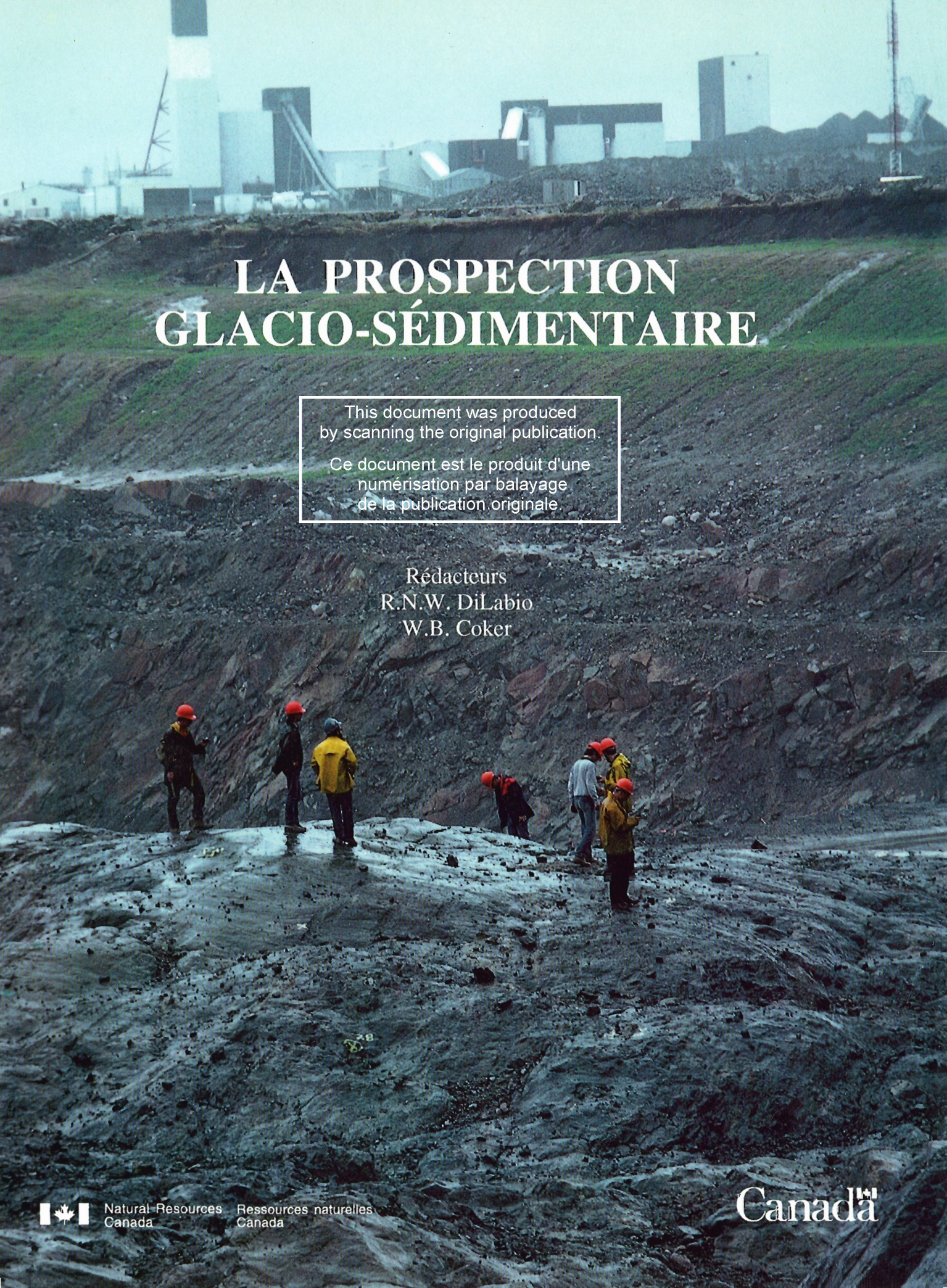
LA PROSPECTION GLACIO-SÉDIMENTAIRE

This document was produced
by scanning the original publication.

Ce document est le produit d'une
numérisation par balayage
de la publication originale.

Rédacteurs
R.N.W. DiLabio
W.B. Coker



Natural Resources Canada
Ressources naturelles Canada

Canada

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
ÉTUDE 89-20

LA PROSPECTION GLACIO-SÉDIMENTAIRE

Rédacteurs
R.N.W. DiLabio
W.B. Coker

1994

©Ministre de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada 1994

En vente au Canada par l'entremise de nos
agents libraires agréés et autres librairies

ou par la poste au

Groupe Communication Canada - Édition
Ottawa, Canada K1A 0S9

et aussi aux:

Bureaux de la Commission géologique du Canada,

601, rue Booth,
Ottawa, K1A 0E8

3303-33rd Street, N.W.,
Calgary (Alberta) T2L 2A7

Un exemplaire en consignation de la présente publication est également disponible dans les bibliothèques publiques à travers le Canada.

N° de catalogue M44-89/20F
ISBN 0-660-94806-0

Prix sujet à changement sans avis préalable

Page couverture

Substratum rocheux poli et strié par l'action des glaciers, surmonté d'une épaisse séquence de sédiments glaciaires, mine Selbaie, Québec

TABLE DES MATIÈRES

v	R.N.W. DiLABIO et W.B. COKER Avant-propos/Foreword
1	H. HIRVAS L'application de la géologie glaciaire à la prospection, en Finlande
9	H. HIRVAS et K. MÄKINEN Repérage de blocs glaciaires riches en uranium à Pahtavuoma, dans le nord de la Finlande
15	M. PERTTUNEN Le transport des grenats dans les matériaux fluvioglaciaires dans le sud-est de la Finlande
25	R.A. KLASSEN et F.J. THOMPSON Histoire de l'écoulement glaciaire et modèles de dispersion glaciaire au Labrador
35	M.J. BATTERSON Dispersion glaciaire depuis le complexe alcalin de Strange Lake, dans le nord du Labrador
47	W.W. SHILTS et S.L. SMITH La prospection glacio-sédimentaire dans les Appalaches, dans la région de l'Estrie-Beauce, au Québec
69	L.B. BLOOM et K.G. STEELE L'or dans le till : résultats préliminaires pour la région de Matheson, en Ontario
77	C.F. GLEESON, V.N. RAMPTON, R.D. THOMAS et S. PARADIS Géologie, géologie du Quaternaire et géochimie d'exploration au service de la recherche de gîtes aurifères dans les régions de till peu épais
107	I.M. KETTLES et W.W. SHILTS Géochimie des sédiments glaciaires dans la province précambrienne de Grenville, dans le sud-est de l'Ontario et le sud-ouest du Québec
123	J.E. CAMPBELL et B.T. SCHREINER La géologie du Quaternaire et la recherche de gîtes aurifères dans les domaines de La Ronge et de Flin Flon, en Saskatchewan
139	K.G. STEELE, C.L. BAKER et M.B. McCLENAGHAN Modèles de stratigraphie glaciaire établis à partir de forages, région de Matheson, nord-est de l'Ontario
153	J.J. VEILLETTE Mouvements glaciaires, nappes de till et transport glaciaire en Abiti-Témiscamingue, au Québec et en Ontario
171	R.R. STEA, R.G. TURNER, P.W. FINCK et R.M. GRAVES La dispersion glaciaire en Nouvelle-Écosse : une approche zonale

AVANT-PROPOS

La présente collection d'articles provient en grande mesure d'une séance portant sur l'exploration minérale en terrain anciennement englacé, laquelle avait été organisée dans le cadre du XIIe Congrès international de l'Union internationale pour l'étude du Quaternaire, tenu à Ottawa en 1987. Ces articles se font le reflet des divers genres de travaux de recherche entrepris dans différents milieux géologiques au Canada et en Finlande, où les techniques de prospection glacio-sédimentaire sont utilisées le plus couramment et avec le plus de succès. Les auteurs ont souligné la valeur d'études préliminaires en géologie glaciaire. Ils ont ainsi démontré que la prospection glacio-sédimentaire exige une connaissance approfondie de la provenance et de la stratigraphie des séquences glaciaires ainsi que de la direction de l'écoulement des glaces au sein de ces séquences, le tout étayé par des données sur la géochimie, la lithologie et la minéralogie des sédiments glaciaires.

Les rédacteurs remercient R.A. Klassen, Y.T. Maurice, E. Nielsen, B.T. Schreiner, W.W. Shilts, K.G. Steele, L.H. Thorleifson et J.J. Veillette pour le temps qu'ils ont consacré à faire une lecture critique des manuscrits. K.A. MacInnis a éclairci les manuscrits de maintes façons à l'étape de la correction d'épreuves. Ils assument en outre l'entière responsabilité de toute erreur dans les articles.

R.N.W. DiLabio
W.B. Coker

FOREWORD

This collection of papers is drawn largely from a special session "Mineral Exploration in Glaciated Terrain", which was part of the 12th International Congress of the International Union for Quaternary Research, held at Ottawa in 1987. These papers show the variety of types of research being carried out in different geological settings in Canada and Finland, where drift prospecting has been most widely and successfully used. The authors have emphasized the value of grassroots studies in glacial geology. They have shown how the basis for drift prospecting is a thorough understanding of the provenance, stratigraphy, and ice flow directions of glacial sequences, backed by data on the geochemistry, lithology, and mineralogy of glacial sediments.

We thank R.A. Klassen, Y.T. Maurice, E. Nielsen, B.T. Schreiner, W.W. Shilts, K.G. Steele, L.H. Thorleifson, and J.J. Veillette, who took the time to help in critical review of the manuscripts. K.A. MacInnis found many ways to improve the clarity of the manuscripts during her proofreading stint. The editors assume sole responsibility for any errors.

R.N.W. DiLabio
W.B. Coker

L'application de la géologie glaciaire à la prospection, en Finlande

H. Hirvas[1]

Hirvas, H., L'application de la géologie glaciaire à la prospection, en Finlande; dans La prospection glacio-sédimentaire, sous la direction de R.N.W. DiLabio et W.B. Cooker, Commission géologique du Canada, Étude 89-20, p. 1-7, 1994.

Résumé

Le groupe de recherche de la Commission géologique de la Finlande, mis sur pied dans le but d'adapter des études de géologie glaciaire à la prospection, a mis au point la méthode de recherche suivante. Des puits d'exploration sont creusés à l'endroit où des blocs minéralisés ont été localisés. La stratigraphie du till et les directions d'écoulement glaciaire sont établies à partir de ces puits, la distance sur laquelle les blocs ont été transportés est évaluée et des échantillons sont prélevés pour établir la lithologie et la géochimie du till. Un secteur de probabilité pour la roche mère des blocs est déterminé à partir des directions d'écoulement glaciaire. L'étude se poursuit par le repérage de blocs minéralisés et de concentrations de minéraux lourds singulières à l'intérieur de l'unité de till. La méthode s'est avérée très utile en Finlande où l'épaisseur des sédiments de surface est peu importante, atteignant en moyenne à peine 6,7 m. Au cours des neuf dernières années, les roches mères de 45 traînées de blocs ou anomalies géochimiques ont été repérées.

Abstract

The research group at the Geological Survey of Finland, established for applying glacial geological studies in prospecting, has developed the following research procedure. Exploration pits are dug at ore boulder sites. The till stratigraphy and directions of ice flow are established from these pits, the distance the boulders were transported is assessed, and samples for till lithology and geochemistry are taken. A probability sector for the source rock of the boulders is determined from the directions of ice flow. The study is continued by tracing ore boulders and unique heavy mineral contents through the till unit. The procedure has proved very useful in Finland, where the surficial deposits are shallow, the average thickness being a mere 6.7 m. During the last nine years, the source rocks for forty-five boulder trains or geochemical anomalies have been found.

[1] Geological Survey of Finland, Department of Quaternary Geology, SF-02150 Espoo, Finland

INTRODUCTION

La Finlande est au coeur du territoire envahi par l'Inlandsis scandinave (fig. 1). Le pays a connu de nombreuses glaciations mais, dans chaque cas, l'importance de l'érosion et de la sédimentation a été minimale. L'épaisseur moyenne des dépôts quaternaires qui masquent le substratum rocheux, en majeure partie composé de lithologies précambriennes, ne dépasse guère 6,7 m.

On considère généralement que les dépôts de surface ne servent qu'à masquer les gîtes minéraux. À cause de leur genèse, ces dépôts, le till en particulier, fournissent pourtant des indices fort utiles pour l'exploration des gîtes minéraux. L'érosion et le dépôt des matériaux par les glaces expliquent que des minéraux provenant d'une zone minéralisée dans le substratum rocheux soient dispersés à travers un vaste territoire, ce qui augmente les probabilités de la découvrir.

L'importance de l'étude des dépôts de surface pour la prospection minérale en Finlande saute aux yeux quand on considère les statistiques suivantes. Le substratum rocheux affleure sur moins de 3 % du territoire finlandais qui est, par contre, recouvert de till dans une proportion de 63 %. Plus de la moitié des mines actuellement exploitées en Finlande ont été découvertes à la suite de l'examen de blocs minéralisés présents dans le till. À l'heure actuelle, la Commission géologique possède des données sur environ 7 500 blocs minéralisés découverts dans du till et provenant de roches mères inconnues. La mise en carte systématique des données géochimiques du till a révélé plusieurs centaines d'anomalies géochimiques qu'il faudrait vérifier afin d'évaluer leur intérêt pour la prospection.

En Finlande, au cours de la dernière décennie, on a fait une découverte très importante pour la détermination du lieu d'origine des blocs et pour la cartographie géochimique. On sait maintenant que, dans de nombreuses régions du pays, il existe au moins deux nappes de till d'âges différents (fig. 2) qui ont été déposées par des glaciers se déplaçant dans des directions différentes (Hirvas, 1981, Hirvas et Nenonen, 1987). Les blocs et les fragments de minerai plus fins découverts dans le till ont peut-être connu plusieurs épisodes de transport glaciaire ou fluvioglaciaire. C'est ce que Hirvas et al. (1977) ont appelé le «transport complexe».

Un autre facteur tout aussi important a trait au fait que le till le plus ancien ou des matériaux granoclassés peuvent masquer et protéger la zone minéralisée présente dans le substratum rocheux. En pareil cas, le till le plus récent n'a reçu aucun apport de minerai provenant de la roche mère et

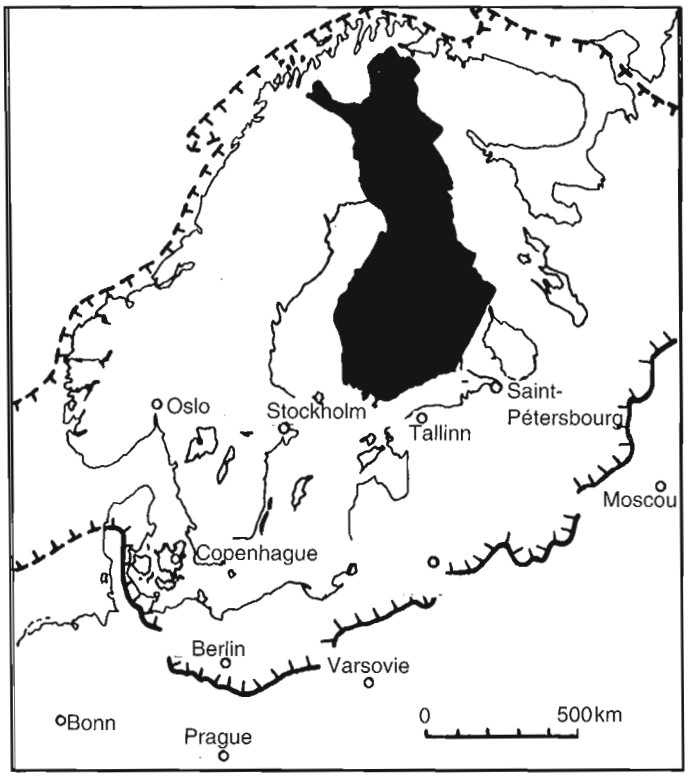


Figure 1. La Finlande, au coeur du territoire envahi par l'Inlandsis scandinave. La limite maximale d'avancée au Weichsélien est indiquée.

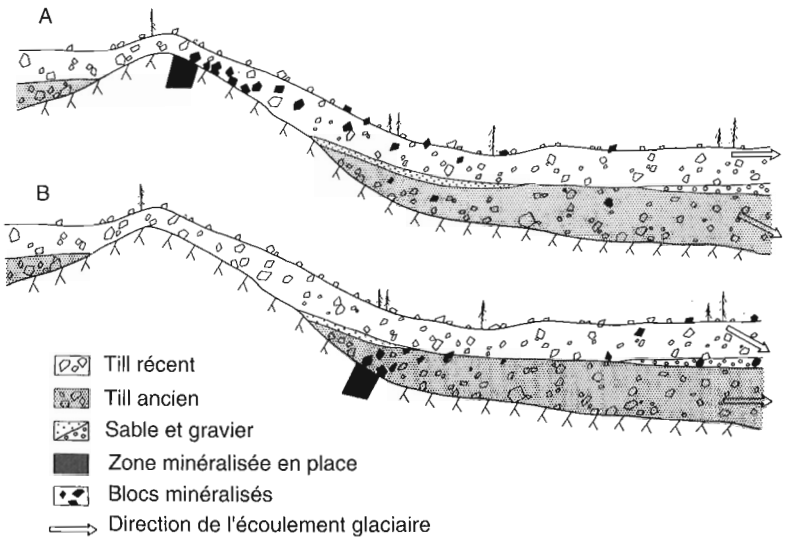


Figure 2. Croquis illustrant l'influence de la topographie sur l'érosion glaciaire d'une zone minéralisée dans le substratum rocheux (A) et le «transport complexe» de blocs minéralisés (B). (D'après Hirvas 1981, fig. 1)

le minerai qu'il peut renfermer provient d'éléments enlevés au till plus ancien et redéposés; sa concentratrion s'y trouve, par conséquent, diluée (fig. 2B) (Hirvas, 1981).

En 1979, pour répondre aux besoins de l'exploration minérale, la Commission géologique a mis sur pied un groupe de recherche rattaché à son Service de la géologie du Quaternaire. Le personnel permanent de ce groupe comprend trois géologues et un chargé de recherche. Pour les travaux de terrain, on engage en outre cinq étudiants en géologie et un opérateur d'excavatrice. Le budget annuel du groupe est d'environ 250 000 $ US, c'est-à-dire à peu près 1 % des sommes consacrées chaque année à l'exploration en Finlande. Le groupe cherche à déterminer la région d'origine de blocs minéralisés et d'anomalies géochimiques en ayant recours aux concepts de la géologie glaciaire. Le groupe travaille en collaboration avec le Service de l'exploration et celui de la géochimie. Les différentes étapes suivies par le groupe de recherche lors des travaux d'exploration sont décrites ci-après et présentées sous forme d'organigramme à la figure 3.

MÉTHODES D'ÉTUDE

La première étape du travail sur le terrain consiste à creuser des puits d'exploration aux endroits où des anomalies géochimiques ou des blocs minéralisés ont été identifiés. Dans chaque puits, on étudie la stratigraphie des dépôts glaciaires et les directions d'écoulement des glaces, puis on évalue la distance parcourue par les blocs minéralisés. La profondeur d'un puits d'exploration atteint habituellement de quatre à cinq mètres. S'il le faut, on peut porter cette profondeur à sept mètres. Pour établir la stratigraphie, il faut réunir le plus d'informations possible. Pour chaque unité de till, on recueille des données sur les propriétés physiques comme la couleur, la structure et la granulométrie. La compacité, l'abondance de cailloux, la grosseur et l'émoussé moyen des cailloux présents dans le till sont évalués sur une échelle de un à cinq où ces deux chiffres correspondent respectivement au degré le plus bas et au degré le plus élevé accordé à chaque propriété (Hirvas et al., 1976).

Au sein de chaque unité de till, on mesure l'orientation des clastes, on détermine les caractères lithologiques des cailloux et on analyse les minéraux lourds. On prélève des échantillons devant servir aux analyses granulométriques et à l'identification des métaux en traces. De cette façon, on cherche à vérifier quelles unités de till de la séquence stratigraphique appartiennent à une même nappe de till et à reconnaître les nappes de till d'âges différents, mises en place pendant d'autres phases glaciaires.

On détermine les directions d'écoulement glaciaire à partir d'analyses de la fabrique du till et de l'observation des stries et des formes profilées (fig. 4). La distance parcourue par les blocs minéralisés est évaluée à partir des résultats du comptage des cailloux ainsi qu'à partir de la fréquence, du nombre, de la taille, de l'émoussé des blocs minéralisés et de leur position stratigraphique (c.-à-d. leur répartition dans un plan vertical) dans la nappe de till.

Des recherches récentes ont permis d'établir que les concentrations de minéraux lourds du till peuvent être très utiles pour évaluer la distance parcourue par un bloc minéralisé. Lorsque la fraction des minéraux lourds du till renferme une très grande proportion des mêmes minéraux qu'on trouve dans les blocs dont on cherche à déterminer la région d'origine, il s'avère que la distance parcourue par les blocs est faible, c'est-à-dire qu'elle varie de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Au contraire, lorsque la fraction des minéraux lourds du till ne renferme que de faibles quantités des minéraux trouvés dans les blocs minéralisés, la distance parcourue est très grande et peut atteindre plusieurs kilomètres.

REPÉRAGE DES BLOCS

À partir des données sur la genèse de la nappe de till qui renferme des blocs minéralisés et sur la direction empruntée par le matériel transporté, on délimite le secteur probable à l'intérieur duquel s'est effectué le transport glaciaire des blocs et on le reporte sur la carte (fig. 4). C'est à l'intérieur de ce

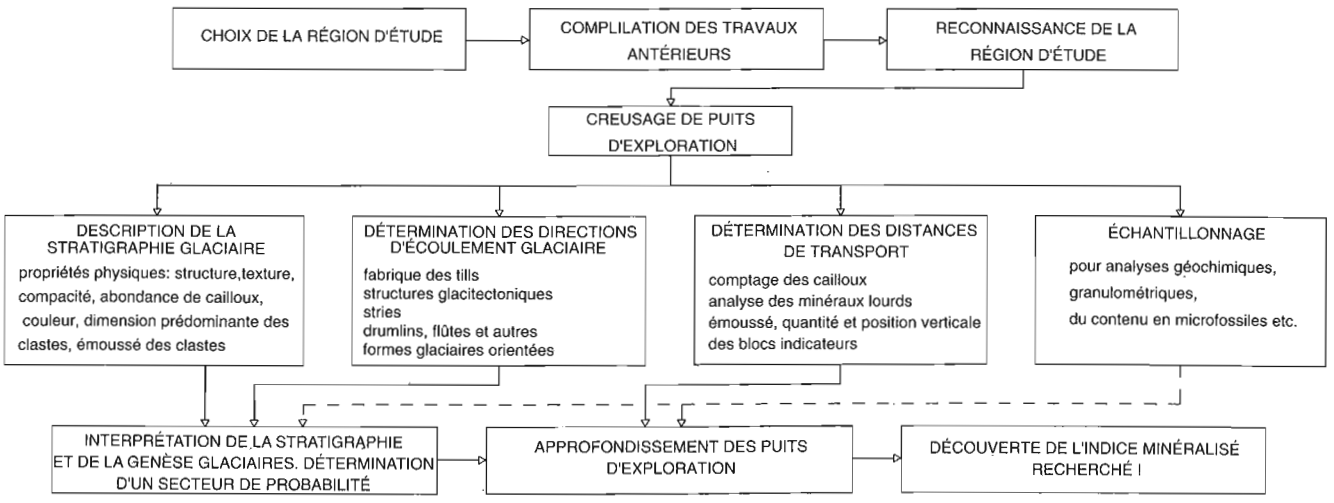


Figure 3. Organigramme de la méthode appliquée en Finlande pour le repérage d'un indice minéralisé dans le substratum rocheux dans un secteur où l'épaisseur des sédiments glaciaires est faible ou modérée.

secteur qu'on a le plus de chance de trouver la roche mère des blocs. Cela suppose évidemment qu'on a déterminé correctement la direction d'écoulement glaciaire et que les blocs minéralisés n'ont été transportés que lors de cet écoulement glaciaire particulier.

Comme les traînées et les concentrations de blocs sont souvent discontinues et de forme irrégulière, on délimite le secteur de probabilité à partir du bloc dit «proximal», c'est-à-dire celui qui se trouve le plus en amont glaciaire de la traînée. Il arrive également qu'on puisse déterminer la limite amont à partir d'informations d'ordre pétrologique ou géophysique qui font que les blocs étudiés ne peuvent pas provenir du substratum rocheux de certains secteurs.

Après avoir délimité le secteur d'origine probable, on poursuit les recherches à l'intérieur de ce secteur en creusant des puits d'exploration à partir du bloc proximal et en remontant vers l'amont glaciaire, en suivant la direction de l'écoulement glaciaire. Si la traînée de blocs ou le secteur d'origine probable est étroit, ou si on suppose que les blocs sont d'origine locale, on creuse des tranchées d'exploration de part en part du secteur délimité. De cette manière, on s'assure de trouver la traînée de blocs, même si elle est étroite; on risquerait de ne jamais la trouver en utilisant la disposition et l'espacement habituels des puits d'exploration.

On se fonde sur la répartition des blocs minéralisés et sur les minéraux lourds dans le till pour déterminer de façon systématique l'emplacement des puits d'exploration jusqu'à la zone minéralisée dans le substratum rocheux. À mesure qu'on se rapproche de cette dernière, les blocs sont plus abondants, plus gros et moins arrondis; en outre, on les trouve à des profondeurs de plus en plus grandes dans la nappe de till qu'on explore. Quand on ne trouve plus de blocs dans cette nappe de till, c'est qu'on a creusé au-delà de la zone minéralisée. À ce moment-là, on creuse une rangée de puits ou une tranchée en suivant la direction de transport glaciaire, jusqu'à ce qu'on trouve la zone minéralisée. On la trouve habituellement en creusant, là où la couche de sédiments glaciaires est mince. Quand les dépôts de surface sont épais, on délimite aussi précisément que possible l'endroit où se situe la zone minéralisée dans le substratum rocheux; pour la découvrir, on recourra à d'autres méthodes d'exploration comme les forages.

MINÉRAUX LOURDS DU TILL ET ORIGINE DES BLOCS

Le recours aux données sur les minéraux lourds présents dans le till pour guider les travaux d'excavation a donné d'excellents résultats. Il arrive fréquemment que l'érosion glaciaire de petites zones minéralisées du substratum rocheux ne donne qu'un petit nombre de blocs qu'on retrouve difficilement. Il est malaisé et parfois impossible de mettre la main sur les blocs minéralisés qui se trouvent au-dessous du niveau de la nappe d'eau souterraine, où le till est très humide et qui se liquéfie lorsqu'il est remué. Cela signifie qu'il peut y avoir des blocs dans certains puits d'exploration mais qu'on ne les a tout simplement pas trouvés.

D'autre part, on pourra trouver dans la matrice du till des minéraux métalliques provenant de la zone minéralisée en place, à condition qu'ils n'aient pas été altérés ou

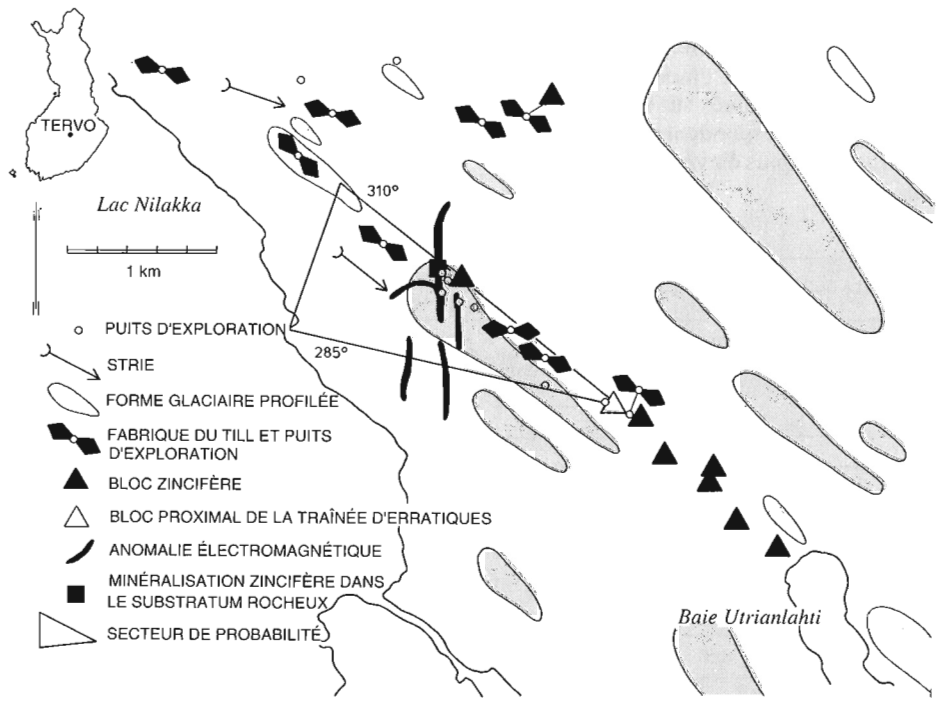


Figure 4. Traînée de blocs zincifères et détermination d'un secteur d'origine probable dans le cadre d'études de géologie glaciaire appliquées à l'exploration à Utrianlahti, Tervo. (Hirvas, 1981, fig. 2 et Nenonen, 1984, fig. 2)

complètement dissous. C'est dans la fraction des minéraux lourds du till qu'on trouvera ces éléments qualifiés de «mini-blocs glaciaires».

Cette méthode de repérage convient bien aux oxydes et à l'or natif, ainsi qu'à certains sulfures comme la galène et la chalcopyrite.

Comparée, par exemple, à l'analyse des métaux en traces, l'analyse des minéraux lourds présents dans le till offre le grand avantage de pouvoir être effectuée rapidement, sur le terrain. Les résultats sont disponibles seulement une heure ou deux après le creusage du puits. En se fondant sur le nombre, la grosseur et l'émoussé des grains de minéraux lourds, on peut arriver à des conclusions fort intéressantes quant à la distance parcourue depuis la roche mère. Par conséquent, l'analyse des minéraux lourds peut immédiatement servir à choisir l'emplacement des puits d'exploration.

Pour avoir des résultats comparables, on obtient les concentrés de minéraux lourds présents dans le till à partir d'échantillons de même volume (12 litres). Dans le passé, on procédait par lavage à la battée mais, de nos jours, on utilise un séparateur à spirales qui sert normalement pour concentrer l'or.

L'analyse du contenu de minéraux lourds du till est une méthode qui présente un grand intérêt dans le nord de la Finlande. Dans de vastes secteurs de cette région, le substratum rocheux, qui se trouve parfois à 100 m sous la surface (Virkkala, 1955), a été complètement désagrégé par une altération météorique préglaciaire. Dans ces secteurs où la surface des zones minéralisées est complètement altérée, aucun bloc ne peut vraiment être incorporé dans le till. Dans ces situations, on recourt plutôt à l'analyse des minéraux lourds et à des méthodes géochimiques appliquées à la fraction fine afin de réunir des données sur l'endroit où se situe la zone minéralisée.

AUTRES MOYENS DE DÉTERMINER L'ORIGINE DES BLOCS

À l'intérieur du secteur d'origine probable, on peut hâter et faciliter le choix de la disposition et de l'emplacement des excavations. On peut également délimiter un nouveau secteur, plus étroit que le premier, où se poursuivront d'autres recherches (fig. 5).

Il peut arriver que certaines propriétés pétrophysiques des blocs glaciaires, comme la susceptibilité magnétique ou la conductivité électrique, laissent supposer que la roche mère de ces blocs peut être la cause d'une anomalie géophysique localisée. En pareil cas, on peut creuser des puits juste à l'aplomb des anomalies enregistrées dans ce secteur (fig. 5).

Dans les régions de la Finlande où le substratum rocheux occupe une position élevée, on ne trouve normalement qu'une seule nappe de till associée au dernier écoulement glaciaire. Les tills plus anciens et les sédiments déposés pendant un interglaciaire occupent les dépressions du substratum

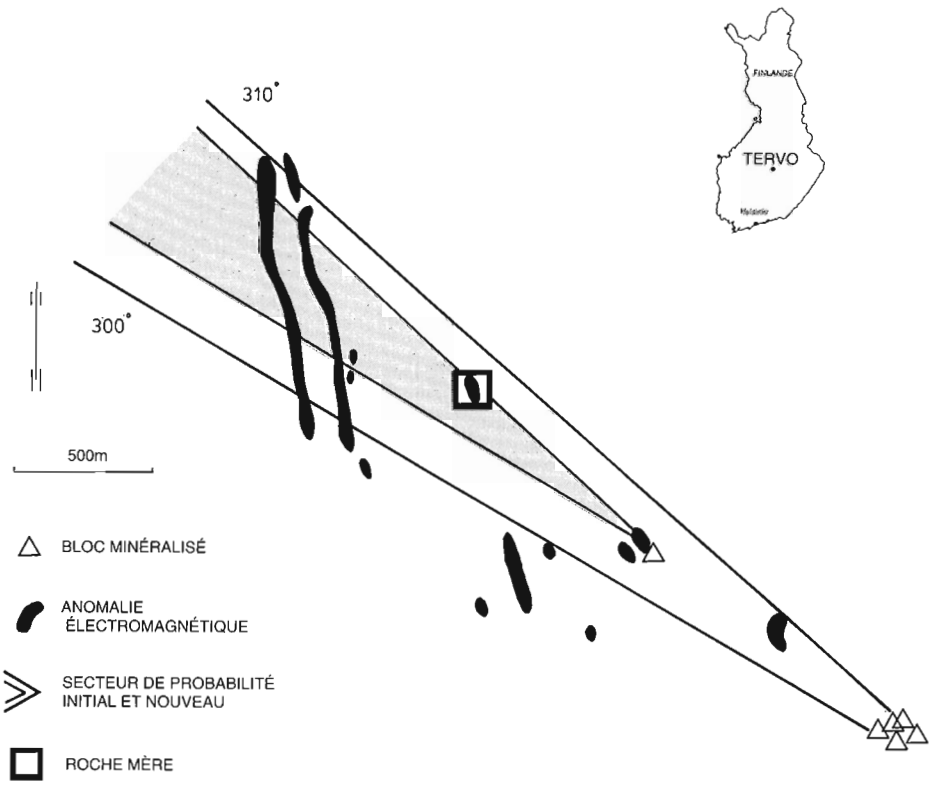


Figure 5. Secteur d'origine probable (limites initiales et nouvelles limites) et utilisation de la géophysique pour la détermination de la provenance des blocs de nickel à Utrianlahti, Tervo. (Hirvas et Nenonen, sous presse)

rocheux. Parfois, dans des secteurs où un till plus ancien est préservé dans de telles dépressions, il arrive que seul le till le plus récent renferme des blocs minéralisés. Dans de tels cas, les blocs proviennent sans doute d'un secteur où le substratum rocheux occupe une position élevée, en amont par rapport au sens de l'écoulement glaciaire le plus récent, et où il n'est recouvert que par la dernière nappe de till (fig. 2A).

L'évaluation de la position topographique de la zone minéralisée en place à partir de la position stratigraphique des blocs s'est avérée une méthode efficace. Cette méthode, qualifiée de «contrôle topographique» (Hirvas, 1981), a été utilisée avec succès à plusieurs endroits où on cherchait à déterminer la région d'origine de blocs.

CONCLUSION

Les méthodes présentées dans le présent article se sont avérées fort efficaces en Finlande. Au cours des neuf dernières années, des recherches ont été effectuées à 57 endroits à l'aide de ces méthodes. On a pu retrouver les roches mères associées à 45 traînées de blocs ou anomalies géochimiques, ce qui représente un taux de succès de 79 %.

La distance séparant, en surface, le bloc proximal de sa roche mère variait de 0 à 1,4 km. Dans certains secteurs où le till est mince, les blocs proximaux se trouvaient juste au-dessus de la roche mère. Règle générale, les blocs proximaux ont atteint la surface ou la partie supérieure du till à quelques centaines de mètres de la zone minéralisée en place, en aval glaciaire de celle-ci. Par exemple, dans une traînée de blocs zincifères à Niinilahti, Viitasaari, le bloc proximal se trouvait à 400 m de la zone minéralisée (fig. 6).

Règle générale, il faut de deux à trois semaines à l'équipe de recherche pour étudier une concentration de blocs. Les recherches qui n'ont pas été couronnées de succès portaient sur des blocs uniques, dispersés à la surface ou dans la partie supérieure du till, à des endroits où les excavations n'ont pas permis d'en trouver davantage. Dans ces cas-là, même les analyses portant sur les métaux en traces ou sur les minéraux lourds n'ont rien révélé. Certains de ces blocs isolés sont sans doute arrivés là où on les a trouvés après avoir été soumis à des conditions de transport complexes et ils ont peut-être franchi de très grandes distances. Certains sont peut-être des blocs délestés à la surface du till par des icebergs, pendant la déglaciation, lorsqu'une grande partie de la Finlande a été envahie par la mer Baltique.

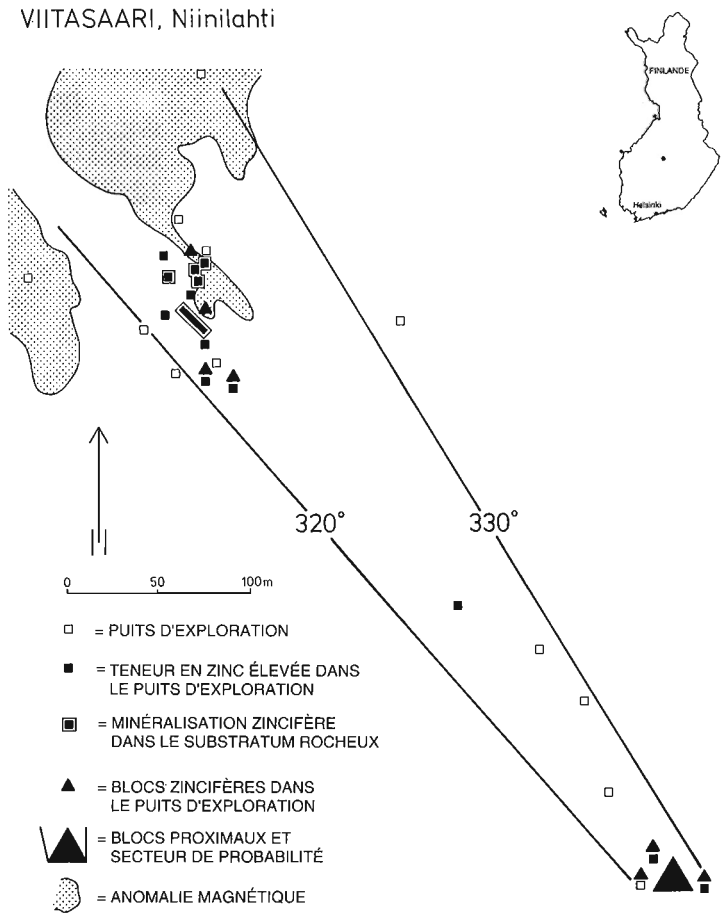


Figure 6. Exemple type de la distance séparant un bloc proximal de la roche mère. Les blocs proximaux de la traînée de blocs zincifères à Niinilahti, Viitasaari, ont refait surface à environ 400 m de leur lieu d'origine. (D'après Hirvas et Nenonen, 1985, fig. 1)

En Finlande, le succès des travaux de repérage du lieu d'origine des blocs est dû à plusieurs facteurs. Tout d'abord, la couverture de sédiments quaternaires est si mince que, dans la plupart des cas, une excavatrice réussit à les traverser. En deuxième lieu, le till, dans son ensemble, ainsi que les concentrations bien distinctes de blocs minéralisés qu'il renferme, n'ont été transportés par les glaciers que sur de courtes distances.

RÉFÉRENCES

Hirvas, H.
1981: Application of till stratigraphical studies in ore prospecting; in Glacial Deposits and Glacial History in Eastern Fennoscandia, Academy of Sciences of the USSR, Apatity, p. 48-54.

Hirvas, H., Kujansuu, R., and Tynni, R.
1976: Till Stratigraphy in Northern Finland; in Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, eds. D.J. Easterbrook and V. Sibrava; IGCP Project 73/1/24, Report 3, Geological Syrvey, Prague, p. 256-273.

Hirvas, H., Alfthan, A., Pulkkinen, E., Puranen, R., and Tynni, R.
1977: A report on glacial drift investigations for ore prospecting purposes in Northern Finland 1972-1976; Geological Survey of Finland, Report of Investigation no. 19, 54 p.

Hirvas, H. and Nenonen, K.
1985: Niinilahti (Commune of Viitasaari): Case history of Zn ore boulder studies - Quaternary survey methods applied to ore prospecting; in INQUA Till Symposium. Excursion guide, ed. M. Saarnisto; Geological Survey of Finland, Department of Quaternary Geology, p. 72-74.
1987: The till stratigraphy of Finland; in INQUA Till Symposium, eds. R. Kujansuu and M. Saarnisto; Geological Survey of Finland, Special Paper no. 3, p. 49-63.
in press: Field methods in glacial indicator tracing; in Glacial indicator tracing, eds. R. Kujansuu, and M. Saarnisto; A.A. Balkema, Rotterdam.

Nenonen, K.
1984: Till stratigraphic studies as an aid to ore prospecting in Finland; Striae, v. 20, p. 101-105.

Virkkala, K.
1955: On glaciofluvial erosion and accumulation in the Tankavaara area, Finnish Lapland; Acta Geographica, no. 14, p. 393-412.

Repérage de blocs glaciaires riches en uranium à Pahtavuoma, dans le nord de la Finlande

Heikki Hirvas[1] et Kalevi Mäkinen[2]

Hirvas, H. et Mäkinen, K., Repérage de blocs glaciaires riches en uranium à Pahtavuoma, dans le nord de la Finlande; dans La prospection glacio-sédimentaire, sous la direction de R.N.W. DiLabio et W.B. Cooker, Commission géologique du Canada, Étude 89-20, p. 9-14, 1989

Résumé

Un grand nombre de blocs erratiques à forte teneur en uranium appartenant à des traînées de blocs distinctes ont été trouvés dans la région de Pahtavuoma, dans le nord de la Finlande. La plus longue traînée de blocs se trouve au nord-est de la zone de minéralisation uranifère connue et se compose de plus de 400 blocs uranifères disposés à la surface en une traînée, large mais intermittente, suivant la direction de transport glaciaire la plus récente dans la région. Une deuxième traînée de blocs semblables riches en molybdène et en cuivre a été repérée au sud de la minéralisation connue. Ces derniers gisent dans des sédiments de décharge d'un lac glaciaire situé au nord-ouest de la minéralisation. Une autre traînée de 120 blocs de surface riches en uranium a été découverte à environ 700 m à l'ouest de la zone de minéralisation uranifère connue. Ces blocs diffèrent des blocs des traînées précitées par leur faible teneur en molybdène et en cuivre et parce qu'ils sont disposés en une traînée qui est orientée presque exactement dans l'axe nord-sud. On a détecté la présence de la minéralisation à la pointe nord de cette traînée de blocs.

Abstract

A great number of uranium-rich boulders located in a number of separate boulder trains have been found in Pahtavuoma area, northern Finland. The most extensive boulder train in the area lies to the northeast of the known uraniun subcrop, and is composed of over 400 uranium-bearing surface boulders arranged in a broad but intermittent train following the youngest trend of glacial transport in the area. A second train of similar boulders rich in molybdenum and copper has been identified to the south of the known mineralization. These are located in discharge sediments laid down as a result of an outflow from a glacial ice lake situated northwest of the mineralization. A further 120 uranium-bearing surface boulders have been discovered about 700 m west from the known uranium subcrop. These differ in type from those described above having low molybdenum and copper contents, and are arranged in a boulder train which runs almost exactly north-south. The mineralization was found at the northern tip of this boulder train.

[1] Geological Survey of Finland, Department of Quaternary Geology, SF-02150 Espoo, Finland
[2] Geological Survey of Finland, Department of Quaternary Geology, P.O. Box 77, SF-96101 Rovaniemi, Finlande

INTRODUCTION

La région de Pahtavuoma, près de Kittilä, à environ 140 km au nord du cercle arctique, se trouve au coeur de la Laponie et au centre du territoire envahi par l'Inlandsis scandinave (fig. 1). Elle se situe dans un secteur jadis occupé par une ligne de partage glaciaire. Dans ce secteur, l'érosion glaciaire était faible comme le confirme l'abondance de traces d'altération météorique préglaciaire sur le substratum rocheux et de dépôts organiques sous le till (Hirvas et al., 1977). Dans la région, on trouve en général deux nappes de till d'âges différents mises en place par des glaciers s'écoulant dans des directions différentes (fig. 2). Le till le plus ancien a été déposé par un glacier venant du nord-ouest (320 à 340°) et le plus récent, par un glacier venant du sud-sud-ouest (200 à 220°). Le till est mince dans cette région; son épaisseur varie de 0,5 à 3,0 m. Pendant la dernière déglaciation, il y avait, dans la région, des lacs glaciaires (Kujansuu, 1967) dont les eaux se déversaient vers le sud-est et le sud, à mesure que le glacier se retirait vers le sud-ouest.

La prospection minérale, dans la région de Pahtavuoma, a commencé par la recherche de minerai de cuivre par la société Outokumpu (Inkinen, 1979). Dans le cadre de ces travaux, on a trouvé des gisements d'uranium renfermant du molybdène et du cuivre (fig. 3). Un levé radiométrique aéroporté à faible altitude effectué par la Commission géologique a permis de découvrir une anomalie au nord-est de la minéralisation. En faisant des vérifications sur le terrain, on a trouvé un grand nombre de blocs riches en uranium dans la région étudiée (fig. 4). Ils forment différentes traînées d'erratiques dont on connaît aujourd'hui la source.

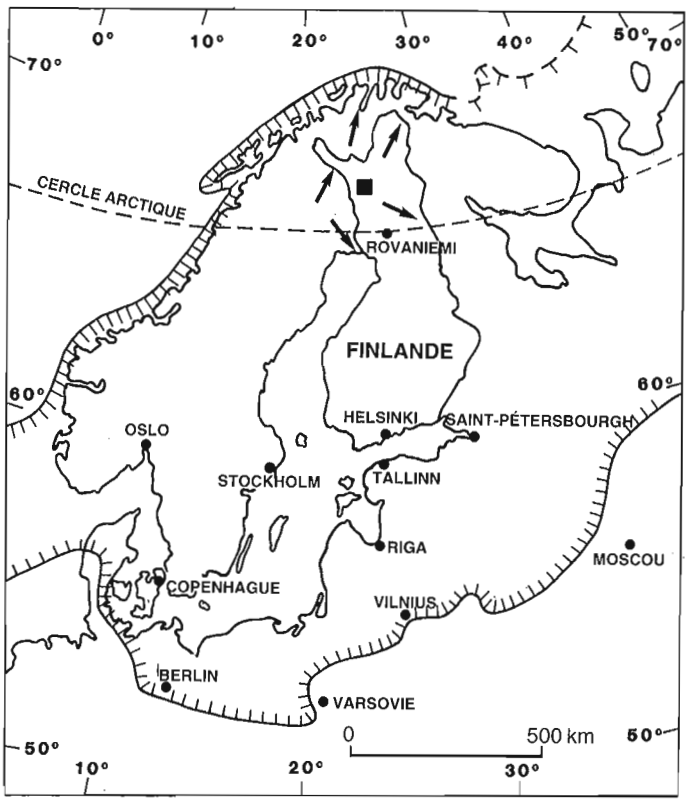


Figure 1. Carte de localisation de la région de Pahtavuoma et superficie maximale occupée par l'Inlandsis scandinave pendant la glaciation du Weichsélien. Les flèches indiquent les directions d'écoulement glaciaire pendant le Weichsélien supérieur dans le voisinage immédiat de la région étudiée.

TRAÎNÉES DE BLOCS GLACIAIRES

La traînée de blocs glaciaires de la région la plus étendue se trouve au nord-est de la minéralisation d'uranium connue (fig. 4). La traînée, large mais intermittente, est formée de 400 blocs uranifères de surface. Elle mesure 1,9 km de longueur sur 500 m de largeur. Dans la traînée, c'est à une distance de 900 à 1 000 m de la minéralisation connue que la concentration de blocs minéralisés est la plus forte. Plus loin, la concentration de blocs diminue et la traînée s'étale.

Comme il y a, dans cette traînée, des concentrations de blocs distinctes, il a fallu déterminer si tous les blocs provenaient de la minéralisation d'uranium connue ou de plusieurs sources différentes. À cette fin, on a creusé 38 puits d'exploration dans la traînée de blocs à l'aide d'une excavatrice; environ 70 nouveaux blocs uranifères ont été découverts. Tous ces blocs ont été trouvés dans le till le plus récent qui a été mis en place par un glacier venant du sud-sud-ouest.

Selon les analyses de la fabrique du till et l'orientation des stries, l'écoulement glaciaire s'est fait du sud-sud-ouest vers le nord-nord-est, ce qui confirme l'hypothèse selon laquelle les blocs proviendraient de la minéralisation connue. Tous les blocs, à l'exception de 20 se trouvant dans le secteur nord-nord-est de la traînée, s'apparentent à la minéralisation connue par leur teneur en molybdène et en cuivre. Comme les blocs forment une traînée continue depuis cette minéralisation,

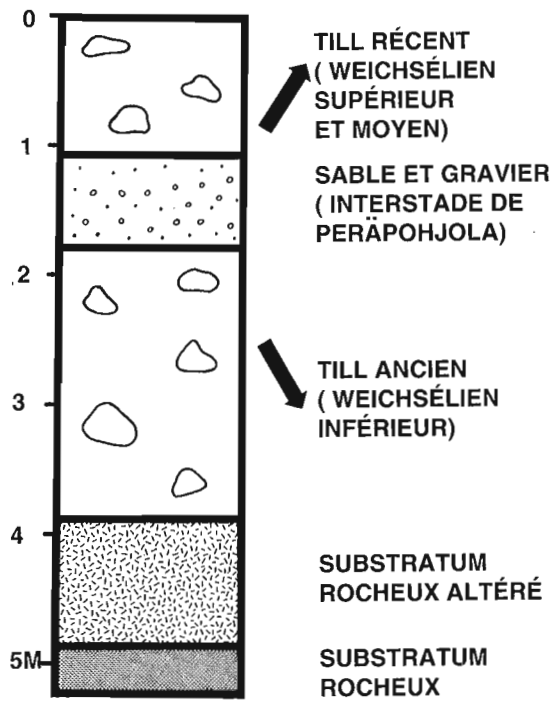


Figure 2. Stratigraphie typique du till dans la région de Pahtavuoma.

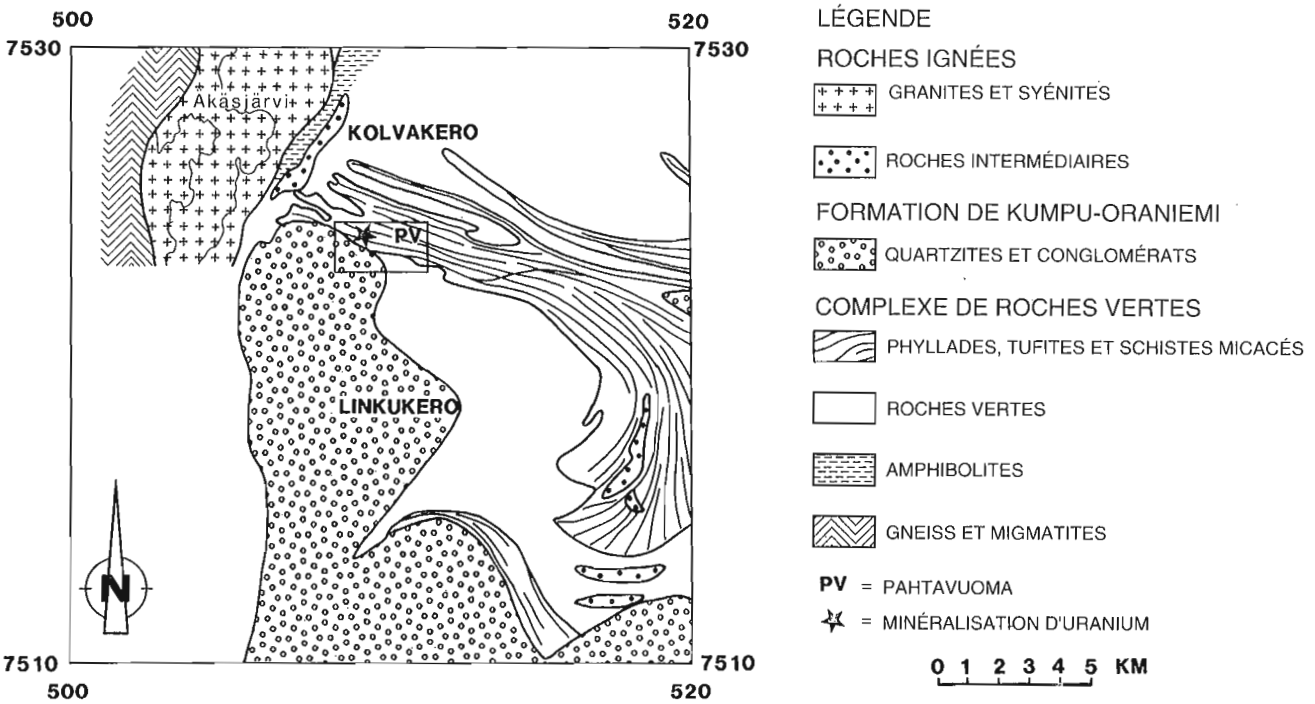


Figure 3. Minéralisation d'uranium découverte par la société Outokumpu et nature du substratum rocheux dans la région étudiée (selon Inkinen,1979).

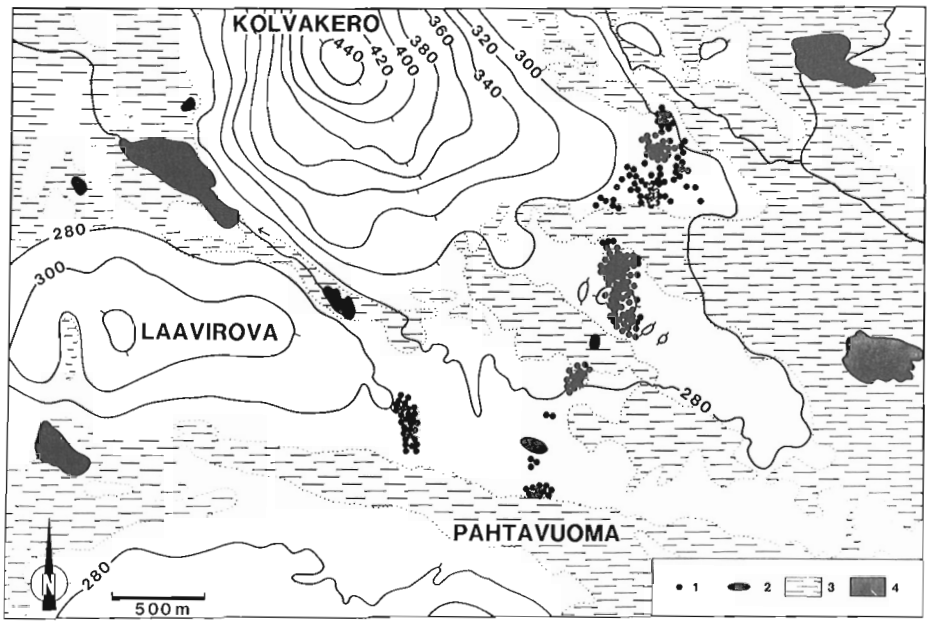


Figure 4. Blocs glaciaires riches en uranium trouvés dans la région et minéralisation d'uranium découverte par la société Outokumpu. (1 = bloc riche en uranium, 2 = minéralisation d'uranium, 3 = tourbière, 4 = lac)

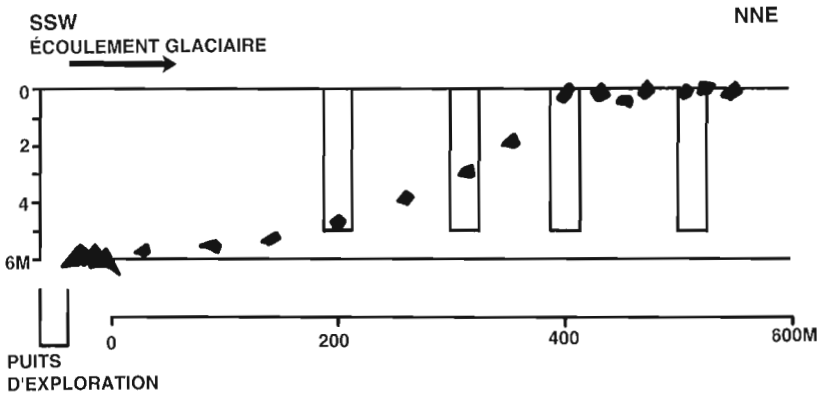


Figure 5. Diagramme illustrant la position stratigraphique des blocs glaciaires riches en uranium dans le till le plus récent, en direction de l'aval glaciaire à partir de la minéralisation.

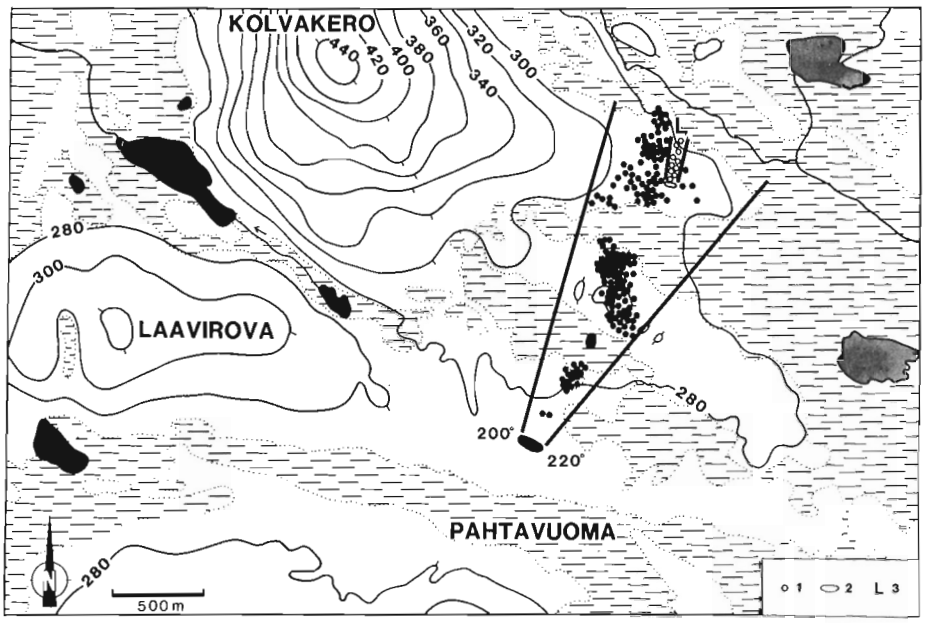


Figure 6. Petite traînée de blocs glaciaires d'origine locale (à faible teneur en molybdène et en cuivre) à l'intérieur de la traînée de blocs principale (à forte teneur en molybdène et en cuivre). (1 = erratique riche en uranium d'origine locale, 2 = minéralisation locale, 3 = traînée de blocs d'origine locale. On trouvera à la figure 4 la signification des autres symboles.)

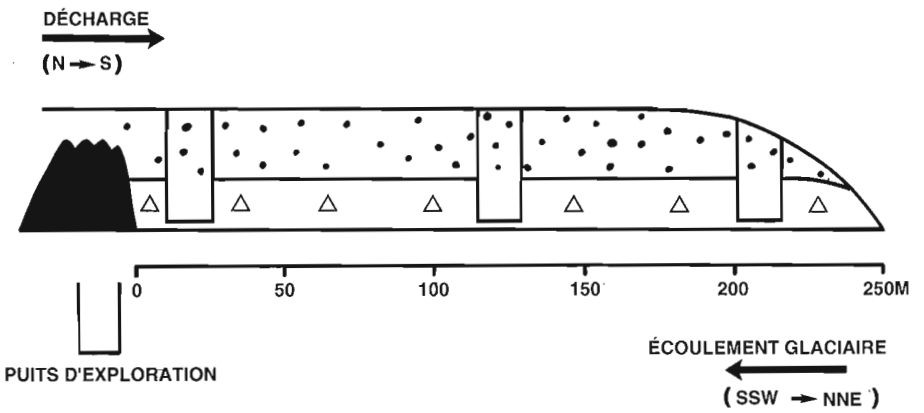


Figure 7. Diagramme illustrant la position stratigraphique des blocs glaciaires riches en uranium dans les graviers de décharge du lac glaciaire, au sud de la minéralisation connue. Les eaux de décharge ont entraîné le till le plus récent qui avait été déposé sur la minéralisation (cf. fig. 5).

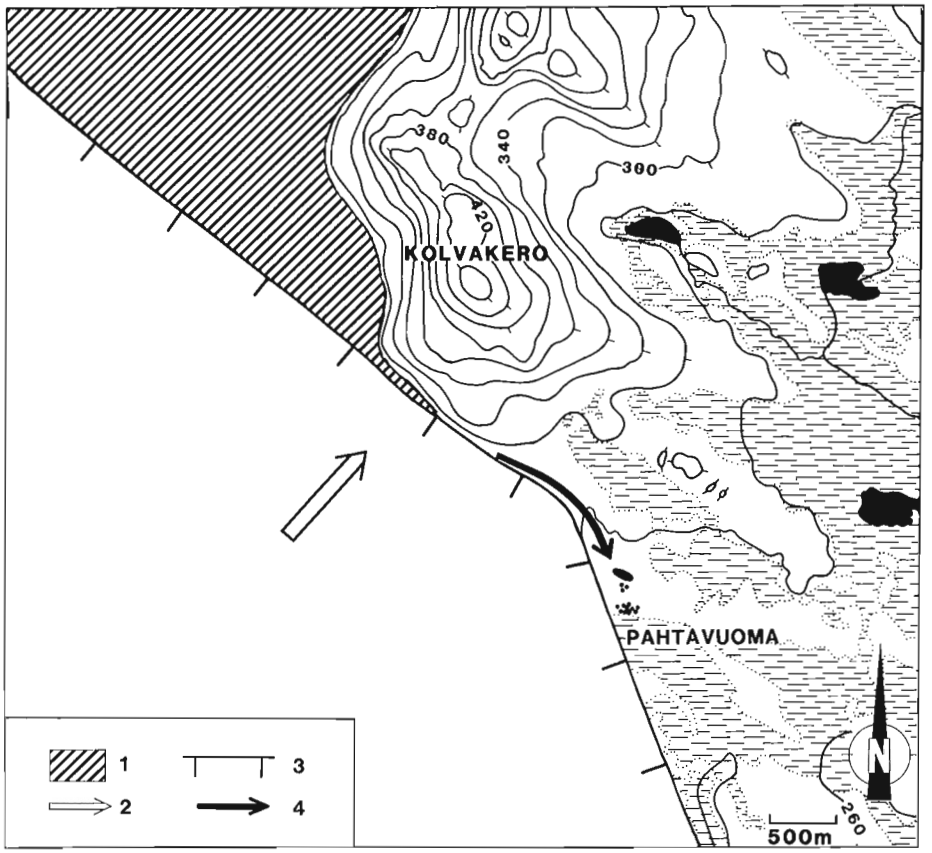


Figure 8. Transport de blocs glaciaires riches en uranium par les eaux de décharge du lac glaciaire (293 m au-dessus du niveau de la mer) endigué à l'ouest de Kolvakero; il s'agit des erratiques trouvés au sud de la minéralisation connue. (1 = lac glaciaire, 2 = direction de l'écoulement glaciaire, 3 = marge glaciaire, 4 = direction d'écoulement des eaux de décharge. Voir à la figure 4 la signification des autres symboles.)

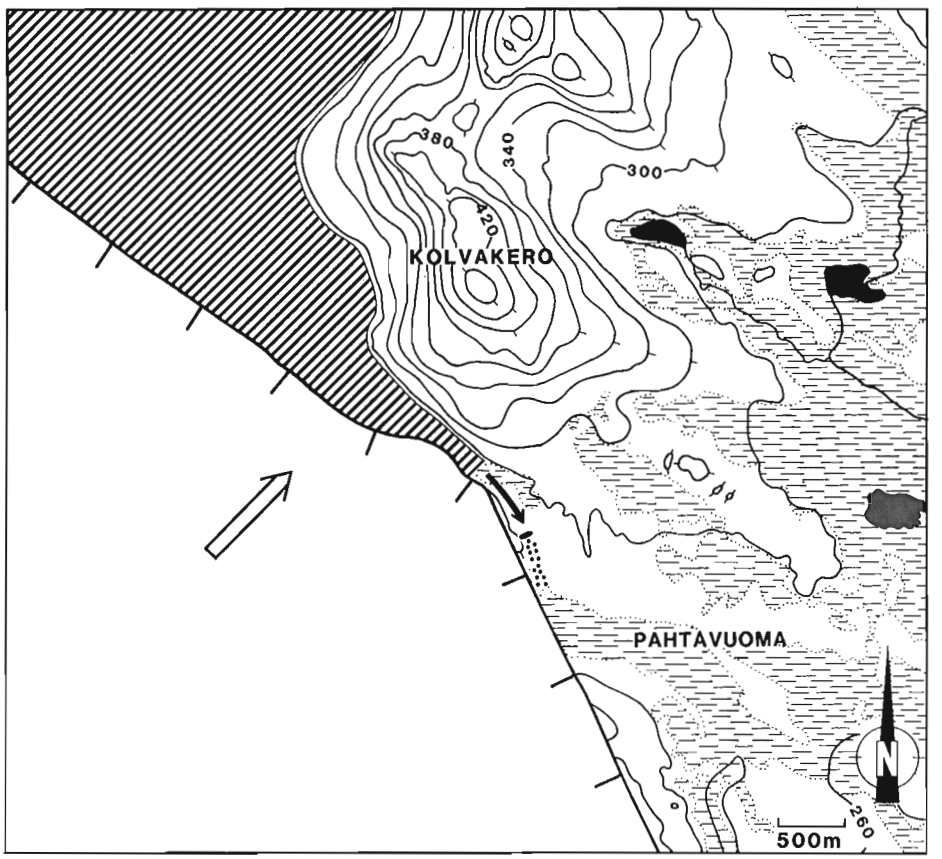


Figure 9. Transport de blocs glaciaires riches en uranium par les eaux de décharge du lac glaciaire (276 m au-dessus du niveau de la mer) endigué à l'ouest de Kolvakero. (Voir la signification des symboles aux figures 4 et 8.)

sauf dans les tourbières, il est évident que tous ceux qui renferment du molybdène et du cuivre en proviennent. La position stratigraphique des blocs vient également à l'appui de cette conclusion. Dans le puits le plus proche de la minéralisation (à 200 m de distance en direction nord-nord-est), on ne trouve des blocs qu'à la base du till le plus récent; beaucoup plus loin, vers l'aval glaciaire, on n'en trouve qu'à la surface de la même nappe de till, ce qui confirme l'action de cisaillement du glacier (fig. 5)

Dans le secteur nord-nord-est de la traînée, on trouve vingt blocs riches en uranium qui, contrairement aux autres blocs, présentent de faibles teneurs en molybdène et en cuivre, si bien qu'on ne leur attribue pas les mêmes roches mères. Les recherches ont montré que ces blocs sont d'origine locale et que leur roche mère ne se trouve qu'à quelques mètres, en direction de l'amont glaciaire. C'est probablement l'influence de la colline de Kolvakero (voir fig. 4) sur la direction locale d'écoulement glaciaire qui explique les différentes directions empruntées par les matériaux transportés par les glaces. À l'intérieur de la grande traînée de blocs, il y a donc une petite traînée de blocs d'origine locale (fig. 6) où la direction de l'écoulement glaciaire, selon les mesures des stries, diffère quelque peu de la direction dominante et varie de 190 à 195°.

Au sud de la minéralisation découverte par la société Outokumpu, il y a une autre concentration de blocs du même type (à forte teneur en molybdène et en cuivre) que ceux qui forment la grande traînée précédemment décrite (fig. 4). Tous les blocs se trouvent dans un dépôt de sable et de gravier, au sommet du till (fig. 7). Les erratiques ne sont pas émoussés, ce qui signifie que leur transport s'est fait sur de courtes distances. Dans la nappe de till la plus récente, sous le dépôt de sable et de gravier, on n'a trouvé aucun bloc riche en uranium. Le sable et le gravier ont été déposés pendant la phase de déglaciation; ce sont des sédiments de décharge du lac glaciaire qui se trouvait à l'ouest de Kolvakero (fig. 8). Les blocs de cette traînée n'ont pas été transportés par le glacier; ce sont les eaux de décharge du lac glaciaire qui les ont détachés de la surface fissurée et altérée de l'affleurement minéralisé pour les déposer dans le delta formé par les sédiments de décharge.

À l'ouest de la traînée principale (fig. 4), on a trouvé 120 blocs uranifères en surface. Ils sont d'un autre type que les blocs riches en uranium des traînées déjà mentionnées. Leur teneur en molybdène et en cuivre est faible. Les erratiques forment une traînée d'orientation presque parfaitement nord-sud mesurant 450 m de longueur sur 50 m seulement de largeur. Dans les puits d'exploration creusés dans la traînée, on a trouvé un grand nombre de blocs riches en uranium. Tous les blocs se trouvent dans les sédiments de décharge du lac glaciaire endigué par le glacier. On n'a trouvé aucun bloc riche en uranium dans les deux nappes de till que recouvrent les sédiments de décharge. La position stratigraphique et le mode de transport de ces blocs correspondent à ceux de la traînée illustrée à la figure 8, c'est-à-dire les blocs qui n'ont été transportés que par les eaux de décharge du lac glaciaire (fig. 9). L'extrémité nord de la traînée de blocs se trouve au-dessus de la minéralisation découverte lors des recherches de repérage de blocs glaciaires. Dans le nord de la traînée de blocs, près de la minéralisation, ils sont beaucoup plus gros et plus anguleux que dans le sud de la traînée.

SOMMAIRE

Dans la région de Pahtavuoma, il y a des traînées et des concentrations de blocs déposés par le glacier et par les eaux de décharge. Le transport glaciaire se faisait vers le nord-nord-est tandis que les eaux courantes transportant les blocs s'écoulaient dans une direction différente, soit du nord vers le sud.

La minéralisation d'uranium découverte par la société Outokumpu a été à l'origine de la formation de deux traînées de blocs; l'une a été mise en place pendant la phase de transport glaciaire la plus récente et l'autre, par les eaux de décharge du lac endigué par le glacier. Dans la partie distale de la plus grande traînée de blocs, on a localisé une petite minéralisation d'uranium qui a donné naissance à une traînée locale de blocs, à l'intérieur de la traînée principale.

Dans la région de Pahtavuoma, les facteurs suivants ont facilité la recherche des roches mères des blocs riches en uranium : faible épaisseur des dépôts quaternaires, directions d'écoulement glaciaire évidentes, transport de matériaux sur de courtes distances et facilité d'identification des blocs associée à leur radioactivité.

RÉFÉRENCES

Hirvas, H., Alfthan, A., Pulkkinen, E., Puranen,R., and Tynni, R.
1977: Raportti malminetsintää palvelevasta maaperätut-kimuksesta Pohjois-Suomessa vuosina 1972-1976. Summary: A report of glacial drift investigations for ore prospecting in northern Finland 1972-1976; Geological Survey of Finland, Report of Investigation 19, 53 p.

Inkinen, O.
1979: Copper, zinc, and uranium occurrences at Pahtavuoma in the Kittilä Greenstone Complex, Northern Finland; Economic Geology, v. 74, p. 1153-1165.

Kujansuu, R.
1967: On the deglaciation of western Finnish Lapland; Bulletin de la Commission géologique de Finlande, no. 232, 98 p

Le transport des grenats dans les matériaux fluvioglaciaires dans le sud-est de la Finlande

Marjatta Perttunen[1]

Perttunen, M., Le transport des grenats dans les matériaux fluvioglaciaires dans le sud-est de la Finlande; dans La prospection glacio-sédimentaire, sous la direction de R.N.W. DiLabio et W.B. Cooker, Commission géologique du Canada, Étude 89-20, p. 15-23, 1989

Résumé

La distance de transport et le mode de mise en place des grenats provenant de roches mères connues ont été étudiés, dans la fraction granulométrique de 1 à 0,5 mm, le long de neuf cheminements dans les systèmes d'eskers qui recoupent les moraines frontales de Salpausselkä I et II.

La plus forte concentration de grenats a été trouvée à moins de 8 km de la région d'origine. Les grenats peuvent être repérés sur une distance de 79,5 km depuis la région d'origine jusqu'au golfe de Finlande où on a noté la présence de quelques grenats, concentrés dans le dernier point d'échantillonnage sous l'action de processus littoraux. Les concentrations élevées ont été identifiées dans les moraines frontales de Salpausselkä, notamment Salpausselkä II, tandis que les concentrations faibles se trouvent à 1 ou 2 km en amont de la moraine de Salpausselkä II, le long des eskers. En ce qui a trait aux concentrations de grenats, les moraines frontales de Salpausselkä et les eskers présentent des caractères fort différents. Les variations de fortes à faibles des concentrations de grenats d'un site d'échantillonnage à l'autre proviennent du rythme de la déglaciation.

Abstract

The transportation distance and mode of deposition of garnets from known source rocks were studied in the 1-0.5 mm size range on nine traverses in the esker systems crossing the Salpausselkä I and II end moraines.

The highest garnet values were found within 8 km of the source area. The garnets can be traced over a distance of 79.5 km extending from the source area to the Gulf of Finland, where some garnets still remained in the last sample site, having been concentrated by littoral processes. The highs were registered in the Salpausselkä end moraines, especially Salpausselkä II, while low values occur 1 to 2 km up-esker from Salpausselkä II. The Salpausselkä end moraines and eskers differ in their behaviour with respect to garnet concentrations. The high-low variation in the garnet content between sampling sites results from the rhythm of deglaciation.

[1] Geological Survey of Finland, 02150 Espoo, Finlande

INTRODUCTION

L'objet de cette recherche était d'évaluer les distances franchies par des grenats provenant d'une source lithologique connue, suite à un épisode de transport glaciaire, et de définir leur mode de mise en place dans le but de mieux comprendre les conditions de dépôt des matériaux fluvioglaciaires et d'apporter une contribution aux travaux d'exploration minérale. Lee (1965) a déjà effectué une recherche semblable au Canada.

Le grenat a été retenu comme minéral indicateur à cause de sa dureté, de sa résistance à l'abrasion et de la facilité avec laquelle on peut le reconnaître. Dans le sud-est de la Finlande, on a identifié une région convenant à cette étude (fig. 1). À cet endroit, le granite rapakivique ne renferme pas de grenats mais le secteur qu'il occupe est ceinturé de vastes secteurs de roches grenatifères. Dans le sud-est de la Finlande, le granite rapakivique occupe une superficie importante. Le batholite de Wiborg s'étend sur environ 18 000 km^2, celui d'Ahvenisto, sur 242 km^2 et celui de Suomenniemi, sur 365 km^2 (Vorma, 1976). Les eskers associés à la glaciation weichsélienne abondent dans ce secteur, ce qui en facilite l'échantillonnage.

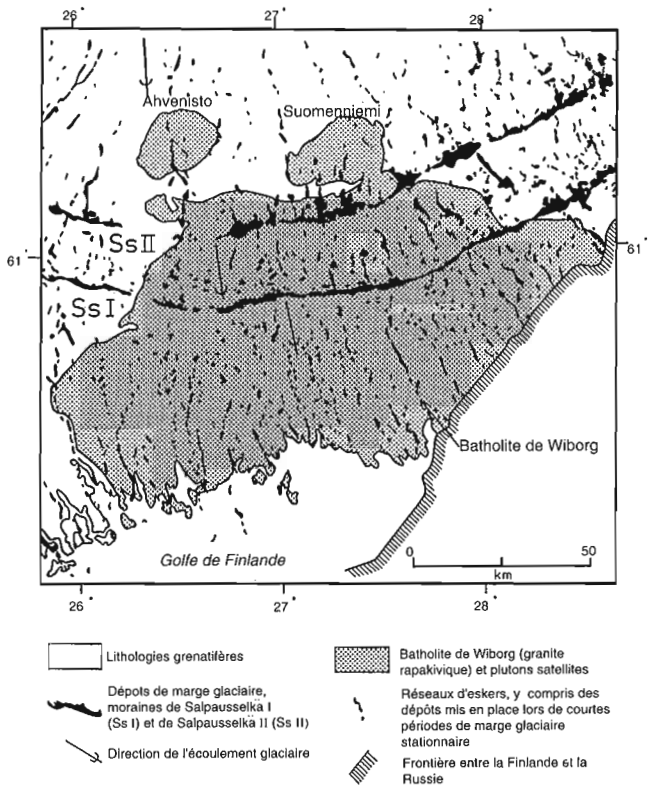


Figure 1. Carte géologique d'ensemble montrant le substratum rocheux (Simonen, 1980), les dépôts de marge glaciaire (moraines de Salpausselkä I [Ss I] et Salpausselkä II [Ss II]), les réseaux d'eskers y compris les dépôts mis en place lors de courtes périodes où la marge glaciaire a été stationnaire (Kujansuu et Niemelä, 1984) et les principales directions d'écoulement glaciaire lors de la dernière glaciation weichsélienne (Commission géologique de la Finlande, 1986).

LES DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES ET LES SÉDIMENTS

Les principales formes de terrain héritées du Weichsélien sont les moraines frontales de Salpausselkä I et II (Ss I et Ss II) qui traversent la région étudiée de l'ouest vers l'est (fig. 1). Les eskers qui les recoupent présentent, en gros, une orientation nord-sud et leur direction peut varier de sud-est à sud-ouest. Dans l'avant-pays de la moraine de Salpausselkä I, les directions observées sont les mêmes. On peut suivre les eskers jusqu'au golfe de Finlande. Entre les moraines de Salpausselkä I et II, les terrains bas sont occupés par des deltas d'eskers mis en place pendant de brefs moments où la marge glaciaire est demeurée stationnaire (Saarnisto, 1982). Les eskers possèdent des tributaires et se présentent sous forme de crêtes de différentes longueurs et de petites collines isolées. Les moraines de Salpausselkä I et II sont constituées de crêtes et de plaines de marges glaciaires, de deltas de plaine d'épandage et de deltas d'eskers. Dans l'avant-pays de la moraine de Salpausselkä I, quelques collines isolées constituées de matériaux fluvioglaciaires rappellent les brefs moments où la marge glaciaire est demeurée stationnaire; les eskers présentent donc beaucoup d'irrégularités (Tynni, 1985).

La figure 2 montre neuf cheminements qui empruntent les directions présumées de l'écoulement des cours d'eau glaciaires. Dans l'avant-pays de Ss I en particulier, certains des cheminements traversent des collines et des crêtes appartenant à deux ou trois réseaux d'eskers (J. Niemelä, communication personnelle, Tynni 1985).

Selon Saarnisto (1982), la moraine de Salpausselkä II et la majorité des secteurs les plus élevés de la moraine de Salpausselkä I ont été construits hors de l'eau tandis qu'un grand nombre des plaines basses sont des terrasses littorales. Les parties les plus élevées des crêtes d'eskers de

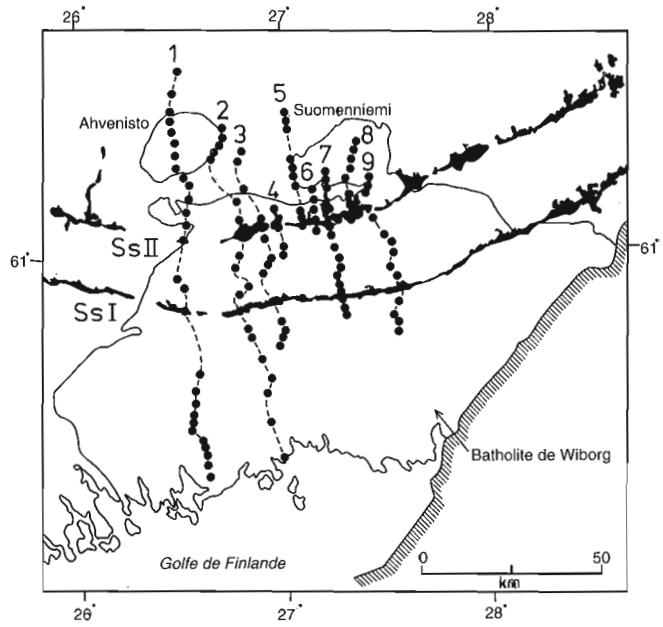


Figure 2. Les cheminements 1 à 9. Voir fig. 1.

l'arrière-pays de la moraine Salpausselkä II et de la région comprise entre les moraines de Salpausselkä I et II sont également des dépôts mis en place hors de l'eau mais, sur leurs versants, on trouve des terrasses littorales (H. Rainio, communication personnelle). Dans l'avant-pays de la moraine de Salpausselkä I, les eskers sont accompagnés de dépôts sablo-silteux. Il s'agit probablement de matériaux fluvioglaciaires remaniés sous l'action de processus littoraux (Valovirta, 1972).

Les eskers et les deltas d'eskers présentent des structures sédimentaires typiques. Les moraines de Salpausselkä se sont formées en trois étapes; la première est associée au milieu fluvioglaciaire, la deuxième, à une nouvelle avancée glaciaire et la dernière, à l'action de processus littoraux (Hyyppä, 1951, cf., Saarnisto, 1982). Les matériaux fluvioglaciaires proximaux déposés en marge des moraines de Salpausselkä I et II sont, pour la plupart, recouverts de till alors que les dépôts distaux contiennent souvent des sédiments fins présentant des stratifications obliques et des rides.

En ce qui a trait à la granulométrie, les sédiments se classent parmi les galets, les cailloux, les graviers, les sables et les silts; les éléments ne sont habituellement pas triés. Selon l'inventaire des ressources en gravier et en sable effectué par la Commission géologique de la Finlande (Kurkinen et Rainio, 1972, Koho, 1973), les sédiments fluvioglaciaires dans la région d'étude sont surtout des matériaux fins, en particulier dans l'avant-pays de Ss I. Des sondages sismiques indiquent que, dans les eskers, l'épaisseur des dépôts varie de quelques mètres à 20 m et qu'elle peut atteindre 100 m dans les moraines de Salpausselkä.

L'altitude de la région varie de 0 à 159 m et l'énergie du relief, de 10 à 20 m. Dans cette région, le taux de soulèvement postglaciaire est de 2 à 3 mm/a (Kakkuri, 1987). L'altitude des points d'échantillonnage varie de 15 à 130 m à l'emplacement des eskers, de 80 à 115 m à celui de la moraine de Salpausselkä I et de 85 à 125 m à celui de la moraine de Salpausselkä II. Dans l'arrière-pays de la moraine de Salpausselkä I, les secteurs émergés au moment de la mise en place de la moraine se trouvent à plus de 120 m d'altitude (Hyyppä, 1966).

GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX ET LITHOLOGIES GRENATIFÈRES

Le substratrum rocheux de la région d'étude est constitué de roches précambriennes se composant principalement du granite rapakivique du batholite postsvécocarélien de Wiborg, y compris les granites rapakiviques d'Ahvenisto et de Suomenniemi, de même que d'une zone de gabbro anorthositique qui entoure le granite rapakivique d'Ahvenisto à la manière d'un fer à cheval (fig. 1). Ces roches ne renferment pas de grenats. Les roches qu'on trouve au nord, au nord-ouest et à l'ouest du secteur occupé par le granite rapakivique appartiennent à la région des schistes dits de «Savo» de la ceinture orogénique svécocarélienne du Précambrien; on trouve dans cette région des roches métapélitiques grenatifères, notamment du granite, des gneiss micacés, des gneiss à cordiérite et des gneiss quartzo-feldspathiques (Simonen et Lehijärvi, 1963, Simonen et Tyrväinen, 1965, 1981, Simonen, 1965, 1975, 1978, 1980, 1982, Lehijärvi et Tyrväinen, 1969 et Tyrväinen, 1986). Les granites et les gneiss micacés sont riches en grenats dont le diamètre varie de moins de 0,5 mm à 2 cm. La teneur en grenats des roches qui entourent le batholite d'Ahvenisto varie de 1,1 à 4,2 % (Savolahti, 1956) tandis que, plus au nord, elle varie de 0,7 à 4,1 % (Simonen, 1982).

Le terrain est vallonné. Le substratum rocheux affleure à beaucoup d'endroits, surtout dans l'arrière-pays de la moraine de Salpausselkä II. La zone d'affleurement s'étend jusqu'à une distance d'environ 35 km au nord de la moraine (Kujansuu et Niemelä, 1984). Selon Lundqvist (1987), cette zone d'affleurement pourrait s'expliquer par des facteurs reliés à une dynamique glaciaire particulière favorisant l'érosion. Dans d'autres secteurs de la région d'étude, les affleurements sont également nombreux, sauf dans les endroits couverts par les moraines frontales de Salpausselkä.

MÉTHODES

Méthodes de terrain

Les échantillons ont été prélevés à 481 endroits le long de neuf cheminements parcourant les réseaux d'eskers et les moraines frontales de Salpausselkä I et Salpausselkä II, à l'intérieur d'un territoire couvrant une superficie de 8 400 km^2 (fig. 2). Le prélèvement d'échantilons s'est fait dans des gravières quand c'était possible; ailleurs, on a creusé des trous et le prélèvement s'est fait à une profondeur de un mètre. Les échantillons ont été prélevés au coeur des eskers et non sur les versants où on trouve fréquemment des dépôts littoraux. Les échantillons ont été prélevés au sommet ou à la base des dépôts dans les gravières, au-dessus du niveau de la nappe d'eau souterraine. La granulométrie des échantillons est variable. Les «matériaux grossiers» dont traite cet article comprennent principalement des galets, des cailloux et des graviers, mais les «matériaux fins» renferment une certaine quantité de gravier ou de sable ou un mélange des deux (fig. 3 et 4).

Sur le terrain, les échantillons étaient tamisés jusqu'à la fraction granulométrique de 4 mm; 10 litres du matériel ainsi obtenu étaient ensuite lavés à la battée en prévision de leur traitement en laboratoire. De plus, pour 106 échantillons, on a recueilli au cours du tamisage 200 cailloux de diamètre variant de 2 à 10 cm à des fins de comptage. Quand l'échantillon ne renfermait aucun fragment de plus de 2 cm, on recueillait des cailloux ailleurs dans la gravière, s'il y en avait.

Méthodes de laboratoire

Les concentrés d'éléments de moins de 4 mm obtenus par lavage à la battée ont été séchés à 80°C et tamisés de manière à séparer des fractions granulométriques de 4 à 2 mm, de 2 à 1 mm, de 1 à 0,5 mm et de moins de 0,5 mm. Les minéraux lourds de la fraction granulométrique de 1 à 0,5 mm ont par la suite été séparés à l'aide de bromoforme (densité de 2,810 à 2,830). Les fractions légères et lourdes ont ensuite été pesées. La magnétite a été retirée à l'aide d'un petit aimant

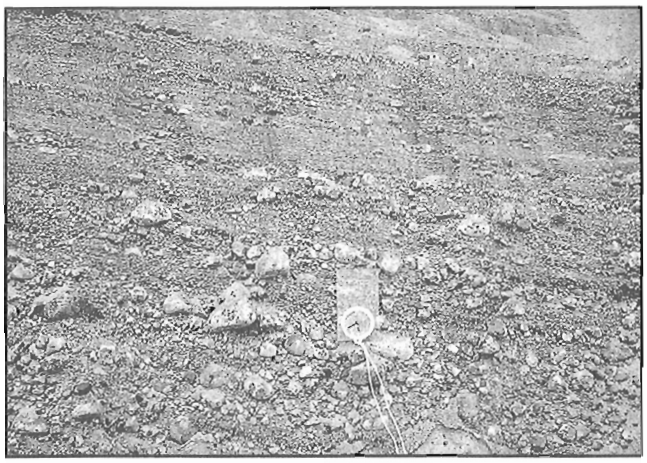


Figure 3. Sédiment grossier comprenant des galets, des cailloux et des graviers. La boussole mesure 12 cm de longueur.

Figure 4. Sédiment fin constitué de gravier et de sable. La boussole mesure 12 cm de longueur.

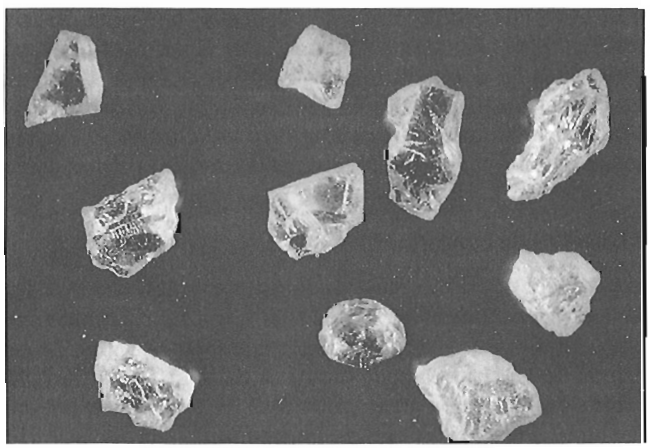


Figure 5. Grains de grenat de type almandin appartenant à la classe granulométrique de 1 à 0,5 mm. De couleur rose. Photo : J. Väätäinen.

et les fractions de minéraux lourds non magnétiques (désignées ci-après comme la «fraction des minéraux lourds»), ont été pesées.

Trois cents grains de minéraux lourds appartenant à la fraction granulométrique de 1 à 0,5 mm ont été retirés de chaque échantillon. Les grenats ont été identifiés et comptés à l'aide d'un microscope binoculaire et on a procédé au calcul des pourcentages. Les autres fractions ont été conservées pour des études ultérieures.

LES GRENATS DANS LES SÉDIMENTS FLUVIOGLACIAIRES

Dans la fraction granulométrique de 1 à 0,5 mm, les grenats se présentent sous forme de grains isolés ou de grains logés dans des fragments de roches. Le grenat le plus commun est l'almandin (densité de 3,93-4,32, Deer et al., 1982, et Mineral Data of Finland, Commission géologique de la Finlande, Service de la pétrologie). La plupart du temps, il est de couleur rose mais on a trouvé quelques grenats rouges. Selon des analyses à la microsonde (B. Johansson, Commission géologique de la Finlande), tous les grains sont des grenats de type almandin mais leurs compositions chimiques diffèrent. Près de la zone de contact avec le granite rapakivique, on trouve une concentration significative de MgO (5,0 à 5,3 %) et de MnO (0,1 à 1,0 %) dans les grenats des métapélites (Korsman, 1977). Les grains d'almandin sont pour la plupart anguleux et très anguleux; certains sont subanguleux et subarrondis (fig. 5). On a aussi trouvé quelques cristaux euédriques de même que des grains brisés (Pettijohn, 1975).

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Le transport et le dépôt des grenats appartenant à la fraction granulométrique de 1 à 0,5 mm ont été étudiés le long de neuf cheminements qui parcourent les réseaux d'eskers, exception faite de l'avant-pays de Ss I où les gravières se prêtant au prélèvement d'échantillons peuvent représenter deux ou trois réseaux d'eskers différents (fig. 2). Les cheminements recoupent les moraines frontales de Salpausselkä I et II. Le cheminement le plus long a permis de retracer des grenats sur une distance de 79,5 km.

Le transport et le dépôt des grenats, depuis leur région d'origine jusqu'à la zone du granite rapakivique non grenatifère, feront l'objet d'un examen détaillé lors de la discussion des cheminements 2, 3 et 7 (fig. 6, 8 et 9). Un sommaire de l'ensemble des données recueillies pour les différents cheminements sera présenté en conclusion. Eu égard à leur répartition, les grenats se rattachent à l'un ou l'autre des cinq groupes suivants : 1) les réseaux de dépôts fluvioglaciaires (les chaînes d'eskers principalement) de l'arrière-pays de la moraine de Salpausselkä II; 2) la moraine de Salpausselkä II (Ss II); 3) les systèmes de dépôts fluvioglaciaires (principalement les chaînes d'eskers) dans la région située entre les moraines de Salpausselkä II et I; 4) la moraine de Salpausselkä I (Ss I); et 5) les réseaux de dépôts fluvioglaciaires (principalement les chaînes d'eskers) dans l'avant-pays de la moraine de Salpausselkä I.

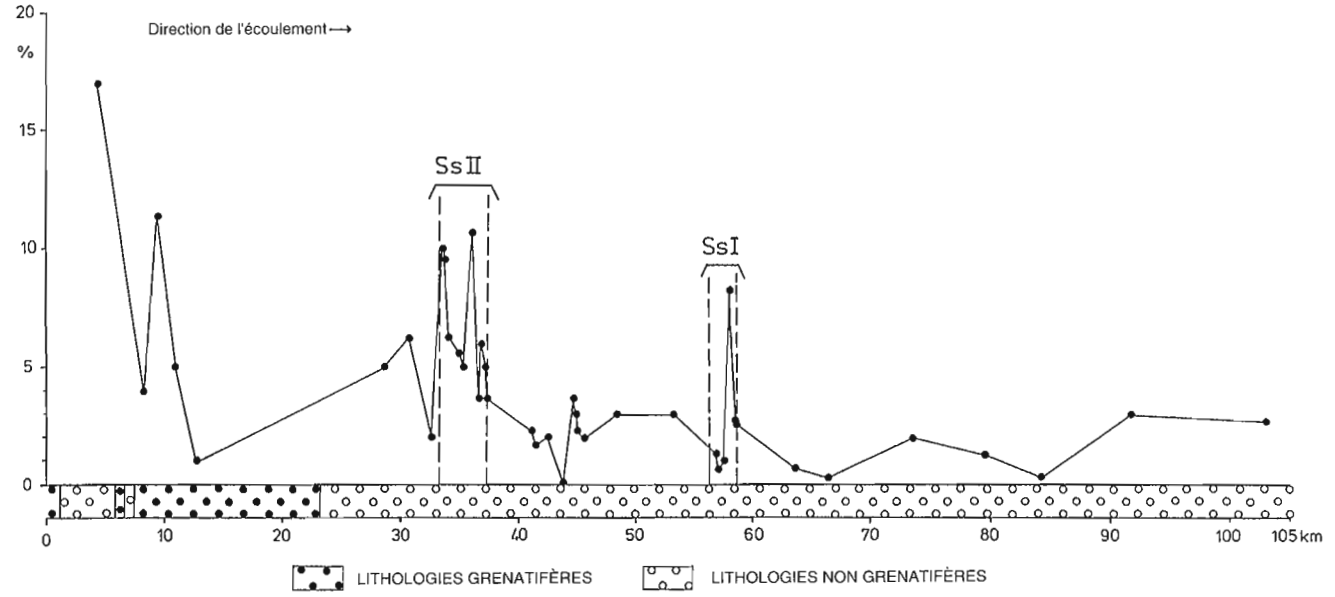


Figure 6. Le transport des grenats le long du cheminement 2.

Les cheminements

Cheminement 2

La région d'origine des grenats trouvés le long du cheminement 2 (fig. 6) est le vaste secteur de roches grenatifères que recoupe, sur une courte distance, une zone de gabbro anorthositique dépourvu de grenats. La longueur du cheminement au-delà de la région d'origine des grenats (à partir de la bordure du granite rapakivique) est de 79,5 km.

Comme on pouvait s'y attendre, dans la zone où le substratum rocheux est grenatifère, la concentration de grenats dans les dépôts fluvioglaciaires peut atteindre 17 % ; on a cependant enregistré des concentrations aussi faibles que 1 %.

Dans l'arrière-pays de Ss II, à une distance de 5,4 à 7,5 km en aval de la région d'origine, le long de l'esker, les concentrations de grenats varient de 5 à 6,3 %. À moins d'un kilomètre en amont de Ss II, le long de l'esker, ce pourcentage tombe à 2 %. On enregistre des données semblables le long d'autres cheminements. Dans la moraine de Salpausselkä II, on enregistre des concentrations de grenats élevées variant de 10 à 10,7 % malgré qu'on ait aussi observé des concentrations de 3,7 à 6,3 %. Entre Ss I et Ss II, les concentrations sont plus faibles et varient entre 0 et 3,7 %; dans la moraine Salpausselkä I, on a enregistré une concentration maximale de 8,3 % et des concentrations minimales variant entre 0,7 et 2,7 %.

En aval de Ss I, le long de l'esker, les concentrations de grenats diminuent et demeurent faibles, variant de 0 à 3 %. À 79,5 km de la région d'origine, à l'extrémité du cheminement, on a cependant enregistré une concentration étonnamment élevée de 3 %. L'explication la plus plausible d'une telle concentration tient sans doute au fait que ce secteur de l'avant-pays de Ss I, dont l'altitude varie de 15 à 65 m, a été recouvert par des mers et des lacs postglaciaires (Hyyppä, 1966, Valovirta, 1972). Les processus littoraux, même si leur action a été de courte durée et, par conséquent, plutôt faible (J. Donner, communication personnelle), expliquent peut-être une telle concentration.

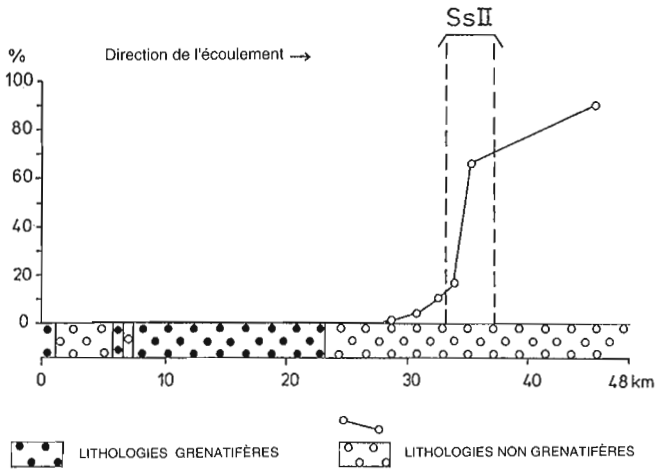


Figure 7. Le transport des fragments de roche le long du cheminement 2.

Les résultats du comptage des cailloux (fig. 7) provenant des dépôts fluvioglaciaires et prélevés le long du cheminement révèlent la présence (6 %) de roches non grenatifères (granite rapakivique et gabbro-anorthosite) dans les eskers, à 8 km de la zone de contact avec ces roches. À une distance de 10 km, ce pourcentage passe à 66 % et, à 20 km, les cailloux sans grenats dominent (90 %). Là où la quantité de roches sans grenats augmente, celle des roches grenatifères diminue. Ces dernières ont été broyées et usées par frottement plus rapidement que les grenats présents dans la fraction fine, conformément à ce que nous apprennent les études sur le transport du till (Perttunen, 1977).

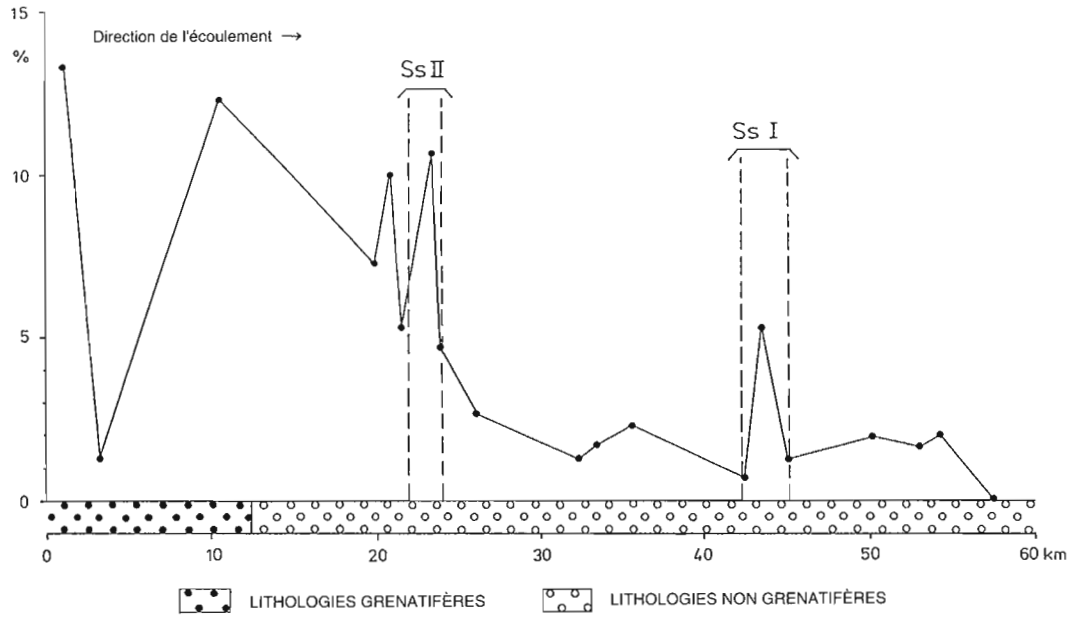


Figure 8. Le transport des grenats le long du cheminement 3.

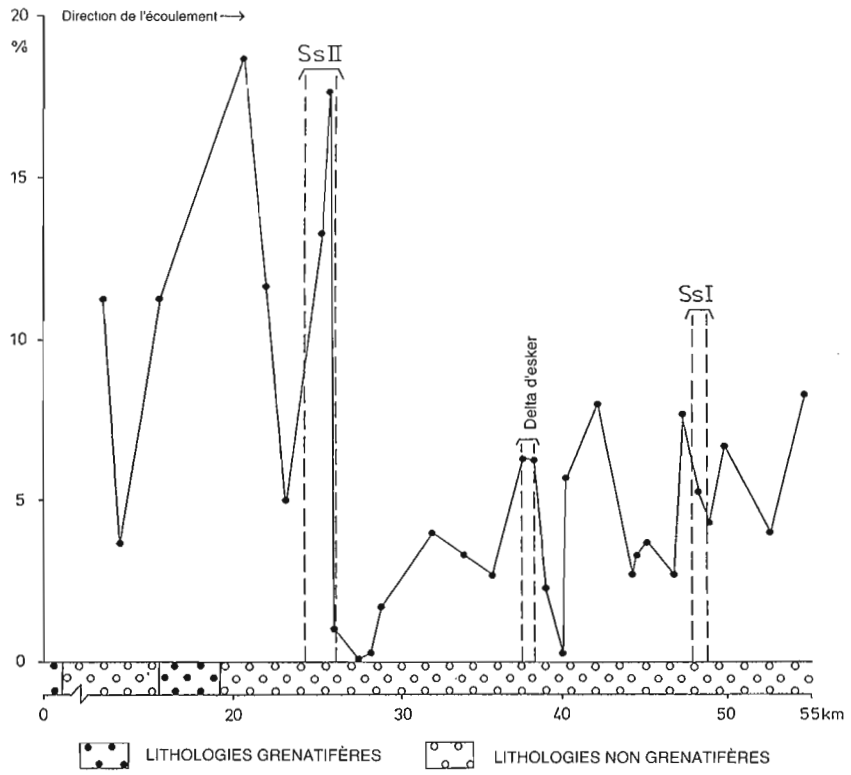


Figure 9. Le transport des grenats le long du cheminement 7.

Cheminement 3

Dans le secteur au substratum rocheux grenatifère, les grenats (fig. 8) sont abondants (de 12,3 à 33,3 %) dans les dépôts fluvioglaciaires, même si on a enregistré une concentration aussi faible que 1,3 %. En aval de la région d'origine, le long de l'esker, la concentration la plus faible (5,3 %) apparaît à moins de 0,5 km de Ss II. Dans cette moraine, on a enregistré une forte concentration (10,7 %) et une concentration moindre (4,7 %) dans le secteur distal. Entre Ss I et Ss II, les concentrations diminuent et varient de 1,7 à 2,7 %. Dans la moraine de Salpausselkä I, on enregistre à nouveau une forte concentration (5,3 %) et des concentrations faibles variant de 0,7 à 1,3 %. En aval de Ss I, le long de l'esker, les concentrations de grenats varient de 1,7 à 2 % et, à l'extrémité du cheminement, on observe une concentration nulle. Selon les données recueillies le long des autres cheminements, cette valeur n'indique pas la distance ultime de transport et de mise en place; elle est plutôt le reflet des variations normales entre valeurs fortes et valeurs faibles entre les points d'échantillonnage.

Le cheminement 3 montre des caractéristiques semblables à celles du cheminement 2; ces deux cheminements représentent le secteur ouest de la région d'étude.

Cheminement 7

Les cheminements (fig. 9) de la partie est de la région d'étude diffèrent de ceux du secteur ouest. Les deux premiers points d'échantillonnage du cheminement 7 se trouvent dans la partie distale du batholite de Suomenniemi (granite rapakivique), à une distance de sa bordure qui varie de 10,5 à 11,6 km. Les grenats, qui ont été transportés sur une distance d'au moins 10,5 km, représentent de 3,7 à 11,3 % du total des grains comptés. Les 4 kilomètres suivants traversent un secteur au substratum rocheux grenatifère et les concentrations de grenats augmentent, passant à 18,7 % à l'intérieur d'un esker étroit. Après une diminution à 5 % dans le secteur occupé par le granite rapakivique, à 1 km en amont de Ss II, le long de l'esker, on obtient une forte concentration (17,7 %) à l'intérieur de Ss II. Cette concentration est presque aussi élevée que celle mesurée dans les eskers situés dans le secteur au substratum rocheux grenatifère. Dans la moraine de Salpausselkä II, on enregistre une concentration de seulement 1 %. Le long du cheminement, on enregistre des concentrations de grenats très faibles marquées de fortes variations entre Ss II et Ss I. Vers le milieu du cheminement, entre Ss II et Ss I, la distribution des grenats diffère de celle qu'on avait observée le long des cheminements du secteur ouest de la région. Les concentrations de grenats augmentent en dépit d'un plus grand éloignement de la région d'origine. On enregistre une augmentation exceptionnelle du nombre de grenats (8 %) dans une petit delta d'esker en bordure de la marge glaciaire et cette tendance se maintient en aval, le long de l'esker, dans l'avant-pays de Ss I, où on observe des concentrations de 8 à 8,3 %. Selon les résultats du comptage des cailloux, le granite rapakivique (l'unité non grenatifère) constitue la lithologie prédominante là où les concentrations de grenats ont augmenté (fig. 9). Cela illustre bien les différences de comportement des matériaux de tailles différentes en ce qui concerne leur transport et leur mise en place. Le point d'échantillonnage situé à l'emplacement de Ss I, le long de ce cheminement, ne présente pas une forte concentration de grenats.

Selon certains chercheurs (Hyyppä, 1951, Rainio, 1985), l'inlandsis weichsélien a connu une phase de retrait avant d'avancer à nouveau et de déposer la moraine de Salpausselkä I. Les eskers de l'avant-pays de Ss I et certains eskers de l'arrière-pays ont été déposés lors du retrait du glacier qui a précédé le dépôt des matériaux de Ss I. Ce comportement de l'inlandsis n'explique pas toutes les concentrations élevées de grenats enregistrées à partir du centre de l'arrière-pays de Ss I, le long des cheminements de la partie est (fig. 9). Il faut plutôt chercher l'explication de ces faits dans la géologie glaciaire et plus particulièrement dans la dynamique glaciaire de l'inlandsis (Drozdowski, 1985, J. Lundqvist, 1987), sujets qui n'ont pas encore été étudiés.

CONCLUSIONS

La relation entre les concentrations de grenats dans les échantillons prélevés le long des neuf cheminements et l'éloignement de la région d'origine est illustrée à la figure 10. On observe une concentration particulièrement élevée à proximité de la région d'origine et une diminution par échelons à mesure qu'on s'en éloigne. À partir de ce diagramme, on a

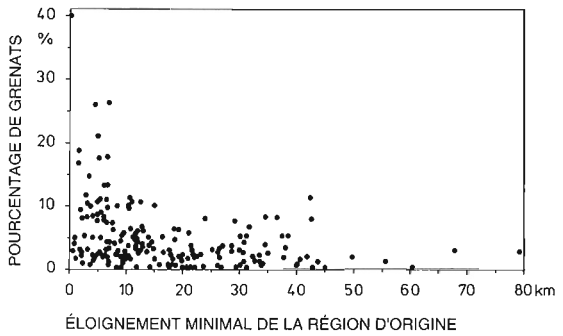


Figure 10. Distances franchies par les grenats de 1 à 0,5 mm à partir de leur région d'origine, pour l'ensemble de tous les échantillons. La distance franchie est mesurée à partir de la bordure du secteur de granite rapakivique.

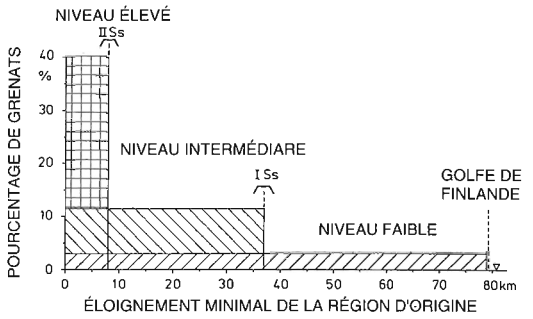


Figure 11. Modèle simplifié du transport et de la mise en place des grenats depuis la région d'origine, d'après le diagramme de la figure 10.

construit un modèle simple du transport des grenats (fig. 11) où on distingue, en les expliquant, trois niveaux d'abondance de grenats différents.

Les concentrations élevées de grenats (de 11,0 à 40,0 %) ont été enregistrées à moins de 8 km de la région d'origine. Dans sa partie la plus large, cette zone s'étend jusqu'à la moraine de Salpausselkä II dans laquelle les concentrations sont toujours élevées. Cette distribution démontre qu'il y a eu concentration des minéraux lourds pendant les épisodes où la marge glaciaire était stationnaire. Les moraines de Salpausselkä et les eskers présentent des concentrations de grenats différentes. La sédimentation fluvioglaciaire joue un rôle important ainsi que l'a démontré Shilts (1984). Cependant, on trouve régulièrement des concentrations faibles dans les eskers et les moraines de Salpausselkä. Les variations de la concentration de grenats d'un point d'échantillonnage à un autre (fig. 6, 8 et 9) peuvent s'expliquer par le fait que la quantité de sédiments transportés et mis en place a varié considérablement selon la vitesse de déglaciation. Les mécanismes de transport et de mise en place diffèrent selon qu'il s'agit de till ou de dépôts fluvioglaciaires.

Les concentrations intermédiaires (valeurs supérieures variant de 3,0 à 11,0 %) apparaissent entre Ss II et Ss I. À partir de Ss II, dans la zone d'abondance élevée, les pourcentages diminuent brusquement dans les secteurs situés à une distance de la région d'origine comprise entre 8 et 37 km. Les concentrations faibles et nulles sont également communes. La moraine de Salpausselkä I, qui marque la limite de cette zone le long des cheminements 1 à 4 de la partie ouest, présente la plupart des valeurs les plus faibles. Exceptionnellement, on continue d'enregistrer des concentrations intermédiaires le long des cheminements de la partie est jusque dans l'avant-pays de Ss I.

Les faibles concentrations de grenats (de 3,0 à 0 %) se rencontrent à une distance de la région d'origine qui varie de 37 à 79,5 km dans l'avant-pays de Ss I.

Les données réunies au cours de cette étude pourraient avoir une certaine utilité dans le cadre de recherches en sédimentologie portant sur des questions d'ordre général; qu'on songe, plus particulièrement, aux variations des concentrations de grenats selon la taille des éléments (dans les sédiments grossiers, de 20 cm à 2 mm de diamètre, comparés aux sédiments fins, de 6 mm à 0,2 mm), ainsi qu'aux variations provenant de la profondeur de l'échantillon dans le dépôt. La relation entre les concentrations de grenats de 1,0 mm à 0,5 mm de diamètre dans les sédiments superficiels grossiers et fins et l'éloignement de la région d'origine est illustrée à la figure 12. À proximité de la région d'origine, les sédiments grossiers contiennent une concentration de grenats plus élevée que les sédiments fins (<26 % vs <11 %). À des distances intermédiaires, les concentrations sont les mêmes, qu'il s'agisse de sédiments fins ou de sédiments grossiers, tandis qu'à plus de 45 km, les grenats sont rares ou absents dans les sédiments grossiers mais présents de façon sporadique dans les sédiments fins. Ces données semblent indiquer une distance de transport plus longue pour les grenats associés à la fraction fine.

Dans les sédiments de la base des dépôts, les concentrations de grenats, dans la fraction grossière et la fraction fine, ne semblent pas varier considérablement (fig. 13). À proximité de la région d'origine, les concentrations semblent toutefois un peu plus élevées dans les sédiments grossiers.

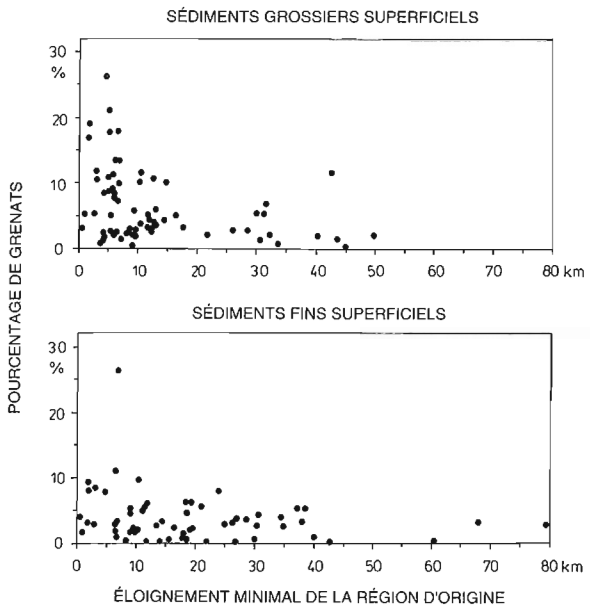


Figure 12. Concentration de grenats de 1 à 0,5 mm en fonction de l'éloignement de la région d'origine : **a)** dans les sédiments grossiers superficiels, **b)** dans les sédiments fins superficiels.

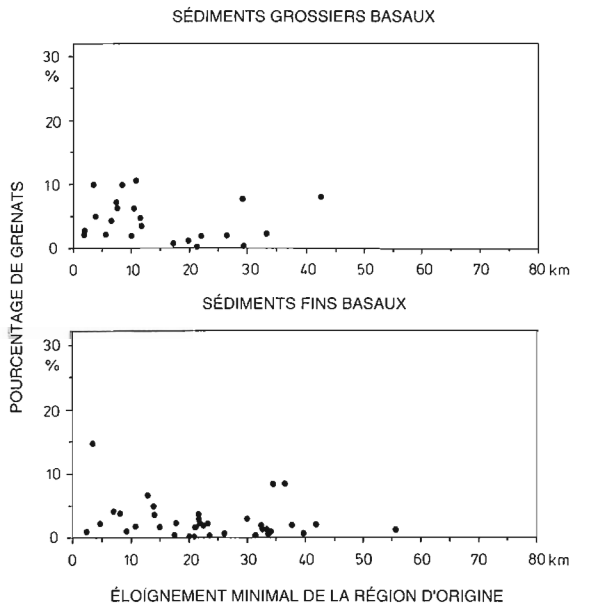


Figure 13. Concentration de grenats de 1 à 0,5 mm en fonction de l'éloignement de la région d'origine : **a)** dans les sédiments grossiers basaux, **b)** dans les sédiments fins basaux.

Quant aux concentrations de grenats dans les eskers principaux et dans quelques petits eskers tributaires, aucune différence notable n'a été observée à des distances comparables de la région d'origine.

Si on applique les résultats de cette étude à des problèmes concrets d'exploration, on constate que de fortes concentrations de grenats (ou de minéraux présentant une densité et une dureté comparables) indiquent que la région d'origine est proche. Cette conclusion n'a rien de surprenant. L'inverse n'est pas forcément vrai; on enregistre de faibles concentrations à proximité de la région d'origine comme à une bonne distance de cette dernière. La découverte de faibles concentrations devrait être suivie de recherches minutieuses qui permettraient d'établir l'allure générale de la distribution.

À la lumière des résultats encourageants de cette étude sur le transport des grenats, des recherches portant sur d'autres minéraux lourds seront éventuellement entreprises.

RÉFÉRENCES

Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J.
1982: Rock-forming minerals. v. 1A. Orthosilicates; Longman Group Limited, USA. Second edition, 919 p.

Drozdowski, E.
1985: On the effects of bedrock protuberances upon the depositional and relief-forming processes in different marginal environments of Spitsbergen glaciers; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 51, p. 397-413.

Geological Survey of Finland
1986: Striations, eskers and ice-marginal formations, unpublished map, 1:4 000 000 scale, Department of Quaternary Geology.

Hyyppä, E.
1951: Kuvia Salpausselän rakenteesta. On the Structure of the First Salpausselkä; Geologi, v. 3, p. 5-7.

Hyyppä, E.
1966: The Late-Quaternary land uplift in the Baltic sphere and the relation diagrams of the raised and tilted shore levels; Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Serie A III, v. 90, p. 153-168.

Kakkuri, J.
1987: Character of the Fennoscandian land uplift in the 20th century; in Fennoscandian land uplift, ed. Marjatta Perttunen; Geological Survey of Finland, Special Paper 2, p. 15-20.

Koho, S.
1973: Soravarojen arviointi TVL:n Kymen piirissä I - IV. (Gravel and sand resources of Finland; an inventory project 1971-78); Geological Survey of Finland, XIII, 247 p.

Korsman, K.
1977: Progressive metamorphism of the metapelites in the Rantasalmi Sulkava area, southeastern Finland; Geological Survey of Finland, Bulletin 290, 82 p.

Kujansuu, R. and Niemelä, J.
1984: Quaternary deposits of Finland; map 1:1 000 000 scale, Geological Survey of Finland.

Kurkinen, I. and Rainio, H.
1972: Soravarojen arviointi TVL:n Mikkelin piirin länsiosassa. (Gravel and sand resources of Finland; an inventory project 1971-78); Geological Survey of Finland, 94 p.

Lee, H.A.
1965: Investigation of eskers for mineral exploration; Geological Survey of Canada, Paper 65-14, p. 1-20.

Lehijärvi, M. and Tyrväinen, A.
1969: Pre-Quaternary rocks, sheet 3114, Vuohijärvi; Geological Map of Finland, 1:100 000, Geological Survey of Finland.

Lundqvist, J.
1987: Glaciodynamics of the Younger Dryas marginal zone in Scandinavia; Geografiska Annaler, Series A, v. 69 A, no. 2, p. 305-319.

Perttunen, M.
1977: The lithologic relation between till and bedrock in the region of Hämeenlinna, southern Finland; Geological Survey of Finland, Bulletin 291, 68 p.

Pettijohn, F.J.
1975: Sedimentary rocks; Harper & Row, Publishers, Inc. New York, Third edition, 628 p.

