et v) >350 ka.

Deux périodes distinctes d'accumulation volumineuse ont été identifiées durant les 400,000 dernières années. La première a eu lieu peu avant 350 ka et la seconde entre 320 et 275 ka (Harmon *et al.*, 1977). Ces auteurs ont également placé la transition entre l'interglaciaire du Sangamonien et la période glaciaire du Wisconsin à environ 90 ka.

La distribution des âges obtenus dans le nord du Yukon révèle une certaine corrélation avec seulement deux des cinq phases observées dans les Montagnes Rocheuses et Mackenzie.

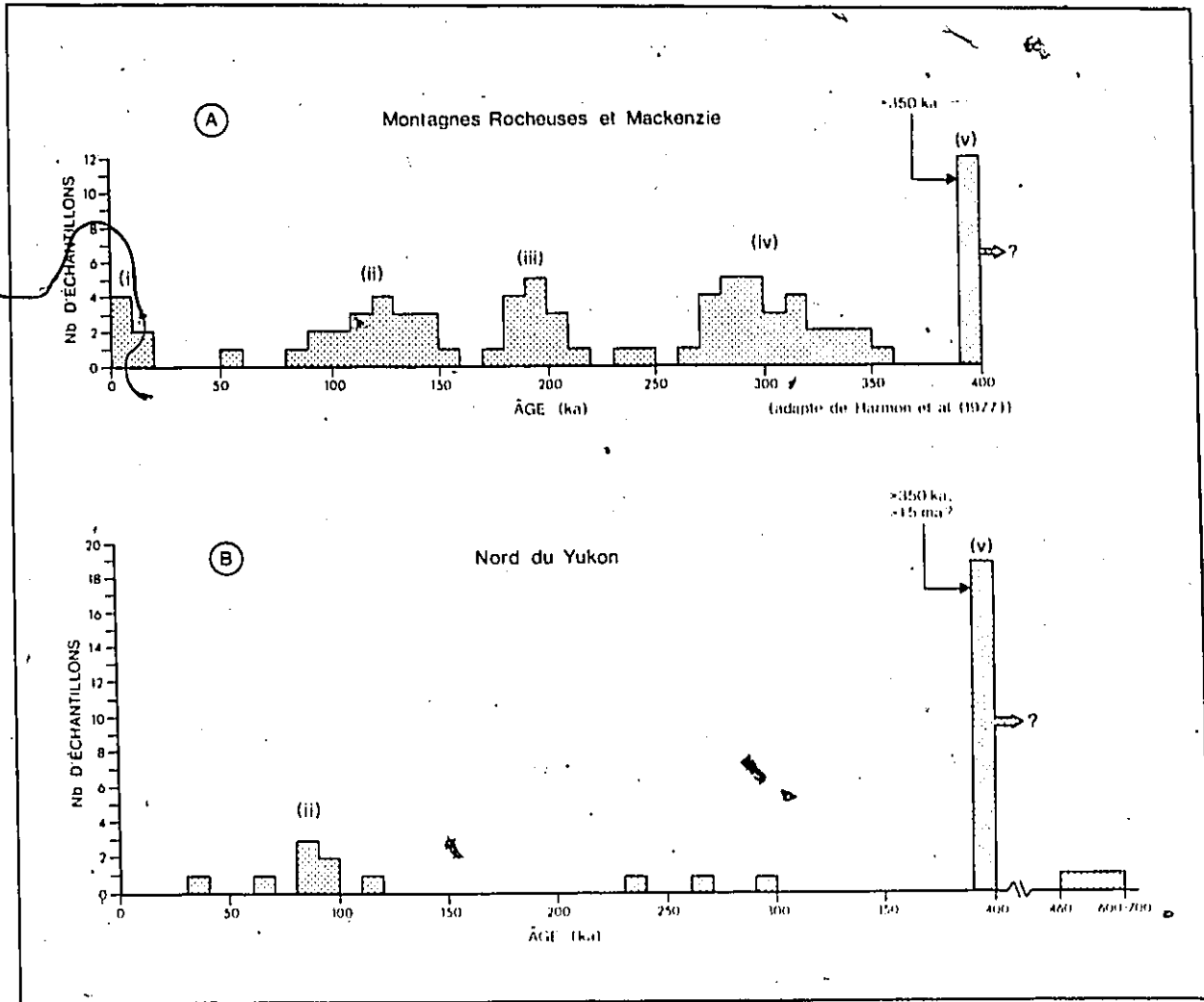


Fig. 6.3 Distribution des âges des concrétions: A) dans les Montagnes Rocheuses et Mackenzie, où (i) = 0-15 ka, (ii) = 90-150 ka, (iii) = 180-235 ka, (iv) = 275-320 ka, et (v) = 350 ka, et B) dans le nord du Yukon, où quatre des cinq phases de A peuvent être retrouvées

