

This document was produced
by scanning the original publication.

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



COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
BULLETIN 488

GÉOLOGIE GLACIAIRE ET GÉOCHRONOLOGIE POSTGLACIAIRE DANS LA RÉGION LIMITROPHE DE LA GASPÉSIE ET DU BAS-SAINT-LAURENT, QUÉBEC

Gilbert Prichonnet



1995



Ressources naturelles
Canada

Natural Resources
Canada

Canada

**CONTRIBUTION AU PROGRAMME GÉOSCIENTIFIQUE DU PLAN
DE DÉVELOPPEMENT DE L'EST DU QUÉBEC 1983 - 1989**

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
BULLETIN 488

**GÉOLOGIE GLACIAIRE ET GÉOCHRONOLOGIE
POSTGLACIAIRE DANS LA RÉGION LIMITROPHE DE
LA GASPÉSIE ET DU BAS-SAINT-LAURENT,
QUÉBEC**

Gilbert Prichonnet

1995

© Ministre de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada 1995

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 consignment de la présente publication est également
disponible dans les bibliothèques publiques à travers le Canada.

N° de catalogue M42-488F
ISBN 0-660-94832-X

Prix sujet à changement sans avis préalable

Lecture critique

J.J. Veillette
M. Rappol

Description de la photo couverture

Vue vers le nord de la moraine principale de la Rédemption, à l'est du village (site 16, tableau 3). Observateur situé sur le bourrelet majeur. Une masse glaciaire occupait la dépression du val de la Matapédia, à droite. Les stratifications des dépôts fluvioglaciaires indiquent que les eaux de fonte s'écoulaient vers le sud-ouest, vers la gauche. Le caractère proximal du dépôt se reconnaît grâce à la taille des graviers et à la troncature brusque des lits obliques sur le versant droit de la moraine. Celle-ci est arquée et limite une dépression fermée (à droite; voir les culots résiduels de glace de la figure 10).

Cette moraine appartient à des complexes fluvioglaciaires très importants répartis sur 15 km de longueur et 7 km de largeur (Prichonnet et Desmarais, 1985, fig. 2). GSC 1994-629G.

Adresse de l'auteur

Géotop et Département des sciences de la Terre
Université du Québec à Montréal
C.P. 8888, Succursale Centre-ville
Montréal (Québec)
H3C 3P8

Manuscrit original soumis : 1988-12-02
Manuscrit révisé reçu : 1994-04-22
Version finale approuvée pour publication : 1994-05-12

Préface

Toutes les régions du Canada ont subi les effets des glaciations du Quaternaire à plusieurs reprises, et la compréhension de l'histoire de ces glaciations requiert des études géologiques détaillées. Au Québec, les reliefs appalachiens font partie des zones d'intérêt, car, lors de leurs passages, les glaciers y ont dispersé des matériaux dont il est utile de retrouver le site d'origine afin d'aider les études de prospection minérale.

Le document présenté ici s'inscrit dans les recherches subventionnées par le plan de développement économique Canada – Gaspésie et Bas-Saint-Laurent, volet mines 1983-1988. Il fournit des informations détaillées pour comprendre les événements glaciaires complexes qui se sont succédés au Quaternaire récent dans un secteur jusqu'ici peu étudié. Le bulletin montre comment les données de la géologie glaciaire, de la géochimie minérale et de la géochronologie basée sur le carbone 14 concourent à préciser les hypothèses relatives à l'englaciation et à la déglaciation du territoire concerné. Le modèle local peut alors aider à la compréhension des événements régionaux.

Elkanah A. Babcock
Sous-ministre adjoint
Commission géologique du Canada

Preface

All regions of Canada have been affected several times by Quaternary glaciations, and detailed geological studies are required to understand the history of these glaciations. In Quebec, the Appalachians are among the areas of interest, for the glaciers, as they passed over, dispersed materials whose original sites are worth finding as an aid in mineral exploration studies.

This document is part of research subsidized under the Mines component of the Canada Economic Development Plan for the Gaspé and Lower St. Lawrence Region, 1983-1988. It provides detailed information for an understanding of the sequence of complex glacial events which occurred in the recent Quaternary in a sector that has received little study so far. It shows how data on glacial geology, mineral geochemistry, and carbon-14-based geochronology help develop hypotheses concerning the glaciation and deglaciation of the area in question. The local model can then be used to understand regional events.

Elkanah A. Babcock
Assistant Deputy Minister
Geological Survey of Canada

TABLE DES MATIÈRES

1	Résumé/Abstract
2	Sommaire/Summary
3	Introduction
5	Le cadre physique
5	Physiographie générale
7	La géologie du substratum rocheux
8	Les travaux
8	Échantillonnage et comptages sur le terrain
8	Analyses géochimiques
8	Historique du problème des glaciations dans les Appalaches
9	Aperçu de la lithostratigraphie des dépôts quaternaires
9	Tills et diamictons
10	Sédiments fluvioglaciers
11	Dépôts glaciolacustres
11	Dépôts postglaciaires
11	Nouvelles données géochronologiques
11	Les données
11	Discussion
13	Érosion et sédimentation glaciaires lors de l'englaciation et individualisation des lobes appalachiens
13	Observations
14	Interprétation
17	La dispersion glaciaire
17	Dispersion des ardoises rouges dans le secteur Saint-Noël – Saint-Moïse
17	Méthodes et données
18	Discussion de l'hypothèse
18	Dispersion des grès quartzitiques et des conglomérats polygéniques cambro-ordoviciens sur l'ensemble de la région étudiée
18	Les données
19	Interprétation des résultats
19	Évaluation de la méthode
19	Le problème de la dispersion des grès quartzitiques de la Formation de Val-Brillant (Silurien) et des grès comparables du Cambro-Ordovicien (type Kamouraska)
19	Le transport vers le sud-sud-est
20	Le transport vers le secteur nord
22	Dispersion des roches précambriennes
22	Cas particulier des amphibolites
23	Débris précambriens dans les dépôts glaciaires, fluvioglaciers et postglaciaires
24	Étude géochimique des fractions argileuses des diamictons glaciaires
24	Portée de l'étude
25	Les résultats pour sept métaux
26	Nickel et chrome
28	Cuivre
31	Zinc
31	Plomb
31	Cobalt
31	Uranium
36	Discussions et conclusions sur les analyses géochimiques

39	Conclusions
40	Remerciements
68	Références
69	Annexe

Figures

3	1. Localisation de la région à l'étude.
4	2. Limites du secteur étudié.
4	3. Paysage appalachien typique, au sud de Saint-Moïse.
6	4. Affleurement d'ardoises rouges massives, à l'est de Sainte-Angèle-de-Mérici.
6	5. Affleurement de la Formation de Val-Brillant, à l'ouest du village.
9	6. Till caillouteux et calcaireux, route 132, au sud de Val-Brillant.
12	7. Distribution des marques d'érosion glaciaire.
13	8. Queue-de-rat sur des ardoises bariolées, route 132, entre Saint-Moïse et Sayabec.
14	9. Fabriques de till.
15	10. Chronologie relative des mouvements glaciaires régionaux.
16	11. Exemple de dispersion des ardoises rouges dans le secteur Saint-Noël – Saint-Moïse.
17	12. Courbe de dispersion, ou de transport, proposée pour les sites de la figure 11.
19	13. Courbes de dispersion des grès quartzitiques et des conglomérats polygéniques cambro-ordoviciens.
20	14. Courbe de dispersion des grès quartzitiques de la Formation de Val-Brillant et des grès identiques du Cambro-Ordovicien dans le secteur Val-Brillant – Amqui.
21	15. Exemple de dispersion des ardoises rouges dans le secteur de Sainte-Paule.
22	16. Profil de répartition des terres rares des amphibolites.
24	17. Distribution des débris d'amphibolite et directions probables des écoulements glaciaires.
25	18. Distribution des débris précambriens dans les tills, diamictons et sédiments remaniés à partir de dépôts glaciaires.
26	19. Distribution des débris précambriens dans les dépôts fluvioglaciaires et les sédiments littoraux.
27	20. Concentrations de nickel.
28	21. Localisation des anomalies gravimétriques positives dans la région étudiée.
29	22. Concentrations de chrome.
30	23. Concentrations de cuivre.
32	24. Concentrations de zinc.
33	25. Concentrations de plomb.
34	26. Concentrations de cobalt.
35	27. Concentrations d'uranium.
37	28. Essai de reconstitution régionale de la paléogéographie glaciaire au Wisconsinien supérieur.
38	29. Calottes ou lobes de glace successifs lors de la déglaciation.
38	30. Dépôts fluvioglaciaires, entre la rivière Tartigou et Saint-Moïse.

Tableaux

6	1. Marques d'érosion glaciaire.
41	2. Géochimie minérale des sédiments glaciaires.
47	3. Comptages pétrographiques par site.
8	4. Comparaison des analyses de dix échantillons témoins (double analyse).
10	5. Datations au ^{14}C .
23	6. Analyses des terres rares des amphibolites.
36	7. Comparaison de la concentration (en ppm) de sept éléments.

GÉOLOGIE GLACIAIRE ET GÉOCHRONOLOGIE POSTGLACIAIRE DANS LA RÉGION LIMITROPHE DE LA GASPÉSIE ET DU BAS-SAINT-LAURENT, QUÉBEC

Résumé

Le territoire étudié couvre près de 2 500 km² au sud du fleuve Saint-Laurent. C'est une région accidentée, où les monts Notre-Dame culminent à environ 900 m, au mont Saint-Pierre. Le substratum rocheux, plissé et faillé, est d'âge cambrien à dévonien. L'objectif du travail est de préciser les événements glaciaires et postglaciaires locaux et de les situer dans le contexte de l'englaciation et de la déglaciation des Appalaches, au Wisconsinien et au début de l'Holocène.

Quatorze nouvelles datations au ¹⁴C sont présentées : la plus ancienne situe l'invasion de la Mer de Goldthwait il y a environ 13 400 ans; plusieurs datations suggèrent une afforestation générale à partir d'il y a 8 400 ans. Les traînées de dispersion glaciaire (6 500 débris comptés) indiquent un transport dominant des roches indicatrices vers le sud, lors du passage de l'Inlandsis laurentidien qui s'écoulait vers le sud-sud-ouest et le sud-sud-est. Lors de la déglaciation, des masses de glace s'isolent dans les dépressions majeures et s'écoulent radialement. Il en découle des transports d'erratiques vers le secteur nord. La distribution d'amphibolites des Appalaches et du Bouclier précambrien permettent de préciser les transports glaciaires successifs. Parmi les sept métaux analysés dans environ 200 matrices argileuses de diamictons glaciaires, le nickel et le chrome fournissent des teneurs utiles pour comprendre les écoulements glaciaires.

Le bulletin présente un modèle général des masses glaciaires tardives, qui ont persisté lors de la déglaciation dans plusieurs secteurs des Appalaches entre la pointe de la Gaspésie et les hauts reliefs du Vermont; quelques-uns de ces glaciers locaux ont particulièrement été actifs dans la région étudiée ou à sa périphérie.

Abstract

The study area covers nearly 2,500 km² south of the St. Lawrence River. It is a rugged region, Mount Saint-Pierre in the Notre-Dame Mountains reaching approximately 900 m. The folded and faulted basement extends from the Cambrian to the Devonian. The object of the work was to identify local glacial and postglacial events and to situate them in the context of the glaciation and deglaciation of the Appalachians during the Wisconsinian and early Holocene.

Fourteen new ¹⁴C dates are presented: the oldest places the invasion of the Goldthwait Sea at around 13,400 B.P., while a number of datings suggest general afforestation beginning at 8,400 B.P. Glacial dispersal shadows (6,500 debris items counted) indicate dominant transportation of indicator rocks southward as the Laurentide Ice Sheet flowed south-southwest and south-southeast. During deglaciation, ice masses became isolated in major depressions and flowed radially. As a result, erratics were carried toward the northern sector. The distribution of amphibolites from the Appalachians and the Precambrian Shield indicates the succession of glacial movements. Of the seven metals analyzed in some 200 clayey matrix samples of glacial diamictons, nickel and chromium give useful concentrations for an understanding of ice-flow directions.

The bulletin describes a general model for late glacial ice masses which persisted during deglaciation in a number of Appalachian sectors, between the tip of the Gaspé Peninsula and the Vermont highlands; some of these local glaciers were particularly active in or around the study area.

SOMMAIRE

Ce bulletin porte sur les dépôts quaternaires de la région située à la limite entre le Bas-Saint-Laurent et la Gaspésie. Le territoire étudié représente environ 2 500 km² entre le Saint-Laurent et les rivières Mitis (à l'ouest), Matane (à l'est) et Humqui (au sud). Les crêtes appalachiennes, d'âge cambrien à dévonien, s'élèvent de la côte vers l'intérieur des terres, culminant au mont Saint-Pierre (907 m), dans les monts Notre-Dame. Entre les chaînons principaux, le territoire est formé de dépressions assez vastes (val de la Matapédia; vallée de la rivière Humqui). Deux objectifs majeurs ont été fixés : préciser le cadre géochronologique de la déglaciation au Wisconsinien supérieur, et reconnaître les écoulements glaciaires successifs à l'aide des marques d'érosion glaciaire et de la disposition et de la composition lithologique des dépôts glaciaires.

Pour le premier objectif, 14 nouvelles datations au ¹⁴C sont proposées. L'invasion de la Mer de Goldthwait il y a environ 13 400 ans semble un peu plus précoce qu'on ne le pensait et a perduré plus de 1 000 ans dans les vallées côtières. Bien que des dépôts organiques lacustres précoces soient reconnus dans la région, il semble que les tourbières ne se soient installées que bien longtemps après la déglaciation de l'estuaire, au début de l'Holocène (il y a environ 8 400 ans?). Des cryoturbations identifiées dans les dépôts fluvioglaciaires, au centre de la région, pourraient corroborer la présence d'un climat peu favorable à l'afforestation.

L'englaciation régionale est attribuable au passage de l'Inlandsis laurentidien sur tout le territoire : les écoulements glaciaires anciens se sont faits vers le secteur sud : sud-sud-ouest (?) au début, puis sud-sud-est. Le transport du matériel laurentidien et local vers le sud-sud-est (65 000 débris comptés) semble bien le phénomène majeur que l'on peut déduire de l'ensemble des données recueillies : traînées de till, traces d'écoulement glaciaire, déplacement de plusieurs types de galets indicateurs (débris de roches du Précambrien, du Cambro-Ordovicien et du Silurien, et de roches intrusives ou de lavas associées aux séquences du Paléozoïque). Mais quelques débris de roches indicatrices se retrouvent également au nord-ouest, au nord ou au nord-est de certains affleurements; cette dispersion plus récente que la précédente apparaît surtout prononcée dans les amas fluvioglaciaires, à faible distance des affleurements sources. L'inversion de l'écoulement glaciaire est associée à la scission des glaces appalachiennes du glacier principal laurentidien. Il en est résulté une série de glaciers locaux, à écoulements radiaux, dont les eaux de fonte ont concentré les matériaux fluvi-glaciaires dans les dépressions. Les dépressions principales (val de la Matapédia) ont été obstruées par des langues de glace résiduelle, créant ainsi des lacs proglaciaires d'extension et de durée limitées; 400 varves sont reconnues localement.