Rainio, H.
1985: Första Salpausselkä utgör randzonen för en landis som avancerat på nytt; Geologi, v. 37, no. 4-5, p. 70-77.

Saarnisto, M.
1982: Ice retreat and Baltic ice lake in the Salpausselkä zone between Lake Päijänne and Lake Saimaa; Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A III, v. 134, 79 p.

Savolahti, A.
1956: The Ahvenisto massif in Finland. The age of the surrounding gabbro-anorthosite complex and the crystallization of rapakivi; Bulletin de la Commission géologique de Finlande, no. 174, 96 p.

Shilts, W.W.
1984: Esker sedimentation models, Deep Rose Lake map area, District of Keewatin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 217-222.

Simonen, A.
1965: Pre-Quaternary rocks, sheet 3024, Karhula; Geological Map of Finland, 1:100 000, Geological Survey of Finland.
1975: Pre-Quaternary rocks, sheet 3131, Luumäki; Geological Map of Finland, 1:100 000, Geological Survey of Finland.
1978: Pre-Quaternary rocks, sheet 3123, Mäntyharju; Geological Map of Finland, 1:100 000, Geological Survey of Finland.
1980: Pre-Quaternary rocks of Finland; map, 1:1 000 000 scale, Geological Survey of Finland.
1982: Mäntyharjun ja Mikkelin kartta-alueiden kallio-perä. Summary Pre-Quaternary rocks of the Mänty-harju and Mikkeli map-sheet areas, Sheets 3123 and 3142; Explanation of the maps of Pre-Quaternary rocks, 1:100 000, Geological Survey of Finland, 36 p.

Simonen, A. and Lehijärvi, M.
1963: Pre-Quaternary rocks, sheet 3113, Kouvola; Geological Map of Finland, 1:100 000, Geological Survey of Finland.

Simonen, A. and Tyrväinen, A.
1965: Pre-Quaternary rocks, sheet 3132, Savitaipale; Geological Map of Finland, 1:100 000, Geological Survey of Finland.
1981: Savitaipaleen kartta-alueen kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Savitaipale map-sheet area, Sheet 3132; Explanation of the maps of Pre-Quaternary rocks, 1:100 000, Geological Survey of Finland, 30 p.

Tynni, R.
1985: Lahden, Heinolan ja Kouvolan kartta-alueiden maaperä; (Manuscript), Geological Survey of Finland, 49 p.

Tyrväinen, A.
1986: Vuohijärven kartta-alueen kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Vuohijärvi map-sheet area, Sheet 3114; Explanation of the maps of Pre-Quaternary rocks, 1:100 000, Geological Survey of Finland, 35 p.

Valovirta, V.
1972: Kymen läänin maaperä. Summary Quaternary deposits in the coastal area of the Kymi district, Sheets 3023 + 3014, 3024, 3041 + 3043, 3042; Suomen geologinen kartta, 1:100 000, Maa-peräkartan selitykset, Geological Survey of Finland, 46 p.

Vorma, A.
1976: On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland; Geological Survey of Finland, Bulletin 285, 98 p.

Mineral Data of Finland. (Suomen Mineraalitiedosto); Commission géologique de la Finlande, Service de la pétrologie

Histoire de l'écoulement glaciaire et modèles de dispersion glaciaire au Labrador[1]

R.A. Klassen[2] et F.J. Thompson[2]

Klassen, R.A. et Thompson, F.J., Histoire de l'écoulement glaciaire et modèles de dispersion glaciaire au Labrador; dans La prospection glacio-sédimentaire, sous la direction de R.N.W. DiLabio et W.B. Cooker, Commission géologique du Canada, Étude 89-20, p. 25-34, 1989.

Résumé

L'étude de la composition des sédiments de transport glaciaire et de l'histoire de l'écoulement glaciaire dans la région centrale du Labrador démontre qu'il y a d'importantes variations régionales de forme et d'orientation au niveau des traînées de dispersion glaciaire. Ces dernières vont de simples «rubans» s'étendant vers l'aval glaciaire depuis la roche mère dans les directions de l'écoulement glaciaire régional le plus récent, à de larges éventails et des zones complexes centrées sur la source. Les variations se rapportent directement à l'histoire régionale de l'écoulement glaciaire telle qu'en font foi les formes glaciaires profilées et les stries. Même si la composition des sédiments de transport glaciaire peut n'être en grande partie que le reflet du transport s'étant effectué au cours de la «dernière» phase d'écoulement glaciaire, des écoulements «plus anciens» peuvent aussi avoir joué un rôle considérable sur la dispersion des matériaux de transport glaciaire observés en surface. L'empreinte des phases «plus anciennes» d'écoulement glaciaire se retrouve sur les surfaces d'affleurement «protégées» de l'érosion associée à un écoulement plus récent et est en général mieux conservée là où ces surfaces sont enfouies sous des matériaux de transport glaciaire, au pourtour des affleurements du substratum rocheux. L'étude fait ressortir le besoin de mettre sur pied des programmes d'exploration minérale basés sur la prospection des matériaux de transport glaciaire dans le contexte plus large que présente l'histoire de l'Inlandsis laurentidien et l'histoire régionale de l'écoulement glaciaire.

Abstract

Studies of drift composition and ice flow history in central Labrador demonstrate marked regional variations in the shape and the orientation of glacial dispersal trains. Dispersal trains vary from simple ribbons streamed down-ice from the bedrock source in the directions of last regional ice flow, to broad fans, to complex patches centred about the source. The variations relate directly to the regional history of ice flow as recorded by streamlined glacial landforms and striae. Although drift composition may predominantly reflect transport during the last phase of ice flow, older flow trends can also be significant controls on dispersal patterns in surface drift. The record of older phases of ice flow occurs on outcrop surfaces protected from erosion during later flow, and is most commonly preserved where buried by drift around the margins of bedrock exposures. The work emphasizes the need to develop programs of mineral exploration by drift prospecting within the broader context of the Laurentide Ice Sheet and regional ice flow history.

[1] Contribution à l'Entente auxiliaire Canada-Terre-Neuve sur l'exploitation minérale, 1984-1989. Projet réalisé par la Commission géologique du Canada.

[2] Commission géologique du Canada, 601, rue Booth, Ottawa (Ontario) K1A 0E8

INTRODUCTION

Dans les régions anciennement englacées, les travaux de prospection exigent une bonne connaissance des directions de l'écoulement glaciaire si on veut raccorder les éléments indicateurs d'une minéralisation à leur lieu d'origine dans le substratum rocheux. Malheureusement, on ignore à peu près tout de l'histoire de l'écoulement glaciaire dans de vastes régions du Canada, surtout dans les secteurs les plus reculés du Bouclier canadien. Les directions d'écoulement représentées sur la Carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968) ont été établies principalement par photo-interprétation des formes glaciaires profilées; ces formes reflètent des conditions tardiglaciaires où les directions d'écoulement peuvent différer grandement de celles des périodes plus anciennes. Les directions d'écoulement plus anciennes ont pu influencer de façon importante la composition des matériaux de transport glaciaire (ou plus simplement sédiements glaciaires) et leur dispersion (voir Veillette, 1986; Bouchard et Marcotte, 1986); elles présentent donc une grande importance pour l'exploration minérale.

La Commission géologique du Canada a réuni, à des fins d'exploration minérale, un ensemble de données sur la géologie du Quaternaire devant servir à la prospection glacio-sédimentaire dans la région centrale du Labrador, dans le cadre de l'Entente auxiliaire Canada-Terre-Neuve sur l'exploitation minérale. Les travaux effectués visent à élaborer des modèles de dispersion glaciaire afin de mettre en évidence les relations entre la composition des dépôts et l'histoire de l'écoulement glaciaire. Les modèles sont établis à partir des traînées de dispersion de lithologies au caractère distinctif et des stries conservées sur les affleurements polis par les glaciers. Le territoire à l'étude s'étend sur plus de 600 km, depuis les marges de l'inlandsis, en bordure de la côte du Labrador, jusqu'aux centres de dispersion situés dans la partie centrale du Québec-Labrador. Par conséquent, les modèles de dispersion présentés ici révèlent une grande variété de milieux glaciaires et illustrent bien l'intérêt que l'histoire glaciaire d'une région peut présenter pour la prospection glacio-sédimentaire.

Recherches antérieures

Avant l'introduction des photographies aériennes vers la fin des années 1940, les connaissances sur l'écoulement glaciaire au Labrador reposaient sur les mesures de stries prises par Low (1896). Ce dernier était arrivé à la conclusion qu'il fallait attribuer les stries à un centre de dispersion mobile situé au Québec. Les interprétations plus récentes de l'histoire glaciaire régionale (Prest, 1984; Dyke et Prest, 1987) reposent sur les formes glaciaires profilées qui sont les «dernières» traces de l'inlandsis. L'ensemble de ces formes révèle que les écoulements régionaux ont leur origine dans un vaste

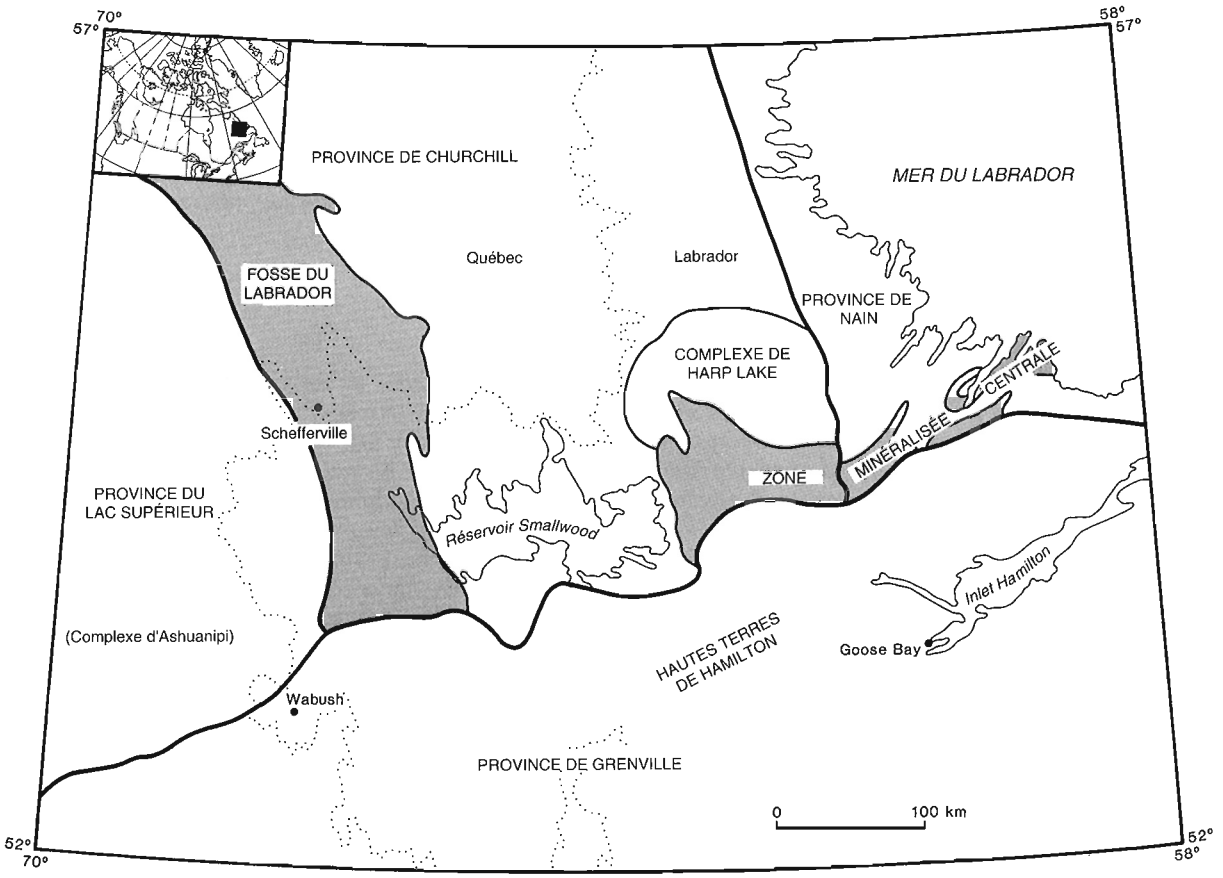


Figure 1. Carte de localisation de la région d'étude, située dans la partie centrale du Labrador, et limites des principales subdivisions géologiques et physiographiques. (Les roches volcaniques et sédimentaires supracrustales sont ombrées.)

territoire en forme de «U» dont le centre se trouve à peu près dans la baie d'Ungava et la base, dans la région de Schefferville. Entre les bras du «U», les directions d'écoulement glaciaire convergent vers le nord, en direction de la baie; à l'extérieur du U, elles divergent et varient de est-nord-est à est-sud-est à travers le centre du Labrador, et de sud à sud-ouest à travers le centre du Québec. Certains auteurs (Hillaire-Marcel, 1981) ont présenté ce «U» comme un important centre de dispersion de l'inlandsis qui serait demeuré actif pendant la majeure partie de la dernière glaciation. D'autres (Ives et al., 1975) le voient plutôt comme un centre de dispersion résiduel individualisé au tardiglaciaire. On croit que le secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien «...comprenait un certain nombre de centres de dispersion semi-autonomes qui se sont développés, se sont déplacés et ont disparu pendant le Wisconsinien supérieur» (Prest, 1984, p. 23; Dyke et Prest, 1987). Quoi qu'il en soit de l'histoire de l'écoulement glaciaire, il est admis que c'est dans la région de Schefferville (Ives, 1960) que se trouvaient les vestiges de l'inlandsis ayant recouvert le Labrador et le Nouveau-Québec.

La majorité des travaux détaillés sur le terrain ont été effectués dans la région de Schefferville, en partie à cause des moyens logistiques qu'on y trouvait (Henderson, 1959; Ives, 1960; Kirby, 1961, 1966), et près de Churchill Falls (Morrison, 1963). Les cartes de la géologie du Quaternaire de l'est et du centre du Labrador indiquent l'emplacement et l'orientation des formes glaciaires profilées et servent à indiquer les «dernières» directions de l'écoulement glaciaire (Fulton et al., 1980, a, b, c; 1981, Fulton, 1986).

Un examen minutieux des stries a révélé une série de changements de direction de l'écoulement glaciaire à travers le centre du Labrador; l'écoulement aurait été beaucoup plus complexe que ne le laissent supposer les formes glaciaires profilée et ces conditions d'écoulement auraient pu prévaloir pendant une bonne partie de la dernière glaciation (Klassen et Bolduc, 1984; Thompson et Klassen, 1986; Klassen et Thompson, 1987; 1988). L'influence de cette évolution complexe sur la composition des sédiments glaciaires est l'objet du présent rapport.

Géologie du substratum rocheux et physiographie

La région d'étude se situe à l'intérieur du Bouclier canadien et s'étend sur une partie des provinces structurales de Grenville, de Nain, du lac Supérieur et de Churchill. À l'intérieur de cette région sont présents des assemblages de roches volcaniques et sédimentaires supracrustales (fig. 1) (Greene, 1974). Les roches supracrustales comprennent la Zone minéralisée centrale (Central Mineral Belt), à l'est, et la Fosse du Labrador, à l'ouest; elles présentent un potentiel important de ressources minérales d'intérêt économique (Ryan, 1984; Wardle, 1982). Le socle cristallin présente une lithologie complexe; il est constitué de gneiss quartzo-felspathiques dans la province de Grenville, de gneiss dans les provinces de Nain et de Churchill ainsi que de granites et de gneiss dans la Province du lac Supérieur (Complexe d'Ashuanipi). Dans les provinces de Churchill, de Grenville et de Nain, on trouve de l'anorthosite, du gabbro et autres roches intrusives associées de l'Hélikien.

La région d'étude appartient aux régions physiographiques Laurentienne et de James (Bostock, 1970); elle présente le relief accidenté et onduleux qui caractérise la majeure partie du Bouclier canadien. Cependant, un certain nombre de particularités physiographiques peuvent être associées aux entités géologiques principales (Greene, 1974). De hauts plateaux accidentés sont associés au Complexe d'Ashuanipi, à l'ouest de la Fosse du Labrador, ainsi qu'au complexe de Harp Lake et aux autres massifs intrusifs hélikiens. Des crêtes et des vallées linéaires bien découpées, avec une dénivelée de 100 à 200 m, caractérisent la Fosse du Labrador et le Groupe de Seal Lake situés respectivement dans les parties occidentale et centrale du territoire étudié.

MÉTHODES

Les directions générales de l'écoulement glaciaire ont été établies à partir de l'orientation des éléments majeurs du relief, comme les formes glaciaires profilées, et de celle d'éléments mineurs, comme les stries et les cannelures qui marquent la surface du substratum rocheux. La détermination du sens de l'écoulement s'est faite à l'aide d'éléments issus du profilage glaciaire et de structures de type crag-and-tail (p. ex. : saillies d'affleurement érodées; formes dissymétriques; stries en queue-de-rat) (Prest, 1983). Pour déterminer l'âge relatif de stries de directions différentes, on s'est fondé sur les relations de recoupement ainsi que sur l'identification de stries «plus anciennes» sur les surfaces d'affleurement protégées de l'érosion en aval glaciaire (fig. 2). Celles-ci sont rares sur les surfaces à découvert où l'abrasion glaciaire au cours d'écoulements glaciaires subséquents est considéré responsable de leur disparition. Sur la plupart des affleurements, on retrouve donc les stries les plus récentes et elles sont habituellement parallèles aux formes glaciaires profilées et rendent compte du même écoulement glaciaire. Les relations ayant servi à fixer les âges relatifs sont présentées par Prest (1983, fig. 17 a, b; p. 32); elles ont servi à retracer

Figure 2. Les stries associées aux plus «anciens» écoulements glaciaires se trouvent le plus souvent sur des surfaces qui ont été protégées de l'érosion pendant les phases d'écoulement ultérieures. Au Labrador, les marques les plus anciennes, comme celles montrées ici, présentent une très grande uniformité d'orientation sur de vastes secteurs de sorte qu'on les associe à des phases régionales d'écoulement glaciaire. (Photo : GSC 203810C)

l'histoire de l'écoulement glaciaire dans le centre-ouest du Québec (Bouchard et Martineau, 1985) et dans les régions de l'Abitibi et du Témiscamingue (Veillette, 1986).

On trouve de nombreuses preuves d'écoulements glaciaires plus anciens à travers toute la région centrale du Labrador; on en retrouve parfois les marques sur des surfaces qui semblent avoir été peu protégées contre des écoulements glaciaires plus récents (fig. 2). Les traces les plus anciennes, cependant, se trouvent souvent sur les flancs enfouis des affleurements où, masquées par des débris, elles passent facilement inaperçues. Dans la région étudiée, on a pu en retrouver grâce aux affleurements mis à jour pendant la construction de la route trans-labradorienne et à l'occasion des travaux miniers effectués dans les régions de Schefferville et de Wabush. Ailleurs, il a fallu creuser autour des affleurements pour les mettre à jour.

Prises individuellement, les stries relevées sur les affleurements ne nous renseignent pas de façon satisfaisante sur l'histoire de l'écoulement glaciaire et sur le transport des débris. Toutefois, les mesures prises à plusieurs centaines d'endroits ont permis d'établir, pour de grandes régions, qu'il existe une concordance étonnante entre l'orientation des stries et leur âge relatif. Malgré les dimensions réduites des marques mesurées, on considère qu'elles reflètent assez fidèlement les grands mouvements de l'inlandsis dans la région centrale du Labrador; on estime aussi qu'elles peuvent fort bien renseigner sur la composition des sédiments glaciaires et la mise en place des traînées de dispersion.

COMPOSITION DES SÉDIMENTS GLACIAIRES

À plus de 3 000 endroits, on a recueilli des échantillons de till pour fins d'analyse lithologique et géochimique et on a pris note de la présence et de l'abondance relative des erratiques. On a mis en plan la répartition des erratiques au caractère distinctif pouvant servir d'«indicateurs» afin de déterminer les distances franchies par les blocs et les directions du transport glaciaire, ainsi que pour établir le tracé des traînées de dispersion glaciaire pouvant servir de modèles prévisionnels pour

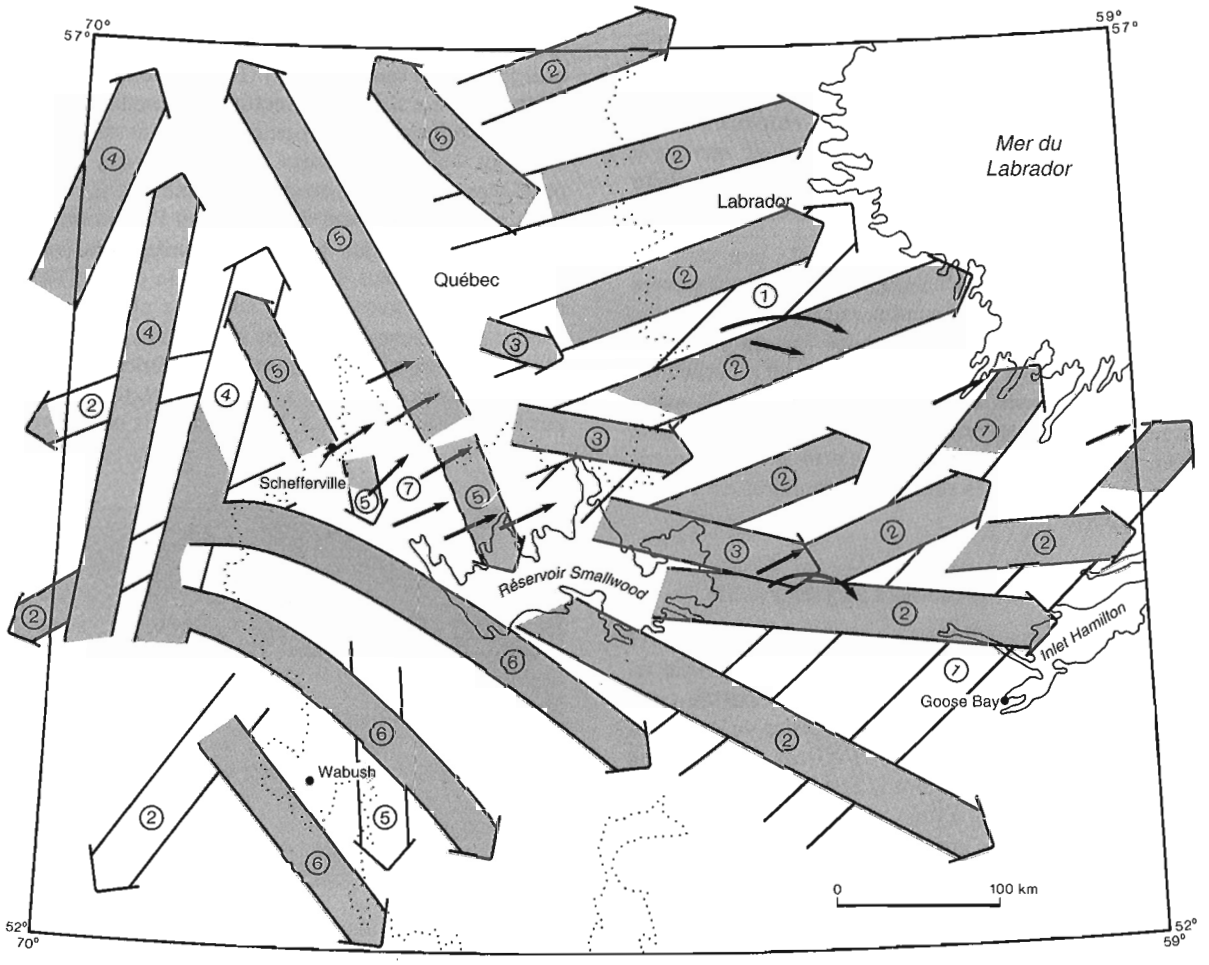


Figure 3. Interprétation des phases régionales d'écoulement glaciaire dans la partie centrale du Labrador; cette interprétation repose sur l'étude des stries et de la composition des sédiments glaciaires. Les directions d'écoulement sont indiquées par des flèches et leur âge relatif, par les chiffres 1 (la plus ancienne) à 7 (la plus récente). Les flèches ne sont pas ombrées là où un écoulement plus récent se superpose à un écoulement plus ancien. Des flèches étroites, en traits pleins, indiquent les phases d'écoulement mineures, tardiglaciaires.

l'exploration minérale. Le terme «indicateur» sert à qualifier les erratiques provenant d'un substratum rocheux présentant des caractères lithologiques ou géochimiques distinctifs et occupant un espace bien défini. Les erratiques indicateurs sont une importante source de données géologiques pour la cartographie des traînées de dispersion glaciaire et pour la détermination des directions de transport glaciaire puisqu'ils peuvent être reconnus à de faibles niveaux d'abondance (<0,1 % par volume) et qu'ils sont faciles à repérer sur le terrain. Des évaluations de l'abondance relative faites à partir de simples observations sur le terrain et à partir d'analyses quantitatives se sont révélées utiles pour définir les modèles de dispersion. L'analyse lithologique quantitative porte sur la fraction granulométrique de 4 à 5,6 mm (galets); la proportion de chaque catégorie lithologique présente est calculée en pourcentage du poids total.

Roches mères des erratiques indicateurs

On trouvera ci-après la description de quatre sources différentes d'erratiques indicateurs pouvant servir à présenter divers modèles de dispersion glaciaire au Labrador (fig. 3). Il s'agit de vastes régions (de 10 à 100 km^2) qui ont fourni aux glaciers de forts volumes de débris. Elles peuvent servir à définir les caractéristiques des modèles de dispersion à des échelles variant de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres carrés. Les cibles visées par l'exploration minérale, par contre, ont habituellement une superficie beaucoup plus faible; les volumes de débris et les distances de dispersion qui leur sont associés peuvent être plus restreints. Toutefois, lorsque la topographie locale n'influence pas l'écoulement, la configuration des traînées prenant naissance dans de petites régions devrait ressembler à celles dont la région d'origine est plus vaste.

Suite ignée de Flowers River

La Suite ignée de Flowers River (fig. 4) comprend des roches volcaniques felsiques et des granites hyperalcalins; cette suite se trouve à la frontière des provinces de Nain et de Churchill, à proximité de la côte du Labrador (Hill, 1982). La lithologie volcanique dominante, de couleur rouge à grise, est un porphyre quartzo-feldspathique à phénocristaux extrêmement corrodés, ce qui permet de la distinguer des phases porphyriques semblables des roches intrusives. La roche

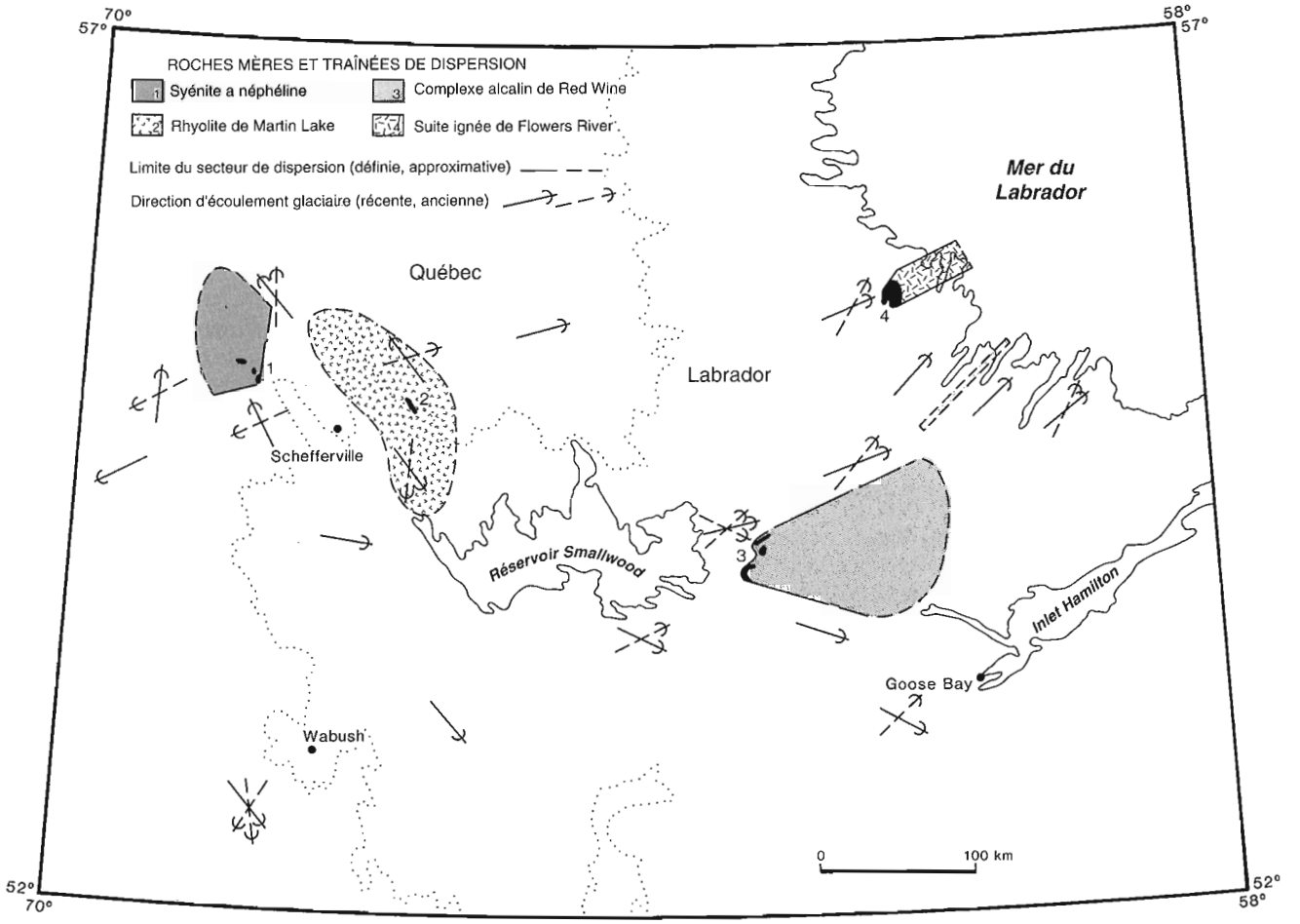


Figure 4. Traînées de dispersion glaciaire (indiquées par des surfaces ombrées) provenant de quatre lithologies distinctes (indiquées par des aplats). La forme et l'orientation des traînées de dispersion résultent de l'histoire de l'écoulement glaciaire régional, comme l'illustre la figure 3. On trouvera à la figure 5 une carte détaillée des traînées de dispersion provenant du Complexe de Red Wine.

volcanique porphyrique d'où proviennent les erratiques indicateurs occupe un territoire de forme elliptique d'une superficie de 50 km^2.

Complexe de Red Wine

Le Complexe de Red Wine forme un arc de 45 km sur 15 km qui longe la marge méridionale de la Zone minéralisée centrale, entre les sédiments du Groupe de Seal Lake et les gneiss de la Province de Grenville. Il comprend des masses lenticulaires morcelées de roches alcalines agpaïtiques enclavées dans les roches granitiques hyperalcalines de la Suite d'Arc Lake (Curtis et Currie, 1981). Les roches alcalines et hyperalcalines se trouvent dans le voisinage des roches volcaniques hyperalcalines du Groupe de Letitia Lake (Thomas, 1981). Les roches alcalines agpaïtiques, reconnaissables à leur couleur vert et bleu, se distinguent aussi par leur composition; on s'en sert pour définir les modèles de dispersion glaciaire trouvant leur origine dans le Complexe de Red Wine.

Suite intrusive de Montagnais

La Rhyolite de Martin Lake (fig. 4), qui appartient à la Suite intrusive de Montagnais, est un porphyre feldspathique rouge qui affleure dans la partie orientale de la Fosse du Labrador. Au niveau de la surface du substratum rocheux, sous les sédiments meubles, il est possible que cette rhyolite occupe un territoire plus vaste que celui qui figure actuellement sur les cartes (6 km^2); les extensions possibles non cartographiées de la rhyolite devraient se situer dans une direction donnée par celle des roches encaissantes, soit nord-ouest—sud-est (R. Wardle, communication personnelle, 1987). La Rhyolite de Martin Lake se caractérise par des phénocristaux de feldspath de couleur rose à blanc, mesurant jusqu'à 0,5 cm de longueur, noyés dans une matrice rouge à grain très fin. La roche présente un aspect très distinctif et est facile à repérer parmi les roches gabbroïques et volcaniques mafiques de couleur foncée qui caractérisent les sédiments glaciaires de la partie orientale de la Fosse du Labrador.

Syénite à néphéline

Trois plutons de syénite à néphéline (fig. 4), occupant chacun moins de 10 km^2, affleurent dans la Province du lac Supérieur, au nord-ouest de Schefferville (Fumerton et Barry, 1984). Les plutons sont situés à l'intérieur d'un territoire de 15 km sur 15 km. La syénite est grossièrement cristallisée et renferme de la néphéline, de la perthite et jusqu'à 15 % de minéraux mafiques. Les erratiques de syénite à néphéline sont d'aspect grumeleux ou corrodé. Cette texture résulte de l'altération préférentielle de la néphéline avec la perthite en relief positif.

HISTOIRE DE L'ÉCOULEMENT GLACIAIRE

Les directions d'écoulement glaciaire révélées par la répartition des erratiques et par les stries ont mis en lumière une suite d'événements, appelés ici «phases» glaciaires, qui correspondent à des mouvements de grande amplitude à l'intérieur de l'inlandsis, comme le démontrent l'étendue des secteurs sur lesquels s'est exercée l'influence des glaces (>10 000 km^2) et les distances parcourues par les matériaux issus de cette activité glaciaire (>100 km).

Aucun affleurement ou aucun territoire ne peut, à lui seul, servir à caractériser l'histoire régionale de l'écoulement glaciaire à travers la partie centrale du Labrador. Une représentation synthétique de cette histoire (fig. 3) a été établie à partir des relations qui existaient entre les caractéristiques de l'écoulement de différents sous-secteurs. Les phases sont censées représenter des événements qui se sont déroulés pendant la dernière glaciation (au Wisconsinien), malgré qu'un nombre limité de données stratigraphiques recueillies près de Wabush (Klassen et Thompson, 1988) indique que les phases plus anciennes pourraient appartenir à des événements glaciaires préwisconsiniens.

Les phases d'écoulement glaciaire qui ont touché l'ensemble ou de grands secteurs du Labrador sont présentées en commençant par la plus ancienne.

Phase 1

Les glaces s'écoulaient vers le nord-est à travers la majeure partie du centre et de l'est du Labrador, depuis un centre de dispersion situé au sud-ouest du fleuve Churchill. Les erratiques qui n'auraient été transportés que pendant cette phase sont rares; les débris provenant du Complexe de Red Wine découverts à l'est du Complexe de Harp Lake constituent toutefois une importante exception. Dans ce secteur, les phases d'écoulement glaciaire subséquentes semblent n'avoir eu que peu d'effets.

Phase 2

Les glaces s'écoulaient vers l'est-nord-est, l'est-sud-est et l'ouest-sud-ouest depuis un centre de dispersion situé à l'intérieur ou à proximité de la Fosse du Labrador. On estime que la phase 2 a prédominé pendant la dernière glaciation et qu'elle a touché la majeure partie du Labrador et de l'est du Québec. L'emplacement du centre de dispersion commandant la phase 2 a été initialement déterminé en se basant sur la répartition régionale des débris provenant de la Fosse du Labrador dans des secteurs affectés ultérieurement lors des phases 4, 5 et 6 (Ives, 1960; Peterson, 1965). Il s'agit probablement d'un prolongement méridional du centre de dispersion de Payne situé dans le nord de l'Ungava (Bouchard et Marcotte, 1986).

Phase 3

L'écoulement se faisait vers l'est-sud-est dans la région située au nord du réservoir Smallwood. Malgré l'importance locale de cette phase, son influence à l'échelle régionale et son rôle dans la reconstitution de l'inlandsis n'apparaissent pas clairement; de plus, ses effets sur le transport glaciaire sont difficiles à distinguer de ceux de la phase 2 ou d'un écoulement tardiglaciaire commandé par la topographie, autour de la bordure septentrionale des hautes terres de Hamilton.

Phase 4

Dans l'est du Québec, la glace s'écoulait vers le nord depuis le Complexe d'Ashuanipi. Les débris provenant de la Fosse du Labrador et mis en place lors de la phase 2 sont un important constituant du till dans le secteur où l'écoulement de la phase 4 a laissé des traces, en dépit de l'érosion glaciaire pendant cette dernière phase.

Phase 5

Les glaces progressaient vers le nord-nord-ouest, le sud et le sud-sud-est à partir de la région de Schefferville. L'écoulement glaciaire associé aux phases 4 et 5 a donné des modèles d'écoulement régional convergeant vers la baie d'Ungava, au nord. Cette phase semble avoir débuté vers la fin de l'époque glaciaire (tardiglaciaire). Au sud de Schefferville, un écoulement vers le sud est mis en relation avec l'écoulement vers le nord de la phase 5; l'espace séparant ces secteurs aux écoulements opposés pourrait correspondre à l'emplacement d'un centre de dispersion tardiglaciaire.

Phase 6

Une phase d'écoulement glaciaire vers l'est, localement dominante, a pris naissance dans les hautes terres du Complexe d'Ashuanipi pour traverser la Fosse du Labrador. D'importantes quantités de débris de roches cristallines associées au complexe ont été transportées dans le secteur sud de la Fosse du Labrador mais on trouve encore, dans le till qui couvre les hautes terres d'où originait l'écoulement de la phase 6, de rares débris provenant de la Fosse du Labrador et transportés vers l'ouest au cours de la phase 2. On ne sait pas très bien où cet écoulement vers l'est s'est arrêté et l'écoulement vers l'est-sud-est reconnu au sud et à l'est du réservoir Smallwood pourrait se rattacher aux phases 2, 3 ou 6.

Phase 7

Dans la Fosse du Labrador, les glaces de cette dernière phase progressaient vers le nord-est, dans une direction plus ou moins parallèle à celle de l'écoulement de la phase 2. Si on se fonde sur le caractère peu prononcé des stries retrouvées, la phase 7 a été relativement mineure; l'avancée glaciaire aurait été de courte durée et se situerait au tardiglaciaire.

Toutes les phases d'écoulement glaciaire décrites ci-haut sont conciliables avec les directions de transport glaciaire révélées par les erratiques indicateurs (voir ci-après) et par les stries. Des études de détail pourraient révéler des écoulements glaciaires plus complexes comme ceux qui sont commandés par la topographie pendant les étapes de décrépitude glaciaire. Des traces de ces types d'écoulement ont été reconnues en bordure des hautes terres associées au Complexe de Harp Lake et à l'extrémité septentrionale des hautes terres de Hamilton (fig. 1).

MODÈLES DE DISPERSION GLACIAIRE

La configuration des traînées de dispersion glaciaire (fig. 4) varie d'une façon marquée depuis les marges de l'Inlandsis laurentidien, près de la côte, jusqu'aux centres de dispersion situés dans la région de la Fosse du Labrador. Dans la région de la rivière Flowers, près de la côte du Labrador, l'histoire de l'écoulement glaciaire est assez simple puisqu'elle se résume à un écoulement dominant vers l'est-nord-est (phase 2) et à un écoulement antérieur vers le nord-est (phase 1) dont il reste peu de traces. Le transport glaciaire depuis la Suite ignée de Flowers River s'est donc fait sans complications. Des erratiques de porphyre d'origine volcanique forment une traînée de dispersion présentant l'aspect d'un ruban, de même largeur que la zone d'affleurement (30 km); cette traînée s'étend vers l'aval glaciaire sur une distance de plus de 50 km, dans la même direction que le dernier écoulement glaciaire régional. La bordure septentrionale de la traînée présente un coude indiquant un léger changement de direction pouvant correspondre soit au transport de matériaux vers le nord au cours d'une phase d'écoulement antérieure, soit à une traînée de dispersion associée à un prolongement non cartographié de la roche mère.

À mesure qu'on progresse vers l'intérieur du continent depuis la marge de l'inlandsis, les traînées de dispersion deviennent plus complexes et prennent la forme d'un éventail, témoignant de l'existence de plusieurs phases de transport glaciaire. Des erratiques indicateurs provenant du Complexe de Red Wine, par exemple, forment deux traînées de dispersion distinctes qui sont issues des processus d'érosion et de transport associés à plusieurs phases d'écoulement glaciaire (phases 1, 2 et 3) (fig. 5). En outre, l'influence relative de ces trois phases d'écoulement sur la composition des sédiments glaciaires semble varier. Les traînées comprennent : 1) un large «éventail» qui se déploie à partir de la zone d'affleurement de la roche mère et 2) un «ruban» dont l'extrémité se trouve à 150 km au nord-est de cette zone d'affleurement.

Les bordures du large éventail sont dirigées vers l'est-nord-est et l'est-sud-est, ce qui est compatible avec les directions de l'écoulement régional pendant les phases 2 et 3. La configuration de l'éventail a été établie à partir de la répartition de tous les erratiques indicateurs connus et reflète la dispersion globale résultant de toutes les phases d'écoulement à l'échelle régionale. Les variations de l'abondance des débris provenant du Complexe de Red Wine indiquent cependant que toutes les phases ne sont pas également représentées. À l'intérieur de l'éventail, par exemple, une «zone» allongée renfermant de 0,1 à 1 % en poids d'erratiques indicateurs s'étend jusqu'à une distance de 80 km à l'est et à l'est-sud-est de la région d'origine (fig. 5). Une telle répartition semble indiquer que l'écoulement régional vers l'est-sud-est (phase 2 ou 3) a eu plus d'influence sur la composition des sédiments glaciaires que l'écoulement antérieur vers l'est-nord-est (phase 2). La bordure méridionale de cette zone (renfermant de 0,1 à 1 % en poids d'erratiques indicateurs) est linéaire et bien définie; elle traverse l'extrémité septentrionale des hautes terres de Hamilton qui s'étendent vers le nord jusqu'à la

rivière Red Wine (fig. 5). La limite septentrionale de la zone décrit généralement, autour des hautes terres, une courbe parallèle aux stries les plus récentes; son allure semble indiquer qu'elle a pu être retouchée par un écoulement influencé par la topographie à une époque tardiglaciaire. Au centre de la zone, un «noyau» renfermant de 1 à 10 % en poids d'erratiques indicateurs s'étend sur une distance de 30 km vers l'est-sud-est à partir des deux plus importants affleurements de la roche mère.

La traînée de dispersion en forme de ruban associée au Complexe de Red Wine a été mise en place pendant la première phase d'écoulement vers le nord-est (phase 1). La traînée s'étend vers le nord-est sur plus de 70 km à partir de son point d'origine; sa largeur, qui se maintient à environ 5 km sur toute la longueur de la traînée, est inférieure à celle de la zone d'affleurement d'origine qu'un glacier a traversée en s'avançant vers le nord-est. Dans le secteur situé entre la «tête» de la traînée, vers l'amont glaciaire, et l'affleurement d'origine, on suppose que les éléments déposés pendant la première phase de dispersion vers le nord-est ont été entraînés par l'érosion associée à la phase 2. Aucun claste indicateur n'a été trouvé dans ce secteur intermédiaire, en dépit de recherches intensives. Dans la traînée en forme de ruban, on trouve toutefois des erratiques indicateurs presque partout, quoiqu'ils puissent être rares. Au sommet d'une colline, tout à fait à la «tête» de la traînée, vers l'amont glaciaire, on observe une exception importante : les erratiques y représentent plus de 1 % en poids du till. La taille des erratiques à cet endroit (certains mesurent plus de 10 cm de diamètre) révèle que, pendant leur transport par les glaces, les débris n'ont pas été désintégrés ou ne l'ont été que très peu. L'abondance et la taille des débris s'expliquent probablement par la dynamique de l'inlandsis et par le mode de transport glaciaire des débris. Il semble que les débris ont été arrachés à une roche mère faisant saillie dans la masse de glace et transportés sous la forme d'une nappe de débris à l'intérieur de glace «propre», au-dessus de la base du glacier. La mise en place des débris intraglaciaires semble avoir commencé lorsqu'ils ont rencontré un obstacle topographique à 150 km en aval glaciaire. Dans le secteur occupé par la traînée en forme de ruban, l'érosion glaciaire, pendant la phase 2, a été mineure; les stries associées à cette phase sont peu prononcées et sont superposées directement à celles de la phase 1. La traînée a donc conservé son allure d'étroit ruban malgré un écoulement glaciaire subséquent.

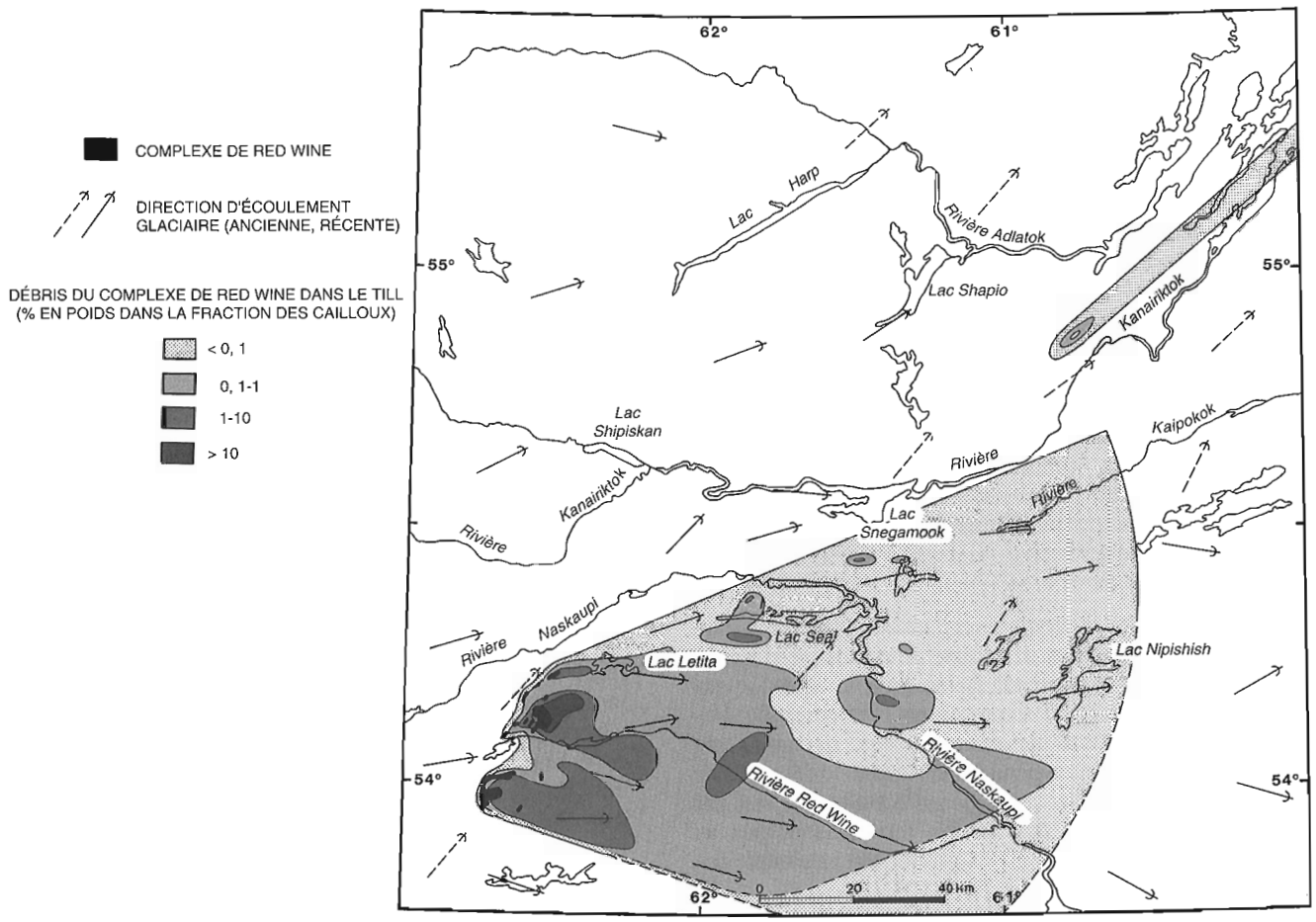


Figure 5. La dispersion glaciaire de roches agpaïtiques provenant du Complexe de Red Wine a produit un large «éventail» qui s'étend vers l'est, à partir de la roche mère, sur une distance atteignant 100 km, et un étroit «ruban» prenant naissance à 150 km au nord-est de la roche mère et se déroulant sur une distance de 70 km vers le nord-est. Dans l'«éventail», des concentrations élevées de débris indicateurs définissent un «noyau» présentant une direction parallèle à celle du dernier écoulement glaciaire.

L'histoire de l'écoulement glaciaire la plus complexe s'est déroulée dans la région de la Fosse du Labrador, à proximité du centre géographique du secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien. À cet endroit, on a retrouvé des traces d'écoulements glaciaires empruntant cinq directions différentes (Klassen et Thompson, 1987). Les débris de la Rhyolite de Martin Lake (fig. 4) ont été dispersés dans toutes les directions à partir du secteur occupé par la roche mère, ce qui a donné une traînée de dispersion en «plaque» plutôt qu'en ruban ou en éventail. Malgré que la dispersion réelle des erratiques se soit faite dans toutes les directions autour de la source, la plus forte concentration de débris s'étend vers le nord-nord-ouest et vers le sud à partir de la roche mère, ce qui concorde avec les directions du plus récent écoulement glaciaire d'importance (phase 5).

Dans le secteur occupé par le Complexe d'Ashuanipi, à l'ouest de la Fosse du Labrador, la répartition des clastes de syénite à néphéline (fig. 4) a donné un large éventail qui s'ouvre vers le nord-ouest à partir de la roche mère. Les bordures de l'éventail s'étirent vers l'ouest-sud-ouest et le nord-nord-est, ce qui correspond aux directions de l'écoulement pendant les phases 2 et 4 respectivement. Les plus fortes concentrations de syénite dans le till se trouvent au nord-ouest de la roche mère; ces débris semblent avoir été transportés pendant la phase 5, la dernière phase d'écoulement glaciaire dans ce secteur.

SOMMAIRE ET CONCLUSION

L'histoire de l'écoulement glaciaire explique les variations importantes de la taille, de la forme et de l'orientation des traînées de dispersion glaciaire. La configuration de l'écoulement glaciaire à l'échelle régionale, telle qu'illustrée par la Carte glaciaire du Canada, nous indique surtout les «dernières» directions d'écoulement et ne donne pas d'indications valables sur des phases plus anciennes qui ont pu, elles aussi, influencer la composition des sédiments glaciaires et la forme des traînées de dispersion. L'examen des stries qui marquent la surface des affleurements rocheux polis par la glace peut nous renseigner sur l'histoire de l'écoulement glaciaire. Les traces d'écoulements «anciens» se trouvent le plus souvent sur les flancs des affleurements et sont souvent négligées malgré l'intérêt des informations qu'elles pourraient fournir sur les directions du transport glaciaire. Les études sur le terrain qui, comme celle-ci, reposent sur des données géologiques fournissent un cadre de référence permettant d'établir dans quelles directions s'est fait le transport d'erratiques minéralisés et de mettre au point des programmes d'exploration efficaces.

Le long de la côte du Labrador, à proximité de la marge de l'inlandsis, la configuration des traînées de dispersion est assez simple; elles se présentent sous forme de rubans qui s'étendent vers l'aval glaciaire, parallèlement à la direction principale de l'écoulement. À mesure qu'on se rapproche du centre de l'inlandsis, les traînées de dispersion deviennent plus complexes et résultent d'un transport glaciaire associé à différentes directions d'écoulement. À l'intérieur d'un secteur donné, selon la position qu'il occupe par rapport aux anciens centres de dispersion, les directions de transport glaciaire peuvent présenter des orientations fort différentes et les traînées de dispersion qui en sont issues peuvent se présenter sous forme d'étroits rubans, de larges éventails ou de «plaques», centrées plus ou moins sur la zone d'affleurement de la roche mère. Bien que cette étude n'ait porté que sur le Labrador, d'autres centres de dispersion fort étendus ont existé à l'intérieur de l'Inlandsis laurentidien, dans le district de Keewatin par exemple, ce qui permet de supposer que de vastes secteurs du Bouclier canadien ont connu des modes d'écoulement et de transport glaciaires aussi complexes.

Les modèles de dispersion ont été établis à partir de sources lithologiques plus étendues que les cibles habituellement visées par les travaux d'exploration minérale. Cependant, on considère qu'ils peuvent s'appliquer à des recherches effectuées à plus petite échelle. Ils nous apprennent que le till ou les erratiques minéralisés découverts pendant les travaux de prospection peuvent provenir d'une région assez éloignée et peuvent avoir été transportés selon des directions que ne peut révéler un simple examen des formes glaciaires profilées. Même si ces dernières peuvent nous renseigner utilement sur les «dernières» directions d'écoulement glaciaire, elles doivent êtres utilisées avec prudence pour établir les directions du transport glaciaire et pour retracer l'origine d'erratiques minéralisés. Les sédiments glaciaires proviennent à la fois du substratum rocheux et des dépôts déjà en place et ils peuvent comprendre des matériaux ayant connu de multiples épisodes de transport glaciaire. Même si la «dernière» phase d'écoulement glaciaire exerce souvent l'influence la plus marquée sur la forme et la composition des traînées de dispersion, ce n'est pas vrai partout. Le ruban dirigé vers le nord-est associé au Complexe de Red Wine, par exemple, nous apprend qu'une forte concentration d'un erratique indicateur n'indique pas forcément que la roche mère est proche puisque cette forte concentration peut être due soit à la topographie, soit à la façon dont les débris ont été transportés à l'intérieur de la glace, ou à ces deux facteurs, conclusion à laquelle est également arrivé Batterson (dans le présent volume) dans le secteur du lac Strange (lac Brisson), dans le nord du Labrador.

Les études réalisées au Labrador nous apprennent qu'aucun modèle de dispersion en particulier ne peut s'appliquer à la prospection glacio-sédimentaire et que les idées préconçues sur la configuration des traînées de dispersion peuvent être trompeuses. Elles font en outre ressortir la nécessité de replacer tout terrain d'exploration dans le contexte de l'évolution de l'Inlandsis laurentidien et de procéder, sur les lieux et pendant toute la durée des travaux d'exploration, à une étude critique de l'histoire locale et régionale de l'écoulement glaciaire.

RÉFÉRENCES

Batterson, M.J.
1989: Dispersion glaciaire depuis le complexe alcalin de Strange Lake, dans le nord du Labrador; (présent volume).

Bouchard, M.A. and Marcotte, C.
1986: Regional glacial dispersal patterns in Ungava, Nouveau Québec; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 295-304.

Bouchard, M.A. and Martineau, G.
1985: Southeastward ice flow in central Quebec and its paleogeographic significance; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1536-1541.

Bostock, H.S.
1970: Physiographic subdivisions of Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada, ed. R.J.W. Douglas; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, p. 10-30. *

Curtis, L.W. and Currie, K.L.
1981: Geology and petrology of the Red Wine alkaline complex, central Labrador; Geological Survey of Canada, Bulletin 294, 61 p.

Dyke, A.S. and Prest, V.K.
1987: Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet; Géographie physique et Quaternaire, v. XLI, p. 237-263.

Fulton, R.J.
1986: Surficial geology, Red Wine River, Labrador, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 1621A, Scale 1:500 000.

Fulton, R.J., Hodgson, D.A., Minning, G.V., and Thomas, R.D.
1980a: Surficial material, Kasheshibaw Lake; Geological Survey of Canada, Map 28-1979, scale 1:250 000.
1980b: Surficial materials, Snegamook Lake, Labrador; Geological Survey of Canada, Map 27-1979, scale 1:250 000.
1980c: Surficial materials, Goose Bay, Labrador; Geological Survey of Canada, Map 22-1979, scale 1:250 000.
1981: Surficial materials, Winokapau Lake; Geological Survey of Canada, Map 21-1979, scale 1:250 000.

Fumerton, S.L. and Barry, A.P.
1984: Probable Archean nepheline syenite plutons in the Superior Province adjacent to the Labrador Trough; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 616-618.

Greene, B.A.
1974: Geological map of Labrador; Department of Mineral Development Division, Province of Newfoundland, Information Circular no. 15, 64 p.

Henderson, E.
1959: A glacial study of central Quebec-Labrador; Geological Survey of Canada, Paper 71-26, 37 p.

Hill, J.D.
1982: Geology of the Flowers River-Notakwanon River area, Labrador; Department of Mines and Energy, Newfoundland, Report 82-6, 139 p.

Hillaire-Marcel, C.
1981: Continental ice complexes: distinction between centres of outflow and centres of loading of the crust - example of the eastern Laurentide Ice Sheet; Zeitschrift fur Geomorphologie, v. 25, p. 225-228.

Ives, J.D.
1960: The deglaciation of Labrador-Ungava - an outline, in Cahiers de Géographie de Québec, no. 8, p. 323-343.

Ives, J.D., Andrews, J.T., and Barry, R.G.
1975: Growth and decay of the Laurentide Ice Sheet and comparison with Fenno-Scandinavia; Die Naturwissenschaften, v. 62, p. 118-125.

Kirby, R.P.
1961: Deglaciation in central Labrador-Ungava as interpreted from glacial deposits; Geographical Bulletin, no. 16, p. 4-23.
1966: Movements of ice in central Labrador-Ungava; in Ten years (1954-1964) of field research in Labrador-Ungava; McGill Sub-Arctic Research Paper no. 20, Department of Geography, McGill University, Montreal, p. 160-171.

Klassen, R.A. and Bolduc, A.M.
1984: Ice flow directions and drift composition, Churchill Falls, Labrador; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 255-258.

Klassen, R.A. and Thompson, F.J.
1987: Ice flow history and glacial dispersal in Labrador Trough; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 61-71.

Klassen, R.D. (sic) and Thompson, F.J.
1988: Glacial studies in Labrador; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 88-1C, p. 109-116.

Low, A.P.
1896: Report on explorations in the Labrador peninsula along the Eastmain, Koksoak, Hamilton, Manicuagan and portions of other rivers in 1892-93-94-95; Geological Survey of Canada, Annual Report, v. 8, Part L, 387 p.

Morrison, A.
1963: Landform studies in the middle Hamilton River area, Labrador, Arctic, v. 16, p. 272-275.

Peterson, J.A.
1965: Deglaciation of the Whitegull Lake area, Labrador-Ungava; Cahiers de Géographie de Québec, v. 9, no. 18, p. 183-196.

Prest, V.K.
1983: Canada's heritage of glacial features; Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report 28, 119 p. *
1984: The Late Wisconsinan glacier complex; in Quaternary Stratigraphy of Canada-A Canadian Contribution to IGCP Project 24, ed. R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 21-36.

Prest, V.K., Grant, D.R. et Rampton, V.N.
1968: Carte glaciaire du Canada; Commission géologique du Canada, Carte 1253A, échelle 1/5 000 000.

Ryan, B.
1984: Regional geology of the central part of the Central Mineral Belt, Labrador; Mineral Development Division, Newfoundland Department of Mines and Energy, Memoir 3, 185 p.

Thomas, A.
1981: Geology along the southwestern margin of the Central Mineral Belt; Mineral Development Division, Newfoundland Department of Mines and Energy, Report 81-4, 40 p.

Thompson, F.J. and Klassen, R.A.
1986: Ice flow directions and drift composition, central Labrador; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 713-717.

Veillette, J.J.
1986: Former southwesterly ice flows in the Abitibi-Temiskaming region: implications for the configuration of the Late Wisconsinan ice sheet; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1724-1741.

Wardle, R.J.
1982: Geology of the south-central Labrador Trough; Mineral Development Division, Newfoundland Department of Mines and Energy, Map 82-5

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Dispersion glaciaire depuis le complexe alcalin de Strange Lake, dans le nord du Labrador[1]

M.J. Batterson[2]

Batterson, M.J., Dispersion glaciaire depuis le complexe alcalin de Strange Lake, dans le nord du Labrador; dans La prospection glacio-sédimentaire, sous la direction de R.N.W. DiLabio et W.B. Cooker, Commission géologique du Canada, Étude 89-20, p. 35-45, 1989

Résumé

Une combinaison fortuite de caractéristiques géologiques et topographiques uniques et une histoire glaciaire simple ont mené à la formation d'une traînée de dispersion glaciaire bien définie s'étendant depuis le complexe alcalin de Strange Lake.

Sur une superficie de plus de 1 100 km², on a procédé à l'analyse lithologique et géochimique de 991 échantillons. La variation lithologique nord-sud en travers de la roche mère est reflétée par la répartition des galets dans la traînée de dispersion dont la largeur est comparable à celle de l'affleurement de la roche mère sur toute sa longueur. La répartition géochimique individuelle des éléments du minerai (Y, Zr, Nb, Be, La) définit une traînée de dispersion en forme de ruban, continue sur au moins 40 km en aval glaciaire à partir du complexe. Même si la dispersion affiche une distribution classique allant des valeurs maximales près de la source à des valeurs décroissantes en aval glaciaire, on a trouvé plusieurs anomalies (tant lithologiques que géochimiques). Ces anomalies correspondent à des crêtes topographiques, notamment à des formes glaciaires de type crag-and-tail, et révèlent que la topographie a contribué à modifier la dispersion en interceptant les matériaux transportés soit dans la masse de glace, soit dans la partie supérieure de la charge de fond.

L'auteur propose dans la présente étude que l'analyse géochimique du till à l'échelle régionale constitue une étape essentielle de toute étude d'évaluation détaillée des anomalies entreprise en vue d'établir si ces dernières sont des anomalies secondaires déplacées au sein de traînées de dispersion plus grandes. Dans le cas de la traînée de dispersion du complexe de Strange Lake, ces anomalies correspondent à des crêtes topographiques à la surface du socle enfoui.

Abstract

A fortuitous combination of unique geology, topography, and an uncomplicated glacial history has led to the development of a well-defined glacial dispersal train from the Strange Lake Alkalic Complex.

Nine hundred and ninety one samples over a 1100 km² area were lithologically and geochemically analyzed. North-south lithological variation across the bedrock source is mirrored by pebble distributions in the dispersal train, which maintains a width comparable to the outcrop of the source rock along its length. Single-element geochemical patterns for ore-related elements (yttrium, zirconium, niobium, beryllium, lanthanum) define a ribbon-shaped dispersal train continuous for at least 40 km down-ice from the complex. Although dispersal follows a classical pattern of peak values close to source and declining values down-ice, several anomalous areas (both lithological and geochemical) were located. These anomalies correspond with topographic highs, notably crag and tail landforms. This suggests that topography acted to modify dispersal trends by intercepting material transported either englacially or high in the basal load.

This study suggests that regional till geochemistry should be conducted as part of detailed anomaly evaluation to determine if any anomalies are displaced ones within larger dispersal trains. In the Strange Lake dispersal train these anomalies correspond to topographically high areas on the underlying bedrock surface.

[1] Contribution à l'Entente auxiliaire Canada-Terre-Neuve sur l'exploitation minérale 1984-89. Projet réalisé par le ministère des Mines de Terre-Neuve.

[2] Geological Survey Branch, Newfoundland Department of Mines P.O. Box 4750, St.John's, NF A1C 5T7

INTRODUCTION

À Terre-Neuve et au Labrador, comme dans une bonne partie du Canada, l'exploration minérale a traditionnellement devancé les levés de cartographie du Quaternaire. À de nombreux endroits, on n'a pas encore découvert l'origine de blocs erratiques minéralisés ou d'anomalies géochimiques. Pareille situation s'explique par un manque de données précises sur l'histoire glaciaire et la genèse des sédiments qui entrave l'élaboration d'une stratégie d'exploration efficace. Dans les régions anciennement englacées, la cartographie du Quaternaire permettrait d'expliquer un plus grand nombre d'anomalies associées aux sédiments glaciaires et augmenterait l'efficacité de l'exploration minérale.

Le présent article expose en détail les effets de la dispersion glaciaire depuis le complexe alcalin de Strange Lake, dans le nord du Labrador. Le gisement de zirconium-niobium-yttrium-béryllium-terres rares présente un ensemble unique de caractères géochimiques et minéralogiques et se distingue des roches encaissantes, ce qui en fait un gisement idéal pour l'étude de la dispersion glaciaire.

Données de base

Le complexe alcalin de Strange Lake (64°10′W, 56°20′N.; fig. 1) a été découvert en 1979, lors de travaux de repérage de blocs glaciaires entrepris suite à la découverte d'anomalies dans des sédiments lacustres pendant les travaux du Programme exploratoire de recherche d'uranium Canada-Terre-Neuve (Commission géologique du Canada, 1979). Le gisement se trouve sur une élévation de faible amplitude (150 m) localisée sur le plateau de Nain, à environ 145 km à l'ouest de Nain, au Labrador. Le gisement chevauche la ligne de partage des eaux entre les bassins de l'Atlantique et de la baie d'Ungava, ligne qui constitue la frontière entre le Québec et le Labrador. À l'est du complexe, on trouve une pénéplaine élevée et disséquée remontant au Pliocène (Cooke, 1929). Son altitude, qui est en moyenne de 500 m, peut atteindre 600 m.

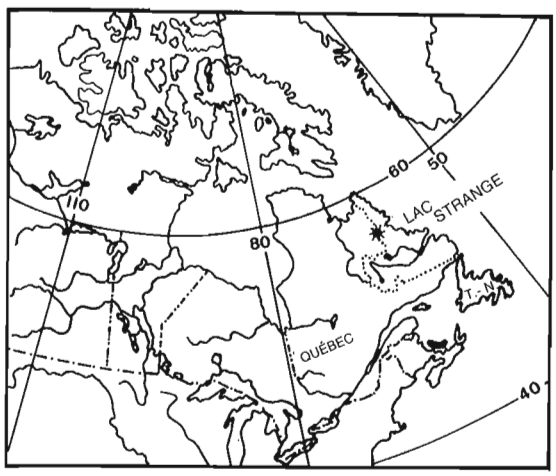


Figure 1. Carte de localisation de la région d'étude.

À cause des rigueurs du climat, le couvert forestier continu est absent et la végétation est de type «toundra du Bas Arctique» (Rowe, 1972).

Au Wisconsinien supérieur, la région du lac Strange a été entièrement recouverte par les glaces de l'Inlandsis laurentidien qui progressaient vers l'est depuis un centre situé à l'est de la baie d'Hudson (Shilts et al.,1979; Shilts, 1980; Hillaire-Marcel et al.,1980). La déglaciation a débuté il y a environ 10 500 ans et la région d'étude a probablement été libérée des glaces il y a un peu plus de 9 500 ans, si on se fonde sur un âge de 8 610 ± 925 ans B.P. donné par une datation effectuée sur des sédiments de base provenant du lac Kogaluk Plateau situé à environ 30 km au sud du lac Strange (Short, 1978).

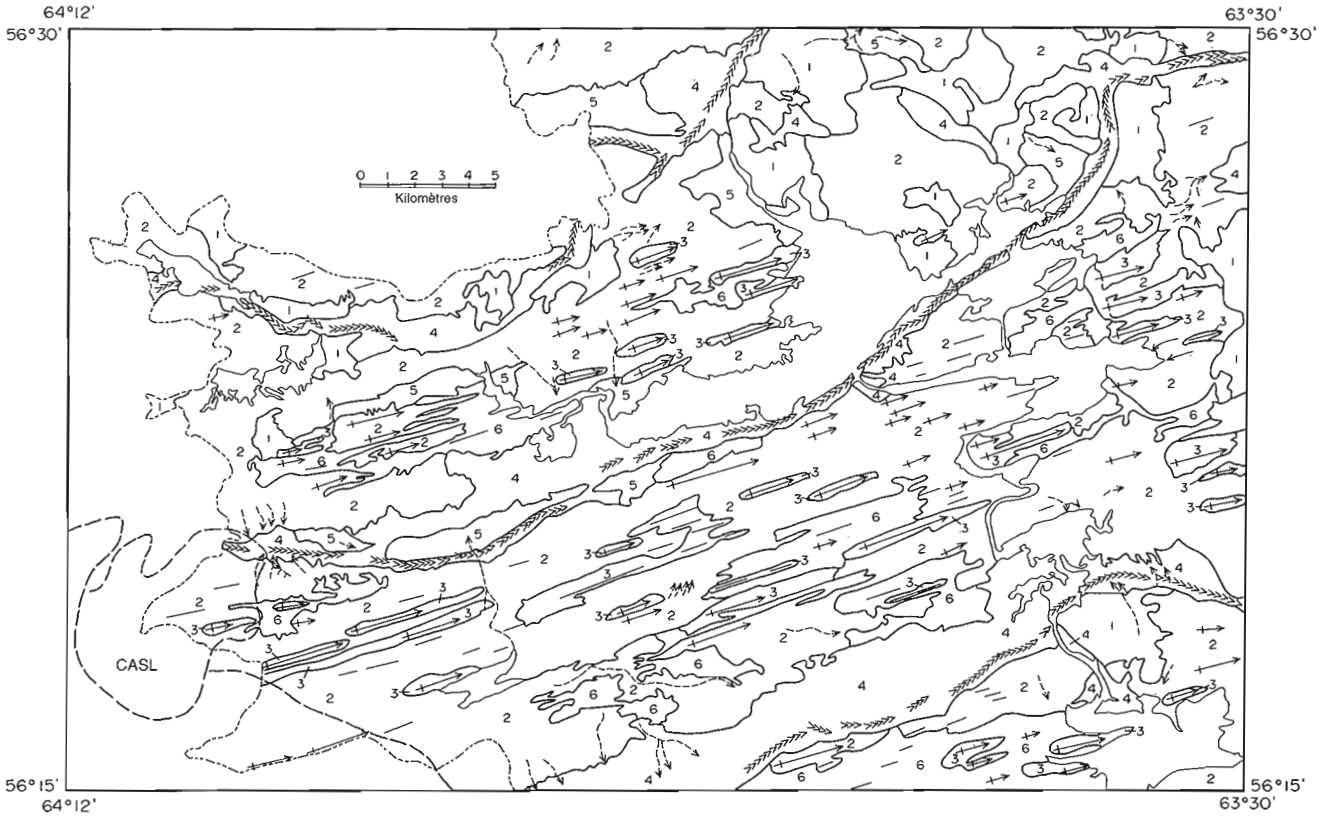
Dans la région du lac Strange, les seules traces reconnues du passage des glaces appartiennent au Wisconsinien supérieur et révèlent un écoulement glaciaire régional remarquablement uniforme, présentant une direction moyenne de 070$ (Batterson et al.,1985). Le till représente 60 % des dépôts superficiels et il repose sous des dépôts organiques et des sédiments fluvioglaciaires (fig. 2). L'épaisseur du till varie de moins de 2 m à plus de 16 m à certains endroits. Les dépôts fluvioglaciaires se présentent sous forme de placage (moins de 2 m) de sable ou de gravier bien triés reposant sur du till, ou sous forme de crêtes d'eskers bien distinctes d'une hauteur pouvant atteindre 10 m. Les affleurements rocheux sont rares et occupent moins de 1 % du territoire.

Deux types de diamicton ont été identifiés. Une première unité mince (50 à 60 cm), massive, compacte et rarement à découvert possède une matrice de silt et de sable fin. Les clastes sont le plus souvent subanguleux à subarrondis, striés et d'origine locale pour la plupart. Toutes ces caractéristiques laissent supposer une genèse sous-glaciaire (till de fond?) (Boulton, 1976; Dreimanis, 1982; Ashley et al.,1985). Au-dessus de cette unité, on trouve un diamicton normalement consolidé à matrice de silt et de sable. Il renferme de minces (moins de 3 cm) inclusions ovoïdes de sable bien trié et des clastes subanguleux à anguleux d'origine plus distale que ceux trouvés dans le premier till. Ces caractéristiques permettent de supposer qu'il s'agit d'un till basal de fusion formé par «un lent relâchement de débris par la glace non soumise à un glissement ni à une déformation interne» (Ashley et al.,1985, p. 38).

Contexte géologique

Le complexe alcalin de Strange Lake, dont l'âge est de 1 271 ± 30 Ma (Zajac et al.,1984), est un massif intrusif de granite hyperalcalin recoupant un granite rapakivique et des roches gneissiques de l'Aphébien. Une faille annulaire marque les limites du complexe. Ce dernier est surtout constitué de quartz, d'albite, de feldspath potassique, de riébeckite et d'ægyrine. Le gisement présente un caractère très particulier, en raison des minéraux exotiques qu'il renferme, dont certains sont rares et encore innommés, et parce qu'il est enrichi en éléments incompatibles (Miller, 1986).

Le complexe a été subdivisé en trois unités (fig. 3) : la première, pauvre en éléments exotiques (moins de 5 %), représente environ 70 % du complexe dont elle occupe surtout les bordures; la deuxième occupe le centre du complexe et la



Légende

Matériaux postglaciaires

6 Matière organique: tourbières mal draînées de diverses épaisseurs. Fréquemment au-dessus d'un till.

Matériaux glaciaires

5 Placage fluvioglaciaire: mince couverture (<1m) de sable fin à moyen et de graviers associés surmontant un till ou le substratum rocheux

4 Dépôt fluvioglaciaire: en général, sables fins à moyens stratifiées et graviers associés. Généralement confiné dans des paléochenaux. Des crêtes (5-25m de hauteur) d'esker riches en gravier sont fréquentes.

3 Till profilé: till à matrice de sable fin, contenant de 10 à 30% de clastes et quelques lentilles de sable fin-silt. Constitue probablement un till de fond. Se présente sous forme de flûtes ou de collines de type crag-and-tail ayant jusqu'à 50m de hauteur et 5 000m de longueur.

2 Till: description identique à la précédente. La surface peut être ravinée ou unie. Épaisseur généralement supérieure à 2m.

Matériaux préglaciaires

1 Substratum rocheux: secteur à prédominance d'affleurements du substratum rocheux. Des poches (<1m d'épaisseur) de sédiments glaciaires sont fréquentes.

Symboles

——— Crête parallèle au sens d'écoulement

//// Crête oblique au sens d'écoulement

+——→ Colline de type crag-and- tail

>>>>> Esker

Chenaux d'eau de fonte

Figure 2. Géologie des dépôts de surface de la région du lac Strange. Les tirets délimitent le complexe alcalin de Strange Lake. On trouve des adaméllites au sud du complexe et des gneiss au nord et à l'est.

proportion de minéraux exotiques y varie de 5 à 10 %, pouvant atteindre 15 % à certains endroits; la troisième est riche en minéraux exotiques (plus de 10 %) et renferme la minéralisation de plus forte teneur (Miller 1986). La phase riche en minéraux exotiques est la moins étendue (environ 1 km^2) mais elle renferme 3,25 % de ZrO_2, 0,66 % de Y_2O_3, 0,56 % de Nb_2O_5, 0,12 % de BeO et 1,3 % d'éléments des terres rares. Les unités peuvent à nouveau être subdivisées en fonction de la grosseur du grain et de la présence ou de l'absence d'inclusions.

MÉTHODES D'ÉCHANTILLONNAGE ET D'ANALYSE

Au total, 991 échantillons de till ont été prélevés à plus de 500 endroits différents, à des profondeurs moyennes de 40 à 60 cm sous la surface. La densité théorique d'échantillonnage ainsi obtenue est d'un échantillon par 1,97 km^2; dans le voisinage du complexe, la densité est plus élevée, étant de l'ordre de un échantillon par 0,5 km^2. Là où c'était possible, on a prélevé des échantillons dans les horizons pédologiques B, BC et C.

Les échantillons ont été divisés et tamisés, la fraction granulométrique de 16 à 64 mm étant mise de côté pour les analyses lithologiques. La fraction fine de silt et d'argile (<0,063 mm) a été analysée par spectrophotométrie d'absorption atomique après digestion à l'acide nitrique et lixiviation à l'acide chlorhydrique pour les éléments suivants : béryllium, cadmium, cobalt, cuivre, fer, lithium, manganèse, molybdène, nickel, plomb et zinc. Une méthode d'analyse par fluorescence X a permis de doser les éléments suivants : barium, cérium, chrome, gallium, lanthane, niobium, rubidium, strontium, thorium, vanadium, yttrium et zirconium. Le fluor a été analysé à l'aide d'une électrode à ion spécifique et, pour l'uranium, l'analyse a été réalisée par activation de neutrons retardés.

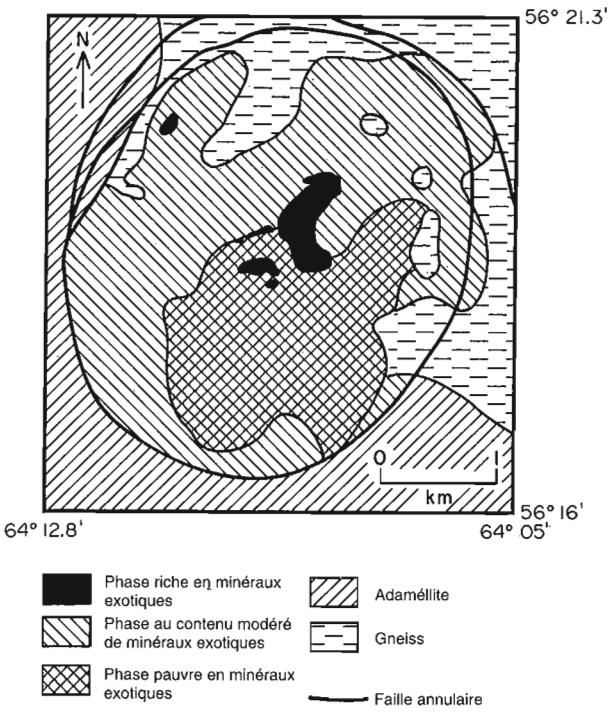


Figure 3. Géologie du substratum rocheux du complexe alcalin de Strange Lake (d'après Miller, 1986). Voir à la figure 2 la position occupée par le complexe à l'intérieur de la région d'étude.

RÉPARTITION DES CAILLOUX SELON LEURS CARACTÈRES LITHOLOGIQUES

Dans le voisinage du complexe, on trouve de fortes concentrations (jusqu'à 52 %) de clastes provenant du complexe de Strange Lake. Habituellement, à moins de 1 km du complexe en direction de l'aval glaciaire, le pourcentage de clastes minéralisés dans le till passe à moins de 10 % et continue de diminuer graduellement. Cependant, même à 40 km en aval glaciaire, de 1 à 4 % des clastes trouvés à la surface proviennent du complexe alcalin de Strange Lake (fig. 4).

Dans la traînée de dispersion, on peut reconnaître plusieurs traînées de blocs individuelles, intimement liées et se chevauchant, qui proviennent des diverses sous-unités reconnues par Miller (1986). Un transect recoupant la traînée de dispersion, perpendiculairement à la direction de l'écoulement et peu importe l'endroit, révèle une séquence qui reflète tout à fait la répartition des affleurements des sous-unités de la roche mère (fig. 5).

Ce sont les clastes exotiques qui présentent la répartition la plus étendue; on les trouve sur toute la largeur de la traînée de blocs, malgré que les matériaux provenant du secteur nord du complexe soient plus difficiles à reconnaître car ils sont recouverts de sédiments d'épandage fluvioglaciaire.

On trouve des clastes riches en minéraux exotiques jusqu'à 5 km en direction de l'aval glaciaire et, sur le sommet de collines, jusqu'à une distance de 25 à 30 km. On a remarqué la présence d'un certain nombre de blocs riches en minéraux exotiques au sud de l'aire de dispersion prévue d'après les directions d'écoulement glaciaire, en aval glaciaire de l'affleurement figurant sur la carte; ces blocs pourraient provenir de petites sources non cartographiées. L'aire de distribution des clastes riches en minéraux exotiques empiète sur la partie septentrionale de la traînée de dispersion issue de la roche mère pauvre en minéraux exotiques qui occupe le secteur sud du complexe. Les clastes pauvres en minéraux exotiques que l'on trouve au nord de l'aire de répartition projetée sont situés en aval d'une petite enclave d'une lithologie de ce type à l'intérieur de la sous-unité riche en minéraux exotiques. On enregistre aussi des concentrations anormalement élevées de clastes pauvres en minéraux exotiques à une distance de 25 à 30 km du complexe, en direction de l'aval glaciaire.

DISPERSIONS GÉOCHIMIQUES

Les dispersions géochimiques ont été décrites de façon détaillée par McConnell et Batterson (1987). Pour fins de comparaison, on a retenu les données concernant les échantillons prélevés au niveau de l'horizon C. Chacune des 23 cartes dressées illustre la distribution d'un seul élément;

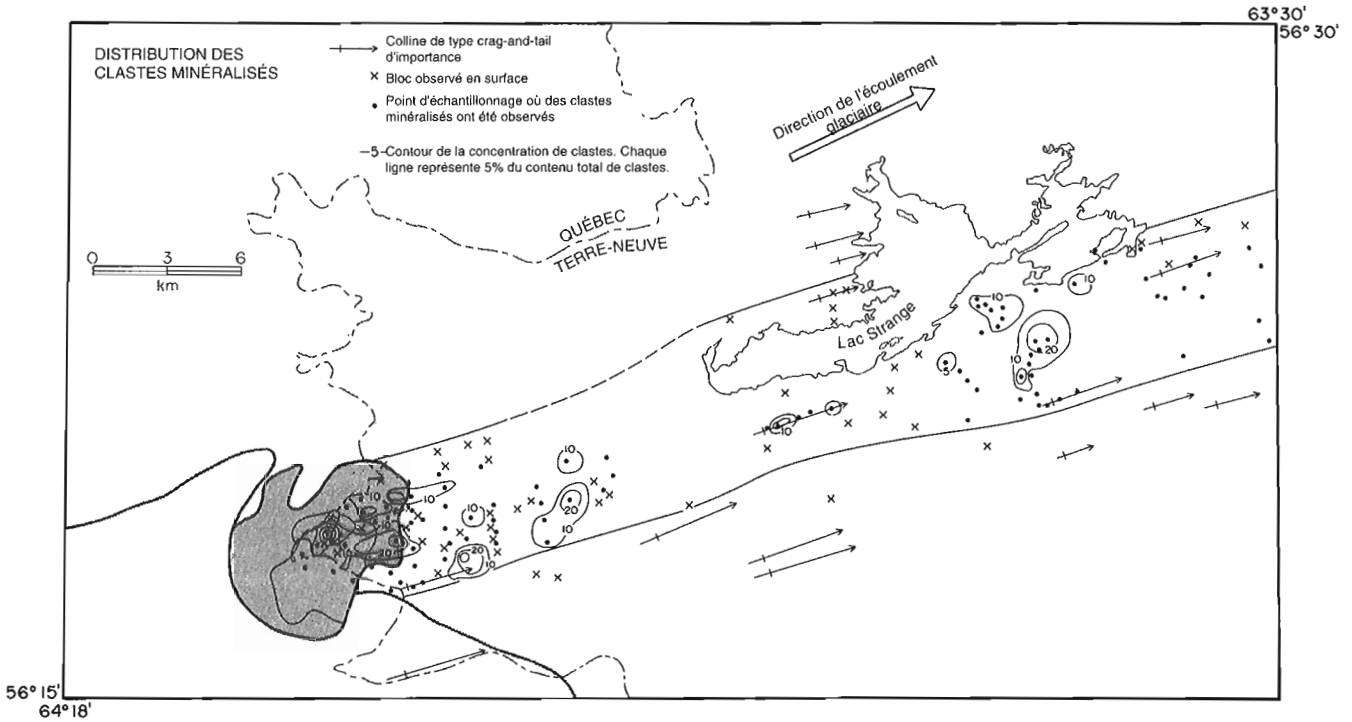


Figure 4. Distribution des clastes minéralisés provenant du complexe alcalin de Strange Lake (secteur ombré).

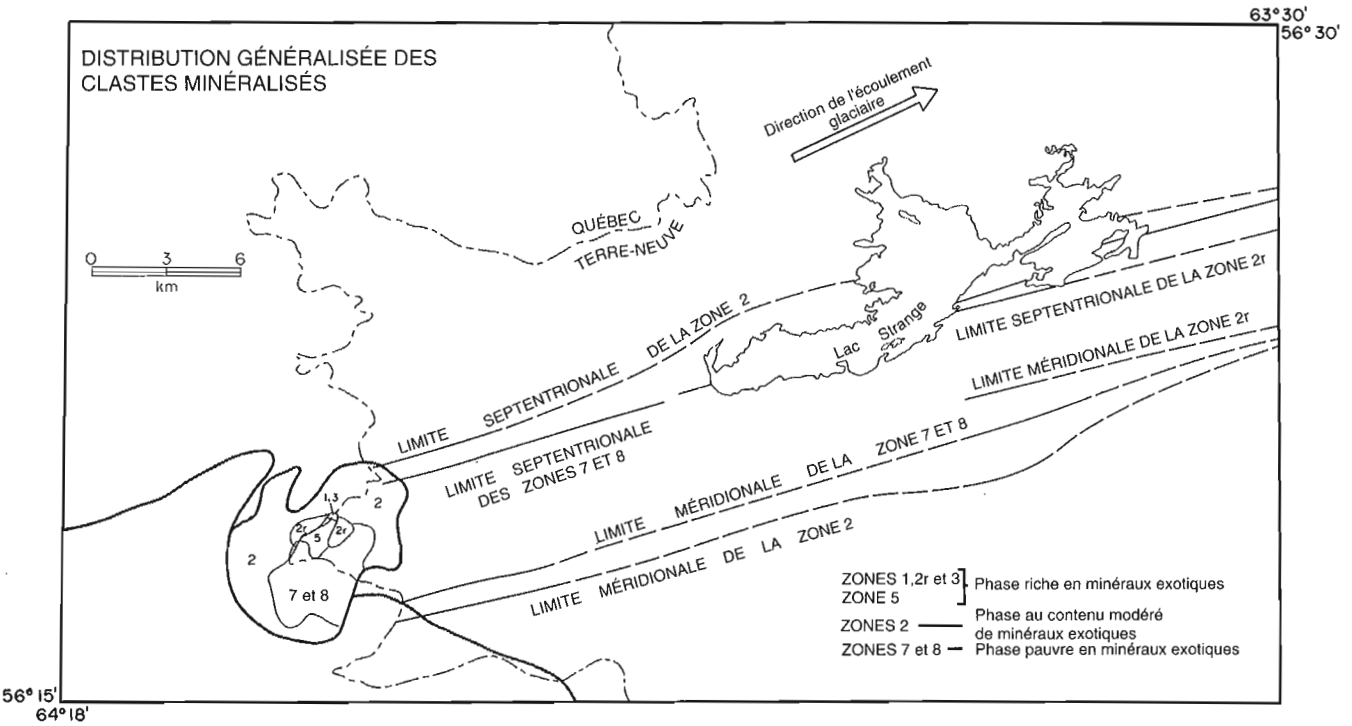


Figure 5. Distribution des clastes minéralisés provenant des sous-unités du complexe alcalin de Strange Lake.

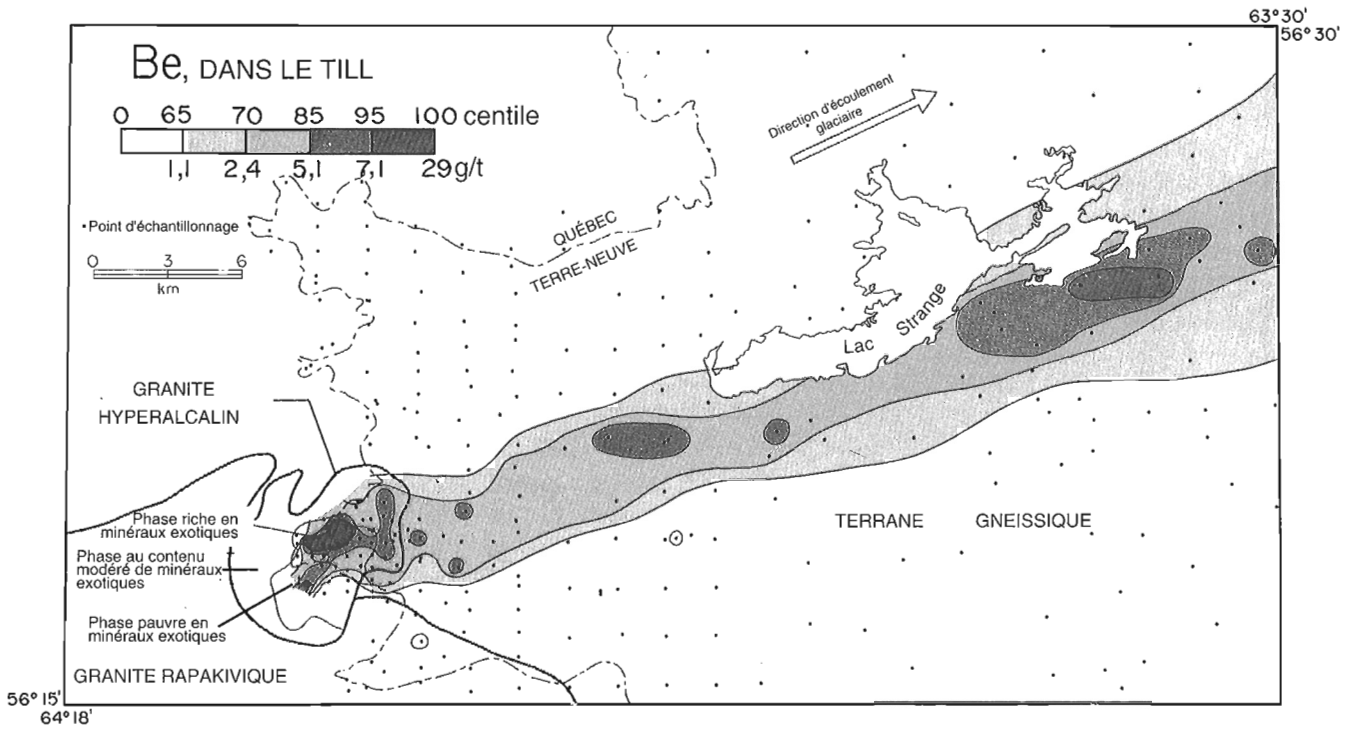


Figure 6. Béryllium, dans le till.

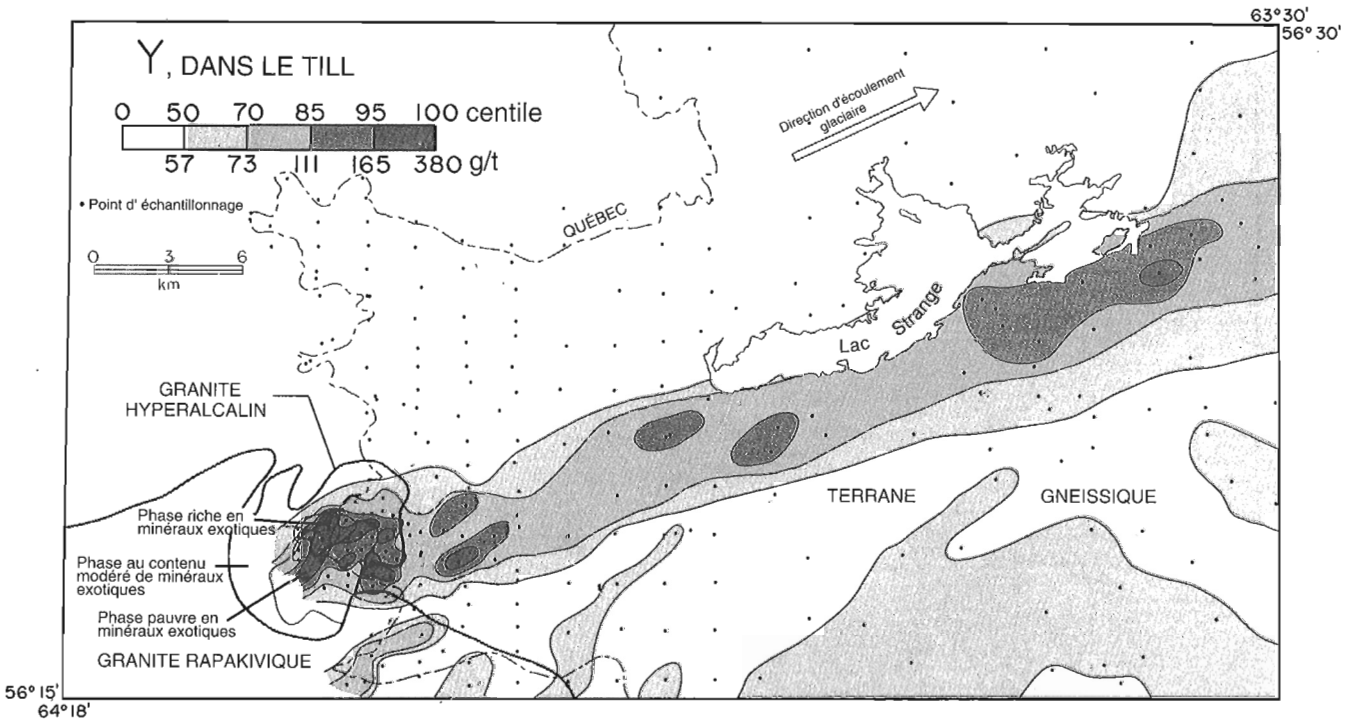


Figure 7. Yttrium, dans le till.

les résultats ont été arbitrairement divisés en classes correspondant au 50e, au 70e, au 85e et au 95e centile. Les dispersions géochimiques varient considérablement d'un élément à l'autre. Dans le cas d'un groupe d'éléments comprenant le béryllium, le plomb, l'uranium, le thorium, l'yttrium et le zirconium, la distribution coïncide avec la traînée délimitée par les clastes minéralisés tandis que la répartition d'autres éléments (comme le cobalt, le nickel et le cuivre) semble refléter la dispersion des matériaux provenant des terrains gneissiques situés au nord du complexe, ou aux granites rapakiviques, situés au sud (McConnell et Batterson, 1987).

Plusieurs associations d'éléments se dégagent des données. Une matrice du coefficient de corrélation de Pearson montre que les éléments présentant de fortes corrélations (supérieures à 0,8) se répartissent en deux groupes. La première association est celle du cobalt-nickel-cuivre qui reflète vraisemblablement la présence de composants mafiques dans le complexe gneissique. La deuxième est l'association béryllium-lanthane-niobium-plomb-thorium-uranium-yttrium-zirconium constituée d'éléments lithophiles associés au minerai du complexe alcalin de Strange Lake. Les dispersions géochimiques de ces éléments lithophiles sont assez semblables (fig. 6 et 7). On trouve les plus fortes concentrations dans le secteur occupé par le complexe de roches hyperalcalines, en particulier à l'aplomb de la zone minéralisée. La traînée de dispersion s'étendant vers l'aval glaciaire à partir de la roche mère suit la direction de l'écoulement glaciaire et se présente sous la forme d'un ruban nettement délimité sur une distance d'au moins 40 km en aval glaciaire du complexe. La géochimie de la traînée de dispersion glaciaire associée aux roches hyperalcalines contraste nettement de celle des sédiments d'origine locale reposant sur les terrains gneissiques au nord. Entre la traînée de dispersion associée aux roches hyperalcalines et celle qui recouvre le granite rapakivique et s'étend vers l'aval glaciaire, la différence est claire mais moins marquée. Cela reflète les teneurs plus élevées en éléments associés au minerai dans le granite rapakivique.

DISCUSSION

Des traînées de dispersion géochimique et lithologique en forme de ruban et s'étendant sur une distance d'au moins 40 km à partir du complexe alcalin de Strange Lake ont été identifiées et documentées. Des données d'un levé spectrométrique aéroporté (Commission géologique du Canada, 1985) laissent supposer que la traînée de dispersion du complexe de Strange Lake se prolonge jusque dans le voisinage du ruisseau Anaktalik, à 55 km en aval glaciaire du complexe.

Il existe de nombreuses descriptions de traînées en forme de ruban situées dans d'autres régions (DiLabio, 1979, 1981; DiLabio et al., 1982; Dreimanis, 1956; Holmes, 1966; Miller, 1984; Shilts, 1972, 1975). Dans d'autres secteurs du Labrador, les études qui ont été menées par Klassen et Thompson (1987) et Thompson et Klassen (1986) portent cependant sur de grandes traînées de dispersion en forme d'éventail. La forme d'une traînée de dispersion dépend des caractéristiques de la roche mère (superficie, topographie du substratum rocheux, résistance à l'érosion), de la topographie en aval glaciaire ainsi que des processus d'érosion, de transport et de mise en place des matériaux par les glaces (Minell, 1978; Shilts, 1982). Dans le cas d'un épisode glaciaire unique et important, on peut s'attendre à la formation d'une traînée étroite, en forme de ruban, à condition que la glace ne rencontre aucun obstacle topographique comme une vallée ou une colline (Hyvarinen et al., 1973; Klassen et Shilts, 1977, DiLabio, 1979). Par contre, une traînée en forme d'éventail peut être le produit de plus d'un écoulement (Flint, 1971, Hyvarinen et al., 1973) ou d'une topographie disséquée. La plupart des traînées de dispersion ont des caractéristiques communes. À l'extrémité amont (la tête), la fréquence ou l'importance d'un indicateur lithologique ou géochimique augmente rapidement, atteint un sommet et diminue par la suite graduellement vers l'extrémité de la traînée (la queue) (fig. 8; Shilts, 1976). La majeure partie du matériel est transportée à une faible distance de sa source. Plus loin en aval, la concentration d'un indicateur est diluée par l'apport continu de débris d'origine locale.

La traînée de dispersion du complexe de Strange Lake ressemble beaucoup au modèle classique qu'on vient de décrire, à cette différence près qu'on y trouve des secteurs bien définis où les données géochimiques et lithologiques présentent des valeurs très élevées de caractère anomal, en particulier à environ 15 km et 25 km du complexe, en direction de l'aval glaciaire. On est d'avis qu'il est peu probable que ces valeurs élevées soient associées à des sources minéralisées inconnues (R. Miller, communication personnelle, 1988). À travers toute la région du lac Strange, on reconnaît de nombreuses collines de type crag-and-tail; les plus petites ont une hauteur de 5 m à l'emplacement du noyau rocheux (crag) et une queue (tail) d'une longueur de 100 m tandis que les plus grandes ont une hauteur de 50 m et une queue longue de 4 km. Les anomalies coïncident avec ces formes de terrain.

Les collines de type crag-and-tail se forment lors du dépôt de sédiments dans une cavité ou une zone de faible pression, en aval glaciaire d'un noyau rocheux (Sugden et John, 1976). La forme et les dimensions de la cavité et, par conséquent, de la queue dépendent d'un ensemble de facteurs comprenant la vitesse glaciaire horizontale et verticale, la hauteur de l'obstacle rocheux et sa longueur parallèlement à l'écoulement, ainsi que la pression hydrostatique sous-glaciaire (Boulton, 1982; Eyles, 1983). En amont glaciaire du noyau rocheux, la glace riche en débris stagne ou les débris se

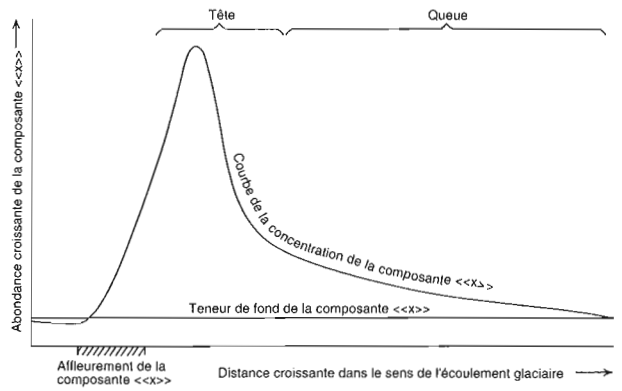


Figure 8. Courbe de dispersion idéalisée (d'après Shilts, 1976).

déposent alors qu'au-dessus et autour de l'obstacle, le glacier progresse par cisaillement (Eyles, 1983). Après la déglaciation, une rampe de till reste sur place.

Dans les collines de type crag-and-tail à l'intérieur de la traînée de dispersion du complexe de Strange Lake, on enregistre des données géochimiques et des concentrations de clastes issus du complexe anormalement élevées comparativement aux valeurs observées dans les basses terres avoisinantes, peu importe à quelle distance on se trouve de la roche mère. À 40 km en aval glaciaire du complexe, les données géochimiques pour le béryllium et l'yttrium les situent au niveau du 95e centile (fig. 6 et 7). On peut penser que ces crêtes topographiques ont intercepté les débris provenant du complexe qui ont été transportés soit dans la masse de glace, soit dans la partie supérieure de la couche basale. Au contraire, les régions basses ont pu être des zones d'érosion pendant les périodes où s'effectuait un écoulement glaciaire et de sédimentation uniquement lors de la déglaciation.

Des échantillons ont été prélevés près de la surface, sur dix-sept collines de type crag-and-tail, afin de déterminer si ce type d'échantillonnage peut être utilisé de façon fiable lors de programmes régionaux d'exploration des sédiments glaciaires et pour évaluer le rôle précis de ces collines à l'intérieur de la traînée de dispersion du complexe de Strange Lake. Sur chacune de ces formes glaciaires, on a prélevé des échantillons dans l'horizon C, tout d'abord un premier sur la rampe (en amont glaciaire du noyau rocheux), puis un autre au-dessus du noyau rocheux et enfin de un à quatre échantillons dans la queue, à des intervalles de 500 à 1 000 m. Les variations internes ou stratigraphiques et leurs effets potentiels sur la géochimie et la lithologie sont encore inconnus. À l'intérieur de la traînée, c'est au niveau de la rampe ou du noyau rocheux des collines de type crag-and-tail qu'on a enregistré les teneurs géochimiques les plus élevées. Les teneurs sont moindres juste en aval glaciaire du noyau rocheux et augmentent à mesure qu'on s'en éloigne (fig. 9). À l'extérieur de la traînée, la composition ne varie pas sur toute la longueur d'une forme glaciaire de type crag-and-tail.

Pour l'analyse des clastes, quatre grandes formes glaciaires de type crag-and-tail ont été retenues à cause de la longueur de leur queue qui dépassait 1 km. Le profil longitudinal de l'abondance des clastes minéralisés est le même que celui de la géochimie. Dans les formes de type crag-and-tail, la concentration de clastes issus du complexe de Strange Lake augmente vers l'aval glaciaire à partir d'un point proche du noyau rocheux (à moins de 1 km) où on enregistre la valeur la plus faible. Dans deux cas, on n'a trouvé aucun claste minéralisé au site d'échantillonnage situé à moins de 1 km en aval glaciaire du noyau rocheux.

La distribution des clastes et les données géochimiques laissent supposer que les matériaux dispersés, le long des collines de type crag-and-tail, appartiennent à deux traînées de dispersion superposées dont la première, d'importance régionale, se rattache au complexe alcalin de Strange Lake et la deuxième, d'importance locale, au noyau rocheux non minéralisé (fig. 10). Au point A, à l'amont glaciaire du noyau rocheux, les matériaux venant de l'amont et ceux qui forment la traînée de dispersion renferment des fragments minéralisés provenant du complexe alcalin de Strange Lake. Les concentrations géochimiques et lithologiques sont plus élevées dans la rampe que dans le till des secteurs voisins plus bas.

Le substratum rocheux a été érodé lorsque les glaces ont progressé en contournant le noyau rocheux, comme le révèlent un grand nombre de stries et de cannelures. Les matériaux arrachés au noyau rocheux ont été abandonnés à une faible distance de ce dernier; cette distance varie en fonction de la largeur du noyau rocheux s'opposant à l'écoulement (Shilts, 1976). Dans la région du lac Strange, la largeur des noyaux rocheux est ordinairement inférieure à cent mètres et les concentrations maximales de débris arrachés au noyau rocheux se trouvent à quelques centaines de mètres du noyau (point B). Par conséquent, au point B, les concentrations de fragments de roches hyperalcalines, de même que les teneurs des éléments qui leur sont associés, qui proviennent de la charge intraglaciaire, sont diluées par les matériaux d'origine locale. Plus loin, dans la queue (point C), la proportion d'éléments d'origine locale diminue et conséquemment on observe une augmentation de la proportion de sédiments associés au complexe.

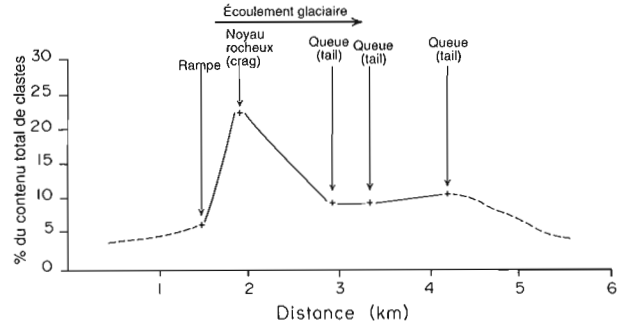


Figure 9. Distribution typique des clastes minéralisés le long d'une colline de type crag-and-tail, à l'intérieur de la traînée de dispersion du complexe de Strange Lake.

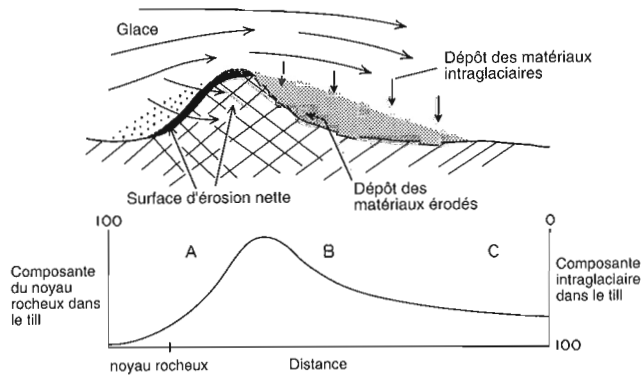


Figure 10. Modèle illustrant les rapports entre les matériaux associés à un noyau rocheux et les sédiments associés au complexe de Strange Lake sur une colline de type crag-and-tail, à l'intérieur de la traînée de dispersion du complexe de Strange Lake.

CONSÉQUENCES POUR L'EXPLORATION MINÉRALE

Dans la région du lac Strange, l'histoire de l'écoulement glaciaire et la configuration de la dispersion qui y est associée sont assez simples. Néanmoins, les modèles de dispersion présentent plusieurs caractéristiques dont les implications sont d'une grande importance pour l'exploration minérale en terrain anciennement englacé.

À plus d'un égard, la traînée de dispersion du complexe de Strange Lake est une traînée classique, en forme de ruban. Elle est longue et étroite, il y a concentration des éléments indicateurs près de la roche mère et la concentration de ces éléments diminue vers l'aval glaciaire. La description de la traînée de dispersion est d'autant plus facile que l'origine de la minéralisation est connue. Les études de cas comme celle-ci servent à décrire les modèles de dispersion glaciaire, à établir la densité d'échantillonnage optimale (p. ex. : densité de un échantillon tous les 3 à 5 km suggérée par McConnell et Batterson, 1987), et à définir les éléments pouvant servir à caractériser les gîtes minéraux. Cependant, au cours des étapes initiales d'exploration, une base de données régionales sur la géochimie du till n'est pas toujours disponible et les sociétés d'exploration doivent alors se rabattre sur des données de levés régionaux de la géochimie des sédiments lacustres pour définir des anomalies. Par exemple, dans la région du lac Strange, les données géochimiques sur le plomb dans les sédiments lacustres, observées lors de levés de reconnaissance, permettent de délimiter une zone d'anomalies allongée qui est parallèle à la traînée de dispersion géochimique du till et où les concentrations les plus élevées (31 ppm) se trouvent dans le voisinage immédiat du complexe (fig. 11). Cependant, on observe une concentration anomale de plomb à une distance d'environ 40 km du complexe en direction de l'aval glaciaire. Une étude complémentaire de la géochimie des tills aurait révélé une anomalie semblable dans le till ainsi qu'une forte concentration de clastes minéralisés; ces résultats auraient pu inciter à rechercher des sources locales de minéralisation. À l'échelle régionale, l'étude de la géochimie des tills et la cartographie des formations superficielles montrent que l'anomalie coïncide avec une colline de type crag-and-tail et, probablement, se situe à l'intérieur de la longue traînée de dispersion qui prend naissance dans la région du complexe alcalin de Strange Lake.

Dans d'autres régions du Labrador, la géologie glaciaire est plus complexe, la topographie plus variée et la forêt boréale constitue le couvert végétal dominant, ce qui gêne les travaux d'exploration. Par conséquent, il serait peut-être difficile dans certains cas de relier des anomalies géochimiques à des traînées de dispersion régionales. Cependant, si les anomalies sont associées à des crêtes topographiques, il faudra envisager la possibilité d'un transport sur de longues distances et recourir à la cartographie du Quaternaire à l'échelle régionale pour compléter les levés de détail effectués autour des anomalies. De cette manière, on évitera les conclusions erronées à propos de l'origine des anomalies.

SOMMAIRE

1. La glaciation du Wisconsinien supérieur, dans la région du complexe alcalin de Strange Lake, dans le nord du Labrador, a mis en place une traînée de dispersion bien

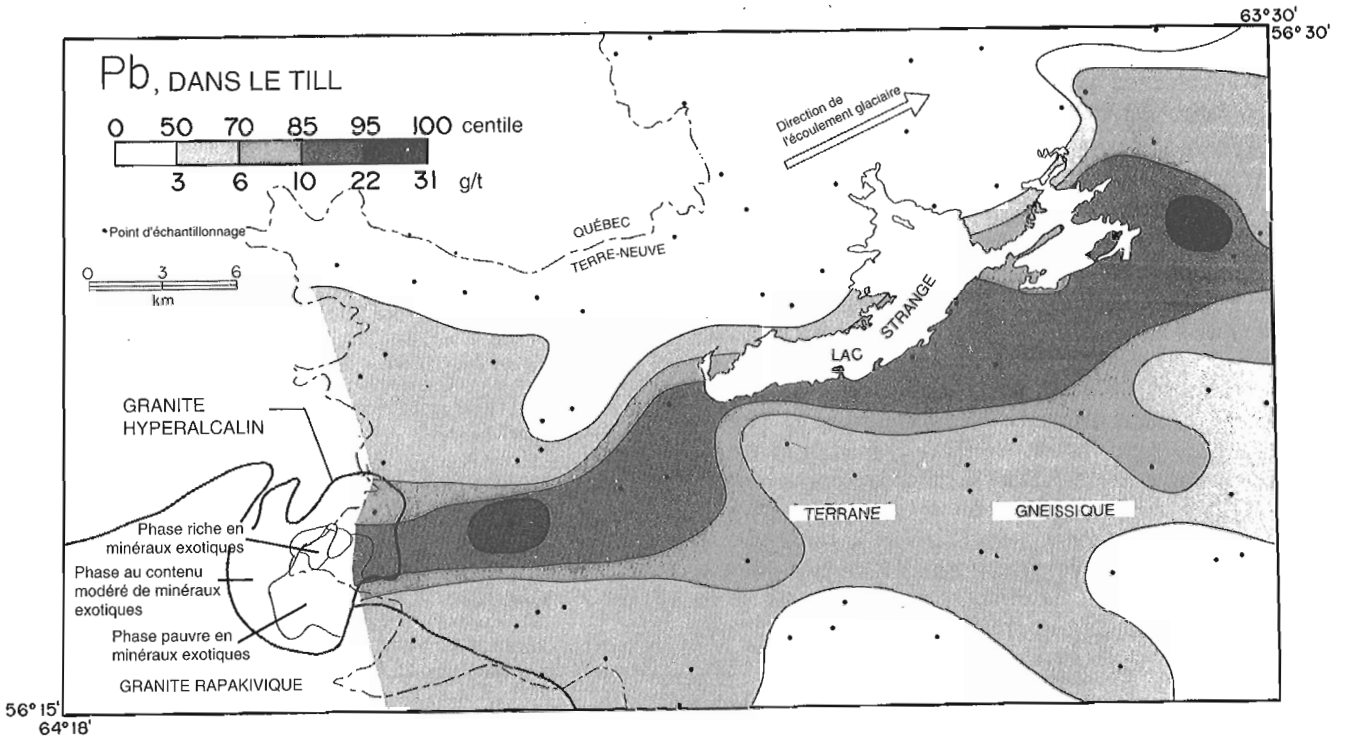


Figure 11. Plomb, dans les sédiments lacustres.

définie, en forme de ruban, qui s'étend en direction de l'aval glaciaire sur une distance d'au moins 40 km à partir de sa roche mère.

2. L'étendue de la traînée de dispersion s'explique par la combinaison fortuite des facteurs suivants : la nature lithologique caractéristique de la roche mère, l'altitude relative élevée du complexe, une surface de plateau vers l'aval glaciaire et un écoulement glaciaire unidirectionnel.

3. La dispersion géochimique de nombreux éléments prend la forme d'un ruban et les contrastes sont marqués et bien définis sur les cartes de répartition dressées pour chaque élément. Le béryllium, le plomb, l'uranium, le thorium, l'yttrium et le zirconium sont les éléments qui reflètent le plus nettement le complexe.

4. Un transect traversant la traînée de blocs perpendiculairement à la direction de l'écoulement présente une séquence qui coïncide avec la répartition des affleurements des sous-unités du complexe, ce qui permet de supposer que le transport glaciaire s'est fait le long de lignes d'écoulement bien définies et stables.

5. La traînée de dispersion présente une série de fortes concentrations géochimiques et lithologiques bien définies. L'idée d'associer ces anomalies à des minéralisations locales qui n'auraient pas encore été découvertes a été rejetée à cause des caractères géologiques du substratum rocheux déjà connus et de leur lien étroit avec la topographie, en particulier avec les collines de type crag-and-tail. Il semble que les crêtes topographiques aient intercepté les débris provenant du complexe ayant été transportés dans la masse de glace ou dans la partie supérieure de la couche basale. Les concentrations géochimiques sont habituellement élevées à l'emplacement des formes construites en comparaison de celles qu'on obtient dans les basses terres avoisinantes. Ce fait est peut-être attribuable à une sédimentation ininterrompue sur les collines de type crag-and-tail tandis que les basses terres étaient des zones d'érosion où la sédimentation ne s'est produite que lors de la déglaciation.

6. Le long des collines de type crag-and-tail, les variations des concentrations d'éléments associés au complexe s'expliquent sans doute par l'histoire de leur mise en place. Par exemple, la présence de faibles valeurs géochimiques et une faible abondance de fragments représentatifs du complexe à moins de 1 km des noyaux rocheux en direction de l'aval glaciaire permet de supposer l'existence de deux traînées de blocs superposées, soit une traînée régionale prenant naissance dans le complexe de Strange Lake et une autre, à caractère local, provenant du noyau rocheux non minéralisé. Dans le cas de la seconde traînée, la concentration maximale devrait se trouver près sa source, entraînant ainsi une dilution de la concentration des éléments associés au complexe. Plus loin, dans la queue de la traînée, la dilution est moins forte et on remarque une augmentation des concentrations d'éléments associés au complexe.

7. Les travaux d'exploration minérale dans des régions anciennement englacées devraient comprendre la cartographie du Quaternaire et un échantillonnage des tills à l'échelle régionale. Ainsi, plutôt que d'attribuer une origine locale aux anomalies géochimiques et lithologiques, celles-ci pourraient être évaluées dans le contexte d'une traînée de dispersion régionale, en particulier si elles coïncident avec des crêtes topographiques.

REMERCIEMENTS

Les travaux sur le terrain ont été effectués en 1983-1984. L'auteur tient à adresser ses remerciements à tous les membres du personnel de terrain et du personnel de soutien qui y ont participé. Le laboratoire du ministère des Mines a effectué les analyses. Les figures ont été réalisées par Tony Paltanavage et David Leonard, de la section de dessin du ministère des Mines, sous la direction de Ken Byrne. David Proudfoot et David Liverman (ministère des Mines de Terre-Neuve) et Rod Klassen (Commission géologique du Canada) ont révisé et permis, par leurs observations, d'améliorer le manuscrit. Cet article est une contribution à l'Entente auxiliaire Canada-Terre-Neuve sur l'exploitation minérale et son impression a été autorisée par le sous-ministre adjoint responsable de la Direction des services géologiques.

RÉFÉRENCES

Ashley, G.M., Shaw, J., and Smith, N.D. (ed.)
1985: Glacial Sedimentary Environments; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, no. 16, 246 p.

Batterson, M.J., Taylor, D.M., and Vatcher, S.V.
1985: Quaternary Mapping and Drift Exploration in the Strange Lake Areas, Labrador; in Current Research, Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Report 85-1, p. 4-10.

Boulton, G.S.
1976: A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin; Geografia, v. 12, p. 65-80.
1982: Subglacial processes and the development of glacial bedforms; in Research in Glacial, Glaciofluvial and Glacio-lacustrine systems, Proceedings of the Guelph Symposium on Geomorphology, eds. R. Davidson-Arnott, W. Mickling, and B.D. Fahey, Geo Books, Norwich, p. 1-32.

Cooke, H.C.
1929: Studies in the Physiography of the Canadian Shield, Part 1, The Mature Valleys of the Labrador Peninsula; Transactions of the Royal Society of Canada, v. 23, Section 4, p. 91-120.

DiLabio, R.N.W.
1979: Drift Prospecting in Uranium and base metal mineralization sites, District of Keewatin, Northwest Territories, Canada; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain, Institute of Mining and Metallurgy, London, p. 91-100.
1981: Glacial dispersal of rocks and minerals at the south end of Lac Mistassini, Quebec, with special reference to the Icon dispersal train; Geological Survey of Canada, Bulletin 323, 46 p.

DiLabio, R.N.W., Rencz, A.N., and Egginton, P.A.
1982: Biogeochemical expression of a classic dispersal train of metalliferous till near Hopetown, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2297-2305.

Dreimanis, A.
1956: Steep Rock Iron Ore Boulder Train; Geological Association of Canada, Proceedings 8, v. 1, p. 27-70.
1982: Work Group (1) - Genetic classification of tills and criteria for their differentiation: Progress report on activities 1977-1982, and definitions on glacigenic terms; in INQUA Commission on genesis and lithology of Quaternary deposits, Report on activities 1977-1982, ed. Ch. Schluchter, ETH, Zurich, p. 12-31.

Eyles, N. (ed.)
1983: Glacial Geology, An introduction for engineers and earth scientists; Pergamon Press, Oxford, 409 p.