Tout d'abord, plusieurs dates témoignent d'importantes accumulations avant 350 ka. Le résultat estimé de 460-600/700 ka peut être corrélé avec le "Great Interglacial" proposé par Harmon *et al.* (1977), pour la Nahanni. Ces derniers ont trouvé qu'entre plus ou moins 400 et 500 ka, une phase de concrétionnement important a eu lieu (comm. pers. de D.C. Ford). D'autre part, sept échantillons ont fourni un âge de 67^{+14}_{-13} à 111^{+37}_{-28} ka. Quatre de ces résultats se sont avérés relativement précis et semblent bien corrélés avec le dernier interglaciaire, qui correspond à la phase ii) 90-150 ka, établie dans les Montagnes Rocheuses et Mackenzie. Depuis cette période, aucune accumulation évidente n'a été remarquée dans le nord du Yukon. La date de 31 ka s'avère douteuse. Par ailleurs, il est possible de spéculer quant à la possibilité d'une corrélation avec deux autres des phases signalées dans les Rocheuses et les Mackenzie. Deux dates de 264^{+200}_{-77} et 298^{+57}_{-37} ka pourraient peut-être corrélés avec la phase iv) 275-320 ka de Harmon *et al.* (1977), tandis que la date de 238 ± 24 ka pourrait correspondre à la phase iii) 180-235 ka. Ces dates sont cependant peu précises ou erronées et donc leur interprétation ne peut être que très hypothétique.

Le fait que les périodes de concrétionnement ont été moins fréquentes que dans les régions un peu plus méridionales (Nahanni) s'explique par le climat. Les interglaciaires auraient sûrement été moins chauds dans le nord du Yukon que dans les régions étudiées par Harmon *et al.* (1977).

Sur l'île de Banks, située au nord-est du Territoire du Yukon, certains de ces épisodes interglaciaires ont été reconstitués grâce à l'étude stratigraphique de sédiments contenant des pollens et des macrofossiles (Matthews *et al.*, 1986). Ces derniers ont observé des évidences d'une période chaude vers environ 730 ka. Elle fut identifiée comme étant l'interglaciaire de Morgan Bluffs, qui a suivi la plus ancienne avancée reconnaissable de la calotte Laurentidienne à avoir envahi l'île de Banks, et qu'on appelle la glaciation de Banks. L'interglaciaire de Morgan Bluffs représente peut-être un complexe d'interglaciaires plutôt qu'un seul (Matthews *et al.*, 1986). Peut-être aussi correspond-il aux périodes d'importants concrétionnements observés dans le Yukon et dans la Nahanni survenus entre 400 et 700 ka. Cette affirmation ne demeure, encore une fois, que très spéculative.

L'interglaciaire de Morgan Bluffs a été suivi d'une seconde avancée glaciaire, soit la glaciation de Thomsen. La période chaude qui a ensuite suivi cette glaciation est connue comme étant l'interglaciaire du Cape Collinson, qui correspond à la période du Sangamonien. Ce même interglaciaire a également été identifié sur l'île Victoria (Vincent et Hodgson, en prép.), où il précède, tout comme sur l'île de Banks, le stade McClure de la glaciation Amundsen. Cette glaciation constitue la dernière avancée de la calotte Laurentidienne sur l'île de Banks. L'interglaciaire de Cape Collinson semble bien représenté dans les concrétions regroupées dans la phase (ii)

(Fig. 6.3) des Montagnes Rocheuses et Mackenzie de même que du nord du Yukon.