L'étude géochimique et pétrographique d'amphibolites (galets et roches) révèle une double origine de ces roches indicatrices : précambrienne ou appalachienne. La géochimie des farines glaciaires des tills démontre un transport limité et localisé de certains éléments indicateurs tels que le nickel et le chrome. À l'exception du plomb, les éléments analysés semblent généralement beaucoup plus abondants dans ce secteur des Appalaches que sur les hautes terres situées plus à l'est. Un plus

SUMMARY

This bulletin concerns Quaternary deposits at the boundary between the Lower St. Lawrence and the Gaspé Peninsula. The area covers approximately 2,500 km² between the St. Lawrence River and the Mitis River (to the west), the Matane River (to the east), and the Humqui River (to the south). Appalachian mountain ridges range in age from Cambrian to Devonian and rise inland, culminating at Mount Saint-Pierre (907 m) in the Notre-Dame Mountains. The area between the main ridges consists of relatively vast depressions (Matapédia valley; Humqui River valley). Two major objectives were set: to determine the geochronological framework of deglaciation in the upper Wisconsinan, and to identify the succession of ice-flow directions using glacial erosion marks and the arrangement and lithological composition of glacial deposits.

For the first objective, 14 new ¹⁴C datings are presented. The invasion of the Goldthwait Sea around 13,400 B.P. seems a little earlier than was originally thought and lasted for more than 1,000 years in the coastal valleys. Although early organic lake deposits have been identified in the area, peat bogs apparently did not become established until long after deglaciation of the estuary, in the early Holocene (around 8,400 B.P. (?)). Congeliturbations identified in glaciofluvial deposits in the central part of the area could corroborate the existence of a climate that was not very conducive to afforestation.

Regional glaciation can be attributed to the advance of the Laurentide Ice Sheet over the entire area: old ice-flow directions were toward the southern sector: south-southwest (?) at first, then south-southeast. Transportation of Laurentian and local material toward the south-southeast (65,000 debris items counted) seems to be the main phenomenon deduced from all the data collected: till trains, ice-flow indicators, movement of several types of indicator pebbles (debris from Precambrian, Cambro-Ordovician, and Silurian rocks, and from intrusive rocks or lavas associated with Paleozoic sequences). However, some indicator rocks are also found northwest, north, and northeast of certain outcrops; this dispersion, more recent than the other, seems particularly pronounced in glaciofluvial accumulations a short distance from source outcrops. Ice-flow reversal is associated with the breaking away of Appalachian ice from the main Laurentide glacier. The result was a series of local glaciers with radial flow, whose meltwater concentrated glaciofluvial materials in depressions. The main depressions (Matapédia valley) were obstructed by tongues of residual ice, creating proglacial lakes of limited extent and duration; 400 varves have been identified locally.

The geochemical and petrographic study of amphibolites (pebbles and rocks) indicates a dual origin for these indicator rocks: Precambrian or Appalachian. The geochemistry of glacial flour from till shows limited, localized transportation of certain indicator elements, such as nickel and chromium. The elements analyzed (except lead) generally seem much more abundant in this sector of the Appalachians than in the highlands farther east. A larger number of analyses would be useful in determining

grand nombre d'analyses serait utile pour préciser les auréoles de dispersion autour de cibles limitées telles que les laves minéralisées de Dufaultville ou les harzburgites serpentinisées de la faille des Chic-Chocs. Le mode de déglaciation de la région étudiée, durant le Wisconsinien supérieur, peut permettre d'extrapoler un modèle assez général pour les reliefs appalachiens, de la Gaspésie jusqu'aux chaînes accidentées du Vermont central.

dispersion halos around limited targets, such as mineralized Dufaultville lavas or serpentinized harzburgite of the Shickshock fault. The form of deglaciation during the Late Wisconsinan in the study area may allow extrapolation of a relatively general model for the Appalachian mountains, from the Gaspé Peninsula to the rugged ridges of central Vermont.

INTRODUCTION

Ce bulletin traite de la région limitrophe entre la Gaspésie et le Bas-Saint-Laurent. La zone étudiée est localisée précisément entre le fleuve (ou estuaire) et les rivières Mitis, Matane et Humqui; c'est un quadrilatère de 45 km de largeur, d'ouest en est, sur 50 km de longueur, du nord au sud (fig. 1 et 2).

La région a été recouverte par le dernier glacier laurentidien (Coleman, 1925; McGerrigle, 1952), mais le modèle de déglaciation suggère qu'il s'est produit des écoulements

glaciaires complexes au Tardiglaciaire (Lebuis et David, 1977) et qu'il y avait des glaciers de montagne locaux, aux limites encore mal définies, avec des écoulements radiaux et parfois convergents (Prichonnet et Desmarais, 1985).

Une étude de cartographie détaillée des dépôts meubles a été réalisée dans le secteur de Saint-Noël, Sayabec et La Rédemption entre 1983 et 1985 (Desmarais, 1988), tandis qu'un programme général d'étude de la géologie glaciaire a permis l'exploration de la région comprise entre le fleuve et la dépression de la rivière Humqui (Prichonnet et Desmarais,

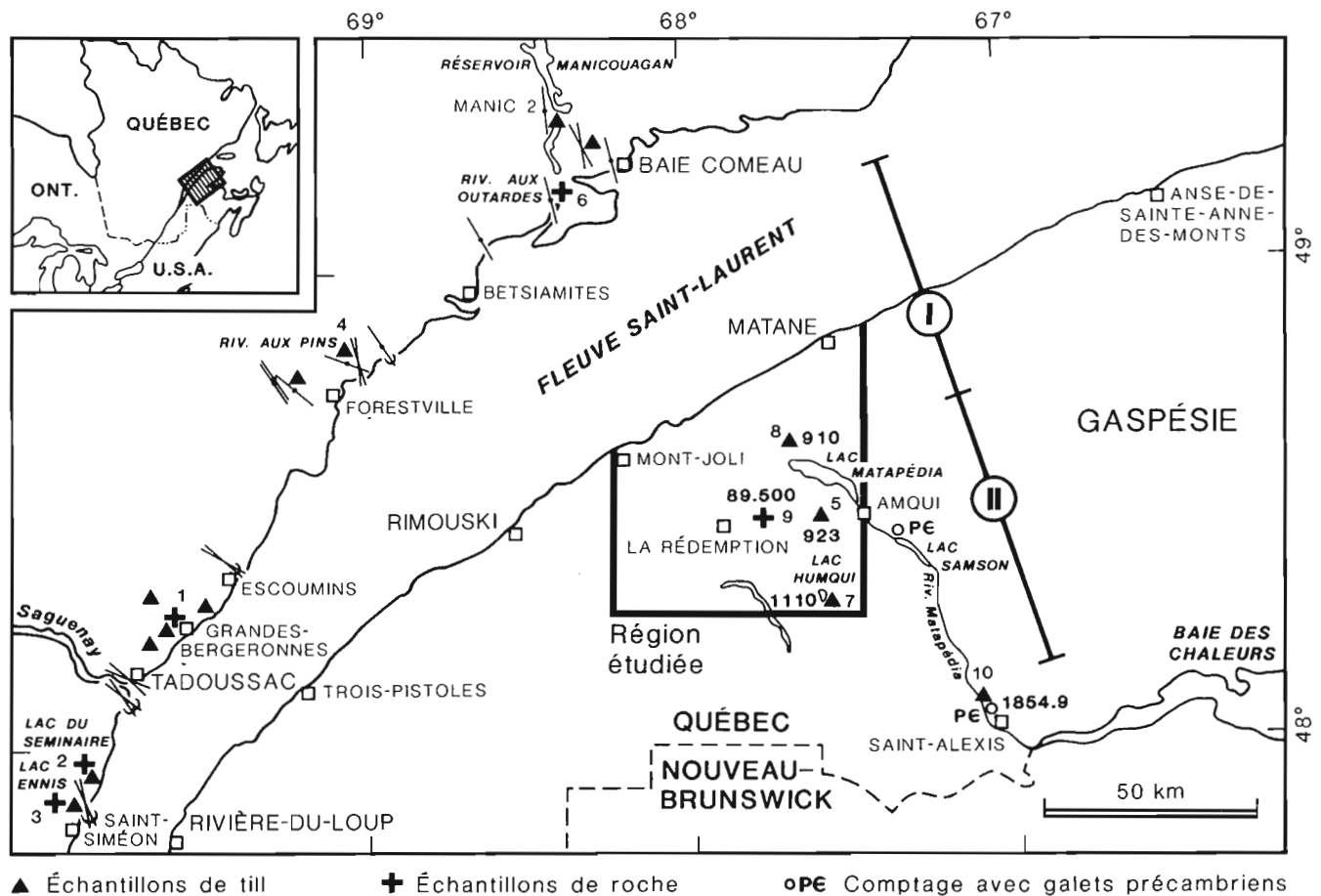


Figure 1. Localisation de la région à l'étude. I: Anticlinorium de Québec; II: Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. La figure montre l'emplacement des stries mesurées sur la Côte-Nord du Saint-Laurent et des échantillons d'amphibolite analysés (1 à 10; voir le tableau 6).

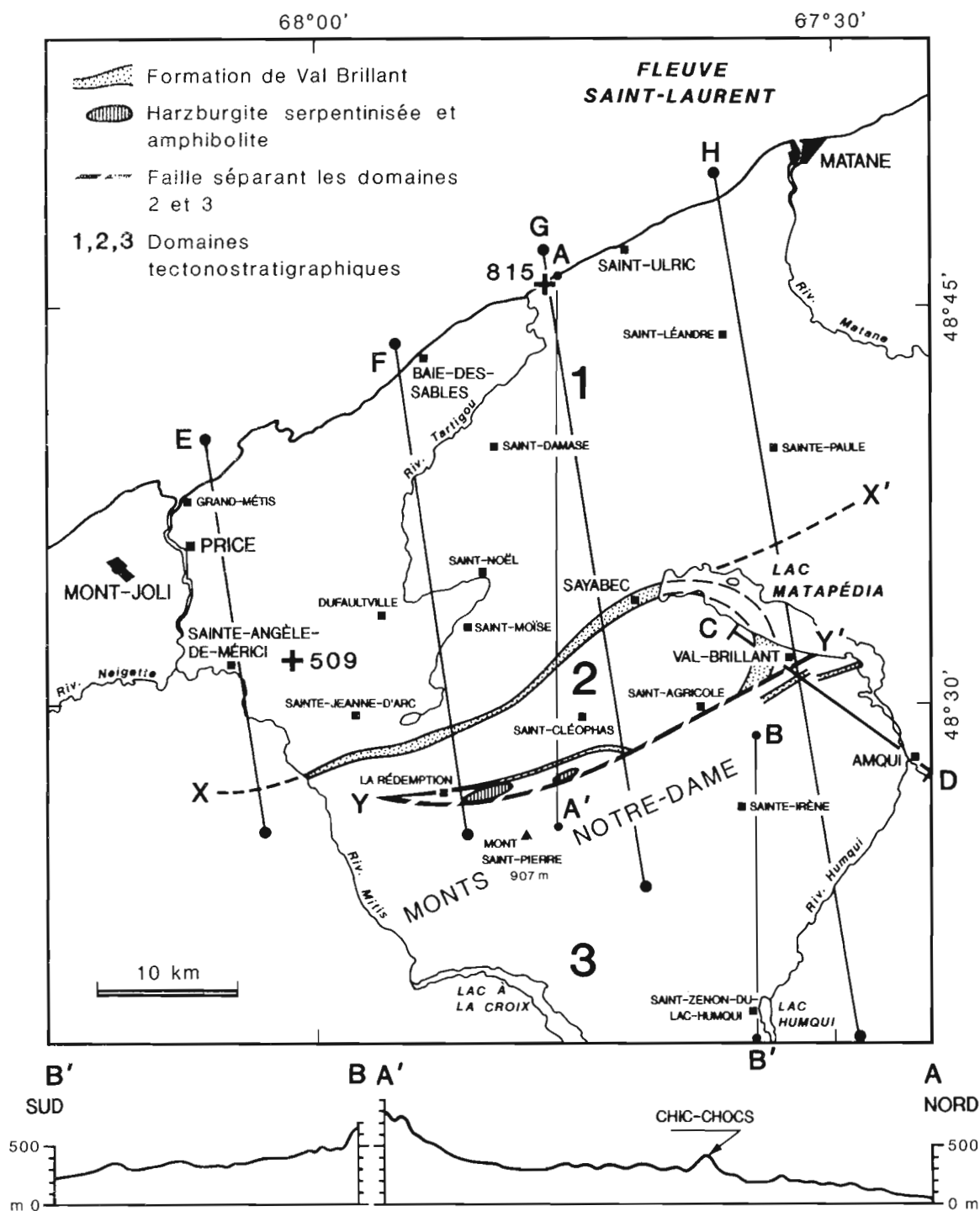


Figure 2. Limites du secteur étudié. Domaines tectonostratigraphiques du substratum rocheux : (1) Cambro-Ordovicien; (2) Silurien; (3) Siluro-Dévonien. XX': limite entre les domaines 1 et 2; elle est extrapolée à l'ouest de la rivière Mitis et du lac Matapédia. AA' et BB': coupes topographiques N-S. CD: direction de la courbe de distribution des faciès quartzitiques de la figure 14. 509 et 815: sites des fabriques de till. E, F, G, H: transects utilisés pour l'étude de la dispersion des grès et conglomérats cambro-ordoviens (voir la figure 13).

1985). De plus, une étude géochimique des tills, des études complémentaires sur les marques d'érosion glaciaire et une analyse de la dispersion de certains erratiques – en particulier des amphibolites de la côte nord du Saint-Laurent et du secteur étudié – ont été réalisées entre 1986 et 1989.

L'ensemble des données recueillies entre 1983 et 1989 permet d'apporter quelques précisions à l'histoire géologique récente du secteur.

D'une part, du matériel paléocéologique a été échantillonné dans 14 sites afin de préciser le cadre stratigraphique des événements qui ont accompagné le retrait glaciaire (sédiments marins fossilifères), ou de ceux qui lui ont succédé (dépôts organiques). Ainsi, grâce à ces 14 nouvelles datations au radiocarbone, il est possible de préciser l'âge et la durée de l'invasion marine dans les vallées près de l'estuaire et le début de l'afforestation régionale.

D'autre part, des données nouvelles concernant les traces d'érosion glaciaire, les fabriques de till, les comptages pétrographiques et l'évaluation du contenu minéral des fractions fines des tills sont ajoutées à celles de Prichonnet et Desmarais (1985).

Enfin, pour répondre aux questions de l'un des évaluateurs (M. Rappol) à propos de la dispersion glaciaire tardive, le bulletin présente et discute les résultats d'analyses pétrographiques et géochimiques de deux types d'amphibolites, l'une d'origine précambrienne et l'autre d'origine appalachienne. L'ensemble des résultats obtenus attire l'attention sur la complexité des études locales de la dispersion glaciaire.

LE CADRE PHYSIQUE

Physiographie générale

L'ensemble du territoire étudié appartient à la province des Appalaches (Bostock, 1972). La côte du Saint-Laurent présente quelques larges baies et des caps, mais son orientation est à peu près parallèle au grain tectonique, soit ouest-sud-ouest–est-nord-est (fig. 2).