Flint, R.F.
1971: Glacial and Quaternary Geology, Wiley and Sons, New York, 892 p.
Geological Survey of Canada
1979: Regional lake sediment and water geochemical reconnaissance data, Labrador; Geological Survey of Canada, Open File 559.
1985: Airborne spectrometry, NTS 14D/5; Geophysical Series, Map 35414(5).
Hillaire-Marcel, C., Grant, D.R., and Vincent, J.-S.
1980: Comment and Reply on Keewatin Ice Sheet - Re-evaluation of the traditional concept of the Laurentide Ice Sheet and Glacial erosion and ice sheet divides, northeastern Laurentide Ice Sheet, on the basis of the distribution of limestone erratics; Geology, v. 8, p. 466-471.
Holmes, G.W.
1966: Early discoveries XXV, Stephen Reed, M.D., and the "celebrated" Richmond boulder train of Berkshire County, Massachusetts, U.S.A.; Journal of Glaciology, v. 6, p. 431-437.
Hyvarinen, L., Kauranne, K., and Yletyinen, V.
1973: Modern boulder tracing in prospecting; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain, ed. M.J. Jones, Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 87-95.
Klassen, R.A. et Shilts, W.W.
1977: Glacial Dispersal of Uranium in the District of Keewatin, Canada; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain, Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 80-88.
Klassen, R.A. and Thompson, F.J.
1987: Ice flow history and glacial dispersal in the Labrador Trough; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 61-71.
McConnell, J.W. and Batterson, M.J.
1987: The Strange Lake Zr-Y-Nb-Be-REE deposit, Labrador: A Geochemical profile in till, lake and stream sediment and water; Journal of Geochemical Exploration, v. 29, p. 105-127.
Miller, J.K.
1984: Model for clastic indicator trains in till; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain, 1984, Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 69-78.
Miller, R.R.
1986: Geology of the Strange Lake Alkalic Complex and the associated Zr-Y-Nb-Be-REE mineralization; in Current Research, Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Report 86-1, p. 11-20.
Minell, H.
1978: Glaciological interpretations of boulder trains for the purpose of prospecting in till; Sveriges Geologiska Undersokning, Series C, no. 743, 51 p.
Rowe, J.S.
1972: Forest regions of Canada; Department of Environment, Canadian Forestry Service, Publication 1300.
Shilts, W.W.
1972: Drift prospecting; Geochemistry of eskers and till in permanently frozen terrain: District of Keewatin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 72-45, 34 p.
1975: Principles of Geochemical Exploration for sulphide deposits using shallow samples of glacial drift; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 68, no. 757, p. 73-80.
1976: Glacial till and mineral exploration; in Glacial Till: An interdisciplinary study, ed. R.F. Legget, Royal Society of Canada, Special Publication no. 12, p. 205-224.
1980: Flow patterns in the central North American ice sheet; Nature, v. 86, p. 213-218.
1982: Glacial dispersal: principles and practical applications; Geoscience Canada, v. 9, p. 42-48.
Shilts, W.W., Cunningham, C.M., and Kaszycki, C.A.
1979: Keewatin ice sheet - re-evaluation of the traditional concept of the Laurentide ice sheet; Geology, v. 7, p. 537-541.
Short, S.K.
1978: Palynology: A Holocene environmental perspective for archaeology in Labrador-Ungava; Arctic Anthropology, v. 15, p. 9-35.
Thompson, F.J. and Klassen, R.A.
1986: Ice flow directions and drift composition, central Labrador; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 713-717.
Sugden, D.R. and John, B.S.
1976: Glaciers and Landscape; Edward Arnold, London, 376 p.
Zajac, I.S., Miller, R., Birkett, T., et Nantel, S.
1984: The Strange Lake deposit, Quebec-Labrador; Paper presented at the Canadian Institute of Mining and Metallurgy Annual Meeting, Ottawa.

La prospection glacio-sédimentaire dans les Appalaches, dans la région de l'Estrie-Beauce, au Québec

W.W. Shilts[1] et S.L. Smith[1]

Shilts, W.W. et Smith, S.L., La prospection glacio-sédimentaire dans les Appalaches, dans la région de l'Estrie-Beauce, au Québec; dans La prospection glacio-sédimentaire, sous la direction de R.N.W. DiLabio et W.B. Cooker, Commission géologique du Canada, Étude 89-20, p. 47-67, 1989.

Abstract

Trace and minor element concentrations were determined in the E63 m fraction of over l500 samples of till from the Estrie-Beauce region of the Quebec Appalachians. Till facies and weathering status of each sample, though locally important, were found to have little effect on the overall patterns of geochemical dispersal. This conclusion does not hold for fractions containing easily weathered minerals, such as sand-sized heavy minerals.

Glacial dispersal patterns reflect dominant southeastward transport direction of the last, Lennoxville, glaciation, in spite of earlier southwestward and late-glacial northward flow widely documented in stratigraphic sections and by striations. Large glacial dispersal trains of chromium and nickel from the ophiolite belts provide dispersal models with which smaller, less well-defined anomalies associated with various types of mineralization can be interpreted. For instance, the topographic setting of ophiolite outcrops bears a direct relationship to the strength and size of the train developed. Greatest erosion occurred where outcrops forming prominent massifs projected into the glacier and where channelling along valleys increased the velocity and resultant erosive power of glaciers.

In general, the trace element patterns from this regional till study reflect known mineralization and contain intriguing anomalies in areas underlain by bedrock with potential for mineralization.

Résumé

Les éléments en traces et accessoires ont été dosés dans la fraction inférieure à 63 µm de plus de l 500 échantillons de till de la région de l'Estrie-Beauce, dans les Appalaches, au Québec. Le faciès du till et l'état d'altération de chaque échantillon, quoique présentant un caractère marqué par endroits, auraient eu peu d'effet sur les configurations générales de dispersion géochimique. Cette conclusion ne vaut pas pour les fractions contenant des minéraux facilement altérés comme les minéraux lourds de la taille des sables.

Les traînées de dispersion glaciaire qui s'allongent vers le sud-est indiquent la direction dominante de transport durant la dernière glaciation (Glaciation de Lennoxville), même si des études de coupes stratigraphiques et de stries montrent d'autres directions d'écoulement, soit un écoulement antérieur dirigé vers le sud-ouest, puis un second, plus récent qui remonte au tardiglaciaire, dirigé vers le nord. De grandes traînées de dispersion glaciaire du chrome et du nickel à partir des ceintures d'ophiolites constituent des modèles de dispersion permettant d'interpréter les anomalies moins bien définies associées à divers types de minéralisation. Par exemple, le cadre topographique des affleurements d'ophiolites influe directement sur l'intensité et la taille de la traînée formée. L'érosion est la plus marquée là où des affleurements formant des massifs proéminents s'avançaient dans le glacier et où le ravinement le long des vallées a augmenté la vitesse d'écoulement des glaciers et conséquemment leur pouvoir érosif.

En général, la répartition des éléments en traces dans cette étude régionale du till est un bon reflet de la minéralisation connue et renferme de curieuses anomalies dans des secteurs où le substratum rocheux présente un fort potentiel pour la découverte de minéralisation.

[1] Commission géologique du Canada, 601, rue Booth, Ottawa (Ontario) Canada K1A 0E8

INTRODUCTION

Depuis quelques années, les études sur les caractéristiques physiques et la composition des sédiments mis en place par les glaciers continentaux dans les Appalaches du sud-est du Québec ont fourni des modèles permettant l'utilisation des méthodes de prospection glacio-sédimentaire dans toute la région des Appalaches et dans d'autres secteurs présentant une topographie accidentée et des conditions géologiques complexes. Les roches des Appalaches sont déformées en plis complexes et présentent une grande variété de caractères lithologiques. Cette géologie complexe se reflète par une surface onduleuse et à fort relief (fig. 1) qui a été envahie par plusieurs glaciers continentaux. Cet article présente un sommaire de la recherche géochimique et sédimentologique s'appuyant sur des travaux de cartographie des dépôts de surface et sur des échantillons prélevés par différents scientifiques, de 1963 jusqu'à la fin de 1987. Un regain d'intérêt pour les métaux communs et l'or, que l'on trouve dans les placers bien connus de la région, fait qu'une attention

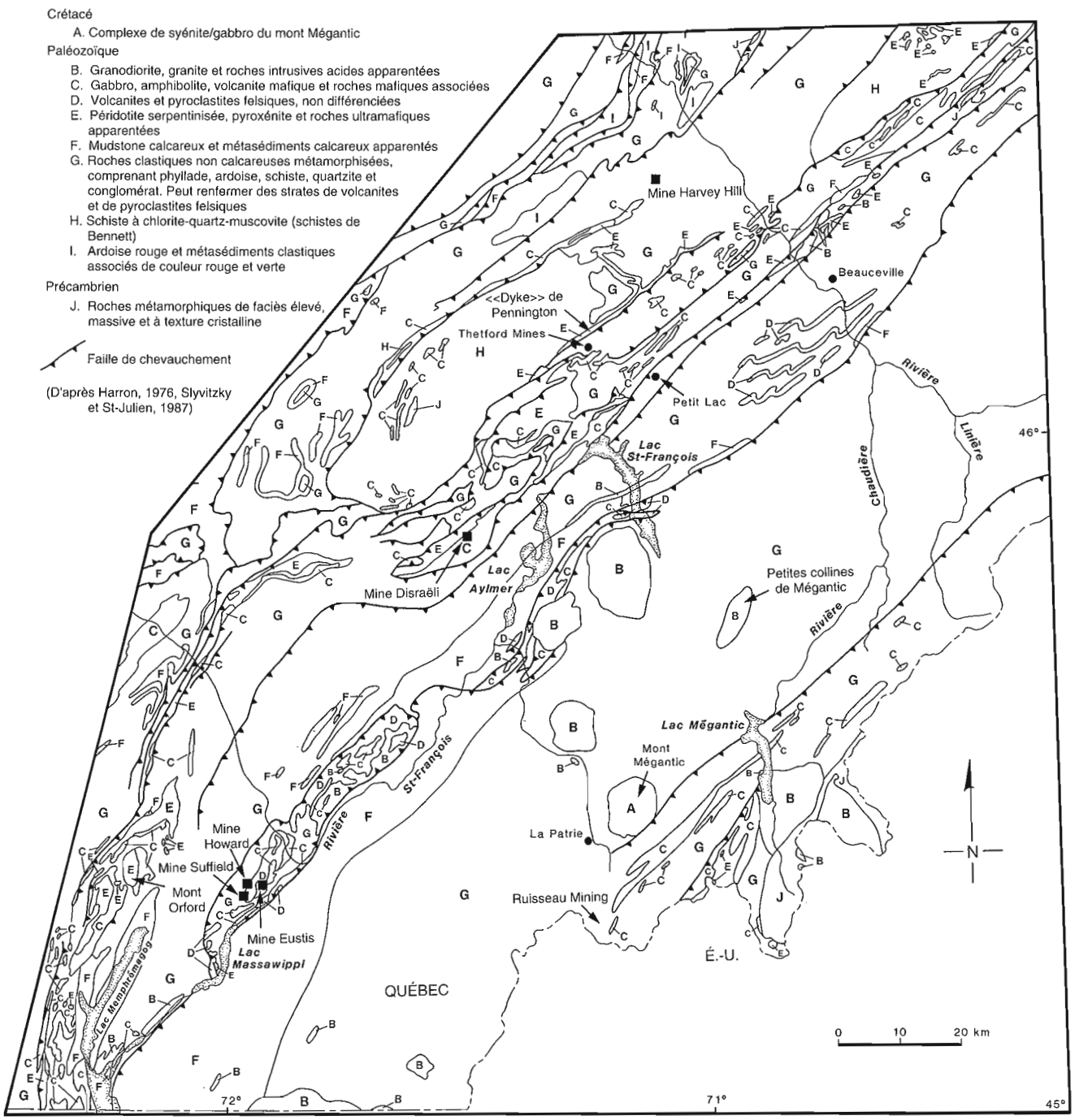


Figure 1. Géologie du substratum rocheux de la région de l'Estrie-Beauce (d'après les cartes de Slivitzky et St-Julien, 1987; Harron, 1976).

particulière a été portée à la dispersion du cuivre et de l'arsenic. Les données sur les éléments associés aux vastes affleurements de roches ultramafiques seront aussi examinées. D'ailleurs, la composition des sédiments glaciaires ayant subi l'influence de roches mères ultramafiques peut servir à élaborer des modèles sédimentologiques illustrant les conditions générales de minéralisation et de dispersion glaciaire dans les Appalaches.

Depuis vingt-cinq ans, les divers travaux de cartographie et les thèses ayant porté sur la région de l'Estrie-Beauce[1] ont permis de réunir un grand nombre de données sur des échantillons de till prélevés dans des coupes naturelles ou artificielles, le long des routes ou des cours d'eau et dans cinquante trous de forage creusés jusqu'au substratum rocheux[2]. Ces échantillons ont été réunis et sont conservés par la Commission géologique du Canada.

RELATIONS ENTRE LA SÉDIMENTOLOGIE ET LA GÉOCHIMIE DU TILL APPALACHIEN

Les données géochimiques tirées des fractions fines des échantillons de till prélevés près de la surface devraient, en théorie, nous renseigner sur les matériaux transportés par le dernier glacier à avoir envahi la région, indépendamment du faciès sédimentaire échantillonné. Pourtant, l'expérience acquise au cours de 20 années de travail dans les Appalaches québécoises et les régions voisines de la Nouvelle-Angleterre nous a appris que toute étude sur la dispersion devrait, au départ, décrire : 1) les processus glacio-sédimentaires particuliers à cette région au relief accidenté; 2) l'histoire de l'écoulement tardiglaciaire; et 3) les altérations postglaciaires que les agents atmosphériques et l'eau souterrainne ont fait subir aux sédiments glaciaires.

Il convient de se rappeler que l'érosion et le transport des débris glaciaires qui formeront éventuellement le till n'ont souvent rien à voir avec les mécanismes de dépôt par les glaces. Par exemple, des clastes présentant des facettes et des stries dues à des mouvements différentiels à l'intérieur de la masse compacte des débris transportés à la base du glacier peuvent être déposés en tant que débris supraglaciaires ou avec de tels débris s'ils sont entraînés vers la surface par un écoulement en compression le long de plans de cisaillement, en particulier dans la zone marginale d'un glacier en retrait mais demeuré actif. Les débris de la base du glacier peuvent aussi devenir des débris intraglaciaires s'ils sont poussés par cisaillement vers le haut, au-dessus des irrégularités du lit, puis déposés pendant la fusion sur place du glacier. La composition géochimique, indépendamment du mode de dépôt, nous renseigne habituellement assez bien sur la minéralogie des débris que le glacier transporte dans le voisinage du point d'échantillonnage. Par conséquent, même s'il existe plusieurs mécanismes de dépôt donnant chacun un faciès distinctif, ces éléments ont moins d'importance que la position occupée par les débris dans la masse de glace pendant leur transport. Qu'on détermine correctement ou non le faciès exact d'un échantillon n'a pas tellement d'importance quand il s'agit d'interpréter les données sur la composition des échantillons prélevés à des endroits distants l'un de l'autre dans les Appalaches québécoises, mais cette donnée peut être importante dans les régions plus accidentées de la Nouvelle-Angleterre où les débris ont été entraînés et transportés à des niveaux différents dans la masse de l'inlandsis.

Dans la région des Appalaches, le till est le principal matériel échantillonné à des fins d'analyse géochimique et il est important de parler de ses caractéristiques sédimentologiques si nous voulons interpréter correctement les paramètres se rapportant à sa composition. Dans les Appalaches, il faut tout d'abord souligner que les glaciers continentaux ont envahi des régions dont l'énergie du relief se maintient autour de 1 000 m et que certaines protubérances du lit glaciaire s'élevaient souvent jusqu'à 500 m au-dessus des terrains voisins (fig. 2). Ces protubérances présentent habituellement des caractères lithologiques distincts car elles sont souvent constituées de roches ignées plus résistantes, comme des granites, des gabbros, des roches ultramafiques, ou de différents types métavolcanites mafiques et felsiques. Les débris glaciaires arrachés à ces roches contrastent vivement avec les débris arrachés aux roches métasédimentaires qui occupent habituellement les secteurs les plus bas de la région. Par conséquent, les débris transportés et libérés par la partie supérieure du glacier peuvent présenter des caractères minéralogiques et géochimiques différents de ceux des débris de la base.

Sur une épaisseur de 1 000 m à partir de la base des glaciers qui ont envahi les Appalaches, des débris présentant des caractères lithologiques distincts ont été entraînés à des niveaux différents. Libérés lors de la fonte des glaces, ils ont donné des ensembles de faciès de till correspondant à chaque cycle d'avancée et de retrait. La partie basale des ensembles de faciès correspond à une coupe transversale comprimée de la charge sédimentaire transportée dans la moitié ou le tiers inférieur du glacier. Les sédiments, autrefois dispersés à travers plusieurs centaines de mètres de glace, sont aujourd'hui représentés par des couches de matérieux d'une épaisseur moyenne habituellement inférieure à cinq mètres. Comme dans les glaciers contemporains, c'est à la base, sur une épaisseur d'environ 50 m, que les débris devaient être concentrés. Ces débris, transportés à travers les secteurs bas de la région, se sont heurtés aux saillies topographiques, aux massifs et aux collines qui, dans les Appalaches, dominaient le relief sous-glaciaire, puis ont été déposés au pied de ces obstacles ou les ont contournés (Shilts, 1976a).

[1] L'expression «Estrie-Beauce» désigne ici la région du sud-est du Québec appartenant au secteur des Appalaches située au nord du Vermont, du New-Hampshire et du nord-ouest du Maine (États-Unis) et au sud des villes de Québec et de Montréal. L'Estrie comprend la région du Québec appelée Cantons de l'Est et la Beauce comprend le comté de Beauce et les régions avoisinantes, au sud de la ville de Québec.

[2] Parmi ceux qui ont contribué à cette cueillette d'échantillons, mentionnons, outre les auteurs : A.P. Blais, S. Courtney, N.R. Gadd, C.A. Kaszycki, P. LaSalle, J. Locat, G. Lortie, B.C. McDonald, M. Parent, W. Podolak et leurs assistants.

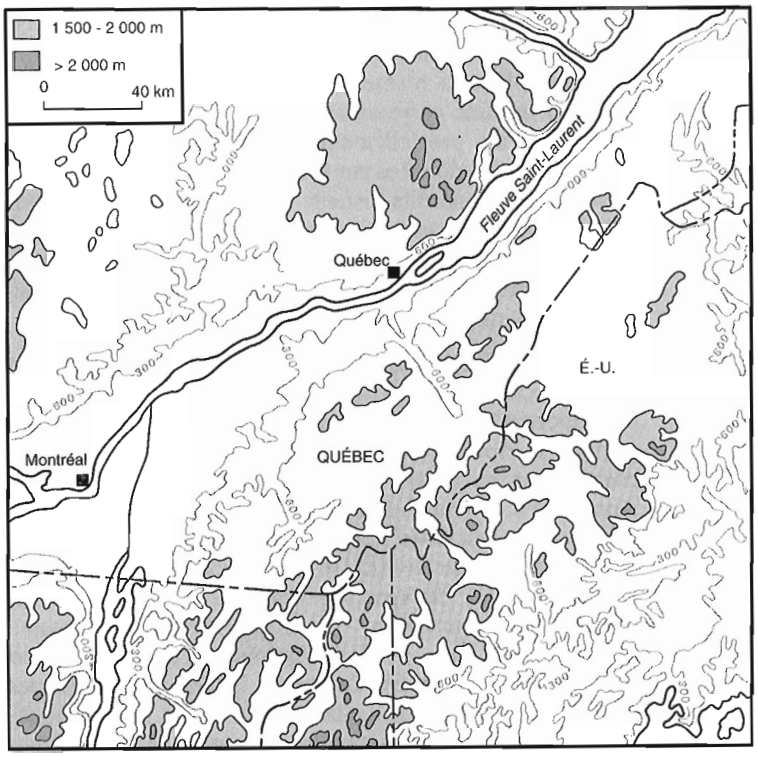


Figure 2. Carte topographique simplifiée de la région de l'Estrie-Beauce et des régions adjacentes.

FACIÈS BASAL

Le matériel transporté à la base des glaciers appalachiens a donné un diamicton compact et pierreux, à clastes non jointifs, dont la matrice est composée à parts à peu près égales de sable, de silt et d'argile (fig. 3). L'épaisseur de ce diamicton est généralement de 2 à 3 m mais elle peut atteindre 25 m dans les vallées; par contre, le diamicton est mince ou absent dans de nombreux secteurs de hautes terres. Quand le till n'est pas oxydé, il est habituellement de couleur gris olive mais il peut présenter des teintes rougeâtres, soit parce que des débris d'ardoise rouge ou des blocs erratiques d'origine volcanique provenant de la vallée de la basse Chaudière se sont intégrés à la masse de glace, soit parce que le glacier a remanié des sédiments proglaciaires à interstrates d'argile rouge.

Ce till basal a les caractères d'un till de fond déposé à la semelle du glacier. Dans les excavations ou les coupes naturelles, il est massif là où les eaux courantes l'ont délavé; ailleurs, il présente souvent des structures variées et bien développées. Parmi les structures les plus répandues figurent des surfaces de discontinuité subhorizontales, planaires ou ondulées, se répétant à des intervalles de quelques centimètres à un mètre ou davantage (fig. 4). Comme il est difficile d'expliquer leur origine par les eaux courantes, on croit que ces plans de séparation naissent par l'enlèvement de très minces (1 mm ou moins) couches de silt séparant d'épaisses masses de till pierreux. D'ailleurs, on trouve parfois des concentrations de petites pierres le long de ces surfaces de discontinuité et, à deux endroits, elles s'élargissent pour former des cavités ovales, d'une largeur d'un mètre, remplies de minces lits de silt argileux laminé interstratifiés de graviers en couches déformées et grossièrement entrecroisées (fig. 4). À plusieurs endroits, les discontinuités

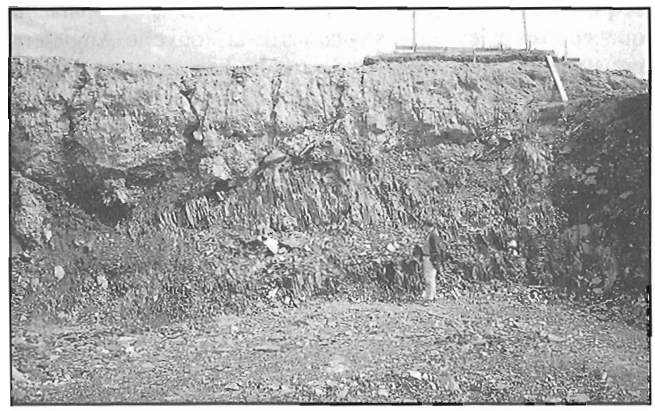


Figure 3. Till de Lennoxville silteux et caillouteux typique, reposant sur des ardoises à pendage vertical appartenant au synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. (GSC 204411-H)

isolent d'épaisses couches de till qui semblent mouler le substratum rocheux ou la surface irrégulière des couches sous-jacentes (fig. 5).

Dans les Appalaches, les structures précédemment décrites se retrouvent dans des tills d'âges différents mais elles ne sont visibles que là où le sédiment a été délavé par les eaux courantes (cours d'eau, ruissellement, effet de pompage, etc.). On croit, en fin de compte, que ces structures sont héritées des glaciers eux-mêmes et que les surfaces de discontinuité correspondent aux limites de masses de débris séparées l'une de l'autre par de la glace propre, près de la base du glacier, un phénomène fréquent dans les glaciers contemporains. Les structures auraient été préservées par la fusion lente de la glace inactive de la base du glacier, les eaux de

fonte se dispersant sans presque remanier les sédiments. Les couches de débris pierreux et les cavités remplies de gravier peuvent avoir été formées dans des conduits à travers lesquels s'écoulait une partie des eaux de fusion. Le fait que les couches de till moulent les dépôts sous-jacents semble bien indiquer un tel mécanisme de fusion à la base du glacier. Si ce modèle est correct et s'il reflète bien les conditions générales de mise en place du till dans les Appalaches, le vrai till de fond serait alors mince ou rare et les tills dominants seraient des tills associés à la fonte de la glace à la base du glacier, déposés soit sur le substratum rocheux, soit sur un mince faciès de till de fond. Ce till de fusion est en quelque sorte le produit de la fossilisation de tous les éléments de la base d'un glacier, exception faite de la glace. La fusion de la glace aurait considérablement modifié la fabrique et les structures originelles.

En rapport avec l'échantillonnage géochimique, il était de première importance d'établir la validité de ce modèle car, si les surfaces de discontinuité délimitent d'anciennes masses de débris, la composition du till peut changer de l'une à l'autre, comme on l'a remarqué dans les glaciers contemporains (DiLabio et Shilts, 1979). Malgré des variations subhorizontales mineures de la composition observées lors de l'étude détaillée de nappes de till de fond dans cette région (Shilts, 1978), on estime qu'elles sont habituellement si faibles qu'elles ne constituent pas un obstacle sérieux pour l'échantillonnage régional des dépôts de surface.

Dans certaines coupes et dans certains forages, on a remarqué, dans les dépôts non consolidés, des déformations importantes probablement dues à l'effet d'entraînement des glaciers. Les structures tectoniques sont tantôt des déformations unidirectionnelles de sédiments laminés entraînés par la glace, tantôt des empilements d'un ou de plusieurs tills et des sédiments associés mis en place dans l'eau, débris qui ont été arrachés de leur lit d'origine et entraînés par cisaillement dans la glace, libérés lors de la fusion et déposés les uns sur les autres (Shilts, 1981; Smith et Shilts, 1987). Ce phénomène est particulièrement bien illustré à la base de la coupe de la

Figure 4. Surfaces de discontinuité rapprochées dans le Till de Lennoxville. Au-dessus de la pelle, la cavité est remplie en alternance de couches de silt laminé et de gravier. On croit que la cavité était un conduit permettant l'écoulement des eaux de fonte à la base du glacier. (GSC 204411-O)

Figure 5. Till de fusion basal présentant des structures typiques des tills de la région de l'Estrie-Beauce. À remarquer l'effet moulant des couches de till qu'on croit pouvoir attribuer à des bandes de débris dont les limites ont été accentuées par le délavage lors des crues printanières. (GSC 204411-C)

Figure 6. Structures tectoniques à la base de la coupe de la rivière des Plante. Les structures inclinées sont les traces laissées par des failles de chevauchement séparant des ensembles sédimentaires comprenant le Till de Johnville, le Till de Chaudière ainsi que des sédiments interstadiaires fluviatiles et glaciolacustres. Les sédiments fluviatiles forment des masses lenticulaires de gravier, juste au-dessus du niveau de l'eau, à l'avant-plan, à droite. (GSC 204680-B)

rivière des Plante; à cet endroit, les deux tills les plus anciens sont intercalés dans une série de nappes de charriage de compositions différentes (fig. 6). À cet endroit, seuls les tills les plus anciens ont été charriés et empilés mais ce phénomène pourrait également avoir affecté les tills plus récents et il faudrait en tenir compte dans l'élaboration d'un plan d'échantillonnage ou au moment d'interpréter les données tirées des échantillons. À la rivière des Plante, les deux tills les plus anciens retrouvés empilés ont été mis en place par des glaciers progressant dans des directions tout à fait différentes, ce qui leur confère des caractères chimiques et minéralogiques distincts (Poliquin, 1987; Shilts et Smith, 1986, p. 274).

FACIÈS INTRAGLACIAIRE

Au-dessus de l'horizon basal riche en débris, les glaciers qui ont envahi les Appalaches renfermaient, sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, des concentrations moindres, quoique toujours importantes, de matériaux arrachés le plus souvent aux éléments topographiques les plus élevés du relief qui se dressaient dans la masse de glace (Shilts, 1973). La densité de la charge intraglaciaire était probablement proportionnelle à l'amplitude du relief, c'est-à dire que les hautes terres et les collines isolées qui dominent la topographie onduleuse des Appalaches, au Québec, ont fourni moins de débris intraglaciaires que les collines serrées et déchiquetées de la Nouvelle-Angleterre (Shilts, 1973; 1981).

Indépendamment de leur degré de concentration, les matériaux intraglaciaires semblent avoir été délestés sur le faciès basal sous-jacent lors de chaque retrait glaciaire. Au Québec, ils forment une couche de blocs pratiquement sans matrice. Le caractère grossier des matériaux qui forment ce dépôt de surface (manteau d'ablation de Shilts, 1973) s'explique par la grosseur initiale des blocs arrachés aux massifs diaclasés des hautes terres et par le peu de contact entre les clastes pendant leur transport dans une glace ne renfermant que de faibles concentrations de débris. Les blocs ainsi que les sédiments fins sous-aquatiques et diamictiques masquent le faciès basal de till sous-jacent et forment un dépôt superficiel régional continu (fig. 7). Quand on prélève des échantillons à des fins d'analyse géochimique, on risque peu de choisir par erreur ce faciès car il est surtout constitué de blocs seulement ou de blocs avec moins d'un mètre de diamicton reconnaissable.

En revanche, dans les montagnes frontalières et en Nouvelle-Angleterre, ce manteau de blocs s'épaissit pour devenir un diamicton sableux, dont les éléments grossiers sont noyés dans une matrice; il peut avoir jusqu'à 20 m d'épaisseur et repose sur un faciès basal caillouteux, silteux et résistant (fig. 8). Pour Stewart et MacClintock (1969; 1971), ce dépôt est un till d'ablation et la fabrique qu'il présente à l'échelle régionale témoigne d'un transport intraglaciaire. À cause de sa faible épaisseur, on ne peut pas déterminer avec certitude la fabrique du faciès équivalent au Québec, mais on croit que les débris ont été transportés et déposés de la même manière. Même si une partie des débris intraglaciaires a pu être altérée ou remaniée dans un contexte de fusion d'une surface d'ablation, ou remaniée par des eaux de fonte supraglaciaires ou intraglaciaires, on croit généralement que les débris libérés au moment de la fusion ont été peu perturbés, comme c'est le cas pour le faciès basal. En résumé, pour ces régions, presque tous les matériaux qui se situ*ent près de la surface peuvent présenter ce faciès intraglaciaire et il convient d'être prudent en comparant les résultats de l'analyse géochimique de différents faciès.

Figure 7. Couche superficielle de blocs granitiques transportés dans la masse du glacier et libérés à partir de sa surface, sur un till de fond, près de Saint-Sébastien, au Québec. Dépôt appelé «manteau d'ablation» par Shilts (1973). (GSC 204411-A)

Figure 8. «Till d'ablation» typique, au Vermont (Stewart et MacClintock, 1969). À remarquer, la texture sableuse, pierreuse et les couches de sédiments sableux, triés, formées par l'écoulement d'eaux de fonte supraglaciaires ou intraglaciaires. Le pic, au centre, à droite, mesure 25 cm de longueur. (GSC 204411-P)

PROCESSUS SUPRAGLACIAIRES

Les débris transportés à la base du glacier ou dans la masse glaciaire peuvent éventuellement se retrouver à la surface du glacier et être remaniés à l'occasion d'un glissement ou par les eaux de fonte, en particulier lorsque la déglaciation résulte du retrait d'un front glaciaire actif. Dans ce cas-là, les charges basale et intraglaciaire peuvent être amenées en surface le long de plans de cisaillement de la glace active qui, au front glaciaire, progresse au-dessus de la glace stagnante. Le fait que cette forme de remaniement ait été rare au Québec (et, en général, dans le nord de la Nouvelle-Angleterre) semble indiquer que les glaciers ont été plutôt inactifs vers la fin de leurs phases de retrait et que les débris ont été libérés pendant la fusion sur place d'une glace relativement stagnante. Cette hypothèse, défendue, il y a de nombreuses années par Flint (1929, 1942), entre autres, peut logiquement s'appliquer à un glacier en retrait installé sur un relief dont la dénivelée équivalait au tiers et jusqu'à la moitié de l'épaisseur totale du glacier.

En résumé, les auteurs ont identifié, dans les Appalaches, deux ensembles de faciès sédimentaires, tous deux constitués de débris libérés par la glace et très peu remaniés par les eaux de fonte intraglaciaires, sous-glaciaires ou supraglaciaires. Là où on les retrouve tous les deux, ils apparaissent habituellement sous forme de till de fusion basal constitué de couches de diamicton empilées correspondant à des couches de débris intraglaciaires et reposant, ou non, sur un till de fond. Les faciès basaux sont recouverts, à travers la majeure partie de la région de l'Estrie-Beauce, d'un manteau de blocs intraglaciaires (et d'une quantité moindre de sédiments sous-aquatiques et diamictiques) qui s'épaissit dans la zone frontalière plus montagneuse et dans les régions voisines de la Nouvelle-Angleterre pour former un till de fusion intraglaciaire ou supraglaciaire, diamicton sableux pouvant atteindre, en moyenne, plusieurs mètres d'épaisseur. En général, la composition du faciès basal contraste vivement avec celle du faciès intraglaciaire ou supraglaciaire mais les deux peuvent avoir subi des remaniements par les eaux de fonte internes ou supraglaciaires.

Le faciès basal et le faciès intraglaciaire sont très significatifs pour l'exploration minérale dans les Appalaches. Comme les débris qui occupent une position supérieure ont été arrachés aux éléments les plus élevés du lit glaciaire et comme ces éléments doivent leur plus haute altitude à des caractères lithologiques qui contrastent vivement avec ceux des terrains environnants, la composition des débris intraglaciaires est souvent fort différente de celle des débris qui forment le faciès basal sous-jacent (Shilts, 1973). Dans les Appalaches, cela signifie que le till d'ablation peut refléter autant la composition lithologique de collines proches que celle de collines distantes (c'est-à-dire qu'il peut être d'origine locale) alors que le faciès basal est constitué de matériaux transportés sur de plus longues distances, à travers les régions les plus basses. En d'autres termes, rien ne permet de déterminer quel faciès renferme les débris dont l'origine est la plus lointaine car la topographie locale influence la provenance de n'importe quel échantillon. Dans chaque cas, il est donc primordial de distinguer les deux groupes de faciès car les compositions établies à partir de l'analyse de l'un ou de l'autre peuvent donner des modèles de dispersion très différents, ainsi que l'a montré Shilts (1973; 1976a).

ALTÉRATION MÉTÉORIQUE DU TILL

En Estrie-Beauce, la couleur typique des tills non altérés varie de gris bleu à gris olive et ces tills renferment généralement des cubes de pyrite visibles à l'oeil nu et non ternis. Quand ces tills ont subi une oxydation postglaciaire, ils prennent une couleur havane due à la précipitation des oxydes et des hydroxydes de fer et de manganèse qui sont des produits de la décomposition de la pyrite et des autres minéraux labiles, y compris les sulfures qui renferment des cations pouvant avoir une valeur économique. L'oxydation et les autres processus d'altération météorique entraînent des modifications du till jusqu'au niveau de la nappe d'eau souterraine, en éliminant presque tous les sulfures et la plupart des carbonates. L'élimination ou le remplacement des sulfures n'a pas un effet très marqué sur la composition géochimique du silt et de l'argile, en partie parce que les glaciers arrivent difficilement, à cause des propriétés physiques des sulfures, à les réduire en débris de cette taille, et, en partie, parce que de nombreux cations libérés par la destruction des sulfures ont été précipités à nouveau sous une autre forme ou adsorbés par les constituants de la fraction fine du till. Quoi qu'il en soit, la destruction de ces constituants de la fraction sableuse du till et celle des sédiments postglaciaires dérivés du till peuvent entraîner de graves distorsions au niveau des caractères géochimiques de la fraction des minéraux lourds (densité >3,3)

Tableau 1. Concentrations d'éléments chalcophiles dans des échantillons de till oxydé (OX) et non oxydé (NO).

ÉCH.	Cu		Pb		Zn		Co		Ni		Cr	
	OX	NO	OX	NO	OX	NO	OX	NO	OX	NO	OX	NO
U 13	16	580	19	88	23	226	10	92	16	107	14	10
PL 60 66	29	455	39	147	41	219	34	195	65	438	94	18
U 28	18	465	16	73	33	169	24	92	25	86	19	13
U 103	33	512	17	58	52	263	29	133	40	132	27	16
U 531	142	600	24	176	36	360	26	235	30	200		

de la taille des sables qui, dans les tills appalachiens non altérés, présentent généralement des teneurs en pyrite supérieures à 10 % et renferment de petites quantités d'autres sulfures. Dans les minéraux lourds non magnétiques de la taille des sables et provenant de tills oxydés, on observe une diminution importante du bruit de fond et des concentrations anomales d'éléments chalcophiles comme le zinc, le plomb, le cuivre, le cobalt, le fer, etc. (fig. 9a, b; tableau 1). Étant donné le volume de minéraux détruits par oxydation, même une comparaison entre les concentrations de minéraux lourds stables, comme l'or et l'étain, d'échantillons oxydés et non oxydés peut être trompeuse, surtout lorsque la pyrite, à l'origine, représentait une forte proportion des sédiments. Par suite du départ de la pyrite, la proportion des minéraux stables peut être exagérément élevée par rapport à l'ensemble des minéraux lourds.

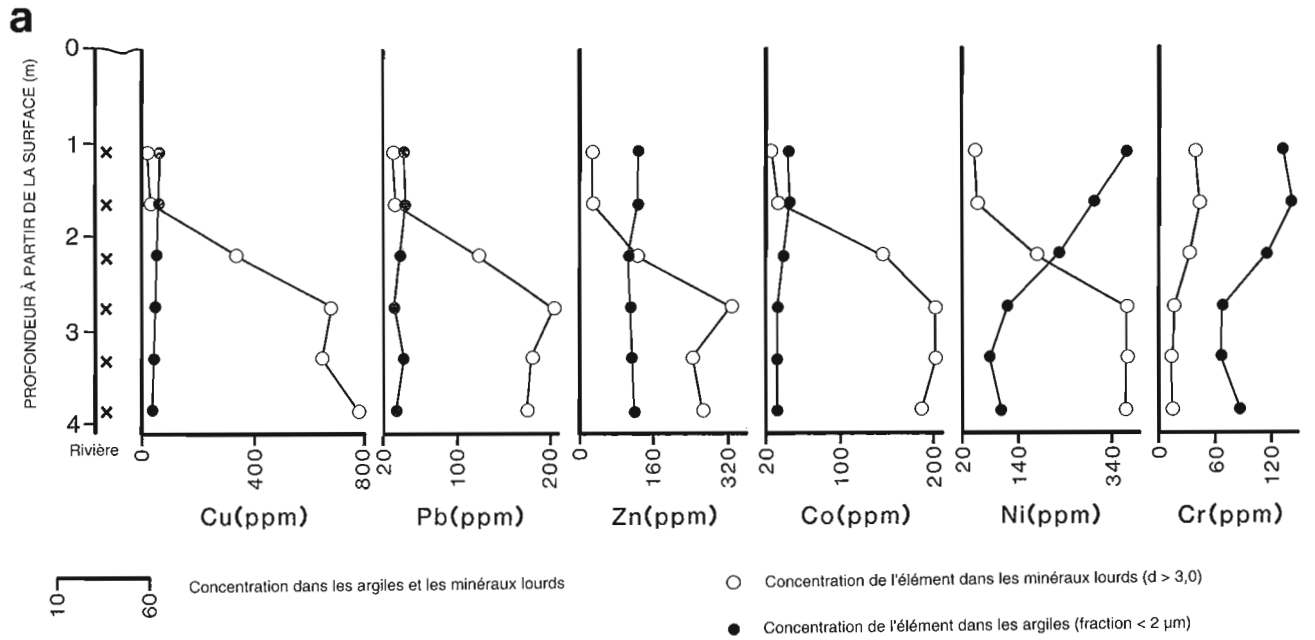


Figure 9a. Diagrammes illustrant les effets de l'altération météorique sur la concentration verticale des métaux dans les fractions de minéraux lourds non magnétiques (densité > 3,3). L'enrichissement des fractions argileuses en nickel et en chrome s'explique par la provenance des matériaux et par le fait que les débris transportés vers le sud-est par le glacier de Lennoxville ont été dispersés vers le nord après un renversement de l'écoulement glaciaire survenu vers la fin de la glaciation de Lennoxville (coupe 40, à Petit-Lac). **b.** Échantillonnage de matériaux dans la coupe 40, près de Petit-Lac, au Québec. (GSC 204411-G)

Pour résoudre les problèmes que cause l'altération météorique, on a mis au point une procédure simple permettant, même à des personnes peu expérimentées, d'évaluer le degré d'oxydation sur le terrain, ce qui réduit d'autant les risques d'erreur d'échantillonnage. Comme la différence de couleur entre un till oxydé et un till non oxydé est habituellement très frappante en Estrie-Beauce, on a procédé à une classification des tills à partir de ce critère.

Les échantillons de till de classe I correspondent à un till basal calcareux, résistant, compact, dont la couleur passe par plusieurs nuances de gris (rarement brun rougeâtre ou mauve dans le nord du comté de Beauce) et qui, dans la plupart des cas, contient des grains de pyrite non ternie, visibles à l'oeil nu, ou des clastes qui renferment des inclusions de pyrite non altérée. Cette classe correspond au till non altéré et se retrouve habituellement sous la surface de la nappe d'eau souterraine, à des profondeurs qui varient de 4 à 5 m dans le secteur amont des cours d'eau, à moins d'un mètre dans les secteurs mal drainés, comme les tourbières et les plaines inondables. Seuls les échantillons de cette classe permettent d'évaluer la signification, pour l'exploration, des caractères géochimiques ou minéralogiques des concentrés de minéraux lourds de la taille des sables, surtout en ce qui concerne les éléments chalcophiles.

Le till de classe II est un till basal gris, gleyifié au sein de la nappe d'eau souterraine après avoir subi une oxydation (comme dans une plaine inondable où un cours d'eau peut migrer vers un secteur auparavant bien drainé); on trouve aussi ce till dans l'étroite zone de transition entre le till oxydé et le till non oxydé. On le reconnaît à la présence d'inclusions de goethite de couleur rouille, un produit de la pseudomorphose de la pyrite, ou par une coloration brunâtre se manifestant dans les premières phases de l'oxydation. L'altération météorique des sulfures est si rapide qu'un till gris de classe I, exposé à l'air libre au printemps, après le retrait des eaux de crue, peut, dès la fin de l'été, être taché de brun et présenter des traces évidentes de ternissure des sulfures. L'analyse géochimique des échantillons de minéraux lourds provenant de tills de classe II donne des résultats variables et imprévisibles.

Les échantillons de till de classe III correspondent à des tills compacts, complètement oxydés, qui, à l'exception de leur couleur havane, ont le même aspect physique que les tills de classe I dont ils sont le produit d'altération. Leurs sulfures ont été complètement lessivés et ils ne renferment habituellement plus de carbonates, à l'exception de la sidérite. Le contact entre la limite inférieure de cette zone et le till sous-jacent non oxydé se fait habituellement sans transition et se traduit par une variation marquée au niveau de la géochimie des minéraux lourds de la taille des sables (fig. 9a, b). Les caractères chimiques des fractions silto-argileuse et argileuse, dominées par les silicates, sont relativement peu touchés. Dans les cas, plutôt rares, où le till de classe I est de couleur rougeâtre, la pigmentation assurée par les oxydes secondaires n'offre pas un contraste assez marqué pour qu'on puisse juger de la profondeur atteinte par l'oxydation.

Les échantillons de classe IV correspondent à un diamicton qui dérive d'un till dérangé ou fortement altéré par des mouvements de masse, le gel ou les processus pédogénétiques. Dans les coupes où les échantillons ont été prélevés, le till présente souvent des structures ou une stratification frustre résultant de mouvements de reptation; il peut aussi être tacheté de brun et de gris par suite de l'interaction avec la biomasse ou de l'action d'autres processus chimiques. Autant que possible, on évite de recueillir ce type d'échantillon mais, dans plusieurs secteurs, les coupes sont entaillées sur une si faible profondeur et elles sont si rares qu'aucun autre till n'est accessible. L'analyse géochimique de ces types d'échantillons peut donner des résultats tellement dominés par les effets secondaires de la redistribution des cations due à l'altération météorique que le signal chimique des minéraux soumis à la dispersion glaciaire s'en trouve masqué.

Les cartes de dispersion ont été dressées à partir, surtout, des résultats d'analyse des échantillons de classe III (± 80 %), puisque l'oxydation touche habituellement les sédiments qui se trouvent à un mètre ou plus sous le sol postglaciaire dont l'épaisseur approximative est d'un mètre; on a eu recours à un nombre plus restreint d'échantillons de classe IV (±10 %), de classe I (±5 %) et de classe II (probablement moins de 5 %). Dans les cartes utilisées pour ce rapport, si des échantillons représentant plus d'une classe étaient disponibles pour un point d'échantillonnage donné, ce sont les résultats de l'analyse de l'échantillon de classe III qui sont rapportés. Le tableau 1 permet de saisir les différences, pour les éléments chalcophiles, entre les données géochimiques des fractions de minéraux lourds tirées des échantillons oxydés et non oxydés (classes I et III) prélevés à un même endroit.

STRATIGRAPHIE APPALACHIENNE : ÉROSION ET SÉDIMENTATION

Les principales unités stratigraphiques et les épisodes majeurs qui ont marqué l'histoire glaciaire des Appalaches québécoises sont connus depuis longtemps, au moins dans leurs grandes lignes. Dans le cadre des Mesures fédérales relatives à l'amiante[1], des recherches sur la stratigraphie et l'origine de placers enfouis ont été effectuées par carottage continu jusqu'au substratum rocheux ou au régolithe préglaciaire. Aucune unité stratigraphique glaciaire nouvelle n'a été identifiée dans les quarante-cinq trous forés, ce qui semble indiquer que le modèle stratigraphique proposé à l'origine pour le Vermont par Stewart et MacClintock (1964) et repris pour le Québec par McDonald et Shilts (1971) décrit bien les événements qui ont marqué l'histoire glaciaire de l'Estrie-Beauce.

[1] Les Mesures fédérales relatives à l'amiante sont un ensemble de projets parrainés par le gouvernement fédéral de 1984 à 1986 dans la région de l'Estrie-Beauce. La Commision géologique du Canada a assuré la réalisation des projets destinés à introduire de nouvelles techniques d'exploration minérale dans cette région touchée par la chute de la production d'amiante depuis 1983.

À partir des données stratigraphiques, on a émis l'hypothèse qu'un ou plusieurs glaciers continentaux ont envahi la région en s'écoulant vers le sud ou le sud-est avant ou au début du Wisconsinien. Le Till de Johnville a été déposé pendant la première glaciation mais il n'existe plus de traces de cet épisode glaciaire. Le retrait du glacier de Johnville a été suivi d'une période d'altération météorique et d'écoulement fluvial libre vers le nord, en direction du fleuve Saint-Laurent.

Pendant la glaciation suivante, celle de Chaudière, la région a été envahie par un glacier qui a pris naissance dans la partie orientale des Appalaches, probablement au Nouveau-Brunswick ou dans le nord du Maine (Rappol, 1988). Ce glacier a enlevé et remanié la plupart des anciens dépôts et le till qu'il a laissé repose en général directement sur le substratum rocheux, sauf dans plusieurs vallées profondes où il recouvre des sédiments non consolidés plus anciens. À cette phase d'écoulement précoce vers l'ouest a succédé, dans la région étudiée, un écoulement vers le sud-est d'origine laurentidienne. Même si la majeure partie du Till de Chaudière a été remaniée par un écoulement vers le sud-est pendant la glaciation plus tardive de Lennoxville, la glaciation de Chaudière est un épisode important qui a marqué la composition du till de surface. Les matériaux transportés vers le sud-ouest pendant la phase précoce de cette glaciation, qui a été aussi sa principale phase d'érosion, ont été repris en charge et transportés vers le sud-est pendant la phase laurentidienne et pendant la phase principale de la glaciation de Lennoxville. Malgré que l'érosion glaciaire associée à cette glaciation ultérieure ait entraîné la dilution des concentrations d'erratiques laissés par la glaciation de Chaudière, des erratiques transportés vers le sud-ouest peuvent encore être observés au sud-ouest de leur région d'origine (McDonald, 1966a; Elson, 1987). La possibilité que plusieurs directions d'écoulement puissent déformer le tracé des anomalies de la composition du Till de Lennoxville doit être prise en considération dans l'évaluation des cartes géochimiques.

Le front glaciaire correspondant à la phase laurentidienne de la glaciation de Chaudière s'est retiré vers le nord-ouest jusqu'à la limite nord-ouest des Appalaches, endiguant un grand lac, le Lac glaciaire Gayhurst, dans les vallées des rivières Chaudière et Saint-François (Shilts, 1981). Au fur et à mesure que ce lac envahissait l'aval de ces vallées en contact avec le front glaciaire en retrait, des quantités considérables de sédiments grossiers proximaux ont été déposées sous forme de cônes alluviaux sous-aquatiques et d'importantes quantités de sédiments fins ont été déposées en eau profonde, à la sortie des tunnels par où s'écoulaient les eaux de fonte sous-glaciaires. À intervalles rapprochés, jaillissaient des masses d'eau froide, chargées de sédiments qui formaient des sous-écoulements de densité qui se dirigeaient vers les dépressions les plus basses qu'elles remplissaient de sédiments fins laminés. L'épaisseur de la Formation de Gayhurst varie beaucoup; elle est maximale dans les dépressions qui se trouvaient le plus près de la sortie des tunnels empruntés par les eaux de fonte chargées de sédiments. Sur de courtes distances, l'épaisseur des sédiments de la Formation de Gayhurst varie de 0 à plus de 100 m; ces sédiments ne couvrent pas l'ensemble de la région, ils n'occupent que les dépressions, selon une répartition caractéristique des matériaux déposés dans les lacs proglaciaires tardiglaciaires.

Le glacier de Chaudière, qui s'était retiré jusqu'au front des Appalaches, a réavancé vers le sud-est et il a progressé de façon continue à travers le Québec et la Nouvelle-Angleterre. Cette réavancée a reçu le nom de glaciation de Lennoxville; elle correspond au plus important épisode glaciaire du Wisconsinien supérieur dans la région. On a déjà cru que le glacier n'avait déposé qu'un seul ensemble de sédiments comprenant un till de fond recouvert par une couche de blocs intraglaciaires ou supraglaciaires abandonnés pendant le retrait du glacier vers le nord-ouest (Shilts, 1970). La (re)découverte, au début des années 70 (Chalmers, 1898; Lamarche, 1971), de stries pointant vers le nord, gravées, de toute évidence, après celles qui correspondent à l'écoulement principal du glacier de Lennoxville vers le sud-est (fig. 10), a entraîné une réévaluation importante des interprétations possibles des données géochimiques. Les stries vers le nord ont été, en dernier lieu, attribuées à la formation de la ligne de partage glaciaire de Québec (Gadd et al., 1972; Shilts, 1976b, 1981). Cette ligne de partage correspond à l'axe linéaire d'un émissaire de glace s'écoulant vers le nord-est qui s'était retrouvé isolé au sud du fleuve Saint-Laurent, le reste de l'inlandsis alimentant une baie de vêlage formée par suite de la remontée eustatique des eaux de l'estuaire du bas Saint-Laurent (Thomas, 1977).

À la suite d'un renversement de l'écoulement glaciaire, vers la fin de la glaciation de Lennoxville, le glacier aurait apparemment réavancé vers le sud, en direction des Appalaches, et remonté le cours des rivières Chaudière et Saint-François sur une distance de plusieurs kilomètres, sous forme de langues glaciaires longues et étroites, à faible gradient. Cet épisode est contemporain de la formation de lacs proglaciaires éphémères dans les vallées principales, à des altitudes probables d'environ 400 m au-dessus du niveau de la mer qui correspondent au plus bas niveau de débordement vers l'est, à travers les vallées des rivières Daquaam et Famine, en direction du réseau de la rivière Saint-Jean. Les sédiments déposés au fond de ces lacs tardiglaciaires sont minces et rares, sauf à l'emplacement des cônes alluviaux sous-aquatiques juxtaglaciaires comme celui qui a donné l'imposant complexe de Vallée-Jonction.

Figure 10. Stries en queue-de-rat de direction nord, derrière des filons de quartz traversant de l'ardoise rouge, en Beauce, au Québec. (GSC 204411-I)

L'hypothèse d'un écoulement vers le nord pose un curieux problème. En effet, malgré l'abondance et le caractère irrécusable des stries qui prouvent qu'un tel écoulement s'est produit vers la fin de la glaciation de Lennoxville, on ne trouve presqu'aucune trace reconnaissable de dépôt liée à cet écoulement dans la région étudiée. Par conséquent, même si, au nord de la ligne de partage glaciaire, le dernier écoulement glaciaire s'est fait vers le nord, dans cette zone, comme ailleurs, la dispersion glaciaire est essentiellement dirigée vers le sud-est (Shilts, 1973, 1976b). Jusqu'à ce jour, ce n'est qu'à proximité de Petit-Lac, au nord-est de Thetford Mines, qu'on a trouvé du till dont la fabrique et la composition portent la marque d'un écoulement vers le nord (Shilts 1976a; fig. 10). Même à cet endroit, les fortes concentrations de nickel semblent correspondre à un déplacement vers le nord d'une traînée de dispersion dirigée vers le sud-est et ne semblent pas provenir directement d'une roche mère connue.

Cette absence apparente de dispersion significative et le manque de sédiments (till) associés de façon spécifique à un renversement de l'écoulement ou à la réavancée vers le sud, vers l'amont des vallées des rivières Chaudière et Saint-François, qui l'a suivi (Shilts, 1982; Bouchard et al., 1987), semblent indiquer que nous pouvons déduire les événements glaciaires de deux types de «stratigraphie» dans cette région : 1) une stratigraphie (conventionnelle) des dépôts, s'appuyant sur le nombre d'ensembles de faciès de till dans les coupes; et, 2) une stratigraphie des traces d'érosion, s'appuyant sur une comparaison des stries superposées observées sur des affleurements isolés, à différents endroits.

La stratigraphie des traces d'érosion fournit des preuves irréfutables des événements glaciaires et une séquence à peu près complète des événements peut être tirée de l'examen de plusieurs centaines d'affleurements. Cependant, les événements glaciaires ne sont pas tous représentés par des stries reconnaissables puisque des événements ultérieurs peuvent avoir effacé toutes les stries, à l'exception de celles qui se trouvent aux endroits les plus protégés et, par conséquent, les plus difficiles d'accès. Les stries correspondant à plusieurs avancées glaciaires peuvent aussi être difficiles à distinguer l'une de l'autre si elles ont été laissées par des glaciers progressant dans la même direction (par exemple, déplacements des glaciers de Johnville et de Lennoxville vers le sud-est).

En outre, la stratigraphie des dépôts ne correspond pas forcément à la stratigraphie des traces d'érosion puisque certaines phases glaciaires ne semblent pas avoir produit suffisamment de sédiments pour former un dépôt reconnaissable; l'absence de sédiments déposés pendant la phase d'écoulement tardiglaciaire vers le nord en est un exemple.

La discussion qui précède met en évidence un problème réel qui touche à la fois l'exploration minérale et la reconstitution de l'histoire glaciaire : des sédiments glaciaires n'existent pas forcément, ou il n'est pas facile de reconnaître ceux qui correspondent à chaque ensemble régional de stries. Ce paradoxe trouve de nombreuses illustrations dans cette région et dans les cartes géochimiques dont ce rapport traitera plus loin. Les traces de dispersion de l'avant-dernière glaciation, celle de Chaudière, sont plus faciles à distinguer à l'intérieur du Till de Lennoxville qui témoigne d'une dispersion vers le sud-est que celles du plus récent écoulement vers le nord et même que celles des phases d'écoulement plus récentes, vers le sud-est, du glacier de Lennoxville, ces dernières étant presque indiscernables.

En résumé, les modèles de dispersion révélés par les échantillons de till prélevés en surface correspondent avant tout à l'écoulement vers le sud-est du dernier glacier, celui de Lennoxville. Néammoins, on trouve des débris plus grossiers à l'ouest ou au nord des affleurements auxquels ils ont été arrachés pendant une phase antérieure d'écoulement vers le sud-ouest et pendant une phase d'écoulement vers le nord, vers la fin de la glaciation de Lennoxville. Shilts (1976a) et Parent (1987) présentent des preuves géochimiques à l'effet que des débris fins ont aussi été transportés vers le nord. Toute interprétation des variations de composition des sédiments doit tenir compte de ces possibles perturbations.

MODÈLES DE DISPERSION GLACIAIRE DANS LES SÉDIMENTS SUPERFICIELS

Introduction

En tenant compte de toutes les ramifications possibles des modèles sédimentologiques, stratigraphiques et des modèles d'altération présentés précédemment, les auteurs ont retenu un échantillon provenant de chaque point d'échantillonnage et ont dosé plusieurs des éléments en traces et accessoires de la fraction silt+argile (< 63 µm). Pour les nombreux sites où plus d'un échantillon avait été prélevé, on a retenu celui de classe III (oxydé) le plus près de la surface ou, à défaut d'un échantillon de classe III, un autre de classe I ou de classe IV. La plupart des analyses qui ont servi à réaliser ces cartes ont donc porté sur des échantillons de till basal oxydé déposé par fusion de la glace plutôt que par l'abandon de débris logés sous la semelle du glacier. Les cartes présentent donc les modèles de dispersion régionale de débris transportés près de la base du glacier de Lennoxville, indépendamment de la façon dont la glace les a libérés ou du moment où ils l'ont été.

Chrome et autres débris ultramafiques

La carte de dispersion du chrome (fig. 11), qui est une mise à jour de cartes produites pour ce secteur au début des années 70, illustre comment le glacier a dispersé, à travers un lit glaciaire accidenté, des débris arrachés à la ceinture ophiolitique des Appalaches dont la lithologie est facilement reconnaissable (Shilts, 1973). Depuis, certaines de ces cartes et des données sur le nickel qui les accompagnaient (fig. 12) ont été reprises dans de nombreuses publications (Shilts, 1975, 1976a, 1978, 1981; Rencz et Shilts, 1980) parce qu'elles montrent très bien l'influence de la topographie et de la lithologie sur les modèles de dispersion et facilitent la discussion de l'anatomie des traînées de dispersion.

Les figures 11 à 13 montrent qu'il n'existe que quatre traînées distinctes de débris riches en chrome et en nickel se développant à partir des roches ultramafiques, serpentinisées et enrichies en chrome et en nickel de la ceinture des ophiolites, même si la ceinture est elle-même relativement continue dans le sens de la longueur. La formation d'une traînée dépend, en gros, de trois facteurs.

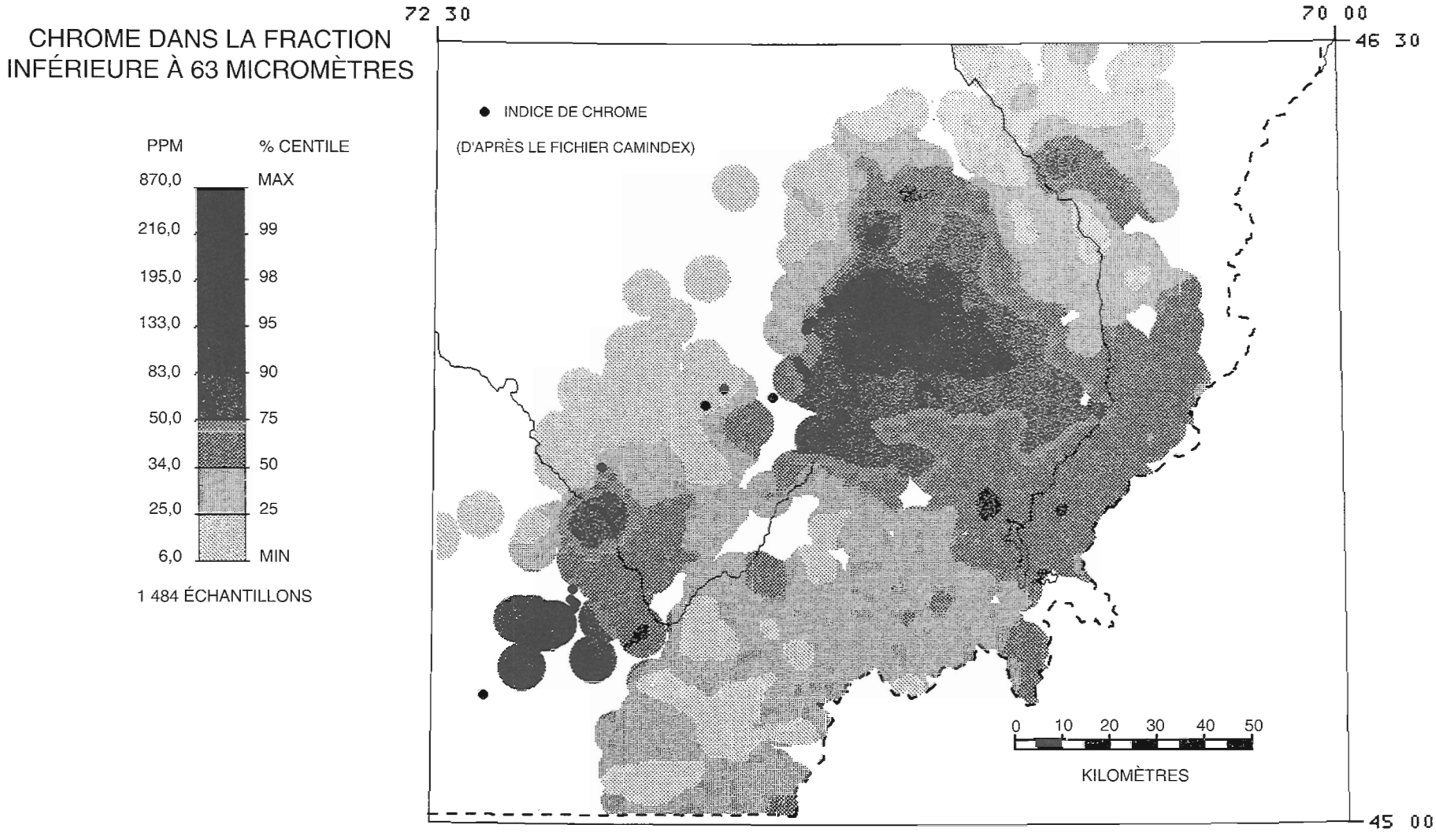


Figure 11. Dispersion du chrome dans le till (fraction < 63 µm).

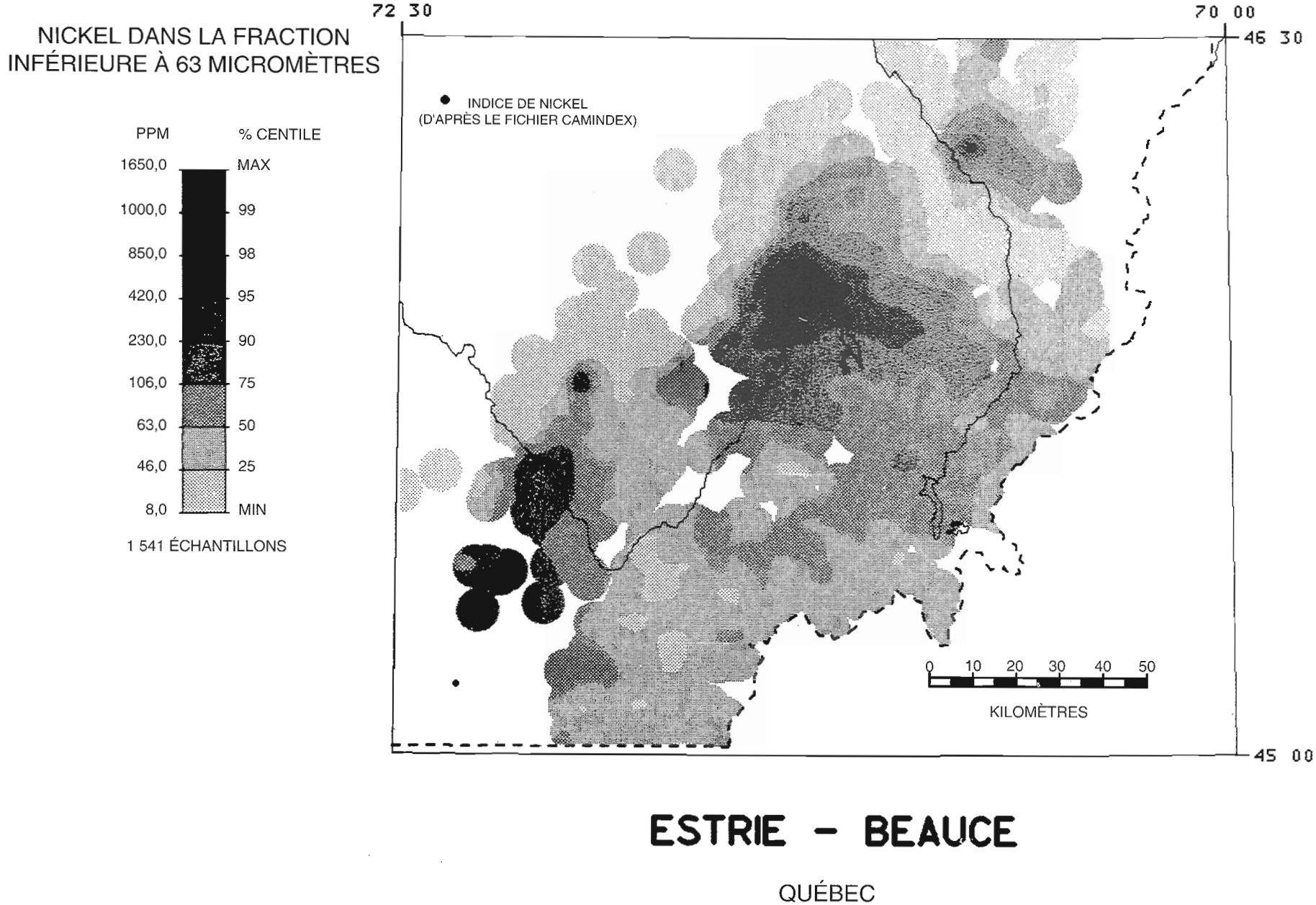


Figure 12. Dispersion du nickel dans le till (fraction < 63 µm).

Premièrement, il y a formation de traînées si les affleurements de roches ultramafiques occupent une position élevée et s'il n'y a pas de collines, à proximité, pour les protéger contre la force érosive maximale du glacier. Une traînée de ce type, quoique échantillonnée de façon incomplète, s'étend au sud-est du mont Orford et des collines avoisinantes; ces collines sont constituées de roches ultramafiques se dressant à plusieurs centaines de mètres au-dessus des terrains environnants.

Le deuxième facteur important est la taille de l'affleurement. L'étroit affleurement de péridotite serpentinisée du «dyke» de Pennington, qui s'étend vers le nord-est à partir de Thetford Mines, mesure moins de 100 m de largeur et a été assez peu touché par l'érosion glaciaire. La concentration des débris de cette roche a été considérablement diluée par l'abondance des sédiments fournis par les roches avoisinantes, pauvres en chrome et en nickel, ce qui a pour effet d'en masquer la signature géochimique. Par contre, le grand (10 km x 5 km) affleurement de divers types de roches ultramafiques serpentinisées qui s'étend vers le sud-ouest, depuis Thetford Mines, offrait un vaste champ d'action à l'érosion glaciaire, celle-ci étant aussi accentuée par la position élevée du complexe. L'imposante traînée de débris ultramafiques s'étendant vers le sud-est à partir de ces affleurements a laissé une signature géochimique sur une distance de plus de 80 km. Les publications déjà citées en ont traité abondamment. Ses effets sur la composition des sédiments récents (de ruisseaux) sont discutés par Shilts (1976a) et Maurice (1988).

Une importante traînée de dispersion, plus petite, s'est développée là où le complexe ophiolitique s'élargit, un peu à l'est de la rivière Chaudière. Cette traînée, dont les éléments géochimiques peuvent être retracés sur une distance de plus de 15 km vers l'aval glaciaire, doit son caractère distinctif aux grandes dimensions des affleurements, sans doute, mais aussi aux fortes vitesses d'écoulement et, par conséquent, au plus grand pouvoir d'érosion des glaces qui remontaient la vallée de la rivière Chaudière, une trouée majeure dans le relief des Appalaches. Une traînée semblable, mais moins bien développée, remonte la vallée de la rivière Saint-François à partir d'étroits affleurements de roches ultramafiques qui traversent la vallée, en aval de Sherbrooke. Là aussi, la formation de la traînée a vraisemblablement été favorisée par les fortes vitesses d'écoulement de la glace et l'augmentation de son pouvoir d'érosion dans l'axe de la vallée.

En troisième lieu, les traînées ne sont pas très développées en aval glaciaire de certaines parties de la ceinture ophiolitique occupées par des dépressions, ces dernières étant plutôt des endroits où s'accumulaient les dépôts glaciaires, interglaciaires ou interstadiaires. C'est le cas du complexe ultramafique d'Asbestos où plus de 70 m de sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres recouvrent les roches ultramafiques. Ces sédiments ont probablement été déposés sous la forme de cônes sous-aquatiques lorsque la marge du glacier de Chaudière s'est immobilisée en bordure du chaînon le plus septentrional des contreforts des Appalaches, avant de réavancer dans le Lac glaciaire Gayhurst, au début de la glaciation de Lennoxville. Protégé par une épaisse couche de sédiments sous-aquatiques, le secteur assez large de la ceinture des ophiolites n'a presque pas laissé de traces géochimiques dans le Till de Lennoxville déposé en aval glaciaire (au sud-est) d'Asbestos.

Ces conditions glaciologiques et les caractères géologiques des affleurements rocheux expliquent bon nombre de détails se rapportant à la dispersion du chrome et du nickel dans cette région. Cependant, la topographie des zones de

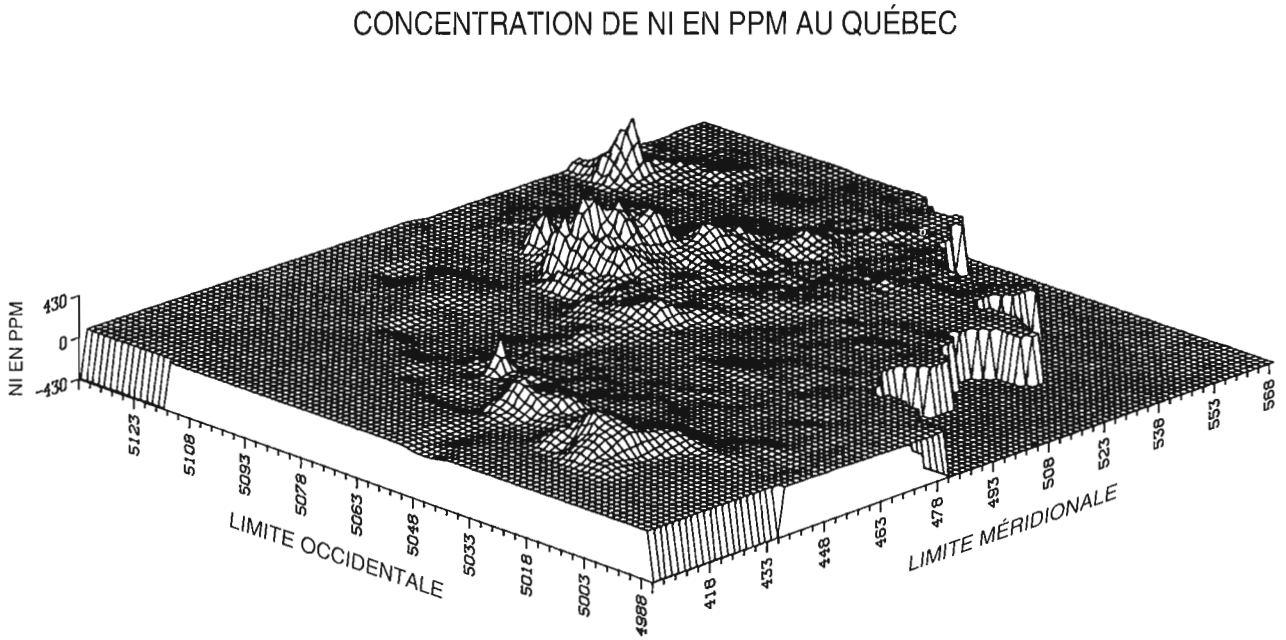


Figure 13. Modèle tridimensionnel de la dispersion du nickel dans le till. La bordure irrégulière correspond à la frontière américaine. Les élévations sont proportionnelles aux concentrations de nickel.

dispersion a également influencé les formes des traînées de dispersion. Par exemple, le massif de granodiorite des petites collines de Mégantic, qui s'élève à environ 500 m au-dessus des terrains environnants, a freiné la progression d'une partie de la traînée de dispersion ultramafique, la partageant en deux lobes qui ont contourné chacun des deux sommets du massif.

Les modèles de dispersion du chrome et du nickel présentent une anomalie par rapport à l'histoire connue de l'écoulement glaciaire dans la région. Comme on l'a déjà mentionné, dans la région de Thetford Mines et le long de la ligne de partage glaciaire de Québec, il s'est produit à la fin de la glaciaition de Lennoxville un renversement de l'écoulement vers le nord, en direction de la baie de vêlage marine qui s'était formée dans l'estuaire du bas Saint-Laurent (Thomas, 1977; Shilts, 1981; Lortie et Martineau, 1987). Ce renversement de l'écoulement, révélé par les stries dirigées vers le nord (±20°) retrouvées sur des centaines d'affleurements de la région, n'a eu presque aucun effet de distorsion sur le modèle de dispersion géochimique des débris enrichis en éléments ultramafiques vers le sud-est, dans les secteurs de Thetford Mines et de Beauceville. Même si on trouve, en surface, des blocs ultramafiques au nord des affleurements auxquels ils ont été arrachés, les concentrations sont généralement faibles et le till sur lequel ils reposent ne présente que des teneurs de fond en chrome et en nickel.

Cette absence apparente de dispersion vers le nord demeure inexpliquée mais on a observé un phénomène semblable autour de la ligne de partage glaciaire du Keewatin (Shilts, 1984). Parmi les causes possibles, on peut mentionner :

1. Les faibles vitesses d'écoulement associées à la ligne de partage des glaciaire. Comme c'est le cas pour d'autres types d'écoulement, les vitesses augmentent de façon exponentielle en fonction de l'éloignement du point d'origine de l'écoulement (Boulton et al., 1977) de sorte que l'érosion et le transport de débris auraient été faibles après la formation de la ligne de partage glaciaire. Avant la formation de cette ligne de partage, dans le voisinage de Thetford Mines, le glacier aurait cependant transporté, à sa base et dans sa masse, des débris amassés à l'époque où sa vitesse d'écoulement vers le sud-est était élevée alors que ce secteur se trouvait à une grande distance à l'est du centre de dispersion d'un glacier rattaché à l'Inlandsis laurentidien. Le transport de quantités limitées de débris à partir d'autres centres de dispersion tardiglaciaires, comme ceux de la Nouvelle-Écosse, par rapport au transport sur de longues distances effectué pendant les phases antérieures d'écoulement régional à partir de centres de dispersion éloignés peut, de la même manière, s'expliquer par les faibles vitesses d'écoulement à proximité des lignes de partage glaciaire.
2. L'érosion et le transport de débris sont peut-être plus faciles pendant une phase particulière d'une glaciation. Les modèles de dispersion glaciaire peuvent refléter les directions selon lesquelles se fait le transport (l'écoulement) pendant cette phase. Si c'était le cas, c'est au début de la glaciation de Lennoxville, alors que l'écoulement se faisait vers le sud-est, que les glaciers ont dû arracher et transporter le plus de débris. Une fois enlevés les matériaux facilement érodables formant le lit du glacier (c'est-à-dire les roches altérées ou gélifractées, les sédiments glaciaires ou non glaciaires non consolidés déposés antérieurement, etc.), il ne restait plus au glacier qu'à buriner les affleurements, déjà arrondis, en entraînant sa charge basale dans différentes directions. Les lobes de sédiments enrichis en chrome et en nickel qui se dirigent vers le nord à partir de l'extrémité septentrionale de la traînée de dispersion qui se dirige vers le sud-est depuis Thetford Mines (Shilts, 1976b; fig. 11 et 12) semblent indiquer une déviation de plus de 90° de la direction de transport des sédiments par rapport à celle qui a entraîné la dispersion des débris ultramafiques déjà mis en place.
3. La durée de la phase d'écoulement vers le nord a pu être très courte, de sorte que peu de débris ont pu être transportés, indépendamment de la proximité de la ligne de partage glaciaire. Le fait que certains blocs de roches ultramafiques semblent avoir été transportés vers le nord sur une distance de plusieurs kilomètres, de même que la dispersion vers le nord, sur plusieurs kilomètres, de till enrichi en chrome et en nickel provenant de la traînée de dispersion principale, semblent toutefois indiquer une possibilité réelle d'un tel transport glaciaire.

Compte tenu de toutes les caractéristiques des traînées de dispersion de roches ultramafiques, les auteurs arrivent à la conclusion que, même si l'un ou l'autre ou l'ensemble de ces facteurs puissent expliquer que peu de débris aient été transportés vers le nord, c'est le deuxième qui semble avoir joué le rôle le plus important. Il existe en effet des preuves établissant qu'il y a eu, sur une distance de plusieurs kilomètres, transport vers le nord de petites quantités de débris ultramafiques à partir de régions situées presque à l'emplacement de la ligne de partage glaciaire[1]. Dans une étude connexe, Shilts et Kaszycki (sous presse) mentionnent que des granodiorites provenant de plutons occupant la position la plus septentrionale de la série plutonique du New Hampshire présentent des modèles semblables de dispersion vers le nord.

Cuivre

La carte illustrant la dispersion du cuivre (fig. 14) fait ressortir deux choses :

[1] Gadd (1978) et Y.T. Maurice (1988 et communication personnelle, 1988) signalent qu'il y a eu transport vers le nord de blocs ultramafiques et de chromite, sur les hautes terres de la vallée de la Chaudière, de part et d'autre de la rivière. Étant donné qu'aucun de ces deux chercheurs n'a associé ces modèles de dispersion à un écoulement vers le nord, les auteurs croient qu'ils résultent d'un renversement de l'écoulement. L'absence d'éléments ultramafiques dans la vallée même est probablement le résultat d'un remaniement pendant la réavancée du lobe glaciaire dont parle cet article. Ce lobe n'occupait que la vallée de la rivière Chaudière et progressait vers le sud, soit vers l'amont.

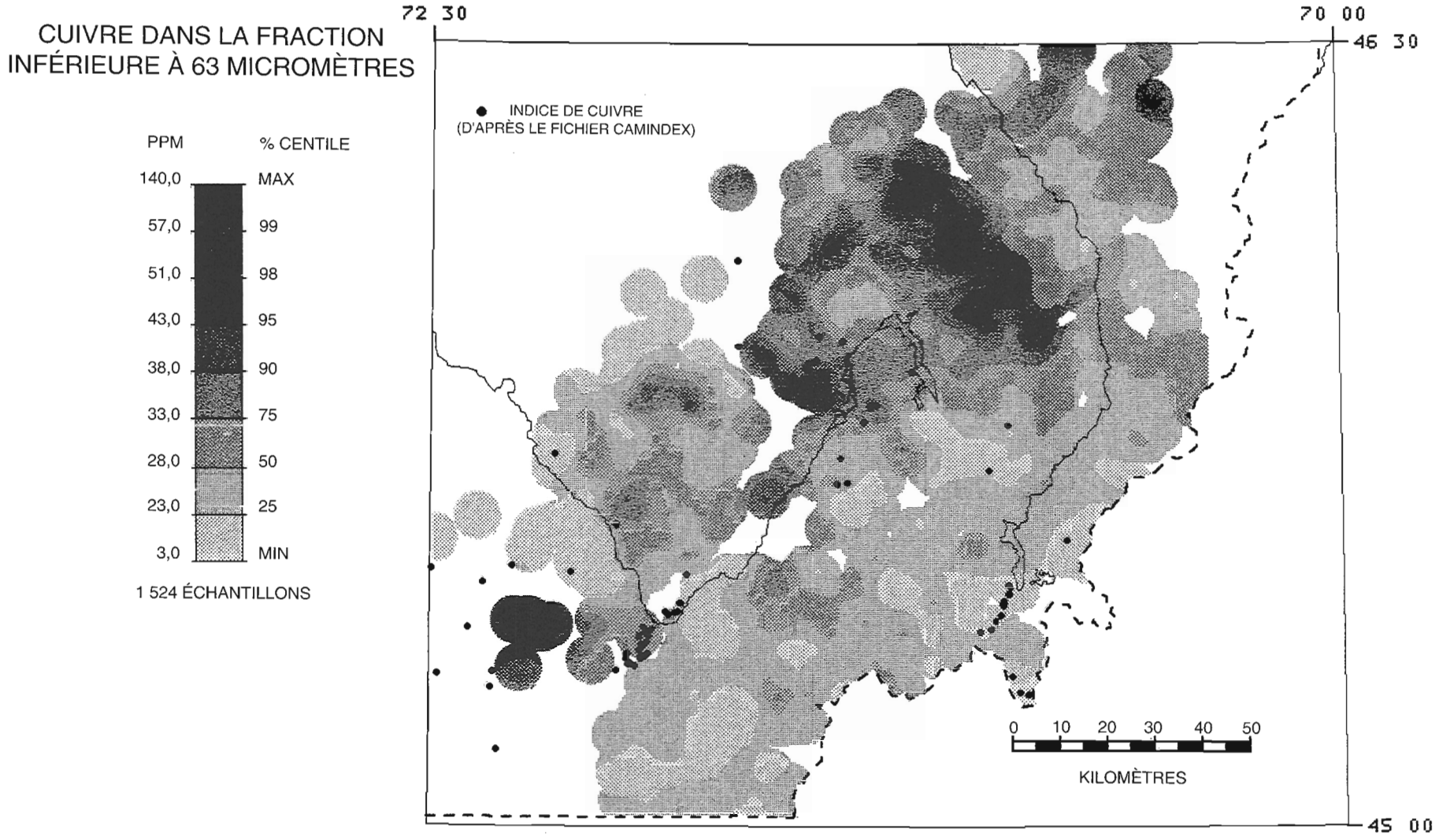


Figure 14. Minéralisation cuprifère et dispersion du cuivre dans le till (fraction < 63 µm).

1. L'amplitude et les variations des teneurs en cuivre provenant d'affleurements relativement petits sont plutôt faibles, sans doute à cause d'une rapide dilution du cuivre par la fraction silto-argileuse pauvre en cuivre fournie par les roches locales «tendres». De fortes concentrations régionales de carbonates dans le till (4±2 %) indiquent aussi un affaiblissement généralisé des marqueurs géochimiques du substratum rocheux appalachien. Ces fortes concentrations de carbonates semblent indiquer que des quantités importantes de débris pauvres en métaux ont été transportées à travers les Appalaches, fournies autant par des sources appalachiennes que par les roches de plateforme du Paléozoïque, non métamorphisées, des basses terres du Saint-Laurent. Quoi qu'il en soit, on voit sur la carte plusieurs secteurs discontinus de till enrichi en cuivre et, parmi eux, trois sont étroitement associés à des minéralisations cuprifères présentant une valeur économique. Le fait qu'un till riche en cuivre soit associé aux mines de Harvey Hill et de Disraëli semble indiquer que les autres anomalies sur la carte qui ne sont pas associées à des minéralisations connues devraient être l'objet de recherches plus poussées, surtout lorsqu'elles se trouvent dans des secteurs où les conditions géologiques sont favorables à une minéralisation de ce type. La plupart des anomalies de la concentration de cuivre, se trouvent juste à l'aplomb ou en aval glaciaire des affleurements de roches volcaniques mafiques à felsiques. La dispersion vers le sud-est n'est pas aussi marquée que dans le cas du chrome et des éléments qui y sont associés. Certaines des zones où l'enrichissement en cuivre est le plus diffus semblent correspondre à la queue de traînées de dispersion qui se sont probablement formées à partir de régions où le substratum rocheux présente un enrichissement en cuivre à l'échelle régionale; il est cependant impossible de les associer à des affleurements précis à cause d'une densité d'échantillonnage trop faible.
2. En aval glaciaire des affleurements de roches ultramafiques de la région de Thetford Mines, on mesure, dans le till, un appauvrissement en cuivre assez prononcé. En fait, ce modèle d'appauvrissement correspond au modèle de dispersion ultramafique. Les cartes montrent des situations semblables dans le cas d'autres métaux communs comme l'arsenic, le plomb, le zinc, etc.

Ce phénomène associé à la dispersion, appelé «traînée de dispersion négative» (Klassen et Shilts, 1978, p. 84; Shilts, 1984), est dû à la dilution des débris arrachés au substratum rocheux local par des débris qui, en très grandes quantités, proviennent de sources éloignées. Dans ce cas-ci, le matériel responsable de la dilution est une poussière de roche riche en nickel, en cobalt, en chrome et en magnésium provenant d'affleurements de roches ultramafiques faciles à éroder. Les débris apparentés aux roches ultramafiques représentent une si forte proportion des fractions les plus fines du till qu'ils masquent les bruits de fond des métaux qui n'appartiennent pas aux faciès ultramafiques et, probablement, toutes les teneurs anomales en métaux qui pourraient exister dans le till qui recouvre le substratum rocheux dans le secteur occupé par la traînée ultramafique.

De la même manière, on peut penser que le till de surface, dans toute la région de l'Estrie-Beauce, est une traînée de dispersion négative, diluée par les éléments fins, pauvres en métaux, provenant à la fois des basses terres du Saint-Laurent et du front nord-ouest des Appalaches. Cela expliquerait les contrastes apparemment faibles entre les bruits de fond et les teneurs anomales mesurées pour de nombreux métaux.

La présence fréquente de traînées de dispersion négative dans des terranes à la géologie complexe, comme c'est le cas pour les Appalaches, rend périlleuse l'application, aux sédiments glaciaires, des méthodes statistiques traditionnellement utilisées en géochimie. Même en limitant au minimum les risques d'erreurs d'échantillonnage, les variations régionales naturelles du degré de dilution associées à une inégale sensibilité à l'érosion des diverses lithologies qui composent le substratum rocheux et à la topographie de celui-ci, se traduiront par des modifications du niveau des bruits de fond plus importantes que le contraste entre les bruits de fond et les teneurs anomales mesurées dans les parties les plus distales (queues) des traînées de dispersion. La seule façon de contourner le problème posé par ces variations est de corriger les cartes manuellement, après coup, ou de transformer les variations des bruits de fond en ayant recours à une surface de dérive de plus haut degré et en ne traçant que les contours des anomalies résiduelles sur cette surface. La notion de «seuil» statistique déterminé, même dans une région aussi peu étendue que celle cartographiée ici, n'est pas très utile lorsque plusieurs facteurs liés à l'échantillonnage et à la géologie entraînent des variations si importantes des bruits de fond qu'elles représentent une part importante des signaux anomaux, peu importe la région.

Arsenic

Une part importante de la discussion relative au cuivre pourrait s'appliquer à l'arsenic mais le modèle de dispersion est, dans l'ensemble, assez différent (fig. 15). Si les teneurs en arsenic sont liées, de quelque façon que ce soit, à une minéralisation aurifère, les anomalies les plus fortes devraient confirmer une telle relation. Les anomalies mesurées dans le voisinage de Beauceville, au sud-ouest de Lac-Mégantic, près du ruisseau Mining, et au sud de Sherbrooke se trouvent dans des secteurs où on a déjà exploité des placers préglaciaires enfouis (Beauceville, ruisseau Mining) ou dont on a rapporté la présence de placers récents et de tills aurifères (McGerrigle, 1936; McDonald, 1966b). Cependant, on n'a pas identifié de roche mère aurifère dans aucun des deux secteurs et les placers ne renferment pas d'arsenic.

Des teneurs anomales d'arsenic ont été mesurées au sud de Sherbrooke, à un endroit où on a déjà rapporté la présence d'or dans des alluvions récentes et où Maurice (1986; 1988) a signalé de fortes concentrations d'or dans les minéraux lourds recueillis dans des ruisseaux. Maurice laisse entendre que l'or provient du remaniement d'un till renfermant des éléments aurifères qui, à l'origine, avaient été dispersés par la glace vers le sud-est à partir des gisements de sulfures massifs des mines Eustis, Howard et Suffield, au sud-ouest de Sherbrooke. Si l'arsenic était associé à l'or dans ces gisements de sulfures, il ne semble pas avoir formé pour autant une traînée de dispersion, car les anomalies les plus

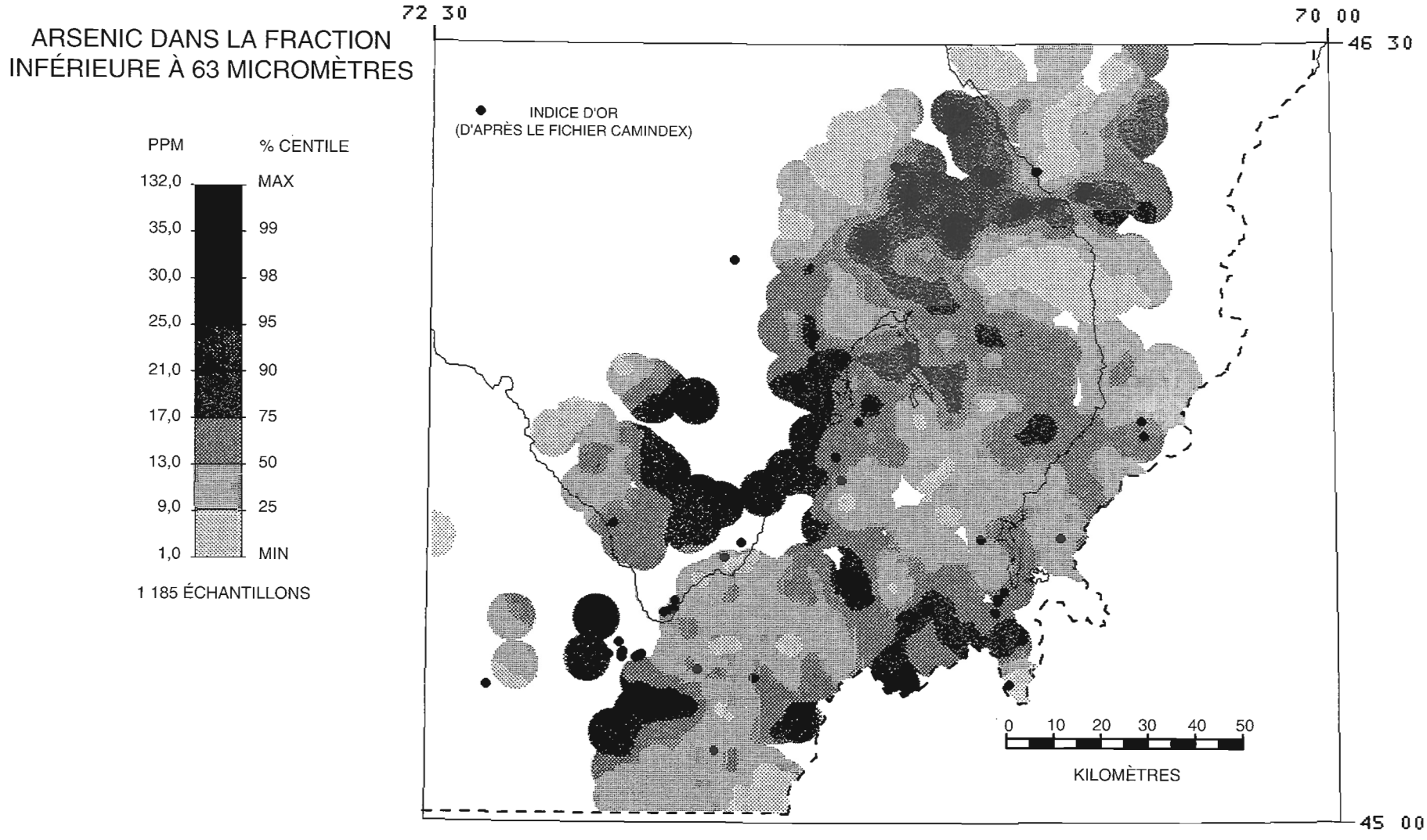


Figure 15. Minéralisation aurifère et dispersion de l'arsenic dans le till (fraction < 63 µm).

fortes sont isolées et reflètent apparemment la présence locale d'arsenic dans la région de Coaticook. Malgré que les fortes teneurs en arsenic observées dans le voisinage de Coaticook correspondent à un secteur de till aurifère cartographié par McDonald (1966b), on n'a pas trouvé d'or visible dans les fractions de minéraux lourds provenant de tills enrichis en arsenic. Sur plus de 100 échantillons prélevés dans la région de Coaticook, seulement deux ou trois échantillons de till enrichi en arsenic présentaient des teneurs supérieures au seuil de détection de 10 ppb établi pour les analyses géochimiques des fractions < 63 µm. Des rapports inédits de la société *Terrain Analysis and Mapping Services, Ltd.* révèlent qu'à certains endroits, dans la région de Coaticook, l'or est présent dans le till en quantités mesurables mais insuffisantes pour justifier son exploitation[1].

Dans la partie nord de la région cartographiée, on trouve des bandes de till d'orientation nord-ouest – sud-est enrichi en arsenic d'origine inconnue. On croit que ces bandes correspondent à des traînées de dispersion formées à partir de gisements de sulfures situés dans des ceintures de roches volcaniques, mais on ignore leur valeur économique.

Comme dans le cas du cuivre, l'arsenic forme des traînées de dispersion négative au sud-est de Thetford Mines. Les sources d'arsenic à l'intérieur du substratum rocheux qui pourraient être présentes sous cette traînée ne pourraient pas enrichir le till suffisamment pour contrebalancer les effets de la dilution par les débris ultramafiques et laisser une empreinte reconnaissable. En d'autres termes, si l'arsenic est associé à une minéralisation aurifère dans cette région, l'absence de teneurs anomales en arsenic dans le secteur occupé par la traînée de dispersion négative n'élimine pas la possibilité d'une minéralisation aurifère; cela signifie seulement qu'il faudrait recourir à des méthodes statistiques ou à des méthodes d'analyse plus raffinées afin de discriminer le contraste entre les bruits de fond et les anomalies.

Autres éléments

Au moment de la rédaction du présent article, la mise en plan et l'évaluation des données géochimiques réunies au cours de ce projet n'étaient pas encore terminées et les auteurs se contenteront ici de formuler des commentaires généraux. Dans le cas des éléments accessoires et en traces qui sont particulièrement abondants dans les complexes ophiolitiques (cobalt, fer, magnésium, etc.), les modèles de dispersion sont semblables à ceux du chrome et du nickel. La plupart des éléments chalcophiles (zinc, plomb) ont des modèles de dispersion assez semblables à ceux du cuivre (zinc) et de l'arsenic (plomb). La traînée de dispersion négative, dans le secteur très enrichi en éléments des roches ultramafiques, est également bien développée dans le cas de ces éléments. Par contre, en ce qui a trait aux concentrations d'éléments non chalcophiles comme l'étain, le tungstène et l'uranium, les modèles ne ressemblent à aucun de ceux des deux groupes précédents et ne se ressemblent pas entre eux. L'enrichissement en uranium, dans la plupart des cas, se localise autour des massifs de granodiorite et autour du mont Mégantic. Au nord du pluton de granodiorite qui chevauche la frontière entre le Vermont et le Québec, au sud-est de Coaticook, le till est légèrement enrichi en étain; cet élément a pu être remanié et proviendrait de cours d'eau préglaciaires ou interglaciaires s'écoulant vers le nord. Pour des raisons encore inconnues, un till à l'est de Beauceville est également riche en étain.

Il convient de mentionner un autre détail à propos des modèles de dispersion à l'intérieur du Till de Lennoxville. Selon des descriptions antérieures (Shilts, 1973; 1981), la haute vallée de la Chaudière, à l'est des petites collines de Mégantic, est couverte d'un till très argileux, la Lentille de Drolet, presqu'entièrement constitué d'argile silteuse, laminée et remaniée appartenant à la Formation de Gayhurst. La vallée de la rivière Saint-François, entre Lennoxville et le lac Aylmer, à l'est des monts Stoke, est couverte d'un till argileux semblable, résultant du remaniement de l'argile silteuse, laminée, sous-jacente (McDonald, 1967). Ces deux unités, qui sont l'équivalent stratigraphique du Till de Lennoxville, ne reflètent que les caractères géochimiques de l'argile silteuse sous-jacente et on ne peut s'attendre à ce qu'elles révèlent quoi que ce soit sur les tendances géochimiques locales ou régionales. Comme pour le secteur des traînées de dispersion négative se trouvant en aval glaciaire des affleurements de roches ultramafiques de Thetford Mines, ces secteurs peuvent être considérés comme des traînées de dispersion négative où les marqueurs géochimiques du substratum rocheux ou d'une minéralisation particulière ne devraient normalement pas ressortir. À travers toute la région des Appalaches, on trouve de petits secteurs semblables de till argileux, à différents niveaux stratigraphiques dans les dépôts glaciaires, mais les deux régions dont on parle ici sont de loin les plus étendues et les plus importantes pour l'interprétation des modèles de dispersion géochimique régionale.

Les mêmes restrictions concernant l'utilisation des méthodes de traitement statistique des données, dans les secteurs où il est probable qu'on rencontre d'importantes traînées de dispersion négative, s'appliquent aux cas où la cartographie révèle la présence d'importants secteurs renfermant un till formé à partir du remaniement de sédiments glaciaires sous-aquatiques non consolidés.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Les cartes géochimiques dressées à partir des données d'échantillonnage du till dans les Appalaches font ressortir les secteurs de minéralisation connus et ceux où des facteurs géologiques semblent indiquer que les anomalies puissent correspondre à des gîtes non encore découverts. Elles n'indiquent toutefois pas l'emplacement d'autres secteurs où des minéralisations sont connues. Il est difficile d'expliquer

[1] Depuis que cet article a été écrit, des échantillons de till de classe III ont été prélevés à deux endroits où le personnel de la société *Terrain Analysis and Mapping Services Ltd.* avait découvert de fortes teneurs en or, mais on n'avait pas trouvé d'or visible dans la fraction des minéraux lourds. Le traitement préliminaire de ce till a permis de recueillir, pour chaque point d'échantillonnage, plusieurs grains d'or < 250 µm.

un tel état de choses, mais on arrive à mieux le comprendre si on examine la question de l'échantillonnage à la lumière de l'histoire et de la sédimentologie du Quaternaire de cette région. Une des raisons de présenter ces données est que l'étude approfondie de la géologie glaciaire de la région de l'Estrie-Beauce à laquelle on s'est livré depuis vingt-cinq ans a permis de réunir une solide base de données théoriques et concrètes permettant d'examiner les paradoxes apparents qu'on découvre dans les modèles de dispersion géochimique des sédiments glaciaires (et des sédiments postglaciaires).

Il faut tout d'abord reconnaître que chacune des glaciations (au nombre d'au moins trois) a connu plusieurs épisodes d'écoulement glaciaire de directions différentes et évaluer le pouvoir d'érosion et de transport des glaciers au cours de chacun de ces épisodes. Par exemple, on sait que la glace s'est écoulée vers l'ouest ou vers le sud-ouest au cours des premiers stades de l'avant-dernière glaciation. Quelle est l'importance du transport glaciaire de débris vers l'ouest et dans quelle mesure la configuration de la dispersion vers l'ouest se reflète-t-elle dans les modèles de forte dispersion vers le sud-est de la glaciation suivante (Lennoxville)? Quelle est l'ampleur de l'influence de l'écoulement tardiglaciaire du glacier de Lennoxville vers le nord sur les modèles de dispersion vers le sud-est se rattachant à la phase de développement maximal de ce même glacier? En Estrie-Beauce, l'écoulement vers le nord a-t-il laissé en surface un till suffisamment épais, avec une fabrique d'écoulement vers le nord et des éléments en provenance du sud, comme il l'a fait plus à l'est, dans le nord du Nouveau-Brunswick et les régions voisines du Québec? Les réponses à ces questions sont importantes et doivent continuer d'être débattues. À partir des données présentées ici, il est cependant possible d'affirmer que les effets de la glaciation de Chaudière (phase d'écoulement vers l'ouest) sur les modèles de dispersion géochimique du till de surface sont minimes et que le renversement de l'écoulement, vers la fin de la glaciation de Lennoxville, a entraîné vers le nord des débris qui avaient déjà subi un transport mais n'a eu que peu d'effet sur les modèles de dispersion géochimique, à l'encontre de ce qui s'est passé au Nouveau-Brunswick et dans l'est du Québec où le même épisode ou un épisode semblable a occasionné une forte dispersion (M. Rappol, communication personnelle, 1987).

En deuxième lieu, il est important de reconnaître que le till déposé au cours d'une glaciation peut être représenté en surface, ou près de la surface, par plusieurs faciès distincts et que chaque faciès nous apprend comment le till a été mis en place par la glace mais ne nous renseigne pas sur la façon dont les débris qui le constituent ont été érodés et transportés. Pour les fins de cette étude, qui s'appuie sur un échantillonnage selon un quadrillage assez lâche, on suppose que la composition du till est représentative du till déposé jusqu'à une distance d'un kilomètre du point d'échantillonnage. Cependant, la couche de blocs épars déposés sur le till non caillouteux de cette région présente souvent une composition différente; en effet, ces blocs ont habituellement été arrachés aux éléments les plus élevés du relief et, pendant leur transport, ont occupé une position plus élevée dans la masse de glace. S'ils étaient mêlés à une matrice plus fine, l'analyse de celle-ci donnerait des résultats erronés. Par conséquent, les échantillons doivent être prélevés aussi profondément que possible et à une certaine distance de toute structure pouvant indiquer que le till a été remanié par des eaux de fonte pendant ou après sa mise en place.

On croit que la plupart des tills de fond mis en place pendant la dernière glaciation (Lennoxville) en Estrie-Beauce se composent de débris intraglaciaires libérés au moment de la fonte de la partie basale du glacier de Lennoxville. Dans certains cas, les débris et la glace interstitielle qui formaient la base du glacier ont été entraînés vers le nord après un changement de direction de l'écoulement qui se faisait auparavant vers le sud-est. Les marques d'érosion différentielle par l'eau, retrouvées dans le till de fond régional, révèlent des structures tectoniques correspondant, du moins le croit-on, aux limites de couches riches ou pauvres en débris, préservées par la lente fusion de la base du glacier. On a déjà montré que ces couches peuvent présenter des compositions différentes (Shilts, 1978) et il faut prendre soin de prélever les échantillons de manière à tenir compte de ces variations.

Après leur mise en place, les tills de cette région ont été oxydés par altération météorique jusqu'à une profondeur pouvant atteindre 4 m. Il faut donc classer les échantillons selon leur degré d'altération et, pour cela, il suffit de vérifier si le till présente une coloration brune qui contraste avec sa couleur normale gris olive. Les concentrés de minéraux lourds provenant d'échantillons oxydés, de couleur brune, renfermeront moins d'éléments dérivés de minéraux peu stables, comme les sulfures, qui sont facilement détruits en milieu oxydant.

Les modèles de dispersion des éléments dont traite ce rapport sont de trois types. 1) Le premier type comprend surtout les traînées de nickel, de chrome et d'autres éléments préférentiellement enrichis dans les constituants ultramafiques de la ceinture ophiolitique de direction nord-est et qui traverse le secteur cartographié. 2) Le deuxième type comprend plusieurs anomalies d'éléments chalcophiles (principalement l'arsenic, le cuivre, le plomb, le zinc) associés, soit à une minéralisation connue, soit à certaines parties de ceintures de roches volcaniques felsiques à mafiques présentant des possibilités de minéralisation élevées. Les concentrations de ces éléments sont moindres dans les secteurs où on assiste à une forte dispersion de débris ultramafiques par suite d'une dilution de ces éléments due à l'érosion de grandes quantités de débris ultramafiques provenant de certaines parties de la ceinture des ophiolites. 3) Les modèles de dispersion des éléments non chalcophiles (or, uranium, étain, etc.) sont, soit indistincts par suite de leurs faibles concentrations par rapport aux bruits de fond (or), soit associés à des massifs locaux et jeunes de roches intrusives felsiques (uranium, étain).

Enfin, les caractères géochimiques de la fraction des tills < 250 mesh (< 63 µm) de cette région peuvent nous renseigner utilement sur de possibles minéralisations, à condition d'avoir élaboré et suivi un protocole d'échantillonnage reposant sur une parfaite compréhension de l'histoire glaciaire, de la sédimentation glaciaire ainsi que de la diagenèse et de l'altération météorique des sédiments glaciaires.

REMERCIEMENTS

Les auteurs aimeraient remercier tous les scientifiques et leurs assistants qui ont contribué au prélèvement des échantillons ayant servi à cette recherche. Le manuscrit a été revu attentivement par Yvon Maurice et il serait intéressant de comparer aux présentes données les résultats de ses propres recherches sur les sédiments dérivés de l'érosion postglaciaire de ces tills. Les auteurs assument l'entière responsabilité des conclusions présentées. Toutes les analyses géochimiques ont été faites par la société *Bondar-Clegg and Co.*, d'Ottawa et par la société Chimitec ltée, de Québec.

RÉFÉRENCES

Bouchard, M.A., Lortie, G., Turcotte, P., and Chauvin, L.
1987: The Thetford Mines-Asbestos area; in Pleistocene Stratigraphy in the St-Lawrence Lowland and the Appalachians of Southern Quebec: A Field Guide, ed. M. Lamothe; Collection Environnement et Géologie, v. 4, Université de Montréal, p. 140-159.

Boulton, G.S., Jones, A.S., Clayton, K.M., and Kenning, M.J.
1977: A British ice-sheet model and patterns of glacial erosion and deposition in Britain; in British Quaternary Studies, recent advances, ed. F.W. Shotton; Clarendon Press, Oxford, p. 231-246

Chalmers, R.
1898: Report on the surface geology and auriferous deposits of southeastern Quebec; Geological Survey of Canada, Report of Activities, Part J, 161 p.

DiLabio, R.N. W. and Shilts, W.W.
1979: Composition and dispersal of debris by modern glaciers, Bylot Island, Canada; in Moraines and Varves, ed. C. Schlüchter; A.A. Balkema, Rotterdam, p. 145-155.

Elson, J.A.
1987: West-southwest dispersal of pillow-lava boulders, Philipsburg-Sutton region, Eastern Townships, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 985-991.

Flint, R.F.
1929: The stagnation and dissipation of the last ice sheet; The Geographical Review; The American Geographical Society, v. XIX p. 256-289.
1942: Glacier thinning during deglaciation - Pt. II, Glacier thinning inferred from geologic data; American Journal of Science, v. 240, p. 113-136.

Gadd, N.R.
1978: Surficial geology of Saint-Sylvestre map-area; Geological Survey of Canada, Paper 77-16, 9 p.

Gadd, N.R., McDonald, B.C., and Shilts, W.W.
1972: Deglaciation of southern Quebec; Geological Survey of Canada, Paper 71-47, 19p.

Harron, G.A.
1976: Metallogeny of sulphide deposits in the Eastern Townships; Quebec Department of Natural Resources, ES-27, 42p.

Klassen, R.A. and Shilts, W.W.
1978: Glacial dispersal of uranium in the District of Keewatin, Canada; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain - 1977, Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 80-88.

Lamarche, R.-Y.
1971: Northward moving ice in the Thetford Mines area of southern Quebec; American Journal of Science, v. 271, p. 383-388.

Lortie, G. et Martineau, G.
1987: Les systèmes de stries glaciaires dans les Appalaches du Québec; ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 85-10, 52p.

Maurice, Y.T.
1986: Interpretation of a reconnaissance geochemical survey in the Eastern Townships of Quebec; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 307-317.
1988: Regional alluvial heavy mineral geochemistry as a prospecting method in glaciated Appalachian terrain: a case history from the southern Quebec placer-gold belt; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain - 1988, ed. D.R. MacDonald and K.A. Mills; Canadian Institute of Mining and Metalllurgy, p. 185-203.

McDonald, B.C.
1966a: Surficial geology, Richmond-Dudswell, Quebec; Geological Survey of Canada, Map 4-1966.
1966b: Auriferous till in the Eastern Townships, southeastern Quebec; Geological Survey of Canada, Paper 66-2, p. 51-54
1967: Surficial geology, Sherbrooke-Oxford-Memphrémagog, Quebec; Geological Survey of Canada, Map 5-1966.

McDonald, B.C. and Shilts, W.W.
1971: Quaternary stratigraphy and events in southeastern Quebec; Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 683-698.

McGerrigle, H.W.
1936: Placer gold deposits of the Eastern Townships; Quebec Department of Mines, Annual Report for the year 1935, Part E., 65p.

Parent, M.
1987: Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southeastern Quebec; unpublished Ph.D. thesis, The University of Western Ontario, 316p.

Poliquin, I.
1987: Stratigraphic and sedimentological studies of sections from Des Plante River, southeastern Quebec; unpublished B.Sc. thesis University of Ottawa, 66p.

Rappol, M.
1988: Glacial dispersal of Deboullie syenite, northern Maine, into western New Brunswick; in Current Research, Part B Geological Survey of Canada, Paper 88-1B, p. 49-54.

Rencz, A.N. and Shilts, W.W.
1980: Nickel in soils and vegetation of glaciated terrains; in Nickel in the environment, ed. J.O. Nriagu; Wiley, New York, p. 151-188.

Shilts, W.W.
1970: Pleistocene geology of the Lac Mégantic region, southeastern Quebec, Canada; unpublished Ph.D. dissertation, Department of Geology, Syracuse University, 154 p.
1973: Glacial dispersal of rocks, minerals, and trace elements in Wisconsinan till, southeastern Quebec, Canada; Geological Society of America, Memoir 136, p. 189-219.
1975: Principles of geochemical exploration for sulphide deposits using shallow samples of glacial drift; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 18 p. 114-121.
1976a: Glacial Till and mineral exploration; in Glacial Till, ed. R.F. Legget; Royal Society of Canada, Special Publication no. 12, p. 205-224.
1976b: Glacial events in Quebec, northern New England; a reappraisal; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 8, p. 267.
1978: Detailed sedimentological study of tills sheets in a stratigraphic section, Samson River, Quebec; Geological Survey of Canada, Bulletin 285, 30 p.
1981: Surficial geology of the Lac Mégantic area, Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 397, 102 p.
1982: The Highland Front Moraine Complex; in Guidebook of the 45th Annual Meeting of the Friends of the Pleistocene, Drummondville-Saint-Hyacinthe, Quebec, Canada, eds. P. LaSalle, P.P. David, and M.A. Bouchard; Université de Montréal, p. 47-51.
1984: Till geochemistry in Finland and Canada; Journal of Geochemical Exploration, v. 21, p. 95-117.

Shilts, W.W. and Smiths, S.L.
1986: Stratigraphic setting of buried gold-bearing sediments, Beauceville area, Quebec; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 271-278.

Shilts, W.W. and Kaszycki, C.
in press: Depth of glacial erosion; Atomic Energy of Canada, Ltd., Level 2 CAD report.

Slyvitzky, A. et St-Julien, P.
1987: Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce; ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 85-04, carte nº 2030, 40 p.

Smith, S.L. and Shilts, W.W.
1987: Quaternary stratigraphy of Noire River cores, Beauceville area, Quebec; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 159-164.
Stewart, D.P. and MacClintock, P.
1964: The Wisconsin stratigraphy of northern Vermont; Americal Journal of Science, v. 262, p. 1089-1097.
1969: The surficial geology and Pleistocene history of Vermont; Geological Survey of Vermont, Bulletin 31, 251 p.
1971: Ablation till in northwestern Vermont; in Till - a symposium, ed. R.P. Goldthwait; Ohio State University Press, Columbus, p. 106-114.
Thomas, R.V.
1977: Calving Bay dynamics and ice sheet retreat up the St-Lawrence Valley system; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 347-356.

L'or dans le till : résultats préliminaires pour la région de Matheson, en Ontario

L.B. Bloom[1] et K.G. Steele[2]

Bloom, L.B. et Steele, K.G., L'or dans le till : résultats préliminaires pour la région de Matheson, en Ontario; dans La prospection glacio-sédimentaire, sous la direction de R.N.W. DiLabio et W.B. Cooker, Commission géologique du Canada, Étude 89-20, p. 69-78, 1989.

Abstract

The Ontario Geological Survey carries out a reconnaissance-scale overburden sampling project in the Matheson area of northeastern Ontario. In the period 1984-1985, a total of 643 till and 311 sand samples were analyzed for gold in three size fractions. Comparison of results indicates gold values for the heavy mineral concentrates, <250 mesh (<63 µm) and <10 mesh (<2.0 mm) fractions are not directly comparable. Gold values normalized for the weight of the heavy mineral concentrate relative to the total weight of the sample, do not correspond directly with <250 mesh and <10 mesh results. Samples are ranked differently when the heavy mineral concentrate gold assay values or the normalized gold values are considered. In general, the number and size of gold grains are indicative of the gold assay value of the heavy mineral concentrate. Occasionally, samples with abundant visible gold have low reported gold assays. Further studies are warranted to explain gold grain to gold assay value relationships.

Résumé

La Commission géologique de l'Ontario a exécuté, à des fins de reconnaissance, un projet d'échantillonnage du mort-terrain de la région de Matheson, dans le nord-est de l'Ontario. En 1984-1985, on a dosé l'or dans trois fractions granulométriques d'un ensemble de 643 échantillons de till et 311 échantillons de sable. La comparaison des résultats indique que les teneurs en or des concentrés de minéraux lourds et des fractions inférieures à 250 mesh (<63 µm) et à 10 mesh (<2,0 mm) ne sont pas directement comparables. Les teneurs en or «corrigées» pour le rapport du poids du concentré de minéraux lourds au poids total de l'échantillon, ne correspondent pas directement aux résultats des fractions inférieures à 250 mesh et à 10 mesh. Les échantillons sont classés différemment selon qu'on considère les teneurs en or dosées dans des concentrés de minéraux lourds ou les teneurs «corrigées». En général, le nombre et la grosseur des grains d'or sont des indices de la teneur en or du concentré de minéraux lourds. On observe parfois des teneurs en or faibles dans des échantillons où l'or visible abonde. Des études plus poussées des relations qui existent entre l'abondance de grains d'or et les teneurs analysées sont justifiées.

[1] Analytical Solutions, 214-665 Roselawn Ave., Toronto, Ontario M5N 1L1
[2] Ontario Geological Survey, 704-77 Grenville St., Toronto, Ontario M7A 1W4

INTRODUCTION

Le projet régional d'échantillonnage du mort-terrain de Black River-Matheson (BRIM), un projet parrainé par la Commission géologique de l'Ontario, devait servir à établir la stratigraphie quaternaire (glaciaire) régionale et à créer une base de données sur la géochimie du till devant faciliter l'exploration minérale.

La région étudiée forme une bande d'une largeur de 40 km qui s'étend sur une distance de 100 km, de la frontière Ontario-Québec jusqu'aux limites de la ville de Timmins (fig. 1). La région appartient à la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et présente une géologie semblable à celle qu'on observe dans les camps miniers de Timmins et de Kirkland Lake; elle est traversée dans le sens de la longueur par la zone de failles de Destor-Porcupine. On y a découvert de nombreux indices aurifères mais la plupart sont concentrés dans de petits secteurs où la couverture de sédiments glaciaires est mince.

Une importante couverture de sédiments glaciaires mesurant jusqu'à 100 m d'épaisseur masque le substratum rocheux et les signaux géophysiques à travers une grande partie de la région étudiée. Dans les secteurs où le mort-terrain est épais, la recherche d'or a été rarement couronnée de succès si on excepte quelques découvertes récentes comme celle de St. Andrew Goldfields et celle de la mine Holt-McDermott de la société American Barrick.

Les programmes d'échantillonnage du mort-terrain sont une des méthodes d'exploration permettant de délimiter les zones de minéralisation aurifère. Différents facteurs, y compris les méthodes d'échantillonnage et d'analyse, contribuent à assurer le succès de tels programmes. Cet article présente les conclusions préliminaires sur la distribution de l'or dans trois fractions d'échantillons de till; ces conclusions ont été formulées à la fin des deux premières années (1984-1985) du projet quinquennal BRIM.

ÉCHANTILLONNAGE

Le présent article porte sur les données tirées de deux programmes de forage et deux programmes d'échantillonnage à l'aide d'une pelle rétrocaveuse réalisés en 1984 et 1985; d'autres programmes d'échantillonnage se sont poursuivis de 1986 à 1988. La figure 2 illustre la distribution des points d'échantillonnage en 1984 et 1985. Au total, 243 échantillons de till ont été prélevés dans des puits de surface habituellement creusés avec une pelle rétrocaveuse; en outre, 400 échantillons de till et 311 de sable ont été prélevés pendant les programmes de forage.

Pour ce projet, on a utilisé une foreuse rotasonique. Cet appareil donne une carotte continue, presque intacte, d'un diamètre de 88 mm, où toutes les formations, y compris le substratum rocheux, sont représentées. La carotte fournit de bons échantillons complets pour les analyses géochimiques. Certains des résultats de cette recherche se prêtent peut-être difficilement à une comparaison directe avec les résultats de recherches recourant à d'autres méthodes d'échantillonnage comme le forage par circulation inversée.

L'échantillonnage des carottes s'est fait à partir de critères stratigraphiques. Quand c'était possible, les unités de till ont été échantillonnées à des intervalles de 1,5 m et les unités de sable, à des intervalles de 3 à 10 m. Un échantillon en vrac de 7 à 10 kg et un échantillon distinct de 250 g ont été prélevés pour chaque intervalle d'échantillonnage.

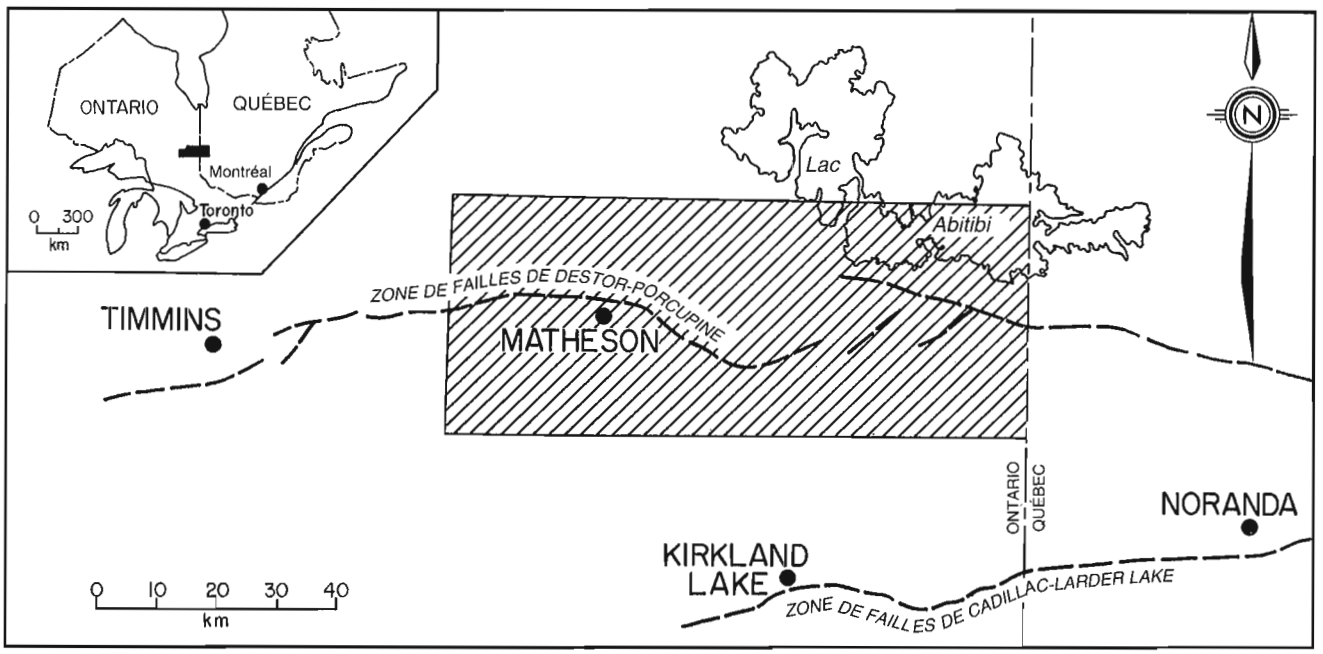


Figure 1. Région d'étude de Matheson.