Cet interglaciaire est corrélié avec la période du Sangamonien qui aurait débuté vers 128 ka BP et aurait duré jusque vers 75 ka BP (Fulton, 1984). Une révision de travaux récents traitant du Sangamonien est par ailleurs présentée par St-Onge (1987), qui souligne l'écart des dates proposées par les auteurs en ce qui concerne la fin de cet interglaciaire.

Certains résultats des datations de concrétions du nord du Yukon semblent donc corréler avec d'autres études chronologiques effectuées dans des régions adjacentes. Bien que l'existence de certains interglaciaires s'avère très spéculative, surtout dans le cas des plus anciens, il demeure que quelques-uns des événements paléoclimatiques identifiés sont également signalés dans le cadre d'autres travaux.

Chapitre 7

CONCLUSION

Un des facteurs les plus limitants dans le développement d'un karst en hautes latitudes est la présence de températures négatives. Jennings (1971) maintient que: "In cold climates, where water on the surface and in soil and rock is frozen most or all of the year in association with... permafrost, karst development is also inhibited". Il enchaîne en déclarant que: "In the permafrost zone underground karst development stops". Bien que ceci peut être le cas à une échelle spatiale restreinte, il demeure que le développement karstique s'observe dans différentes régions dans la zone de pergélisol mais en milieu forestier, à la limite des régions sans pergélisol. Tel est le cas du karst de la Nahanni (Ford et Brook, 1973, et Schroeder, 1980) et du karst de la région du Grand Lac de l'Ours (van Everdingen, 1981), tous deux situés dans les Territoires du Nord-Ouest.

Le cas du karst du bassin de la Haute Porcupine en est un autre exemple. Dans le nord du Yukon, la saison estivale, apportant des températures positives nécessaires à l'écoulement continu des eaux, n'est que de courte durée, soit de juin à août. De plus, les faibles taux de précipitations annuels provoquent un déficit hydrique important. Ces facteurs ne représentent nullement des conditions environnementales favorables à la formation ou au maintien d'un paysage karstique.

A la lumière des résultats obtenus et des observations effectuées sur le terrain, comment peut-on expliquer la présence d'un système karstique relique aussi mature et complexe, compte tenu de la latitude à laquelle la région se trouve et des conditions climatiques qui la caractérisent? Certains, pour ne pas dire la plupart, des phénomènes ont été façonnés (ou du moins leur développement a été initié) alors que logiquement la région jouissait d'un climat plus chaud donc moins limitant que l'actuel.

Ce qui peut sembler le plus impressionnant en ce qui concerne le karst qui nous préoccupe, est son âge très ancien. Dans un article traitant des karsts des régions polaires, Corbel (1964) soutient que nulle part on y retrouve de paléo-karsts tertiaires. Selon lui, s'ils ont existé, la puissante érosion qui s'est exercée depuis les a fait complètement disparaître. Or, l'âge de certaines concrétions prélevées dans les cavernes Bear Cave et Tsi-tché-han indique que ce karst hérité date possiblement d'au moins la fin du Tertiaire bien qu'il ait évolué durant plusieurs époques du Quaternaire. Il demeure cependant que le maintien de ce karst, en partie actif, et la conservation des formes reliques ont été rendus possible grâce à l'absence continue des glaciers qui ont épargné la région et son paysage de leur effet érosif. L'ablation du calcaire sous un climat froid et sec est faible, ce qui explique d'ailleurs que les massifs calcaire dans le nord du Yukon sont en relief. Le paysage régnant actuellement dans les régions calcaires du

Yukon septentrional est donc en partie le résultat de l'activité chimique des eaux, qui durant plusieurs milliers d'années ont dissous lentement mais progressivement les calcaires. Une étude de Ek (1978) fait remarquer qu'au Québec, les phénomènes karstiques anciens et actuels sont d'une faible intensité, dû justement aux conditions de la morphogénèse quaternaire. Par ceci, il entend surtout la présence de glaciers et le peu de temps dont a disposé l'eau courante pour exercer son action. Le processus de dissolution, constituant sans doute un des agents érosifs les plus importants en milieu calcaire, contribue encore de nos jours à l'évolution du relief de la vallée de la Haute Porcupine.