La direction tectonique du plateau appalachien est très marquée dans le paysage, depuis la côte jusqu'aux reliefs dominants des monts Notre-Dame, qui sont situés à 35 km à l'intérieur des terres. Elle se reconnaît dans les éléments physiographiques suivants :

a) D'anciennes plate-formes se succèdent en petites terrasses étagées, sur 3 à 4 km de largeur, en bordure de l'estuaire du Saint-Laurent. Les séquences de flysch du Cambrien inférieur sont déformées par des plis déversés vers le nord-ouest et de petites failles; elles affleurent bien par endroits en crêtes parallèles. Près de la côte, les affleurements rocheux émergent au milieu des dépôts de la Mer de Goldthwait (Dionne, 1977; Locat, 1977; Martineau, 1980). Ce sont généralement les horizons grés-quartzitiques ou les conglomérats calcaires polygéniques qui constituent les barres les plus prononcées (fig. 2, AA').

- b) Quelques collines forment des crêtes plus élevées, entre 200 et 400 m d'altitude, immédiatement au sud des terrasses marines. Les collines Chic-Chocs culminent à 410 m, à environ 15 km de la côte. En pratique, le relief paraît assez accusé, car les principales rivières (ex: la Tartigou; fig. 2) sont très encaissées. On doit noter que les vallées ont été envahies par les eaux marines au moins sur 15 à 20 km de longueur : en conséquence, des dépôts cartographiés comme alluviaux (Locat, 1978) représentent en réalité des séquences marines fossilifères à granoclassement inverse, de 8 à 15 m d'épaisseur. En dehors des vallées, les dépôts quaternaires consistent surtout en placages de tills et en amas ou traînées de dépôts fluvio-glaciaires. Les uns comme les autres ne sont pas toujours aisés à reconnaître à cause des crêtes basses et subparallèles du relief rocheux, surtout lorsque les roches sont altérées (fig. 3).
- c) Le lac Matapédia, situé à 165 m d'altitude, constitue une dépression relativement importante; c'est le secteur le plus bas du val ou synclinal de la Matapédia, qui est lui-même parallèle aux autres structures tectoniques. Ce val a servi de piège à sédiments. En effet, on y note une couverture de till importante, surtout à l'est, et une grande variété de formes d'accumulations fluvio-glaciaires (Prichonnet et Desmarais, 1985, fig. 2; Desmarais, 1988).
- d) Les monts Notre-Dame forment une chaîne abrupte au sud du val de la Matapédia. Plusieurs sommets dépassent 600 m; le mont Saint-Pierre culmine à 907 m. Certains secteurs du versant sud-est de ce chaînon (fig. 2, AA' et BB') sont recouverts d'importants dépôts glaciaires : traînées de till; amas fluvio-glaciaires dans les dépressions, en particulier autour du lac Humqui.



Figure 3. Paysage appalachien typique, au sud de Saint-Moïse sur la route 132 (vue vers le sud). Les shales, siltstones et ardoises parfois altérés du Cambro-Ordovicien présentent souvent des reliefs mineurs, ce qui rend difficile l'identification des accumulations de dépôts d'origine glaciaire (moraine, kame, etc.). GSC 1994-629F.

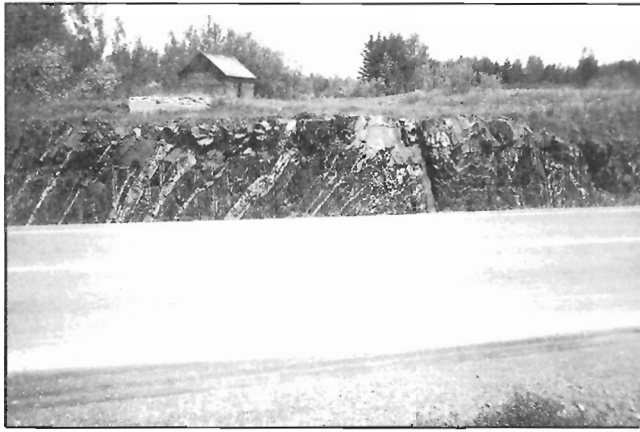


Figure 4. Affleurement d'ardoises rouges (10R 513 à 413, code de couleurs Munsell) massives, avec de rares horizons verts et quelques strates fines de siltstone (plus clairs). Route 132, environ 10 km à l'est de Sainte-Angèle-de-Mérici. GSC 1994-629E.



Figure 5. Affleurement de la Formation de Val-Brillant, à l'ouest du village de Val-Brillant (vue vers le nord) : flanc sud-est du synclinal de la Matapédia (fig. 2). Route 132. Le lac Matapédia est visible en arrière du véhicule. GSC 1994-629D.

Tableau 1. Marques d'érosion glaciaire.

SITE	UTM	OBSERVATIONS	SITE	UTM	OBSERVATIONS
CARTE À 1/50 000 : LAC HUMQUI 22B/5			CARTE À 1/50 000 : SAYABEC 22B/12 (suite)		
81-B	797550 E 5372100 N	Queue-de-rat : 290° Microqueues-de-rat : 272° (?)	122	606300 E 5373470 N	Stries : 124-304°
86	603820 E 5367350 N	Stries : 023-203°; queues-de-rat : 152°	204*	574050 E 5373400 N	Stries : 020-200°; 004-184°
89	591200 E 5367300 N	Queues-de-rat derrière veines de quartz : 167°	207*	577730 E 5369740 N	Sillon : 154-334°; strie : 156-336°
90	576650 E 5359000 N	Stries : 008-188°, entre 125-305° et 132-312° (x3)	216*	590300 E 5373750 N	Stries : 116-296° (site associé au 111)
94*	578330 E 5370280 N	Stries : 168-348°	234	603280 E 5375630 N	Stries : 086-266°, 118-298° et 107-287° (x2) : voir roche moutonnée vers l'WNW
114	598500 E 5371240 N	Stries et sillons : 138-318° Queues-de-rat : 138°	239	581000 E 5377550 N	Stries : 066-246°
1103	607680 E 5357020 N	Stries : 090-270°	247	593700 E 5381800 N	Stries, queues-de-rat, tête de clou, micro-marque en croissant : 300-302°; Stries mineures : 160-340° (côté SE)
CARTE À 1/50 000 : SAYABEC 22B/12			260	578270 E 5370720 N	Nombreuses stries : 034-214°; petit sillon : 166-346° recoupé par stries fines : 003-183°. Sillon : 000-180°; stries : 044-224°
74-B	581200 E 5376100 N	Stries : 080-260°; stries fines : 058-238° Tête de clou et roche moutonnée : 222° et 224°	295	599420 E 5378230 N	Stries très fines : 100-280°
84-A	591000 E 5379300 N	Queues-de-rat et stries : 285° (x4) Stries : 128-308°	299	606200 E 5376900 N	Stries : 104-284°, 106-286°, 112-292°, 116-296°
84-B*	590200 E 5379000 N	Stries : 100-280°	538	599800 E 5379100 N	Tête de clou : 295°
91	574600 E 5373600 N	Stries et microqueues-de-rat : 042°	550	583220 E 5383170 N	Stries : 110-290°
93*	574580 E 5373830 N	Stries : 164-344° à 174-354° (x3)	551	582950 E 5382860 N	Stries : 112-292°, 104-284°
98	584480 E 5376700 N	Stries : 093-273°	552	582900 E 5384050 N	Stries : entre 110-290° et 114-294° (x2)
104	586350 E 5377230 N	Stries : entre 172-352° et 178-358° Tête de clou : SSE	555	584450 E 5387850 N	Stries : 140-320°, 102-282°
107	586000 E 5374800 N	Queue-de-rat : 342°	556	585450 E 5388680 N	Stries : 046-226°?, 130-310°, 148-328°
111	590400 E 5373800 N	Stries fines : 035-215°	805	585350 E 5382100 N	Stries : entre 160-340° et 174-354° (x4)
121	606450 E 5373750 N	Stries : 090-270° à 093-273°			

* Site contrôlé par Luc Desmarais (1988)

La géologie du substratum rocheux

Le secteur étudié ici appartient aux deux grands ensembles tectoniques définis par Poole et Rodgers (1972), soit : (a) l'anticlinorium de Québec, au nord; (b) le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, au sud (fig. 1). À la suite de Béland (1960), on peut diviser le secteur d'étude en trois domaines tectonostratigraphiques (fig. 2). (1) Le *domaine cambro-ordovicien*, entre le fleuve et le synclinal de la Matapédia, a environ 20 km de largeur. En fait, ce domaine occupe aussi une bonne partie de l'estuaire. Quatre types de roches indicatrices de ce domaine sont utilisés ici pour caractériser les dépôts glaciaires et interpréter le transport glaciaire. Ce sont des ardoises rouges (fig. 4), des laves violettes contenant quelques minéralisations de sulfures, des grès quartzitiques verdâtres à grisâtres et des grès quartzitiques blancs à gris clair, de type Kamouraska (voir Aubert de la Rüe, 1941;

Béland, 1960; Liard, 1972). (2) Le *domaine silurien*, qui correspond au synclinal de la Matapédia (Béland, 1960), d'orientation ouest-sud-ouest-est-nord-est, s'étend sur 35 km entre la rivière Mitis et le lac Matapédia. Les grès quartzitiques, blancs à jaunâtres, de la Formation de Val-Brillant (fig. 5), ont également servi de roche indicatrice, particulièrement dans la zone sud-est du secteur étudié; de plus, des amas d'harzburgite serpentinisée et d'amphibolite affleurent sur le flanc sud du synclinal, entre celui-ci et la faille des Chic-Chocs; les débris de ces roches sont aussi d'une grande utilité pour comprendre le modèle de mise en place des dernières accumulations glaciaires, au niveau local du moins. (3) Le *domaine siluro-dévonien* occupe le reste du terrain, sur 20 km, en direction sud-est. C'est dans ce domaine que se situe le prolongement occidental des monts Notre-Dame. Les faciès dominants sont des shales, des siltstones et des calcaires. Toutefois, deux bandes de grès de la Formation de

Tableau 1. (suite)

SITE	UTM	OBSERVATIONS	SITE	UTM	OBSERVATIONS
CARTE À 1/50 000 : SAYABEC 22B/12 (suite)			CARTE À 1/50 000 : SAYABEC 22B/12 (suite)		
806	586200 E 5383150 N	Sillons : de 114-294° à 118-298° (x4) Stries possibles : 086-266° (?)	836	605760 E 5379780 N	Stries : 126-306° à 136-316° Mouvement vers 310° (cf roche moutonnée)
807	587350 E 5384580 N	Sillons et stries fines à l'intérieur : de 130-310° à 143-323° (x4)	907	604950 E 5389100 N	Sillons : 161-341°; stries : 169-349° à 174-354° (x2) Queues-de-rat : 158-162°
808	587620 E 5384700 N	Stries et sillons : 156-336° (x2) Stries fines et petits sillons, queues-de-rat : 309°	908	603920 E 5387800 N	4 sillons, jusqu'à 1,5 m de longueur : 160-340°
811	586550 E 5394670 N	Stries : 170-350°; queues-de-rat : 182° à 185°	909	602580 E 5392700 N	Sillons : 150-330°, 172-352°, 174-354° Marques en croissant : 170°
812	598070 E 5385300 N	Queues-de-rat : 184°; stries : 164-344° et 002-182° (x5) Sillons : 167-347° (x2)	919*	579000 E 5387400 N	Stries : 149-329°
813	587550 E 5378400 N	Stries nombreuses et bien marquées : 124-304°, 116-296°	3000	586750 E 5380700 N	Stries et petits sillons : 109-289°
816-A*	591880 E 5379700 N	Stries : 100-280°	CARTE À 1/50 000 : MONT-JOLI 22/C9		
818*	594600 E 5385200 N	Stries : 128-308°	262*	569950 E 5381950 N	Stries : 162-342°
819*	591850 E 5382000 N	Stries : 132-312° (site associé au 820)	270*	572840 E 5374850 N	Stries : 160-340° à 174-354°
820	591280 E 5382940 N	Stries : 168-348°, de 128-308° à 134-314° Stries très fines : 090-270°; queues-de-rat : 310° et 314°	272*	571000 E 5373880 N	Stries : 114-294° à 134-314°
821*	590850 E 5391090 N	Stries : 150-330°, 160-340°	274	570380 E 5386050 N	Stries : 154-334°
822*	590900 E 5395040 N	Stries : 072-252°, 145-325° Sillons : 160-340°	525	566240 E 5375000 N	Stries : 174-354°; sillons : 170-350°
826	598050 E 5384000 N	Stries : 158-338°	553	570280 E 5378550 N	Stries sur 200 m : 150-330° à 166-346° (x7)
829	598200 E 5385050 N	Stries : 003-183°; 158-338°	553-B	570200 E 5378920 N	Stries : 020-200°
830	601780 E 5390300 N	Stries et sillons : 162-342°, 170-350°	554	568800 E 5380750 N	Stries : 152-332°
832*	606700 E 5390050 N	Stries : 018-198°, 162-342°	557	569550 E 5381650 N	Stries : 160-340°
CARTE À 1/50 000 : MONTJANE 22B/13			CARTE À 1/50 000 : MONTJANE 22B/13		
			815	589800 E 5401600 N	Sillons : 170-350° premier mouvement Stries : 144-324° deuxième mouvement

* Site contrôlé par Luc Desmarais (1988)

Val-Brillant (Béland, 1960) indiquent, selon nous, la présence de plusieurs failles de chevauchement au sud-est de Val-Brillant; ces écaïlles permettent d'expliquer le contenu pétrographique des dépôts glaciaires locaux.

Notons, en outre, que le lambeau de roches ultramafiques près de La Rédemption (fig. 2) a permis l'étude de la dispersion des galets dans un complexe fluvioglaciaire; un lien sera proposé entre ces roches et les anomalies en éléments lourds (Ni et Cr) dans les tills du secteur sud du synclinal de la Matapédia.

Les roches qui n'appartiennent à aucune des catégories indicatrices sont classées dans le bruit de fond.

LES TRAVAUX

Échantillonnage et comptages sur le terrain

Les principales campagnes de terrain se sont déroulées durant l'été, de 1983 à 1985. Elles ont permis d'étudier 66 sites de marques d'érosion glaciaire (tableau 1) et d'échantillonner près de 170 coupes de dépôts glaciaires (environ 40 accumulations fluvioglaciaires et 120 coupes de till). Quelque 35 coupes de till ont été creusées à la pelle mécanique jusqu'à 4 m de profondeur, principalement dans la zone de La Rédemption-Saint-Cléophas et Saint-Agricole-Sainte-Ère (fig. 2); les nappes de till les plus épaisses, qui atteignent au moins 8 m d'épaisseur, sont reconnues le long de la route 132 (Grand-Métis; sites 815 et 509) et au nord-est de Sainte-Ère. Cet échantillonnage a été complété par un relevé des coupes disponibles, surtout le long des routes. Au total, 194 échantillons de matrices argileuses, séparés par centrifugation, ont été soumis à l'analyse géochimique (tableau 2, voir p. 41). Différentes fractions de débris glaciaires ont été identifiées et comptées sur le terrain : blocs ≥ 25 cm; galets de 10 à 25 cm ou de 5 à 10 cm. Les fractions plus fines (0,8 à 5 cm) ont été recueillies par tamisage dans le cas des dépôts fluvioglaciaires, ou séparées par lavage à l'eau dans le cas des tills, et comptées en laboratoire. Les résultats sont reportés sur le tableau 3 (voir p. 47).

On a cherché à recueillir des fossiles marins et des tourbes en fonction de leur position dans les vallées côtières ou de l'altitude des terrasses le long de la côte. D'autres tourbes ont été prélevées en dehors de la limite marine, et en tenant compte de niveaux lacustres probables et de l'importance des dépôts observés lors de l'échantillonnage des tills.