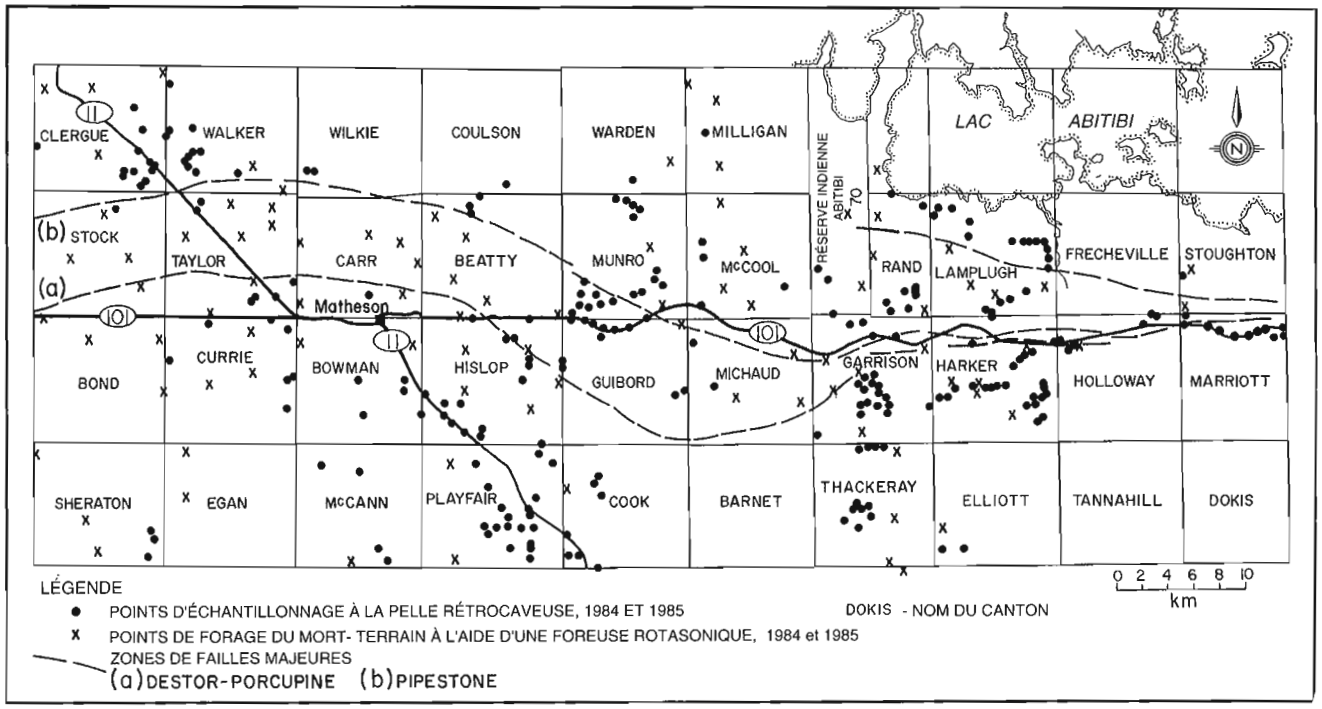


Figure 2. Emplacement des principaux forages et des principales tranchées.

Dans les puits de surface, les échantillons de till ont été prélevés à plus d'un mètre de profondeur, toutes les fois où c'était possible. Le prélèvement s'est fait à des profondeurs variant de 0,3 à 3,0 m, la profondeur moyenne étant de 1,7 m. On a essayé de prélever des échantillons à moins de 0,5 m de la surface de contact entre le till et le substratum rocheux. Le poids des échantillons prélevés était le même que dans les programmes de forage.

TRAITEMENT ET ANALYSE DES ÉCHANTILLONS

Tous les échantillons ont subi le même traitement. Comme l'illustre l'organigramme de la préparation des échantillons (fig. 3), on a préparé trois fractions granulométriques. Puis, on a procédé à la séparation des minéraux lourds des échantillons de 7 à 10 kg. Les minéraux lourds sont traités sur une table à secousses par lavage sur des sluices pour les débarrasser des minéraux plus légers. Lorsqu'on voit des grains d'or dans les échantillons traités sur la table à secousses, le concentré de minéraux lourds subit un deuxième lavage, à la battée, pour déterminer le nombre exact, la forme et la dimension des grains d'or. On procède au dosage de l'or dans le concentré de minéraux lourds (densité >3,3) non magnétiques par activation neutronique; cette méthode non destructive permet de récupérer les échantillons pour des examens détaillés.

Les deux autres fractions, représentent des matériaux fins de dimension inférieure à 10 mesh et inférieure à 250 mesh, sont soumises à un dosage de l'or par pyroanalyse et par spectroscopie de plasma à courant continu. Pour les trois

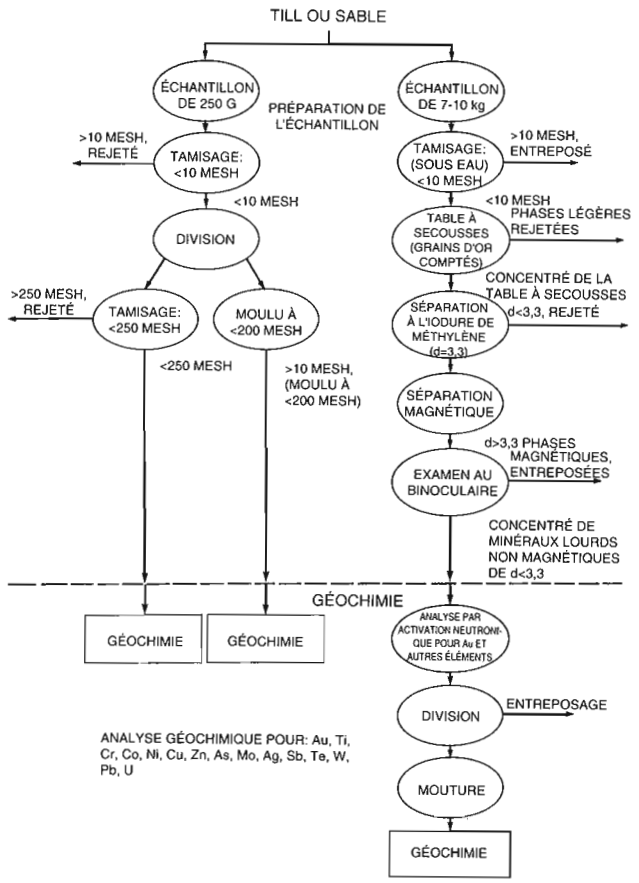


Figure 3. Organigramme de la préparation des échantillons (d'après Baker et al., 1985).

fractions, on a également dosé 14 éléments en traces dont plusieurs par méthodes de spectrométrie d'émission après digestion à l'acide nitrique et chlorhydrique.

DISTRIBUTION DE L'OR

La distribution des teneurs en or dans les concentrés de minéraux lourds, qu'ils proviennent des échantillons de till ou de sable, est de type log-normal (fig. 4). Pour tous les échantillons de till, la moyenne géométrique est de 118 ppb d'or et, pour les échantillons de sable, de 61 ppb. Les teneurs en or peuvent se situer sous le seuil de détection (2 ppb) et atteindre 96 000 ppb. À la figure 4, on voit aussi la distribution de l'or dans les tills prélevés dans des puits de surface (till oxydé) et par forage (till non oxydé).

Il est impossible, à partir des histogrammes des teneurs en or des concentrés de minéraux lourds (fig. 4), de distinguer les échantillons de till prélevés dans les puits de surface de ceux qu'on a prélevés par forage. De légères différences peuvent s'expliquer par le fait que les échantillons de surface n'ont pas été prélevés au même endroit que les échantillons prélevés par forage.

On a supposé que le till prélevé par forage n'était pas oxydé puisque la plupart du temps, il avait été prélevé à une profondeur supérieure à 20 m. Plusieurs recherches (Shilts 1975, 1984; DiLabio 1979, 1985) ont démontré que les caractéristiques chimiques des échantillons de till oxydé et non oxydé différaient pour de nombreux éléments. On a étudié la distribution du cuivre afin de s'assurer que la différence entre les échantillons prélevés en surface et ceux qu'on avait obtenus par forage tenait au fait qu'il s'agissait respectivement d'échantillons oxydés et non oxydés et ne concernait pas la distribution de l'or.

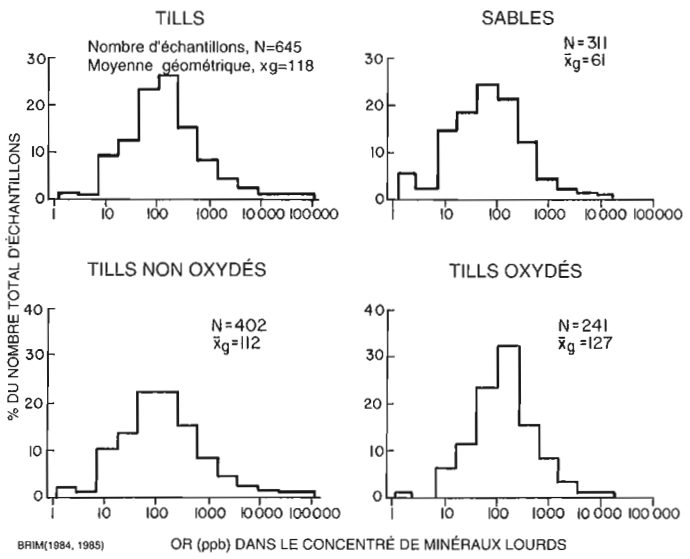


Figure 4. Distribution de l'or dans les concentrés de minéraux lourds.

Pour les échantillons de till obtenus par forage, la teneur en cuivre du concentré de minéraux lourds est supérieure à celle de la fraction inférieure à 250 mesh pour 95 % des échantillons. Par conséquent, le rapport entre la teneur en cuivre du concentré de minéraux lourds et celle de la fraction inférieure à 250 mesh est supérieur à 1 (fig. 5). Au contraire, pour près de 90 % des échantillons de till prélevés en surface, ce rapport est inférieur à 1 (fig. 5).

Les minéraux riches en cuivre, comme les sulfures, sont décomposés dans les échantillons oxydés. Le cuivre et les autres cations métalliques sont libérés puis adsorbés par les phyllosilicates et les minéraux secondaires qui composent la fraction inférieure à 250 mesh. Ce processus touche également des éléments comme le zinc, le cobalt et le nickel.

La distribution de l'or, dans la fraction inférieure à 250 mesh, n'est pas la même que dans les concentrés de minéraux lourds. Dans la fraction inférieure à 250 mesh, on estime que la teneur en or moyenne pour chacun des quatre groupes présentés à la figure 4 est inférieure à 5 ppb (fig. 6).

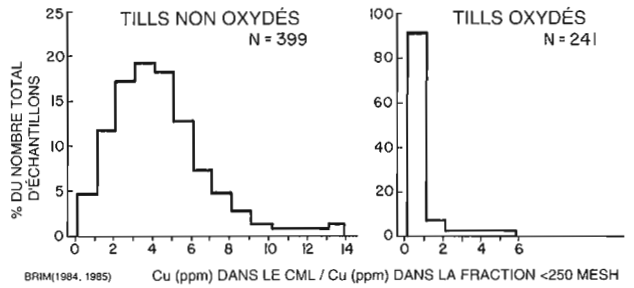


Figure 5. Distribution du cuivre : comparaison entre les échantillons de till oxydé et de till non oxydé.

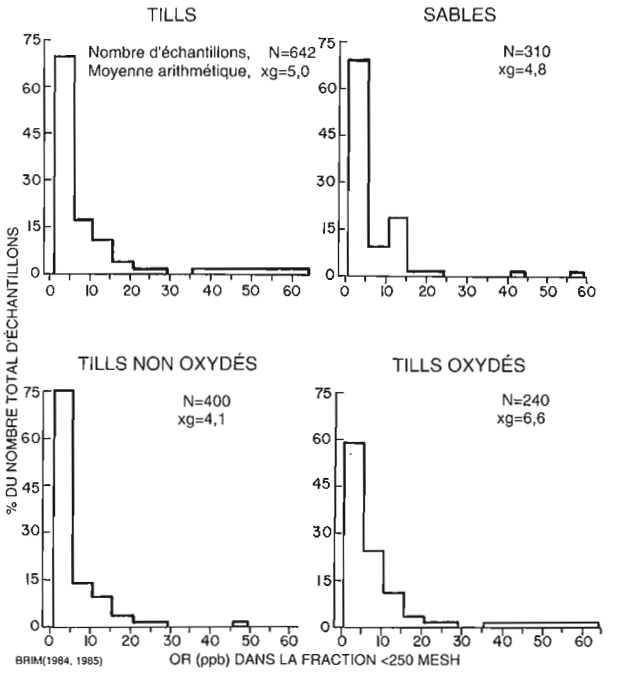


Figure 6. Distribution de l'or dans la fraction inférieure à 250 mesh.

Toutes les distributions sont fortement asymétriques. La majorité des teneurs se situent au niveau ou près du seuil de détection de 2 ppb. Les distributions de l'or dans la fraction inférieure à 10 mesh sont également asymétriques (fig. 7). Les teneurs en or moyennes sont de l'ordre du seuil de détection.

Les faibles teneurs en or des fractions fines du till et du sable sont compatibles avec la distribution régionale de l'or dans le substratum rocheux. Des échantillons du substratum rocheux ont été prélevés dans 92 des 102 trous percés avec une foreuse rotasonique. La teneur en or moyenne de ces échantillons est de 4,5 ppb et 92 % des teneurs sont inférieures à 10 ppb. La teneur en or la plus élevée a été mesurée dans un basalte tholéiitique riche en magnésium; elle était de 1 700 ppb.

Comparaison de la distribution de l'or dans les trois fractions

Le type et la grosseur des grains d'or, ainsi que le mode d'occurrence de l'or dans le till, sont différents pour chacune des trois fractions analysées. Dans les concentrés de minéraux lourds, on trouve de l'or libre (à l'exception des grains d'or qu'on perd, à cause de leur dimension ou de leur forme, pendant le traitement sur la table à secousses), de l'or lié aux sulfures et de l'or lié aux oxydes et aux silicates si les agrégats de minéraux ont une densité supérieure à 3,3.

On croit que les teneurs en or de la fraction inférieure à 250 mesh correspondent à l'or fin libre, à de l'or libéré des sulfures et à de l'or précipité à nouveau sous l'action de processus postglaciaires. Dans la fraction inférieure à 10 mesh, on trouve les types d'or déjà mentionnés pour les deux autres fractions. Les teneurs de la fraction inférieure à 10 mesh sont moindres à cause de la dilution attribuable à la grande quantité de minéraux constituant communément les roches (dominance des silicates).

La grosseur des grains d'or, le type auquel l'or appartient et son mode d'occurrence dans le till interagissent de façon si complexe qu'il n'existe pas forcément une fraction idéale pour le dosage de l'or dans la région du projet BRIM. Dans l'ensemble, le dosage de l'or contenu dans les concentrés de minéraux lourds est une méthode populaire et efficace pour définir des cibles pour l'exploration minérale. Cependant, l'analyse des concentrés de minéraux lourds est coûteuse et prend du temps. Pour vérifier si l'analyse des fractions inférieures à 250 et à 10 mesh peut être une méthode valable et moins coûteuse dans la région étudiée, on a comparé les teneurs en or des concentrés de minéraux lourds à celles des fractions inférieures à 250 et 10 mesh.

Le graphique des teneurs en or de la fraction inférieure à 250 mesh et de celles des minéraux lourds montre qu'il n'existe entre elles aucune relation directe (fig. 8). Entre les teneurs de la fraction inférieure à 250 mesh et celles de la fraction inférieure à 10 mesh, la corrélation est faible mais il est vrai que, pour un peu plus de la moitié des échantillons, les teneurs se situent en-dessous du seuil de détection (fig. 9).

Pour la plupart des éléments autres que l'or, il existe une forte corrélation entre les teneurs en or de la fraction inférieure à 250 mesh et celles de la fraction inférieure à 10 mesh. Par exemple, il existe une forte corrélation entre les teneurs en cuivre de la fraction inférieure à 10 mesh et celles de la fraction inférieure à 250 mesh dans le cas des échantillons de till non oxydé (fig. 10).

L'absence de corrélation, lorsqu'on compare les teneurs en or des différentes fractions, est tout d'abord due aux faibles concentrations d'or et à la difficulté de préparer un échantillon «représentatif». Dans cette recherche, l'analyse des fractions inférieures à 250 et 10 mesh n'a porté que sur 10 g de matériel

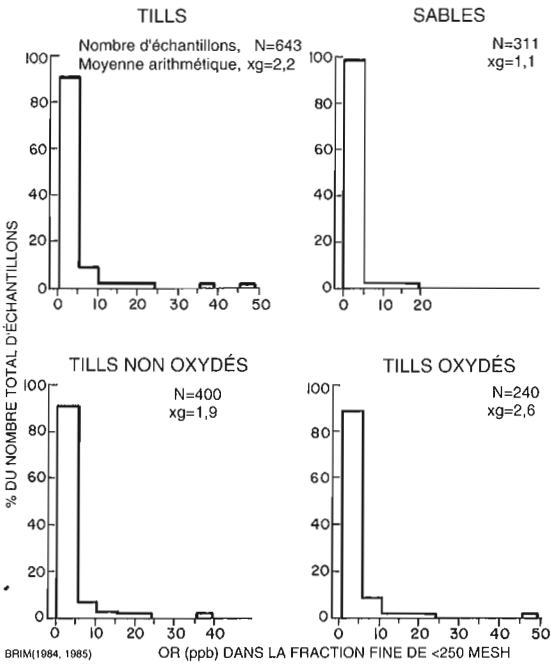


Figure 7. Distribution de l'or dans la fraction inférieure à 10 mesh.

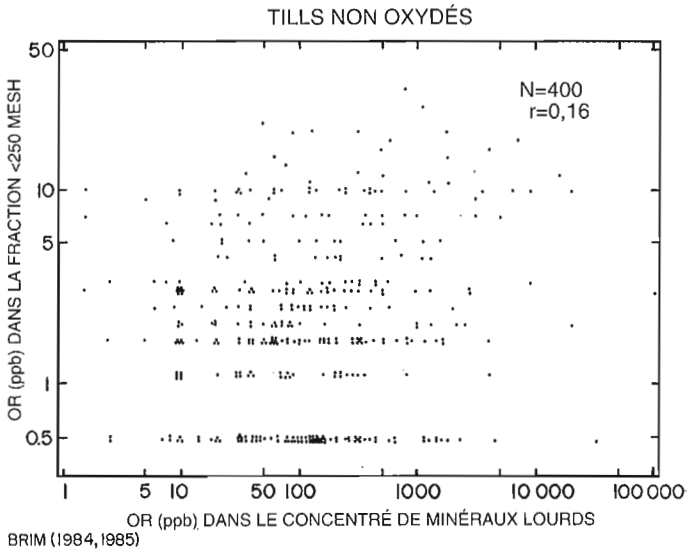


Figure 8. Comparaison des teneurs en or entre la fraction inférieure à 250 mesh et le concentré de minéraux lourds.

mais, selon les principes d'échantillonnage (Clifton et al., 1969; Harris, 1982), il aurait fallu 200 g de matériel pour obtenir un échantillon adéquat.

Teneurs en or normalisées

L'absence de corrélation entre les teneurs en or des concentrés de minéraux lourds et celles des deux autres fractions peut être due aux variations de la proportion de minéraux lourds dans les échantillons en vrac. Comme le suggèrent Sopuck et al. (1986) et Lavin et al. (1986), il faudrait peut-être «normaliser» le poids des concentrés de minéraux lourds par rapport au poids total de l'échantillon.

Le poids du matériel constituant la fraction inférieure à 10 mesh traitée pour obtenir les concentrés de minéraux lourds variait de 2 à 12 kg et celui des concentrés de minéraux lourds non magnétiques variait de 1 à 50 g (fig. 11). Pour la majorité des échantillons, les concentrés de minéraux lourds représentaient de 0,1 à 0,5 % en poids de l'échantillon total.

Prenons le cas où deux concentrés de minéraux lourds renferment le même poids d'or, par exemple 1,0 ng; si leur poids est de 2 et 50 g, leurs teneurs en or respectives seront de 500 ppb et de 20 ppb.

Pour atténuer l'effet du poids des concentrés de minéraux lourds, on peut «normaliser» les données. Pour normaliser les teneurs en or, on peut multiplier le résultat obtenu, exprimé en ppb ou en nanogramme par gramme, par le poids de la fraction des minéraux lourds non magnétiques. On obtiendra ainsi le poids de l'or dans l'échantillon en nanogrammes (équation 1).

(1) Weight of gold in non-magntic heavy mineral concentrate (ng) = Au (ng/g or ppb) × Weight of the non-magntic heavy mineral concentrate (g)

Le poids de l'or est ensuite divisé par le poids total du matériel de la fraction inférieure à 10 mesh obtenu avec la table à secousses (équation 2).

(2) "Normalized" gold value (ng/g or ppb) = Weight of gold (ng) / Weight of the <10 mesh table feed (g)

Le graphique des teneurs en or normalisées de la fraction des minéraux lourds non magnétiques ne montre aucune relation nette avec les concentrations de la fraction inférieure à 250 mesh (fig. 12). Cependant, les teneurs «normalisées» présentent les mêmes variations que celles de la fraction inférieure à 250 mesh.

L'absence de corrélation entre les teneurs en or peut dépendre de divers facteurs. Qu'il nous suffise de mentionner les suivants :

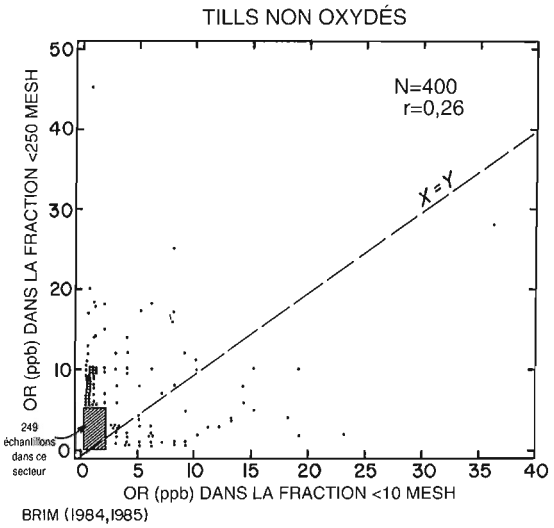


Figure 9. Comparaison des teneurs en or entre la fraction inférieure à 10 mesh et la fraction inférieure à 250 mesh.

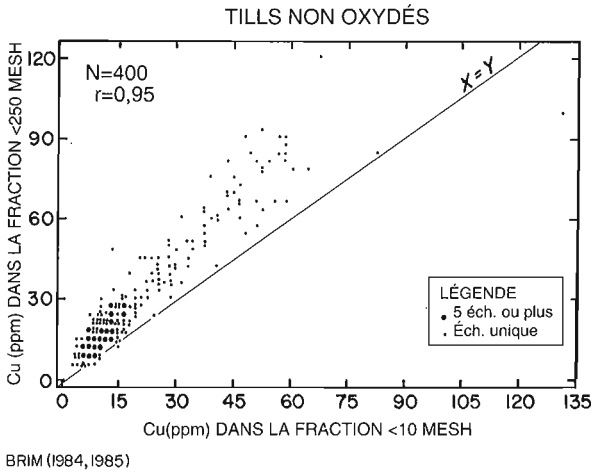


Figure 10. Comparaison des teneurs en cuivre entre la fraction inférieure à 10 mesh et la fraction inférieure à 250 mesh.

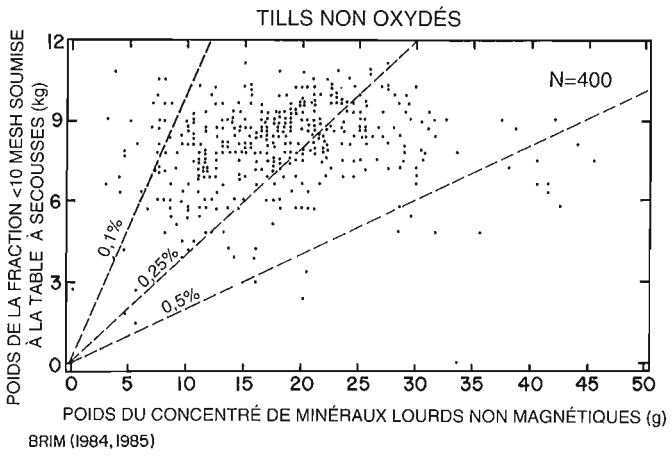


Figure 11. Poids des concentrés de minéraux lourds.

1. L'or est concentré dans la fraction inférieure à 250 mesh et une partie de ce matériel fin reste en suspension dans l'eau et est perdue pendant le traitement de l'échantillon sur la table à secousses. Cela pourrait expliquer que la teneur en or de la fraction inférieure à 250 mesh de certains échantillons soit supérieure aux teneurs «normalisées».
2. L'échantillon de 10 g appartenant à la fraction inférieure à 250 mesh et traité par pyroanalyse n'est pas représentatif de l'intervalle échantillonné, comme on l'a déjà expliqué.
3. L'analyse par activation neutronique des concentrés de minéraux lourds renfermant de gros grains d'or peut entraîner des erreurs à cause du phénomène d'autoprotection.

L'autoprotection est un phénomène qui, pour certains éléments comprenant l'or, peut faire en sorte qu'un gros grain ne soit pas complètement irradié. Les atomes qui se trouvent en périphérie du grain protègent les atomes internes contre l'irradiation. Des recherches de Zweifel (1960) ont montré que les teneurs en or rapportées pourraient être diminuées de 13 % dans le cas de fils d'or de 400 µm de diamètre et de 44 % pour des fils d'or de 2 000 µm de diamètre. Un autre facteur expliquant l'inexactitude des dosages de l'or par activation neutronique est la diversité de forme des gros grains.

Les teneurs en or «normalisées» sont reportées sur le graphique en regard des teneurs en or originelles des concentrés de minéraux lourds (fig. 13). Il existe une bonne corrélation entre les deux ensembles de données mais, si on compare les données échantillon par échantillon, on remarque des contradictions importantes.

Lorsqu'on classe les teneurs en or des échantillons par ordre de grandeur, on retient, pour chacun des deux ensembles de données, les mêmes trois échantillons présentant les teneurs les plus élevées. Toutefois, pour des échantillons dont les concentrés en minéraux lourds présentent des teneurs inférieures à 15 000 ppb, on remarque un manque d'uniformité d'un échantillon à un autre pour les deux ensembles de données. La figure 13b, qui montre un agrandissement d'une partie de la figure 13a, met ce fait en évidence.

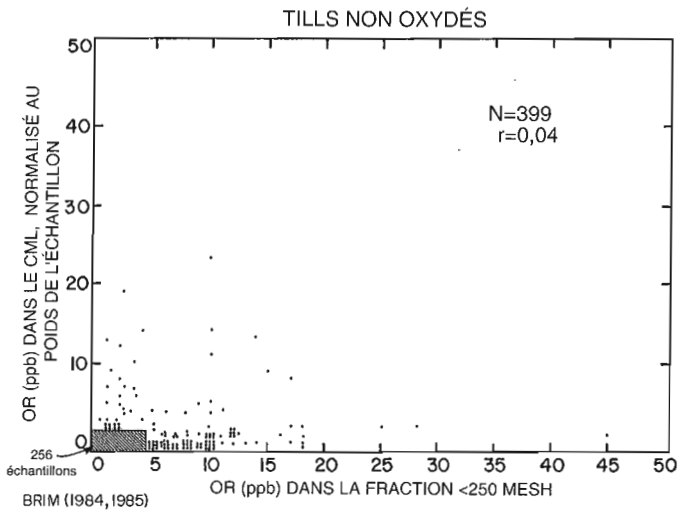


Figure 12. Teneurs en or «normalisées» des concentrés de minéraux lourds.

On n'a pas déterminé, à ce stade-ci, lequel de ces deux ensembles de données correspond le plus à la minéralisation, mais les teneurs en or brutes comme les teneurs «normalisées» peuvent aider à déterminer les travaux de suivi à effectuer.

DISTRIBUTION DES GRAINS D'OR

Un autre indice permettant d'évaluer la signification, pour l'exploration, des échantillons de mort-terrain est le nombre, la grosseur et la forme des grains d'or. Dans la région étudiée, on a trouvé dans le till des grains d'or mesurant jusqu'à 1 575 µm sur 925 µm. Dans une tentative pour déterminer le rapport entre le nombre et la grosseur des grains d'or d'une part et les résultats du dosage d'autre part, on a conçu une échelle granulométrique des grains d'or. En admettant qu'une «unité de grain» mesure 50 µm sur 50 µm, et sans tenir compte des complications pouvant découler des variations d'épaisseur, il s'agit de convertir tous les grains en «unités de grains». Par exemple, un grain d'or mesurant 100 µm sur 100 µm équivaut à quatre «unités de grain» de 50 µm sur 50 µm.

Les échantillons de till non oxydé ont été partagés en quatre groupes à partir du nombre d'«unités de grain» dans chaque échantillon. Des histogrammes des teneurs en or mesurées (fig. 14) ont été bâtis pour les groupes d'échantillons qui : (a) ne renferment aucun grain d'or; (b) comptent de 0,5 à 17 «unités de grain»; (c) comptent de 17,5 à 35 «unités de grain»; (d) comptent plus de 35 «unités de grains». Comme on pouvait s'y attendre, le 50e et le 95e centiles des teneurs en or s'accroissent à mesure qu'augmente le nombre d'«unités de grain».

Il y a toutefois des détails curieux. Le dosage de l'or par activation neutronique donne des teneurs pouvant atteindre 1 800 ppb pour des échantillons ne renfermant aucun grain d'or. L'explication la plus plausible est que l'or est présent autrement que sous forme d'or libre, lié à des sulfures par exemple. Il est également possible que l'or soit trop fin pour être visible à l'oeil nu sur la table à secousses, pendant le traitement. À l'autre extrême, et fait encore plus troublant peut-être, six échantillons renfermant plus de 35 «unités de grain» présentent des teneurs inférieures à 500 ppb. Ces échantillons renferment au moins un grain suffisamment gros pour réduire les teneurs en or à cause du phénomène d'autoprotection. Les données concernant les grains d'or dans ces six échantillons sont présentées au tableau 1. Cependant, d'autres échantillons renfermant autant de gros grains d'or présentent des teneurs beaucoup plus élevées, comme on le voit à la figure 2. La grosseur des grains d'or n'est sûrement pas le seul facteur déterminant. Il faudrait entreprendre d'autres recherches pour expliquer ce phénomène.

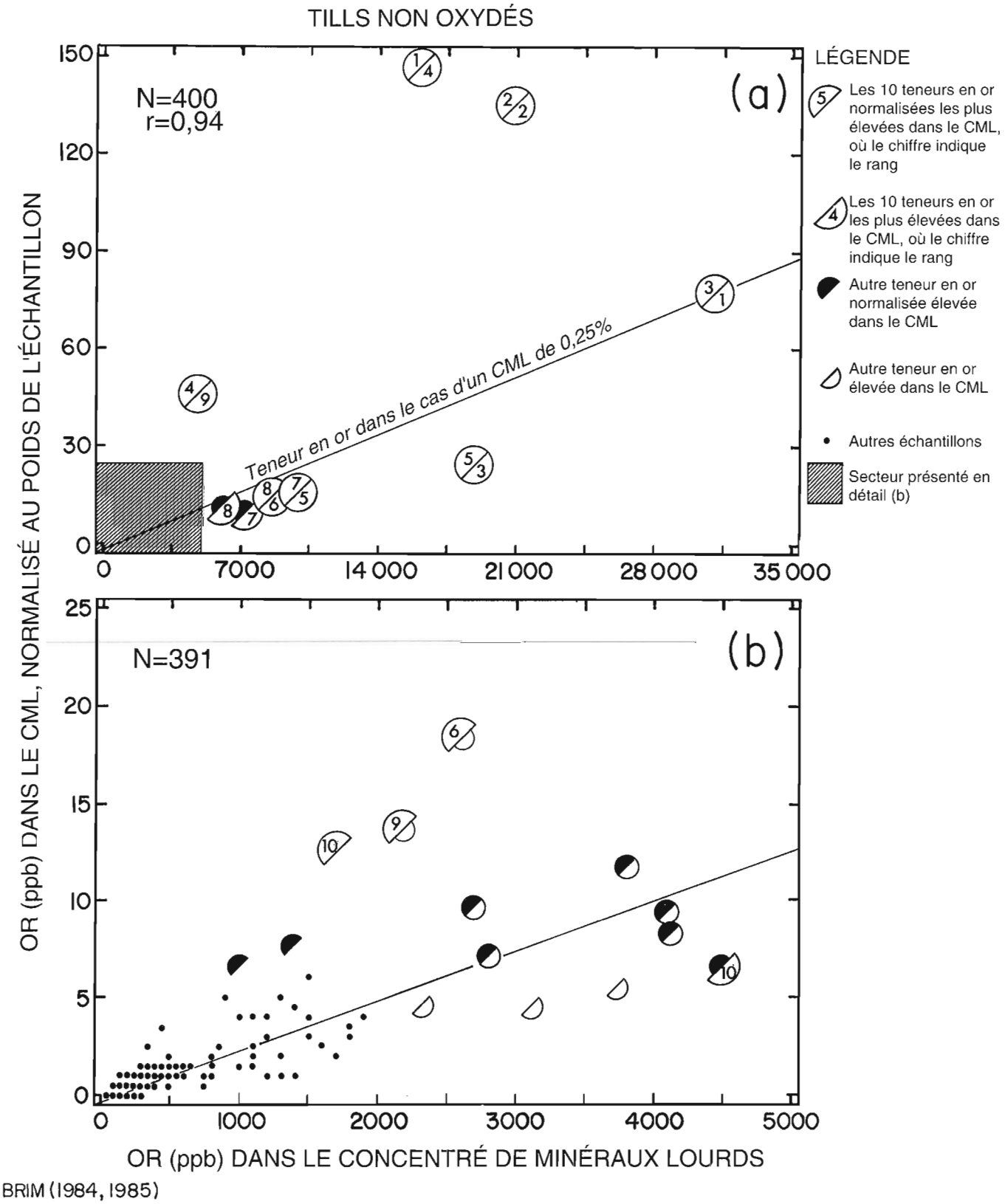


Figure 13. L'or dans les concentrés de minéraux lourds.

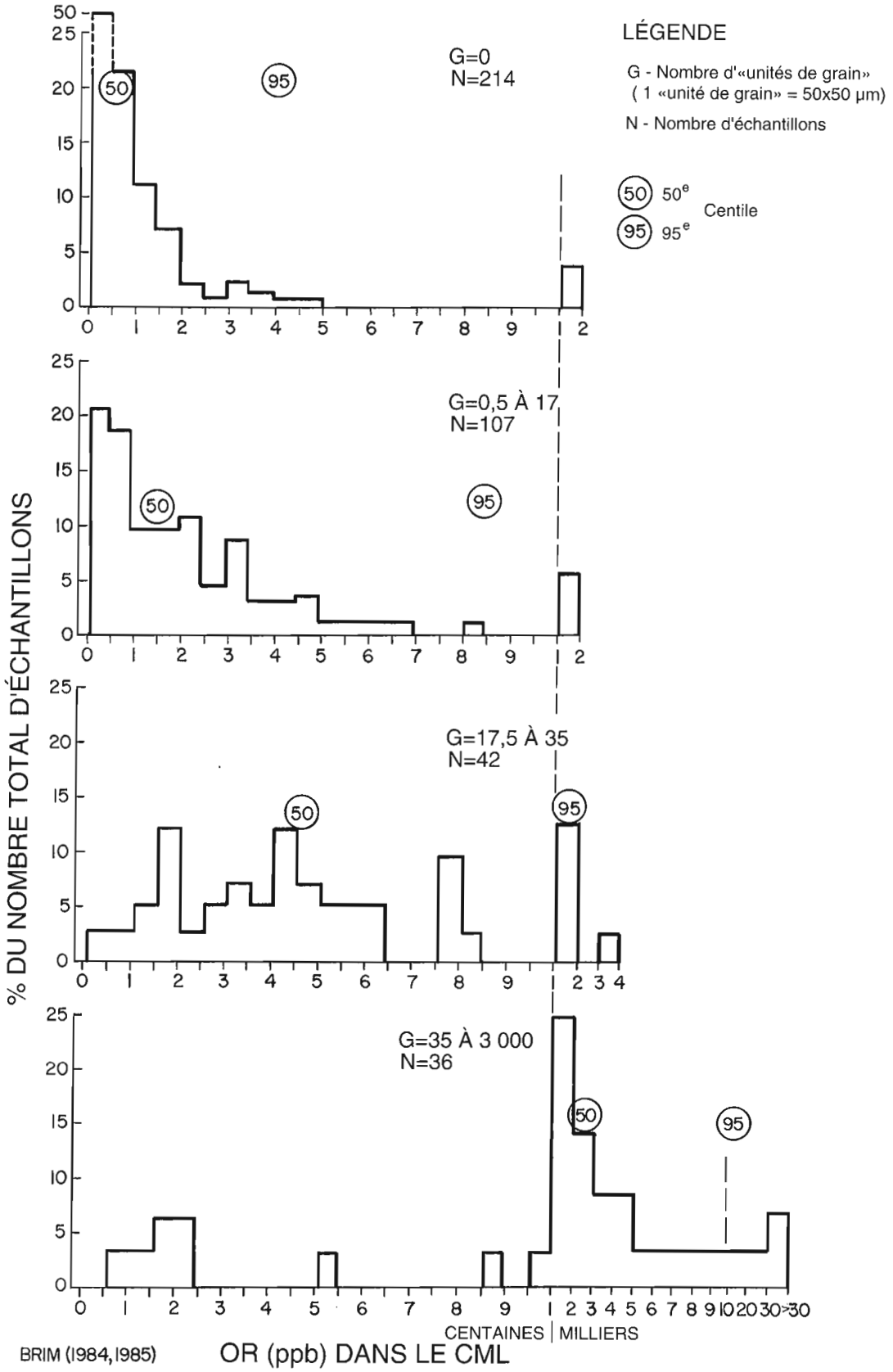


Figure 14. Distribution des teneurs en or selon le nombre de grains d'or dans les échantillons de till non oxydé.

Tableau 1. Échantillons renfermant de gros grains d'or et présentant de faibles teneurs en or

Numéro de l'échantillon	85-01-08	85-12-11	85-13-07	85-24-14	85-39-14	85-45-93
Or	1 275x400	1 25 x25	2 25x50	1 25x25	1 25x50	1 350x450
Grains		1 50x75	1 25x75	1 25x50	1 25x75	
(nombre et grosseur [µm])	1 75x125	1 50x100 1 50x75	1 50x50 1 50x150	1 50x75 1 125x175	1 50x75	
		1 150x250	1 75x75	1 300x350	1 200x225	
		1 150x350	1 100x125 1 250x350		1 250x450	
Teneur en or (ppb)	91	100	180	220	20 91	

Tableau 2. Échantillons renfermant de gros grains d'or et présentant de fortes teneurs en or

Numéro de l'échantillon	84-28-09	85-31-02
Or	1 50x100	2 25x25
Grains	1 100x100	2 25x50
(nombre et grosseur [µm])	1 100x150 1 100x200 1 250x350	1 50x50 1 50x75 1 50x100 1 150x150 1 150x350
Teneur en or (ppb)	8800	1600

CONCLUSION

Plusieurs points importants se dégagent de l'examen préliminaire des données recueillies en 1984 et 1985. En voici quelques-uns.

1. Les teneurs en or des concentrés de minéraux lourds et des fractions inférieures à 250 mesh et à 10 mesh ne sont pas directement comparables.
2. Les teneurs en or «normalisées» des concentrés de minéraux lourds ne correspondent pas directement aux résultats obtenus pour les fractions inférieures à 250 mesh et à 10 mesh.
3. Les échantillons se classent différemment selon qu'on recourt aux teneurs en or des concentrés de minéraux lourds ou aux teneurs «normalisées».
4. Les échantillons oxydés et non oxydés correspondant respectivement aux échantillons prélevés près de la surface (jusqu'à 3 m de profondeur) et à ceux qui ont été obtenus par forage du mort-terrain, présentent des caractéristiques chimiques différentes. Cependant, il est impossible de distinguer ces deux groupes d'échantillons à partir des teneurs en or analysées.
5. Les teneurs en or pour les fractions inférieures à 250 et à 10 mesh obtenues sur des portions aliquotes de 10 g ne sont pas représentatives de l'intervalle échantillonné.

REMERCIEMENTS

Par le travail qu'ils ont effectué sur le terrain et les échanges qu'ils ont eus avec les auteurs, C.L. Baker et M.B. McClenaghan ont apporté une contribution importante à cette recherche. Les auteurs tiennent à remercier A.M. Duic pour la production des figures. Cette recherche a été réalisée dans le cadre du projet BRIM (Black River-Matheson). Cet article a été publié avec l'autorisation du directeur de la Commission géologique de l'Ontario.

RÉFÉRENCES

Clifton, H.E., Hunter, R.E., Swanson, F.J., and Phillips, R.L.
1969: Sample size and meaningful gold analysis; United States Geological Survey, Professional Paper 625-C, 17 p.

Baker, C.L., Steele, K.G., and McClenaghan, M.B.
1985: Reconnaissance till sampling program, Matheson-Lake Abitibi area, Cochrane District; in Summary of Field Work and Other Activities 1985, Ontario Geological Survey, eds. J. Wood, O.L. White, R.B. Barlow, and A.C. Colvine; Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 126, p. 329-333.

DiLabio, R.N.W.
1979: Drift prospecting in uranium and base-metal mineralization sites, District of Keewatin, Northwest Territories, Canada; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain-1979, Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 91-100.
1985: Gold abundance vs. grain size in weathered and unweathered till; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 117-122.

Harris, J.F.
1982: Sampling and analytical requirements for effective use of geochemistry in exploration for gold; in Precious Metals in the Northern Cordilleran, ed. A.A. Levinson, University of Calgary, p. 53-67.

Lavin, O.P., Grant, A., and Nichol, I.
1986: The optimization of geochemical exploration techniques for gold deposits in area covered by glacial till; Unpublished report prepared at Department of Geological Sciences, Queen's University, Kingston, Ontario, for Ontario Ministry of Colleges and Universities, University Research Incentive Fund, 64 p.

Shilts, W.W.
1975: Principles of geochemical exploration for sulphide deposits using shallow samples of glacial drift; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin v. 68, no. 757, p. 73-80.
1984: Till geochemistry in Finland and Canada; Journal of Geochemical Exploration, v. 21, p. 95-117.

Sopuck, V., Schreiner, B., and Averill, S.
1986: Drift prospecting for gold in Saskatchewan, use of heavy mineral concentrates in till; in Gold in the Western Shield, ed. L. Clark; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 38, p. 435-469.

Zweifel, P.
1960: Neutron self-shielding; Nucleonics, p. 174-175

Géologie, géologie du Quaternaire et géochimie d'exploration au service de la recherche de gîtes aurifères dans les régions de till peu épais

C.F. Gleeson[1], V.N. Rampton[2], R.D. Thomas[2] et S. Paradis[2]

Gleeson, C.F., Rampton, V.N., Thomas, R.D. et Paradis, S., Géologie, géologie du Quaternaire et géochimie d'exploration au service de la recherche de gîtes aurifères dans les régions de till peu épais; dans La prospection glacio-sédimentaire, sous la direction de R.N.W. DiLabio et W.B. Cooker, Commission géologique du Canada, Étude 89-20, p. 79-106, 1989.

Résumé

Des matériaux superficiels peu épais couvrant une superficie de 180 km² dans l'est de l'Ontario ont été systématiquement échantillonnés à tous les kilomètres, et deux secteurs ont été échantillonnés de façon plus détaillée à tous les 100 m. Le but était d'établir la technique d'échantillonnage la plus efficace à des fins d'exploration géochimique de minéralisation aurifère, tant à l'échelle régionale que locale, dans les secteurs de mort-terrain peu épais. À chaque point d'échantillonnage, l'or a été dosé dans l'humus, l'horizon B des sols et trois fractions granulométriques du till. L'identification des minéraux lourds, l'identification et le comptage des cailloux, et des cartes géologiques des formations de surface et du substratum rocheux ont été utilisés pour déterminer la nature de la dispersion de l'or dans les dépôts de surface et pour interpréter les modèles de dispersion géochimique.

Le substratum rocheux de la région étudiée est formé d'une série de roches supracrustales composées de métavolcanites mafiques renfermant des intercalations de métasédiments carbonatés et accessoirement de métasédiments clastiques. Cet empilement supracrustal est flanqué à l'ouest par des gneiss granitiques (Gneiss d'Addington) et, à l'est, par le Complexe gabbroïque de Lavant. Par endroits, de petites masses granitiques tardives pénètrent le complexe de gabbros et les métasédiments. La région est traversée par une importante zone de cisaillement de direction nord-est qui recoupe les gabbros, les métavolcanites, les métasédiments clastiques et les roches carbonatées et qui se reconnaît par la mylonitisation et la fracturation des roches encaissantes. Les minéralisations d'or sont logées dans des roches altérées à l'intérieur de la zone de cisaillement. Elles se présentent sous forme de filons de quartz et de carbonates, et en association avec des sulfures massifs dans de la mylonite mafique.

Le substratum rocheux de la région est recouvert en grande partie d'une couche de till d'ablation meuble et relativement mince, sableux et caillouteux, mis en place par des glaciers se déplaçant vers le sud, ainsi que de blocailles. Des complexes fluvioglaciaires occupent le centre et l'est de la région. Dans la vallée de la rivière Clyde, un lac de barrage glaciaire de courte durée a permis la sédimentation d'une couche mince de sédiments.

L'étude régionale a permis de délimiter l'étendue de la zone aurifère et d'établir des cibles prometteuses pour de futurs travaux d'exploration. Certains types d'échantillons sont plus révélateurs que d'autres à l'échelle régionale. Aux fins des études détaillées, tous les types d'échantillons caractérisent assez bien la minéralisation d'or connue. Les résultats de la présente étude indiquent que les programmes d'échantillonnage régional des tills peu épais sont non seulement rentables, mais aussi techniquement efficaces lorsqu'ils s'agit de repérer des minéralisations d'or dans des zones recouvertes d'une couche de sédiments glaciaires étendue, mais relativement mince.

[1] C. F. Gleeson & Associates Ltd., Lakeshore Drive, P.O. Box 10, Iroquois, Ontario, K0E 1L0
[2] Terrain Analysis & Mapping Services Ltd., P.O. Box 158, Carp, Ontario, K0A 1L0

Abstract

Shallow surficial materials from a 180 km² area in eastern Ontario were systematically sampled at 1 km centres and two areas were sampled at 100 m centres. The object was to establish the most effective sampling techniques for regional and detailed geochemical exploration for gold in areas of shallow overburden. At each sample site a humus, a "B" soil and three till fractions were analyzed for gold. Heavy mineral identifications, pebble counts, and surficial and bedrock geology maps were used to determine the nature of the gold dispersal in the surficial deposits and to interpret the geochemical patterns.

The research area is underlain by a series of supracrustal rocks composed of mafic metavolcanics and intercalated carbonate metasediments with subordinate clastic metasediments which are flanked on the west by granite gneisses (Addington Gneiss) and on the east by the Lavant Gabbro Complex. Locally, small late stage granitic bodies intrude the gabbro complex and metasediments. The area is traversed by a major northeast-trending shear zone which encloses mylonitized and fractured gabbro, metavolcanic rocks, clastic metasediments and carbonates. Gold occurences are hosted in altered rocks in the shear zone. They consist of quartz-carbonate veins and massive sulphide occurences in mafic mylonite.

Most of the area is underlain by a loose relatively thin layer of sandy stony ablation till, deposited by glaciers moving in southerly directions, and rock rubble. Glaciofluvial complexes cross the central and eastern part of the area. A short-lived glacially dammed lake in the Clyde River Valley resulted in thin lacustrine sediments being deposited there.

The regional survey was effective in outlining the extent of the gold belt and in establishing promising targets for further exploration. Although all sample types are more or less effective on the regional scale some are more effective than others. For the detailed surveys all sample types are relatively useful in reflecting known gold mineralization. The results of this program indicate that regional shallow till sampling programs are not only cost-effective but technically effective in locating gold mineralization in areas that are covered with extensive but relatively thin glacial deposits.

INTRODUCTION

Généralités

Quel matériel échantillonner? Quelle densité d'échantillonnage choisir? Quelle fraction granulométrique retenir? Le présent article tente de répondre à ces questions en plus de traiter de l'efficacité des techniques d'exploration géochimique pour la recherche d'or dans les secteurs où la couverture de mort-terrain est étendue mais peu épaisse.

Emplacement et accès

La région étudiée se trouve à 80 km au sud-ouest d'Ottawa et à 50 km au nord-ouest de Perth (fig. 1). Plusieurs routes de gravier permettent un assez bon accès au secteur d'étude.

Recherches antérieures

Au Canada, les programmes régionaux d'exploration géochimique parrainés par le gouvernement et l'entreprise privée ont surtout porté sur les sédiments de lacs et de ruisseaux. Cependant, quand la recherche de métaux précieux se poursuit dans des régions anciennement englacées, l'échantillonnage des sédiments lacustres à l'échelle régionale est parfois insuffisant et celui des sédiments de ruisseaux peut être inadéquat lorsqu'on est en présence d'un drainage dérangé.

En Suède et en Finlande, on procède depuis plusieurs années, à l'échelle régionale, à l'échantillonnage systématique des tills peu épais. Au Canada, c'est vers le milieu des années 1950 que la première recherche sur les métaux dans les tills à intégrer géochimie et géologie du Quaternaire a été effectuée par Ermengen (1957), dans la région de Chibougamau. Plus récemment, on a publié les résultats d'études sur la géochimie des tills minces de la région du mont Pleasant, au Nouveau-Brunswick (Szabo et al., 1975) et de la région du lac Mistassini (Icon Mine), au Québec (DiLabio, 1981). Pour

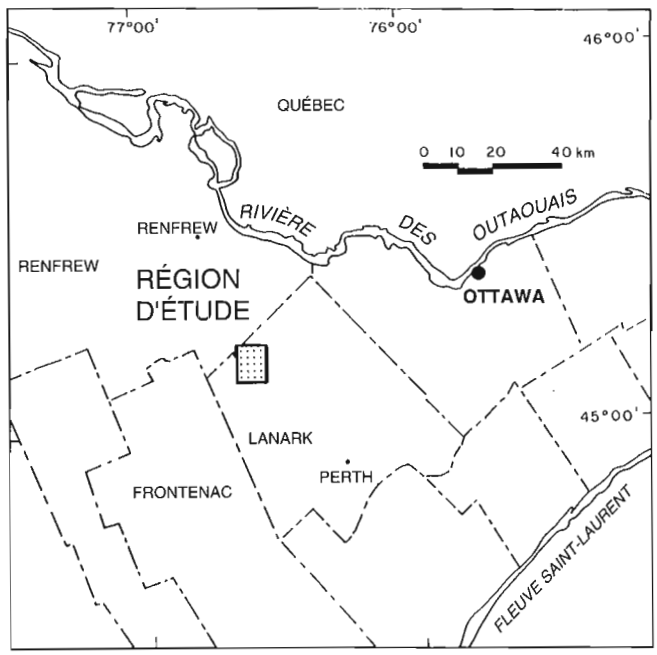


Figure 1. Carte de localisation.

l'Ontario, Closs et Sado (1982a, b) ont publié les résultats de leurs recherches sur la géochimie du mort-terrain et sur la géologie du Quaternaire appliquées à la recherche de métaux communs et à l'étude des complexes de carbonatite. Shilts (1976) a mis l'accent sur l'importance de l'analyse de la fraction argileuse des tills de surface quand l'échantillonnage des tills se fait à l'échelle régionale. Les données géochimiques concernant douze éléments en traces présents dans la fraction argileuse de tills échantillonnés à 1 500 endroits dans le sud-est de l'Ontario (Kettles et Shilts, 1983) ont montré que plusieurs des échantillons prélevés dans le secteur de la présente étude contiennent des teneurs anomales en cuivre, zinc, cobalt, nickel, argent, arsenic, cadmium et mercure.

Les publications qui traitent de la géochimie du till et qui se rapportent de façon spécifique à la recherche d'or ne sont pas très nombreuses, quoique la littérature récente reflète l'intérêt accru qu'on porte à cet élément. Au Canada, Lee (1963) a été un des premiers à publier une recherche sur l'échantillonnage des tills peu épais comme méthode de prospection pour l'or. Il a réussi à délimiter des traînées de dispersion en aval glaciaire des mines de la région de Kirkland Lake en comptant les grains d'or dans les concentrés de minéraux lourds provenant d'échantillons de till. Dans la région de Beardmore-Geraldton, Closs et Sado (1981) ont découvert que les teneurs en or de l'horizon B des sols n'étaient utiles que si les sols s'étaient développés sur du till. Quand la roche mère renfermait des grains d'or fins, on trouvait des teneurs anomales d'or tant dans la fraction des minéraux lourds que dans la fraction fine (silt et argile) du till. Cependant, quand la roche mère renfermait des grains d'or plus gros, seule la fraction des minéraux lourds présentait des anomalies.

Des recherches sur le till de surface ont été effectuées dans le secteur occupé par le batholite de St. George, dans le sud du Nouveau-Brunswick (Thomas et al., 1983, 1987; Rampton et al., 1986); l'échantillonnage s'est fait à l'échelle régionale, à raison d'un prélèvement par kilomètre carré. L'analyse des concentrés de minéraux lourds a permis de suivre des traînées de dispersion d'or sur une distance de 2 km. À partir des teneurs anomales en étain des concentrés de minéraux lourds, on a pu déterminer les limites de zones de greisen renfermant de la cassitérite jusqu'à une distance de 14 km en aval glaciaire de la région d'origine. Parmi les autres exemples canadiens de traînées de dispersion dans du till de surface associées à la présence de gîtes de minéraux, on peut mentionner les cas rapportés par Sinclair (1979), DiLabio (1981, 1982), Snow et Coket (1987) de même que McConnell et Batterson (1987).

Au Canada, une des premières expériences d'échantillonnage de l'humus appliqué à la recherche d'or a été tentée en 1974, dans la région de Duparquet, au Québec (Gleeson et Boyle, 1979). Ce travail a prouvé que le dosage de l'or dans l'humus, dans des secteurs couverts d'un mort-terrain perméable d'origine glaciaire, est une méthode efficace de délimitation des minéralisations aurifères. En général, les échantillons de l'horizon B des sols prélevés à proximité d'indices connus ne présentent que de faibles anomalies d'or ou n'en présentent pas du tout. Auparavant, l'USGS avait fait beaucoup de recherches sur la géochimie de l'or (Curtin et al., 1968, 1970, 1971 et Lakin et al., 1974); ces recherches avaient établi l'efficacité de l'échantillonnage de l'humus comme moyen de délimiter les minéralisations aurifères.

De nos jours, l'échantillonnage de l'humus, des sols et du till est devenu une opération de routine pour les sociétés d'exploration. Cependant, il existe encore des doutes sur le bon usage de ces méthodes. Certains paramètres simples comme la densité d'échantillonnage idéale, le meilleur matériel à échantillonner et la meilleure fraction granulométrique à analyser n'ont pas encore été fixés. Ce projet de recherche vise à mieux définir ces paramètres pour l'exploration géochimique.

Présente étude

Le travail sur le terrain effectué dans le cadre de ce projet s'est terminé en 1983. Il a comporté trois étapes : l'échantillonnage des matériaux superficiels, la cartographie des formations de surface et la cartographie du substratum rocheux (Gleeson et al., 1984, 1985, 1986; Rampton et al., 1986). Dans le cadre d'un programme d'échantillonnage régional, le prélèvement de matériaux superficiels s'est fait, de façon systématique, à des intervalles d'un kilomètre. Dans le voisinage de deux indices d'or, on a procédé à un échantillonnage plus dense, à tous les 100 m. Ces grilles de détail devaient servir à déterminer la densité d'échantillonnage la plus appropriée ainsi que le type de matériel et la fraction granulométrique pouvant le mieux aider à délimiter la minéralisation aurifère. À tous les points d'échantillonnage, on a prélevé des échantillons d'humus bien décomposé et des échantillons de l'horizon B des sols. De plus, on a creusé des trous d'une profondeur de 0,5 à 1,0 m pour échantillonner le matériel sur lequel s'est développé le sol et qui était habituellement un till. Lorsqu'on ne trouvait pas de till à une profondeur raisonnable ou à une distance acceptable du lieu de prélèvement choisi, on échantillonnait des sédiments fluvioglaciaires. À l'échelle régionale, 154 points ont été échantillonnés sur un territoire de 180 km^2 et 79 échantillons ont été prélevés sur les grilles de détail

Le programme de cartographie des formations superficielles a servi à illustrer la répartition des dépôts en surface, à déterminer les directions selon lesquelles se faisaient l'écoulement glaciaire ou le transport des matériaux, et à définir les relations qui existaient entre les dépôts superficiels. Ces informations sont indispensables pour interpréter correctement les données géochimiques et pour élaborer les programmes de suivi. Le programme de cartographie du substratum rocheux a servi à mettre à jour les données géologiques des cartes de Peach (1948, 1958), de Pauk (1983, 1984) et de Carter (1981). On s'est efforcé, en particulier, de différencier le gabbro des volcanites mafiques dans les faciès de mylonite et de faire ressortir les structures et les faciès d'altération éventuellement associés à une minéralisation aurifère. Chaque fois qu'il était possible de le faire, on a prélevé des échantillons de roche près de chaque point d'échantillonnage du programme régional pour procéder au dosage de l'or. De plus, tous les indices minéralisés découverts ont été échantillonnés afin de mesurer leur teneur en or. À chaque point d'échantillonnage, on a identifié et compté 50 cailloux; on a ensuite procédé à l'identification des

minéraux d'un échantillon représentatif de 2 g de minéraux lourds. Les teneurs en or de tous les matériaux échantillonnés ainsi que les résultats du comptage des cailloux et des analyses minéralogiques ont été reportés sur des cartes. À l'échelle régionale comme à l'échelle locale, on a procédé au calcul des paramètres statistiques de base. Toutes les données ont été publiées par la Commission géologique de l'Ontario (Gleeson et al., 1986).

BILAN DES RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET DE L'EXPLORATION MINÉRALE

Vennor (1876) a dressé une des premières cartes géologiques de la région de Lavant-Darling sur laquelle il a délimité la zone de cisaillement de Robertson Lake (ZCRL) et indiqué l'emplacement de plusieurs autres zones probables de cisaillement et de failles secondaires d'amortissement. Il a également formulé des remarques sur la géologie économique de la région et mentionné l'existence d'une zone cuprifère dans le canton de Lavant. Par la suite, d'autres ont cherché à évaluer les gisements de magnétite, d'hématite et de pyrite de la région (Charleton et al., 1890; Ingall, 1901; Frechette, 1910). Ells (1904) a réalisé une étude géologique de la région; dans le cas des cantons de Lavant et de Darling, il a rapporté que plusieurs analyses avaient révélé des teneurs en or variant de 0,111 à 0,195 oz/t et des teneurs en argent atteignant 5,2 oz/t. Au cours des années 40, la cartographie régionale des cantons de Darling et de Lavant a été complétée par Peach (1948, 1958) et Smith (1958). Peach a indiqué l'emplacement de la ZCRL dont il a, par extrapolation, établi le prolongement septentrional depuis le voisinage de Smith jusqu'au lac Joes. Sangster (1970) a effectué une recherche sur la métallogénie de la région à laquelle appartient ce secteur. Selon une compilation effectuée par Gordon et al. (1979), les indices d'or des cantons de Darling et de Lavant comprennent l'indice de Ranworth (bloc) (1,5 oz/t d'or et 12 oz/t d'argent) dans la région du lac Little Green, et l'indice de Robertson (0,11 oz/t d'or sur 5,6 pieds dans une carotte extraite par forage au diamant) dans la région du lac Robertson, à environ 10 km au sud du lac Joes. Le bloc erratique de Ranworth a été découvert en 1962, sur les claims de *Little Green Lake*, à environ 400 m au sud de l'indice d'or du lac Little Green (Northern Miner, 1962).

Jackson (1980) a cartographié les mylonites qui marquent des deux côtés les limites du gneiss leucogranitique (Gneiss d'Addington) dans le secteur du mont White qui jouxte le centre-ouest de la région étudiée. Au contraire de Peach, elle n'a pas identifié comme volcaniques les roches qui se trouvent à l'est du Gneiss d'Addington; elle a montré qu'il s'agissait plutôt de mylonites provenant de gabbros soumis à une déformation intense et à un métamorphisme rétrograde ayant entraîné la transformation des amphiboles en chlorite.

Carter, dans son étude des gîtes de cuivre-antimoine-or-argent de la région de Lavant-Darling (Carter, 1981, Carter et al., 1980), a cartographié une partie du territoire et prolongé la trace de la ZCRL au nord du lac Joes.

Pauk (1983) a cartographié la région située au sud de la rivière Clyde et a montré que la ZCRL s'étend entre le Gneiss d'Addington et le Complexe gabbroïque de Lavant.

Gleeson et al. (1984, 1985, 1986) ont dressé des cartes des formations de surface et du substratum rocheux de la région. Selon leur carte géologique, la ZCRL, au nord de la rivière Clyde, est beaucoup plus large que sur la carte de Carter (1981) et elle s'étend vers le nord-est jusqu'au lac Darling Long.

Il existe peu de données sur les premiers travaux d'exploration entrepris pour trouver des métaux communs ou précieux; il semble toutefois que les indices de Darling, du lac Joes et du lac Robertson ont été découverts avant 1900. Vennor (1876) signale qu'on a creusé un puits sur un indice de cuivre dans le lot 6 de la concession VII du canton de Lavant.

Des rapports d'évaluation ont été produits pour des secteurs où se trouvent les indices d'or de Bradford, de Darling et du lac Little Green (Robertson et Gleeson, 1981, Campbell, 1968, Hammerston, 1968 et Rankin, 1962).

Au sud du lac Joes, Taylor (1957) a signalé la présence de chalcopyrite et de tétraédrite en traces dans une carotte de forage. Gleeson (1975) mentionne qu'un échantillon de l'indice du lac Joes pris au hasard a révélé des teneurs de 0,45 oz/t d'or, de 2,92 oz/t d'argent, de 1,85 % de cuivre, de 1 405 ppm de zinc et de 0,83 % d'antimoine. I. Jonasson (communication personnelle), de la Commission géologique du Canada, a découvert que la tétraédrite et la pyrite de l'indice aurifère du lac Joes renfermaient respectivement 100 ppm (3 oz/t) et 5,3 ppm (0,15 oz/t) d'or. Selco a effectué des relevés électromagnétiques à très basse fréquence, des analyses géochimiques du sol (dosage de l'or) et des études géologiques avant de percer trois trous par forage au diamant au lac Joes (Sinclair, 1978). Un des forages a recoupé 0,45 m de pyrite massive qui titrait 5 160 ppb d'or, 5 280 ppb de cuivre, 475 ppb de mercure et 1 919 ppm d'antimoine. D'autres analyses ont donné jusqu'à 0,02 oz/t d'or.

Plus récemment, Easton et DeKemp (1987) et Easton (1987a, b) ont entrepris des recherches sur la géologie de la région pour le compte de la Commission géologique de l'Ontario et ils ont publié des cartes à plusieurs échelles. Les résultats de leurs recherches ressemblent à ceux qui sont rapportés dans le présent article.

GÉOLOGIE

Les données géologiques présentées ci-après sont tirées principalement d'une carte à l'échelle de 1/10 000 (Gleeson et al., 1985) qui a été dressée une fois les travaux de recherche complétés. Les résultats d'autres chercheurs ont été résumés et intégrés quand c'était possible; cependant, comme les résultats des recherches d'Easton et DeKemp (1987) et d'Easton (1987a, b) n'ont été disponibles qu'après la rédaction du présent article, leurs résultats n'ont pu être commentés ni intégrés aux discussions et aux cartes.

Cadre régional

La région se situe dans la partie est du Bassin de Hastings (fig. 2) qui fait partie de la ceinture métasédimentaire centrale, une subdivision de la Province de Grenville définie par Wynne-Edwards (1972). Le bassin de Hastings renferme la plus épaisse séquence de roches supracrustales de la Province de Grenville. La base de la colonne stratigraphique est caractérisée par une séquence de roches volcaniques mafiques dans lesquelles s'intercalent des métatufs et des roches métasédimentaires carbonatées. Le sommet de la colonne comprend une alternance de roches métasédimentaires carbonatées et clastiques.

Selon Sangster (1970), les volcanites basales dans la région étudiée se composent d'une séquence de basaltes spilitisés renfermant des interstrates de marbre. Elles sont recouvertes de roches métasédimentaires carbonatées qui renferment des lits de roches métasédimentaires clastiques. Selon certaines interprétations, les roches clastiques seraient formées de débris volcaniques arrachés par l'érosion aux hautes terres volcaniques voisines. Selon Lumbers (1982), les roches carbonatées auraient été mises en place à la fois pendant et après des épisodes d'activité volcanique, ce qui expliquerait que ce faciès carbonaté alterne avec celui des volcanites et volcanoclastites. Les assemblages de roches supracrustales sont recoupés par diverses intrusions syntectoniques et tarditectoniques de roches felsiques à mafiques.

L'activité tectonique a touché toutes les roches supracrustales de la région; en général, elles ont été déformées en plis dont les axes présentent des directions nord-est et nord-nord-est. On peut suivre une zone de failles majeure, la ZCRL, sur une distance de 90 km depuis la région étudiée vers le sud et le sud-ouest jusqu'à un endroit où elle disparaît sous les roches paléozoïques. Le secteur nord-est de la région est traversé par une série de failles tardives de direction est associées au graben d'Ottawa-Bonnechère.

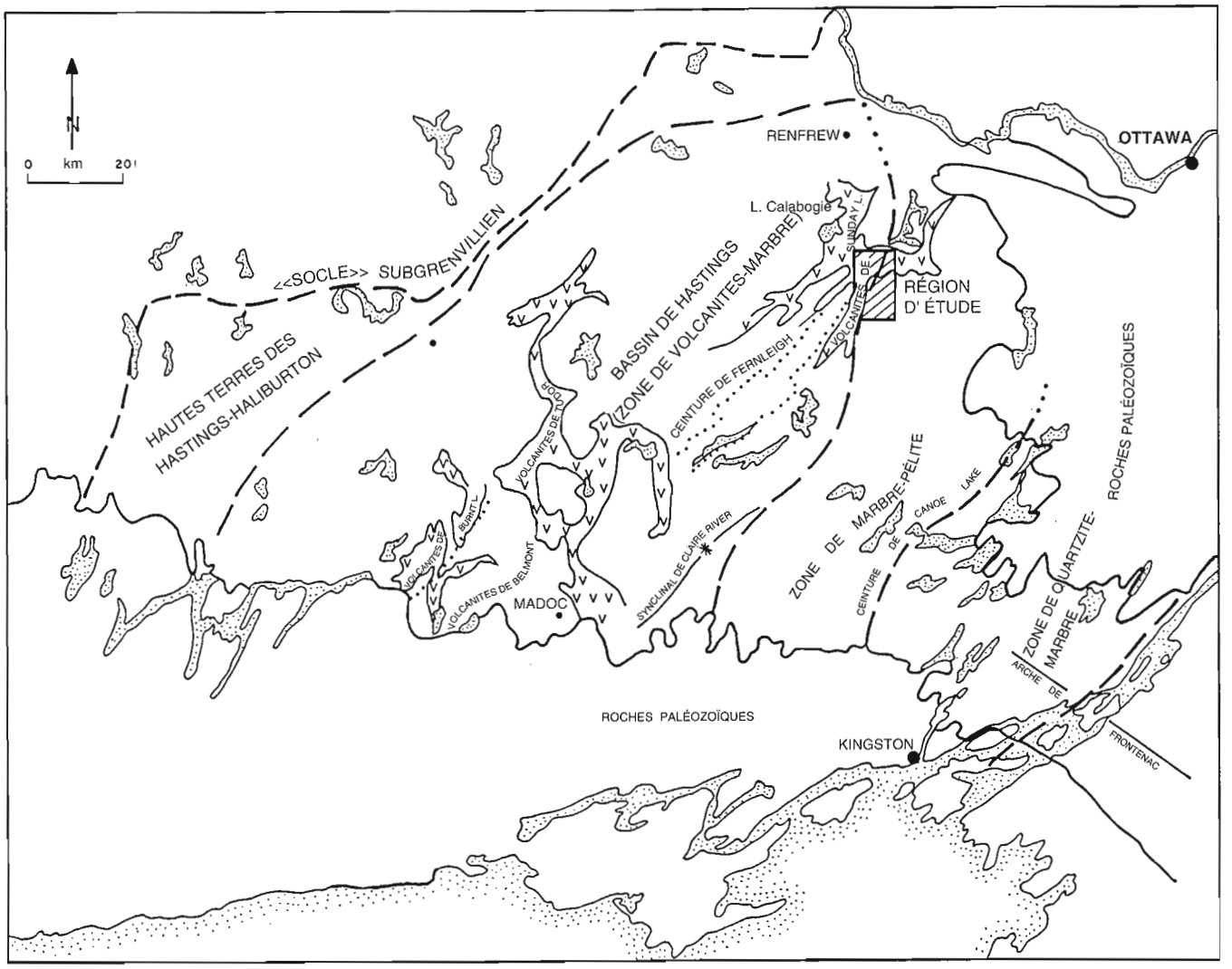


Figure 2. Carte généralisée montrant les principaux éléments de la géologie du sud-ouest de la Province de Grenville, en Ontario.

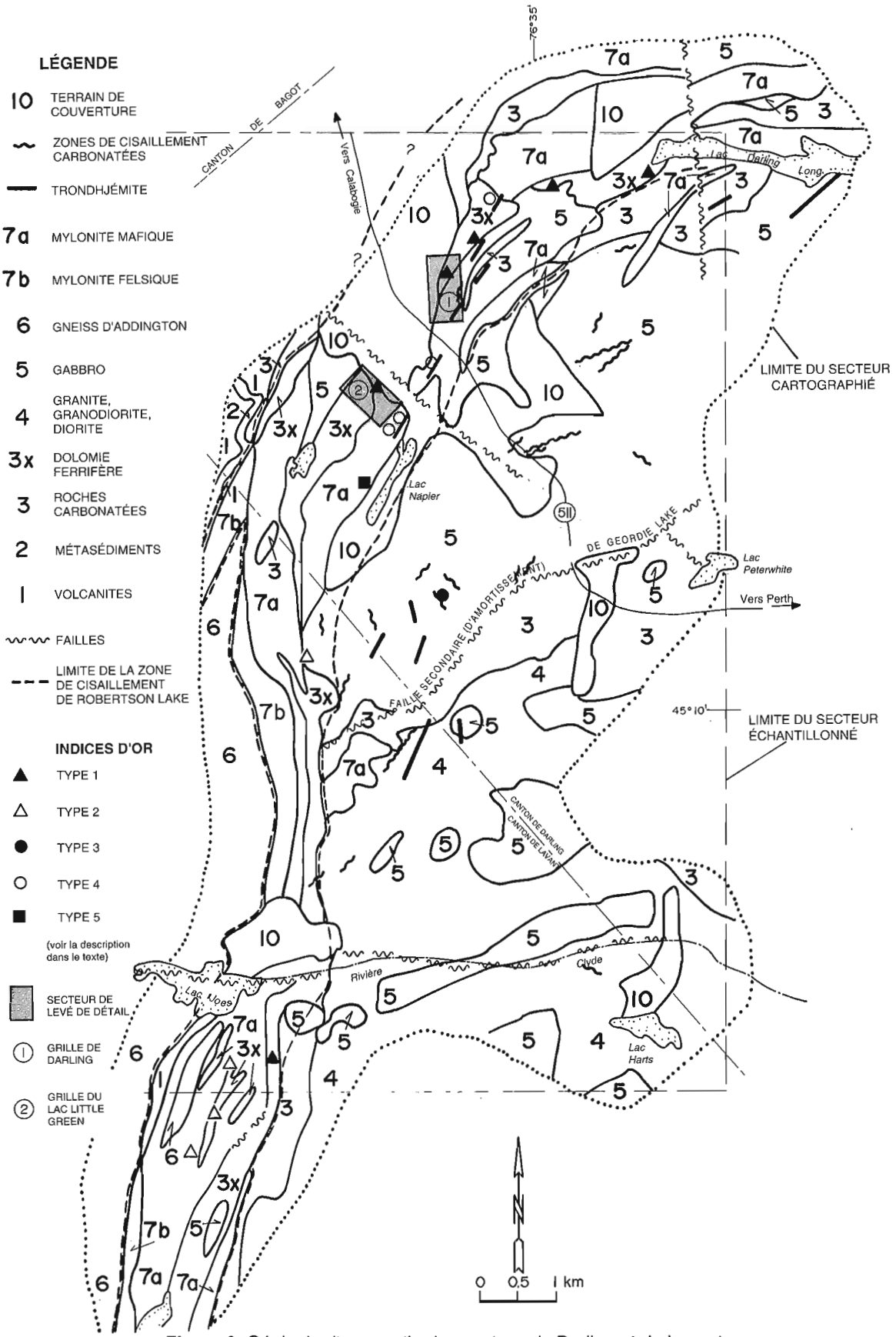


Figure 3. Géologie d'une partie des cantons de Darling et de Lavant.

Géologie locale (fig. 3)

Roches métavolcaniques (unité 1 de la carte)

C'est principalement en bordure de la limite ouest de la région qu'on trouve des roches métavolcaniques, intermédiaires à mafiques. Il s'agit de gneiss et d'amphibolites à grain fin à moyen, de couleur gris foncé, constitués de hornblende et de plagioclase (et de quantités moindres de biotite et de quartz). À l'intérieur de la ZCRL, les roches sont fortement cisaillées et il est difficile de les distinguer du gabbro qui a subi le même sort. Les mylonites mafiques (unité 7a de la carte), dans l'ouest de la région, dérivent peut-être en partie des roches métavolcaniques.

Roches métasédimentaires (unité 2 de la carte)

Des roches métasédimentaires clastiques sont présentes dans le secteur qui occupe l'extrémité ouest de la carte; elles se présentent aussi sous forme de petites écailles isolées à l'intérieur de la ZCRL, au sud du lac Joes et au nord du lac Darling Long. Habituellement, les roches métasédimentaires sont des schistes et des gneiss au rubanement bien développé, à grain fin à grossier, de couleur gris moyen à gris foncé, constitués de biotite, de muscovite, de hornblende, de quartz et de plagioclase.

Roches carbonatées (unité 3 de la carte)

On trouve d'importantes occurrences de roches carbonatées au sud-est du lac Joes, au sud-ouest du lac Peter White ainsi qu'au sud et à l'ouest du lac Darling Long. Entre ces secteurs, les unités de roches carbonatées occupent, à l'intérieur de la ZCRL, une zone linéaire de direction nord-est.

Un marbre calcaire cristallin est l'unité de roches carbonatées la plus commune à une certaine distance de la zone de cisaillement. Il s'agit de roches à grain moyen à grossier, de couleur variant de blanc à gris pâle, massives à bien rubanées et pouvant renfermer, par endroits, des horizons de graphite. Les marbres dolomitiques sont des roches finement laminées, à grain fin à moyen, de couleur grise. Par endroits, des carbonates riches en fer forment de petits filons ou remplissent des fractures qui traversent les marbres dolomitiques et renferment certains des indices aurifères de la région (p. ex. : indices de Darling et des lacs Darling Long, Little Green et Joes).

Les dolomies ferrifères (unité 3x de la carte) se trouvent uniquement dans la ZCRL et leur aspect varie beaucoup. Il s'agit de roches microcristallines ou à grain fin à moyen, de couleur variant de blanc à chamois sur les surfaces non altérées. La patine présente un aspect terreux brun rouille. Dans la ZCRL, les dolomies ferrifères sont fréquemment associées à des phénomènes de silicification (sous forme de quartz), de chloritisation, de séricitisation et de pyritisation. Les zones de cisaillement carbonatées illustrées à la figure 3 correspondent à des filons de dolomite ferrifère qui recoupent surtout le gabbro. Les dolomies ferrifères sont d'origine hydrothermale et l'altération par des carbonates de fer qu'elles représentent, est un processus typique, fréquemment associé aux gisements aurifères comme ceux des camps miniers de Timmins, de Larder Lake et de Red Lake.

Complexe gabbroïque de Lavant (unités 4 et 5 de la carte)

Dans la région cartographiée, le Complexe gabbroïque de Lavant (CGL) comprend des massifs intrusifs tardifs dont les constituants varient des diorites aux roches ultramafiques, avec prédominance de la phase gabbroïque (unité 5 de la carte). Le CGL mesure 44 km de longueur sur 6 à 10 km de largeur. La limite occidentale du complexe est fortement cisaillée (partie de la ZCRL) et altérée et renferme probablement la plupart des mylonites mafiques (unité 7a de la carte). Les roches mylonitisées du CGL sont des roches schisteuses à grain fin, constituées de chlorite, issue du métamorphisme rétrograde de la hornblende, et d'andésine présentant souvent des accroissements secondaires de séricite. On trouve, dans le complexe, des xénolites et des lambeaux de toit de roches métasédimentaires carbonatées, des zones de dolomie ferrifère d'origine tectonique ainsi que des dykes et des filons-couches de trondhjémite. On trouve communément dans le complexe de la magnétite et de la pyrite disséminée (jusqu'à 1 %).

Gneiss d'Addington (unité 6 de la carte)

Le complexe de gneiss granitique d'Addington forme, dans l'ouest de la région, un massif de direction sud. Sa partie centrale, d'une largeur de 2 à 3 km, est bordée par deux zones de mylonite.

Le Gneiss d'Addington est une roche à grain fin à moyen, dont la couleur varie de rose à rose grisâtre et rouge, de composition variant du granite à la monzonite quartzique. Le long de ses bordures cisaillées, cette roche devient plus gneissique (mylonite felsique) et peut contenir des carbonates, de la chlorite et de la séricite sous forme de produits d'altération.

Mylonites (unités 7a et 7b de la carte)

Les roches qui se trouvent à l'intérieur de la ZCRL et qui correspondant à l'unité 7a de la carte ont déjà, sur d'autres cartes, été classées parmi les roches métavolcaniques mafiques. Cependant, les études sur le terrain et les analyses pétrographiques effectuées dans le cadre de ce projet confirment que ces roches sont habituellement des roches gabbroïques du CGL, fortement déformées et altérées. Le cisaillement du gabbro a donné une mylonite mafique tandis que le cisaillement des roches plus felsiques (comme le Gneiss d'Addington) a donné une mylonite felsique (unité 7b de la carte).

Les roches de la zone de mylonite sont rubanées et leur aspect varie des gneiss aux phyllades. Les minéraux mafiques ont été transformés en chlorite par métamorphisme rétrograde. Des traces d'intense cisaillement et de microbréchification sont parallèles à la zone de contact occidentale du CGL et à la zone de contact orientale du complexe de gneiss d'Addington (fig. 3). La zone de mylonite traverse le territoire cartographié sur toute sa longueur (21 km), sa largeur varie de 1 à 3 km et le pendage est de 20 à 60° vers l'est. Des roches dolomitiques et, localement, des roches métasédimentaires et métavolcaniques, font aussi partie de la zone de mylonite. En plus d'être mylonitisées et bréchiques, les roches de la ZCRL

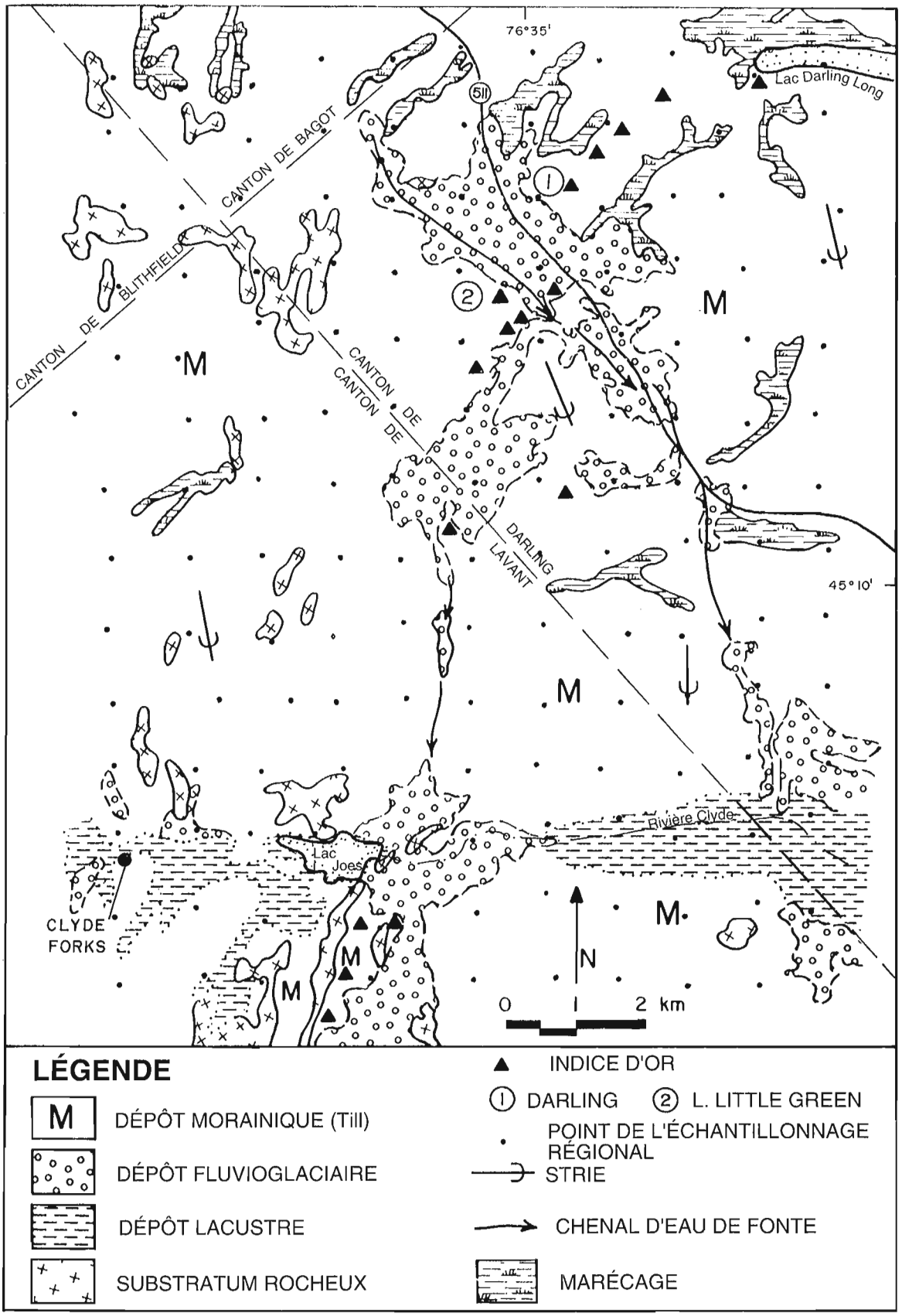


Figure 4. Géologie du Quaternaire.

ont été chloritisées, carbonatisées (dolomite ferrifère), silicifiées, séricitisées et pyritisées. On trouve souvent des minéralisations aurifères dans ces zones d'altération.

Trondhjémite

Il y des dykes et des filons-couches de trondhjémite dans la ZCRL et dans le CGL (fig. 3). Quand ils se trouvent dans la zone de mylonite, leur orientation est parallèle à la schistosité et ils ont, à des degrés divers, été déformés par cisaillement. Ils sont habituellement silicifiés (filons de quartz et réseaux de filonnets) et, par endroits, ils renferment de la pyrite et des carbonates secondaires. Les zones pyritisées sont habituellement aurifères.

Indices aurifères

Les indices aurifères de la région sont illustrés à la figure 3. Les cinq types de minéralisation aurifère identifiés et certains des minéraux qui y sont associés se présentent comme suit :

Type 1 – filons de quartz et de carbonates dans du marbre dolomitique (tétraédrite, chalcopyrite, pyrite et or)

Type 2 – zones de quartz-dolomite ferrifère logées dans la mylonite mafique altérée (pyrite, chalcopyrite)

Type 3 – filons de quartz-dolomite ferrifère dans du gabbro (pyrite, arsénopyrite)

Type 4 – filons de quartz dans de la trondhjémite altérée (pyrite, arsénopyrite, bismuthinite, or, tourmaline)

Type 5 – zones de sulfures massifs concordantes logées dans la mylonite mafique altérée (pyrite, pyrrhotine, graphite, chalcopyrite?, arsénopyrite).

Six des seize indices aurifères identifiés dans la région représentée sur la carte étaient déjà connus; tous les six sont du premier type. Les autres ont été découverts pendant des travaux d'exploration (Gleeson et al., 1985) entrepris à la suite de ce projet de recherche.

GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE

À l'échelle régionale, les orientations des stries révèlent qu'au Wisconsinien supérieur la région a été envahie par un glacier s'écoulant vers le sud (Gadd, 1980). La majorité des mesures de direction des stries dans la région cartographiée (fig. 4) le confirme. Pendant une partie du Wisconsinien supérieur, l'activité glaciaire a pu être minimale puisque l'écoulement régional se faisait surtout dans les basses terres du Saint-Laurent, à l'est, en direction de l'aval, et à travers les hautes terres de la Madawaska, à l'ouest. Pendant les stades de décrépitude glaciaire de la glaciation du Wisconsinien supérieur, des tunnels glaciaires et sous-glaciaires se sont formés dans la glace, des chenaux ont été creusés dans le substratum rocheux et des eskers, des kames et des deltas de kames ont été construits. À un stade plus avancé de la décrépitude glaciaire, une partie de la région a été mise à nu et un lac glaciaire s'est formé dans la vallée de la rivière Clyde comme en témoignent les deltas qu'on trouve à cet endroit. L'existence de ce lac a dû être brève parce qu'on n'a pas trouvé beaucoup de sédiments glaciolacustres dans la vallée de la rivière Clyde; de plus, les deltas présentent des structures et une morphologie caractéristiques de la fusion de blocs de glace enfouis.

Dans la vallée de la rivière des Outaouais, les glaces ont pu continuer de s'écouler vers le sud-est pendant un certain temps après la déglaciation des hautes terres de Madawaska (Gadd, 1980). Dans le nord de la région étudiée, des stries de direction sud-sud-est confirment cette hypothèse. Pendant cet intervalle, des sédiments stratifiés juxtaglaciaires se sont vraisemblablement mis en place dans un couloir parallèle à l'escarpement qui marque la limite septentrionale des hautes terres de Madawaska (Barnett et Clark, 1980); les eaux de fusion s'écoulaient vers l'est-sud-est.

La Mer de Champlain n'a pas directement touché la région étudiée puisque son altitude maximale n'a pas dépassé 175 m (Fransham et Gadd, 1977; Barnett et Clark, 1980).

Un till d'ablation couvre la majeure partie de la région (fig. 4). Ce till meuble à compact est habituellement de couleur brun jaunâtre clair. En ce qui a trait à la texture, elle permet de classer le till entre un faciès sableux où le sable représente de 50 à 80 % des matériaux et les clastes, de 10 à 20 % du reste, et un faciès caillouteux où les cailloux et des éléments plus grossiers représentent de 15 à 35 % des matériaux et le sable, de 40 à 70 %. À certains endroits, les tills caillouteux peuvent renfermer une proportion importante de fragments rocheux arrachés, sous l'action du gel, au substratum rocheux sous-jacent, surtout là où le till est assez mince. De plus, le till d'ablation qu'on trouve au pied des versants peut, par endroits, avoir incorporé des fragments apportés par des mouvements de masse.

Comme on trouve le till d'ablation à travers toute la région, on l'a choisi comme premier matériel à échantillonner dans le cadre du présent programme d'exploration. On croit généralement que le till d'ablation a été transporté sur de plus grandes distances que le till de fond et qu'il est, par conséquent, un matériel plus difficile à utiliser dans la recherche de gîtes minéraux. Cependant, les résultats de cette étude démontrent clairement que de l'or d'indices connus a été incorporé au glacier et qu'une quantité mesurable de cet or a été déposée avec le till d'ablation. Habituellement, les traînées de dispersion de tous les matériaux échantillonnés sont parallèles aux directions d'écoulement glaciaire établies à partir des stries.

La plupart des dépôts fluvioglaciaires, qui se présentent sous forme de sédiments juxtaglaciaires stratifiés et de sédiments d'épandage, se trouvent dans le centre nord et le sud du territoire (fig. 4). Les dépôts fluvioglaciaires comprennent les sédiments mis en place par les eaux de fonte, que ce soit au contact du glacier ou en milieu proglaciaire. Ils vont des graviers silteux à stratification frustre renfermant quelques blocs isolés, aux dépôts stratifiés et bien triés de sable et de gravier. Des forages (Gorrell et al., 1985) ont permis d'établir que l'épaisseur des sables et des graviers variait de 9 à 32 m.

Il faut être prudent dans l'interprétation des anomalies géochimiques identifiées dans les dépôts fluvioglaciaires parce que leur source en amont glaciaire peut être beaucoup plus lointaine que celle des anomalies reconnues dans le till.

De plus, les eaux qui ont transporté les matériaux fluvioglaciaires ont pu s'écouler dans des directions différentes de celle de l'écoulement glaciaire. Par exemple, dans le centre nord de la région cartographiée, il semble que l'écoulement des eaux de fonte (selon l'orientation des segments d'eskers et les stratifications entrecroisées) se faisait vers le sud-est (fig. 4). Par conséquent, les anomalies d'or mesurées dans les dépôts fluvioglaciaires situés au sud-est des indices aurifères, dans le centre nord de la région, pourraient refléter la présence d'or dans le substratum rocheux local ou le transport d'or depuis la région voisine des indices.

Dans la région étudiée, des sols bruns forestiers se sont développés sur des tills calcareux tandis que des podzols se sont formés sur les dépôts fluvioglaciaires et les tills non calcaireux. L'horizon B se trouve habituellement à une profondeur comprise entre 20 et 40 cm. Dans l'horizon C, on trouve des traces d'oxydation dues à l'infiltration des eaux souterraines.

Échantillonnage à l'échelle régionale

Statistiques

On trouvera au tableau 1 le résumé statistique des teneurs en or dans les différentes fractions et les différents matériaux échantillonnés à partir des 154 points d'échantillonnage du levé régional. Étant donné la dispersion de caractère log-normal des données, on utilise, dans ce rapport, la moyenne géométrique. L'humus, comparé à la fraction minérale des sols, est visiblement enrichi en or. L'appauvrissement en or de l'horizon B des sols, comparé aux tills, est aussi évident.

L'or dans l'humus (fig. 5)

Les teneurs en or de l'humus passent habituellement à plus de 10 ppb à l'aplomb et à proximité des structures aurifères. En bordure de la ZCRL, la direction des anomalies correspond plus ou moins à celle des formations géologiques sous-jacentes. Dans le centre nord de la région, la zone d'enrichissement en or le long de la ZCRL disparaît dans le secteur occupé par les dépôts fluvioglaciaires où les teneurs en or s'abaissent à moins de 5 ppb. Au nord-est, les teneurs augmentent à nouveau (de 11 à 119 ppb d'or) à l'aplomb et à proximité des indices aurifères. Au sud du lac Joes, le long de la ZCRL, les teneurs en or de l'humus sont plutôt faibles. À cet endroit, elles ne reflètent pas la présence des indices déjà connus.

Un deuxième alignement d'anomalies, de direction sud-est, s'étend de la limite orientale de la ZCRL, en bordure de la route 511, jusqu'à la faille secondaire d'amortissemment de Geordie Lake où dominent les roches gabbroïques mylonitisées et altérées. Cet alignement se maintient en s'affaiblissant vers le sud-est, au-dessus de roches gabbroïques, jusqu'à la limite est du territoire cartographié. Les teneurs en or augmentent aussi vers l'est, à l'emplacement du CGL, au sud de la rivière Clyde.

L'or dans l'horizon B des sols (<80 mesh, fig. 6)

Les teneurs en or supérieures à 5 ppb dans l'horizon B des sols sont surtout regroupées à l'aplomb et à proximité des indices aurifères. On n'observe pas de continuité le long de la ZCRL, une zone pourtant aurifère. Il semble que cela soit dû au fait que l'horizon B des sols s'est souvent développé sur des colluvions, des loess ou des sédiments lacustres plutôt que sur le till. L'anomalie est plus marquée lorsque le sol s'est developpé sur un till. Dans l'horizon B des sols, on trouve peu de traces mesurables de dispersion glaciaire de l'or. Les indices aurifères correspondent à des anomalies circulaires présentant peu de distorsion vers l'aval glaciaire.

L'or dans la fraction totale du till (<5 mesh, fig. 7)

La fraction totale du till présente des teneurs en or élevées à travers la majeure partie de la ZCRL et à l'aplomb des indices aurifères. Cette tendance commence à se manifester à l'extrémité sud du territoire étudié et se maintient jusqu'à la route 511 où elle disparaît brusquement. La présence de dépôts fluvioglaciaires dans ce secteur peut expliquer en partie cette disparition. L'anomalie se manifeste à nouveau près du lac Darling Long où on a mesuré, dans le till, une teneur en or de 506 ppb, à un endroit où des travaux effectués ultérieurement ont révélé la présence d'un indice aurifère de type 1. Un axe d'anomalies de direction sud-est s'étend du secteur de teneurs en or élevées du côté ouest de la route 511, jusqu'à la limite orientale du territoire étudié. Cette axe d'anomalies est peut-être associé à la faille secondaire d'amortissement de Geordie Lake qui se trouve dans une zone de roches carbonatées et de gabbros altérés. Les autres augmentations des teneurs en or sont encore inexpliquées. Les anomalies qui entourent les indices aurifères révèlent que la dispersion s'est effectuée sur de courtes distances (moins d'un kilomètre).

L'or dans le till (fraction <250 mesh, fig. 8)

À l'aplomb de la ZCRL et des indices aurifères, la distribution des anomalies d'or de la fraction fine (silt et argile) du till ne diffère pas sensiblement de la distribution des anomalies de la fraction totale du till. Les interruptions le long de la ZCRL sont dues, en partie, à la présence de dépôts fluvioglaciaires. On remarque d'autres augmentations des teneurs en or à l'aplomb et en aval glaciaire de la faille secondaire d'amortissement de Geordie Lake ainsi qu'à l'ouest de la ZCRL, là où le Gneiss d'Addington est mylonitisé. Les teneurs en or

Tableau 1. Résumé statistique des teneurs en or (ppb) pour l'échantillonnage à l'échelle régionale.

Horizon	Moy. arith.	Écart-type	Moy. géom.	Dév. log.	Interv.	
					Min.	Max.
Humus	7,4	14,9	4,2	2,6	<1	119
Horizon B des sols (<80 mesh)	5,7	21,7	1,5	3,6	<1	223
Till (<5 mesh)	8,4	41,9	2,2	3,5	<1	506
Till (<250 mesh)	11,5	39,8	3,4	4,0	<1	460
Till <minéraux lourds)	91,3	425,9	5,3	7,8	<	4358

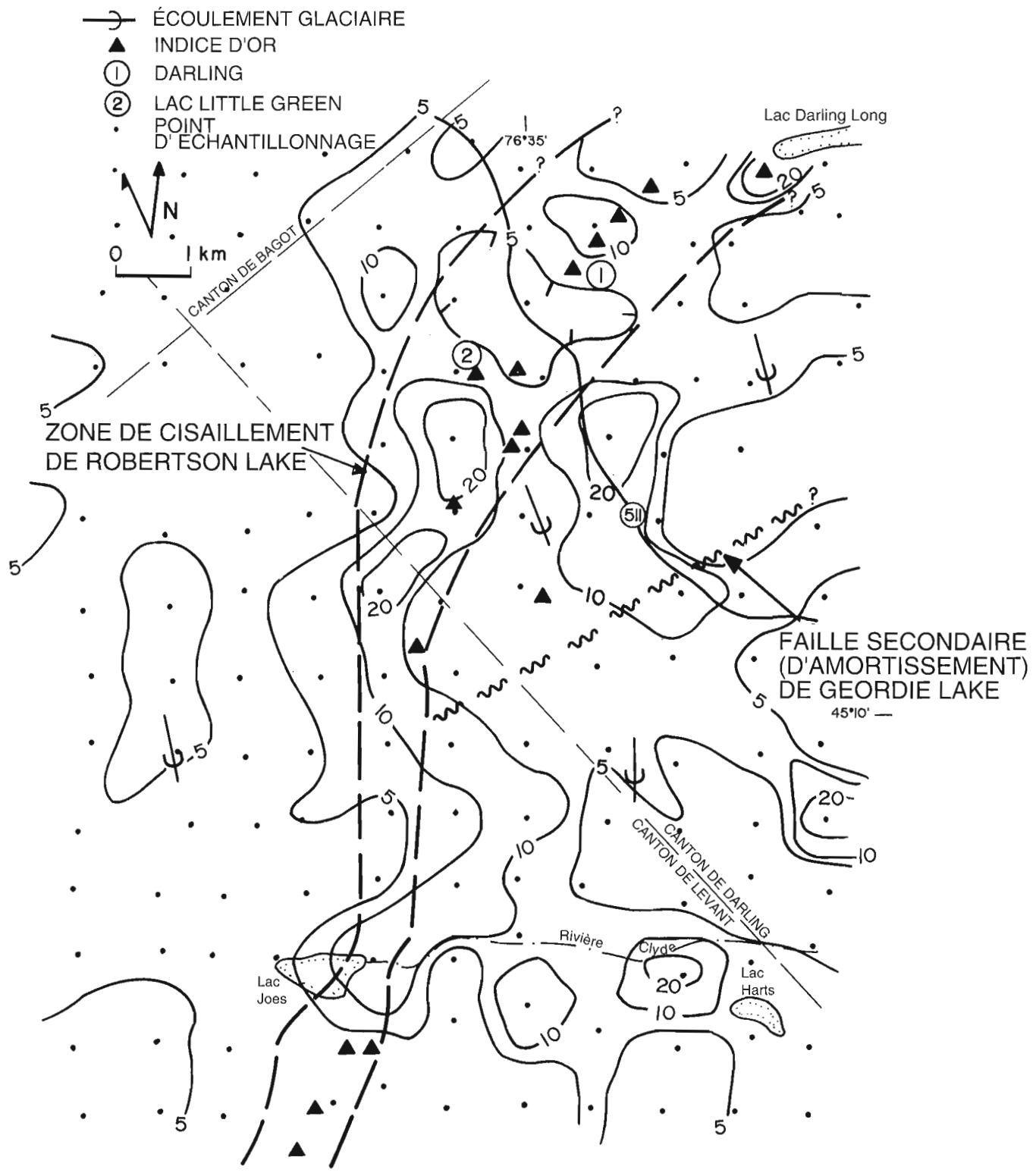


Figure 5. Or (ppb), dans l'humus.

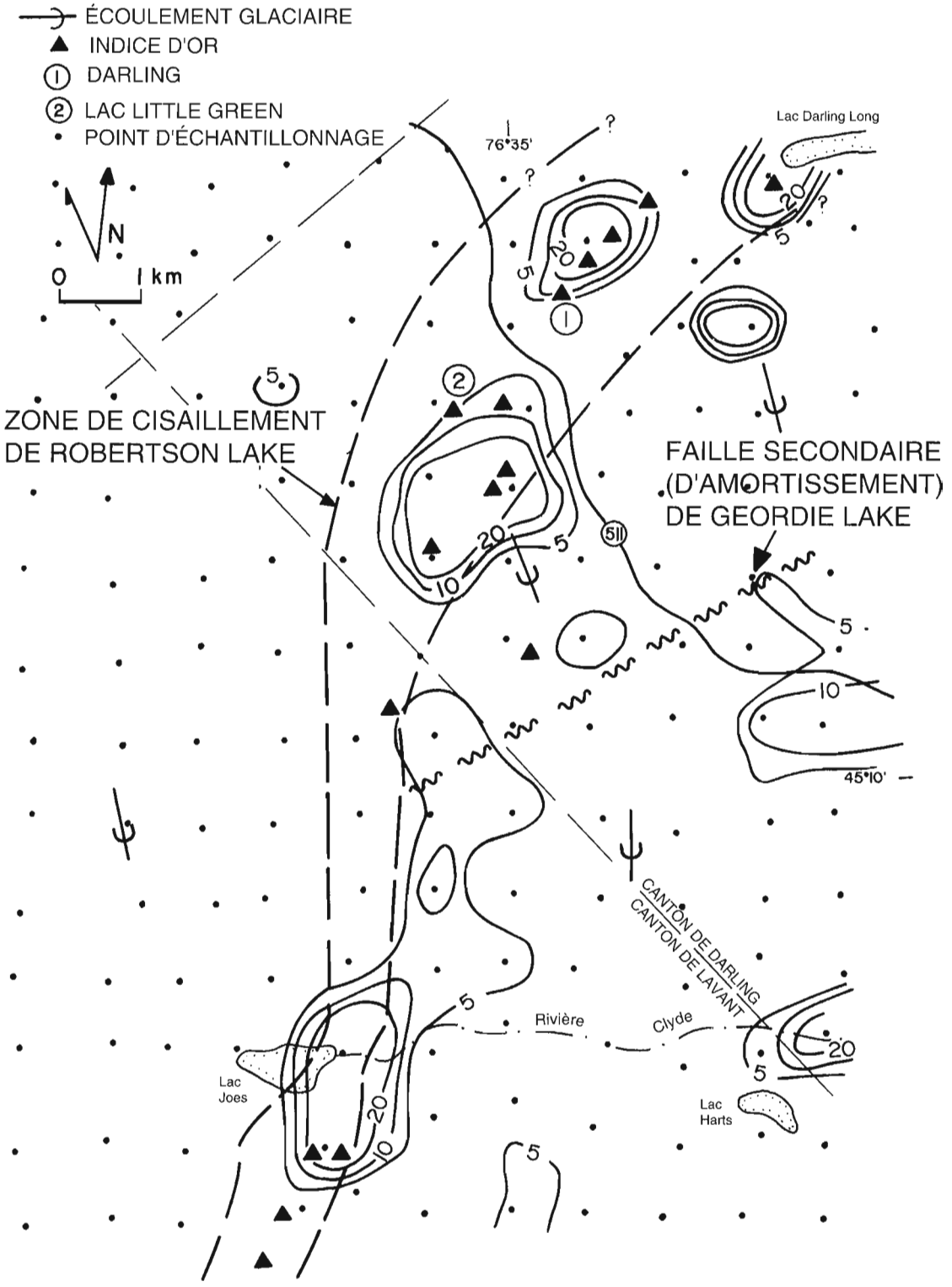


Figure 6. Or (ppb), dans l'horizon B des sols (fraction <80 mesh).

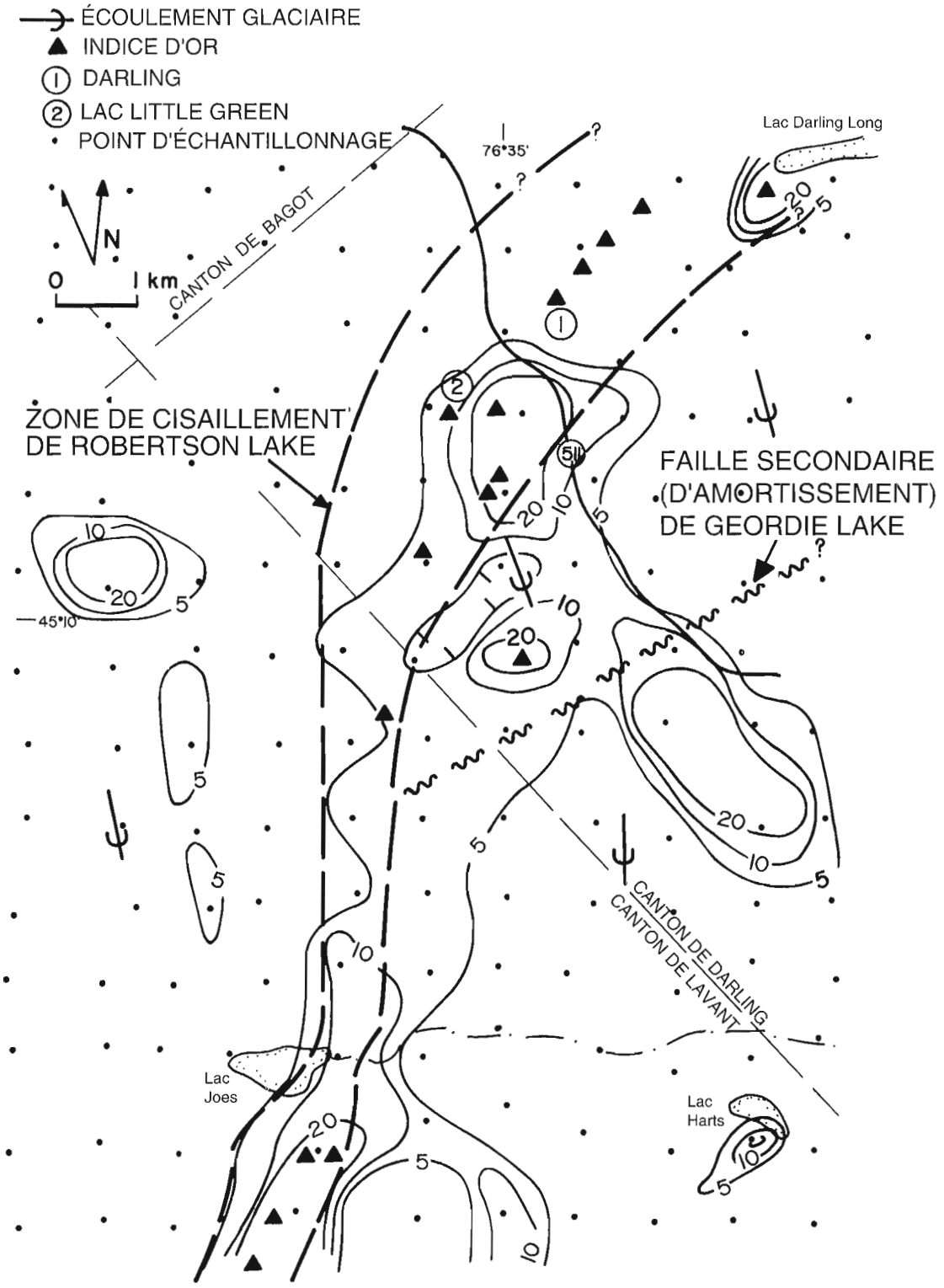


Figure 7. Or (ppb), dans le till (fraction <5 mesh).

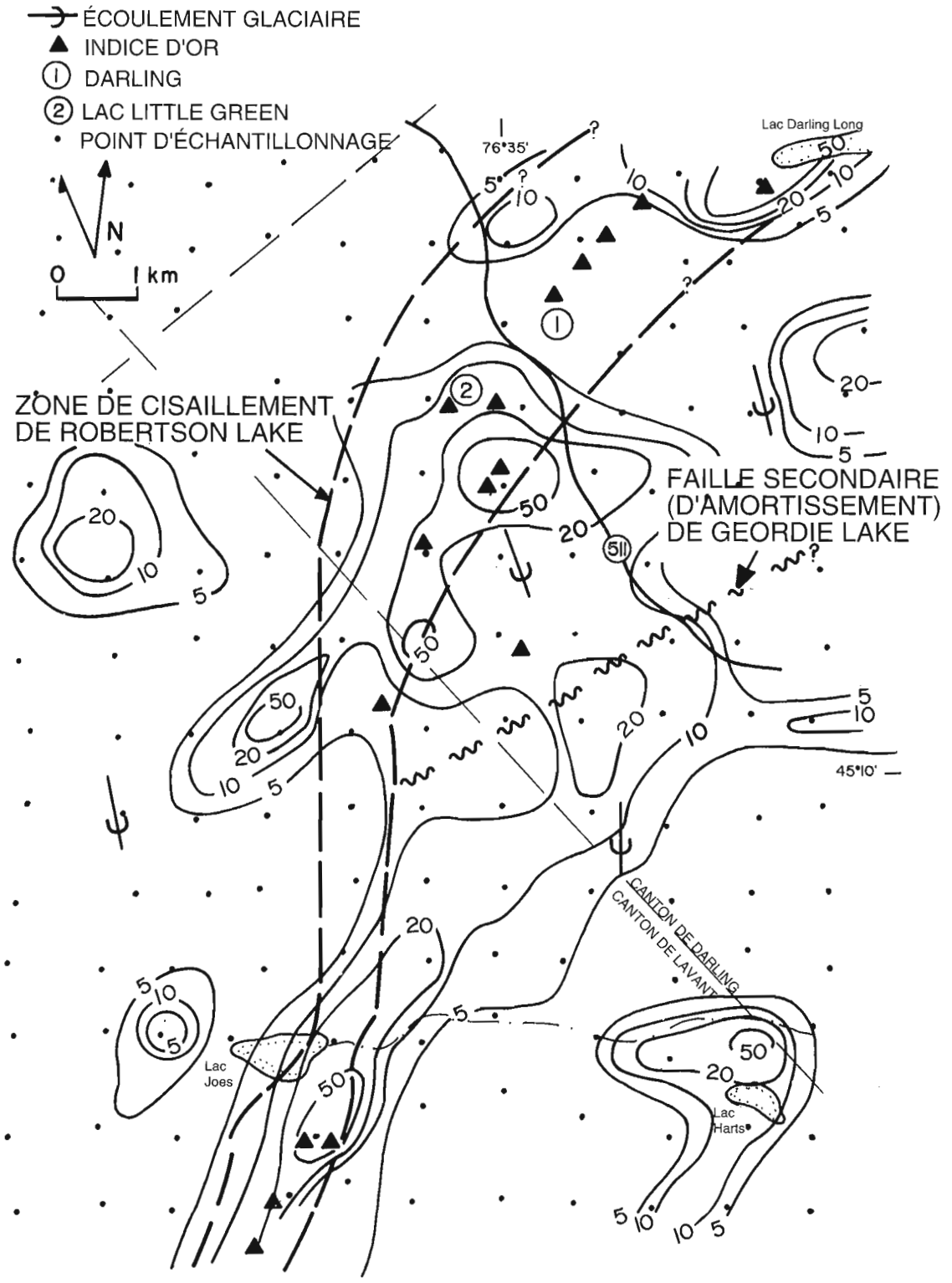


Figure 8. Or (ppb), dans le till (fraction <250 mesh).

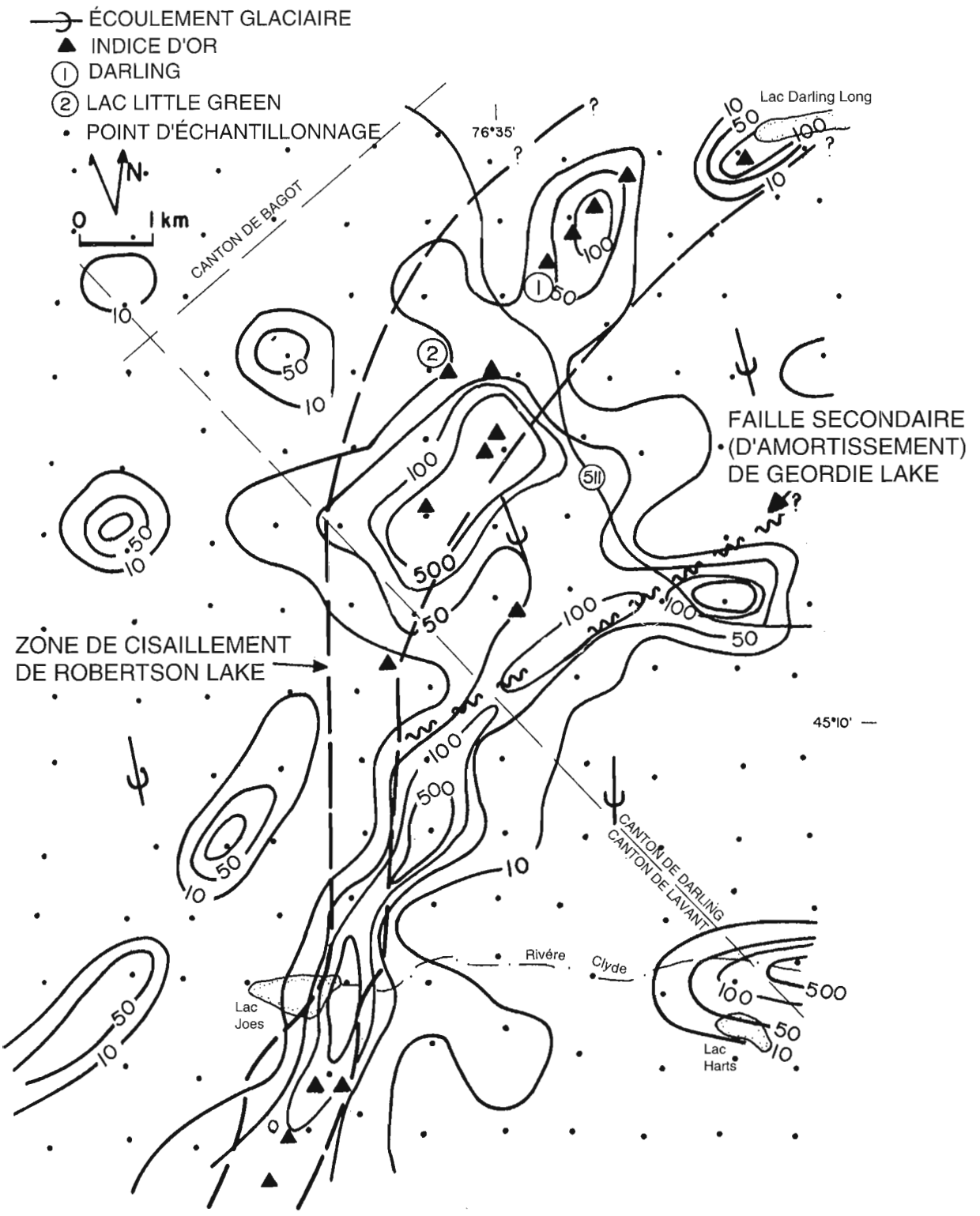


Figure 9. Or (ppb), dans le till (fraction des minéraux lourds).

maximales (de 50 à 400 ppb) sont associées aux indices aurifères. La distribution des anomalies à l'aplomb et à proximité des indices aurifères connus semble indiquer qu'il n'y a pas eu de dispersion glaciaire à plus de 1 km des indices. Les anomalies isolées qu'on aperçoit à proximité du lac Harts et près des limites orientale et occidentale du territoire étudié sont encore inexpliquées.

L'or dans le till (fraction des minéraux lourds de densité >2,96, fig. 9)

La distribution des teneurs en or mesurées à partir de la fraction des minéraux lourds des échantillons de till présente une direction dominante nord-nord-est dans le secteur occupé par la ZCRL et les indices aurifères qui y sont associés. On a établi que les teneurs formant le centre de l'anomalie (868 à 2 276 ppb), entre la route 511 et la limite ouest du canton de Darling, sont dues à une minéralisation aurifère dans la zone des sulfures massifs et des filons de quartz qui recoupent la trondhjémite altérée. Au nord-est, près du lac Darling Long, une anomalie (319 ppb) est associée à des filons de quartz-carbonates aurifères recoupant le marbre dolomitique. Le long de la faille secondaire d'amortissement de Geordie Lake, on trouve un axe d'anomalies de direction nord-est comprenant une teneur en or maximale de 4 358 ppb. Ces données ainsi que les teneurs en arsenic élevées mesurées dans la fraction des minéraux lourds (Gleeson et al., 1985) et la présence de roches carbonatées et de gabbros mylonitisés altérés le long de cette faille semblent indiquer qu'une minéralisation aurifère est associée à cette structure. Dans les secteurs sud-est et ouest de la région, il y a d'autres anomalies encore inexplorées et inexpliquées. Les teneurs en or de la fraction des minéraux lourds du till révèlent une dispersion à de faibles distances (1 km ou moins) mais une plus grande continuité et des anomalies plus contrastées et plus nettes que dans les autres fractions du till.

Dispersion des clastes et des minéraux lourds

Le fait que la dispersion glaciaire se soit faite sur de faibles distances est aussi confirmé par les résultats du comptage des cailloux présentant des caractères lithologiques aussi distinctifs que ceux du Gneiss d'Addington (fig. 10) et du Complexe gabbroïque de Lavant (fig. 11). Les cailloux du Gneiss d'Addington représentent de 10 à 60 % de tous les cailloux trouvés dans le secteur où cette roche affleure. Les cailloux arrachés au massif de gneiss ont été transportés vers l'aval glaciaire sur une distance d'environ 1 km. Les autres traces de dispersion sont associées au transport fluvioglaciaire.

Les clastes de gabbro représentent de 30 à 67 % de tous les cailloux qu'on trouve sur le gabbro non altéré. Les relations entre la superficie des affleurements de gabbro et les résultats du comptage des cailloux supérieurs à 30 % sont illustrées à la figure 11. Les résultats révèlent une dispersion vers l'aval glaciaire sur une distance de 1 à 2 km. Les faibles pourcentages de clastes de gabbro, dans le centre nord-ouest du territoire où le gabbro forme le substratum rocheux, s'expliquent par la présence de dépôts fluvioglaciaires à cet endroit (fig. 3); sur la hauteur composée de gabbro située entre la route 511 et la limite ouest du canton de Darling, ils s'expliquent par la présence de nombreux filons de dolomite ferrifère et de quartz qui occupent les zones de cisaillement recoupant le gabbro. L'augmentation du nombre de cailloux de gabbro au nord du principal massif de gabbro dans la ZCRL est due à la présence, dans la zone de cisaillement, d'îlôts de gabbro non mylonitisé. Le long de la bordure occidentale de l'affleurement de gabbro et au nord du lac Joes, il y a un secteur où le pourcentage de cailloux de gabbro est supérieur à 10 %; ce secteur est associé à un corridor de transport fluvioglaciaire le long de la ZCRL (fig. 3 et 4).