Cette thèse constitue la première étude sur le domaine karstique dans le nord du Yukon. Suite à cette recherche, plusieurs problèmes peuvent être introduits, notamment en ce qui concerne la dynamique de l'écoulement souterrain en milieu de pergélisol. De plus, grâce à ses nombreux dépôts de concrétions, la caverne Bear Cave offre de nouvelles possibilités pour ce qui est de la reconstitution paléoclimatique de la région. De plus amples études y sont d'ailleurs en cours actuellement. Finalement, la découverte de ce karst constitue une source de motivation qui pourra certainement conduire à la découverte d'autres systèmes karstiques dans les environnements calcaires du Yukon septentrional.

BIBLIOGRAPHIE

- AGER, T.A., 1975. *Late quaternary environmental history of the Tanana Valley, Alaska*. Ohio State University, Institute of Polar Studies, Report 54.
- BACK, W., 1963. Preliminary results of a study of calcium carbonate saturation of ground water in central Florida; *Int. Assoc. Sci. Hydrology*, 8(3): 43-51.
- BIRD, J.B., 1963. Limestone terrains in southern Arctic Canada. In *Proceedings of Permafrost International Conference*, U.S. National Academy of Sciences-U.S. National Research Council, Washington, D.C., pp. 115-121.
- BLAKE, W., Jr. et MATTHEWS, J.V., Jr., 1979. New data on an interglacial peat deposit near Makinson Inlet. Ellesmere Island, District of Franklin: *Current Research Part A*, Geol. Sur. of Canada, Paper 79-1A, p. 157-164.
- BOGLI, A., 1980. *Karst hydrology and physical speleology*. Berlin, New York, 284 p.
- BROWN, R.J.E., 1970. *Permafrost in Canada*. Toronto: University of Toronto Press.
- CHOPPY, J., 1981. Grottes-tunnel et ponts naturels de la zone Nord-Méditerranéenne. *Proceedings vol. 2, 8th Int. Congress of Speleology*, Bowling Green, Kentucky, pp. 707-709.
- CINQ-MARS, J., 1982. Les grottes du Poisson-Bleu. *Géo*, 11(1): 19-21.
- CINQ-MARS, J. et LAURIOL, B., 1985. Le karst de Tsi-it-toh-Choh: Notes préliminaires sur quelques phénomènes karstiques du Yukon septentrional, Canada. *Annales de la société géologique de Belgique*, T. 108, pp. 185-195.
- COGLEY, J., 1972. Processes of solution in an Arctic limestone terrain. *Institute of British Geographers, Special Publication 4*, pp. 201-210.
- COGLEY, J., 1975. *Properties of surface runoff in High Arctic*, thèse de doctorat, Université McMaster, Hamilton, Ontario, 358 p.
- CORBEL, J., 1959. Erosion en terrain calcaire, *Ann. Geogr.*, 68: 97-120.
- CORBEL, J., 1964. Les karsts des régions polaires. *Revue Belge de Géographie*, 88^e année, Fascicules 1-2, pp. 83-103.

COWELL, D.W. et FORD, D.C., 1980. Hydrochemistry of a dolomite karst: the Bruce Peninsula of Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17: 520-526.

CWYNAR, L.C., 1982. A late-quaternary vegetation history from Hanging Lake, Northern Yukon. *Ecological Monographs*, 51(1): 1-24.

DENTON, G.H., 1974. Quaternary glaciations of the White River Valley, Alaska, with regional synthesis for the North St. Elias Mountains, Alaska and Yukon Territory. *Geol. Society of America Bulletin* 85: 871-892.

DETERMAN, R.L., 1970. Early Holocene warm interval in Alaska. *Arctic*, 23: 130-131.

DIXON, E.J., 1981. Cave deposits, Porcupine River, Alaska. *National Geographic Research Report*, 1979 Projects, p. 129-153.

DRAKE, J.J. et HARMON, R.G., 1973. Hydrochemical environments of carbonate terrains, *Water Resources Research*, 9(4): 949-957.

DYKE, A.S. and MATTHEWS, J.V., Jr., 1987. Stratigraphy and paleoecology of Quaternary sediments along Pasley river, Boothia Peninsula, Central Canadian Arctic. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(3): 323-344.

EK, C., 1966. Faible agressivité des eaux de fonte des glaciers: l'exemple de la Marmolada (Dolomites). *Annales de la société géologique de Belgique*, T. 89, pp. 177-188.