Enfin, en 1989, un échantillonnage sur la côte nord et dans la zone d'étude a été réalisé pour recueillir des amphibolites du Précambrien (roche et galets des tills) et réexaminer les amphibolites des Appalaches. L'objectif était de caractériser et de distinguer les deux types d'amphibolites observées en galets dans les dépôts de surface.

Analyses géochimiques

Les analyses géochimiques de la fraction argileuse des tills ont été réalisées par Bondar-Clegg and Company Limited, pour le compte de la Commission géologique du Canada : les échantillons sont attaqués à HCl-HNO₃ (1/3), puis les

solutions sont analysées par absorption atomique (tableau 2). La limite de détection est de 1 à 2 ppm. Dix échantillons ont été réintroduits dans la série sous un numéro différent pour contrôler la reproductibilité des résultats. Pour six métaux (Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cr), les résultats sont peu divergents (1,8 à 5,2 % en moyenne); seules les données pour le contenu en uranium présentent une variation importante (jusqu'à 37,5 %, tableau 4), mais les teneurs en uranium sont très faibles et sans doute ces variations sont peu significatives. On considère que ces résultats sont de très grande qualité.

HISTORIQUE DU PROBLÈME DES GLACIATIONS DANS LES APPALACHES

Chalmers (1906) a proposé l'existence de zones non englacées sur les hauts reliefs appalachiens lors du dernier maximum glaciaire, et l'hypothèse des écoulements radiaux à la fin de la glaciation, à partir des Appalaches centrales. Ces thèmes ont été discutés à nouveau par Flint et al. (1942) et Alcock (1944). Un autre aspect important concerne l'influence des glaces laurentiennes sur tout le secteur oriental des Appalaches; en effet, Coleman (1925) a noté la présence d'erratiques laurentiens depuis le fleuve Saint-Laurent jusqu'à la baie des Chaleurs, tandis que McGerrigle (1952) a montré leur dispersion tout au long de la vallée de la Matapédia.

Lebuis et David (1977, p. 293) ont suggéré pour la partie est du secteur étudié certaines limites au transport vers le sud-est des erratiques précambriens, tels que l'anorthosite, les granites et les gneiss. Ils proposent une limite de dispersion pour la vallée de la Matapédia (limite reprise par David et Lebuis, 1985, fig. 7) qui sera rediscutée ici. Par ailleurs, se basant aussi sur les débris de la Formation de Val-Brillant «trouvés à la surface du terrain» (*ibid.*, p. 278) par rapport au total des indicateurs de dureté semblable, les auteurs concluent également à un transport vers le nord lors de la déglaciation, tandis que des débris de cette formation avaient déjà été transportés jusqu'à la baie des Chaleurs lors du maximum glaciaire. En fait, si ces auteurs ont raison de suggérer cinq événements glaciaires successifs, on peut s'attendre à certaines difficultés pour comprendre les dispersions des débris erratiques.

Chauvin (1984) a démontré l'existence d'une traînée de dispersion glaciaire orientée vers le nord-est à partir des reliefs de la région de Murdochville; il attribue le phénomène à l'appel des glaces vers «une baie de vêlage située dans

Tableau 4. Comparaison des analyses de dix échantillons témoins (double analyse).

ÉLÉMENTS	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr	U
Écarts en % des dix échantillons	0-2	0-6	0-5,5	0-7	1-4	1-7	0-23
Moyenne des écarts en %	<1,8	<2,7	<2,3	5,2	2,5	3,5	13,5
Écart maximum en ppm	11	6	5,5	19	8	7	37,5

l'estuaire du Saint-Laurent» (*ibid.*, p. 24). Cet événement aurait précédé l'individualisation de calottes résiduelles sur les plus hauts reliefs (voir David et Lebuis, 1985, fig. 12). Selon Chauvin (1984), un point reste obscur, à savoir l'absence de débris précambriens sur le secteur oriental appalachien; si la séparation des masses de glace par une baie de vélage n'est pas en cause (Lebuis, 1973; Thomas, 1977; Lebuis et David, 1977; Chauvin, 1984), on peut s'interroger sur sa capacité à occasionner un transport total vers l'estuaire des erratiques précambriens précédemment déposés dans les Appalaches (Chauvin, 1984, p. 25).

David et Lebuis (1985) ont proposé un modèle de variation du régime thermique à la base des glaciers pour expliquer la présence ou l'absence de till sur de vastes étendues du plateau appalachien. On doit noter toutefois que la nappe de till de fond est importante dans la région à l'étude (voir aussi Desmarais, 1988, fig. 12), dans le prolongement ouest de la zone I des auteurs (David et Lebuis, 1985, fig. 6). Cloutier et Corbeil (1986) ont aussi reconnu une nappe de till de fond dans le secteur oriental de la Gaspésie, dans une autre zone réputée dépourvue de till.

En Nouvelle-Angleterre, Genes et al. (1981) ont reconnu la dispersion des débris laurentidiens dans la zone nord du Maine. L'âge du till est incertain, mais les auteurs l'attribuent au Wisconsinien supérieur selon les relations stratigraphiques observées; la limite d'extension des débris précambriens s'expliquerait, selon eux, soit par la limite d'influence des glaces laurentidiennes «confrontées» aux glaciers appalachiens, soit par le régime thermique basal du glacier (voir le modèle de Weertman, 1961). Newman et al. (1985) ont réaffirmé l'âge du Wisconsinien supérieur du till à débris précambriens.

Dans le nord-ouest du Maine, Lowell (1985) propose une séparation des glaces résiduelles sur les Appalaches au sud-est des monts Notre-Dame, qui aurait provoqué des écoulements (stries et paléocourants fluvioglaciaires) vers le nord ou le nord-ouest. Toutefois, l'auteur n'a pas trouvé d'indices d'une réavancée vers le nord ou le nord-ouest. L'ensemble des informations qu'il a recueillies semble prouver qu'il y a eu un retrait continu d'un glacier local vers le sud-est (voir aussi Lowell et al., 1986).

Il est aussi utile de rappeler la stratigraphie des trois mouvements glaciaires proposés par Martineau (1980) et Chauvin et al. (1985) pour les secteurs Rimouski–Rivière-du-Loup–Saint-Antonin: (1) mouvement régional vers le sud-est; (2) mouvement vers le nord-nord-ouest et le nord-nord-est, depuis l'intérieur du plateau; (3) mouvement vers le nord-est, en bordure sud du Saint-Laurent.

Dans une étude de la dispersion glaciaire en Gaspésie occidentale, Rappol et Russell (1989) démontrent qu'il y a eu (1) distribution générale des débris précambriens, déposés par l'écoulement des glaces laurentidiennes vers le sud-sud-est, et (2) transport des andésites et gabbros appalachiens vers l'est et le sud-est, puis vers le nord et le nord-ouest. Ces auteurs examinent également l'inégalité de la distribution des débris précambriens. En outre, ils notent (*ibid.*, p. 132 et 133) les directions opposées des écoulements vers l'ouest à partir du lac Matapédia et vers le nord-est à partir de la vallée de la Mitis, comme l'avaient proposé Prichonnet et Desmarais

(1985, p. 534). Enfin, ils relèvent, pour la région étudiée ici, une contradiction apparente dans la dispersion des «serpentinites et gabbros» et des «amphibolites» du complexe de la Rédemption.

Mentionnons, enfin, les études de David et Bédard (1986) et Charbonneau et David (1993) sur les traînées de dispersion glaciaire en Gaspésie centrale. Les auteurs ont défini trois événements glaciaires successifs, à savoir une phase glaciaire de type alpin dans les monts McGerrigle, attribuée au Sangamonien terminal; un écoulement glaciaire majeur vers le sud-est, lors du recouvrement de la péninsule gaspésienne au Wisconsinien inférieur par l'Inlandsis laurentidien; et, enfin, un écoulement vers le nord-est et l'est-nord-est au Wisconsinien supérieur.

À ce stade-ci des recherches, hiérarchiser les mouvements glaciaires du secteur étudié à partir des débris reconnus dans une seule nappe de till constitue un travail délicat. Notons que l'approche de Halter (1986) semble des plus prometteuses; il distingue, dans le nord du Maine, un till sommital grossier, à blocs, qui indique un certain transport très limité vers le nord-ouest, grâce à un contrôle topographique, et il souligne que le transport vers le sud-est (de 115° à 130°) est clairement dominant (*ibid.*, fig. 1 et 2).

APERÇU DE LA LITHOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Tills et diamictons

La lithostratigraphie régionale a été établie à la suite de plusieurs travaux de cartographie générale (Lebuis, 1973; Lebuis et David, 1977; Locat, 1978; Martineau, 1980). Une étude locale (Desmarais, 1988) s'attache à montrer de façon détaillée la répartition des principaux dépôts glaciaires et postglaciaires du secteur compris entre la rivière Mitis, le lac Matapédia et les monts Chic-Chocs; cette étude met en évidence, en particulier, la répartition d'un till généralement caillouteux et carbonaté sur l'ensemble de la région (fig. 6).



Figure 6. Till caillouteux et calcareux. Surface délavée le long de la route 132, au sud de Val-Brillant (fig. 2). Site 120 du tableau 2 : till riche en Ni et Cr à la base. GSC 1994-629C.

Les différentes nappes de till identifiées par Lebeus et David (1977) n'ont pas été observées ici, peut-être faute de bonnes coupes. Seul un faciès diamictique glacio-aquatique, non fossilifère en apparence, semble exister au sommet du till sur la côte (zone de Grand Métis, fig. 2). Sa composition pétrographique (tableau 3, 600.1b) ne semble pas différer de façon significative du till moins argileux sous-jacent (600.2) : les contenus en ardoises rouges et en débris précambriens sont très comparables, respectivement 1,2 et 1,3 % et 1,3 et 1,6 %.

Un autre fait à signaler concerne l'état de conservation de la nappe de till, non protégée par d'autres dépôts dans l'ensemble des zones accidentées. Ce till présente plusieurs caractères d'altération intense : oxydation et parfois d'effritement des débris schisteux d'origine appalachienne. Dans quelques cas, cette situation rend difficile l'évaluation du contenu pétrographique de la nappe de till. C'est le cas pour les fractions de 0,8 à 5 cm de quelques échantillons.

Dans plusieurs coupes de la zone accidentée des monts Notre-Dame, on a relevé la présence de diamictons plus lâches que le till de base régional. Il semble que ceux-ci se

soient mis en place lors de la déglaciation (till de fusion) : d'une part ils forment les derniers dépôts des zones considérées, d'autre part on trouve ces faciès associés aux dépôts de type fluvioglaciaire de contact. Ils sont caractérisés par des stratifications frustes et des déformations souples. Leur composition pétrographique est très variable. Elle peut indiquer un apport régional, du domaine 1 en particulier, variant de très faible (tableau 3, 115.1 et 115.2) à très important (117a, b). Quant aux débris d'origine précambrienne, ils peuvent être absents (115.1) ou relativement très abondants (117a, b), dans un même secteur.

Sédiments fluvioglaciaires

Les sédiments fluvioglaciaires de contact sont bien représentés dans les vallées majeures et plus particulièrement dans les dépressions des domaines tectonostratigraphiques 2 et 3. Ce n'est que dans les vallées majeures et près de l'estuaire qu'ils ont été partiellement recouverts par des dépôts marins, mais aussi remaniés par des courants littoraux, puis fluviaux. Mais il est probable qu'une partie des graviers alluviaux ou d'exondation proviennent aussi du till délavé sur les pentes.

Tableau 5A. Nouvelles datations au ¹⁴C dans la région étudiée.

SITE	NUMÉRO	COORDONNÉES UTM	DATE (années)	ALTITUDE (m)	MATÉRIEL DATÉ COUPE GÉOLOGIQUE
112.3	UQ-983	591950 E 5372200 N	7 100 ± 100	260,5	Base de la tourbe (1,1 m) sur du till
112.3	UQ-1011	583350 E 5365650 N	7 150 ± 100	260,5	Base de la tourbe Bois
266	UQ-1076	562800 E 5373500 N	12 450 ± 100	75	<i>Hiatella arctica</i> , <i>Macoma balthica</i> , dans des sables et graviers stratifiés
283.1	UQ-979	583350 E 5365650 N	3 800 ± 100	308,3	Base de la tourbe (0,8 m) sur du till (≥ 1 m)
292.1	UQ-1063	594350 E 5377720 N	2 000 ± 100	206	Bois dans de la tourbe voir UQ-1106
292.1	UQ-1106	id. supra.	1 750 ± 100	205,6	Tourbe (0,4 m) sur du till (≈ 2,6 m)
293.1	UQ-981	595500 E 5377900 N	3 050 ± 100	186,8	Tourbe (-0,2 à -0,3 m) voir UQ-980
293.1	UQ-1122	id. supra.	3 600 ± 100	186,8	Bois dans de la tourbe voir UQ-981
293.2	UQ-980	id. supra.	8 400 ± 100	186,2	Base de la tourbe (0,80 m) sur de la marne (0,10 m) sur du silt (0,50 m) sur du till (≥ 1,0 m)
295.1	UQ-1108	599420 E 5378230 N	4 050 ± 100	173	Base de la tourbe (0,95 m) sur du sable (≈ 1,5 m) sur du till (≥ 0,5 m)
306.1	UQ-1081	563750 E 5377600 N	13 400 ± 200	80	<i>Hiatella arctica</i> dans des silts argileux rythmiques
505	UQ-1034	565750 E 5384770 N	10 500 ± 100	58	<i>Mytilus edulis</i> dans des sables et graviers stratifiés
542	UQ-1073	599420 E 5378230 N	4 650 ± 100	173	Bois et tourbe (≈ 1,0 m) échantillon à la base
877	UQ-982	568150 E 5388750 N	7 750 ± 100	17,0	Base de la tourbe (1 m) sur des gravillons sablo-granulaires

Dépôts glaciolacustres

Localement, on observe (Desmarais, 1988) une petite nappe de dépôts rythmiques, à l'ouest du lac Matapédia (environ 400 varves). Compte tenu de l'absence de barrage rocheux vers l'exutoire actuel de la dépression, ces varves ne peuvent s'expliquer qu'avec une obstruction de la vallée, et donc de l'exutoire du paléolac Matapédia, par des glaces résiduelles lors de la déglaciation.

Dépôts postglaciaires

Ils sont représentés par des calcaires lacustres, appelés marnes, dans le val de la Matapédia, et des dépôts organiques. Ces derniers comblent des dépressions structurales dans des zones accidentées, ou reposent sur certaines terrasses marines côtières qui comblent de petites dépressions entre les crêtes structurales.

NOUVELLES DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES

Les données

Au total 14 datations nouvelles ont été obtenues, 11 sur matière organique et 3 sur coquillages marins (tableau 5A). La datation la plus ancienne (UQ-1081; 13 400 ans) a été obtenue sur des coquilles marines de la vallée de la rivière Mitis à 10 km du littoral actuel, récoltées dans des sédiments silto-argileux, à caractère rythmique net. Les sédiments ont une épaisseur au moins égale à 7 m et sont recouverts par des sables graveleux (de 0,5 à 1 m); la zone fossilifère est située entre 3 et 4 m sous les sables. On y a observé les espèces marines suivantes, par ordre d'importance décroissante : *Hiatella arctica*, *Mya truncata*, *Macoma balthica*.