À l'aplomb et à proximité de la ZCRL, la fraction des minéraux lourds renferme beaucoup de chlorite (fig. 12) et un appauvrissement relatif en amphibole (fig. 13). Une telle distribution met en évidence la zone de mylonitisation et d'altération qui correspond à la ZCRL. Dans la zone de cisaillement, les minéraux ferromagnésiens ont été transformés en chlorite sous l'effet du cisaillement et d'un métamorphisme rétrograde. Ici encore, la dispersion s'est faite à moins d'un kilomètre comme l'indiquent les données sur l'abondance de la chlorite. On a remarqué des augmentations semblables pour les agrégats de minéraux magnétiques (c'est-à-dire des amas où de la magnétite est emprisonnée à l'intérieur de minéraux feuilletés, comme la chlorite) et pour la pyrite dans les concentrés de minéraux lourds, à l'aplomb et à proximité de la ZCRL. La concentration de magnétite libre (i.e. qui ne forme pas d'agrégats avec d'autres minéraux) varie de moins de 1 % à 49 %. Les échantillons qui en renferment plus de 20 % sont étroitement associés aux indices de magnétite de la région. Dans l'ouest du territoire, les teneurs en magnétite passent de 30 %, près des indices de magnétite, à 20 %, à un kilomètre en aval glaciaire des indices, et à 9 %, à 2 km en aval glaciaire des indices (Gleeson et al., 1986).

Discussion

Dans les différents matériaux échantillonnés, le plus faible bruit de fond de l'or est de 1,5 ppb et il a été mesuré dans l'horizon B des sols. Cette teneur contraste vivement avec les teneurs de l'humus qui atteignent en moyenne 4,2 ppb d'or. Les tills renferment plus d'or que l'horizon B des sols. Le fait que les sols se soient développés sur des colluvions, des loess ou des dépôts lacustres dont la composition et l'origine sont très différentes de celles du till sous-jacent peut expliquer en partie les faibles teneurs en or de l'horizon B en plusieurs endroits. Lorsque les sols se sont développés directement sur des tills aurifères, l'horizon B des sols n'est habituellement pas appauvri en or. Quand il s'agit d'éléments labiles, on ne constate généralement pas d'appauvrissement au niveau de l'horizon B des sols puisque, en milieu hydromorphe, on assiste à une migration de ces éléments depuis le substratum rocheux ou les tills sous-jacents jusqu'à l'horizon B des sols, un horizon qui présente une plus grande capacité d'échange et où s'accumulent les éléments. Cependant, l'or ne s'accumule pas dans l'horizon B des sols parce qu'il est absorbé par les racines des arbres et retourne au sol au moment de la chute des feuilles et de leur décomposition en humus. Ce phénomène a été rapporté par Gleeson et Boyle (1979) pour la région de Duparquet. Robertson et Gleeson (1981) ont échantillonné des sols dans la région du lac Little Green; ils

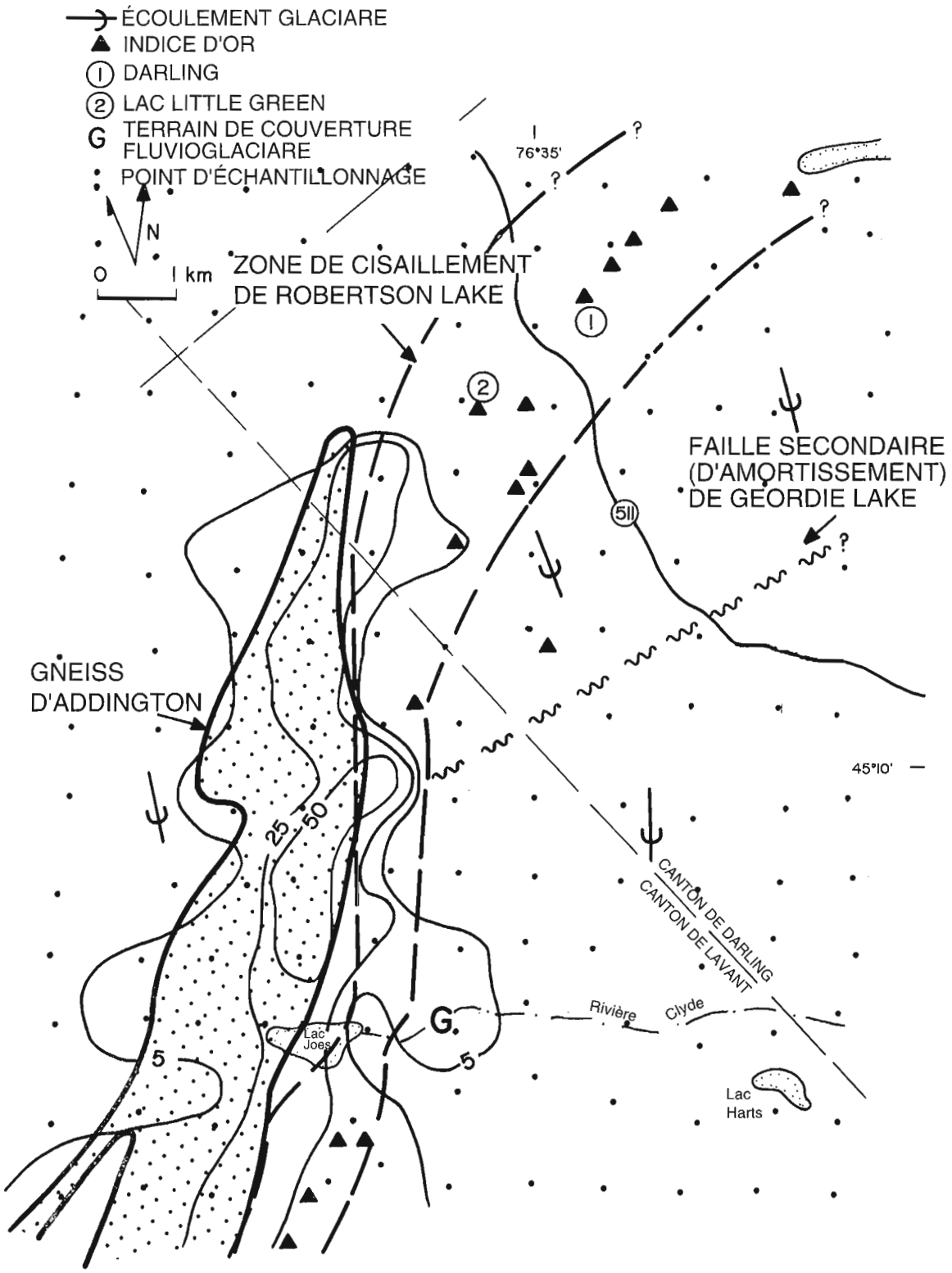


Figure 10. Pourcentage de cailloux du Gneiss d'Addington.

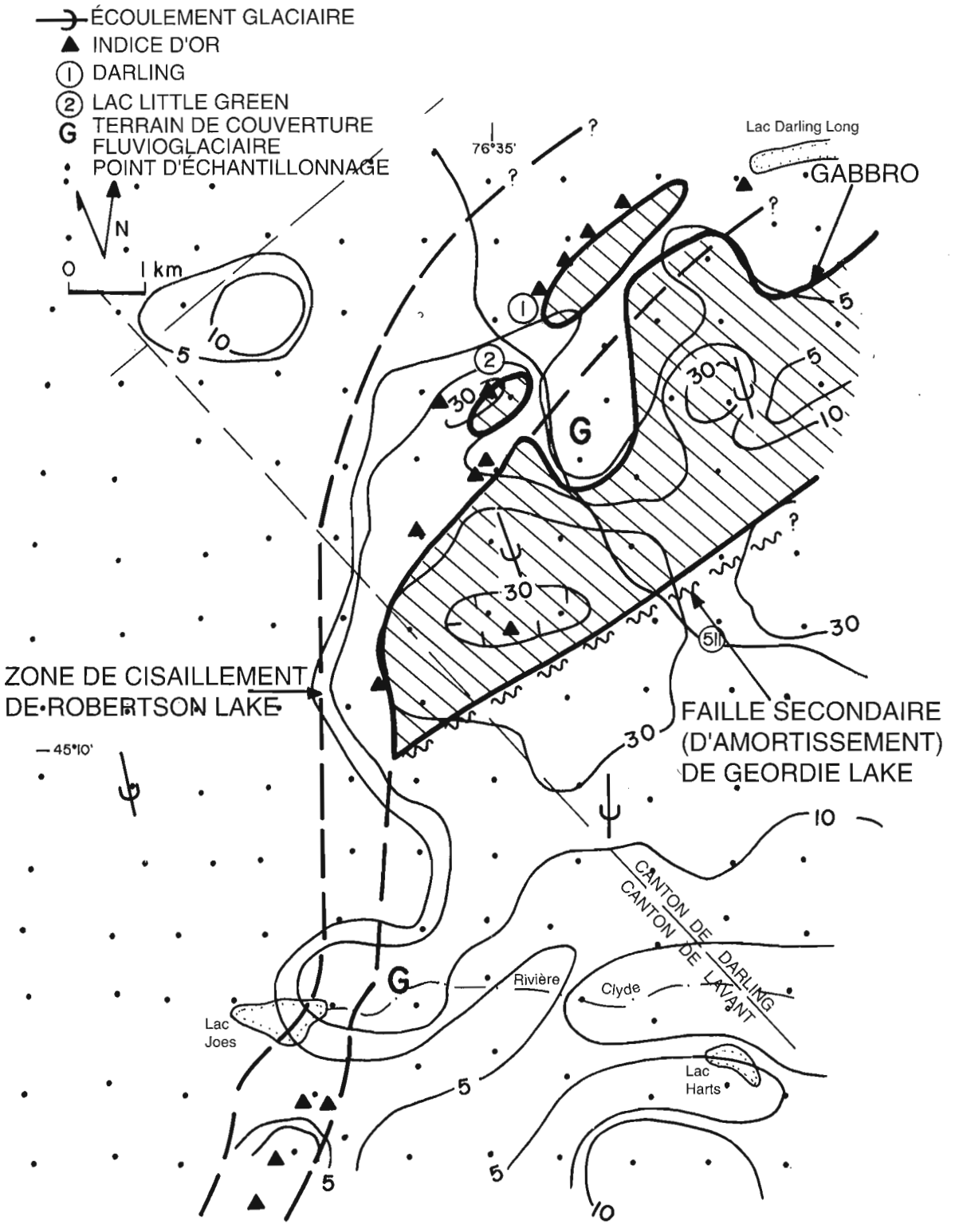


Figure 11. Pourcentage de cailloux de gabbro.

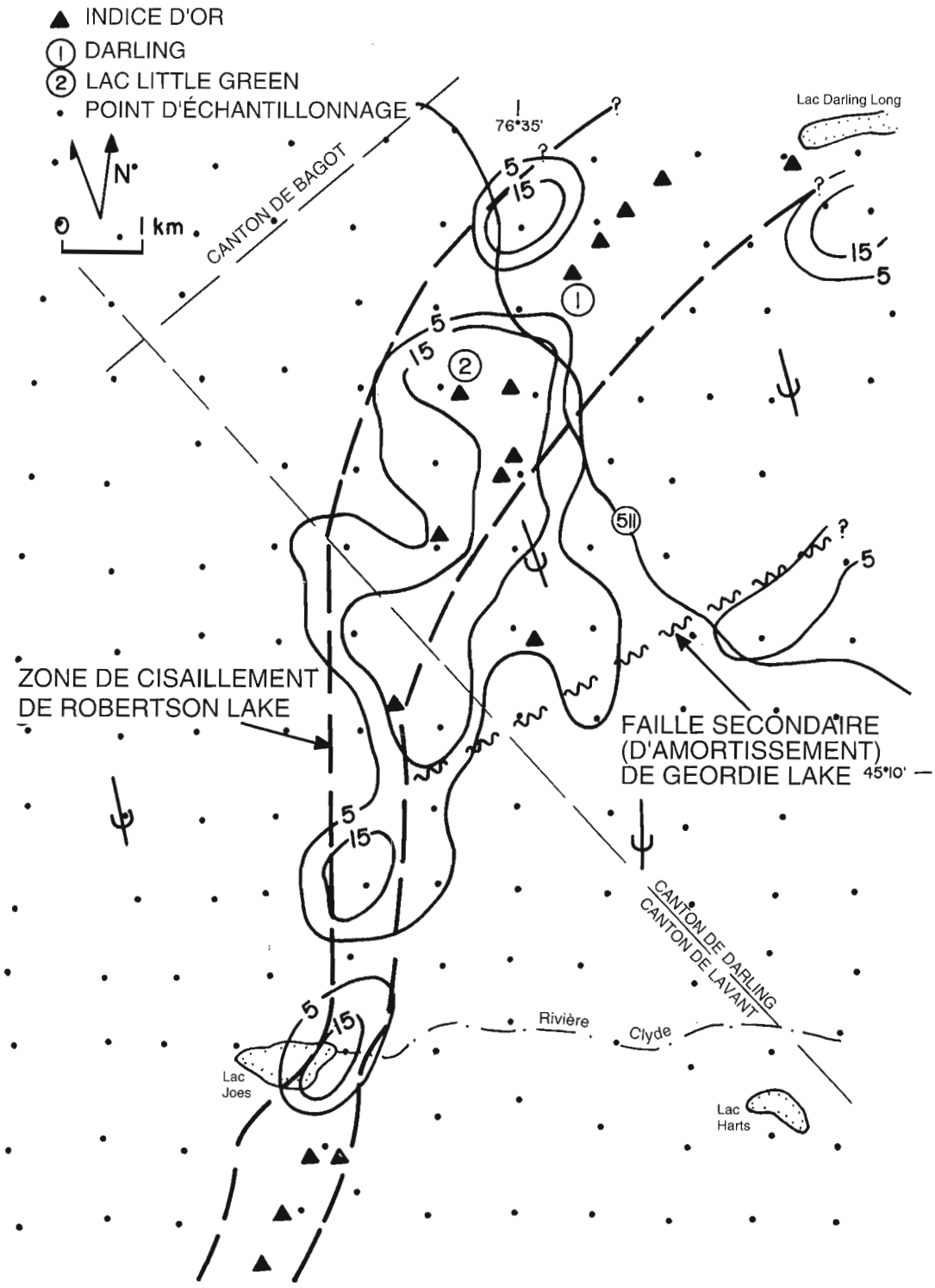


Figure 12. Pourcentage de chlorite dans les concentrés de minéraux lourds.

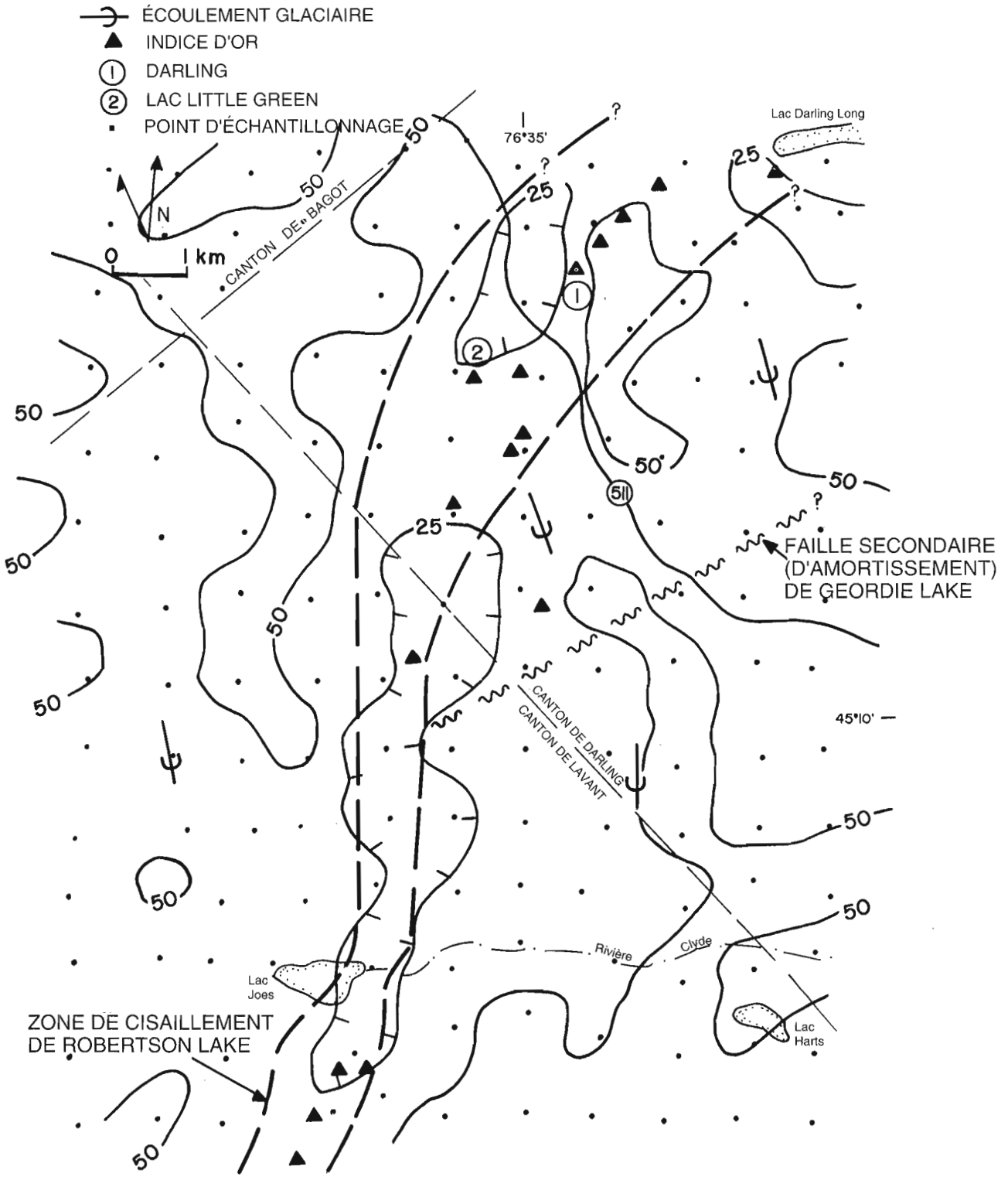


Figure 13. Pourcentage d'amphibole dans les concentrés de minéraux lourds.

ont aussi remarqué que les plus faibles teneurs en or (5 ppb) correspondaient aux matériaux silteux de couleur brune de l'horizon B des sols, tandis qu'elles variaient de 150 à 220 ppb dans le till sous-jacent et de 10 à 15 ppb dans l'humus.

À l'échelle régionale, la distribution des anomalies de l'or pour les différents matériaux échantillonnés et les fractions analysées est, dans l'ensemble, assez semblable, quoique les échantillons d'humus semblent indiquer une dispersion de l'or plus importante que celle qu'indiquent les autres fractions. La plupart des échantillons d'humus de l'est et du centre du territoire renferment au moins 5 ppb d'or mais, à l'échelle locale, on remarque d'importantes différences. Par exemple, les teneurs en or de l'humus ne reflètent pas la présence d'une minéralisation aurifère au sud du lac Joes alors qu'elle est révélée par tous les autres matériaux échantillonnés à la même échelle. Dans les secteurs où se trouvent des indices aurifères, l'humus présente souvent des teneurs en or assez faibles (un peu moins que 10 ppb). Cependant, dans le centre du territoire, là où on a identifié de l'or dans les sulfures massifs sur une distance d'environ 3,5 km, les teneurs en or de l'humus varient de 18 à 34 ppb; à l'aplomb de l'indice aurifère qui se trouve à proximité du lac Darling Long, l'humus renferme 119 ppb d'or.

Les teneurs en or de l'horizon B des sols révèlent la présence d'indices aurifères dans le centre et le nord-est du territoire. Seuls les sols qui se sont développés sur du till présentent des anomalies. Il n'y en a pas dans les sols qui se sont développés sur d'autres matériaux (loess ou dépôts lacustres).

Dans les échantillons de till, c'est la fraction des minéraux lourds qui présente les anomalies d'or les plus nettes (teneurs supérieures à 50 ppb) et les contrastes les plus marqués. Dans la fraction inférieure à 250 mesh, le contraste est assez bon mais les limites des anomalies (10 ppb) sont moins nettes. Cela est peut-être dû au fait que l'or dispersé se présente sous forme de grains fins. Par endroits, il semble que la dispersion glaciaire de l'or de la fraction fine (silt et argile) s'est faite sur de plus grandes distances que celle de la fraction des minéraux lourds. Par exemple, près du lac Harts, des anomalies de la concentration d'or dans la fraction inférieure à 250 mesh peuvent être reconnues sur une distance de 2 km en direction de l'aval glaciaire, tandis que la fraction des minéraux lourds indique peu de dispersion vers l'aval glaciaire. Dans le même ordre d'idées, la limite sud-est de l'anomalie de la fraction inférieure à 250 mesh, une anomalie associée à la ZCRL et à la faille secondaire d'amortissement de Geordie Lake, au nord-est du lac Joes, s'estompe à peu près à 1 km plus loin, en direction de l'aval glaciaire, que l'anomalie de la fraction des minéraux lourds.

Une densité d'échantillonnage d'un échantillon de till par kilomètre carré se révèle suffisante pour définir des cibles pour la recherche d'or. La fraction des minéraux lourds permet de retracer plus facilement les minéralisations aurifères mais toutes les fractions du till ont permis de retracer les minéralisations aurifères du lac Joes, du lac Darling Long et celles du centre du territoire. L'efficacité de ce type de levé est confirmée par le fait que la majorité des indices aurifères (10 sur 16) ont été découverts dans le cadre de programmes d'exploration conçus à partir des résultats des recherches géochimiques à l'échelle régionale.

La distribution des résultats du comptage des cailloux provenant des échantillons de till indique un transport vers l'aval glaciaire très limité. La plupart des cailloux du Gneiss d'Addington et du Complexe gabbroïque de Lavant ont été respectivement transportés sur des distances inférieures à 1 et 2 km. Les minéraux lourds qui peuvent être associés à une minéralisation révèlent, eux aussi, un transport à faible distance (1 km). Dans la ZCRL, l'appauvrissement en amphibole (par suite d'une chloritisation) et l'enrichissement en chlorite, en pyrite et en agrégats de minéraux magnétiques sont des phénomènes communs à l'aplomb des unités de roches aurifères. Les plus fortes teneurs en magnétite sont associées à des indices de fer connus. L'étude des lithologies distinctives et des minéraux lourds dans les tills aident à déterminer l'emplacement et le caractère d'une minéralisation. On peut aussi recourir à ces méthodes dans les secteurs où les dépôts glaciaires sont plus épais, là où il faut forer le mort-terrain pour obtenir des échantillons. Dans ces cas-là, l'expérience nous a appris que le transport de l'or, des minéraux lourds et des cailloux s'est fait sur des distances comparables.

Échantillonnage à l'échelle locale

On a eu recours à un échantillonnage plus serré (à tous les 100 m) dans le voisinage de deux indices aurifères connus, dans le canton de Darling, afin de vérifier les méthodes de suivi. La figure 3 indique l'emplacement des indices aurifères et des grilles d'échantillonnage de Darling et du lac Little Green. Les deux indices sont composés de filonnets de quartz et de dolomite recoupant du marbre dolomitique à grain fin, à proximité de la zone de contact nord de la mylonite mafique. Les fractures, dans le marbre, sont remplies de filonnets de quartz et de carbonates qui renferment des inclusions et des grains disséminés de tétraédrite, de chalcopyrite, de pyrite et, occasionnellement, d'or natif. Par endroits, de la séricite à grain fin remplit les fractures qui recoupent la dolomie. La majeure partie des deux grilles est recouverte d'une couche assez mince de till sableux; on trouve des dépôts fluvioglaciaires à certains endroits.

Tableau 2. Teneur en or moyenne des matériaux superficiels, échantillonnages à l'échelle régionale et locale.

Type d'échantillon	Moyennes géométriques pour l'or (ppb)		
	Échant. Éch. rég.	Échant. Grille de Darling	Échant. Grille du lac Little Green
Humus	4,2	15,3	8,8
Horizon B des sols	1,5	8,2	6,4
Till (<5 mesh)	2,2	13,0	13,0
Till (<250 mesh)	3,4	20,5	22,3
Till (minéraux lourds)	5,3	81,7	105,6

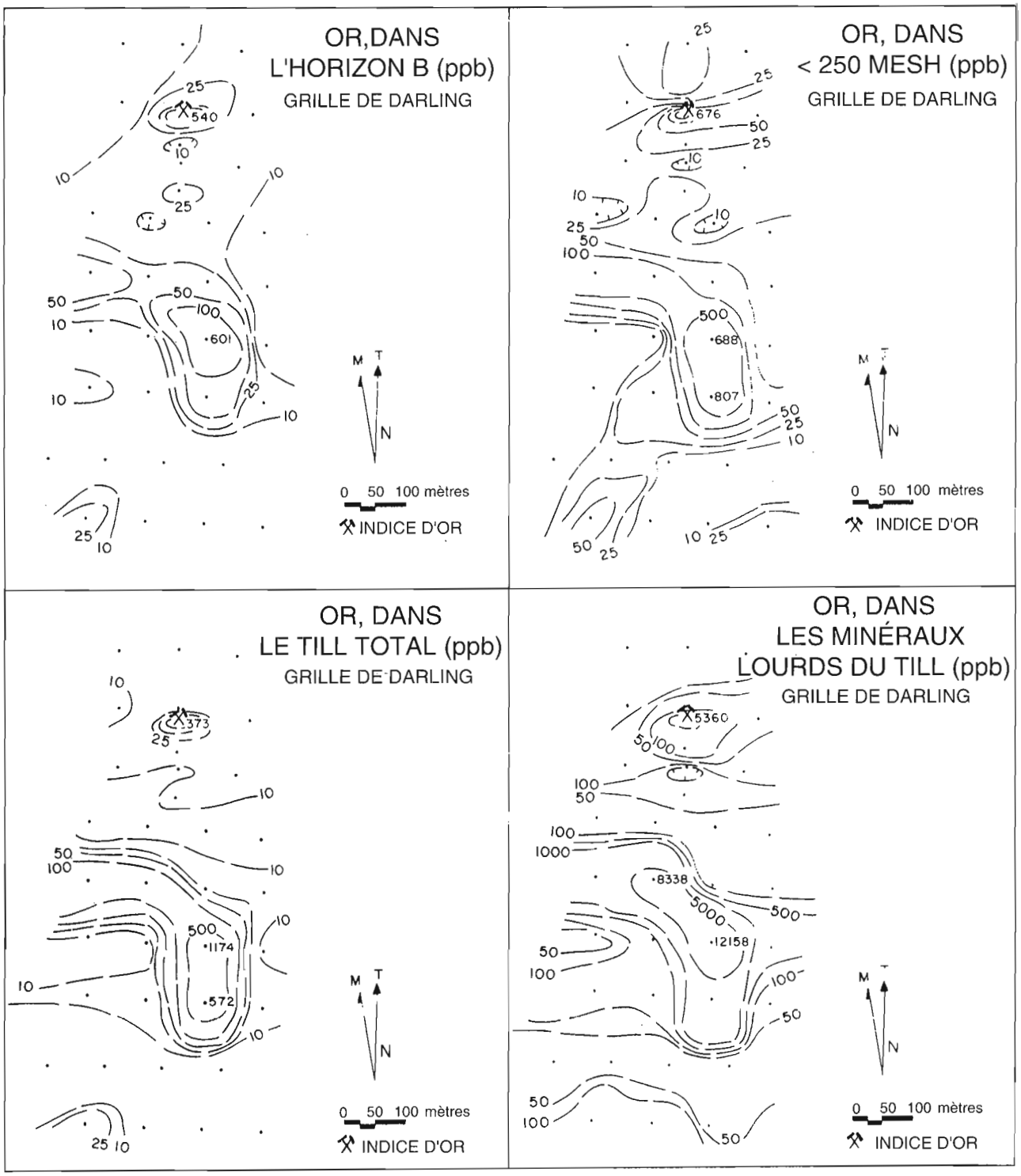


Figure 14. Or, dans le sol et le till de la grille d'échantillonnage de Darling.

Les grilles de Darling et du lac Little Green comptent respectivement 36 et 43 points d'échantillonnage. On a utilisé les mêmes méthodes de terrain et de laboratoire que pour la recherche à l'échelle régionale.

Statistiques

On trouvera au tableau 2 un résumé des moyennes géométriques des teneurs en or de toutes les fractions et de tous les types de matériaux échantillonnés, tant à l'échelle régionale que locale. Les teneurs en or moyennes des échantillons prélevés à l'échelle locale sont beaucoup plus élevées que celles qu'on a mesurées à l'échelle régionale.

Résultats de la grille de Darling

Les teneurs en or de tous les types de matériaux et de toutes les fractions permettent de déterminer les limites d'une minéralisation aurifère connue (fig. 14 et 15). Dans ce secteur, les teneurs en or maximales pour chaque type de matériaux échantillonnés sont les suivantes : humus, 1 795 ppb; horizon B des sols, 540 ppb; fraction du till inférieure à 5 mesh, 373 ppb; fraction du till inférieure à 250 mesh, 676 ppb; fraction des minéraux lourds du till, 5 360 ppb. Les teneurs s'abaissent très rapidement en direction de l'aval glaciaire. Dans les échantillons de minéraux lourds, à 150 m en aval glaciaire de l'indice aurifère, on ne trouve plus que 14 ppb d'or. Sur toutes les cartes, on trouve une deuxième et une troisième zones d'anomalies situées respectivement à 360 m et à 670 m au sud de l'indice d'or connu. Dans le premier cas, les teneurs en or sont très élevées : humus, de 30 à 516 ppb; horizon B des sols, de 20 à 601 ppb; fraction du till inférieure à 5 mesh, de 18 à 1 174 ppb; fraction du till inférieure à 250 mesh, de 72 à 807 ppb; fraction des minéraux lourds du till, de 617 à 12 158 ppb. Cette zone est ouverte à l'est et à l'ouest. La troisième zone d'anomalies se trouve à l'extrémité sud de la grille d'échantillonnage. La source de ces deux anomalies n'a pas encore été découverte.

Dans ces zones d'anomalies, toutes les teneurs en or sont très élevées et contrastent vivement avec les résultats obtenus dans ce secteur dans le cadre de la recherche effectuée à l'échelle régionale. Les minéraux lourds sont les seuls matériaux échantillonnés à l'échelle régionale qui aient donné des résultats positifs à proximité de la grille d'échantillonnage de Darling (fig. 9). Cette dernière se trouve entre un secteur de dépôts fluvioglaciaires, à l'ouest, et un secteur de gabbro dénudé, à l'est. Cela pourrait expliquer l'absence de résultats anomaux pour les autres types de matériaux échantillonnés à l'échelle régionale.

Les résultats du comptage des cailloux indiquent qu'il y a une grande quantité de cailloux de quartz (5 à 22 %) et de roches carbonatées (dolomie) (14 à 60 %) à l'aplomb des deux plus importantes zones d'anomalies d'or dans la partie nord de la grille (Gleeson et al., 1986). Les minéraux lourds comme la séricite, la pyrite, l'hématite et la chlorite sont également plus abondants à l'aplomb de ces anomalies d'or (Gleeson et al., 1986). Un grain d'or anguleux (0,3 x 0,2 x 0,05 mm) a été aperçu dans la fraction des minéraux lourds d'un échantillon de l'anomalie centrale qui renfermait 12 158 ppb d'or. Tout indique que le transport des matériaux à partir de l'indice d'or connu s'est fait sur de très faibles distances (100 m ou moins)

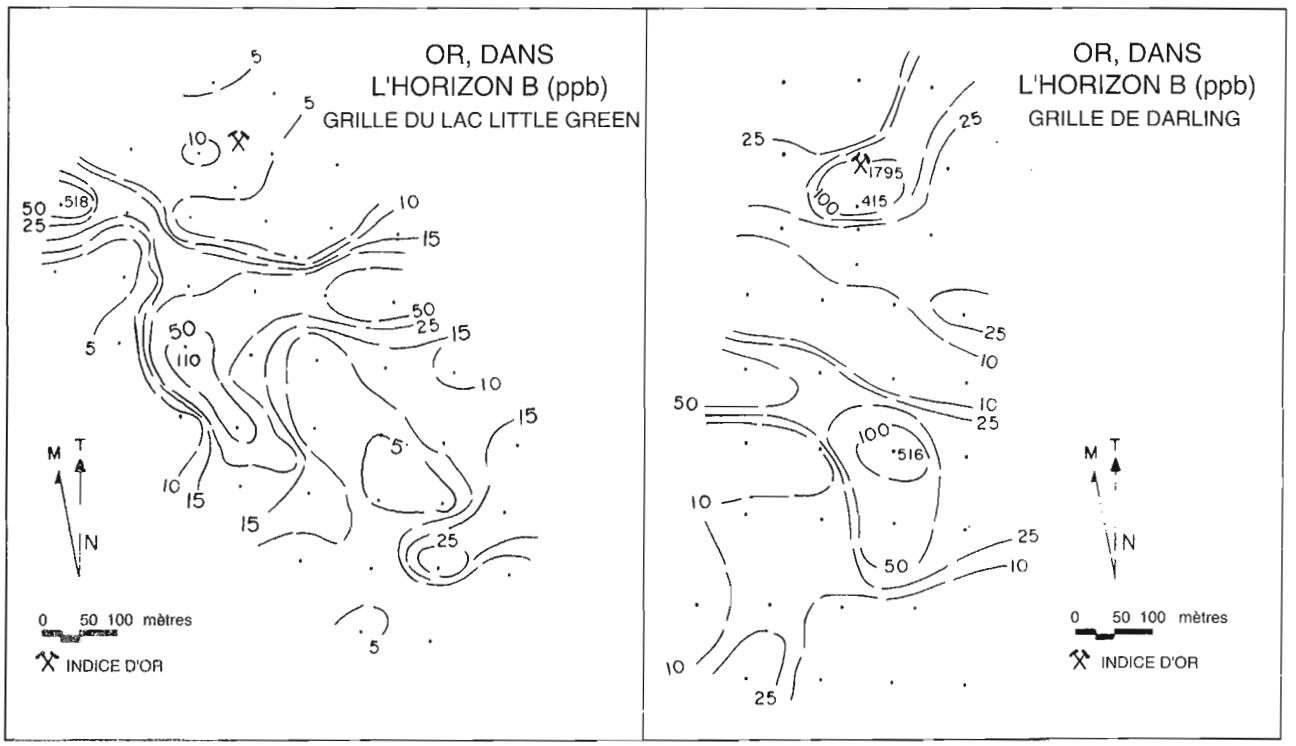


Figure 15. Or, dans l'humus des grilles d'échantillonnage de Darling et du lac Little Green.

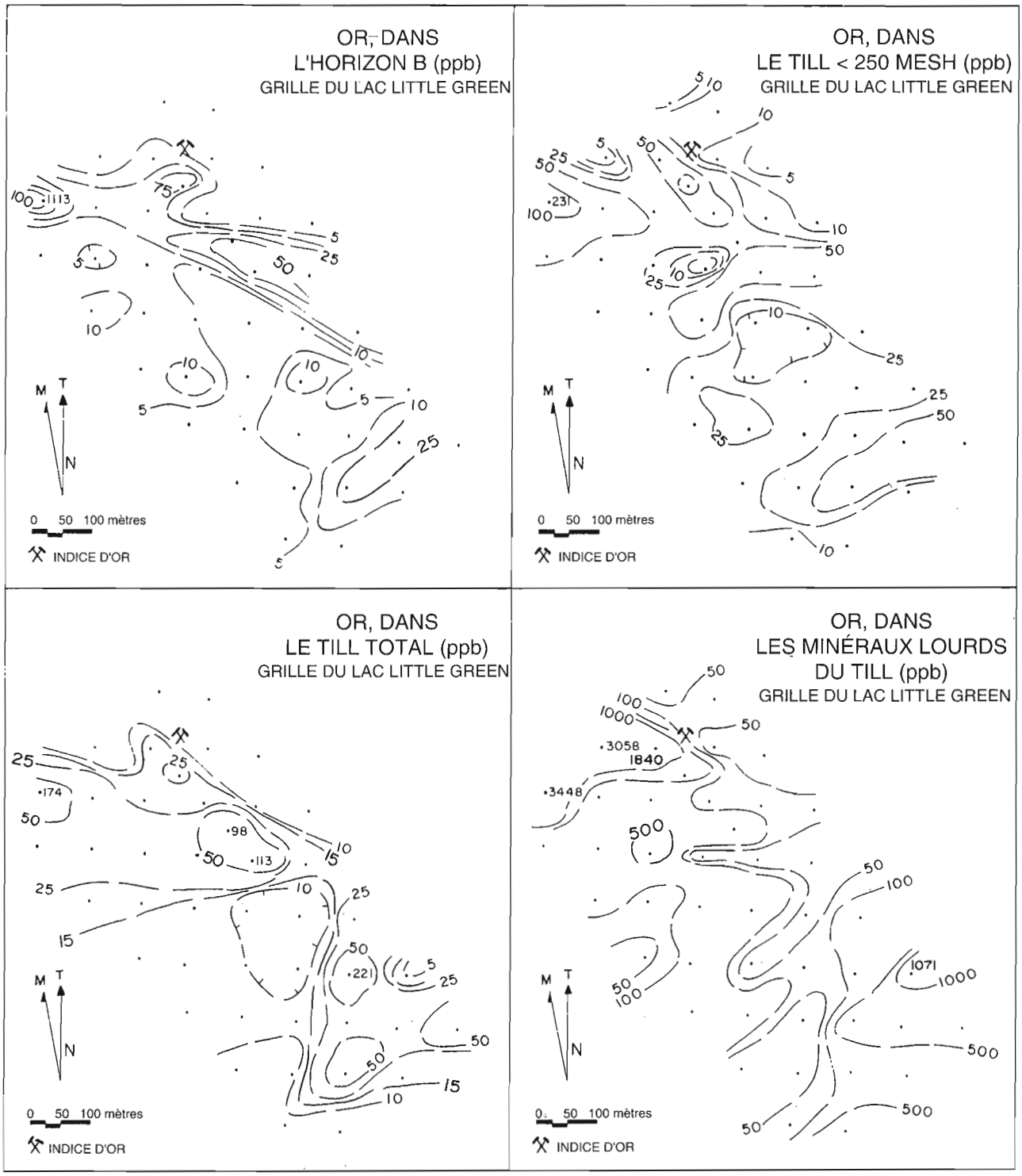


Figure 16. Or, dans le sol et le till de la grille d'échantillonnage du lac Little Green.

en direction de l'aval glaciaire. On croit que l'or qui se trouve dans l'anomalie centrale est d'origine locale et provient des mylonites mafiques altérées sous-jacentes.

Résultats de la grille du lac Little Green

Dans les matériaux superficiels, aucune anomalie d'or importante ou étendue ne révèle la présence de l'indice aurifère du lac Little Green (figures 15 et 16). Pour tous les types de matériaux échantillonnés, l'indice occupe cependant le flanc nord des anomalies d'or. Une densité d'échantillonnage d'un échantillon tous les 100 m ne permet pas de localiser avec précision ce petit indice aurifère. Robertson et Gleeson (1981) ont pourtant mesuré, à une échelle d'échantillonnage plus réduite (30 x 15 m), des teneurs en or atteignant respectivement 2 440 ppb et 225 ppb dans l'humus et l'horizon B des sols, à l'emplacement de l'indice d'or, là où on a creusé une tranchée.

Tous les types de matériaux échantillonnés présentent des anomalies plus marquées et plus étendues, de direction ouest-nord-ouest à travers tout le centre nord de la grille. Ce secteur, qui mesure environ 100 m de largeur sur 500 m de longueur, est ouvert à l'ouest et à l'est. Les teneurs en or y varient comme suit : humus, de 10 à 518 ppb; horizon B des sols, de 14 à 113 ppb; fraction du till inférieure à 5 mesh, de 17 à 174 ppb; fraction du till inférieure à 250 mesh, de 35 à 231 ppb; fraction des minéraux lourds du till, de 52 à 3 448 ppb. À l'extrémité sud-est de la grille, les anomalies d'or sont de direction nord-est et varient comme suit : humus, de 17 à 35 ppb; horizon B des sols, de 22 à 40 ppb; fraction du till inférieure à 5 mesh, de 32 à 63 ppb; fraction du till inférieure à 250 mesh, de 38 à 80 ppb; fraction des minéraux lourds du till, de 80 à 1 071 ppb. Dans le centre sud-ouest de la grille, on remarque, dans l'humus, une forte anomalie d'or de direction nord-ouest (75 à 110 ppb) à laquelle sont associées des anomalies plus faibles dans l'horizon B des sols (6 à 22 ppb) et dans la fraction du till inférieure à 250 mesh (23 à 31 ppb).

Les résultats semblent indiquer que la présence d'or dans le secteur du lac Little Green est influencée par des éléments de directions nord-ouest et nord-est, ce qui serait compatible avec les alignements d'anomalies d'or à l'échelle régionale. L'ampleur et l'étendue des anomalies d'or semble en outre indiquer que la minéralisation aurifère, dans le secteur du lac Little Green, est encore plus étendue qu'on ne le croyait. Les résultats indiquent aussi que la minéralisation aurifère ne se limite pas qu'aux dolomies mais également présente dans les mylonites mafiques altérées.

La plupart des résultats du comptage des cailloux (Gleeson et al., 1986) ne révèlent aucune distribution distinctive des anomalies d'or. Toutefois, on remarque une augmentation assez importante du nombre de cailloux de quartz (2 à 52 %) dans certaines parties de la grille. Ces cailloux ont été arrachés aux filons de quartz et aux zones de quartz-dolomite ferrifère qui recoupent les mylonites mafiques sous-jacentes. En fait, c'est l'or découvert dans les blocs de quartz-dolomite ferrifère qui ont d'abord attiré des prospecteurs sur cette propriété, en 1962. Ces blocs se trouvent dans le centre sud-ouest de la grille, à l'intérieur d'une zone d'anomalies d'or dans l'humus (>50 ppb) de direction nord-ouest (fig. 15)

Les minéraux lourds les plus abondants à l'intérieur des anomalies mesurées dans le till comprennent la chlorite, la séricite, les agrégats de minéraux magnétiques, la pyrite et la limonite-goethite (Gleeson et al., 1986). On sait que tous ces minéraux sont associés, dans cette région, à une minéralisation aurifère. De plus, on a trouvé deux grains d'or anguleux (0,3 x 0,2 x 0,01 mm) dans un concentré de minéraux lourds prélevé à environ 50 m au sud-ouest de l'indice du lac Little Green et un autre grain (0,08 x 0,05 x 0.05 mm), à l'emplacement d'une anomalie, dans le sud-est.

Discussion

L'étude géochimique détaillée effectuée à l'aplomb et dans le voisinage de l'indice aurifère de Darling montre qu'avec des intervalles d'échantillonnage de 100 m, tous les types de matériaux et toutes les fractions permettent de bien délimiter la minéralisation aurifère; en outre, ils mettent en évidence deux autres zones d'anomalies d'or, au sud. Dans le till associé aux indices aurifères, la distribution des cailloux selon leurs caractères lithologiques et celle des minéraux lourds semblent indiquer qu'ils ont été transportés vers l'aval glaciaire sur une distance de moins de 50 m. Sur une distance variant de 100 à 150 m à partir de l'indice d'or connu et à partir de la zone d'anomalies centrale de la grille de Darling, on remarque, pour toutes les fractions du till, une diminution rapide des teneurs en or vers l'aval glaciaire, confirmant ainsi que le transport des matériaux vers l'aval glaciaire ne s'est fait que sur de courtes distances. La dispersion glaciaire semble néammoins plus importante pour la fraction inférieure à 250 mesh.

Pour la grille de Darling, les meilleurs indicateurs d'or, dans la fractions des minéraux lourds, sont la séricite, la pyrite, l'hématite et la chlorite. L'augmentation du nombre de cailloux de quartz et carbonates qui est associée aux anomalies géochimiques reflète le style de minéralisation aurifère particulière qui provoque les anomalies (c'est-à-dire, filons de quartz-carbonates dans les dolomies ou les mylonites mafiques altérées).

Selon les résultats du dosage de l'or pour la grille d'échantillonnage du lac Little Green, à 60 m en aval glaciaire de l'indice aurifère connu, l'humus présente une légère anomalie (6 ppb) tandis que les autres types de matériaux ont des teneurs en or plus élevées.

Selon d'autres résultats obtenus pour la même grille, tous les types de matériaux échantillonnés et toutes les fractions présentent des anomalies d'or étendues et assez fortes. Ces résultats révèlent l'existence de deux grands linéaments; le premier, de direction nord-ouest, dans le nord de la grille, et le second, de direction nord-est, dans le sud-est de la grille. Les échantillons d'humus révèlent l'existence d'une zone aurifère allongée vers le nord-ouest dans le centre sud-ouest de la grille, là où des prospecteurs ont autrefois découvert de l'or dans des blocs de quartz-carbonates. Le caractère linéaire des anomalies semble indiquer une influence tectonique sur la minéralisation aurifère. Les courbes délimitant les anomalies sont ouvertes aux limites ouest et est de la grille.

Les clastes renfermant du quartz et des minéraux lourds comme la pyrite et la goethite-limonite (produit d'altération de la pyrite) sont plus nombreux à l'aplomb des anomalies d'or. L'altération associée aux anomalies d'or se traduit par une plus grande abondance de chlorite et de séricite dans la fraction des minéraux lourds du till. La présence de grains d'or visibles dans certains des concentrés de minéraux lourds renforce la crédibilité des anomalies d'or dans le nord et le sud-est de la grille.

Si on en croit ces modèles de dispersion et ces données géochimiques, il semble que la minéralisation aurifère dans les secteurs où l'échantillonnage est plus dense, corresponde aux zones de cisaillement et de failles de directions nord-ouest et nord-est des mylonites mafiques silicifiées, séricitisées et pyritisées.

À l'échelle locale, les analyses des échantillons ont mis en lumière de nouveaux secteurs de minéralisation aurifère probable qui devront faire l'objet d'une évaluation plus complète. Ces résultats montrent bien, pour cette région, que la minéralisation aurifère est plus étendue qu'on ne l'avait d'abord cru et que ne le révélait la distribution de l'or à l'échelle régionale.

SOMMAIRE ET CONCLUSION

La région étudiée renferme dans son sous-sol des lithologies supracrustales remontant probablement au Précambrien tardif qui se composent de roches volcaniques et volcanoclastiques, ainsi que de roches sédimentaires calcareuses et clastiques. Des complexes de roches granitiques et gabbroïques recoupent la séquence supracrustale. À l'extrémité ouest du complexe gabbroïque, on trouve une importante zone de failles (ZCRL) qui se dirige vers le nord et le nord-est dans un secteur principalement constitué de roches gabbroïques et carbonatées mylonitisées auxquelles sont associées, en quantités secondaires, des roches volcaniques et granitiques. Le long de la ZCRL, les roches ont été fortement chloritisées, carbonatisées, séricitisées, silicifiées et pyritisées. La plupart des indices aurifères connus de la région se trouvent à l'intérieur de cette structure tectonique majeure. Ils sont associés à des filons et à des fractures à remplissage de quartz-carbonates qui recoupent une dolomie grise à grain fin; aux zones de quartz-dolomite ferrifère dans la mylonite mafique; aux filons de quartz-dolomite ferrifère dans le gabbro; aux filons de quartz dans les filons-couches et les dykes de trondhjémite qui font intrusion dans la mylonite mafique; ainsi qu'aux zones de sulfures massifs dans la mylonite mafique altérée. Les minéraux métallifères associés comprennent la pyrite, la chalcopyrite, la tétraédrite, l'arsénopyrite, la pyrrhotine, la bismuthinite et l'or.

Dans cette région, les dépôts superficiels sont étendus mais peu épais. Ils comprennent surtout des tills d'ablation sableux à caillouteux et, dans les vallées principalement, des quantités moindres de dépôts fluvioglaciaires, lacustres et organiques. L'écoulement glaciaire se faisait du nord vers le sud mais les eaux de fusion glaciaire s'écoulaient à la fois vers le sud et le sud-est.

L'échantillonnage à l'échelle régionale a permis d'établir les limites de la zone aurifère et de définir des cibles prometteuses pour les travaux d'exploration à venir. Tous les types d'échantillons ne sont pas également efficaces à l'échelle régionale. C'est dans la fraction des minéraux lourds du till qu'on a obtenu les anomalies d'or les plus nettes et les plus contrastées. L'or des fractions du till inférieures à 5 et à 250 mesh s'est révélé assez utile pour identifier des cibles pour l'exploration. Il faut être prudent dans l'interprétation des données géochimiques relatives à l'or obtenues à partir de l'horizon B des sols. La fraction inférieure à 250 mesh est la plus rentable des trois fractions du till quand il s'agit de réunir des données géochimiques sur l'or à partir de l'échantillonnage du till. L'échantillonnage et l'analyse de cette fraction du till à des intervalles de 0,5 km permettraient sans doute d'obtenir des anomalies aussi nettes, sinon plus, que celles qu'on obtient à partir de l'échantillonnage et de l'analyse de la fraction des minéraux lourds à des intervalles de 1 kilomètre; de plus, ce type de levé coûterait moins cher. Cependant, si la minéralisation est constituée de grains d'or grossiers, on risque de ne pas la retracer à partir du dosage de l'or de la fraction fine du till. Le recours aux concentrés de minéraux lourds dans les études régionales du till présente un autre avantage; en effet, on peut tirer de l'examen de la fraction des minéraux lourds d'autres données géologiques et minéralogiques utiles. Dans cette recherche, par exemple, cet examen a révélé qu'un appauvrissement en amphibole et un enrichissement en chlorite, en pyrite, en séricite et en agrégats de minéraux magnétiques sont des indices de la présence de roches mylonitisées et altérées renfermant des minéralisations aurifères. Par endroits, on a identifié de la tétraédrite et de l'or dans la fraction des minéraux lourds. Ces données confirment les anomalies d'or que présentent les minéraux lourds et aident à déterminer sous quelle forme l'or peut être présent dans le substratum rocheux. L'étude des caractères minéralogiques des minéraux lourds facilite également celle de la dispersion glaciaire et l'interprétation des données géochimiques. Dans le présent programme de recherche, par exemple, on a pu établir que des matériaux avaient été transportés à une distance d'un kilomètre en se servant de minéraux indicateurs comme la magnétite provenant d'une formation de fer à magnétite et la chlorite provenant de la ZCRL. Les résultats du comptage des cailloux peuvent fournir des données intéressantes pour déterminer dans quelles directions et sur quelles distances s'est effectué le transport glaciaire. Dans cette étude, la distance maximale à laquelle ont été transportées d'importantes quantités de cailloux du Gneiss d'Addington et de gabbro variait seulement de 1 à 2 km.

Dans les recherches effectuées à l'échelle locale, tous les types d'échantillons reflètent bien les minéralisations connues. Dans cette région, le recours à l'humus, pour un échantillonnage à cette échelle, est peu coûteux et donne de bons résultats.

La cartographie du substratum rocheux et des dépôts quaternaires a permis de mieux comprendre la géologie et les caractéristiques de la minéralisation et d'évaluer plus à fond les données géochimiques. Par exemple : 1) on a pu définir les multiples causes possibles de certaines anomalies géochimiques en déterminant l'étendue des dépôts

fluvioglaciaires et les directions selon lesquelles ils ont été transportés; 2) la cartographie des zones de cisaillement et d'altération a permis d'établir la coïncidence entre ces importantes structures et les anomalies géochimiques, confirmant ainsi que la minéralisation aurifère y est associée; et 3) les modèles de dispersion ont été établis à partir de l'analyse comparée de l'orientation des courbes d'anomalies géochimiques, de la distribution des cailloux et des minéraux lourds, de l'emplacement des différents types de roches et des directions de l'écoulement glaciaire établies à partir d'autres indices indépendants.

Les programmes d'échantillonnage des tills minces sont peu coûteux et ils donnent aussi de bons résultats. Il semble qu'on pourrait y recourir dans de nombreux secteurs du Bouclier canadien qui sont recouverts de dépôts étendus mais peu épais. L'expérience a prouvé que les méthodes utilisées ici étaient également efficaces dans des secteurs couverts d'une épaisse couche de mort-terrain où on obtient les échantillons par forage. Pour obtenir de bons résultats, il faut procéder à un échantillonnage systématique.

RÉFÉRENCES

Barnett, P.J. and Clark, W.S.
1980: Quaternary geology of the Renfrew Area, Renfrew County; Ontario Geological Survey, Preliminary Map P. 2365.

Campbell, E.E.
1968: Report on Geology, Tetrahedrite Project, Darling Township, Ontario; Assessment Files, Ontario Geological Survey, Technical File No. 63A-530, 8 p.

Carter, T.R.
1981: Copper-antimony-gold-silver deposits of the Lavant-Darling area, southeastern Ontario: Geology, genesis, and metallogenetic significance; Unpublished M.Sc. Thesis, University of Toronto, Toronto, 210 p.

Carter, T.R., Colvine, A.C., and Meyn, H.D.
1980: Geology of base metal, precious metal, iron and molybdenum deposits in the Pembroke-Renfrew area; Ontario Geological Survey, Mineral Deposits Circular 20, 186 p.

Charleton, J., Bell, R., Coe, W., Merritt, W.H., and Blue, A.
1890: Report of the Royal Commission of the Mineral Resources of Ontario, p. 129-142.

Closs, L.G. and Sado, E.V.
1981: Geochemistry of soils and glacial sediments near gold mineralization in the Beardmore-Geraldton area, District of Thunder Bay; Ontario Geological Survey, Study 22, 65 p.
1982a: Orientation overburden geochemistry and Quaternary geology investigations of carbonatite-alkalic complexes in the Prairie Lake and Killala Lake areas, District of Thunder Bay; Ontario Geological Survey, Study 23, 65 p.
1982b: Bedrock and overburden geochemistry investigations in the Midlothian Lake and Natal Lake areas, Districts of Sudbury and Timiskaming; Ontario Geological Survey, Study 24, 65 p.

Curtin, G.C., Lakin, H.W., Neuerbure, G.J., and Hubert, A.E.
1968: Utilization of humus-rich forest soil (mull); in Geochemical Exploration for Gold; United States Geological Survey, Circular 562, 11 p.

Curtin, G.C., Lakin, H.W., and Hubert, A.E.
1970: Mobility of gold in mull (forest humus layer); United States Geological Survey, Professional Paper 700C, p. 127-129.

Curtin, G.C., Lakin, H.W., Hubert, A.E., Mosier, E.L., and Watts, K.C.
1971: Utilization of mull (forest humus layer); in Geochemical Exploration in the Empire District, Clear Creek County, Colorado; United States Geological Survey, Bulletin 1278, 39 p.

DiLabio, R.N.W.
1981: Glacial dispersal of rocks and minerals at the south end of Lac Mistassini, Quebec, with special reference to the Icon Dispersal Train; Geological Survey of Canada, Bulletin 323, 46 p.
1982: Drift prospecting near gold occurences at Onaman River and Oldham, Nova Scotia; in Geology of Canadian Gold Deposits, eds. R.W. Hodder and William Petruk, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 24, p. 261-266.

Easton, R.M.
1987a: Geology of the Darling area, Lanark and Renfrew counties; Ontario Geological Survey, OFM 94.
1987b: Geological compilation of the Clyde Forks area (NTS 31F/2); Ontario Geological Survey, OFM 96.

Easton, R.M. and DeKemp, E.A.
1987: Darling area, Lanark and Renfrew counties; Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 137, p. 220-228.

Ells, R.W.
1904: Report on the geology of a portion of Eastern Ontario; Geological Survey of Canada, Annual Report VXIV (new series) 1901, Pt. J, p. J1-J89.

Ermengen, S.V.
1957: Geochemical prospecting in Chibougamau; Canadian Mining Journal, v. 78, p. 99-104.

Fransham, P.B. and Gadd, N.R.
1977: Geological and geomorphological controls of landslides in Ottawa Valley, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 531-539.

Frechette, H.
1910: On a number of iron ore properties in northeastern Ontario; Summary Report, Mines Branch, Department Mines (Canada), for 1909, Sessional Paper 26a, p. 82-85.

Gadd, N.R.
1980: Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1439-1453.

Gleeson, C.F.
1975: Geological report on Pharaoh claims, Lavant Township, Ontario; Private report submitted to H. Pharaoh, 7 p.

Gleeson, C.F. and Boyle, R.W.
1979: Consider geochemistry when seeking gold; Northern Miner, March 8, 1979, p. C1 and C16.

Gleeson, C.F., Thomas, R.D., Paradis, S., and Rampton, V.N.
1984: Development and adaption of geocheminal techniques to gold exploration in glacial drift; Ontario Department of Natural Resources, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 120, p. 129-150.
1986: Exploration Technology Development Fund, Grant No. 065, Development and adaption of geochemical techniques to gold exploration in glacial drift (3 volumes); Ontario Geological Survey, Open File Report 5613, 123 p.

Gleeson, C.F., Thomas, R.D., Rampton, V.N., and Cordon, S.
1985: Summary of 1984 Exploration program: Gleeson-Rampton-Lac-Clyde project; Ontario Geological Survey, Assessment Files, 84 p.

Gordon, J.B., Lovell, H.L., deGrijs, J., and Davie, R.F.
1979: Gold deposits of Ontario, Part 2. Ontario Geological Survey, Mineral Deposits Circular 18, p. 45-46.

Gorrell, G.A., VanHooften, S., and Fletcher, T.W.
1985: Aggregate assessment for the County of Lanark, NTS 31B/NW, 31C/NE, 31F/SE and 31G/SW, Ontario; Ontario Geological Survey, Open File Report 5550, 27 p.

Hammerstrom, W.
1968: Diamond drilling by Siscoe Metals of Ontario Limited, Darling Township, Ontario; Ontario Geological Survey Assessment Files, Report no. 11, 13 p.

Ingall, E.D.
1901: Report on the Iron ore deposits along the Kingston and Pembroke Railway, in Eastern Ontario; Geological Survey of Canada, Annual Report XII (new series), 1899 Pt. I, 91 p.

Jackson, V.A.
1980: Geologic setting of mylonitic rocks in the White Mountain area, Grenville Province, southeastern Ontario; BSc Thesis, Carleton University, Ottawa, 58 p.

Kettles, I.M. and Shilts, W.W.
1983: Reconnaissance geochemical data for till and other surficial sediments, Frontenac Arch and surrounding areas, Ontario; Geological Survey of Canada, Open File Report 947, 12 p.

Lakin, H.W., Curtin, G.C., and Hubert, A.E.
1974: Geochemistry of gold in the weathering cycle; United States Geological Survey, Bulletin 1330, 80 p.

Lee, H.A.
1963: Glacial fans in till from the Kirkland Lake fault - a method of gold exploration; Geological Survey of Canada, Paper 63-45, 36 p.
Lumbers, S.B.
1982: Summary of metallogeny-Renfrew County area; Ontario Geological Survey, Report 212, 58 p.
McConnell, J.W. and Batterson, M.J.
1987: The Strange Lake Zr-Y-Nb-Be-REE deposit, Labrador: A geochemical profile in till, lake and stream sediment, and water; Journal of Geochemical Exploration, v. 29, p. 105-127.
Northern Miner
1962: New Gold discovery made near Calabogie; Northern Miner, June 7, 1962, p. 9.
Pauk, L.
1983: Precambrian geology of the Lavant area, Frontenac and Lanark Counties; Ontario Geological Survey, Map P. 2610.
1984: Geology of the Lavant area, Lanark and Frontenac Counties; Ontario Geological Survey, Open File Report 5519, 129 p.
Peach, P.A.
1948: Preliminary report of the geology of Darling Township and part of Lavant Township, Lanark County; Ontario Department of Mines, Preliminary Report 1948-12, 4 p.
1958: The geology of Darling Township and part of Lavant Township; Ontario Department Mines, Annual Report, v. 65, pt. 7, p. 47-60.
Rampton, V.N., Gleeson, C.F., Thomas, R.D., and Paradis, S.
1986: Geochemical exploration in areas of shallow till: some case histories; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 79, p. 67-74.
Rankin, J.
1962: Diamond drilling submitted by Siscoe Metals of Ontario Ltd., Darling Township, Ontario; Ontario Geological Survey, Assessment Files, Report no. 11, 20 p.
Robertson, D.M. and Gleeson, C.F.
1981: Geochemical orientation survey - Green Lake Gold Property, Darling Township, Lanark, Ontario; Assessment report submitted on behalf of Dungarvon Resources Ltd, 29 p.
Sangster, A.L.
1970: Metallogeny of base metal, gold and iron deposits of the Grenville Province of southeastern Ontario; Unpublished Ph.D. Thesis, Queen's University, Kingston, 356 p.
Sinclair, I.G.L.
1978: Diamond drilling by Selco Mining Corporation Ltd.; Assessment Files (Diamond Drill File 13), Ontario Geological Survey, 7 p.
1979: Geochemical investigation of the Clyde River zinc property, Lanark County, Ontario; in Geochemical Exploration 1978, eds. J.R. Watterson and P.K. Theobald, Association of Exploration Geochemists, Toronto, p. 487-495.
Shilts, W.W.
1976: Glacial till and mineral exploration; in Glacial Till, an Interdisciplinary Study, ed. R.F. Legget, Royal Society of Canada, Special Publication no. 12, p. 205-224.
Smith, B.L.
1958: Geology of the Clarendon-Dalhousie area; Ontario Department of Mines, Annual Report, v. 65, pt. 7, p. 1-46.
Snow, R.S. and Coker, W.B.
1987: Overburden geochemistry related to W-Cu-Mo mineralization at Sisson Brook, New Brunswick, Canada: An example of short- and long-distance glacial dispersal; Journal of Geochemical Exploration, v. 28, p. 353-368.
Szabo, N.K., Govett, G.J.S., and Lajtai, E.Z.
1975: Dispersion trends of elements and indicator pebbles in glacial till around Mt. Pleasant, New Brunswick: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1534-1556.
Taylor, H.F.
1957: Diamond drilling report; Ontario Department of Mines, Geological Branch, Assessment File 61523, 9 p.
Thomas, R.D., Gleeson, C.F., Rampton, V.N., and Ruitenberg, A.A.
1983: Heavy mineral and soil geochemical survey of Eastern St. George Batholith; Department of Natural Resources, New Brunswick, Map Plates MP 83-16 to 83-28 inclusive.
1987: Geochemistry and geology of surficial materials overlying part of Eastern St. George Batholith, New Brunswick; Department of Natural Resources, New Brunswick, Report of Investigation 19, 26 p.
Vennor, H.G.
1876: Progress report of explorations and surveys in the rear portions of Frontenac and Lanark Counties; Geological Survey Canada, Report of Progress 1874-75, p. 105-165.
Wynne-Edwards, H.R.
1972: The Grenville Province; in Variations in Tectonic Styles in Canada, eds. R.A. Price, and J.A. Douglas, Geological Association of Canada, Special Paper no. 11, p. 264-333

Géochimie des sédiments glaciaires dans la province précambrienne de Grenville, dans le sud-est de l'Ontario et le sud-ouest du Québec

I.M. Kettles[1] et W.W. Shilts[1]

Kettles, I.M. et Shilts, W.W., Géochimie des sédiments glaciaires dans la province précambrienne de Grenville, dans le sud-est de l'Ontario et le sud-ouest du Québec; dans La prospection glacio-sédimentaire, sous la direction de R.N.W. DiLabio et W.B. Cooker, Commission géologique du Canada, Étude 89-20, p. 107-122, 1989.

Résumé

Environ 2 500 échantillons de till et de sédiments apparentés ont été prélevés sur l'arche de Frontenac et les secteurs adjacents du sud-est de l'Ontario et du sud-ouest du Québec. Même si l'objectif premier de l'échantillonnage était de cartographier des éléments du mort-terrain qui pourraient être liés à la sensibilité du terrain aux effets des précipitations acides, les données peuvent aussi servir aux travaux d'exploration minérale dans la région.

Quatorze éléments accessoires et en traces ont été dosés dans la fraction de moins de 2 µm des échantillons. Leur dispersion et celle d'autres composants minéralogiques peuvent être associées aux effets du transport glaciaire, à la composition du substratum rocheux sous-jacent, aux faciès sédimentaires échantillonnés ou au degré d'altération météorique. Par exemple, l'arsenic est enrichi dans un secteur du sud-est de l'Ontario où de l'or arsénical a été exploité. La zone d'enrichissement en arsenic est plus étendue que celle occupée par les lithologies arsénifères par suite de la dispersion par les glaciers de débris riches en arsenic. Par exemple, les concentrations de cuivre et de chrome sont systématiquement et uniformément faibles et élevées, respectivement, dans l'argile silteuse d'origine glaciomarine, dans les vallées de l'Outaouais et de la Gatineau par rapport aux concentrations dans la couverture de till des hautes terres adjacentes du sud-ouest du Québec. Les concentrations moyennes dans les échantillons de sédiments fluvioglaciaires et dans les échantillons de till très altéré sont nettement plus élevées que celles du till légèrement ou aucunement altéré. Ce phénomène indique vraisemblablement la présence de produits d'altération à capacité d'échange élevée dans la fraction granulométrique argileuse de ces échantillons.

Le dosage des teneurs en carbonates des tills révèle que la nature physique des affleurements d'origine influe considérablement sur les processus d'érosion glaciaire. Les minéraux carbonatés provenant de couches horizontales de calcaire paléozoique non métamorphisé dans le nord-est de l'arche de Frontenac ont été transportés par les glaces vers le sud-ouest sur le Bouclier canadien, diluant la signature, en termes de composition, du substratum rocheux sous-jacent sur plus de 70 km en aval de leur source. Par contre, des affleurements de marbre massif ont produit des traînées de dispersion très petites et peu marquées.

Abstract

Approximately 2500 samples of till and related sediments have been collected over the Frontenac Arch and adjacent areas of southeastern Ontario and southwestern Quebec. Although the primary objective of the sampling was to map components in the overburden that might be related to sensitivity of the terrain to the effects of acid rain, the data can be applied also to mineral exploration in the area.

The <2 µm fraction of the samples was analyzed for 14 trace and minor elements. Dispersal of these and other mineralogical components can be related to effects of glacial transport, composition of underlying bedrock, sediment facies sampled, or degree of weathering. Arsenic, for example, is enriched in an area where mining of arsenical gold was carried out in southeastern Ontario. The area of arsenic enrichment

[1] Commission géologique du Canada, 601, rue Booth, Ottawa (Ontario) Canada

is larger than that underlain by arsenic-bearing bedrock as a result of glacial dispersal of arsenic-rich detritus. Concentrations of copper and chromium, for example, are consistently and uniformly low and high, respectively, in glaciomarine silty clay along the Ottawa and Gatineau valleys, compared to concentrations in the till cover in adjacent highland areas of southwestern Quebec. The mean concentrations in glaciofluvial and highly weathered till samples are markedly higher than those in unweathered to slightly weathered till. This likely reflects the presence of weathering products with high exchange capacities in the clay-sized fraction of these samples.

Carbonate analyses of till demonstrate that the physical nature of source outcrops significantly influences glacial erosion processes. Carbonate minerals derived from horizontal beds of unmetamorphosed Paleozoic limestone northeast of the Frontenac Arch, have been transported southwestward onto the Canadian Shield, effectively diluting the compositional signature of underlying bedrock for over 70 km down-ice from their source areas. In contrast, massive marble outcrops produced very small and weak dispersal trains.

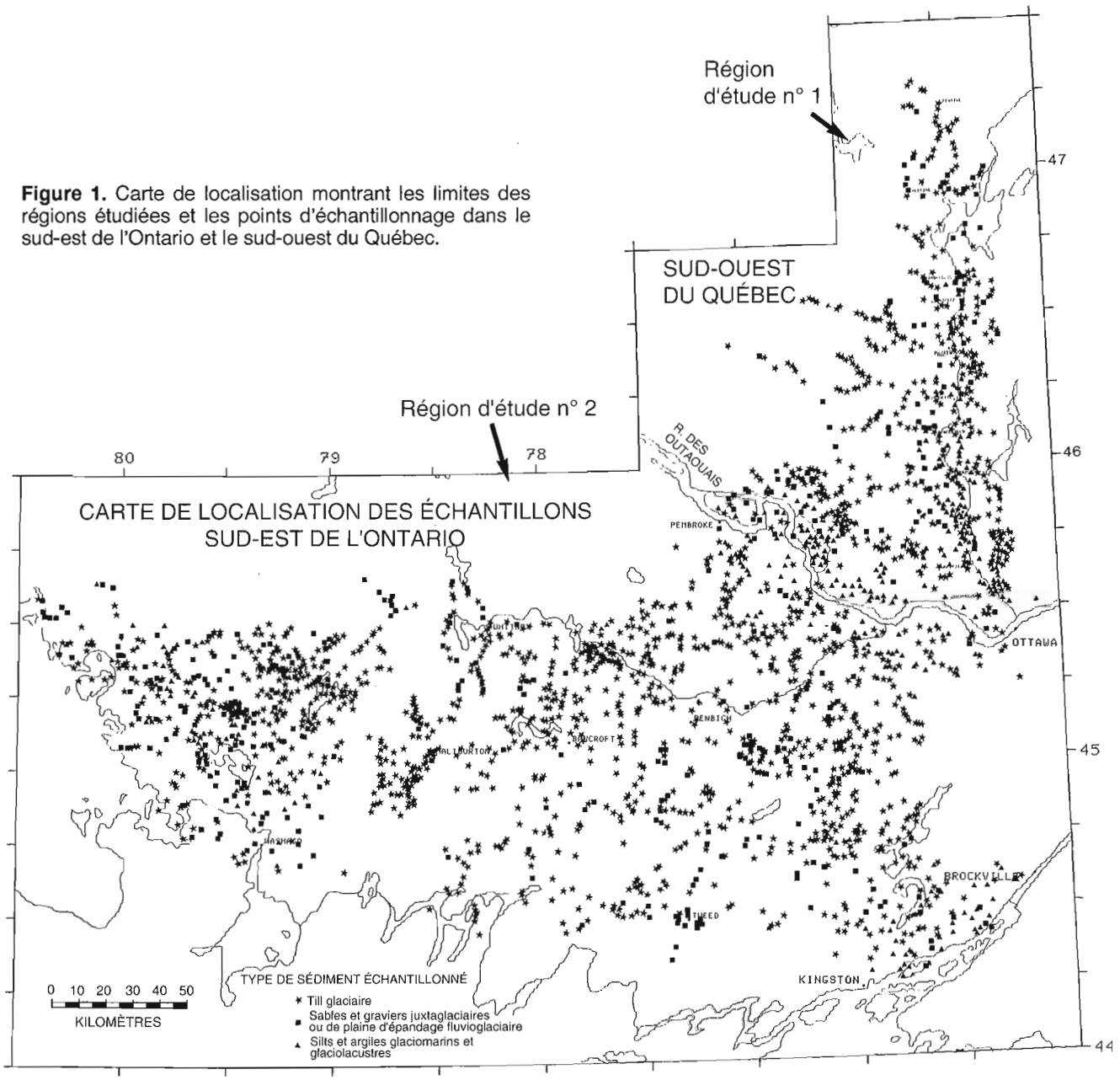


Figure 1. Carte de localisation montrant les limites des régions étudiées et les points d'échantillonnage dans le sud-est de l'Ontario et le sud-ouest du Québec.

INTRODUCTION

En 1980, un programme d'échantillonnage a été mis en oeuvre dans le secteur de l'arche de Frontenac et dans les régions adjacentes du sud-est de l'Ontario et du sud-ouest du Québec (Shilts, 1984a, Hornbrook et al., 1986). Le principal objectif du projet était de quantifier les variations régionales de composition des sédiments glaciaires afin de réunir des données de base devant servir à évaluer la sensibilité des terrains aux effets des précipitations acides. À cette fin, on a recueilli des données sur deux groupes de caractéristiques se rapportant à la composition du till et des sédiments apparentés : 1) la texture et la teneur en carbonates (constituants possédant un pouvoir neutralisant) et 2) les teneurs en éléments accessoires et en traces d'origine naturelle qui peuvent, en milieu acide, devenir une cause de pollution de l'environnement s'ils sont libérés par lessivage ou à l'occasion de réactions d'échange avec les eaux souterraines. Les données géochimiques et les autres données réunies à cette occasion peuvent aussi servir pour les travaux d'exploration minérale recourant aux méthodes de prospection glacio-sédimentaire.

Pour dresser les cartes géochimiques, on a procédé à un échantillonnage systématique des sédiments glaciaires (fig. 1). Comme le but du projet était d'ordre environnemental, on s'est fixé des objectifs d'échantillonnage différents de ceux qu'on aurait retenus si le projet avait servi exclusivement pour la prospection minérale. Partout où c'était possible, on a cherché à prélever des échantillons des dépôts superficiels les plus représentatifs de la charge de débris transportée par le dernier glacier à passer au point d'échantillonnage; là où les sédiments glaciaires proprement dits disparaissaient sous une couche de sédiments tardiglaciaires ou postglaciaires, il a fallu échantillonner les sédiments qui avaient l'influence la plus marquée sur le milieu proche de la surface.

Compte tenu de ces objectifs, la base de données (comptant plus de 2 500 échantillons) créée pendant cette étude (Kettles, 19881, b et Kettles et Shilts, 1983) rassemble des informations sur des populations d'échantillons disparates. Le till (sédiment glaciaire au sens strict dont les constituants n'ont été transportés que par les glaces) est le matériel le plus représentatif de la charge glaciaire (Shilts, 1975). Dans les régions de hautes terres, il a été généralement facile de l'échantillonner; là où il était absent ou difficile d'accès, on a prélevé des échantillons de sable et de gravier fluvioglaciaires ou de plaine d'épandage. On a échantillonné des dépôts silto-argileux glaciolacustres et glaciomarins à basse altitude, dans les principales vallées de la région étudiée, là où ils constituaient les principales formations superficielles. Comme chacun des quatre derniers types de sédiments avaient connu un ou plusieurs épisodes de transport par les eaux courantes avant d'être déposés au point d'échantillonnage, leurs caractéristiques physiques et chimiques sont moins représentatives de la charge glaciaire que celles du till.

Le présent article examine les modèles de distribution régionale des minéraux carbonatés et de certains éléments en traces présents dans les sédiments glaciaires. La discussion porte sur les causes possibles des variations géochimiques et sur leur importance pour la prospection glacio-sédimentaire. Pour faciliter la compréhension, le territoire étudié est subdivisé en deux régions, le sud-est de l'Ontario et le sud-ouest du Québec; elles sont traitées à part malgré qu'elles soient contiguës.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Des roches sédimentaires du Paléozoïque, à prédominance de lithologies carbonatées, qui présentent une attitude presque horizontale, affleurent sous forme de grandes dalles dans la vallée de l'Outaouais et dans les basses terres occidentales du Saint-Laurent (Bostock, 1970) (fig. 2 et 3). Le reste de la région est occupé par des roches métasédimentaires et ignées du Précambrien (Baer et al., 1977) dont l'ensemble forme un socle cristallin caractérisé par des affleurements massifs et un relief faible mais bien découpé. La plupart des roches précambriennes appartiennent à la ceinture métasédimentaire centrale de la province structurale de Grenville. Cette ceinture est dominée par de vastes secteurs de roches métasédimentaires riches en carbonates, de plutons felsiques et mafiques, ainsi que de roches métavolcaniques et de roches métasédimentaires non carbonatées. La ceinture métasédimentaire centrale comprend l'arche de Frontenac, une imposante structure géologique qui relie la masse principale du Bouclier canadien, au nord, aux monts Adirondacks, au sud du fleuve Saint-Laurent. Le reste du socle cristallin est constitué des gneiss de la ceinture de gneiss de l'Ontario dont le degré de métamorphisme varie de moyen à élevé.

Au Wisconsinien supérieur, l'écoulement glaciaire dominant se faisait vers le sud, dans la vallée de la Gatineau au Québec, et vers le sud-sud-ouest dans le sud-est de l'Ontario. Pendant les dernières phases de la glaciation, un lobe de glace qui s'écoulait vers le sud-ouest s'est retiré du lac Ontario vers la vallée du Saint-Laurent, et un autre,qui s'écoulait vers le sud-sud-est, s'est retiré vers l'amont de la vallée de l'Outaouais (Richard, 1975; Gadd, 1980).

Sur le plan stratigraphique, une seule unité de till a été identifiée dans les secteurs où les échantillons ont été prélevés, celle qui est associée au dernier épisode d'expansion (Wisconsinien supérieur) de l'Inlandsis laurentidien (Gadd, 1980; Richard, 1975). Ce till porte le nom de Till de Fort Covington dans le secteur cartographique de Merrickville (Sharpe, 1979) qui couvre l'extrémité est de la région étudiée ici. Le till est le matériel le plus répandu, formant un mince dépôt (0 à 5 m) sur le substratum rocheux précambrien et paléozoïque de la région. Cependant, il peut être plus épais dans les dépressions, sur les versants des vallées et du côté de l'amont glaciaire des crêtes rocheuses.

Les sédiments glaciomarins et glaciolacustres prédominent dans les vallées de l'Outaouais, de la Gatineau et du Saint-Laurent ainsi que dans les secteurs bas situés dans le voisinage de la baie Georgienne. Les vallées de l'Outaouais et du tronçon inférieur du Saint-Laurent et de la Gatineau ont été envahies par les eaux de la Mer de Champlain tandis que la vallée du tronçon supérieur de la Gatineau l'a été par un lac tardiglaciaire. Les limites du territoire inondé et l'histoire de cet épisode lacustre sont encore mal connues (Dadswell, 1974). Les secteurs bas du sud et de l'ouest de la région étudiée en Ontario ont été respectivement envahis par les lacs glaciaires Iroquois et Algonquin.

Méthodes de terrain et de laboratoire

Les échantillons ont été prélevés à la main à partir de coupes d'origine naturelle ou humaine, en bordure des routes et des cours d'eau ou dans des sablières et des gravières. La provenance et la nature des échantillons sont indiquées à la figure 1. On a pris soin de prélever les échantillons en-dessous du solum. Dans les meilleures coupes de till et d'autres sédiments, on a prélevé des échantillons représentant toute la séquence.

Dans la présente étude, l'accent a été mis sur l'étude des fractions fines de la matrice des échantillons, c'est-à-dire les fractions silt+argile (<63 µm) et argile (<2 µm). Les résultats des expériences effectuées pour étudier la partition chimique des éléments chimiques dans le till (Shilts, 1984b) indiquent qu'il y a une quantité disproportionnée de métaux dans la fraction argileuse si on la compare aux fractions plus grossières de la matrice du till. Cela s'explique sans doute par la surface spécifique plus grande des éléments de la fraction fine, ce qui facilite les réactions avec les solutions qui traversent les sédiments glaciaires; même de petites quantités de particules de la taille des argiles peuvent avoir un effet important sur la chimie des eaux souterraines et de surface.

La fraction des argiles (<2 µm) du till, de l'argile silteuse et de certains échantillons de sables et graviers a été séparée par centrifugation et on a procédé au dosage de certains éléments accessoires ou en traces (cuivre, plomb, zinc, cobalt, nickel, argent, chrome, molybdène, manganèse, fer, cadmium, mercure, uranium et arsenic) après une lexiviation à l'acide chlorhydrique et à l'acide nitrique à chaud. Pour le dosage des éléments, on a eu recours aux méthodes d'absorption atomique sauf dans le cas de l'uranium et de l'arsenic où on a fait appel, respectivement, à des méthodes par fluorimétrie et colorimétrie.

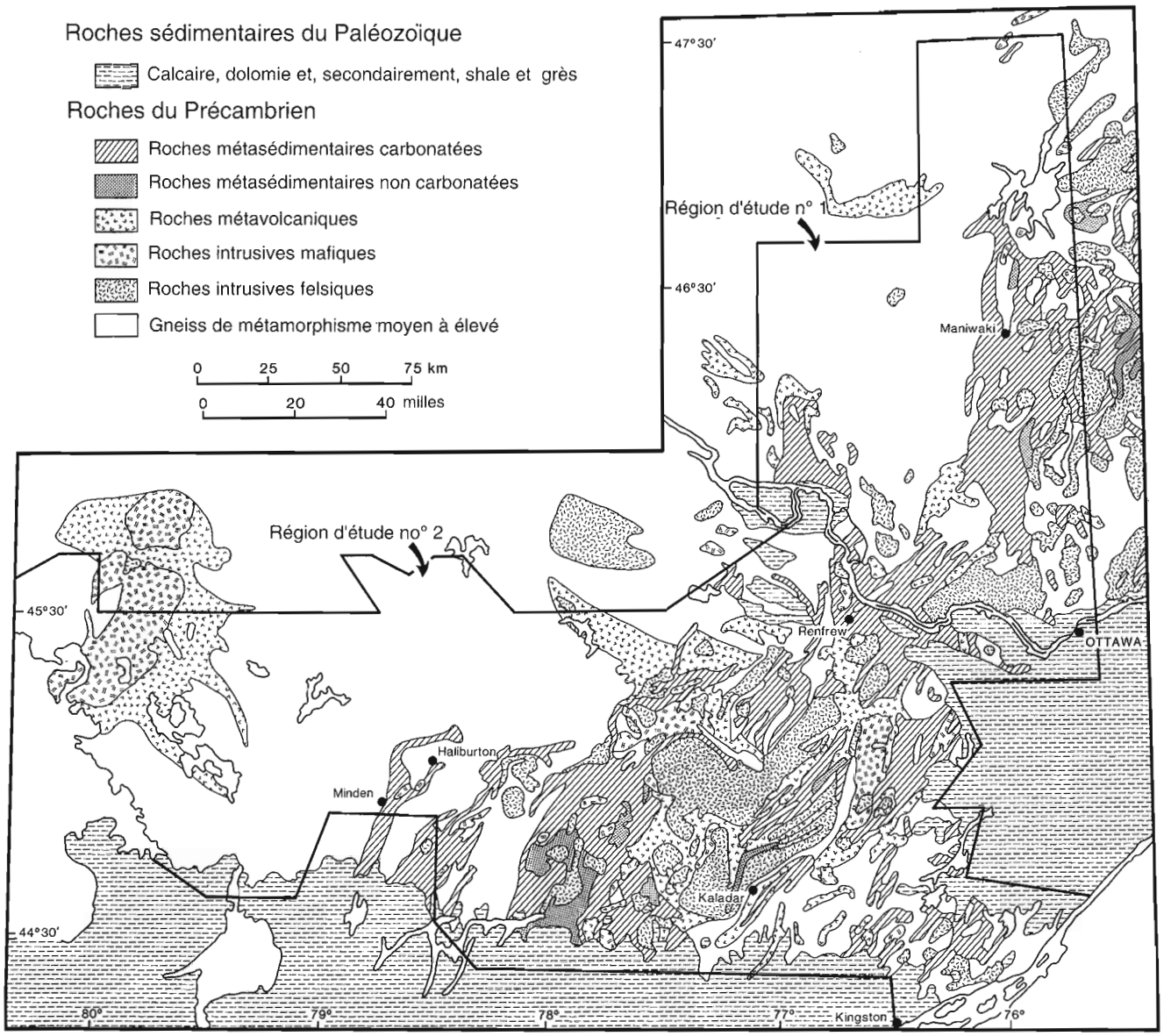


Figure 2. Carte de la géologie du substratum rocheux, dans le sud-est de l'Ontario et le sud-ouest du Québec. (Modifié d'après Baer et al., 1977)

Pour doser les carbonates de la fraction silt+argile (<63 µm) et de la fraction des sables fins (de 63 à 250 µm), on a eu recours à une méthode mise au point par Foscolos et Barefoot (1970) où on utilise un analyseur de carbone Leco qui mesure les teneurs en carbone et les convertit en pourcentages d'équivalent en carbonate de calcium. Les erratiques de calcaires et de dolomies paléozoïques ont été séparés de la fraction de 2 à 6 mm (granules et petits cailloux) et on a calculé le pourcentage du poids total de la fraction qu'ils représentaient. Les analyses granulométriques ont été effectuées de la façon habituelle.

Les résultats des analyses de même que l'emplacement et la description des échantillons ont été stockés dans des fichiers informatiques. Les données géochimiques relatives à un échantillon représentatif pour chaque point d'échantillonnage ont été reportées sur une carte et des isolignes ont été tracées à l'aide d'un progiciel (APPMAP) mis au point par D.J. Ellwood de la Commission géologique du Canada.

COMPOSITION DES SÉDIMENTS GLACIAIRES

Les données réunies au cours de cette étude confirment que la composition des sédiments glaciaires est influencée par : 1) les processus de transport glaciaire; 2) la nature lithologique du substratum rocheux sous-jacent et en amont glaciaire; 3) les faciès sédimentaires des échantillons; et 4) le degré d'altération météorique. La composition de chacun des échantillons est influencée par un ou plusieurs de ces facteurs; c'est un fait qu'illustrent bien certains des résultats de cette étude.

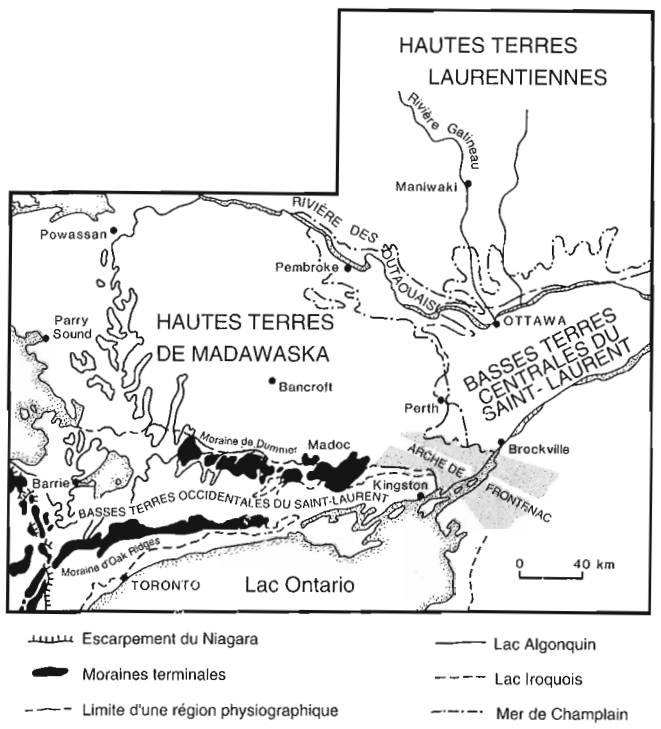


Figure 3. Carte des régions physiographiques du sud-est de l'Ontario et du sud-ouest du Québec. (Modifié d'après Freeman, 1979)

La distribution des minéraux carbonatés et les changements de texture des sédiments glaciaires dans le sud-est de l'Ontario fixent des limites aux interprétations tirées des processus d'érosion et de transport glaciaires. Comme on pouvait s'y attendre, les teneurs en carbonates de la fraction silt+argile (fig. 4) et de la fraction des sables fins (non illustrée) des sédiments glaciaires sont élevées (>10 %) dans les secteurs qui reposent sur des roches paléozoïques, à l'est et au sud de l'arche de Frontenac. Cependant, on mesure aussi des teneurs élevées sur tous les types de roches cristallines, dans l'est et le sud de l'arche de Frontenac. Par contre, les teneurs en carbonates sont faibles dans la partie occidentale de la région, de Barry's Bay et de Kaladar à la baie Georgienne, à l'ouest, même là où les sédiments glaciaires reposent sur du marbre. Les pourcentages du poids total de la fraction des granules (non illustrée) correspondant aux erratiques de calcaire et de dolomie paléozoïques présentent des distributions régionales semblables.

La présence très fréquente d'erratiques paléozoïques dans le till riche en carbonates qui recouvre les roches cristallines et le fait qu'on retrouve souvent des sédiments glaciaires pauvres en carbonates reposant sur du marbre semble indiquer que les composés carbonatés ont été arrachées plus aisément aux roches non métamorphisées à débit en dalles des bassins paléozoïques qu'au marbre précambrien massif, peu fracturé. Cette situation se reflète dans la dispersion de fortes concentrations d'erratiques et de débris plus fins de carbonates provenant des roches paléozoïques qui, à plus de 70 km vers le sud-ouest, recouvrent les roches cristallines de la partie orientale de l'arche de Frontenac. Au contraire, les débris cristallins qui ont été transportés du Bouclier jusqu'aux secteurs de roches paléozoïques ont été rapidement dilués par l'érosion glaciaire de grandes quantités de débris paléozoïques. Les teneurs du till en carbonates augmentent de façon très marquée à l'emplacement ou en aval glaciaire de nombreux lambeaux d'érosion de roches paléozoïques qui se trouvent à proximité de la limite méridionale de l'arche de Frontenac. Par contre, à l'emplacement et en aval glaciaire d'affleurements de marbre de taille comparable, on remarque que l'enrichissement en carbonates des sédiments glaciaires est faible ou nul. Le fait que ces deux lithologies de composition minéralogique semblable présente des différences très marquées peut s'expliquer par la résistance plus grande des affleurements de marbre massif à l'érosion glaciaire quand on les compare aux affleurements de calcaire diaclasé et à débit en dalles.

Dans le till pauvre en carbonates du sud-est de l'Ontario, on trouve habituellement moins de matériaux de la taille du silt et de l'argile que dans le till riche en carbonates (fig. 5). Il semble qu'il y ait peu de différences au niveau de la texture entre le till riche en carbonates qui recouvre les roches sédimentaires paléozoïques et un autre till riche en carbonates qui recouvre les roches cristallines précambriennes de la partie orientale de l'arche de Frontenac.

Les modèles de dispersion d'un grand nombre d'éléments en traces reflètent la nature lithologique du substratum rocheux sous-jacent. Par exemple, les vastes secteurs du sud-est de l'Ontario où l'on mesure un enrichissement en arsenic (fig. 6) circonscrivent d'importantes ceintures de roches volcaniques

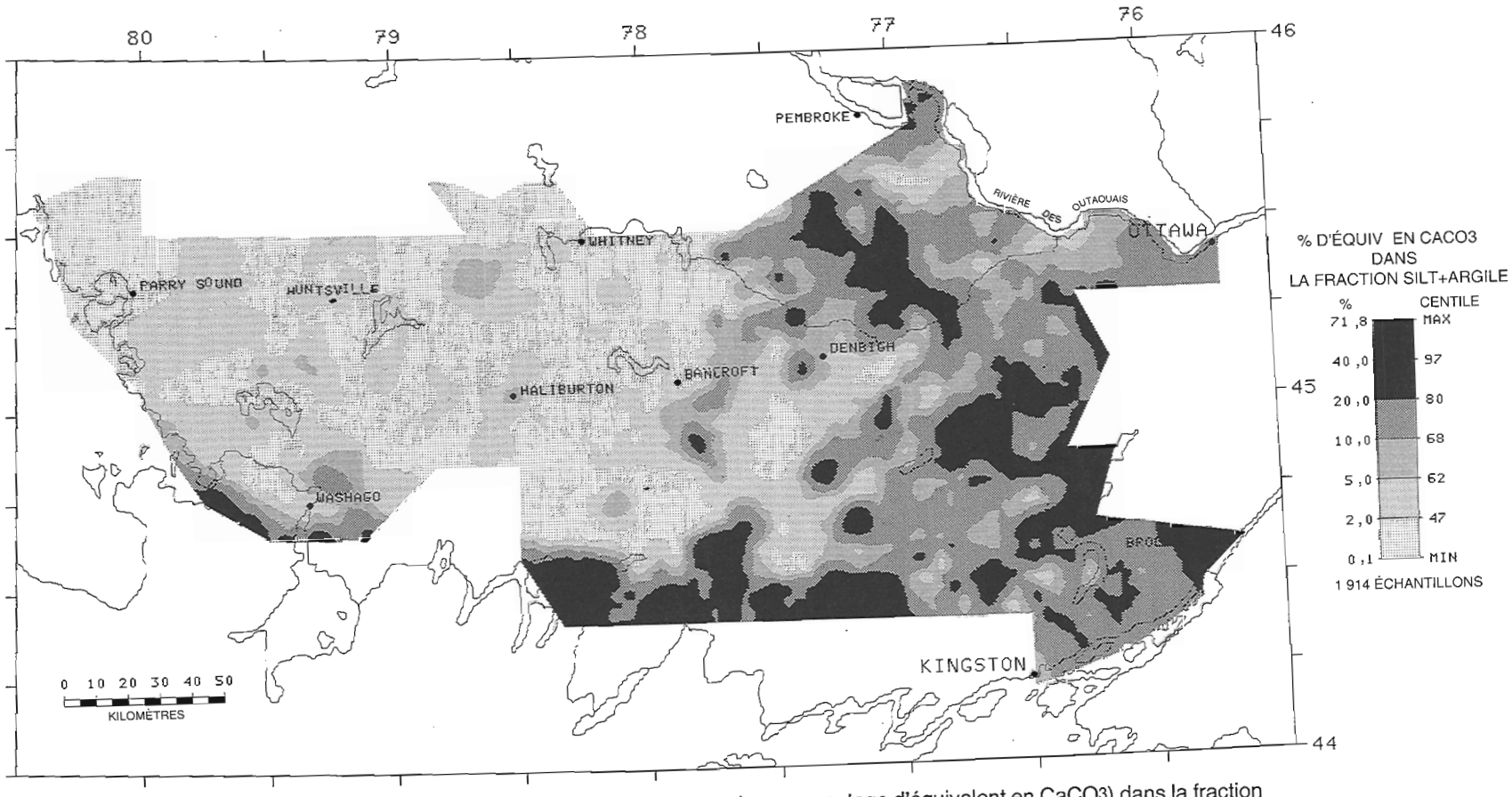


Figure 4. Carte de la distribution des carbonates (en pourcentage d'équivalent en $CaCO_3$) dans la fraction silt+argile (<63 µm) des sédiments glaciaires, dans le sud-est de l'Ontario.

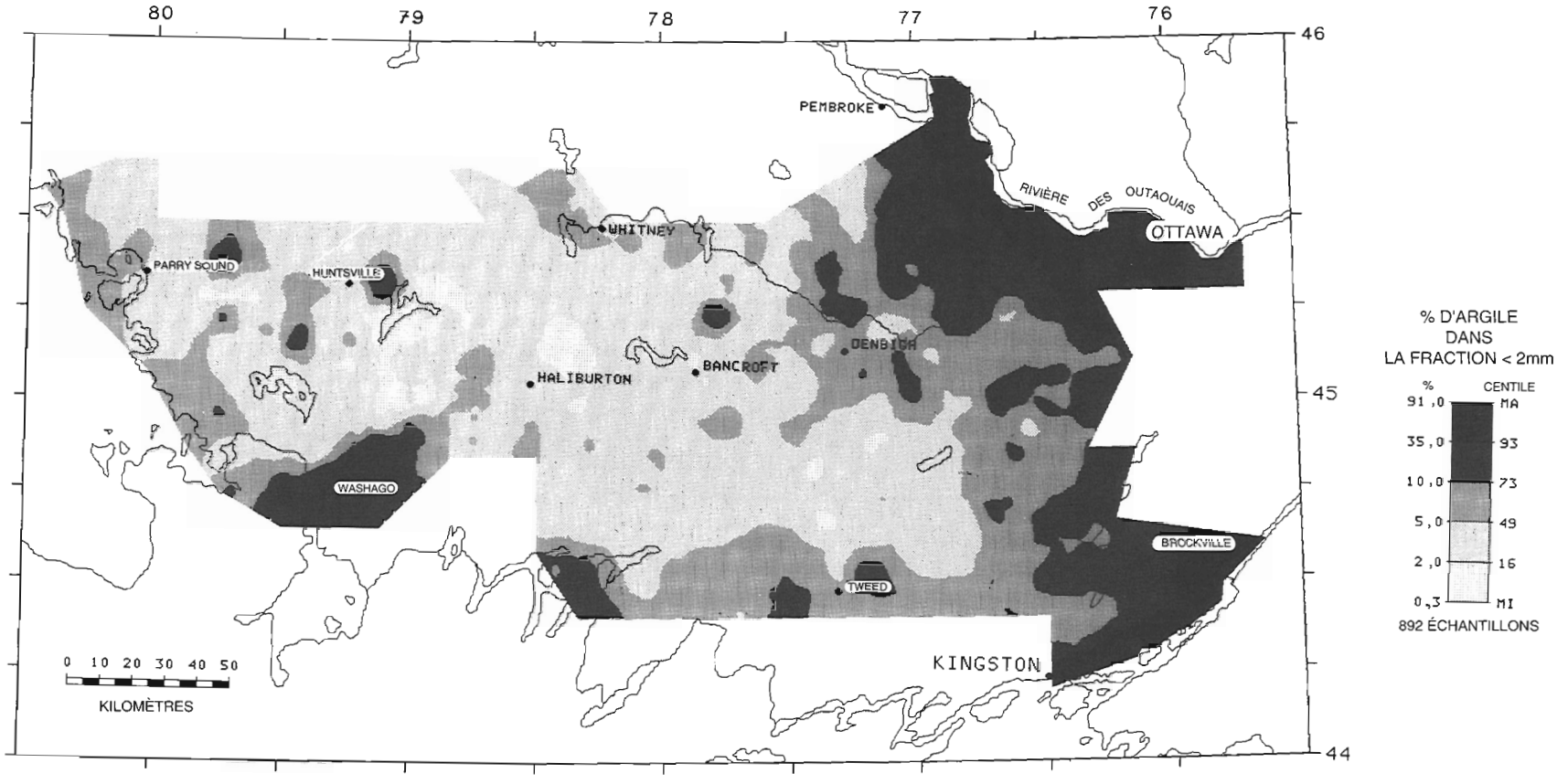


Figure 5. Carte de la distribution des éléments de la taille des argiles (<4 μm) du till et des argiles silteuses glaciomarines et glaciolacustres, dans le sud-est de l'Ontario.

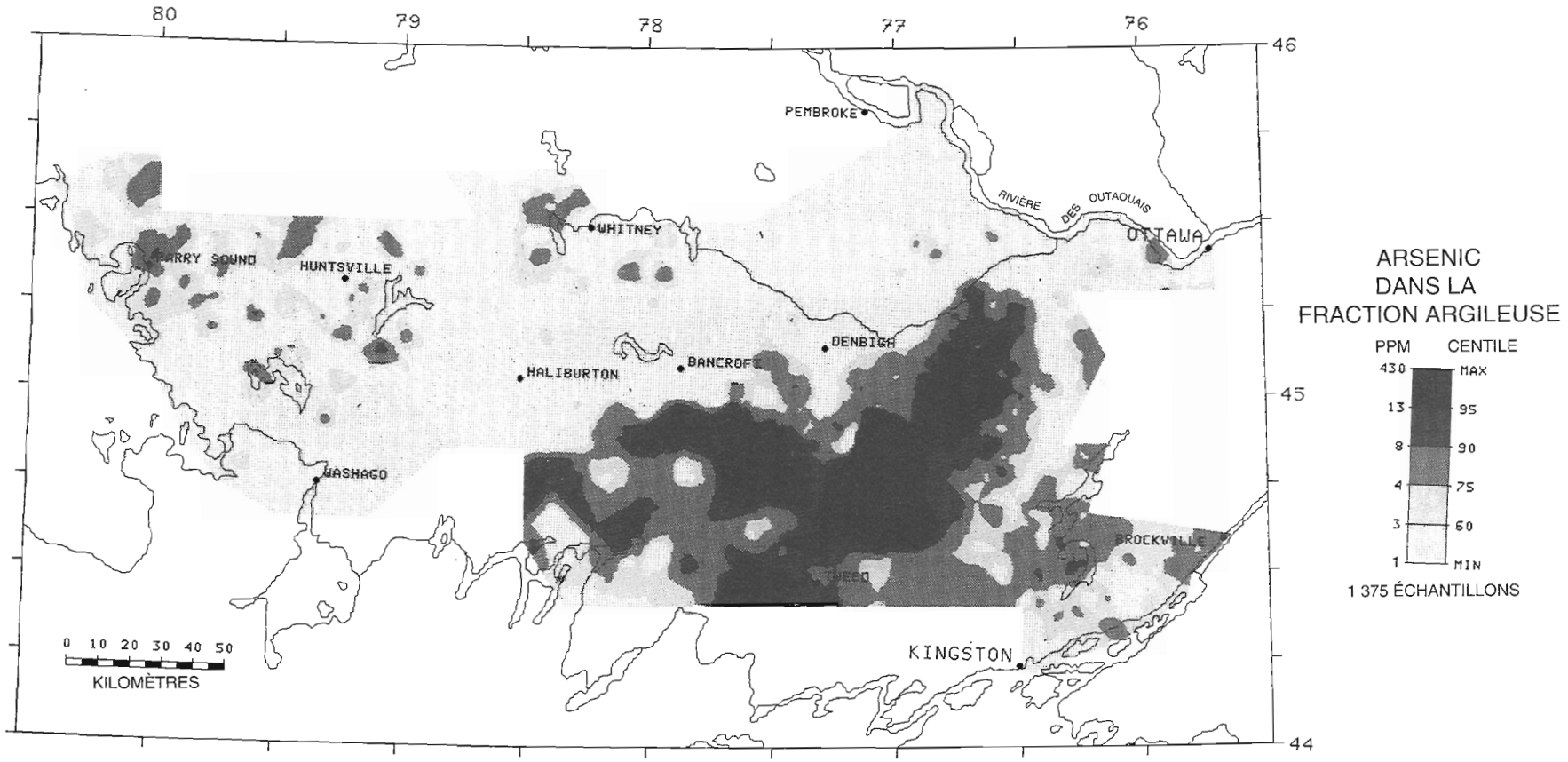


Figure 6. Carte de la distribution de l'arsenic dans la fraction argileuse (<2 µm) du till et des argiles silteuses glaciomarines et glaciolacustres, dans le sud-est de l'Ontario.

et sédimentaires métamorphisées. Dans ces roches, on connaît deux sources d'arsenic (Sangster, 1982); il s'agit de gisements de sulfures dans des veines de quartz recoupant des roches volcaniques et sédimentaires clastiques métamorphisées ainsi que de pyrite enrichie en arsenic dans une formation de fer sulfuré encaissée dans des roches métasédimentaires clastiques et carbonatées. Il s'agit cependant de petits gisements et la présence de teneurs élevées en arsenic sur un si vaste territoire peut indiquer que les roches sédimentaires et volcaniques métamorphisées présentent elles-mêmes des concentrations d'arsenic indicatives d'un bruit de fond élevé. Deux études de détail menées dans la partie orientale de l'arche de Frontenac (Sinclair, 1979; DiLabio et al., 1982) révèlent que les débris provenant des petits indices de sulfures qui recoupent le marbre sont dispersés jusqu'à une distance d'environ 1 km. Quoi qu'il en soit, le fait que le territoire couvert de sédiments glaciaires enrichis en arsenic ait une superficie plus grande que celle de l'affleurement d'une ou l'autre des roches mères connues révèle qu'il y a eu érosion glaciaire et transport de débris à partir des sources présumées.

Les modèles de distribution du zinc et de l'uranium dans les sédiments glaciaires du sud-ouest du Québec reflètent aussi la composition du substratum rocheux sous-jacent (fig. 7 et 8). Presque tous les secteurs enrichis en zinc reposent sur du marbre et le vaste secteur enrichi en uranium dont le centre se trouve à 45°50'N et 76°35'E et qui s'étend vers le sud-est repose sur des roches intrusives granitiques. On sait que les marbres de la ceinture métasédimentaire centrale sont enrichis en zinc (Sangster, 1982). L'enrichissement en uranium correspond vraisemblement à de fortes concentrations de cet élément dans les minéraux accessoires des roches felsiques tels l'apatite, le zircon ou la monazite qu'on trouve dans les roches intrusives granitiques et dans les roches pegmatitiques. D'un autre côté, l'uranium peut être associé aux carbonatites qu'on trouve dans cette partie du sud-ouest du Québec (Hogarth, dans Currie, 1976, p. 132).

Certaines variations de la composition chimique des sédiments d'origine glaciaire peuvent aussi être attribuées à l'altération météorique postglaciaire. Pour mieux connaître les effets de l'altération météorique sur les teneurs en carbonates, on a prélevé, dans des coupes, des échantillons représentant toute la séquence stratigraphique, y compris le solum, dans les endroits où le till était le mieux exposé. Le tableau 1 présente les résultats des mesures des teneurs en carbonates pour certaines coupes dans des sédiments glaciaires riches en carbonates dans le sud-est de l'Ontario. Les résultats indiquent qu'à des profondeurs de moins d'un mètre, le lessivage est intense, peu importe, au départ, la teneur en carbonates du matériel d'origine. En-dessous d'un mètre, l'appauvrissement en carbonates est faible ou nul, même lorsque le till présente des signes d'altération météorique comme un passage du gris au gris-brun, une précipitation des oxydes et la présence de clastes grossièrement cristallisés ayant subi une désagrégation chimique. Au contraire, dans les tills pauvres en carbonates de la région de Thetford Mines, au Québec, où on a étudié avec soin l'altération des tills (Shilts et Kettles, sous presse), le lessivage atteint des profondeurs plus grandes (plus de 2 m et souvent jusqu'à 4 m).

L'influence de l'altération météorique sur la teneur en carbonates des sédiments glaciaires semble dépendre surtout des caractéristiques originelles des éléments qui les constituent. Dans la région de Thetford Mines, qui fait partie des hautes terres appalachiennes, les teneurs originelles en carbonates des sédiments glaciaires sont faibles (équivalent en $CaCO_3$ de 4 %) si on les compare aux concentrations rencontrées dans la partie orientale de l'arche de Frontenac où elles sont fréquemment supérieures à une teneur équivalente en $CaCO_3$ de 15 %. Dans l'État de New York, Merritt et Muller (1959), dans une recherche sur la profondeur atteinte par le lessivage dans le till, ont découvert qu'il existe, pour le till, des seuils critiques de teneur en carbonates au-delà desquels le pouvoir neutralisant augmente d'une façon disproportionnée. En outre, dans la région de Thetford Mines, on trouve en abondance, dans la matrice du till, des fragments de pyrite visibles à l'oeil nu. On croit que les vitesses de lessivage augmentent lorsque l'acide sulfurique, un produit de la décomposition de la pyrite et d'autres sulfures, réagit avec les autres sulfures et les carbonates du sol (Levinson, 1974, p. 77). Ainsi, dans la région de l'est de l'Ontario, la faible teneur en sulfures et les fortes teneurs en carbonates rencontrées se combinent pour limiter en profondeur le processus de lessivage malgré la texture grossière et la perméabilité des sédiments glaciaires.

Tableau 1. Teneurs en carbonates des échantillons prélevés dans les coupes des secteurs de sédiments glaciaires modérément ou très riches en carbonates, dans le sud-est de l'Ontario. Les teneurs en carbonates sont exprimées en pourcentages d'équivalent en $CaCO_3$.

	teneur équivalente en $CaCO_3$ dans des tills oxydés et non oxydés			
N° d'éch. du till	Endroit, remarques	% $CaCO_3$ (silt et argile)	% $CaCO_3$ (sable)	Profondeur de l'échantillon (m)
SAR 0008 C	Packenham,			
	Ontario;	1,3	3,8	1,0
8 B	8B et 8C, oxydés	14,3	12,6	2,0
8 A		23,3	13,3	2,3
8		24,1	13,9	3,0
SAR 0023 A	till mince fortement oxydé sur	1,4	0	0,5
SAR 0023	un marbre altéré	16,0	10,2	1,5
SAR 0027 K	coupe sur la rivière	0,8	0	1,0
27 J	Madawaska, Burnstown,	14,8	5,3	1,5
27 I	Ontario; carbonates	13,8	5,4	3,0
27 H	secondaires le long des	12,5	5,8	4,5
27 G	racines dans 27I et 27J; 27K,	13,3	5,9	6,5
27 F	très oxydé	14,8	4,5	8,5
27 E		13,8	5,8	10,5
27 D		14,2	5,3	13,0
27 C		14,9	7,9	15,0
27 B		13,3	5,5	18,0
27 A		14,3	4,5	19,7
27		14,8	5,3	21,0
SAR 0033	till oxydé très dérangé	13,4	2,3	1
SAR 0033 A	till	18,6	6,4	2
SAR 0036 B	till oxydé	0,4	0	1,0
SAR 0036 A	till	17,5	10,5	2,0
SAR 0036	till	20,3	10,3	3,0
AR 0001 A	till oxydé	15,9	5,9	1,0
AR 0001 B	till	26,6	6,7	2,0
AR 0001	till	26,3	7,3	2,0
AR 0013 C	till oxydé	13,1	9,1	1,5
AR 0013 B	till non oxydé	21,7	14,5	3,0
AR 0013 A	till non oxydé	21,1	13,1	3,0
AR 0013	till non oxydé	21,8	13,8	3,0
AR 0014 E	till oxydé dans une carrière	18,9	8,3	2,0
AR 0014 D	de marbre	16,3	6,9	3,0
AR 0014 C	till	16,8	8,3	4,0
AR 0014 B	till	15,1	6,9	6,0
AR 0014 A	till	17,3	9,3	7,0
AR 0014	till sur un marbre	17,4	8,8	8,0
AR 0023 B	till	25,6	10,2	0,5
AR 0023	till	31,9	12,6	4,0

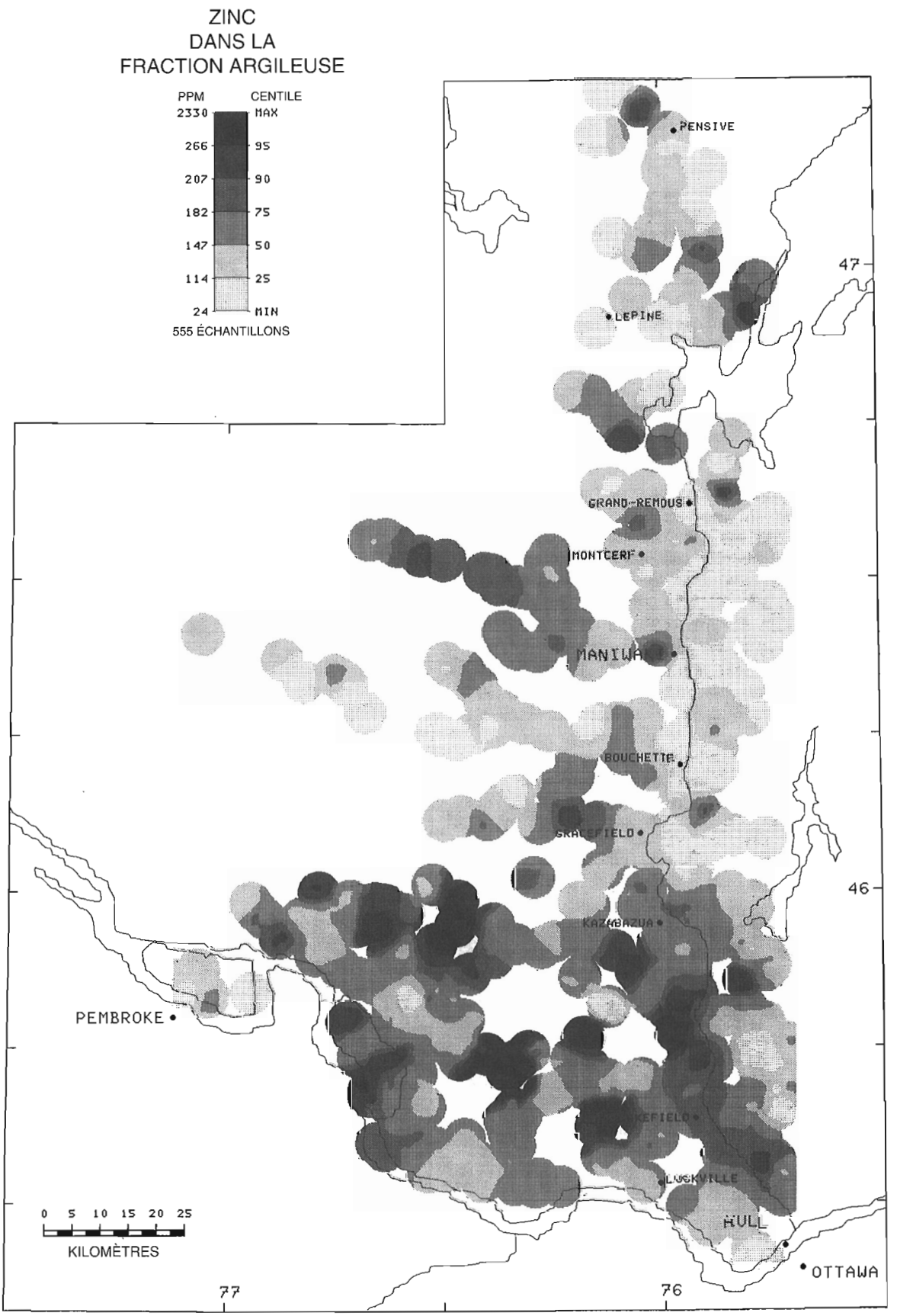


Figure 7. Carte de la distribution du zinc dans la fraction argileuse (<2 µm) du till et des argiles silteuses glaciomarines et glaciolacustres, dans le sud-ouest du Québec.

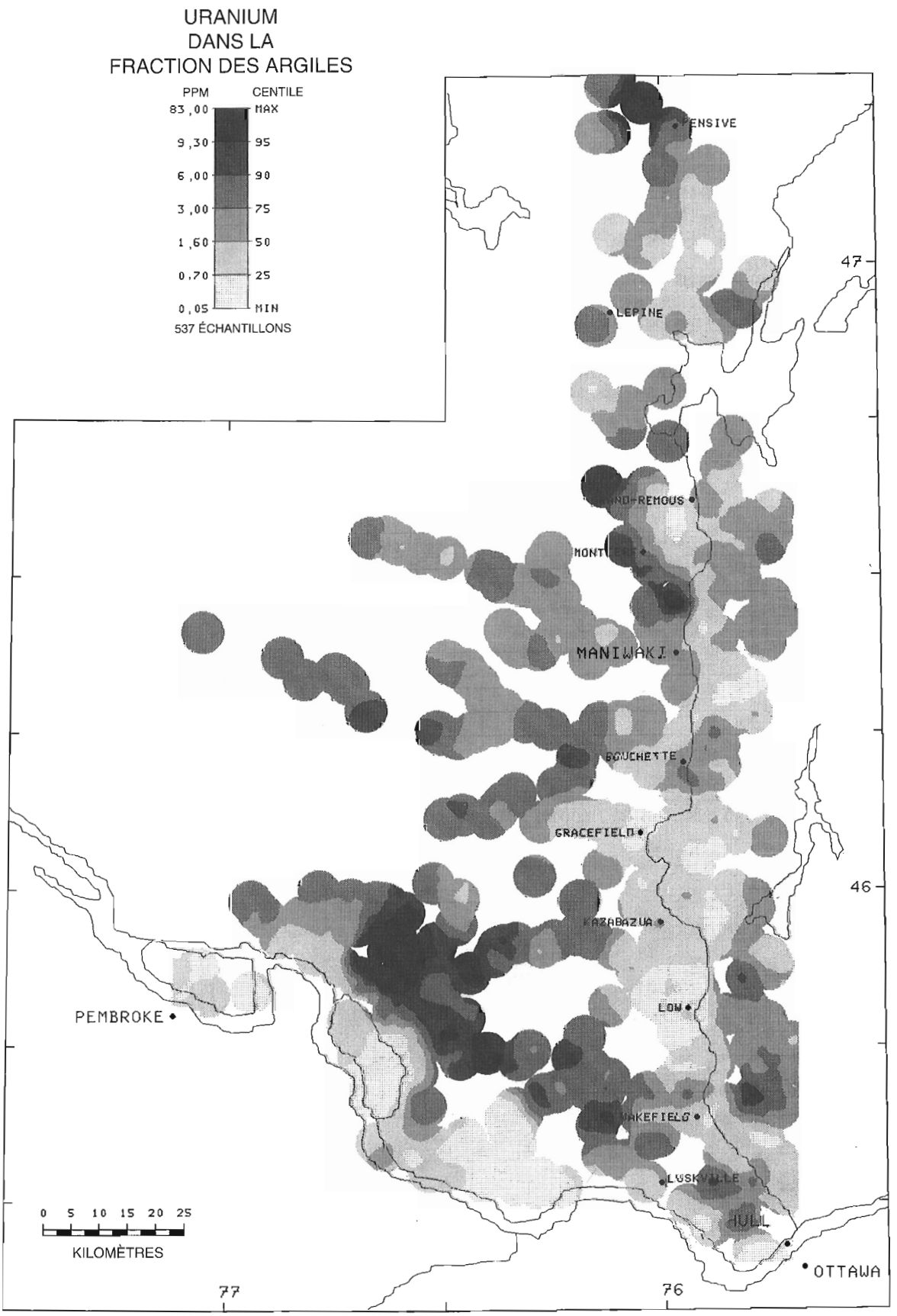


Figure 8. Carte de la distribution de l'uranium dans la fraction argileuse (<2 µm) du till et des argiles silteuses glaciomarines et glaciolacustres, dans le sud-ouest du Québec.

Les teneurs en fer, parfois en manganèse et souvent en d'autres éléments en traces ont tendance à être élevées dans les échantillons de till et dans les autres sédiments d'origine glaciaire qui ont été décrits sur le terrain comme fortement altérés. Une part importante des particules argileuses d'échantillons fortement altérés se compose de minéraux secondaires comprenant principalement des oxydes et des hydroxydes de fer et de manganèse et, probablement, des argiles authigènes. Ces minéraux secondaires sont le produit de la décomposition des sulfures et des silicates (Shilts, 1973). Comme ces minéraux secondaires de la taille des argiles possèdent une forte capacité d'échange cationique en comparaison de la fraction des argiles du till non altéré qui se trouve à proximité, ils enlèvent des cations en solution dans les eaux souterraines. De cette manière, les teneurs en métaux augmentent dans les sédiments altérés au détriment des argiles «glaciaires» primaires des dépôts voisins.

Les variations de la composition chimique des dépôts peuvent aussi s'expliquer par le faciès sédimentaire des échantillons. Des histogrammes de fréquences de la distribution ont été tracés pour chaque élément en traces à partir de données sur des échantillons appartenant à chacun des quatre groupes de sédiments (till, sables et graviers fluvioglaciaires ou de plaine d'épandage ou un mélange des deux, argile silteuse glaciolacustre et argile silteuse glaciomarine). On trouvera à la figure 9, pour chaque région étudiée, les histogrammes du cuivre et du chrome, qui sont représentaifs de la distribution des autres éléments en traces.