EK, C., 1973. La dissolution du carbonate de calcium, essai de mise au point, *Bulletin de la société géographique de Liège*, 9(9): 55-87.

EK, C., 1978. Dissolution et précipitation des carbonates en relation avec le gel principalement au Québec: Essai de mise au point. *Géographie physique et Quaternaire*, 32(3): 273-279.

ENVIRONNEMENT CANADA, 1982. Normales climatiques au Canada, 1951-1980. Températures et précipitations. Le nord - T.V. et T.N.-0. Publication du programme climatologique canadien, Ottawa, 55 p.

FORD, D.C., 1971. Characteristics of limestone solution in the southern Rocky Mountains and Selkirk Mountains, Alberta and British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(6): 585-609.

FORD, D.C., 1973. Development of the canyons of the South Nahanni River, N.W.T. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10(3): 366-378.

- FORD, D.C., 1985. Dynamics of the karst system: a review of some recent work in North America. *Annales de la société géologique de Belgique*, T. 108, pp. 283-291.
- FORD, D.C., 1987. Effects of glaciations and permafrost upon the development of karst in Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12: 507-521.
- FORD, D.C. et BROOK, G.A., 1973. The Nahanni North Karst, Northwest Territories, Canada. *Lands and People*, 8: 343-349.
- FORD, D.C. et DRAKE, J.J., 1982. Spatial and temporal variations in karst solution rates: the structure of variability, in: C.E. Thorn (Ed.), "Space and time in geomorphology", The Binghampton Symposia in Geomorphology, Allen and Unwin, Ltd., London, pp. 345-362.
- FORD, D.C., THOMPSON, P. et SCHWARCZ, H.P., 1972. Dating cave calcite by the Uranium disequilibrium method: some preliminary results from Crowsnest Pass, Alberta, in: Falconer, A. (Ed.), Research methods in Pleistocene Geomorphology, Norwich: Geo Abstracts, pp. 247-255.
- FORD, D.C., SCHWARCZ, H.P., DRAKE, J.J., GASCOYNE, M., HARMON, R.S. et LATHAM, A.G., 1981. Estimates of the age of the existing relief within the southern Rocky Mountains of Canada. *Arctic and Alpine Research*, 13(1): 1-10.
- FRENCH, H.M., 1976. *The periglacial environment*, Longman, London and New York, 309 p.
- FULTON, R.J., 1984. Quaternary stratigraphy of Canada. A canadian contribution to IGCP Project 24. *Geological Survey of Canada*, Paper 84-10, 210 p.
- GABRIELSE, H., 1967. Tectonic evolution of the Northern Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4(2): 271-297.
- GABRIELSE, H., 1975. Canada-Cordilleran region, interior and western belts, in: "The Encyclopedia of World Regional Geology Part I: Western Hemisphere", Ed. by R.W. Fairbridge, Dowden, Hutchison & Ross, Inc., pp. 179-187.
- GASCOYNE, M., FORD, D.C. et SCHWARCZ, H.P., 1983. Rates of cave and landform development in the Yorkshire Dales from speleothem age data. *Earth Surface and Landforms*, 8: 557-568.
- GEIST, O.W., 1953. *Scientific investigations in the Old Crow and Porcupine River region of Alaska and Yukon Territory*. Ms., University of Alaska, 108 p.