Une autre datation ancienne (UQ-1076; 12 450 ans) provient des coquilles trouvées dans des sédiments sablo-graveleux d'une terrasse de la rivière Neigette (Desmarais, 1988). Une troisième datation (UQ-1034; 10 500 ans) est fournie par des colonies de *Mytilus edulis*, en partie en biocénose et en partie en thanatocénose, mais très bien conservés, dans un ensemble de sables et graviers d'une terrasse marine.

Toutes les autres datations ont été obtenues sur des dépôts organiques (bois et tourbe). L'âge de 8 400 ans (UQ-980) provient d'un site qui fut occupé un certain temps par un plan d'eau; en effet, la coupe montre un till ($\geq 1,5$ m), recouvert de 0,5 m de silt non stratifié (?) contenant quelques galets et 0,1 m de marne; la couche de tourbe atteint 0,8 m. La datation de 8 400 ans qui correspond au dix premiers centimètres du matériel organique marquerait donc le début de l'afforestation dans le secteur du val de la Matapédia; selon les datations obtenues entre 0,2 et 0,3 m de profondeur (3 050 ans pour la tourbe et 3 600 ans pour le bois), on peut constater que le taux moyen de sédimentation pour cette période était faible. D'autres tourbes ont été échantillonnées à différentes altitudes, soit sur du till (ex : 292.1; 283.1), soit sur des dépôts lacustres (ex : 112.3 et 295.1), soit encore sur des dépôts

marins côtiers (ex : 877). Sans prétendre que cet échantillonnage soit exhaustif, force est de constater qu'aucune datation n'a fourni un âge plus ancien que 8 400 ans.

Discussion

Les deux datations anciennes sur fossiles marins présentent chacune un intérêt particulier. La plus ancienne semble indiquer que la déglaciation de la zone estuarienne considérée a été un peu plus précoce que ne l'ont suggéré Lebus et David (1977, fig. 11) et David et Lebus (1985, fig. 9), à savoir 13 450 ans au nord-est de Matane. Signalons toutefois que dans l'interprétation de toutes ces dates, et peut-être plus particulièrement ici puisqu'il s'agit d'un estuaire latéral à la Mer de Golphwait, il faut éventuellement tenir compte de l'effet probable de vieillissement par les carbonates du Paléozoïque (voir Mangerud et Gulliksen, 1975).

La seconde datation (UQ-1076; 12 450 ans) signifierait que l'occupation marine des vallées appalachiennes locales a persisté au moins 1 000 ans. La durée de ces bras de mer expliquerait l'importante épaisseur des séquences silto-argileuses que l'on peut encore observer dans les vallées, malgré une érosion fluviale postérieure très marquée dans le paysage. Mais, compte tenu de son altitude (75 m), cette datation peut indiquer elle aussi une certaine contamination du matériel soumis à l'analyse par du carbonate de calcium ancien. Les altitudes très proches de ces deux populations de fossiles marins (5 m de différence) pourraient s'expliquer par une remontée eustatique rapide, compensant le relèvement isostatique postglaciaire. Notons aussi que l'établissement d'une baie de vélage a pu s'accompagner d'un relèvement faible. En pratique, le niveau marin relatif a pu demeurer assez stable durant cette période.

Enfin, la datation de 10 500 ans, à 58 m d'altitude, est sensiblement en accord avec la partie inférieure de la courbe d'émersion proposée par Locat (1978, fig. 24).

Lebus et David (1977, p. 287) signalent trois datations (tableau 5B) sur matière organique pouvant servir de base dans la compréhension des événements postglaciaires. La validité de la plus ancienne ($13\,800 \pm 160$ ans; GSC 1908) est contestée par Gray (1981) qui a obtenu $11\,500 \pm 220$ ans (DIC-2201) sur les «mêmes» dépôts. Mais David et Lebus (1985) semblent admettre que la sédimentation de dépôts organiques peut être concomitante des premiers dépôts marins qui accompagnent le retrait du front glaciaire. On sait toutefois que la phase habituelle de toundra qui accompagne la déglaciation (Richard, 1978) entraîne un retard minimal de la végétation d'au moins 1 000 ans, ce qui minimise la valeur des dates trop anciennes.

Par ailleurs, on note que l'ensemble des autres dates, obtenues sur les tourbes basales, montre un long laps de temps avant l'afforestation régionale; les plus vieilles tourbes fournissent des dates comprises entre 8 400 et 7 150 ans (tableau 5A, sites 293.2, 877 et 112.3).

Une disharmonie comparable entre datations sur matière organique existe dans la région montréalaise. Un contrôle des dépôts organiques dans les zones occupées par la Mer de

Tableau 5B. Datations au ^{14}C de sédiments organiques lacustres.

AUTEURS	NUMÉRO	COORDONNÉES LONG. & LAT.	DATE (années)	ALTITUDE (m)	MATÉRIEL DATÉ CONTEXTE GÉOLOGIQUE
1	GSC 1908	49°10'00" N 66°19'40" W	13 800 ± 160	152	Mousses et matière organique, sur du silt
2	DIC 2201	- id. - - id. -	11 500 ± 220	id. - GSC1908	- id. -
1	QU-42	48°35'10" N 66°16'10" W	11 000 ± 340	183	Sédiments organiques au fond d'un kettle
1	GSC 1799	48°58'00" N 65°57'00" W	9 810 ± 360	915	Matière organique au-dessus de sable et de silt

Auteurs: 1- Lebeus et David, 1977, p. 287
2- Gray, 1981, p. 150

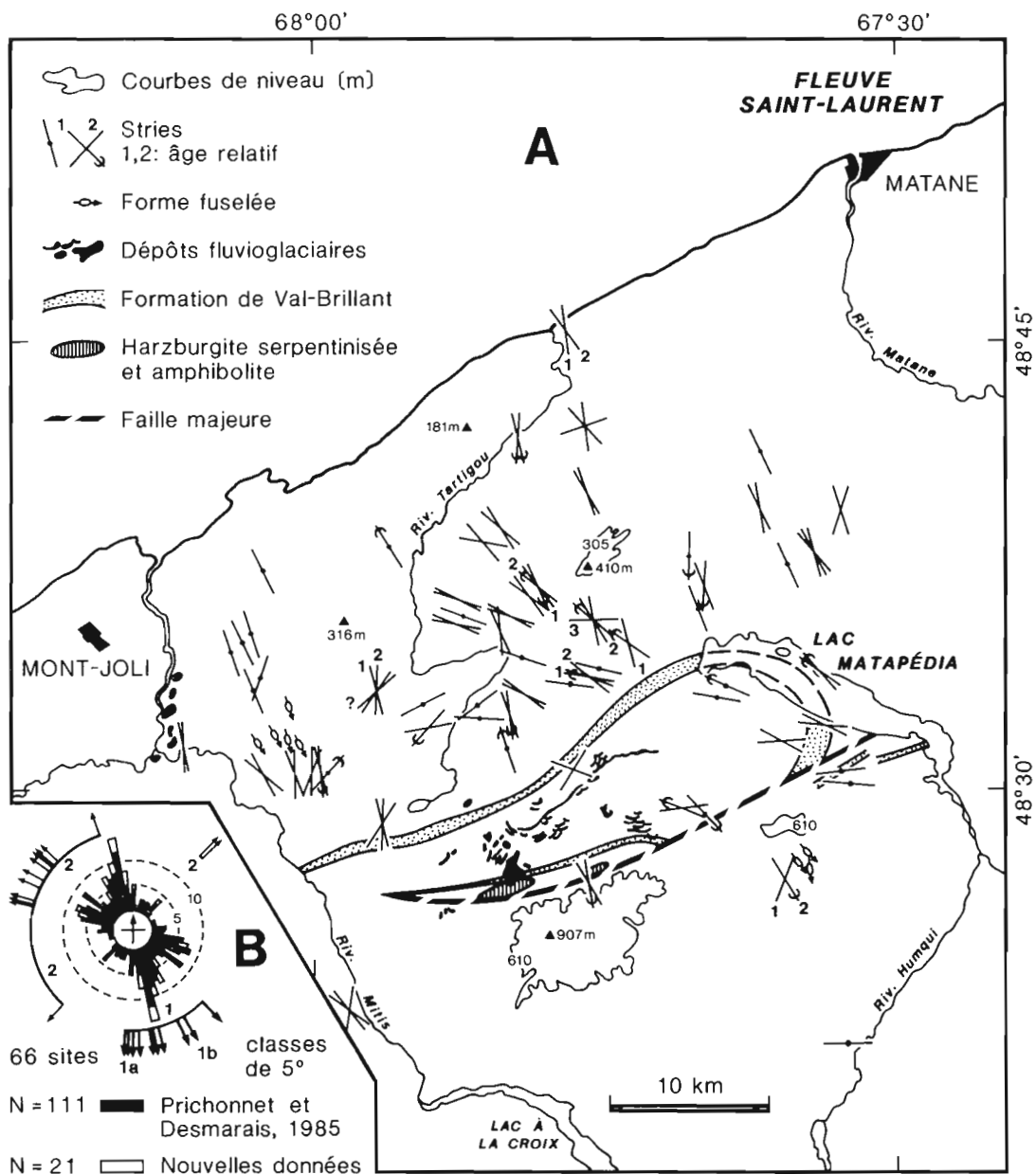


Figure 7. Distribution des marques d'érosion glaciaire A) et des familles identifiées B) (1a; 1b; 2). Les flèches indiquent le sens d'écoulement.

Champlain en bordure des Appalaches permet de constater qu'il existe un délai significatif – de l'ordre de 1 000 à 1 500 ans – entre la sédimentation organique lacustre¹ et l'extension des tourbières².

En considérant les datations de Gray (1981), de Lebuix et David (1977, nos 2 et 3) et du présent bulletin, on constate deux faits : (a) un délai d'environ 1 000 ans ou plus sépare l'invasion marine des zones côtières et la sédimentation organique lacustre sus-jacente; (b) il existe aussi un délai significatif entre les dépôts organiques lacustres fins et l'extension des dépôts organiques palustres; cela serait vrai, tant à la fin de la glaciation (Gaspésie) qu'après l'exondation marine, en Gaspésie ou dans le piedmont appalachien près des basses terres du Saint-Laurent.

On peut considérer que les données actuelles sont encore peu nombreuses. Elles présentent tout de même une certaine cohérence entre elles. Et leur valeur qualitative, sinon statistique, appuie les deux grandes hypothèses de travail, à savoir (1) une déglaciation plus précoce de la zone côtière que de la zone montagneuse, et (2) un retard important à l'installation de la végétation dans les zones accidentées telles que le val de la Matapédia.

ÉROSION ET SÉDIMENTATION GLACIAIRES LORS DE L'ENGLACIATION ET INDIVIDUALISATION DES LOBES APPALACHIENS

Observations

Les sites observés (fig. 7A) sont généralement situés en bordure des routes. Les observations recueillies sur une vingtaine de nouveaux sites d'érosion glaciaire en 1985 (fig. 7B) ont confirmé les conclusions antérieures de Prichonnet et Desmarais (1985), à savoir un premier mouvement vers le sud-sud-est (tableau 1) dont les traces (sillons; marques en croissant; queues-de-rat bien préservées) sont bien prononcées, puis des marques vers l'ouest, l'ouest-nord-ouest et le nord-ouest dans le secteur central de Saint-Noël–Saint-Moïse (fig. 8) qui sont en général plus superficielles que celles vers le sud-sud-est; elles les recoupent d'ailleurs par endroits (tableau 1, 802, 820 et 822).

Un nouvel examen des marques d'érosion glaciaire des sites 86, 90, 815 et 829 (tableau 1) permet de distinguer ce qui pourrait être les traces d'écoulement glaciaire vers le sud-sud-ouest, attribué à l'englaciation (fig. 7B, 1a). Cette nouvelle hypothèse est fondée également sur quelques fabriques de till (fig. 9) et sur la comparaison des trois informations disponibles : recoupement des stries et orientations de quelques formes fuselées et des fabriques disponibles.

Au site 509 (fig. 2 et 9), entre la base et le sommet d'une coupe de 5 m de till, les fabriques des azimuts des axes A montrent une différence de 25°; celles des azimuts de plongée des plans AB varient de 22° dans le même sens. On peut en



Figure 8. Exemple de queue-de-rat sur des ardoises bariolées (vertes, mauves, etc.). Le quartz, en blanc, est à l'origine de la traînée rocheuse vers l'ouest-nord-ouest (flèche). Route 132, entre Saint-Moïse et Sayabec (fig. 2 et tableau 1, site 84-A). GSC 1994-629B.

déduire un écoulement vers le sud-sud-ouest à la base et vers le sud-sud-est au sommet. Au site 815 (tableau 1), les stries nord-sud les plus anciennes sont recoupées par des marques d'érosion nord-ouest–sud-est; la fabrique du till de la base est également orientée vers le sud-sud-est. Quant aux formes fuselées régionales, elles indiquent un écoulement sud-sud-est à sud-est, aussi bien dans la région de Sainte-Angèle qu'au sud des monts Notre-Dame (Prichonnet et Desmarais, 1985, fig. 2).

Les paléocourants mesurés dans plusieurs dépôts fluvio-glaciaires au sud des monts Notre-Dame sont dirigés vers les secteurs ouest à ouest-sud-ouest, dans la région de Sainte-Érène et au sud-ouest d'Amqui. Au nord des monts, par ailleurs, il a été montré que le complexe interlobaire de La Rédemption (Prichonnet et Desmarais, 1985) et les moraines

¹ 9 160 ± 100 ans (UQ 677, sur gyttja) 668200 E / 5052200 N (Prichonnet, inédit).

² 7 650 ± 170 ans (UQ 356) et 8 050 ± 190 ans (UQ 347), sur tourbes (Prichonnet et al., 1982).

du lobe de Saint-Cléophas (Lebuis et David, 1977; Prichonnet et Desmarais, 1985, fig. 2 et 4) correspondent à des accumulations frontales limitées par des masses glaciaires se retirant en sens opposé : l'une vers le sud-ouest et l'autre le nord-est. Les lits de graviers des fronts morainiques de La Rédemption et d'un épandage proximal, qui lui est associé vers l'ouest, sont inclinés vers le secteur ouest-sud-ouest à ouest-nord-ouest. Plusieurs sites régionaux de stries indiquent bien un écoulement glaciaire vers le sud-ouest, tandis qu'au nord-ouest des épandages fluvioglaciaires, d'autres stries indiquent un mouvement vers le nord-est.

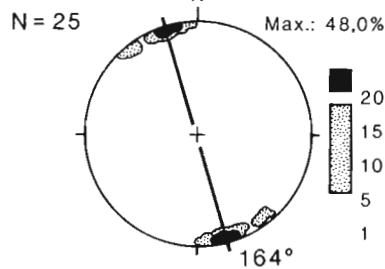
Dans un autre cordon glaciaire, situé au sud de Val-Brillant (fig. 2), les stratifications sont inclinées vers le secteur sud-sud-ouest à sud-sud-est; les dépôts sont du type moraine de contact et montrent une alternance de matériaux diamictiques et de sédiments mieux triés. Le caractère proximal de la glace est démontré par la grande quantité de blocs (tableau 3, site 939).