Les teneurs en éléments en traces des échantillons prélevés dans les argiles silteuses glaciolacustres et glaciomarines présentent peu de variations en comparaison des teneurs qu'on a observées dans les échantillons de till et de sables ou de graviers fluvioglaciaires ou de plaine d'épandage. Les

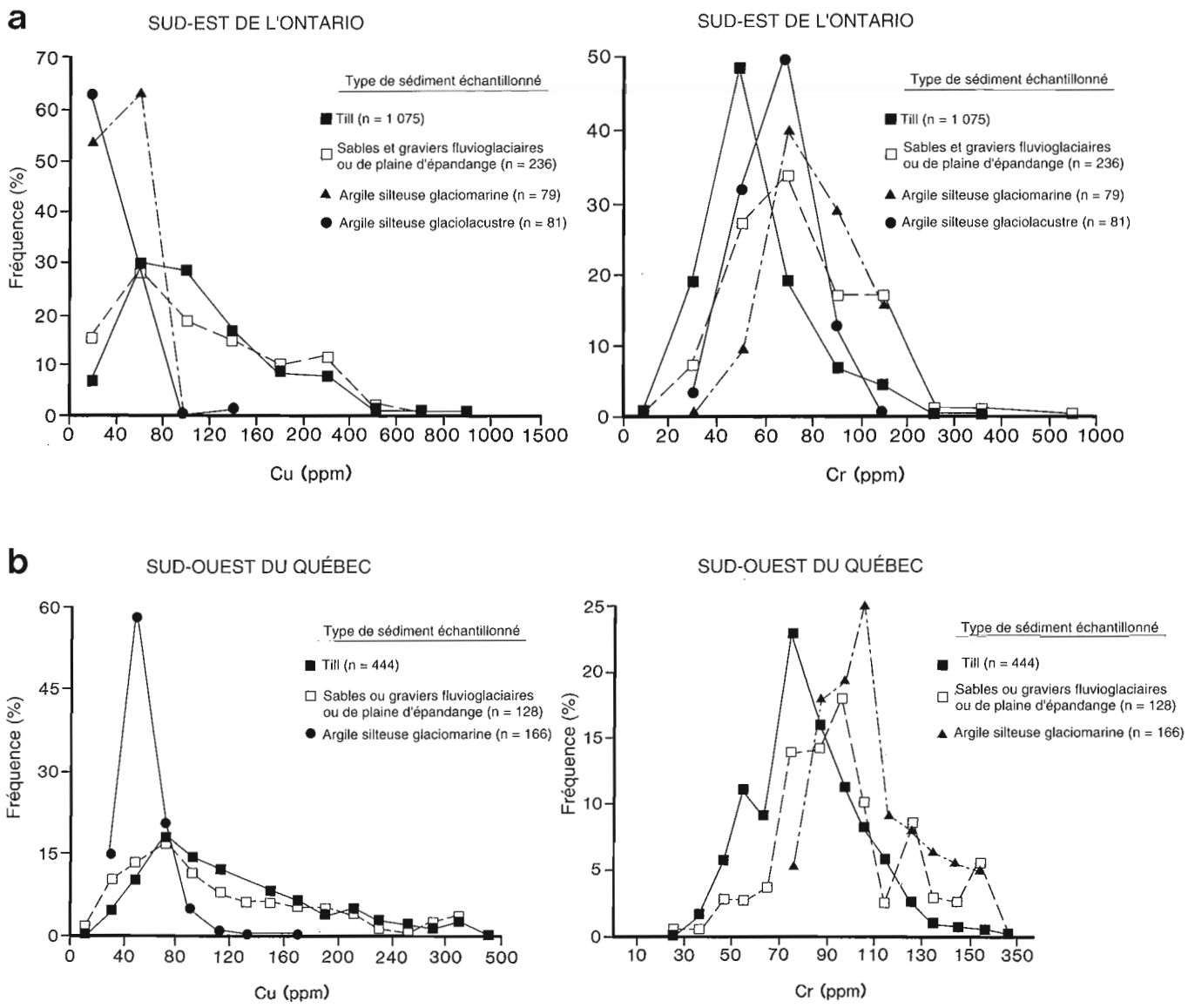


Figure 9. Histogrammes de fréquences du cuivre et du chrome dans la fraction argileuse du till, des sables et graviers fluvioglaciaires ou de plaine d'épandage, et des argiles silteuses glaciomarines ou glaciolacustres; (a) dans le sud-est de l'Ontario, (b) dans le sud-ouest du Québec.

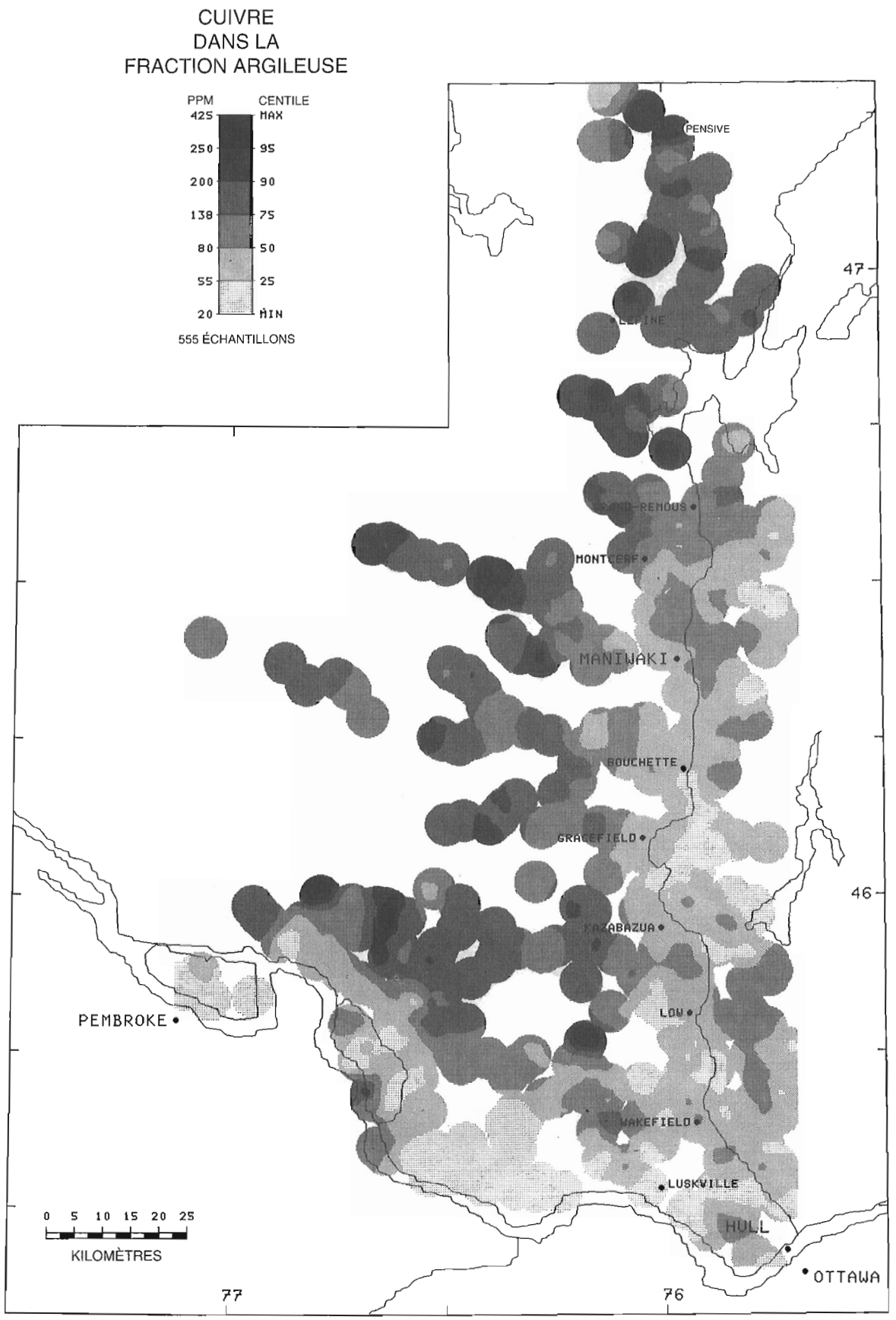


Figure 10. Carte de la distribution du cuivre dans la fraction argileuse (<2 µm) du till et des argiles silteuses glaciomarines et glaciolacustres, dans le sud-ouest du Québec.

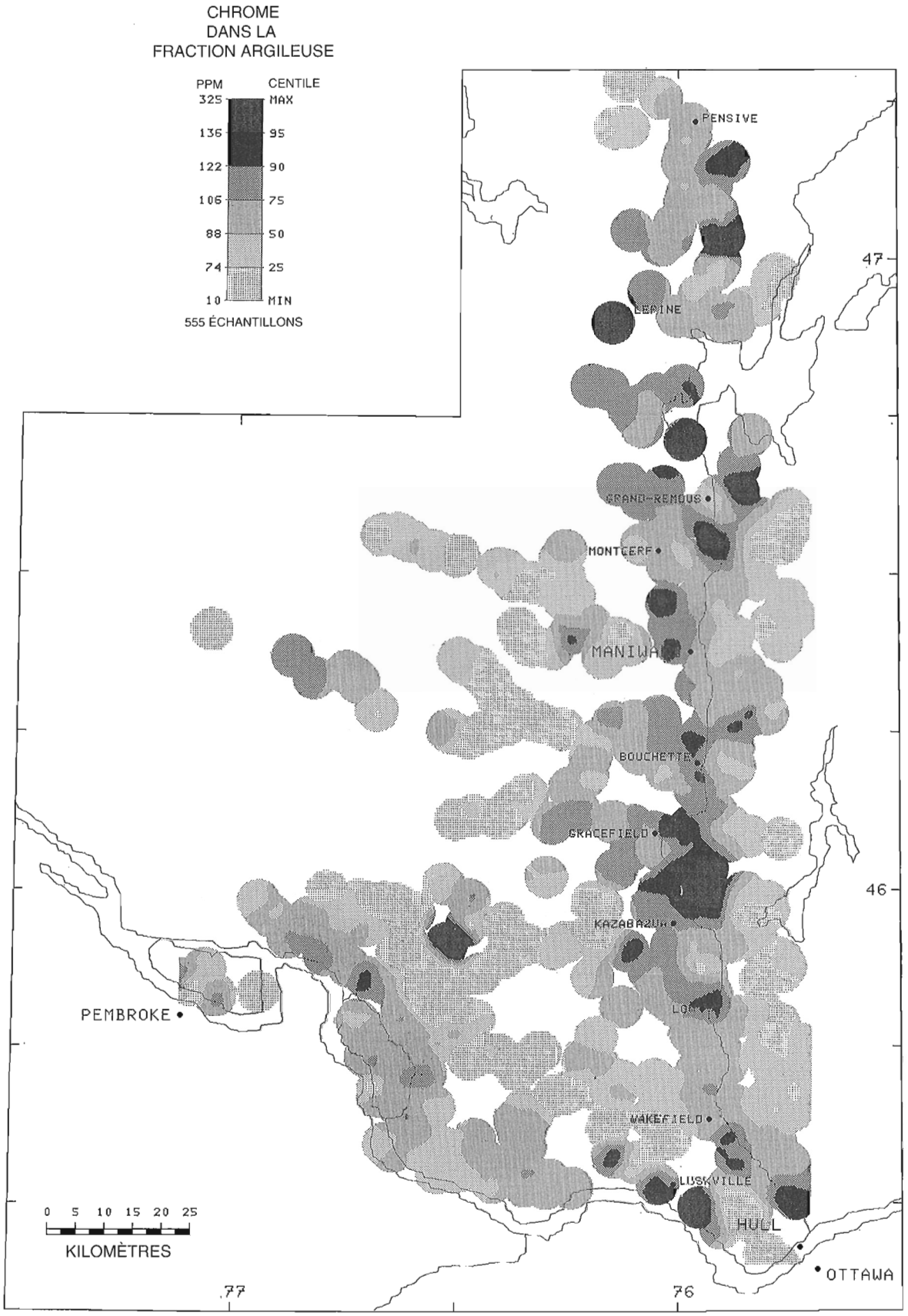


Figure 11. Carte de la distribution du chrome dans la fraction argileuse (<2 µm) du till et des argiles silteuses glaciomarines et glaciolacustres, dans le sud-ouest du Québec.

teneurs en éléments en traces dans les sédiments glaciomarins et glaciolacustres reflètent probablement la composition moyenne de la fraction des argiles de la poussière de roche en suspension dans les eaux de fonte s'écoulant vers les lacs ou les bassins marins. Quant à la poussière de roche, elle provient de plusieurs roches mères de composition lithologique différente et les fragments se mélangent dans les lacs et les mers avant de se déposer dans les vastes secteurs inondés. Par contre, les teneurs des échantillons prélevés dans le till et les dépôts fluvioglaciaires ou de plaine d'épandage présentent de grandes variations qui reflètent la diversité locale des caractères lithologiques du substratum rocheux, soit au point d'échantillonnage, soit en amont glaciaire de ce point.

Les disparités de composition entre les différents types de sédiments sont clairement mises en évidence par la distribution régionale de certains des éléments en traces. Par exemple, les teneurs en cuivre (fig. 10), en uranium (fig. 8) et en cobalt (non illustré) dans la fraction des argiles sont toujours uniformément faibles tandis que les teneurs en chrome (fig. 11) sont toujours uniformément élevées dans les vallées de l'Outaouais et de la Gatineau, dans le sud-ouest du Québec, là où on a surtout échantillonné les dépôts glaciomarins et glaciolacustres. Dans le cas du cuivre (fig. 9b), du cobalt (non illustré) et de l'uranium (non illustré), les échantillons de till et les échantillons de sédiments fluvioglaciaires et de plaine d'épandage présentent des teneurs fort variées mais les moyennes, au niveau desquelles se situent la plupart des teneurs des échantillons de dépôts glaciomarins et glaciolacustres, sont faibles. Au contraire, les teneurs moyennes en chrome des échantillons de tous les types de sédiments se situent à peu près au niveau de la médiane, les échantillons de sédiments glaciomarins et glaciolacustres présentant une moyenne nettement plus élevée. Les teneurs en chrome élevées des sédiments fins reflètent vraisemblablement un enrichissement en chrome dû aux roches mafiques de la vallée du cours supérieur de la Gatineau. On a constaté un enrichissement en chrome semblable dans les argiles marines de la presqu'île de Boothia, dans le district de Keewatin (Shilts, 1980). Dans ce district, l'enrichissement s'explique par la présence, dans les sédiments glaciomarins, de débris provenant de roches supracrustales renfermant de la fuschite qui affleurent à travers toute la région; la présence d'une source de chrome bien définie, dans le sud-ouest du Québec, demeure cependant encore inconnue.

Dans les deux régions étudiées, les courbes de fréquence du cuivre et du chrome (fig. 9), comme d'ailleurs celles de la plupart des éléments en traces, reflètent des relations semblables entre les teneurs et le type de sédiments. Les variations de composition dues à des changements de faciès des échantillons sont beaucoup plus marquées sur les cartes des éléments en traces du sud-ouest du Québec que sur celles du sud-est de l'Ontario. Les argiles silteuses prédominent dans les vallées de l'Outaouais et de la Gatineau, au Québec, comme dans les vallées de l'Outaouais et du Saint-Laurent, dans le sud-est de l'Ontario. Au Québec, cependant, la couverture d'argile silteuse occupe une plus grande superficie et est plus uniforme dans la région étudiée qu'en Ontario et les échantillons d'argile silteuse représentent plus d'un tiers de tous les échantillons prélevés alors que cette proportion tombe à un dixième en Ontario.

La figure 9 montre également que les plus fortes teneurs en éléments en traces au niveau de la fraction des argiles sont plus fréquentes, en moyenne, dans les échantillons de sédiments fluvioglaciaires que dans les échantillons de till. Comme les échantillons de dépôts fluvioglaciaires et de dépôts de plaine d'épandage sont habituellement plus grossiers que le till ou que les autres échantillons, une plus forte proportion des particules de la taille des argiles qui constituent leur matrice est formée de minéraux secondaires résultant de l'altération de minéraux labiles (Shilts, 1973). Comme il est difficile de déterminer dans quelles proportions ces caractères géochimiques sont associés à la roche mère d'une part et à la présence de produits d'altération d'autre part, les données correspondant à ces échantillons n'ont pas été retenues pour dresser les cartes des teneurs.

CONCLUSIONS

Les modèles de distribution des carbonates, des éléments accessoires et des éléments en traces dans les sédiments glaciaires des deux régions étudiées peuvent être associés à un ou plusieurs des facteurs suivants : 1) les effets du transport glaciaire; 2) la composition du substratum rocheux sous-jacent et en amont glaciaire; 3) le faciès sédimentaire des échantillons; et 4) le degré d'altération météorique.

Les modèles de distribution régionale des carbonates et les diverses textures des sédiments glaciaires reflètent surtout l'influence du transport glaciaire. Dans le secteur situé au nord du fleuve Saint-Laurent, dans le sud-est de l'Ontario, l'influence du substratum rocheux sur la composition est partiellement masquée par le caractère exotique des matériaux d'origine glaciaire qui le recouvrent. Ce fait est mis en évidence par les fortes teneurs du till en carbonates provenant des terranes paléozoïques de la vallée de l'Outaouais. Le till riche en carbonates repose sur une variété de roches ignées non calcareuses. Dans le sud-est de l'Ontario et le sud-ouest du Québec, le till pauvre en carbonates renferme moins d'éléments de la taille des silts et des argiles que le till riche en carbonates qu'on trouve au nord du fleuve Saint-Laurent.

Quant aux échantillons prélevés à l'extérieur des secteurs de sédiments glaciaires riches en carbonates, ils n'ont pas été dilués par des débris paléozoïques et leurs teneurs en éléments en traces s'expliquent davantage par la composition moyenne du substratum rocheux sous-jacent que par les effets du transport glaciaire. Néammoins, même dans les secteurs riches en carbonates, les signatures géochimiques du substratum rocheux minéralisé ressortent, quoiqu'elles soient peu marquées dans certains cas. Le fait que la distorsion des signatures géochimiques du substratum rocheux due aux processus glaciaires ne soit pas très importante à l'extérieur de la zone de dispersion des matériaux paléozoïques reflète probablement l'absence de sédiments provenant des terrains cristallins résistants du Bouclier.

Dans certains cas, les changements de composition reflètent les changements de faciès sédimentaire des échantillons. Les teneurs en cuivre, en uranium et en cobalt sont uniformément faibles et les teneurs en chrome, uniformément élevées dans les échantillons de silt et d'argile glaciomarins prélevés dans de vastes secteurs des vallées de l'Outaouais et

de la Gatineau. La géochimie de ces sédiments ne reflète que la composition moyenne de la fraction des argiles de la poussière de roche en suspension dans les eaux de fonte s'écoulant dans le bassin où ils ont été déposés. Par conséquent, leur présence peut, un peu comme dans le cas des débris de carbonates paléozoïques du till, dans le sud-est de l'Ontario, masquer efficacement la composition du till et du substratum rocheux sous-jacents. Ces sédiments présentent donc peu d'intérêt pour l'exploration minérale.

Dans certains secteurs, seuls du sable, du gravier ou du till profondément altéré ont pu être échantillonnés. L'analyse de la fraction des argiles de ces échantillons a révélé qu'un nombre disproportionné d'entre eux présentaient des teneurs élevées pour un ou plusieurs éléments en traces comprenant habituellement le fer et, souvent, le manganèse. On croit que les fortes teneurs en métaux de ces sédiments reflètent la capacités d'échange élevée des produits d'altération météorique qui se sont formés après la phase de dépôt plutôt que la composition minéralogique originelle des sédiments (voir la discussion dans Shilts, 1973). En conséquence, il est difficile d'interpréter les anomalies que présentent ces sédiments. À moins d'évaluer avec soin les données sur les éléments en traces et les autres données réunies pour ces types d'échantillons, il faudrait, autant que possible, éviter d'échantillonner ce type de sédiment.

Les variations chimiques associées aux changements de faciès sédimentaire et au degré d'altération météorique indiquent que, dans toutes les études sur la géochimie des sédiments glaciaires effectuées à des fins d'exploration minérale, il est particulièrement important de choisir avec soin ou d'identifier correctement les types de matériaux à échantillonner et de prélever des échantillons aussi peu altérés que possible. Cette exigence concerne tout spécialement les études plus fouillées. En réduisant au minimum les variations de la composition qui sont associées à l'altération météorique ou aux changements du faciès sédimentaire, il est plus facile d'identifier et de comprendre les fluctuations liées à la provenance des sédiments.

REMERCIEMENTS

De 1980 à 1986, un grand nombre de personnes ont collaboré au prélèvement des échantillons dans les deux régions. Il convient de souligner plus particulièrement la contribution de P.H. Wyatt et de A. Bolduc. D.J. Ellwood et R.K. Burns ont agi comme conseillers pour les cartes et les fichiers informatiques. Les commentaires de J.R. Hill se sont révélés très utiles pendant la première phase de rédaction du manuscrit.

RÉFÉRENCES

Baer, A.J., Poole, W.H., and Sanford, B.V.
1977: Rivière Gatineau Québec - Ontario (Sheet 31), Geological Survey of Canada, Map 1334A.*

Bostock, H.S.
1970: Physiographic subdvisons of Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada, ed. R.J.W. Douglas; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, Chapter 2, p. 9-30, Map 1245A.*

Currie K.L.
1976: The alkaline rocks of Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 239, 228p.

Dadswell, M.J.
1974: Distribution, ecology and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America; National Museum of Natural Sciences, Publication in Zoology, no. 11, 110 p.

DiLabio R.N.W., Rencz, A.N., and Egginton, P.A.
1982: Biogeochemical expression of a classic dispersal train of metalliferous till near Hopetown, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2297-2305.

Foscolos, A.E. and Barefoot, R.R.
1970: A rapid determination of total organic and inorganic carbon in shales and carbonates; Geological Survey of Canada, Paper 70-11, 14 p.

Freeman, E.B. (ed.)
1979: Geological highway map, southern Ontario; Ontario Geological Survey, map 2441.

Gadd, N.R.
1980: Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p.1439-1453.

Hornbrook, E.H.W., Kettles, I.M., and Shilts, W.W.
1986: Geochemistry of aquatic and terrestrial sediment, Precambrian Shield of southeastern Ontario; Water, Air, and Soil Pollution, v. 31, p. 969-979.

Kettles, I.M.
1988a: Reconnaissance geochemical data for till and other surficial sediments, Muskoka region, Ontario: Applications to acid rain research and mineral exploration; Geological Survey of Canada, Open File 1792.
1988b: Reconnaissance geochemical data for till and other surficial sediments, Gatineau and surrounding areas, southwestern Quebec: Applications to acid rain research and mineral exploration; Geological Survey of Canada, Open File 1899.

Kettles, I.M. and Shilts, W.W.
1983: Reconnaissance geochemical data for till and other surficial sediments, Frontenac Arch and surrounding areas, Ontario; Geological Survey of Canada, Open File 947.

Levinson, A.A.
1974: Introduction to exploration geochemistry; Applied Publishing Ltd., Calgary, 612 p.

Merritt, R.S. and Muller, E.H.
1959: Depth of leaching in relation to carbonate content of till in central New York State, American Journal of Science, v. 257, p. 465-480.

Richard, S.H.
1975: Surficial geology mapping; Ottawa Valley Lowlands (parts of 31G, B, F); in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 113-117.

Sangster, A.L.
1982: Geology of the Grenville Province and regional metallogenesis of the Grenville Supergroup; in Precambrian Sulphide Deposits, H.S. Robinson Memorial Volume, eds. R.W. Hutchinson, C.D. Spence, and J.M. Franklin; Geological Association of Canada Special Paper 25, p. 91-125.

Sharpe, D.R.
1979: Quaternary geology of the Merrickville area; Ontario Geological Survey, Report 180, 54p.

Shilts, W.W.
1973: Drift prospecting; geochemistry of eskers and till in permanently frozen terrain, District of Keewatin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 72-45, 34p.
1975: Principles of geochemical exploration for sulphide deposits using shallow samples of glacial drift; Canadian Mining and Metallurgical Bulletin v. 68, No. 757 p. 73-80.
1980: Geochemical profile of till from Longlac, Ontario to Somerset Island, Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 73, no. 822, p. 85-94.
1984a: Potential effects of acid rain on glaciated terrain; in Groundwater as a Geomorphic Agent, ed. R.G. LaFleur; Binghamton Symposia in Geomorphology, no. 13, Allen and Unwin, Boston, p. 135-156.
1984b: Till Geochemistry in Finland and Canada, Journal of Geochemical Exploration, v. 21, p. 95-117.

Shilts, W.W. and Kettles, I.M.
in press: Weathering of sulphide-rich till; in Handbook of glacial Indicator Tracing, eds. R. Kujansuu, and M. Saarnisto; A.A. Balkema, Rotterdam.

Sinclair, I.G.L.
1979: Geochemical investigation of the Clyde River zinc prospect, Lanark County, Ontario; in Geochemical Exploration 1978, eds. J.R. Watterson, and P.K. Theobald; Association of Exploration Geochemists, p. 487-495.

*Publication de la Commission géologique également disponible en français

La géologie du Quaternaire et la recherche de gîtes aurifères dans les domaines de La Ronge et de Flin Flon, en Saskatchewan

J.E. Campbell[1] et B.T. Schreiner[1]

Campbell, J.E. et Schreiner, B.T., La géologie du Quaternaire et la recherche de gîtes aurifères dans les domaines de La Ronge et de Flin Flon, en Saskatchewan; dans La prospection glacio-sédimentaire, sous la direction de R.N.W. DiLabio et W.B. Cooker, Commission géologique du Canada, Étude 89-20, p. 123-137, 1989.

Résumé

La stratigraphie générale du Quaternaire des domaines de La Ronge et de Flin Flon est caractérisée par un till inférieur, recouvert de couches de sable et de gravier ou de silt et d'argile, un till supérieur et des sédiments glaciaires stratifiés au sommet. Le substratum rocheux, le till et les sédiments glaciolacustres sont les faciès les plus répandus en surface. La principale direction d'écoulement glaciaire varie entre 180 et 225°. Une réavancée mineure s'est produite ultérieurement dans une direction de 215 à 240°.

Le till inférieur, le plus étendu, est le matériel d'échantillonnage privilégié tandis que le mince till supérieur discontinu, mis en place lors de la réavancée, est inapproprié. Le Lac glaciaire Agassiz couvrait la plus grande partie du sud-est du bouclier précambrien. Les sédiments du lac qui gisent sous la cote de 427 m nuisent aux levés géochimiques et biogéochimiques de surface. Les tills déposés dans le lac ont été soumis à l'action des vagues et sont souvent remaniés de sorte qu'ils sont impropres à l'échantillonnage.

Dans la région du lac Waddy, le substratum rocheux et le till constituent de 65 à 70% des matériaux de surface et se prêtent à la prospection par des méthodes d'échantillonnage de surface. Le principal obstacle à la prospection glacio-sédimentaire est la présence de sédiments glaciolacustres épais, particulièrement dans le sud-est.

La couverture de matériaux glaciaires dans la région du lac Sulphide est plus mince et moins étendue. Les sédiments de lac glaciaire, eux, sont moins répandus. Par endroits, les tills ont subi une altération météorique ou un remaniement intense, les rendant impropres à la prospection glacio-sédimentaire. La dispersion de l'or dans le till inférieur reflète en général la présence des indices aurifères connus dans cette région.

À l'est du lac Amisk, les sédiments glaciaires sont moins répandus que dans le domaine de La Ronge. La technique la plus efficace pour la prospection glacio-sédimentaire est le sondage du mort-terrain dans les dépressions topographiques qui sont habituellement comblées par du muskeg qui recouvre des sédiments stratifiés.

L'or lui-même est le meilleur indicateur de minéralisation aurifère pour la prospection glacio-sédimentaire de ces régions. La forme des grains d'or et leurs caractéristiques chimiques ressemblent à celles des sources d'or connues. La meilleure façon de définir les traînées de dispersion dans les tills est de procéder à l'analyse des minéraux lourds et au comptage des grains d'or dans des échantillons de till en vrac (4 kg et plus). On recommande l'analyse de la fraction fine (moins de 0,1 mm) des échantillons de till en vrac si l'on veut s'assurer de repérer tout l'or présent.

[1] Saskatchewan Research Council, 15 Innovation Blvd., Saskatoon, Saskatchewan S7N 2X8

Abstract

The general Quaternary stratigraphy for the La Ronge and Flin Flon domains is lower till, overlain by stratified sand and gravel and/or silt and clay, an upper till, and an upper stratified drift. Bedrock, glacial till and glaciolacustrine sediments are the predominant surface deposits. The main ice flow direction was towards 180° to 225°. A minor readvance occurred later with a direction of 215° to 240°.

The more extensive lower till is the preferred sampling medium whereas the thin, discontinuous upper till, deposited by the readvance, is unsuitable. Glacial Lake Agassiz covered much of the southeastern Precambrian Shield. The lake sediments occur below 427 m and are impediment to surface geochemical and biogeochemical surveys. Till deposits within the lake were subjected to wave action and are often reworked, rendering them unsuitable for sampling.

In the Waddy Lake area, bedrock and till constitute 65 to 70% of the surface material and can be prospected using surface sampling methods. The major hindrance to drift prospecting is the presence of thick glaciolacustrine sediments particularly in the southeast.

The drift cover in the Sulphide Lake area is thinner and less extensive. Glacial lake sediments are not as prevalent. In places the tills have undergone extensive weathering and/or reworking, making them unsuitable for drift prospecting. Gold dispersal in the lower till generally reflects known gold occurences in this area.

East of Amisk lake, glacial drift is less prevalent than in the La Ronge Domain. The most useful technique for drift prospecting is overburden drilling in topographic lows which are commonly muskeg-filled and underlain by stratified sediments.

Gold is its own best pathfinder in drift prospecting in these regions. The morphology and chemistry of the gold grains in till ressemble known gold sources. Dispersal trains are best defined by heavy mineral analyses and gold grain counts from bulk till samples (>4 kg). Analysis of the fine fraction (<0.1 mm) of the bulk till samples is recommended to ensure detection of total gold content.

INTRODUCTION

Depuis quelques années, l'intérêt pour la recherche d'or s'est accru dans le nord de la Saskatchewan. Une bonne partie des travaux d'exploration s'est déroulée dans la partie sud-est du bouclier précambrien, entre La Ronge, le lac Reindeer et Flin Flon. Cette région appartient aux domaines de La Ronge, de Kisseynew, de Glennie Lake et de Flin Flon (fig. 1). Comme les sédiments glaciaires recouvrent plus de 50 % de cette région, les méthodes de prospection géochimique de surface comme la prospection biogéochimique et l'échantillonnage du mort-terrain font partie intégrante de tout programme d'exploration. Le choix et l'efficacité d'une méthode de prospection géochimique dépendent dans une large mesure de la nature du mort-terrain. Par conséquent, tout programme de recherche sur la géochimie des terrains de surface doit reposer sur une bonne connaissance de la géologie du Quaternaire.

La cartographie régionale de la géologie du Quaternaire du sud-est du bouclier était un des volets d'un programme de sondage et de cartographie de reconnaissance dont l'exécution a été assurée par le *Saskatchewan Research Council* (SRC) pour toute la partie du bouclier précambrien qui se trouve en Saskatchewan (Schreiner, 1984). Les résultats, publiés à l'échelle de 1/250 000, constituent un cadre de référence régional illustrant la direction de l'écoulement glaciaire, les dépôts de surface, la stratigraphie, l'histoire glaciaire et la superficie approximative du Lac glaciaire Agassiz. Les renseignements fournis ne sont toutefois pas suffisamment détaillés pour répondre aux besoins de l'exploration.

Pour aider à combler cette lacune, le SRC a effectué des recherches à trois endroits (fig. 2) : au lac Waddy (Campbell, 1986), au lac Sulphide (Campbell, 1987a) et au lac Amisk (Campbell, 1987b). Les deux premiers endroits appartiennent au domaine de La Ronge et le dernier, à celui de Flin Flon. Les endroits choisis représentent bien la géologie du Quaternaire de ces régions et sont une source d'information sur les matériaux, la stratigraphie, le matériel à échantillonner, la distribution de l'or et sur d'autres questions d'importance pour la prospection glacio-sédimentaire. On a dressé la carte de la géologie de surface de chaque endroit à l'échelle de 1/20 000. En même temps, dans le cadre d'un programme sur la géochimie du till, on a prélevé des échantillons de till en vrac (6 à 9 kg) pour fins d'analyse géochimique de la fraction fine (inférieure à 0,1 mm) et de la fraction des minéraux lourds; on a aussi réuni des données sur les grains d'or.

Ces données, s'ajoutant aux résultats du programme de cartographie régionale, permettent de comparer la géologie du Quaternaire et la géochimie des tills des régions étudiées et d'en dégager la signification pour la prospection glacio-sédimentaire appliquée à la recherche de gîtes aurifères.

GÉOLOGIE RÉGIONALE DU QUATERNAIRE

La faible épaisseur des sédiments glaciaires et la stratigraphie glaciaire semblent indiquer que la dernière avancée de l'inlandsis, au Wisconsinien, a fait disparaître bon nombre de traces et de dépôts laissés par les glaciations précédentes. On considère donc que la plupart des sédiments glaciaires et des

indicateurs d'écoulement glaciaire remontent au Wisconsinien supérieur (Schreiner, 1984). La figure 3 illustre la distribution générale des dépôts de surface à travers la partie sud-est du bouclier précambrien. Les tills peu épais et les affleurements du substratum rocheux occupent de 45 à 70 % de la superficie et on trouve des sédiments glaciolacustres du Lac glaciaire Agassiz sur 30 à 50 % du territoire (Sopuck et al., 1986). Les matériaux fluvioglaciaires représentent moins de 5 % des dépôts de surface. Quant au reste du territoire, il a été placé dans la catégorie des terrains organiques. L'épaisseur des sédiments glaciaires est habituellement inférieure à 5 m si on excepte les dépôts du Lac glaciaire Agassiz dont l'épaisseur peut dépasser 20 m, surtout dans l'est, là où ils prédominent. Ces mesures ont été prises dans des trous de sondage à la tarière percés à travers toute la région (Schreiner, 1984; Campbell, 1986, 1987a, b). Même si les dépôts fluvioglaciaires représentent moins de 5 % des matériaux de surface, un placage irrégulier de sable masque le till sur une portion plus importante du territoire.

Directions d'écoulement glaciaire

L'écoulement glaciaire dominant se faisait vers le sud-ouest, dans une direction variant de 180 à 225°. À quelques endroits, des stries plus fines, moins prononcées, recoupent un ensemble de stries plus anciennes dans une direction de 215 à 245°. L'origine des stries tardives n'est pas évidente; on croit qu'elles sont dues à une réavancée mineure d'un petit lobe glaciaire dans le bassin du Lac glaciaire Agassiz (Schreiner

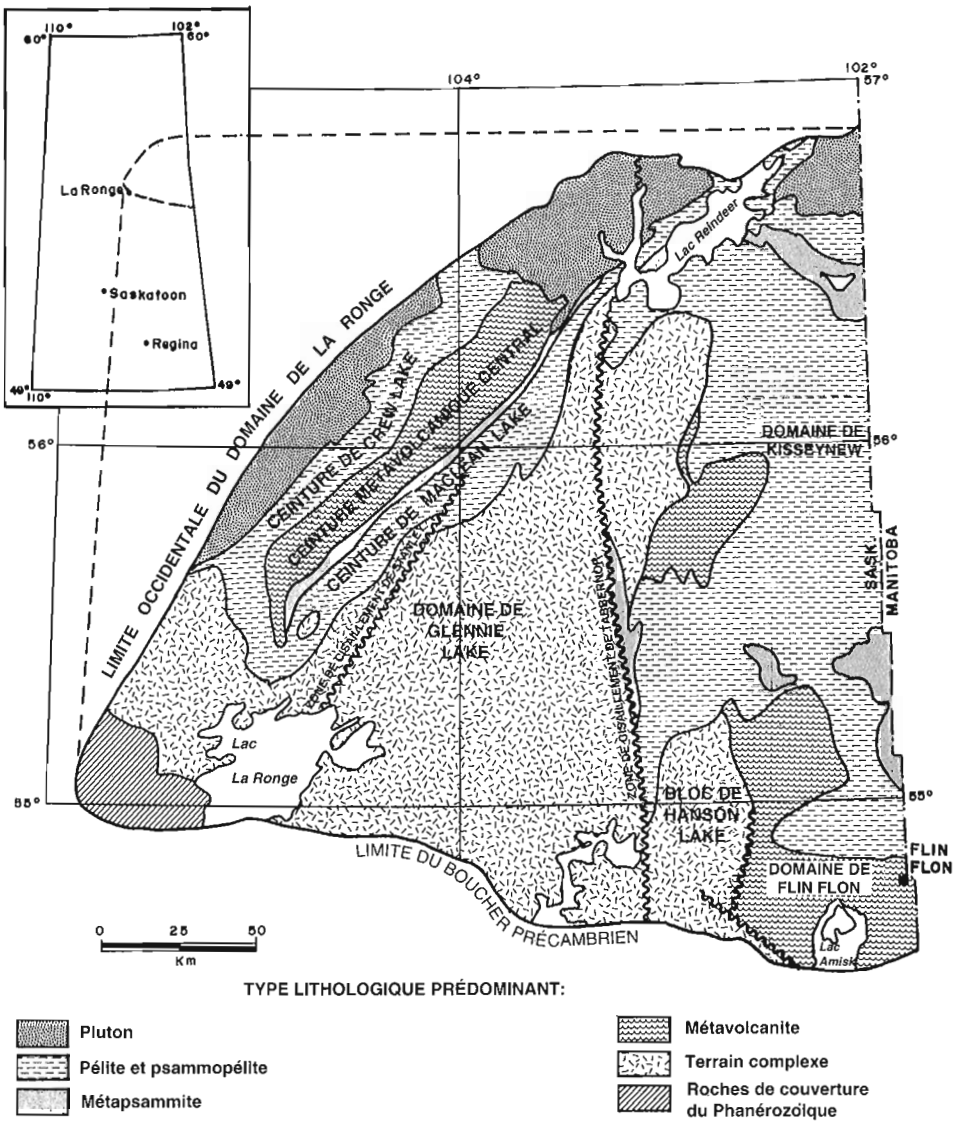


Figure 1. Carte de localisation de la partie sud-est du bouclier précambrien en Saskatchewan et géologie générale du substratum rocheux. L'expression «terrain complexe» comprend des unités de roches plutoniques et supracrustales. Les plutons représentent environ 40 % de la ceinture métavolcanique centrale. Le domaine de La Ronge comprend tous les terrains situés à l'ouest de la zone de cisaillement de Stanley et son prolongement septentrional. (Modifié de Schreiner, 1986)

et Alley, 1975). Autour du lac Reindeer, des stries, rares mais remarquables, ont une orientation variant d'ouest à nord-ouest (Johnston, 1978) et des stries d'orientation est-ouest en recoupent d'autres dans la partie centrale du domaine de La Ronge (Schreiner, 1984). On ne connaît pas l'âge relatif de ces stries mais Johnston est d'avis qu'elles sont plus anciennes que l'écoulement de direction sud-ouest, tout en étant d'âge wisconsinien. Les variations locales sont attribuées à des déviations de l'écoulement dues à des irrégularités du substratum rocheux.

Dans le domaine de La Ronge, la direction d'écoulement glaciaire est habituellement parallèle à subparallèle à la fabrique tectonique du substratum rocheux (fig. 3). Cela a plusieurs conséquences pour l'exploration minérale. Les traînées de dispersion glaciaire connues ont tendance à être longues et étroites, à l'image d'une topographie en crêtes et sillons s'allongeant parallèlement à la direction de l'écoulement glaciaire (Sopuck et al., 1986). Il peut y avoir chevauchement des traînées de dispersion, ce qui complique la recherche de l'origine des zones minéralisées.

Modelé proglaciaire

Le Lac proglaciaire Agassiz a recouvert une bonne partie du sud-est du bouclier précambrien (Schreiner, 1983). Au fur et à mesure que le glacier s'est retiré, le Lac Agassiz a inondé les régions basses jusqu'au lac Reindeer, au nord, et jusqu'à l'extrémité ouest du domaine de La Ronge. La superficie minimale du lac correspond à peu près à l'espace occupé par les sédiments glaciolacustres (fig. 3). Ces derniers sont également communs sous les tourbières oligotrophes et les lacs, à une altitude inférieure à celle des plus hautes plages (habituellement 427 m), et dans les dépressions topographiques de secteurs où, selon la carte, prédominent le till et le substratum rocheux.

L'épaisseur des dépôts glaciolacustres est un obstacle majeur à la prospection géochimique en surface. Dans le bassin occupé par le Lac glaciaire Agassiz, le till, remanié sous l'action des vagues, n'est souvent d'aucun intérêt pour la prospection glacio-sédimentaire.

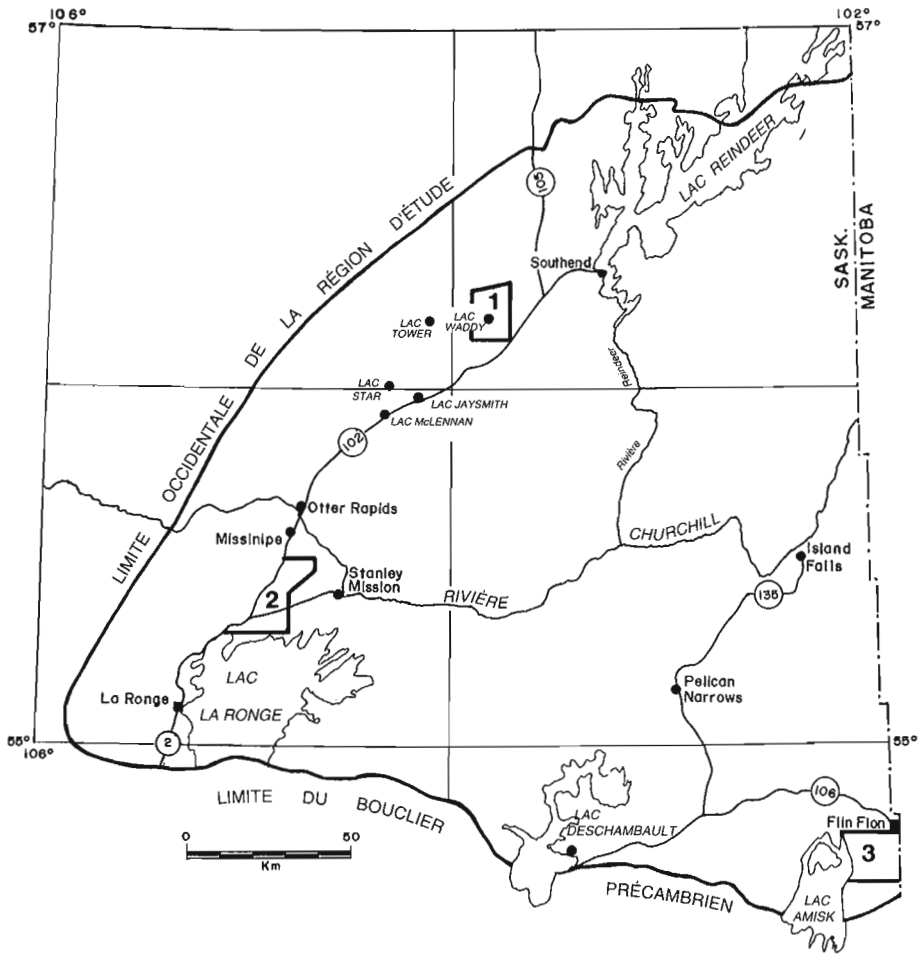


Figure 2. Carte de localisation des régions étudiées : lac Waddy (1), lac Sulphide (2) et lac Amisk (3). La position des coupes illustrées à la figure 4 (lac Jaysmith et lac Deschambault) est également indiquée. (Modifié de Schreiner, 1986)

Stratigraphie des sédiments glaciaires

La séquence stratigraphique générale du Quaternaire a été établie à partir de renseignements tirés de 90 trous faits à la tarière et de 11 autres forés avec un appareil rotasonique le long des routes de la région, dans des tranchées routières et dans des excavations, ou à partir de levés géochimiques du mort-terrain (Campbell 1986, 1987a, b; Schreiner, 1984). La stratigraphie comprend les dépôts suivants : 1) till inférieur; 2) séquence stratifiée de sable et gravier ou silt et argile, ou de tous ces matériaux à la fois; 3) till supérieur; 4) sédiments glaciaires supérieurs stratifiés. Le till inférieur est étendu et repose habituellement sur le substratum rocheux. Le till supérieur et les dépôts stratifiés n'ont été rencontrés qu'à quelques endroits mais ils sont étendus. La figure 4 illustre la stratigraphie des deux coupes types et la figure 2 indique les endroits d'où elles proviennent. On traite plus à fond de la stratigraphie dans Schreiner (1984, 1986) et dans Sopuck et al. (1986).

La composition lithologique du till inférieur reflète les variations locales que présente le substratum rocheux, ce qui en fait le meilleur matériel d'échantillonnage. Le till supérieur, mince et discontinu, déposé lors d'une réavancée, a incorporé des sédiments des dépôts sous-jacents et il n'est pas représentatif du substratum rocheux local.

Les sols

Les sols les plus communs dans la partie sud-est du Bouclier sont les sols brunisoliques, les sols luvisoliques et, dans une moindre mesure, les sols podzoliques qui se sont développés sur les hautes terres bien drainées (Canada Soil Survey Committee, 1978). On ne trouve les sols gleysoliques et organiques que dans les secteurs mal drainés où ils sont associés à des dépôts de tourbe. On trouve les sols régosoliques dans les secteurs instables, comme les zones de glissement, ou de sédimentation récente, comme les plaines inondables.

Les descriptions qui suivent s'inspirent de descriptions plus détaillées d'Acton et Padbury tirées de Schreiner (1986). Les brunisols sont les sols les plus répandus; ils se sont surtout développés sur les dépôts fluvioglaciaires et les tills les plus perméables. Les principales caractéristiques de ces sols sont la présence d'un horizon Ae faiblement à bien développé,

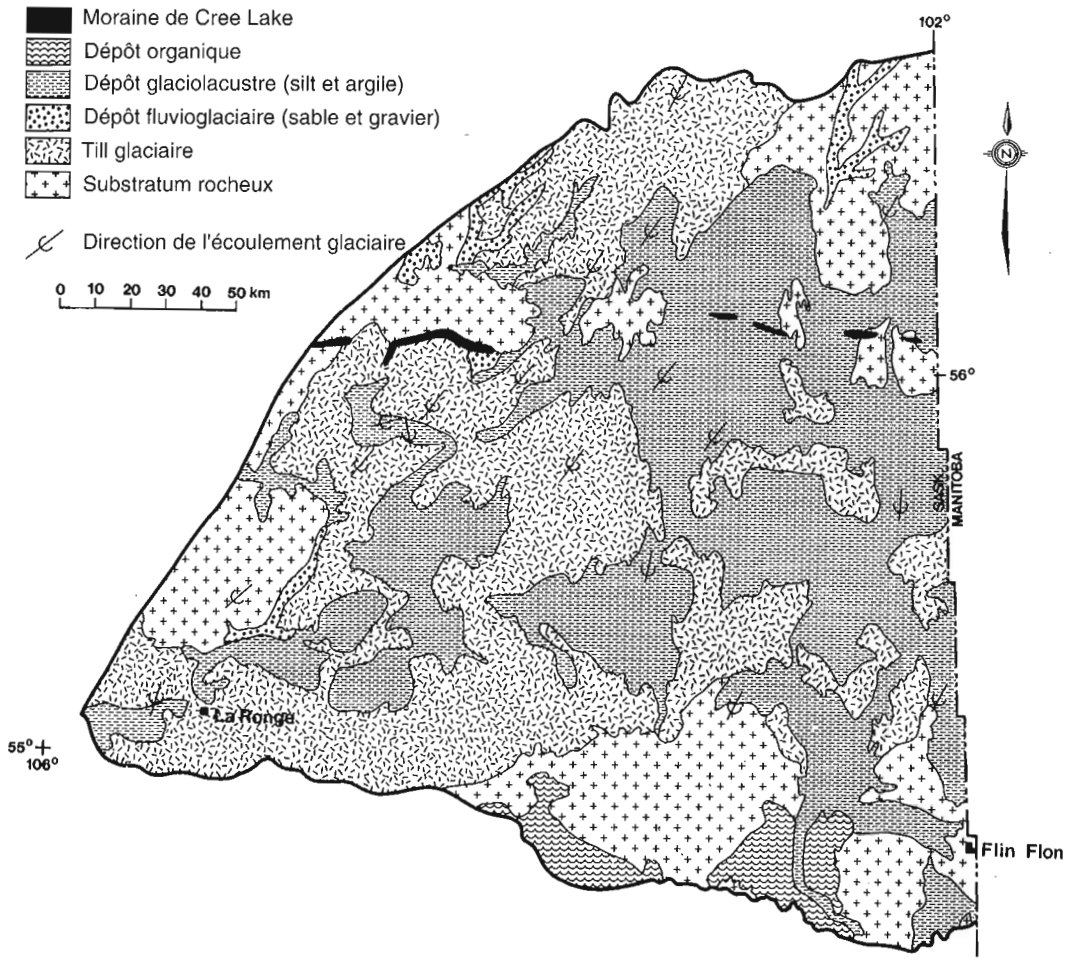


Figure 3. Géologie des dépôts de surface du sud-est du bouclier précambrien. Seuls sont représentés les matériaux dominants. (Modifié de Schreiner, 1986)

selon le degré de lessivage, et d'un horizon B sous-jacent ne présentant aucun signe net d'accumulation de produits d'altération météorique.

Les sols luvisoliques se sont développés pour la plupart sur du silt et de l'argile glaciolacustres. Dans ces sols, on trouve une litière forestière humifiée (L-H), une couche de matière organique (AH) mince, parfois absente, et un horizon d'accumulation de l'argile (Bt).

Les sols podzoliques se sont développés sur du till bien drainé et sur des dépôts fluvioglaciaires. Dans ces sols, une litière forestière (L-H) recouvre un horizon éluvié (Ae) bien développé. L'horizon B est enrichi en colloïdes de fer et d'aluminium et renferme peu de matière organique. Ce type de sol est rare dans cette partie du bouclier.

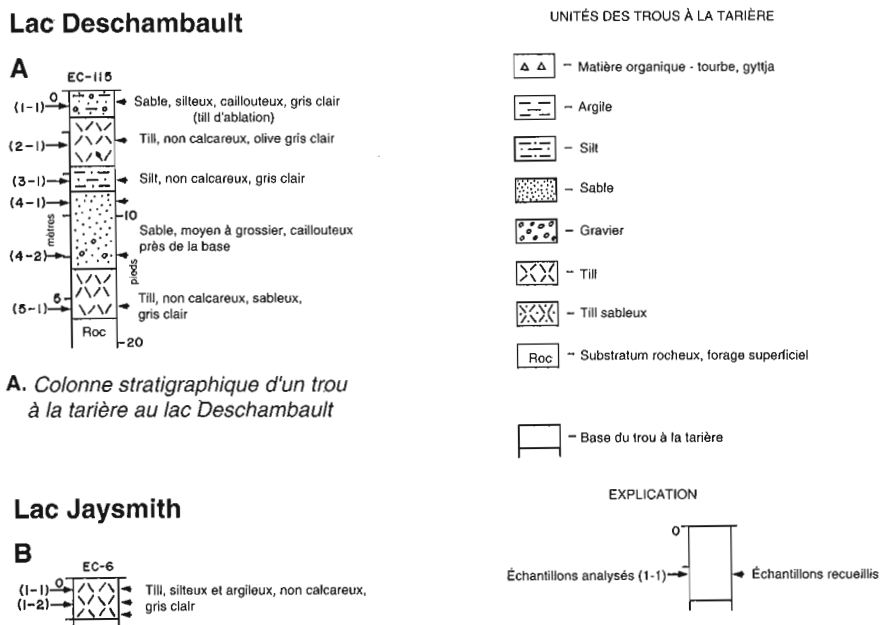
RÉGION DU LAC WADDY

Géologie du Quaternaire

La figure 5 illustre la répartition des dépôts de surface dans la région du lac Waddy. La direction de l'écoulement glaciaire varie habituellement de 190 à 192° et, à la limite, de 188 à 205°. Dans la région étudiée, on n'a pas trouvé de stries qui se recoupent. Exception faite de la faille de Byers, la direction de l'écoulement glaciaire est presque parallèle à la direction tectonique régionale. Les sédiments glaciaires sont assez épais et étendus; leur épaisseur moyenne est de 5 m et ils couvrent environ 70 % du territoire. Les dépôts sont constitués de 35 à 40 % de till, de 15 à 20 % de sédiments glaciolacustres, de moins de 5 % de sédiments fluvioglaciaires et de moins de 10 % de matière organique.

Deux unités de till ont été reconnues dans la région du lac Waddy. Le till supérieur est mince (moins d'un mètre) et discontinu. Cette unité a été retrouvée à neuf endroits où elle surmontait des sédiments lacustres. Il s'agit d'un till très argileux, brun, oxydé et renfermant peu de clastes. Les clastes sont plus arrondis que ceux qu'on trouve dans le till inférieur, comme c'est le cas au lac Jaysmith (fig. 4). Ce till a été mis en place pendant une réavancée mineure du glacier dans le bassin du Lac Agassiz comme le révèle la présence de sédiments lacustres dans la matrice du till.

Le till inférieur est le till le plus commun dans la région. Son épaisseur est en général inférieure à quatre mètres. Ce till est habituellement compact et gris verdâtre (couleur due à l'incorporation de fragments de roches volcaniques intermédiaires à mafiques). Il renferme beaucoup de granules et de 30 à 50 % de clastes anguleux à subanguleux, noyés dans une matrice silto-sableuse (fig. 6). Le till inférieur, déposé à la semelle du glacier, reflète les caractères lithologiques du substratum rocheux local et son transport s'est fait sur moins



A. *Colonne stratigraphique d'un trou à la tarière au lac Deschambault*

B. *Colonne stratigraphique d'un trou à la tarière au lac Jaysmith*

Figure 4. Coupes stratigraphiques : till recouvrant des sédiments lacustres et fluviatiles qui reposent sur un till plus ancien. Voir la position des coupes à la figure 2. (Modifié de Schreiner, 1984).

de 800 m (Campbell, 1986). On le considère donc comme le meilleur matériel à échantillonner aux fins de prospection glacio-sédimentaire. À plusieurs endroits, on a remarqué que ce till présentait un faciès de till d'ablation sableux. Ce till n'a été remanié sous l'action des vagues que dans le bas des versants et, habituellement, sur moins d'un mètre; en dessous, il est intact.

Les sédiments du Lac glaciaire Agassiz sont surtout constitués de silt argileux à sableux (Schreiner, 1983). La région du lac Waddy coïncide avec la limite ouest de ce lac. Les sédiments glaciolacustres sont étendus mais discontinus; leur épaisseur varie considérablement (de moins d'un mètre à plus de vingt mètres) comme l'indiquent la carte de la géologie de surface et les résultats des forages. La majorité des sédiments lacustres se trouve en dessous de la cote de 427 m mais on peut en trouver jusqu'à celle de 439 m. Le plus haut niveau connu atteint par les eaux du lac est indiqué par une plage de galets qui se trouve à une altitude de 457±7 m. Les dépôts lacustres ne sont épais que dans le sud-est de la région et dans les dépressions topographiques (fig. 5).

Présence d'or dans le till

Depuis les années 60, on sait qu'il y a de l'or dans le till de la région du lac Waddy (Averill et Zimmerman, 1986). Les résultats des analyses géochimiques et de l'analyse des minéraux lourds des échantillons de till inférieur reflètent la présence d'indices aurifères connus et d'autres indices qu'on n'avait pas encore découverts (Campbell, 1986).

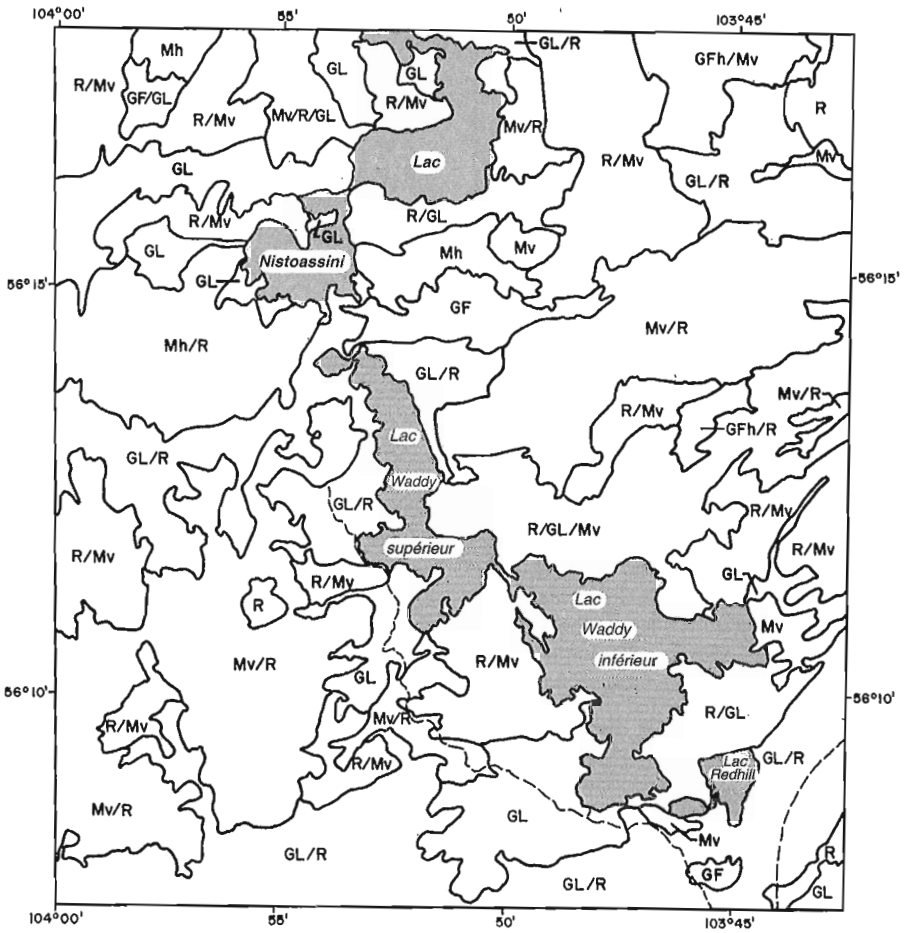
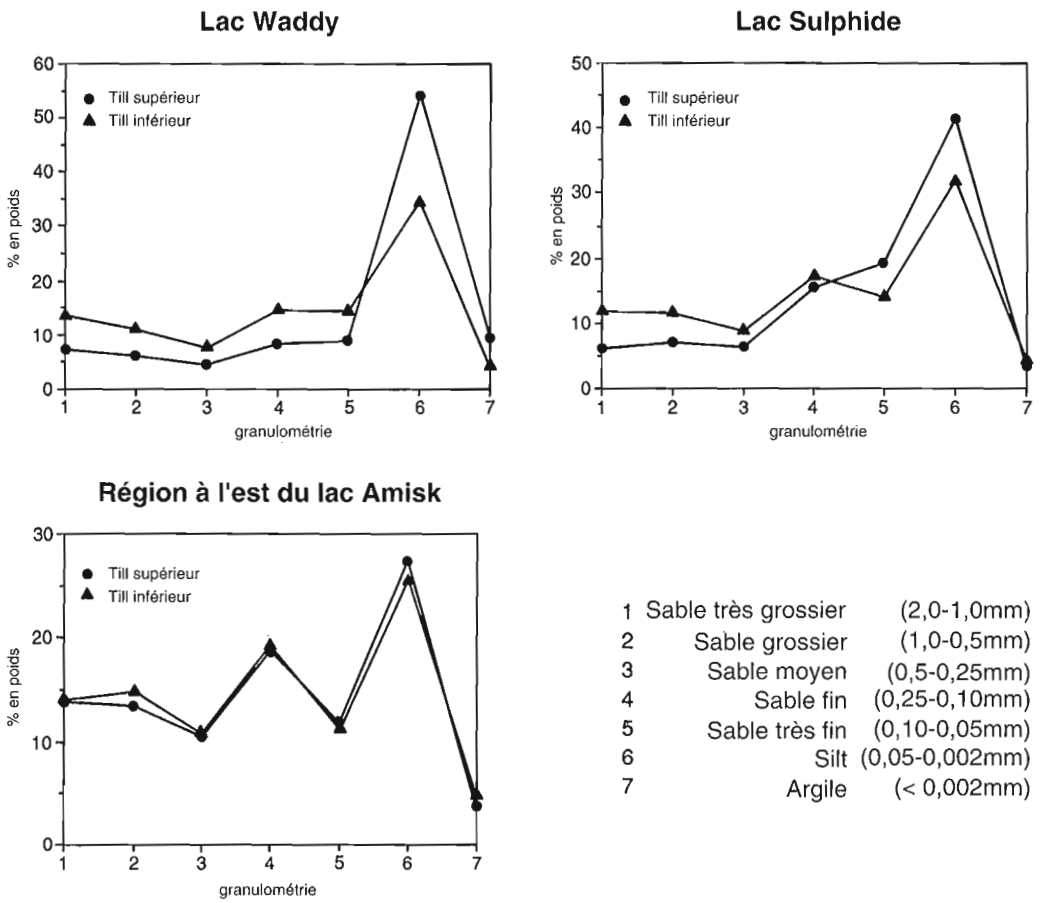


Figure 5. Géologie générale des dépôts de surface de la région du lac Waddy.

Quarante-et-un pour cent des échantillons analysés contenaient de l'or. Étant donné la présence de nombreux indices d'or, le seuil d'anomalie, pour le till inférieur, est élevé, soit 40 ppb (fraction inférieure à 0,1 mm) dans la région située juste à l'ouest du lac Waddy. Si on excepte cette population anomale, le seuil d'anomalie d'or tombe à 20 ppb (fraction inférieure à 0,1 mm). Le comptage des grains d'or a donné des résultats variant de 0 à 300 avec un seuil d'anomalie de 10 grains d'or par échantillon de till en vrac. Soixante-quinze pour cent des grains sont de forme irrégulière à délicate selon la classification établie par S.A. Averill de la société *Overburden Drilling Management Ltd.* La dimension des grains d'or varie de moins de 50 µm à plus de 1 500 µm; 70 % des grains appartiennent à la fraction inférieure à 20 µm et seulement 3 %, à la fraction supérieure à 500 µm. L'or semble être associé à la fraction sable fin et silt du till.

Le till renferme des grains d'or fins correspondant, par leur dimension, au type de minéralisation qu'on trouve dans la région. Malgré la faible corrélation qui existe entre les teneurs en or de la fraction fine et celles des minéraux lourds, l'analyse de l'une ou l'autre des fractions a révélé la présence d'or dans de nombreux échantillons de till. Cependant, pour un certain nombre d'échantillons, seule la fraction fine présente des teneurs anomales. Cela est probablement dû au type de minéralisation (or en grains fins) ou à la perte de l'or lié à d'autres minéraux lorsqu'on procède à la séparation des



		Waddy	Sulphide	Région à l'est du lac Amisk
Till supérieur	Sable	36,2	54,8	68,6
	Silt	54,3	41,7	27,7
	Argile	9,5	3,5	3,7
Till inférieur	Sable	61,5	63,8	69,5
	Silt	34,5	31,9	25,7
	Argile	4,0	4,3	4,8

Figure 6. Textures du till : distribution granulométrique moyenne des matrices de till dans chaque région étudiée; les mesures sont en pourcentage du poids total.

minéraux lourds (Sopuck et al., 1986). Selon les recherches géochimiques, minéralogiques et lithologiques effectuées jusqu'à présent, l'or est encore le meilleur indicateur de minéralisation aurifère (Averill et Zimmerman, 1986; Harper, 1984, 1985; Mellinger, 1986).

De nombreuses données ont été réunies sur des traînées de dispersion dans le till inférieur de cette région. La zone aurifère EP a été découverte en suivant, sous les sédiments lacustres, la composante aurifère du till inférieur rapportée à la traînée de Riddle (Averill et Zimmerman, 1986). L'analyse d'échantillons de till en vrac prélevés dans la région des lacs Star et Tower révèle les limites, en surface, de traînées de dispersion s'allongeant vers l'aval glaciaire depuis les sources connues (Sopuck et al., 1986).

Problèmes liés à la prospection glacio-sédimentaire

Comme le substratum rocheux et le till d'origine locale occupent de 65 à 70 % de la surface dans la région du lac Waddy, les méthodes d'échantillonnage en surface ont donné de bons résultats. Il existe cependant plusieurs problèmes. Les traînées de dispersion étroites peuvent se chevaucher parce que la direction des zones minéralisées est parallèle à l'écoulement glaciaire et elles peuvent passer inaperçues si les points d'échantillonnage sont trop distancés. Lorsqu'on interprète les résultats des analyses géochimiques, il faut songer à la possibilité de sources multiples.

La présence d'un till supérieur et de dépôts lacustres vient compliquer l'échantillonnage en surface et l'interprétation des données géochimiques. Malgré que le till supérieur soit discontinu, son identification, s'il y en a, est indispensable à la qualité de l'échantillonnage. Sur 15 à 20 % du territoire, les techniques d'exploration en surface devront tenir compte de la présence de silt et d'argile glaciolacustres, en particulier dans le secteur situé au sud-est du lac Waddy où l'épaisseur de ces dépôts dépasse 20 m. La présence de sédiments lacustres est le principal obstacle à la recherche d'or dans la région. Presque tous les prospects aurifères découverts jusqu'à maintenant se trouvent au-dessus de 427 m d'altitude (Sopuck et al., 1986). La seule exception est la zone aurifère EP, près du lac Round, qui est sous-jacente aux dépôts lacustres (Averill et Zimmerman, 1986). On trouve dans la région un mince placage de sable discontinu. Il n'est pas associé au till sous-jacent et ne présente aucun intérêt pour la prospection glacio-sédimentaire. Il a souvent été retenu comme principal matériel d'échantillonnage de l'horizon B des sols. Comme cette région est facile d'accès, le creusage à l'aide d'une pelle rétrocaveuse et le forage du mort-terrain sont des façons rentables d'échantillonner les terrains.

RÉGION DU LAC SULPHIDE

Géologie du Quaternaire

La distribution des matériaux de surface est illustrée à la figure 7. Le substratum rocheux occupe de 30 à 35 % du territoire; le till, de 30 à 35 %; les sédiments glaciolacustres, de 15 à 20 %; les sédiments fluvioglaciaires, moins de 10 %; et les dépôts de matière organique, moins de 10 %. Dans cette région, la vigueur du relief est forte, ce qui donne une topographie accidentée qui se reflète dans la géologie quaternaire. Sauf dans les secteurs bas, les sédiments glaciaires sont minces et moins étendus que dans la région du lac Waddy. L'épaisseur moyenne des sédiments glaciaires est inférieure à quatre mètres mais le forage du mort-terrain révèle que leur épaisseur peut dépasser treize mètres dans les dépressions topographiques.

Des stries entrecroisées révélant deux directions d'écoulement glaciaire ont été observées à quatre endroits; la direction des stries les plus anciennes varie de 190 à 218° et celle des autres, de 212 à 240°. La direction de l'écoulement varie le plus souvent de 212 à 218°; cette direction correspond à la dernière grande avancée glaciaire au Wisconsinien supérieur. La direction de l'écoulement glaciaire est subparallèle à la direction tectonique régionale (Campbell, 1987a).

Les deux unités de till (inférieur et supérieur) trouvées dans la région du lac Waddy sont présentes dans la région du lac Sulphide. Les tills présentent de grandes variations de texture, de composition, de couleur et d'aspect à travers toute la région étudiée; ces variations reflètent la provenance des matériaux, leur mode de mise en place et l'altération subséquente. En surface, le till est habituellement altéré ou remanié ou les deux à la fois.

Même si le till supérieur est mince (moins d'un mètre) et discontinu, il est plus étendu que dans la région du lac Waddy (Campbell, 1986, 1987a). Sur le terrain, il ressemble au till inférieur. Le till supérieur est peu argileux et présente un rapport silt/sable élevé (fig. 6), ce qui s'explique par une incorporation des sédiments sableux sous-jacents. En général, ce till est complètement oxydé.

Même si le till inférieur est sableux (fig. 6) et riche en clastes, il ressemble beaucoup au till inférieur de la région du lac Waddy (Campbell, 1986). Ce till, de couleur habituellement grise, présente des variations lithologiques qui reflètent celles du substratum rocheux. Il a été mis en place à la semelle du glacier et il a été transporté sur de courtes distances (moins d'un kilomètre). Ici et là, à travers la région, on a remarqué la présence de poches de till présentant un faciès d'ablation.

Dans cette région, on trouve aussi un till très sableux, souvent associé à des pavages de blocs. Il ne s'agit pas d'une unité distincte mais bien de dépôts de till, till inférieur plus particulièrement, qui ont subi des modifications, surtout sous l'action des vagues. Ce till est plutôt mince et discontinu mais on le trouve à travers toute la région. À certains endroits, il recouvre le till inférieur intact.

Il y a des sédiments lacustres, y compris du silt sableux, jusqu'à une altitude de 419 m, mais la plupart se trouvent à moins de 410 m. Les traces les plus élevées laissées par le Lac Agassiz sont des plates-formes littorales d'érosion et une plage de galets, à une altitude approximative de 427 m. À cause de la plus forte vigueur du relief et de la topographie accidentée, les traces laissées par le Lac Agassiz sont très différentes de celles qu'on trouve dans la région du lac Waddy. Les formes d'érosion caractéristiques d'un environnement de plus haute énergie sont nombreuses; des plates-formes littorales d'érosion et des pavages de blocs encerclent souvent les hautes terres. Le remaniement du till sous l'action

des vagues se remarque à de nombreux endroits. Les sédiments lacustres n'occupent que les secteurs bas ou à relief peu accidenté.

Il y a plusieurs dépôts importants de sédiments fluvioglaciaires dans la région du lac Sulphide (fig. 7). Une large ceinture de dépôts interlobaires juxtaglaciaires suit la bordure occidentale de la région étudiée (Schreiner, 1984). À travers cette dernière, on trouve un certain nombre de plaines d'épandage et de plaines fluviolacustres sableuses. Dans l'ensemble, les dépôts superficiels sont plus minces et moins étendus que dans la région du lac Waddy (Campbell, 1986).

Présence d'or dans le till

La dispersion de l'or dans le till inférieur reflète la présence des indices d'or connus dans cette région. À l'échelle régionale, la teneur en or du till inférieur est faible si on la compare à celle qu'on a mesurée dans la région du lac Waddy (Campbell, 1986, 1987a). Dans cette région, les seuils d'anomalie géochimique pour l'or sont de 20 ppb dans la fraction fine (inférieure à 0,1 mm) et d'un grain visible dans la fraction des minéraux lourds. Seulement 19 % des échantillons analysés contenaient de l'or visible. Les résultats du comptage des grains d'or variaient de 0 à 100 et la dimension des grains, de moins de 50 µm à 500 µm. L'or ne semble être associé à aucune fraction granulométrique en particulier. Soixante pour cent des grains d'or sont de forme irrégulière à délicate. Cela semble indiquer que la nature de l'or primaire varie selon le type de minéralisation et selon les dimensions et la forme du gisement. La géochimie du till reflète un enrichissement du substratum rocheux en or, en arsenic et en cuivre, à l'est des lacs Contact et Hebden (fig. 7). Partout ailleurs, l'or est le meilleur indicateur de minéralisation. Les traînées de dispersion de sources connues n'ont pas encore été délimitées malgré qu'on ait déjà déterminé l'emplacement de secteurs anomaux.

Problèmes liés à la prospection glacio-sédimentaire

Dans le domaine de La Ronge, les facteurs suivants peuvent compliquer la prospection glacio-sédimentaire : 1) les sédiments glaciaires pouvant être échantillonnés de façon pratique sont moins répandus; 2) les dépressions topographiques sont généralement remplies de sédiments stratifiés; 3) le till inférieur est le meilleur matériel d'échantillonnage mais c'est le till supérieur qui prédomine dans cette région; 4) à cause de sa ressemblance avec le till inférieur, le till supérieur est difficile à identifier, sauf lorsque les deux tills sont présents au même endroit; 5) le till est souvent altéré ou remanié (ou les deux) là où il est exposé. La fiabilité des teneurs en or mesurées dans ce type de dépôt dépend du degré de

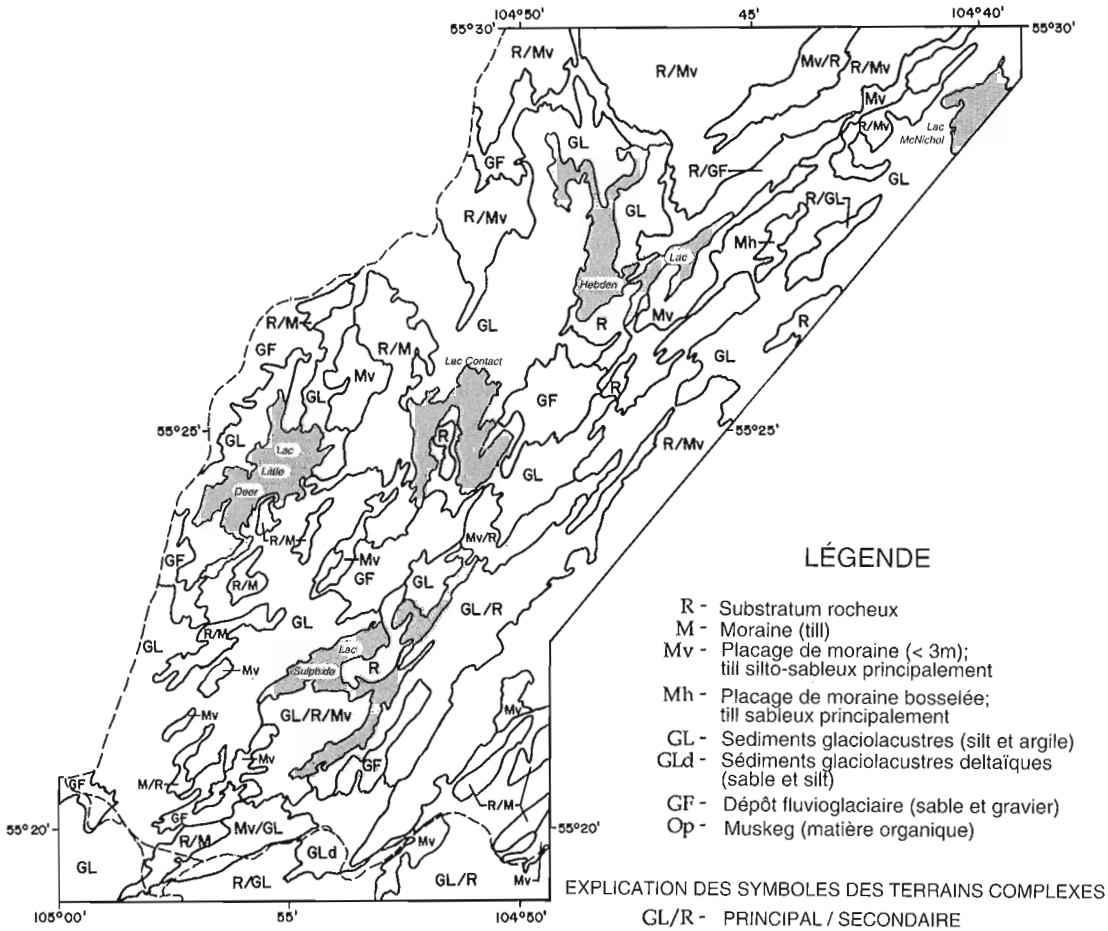


Figure 7. Géologie générale des dépôts de surface de la région du lac Sulphide.

remaniement et des distances sur lesquelles les matériaux ont été transportés. Le remaniement dû à l'action des vagues entraînera des anomalies qu'il est difficile de rattacher aux sources.

À plusieurs endroits, la présence de dépôts fluvioglaciaires gêne l'échantillonnage en surface. La moraine interlobaire qui longe la bordure ouest de la région étudiée est surtout constituée de sable et de gravier; elle contient, ici et là, quelques poches de till. Le prélèvement d'échantillons renfermant à la fois des sédiments fluvioglaciaires et du till compliquerait grandement l'interprétation des résultats de travaux de prospection géochimique effectués à l'emplacement de ce dépôt. Il y a de vastes plaines d'épandage dans le centre et le sud de cette région. Le sondage du mort-terrain a permis de constater que, dans de nombreuses dépressions topographiques, les dépôts de till ont été entraînés par l'érosion et les sédiments stratifiés reposent directement sur le substratum rocheux.

Même si les sédiments glaciolacustres ne sont pas aussi répandus ni aussi épais que dans la région du lac Waddy (Campbell, 1986, 1987a), ils gênent la prospection géochimique de surface. Tous les dépôts organiques examinés reposent sur des sédiments lacustres de plus d'un mètre d'épaisseur. Une topographie accidentée et les difficultés d'accès à la région du lac Sulphide limitent le recours à la pelle rétrocaveuse ou au forage du mort-terrain pour l'échantillonnage.

RÉGION À L'EST DU LAC AMISK

Géologie du Quaternaire

Même si le Lac glaciaire Agassiz a inondé toute la région étudiée, le substratum rocheux et le till demeurent les faciès dominants en surface. La présence de sédiments lacustres à travers la région est sporadique mais il est évident que les tills et les autres dépôts ont été remaniés. Comme le montre la figure 8, la répartition approximative des matériaux, en surface, est la suivante : substratum rocheux, 40 %; till, 25 à 30 %; silt et argile glaciolacustres, 15 à 20 %; matière organique, 10 à 15 %; sable et gravier fluvioglaciaires, moins de 5 %. Les sédiments glaciaires sont minces, discontinus et leur composition est très variée si on les compare aux sédiments des régions de la ceinture de La Ronge (Campbell, 1986, 1987a), exception faite du secteur méridional de la région à l'est du lac Amisk où la vigueur du relief est plus faible. Selon des mesures prises dans des puits d'exploration creusés à la main et dans des forages, l'épaisseur moyenne des sédiments glaciaires est inférieure à 3 mètres mais on a mesuré des épaisseurs de plus de 21,5 m dans des dépressions topographiques (Campbell 1987b).

Les stries, les cannelures et les roches moutonnées sont très répandues à travers la région étudiée. Un ensemble de stries entrecroisées nous apprend qu'un écoulement glaciaire dont la direction variait de 190 à 208° a été recoupé par un écoulement plus récent présentant une direction de 216° qui semble correspondre à une réavancée dans une direction se rapprochant du sud-ouest. En général, la direction de l'écoulement glaciaire variait de 204 à 208°.

Comme dans le domaine de La Ronge, on trouve deux unités de till dans la région à l'est du lac Amisk. Au niveau de la texture, les deux tills diffèrent de ceux du domaine de La Ronge (fig. 6). Le till inférieur de la région à l'est du lac Amisk est plus sableux que celui de la région de La Ronge; il présente un rapport sable/silt plus élevé mais contient à peu près autant d'argile. il contient aussi plus de clastes. Le till est d'origine locale et il a été mis en place, pour une bonne part, à la semelle du glacier. C'est le till le plus répandu et on le trouve souvent en dessous du till supérieur ou de sédiments stratifiés.

Le till supérieur est plus épais et plus étendu dans cette région malgré sa faible épaisseur (moins de 2 mètres) et son caractère sporadique. Ce till doit sa couleur brune caractéristique à l'oxydation; il a une matrice silto-sableuse et ne renferme qu'un faible pourcentage de petits clastes arrondis. Par sa texture, il ressemble au till inférieur; il contient toutefois un peu plus de silt (fig. 6). L'incorporation d'éléments arrachés au substratum rocheux, au till inférieur et aux sédiments stratifiés pendant la réavancée peut expliquer que la matrice soit plus grossière que celle du till supérieur du domaine de La Ronge où dominent les sédiments lacustres. Plusieurs coupes de ce till ont révélé l'existence de deux faciès : un faciès d'ablation et un faciès de fusion sous-glaciaire.

Les dépôts fluvioglaciaires sont la plupart du temps associés à des sédiments deltaïques; on estime qu'ils ont été déposés en milieu glaciolacustre et juxtaglaciaire, pendant la déglaciation. Ils peuvent être rattachés à une position de front glaciaire cartographiée au nord-ouest de la région étudiée (Schreiner, 1984). De petits dépôts graveleux, faisant penser à des kames, et des dépôts de remplissage de chenaux sont aussi associés à cette position de front glaciaire. On a remarqué la présence de till dans ces dépôts, dans les endroits plus élevés.

Les sédiments glaciolacustres n'occupent habituellement que les secteurs bas ou en pente douce; ils prédominent autour du lac Amisk et dans la partie sud de la région. Il y a des sédiments glaciolacustres jusqu'à une altitude de 338 m, mais, la plupart du temps, on les trouve en dessous de 320 m. Comme on estime que le niveau du Lac Agassiz a pu atteindre une altitude de 400 à 427 m, il est probable que toute la région étudiée ait été submergée (Schreiner 1983, 1984).

Les terrains organiques représentent une plus forte proportion des dépôts de surface que dans les autres régions étudiées. On trouve du muskeg, ici et là, à travers toute la région. Dans la partie sud-est, d'importants dépôts organiques sont entrecoupés de crêtes rocheuses. Un nombre limité de forages effectués dans plusieurs dépôts organiques importants a révélé que ces dépôts recouvrent habituellement des sédiments glaciolacustres. Juste au-dessus du substratum rocheux, on trouve souvent un till peu épais.

Présence d'or dans le till

Des analyses géochimiques et un examen visuel ont permis de trouver de l'or dans les deux unités de till (inférieur et supérieur). Cette présence s'explique sans doute par le plus grand nombre d'affleurements et de zones minéralisées

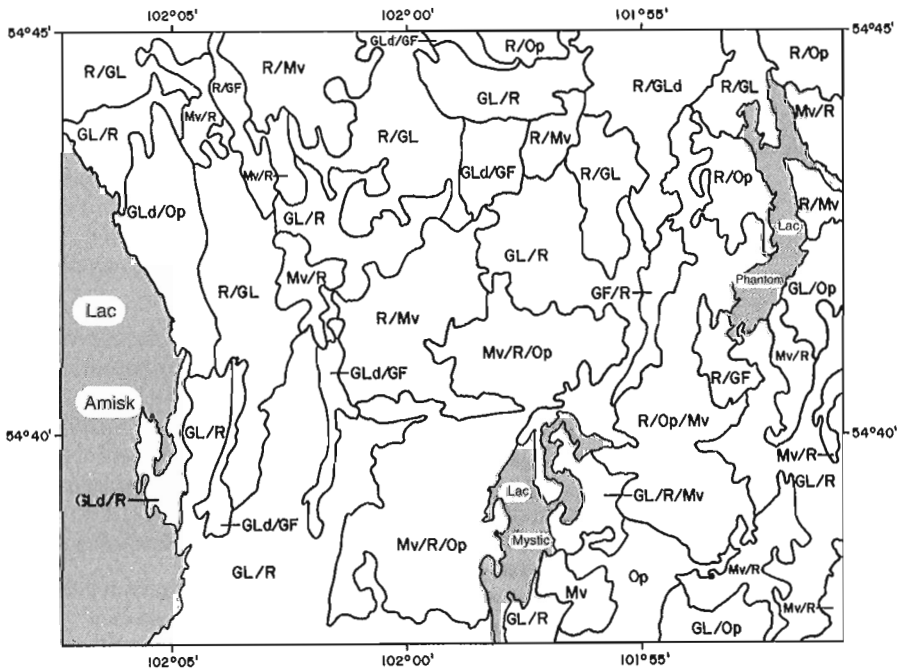
s'offrant à l'action érosive du glacier pendant sa réavancée. À cause de la distribution sporadique du till supérieur, il est difficile de déterminer l'allure de la dispersion des éléments minéraux dans cette unité. Les résultats des analyses géochimiques du till inférieur reflètent la présence des indices minéralisés connus (or, cuivre, zinc, tungstène, etc.) et mettent en évidence les secteurs d'anomalies à l'échelle régionale, comme le lac Phantom.

Les seuils régionaux d'anomalie pour l'or dans la région à l'est du lac Amisk sont de 17 ppb dans la fraction fine (inférieure à 0,1 mm) et de 5 grains d'or dans la fraction des minéraux lourds. Il n'y a pas de corrélation entre les quantités d'or trouvées dans la fraction fine et dans celle des minéraux lourds. Quatre-vingt-onze pour cent des échantillons de till en vrac contenaient de l'or visible. Les résultats du comptage des grains d'or variaient de 0 à 13 et la dimension des grains, de moins de 50 µm à 800 µm. L'or se présente surtout sous forme de grains fins (94 % mesurent moins de 200 µm) et semble associé aux fractions silteuse et argileuse. La forme des grains d'or varie d'irrégulière (46 %) à usée (45 %). La forme des gros grains a tendance à varier d'irrégulière à délicate.

À l'échelle régionale, l'or ne semble associé à aucun minéral en particulier, ce qui n'a rien de surprenant puisqu'on trouve plusieurs types de minéralisation aurifère dans la région. Cependant, la géochimie du till reflète les diverses associations minéralogiques en aval glaciaire des gisements d'or connus. Quoiqu'on n'ait délimité aucune traînée de dispersion dans la région à l'est du lac Amisk, les directions structurales régionales et la direction d'écoulement glaciaire devraient donner des traînées de dispersion en forme d'éventail. Dans cette région, les résultats préliminaires des analyses géochimiques semblent indiquer que l'échantillonnage du till en vrac est une méthode de prospection géochimique qui donne de meilleurs résultats que l'échantillonnage du sol.

Problèmes liés à la prospection glacio-sédimentaire

La prospection glacio-sédimentaire par échantillonnage des matériaux de surface convient peu à la région à l'est du lac Amisk. Dans cette région, le principal obstacle à la prospection géochimique de surface est la présence de sédiments glaciaires stratifiés et de matière organique reposant sur des sédiments glaciolacustres épais. Pour prospecter ces terrains, il faudrait creuser des tranchées à l'aide d'une pelle



LÉGENDE

R - Substratum rocheux
M - Moraine (till)
Mv - Placage de moraine (< 3m); till silto-sableux principalement
GL - Sédiments glaciolacustres (silt et argile)
GLd - Sédiments glaciolacustres deltaïques (sable et silt)
GF - Dépôt fluvioglaciaire (sable et gravier)
Op - Muskeg (matière organique)

EXPLICATION DES SYMBOLES DES TERRAINS COMPLEXES

GL/R - PRINCIPAL / SECONDAIRE

Figure 8. Géologie générale des dépôts de surface de la région à l'est du lac Amisk.

rétrocaveuse et forer le mort-terrain pour obtenir de bons échantillons du till et du substratum rocheux. Comme une bonne partie de cette région est accessible par la route, ces méthodes d'exploration devraient être rentables.

La présence de deux unités de till contenant toutes deux de l'or vient compliquer la prospection géochimique. Il faut identifier correctement les tills inférieur et supérieur ainsi que les différents faciès pour obtenir un échantillonnage valable et bien interpréter les résultats. Dans la région, il n'est pas recommandé de se livrer à des travaux de prospection géochimique du sol dans les secteurs sous le vent par rapport aux cheminées de Creighton. Les analyses géochimiques ont révélé que l'horizon B présentait des teneurs en sulfures élevées par suite d'une contamination des sols par les émissions des cheminées.

CONSÉQUENCES POUR LA RECHERCHE DE GÎTES AURIFÈRES

Géologie du Quaternaire

Étant donné que 60 à 70 % des domaines de La Ronge et de Flin Flon sont recouverts de till, la prospection glacio-sédimentaire est une méthode d'exploration minérale dont la popularité augmente. La géologie du Quaternaire et les données relatives à la présence d'or dans le till sont présentées de façon sommaire aux tableaux 1 et 2 respectivement. Les ressemblances entre les trois régions étudiées rendent possibles les extrapolations régionales portant sur les conditions géologiques au Quaternaire, la présence d'or dans le till et les problèmes associés à la prospection glacio-sédimentaire. Cependant, dans chaque région, la recherche a permis de reconnaître des variations qui font ressortir la nécessité de connaître la géologie quaternaire locale avant d'entreprendre tout travail de prospection géochimique.

Les données concernant les directions locales d'écoulement glaciaire sont indispensables si on veut établir l'allure de la dispersion de minéralisation à l'état de traces. Les différents facteurs qui influencent les mouvements glaciaires comme la topographie du substratum rocheux, l'orientation des structures minéralisées linéaires par rapport à la direction de l'écoulement glaciaire et la forme de la minéralisation donneront des modèles de dispersion différents.

À travers toute la partie sud-ouest du bouclier, le substratum rocheux et le till sont les principaux faciès de surface. Comme les sédiments glaciaires sont habituellement minces, l'échantillonnage peut être fait de façon efficace et peu coûteuse.

Le till le plus répandu dans les deux domaines est le till inférieur, un till gris, silto-sableux. Il a été mis en place à la semelle du glacier et il a été transporté sur des distances relativement courtes. Les variations lithologiques de ce till reflètent celles de la roche mère locale. On peut découvrir l'origine de l'or trouvé dans le till inférieur en le suivant à la trace.

Ce till présente un faciès d'ablation dans de petits dépôts localisés. Il s'agit d'un till sableux, meuble, graveleux, de couleur brune à grise. Le till supérieur, associé à une réavancée glaciaire dans le bassin du Lac Agassiz, est très répandu mais sporadique à travers toute la région. Il est habituellement mince, brun, argilo-silteux à sablo-silteux; il est rare qu'on le trouve directement sur le substratum rocheux. Ces dépôts ne sont pas les meilleurs matériaux d'échantillonnage; en effet, comme ils sont constitués d'éléments qui ont été transportés sur de longues distances ou qui ont connu de multiples phases de transport, il est difficile de retracer leur origine.

Le Lac glaciaire Agassiz, comme d'autres lacs glaciaires de moindre importance, a recouvert une bonne partie du sud-est du bouclier. Il a laissé des dépôts importants mais discontinus qu'on retrouve en dessous de 427 m dans le domaine de La Ronge et en dessous de 320 m dans la région de Flin Flon. L'épaisseur de ces sédiments lacustres varie beaucoup; elle peut passer de moins d'un mètre à plus de 20 mètres. Exception faite de la zone d'or EP, tous les indices d'or connus se trouvent au-dessus de ces dépôts lacustres, ce qui illustre bien comment les silts et les argiles nuisent à l'exploration minérale en empêchant toute anomalie de se manifester à la surface, qu'elle soit associée au substratum rocheux ou au till. Les secteurs recouverts de dépôts glacio-lacustres et fluviatiles sont pratiquement inexplorés. Récemment, on a eu recours à des modèles améliorés de pelles

Tableau 1. Géologie quaternaire comparée des régions du lac Waddy, du lac Sulphide et de la région à l'est du lac Amisk.

	Lac Waddy	Lac Sulphide	À l'est du lac Amisk
•Direction de l'écoulement glaciaire	sud	sud-ouest	sud-ouest
•Étendue des sédiments glaciaires	70%	65%	55 à 60 %
•Épaisseur des sédiments glaciaires	5 m	3 m	<3 m
•Till supérieur	argilo-silteux	silto-sableux	silto-sableux
•Till inférieur	verdâtre	grisâtre	grisâtre
•Lac Agassiz	couverture de sédiments lacustres silteux	sédiments sableux issus du remaniement du till	couverture de sédiments lacustres argilo-silteux
•Développement des sols	modéré	fort	modéré
•Altération météorique	modérée	intense	modérée

Tableau 2. Présence d'or dans le till : comparaison entre les régions du lac Waddy, du lac Sulphide et de la région à l'est du lac Amisk.

	Lac Waddy	Lac Sulphide	À l'est du lac Amisk
•Till	inférieur	inférieur	les deux
•Dimension	fine	fine à grossière	fine
•Forme	irrégulière à délicate (75 %)	irrégulière à délicate (60 %)	irrégulière à usée (91 %)
•Comptage (seuil d'anomalie)	10 grains	1 grain	5 grains
•Teneur (seuil d'anomalie)	20 ppb	20 ppb	17 ppb
•Traînées	longues et étroites (rubans)	longues et étroites (rubans)	en forme de flamme?

rétrocaveuses et d'appareils de forage du mort-terrain qui se sont avérés efficaces pour la prospection glacio-sédimentaire dans ce type de terrain.

On trouve souvent des blocs, des galets et des cailloux dans les silts, surtout lorsqu'ils reposent sur le till ou le substratum rocheux. Dans les régions où les concentrations de clastes sont élevées, le silt peut être pris pour un till.

Les dépôts organiques, selon leur épaisseur et leur étendue, peuvent nuire à la prospection géochimique. Ces dépôts reposent habituellement sur des silts et des argiles glaciolacustres. Les échantillons d'humus peuvent servir à délimiter les zones d'or dans le substratum rocheux si l'épaisseur des dépôts lacustres est inférieure à un mètre (Rampton et al., 1984 et Sheehan et Gleeson, 1984). Quand les dépôts organiques sont importants, le sondage du mort-terrain demeure la meilleure méthode de prospection glacio-sédimentaire.

Les sables et graviers fluvioglaciaires ne sont pas très répandus mais ils peuvent compliquer localement la réalisation des programmes d'échantillonnage des sédiments glaciaires. Le dépôt le plus important se trouve dans le domaine de La Ronge; il se présente sous forme de moraine interlobaire. Même s'il y a de petits dépôts de till dans cette moraine, il n'est pas recommandé de recourir à la prospection géochimique de surface. Dans plusieurs secteurs, on trouve souvent un mince placage sableux (moins d'un mètre d'épaisseur). Il forme habituellement l'horizon B des sols et il a servi de matériel d'échantillonnage pour les levés géochimiques du sol. Ce matériel ne convient pas car les anomalies peuvent être dues à une concentration des minéraux lourds sous l'action de l'eau.

Particularités du sol

Il faut prendre en considération un certain nombre de facteurs pédologiques lorsqu'on prélève des échantillons de sol et de till en vrac. Les sols brunisoliques sont les principaux sols échantillonnés. Il faut tenir compte des conditions de formation de ce type de sol. Les profils des sols sont habituellement bien développés. L'horizon lessivé Ae peut atteindre plus de 30 cm d'épaisseur et doit être évité lors de l'échantillonnage. L'horizon B est souvent fortement oxydé et peut se développer sur une épaisseur dépassant 100 cm. Lorsqu'on échantillonne cet horizon, on peut obtenir des teneurs en or élevées attribuables à la présence d'or d'origine hydromorphique. Cela signifie que les puits d'exploration dans lesquels sont prélevés les échantillons de till en vrac doivent avoir plus d'un mètre de profondeur si on veut rejoindre le matériel d'origine (horizon C). Dans cette région, on a remarqué que les processus pédogénétiques entraînent le silt et l'argile de la partie supérieure du profil jusqu'à la base de l'horizon B, et même jusque dans l'horizon C. Cette migration en profondeur se traduit par la formation d'un glaçage de sédiments fins sur le sommet des cailloux. Des travaux effectués dans le laboratoire du SRC ont montré qu'une quantité importante d'or fin est liée à ces glaçages. Il faut donc s'assurer que ce matériel n'échappera pas aux analyses.

Présence d'or dans les tills

Si on se fonde sur les descriptions détaillées de traînées de dispersion connues et sur les caractéristiques des grains d'or dans la région de La Ronge (Averill et Zimmerman, 1986 Campbell, 1986, 1987a; Sopuck et al., 1986), la géochimie du till semble donner une image fidèle de sa source minéralisée. Dans la prospection glacio-sédimentaire, le meilleur indicateur de minéralisation aurifère est l'or lui-même puisqu'il est rarement associé à d'autres minéraux. La morphologie et les propriétés chimiques des grains d'or dans le till ressemblent à celles des sources d'or connues. C'est à partir des données sur les concentrés de minéraux lourds et des caractéristiques des grains d'or extraits des échantillons de till en vrac qu'on obtient les meilleures définitions des traînées de dispersion, à mesure qu'on s'éloigne de la source (Sopuck et al., 1986; Sopuck et Earle, 1987).

Les recherches effectuées dans les trois régions étudiées indiquent qu'il n'y a pas de corrélation, à l'échelle régionale, entre la teneur en or de la fraction fine (inférieure à 0,1 mm) et celle de la fraction des minéraux lourds. Dans certains échantillons anomaux, on ne trouve de l'or que dans une seule des deux fractions analysées. Cela peut s'expliquer de diverses manières : le type de minéralisation, la dimension des grains d'or, la présence d'or inclus, des erreurs d'analyse ou la contamination des échantillons. Comme le till inférieur contient rarement plus de 10 % d'argile, la perte d'or dans l'argile est minime (Sopuck et al., 1986). Par conséquent, après avoir concentré et analysé les minéraux lourds puis réuni diverses données sur les grains d'or, il faudrait procéder à l'analyse de la fraction fine (inférieure à 0,1 mm) pour s'assurer que les résultats sont représentatifs de la teneur en or totale des échantillons de till.

Conclusion

Les recherches effectuées dans les domaines de La Ronge et de Flin Flon ont montré que les méthodes de prospection glacio-sédimentaire et leurs applications varient d'une région à l'autre. Avant de mettre en oeuvre tout programme d'échantillonnage des sédiments glaciaires à des fins d'analyse géochimique, il faut définir le cadre géologique quaternaire régional et les caractéristiques locales des régions étudiées. Cela signifie qu'il faut identifier les dépôts de sédiments glaciaires, définir leurs caractéristiques, leur origine et leur signification pour la prospection. En même temps qu'on définit le cadre géologique, il faut réunir des données sur la géochimie des tills à l'échelle régionale pour déterminer la nature de la minéralisation aurifère et identifier les minéraux auxquels l'or peut être associé dans le till. Une fois qu'on dispose de ces données, on peut déterminer quel est le matériel d'échantillonnage le plus fiable et le plus rentable et choisir les procédés d'analyse et les méthodes de recherche de l'or à utiliser.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier les sociétés minières qui leur ont donné accès à leurs propriétés. Des remerciements doivent également être adressés aux personnes suivantes pour

l'aide qu'elles ont apportée : Al Holstein pour les analyses géochimiques, W.C. Ross et Roy McKnight pour les analyses sédimentologiques et B. McIntosh pour la réalisation des figures qui accompagnent cet article. Toutes ces personnes travaillent au *Saskatchewan Research Council.*

RÉFÉRENCES

Averill, S.A. and Zimmerman, J.R.
1986: The riddle resolved: the discovery of the Partridge gold zone using sonic drilling in glacial overburden at Waddy Lake, Saskatchewan; Canadian Geological Journal of The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, v. 1, no. 1, p. 14-20.

Campbell, J.E.
1986: Quaternary geology of the Waddy Lake area applied to prospecting for gold; Saskatchewan Research Council Report, R-842-1-E-86, 74 p.
1987a: Quaternary geology and till geochemistry of the Sulphide - Hebden Lakes area; Saskatchewam Research Council Report, R-842-4-E-87, 74 p.
1987B: Quaternary geology of the East Amisk Lake area, applied to prospecting for gold; in Summary of Investigations 1987, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Energy and Mines, Miscellaneous Report 87-4, p. 148-150.

Canada Soil Survey Committee, Subcommittee on Soil Classification
1978: The Canadian System of Soil Classification; Canada Department of Agriculture, Publication 1646, 164 p.*

Harper, C.T.
1984: Geological mapping, Waddy Lake area (Part of NTS 64D-4 and -5); in Summary of Investigations 1984, Saskatchewan Geological Survey, Miscellaneous Report 84-4, p. 6-20.
1985: Bedrock geological mapping, Waddy-Tower Lakes area (part of NTS 64D-4 and 74A-1 and -8); in Summary of Investigations, 1985, Saskatchewan Geological Survey, Miscellaneous Report 85-4, p. 6-17.

Johnston, W.G.Q.
1978: Lake Agassiz's northernmost arm and other features of the Quaternary geology in the region around the southern part of Reindeer Lake, northern Saskatchewan; Musk-Ox, University of Saskatchewan no. 21, p. 39-50.

Mellinger, M.
1986: Lithogeochemistry related to gold mineralization in Saskatchewan; in Gold in the Western Shield, ed. L.A. Clark; The Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 38, p. 253-271.

Rampton, V.N., Gleeson, C.F., Thomas, R.D., and Paradis, S.
1984: Geochemical exploration in areas of shallow tills; A paper presented at the Canadian Institute of Mining and Metallurgy - Ontario Geological Survey Till Tomorrow'84 Symposium, Kirkland Lake, Ontario, 1984.

Schreiner, B.T.
1983: Lake Agassiz in Saskatchewan; in Glacial Lake Agassiz, eds. J.T. Teller and L. Clayton; Geological Association of Canada Special Paper 26, p. 75-96.
1984: Quaternary geology of the Precambrian Shield, Saskatchewan; Saskatchewan Energy Mines, Report 221, 106 p.
1986: Quaternary geology as a guide to mineral exploration in the southeastern Shield, Saskatchewan; Saskatchewan Research Council Report 189, 39 p.

Schreiner, B.T. and Alley, D.W.
1975: Quaternary geology, Lac La Ronge Area (73P), Saskatchewan; Saskatchewan Research Council, Geology Division, DREE Quaternary North Program, Preliminary Map 1.

Sheehan, D. and Gleeson, C.F.
1984: Case histories of till prospecting over the Doyon, Bousquet and Williams gold deposits; A paper presented at the Canadian Institute of Mining and Metallurgy - Ontario Geological Survey Till Tomorrow'84 Symposium, Kirkland Lake, Ontario, 1984.

Sopuck, V.J., Schreiner, B.T., and Averill, S.A.
1986: Drift prospecting for gold in Saskatchewan; in Gold in the Western Shield, ed. L.A. Clark; The Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 38, p. 435-469.

Sopuck, V.J. and Earle, S.A.M.
1987: Geochemical methods for gold exploration in northern Saskatchewan; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 12, p. 90.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Modèles de stratigraphie glaciaire établis à partir de forages, région de Matheson, nord-est de l'Ontario

K.G. Steele[1], C.L. Baker[1] et M.B. McClenaghan[2]

Steele, K.G., Baker, C.L. et McClenaghan, M.B., Modèles de stratigraphie glaciaire établis à partir de forages, région de Matheson, nord-est de l'Ontario; dans La prospection glacio-sédimentaire, sous la direction de R.N.W. DiLabio et W.B. Cooker, Commission géologique du Canada, Étude 89-20, p. 139-152, 1989.

Résumé

Un programme de sondage du mort-terrain de la région de Matheson, dans le nord-est de l'Ontario, a permis de reconnaître six modèles stratigraphiques glaciaires (quaternaires) de base. Des données stratigraphiques et chimiques (éléments en traces) ont été utilisées pour distinguer les sédiments glaciaires associés aux différents événements glaciaires. Un premier modèle renferme des sédiments glaciaires des trois événements glaciaires et représente la stratigraphie composite de la région de Matheson. Trois autres modèles renferment le drift de Matheson et le drift intermédiaire qui sont respectivement associés à des avancées glaciaires en direction de 170 et 240°. Deux modèles, représentant environ 70 % des trous forés, contiennent seulement le drift de Matheson. La stratigraphie composite de la région de Matheson peut être corrélée avec les séquences stratigraphiques du Quaternaire rencontrées dans la région de Timmins et dans le nord-ouest du Québec.

Abstract

An overburden drilling program in the Matheson area of northeastern Ontario has enabled the identification of six basic glacial (Quaternary) stratigraphic models. Stratigraphy and/or trace element chemical data were used to separate drift associated with different glacial events. One model contains drift from three glacial events and represents the composite stratigraphy of the Matheson area. Three models include Matheson drift and Middle drift, which are associated with ice advancing toward 170° and 240° respectively. Two models, representing approximately 70% of the holes drilled, contain only Matheson drift. The composite stratigraphy of the Matheson area can be correlated with Quaternary stratigraphic sequences encountered in the Timmins area and in northwestern Quebec.

[1] Ontario Geological Survey, 77 Grenville St., Toronto, Ontario, Canada M7A 1W4
[2] Department of Geological Sciences, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada K7L 3N6

INTRODUCTION

La Commission géologique de l'Ontario a mis en oeuvre un projet de forage du mort-terrain à l'échelle régionale dans la région de Matheson, dans le nord-est de l'Ontario. Les objectifs du projet sont d'établir la stratigraphie glaciaire et de mettre sur pied une base de données sur la géochimie du till afin de faciliter l'exploration minérale. Les interprétations présentées dans cet article se fondent sur l'examen détaillé des carottes et les résultats d'analyse de 102 forages réalisés en 1984 et 1985 ainsi que sur les résultats préliminaires de 72 autres forages effectués en 1987.

La région étudiée se trouve à 40 km à l'est du centre minier de Timmins-Porcupine et à 20 km au nord du camp aurifère de Kirkland Lake. Cette région a une superficie approximative de 3 700 km^2 et se trouve entre la frontière Ontario-Québec et les limites de la ville de Timmins (fig. 1). La ville de Matheson se trouve dans le centre ouest de la région étudiée.

CADRE PHYSIOGRAPHIQUE

La région étudiée se trouve juste au nord de la ligne de partage des eaux séparant le bassin de la baie d'Hudson de celui du fleuve Saint-Laurent; elle fait partie de la région physiographique de la grande ceinture d'argile. Elle comprend trois grandes sous-régions physiographiques : de hautes terres rocheuses, une plaine d'argile et une plaine de sable. De hautes terres rocheuses marquant la position de la ligne de partage des eaux empiètent sur la partie méridionale de la région étudiée. On retrouve aussi de hautes terres rocheuses de moindre importance à travers le centre et l'est de la région. Une plaine d'argile monotone recouvre de vastes portions de l'ouest et du centre de la région. On trouve des dépôts d'argiles varvées jusqu'à une altitude de 381 m (Baker et al., 1982) en dessous de laquelle la plupart des secteurs séparant les protubérances rocheuses sont remplies d'argile. Les grands complexes d'eskers d'orientation nord-sud s'élèvent au-dessus de la plaine d'argile et des hautes terres rocheuses. Les affleurements rocheux représentent environ 5 % du territoire étudié et ils sont complètement absents dans certains cantons.

GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX

La région étudiée est au coeur de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, une subdivision de la Province du lac Supérieur. Elle renferme principalement des roches volcaniques mafiques et des roches sédimentaires faiblement métamorphisées (fig. 2). Toutes les roches de la région étudiée, à l'exception des dykes de diabase, datent du Précambrien précoce (Archéen). Une bonne partie de la moitié nord de la région renferme des roches volcaniques tholéiitiques, komatiitiques et calco-alcalines des groupes de Hunter Mine et de Stoughton-Roquemaure (Jensen et Langford, 1983). On trouve aussi, dans la partie nord de la région étudiée, deux ceintures constituées de roches sédimentaires du groupe de Porcupine et divers filons-couches stratifiés de roches mafiques et ultramafiques. La majeure partie de la moitié sud de la région contient des roches volcaniques mafiques et intermédiaires appartenant au Groupe de Kinojevis (tholéiitique) et au Groupe de Blake River (calco-alcalin) (Jensen et Langford, 1983). À travers toute la région étudiée, on trouve des stocks et des batholites isolés de trondhjémite et de granodiorite. Toutes les roches du Précambrien précoce sont recoupées par des dykes de diabase du Précambrien tardif.

Sur le plan structural, on trouve dans la région le flanc nord du synclinorium de Blake River, une imposante structure de direction ouest, limitée par deux grandes zones de failles subverticales: 1) la zone de failles de Destor-Porcupine qui longe la bordure nord et 2) la zone de failles de Kirkland Lake-Larder Lake, au sud (fig. 1). Les deux zones de failles sont importantes à cause des nombreux gisements et indices d'or qu'on y a trouvés.

Dans la région de Matheson, la recherche d'or a donné de bons résultats le long de la zone de failles de Destor-Porcupine, mais seulement là où la zone affleure ou n'est recouverte que d'une mince couche de sédiments glaciaires. On a trouvé de l'or dans des filons de quartz et des filons de quartz-carbonates, soit le long de la zone de failles, soit dans des failles qui y sont associées.

En dehors des secteurs où les sédiments glaciaires sont peu épais, la recherche d'or n'a pas été très fructueuse dans la région étudiée. Les failles d'orientation est-ouest, qui sont les zones présentant le plus fort potentiel de minéralisation aurifère, ont tendance à former des vallées dans le substratum rocheux et elles sont souvent comblées par une épaisse couche de sédiments glaciaires.

GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE

Dans la région étudiée, il semble que la dernière glaciation remonte au Wisconsinien supérieur. Tous les sédiments quaternaires présents en surface ont été mis en place ou remaniés pendant cet épisode glaciaire. Le forage du mort-terrain a révélé qu'il y a, en profondeur, des poches de matériaux plus anciens.

Le dernier glacier qui a envahi la région a laissé des stries et d'autres marques révélant que l'écoulement glaciaire régional se faisait vers le sud-est (environ 170°). Des stries plus anciennes, dirigées à 240°, ont été mesurées sur des surfaces d'affleurement protégées du dernier écoulement glaciaire. Ces directions d'écoulement s'accordent avec les découvertes de Veillette (1986) qui a fait une importante recherche sur les stries et d'autres indicateurs d'écoulement en Abitibi, dans le nord-ouest du Québec. Dans la section de cet article portant sur la géologie régionale du Quaternaire, on traitera des travaux de Veillette.

Le front glaciaire s'est retiré vers le nord il y a environ 10 000 ans (Prest, 1970; Baker, 1980). À ce moment-là, les eaux des lacs glaciaires Barlow et Ojibway inondaient la région. Des sédiments fins ont été déposés au fond de ces lacs (fig. 3). Les eaux de fonte du glacier alimentaient les lacs glaciaires et y déposaient des sables et des graviers qui ont formé des eskers et des deltas juxtaglaciaires.

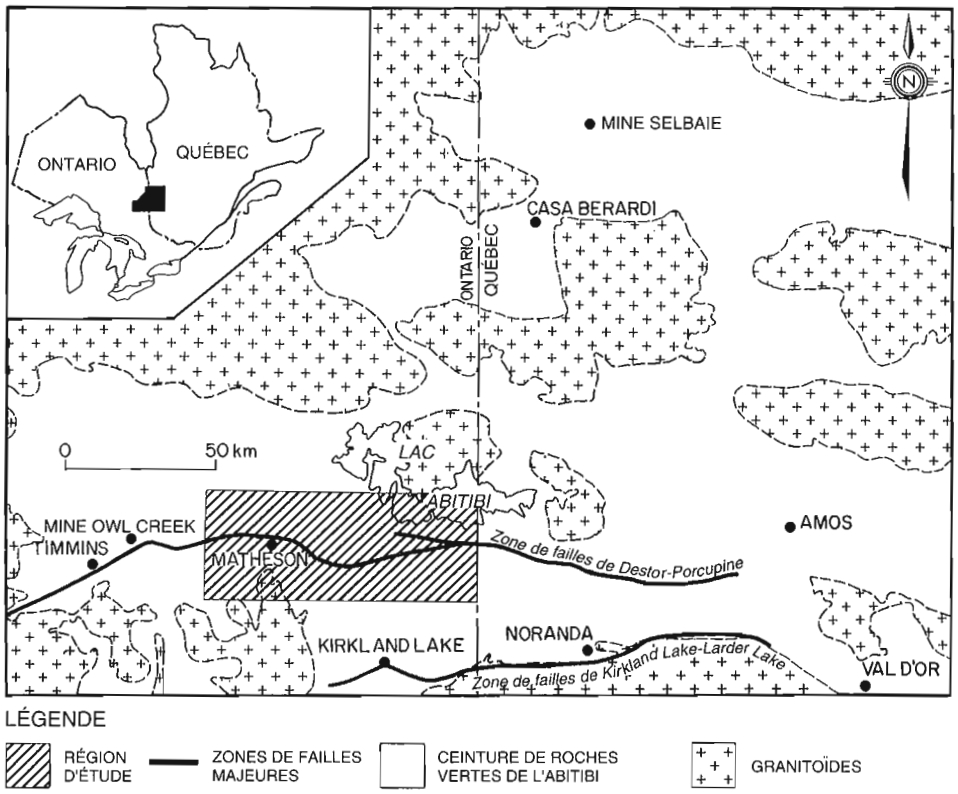


Figure 1. Carte de localisation de la région d'étude.

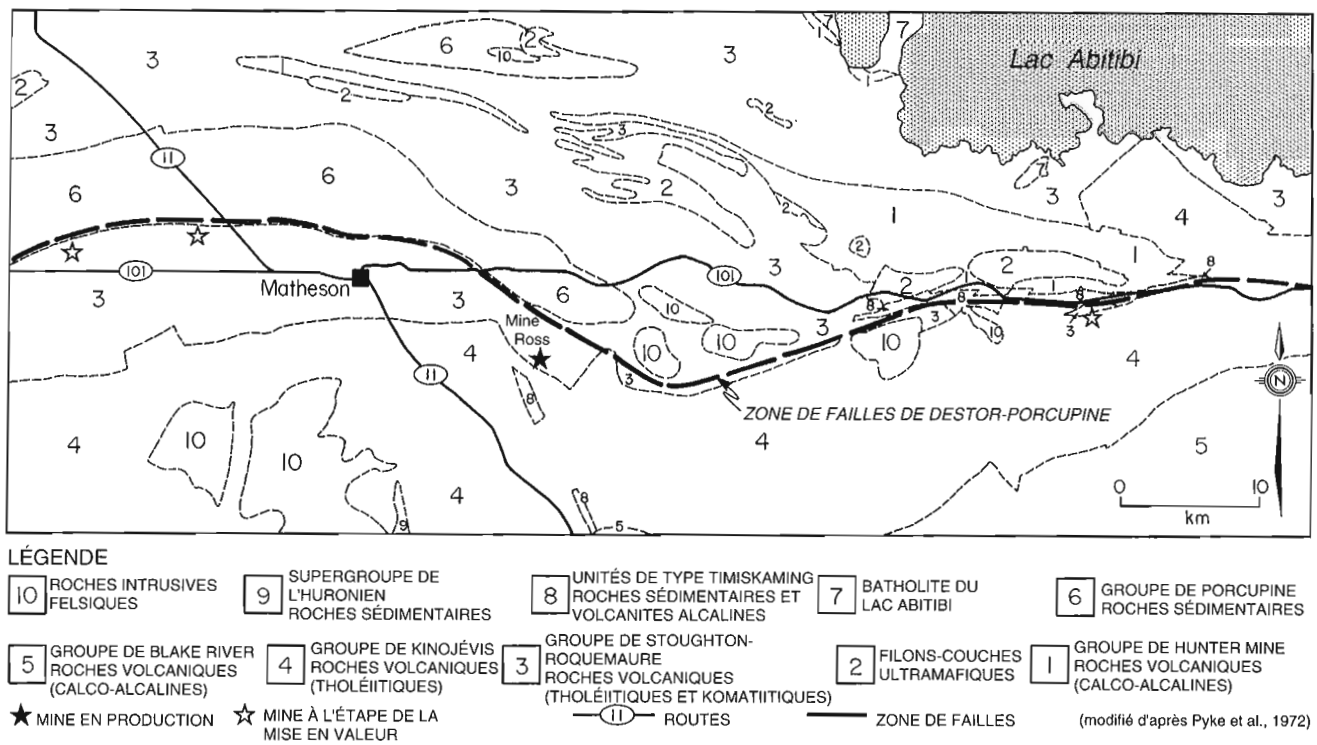


Figure 2. Géologie du substratum rocheux de la région d'étude.

Dépôts de surface

Till

Dans la région, Hughes (1959) a donné au till supérieur le nom de formation de Matheson (unité informelle). En surface, ce till se présente sous forme de mince placage discontinu sur les hautes terres rocheuses. Le till est fortement oxydé et altéré jusqu'à une profondeur d'au moins un mètre. On rapporte que l'épaisseur de ce till peut dépasser 30 m, quoiqu'elle varie habituellement entre 0,5 et 6 m. Sa répartition est influencée par le fort relief du substratum rocheux. Les séquences de till les plus épaisses se trouvent en amont et en aval glaciaire des protubérances du substratum rocheux et dans les vallées du substratum rocheux à parois escarpées. Le till non oxydé est habituellement massif et compact et possède une matrice sablo-silteuse à silto-sableuse. Il renferme de 5 à 25 % de clastes qui varient d'extrêmement anguleux à subarrondis. Dans l'ensemble, les débris de roches volcaniques et sédimentaires sont plus anguleux que les débris de roches intrusives. Dans la majorité des cas étudiés, le till a été déposé à la base du glacier, sous forme de till de fond ou de till de fusion. Cette interprétation se fonde sur : 1) l'abondance de débris d'origine locale, 2) la surconsolidation du till et 3) la forme des clastes. Dans un certain nombre d'endroits, on a observé du till stratifié; on considère qu'il s'agit la plupart du temps de till flué ou de dépôts de coulées de débris.

Dépôts juxtaglaciaires

La majeure partie des dépôts fluvioglaciaires de la région se présente sous forme d'eskers. L'orientation de la plupart des eskers suit celle des linéaments et des systèmes de failles du substratum rocheux qui sont dirigés vers le nord et le nord-ouest. L'esker de Munro (fig. 3) est de loin le plus gros esker de la région; d'une largeur de 10 km, il traverse la région étudiée sur toute sa largeur qui est de 40 km. Sur le plan topographique, les eskers se présentent sous forme de crêtes bien découpées, flanquées de plaines à kettles ou de plaines unies cartographiées comme étant des deltas ou des cônes sous-aquatiques. Les eskers se composent principalement de sables à travers lesquels s'intercalent, à l'occasion, des couches de gravier. Les dépôts juxtaglaciaires autres que les eskers comprennent de petites crêtes morainiques et des deltas de kames.

Dépôts glaciolacustres

Les dépôts mis en place au fond des lacs glaciaires Barlow et Ojibway ont reçu de Hughes (1965) le nom de Formation de Barlow-Ojibway. On peut diviser les dépôts en deux unités : 1) des sédiments glaciolacustres fins comprenant de l'argile, de l'argile varvée et du silt; et 2) des sédiments grossiers comprenant surtout du sable et un peu de gravier. Les dépôts fins, surtout les argiles varvées, forment une vaste plaine qui recouvre en avancée (biseau d'aggradation) les hautes terres rocheuses et les complexes d'eskers. Dans la région étudiée, l'épaisseur des matériaux fins est en moyenne de 17 m mais elle peut atteindre 75 m.

Dans le cas des sédiments grossiers, on distingue deux faciès de dépôt principaux : 1) un faciès de transition des sédiments fluvioglaciaires, en bordure des versants des principaux complexes d'eskers; et 2) un faciès de dépôt fluvioglaciaire ou de till remaniés dans la zone littorale, à haute énergie, à mesure que le niveau du lac baissait.

Dépôts de marécage

Il y a de grands marécages à travers toute la région; on les trouve habituellement dans les endroits occupés par les argiles glaciolacustres imperméables. On trouve aussi des dépôts de marécage dans de petits bassins du substratum rocheux, dans les hautes terres.