- GEZE, B., 1961. L'évolution karstique - creusement, remplissage clastique, concrétionnement - dans ses rapports avec les alternances climatiques quaternaires, dans: *Atti del Symposium internazionale di Speleologia sui Riempimenti naturali di Grotte*, Tomo 1, p. 111-126.
- HAMILTON, T.D. et PORTER, S.C., 1975. Itkillik glaciation in the Brooks Range, Northern Alaska. *Quaternary Research*, 5: 471-497.
- HAMMOND, R. et McCULLAGH, P.S., 1978. *Quantitative techniques in geography - An introduction*, Second edition, Oxford University Press, 364 p.
- HARMON, R.S., THOMPSON, P., SCHWARGZ, H.P. et FORD, D.C., 1975. Uranium-series dating of speleothems. *Bulletin of the National Speleological Society*, 37: 21-33.
- HARMON, R.S., SCHWARGZ, H.P. et FORD, D.C., 1977. Interglacial chronology of the Rocky and Mackenzie Mountains based upon $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating of calcite speleothems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14: 2543-2552.
- HENNING, G., GRUN, R. et BRUNNACKER, K., 1983. Speleothems, travertines and paleoclimates. *Quaternary Research*, 20: 1-9.
- HOPKINS, D.M., MATTHEWS, J.V., Jr., Schweger, C.E. et YOUNG, S.B., 1982. *Paleoecology of Beringia*. Acad. Press, New York.
- HUGHES, O.L., 1969. Pleistocene stratigraphy, Porcupine and Old Crow Rivers, Yukon Territory. *Geological Survey of Canada Paper* 69-1: 209-212.
- IKEYA, M., 1985. Dating methods of Pleistocene deposits and their problems: IX. Electron Spin Resonance, in: *Dating methods of Pleistocene deposits and their problems*, Edited by N.W. Rutter, Geoscience Canada Reprint Series 2, pp. 73-87.
- JENNINGS, J.N., 1971. Karst. Vol. 7 of *An Introduction to Systematic Geomorphology*, M.I.T. Press, Cambridge, Mass.
- KELLOGG, W.W., 1984. Possible effects of a global warming on Arctic sea ice, precipitation, and carbon balance, in: *The potential effects of carbon dioxide induced climatic changes in Alaska, 1984. The Proceedings of a Conference*, Edited by Jennifer M. McBeath, School of Agriculture and Land Resources Management, University of Alaska, Fairbanks, Alaska, p. 59-66.
- LANGMUIR, D., 1971. The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania. *Geochimical Cosmochimica Acta*, 35: 1023-1045.

- LICHTI-FEDEROVICH, S., 1973. Palynology of six sections of Late-Quaternary sediments from the Old Crow River, Yukon Territory. *Canadian Journal of Botany*, 51: 553-564.
- LICHTI-FEDEROVICH, S., 1974. Palynology of two sections of Late-Quaternary sediments from the Porcupine River, Yukon Territory. *Geological Survey of Canada Paper* 74-23.
- MATTHEWS, J.V., Jr., 1975. Insect and plant macrofossils from two exposures in the Old Crow - Porcupine river region, Yukon Territory, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 7(3): 249-259.
- MATTHEWS, J.V., Jr., 1980. Possible evidence for an early Wisconsin warm interstadial in East Beringia. *Sixth American Quaternary Association Abstracts*, Orono, pp. 130-131.
- MATTHEWS, J.V., Jr., MOTT, R.J. et VINCENT, J.-S., 1986. Preglacial and interglacial environments of Banks Island: Pollen and macrofossils from Duck Hawk Bluffs and related sites. *Géographie physique et Quaternaire*, 40: 279-298.
- MCCULLOGH, D.S. et HOPKINS, D.M., 1966. Evidence for an early recent warm interval in Northwestern Alaska. *Geological Society of America Bulletin* 77, pp. 1089-1108.
- MCPHERSON, H.J., 1975. Sediment yields from intermediate-sized stream basins in southern Alberta. *Journal of Hydrology*, 25: 243-257.
- NORRIS, A.W., 1985. Stratigraphy of Devonian outcrop belts in Northern Yukon Territory and Northwestern district of Mackenzie (Operation Porcupine Area). *Geological Survey of Canada, Memoir* 410, 81 p.
- NORRIS, D.K., 1981. *Geology - Porcupine River, Yukon Territory*. Comm. Géol. Canada, Carte 1522A.
- OVENDEN, L., 1982. Vegetation history of a polygonal peatland, Northern Yukon. *Boreas*, 11: 209-224.
- PALMER, A.N., 1984. Geomorphic interpretation of karst features, in: *Groundwater as a geomorphic agent*, R.G. Lafleur (ed.), Boston: Allen & Unwin, pp. 173-209.
- PEWE, T.L., 1975. *Quaternary Geology of Alaska*. United States Geological Survey, Professional Paper 835.
- PREST, V.K., 1970. Quaternary geology of Canada, in: *Geology and economic minerals of Canada*, Geological Survey of Canada, pp. 676-764.