Interprétation

La figure 7B résume les trois écoulements successifs reconnus. Certaines marques (n° 1a) et la grande majorité des marques (n° 1b) sont attribuées respectivement à des écoulements glaciaires vers le sud, en particulier lors de l'englaciation ou du maximum glaciaire. Les marques (n° 2) sont le résultat des écoulements tardifs des glaces résiduelles; celles qui sont orientées vers le sud-ouest, l'ouest-nord-ouest et le nord-ouest ont été causées par un glacier centré sur les reliefs appalachiens, notamment sur la dépression du lac Matapédia, tandis que celles qui indiquent un écoulement nord-est ont été laissées par un glacier centré sur la vallée de la rivière Mitis, à l'ouest du glacier de la Matapédia (fig. 10). Une autre masse glaciaire a occupé la dépression du lac Humqui. La disposition des paléocourants dirigés vers le sud-ouest, dans les dépôts fluvioglaciaires, suggère fortement qu'il y a eu un retrait vers le nord-est.

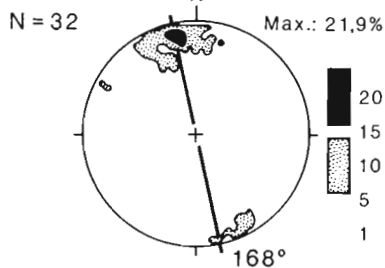
815.1

Axes <A>



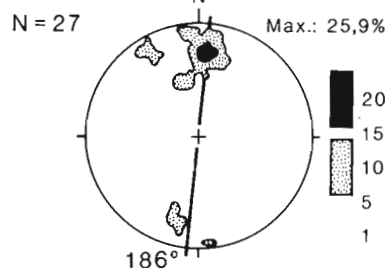
509.2 Sommet

Axes <A>



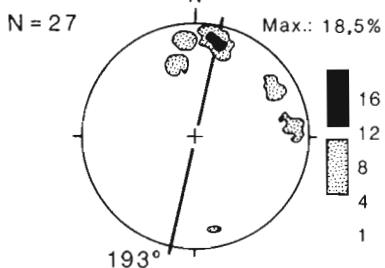
509.2 Sommet

Plans <AB>



509.1 Base

Axes <A>



509.1 Base

Plans <AB>

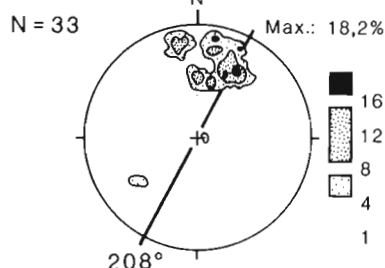


Figure 9.

Fabriques de till (sites 509 et 815, fig. 2). Projections stéréographiques équisurfaces de Schmidt, hémisphère inférieur. Les recouvrements sont exprimés en pourcentage. Classes de 10°. Axes A : azimut et plongée considérés. Plans AB: représente l'azimut de la plongée du plan AB.

La figure 10 schématise la distribution régionale des mouvements glaciaires reconnus et proposés. Des marques isolées semblent indiquer un premier écoulement vers le sud-sud-ouest, tandis que des marques à polarité sud-est à sud-sud-est sont retrouvées un peu partout (fig. 7A). La figure 10 illustre aussi la disposition des lobes glaciaires qui se seraient rapidement (?) isolés lors de la déglaciation. La disposition et les paléocourants des dépôts fluvioglaciaires dans le val de la Matapédia (Prichonnet et Desmarais, 1985, fig. 4) sont en accord avec ce modèle. D'autres dépôts fluvioglaciaires de contact, de type morainique, qui ont été observés au sud de

Val-Brillant, ou ceux qui sont situés au nord du lac Matapédia, indiquent eux aussi une masse glaciaire localisée dans le bassin du lac Matapédia actuel. Les paléocourants déterminés dans les dépôts fluvioglaciaires observés entre les monts Notre-Dame et la rivière Humqui, par contre, sont tous orientés vers les secteurs ouest, sud-ouest et sud-sud-ouest; ils indiqueraient donc un retrait glaciaire vers le nord-est, soit vers la terminaison sud du lac Matapédia. La présence des reliefs importants que sont les monts Notre-Dame, entre les deux dépressions, aurait donc facilité la séparation des glaces en deux lobes.

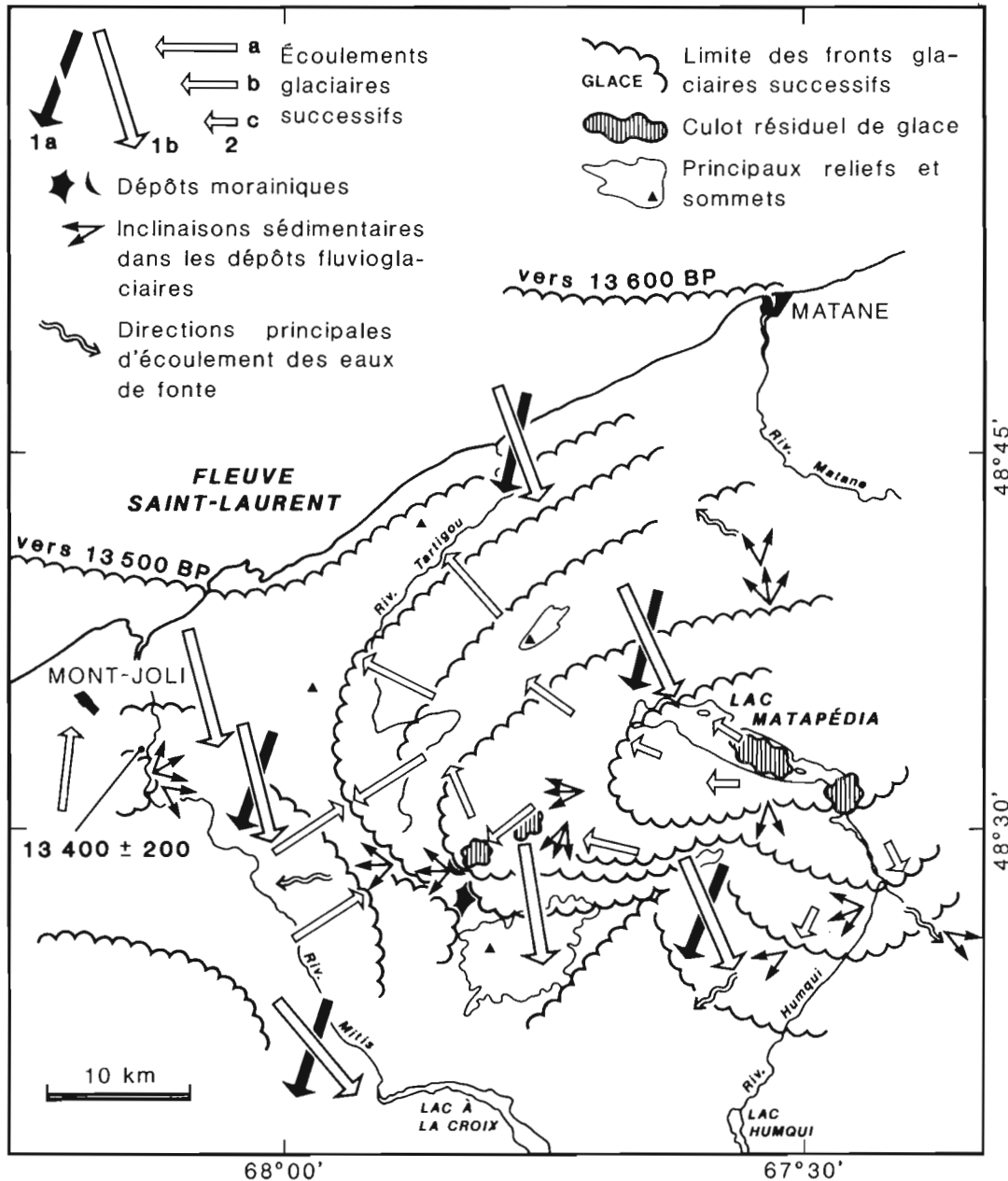


Figure 10. Chronologie relative des mouvements glaciaires régionaux. Formation des lobes glaciaires locaux.

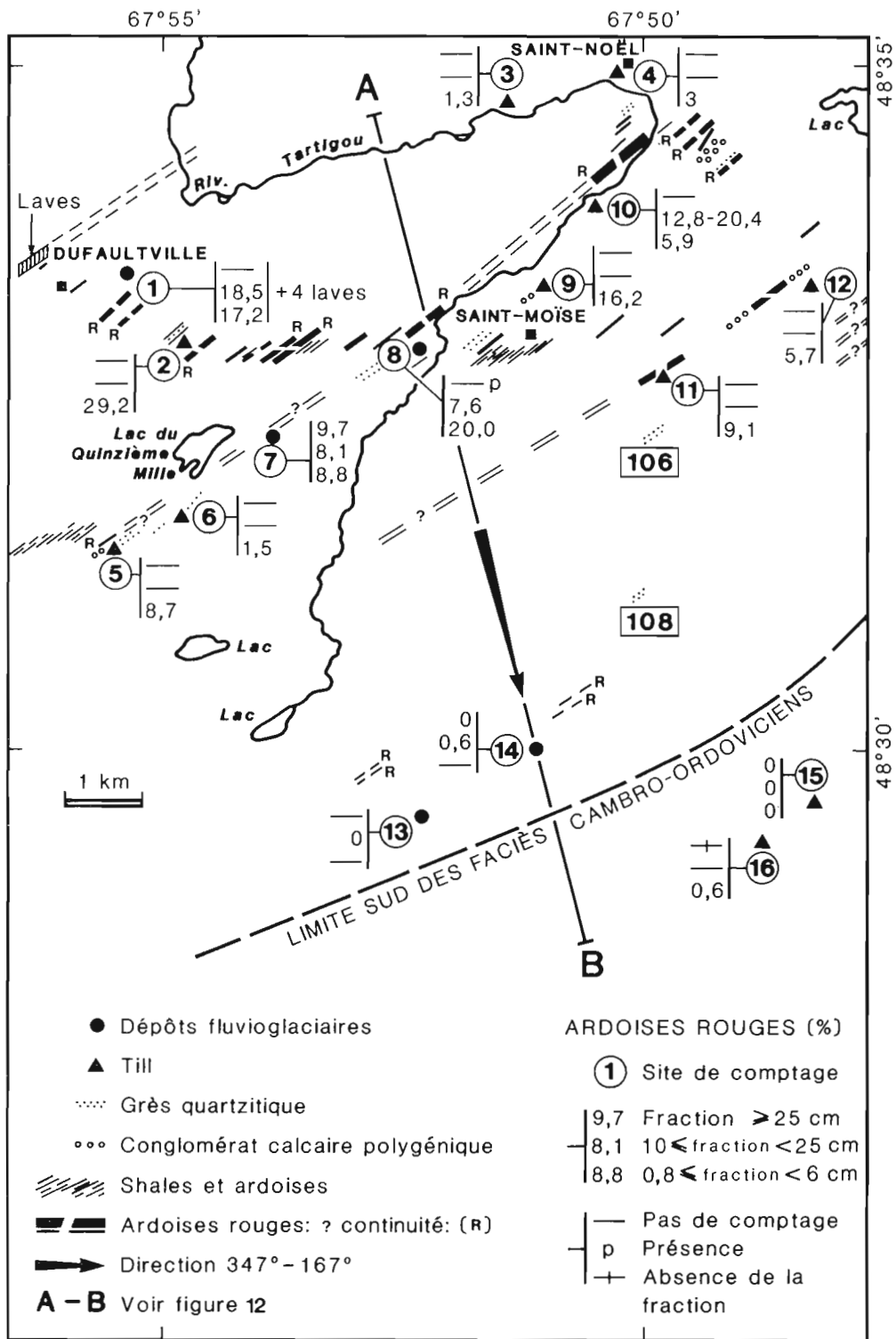


Figure 11. Exemple de dispersion des ardoises rouges dans le secteur Saint-Noël–Saint-Moïse. Sites 106 et 108 : affleurements types du faciès quartzitique cambro-ordovicien comparable à certains quartzites de la Formation de Val-Brillant.

LA DISPERSION GLACIAIRE

Plusieurs types de roches ont été utilisés dans l'étude de la dispersion glaciaire. Certaines roches telles que les ardoises rouges (fig. 4) et les faciès quartzitiques et conglomératiques du Cambro-Ordovicien sont faciles à identifier. D'autres peuvent parfois être confondues; c'est le cas des grès quartzitiques de la Formation de Val-Brillant (fig. 5) et de certains grès quartzitiques du sommet des unités du Cambro-Ordovicien; quant aux roches du Bouclier précambrien, elles contiennent un type d'amphibolite différent d'une amphibolite locale. Pour ce cas particulier, des analyses en laboratoires (lames minces et activation neutronique) ont permis de préciser les observations de terrain.

Dispersion des ardoises rouges dans le secteur Saint-Noël-Saint-Moise

Méthodes et données

Seul le domaine cambro-ordovicien (fig. 2, domaine 1) contient des horizons d'ardoises rouges, dont les débris dans les dépôts glaciaires ne peuvent être confondus avec d'autres roches. Une reconnaissance des affleurements de substratum rocheux le long des routes a permis d'identifier un secteur, au nord-est de la région, où les séquences de shales et d'ardoises paléozoïques sont très altérées, parfois sur plus de 3 m d'épaisseur. Par contre, la zone de Saint-Moise offre de bons affleurements à la fois non altérés et assez nombreux pour reconstituer les horizons repères de ces ardoises rouges. Par ailleurs, la couverture de dépôts quaternaires est suffisante pour réaliser un échantillonnage représentatif des dépôts glaciaires (fig. 11). La continuité des horizons d'ardoise

rouge est confirmée par la présence des autres niveaux repères qui leur sont associés, à savoir des grès quartzitiques verdâtres et des conglomérats calcaires polygéniques. Ces faciès sont également caractéristiques du domaine 1.

Sur les figures 11 et 12, la direction 347° - 167° correspond à la direction principale des marques d'érosion glaciaire attribuées à l'écoulement vers le sud-est (fig. 7B). Les valeurs obtenues lors des comptages en chaque site sont projetées sur cette ligne en tenant compte de la distance du site aux horizons repères les plus proches.

En considérant les pourcentages d'ardoise rouge des 11 échantillons de till analysés, on peut distinguer deux zones de dispersion (fig. 12) : (a) la zone 1 est dite «à dispersion erratique»; d'une part les pourcentages d'ardoise rouge varient énormément d'un site à l'autre, (de 1 à 30 %), d'autre part ces pourcentages sont analogues à ceux rencontrés en divers sites jusqu'au fleuve Saint-Laurent, dans tout le domaine cambro-ordovicien; (b) la zone 2 peut être définie comme «zone à dispersion exponentielle négative»; à proximité immédiate des horizons marqueurs massifs, tous les sédiments montrent des forts pourcentages d'ardoise rouge, tandis qu'en direction sud-sud-est, ces pourcentages diminuent très rapidement, avec, d'ailleurs, la raréfaction des horizons marqueurs. La traînée se poursuit ainsi non seulement dans le domaine 2, mais aussi dans le domaine 3. En fait, on la suit au-delà des monts Notre-Dame, et au moins jusqu'au lac Humqui, sur 30 km ou plus (fig. 2; Prichonnet et Desmarais, 1985, fig. 5).