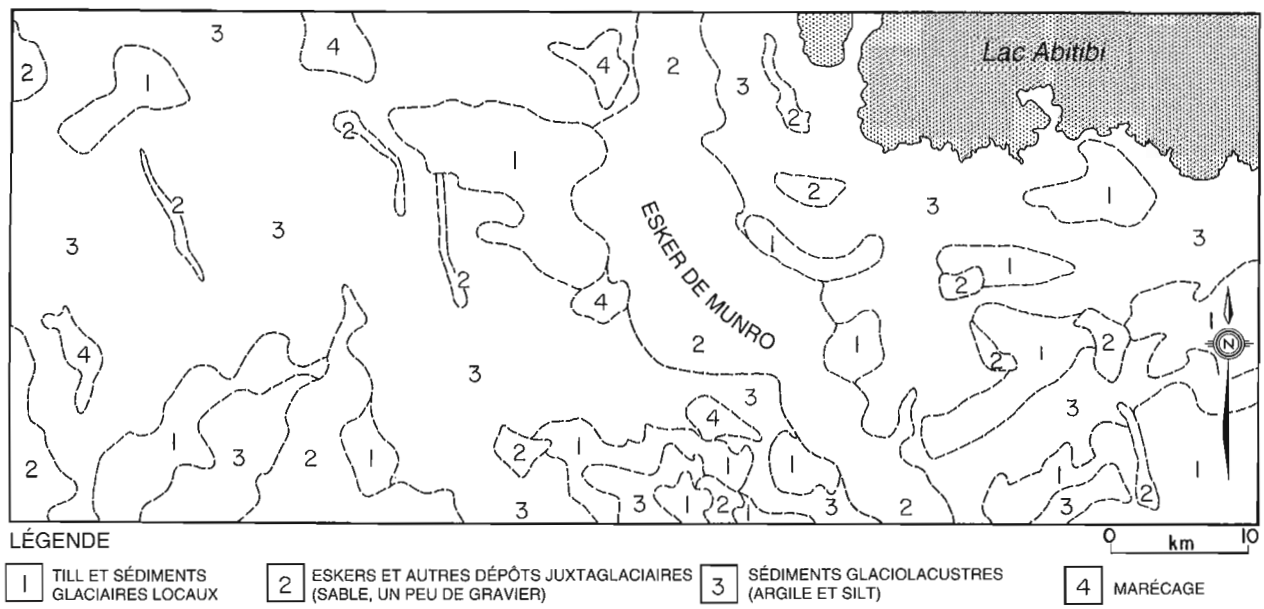


Figure 3. Géologie des dépôts de surface de la région d'étude.

PROGRAMME DE SONDAGE

Les données présentées dans cet article ont été recueillies au cours de programmes de sondage du mort-terrain mis en oeuvre en 1984, 1985 et 1987. Ces programmes étaient des éléments importants d'un projet d'échantillonnage du till à l'échelle régionale que la Commission géologique de l'Ontario avait entrepris de réaliser dans la région de Matheson. Dans les secteurs de grande épaisseur de dépôts glaciaires, on a eu recours à une foreuse rotasonique pour prélever les carottes devant servir aux études stratigraphiques et à l'échantillonnage pour les analyses géochimiques. De 1984 à 1987, 174 trous ont été forés (fig. 4). Dans les secteurs de dépôts glaciaires minces, l'échantillonnage s'est fait dans des tranchées creusées à l'aide d'une pelle rétrocaveuse.

Méthode de forage

Le forage à l'aide de la foreuse rotasonique, qui fait appel à la fois à la rotation et à la résonance du train de tige, donne une carotte continue et relativement intacte, depuis la surface du sol jusqu'à l'intérieur du substratum rocheux. Aucun fluide de forage n'est requis, sauf quand on fore le substratum rocheux ou de gros blocs erratiques. La carotte obtenue, d'un diamètre de 88 mm, permet de se livrer à un examen stratigraphique complet et à une interprétation des milieux de dépôt; elle fournit en outre des échantillons pour les analyses géochimiques. La méthode de forage à l'aide de la foreuse rotasonique a été présentée en détail par Averill et al. (1986).

Afin d'obtenir des carottes représentant aussi complètement que possible la stratigraphie glaciaire de la région, plusieurs forages ont été effectués à l'aplomb de vallées enfouies du substratum rocheux, orientées perpendiculairement à la direction du dernier écoulement glaciaire. Le tracé de ces vallées a été établi à partir de levés électromagnétiques aéroportés ou effectués sur le terrain. D'autres forages ont été effectués au sud de la zone de failles de Destor-Porcupine, dans des secteurs où la géologie est complexe ou inconnue, et dans d'autres endroits, afin d'obtenir des échantillons représentatifs de l'ensemble du territoire.

Traitement des échantillons

On a établi la colonne stratigraphique détaillée de chaque carotte et on a échantillonné les unités de till et de sable fluvioglaciaire. Un échantillon en vrac de 8 à 10 kg et deux échantillons de 250 g ont été prélevés dans chaque intervalle. Les échantillons en vrac ont servi à la préparation des concentrés de minéraux lourds. Les étapes du traitement sont présentées dans un organigramme établi par Baker et al. (1985). L'examen minéralogique des concentrés de minéraux lourds (densité >3,3) comprend le comptage de 100 grains et un examen de tout le concentré de minéraux lourds pour y déceler la présence de minéraux indicateurs et de minéraux accessoires. Ensuite, on enlève la magnétite et on procède au dosage de certains éléments des concentrés de minéraux lourds (CML). L'analyse par activation neutronique permet de doser l'or, l'arsenic, l'antimoine, le cobalt, le chrome, l'uranium et le tungstène. Pour l'argent, le cuivre, le plomb, le zinc, le nickel et le molybdène, le dosage se fait par spectrométrie de plasma à courant continu. Pour le dosage du titane et du zirconium, on a recours à la spectrométrie de fluorescence X d'une pastille.

À partir d'un des deux échantillons de 250 g, on obtient deux échantillons de classes granulométriques inférieures à 63 µm et à 2 mm. Ces fractions servent au dosage des mêmes

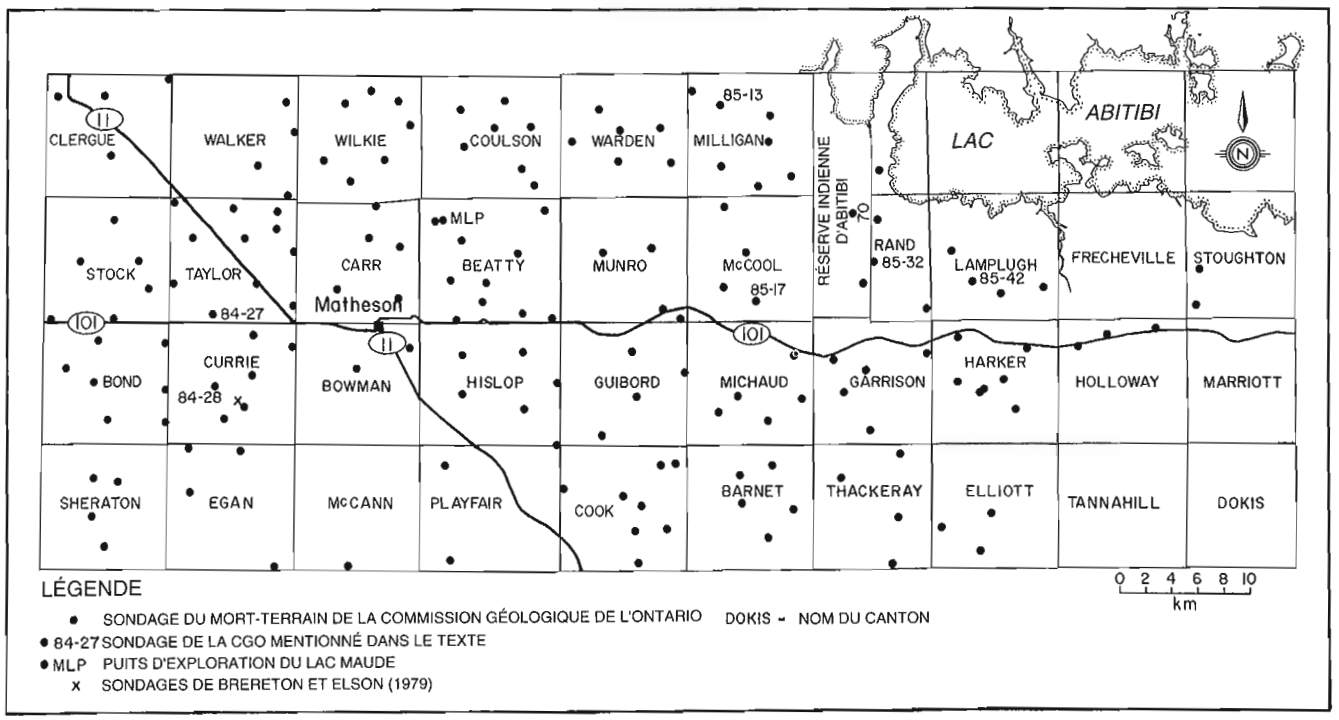


Figure 4. Carte de localistion des forages et d'autres points de cueillette de données.

éléments en traces déjà mesurés dans les CML. De plus, on procède au dosage des principaux oxydes de la fraction inférieure à 2 mm. Le deuxième échantillon de 250 g sert à l'analyse de la texture de la matrice du till (fraction inférieure à 2 mm) et au dosage des carbonates dans les matériaux de la fraction inférieure à 74 µm (Dreimanis, 1962). Un résumé des résultats d'analyse sur lesquels se fondent les interprétations stratigraphiques est présenté à la figure 5.

STRATIGRAPHIE GLACIAIRE

Six séquences stratigraphiques de base ont été reconnues à partir des données de forage recueillies. Ces séquences diffèrent quant au nombre d'unités de till et aux types de tills classés selon leur mode de mise en place; elles diffèrent aussi quant à la quantité et à la position des sédiments glaciolacustres et fluvioglaciaires. Les six modèles de séquence sont présentés et illustrés à l'aide d'exemples pris sur le terrain.

Tous les forages ont recoupé les sédiments déposés par la dernière avancée glaciaire vers le sud (170°) ou associés à cette avancée. Le till déposé pendant cet événement glaciaire a été désigné sous le nom de till de Matheson (appellation informelle). Dans cet article, le till de Matheson, qui repose sur les sédiments de la Formation de Barlow-Ojibway, et tous les sédiments fluvioglaciaires intermédiaires seront désignés sous le nom de drift de Matheson. Dans environ 30 % des forages, on a trouvé des sédiments associés à un ou plusieurs événements glaciaires plus anciens. Ces derniers sédiments seront désignés ici sous les noms de drift intermédiaire et de drift basal.

DONNÉES DISPONIBLES

TYPE DE DONNÉE	FRACTION			CAROTTE
	CML Géochimie Minéralogie Comptage de grains	< 63 µm Géochimie Carbonates	< 2 mm Géochimie Oxydes majeurs Texture	Description détaillée Comptage de cailloux Données de poids

Figure 5. Données disponibles.

Modèle 1 – Drift de Matheson – Till homogène

La séquence stratigraphique du modèle 1 contient uniquement le drift de Matheson, lequel comprend l'argile varvée et le silt de la Formation de Barlow-Ojibway déposés sur le till de Matheson qui, lui, repose sur le substratum rocheux (fig. 6). L'épaisseur du till varie de 10 cm à plus de 30 m. Dans ce modèle, tout le till est homogène, tant du point de vue de son aspect et de sa texture que de ses caractères minéralogiques et chimiques. Partout où ce modèle s'applique, on croit qu'il n'y a eu qu'un seul mode de mise en place du till.

Le forage 85-32 est un exemple du modèle 1 (fig. 6). Pour les quatorze échantillons de till, les teneurs en cuivre des trois fractions concordent sur toute la profondeur. Les variations des teneurs en cuivre à l'intérieur d'une même fraction sont attribuables à un faible tri des matériaux du till. Pour la plupart des autres éléments dosés, les teneurs sont également assez uniformes pour les quatorze échantillons de till.

L'échelle logarithmique utilisée à la figure 6 pour présenter les teneurs en cuivre fait ressortir les différents ordres de grandeur des teneurs en éléments en traces de chacune des trois fractions d'un échantillon. Deux conclusions d'ordre général peuvent être formulées à partir des données. Pour la plupart des éléments présents dans les échantillons non oxydés, les concentrés de minéraux lourds présentent des teneurs en éléments en traces qui sont de 5 à 10 fois plus élevées que celles des deux autres fractions. Enfin, les teneurs de la fraction inférieure à 63 µm sont habituellement un peu plus élevées que celles de la fraction inférieure à 2 mm.

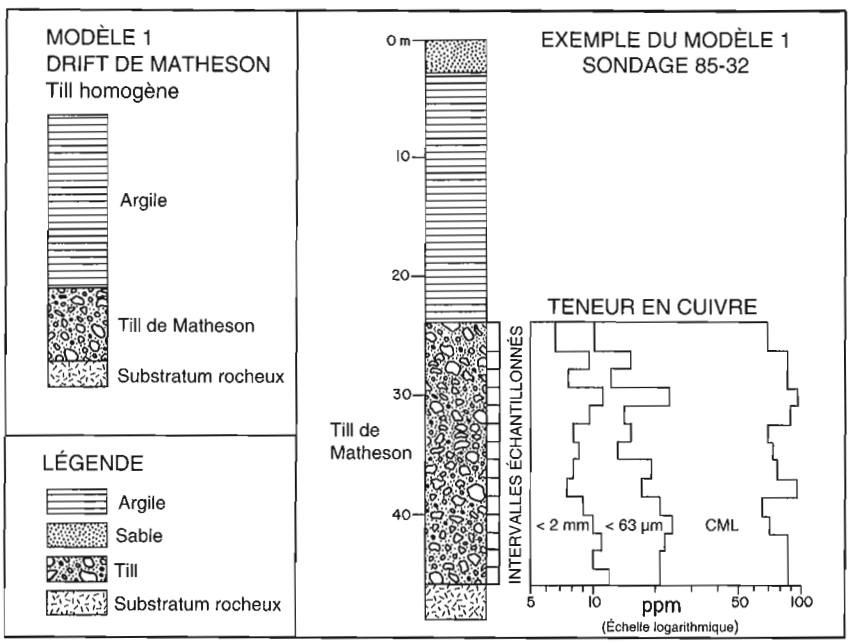


Figure 6. Modèle 1 – Drift de Matheson – Till homogène

Modèle 2 – Drift de Matheson – Cas de tills multiples

Le modèle 2 ressemble au premier par le fait qu'il ne renferme que le drift de Matheson; cependant, la mise en place du till de Matheson du modèle 2 est associée à deux processus différents ou plus (fig. 7). L'examen visuel de la carotte, qui porte sur des paramètres comme la texture et le tri des éléments de la matrice, la structure, la compacité, la couleur (surtout en rapport avec la couleur du substratum rocheux sous-jacent), les caractères lithologiques et la forme des clastes, servent à distinguer les unités de coulées de débris des unités de till de fusion ou de till de fond. Habituellement, il n'y a aucune différence ou seulement des différences minimes entre les caractéristiques géochimiques et minéralogiques des intervalles de till associés à un même événement glaciaire mais dont les modes de mise en place diffèrent.

Dans le forage 85-13 (fig. 7), le till des six échantillons supérieurs présente des laminations floues et il est interlité avec du sable mal trié et, parfois, avec de minces couches de silt et d'argile. On estime que le till de cet intervalle est un dépôt de coulées de débris. Le till massif qui se trouve sous cet intervalle est un till de fusion ou un till de fond ou un mélange des deux. Tous les échantillons de till présentent toutefois les mêmes caractéristiques chimiques comme l'indiquent les teneurs en cuivre, en chrome et en zirconium des concentrés de minéraux lourds.

Modèle 3 – Sédiments glaciaires associés à deux événements glaciaires

La stratigraphie du modèle 3 comprend les séquences complètes de sédiments glaciaires (drifts) associés à deux événements glaciaires (fig. 8). Le drift de Matheson comprend des sédiments glaciolacustres fins de la Formation de Barlow-Ojibway reposant sur un till. Le drift intermédiaire, plus ancien, comprend des sédiments glaciolacustres ou fluvioglaciaires, ou les deux, recouvrant un till reposant habituellement sur le substratum rocheux. Dans le modèle 3, il est facile de distinguer les deux séquences de sédiments glaciaires à partir de la stratigraphie. Dans certains cas, on remarque entre les deux une importante discontinuité des résultats d'analyse.

Dans le forage 84-27, des critères stratigraphiques permettent de distinguer facilement le drift de Matheson du drift intermédiaire (fig. 8). Le drift de Matheson est composé de till et de sable interstratifiés, recouverts d'argile. Au sommet du drift intermédiaire, on trouve une couche d'alluvions d'une épaisseur de 1,2 m renfermant des fragments de coquilles et de la matière organique. Les alluvions recouvrent 16 m d'argiles varvées qui se sont surconsolidées pendant une avancée glaciaire subséquente. Les caractéristiques chimiques des unités de till des deux drifts ne présentent que de très légères différences. Une telle similarité s'explique surtout par le fait qu'en amont glaciaire du forage 84-27, l'avancée des nappes glaciaires qui ont déposé ces unités de till se faisait sur les mêmes types de roches. Si les unités de till étaient en contact, il serait, au mieux, difficile de les distinguer à partir des seules données géochimiques. Les diagrammes des teneurs en nickel, en cuivre et en chrome des concentrés de minéraux lourds illustrent bien ces différences subtiles (fig. 8). Dans le forage 84-27, le till de Matheson renferme deux fois plus d'argile que le till intermédiaire; cela s'explique par l'incorporation de sédiments glaciolacustres sous-jacents et par un mode de mise en place lié à différents processus. Les données sur la texture révèlent l'existence d'unités de till distinctes qui ne sont toutefois pas toujours rattachées à des événements glaciaires différents. Les données minéralogiques obtenues pour ce forage ne diffèrent pas de façon sensible d'une unité de till à l'autre.

Modèle 4 – Drift de Matheson surmontant un till plus ancien

Dans le modèle 4, le till de Matheson est en contact avec une unité de till associée à un événement glaciaire plus ancien : aucune unité glaciolacustre ou fluvioglaciaire ne les sépare

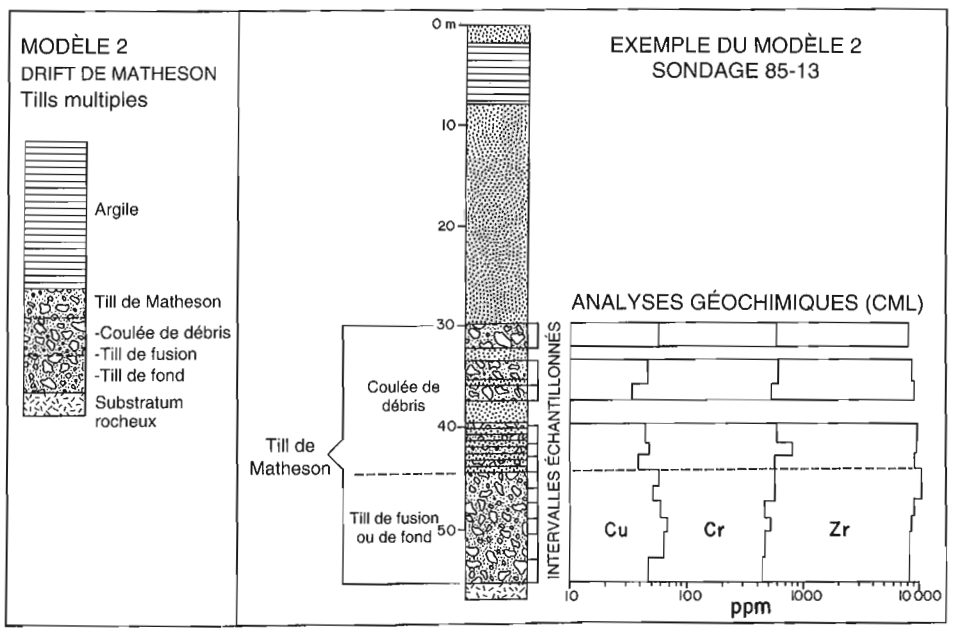


Figure 7. Modèle 2 – Drift de Matheson – Tills multiples

(fig. 9). Dans certains cas, on peut différencier les deux unités de till par un examen visuel attentif de la carotte. La subdivision d'un intervalle de till présentant des propriétés physiques assez uniformes en plusieurs séquences de sédiments glaciaires se fonde sur les discontinuités statistiques nettes que présentent les résultats d'analyse. La présence d'une zone de données géochimiques assez uniformes à l'intérieur d'un intervalle de till entraîne une séparation en plusieurs unités de till si les teneurs diffèrent de façon significative de celles qu'on mesure au-dessus ou en-dessous de cette zone. Dans ce modèle, le drift intermédiaire correspond habituellement à l'unité de till la plus ancienne.

Dans le forage 85-42, deux unités de till sont en contact à une profondeur de 33,5 m. Ces unités (l'unité supérieure étant celle du till de Matheson) ont été différenciées pour la première fois lorsqu'on a remarqué, pendant un examen détaillé de la carotte, que la couleur et la densité changeaient sans transition. Les résultats de l'analyse ont révélé que les cinq

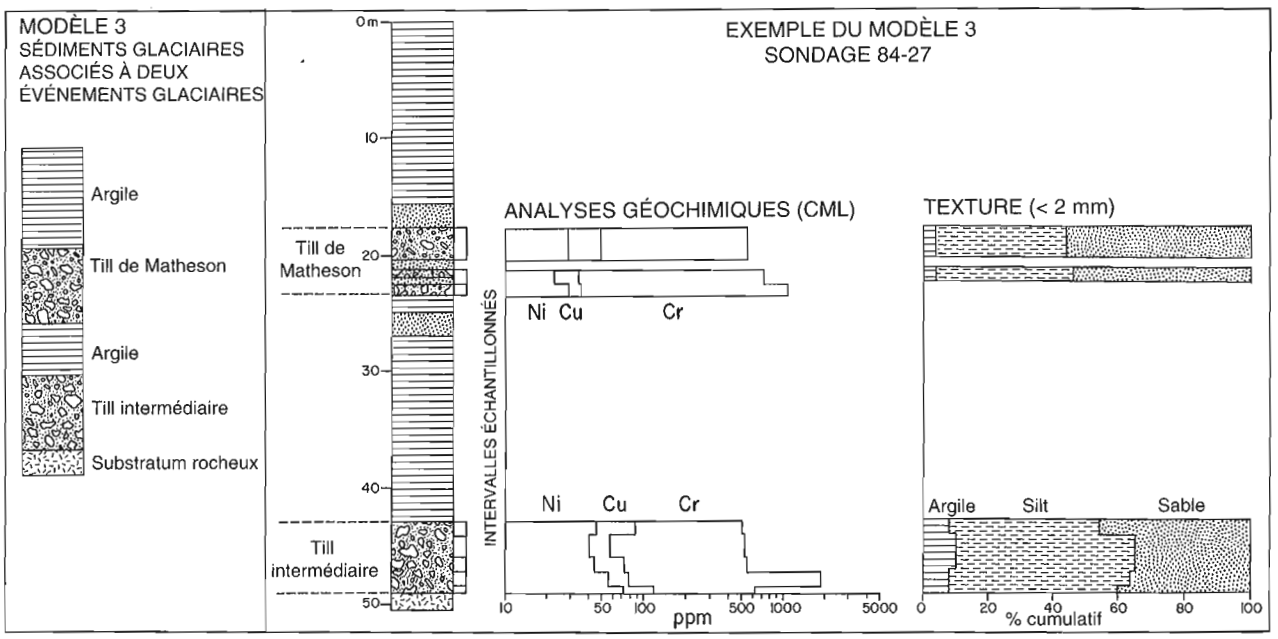


Figure 8. Modèle 3 – Sédiments glaciaires associés à deux événements glaciaires.

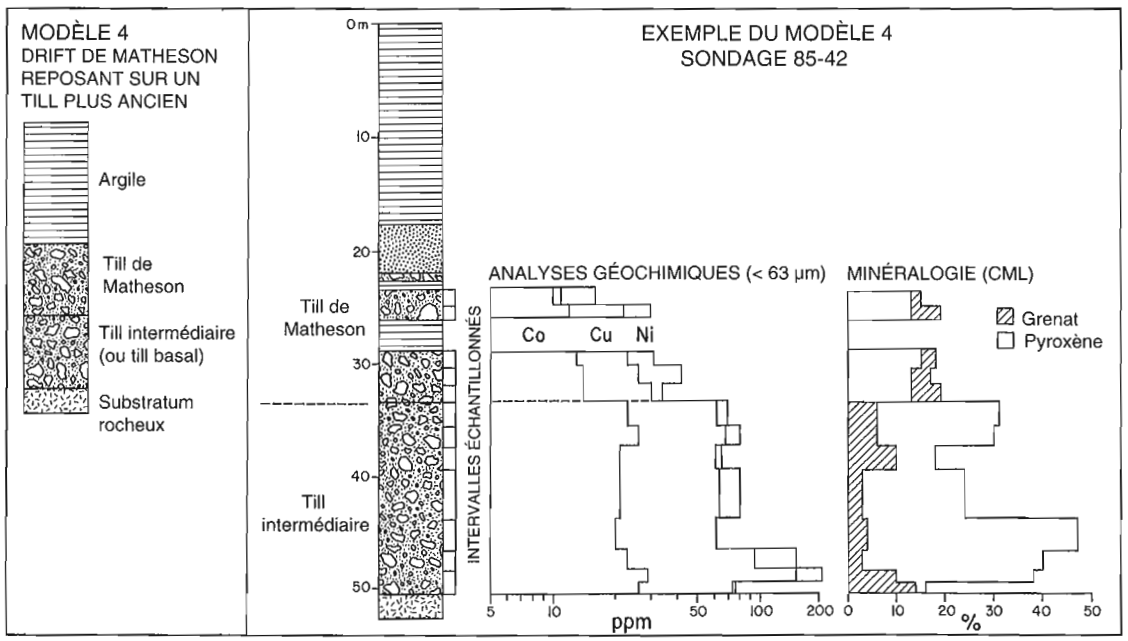


Figure 9. Modèle 4 – Drift de Matheson reposant sur un till plus ancien.

échantillons de till se situant au-dessus de 33,5 m de profondeur présentaient des caractéristiques géochimiques et minéralogiques différentes de celles des échantillons inférieurs, ce qui indique une provenance différente. L'explication la plus probable est qu'il y a eu mise en place des sédiments lors de deux avancées glaciaires distinctes. Il est moins probable que les différences soient attribuables à un transport des matériaux par un même glacier mais sur des distances différentes, probablement en raison d'un transport à la base du glacier versus un transport à l'intérieur de la masse de glace. La discontinuité des résultats d'analyse est bien nette pour plusieurs des éléments de la fraction inférieure à 63 µm incluant le cobalt, le cuivre et le nickel (fig. 9). Dans ce forage, les caractéristiques géochimiques des minéraux lourds, à l'exception peut-être du zirconium, ne peuvent pas servir à séparer les unités de till. Cependant, l'abondance de grenat et de pyroxène dans les concentrés de minéraux lourds peut confirmer le bien-fondé d'une séparation d'un intervalle de till en deux unités, probablement associées à deux événements glaciaires distincts.

Modèle 5 – Till intermédiaire seulement

La stratigraphie du modèle 5 comprend les sédiments glaciolacustres de la Formation de Barlow-Ojibway qui surmonte un till mis en place lors d'une précédente avancée glaciaire (fig. 10). La stratigraphie de ce modèle a été établie sur le terrain, lors de travaux effectués près du lac Maude, dans un puits d'exploration situé près du centre de la région étudiée (voir fig. 4).

Au puits d'exploration du lac Maude, dans une vallée du substratum rocheux d'orientation est-ouest, des poches du till intermédiaire reposent sur le substratum rocheux (fig. 10). Sous ces poches de till, les stries qui marquent la surface du substratum rocheux sont toutes en direction de 240°. Ailleurs dans le puits, on trouve des stries dont les directions sont de 240° et de 170°. Au-dessus des poches de till, on trouve une unité de sable mal trié renfermant parfois des couches de diamicton. On croit que le sable et les argiles varvées qui le surmontent sont associés à l'avancée glaciaire la plus récente, en direction de 170° (Matheson).

Malgré que ce modèle stratigraphique n'ait pas encore été reconnu dans des carottes, il faut admettre son existence. Certaines carottes considérées comme appartenant au modèle 1 présentent peut-être, en réalité, la stratigraphie du modèle 5.

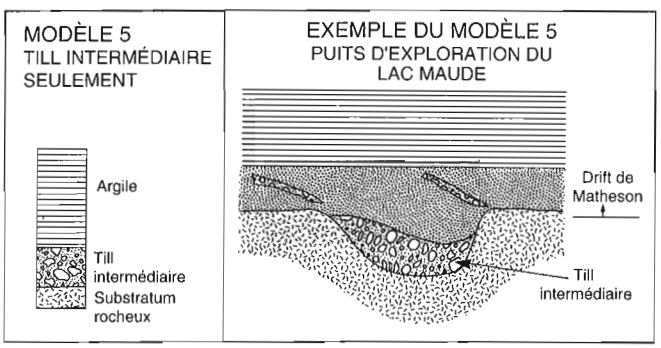


Figure 10. Modèle 5 – Till intermédiaire seulement

Pour reconnaître ce modèle stratigraphique, il faudrait probablement que le substratum rocheux en amont glaciaire (au nord-est) présente des caractères lithologiques distinctifs, qu'il ait été soumis à des processus d'érosion glaciaire et que les débris aient été déposés là où on procède au forage. L'identification de ces débris permettrait de conclure que le till a été déposé par un glacier s'écoulant vers le sud-ouest (240°). Ces caractères lithologiques distinctifs pourraient être établis à partir d'un examen de la lithologie des clastes ou d'analyses chimiques.

Modèle 6 – Sédiments glaciaires associés à trois événements glaciaires

Le modèle 6 comprend trois séquences de sédiments glaciaires; chacune d'elles est constituée de sédiments glaciolacustres surmontant un till (fig. 11). Le drift de Matheson surmonte le drift intermédiaire qui lui-même repose sur le drift basal dont on connaît peu de choses. Ce dernier a été reconnu dans moins de 5 % des forages et il est peu répandu. Le modèle 6 représente la stratigraphie glaciaire composite de la région de Matheson.

Le forage 84-28 illustre le modèle 6 (fig. 11). L'intervalle de till du drift intermédiaire est mince et on n'en possède qu'un seul échantillon. Cela pose quelques problèmes, d'abord quand il s'agit de reconnaître l'unité et son importance stratigraphique; ensuite, la comparaison des résultats d'analyse à ceux d'autres unités de till se révèle hasardeuse par suite d'un faible tri du till. L'unité de till mince, dans le forage 84-28, est sans aucun doute distincte de celles qui se trouvent au-dessus ou en-dessous parce qu'elle s'épaissit et se maintient au même niveau stratigraphique dans des forages voisins. Cette unité de till intermédiaire, comparée aux autres tills, a une matrice plus sableuse et présente de légères différences de densité et de couleur. Les résultats de l'analyse géochimique révèlent que le till de Matheson et le till intermédiaire présentent souvent des teneurs en éléments en traces semblables, différentes de celles du till basal. Ce fait est illustré par les diagrammes des teneurs en cobalt, en nickel et en zirconium de la fraction inférieure à 63 µm et des teneurs en chrome des concentrés de minéraux lourds (fig. 11). Pour certains éléments, les résultats de l'analyse géochimique du till intermédiaire se situent à mi-chemin entre les teneurs du till de Matheson et ceux du till basal, comme on peut le constater sur les diagrammes des teneurs en cuivre et en nickel des concentrés de minéraux lourds (fig. 11). Dans le forage 84-28, les caractéristiques chimiques des unités de till diffèrent assez peu; il faut donc établir la colonne stratigraphique détaillée du forage et recourir aux données sur la texture et aux données concernant divers éléments de plusieurs fractions pour distinguer les sédiments associés à chacun des trois événements glaciaires.

STRATIGRAPHIE RÉGIONALE DU QUATERNAIRE

Dans la région de Matheson, la stratigraphie glaciaire (quaternaire) composite établie dans le cadre de cette recherche correspond au modèle 6. Il existe une certaine corrélation

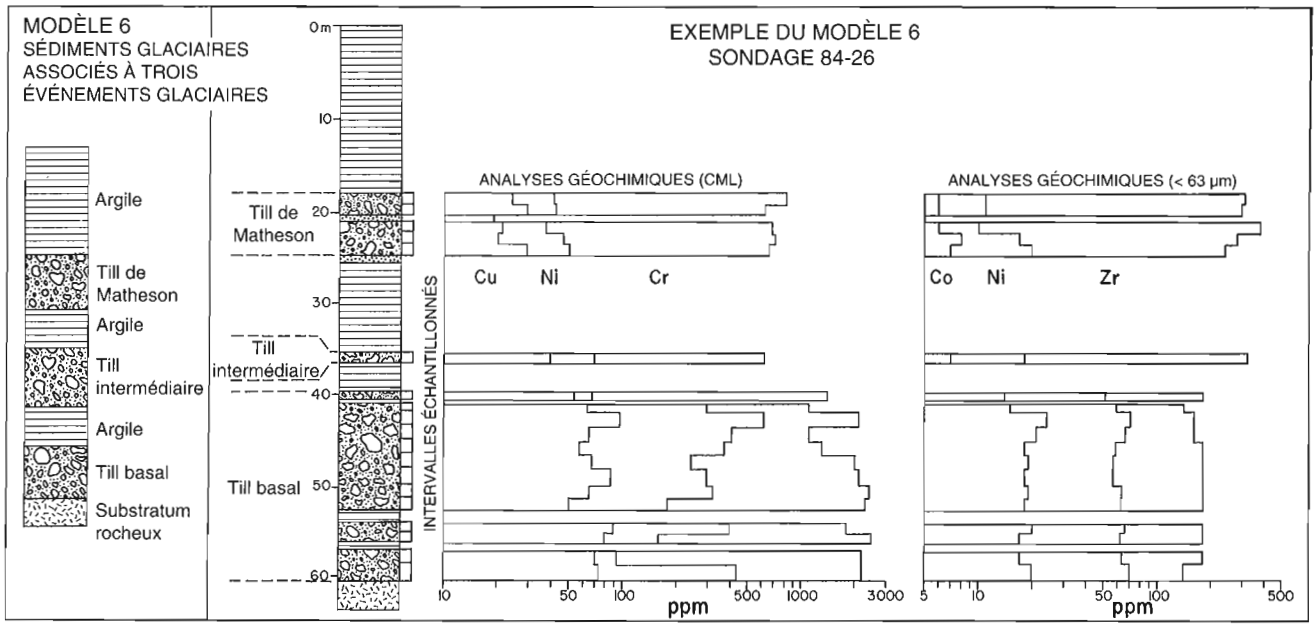


Figure 11. Modèle 6 – Sédiments glaciaires associés à trois événements glaciaires

CORRÉLATION DE LA STRATIGRAPHIE GLACIAIRE - NORD-EST DE L'ONTARIO ET NORD-OUEST DU QUÉBEC

Bird et Coker (1987)	Falconbridge Mines ltée. (P.W. Alcock, communication personnelle, 1987)	Steele et al. (présente étude)	Veillete (1986)
Mine Owl Creek	Région de Timmins	Région de Matheson	Région de l'Abitibi
COCHRANE 130°	(ces régions sont au sud de la limite du Till de Cochrane)		
MATHESON 170°	MATHESON 170°	MATHESON 170°	SUD-SUD- EST 170°
			SUD-SUD-OUEST 180-220°
INTERVALLE NON GLACIAIRE			
PLUS ANCIEN 150°	240° (?)	INTERMÉDIAIRE 240°	OUEST-SUD-OUEST 230-270°
LE PLUS ANCIEN 240°	150°	BASAL ?	

Figure 12. Corrélation entre la stratigraphie glaciaire du nord-est de l'Ontario et celle du nord-ouest du Québec.

entre les trois séquences de sédiments glaciaires identifiées et les séquences stratigraphiques quaternaires établies à la mine Owl Creek (Bird et Coker, 1987), dans la région de Timmins (DiLabio et al., 1988; Alcock, 1986; P.W. Alcock, communication personnelle, 1987) et en Abitibi, dans le nord-ouest du Québec (Veillette, 1986) (fig. 12). La stratigraphie proposée s'accorde avec les données sur les sédiments recueillies dans deux trous d'exploration du mort-terrain percés jusqu'au substratum rocheux dans le canton de Currie, à 11 km au sud-ouest de Matheson (Brereton et Elson, 1979).

Dift basal

Les sédiments associés à la plus ancienne avancée glaciaire dont on retrouve la trace dans la séquence stratigraphique du Quaternaire sont, de façon non formelle, désignés collectivement sous le nom de drift basal. Dans la région de Matheson, on n'a trouvé le drift basal que dans les carottes de forage. Les sédiments de cette unité sont discontinus et n'ont été préservés que dans des dépressions rocheuses isolées. On en trouve plus souvent dans la partie ouest de la région; le plus important des dépôts connus se trouve dans la partie centrale du canton de Currie et le dépôt le plus à l'est se trouve dans le canton de McCool, à 28 km à l'est de Matheson. Au Québec, on n'a pas trouvé de sédiments pouvant être corrélés avec le drift basal (Veillette, 1986).

Les résultats de l'analyse du drift basal actuellement disponibles ne nous permettent pas de déterminer la direction de progression glaciaire. Éventuellement, les informations fournies par la microfabrique des clastes, ou les modèles de dispersion de fragments de roches ou d'éléments en traces pourraient nous permettre de déterminer la direction de l'écoulement glaciaire.

À la mine Owl Creek, à environ 24 km à l'ouest de la région étudiée, un ensemble de sédiments occupant la base de la colonne stratigraphique glaciaire a été provisoirement corrélé avec une avancée glaciaire dirigée à 240° (fig. 12) à partir des stries et des formes profilées mesurées dans la région de Timmins (Bird et Coker, 1987). Cet ensemble, considéré par Bird et Coker, de façon non formelle, comme «le drift le plus ancien», et le drift basal de la région de Matheson peuvent être corrélés si on se fonde sur leur position stratigraphique respective. Bird et Coker (1987) ont indiqué qu'il faudrait entreprendre d'autres recherches sur les directions d'écoulement glaciaire associées aux deux unités basales de till présentes à la mine Owl Creek; de nouvelles données pourraient entraîner des modifications des directions supposées.

Dans le cadre de travaux effectués récemment dans la région de Timmins par la société Falconbridge ltée (P.W. Alcock, communication personnelle, 1987), on a trouvé une séquence stratigraphique semblable à celle de la région de Matheson. Les sédiments glaciaires reposant sur le substratum rocheux sont provisoirement corrélés avec un glacier qui s'écoulait en direction de 150°. Les stries présentant cette orientation sont nombreuses sur les affleurements qu'on trouve autour du lac Nighthawk situé entre Timmins et Matheson.

Dans la région de Matheson, le drift basal est constitué de till de fusion ou de till de fond surmonté de sédiments glaciolacustres et fluvioglaciaires. En général, les sédiments glaciaires se composent de till recouvert, en discordance, par des argiles varvées.

Drift intermédiaire

On a rencontré le drift de Matheson et le drift intermédiaire dans environ 30 % des forages de la région de Matheson. Le till intermédiaire est exposé aussi dans le puits d'exploration du lac Maude, dans le canton de Beatty (voir fig. 4). L'étendue de ces sédiments glaciaires en subsurface est suffisamment importante pour permettre d'établir des corrélations entre les forages dans les petits bassins du substratum rocheux. On a reconnu la présence du drift intermédiaire à l'ouest des cantons de Harker et de Lamplugh. Au même niveau stratigraphique, on trouve souvent des sédiments glaciaires dans les forages des régions de Timmins (Bird et Coker, 1987), de Selbaie (Bouchard et al., 1986), de Casa-Berardi (Sauerbrei et al., 1987) et d'Amos (Veillette, 1986) qui font partie de la grande ceinture d'argile et de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi.

Quelques stries et des affleurements rocheux profilés indiquent qu'un glacier s'est avancé dans la région en direction du sud-ouest (240°). En s'appuyant sur ces stries et sur les mesures de la fabrique des cailloux dans le puits du lac Maude, on peut établir une relation entre le drift intermédiaire et une avancée glaciaire en direction de 240°. Veillette (1986), dans une importante recherche sur les indicateurs d'écoulement glaciaire effectuée à l'est et au sud de la région de Matheson, est arrivé à la conclusion que l'avancée glaciaire qui a immédiatement précédé l'avancée glaciaire maximale du Wisconsinien supérieur était en direction de l'ouest-sud-ouest (230 à 270°). Le drift intermédiaire de la région de Matheson témoigne de cette avancée glaciaire (fig. 12).

À la mine Owl Creek, on a provisoirement corrélé l'ensemble stratigraphique glaciaire qui se trouve en-dessous du drift de Matheson avec une avancée glaciaire en direction de 150° en se fondant sur la fabrique des clastes et sur les modèles de dispersion (Bird et Coker, 1987). Cet ensemble «plus ancien» (pour reprendre les termes de Bird et Coker) est constitué de sédiments fluviolacustres et fluvioglaciaires reposant sur un till. L'ensemble «plus ancien» et le drift intermédiaire de la région de Matheson occupent la même position stratigraphique et sont séparés du drift de Matheson par une unité de sédiments non glaciaires. Le drift intermédiaire de la région de Matheson est constitué de sédiments glaciolacustres, habituellement des argiles varvées, reposant sur un till. Il arrive que du sable d'origine fluvioglaciaire sépare l'argile du till. Comme on l'a déjà mentionné, une recherche récente dans la région de Timmins (P.W. Alcock, communication personnelle, 1987) a proposé d'établir une corrélation entre les sédiments glaciaires se trouvant juste en dessous de l'intervalle non glaciaire dans toute la région de Timmins-Matheson et de les associer à un écoulement en direction de 240°. Cette interprétation demeurera provisoire tant qu'on n'aura pas tiré au clair les données sur la fabrique

des clastes et les différences stratigraphiques entre l'ensemble «plus ancien» et l'ensemble «le plus ancien» trouvés à la mine Owl Creek et le drift intermédiaire de la région de Matheson.

Une couche discontinue de matière organique séparant la séquence de Matheson de celle des sédiments glaciaires sous-jacents a été identifiée dans la région de Matheson-Timmins. Ces sédiments non glaciaires sont désignés par DiLabio et al. (1988) sous le nom informel de «couches d'Owl Creek». Ces matériaux recouvrent souvent l'argile varvée du drift intermédiaire. Au cours de cette recherche, les forages 84-27 (canton de Taylor) et 85-17 (canton de McCool) ont souvent recoupé des couches assez épaisses de matière organique à ce niveau stratigraphique (voir fig. 4). Dans le forage 84-27, des alluvions d'une épaisseur de 1,2 m à stratification horizontale renfermant de petits fragments de bois et de coquilles ont été trouvées à une profondeur de 23,8 m (Commission géologique de l'Ontario, 1986a). Cet intervalle repose sur 16 m d'argile varvée attribuée au drift intermédiaire. Dans le forage 85-17, une couche de tourbe de 20 cm d'épaisseur, à une profondeur de 32,0 m, sépare le till de Matheson de sédiments glaciaires plus anciens (Commission géologique de l'Ontario, 1986b).

Brereton et Elson (1979) ont signalé la présence de débris végétaux fossiles âgés de plus de 37 000 ans (GSC-2148) dans des couches stratifiées se trouvant en dessous du till de Matheson, dans deux trous de forage percés dans le canton de Currie, au sud-est de Matheson (voir fig. 4). Dans ces forages, les couches riches en matière organique reposent sur des couches d'argile d'une épaisseur de 2 m et de 9 m. La présence de bois dans les forages de la région de Timmins a été signalée par DiLabio (1982) et par DiLabio et al. (1988). On a trouvé des fragments de bois dans et sous le till de Matheson. À la mine Owl Creek, on trouve du sable et du silt fluviolacustres renfermant des brindilles et des feuilles au sommet de l'ensemble stratigraphique de dépôts glaciaires «plus anciens» qui se trouve juste en-dessous de l'ensemble stratigraphique de Matheson (Bird et Coker, 1987).

L'intervalle non glaciaire (couches d'Owl Creek) qui a précédé l'avancée glaciaire la plus récente a été long et caractérisé par un climat suffisamment chaud pour permettre la croissance d'arbrisseaux, d'arbres et d'autres plantes (DiLabio et al., 1988). Dans la région étudiée, on n'a pas encore assez de données pour déterminer si l'intervalle correspond à un interglaciaire ou à un interstade. DiLabio et al. (1988) ont proposé que les couches d'Owl Creek soient corrélées avec la Formation de Missinaibi du bassin de la rivière Moose qui daterait de l'interglaciaire sangamonien (Skinner, 1973).

Drift de Matheson

La stratigraphie composite du drift de Matheson comprend l'argile de la Formation de Barlow-Ojibway qui devient plus grossière vers le bas où elle passe à des varves sableuses frontoglaciaires reposant sur du sable fluvioglaciaire mêlé à de faibles quantités de gravier sous lequel on trouve le till de Matheson. Le till de Matheson comprend lui-même plusieurs types de dépôts comme le till des coulées de débris, du till de fusion et du till de fond, qui correspondent à divers modes de mise en place. Les coulées de débris et le le till de fusion sont les plus communs. Environ 70 % des trous forés à une certaine distance des complexes d'eskers ont recoupé le till de Matheson. Presque tous les forages ont traversé l'argile de la Formation de Barlow-Ojibway. Le drift de Matheson peut être corrélé à travers toute la grande ceinture d'argile. Dans la région de Timmins, y compris à la mine Owl Creek, le drift de Matheson présente la même stratigraphie et la même direction d'écoulement que dans la région de Matheson (Bird et Coker, 1987; Richard, 1980; Richard et McClenaghan, 1985; Tucker et Sharpe, 1980).

En Abitibi, dans le nord-ouest du Québec, Veillette (1986) a noté des traces d'un écoulement glaciaire vers le sud-sud-ouest (180 à 220°) qu'il a associé au dernier maximum glaciaire. Veillette (1986) a fait remarquer que l'absence d'altération météorique différentielle sur les affleurements portant des stries entrecroisées et la distance parcourue par les fragments rocheux transportés à partir de roches mères connues semblent indiquer que cet écoulement, dont la direction variait de 180 à 220°, et le dernier écoulement glaciaire régional vers le sud-sud-est (170°) se rattachent à un même épisode glaciaire, au Wisconsinien supérieur. Tous les dépôts associés à cette avancée glaciaire, quelle que soit la direction d'écoulement, sont corrélés avec le drift de Matheson (fig. 12).

SOMMAIRE

Une stratigraphie glaciaire (quaternaire) composite a été établie pour la grande ceinture d'argile du nord-est de l'Ontario et du nord-ouest du Québec. Le drift de Matheson, associé à la dernière avancée glaciaire, peut être corrélé à la grandeur de la région. Un intervalle non glaciaire, caractérisé par le dépôt d'argile glaciolacustre et, ici et là dans la région de Matheson-Timmins, de matière organique, a précédé la dernière glaciation et sert d'horizon stratigraphique repère. En Ontario, deux séquences de sédiments glaciaires (drifts) se placent en-dessous du till de Matheson tandis qu'on n'en a retrouvé qu'une seule dans la région voisine, au Québec. La plus récente de ces séquences de sédiments glaciaires est associée à une avancée présentant une direction de 240°. Il reste peu de traces du drift basal (le plus ancien). À partir de certaines recherches effectuées récemment dans la région de Timmins, on l'a provisoirement associé à un écoulement glaciaire en direction de 150°.

La stratigraphie présentée a été établie à partir : 1) de résultats de forage et 2) de recherches détaillées dans des excavations mettant à nu des sédiments glaciaires reposant sous le till de Matheson. Ces recherches ont fourni des données sur les directions d'écoulement glaciaire à partir de l'étude des stries, de la fabrique des clastes et des modèles de dispersion.

DISCUSSION

Dans la région de Matheson, à cause du caractère changeant de la géologie et de la topographie du substratum rocheux, il est difficile de caractériser les unités de till à l'échelle régionale. Les colonnes stratigraphiques établies grâce aux carottes de

forage et les analyses d'échantillons fournissent des données qui devraient d'abord servir à décrire les différentes unités, forage par forage. À chaque forage, on sépare les unités de till à partir des données suivantes : 1) colonne stratigraphique établie par l'examen détaillé de chaque carotte (incluant le comptage des cailloux); 2) caractéristiques géochimiques du concentré de minéraux lourds non magnétiques; 3) caractéristiques géochimiques de la fraction inférieure à 63 µm; 4) caractéristiques minéralogiques du concentré de minéraux lourds; et 5) texture de la matrice. Pour distinguer les unités de till d'un forage, on se sert des résultats du dosage des éléments suivants : cuivre, nickel, zinc, cobalt, chrome et zirconium. Dans certains cas, là où les métaux précieux sont présents en quantité suffisamment importante, l'or, l'argent, l'arsenic, l'antimoine, le molybdène et le tellure seront également utiles.

Il est relativement facile d'identifier les unités de till lorsqu'on combine toutes les données disponibles. Il est cependant plus difficile de déterminer l'importance stratigraphique de ces unités, de séparer et de corréler, par exemple, des séquences de sédiments glaciaires. À l'heure actuelle, la meilleure façon d'y arriver consiste à combiner les données stratigraphiques et les teneurs en éléments en traces. À l'avenir, en recourant à la datation de la matière organique et de l'argile, aux microfabriques de clastes trouvés dans des carottes de till orientées et au traitement statistique détaillé des teneurs en éléments en traces des échantillons de till, le fait de déterminer la position d'une unité dans la stratigraphie régionale deviendra une opération de routine. Les modèles de stratigraphie glaciaire présentés dans cet article pourront être raffinés à mesure que d'autres données deviendront disponibles.

REMERCIEMENTS

Les échanges de points de vue avec P.W. Alcock, R.N.W. DiLabio, W.B. Coker et J.J. Veillette et les suggestions qu'ils ont formulées ont grandement aidé les auteurs dans leur recherche. Des remerciements doivent également être adressés à un réviseur anonyme pour ses critiques constructives. L.B. Bloom a contribué à l'interprétation des données chimiques. Les auteurs tiennent à remercier les assistants sur le terrain pour la qualité du travail fourni pendant les programmes de forage. Des remerciements sont également adressés à A.M. Duic qui a réalisé les figures. Cette recherche s'inscrit dans le cadre du projet BRIM. La publication de cet article a été autorisée par le directeur de la Commission géologique de l'Ontario.

RÉFÉRENCES

Alcock, P.W.
1986: Quaternary stratigraphy and gold dispersion at Owl Creek Mine, Timmins, Ontario; Unpublished paper presented at the Canadian Institute of Mining and Metallurgy District 4 Meeting, Winnipeg, Manitoba.

Averill, S.A., MacNeil, K.A., Huneault, R.G., and Baker, C.L.
1986: Rotasonic drilling operations (1984) and overburden heavy mineral studies, Matheson area, District of Cochrane; Ontario Geological Survey, Open file Report 5569, 61 p.

Baker, C.L.
1980: Quaternary geology of the Kirkland Lake area, District of Timiskaming; Ontario Geological Survey, Preliminary Map P. 2382, Geological Series, scale 1:50 000.

Baker, C.L., Steele, K.G., and Seaman, A.A.
1982: Quaternary geology of the Magusi River area, Cochrane and Timiskaming Districts; Ontario Geological Survey, Preliminary Map P. 2483, Geological Series, scale 1:50 000.

Baker, C.L., Steele, K.G., and McClenaghan, M.B.
1985: Reconnaissance till sampling program, Matheson-Lake Abitibi area, Cochrane District; in Summary of Field Work and Other Activities 1985, Ontario Geological Survey, eds. J. Wood, O.L. White, R.B. Barlow, and A.C. Colvine, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 126, p. 329-333.

Bird, D.J. and Coker, W.B.
1987: Quaternary stratigraphy and geochemistry at the Owl Creek Gold Mine, Timmins, Ontario, Canada; Journal of Geochemical Exploration, v. 28, p. 267-284.

Bouchard, M.A., LaSalle, P., Lamothe, M., David, P.P., and Bouillon, J.-J.
1986: Pleistocene stratigraphy of northwestern Abitibi from boreholes and excavations at Selbaie mine, Quebec; Geological Association of Canada, Annual Meeting, Program with Abstracts, v. 11, p. 47.

Brereton, W.E. and Elson, J.A.
1979: A late Pleistocene plant-bearing deposit in Currie Township, near Matheson, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1130-1136.

DiLabio, R.N.W.
1982: Wood in Quaternary sediments near Timmins, Ontario; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 433-434.

DiLabio, R.N.W., Miller, R.F., Mott, R.J., and Coker, W.B.
1988: The Quaternary stratigraphy of the Timmins area, Ontario, as an aid to mineral exploration by drift prospecting; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 88-1C, p. 61-65.

Dreimanis, A.
1962: Quantitative gasometric determination of calcite and dolomite by using Chittick apparatus; Journal of Sedimentary Petrology, v. 32, p. 520-529.

Hughes, O.L.
1959: Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls map areas, Cochrane District, Ontario; unpublished Ph.D. thesis, University of Kansas, Lawrence, Kansas, 190 p.
1965: Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada; in International Studies on the Quaternary, eds. H.E. Wright and D.G. Frey; Geological Society of America Special Paper 84, p. 535-565.

Jensen, S. L. and Langford, F.F.
1983: Geology and petrogenesis of the Archean Abitibi Belt in the Kirkland Lake area, Ontario; Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 123, 130 p.

Ontario Geological Survey
1986a: Sonic drillholes 84-01 to 84-42, Cochrane District; Ontario Geological Survey, Maps 80759 to 80792, Geophysical/Geochemical Series.
1986b: Sonic drillholes 85-01 to 85-60, Cochrane District; Ontario Geological Survey, Maps 80845 to 80893, Geophysical/Geochemical Series.

Prest, V.K.
1970: Quaternary geology of Canada; in Geology and economic minerals of Canada, ed. R.J.W. Douglas; Geological Survey of Canada, Ecomonic Geology Report Number 1, p. 676-764.*

Pyke, D.R., Ayres, L.D., and Innes, D.G.
1972: Timmins-Kirkland Lake, Geological compilation series, Cochrane, Sudbury and Timiskaming Districts; Ontario Department of Mines, Map 2205, scale 1:253 400.

Richard, J.A.
1980: Quaternary geology of the Pamour-Kamiskotia Lake map area (NTS 42A/11 and 42A/12); Unpublished B.E.S. Thesis, Department of Geography, University of Waterloo, Waterloo, Ontario.

Richard, J.A. and McClenaghan, M.B.
1985: Quaternary geology of the Watabeag River area, District of Cochrane and Timiskaming; Ontario Geological Survey, Map P. 2950, Geological Series - Preliminary Map, scale 1:50 000.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Sauerbrei, J.A., Pattison, E.F., and Averill, S.A.
1987: Till sampling in the Casa-Berardi gold area, Quebec: a case history in orientation and discovery; Journal of Geochemical Exploration, V. 28, p. 297-314.

Skinner, R.G.
1973: Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario; Geological Survey of Canada, Bulletin 225, 77 p.

Tucker, C.M. and Sharpe, D.
1980: Quaternary geology of the Timmins area, Districts of Cochrane and Timiskaming; Ontario Geological Survey, Map P. 2360, Geological Series - Preliminary Map, Scale 1:50 000.

Veillette, J.J.
1986: Former southwesterly ice flow in the Abitibi-Timiskaming region: implications for the configuration of the late Wisconsinan ice sheet; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1724-1741.

Mouvements glaciaires, nappes de till et transport glaciaire en Abitibi-Témiscamingue, au Québec et en Ontario

J.J. Veillette[1]

Veillette, J.J., Mouvements glaciaires, nappes de till et transport glaciaire en Abitibi-Témiscamingue, au Québec et en Ontario; dans La prospection glacio-sédimentaire, sous la direction de R.N.W. DiLabio et W.B. Cooker, Commission géologique du Canada, Étude 89-20, p. 153-169, 1989.

Résumé

De nombreux forages dans le mort-terrain effectués récemment pour l'exploration minérale ont mis à jour une stratigraphie glaciaire complexe qui se révèle être un nouvel outil complémentaire des plus utiles à l'interprétation des écoulements glaciaires dans la région d'Abitibi-Témiscamingue. Des plus anciennes aux plus récentes (si on écarte quelques cas isolés de sédiments glaciaires très anciens et mal connus), les nappes de till d'importance régionale comprennent 1) un till inférieur associé aux écoulements WSW et SW dominants, 2) le Till de Matheson associé d'abord aux écoulements WSW et SSW et subséquemment à un écoulement SSE et 3) le Till de Cochrane associé aux directions d'écoulement SW, S et SE. Le changement de direction d'écoulement qui a eu lieu pendant la mise en place du Till de Matheson explique l'absence d'erratiques paléozoïques provenant des basses terres de la baie de James aux limites est et sud du Till de Matheson. Les modalités du retrait glaciaire déduites à partir d'indices géormorphologiques et des marques gravées sur le substratum rocheux sont confirmées par la distribution de 43 âges au radiocarbone de matière organique basale.

Abstract

Recent and extensive overburden drilling for mineral exploration purposes, has unveiled a complex glacial stratigraphy that constitutes a complementary new tool for the interpretation of the ice flow history of the Abitibi-Timiskaming region. From oldest to youngest, ignoring isolated occurences of older, poorly known glacial sediments not discussed here, widespread till sheets consist of (1) a lowermost till associated with dominant west-southwestward and southwestward flows, (2) the Matheson Till associated with both former west-southwestward and south-southwestward flows and a later south-southeastward flow and (3) the Cochrane Till associated with southwestward, south, and southeastward flow directions. The change in flow direction that took place while the Matheson Till was being deposited accounts for the lack of Paleozoic erratics from the James Bay Lowland in the easternmost and southernmost portions of the Matheson till. Deglaciation history inferred from bedrock-inscribed ice flow indicators and geomorphological indicators is supported by the distribution of 43 radiocarbon ages on basal postglacial organic materials.

[1] Commission géologique du Canada, 601, rue Booth, Ottawa (Ontario) K1A 0E8

INTRODUCTION

Le présent article résume les principaux événements de l'histoire glaciaire d'une partie de la région d'Abitibi-Témiscamingue située dans le nord-ouest du Québec et le nord-est de l'Ontario (fig. 1), et présente une vue d'ensemble des tills qui y sont associés en mettant l'accent sur le transport glaciaire du Till de Matheson. La reconstitution s'appuie sur cinq types de preuves : 1) la succession des événements établie à partir des dépôts glaciaires; 2) les indicateurs de l'écoulement glaciaire retrouvés sur le substratum rocheux; 3) les indicateurs lithologiques du transport glaciaire; 4) la succession des phases de déglaciation établie à partir de critères morphologiques; et 5) la chronologie des événements obtenue par datation au ^{14}C. On démontre qu'il y a eu un changement majeur et rapide de la direction d'écoulement glaciaire qui est passée de WSW et SW à SE au début de la phase de déglaciation. Ce changement de direction a d'importantes répercussions sur l'interprétation des données concernant le transport glaciaire.

Depuis quelques années, les nombreux travaux d'exploration minérale effectués en Abitibi-Témiscamingue, la recherche d'or en particulier, ont suscité un nouvel intérêt pour les techniques de prospection utilisables en terrain autrefois englacé. Cette situation s'explique en grande partie par la présence d'épais sédiments glaciolacustres (ceux du Lac Barlow au Témiscamingue et du Lac Ojibway en Abitibi) masquant le till et le substratum rocheux dans de vastes secteurs qui présentent un potentiel économique. Les sociétés d'exploration minière ont souvent eu recours au forage (par circulation inversée) dans le voisinage et en aval glaciaire des anomalies géophysiques pour étudier la dispersion des minéraux indicateurs et celle des grains d'or dans le till. Pour interpréter les résultats de ces forages et expliquer correctement les anomalies identifiées dans les matériaux de transport glaciaire qui présentent, localement, une stratigraphie complexe, il faut bien connaître les grands directions de l'écoulement glaciaire régional et leur chronologie.

PRINCIPAUX MOUVEMENTS GLACIAIRES ET NAPPES DE TILL ASSOCIÉES

Trois grands écoulements glaciaires d'âges et de directions différents (fig. 2) ont été reconnus dans l'ouest de l'Abitibi-Témiscamingue (Veillette, 1986a). Les stries laissées par les deux premiers écoulements - le plus ancien, rare, de direction WSW (230 à 270°) et celui qui a suivi, plus étendu, de direction SSW (180 à 220°) - sont recoupées par les stries omniprésentes laissées par l'écoulement le plus récent, de direction SSE (130 à 170°). Cette chronologie a été établie à partir de mesures prises à plus de 2 000 endroits. Ce n'est qu'à l'ouest du complexe fluvioglaciaire des moraines du lac McConnell et d'Harricana (fig. 2), une importante moraine interlobaire, qu'on trouve réunies les traces associées aux trois écoulements. On a suivi ce complexe jusque dans le voisinage de North Bay, en Ontario, et il s'étend probalement encore plus loin vers le sud (Veillette, 1986a). Hardy (1976) a proposé le nom de Moraine d'Harricana pour la partie de ce complexe qui se trouve au sud de la baie James et qui marque la position d'une ligne de partage glaciaire du Wisconsinien supérieur, avec d'un côté un lobe s'étant retiré vers le nord-ouest et de l'autre, un lobe s'étant retiré vers le nord-est. Ces deux lobes, qui résultent d'abord d'un ajustement à l'intérieur de l'inlandsis au moment de la déglaciation, ont donné le dernier écoulement vers le SSE, à l'ouest de la moraine interlobaire, et le dernier écoulement vers le SSW, à l'est de la moraine. Auparavant, mais toujours au Wisconsinien supérieur, un écoulement unique et important, de direction SSW (180 à 220°) prévalait dans l'ensemble de la région (fig. 2).

Dans la région étudiée, il n'y a jamais plus d'une nappe de till qui affleure à un même endroit. Cependant, les travaux de forage du mort-terrain effectués dans différentes parties de la région, ont permis de réunir les données de base nécessaires pour dresser une stratigraphie composite caractérisée par la présence de plusieurs nappes de till (fig. 3). La chronologie relative des écoulements glaciaires, telle qu'établie à partir des marques laissées sur le substratum rocheux par l'érosion, est ici corrélée provisoirement avec les deux tills qui se trouvent juste sous le Till de Cochrane.

Des sédiments glaciaires anciens ont été trouvés à la base de la colonne stratigraphique établie à partir de carottes extraites de forages profonds, dans la région de Casa Berardi, dans l'ouest du Québec (Averill, 1986; D. Green, communication personnelle, 1987; P. LaSalle, communication personnelle, 1987), et en Ontario (Bird et Coker, 1987). On sait peu de choses de la direction de l'écoulement glaciaire associé à ces anciens diamictons; Averill (1986) estime cependant qu'il s'agit d'un écoulement de direction S à SW.

Un till d'importance régionale sous le Till de Matheson

La présence d'une nappe de till distincte sous le Till de Matheson, dont elle est séparée par des sédiments non glaciaires ou glaciolacustres (Sauerbrei et al., 1987), est maintenant bien connue; on la retrouve couramment dans les

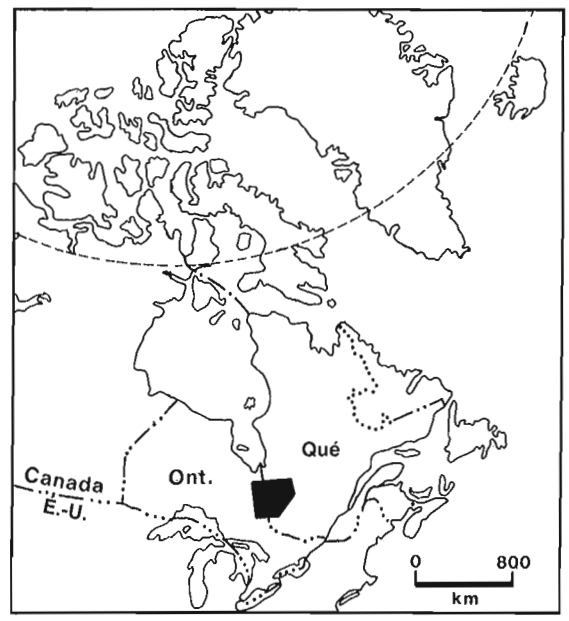


Figure 1. Carte de localisation de la région d'étude.

forages, au nord de l'axe Kirkland Lake - Val d'Or (fig. 3). Les matériaux organiques présents dans les sédiments, sous le Till de Matheson, tant en Ontario (DiLabio, 1982; DiLabio et al., 1988) qu'au Québec (D. Green, P. LaSalle, S.A. Averill, communications personnelles, 1987), semblent indiquer la possibilité d'une corrélation avec les tills antérieurs à la Formation de Missinaibi de Skinner (1973) retrouvés dans la région de la baie James. L'étendue régionale précise de ce till et ses propriétés physiques sont encore mal connues puisque les seuls renseignements disponibles sont les résultats de forage. L'auteur a entrepris de cartographier cette nappe de till à partir de données obtenues des forages.

Dans une fosse à ciel ouvert, propriété de la société Les Mines Selbaie, au Québec (fig. 2), Bouchard et al. (1986) ont décrit un till situé sous le Till de Matheson dont il était séparé par du sable renfermant des lentilles de gravier. Le substratum rocheux sous-jacent présentait une topographie asymétrique suggérant un écoulement vers le SW qui a pu être corrélée avec une phase de transport glaciaire dans la même direction. Par thermoluminescence (méthode de Regen), on a établi l'âge du sable séparant les deux tills à environ 100 000 ans. Bouchard et al. (1986) sont arrivés à la conclusion que les sables séparant les deux tills correspondent à un épisode non glaciaire (interstade ou interglaciaire).

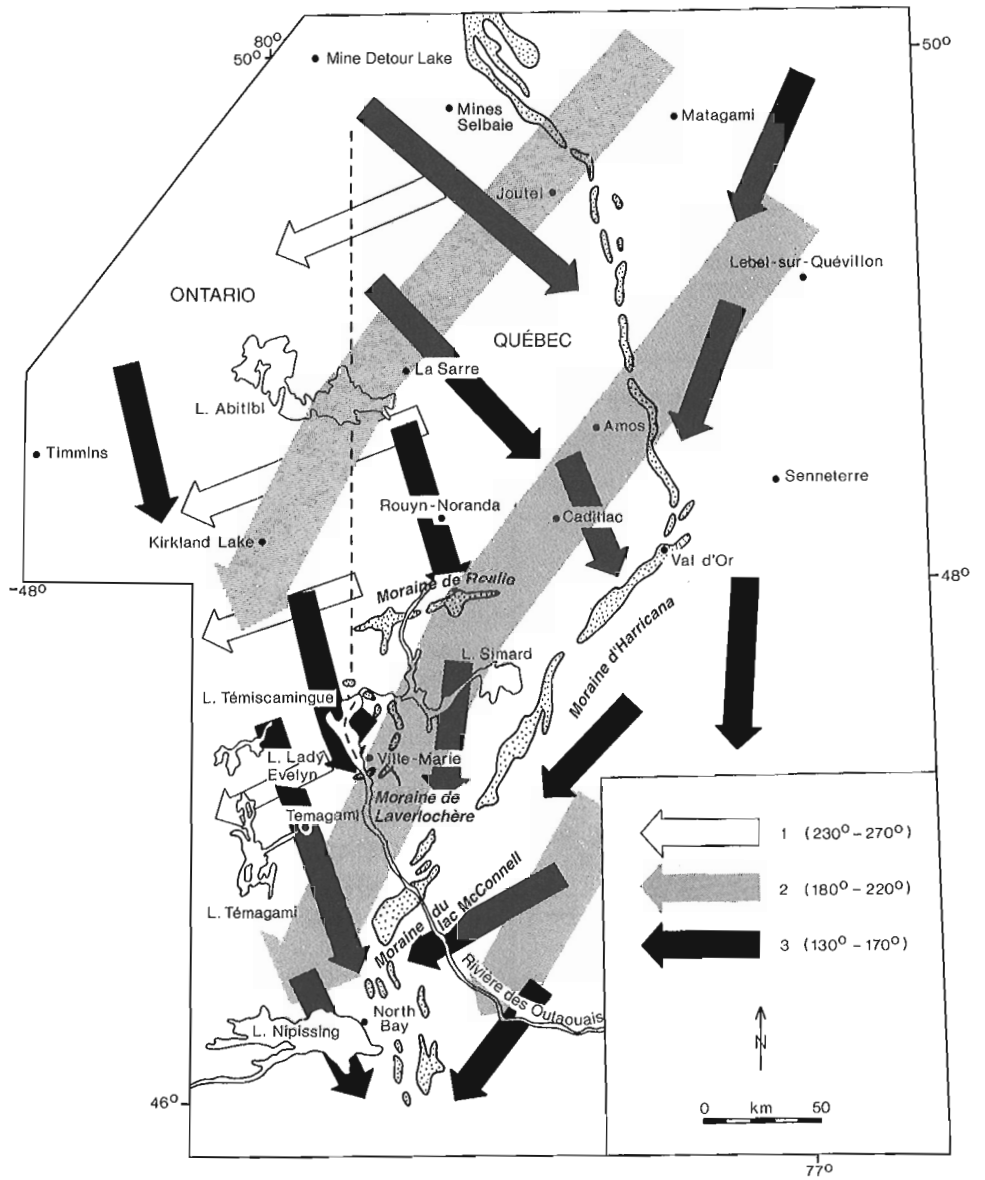


Figure 2. Chronologie des écoulements glaciaires en Abitibi-Témiscamingue. L'écoulement n° 1 est le plus ancien. Les directions de 130 à 170° se rapportent au secteur situé à l'ouest de la Moraine d'Harricana.

Ce till inférieur est peut-être l'équivalent stratigraphique du till «plus ancien» trouvé par Bird et Coker (1987) et par Steele et al. (1986) dans le nord-ouest de l'Ontario, et par Averill (1986), au Québec; il peut être associé à l'écoulement vers l'WSW (230 à 270°) dont parle Veillette (1986a). Des observations récentes, à la mine Selbaie, semblent toutefois indiquer qu'il faut être prudent (voir la discussion) avant de conclure à la présence d'un till plus ancien à cet endroit.

Le Till de Matheson

Le Till de Matheson (Hughes, 1955) est le till régional de surface habituellement associé au dernier grand écoulement vers le SSE (130 à 170°), au sud de la réavancée de Cochrane, dans le nord-est de l'Ontario (fig. 4). Hughes (1955) estime que sa limite méridionale pourrait se situer aussi loin que la zone de contact avec le secteur de tills multiples du sud de l'Ontario. Les géologues qui procèdent au forage du mort-terrain dans l'ouest de la région d'Abitibi-Témiscamingue, au Québec, considèrent habituellement que le till de surface est le Till de Matheson. Cependant, la limite orientale du Till de Matheson n'a pas encore été établie. L'auteur propose de retenir le nom de Matheson au Québec mais de considérer les limites naturelles commodes formées par les moraines d'Harricana et du lac McConnell comme les limites orientale et méridionale du Till de Matheson. Au Québec, ces limites donnent à la nappe de Till de Matheson une caractéristique uniforme, c'est-à-dire une direction d'écoulement dominante SSE à travers presque tout le territoire touché par cet écoulement, jusqu'à la position interlobaire. À l'est de cette position, les directions du dernier écoulement d'importance sont SSW et SW. Dans le nord de la région étudiée, le Till de Matheson est recouvert par le Till de Cochrane (fig. 4) mais il reste à éclaircir ses rapports avec des tills trouvés plus au nord, dans le bassin de la baie James. La position stratigraphique du till et l'histoire de l'écoulement glaciaire semblent indiquer une corrélation probable avec le Till d'Adam (Skinner, 1973) dans le bassin de la rivière Moose, en Ontario.

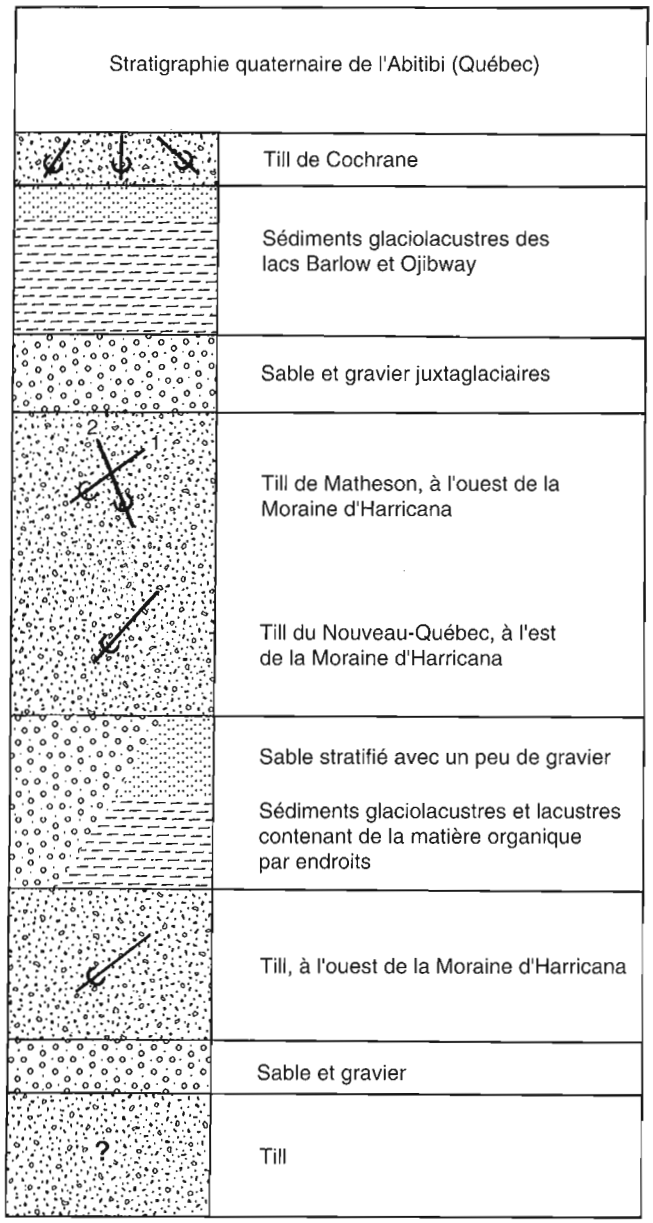


Figure 3. Stratigraphie composite simplifiée du nord-ouest du Québec. Les flèches indiquent les sens des écoulements glaciaires habituellement associés aux nappes de till.

Le Till de Cochrane

Le till le plus récent est le Till de Cochrane (Hughes, 1955) qui recouvre les dépôts glaciolacustres du Lac Ojibway (fig. 3 et 4) et le Till de Matheson. Il résulte de réavancées glaciaires vers le S et le SE, dans le Lac Ojibway, entre 8 500 et 8 000 ans (Hardy, 1976; Hughes, 1955). Sa limite méridionale n'a jamais été cartographiée mais on trouve de minces placages de ce till dans des gravières, dans les régions de Joutel et de Matagami, au Québec (Vincent et al., 1987). On trouve ce till dans les secteurs bas, aussi loin au sud qu'à 30 km au nord de La Sarre, au Québec. La limite méridionale qu'on lui reconnaît aujourd'hui, dans le nord-ouest du Québec, se trouve à une distance de 30 à 50 km plus au sud que celle qui avait déjà été cartographiée (Prest et al., 1968; Hardy, 1976). Le till semble renfermer une grande quantité de roches carbonatées paléozoïques et ce, jusqu'à sa bordure distale.

UN CHANGEMENT MAJEUR DE DIRECTION D'ÉCOULEMENT DU GLACIER QUI A MIS EN PLACE LE TILL DE MATHESON

Dans le nord-ouest du Québec et le nord-est de l'Ontario, le Till de Matheson est normalement associé au dernier écoulement glaciaire vers le SSE, si on se fonde sur les formes associées à la déglaciation, les stries et la direction du transport glaciaire. Il semble toutefois qu'on trouve, à certains endroits, les traces surimposées de deux écoulements glaciaires d'importance régionale qui auraient contribué à la formation du till. L'histoire de l'écoulement glaciaire et les modèles glaciologiques provenant de plusieurs sources (voir Veillette, 1986a) indiquent qu'au Wisconsinien supérieur l'écoulement glaciaire dominant se faisait vers le SW, à l'est comme à l'ouest du complexe interlobaire d'Harricana-lac McConnell. Il s'ensuit que les indicateurs d'écoulement

glaciaire trouvés sur le substratum rocheux et associés au dernier écoulement vers le SSE ne sont que des traces de recul glaciaire qui ont presque effacé les traces laissées pendant une phase antérieure de retrait du même glacier.

La succession des écoulements glaciaires proposée, de la première à la dernière déglaciation, est illustrée à la figure 5. Dans l'ouest de l'Abitibi, les changements de direction d'écoulement ont atteint 90°, à l'ouest de la Moraine d'Harricana. Les preuves d'un tel changement de direction nous sont fournies par les indicateurs associés au substratum rocheux, par les indicateurs lithologiques de transport glaciaire, par la distribution des formes du terrain et celle des âges au radiocarbone.

Les indicateurs d'écoulement glaciaire sur le substratum rocheux

Ce type de preuves a déjà été discuté par Veillette (1986a). Depuis, d'autres recherches effectuées sur le terrain dans la partie centrale de l'Abitibi, au Québec, ont confirmé la présence prédominante de deux familles de stries entrecroisées indiquant un premier écoulement de direction SSW (180 à 220°) recoupé par un écoulement plus tardif (déglaciation) de direction SSE (130 à 170°), à l'ouest de la Moraine d'Harricana (fig. 2). Aucun des nombreux affleurements (plus de 400) où on a observé des stries entrecroisées ne présente de traces d'altération météorique différentielle entre les deux familles. Cette observation, en plus des autres preuves présentées ci-après, semble indiquer que le changement de direction de l'écoulement glaciaire s'est produit à l'intérieur de la même masse de glace, sans que ne se soit interposé un intervalle non glaciaire. À certains endroits, la présence, sur le même affleurement, de stries présentant une direction intermédiaire entre la direction SW, plus ancienne, et la direction SE, la dernière, semble indiquer que le changement a été graduel.

Indicateurs lithologiques de transport glaciaire

Plusieurs études de transport glaciaire en Ontario (voir Karrow et Geddes, 1987) et dans le nord-ouest du Québec (Veillette, 1986a) font référence aux roches phanérozoïques des basses terres de la baie d'Hudson et de la baie de James, des roches carbonatées principalement, transportées sur le socle précambrien, au sud. Dans la région du lac Témiscamingue, au Québec et en Ontario, la cartographie détaillée des teneurs en carbonates de la matrice du till (fraction inférieure à 63 µm) et les résultats du comptage des granules (fig. 6) montrent que la distribution des roches carbonatées est irrégulière et ne suit pas la courbe exponentielle négative qui caractérise d'habitude la distribution des traînées de matériaux indicateurs (Shilts, 1976). De plus, les données indiquent que la limite atteinte par les roches carbonatées se trouve plus au sud que celle fixée par Karrow et Geddes (1987) et indiquée à la figure 7. Ces auteurs, en ajoutant leurs observations et leurs mesures à celles de recherches déjà effectées dans le nord de

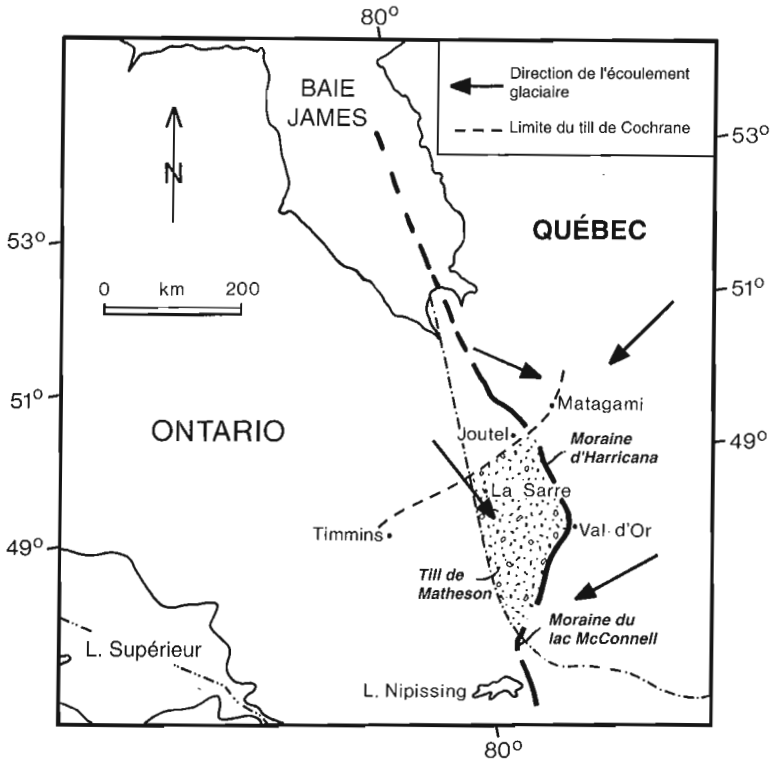


Figure 4. Le Till de Matheson, au Québec, et la limite méridionale approximative du Till de Cochrane dans le nord-ouest du Québec et le nord-est de l'Ontario.

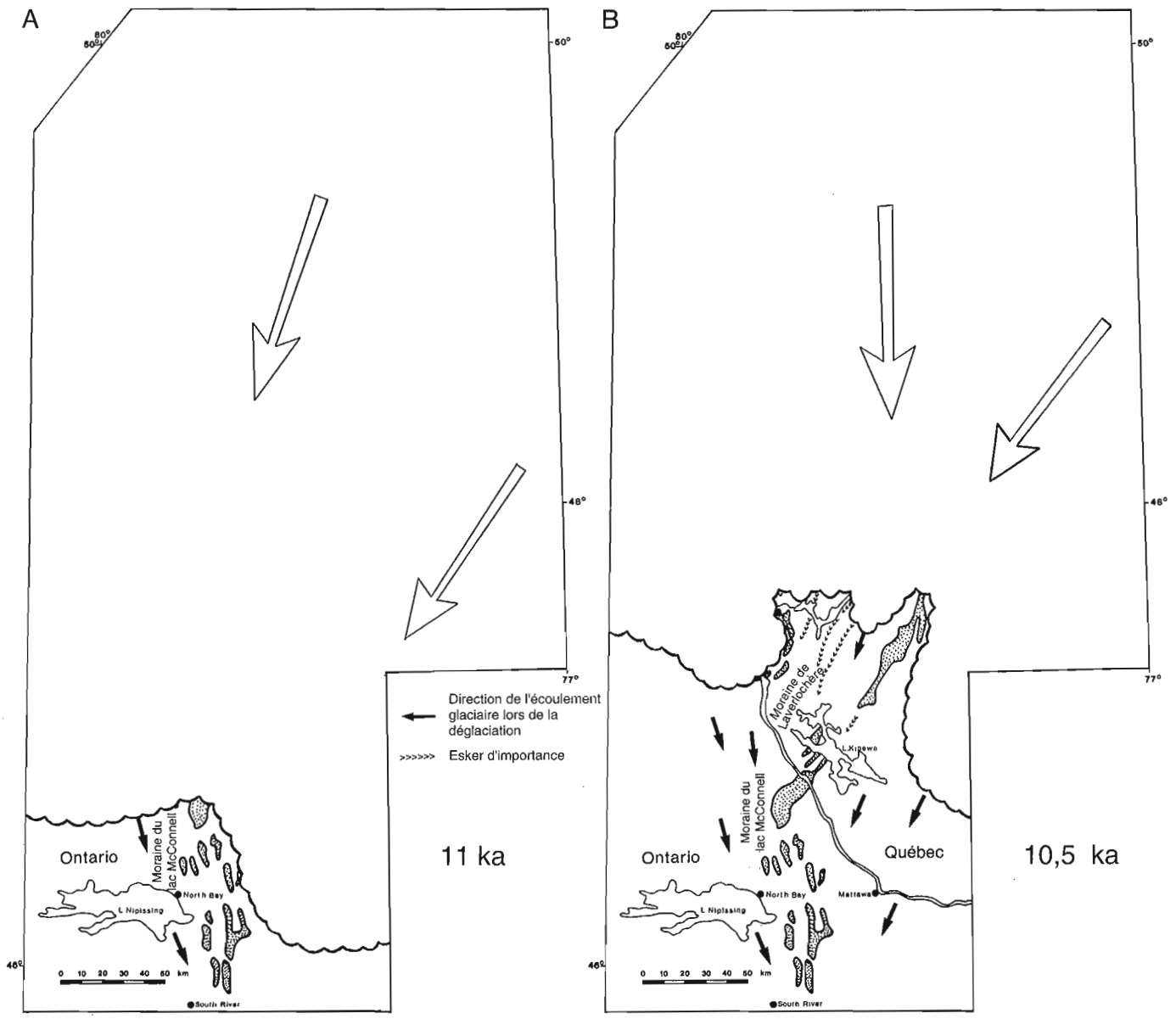
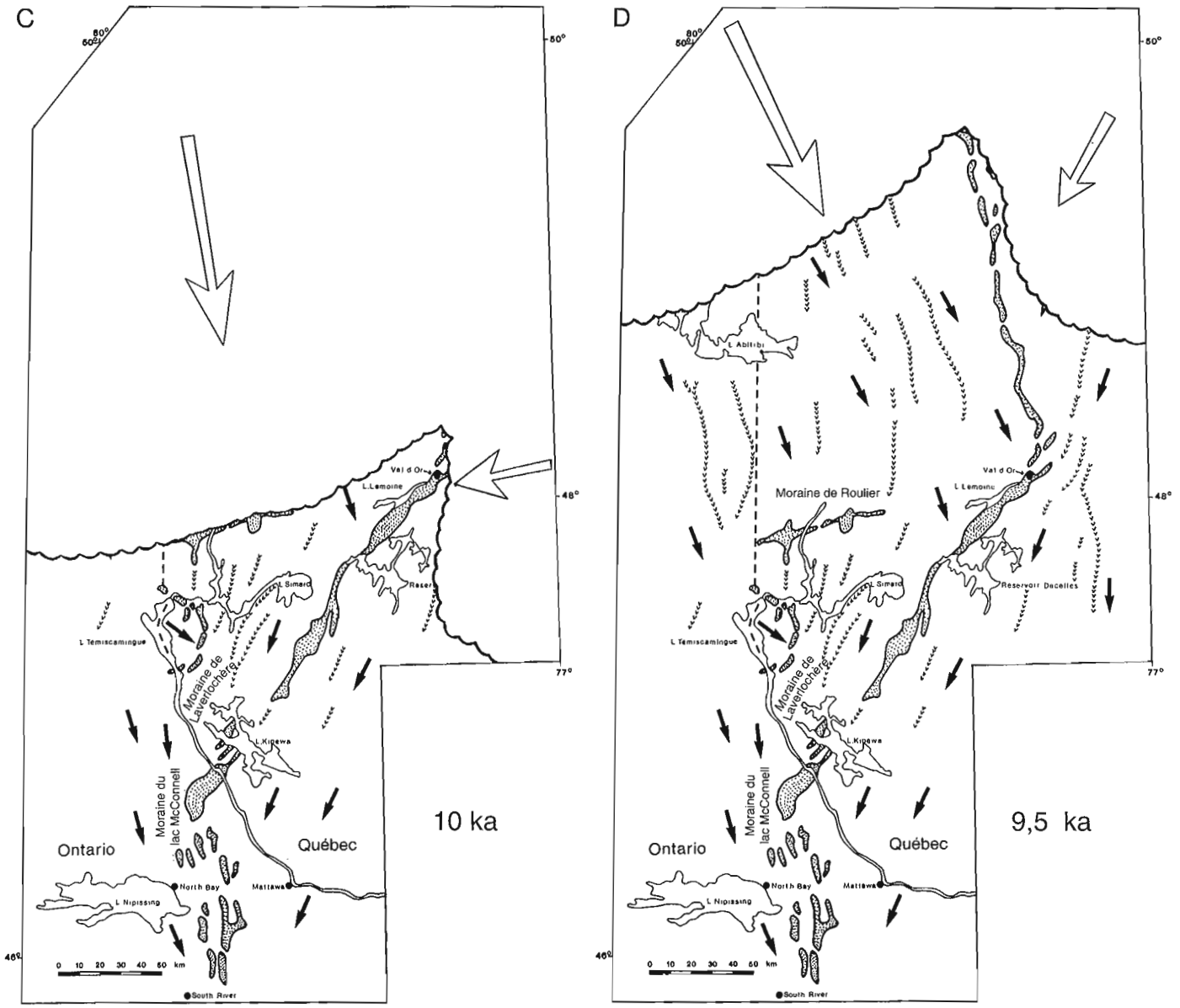


Figure 5. Changement graduel de direction d'écoulement glaciaire du début (A) à la fin (D) de la déglaciation; formation de deux lobes glaciaires distincts. Les grandes flèches indiquent les directions dominantes de l'écoulement à une certaine distance des marges glaciaires.


C
D
Val d'Or
L.Lemoine
L.Simard
Reser
L.Temiscamingue
Moraine de Laverlochère
L.Kipawa
Moraine du lac McConnell
Ontario
Québec
North Bay
Mattawa
L.Nipissing
South River
0 10 20 30 40 50 km
10 ka
L.Abitibi
Moraine de Roulier
Reservoir Dacelles
9,5 ka

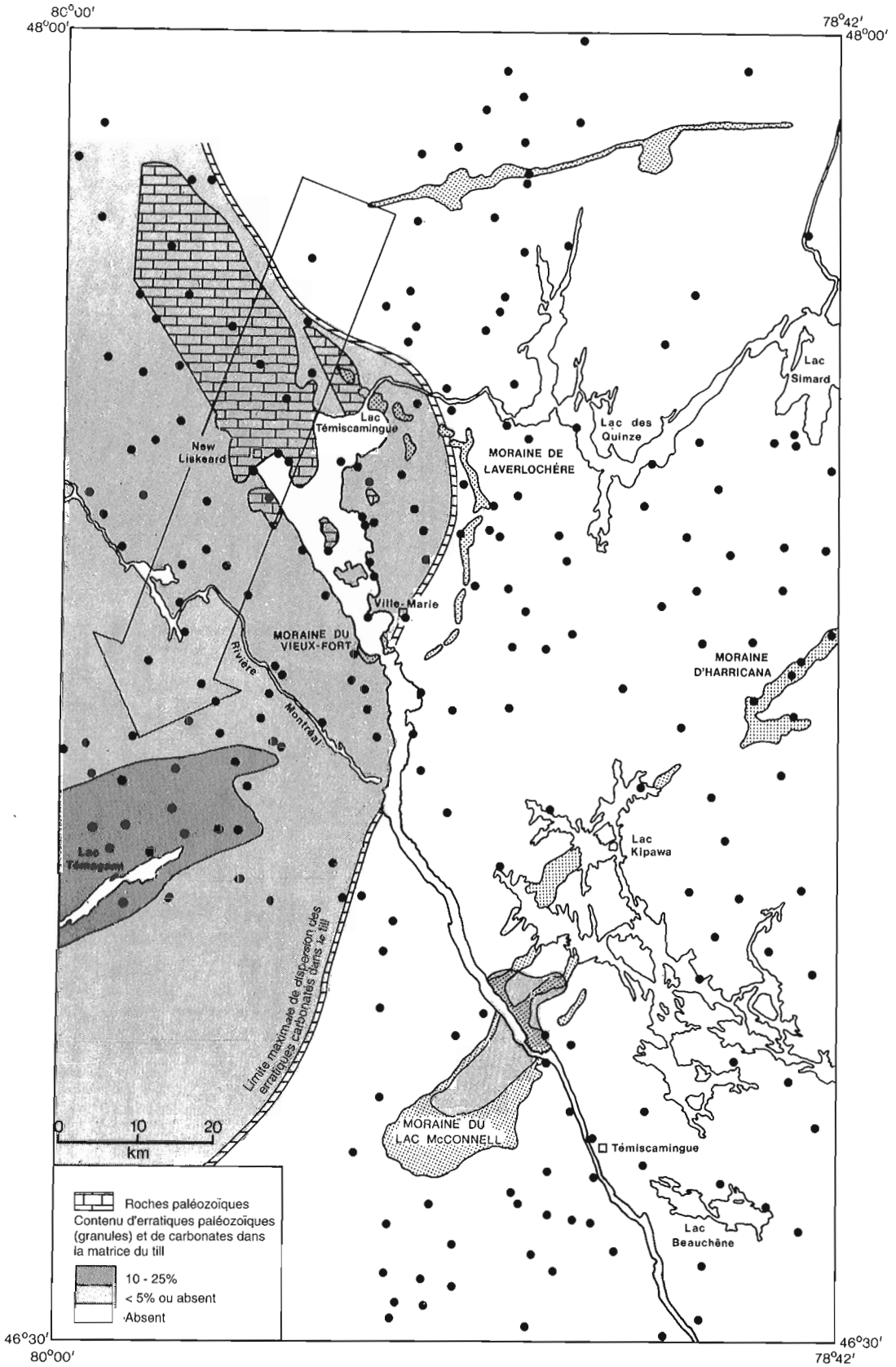


Figure 6. Dispersion des carbonates dans la matrice (fraction inférieure à 63 µm) et dans les granules du till de surface provenant de 275 points d'échantillonnage (points noirs) dans la région du Témiscamingue, au Québec et en Ontario. La grande flèche indique la direction dominante de l'écoulement glaciaire au Wisconsinien supérieur.

l'Ontario, ont produit une carte montrant la distribution des carbonates dans la matrice du till, entre la région située au nord du lac Supérieur et un axe nord-sud reliant, à peu de choses près, Timmins et Sudbury, en Ontario. Au Témiscamingue, on croit que les carbonates trouvés dans la matrice du till et les granules de carbonates proviennent d'un lambeau de roches paléozoïques situé dans la partie nord du lac Témiscamingue (Lovell et Caine, 1970) puisque les fragments de roches paléozoïques sont absents ou rares juste au nord et à l'est de cet endroit (fig. 6). L'allure de la dispersion à partir de ces roches mères présumées s'accorde avec les directions SW et SSW des stries dans la région, mais seul un écoulement vers le SSE pourrait expliquer la présence d'erratiques paléozoïques anomaux dans les sédiments stratifiés juxtaglaciaires de la partie est de la Moraine du lac McConnell. Même si les clastes de roches paléozoïques sont rares dans la moraine, celle-ci renferme des lacs et des étangs de kettle où le pH (pouvant atteindre 8,4) et les mesures d'alcalinité totale sont élevés. À un endroit sur la moraine, on a trouvé des marnes fossilifères d'une épaisseur de 60 cm à la base d'un dépôt de gyttja de 8 m. Il n'y a pas d'erratiques paléozoïques au sud de la moraine et la teneur en carbonates de la matrice du till est également très faible (<1 %). L'allure de la dispersion, à partir du lambeau de roches paléozoïques (fig. 6), indique que la matrice du till, dans de vastes secteurs situés en aval glaciaire de ce lambeau et même à de faibles distances de ce dernier, ne renferme pas de granules de roches paléozoïques ni de carbonates. D'autre part, on trouve d'importantes poches de till enrichi en carbonates au SSW des roches mères, ici et là, comme autour de Temagami, en Ontario, et dans des endroits déterminés (n'apparaissant pas à la figure 6), dans la vallée du cours inférieur de la rivière Montreal. Au sud de la rivière Montreal, en Ontario, les cailloux et les galets de roches paléozoïques sont abondants en surface à plusieurs endroits, dans les régions basses, mais on n'en trouve pas dans le till, même en dessous de la zone altérée. Il est probable que ces blocs sont d'origine glacielle et qu'ils ont été délestés en eaux peu profondes, lors de la phase de submersion glaciolacustre correspondant à la phase postalgonquine et au début de la phase du Lac Barlow (Veillette, 1988) (fig. 8). La région submergée a été reconstituée par la cartographie de l'altitude des paléorivages et des limites de délavage; on s'est aussi servi de la distribution d'indicateurs biologiques de submersion lacustre relevés par Martin et Chapman (1965) et par Dadswell (1974).

En Abitibi (fig. 7), au nord et au nord-est du lambeau de roches paléozoïques du lac Témiscamingue, la teneur en carbonates de la matrice du Till de Matheson est anormalement faible et on remarque l'absence d'éléments paléozoïques de la dimension des graviers jusqu'à Joutel, au Québec, où on trouve des fragments de roches paléozoïques dans le Till de Cochrane mais rarement dans le Till de Matheson qui se trouve en dessous. Une situation semblable existe près de la frontière interprovinciale, au Québec (D. Green, communication personnelle, 1987), à la hauteur de Matagami. P. LaSalle (communication personnelle, 1987), à partir des résultats d'un programme régional de sondage du mort-terrain, rapporte que la présence de carbonates dans le till est très rare dans un vaste secteur du nord-ouest du Québec, à l'ouest de Matagami et à l'ouest de la Moraine d'Harricana. La rareté des fragments de roches paléozoïques dans le Till de Matheson (sous le Till de Cochrane riche en carbonates), à seulement 100 km en aval glaciaire de sa source présumée au Québec (le sens d'écoulement a été établi selon la linéation glaciaire visible en surface) contraste vivement avec la présence, signalée par Geddes (1984), d'un till très calcareux à Hemlo, à 200 km en aval glaciaire de la source présumée (fig. 7). Hughes (1955) avait rapporté une diminution brusque du nombre de cailloux paléozoïques dont la concentration variait de 10 à 32 % dans la région située à l'ouest du lac Abitibi, en Ontario, et de 1 à 3 % seulement dans la région située à l'ouest de Kirkland Lake. De la même manière, la teneur en carbonates de la matrice des échantillons de till provenant de plusieurs forages de la région de Matheson (fig. 7) varie de 15 à 30 % mais tombe à aussi peu que 5 à 8 % près de la frontière interprovinciale (Commission géologique de l'Ontario, 1986).

Il est donc évident que la teneur en éléments paléozoïques diminue brusquement vers l'est, c'est-à-dire de l'Ontario en direction de la Moraine d'Harricana. Du lac Témiscamingue (fig. 4) à la région de Joutel, il semble que le Till de Matheson, au Québec, ne renferme pas de fragments de roches paléozoïques malgré l'abondance d'indicateurs sûrs d'un écoulement vers le SSE, c'est-à-dire en aval glaciaire des roches mères (Prest et al., 1968; Veillette, 1986a). Ces contrastes au niveau de la dispersion semblent indiquer une différence importante de comportement de l'inlandsis, au Wisconsinien supérieur, entre la partie centrale de l'Ontario et le nord-ouest du Québec. Cela vient à l'appui d'une hypothèse de Skinner (1973) selon laquelle le Till d'Adam, l'équivalent stratigraphique du Till de Matheson, plus au nord dans la région de la baie James, proviendrait du nord-est. Une recherche est en cours afin de vérifier cette hypothèse; elle vise aussi à cartographier avec précision la distribution des carbonates dans le Till de Matheson en direction de la baie James.

Indicateurs géomorphologiques

L'orientation du système fluvioglaciaire des moraines d'Harricana et du lac McConnell et celle des importants eskers du nord-est de l'Ontario et du nord-ouest du Québec sont des preuves indubitables d'un changement majeur de la direction d'écoulement glaciaire survenu pendant la déglaciation de la région (fig. 9). Dans le voisinage de Val d'Or, les directions d'écoulement des eaux de fonte et celles du glacier passent de SW (direction qu'on associe à l'ancien écoulement vers le SSW, soit 180 à 220°) à SSE (direction qu'on associe au dernier écoulement vers le SSE, soit 130 à 170°). La Moraine de Roulier, au Témiscamingue (Veillette, 1986b) marque une position frontale occupée par un lobe glaciaire en retrait vers le NW.

Preuves fournies par des âges absolus

Dans le cadre des recherches en vue de reconstituer la chronologie de la déglaciation de la région du Témiscamingue, on a obtenu des âges au radiocarbone à partir de carottes de gyttja basale prélevées à 32 endroits, dans des étangs et de petits lacs (Veillette, 1983, 1988). Onze autres âges ont été tirés de précédentes recherches effectuées, pour la plupart, dans la région de North Bay, ce qui a donné un total de 43 âges au

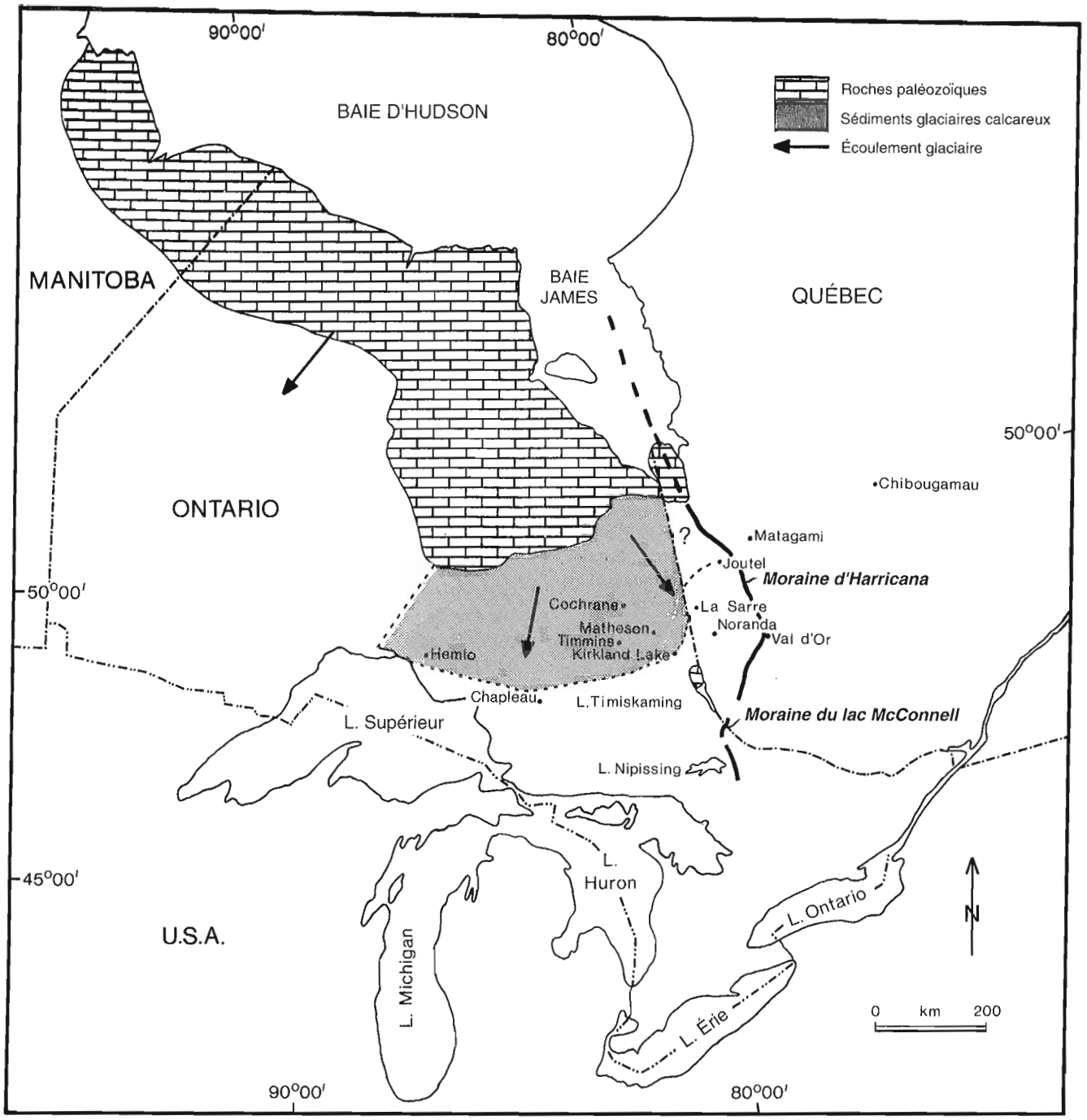


Figure 7. Dispersion des carbonates provenant des basses terres de la baie James dans le till de surface (antérieur au Till de Cochrane), dans le nord-ouest du Québec et le nord-est de l'Ontario. Les données concernant l'Ontario sont tirées de Hughes (1955), Karrow et Geddes (1987), OGS (1986) et celles qui concernent le Québec, de Veillette (1986a et résultats inédits) et de D. Green (communication personnelle, 1987).

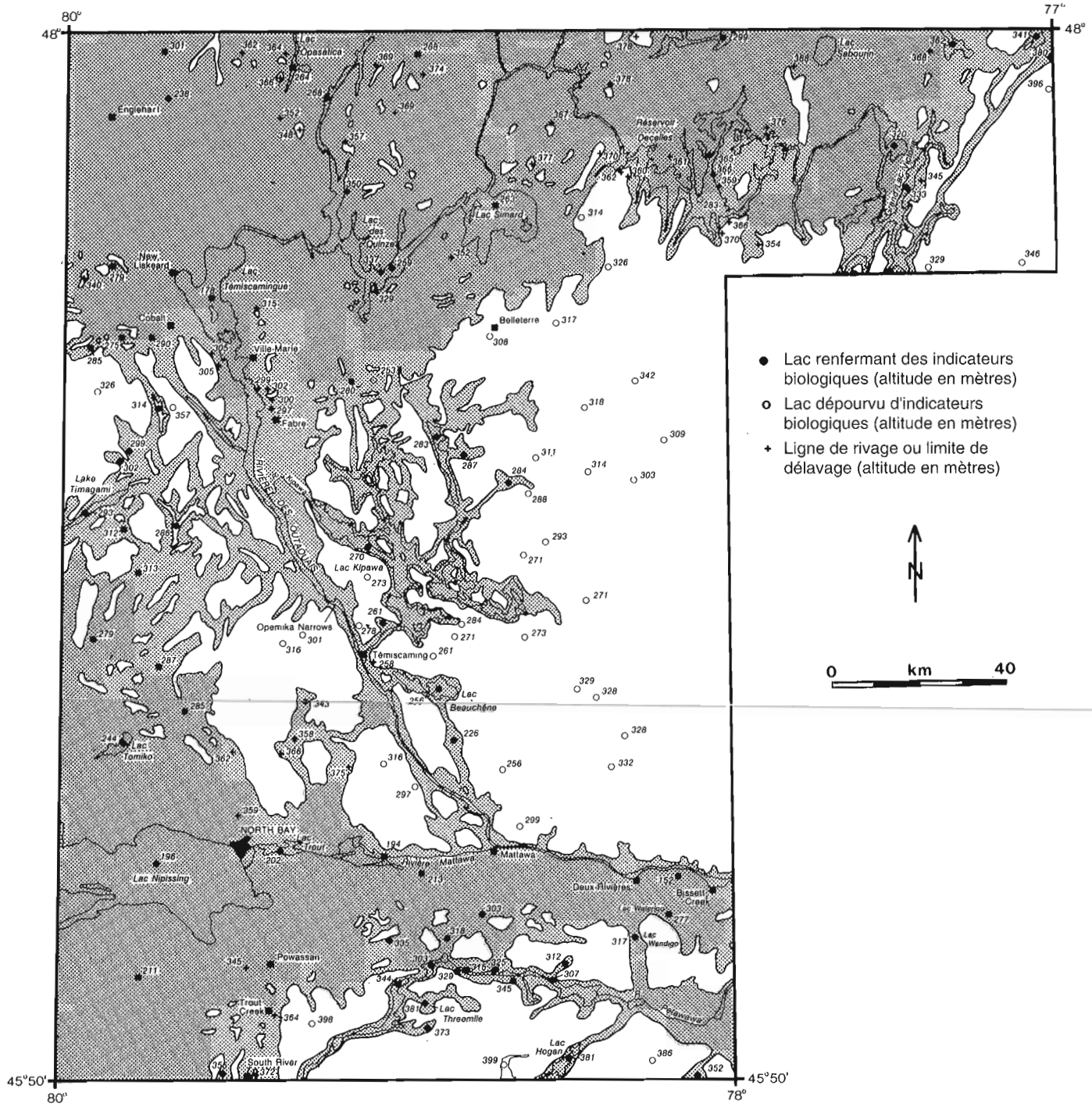


Figure 8. Étendue maximale des lacs proglaciaires Post-Algonquin et Barlow, au sud de 48°N. Les points noirs représentent les lacs actuels qui ont été submergés et les cercles représentent les lacs actuels qui ne l'ont pas été (d'après Veillette, 1988).

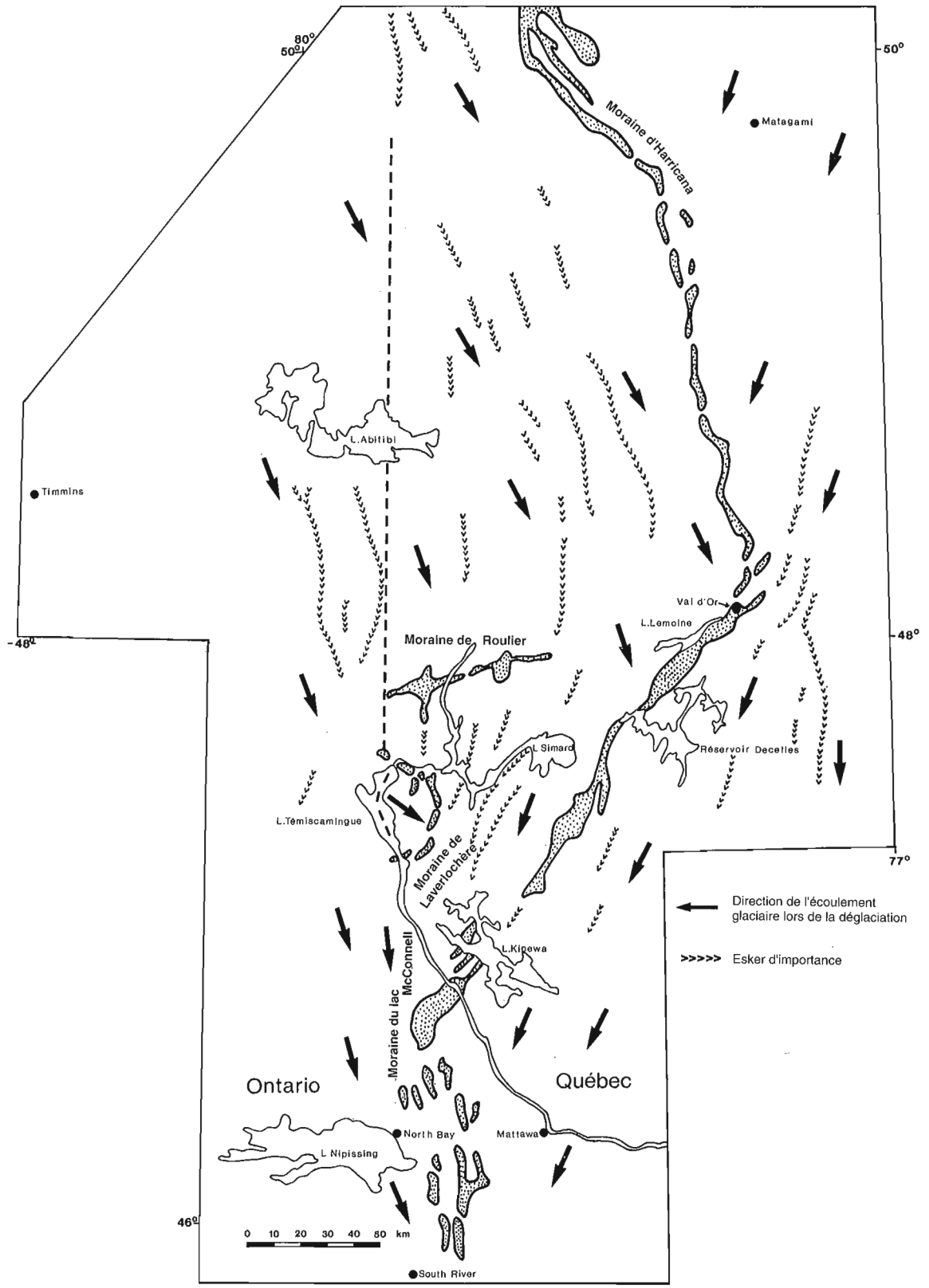


Figure 9. Directions d'écoulement du glacier et des eaux de fusion pendant la dernière phase de retrait (d'après Veillette, 1986a).

radiocarbone (fig. 10) couvrant tout le secteur de la vallée supérieure de l'Outaouais. Si l'on ne tient pas compte des âges anomaux expliqués, d'une part, par des conditions de fonte tardive et, d'autre part, par une contamination par du carbone ancien (Veillette, 1988; Richard et al., 1989), la distribution des âges fait ressortir une zone plus ancienne flanquée, de chaque côté, par des zones plus récentes. Cette zone d'âges plus anciens coïncide avec l'axe longitudinal du système fluvioglaciaire d'Harricana-lac McConnell. Les âges au radiocarbone confirment donc l'histoire de la déglaciation reconstituée à partir des indicateurs d'écoulement et du transport glaciaire.

Les problèmes associés à l'interprétation de ces âges minimaux ont été examinés en détail par Veillette (1988) et par Richard et al. (1989). Une zonation régionale du pollen a été reconstituée à partir des carottes de gyttja prélevées dans les trente-deux bassins; elle s'accorde, en général, avec la chronologie de la déglaciation proposée (Richard et al., 1987). Comme le Lac Ojibway s'est vidangé dans la Mer de Tyrrell il y a environ 8 000 ans (Hardy, 1976), la phase de retrait du glacier vers le nord-ouest à partir de Val d'Or a duré de 1 000 à 1 500 ans. C'est pendant cette courte période que le paysage glaciaire de l'Abitibi s'est formé.

DISCUSSION

En Abitibi-Témiscamingue, le fait qu'il y ait eu plusieurs écoulements glaciaires d'importance régionale et que leurs traces se recoupent complique l'interprétation des données relatives au transport glaciaire. Des nappes de till d'étendue limitée qu'on ne retrouve que dans les forages, comme c'est le cas pour les nappes de till trouvées sous le Till de Matheson, ne peuvent être associées avec certitude aux indicateurs d'écoulement inscrits sur le substratum rocheux et préservés en surface. À ce stade-ci, il existe trop peu de données sur les tills les plus anciens pour tirer des conclusions valables sur les directions régionales d'écoulement des glaciers qui les ont mis en place. Cet article ne traite pas de ces sédiments plus anciens.

En Abitibi, cependant, le till mis en place juste avant le Till de Matheson recouvre une part importante du territoire et présente une corrélation apparente avec un écoulement glaciaire dont la direction SW est clairement révélée, à quelques endroits, par des stries qui se recoupent en surface. Le mot «apparente» doit être souligné à cause du caractère hypothétique d'une corrélation entre des traces d'érosion sur le substratum rocheux et des nappes de till distinctes. La présence d'une nappe de till distincte, en-dessous du Till de Matheson, a d'abord été bien documentée dans la région de Timmins, en Ontario (DiLabio, 1982; Bird et Coker, 1987; Steele et al., 1986; DiLabio et al., 1988); sa présence est maintenant vérifiée (ou proposée à titre d'hypothèse) à plusieurs endroits dans les districts miniers du nord-ouest du Québec (Averill, 1986; Bouchard et al., 1986; D. Green, communication personnelle, 1986, 1987; C.F. Gleeson, communication personnelle, 1985, 1987; P. LaSalle et M.A. Bouchard, communication personnelle, 1987), à l'ouest de la Moraine d'Harricana. Il faudra réunir encore plus d'observations directes dans des coupes ou sur d'importants affleurements avant de pouvoir associer ce till à des écoulements glaciaires de directions définies.

Même si la distribution du Till de Matheson et les directions empruntées par le glacier qui l'a mis en place sont mieux connues que celles qui concernent le till sous-jacent, la possibilité d'associer sa formation à deux grands écoulements de direction différente oblige à une certaine prudence dans l'interprétation des directions de transport glaciaire. La double provenance des éléments du till ne doit pas être automatiquement considérée comme une caractéristique uniforme s'appliquant à l'ensemble du territoire où on le trouve. Il faudra des recherches plus détaillées sur le transport pour vérifier la validité de cette interprétation.

Deux études de cas intéressantes, réalisées sous la direction de Dreimanis (1958) dans la région de Rouyn-Noranda, illustrent la double provenance du till dans cette région. En étudiant l'abondance des minéraux détritiques dans les traînées de fragments indicateurs entourant les gisements de sulfures à Noranda, au Québec, Dreimanis a cartographié une traînée située au SSW d'une zone d'affleurement minéralisé (mine Horne) en se servant de mesures de stries et de données sur le transport glaciaire. Il a remarqué que les fragments de minerai mégascopiques et même les cailloux minéralisés étaient extrêmement rares dans la traînée (moins de 1 % à une distance du gisement variant de 0,1 à 4 km). De la même façon, l'analyse de milliers de grains de minéraux lourds provenant d'échantillons de till a révélé qu'il ne renfermait qu'une quantité infime (moins de 0,01 %) de sulfures à une faible distance en aval glaciaire de l'affleurement riche en sulfures. Pour expliquer cette situation inusitée, Dreimanis a supposé que les fragments mégascopiques avaient été enlevés par les habitants de Rouyn-Noranda, qui est érigée sur la traînée, et que l'oxydation avait fait disparaître les sulfures fins que renfermait le mince till sableux. Le dosage des métaux en traces a également donné des teneurs très faibles. Au cours d'une étude semblable effectuée dans le voisinage de la mine MacDonald (mine Gallen), à 9 km seulement au NNE de Noranda, Dreimanis (1958) a identifié une traînée de fragments indicateurs de direction SSE qui renfermait cependant un plus fort pourcentage de fragments mégascopiques que celle de Noranda. La présence d'épais dépôts glaciolacustres a empêché l'étude détaillée de cette traînée.

Les orientations différentes des traînées de fragments indicateurs à ces deux endroits correspondent, croit-on, aux deux grandes directions d'écoulement glaciaire cartographiées dans la région (Veillette, 1986a), si on se fonde sur les relations de recoupement de stries révélant un premier écoulement de direction SSW et un deuxième (déglaciation) de direction SSE. Dans la région de Rouyn-Noranda, on trouve plusieurs excellents exemples de ces deux grands écoulements (Veillette, 1986a). Une comparaison entre les deux endroits semble indiquer que le transport glaciaire est associé à deux directions d'écoulement dont une peut dominer localement. Il serait maintenant intéressant d'étudier la composition du till au SSE du gisement de la mine Horne et de comparer les données sur le transport glaciaire obtenues à celles que Dreimanis a recueillies au SSW.