- PREST, V.K., GRANT, D.R. et RAMPTON, V.N., 1967. *Glacial map of Canada*. Geological Survey of Canada, map 1253A.
- RAMPTON, V.N., 1982. *Quaternary geology of the Yukon coastal plain*. Geological Survey of Canada, Bulletin 317, 49 p.
- RITCHIE, J.C., 1977. The modern and Late-Quaternary vegetation of the Campbell-Dolomite uplands, near Inuvik, N.W.T., Canada. *Ecological Monographs*, 47: 401-423.
- RITCHIE, J.C., 1982. The modern and Late Quaternary vegetation of the Doll Creek area, North Yukon, Canada. *New Phytologist*, 90: 563-603.
- RITCHIE, J.C., CINQ-MARS, J. et Cwynar, L.C., 1982. L'environnement tardiglaciaire du Yukon septentrional, Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, 36(1-2): 241-250.
- ROBERGE, J., 1979. *Géomorphologie karstique de la Haute-Saumons, île d'Anticosti, Québec*. Thèse de maîtrise, Université McMaster, Hamilton, Ontario, 335 p.
- ROBERGE, J., LAURIOL, B., THIBAUDEAU, P. et CINQ-MARS, J., 1986. Caractère des karsts arctiques du Yukon septentrional. *Comptes-rendus, 9^e Congrès international de spéléologie*, Barcelone, Espagne, pp. 164-167.
- ROCQUES, H., 1962. Considérations théoriques sur la chimie des carbonates. *Annales de spéléologie*, 17: 11-41.
- ST-ONGE, D.A., 1987. The Sangamonian stage and the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2): 189-198.
- SCHOELLER, H., 1950. Les variations de la teneur en gaz carbonique des eaux souterraines en fonction de l'altitude. *Compte-rendus des Séances de l'Académie des Sciences*, 230: 560-561.
- SCHROEDER, J., 1980. *Le développement des grottes dans la région du premier canyon de la rivière Nahanni sud, T.N.O.*, thèse de doctorat, Université d'Ottawa, 302 p.
- SCHWARCZ, H.P. et BLACKWELL, B., 1985. Dating methods of Pleistocene deposits and their problems: II. Uranium-series disequilibrium dating, in: *Dating methods of Pleistocene deposits and their problems*, Edited by N.W. Rutter, Geoscience Canada Reprint Series 2, pp. 9-17.
- SCHWEGER, C.E. et MATTHEWS, J.V., Jr., 1985. Early and middle Wisconsinan environments of Eastern Beringia: Stratigraphic and paleoecological implications of the Old Crow tephra. *Géographie physique et Quaternaire*, 39(3): 275-290.

- SLAYMAKER, O. et MCPHERSON, H.J., 1977. An overview of geomorphic processes in the Canadian Cordillera. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 21: 169-186.
- SMITH, D.I., 1969. The solutional erosion of limestone in an Arctic morphogenetic region. *Stud. Geogr. Brno*, 5: 99-109.
- SMITH, D.I., 1972. The solution of limestone in an Arctic environment. *Institute of British Geographers, Special Publication*, 4: 187-199.
- SWEETING, M.M., 1973. *Karst landforms*. MacMillan, Londres, 362 p.
- THORNBURY, W.D., 1954. *Principles of Geomorphology*. John Wiley and Sons, New York, pp. 316-353.
- TRICART, J. et CAILLEUX, A., 1967. *Le modèle des régions périglaciaires*. Société d'édition d'enseignement supérieur, Paris, 512 p.
- TROMBE, F., 1965. *La spéléologie - Que sais-je?* Presses universitaires de France, Paris, 128 p.
- van EVERDINGEN, R.O., 1981. *Morphology, hydrology and hydrochemistry of karst in permafrost terrain near Great Bear Lake, Northwest Territories*, National Hydrology Research Institute of Canada, Paper No. 11.
- WIGLEY, T.M.L., 1972. A computer program for water quality analysis, Technical note no. 15, Department of mechanical engineering, University of Waterloo.
- WILKINSON, T.J. et BUNTING, B.T., 1975. Overland transport of sediments by rill water in a periglacial environment in the Canadian High Arctic. *Geografiska Annaler*, 57, series A, p. 105-116.
- WOO, M.-K. et MARSH, P., 1977. Effect of vegetation on limestone solution in a small High Arctic basin. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14: 571-581.