Parmi les cinq sites de dépôts fluvioglaciaires du même secteur, quatre montrent des résultats cohérents avec ceux des tills : plus forts pourcentages au sud de la zone riche en affleurements d'ardoise rouge, et faible représentation en s'en

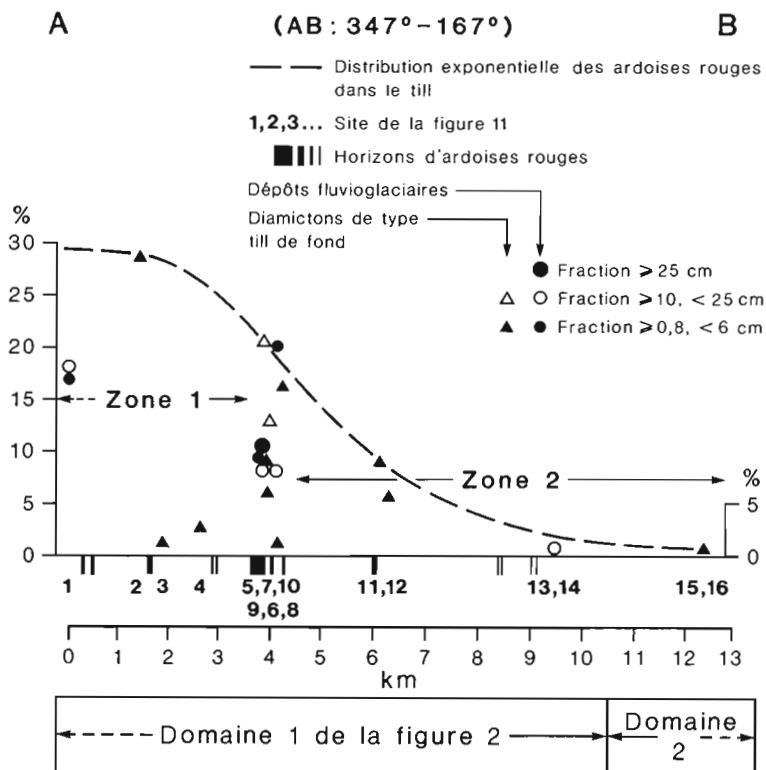


Figure 12.

Courbe de dispersion, ou de transport, proposée pour les sites de la figure 11. Pour chaque site, les valeurs des comptages sont reportées perpendiculairement à la ligne 347° - 167° , en tenant compte de la distance aux affleurements d'ardoise rouge.

éloignant, dans le sens de l'écoulement glaciaire. Par contre, seul le site 1 pourrait signifier un transport vers le nord ou le nord-ouest, puisque la zone riche en horizons repères semble se situer au sud des dépôts. Mais comme par ailleurs, on a pu identifier dans ces graviers des galets de laves minéralisées caractéristiques, dont des niveaux repères sont reconnus au nord-ouest de Dufaultville, il semble bien que le transport net vers le sud-est demeure dominant. On reviendra sur cette question plus loin, à propos de la dispersion tardive dans les dépôts fluvioglaciaires.

Discussion de l'hypothèse

Le site problématique (n° 1) permet d'aborder la question de la qualité et de la représentativité des affleurements. Il est toujours possible de considérer que les affleurements reconnus ne représentent pas la totalité des niveaux repères existants; par exemple, on peut penser qu'il existe de plus grands affleurements d'ardoise rouge au nord du site 1. Si c'est le cas, le transport est alors essentiellement vers le sud-sud-est; si ce n'est pas le cas, un éventuel transport vers le nord-nord-ouest n'aura pas été suffisant pour ramener toutes les laves au-delà de leur site d'origine, puisqu'il en existe toujours au sud-est de l'affleurement.

En fait, il est acceptable de considérer que la reconnaissance des affleurements est statistiquement très représentative de la réalité, puisque le réseau routier est assez dense et le substratum rocheux relativement bien affleurant et non altéré dans ce secteur. La convergence des résultats dans les deux types de dépôts glaciaires peut être considérée, elle aussi, comme statistiquement représentative. Les galets d'ardoise rouge, indicateurs locaux et peu résistants, ont donc été transportés vers le sud-sud-est, dans le sens du mouvement glaciaire dominant, tel que défini par les marques d'érosion glaciaire et les formes fuselées.

Cette analyse locale détaillée met en évidence la diminution rapide du contenu en ardoise rouge, faciès particulièrement fragile, dans la charge glaciaire. Mais, par contre, on

constate que la traînée reste à peu près constante sur une très grande distance; les débris d'ardoise rouge sont en fait encore présents le long de la vallée de la Matapédia, à plus de 45 km de la limite sud du domaine 1.

Dispersion des grès quartzitiques et des conglomérats polygéniques cambro-ordoviciens sur l'ensemble de la région étudiée

Les données

On a noté sur la figure 11 que ces faciès forment des niveaux repères au milieu des ardoises rouges; les grès quartzitiques sont nettement plus épais que les conglomérats, et ces derniers sont donc associés aux quartzites dans les comptages, car leur pourcentage est trop faible pour une analyse séparée.

Le relevé systématique des affleurements de ces deux faciès a été effectué dans tout le domaine 1 (fig. 2). L'opération est facilitée par la présence de crêtes rocheuses formées par ces faciès, donc assez résistantes et orientées parallèlement au grain tectonique.

La figure 13 représente l'ensemble des données recueillies dans 37 sites de dépôts fluvioglaciaires et quelques coupes de till réparties entre le fleuve Saint-Laurent et le lac Humqui (fig. 2). La limite sud du domaine 1 (fig. 2, X-X') est considérée comme la ligne 0 (fig. 13). Les distances sont exprimées en valeurs négatives au nord, domaine de prise en charge du matériel par les glaces, et en valeurs positives au sud, domaine de la perte de la charge glaciaire. Des transects majeurs ont été définis d'ouest en est, toujours selon la direction 347°-167° (fig. 2, E, F, G et H). Les pourcentages de grès sont alors reportés sur ces transects selon la même méthode que pour les ardoises rouges (fig. 11). La fraction des blocs (A) est très aisée à comptabiliser, mais malheureusement elle n'existe pas toujours en quantité statistiquement représentative. La fraction de 10 à 25 cm (B) est généralement très bien représentée dans les dépôts fluvioglaciaires; un till témoin analysé plus en détail, au sud des

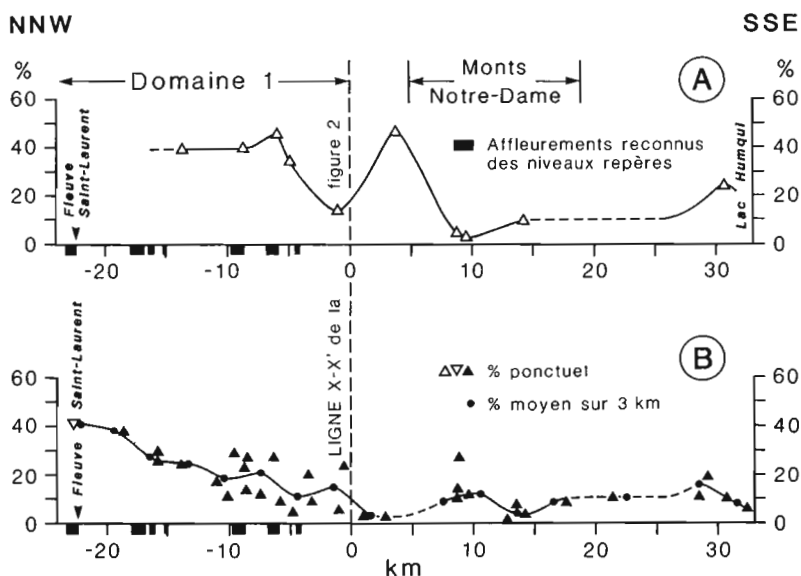


Figure 13.

Courbes de dispersion des grès quartzitiques et des conglomérats polygéniques cambro-ordoviciens. A) Comptages de blocs ≥ 25 cm dans les dépôts fluvioglaciaires. B) Comptages sur des galets de 5 à 25 cm. Les triangles noirs correspondent à des comptages dans les dépôts fluvioglaciaires; le triangle évidé correspond à un comptage dans un till.

premiers affleurements côtiers, est également considéré dans cette fraction, car il n'existe aucun dépôt fluvioglaciaire dans le secteur côtier étudié. D'autres comptages sur la fraction de 10 à 25 cm des tills ont montré des pourcentages très comparables. La plupart des horizons repères du substratum ont été observés dans les trois transects du domaine 1. En pratique, les largeurs d'affleurements ne correspondent pas à des séries continues, mais à des zones où ces faciès représentent un important pourcentage des strates observées.

Interprétation des résultats

La répartition des blocs (fig. 13A) montre, à elle seule, que le transport vers le sud des roches indicatrices du domaine 1 ne fait aucun doute. On peut considérer que les monts Notre-Dame ont joué un rôle de barrière; leur versant nord abrupt (fig. 2, coupe AA') a facilité la concentration reconnue dans le complexe interlobaire du val de la Matapédia (voir Prichonnet et Desmarais, 1985, fig. 4, pour la définition du complexe). Par contre, leur bassin versant sud (fig. 2, coupe BB') a facilité une autre concentration relative dans la dépression du lac Humqui, où, d'ailleurs, de grandes quantités de dépôts fluvioglaciaires se sont accumulées; les eaux de fonte auront eu tendance à se concentrer dans la vallée.

Pour la répartition des galets de 10 à 25 cm (fig. 13B), la densité des informations a permis d'établir des moyennes arithmétiques, par section de 3 km. La plurimodalité de la courbe de fréquence indique, probablement, un décalage des modes par rapport aux zones d'affleurement, dans le sens sud-sud-est. Par ailleurs, le transport net au sud du domaine 1 est tout aussi évident que dans le cas des blocs, et les dépressions secondaires (vallées et cols) des monts Notre-Dame ont servi de pièges à sédiments, tout comme la dépression du lac Humqui (tableau 3, 1110, 1112).

Évaluation de la méthode

Les deux faciès considérés ne peuvent être confondus avec aucune autre roche détritique des domaines 2 ou 3 (fig. 2). La seule erreur qui peut être introduite, c'est une sous-estimation des grès quartzitiques du domaine 1. En effet, ces grès forment une série continue depuis les microconglomérats quartzeux jusqu'aux siltstones. Dans les cas douteux, lorsque la granulométrie des galets était trop fine, on les a rangés dans le bruit de fond.

Les observations sur les différentes fractions du till concordent avec les hypothèses proposées ci-dessus : les tills échantillonnés dans les domaines 2 et 3 contiennent généralement des quantités de débris de quartzites significatives dans toutes les fractions observées (tableau 3). Toutefois, la distinction des faciès silto-gréseux devenant plus difficile à mesure que la taille des débris diminue, cette catégorie de roche a été majoritairement comptabilisée avec le bruit de fond, dans les fractions les plus fines.

Le problème de la dispersion des grès quartzitiques de la Formation de Val-Brillant (Silurien) et des grès comparables du Cambro-Ordovicien (type Kamouraska)

L'un des principaux arguments de Lebus et David (1977) pour évaluer l'importance de l'écoulement glaciaire vers le nord repose sur la dispersion des quartzites de Val-Brillant au nord des zones d'affleurement reconnues. Leur présence a bien été notée.

En fait, il paraît souvent difficile de distinguer les quartzites de Val-Brillant de certains grès quartzitiques de type Kamouraska du domaine 1, désignés dans le tableau 3 sous le nom de «type 106-108» (d'après les sites d'affleurement observés dans la région de Saint-Moise-Sayabec; fig. 2). Béland (1960) signale leur ressemblance tout en notant qu'en affleurement massif, le Val-Brillant montre de plus belles stratifications. Selon nos observations, les deux faciès présentent une grande variabilité du degré de quartzification, particulièrement en fonction de la taille des grains. Or, dans les deux faciès, on peut reconnaître des grès quartzitiques très fins, proches des siltstones, de couleur blanche ou légèrement ocre lorsqu'ils sont oxydés.

Le transport vers le sud-sud-est

Afin d'étudier le problème de la dispersion de ces faciès quartzitiques, on peut choisir le secteur de Val-Brillant-Amqui, car il offre l'avantage de présenter trois bandes de grès de Val-Brillant dans une zone peu étendue (Béland, 1960), une bonne série de coupes artificielles dans la nappe de till et quelques exploitations de matériaux glaciaires (diamictons et sédiments fluvioglaciaires).

La direction du profil, soit nord-ouest-sud-est (fig. 14), est choisie de façon à recouper les trois zones d'affleurement (fig. 2, CD); elle permet en outre de localiser avec précision tous les dépôts glaciaires contrôlés par rapport aux limites des affleurements de la Formation de Val-Brillant.

En comptabilisant ensemble tous les débris de grès quartzitiques attribuables à l'un ou l'autre faciès, on évite d'introduire un jugement subjectif sur l'origine du matériel. Selon les données de la figure 14, on peut déduire qu'un certain nombre de sites confirment nettement un transport vers le sud-est : till de fond du secteur 1; sites 2 et 3. Les sites 2 et 3 sont particulièrement intéressants puisque situés sur la limite sud du contact de la Formation de Val-Brillant. Au site 2, il s'agit d'une moraine de contact, orientée est-ouest, dont les coulées de diamictons et les strates de matériaux fluvioglaciaires sont toutes inclinées vers le secteur sud; au site 3, le till lâche, sans stratification apparente, appartient aussi à une moraine orientée est-ouest. D'autres accumulations diamictiques de contact glaciaire sont présentes en direction d'Amqui (site 4).

La dispersion de type «exponentielle négative» est vérifiée grâce aux dépôts fluvioglaciaires distribués le long de la rivière Matapédia vers Amqui et au-delà (voir aussi les comptages des sites 117, 64B, 926, 1110 et 1112 sur le bassin versant des monts Notre-Dame et autour du lac Humqui; tableau 3). Le fait qui paraît le plus important est la plus grande concentration en quartzites rencontrée dans les dépôts de type moraine frontale sur les bordures sud des zones d'affleurement (fig. 14). Associée aux paléocourants orientés vers le secteur sud (fig. 10), cette concentration requiert la présence d'une masse de glace active au nord des dépôts, dans la dépression du lac Matapédia.

Le transport vers le secteur nord

Un cas de distribution des ardoises rouges dans des dépôts fluvioglaciaires

La distribution régionale des quartzites de type Val-Brillant indique aussi un transport vers le nord et le nord-est du lac Matapédia, en particulier dans les dépôts fluvioglaciaires du secteur de Sainte-Paule (fig. 2; tableau 3, 833 et 910). Les comptages de la figure 15 permettent de comprendre le problème du double transport : dans un premier temps vers le sud-sud-est, et dans un deuxième temps vers le nord ou le nord-est. Le relevé des horizons repères d'ardoise rouge a été effectué comme dans le cas représenté à la figure 11; les autres faciès sont utilisés pour vérifier les directions structurales régionales et mieux visualiser le contraste entre les pourcentages d'ardoise rouge des dépôts et le substratum environnant. Les comptages des tills n^{os} 1 à 4 d'une part, et n^o 5 d'autre part, corroborent les constatations précédemment avancées : présence d'un bruit de fond d'ardoise rouge (n^o 5) dans les zones d'affleurement; diminution très rapide (n^{os} 1 à 4) de cet indicateur fragile dans le sens du transport. Par ailleurs, on ne peut expliquer la forte concentration de ces

ardoises dans les sites de dépôts fluvioglaciaires n^{os} 7 et 8, au sud-est et au nord-est de Sainte-Paule, que par l'importance du premier transport vers le sud-sud-est lors de l'avancée glaciaire, puis par un déplacement vers le nord par les eaux de fonte lors de la déglaciation. Le site 9, avec un pourcentage significatif d'ardoise rouge, s'explique bien dans le contexte topographique régional : il appartient à une traînée fluvioglaciaire le long de la vallée où sont situés les sites 7 et 8. Les dépôts fluvioglaciaires sont beaucoup plus fins en 8 et 9 qu'en 7. Seuls les dépôts plus grossiers du site 7 contiennent des blocs et de gros galets d'ardoise rouge. Comme les paléocourants sont orientés vers le nord, il faut admettre que le matériel a d'abord été transporté vers le sud-est par le glacier, avant de subir un transport fluvial vers le nord; les dépôts sont de type contact glaciaire en 7 et de type traînée fluvioglaciaire en 8 et 9.