Dans la fosse à ciel ouvert des Mines Selbaie, on trouve un autre exemple qui illustre les difficultés se rattachant à toute tentative d'associer la stratigraphie déduite des formes d'érosion à celle déduite des dépôts. Un examen attentif des dépôts et du substratum rocheux dans la fosse, à l'été 1988, a soulevé quelques questions à propos de l'existence d'une nappe de till distincte en-dessous du Till de Matheson à cet endroit (Bouchard et al., 1986). Tous les lambeaux de la surface rocheuse originelle, qui se trouve à une profondeur variant de 6 m à plusieurs dizaines de mètres par rapport à l'ancienne surface des terrains qui entourent l'excavation, portent les marques d'un écoulement unique, uniforme, de direction WSW (240 à 270°). En dehors du périmètre de l'excavation, on trouve cependant un grand nombre de stries formées par un écoulement plus récent de direction SSE. Une seule nappe de till couvre directement le substratum rocheux (sans la présence de sédiments intermédiaires) dont la surface présente des formes asymétriques profilées révélant un écoulement des glaces vers l'W et le SW à l'intérieur de toute la fosse. Une analyse de la fabrique des tills réalisée par M. Parent et l'auteur indique un mouvement de direction WSW près de la base de la nappe de till et un mouvement de direction SSE près du sommet. Les sables graveleux considérés par Bouchard et al. (1986) comme des sables intertill

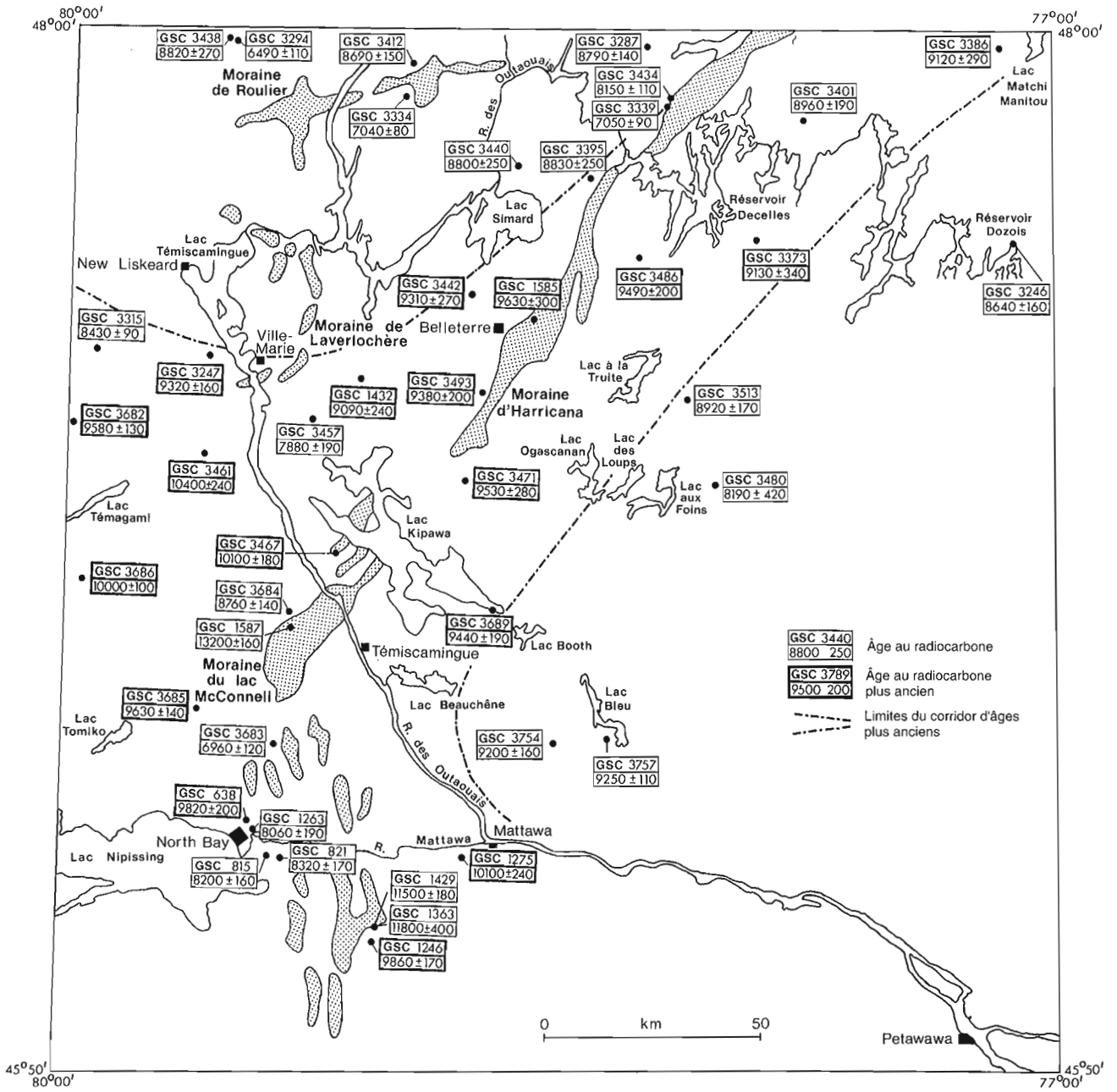


Figure 10. Distribution de 43 âges au radiocarbone de matière organique basale, dans la région du cours supérieur de l'Outaouais, au Québec et en Ontario (d'après Veillette, 1988).

ont peut-être une origine sous-glaciaire associée au début du dépôt du Till de Matheson. L'examen de cartes topographiques à grande échelle de l'excavation, mises à jour chaque mois par la société Les Mines Selbaie, révèle une topographie bosselée qui devait favoriser la formation de cavités sous-glaciaires, en aval glaciaire. Il reste donc à trouver dans les sédiments présents à l'intérieur de la fosse les preuves d'un événement glaciaire plus ancien que celui qui a mis en place le Till de Matheson.

La leçon la plus importante à tirer des résultats présentés dans cet article est le rapport qui existe entre la durée d'un épisode d'écoulement glaciaire et la capacité de transport du glacier. Dans l'ouest de l'Abitibi, la majeure partie des matériaux du Till de Matheson est probablement issue d'un transport en provenance du NE étant donné la direction dominante SW de l'écoulement au Wisconsinien supérieur. Plus tard, des écoulements de courte durée vers le SE et le SSE, résultant principalement des modalités de la déglaciation, ont donné au paysage glaciaire ses formes actuelles puisqu'ils ont été les derniers à survenir. Cette surimposition d'un épisode glaciaire de longue durée par un autre, beaucoup plus court, peut entraîner de graves erreurs d'interprétation des données sur le transport glaciaire. En fait, l'écoulement précédent vers le SW a probalement été le principal agent de transport de matériaux sur de longues distances dans l'ouest de l'Abitibi. Seules des recherches détaillées sur la provenance des blocs glaciaires poursuivies à l'échelle régionale (Salonen, 1986) pourraient aider à résoudre ce problème. Des observations récentes faites par J.-S. Vincent et l'auteur dans le cours inférieur de la rivière Nottaway, dans le bassin de la baie James, confirment la présence, sous le Till de Cochrane, d'un till déposé par un écoulement venant du nord-est. Si ce till pouvait être corrélé avec le Till de Matheson au sud et avec le Till d'Adam à l'ouest (Skinner, 1973), cela expliquerait la faible teneur en carbonates paléozoïques du Till de Matheson, au Québec.

CONCLUSION

D'importants programmes de sondage du mort-terrain mis en oeuvre depuis quelques années en Abitibi-Témiscamingue ont mis en évidence une stratigraphie glaciaire complexe. Ces nouvelles données, analysées conjointement avec la chronologie relative des écoulements glaciaires établie à l'aide d'indicateurs trouvés en surface, sur le substratum rocheux, et à partir de la morphologie glaciaire et d'indicateurs lithologiques de transport glaciaire sur de longues distances permettent de formuler les conclusions suivantes :

1. Dans la région, il y a au moins trois tills; du plus ancien au plus jeune, il s'agit d'un till régional encore innommé, trouvé sous le Till de Matheson, du Till de Matheson et du Till de Cochrane. On trouve des sédiments glaciaires et non glaciaires plus anciens en profondeur, sous le till régional innommé, mais on sait encore peu de choses à leur sujet (fig. 3).

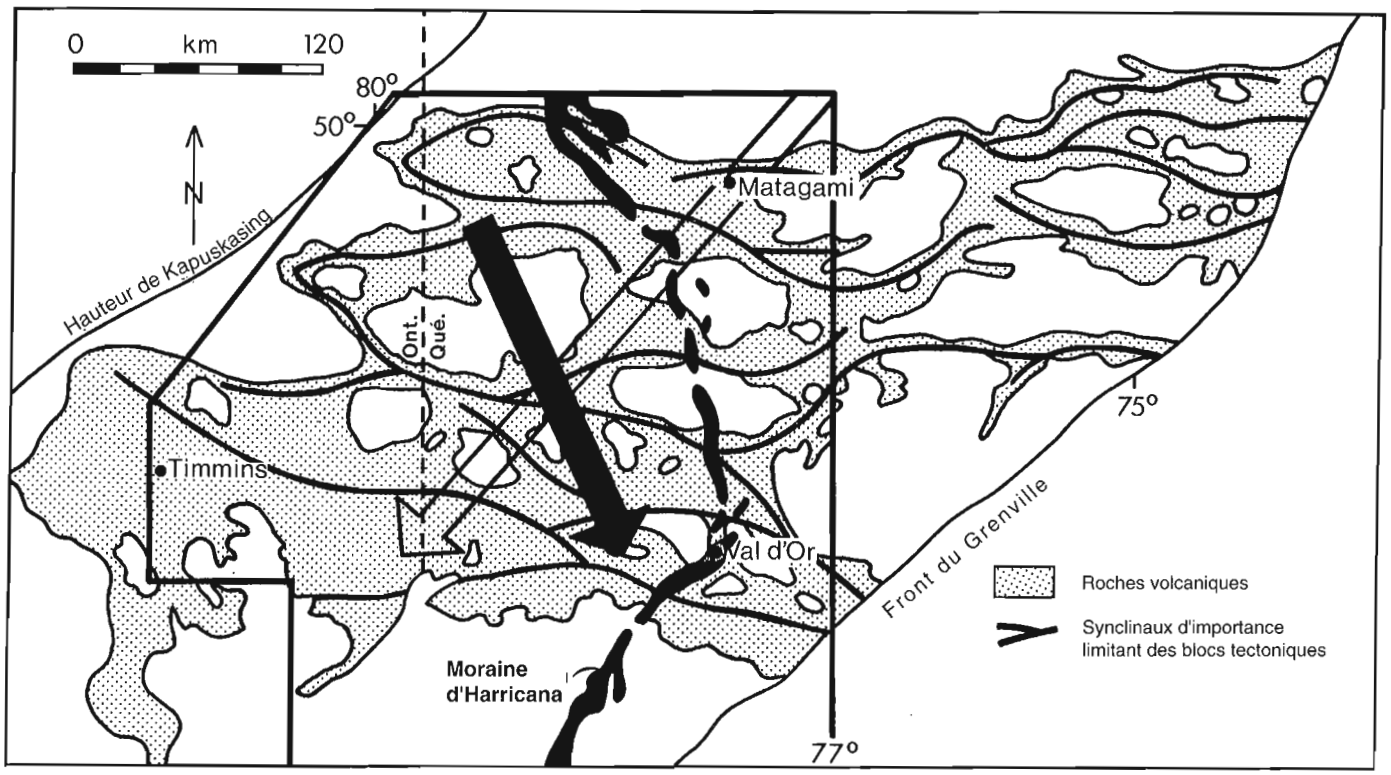


Figure 11. Rapports entre les secteurs minéralisés et les grands axes de transport glaciaire dans l'ouest de l'Abitibi, au Wisconsinien supérieur. Les deux flèches indiquent l'ordre de succession chronologique des directions d'écoulement glaciaire associées au transport à l'ouest de la moraine interlobaire. Géologie d'après Jolly (1978).

2. Le till plus ancien, sous-jacent au Till de Matheson, est présent à travers tout l'Abitibi, à l'ouest de la Moraine d'Harricana; il a été associé à un écoulement glaciaire vers le SW. Son étendue est inconnue. Il est peut-être possible de corréler ce till avec les till(s) antérieur(s) à la Formation de Missinaibi de Skinner (1973) dans le bassin de la rivière Moose, dans le bassin de la baie James.

3. Le Till de Matheson est le till de surface dans le nord-est de l'Ontario et le nord-ouest du Québec, au sud de la limite du Till de Cochrane. Au Québec, on croit qu'il a été mis en place par un glacier s'écoulant d'abord vers le SW et le SSW au Wisconsinien supérieur, puis vers le SE et le SSE pendant la déglaciation (fig. 4). On examine en ce moment la possibilité de corréler ce till avec le Till d'Adam de Skinner (1973) dans le bassin de la rivière Moose, à la baie James, et avec une nappe de till découverte le long de la rivière Nottaway et mise en place par un glacier en provenance du nord-est. Au Québec, du moins au sud de la limite du Till de Cochrane, le Till de Matheson ne contient pas d'erratiques paléozoïques provenant des basses terres de la baie James, plus au nord.

4. Le Till de Cochrane est un till mince, argileux, riche en carbonates, déposé par des glaciers en crue s'avançant dans le Lac Ojibway et venant de la baie d'Hudson et de la baie James antérieurement à 8 500 ans. Il recouvre les sédiments glaciolacustres du Lac Ojibway et le Till de Matheson. La cartographie détaillée de sa limite méridionale dans le nord-ouest du Québec va bon train; déjà, les travaux préliminaires révèlent que sa limite méridionale se trouve entre 30 et 50 km plus au sud que la limite trouvée lors de travaux antérieurs. En Ontario, Skinner (1973) a émis l'hypothèse d'une corrélation avec le Till de Kipling du bassin de la rivière Moose, à la baie James, dans son ensemble ou seulement avec la partie supérieure de celui-ci.

5. Le fait qu'on soit en présence d'un écoulement glaciaire de courte durée, dans une seule direction, dont les traces se superposent à celles d'un autre écoulement glaciaire plus important, de direction différente, et l'absence d'intervalle non glaciaire compliquent cependant l'analyse des données sur le transport glaciaire. Les traces d'érosion et les dépôts laissés par l'écoulement plus récent ont détruit ou masqué les traces laissées par un écoulement antérieur. Dans l'ouest de l'Abitibi, au Québec, on a démontré l'existence d'un changement majeur de la direction d'écoulement du glacier qui a mis en place le Till de Matheson. Des recherches sur la provenance des éléments du till confirment ce changement de direction.

En Abitibi, une partie des zones de minéralisation d'importance se trouvent dans des secteurs qui ont connu des écoulements glaciaires complexes (fig. 11). Plutôt que de freiner l'application des techniques de prospection glacio-sédimentaire à la recherche de nouveaux gisements, cette situation devrait inciter à mieux comprendre la dynamique des inlandsis et, par conséquent, à mieux connaître la distribution des indicateurs lithologiques de gîtes minéraux. L'histoire glaciaire de l'Abitibi-Témiscamingue montre qu'il faut recourir à des méthodes d'analyse différentes pour jeter un peu de lumière sur la séquence des événements qui ont permis d'identifier les principaux écoulements glaciaires et les nappes de till qui leur sont associées. Il s'ensuit que les recherches effectuées à des fins d'exploration, lorsqu'elles négligent l'histoire régionale et ne s'appuient que sur une évaluation superficielle et rapide de l'histoire glaciaire d'une région donnée, peuvent donner des résultats décevants si on recourt aux techniques d'exploration normalement utilisées dans les régions autrefois englacées.

Il reste beaucoup à faire pour déterminer la valeur de certaines des interprétations présentées dans cet article. On doit éventuellement procéder à une reconstitution détaillée, en trois dimensions, de la distribution des sédiments quaternaires en Abitibi pour porter à son maximum l'utilité des données sur les sédiments quaternaires en exploration minérale et pour mieux comprendre l'histoire glaciaire régionale.

REMERCIEMENTS

Plusieurs géologues d'exploration ont fourni des informations qui ont permis de mieux comprendre la géologie glaciaire de la région. L'auteur tient à remercier plus particulièrement C.F. Gleeson et R.D. Thomas (C.F. Gleeson & Associates), D. Green (Duration Mines), J.A. Dixon, C. Marcotte (Cogéma), J.A. Sauerbrei (INCO-Golden Pond) et S.A. Averill (Overburden Drilling Management). J.-J. Bouillon (Les Mines Selbaie) nous a permis de visiter la mine à ciel ouvert et nous a montré les endroits offrant le plus d'intérêt. Les commentaires de M.A. Bouchard et V.-P. Salonen ainsi que les échanges et le travail sur le terrain avec M. Parent de la CGC ont été fort appréciés. H. Thorleifson a relu le manuscrit, a présenté ses suggestions et nous a fait part du résultat de recherches qu'il avait effectuées à l'ouest et au nord-ouest de l'Abitibi. Nos remerciements s'adressent à toutes ces personnes.

RÉFÉRENCES

Averill, S.A.
1986: Heavy mineral anomaly interpretation, the importance of mineralogy and Quaternary stratigraphy; Paper presented to the 1986 Prospectors and Developers Association, Toronto, Ontario, March 1986.

Bird, D.J. and Coker, W.B.
1987: Quaternary Stratigraphy and Geochemistry of the Owl Creek gold mine, Timmins, Ontario, Canada; Journal of Geochemical Exploration, v. 28, p. 267-284.

Bouchard, M.A., LaSalle, P., Lamothe, M., David, P.P., and Bouillon, J.-J.
1986: Pleistocene stratigraphy of northwestern Abitibi from boreholes and excavations at Selbaie Mine, Québec; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 11, p. 47.

Dadswell, M.J.
1974: Distribution, ecology and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America; National Museums of Canada, Publications in Zoology, no. 11, 110 p.

DiLabio, R.N.W.
1982: Wood in Quaternary sediments near Timmins, Ontario; in Current Research Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 433-434.

DiLabio, R.N.W., Miller, R.F., Mott, R.J., and Coker, W.B.
1988: The Quaternary Stratigraphy of the Timmins area, Ontario, as an aid to mineral exploration by drift prospecting; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 88-1C, p. 61-65.

Dreimanis, A.
1958: Tracing Ore Boulders as a Prospecting Method in Canada; The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 51, p. 73-80.
Geddes, R.S.
1984: An exotic till in the Hemlo area, northern Ontario; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 9, p. 66.
Hardy, L.
1976: Contribution à l'étude géomorphologique de la partie québécoise des basses terres de la baie de James; Thèse de doctorat, Université McGill, Montréal, Québec, 264 p.
Hughes, O.L.
1955: Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls map areas, Cochrane District, Ontario, Ph.D. Thesis, University of Kansas, Lawrence, Kansas, 190 p.
Jolly, W.T.
1978: Metamorphic history of the Archean Abitibi Belt; Geological Survey of Canada, Paper 78-10, p. 63-83.
Karrow, P.F. and Geddes, R.S.
1987: Drift carbonate of the Canadian Shield; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 365-369.
Lovell, H.L. and Caine, T.W.
1970: Lake Temiskaming rift valley; Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper 39, 16 p.
Martin, N.V. and Chapman, L.J.
1965: Distribution of certain crustaceans and fishes in the region of Algonquin Park, Ontario; Journal of Fisheries Board of Canada, v. 22, p. 969-976.
Ontario Geological Survey
1986: Sonic Drill Holes 85-01 to 85-60; Ontario Geological Survey, Geophysical/Geochemical Series, Map 80845 to 80893.
Prest, V.K., Grant, D.R., and Rampton, V.N.
1968: Glacial Map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1253A, scale 1:500 000.*
Richard, P.J.H., Larouche, A.C., and Veillette, J.J.
1987: Proglacial Lake Barlow vegetational environment: co-occurence of tundra plants and temperate trees within spruce-dominated open forest; XII International Congress, International Union for Quaternary Research, Ottawa, Canada, July 1987, Program with Abstracts, p. 252.
Richard, P.J.H., Veillette, J.J. et Larouche, A.C.
1989: Palynostratigraphie et chronologie du retrait glaciaire au Témiscamingue : évaluation des âges ^{14}C et implications; Journal canadien des sciences de la Terre, vol. 26, p. 627-641.
Salonen, V.-P.
1986: Glacial transport distance distributions of surface boulders in Finland; Geological Survey of Finland, Bulletin 338, 78 p.
Sauerbrei, J.A., Pattison, E.F., and Averill, S.A.
1987: Till sampling in the Casa-Berardi gold area, Quebec: A Case History in orientation and discovery; Journal of Geochemical Exploration, v. 28, p. 297-314.
Shilts, W.W.
1976: Glacial till and mineral exploration; in Glacial Till, ed. Robert F. Leggett, Royal Society of Canada, Special Publication no. 12, p. 205-224.
Skinner, R.G.
1973: Quaternary stratigraphy of the Moose River Basin, Ontario; Geological Survey of Canada, Bulletin 225, 77 p.
Steele, K.G., Baker, C.L., and McGlenaghan, M.B.
1986: Reconnaissance till sampling program, Matheson-Lake Abitibi Area, District of Cochrane; in Summary of Fieldwork and other activities 1986, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 132, p. 398-403.
Veillette, J.J.
1983: Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec; Géographie physique et Quaternaire, v. 37, p. 67-84.
1986a: Former southwesterly ice flows in Abitibi-Temiskaming region: Implications for the configuration of the late Wisconsinan ice sheet; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1724-1741.
1986b: Surficial geology, New Liskeard, Ontario-Quebec; Geological Survey of Canada, Map 1639A, scale 1:100 000.
1988: Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires Post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario; Géographie physique et Quaternaire, vol. 42, p. 7-31.
Vincent, J.-S., Veillette, J.J., Allard, M., Richard, P.J.H., Hardy, L. et Hillaire-Marcel, C.
1987: Dernier cycle glaciaire et retrait des glaces de la vallée supérieure de l'Outaouais jusqu'au sud-est de la baie d'Hudson; XIIe congrès de l'Union Internationale pour l'étude du Quaternaire, Ottawa 1987, Livret-guide excursion C-10, 87 p

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

La dispersion glaciaire en Nouvelle-Écosse : une approche zonale[1]

R.R. Stea[2], R.G. Turner[2], P.W. Finck[2] et R.M. Graves[2]

Stea, R.R., Turner, R.G., Finck, P.W. et Graves, R.M., La dispersion glaciaire en Nouvelle-Écosse : une approche zonale; dans La prospection glacio-sédimentaire, sous la direction de R.N.W. DiLabio et W.B. Cooker, Commission géologique du Canada, Étude 89-20, p. 171-186, 1989.

Résumé

Un configuration complexe d'écoulements glaciaires a laissé son empreinte sur le paysage de la Nouvelle-Écosse par suite de l'interaction des lignes de partage des glaces extérieures et locales. Au total, quatre événements principaux d'écoulement glaciaire (phases 1 à 4) ont été identifiés pour le Wisconsinien. En Nouvelle-Écosse, la forme et l'importance des traînées de dispersion sont le résultat de l'effet net de ces écoulements glaciaires. Le déplacement des lignes de partage glaciaire pendant le Wisconsinien, depuis des régions au nord de la Nouvelle-Écosse jusqu'à des régions locales, a produit une série de zones présentant des directions de dispersion distinctes, définies par un réseau de formes de relief façonnées par l'écoulement glaciaire relevées sur le terrain. Les études de dispersion effectuées dans les zones confirment que ces réseaux, qui ont servi à définir les zones, correspondent à la forme des traînées de dispersion. La topographie et la dynamique des glaces des différents glaciers ont influencé la mise en place et la composition des unités de till durant les phases successives d'écoulement glaciaire. Les tills produits pendant les phases finales (3 et 4) sont caractérisés par la dominance des éléments détritiques grossiers, par une matrice peu abondante et par une dispersion relativement locale. Les tills produits durant les phases initiales (1 et 2) ont une matrice abondante et renferment des pourcentages plus élevés de constituants d'origine lointaine.

Abstract

A complex pattern of ice flows was imprinted on the landscape of Nova Scotia by the interplay of external and local ice divides. Four major Wisconsinan ice flow events (phases 1 to 4) have been defined. The shape and magnitude of dispersal trains in Nova Scotia are a result of the net effect of these ice flow events. The migration of ice divides during the Wisconsinan Stage from areas north of Nova Scotia to local areas produced a series of zones, areas with distinct dispersal trends defined by a pattern of mapped ice flow features. Dispersal studies in the zones confirm that the patterns of mapped ice flow features used to define the zones are mirrored by the shape of the dispersal trains. Topography and ice dynamics of the various glaciers controlled the deposition and composition of till units during the successive ice flow phases. Tills produced by the later phases (3 and 4) are characterized by dominance of clast over matrix modes and relatively local dispersal. Tills produced during the earlier phases (1 and 2) tend to be dominated by matrix modes and have greater percentages of far-travelled components.

[1] Contribution à l'Entente auxiliaire Canada-Nouvelle-Écosse sur l'exploitation minérale, 1984-1989. Projet réalisé par le ministère des Mines et de l'Énergie de la Nouvelle-Écosse.

[2] Nova Scotia Department of Mines and Energy, P.O. Box 1087 Halifax, Nova Scotia, Canada B3J 2X1

INTRODUCTION

Les glaciers continentaux et les calottes glaciaires locales ont laissé, dans le paysage de la Nouvelle-Écosse, des empreintes qui mettent en évidence la complexité de l'écoulement glaciaire. Les travaux de cartographie du Quaternaire et les recherches sur la géochimie des tills (Stea et Fowler, 1979; Stea et al., 1985; Finck et Graves, 1987) effectués dans la partie continentale de la Nouvelle-Écosse ont permis de reconnaître quatre phases d'écoulement glaciaire à partir des traces du passage des glaces. Les phases d'écoulement glaciaire correspondent à des directions d'écoulement distinctes que l'on peut cartographier à l'échelle régionale. La succession des phases d'écoulement est établie à partir des corrélations entre les ensembles de stries superposés et les nappes de till associés aux différentes phases. La provenance, les caractères géochimiques et les formes de dispersion des nappes de till mises en place en Nouvelle-Écosse pendant ces phases d'écoulement sont habituellement différents.

La partie continentale de la Nouvelle-Écosse se caractérise par deux terranes tectoniques juxtaposés présentant des caractères géologiques distincts (fig. 1). Le système de failles de Cobequid sépare le terrane de Cobequid du terrane de Meguma (Donohoe et Wallace, 1982). Le terrane de Cobequid est un massif de hautes terres constitué de roches volcaniques, métasédimentaires et ignées, précambriennes à carbonifères, flanquées de roches sédimentaires de bassin du Carbonifère et du Trias. Le terrane de Meguma est surtout constitué de roches métasédimentaires cambro-ordoviciennes percées d'intrusions de roches granitoïdes du Dévono-Carbonifère. Une partie importante de la province physiographique des hautes terres méridionales (Goldthwait, 1924) est constituée de ces roches. Le substratum rocheux des terranes fournit des blocs erratiques indicateurs facilitant la reconstitution de l'histoire de l'écoulement glaciaire.

Les glaciations wisconsiniennes ont marqué différemment les paysages des basses terres et ceux des hautes terres de la Nouvelle-Écosse. Les régions de basses terres, qui se composent de roches carbonifères et triasiques, sont caractérisées par des dépôts glaciaires plus épais et, à certains endroits, par plusieurs nappes de till qui affleurent dans les régions côtières. Par contre, on ne trouve habituellement pas de sédiments glaciaires à la surface des hautes terres, surtout à des altitudes supérieures à 300 m. À travers les régions de hautes terres, les traces d'érosion glaciaire, comme les stries, révèlent plusieurs directions d'écoulement distinctes et régulières. Ces directions sont associées à des glaciers distincts qui ont arraché et transporté des débris, puis mis en place des tills à des moments différents, dans les basses terres.

En Nouvelle-Écosse, dans ces terranes différents (tant au plan physiographique que d'après le caractère du socle), les sociétés d'exploration ont utilisé des méthodes de prospection du till différentes dans leur recherche de gîtes minéraux. On

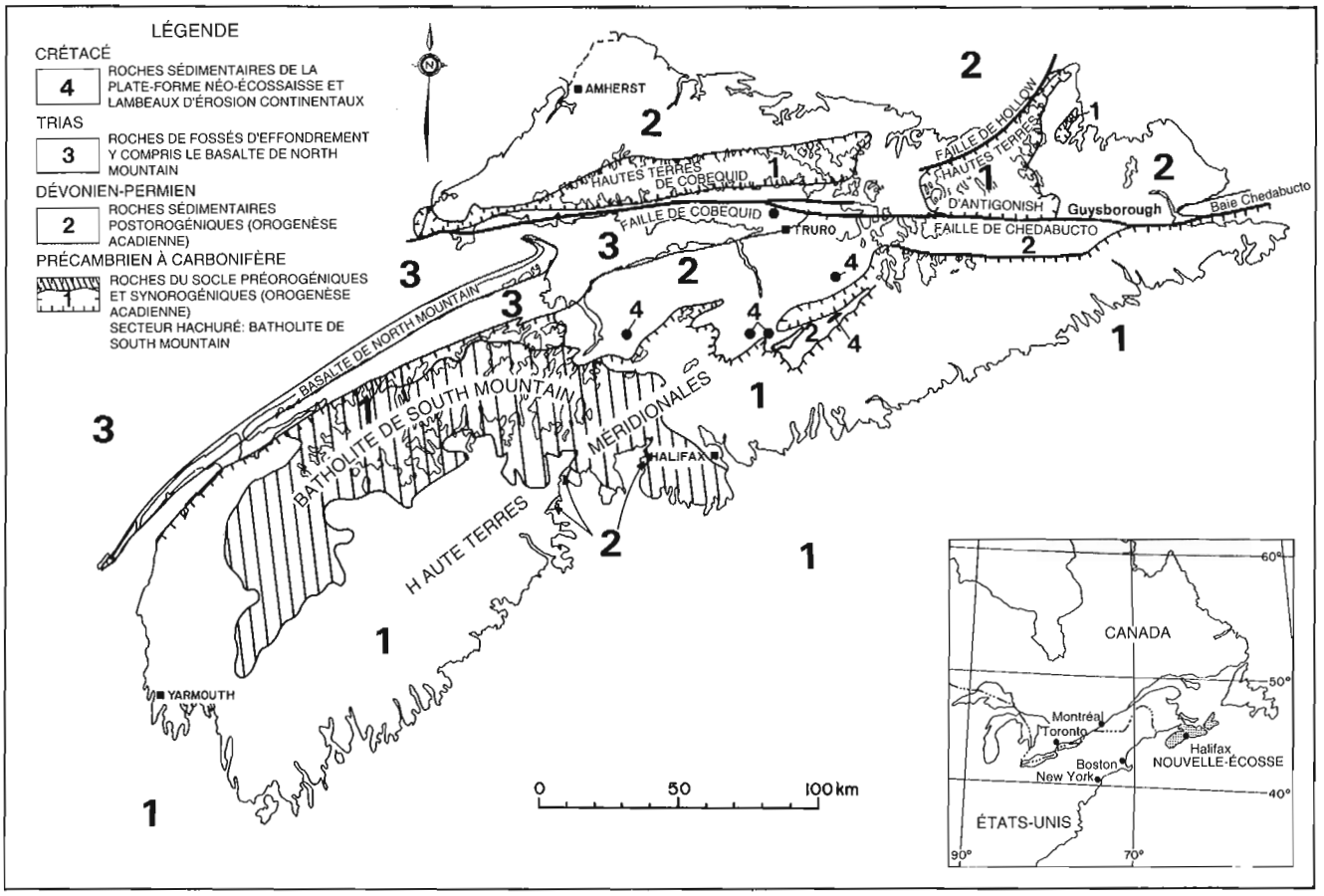


Figure 1. Géologie et physiographie généralisées de la partie continentale de la Nouvelle-Écosse.

a eu recours au forage dans les secteurs de basses terres où les sédiments glaciaires sont épais (Boyd, 1982) et à l'échantillonnage du till et des blocs en surface dans les secteurs couverts d'un placage de till (Felderhof, 1979).

Cet article présente un modèle de dispersion glaciaire s'appliquant à l'ensemble de la province. On établira une comparaison entre les formes de dispersion observées dans différentes régions et les phases d'écoulement dont l'identification repose principalement sur l'étude des stries.

PHASES D'ÉCOULEMENT GLACIAIRE

La cartographie des stries faisait partie des programmes de cartographie du till. Les stries fournissent des renseignements de premier ordre sur la configuration de l'écoulement glaciaire. Comme elles permettent d'évaluer rapidement les directions dominantes de l'écoulement, elles sont d'une grande utilité pour les géologues d'exploration. Les modèles d'écoulement glaciaire établis grâce aux stries sont confirmés par l'orientation des formes de terrain d'origine glaciaire, comme les eskers et les drumlins, et par les données sur la fabrique du till et la dispersion glaciaire (Stea, 1984). La succession des phases d'écoulement glaciaire est mise en évidence par l'existence de stries superposées et de nappes de till empilées (Stea, 1984). Chacune des phases d'écoulement a produit au moins une nappe de till identifiable; dans certains cas, on peut reconnaître le faciès de dépôt (p. ex. till de fond et till de fusion).

Phase 1

L'orientation des stries, les erratiques présentant des caractères distinctifs, la fabrique du till et les pavages de blocs striés laissent supposer que l'écoulement le plus ancien et le plus important s'est fait vers l'est avant de bifurquer vers le sud-est (figure 2a). Il semble que cet écoulement appartient au Wisconsinien inférieur (Grant et King, 1984; Stea, 1984; Stea et al., 1985). Une unité de till découverte à la base de nombreuses coupes le long de la côte de la Nouvelle-Écosse ou au coeur de drumlins en bordure du rivage atlantique (Till de McCarron Brook; Stea et al., 1985; Till de Hartlen de Stea et Fowler, 1979) a été mise en place pendant cette phase d'écoulement. Ce till, habituellement silteux, renferme peu de clastes et de nombreux erratiques; il se caractérise par une composition et une granulométrie homogènes et il recouvre des terranes de nature géologique différente. Des traînées d'erratiques tirant leur origine de roches ignées des hautes

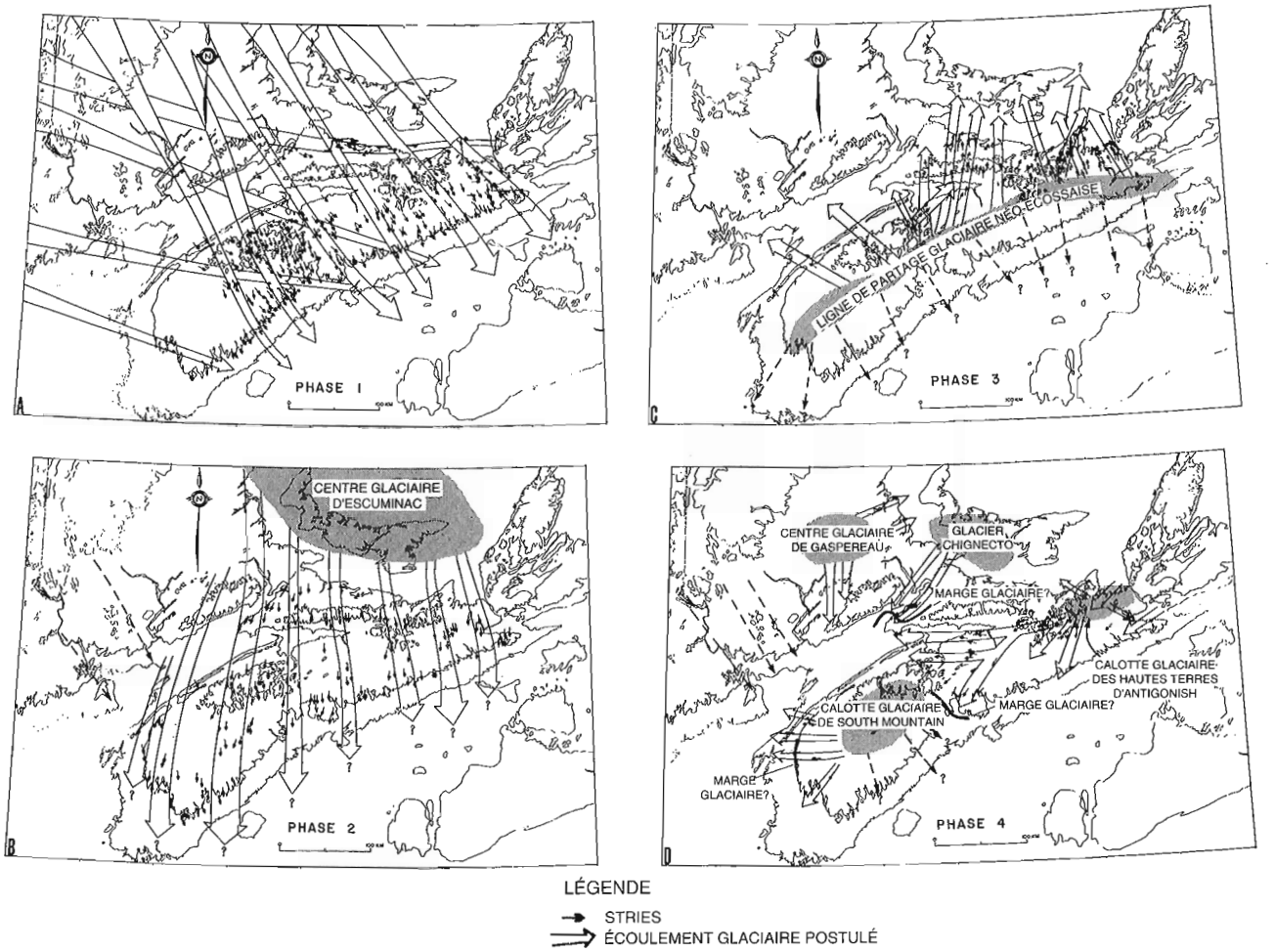


Figure 2. Orientation des stries et directions d'écoulement glaciaire en Nouvelle-Écosse au Wisconsinien.

terres de Cobequid et des traînées de roches basaltiques venant de la région de North Mountain s'allongent vers le sud-est et on peut suivre leurs traces jusqu'à la côte atlantique, à près de 60 km en aval glaciaire (Nielsen, 1976). Il est possible que cette phase se rattache à l'épisode d'écoulement principal de l'Inlandsis laurentidien. Cet inlandsis a peut-être traversé la baie de Fundy mais les preuves de son passage à travers le Nouveau-Brunswick ne sont pas encore établies (Rampton et al., 1984). Dans la partie ouest de l'Île-du-Prince-Édouard, la présence de blocs d'anorthosite provenant présumément du Bouclier canadien semble indiquer que les glaces laurentidiennes ont traversé la région à un moment ou à un autre (Prest et Nielsen, 1987).

Phase 2

Le deuxième écoulement glaciaire important s'est fait vers le sud et le sud-ouest, depuis le Centre glaciaire d'Escuminac, situé sur l'Île-du-Prince-Édouard (Rampton et al., 1984; fig. 2b). Cette phase d'écoulement correspond au «Lobe de la baie des Acadiens» de Goldthwait (1924) et au glacier «Fundien» de Shepard (1930). Goldthwait suggérait un écoulement de l'Inlandsis laurentidien vers le sud, à travers le golfe du Saint-Laurent. Toutefois, les empreintes glaciaires retrouvées à l'Île-du-Prince-Édouard (Prest, 1973) et dans la partie voisine du Nouveau-Brunswick ne révèlent pas un écoulement vers le sud mais plutôt un écoulement radial à partir d'un centre local. Ce fait est démontré par la présence de stries de direction sud recoupant des stries plus anciennes de direction sud-est, à plusieurs endroits dans les régions de hautes terres. Des matériaux provenant de la vaste région de couches rouges du nord de la zone continentale et des bassins carbonifères de l'Île-du-Prince-Édouard ont été transportés vers le sud et déposés sur les roches métamorphiques et ignées des terranes de Cobequid et de Meguma, dans la partie continentale de la Nouvelle-Écosse. Le till distinctif de couleur rouge, riche en argile, déposé pendant cette phase d'écoulement (Till de Lawrencetown de Grant, 1975) est celui qui recouvre la surface des drumlins et certains secteurs de moraine de fond en bordure des hautes terres méridionales. La dispersion vers le sud d'erratiques caractéristiques des hautes terres de Cobequid est contemporaine de celle des matériaux de couleur rouge (Grant, 1963; fig. 3). Dans des carottes de sédiments provenant du golfe du Maine, on a aussi relevé des traces d'une dispersion vers le sud de matériaux clastiques de couleur rouge venus de la baie de Fundy (Schnikter, 1987).

Phase 3

Pendant la phase 3, des débris de granite provenant du batholite de South Mountain ont été transportés vers le nord, jusque sur la cuesta basaltique de North Mountain (fig. 1; Hickox, 1962). On trouve des erratiques provenant des hautes terres de Cobequid à travers toutes les basses terres carbonifères situées au nord (Stea et Finck, 1984; Felderhof, 1979). Un till pierreux, autochtone, s'est déposé pendant cette phase d'écoulement. Les dépôts les plus épais de cette unité de till se trouvent en bordure de la côte atlantique, loin de l'emplacement présumé de la ligne de partage glaciaire (fig. 2c). On trouve des stries de direction nord à travers toute la partie nord de la Nouvelle-Écosse continentale (fig. 2c). Les nombreuses preuves de cet écoulement vers le nord confirment le développement d'une ligne de partage glaciaire dans le sud de la Nouvelle-Écosse (fig. 2c). L'écoulement se faisait vers le nord et vers le sud à partir de cette ligne de partage qui se trouvait dans l'axe de la péninsule de Nouvelle-Écosse. Cette ligne de partage s'est peut-être formée à la suite d'une invasion marine dans la baie de Fundy (Prest et Grant, 1969) ou d'une modification du climat (MacNeill et Purdy, 1951; Hickox, 1962). L'écoulement glaciaire vers le nord depuis la ligne de partage glaciaire Néo-Écossaise est

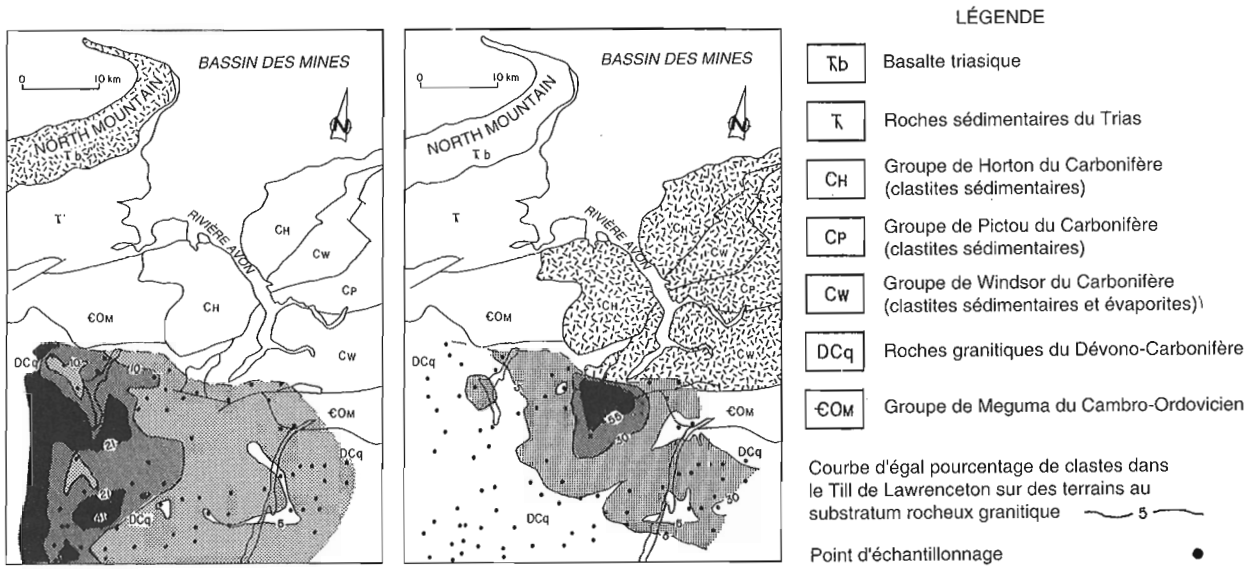


Figure 3. Dispersion des débris de roches sédimentaires carbonifères et du basalte de North Mountain (zones pointillées) dans des échantillons du till de Lawrencetown recouvrant le substratum granitique des hautes terres méridionales.

probablement contemporain de la formation d'un dôme glaciaire au Wisconsinien moyen au large de l'île du Cap-Breton, un épisode dont parle Grant (1977). En se fondant sur les traces d'écoulement glaciaire vers le nord, on peut suivre la ligne de partage glaciaire depuis les secteurs situés au sud des hautes terres d'Antigonish (Myers et Stea, 1986) jusqu'au large des côtes de la baie Chedabucto.

Phase 4

Pendant cette dernière phase, des calottes glaciaires résiduelles se sont détachées de la ligne de partage glaciaire Néo-Écossaise (fig. 2d). Des eskers et des stries recoupent les traces d'écoulements plus anciens. Des moraines, du till d'ablation, des dépôts fluvioglaciaires et des nappes de till amincies en biseau marquent l'emplacement des bordures des calottes glaciaires ou des glaciers qui se sont formés dans l'isthme Chignecto et dans le sud de la Nouvelle-Écosse (fig. 2d). Pendant cette dernière phase, l'écoulement glaciaire était fortement canalisé vers l'ouest, en direction des bassins marins. Ce n'est que dans les secteurs bas qu'on trouve des traces d'érosion et des dépôts associés à ces calottes tardiglaciaires.

APPROCHE ZONALE DE LA DISPERSION GLACIAIRE

L'interaction des glaciers régionaux, des calottes glaciaires locales et des variations physiographiques de la Nouvelle-Écosse a créé des zones d'érosion et d'accumulation distinctes; chacune d'elles possède une histoire de transport glaciaire différente de celle des autres (fig. 4). Ces zones résultent du déplacement des lignes de partage glaciaire. Les directions d'écoulement fournies par les stries et par l'orientation des formes glaciaires ont permis de situer les anciennes lignes de partage glaciaire et les anciens centres de dispersion, lesquels sont le résultat net du déplacement de ces lignes de partage pendant les phases 1 à 4. Dans la zone A, les principales directions d'écoulement sont sud-est et sud. Les traces d'érosion se rattachant aux phases précédentes (1 et 2) dominent alors que les traces des écoulements subséquents sont absentes. La zone A était soumise à l'influence de la ligne de partage glaciaire Néo-Écossaise (fig. 2c) et on y trouve peu de traces d'érosion ou peu de dépôts à l'exception de ceux qui sont associés aux phases d'écoulement plus anciennes. Dans la zone A, on observe en surface des unités de till plus anciennes, comme le Till de Lawrencetown et le Till de Hartlen, et on trouve souvent des dépôts résiduels, ce qui confirme le faible potentiel d'érosion et de sédimentation des phases d'écoulement subséquentes. Au contraire, dans la zone B, éloignée de la ligne de partage glaciaire Néo-Écossaise, on trouve des traces d'écoulement glaciaire et des dépôts de till associés à la phase 3 et à des phases d'écoulement antérieures. On suppose que l'écoulement se faisait vers le sud à partir de la ligne de partage glaciaire Néo-Écossaise. Dans la zone C, les premiers écoulements glaciaires sont représentés de même qu'un écoulement tardiglaciaire vers le sud-ouest (phase 4). Aucune trace d'écoulement associée à la phase 3 n'a toutefois été observée. Dans la zone D, on trouve des traces des premiers écoulements (phases 1 et 2) ainsi que celles de l'écoulement bien identifié vers le nord (phase 3) à partir de la ligne de partage glaciaire Néo-Écossaise. Dans les zones E et F, on trouve des stries et des nappes de till associées aux quatre phases d'écoulement mais, dans la zone E, on ne trouve pas de traces d'écoulement vers le nord.

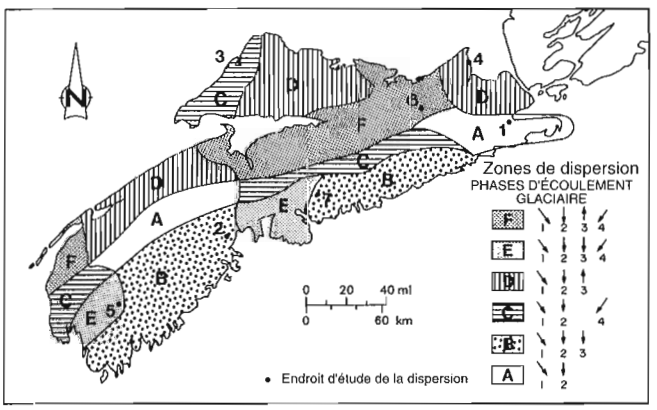


Figure 4. Carte des zones de dispersion dans la partie continentale de la Nouvelle-Écosse en relation avec le déplacement des centres de dispersion glaciaires extérieurs et locaux. Lieux étudiés :

(1) Lac Sangster
(2) Gold River
(3) Joggins
(4) Anse Ballantynes
(5) East Kemptville
(6) Garden of Eden
(7) Oldham

Ces zones résultent des variations de l'emplacement des centres de dispersion et des lignes de partage tout au long de l'histoire glaciaire. La position des lignes de partage détermine la complexité de la configuration de l'écoulement glaciaire que nous révèlent les stries et les formes de dispersion connexes. À proximité d'une ligne de partage glaciaire, les mouvements sont de faible ampleur (Denton et Hughes, 1981). Les géologues d'exploration travaillant dans ces différentes zones ont été mis en présence d'une très grande diversité de modèles de dispersion. Dans certains secteurs, on a des modèles relativement simples de dispersion vers le sud-est tandis qu'ailleurs un écoulement vers le nord vient compliquer les choses. La démonstration de la validité de l'approche zonale de la dispersion s'appuie sur une description des traînées de dispersion glaciaire provenant de lithologies distinctives et de gîtes minéraux et sur l'étude détaillée de coupes afin d'établir la provenance des tills. Les modèles de dispersion glaciaire dans chacune des zones apparaissant à la figure 4 sont tirés de ces études.

ÉTUDES DE LA DISPERSION GLACIAIRE

Lac Sangster (zone A, n° 1)

Le lac Sangster se trouve à 20 km au sud de Guysborough, dans l'est de la partie continentale de la Nouvelle-Écosse (fig. 4). Ce secteur offre un exemple de dispersion à partir d'un granite présentant des caractères géochimiques distincts. Il est compris dans la zone A où les écoulements dominants sont ceux des deux premières phases (1 et 2; fig. 2a, b). Dans

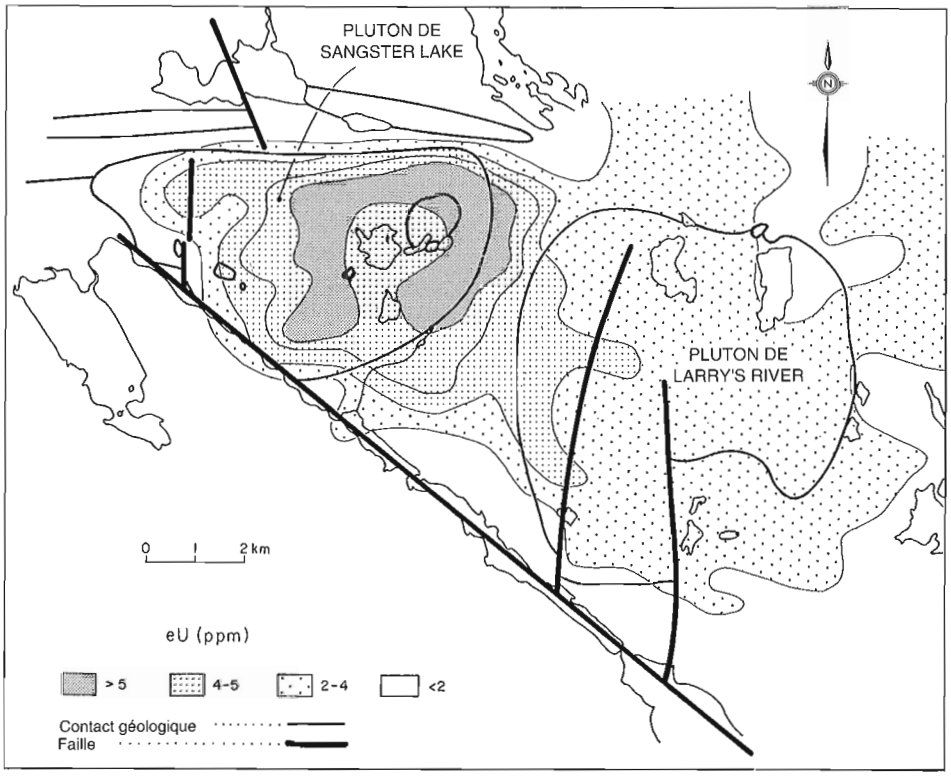


Figure 5. Signatures des plutons de Larry's River et de Sangster Lake obtenues par radiométrie aéroportée, dans le comté de Guysborough, en Nouvelle-Écosse.

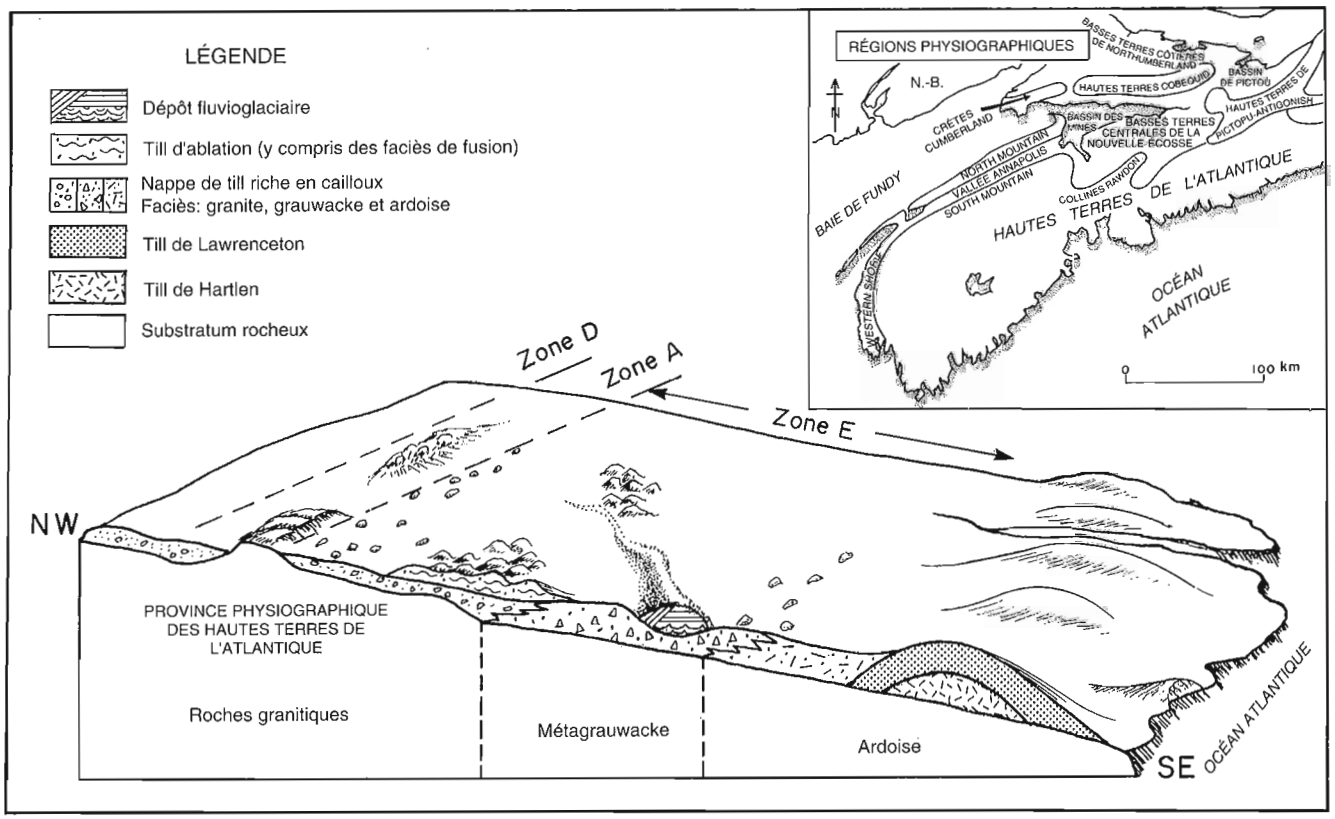


Figure 6. Coupe schématique de la stratigraphie du Quaternaire du terrane de Meguma dans les zones A, D et E.

la région du lac Sangster, on trouve en surface un grand nombre de blocs qui appartiennent à de vastes secteurs de till d'ablation (Stea et Fowler, 1979). Dans cette région, la moraine de fond s'est déposée pendant la phase d'écoulement vers le sud-est (phase 1; MacEachern et Stea, 1985).

La figure 5 (adaptée de Ford et O'Reilly, 1985) illustre la géologie des plutons de Sangster Lake et de Larry's River et leur signature radiométrique d'après des levés aéroportés. Les deux plutons sont constitués de différentes variétés texturales de monzogranite. À la différence du pluton de Larry's River, le pluton de Sangster Lake est déformé, métasomatisé et enrichi en uranium (G.A. O'Reilly, communication personnelle, 1988). L'anomalie révélant la présence d'uranium correspond à la partie altérée du pluton à l'exception d'une zone en forme de lobe, au sud-est du pluton, où on a enregistré des teneurs plus élevées. Comme on trouve des blocs du granite de Sangster Lake dans ce secteur de plus forte radioactivité (G.A. O'Reilly, communication personnelle, 1988), il est probable que la zone en forme de lobe correspond à un cône de dispersion s'ouvrant vers le sud-est. Il n'existe aucune trace de dispersion vers le nord à partir du massif de granite enrichi, ce qui concorde avec les stries observées dans la région. Une étude de MacEachern et Stea (1985) sur le district aurifère de Forest Hill a aussi montré que l'écoulement dominant et la dispersion aurifère se faisaient vers le sud-est pendant la phase 1. La présence d'un paléosol wisconsinien à la surface de l'unité de till mise en place par les glaciers de la phase 1 (MacEachern et Stea, 1985) permet de croire que la surface de ce till a été peu touchée par l'érosion pendant les phases d'écoulement suivantes.

Gold River (zone B, n° 2)

Le secteur de Gold River, situé à 60 km à l'ouest de Halifax, en bordure de la côte atlantique, appartient à la zone B et a été envahi par des glaciers s'écoulant vers le sud-est et le sud pendant les phases 1 et 2 (fig. 2a, b). Dans la zone B, les dépôts mis en place pendant ces deux premières phases glaciaires sont recouverts de dépôts associés à la ligne de partage glaciaire Néo-Écossaise (phase 3). La figure 6 illustre la stratigraphie du till et les formes d'origine glaciaire typiques associées au terrane de Meguma dans ce secteur. Les drumlins de cette région sont formés du Till de Lawrencetown et du Till de Hartlen qui ont été mis en place pendant les phases 1 et 2. Une nappe de till autochtone pierreux surmonte ces tills formant des drumlins et constitue la moraine de fond qui couvre la majeure partie de la région. Ce till de surface aurait pu être mis en place pendant la phase 3 ou 4. Il se caractérise par une fabrique peu développée et des clastes d'origine surtout locale. Dans la zone B, les matériaux constituant cette nappe de till sont dispersés habituellement vers le sud (Finck et Graves, 1987) mais cette direction peut varier beaucoup de place en place. Dans la zone D, la

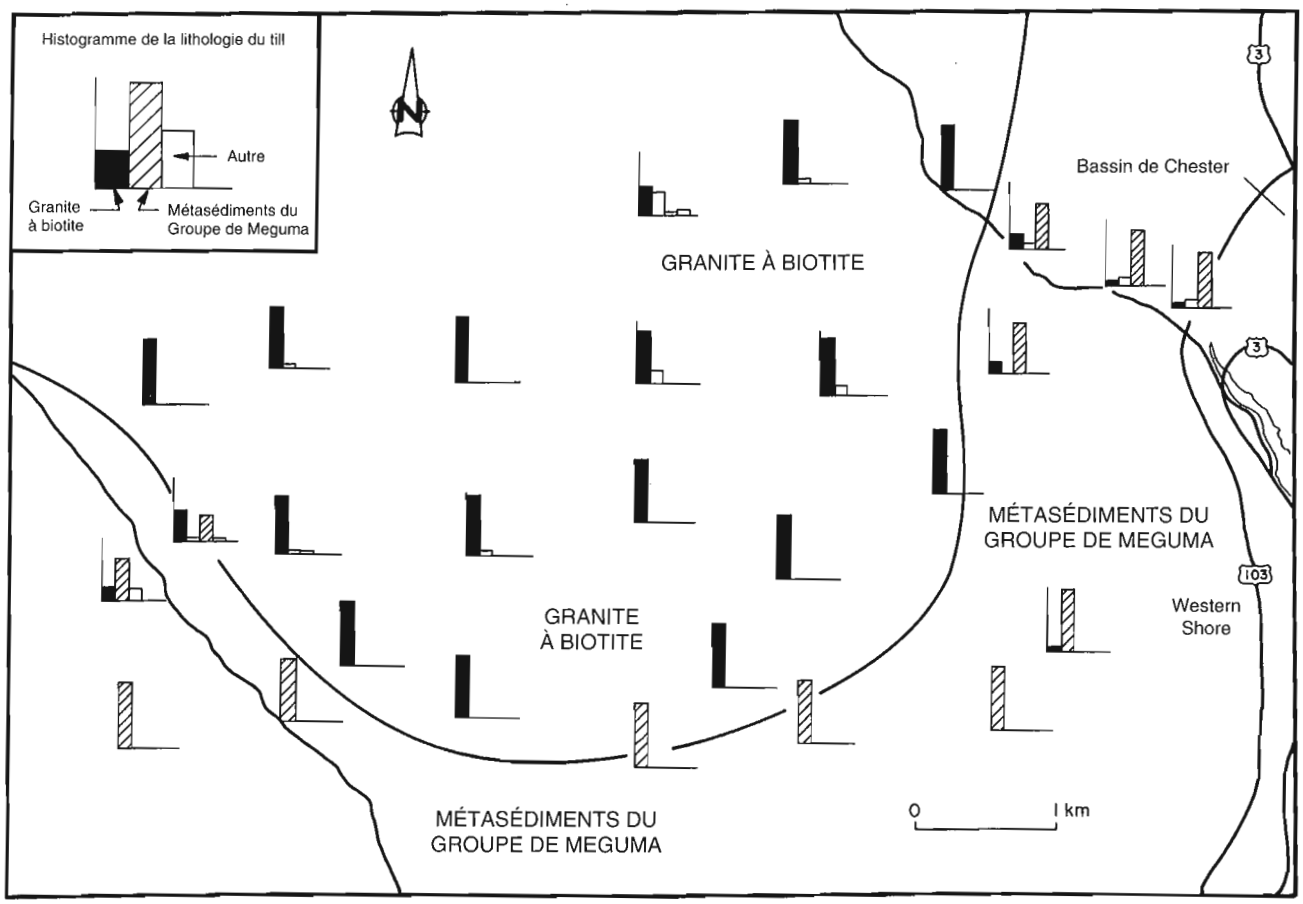


Figure 7. Lithologie des cailloux de la nappe de till pierreux dans la zone B, près de Gold River, en Nouvelle-Écosse.

dispersion s'est fait vers le nord (fig. 4). La distance nécessaire pour observer le renouvellement lithologique de la nappe de till pierreux varie de 100 à 200 m. Il s'agit de la distance à laquelle un till incorpore 50 % d'éléments d'une nouvelle lithologie en aval glaciaire du contact de celle-ci (Peltoniemi, 1985). D'un autre côté, le till à drumlins de Lawrencetown renouvelle son contenu pierreux sur une distance qui varie de 1 à 10 km. Dans le cas d'un till mis en place par l'Inlandsis scandinave, Peltoniemi (1985) mentionne une distance de renouvellement de 16 km. Le caractère fortement local de l'unité de till pierreux et sa relative immaturité (prépondérance de la fraction des clastes sur la fraction matricielle; Dreimanis et Vagners, 1971) laissent supposer que la dynamique des glaciers qui, en Nouvelle-Écosse, ont été responsables de sa mise en place, différait de celle des glaciers régionaux qui ont déposé les tills à drumlins.

La figure 7 montre la répartition des clastes dans la nappe de till pierreux, dans une zone de contact entre un granite et des roches métasédimentaires, dans le terrane de Meguma, près de Gold River, en Nouvelle-Écosse. La direction de dispersion varie de sud-est à sud-ouest. On voit que le nombre de clastes de granite diminue brusquement, à moins de quelques centaines de mètres de la zone de contact. Dans les secteurs de la zone B qui reposent sur des unités de till plus anciennes ou qui se trouvent dans le voisinage de champs de drumlins, on trouvera de plus grandes traînées de dispersion vers le sud et le sud-est par suite d'un mélange des clastes dispersés pendant les précédentes phases d'écoulement. Une étude de DiLabio (1982) (fig. 8) dans le district aurifère d'Oldham, dans la zone B, montre une traînée de dispersion de direction sud, quoique l'échantillonnage ait peut-être été insuffisant pour déterminer s'il y avait eu dispersion au cours des phases d'écoulement ultérieures.

Joggins (zone C, n° 3)

C'est à Joggins, sur les rives de la baie Chignecto, qu'on trouve une des coupes les plus complètes en Nouvelle-Écosse (Stea et al., 1985; fig. 9). Cette coupe se trouve dans la zone C puisqu'elle porte l'empreinte glaciaire des phases 1, 2 et 4 (fig. 4). C'est un exemple de zone d'accumulation où une stratigraphie complexe de dépôts de till donne des modèles de dispersion tridimensionnels. L'échantillonnage du till en surface ne recoupe que le cône de dispersion le plus récent. Dans les secteurs d'accumulation appartenant aux zones touchées par plusieurs phases glaciaires (C, D, E et F), il faudra recourir à des méthodes d'exploration minérale plus élaborées. Trois tills affleurent qui sont, de la base au sommet : un till silteux, compact, d'un brun rougeâtre; un till argileux, gris; et un till sableux, d'un brun jaunâtre. Le till à la base repose directement sur le substratum rocheux, lequel est marqué de stries dont la direction (110°) est parallèle à celle des stries associées à un écoulement régional vers l'est (fig. 2a) correspondant à la première phase d'écoulement glaciaire (phase 1).

Les trois unités de till présentent des caractères lithologiques distincts qui laissent supposer des origines différentes. On observe aussi des variations importantes à l'intérieur d'une même unité. La base du Till de McCarron Brook (le plus bas) renferme un fort pourcentage d'erratiques de roches ignées et volcaniques provenant des hautes terres calédoniennes, à l'ouest (lithologie I; fig. 9). Les augmentations concomitantes du pourcentage de clastes de mudstone calcaire de couleur rouge (lithologie H) et de calcaire (lithologie F) dans la partie supérieure du Till de McCarron Brook permet de supposer que la direction d'écoulement glaciaire a bifurqué vers le sud-est et que les glaces ont traversé une région du Nouveau-Brunswick où on trouve des couches rouges et des évaporites carbonifères (ECw, fig. 9). Dans le Till de Joggins, les pourcentages de clastes de charbon et de calcaire (lithologies B et C) sont passablement plus élevés que dans le Till de McCarron Brook. Selon les données tirées de l'étude des cailloux, l'écoulement progressait vers le sud-ouest; les glaces se sont écoulées sur les couches de charbon qui affleurent le long de la rive, au nord-est de la coupe et qui se dirigent vers le sud-ouest à une faible distance de la côte (R.J. Ryan, communication personnelle, 1987). Le Till de Joggins affleure largement dans ce secteur. La nappe supérieure de till se distingue des deux autres unités par la prépondérance d'un grès feldspathique d'origine locale (lithologie J; fig. 9) dont les éléments sont issus de la Formation de Joggins (LCj, fig. 9).

Les variations qui touchent les assemblages de cailloux dans le till de base indiquent des écoulements vers l'est et le sud-est pendant la phase 1; dans le till intermédiaire et le till supérieur, elles révèlent que les glaciers se sont par la suite écoulés vers le sud-ouest, en direction de la baie Chignecto

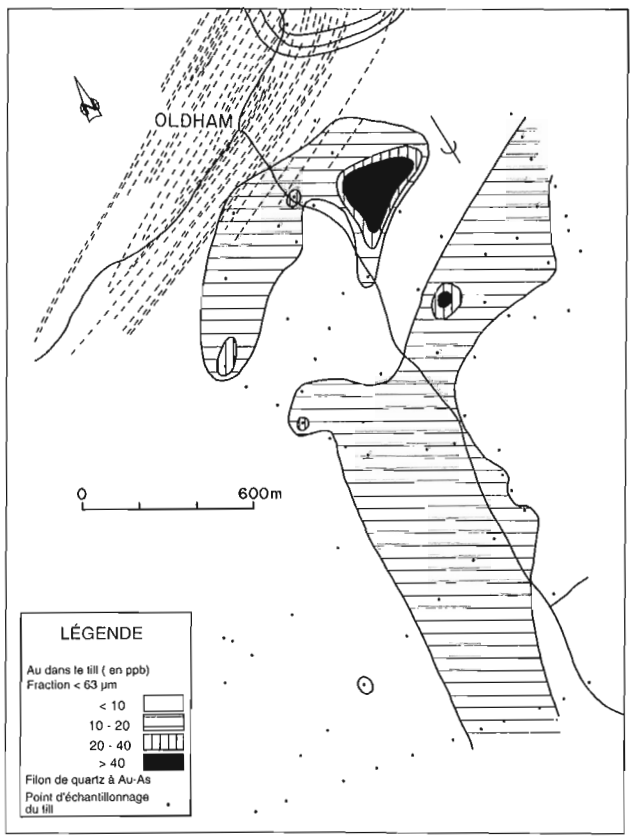


Figure 8. Dispersion des teneurs en or (<230 mesh) dans le district aurifère d'Oldham. (D'après DiLabio, 1982)

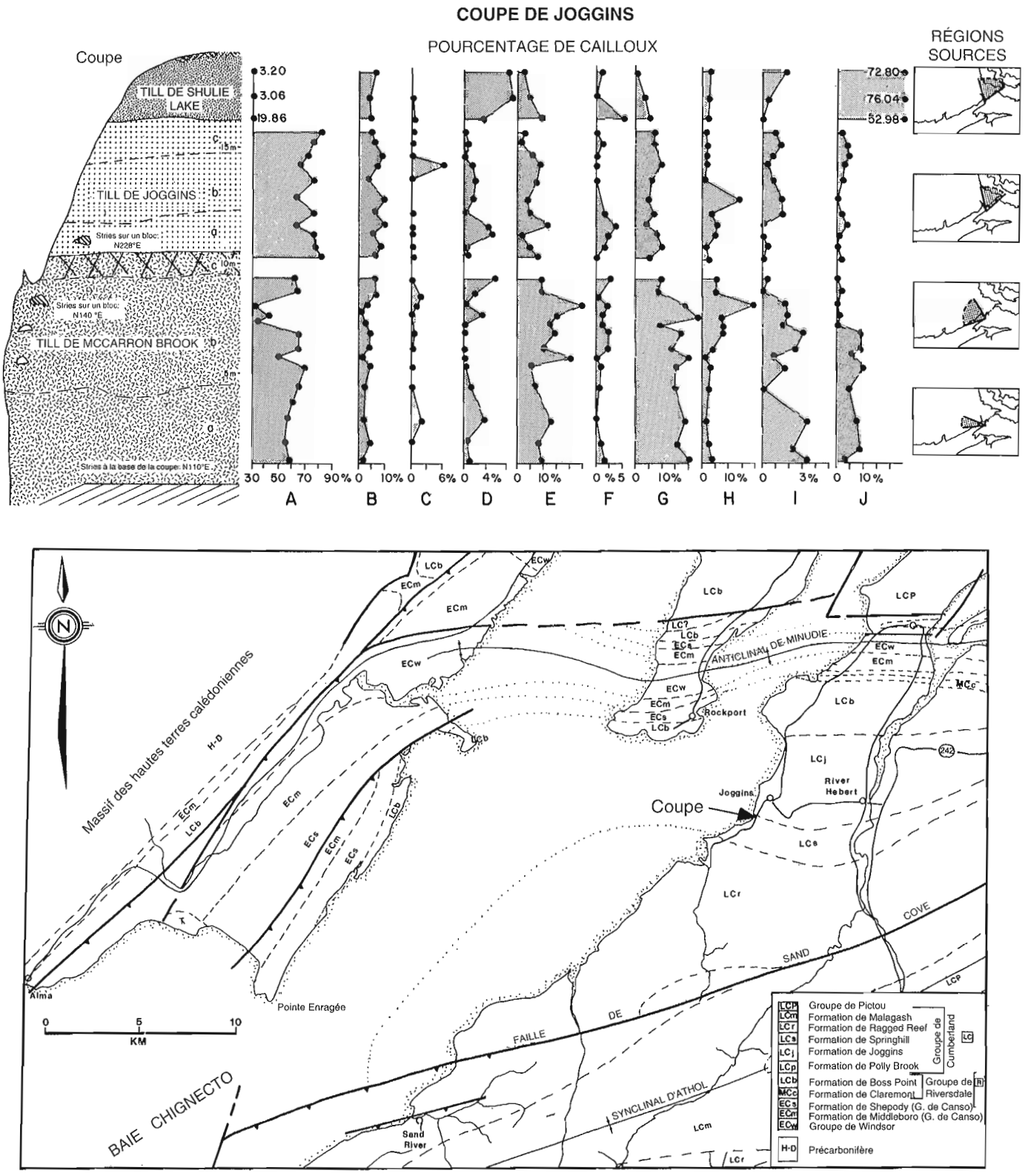
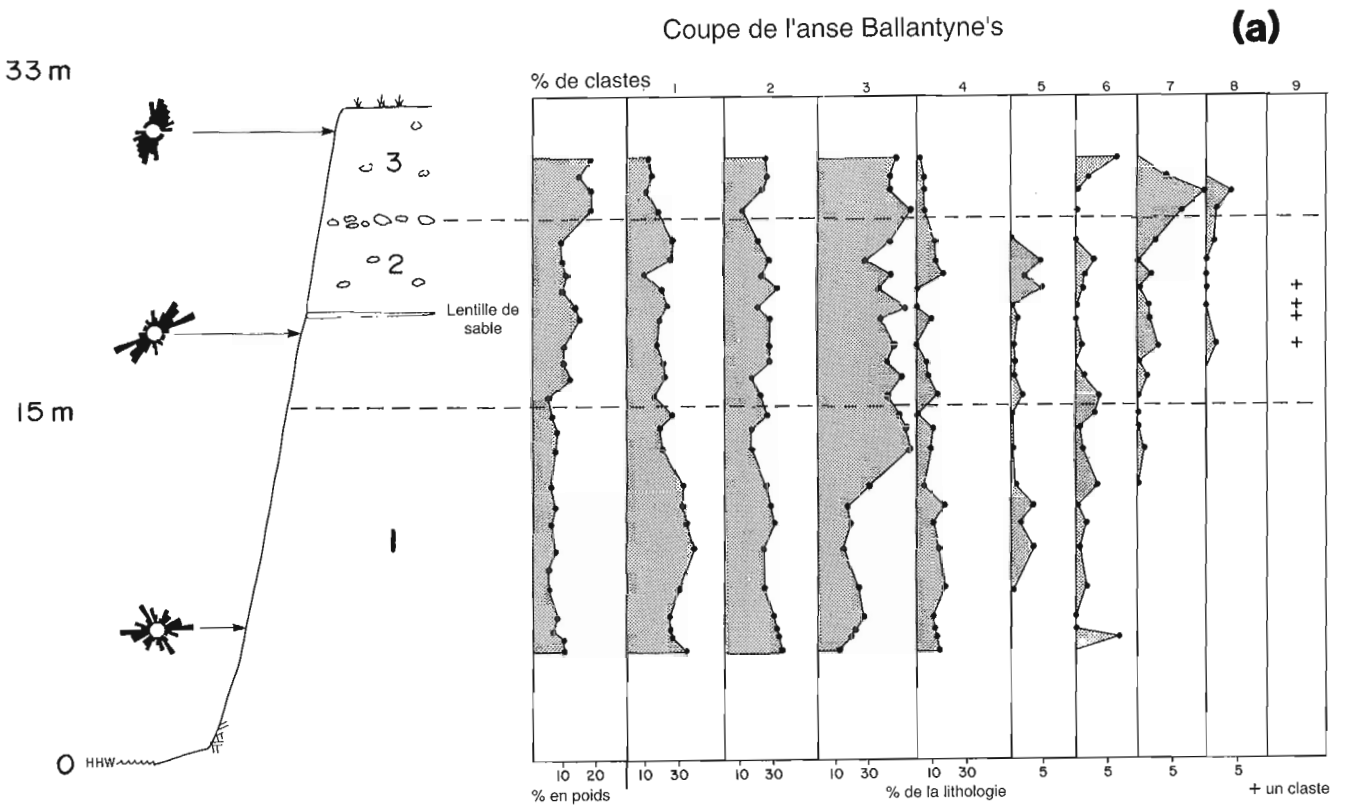
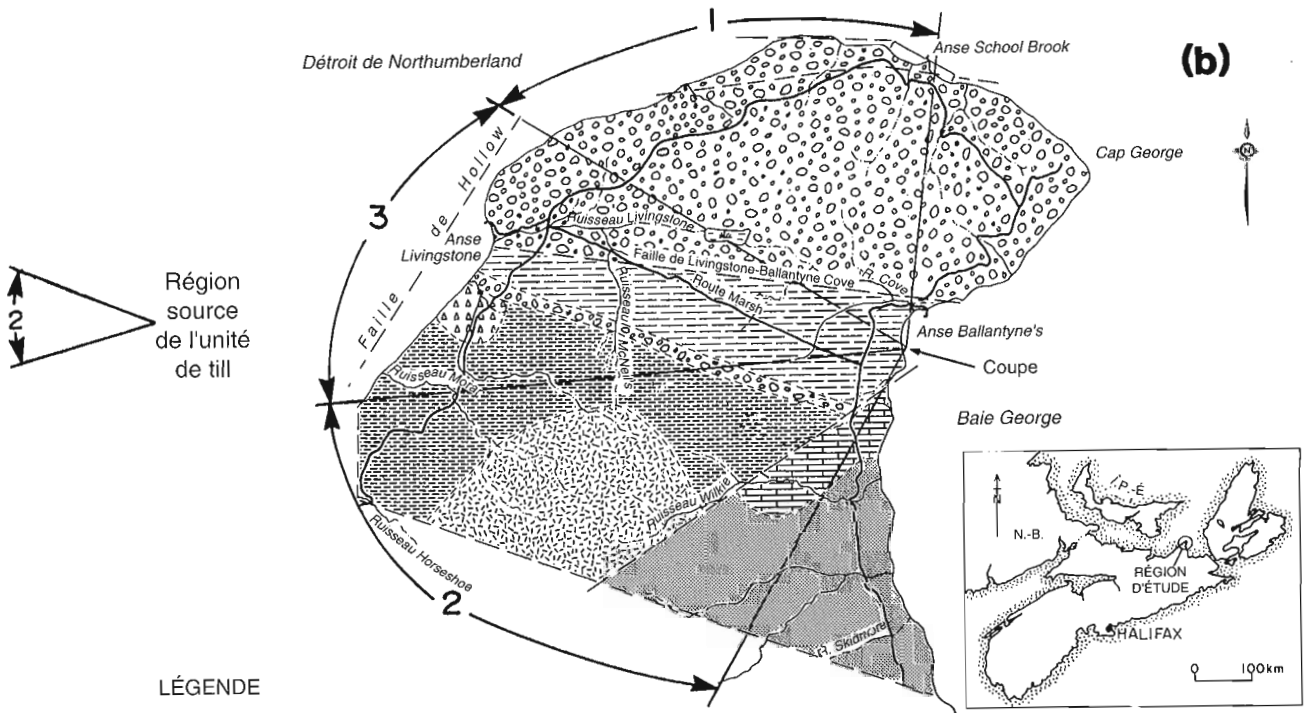


Figure 9. Stratigraphie et variation verticale de la lithologie des cailloux dans la coupe du Till de Joggins. Géologie de la région de Joggins d'après R.J. Ryan (données inédites).

Types de clastes :

(A) grès gris
(B) charbon
(C) calcaire à pélécypodes
(D) grès sidéritique
(E) grès grossier
(F) calcaire
(G) argilite brune
(H) argilite rouge-brun
(I) roches métamorphiques et roches ignées
(J) grès altéré





LÉGENDE

CARBONIFÈRE

Formation de Wilkie Brook — Grès rouge, shale gris, conglomérat, calcaire (peut renfermer du gypse et du calcaire du Groupe de Windsor)

DÉVONIEN À CARBONIFÈRE

Non divisé — Conglomérat pourpe, grès arkosique, conglomérat à nette prédominance de clastes granitiques

Non divisé — Grès micacé, calcareux, brun clair à gris

Formation de McAras Brook — Conglomérat, mudstone, grès, basalte amygdalaire; conglomérat à nette prédominance de clastes de siltstone

HADRYNIEN

Groupe de Georgeville

Non divisé — Métasiltstone noir et gris, un peu de chert, un peu de basalte

Formation de Livingston Cove — Conglomérat vert, mudstone noir

ÂGE INCERTAIN

Diorite

SYMBOLES

Faille importante
Route
Ruisseau
Contact normal

0 1 2 km

(phases 2 et 4). Le résultat final de ces épisodes de dispersion a été la mise en place d'un important cône de dispersion tridimensionnel, de direction variant de sud-est à sud-ouest, dont les éléments proviennent d'un gîte minéral enfoui sous les trois nappes de till, à Joggins.

Anse Ballantynes (zone D, n° 4)

Dans les basses terres qui bordent les hautes terres de Cobequid et les hautes terres d'Antigonish où, pendant la phase 3, l'écoulement glaciaire vers le nord a laissé des traces à peu près partout, les coupes stratigraphiques montrent habituellement deux ou trois unités de till (fig. 10). La coupe type se trouve dans l'anse Ballantynes, au sud de Cape George, où 3 unités de till affleurent (fig. 4 et 10). Le till inférieur (unité 1) est rouge, se caractérise par une matrice importante et renferme des fragments de coquilles associés à un écoulement à travers le détroit de Northumberland. Il peut être corrélé avec les unités de base coquillières qu'on trouve en bordure du détroit de Northumberland (Stea et al., 1987).

Le contenu de cailloux est une des caractéristiques qui permet de différencier les trois unités de till dans l'anse Ballantynes. L'unité inférieure renferme moins de 10 % de clastes et il y a peu de variation entre les échantillons. Le till intermédiaire renferme plus de 10 % de clastes tandis que l'unité supérieure, au-dessus d'un horizon de blocs, en renferme plus de 15 %.

L'abondance de conglomérat et de grès grossier de couleur rouge-brun (lithologie 1; fig. 10) diminue à mesure qu'on s'approche de la limite supérieure du till de la base (unité 1) tandis que les proportions de grès feldspathiques gris (lithologie 2) demeurent à peu près constantes. On remarque une augmentation sensible de l'abondance de clastes de shale et de métasiltstone au sommet de l'unité 1 et cette abondance se maintient jusqu'au sommet de la coupe. L'abondance d'un conglomérat résistant vert et de basalte (lithologies 7 et 8) augmente de façon sensible vers le sommet de l'unité 2 et, dans l'unité 3, près de l'horizon de blocs. Seule l'unité 2 renferme des clastes de diorite.

Figure 10a. Diagramme schématique illustrant la stratigraphie, la fabrique du till et la variation verticale de la lithologie des cailloux à la coupe de l'anse Ballantynes et (**b**) géologie de la région du cap George.

Types de clastes :

(1) Grès et conglomérat brun-rougeâtre et pourpres
(2) Grès feldspathique gris
(3) Métasiltstone noir-gris, shale
(4) Clastes de roches sédimentaires bien arrondis
(5) Clastes de roches volcaniques
(6) Clastes de roches ignées bien arrondis
(7) Conglomérat résistant vert
(8) Basalte amygdalaire
(9) Diorite

L'abondance relative de clastes de grès et de conglomérat rougeâtres et la présence de clastes de roches plutoniques bien arrondis (lithologie 6; fig. 10) dans l'unité de till 1 s'expliquent par un écoulement vers le sud-est à travers un secteur de conglomérats dévoniens à carbonifères, situé au nord de la coupe (Boucot et al., 1974; fig. 10). La fabrique du till met en évidence une orientation est-ouest à la base de la coupe et un mode secondaire de direction sud-est. La présence de fragments de coquilles dans le till et, dans l'ensemble, un faible pourcentage de clastes justifient la corrélation avec le till qui affleure sur les rives du détroit de Northumberland et qui a été mis en place pendant une phase d'écoulement vers le sud-est.

L'augmentation marquée du pourcentage de clastes de métasiltstone noir dans l'unité 2 et la présence de clastes de diorite révèlent qu'il y a eu érosion des roches précambriennes du Groupe de Georgeville et changement de la direction de l'écoulement du sud-est au nord-est. La direction nord-est de la fabrique du till de l'unité 2 confirme le changement de direction de l'écoulement glaciaire.

L'unité de till supérieure (unité 3) se distingue de l'unité 2 par une plus grande abondance de cailloux et par une augmentation du nombre de clastes de basalte et de conglomérat verdâtre et résistant. Le basalte appartient à la Formation de McAras Brook qu'on retrouve sous les tills et il affleure dans une zone d'orientation est-ouest, entre les roches du Groupe de Georgeville et les conglomérats dévoniens (fig. 10). Leur présence révèle un changement de direction de l'écoulement vers l'est ou vers l'ouest. Les fabriques du till de l'unité 3 indiquent cependant une direction nord-est à sud-ouest. Si la fabrique du till est parallèle à l'écoulement glaciaire, la seule façon de concilier ces preuves contradictoires serait d'admettre un virage de l'écoulement à 180°, vers le sud-ouest, ou l'existence d'une source basaltique inconnue. Les stries mesurées sur les rives du détroit de Northumberland, près de la falaise Treen (Stea et Finck, 1984) confirment un écoulement tardif vers le sud-ouest mais on ne trouve pas de traces de cet écoulement dans le secteur de l'anse Ballantynes.

Il existe une corrélation directe entre l'abondance de clastes de métasiltstone noir et les teneurs en cuivre, en plomb et en zinc de la fraction argileuse (fig. 11). Le contenu en Cu, Pb et Zn des métasiltstones noirs est peut-être plus élevé que celui des roches sédimentaires carbonifères qui sont la source du till inférieur. Ce diagramme illustre l'importance de l'identification des nappes de till lorsqu'on effectue des levés géochimiques à partir des tills. L'unité de till supérieure présente, pour le cuivre, le plomb et le zinc, des bruits de fond plus élevés qui s'expliquent par le contenu de clastes du till. Ce résultat a été confirmé dans une synthèse régionale (Stea et al., 1986) et dans d'autres secteurs (Saarnisto et Taipale, 1985). Chacune des nappes de till décrites ici présente des caractères lithologiques distinctifs qui se traduisent par d'importantes variations des données géochimiques. Il faut évaluer ces variations lorsqu'on effectue des levés géochimiques (sédiments de ruisseaux, sols, sédiments lacustres) dans des régions couvertes de till.

East Kemptville (zone E, n° 5)

Le gisement d'étain d'East Kemptville (Rio Algom) se trouve dans le sud-ouest de la Nouvelle-Écosse, à 60 km au nord-est de Yarmouth (fig. 1). C'est le seul producteur minier ayant l'étain comme matière principale en Amérique du Nord. Il est constitué de greisens minéralisés et de zones de greisens et se trouve à l'intérieur d'une zone de contact entre un granite et des roches métasédimentaires (Chatterjee et Strong, 1984). Le principal minéral métallifère exploité est la cassitérite; les minéraux secondaires sont la chalcopyrite, la wolframite et la sphalérite. Un programme régional d'échantillonnage des tills a eu un rôle important à jouer dans la découverte du gisement (McAuslan et al., 1980).

Un till pierreux et épais recouvre cette région. Ses éléments proviennent surtout du substratum rocheux sous-jacent. Les secteurs de moraine côtelée et bosselée sont nombreux dans la région (Stea et Grant, 1982). Ce till repose sur plusieurs unités de till plus anciennes dans les régions côtières du comté de Yarmouth. Les principaux écoulements glaciaires cartographiés dans cette région sont de direction sud-est et sud (phases 1 et 2) et sud-ouest (phase 4) (fig. 2). Ici, on n'a pas trouvé de traces d'écoulement et de dispersion glaciaires vers le nord.

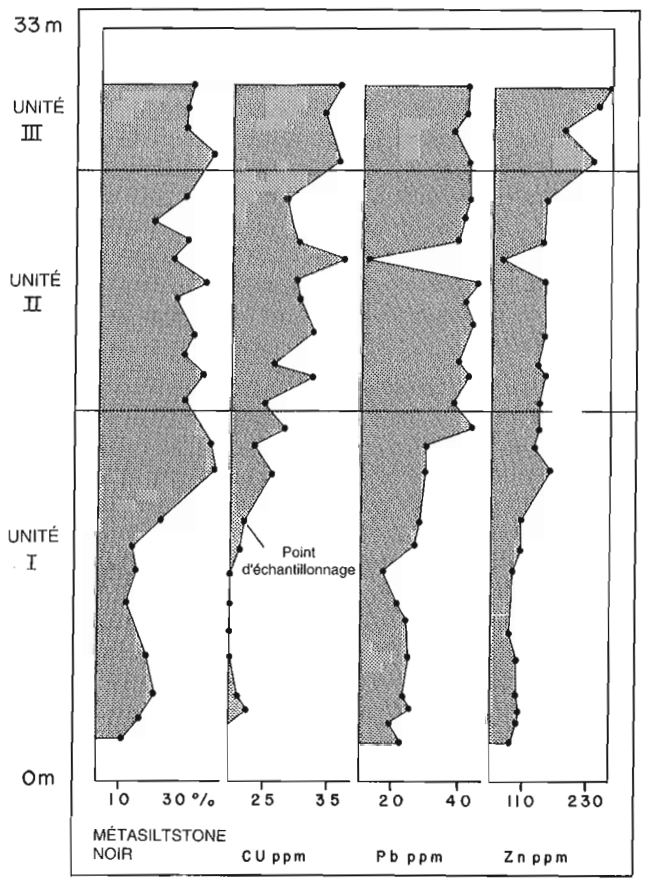


Figure 11. Variations verticales des pourcentages de métasiltstone noir, de cuivre, de plomb et de zinc, coupe de l'anse Ballantynes.

Différentes sociétés ont effectué des levés géochimiques du till dans cette région et ont publié leurs résultats sous forme de rapports d'évaluation minérale soumis au ministère des Mines et de l'Énergie de la Nouvelle-Écosse (Wilson et Richardson, 1980). À la figure 12, on trouvera une compilation de plusieurs de ces levés faite par Rogers et Garrett (1987) et montrant la distribution des teneurs en étain autour du gisement. Dans la région qui entoure le gisement de la Rio Algom, on a procédé à l'échantillonnage du till; les dimensions minimales de chaque maille de la grille d'échantillonnage étaient de 1 sur 3 km (McAuslan et al., 1980). Une fraction de la matrice du till nommée ci-après «fraction totale du till» (<10, >100 mesh) a été broyée et analysée. La teneur moyenne du gisement a été évaluée à 0,165 % en poids d'étain et peut, par endroits, atteindre ou dépasser 1 % (D. Kontak, communication personnelle, 1988).

Les courbes des teneurs élevées en étain de la fraction totale du till forment un cône qui s'étend sur une distance de 6 km dans une direction sud à sud-ouest. On trouve les teneurs les plus fortes (200 à 300 ppm) jusqu'à 2 km du gisement et il y a de très fortes concentrations dans le cône à 6 km en aval. Cette traînée de dispersion ne présente pas la configuration linéaire classique avec diminution rapide vers l'aval glaciaire (DiLabio, 1987). Cela peut s'expliquer de diverses manières.

1. Une redistribution des éléments constituant la traînée originale, de direction sud, au cours de phases d'écoulement locales. Les premiers glaciers s'écoulaient vers le sud et le sud-est et ont dû éroder et transporter des quantités considérables de débris dans la région. Les unités de till déposées au cours de ces phases d'écoulement affleurent le long de la côte. Il est possible que dans la région d'East Kemptville des tills plus anciens subsistent sous forme de lambeaux au-dessous des tills reconnus.
2. Le transport intraglaciaire. On retrouve dans ce secteur des moraines côtelées et des moraines de désintégration (Stea et Grant, 1982) qui se forment dans les régions d'ablation de la marge glaciaire. Certains des débris rocheux stannifères peuvent avoir été transportés sur une certaine distance à un niveau plus élevé dans la masse de glace, bien au-dessus du lit glaciaire dans la zone de la marge.
3. Autres zones minéralisées. Il est possible que les très fortes concentrations, à l'est et au sud du lac Davis, soient associées à d'autres sources d'étain (R. Mills, communication personnelle, 1988). On trouve d'autres gîtes stannifères dans la région située à l'est de la mine, à l'intérieur du Groupe de Meguma (D. Kontak, communication personnelle, 1988). L'appauvrissement en étain, général au sud de la mine, semble toutefois indiquer que la distribution des teneurs en étain peut s'expliquer par un phénomène de dispersion glaciaire depuis le secteur de la mine.

Les directions du cône de dispersion se situent à l'intérieur de l'intervalle défini par les stries locales qui révèlent trois grandes directions d'écoulement glaciaire (fig. 12). Aucune forme de dispersion ni aucune marque d'érosion ne correspond à l'écoulement vers le nord et cette absence

d'empreintes glaciaires contredit l'interprétation de Gravenor (1974) selon laquelle le champ de drumlins de Yarmouth, au sud de la région, s'est formé pendant une phase d'écoulement vers le nord, depuis un dôme glaciaire situé au large des côtes.

Garden of Eden (zone F, n° 6)

Garden of Eden se trouve sur la bordure méridionale des hautes terres d'Antigonish (fig. 1). À l'intérieur de sédiments issus principalement de roches sédimentaires et de roches volcaniques felsiques, il est aisé de reconnaître les fragments distinctifs de diorite à hornblende (appinite) qui ont été dispersés à partir d'un petit pluton se trouvant à Garden of Eden. Le complexe d'Eden Lake est une suite lithologique du Précambrien tardif composée d'appinite, de syénite à hornblende, de pegmatite et de microgranite (Murphy, 1985; fig. 13). La faille de Chedabucto sépare ces roches des roches carbonifères, plus au sud. La zone de cisaillement de Moose River traverse le lac Eden et forme la limite orientale des complexes d'appinite, à l'ouest du lac (Murphy, 1985).

Garden of Eden a connu quatre grands épisodes d'écoulement glaciaire comme l'indiquent les modes du diagramme circulaire des orientations des stries dans la région (fig. 13). Les âges relatifs de ces écoulements glaciaires sont révélés par les stries qu'on trouve à deux endroits, près du lac Eden. Il y a là de petits crag-and-tail et des stries correspondant à quatre écoulements glaciaires. Dans chaque cas, les crag-and-tail laissés par l'écoulement précédent portent des stries faites par l'écoulement qui a suivi. En résumé, l'orientation de ces écoulements, du plus ancien au plus récent, a varié comme suit : phase 1 - 140°; phase 2 - 165°; phase 3 - 005°; phase 4 - 220°.

Dans la région, on trouve deux grandes nappes de till. Un till silteux rougeâtre est associé aux drumlins de direction sud-est, au sud du lac Eden. Un till sableux et caillouteux est associé à une moraine côtelée d'orientation nord-sud. Le till caillouteux recouvre le till rougeâtre des drumlins. Pour cette recherche, on a procédé, à chaque endroit, à un comptage de blocs (de 200 à 300) prélevés, pour la plupart, dans les clôtures de roches séparant les champs ou dans des dépôts

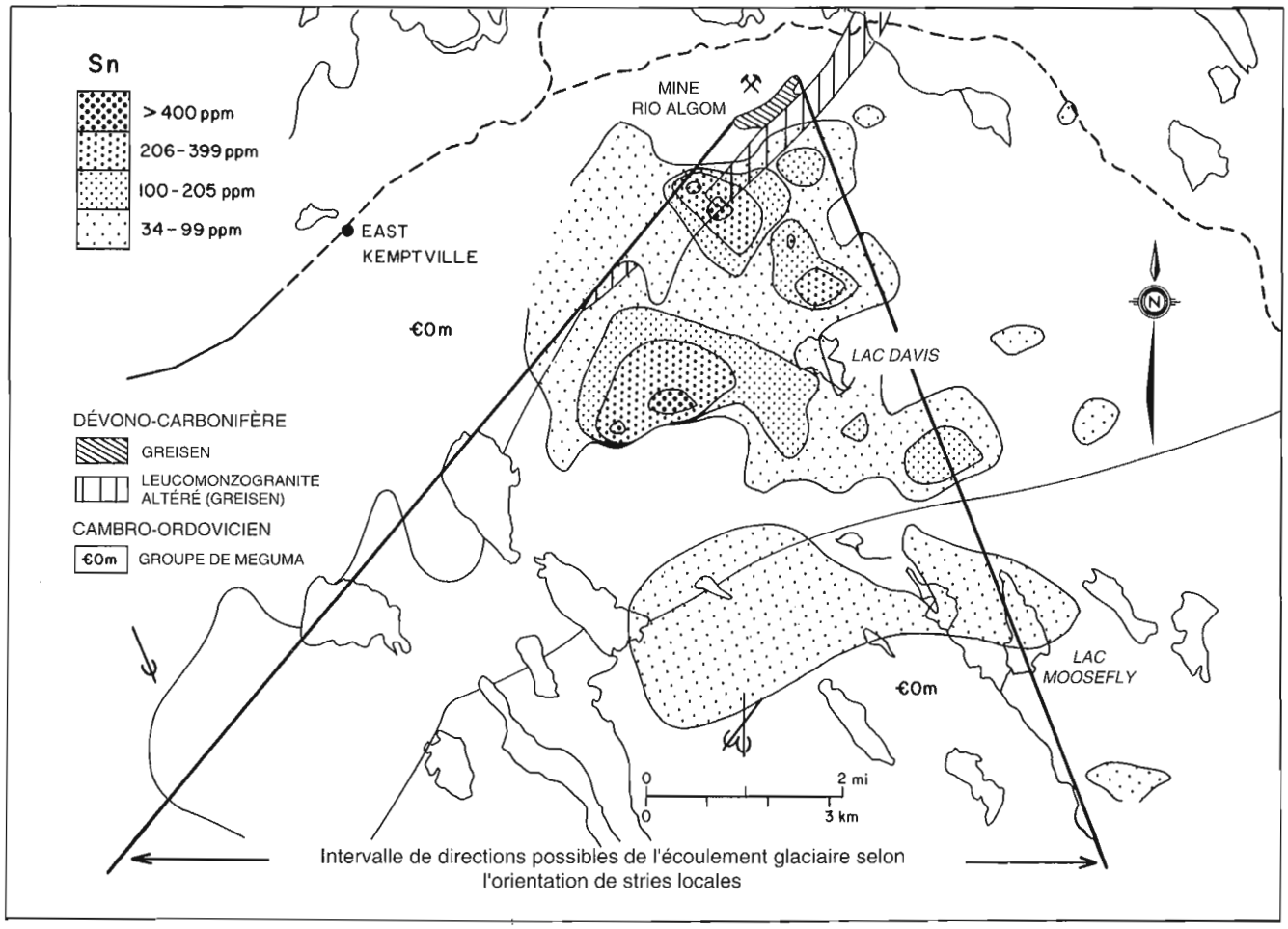


Figure 12. Représentation par ordinateur de la teneur en étain dans la fraction dite «fraction totale du till» (<10 et >100 mesh) d'échantillons prélevés pendant des levés régionaux et locaux autour du gisement d'East Kemptville (d'après Rogers et Garrett, 1987).

voisins des principales coupes de till. Certains échantillons ont été prélevés dans le till et comptés lorsqu'il n'y avait pas d'amas de blocs.

La figure 13 illustre la distribution des blocs d'appinite provenant du complexe d'Eden Lake. De toute évidence, les deux grandes traînées de dispersion s'allongeant vers le sud-est sont les principaux éléments de la configuration de dispersion. La traînée la plus longue est définie par la classe de 1 à 5 % dont la direction oscille entre 140 et 160° et qui s'étire sur plus de 20 km. Cette direction est parallèle à celle des drumlins de la région et elle est représentative de la dispersion pendant la première phase d'écoulement. On ne connaît pas le prolongement vers l'est de cette traînée car elle en recoupe une autre qui provient du complexe d'appinite, à l'est du lac Eden. Cependant, la classe de 5 à 15 % de blocs d'appinite s'étend sur une distance d'environ 5 km dans cette direction générale. La courbe de la classe de 1 à 5 % s'étend aussi vers le sud sous la forme d'un lobe oscillant entre 170 et 180°. Ce lobe s'allongeant vers le sud peut correspondre à la dispersion pendant la phase 2. La courbe de la classe de 1 à 5 % de blocs d'appinite forme un large éventail qui s'étend jusqu'à 10 km au nord-ouest du lac Eden. Cette dispersion est associée à la phase 3. La courbe de la classe de 5 à 15 % forme deux lobes distincts, de direction nord et nord-ouest, rappelant l'orientation des stries du diagramme circulaire (fig. 13). Une telle situation peut avoir résulté de changements de direction de l'écoulement glaciaire pendant la phase 3 (fig. 13). La déviation vers le sud-ouest de la courbe de la classe de 1 à 5 % de blocs d'appinite représente peut-être l'érosion et la dispersion pendant la phase 4. On a trouvé un bloc d'appinite à 40 km au sud-ouest du secteur du lac Eden. Deux secteurs renfermant plus de 40 % de clastes d'appinite se trouvent juste à l'emplacement du complexe d'Eden Lake. Ils correspondent peut-être à des zones d'appinite à l'intérieur du complexe.

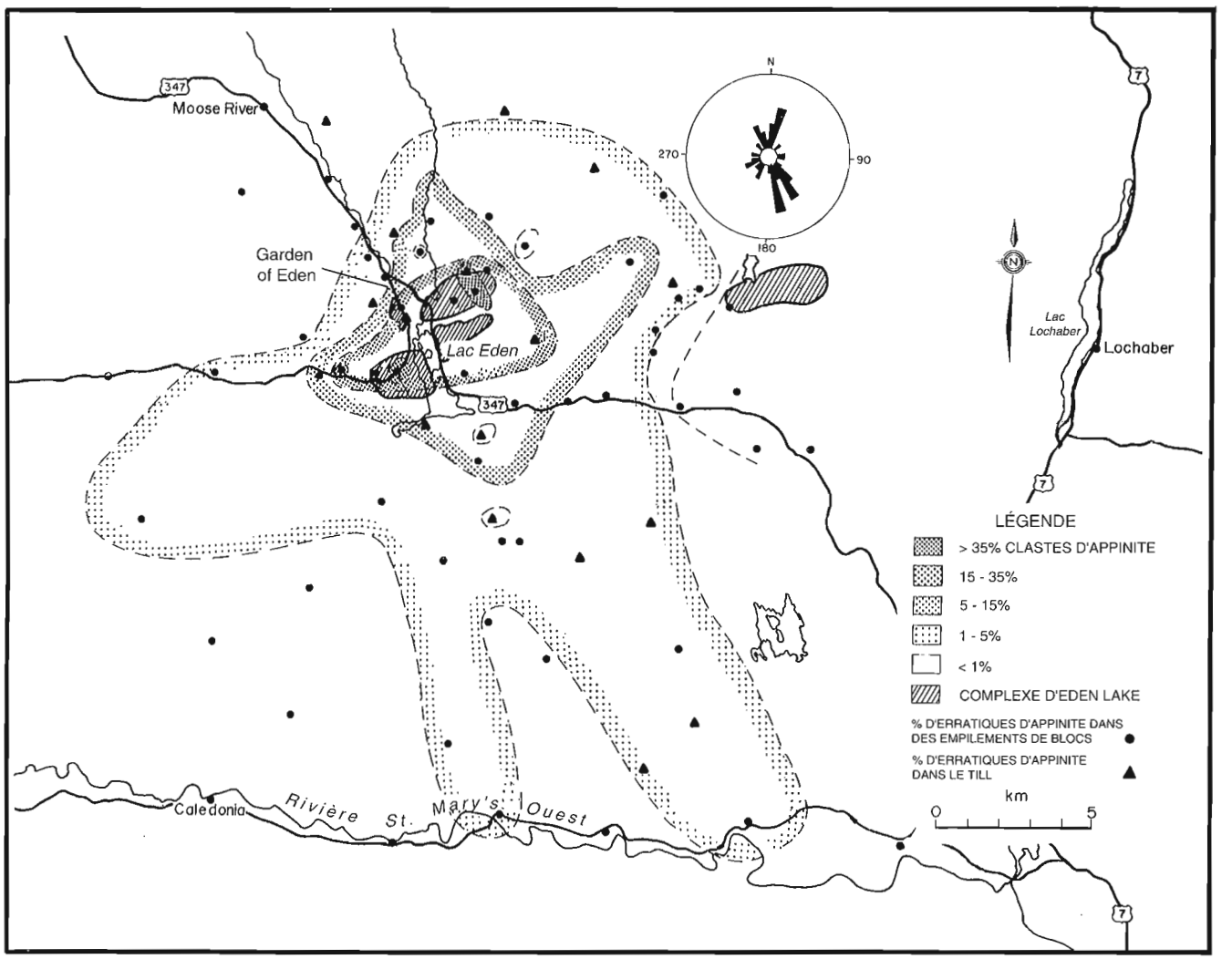


Figure 13. Dispersion de blocs d'appinite provenant du complexe d'Eden Lake, à partir des résultats de comptages effectués dans des amas de blocs et des coupes de till. Diagramme circulaire de l'orientation des stries sur la carte de la région à l'échelle de 1/50 000.

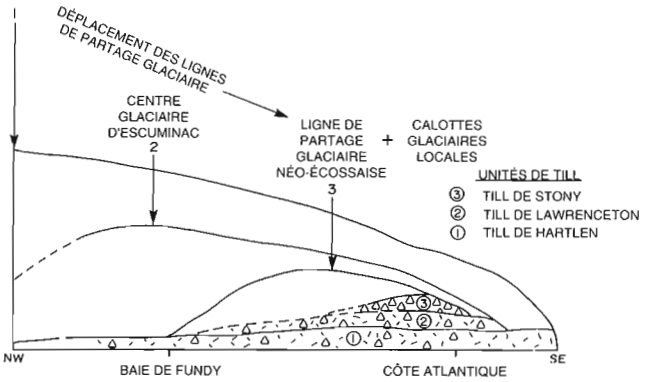


Figure 14. Déplacement des lignes de partage glaciaire et mise en place de trois tills caractérisés par des compositions et des textures différentes, pendant les phases d'écoulement glaciaire 1 à 4.

CONCLUSIONS

La partie continentale de la Nouvelle-Écosse peut être divisée en zones possédant chacune des caractéristiques d'écoulement glaciaire représentant de 2 à 4 phases d'écoulement distinctes. Dans chacune des zones, les directions et les formes des traînées de dispersion diffèrent. Dans les zones A et B, les traînées de dispersion peuvent être linéaires et suivre une seule direction tandis que leur forme est plus irrégulière dans la zone F. Ces zones sont dues au déplacement des centres de dispersion glaciaire pendant le Wisconsinien. La dynamique des calottes glaciaires a eu des effets sur l'érosion, le transport et la sédimentation des débris rocheux, entraînant à certains endroits la mise en place de tills et de traînées de blocs et, ailleurs, une absence totale de matériaux de transport glaciaire. La forme et l'étendue des traînées de dispersion en Nouvelle-Écosse ont été fortement influencées par l'emplacement et la dynamique des inlandsis régionaux ainsi que par celle des calottes glaciaires et des glaciers locaux.

Les études sur la dispersion confirment que l'orientation des stries qui a servi à délimiter les zones à l'échelle régionale s'accorde avec la forme des traînées de dispersion. Dans les régions où la topographie ou la dynamique glaciaire ont favorisé la mise en place de tills pendant plusieurs phases d'écoulement glaciaire, comme dans le voisinage de Joggins et de l'anse Ballantynes, les cônes de dispersion sont tridimensionnels. Dans l'ensemble, la forme des cônes confirme les phases d'écoulement établies par la mesure des stries. Dans les secteurs où il n'y a qu'un placage de till et de nombreux affleurements rocheux, les cônes de dispersion peuvent avoir des formes irrégulières qui reflètent l'action combinée de plusieurs phases d'écoulement glaciaire. Les études sur le till de surface et la dispersion des erratiques dans les régions dont la couverture de till est variable (East Kemptville, Garden of Eden) mettent ces faits en évidence. La région de Garden of Eden a connu, au cours des quatre phases d'écoulement glaciaire, quelques épisodes de sédimentation qui ont donné un ensemble disparate d'unités de till. Les blocs d'ablation peuvent provenir de tills plus anciens comme ils peuvent appartenir au till de surface, soit par ablation directe ou à la suite d'un remaniement. Le résultat final est une configuration de dispersion qui témoigne d'une histoire de l'écoulement comportant plusieurs phases.

La topographie et la dynamique des différents glaciers ont exercé une influence déterminante sur la mise en place et la composition des unités de till pendant les phases d'écoulement successives. Les tills mis en place pendant les dernières phases (3 et 4) se caractérisent par la prédominance des clastes sur la matrice et une dispersion à caractère plutôt local. Les tills mis en place pendant les phases précédentes (1 et 2) ont tendance à avoir une matrice importante et renferment davantage d'éléments de provenance lointaine (fig. 14). Clark (1987) suggère que la vitesse à la base du glacier est un facteur majeur qui influence la dispersion et la composition du till. Plus grande est la vitesse, moins il y a de mélange entre les débris d'origine locale transportés à la base du glacier et les éléments allochtones intraglaciaires. Le déplacement des lignes de partage glaciaire de l'extérieur vers l'intérieur de la Nouvelle-Écosse a eu pour effet de réduire les vitesses d'écoulement de la glace et d'entraîner un plus grand mélange des débris pendant les dernières phases de dépôt du till (fig. 14).

Les sociétés d'exploration minérale peuvent appliquer cette approche zonale aux cartes géologiques des formations superficielles dans l'élaboration de stratégies d'exploration minérale reposant sur l'échantillonnage des sédiments glaciaires.

RÉFÉRENCES

Boucot, A.J., Dewer, J.F., Dineley, D.L., Fletcher, R., Fyson, W.K., Griffin, J.G., Hickox, C.F., McKerrow, W.S., and Zeigler, A.M.
1974: Geology of the Arisaig area, Geological Society of America Special Paper 139, Boulder, Colorado.

Boyd, R.T.
1982: Report on geology, overburden geochemistry and drilling; base metals, Walton, Hants County, Nova Scotia: Gulf Minerals Canada Limited; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Assessment Report 11E/04C 07-I-51(02).

Chatterjee, A.K. and Strong, D.F.
1984: Rare earth and other element variations in greisens and granites associated with the East Kemptville tin deposit, Nova Scotia, Canada; Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy, Section B, v. 93, p. B59-B70.

Clark, P.U.
1987: Subglacial sediment dispersal and till composition; Journal of Geology, v. 95, p. 527-541.

Denton, G.H. and Hughes, T.J.
1981: The last great ice sheets, John Wiley and Sons, Inc., New York, 484 p.

DiLabio, R.N.W.
1982: Drift prospecting near gold occurrences at Onaman River, Ontario, and Oldham, Nova Scotia; in Geology of Canadian Gold Deposits, eds. R.W. Hodder and W. Petruk; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 24, p. 261-266.
1987: The anatomy of dispersal trains (abstract); International Union of Quaternary Research, 12th International Congress, Programme and Abstracts, p. 156.

Donohoe, H.V., Jr. and Wallace, P.I.
1982: Geological maps of the Cobequid Highlands- Colchester, Cumberland, and Pictou counties, Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Maps 82-6 to 82-9.

Dreimanis, A. and Vagners, U.J.
1971: Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills; in Till - A Symposium, ed. R.P. Goldthwait; Ohio State University Press, Ohio, p. 237-250.

Felderhof, G.W.
1979: Report on geological, soil, well water, stream sediment and stream water geochemical surveys, ground VLF, radon and airborne and ground magnetic surveys, Earltown, Colchester County, Nova Scotia; Wyoming Mineral Corporation and Geoterrex Limited; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Assessment Report, 11E/11A 54-D-67(01).

Finck, P.W. and Graves, R.M.
1987: Till clast and simplified glacial geology of the Halifax and Sambro map sheets (11D/12 and 11D/05); Nova Scotia Department of Mines and Energy, Published Map 87-4, scale 1:50 000.

Ford, K.L. and O'Reilly, G.A.
1985: Airborne gamma ray spectrometric surveys as an indicator of granophile element specialization and associated mineral deposits in the granitic rocks of the Meguma Zone of Nova Scotia; in High Heat Production (HHP) Granites, Hydrothermal Circulation and Ore Genesis; Institution of Mining and Metallurgy, St. Austell, Cornwall, England, 1985, p. 113-133.

Goldthwait, J.W.
1924: Physiography of Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 140, 179 p.

Grant, D.R.
1963: Pebble lithology of the tills of southeast Nova Scotia; M.Sc. Thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Thesis 129, 235 p.

Grant, D.R.
1975: Glacial style and the Quaternary stratigraphic record in the Atlantic Provinces, Canada; in Report of Activities, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 109-110.
1977: Glacial style and ice limits, the Quaternary stratigraphic record, and changes of land and ocean level in the Atlantic Provinces, Canada; Géographie Physique et Quaternaire, v. XXXI, no. 3-4, p. 247-260.

Grant, D.R. and King, L.H.
1984: A stratigraphic framework for the Quaternary history of the Atlantic Provinces; in Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24, ed. R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 173-191.

Gravenor, C.P.
1974: The Yarmouth drumlin field, Nova Scotia; Journal of Glaciology, v. 13, p. 45-54.

Hickox, C.F., Jr.
1962: Pleistocene geology of the central Annapolis Valley, Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines, Memoir 5, 36 p.

MacEachern, I.J. and Stea, R.R.
1985: The dispersal of gold and related elements in tills and soils at the Forest Hill Gold District, Guysborough County, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-18.

MacNeil, R.H. and Purdy, C.A.
1951: A local glacier in the Annapolis-Cornwallis Valley (abstract); in Proceedings of the Nova Scotian Institute of Science, v. 23, pt. 1, p. 111.

McAuslan, D.A., Dickie, G.B., Sarkar, P.K., Sinclair, P.E., and Wilson, B.H.
1980: The history of discovery and the description of the East Kemptville Tin deposit, southwest Nova Scotia (abstract); 1982 Annual Meeting, Canadian Institute of Mining and Metallurgy.

Murphy, J.B.
1985: Geological Map of Central and Southern Antigonish Highlands; Geological Survey of Canada, Open File 1181, scale 1:50 000.

Myers, R.A. and Stea, R.R.
1986: Surficial Mapping results: Pictou, Guysborough, and Antigonish Counties, Nova Scotia; in Mines and Minerals Branch, Report of Activities 1985, ed. J.L. Bates; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Report 86-1, p. 189-194.

Nielsen, E.
1976: The composition and origin of Wisconsinan tills in mainland Nova Scotia; Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Thesis 277, 256 p.

Peltoniemi, H.
1985: Till lithology and glacial transport in Kuhmo, eastern Finland; Boreas, v. 14, p. 67-74.

Prest, V.K.
1973: Surficial deposits of Prince Edward Island; Geological Survey of Canada, Map 1366A.

Prest, V.K. and Grant, D.R.
1969: Retreat of the last ice sheet from the Maritime Provinces - Gulf of St. Lawrence region; Geological Survey of Canada, Paper 69-33, 15 p.

Prest, V.K. and Nielsen, E.
1987: The Laurentide ice sheet and long distance transport; in INQUA Till Symposium, Finland 1985, eds. R. Kujansuu and M. Saarnisto; Geological Survey of Finland, Special Paper 3, p. 91-102.

Rampton, V.N., Gauthier, R.C., Thibault, J., and Seaman, A.A.
1984: Quaternary geology of New Brunswick; Geological Survey of Canada, Memoir 416, 77 p.

Rogers, P.J. and Garrett, R.G.
1987: Lithophile elements and exploration using center lake bottom sediments from the East Kemptville Area, Southern Nova Scotia, Canada; Journal of Geochemical Exploration, v. 28, p. 467-478.

Saarnisto, M. and Taipale, K.
1985: Lithology and trace-metal content in till in the Kuhmo granite-greenstone terrain, eastern Finland; Journal of Geochemical Exploration, v. 24, no. 3, p. 317-336.

Schnikter, D.
1987: Late Glacial paleoceanography of the Gulf of Maine (abstract); in International Union of Quaternary Research, 12th International Congress, Programme and Abstracts, p. 260.

Shepard, F.P.
1930: Fundian faults or Fundian glaciers; Geological Society of America Bulletin, v. 41, p. 659-674.

Stea, R.R.
1984: The sequence of glacier movements in Northern Mainland Nova Scotia determined through mapping and till provenance studies; in Correlation of Quaternary Chronologies, ed. W.C. Mahaney; Geo Books, Norwich, p. 279-297.

Stea, R.R. and Finck, P.W.
1984: Patterns of glacier movement in Cumberland, Colchester, Hants, and Pictou Counties, northern Nova Scotia; in Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 477-484.

Stea, R.R. and Fowler, J.H.
1979: Minor and trace-element variations in Wisconsinan tills, Eastern Shore Region, Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Paper 79-4, 30 p.

Stea, R.R. and Grant, D.R.
1982: Pleistocene geology and till geochemistry of southwestern Nova Scotia (Sheets 7 and 8), scale 1:100 000; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Map 82-10.

Stea, R.R., Day, T.E., and Ryan, R.J.
1986: Till and Bedrock Cu-Pb-Zn geochemistry in northern Nova Scotia and its metallogenic implications; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain, 1986, eds. W.J. Phillips and R. Salminen, The Institution of Mining and Metallurgy, p. 241-260.

Stea, R.R., Finck, P.W., and Wightman, D.M.
1985: Quaternary geology and till geochemistry of the western part of Cumberland County, Nova Scotia (sheet 9); Geological Survey of Canada, Paper 85-17.

Stea, R.R., Scott, D.B., Kelly, J.T., Kelley, A.R., Wightman, D.M., Finck, P.W., Seaman, A., Nicks, L., Bleakney, S., Boyd, R., and Douma, M.
1987: Quaternary Glaciations, Geomorphology and Sea Level Changes: Bay of Fundy Region; NATO Advanced Course on Sea Level Correlations and Applications, Halifax, Nova Scotia, Field Trip Guidebook, 79 p.

Wilson, B.H. and Richardson, J.
1980: Report on till and heavy minerals geochemical surveys; tin, East Kemptville, Yarmouth County, Nova Scotia, Shell Canada Resources Limited; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Assessment Report 21A/04A 51-R-25(03).