Le problème des débris de la Formation de Val-Brillant

La présence de débris de type Val-Brillant ou de Val-Brillant (tableau 3) est reconnue en plusieurs sites au nord-ouest des affleurements de la formation du même nom (fig. 2; vallée de la Mitis, secteur de Saint-Moise) et particulièrement dans les dépôts fluvioglaciaires. S'il est difficile de rétablir les gradients de pente lors de la fonte du glacier, on peut du moins concevoir que la masse principale de glace, qui a occupé le synclinal de la Matapédia et qui était centrée sur les affleurements de la Formation de Val-Brillant, a favorisé la dispersion des débris qu'elle contenait par le simple transport dans les eaux de fonte à la fin de la déglaciation. En effet, les eaux de fonte ont dû circuler en grande quantité, dans de nombreuses directions au gré des crevasses, cherchant à rejoindre les niveaux de base. Une bonne preuve en est fournie par le piégeage des amas de matériaux granulaires triés que l'on retrouve essentiellement dans les dépressions.

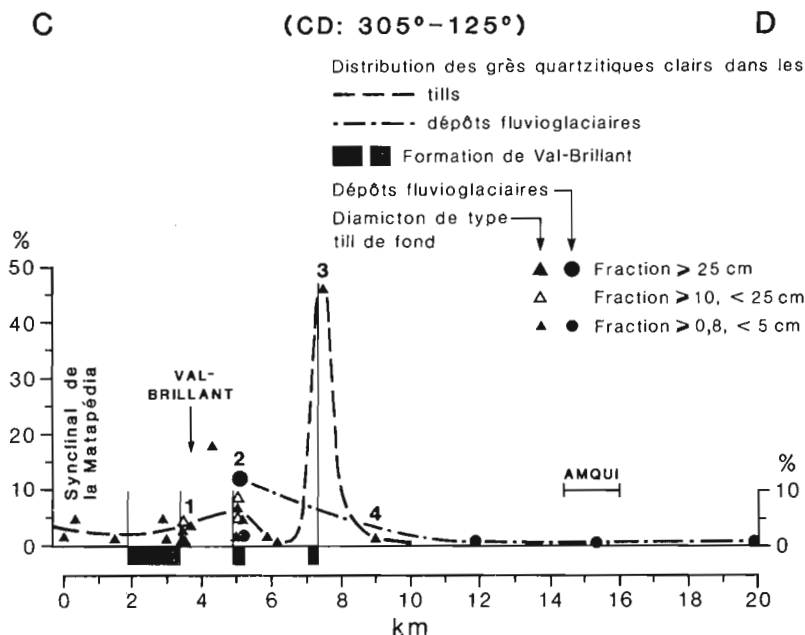


Figure 14.

Courbe de dispersion des grès quartzitiques de la Formation de Val-Brillant et des grès identiques du Cambro-Ordovicien dans le secteur Val-Brillant-Amqui (voir l'emplacement de la coupe CD à la figure 2).

La distribution des débris de type Val-Brillant ou de faciès Val-Brillant typique demeure très faible (de 0 à <1 %, avec deux cas à 2 %) dans les tills du plateau appalachien, au nord des affleurements connus. La seule exception serait la vallée de la Mitis et le secteur à l'est de Sainte-Angèle-de-Mérici, où ces débris peuvent varier de 0 à 2,5 % selon les fractions considérées; on observe un cas à 8 %. Il n'est pas exclu que ces débris proviennent de matériaux transportés antérieurement par le système fluvial, le long des vallées en direction du fleuve Saint-Laurent.

À ces faits, on peut opposer le transport beaucoup plus systématique vers le sud-sud-est (voir fig. 14). Il semble donc qu'il y ait une dispersion certaine des faciès Val-Brillant et type Val-Brillant à l'échelle régionale; cela prouve probablement qu'il y a eu transport vers le nord à partir de la région d'affleurement à un certain moment, mais différent de celui qui a causé la mise en place de la nappe de till régional.

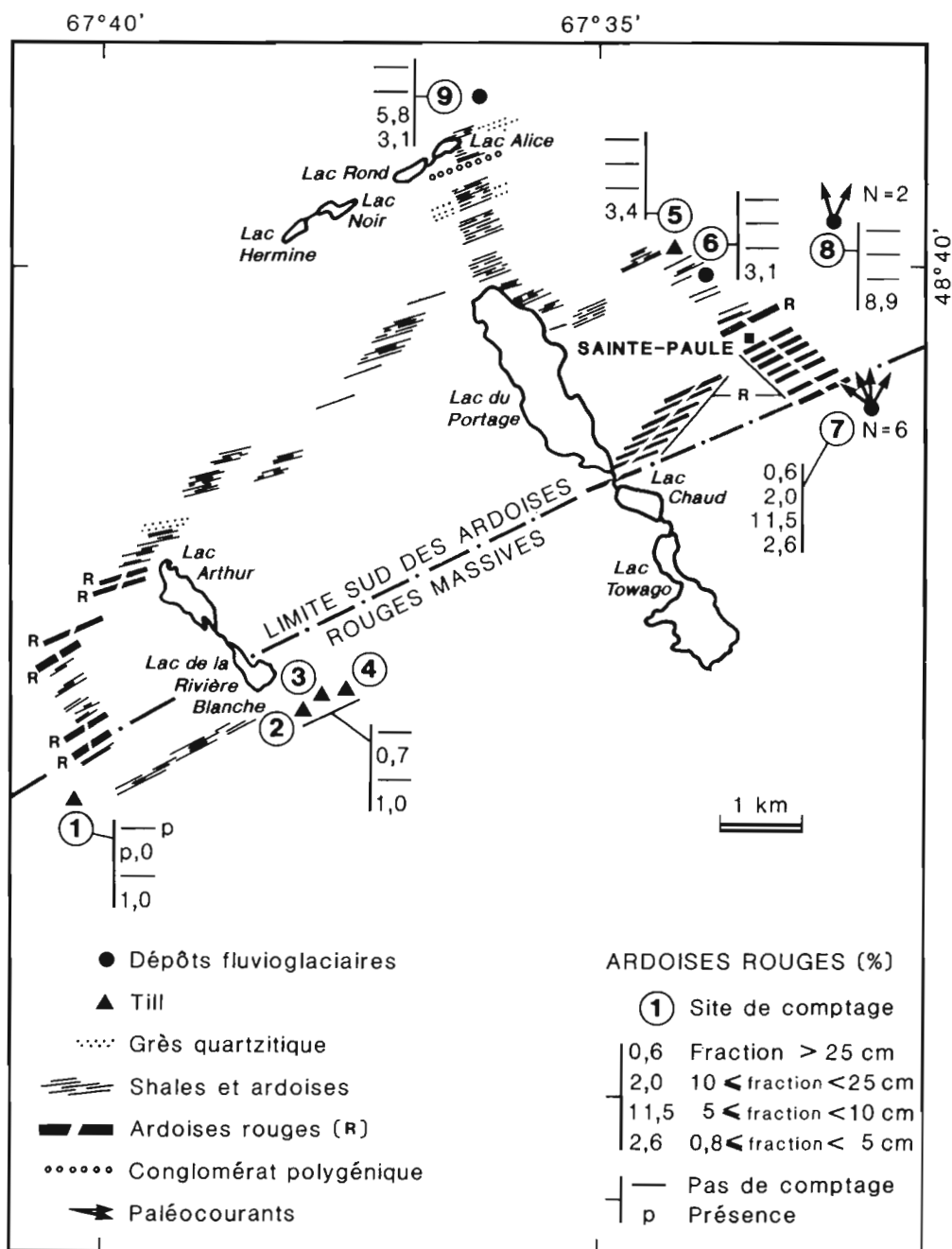


Figure 15. Exemple de dispersion des ardoises rouges dans le secteur de Sainte-Paule : transport vers le sud-est puis vers le nord.

Dispersion des roches précambriennes

Cette étude est basée sur l'identification des roches suivantes : gneiss, granite rose cristallin, amphibolite et anorthosite. Certains débris de quartz et de quartzite n'ont pas été considérés, bien que leur origine paléozoïque soit peu probable; de toute façon leur comptabilisation ne modifierait pas l'aire de répartition des débris précambriens, puisque celle-ci est générale dans la région.

Cas particulier des amphibolites

La présence d'amphibolites d'origine précambrienne (fig. 1) et d'une autre amphibolite d'origine plus locale (fig. 2) a conduit à une étude particulière de ces faciès.

Des affleurements d'amphibolites de la Côte-Nord (fig. 1) ont été échantillonnés dans l'unité 1 de la Province de Grenville (Franconi et al., 1975). À proximité de ces affleurements et à d'autres sites sur la Côte-Nord, on a également observé et échantillonné des galets de cette roche noire, tachetée de blanc et à texture hémigranoblastique. Des galets et blocs identiques ont été identifiés en Gaspésie. La granulométrie des cristaux de cette amphibolite (de 0,5 à 2 mm) est en général un peu plus grossière que celle de l'amphibolite appalachienne (de 0,1 à 0,5 mm), dont la texture est nématoblastique (aciculaire et parallèle à la schistosité). Huit lames minces ont permis de distinguer les caractères suivants :

Amphibolite précambrienne :

- hornblende, 40-50 %;
- plagioclase, 35-50 %;
- biotite, jusqu'à 10 %;
- apparence fraîche.

Amphibolite appalachienne :

- amphibole, 50 à 60 %;
- plagioclases, 20 à 35 % (damouritisation);
- chlorite, jusqu'à 20 %;
- filonets de quartz ou de chlorite.

Une étude géochimique a confirmé la présence de deux familles d'amphibolites (fig. 16 et tableau 6).

Les amphibolites de la Province de Grenville présentent les caractéristiques suivantes :

- une pente négative des courbes des terres rares;
- l'absence d'anomalie en Europium (Eu);
- des variations relativement importantes de la composition.

Dans les amphibolites de Gaspésie, on note au contraire :

- une pente légèrement positive des courbes des terres rares;
- une légère anomalie négative en Eu;
- de faibles variations de la composition.

De plus, les amphibolites de la Province de Grenville sont généralement enrichies en Ce (moyenne de 25 ppm) et appauvries en Cr (moyenne de 124 ppm) par rapport à celles des

Appalaches (moyennes respectives de 10 ppm et de 168 ppm). Enfin, on a noté qu'un galet de volcanite mafique (tableau 6, n° 10), trouvé le long de la vallée de la Matapédia et attribué à des formations de laves appalachiennes, montre une affinité grenvillienne (tableau 6, nos 3 et 5). Les amphibolites appalachiennes sont des roches dérivées par métamorphisme du complexe des harzburgites serpentinisées, dont les affleurements sont situés près de La Rédemption (fig. 2).

La distribution des amphibolites précambriennes est assez générale sur le territoire observé, mais le nombre de débris de ce type, identifié avec certitude, est faible, soit quelques unités par site au maximum. On doit noter leur présence dans la dépression du lac Humqui au sud des monts Notre-Dame (tableau 3, site 1110).

Les trois amphibolites appalachiennes analysées ont été recueillies à l'affleurement type (n° 9), au sud du lac Humqui (n° 7), à 26 km au sud-est de l'affleurement type, et au nord du lac Matapédia, à 18 km au nord-nord-est du même affleurement (n° 8). À ce dernier site, d'ailleurs, le nombre de débris de cette roche est assez remarquable ($N \geq 30$). Un autre secteur, 2 km au nord-ouest de l'affleurement, montre également une concentration anormale de débris en surface. Plusieurs galets d'amphibolite trouvés dans le secteur situé au nord-ouest de l'affleurement (jusqu'à Saint-Moïse, à 13 km) sont incontestablement du type appalachien, semblables aux types 7 et 8. La dispersion de cette amphibolite, dont l'affleurement connu est restreint, s'est donc faite dans plusieurs directions, dont trois identifiables : sud-est, nord-nord-est et nord-ouest. L'amphibolite de la Province de

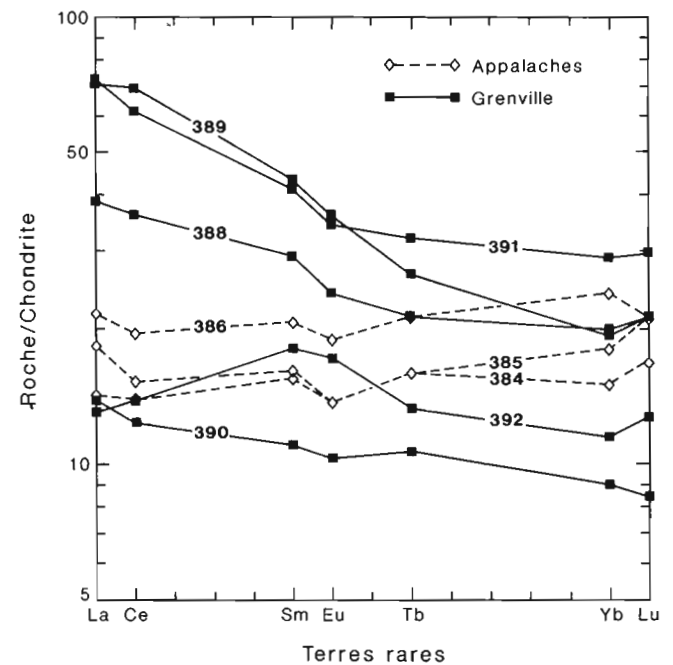


Figure 16. Profil de répartition des terres rares des amphibolites (normalisées par rapport aux chondrites) : galets et roches d'affleurements typiques.

Grenville, quant à elle, est reconnue sur l'ensemble de la région, en petite quantité, et indique un transport vers le sud-est. La figure 17 permet de constater que l'aire de distribution des amphibolites est assez étendue et que les directions de dispersion ne pourront être complètement comprises que lorsqu'on pourra identifier avec certitude chaque galet. Or, dans les fractions les plus fines, cette tâche est loin d'être facile.

Débris précambriens dans les dépôts glaciaires, fluvioglaciaires et postglaciaires

Les figures 18 et 19 permettent de constater que tous les faciès d'origine glaciaire contiennent, par endroits, des galets précambriens. Toutefois, les blocs sont rares à l'exception des sites 117 (fig. 18) et 504 (fig. 19) dans lesquels des concentrations élevées de toutes les autres roches résistantes ont été notées (tableau 3).

Par contre, les forts pourcentages aux sites 600.3 (16,2 % dans les blocs de 25 cm et plus) et 505 (8 % dans la fraction de 10 à 25 cm) sont dus aux apports par la dérive glacielle (fig. 18) : (1) pour la coupe 600, il s'agit bien d'un champ de blocs sur la terrasse littorale côtière à 30 m d'altitude; (2) à la coupe 505, les matériaux gravo-sableux sont fossilifères (voir tableau 3) et contiennent de nombreuses figures sédimentaires sublittorales (stratifications entrecroisées; rides de courant; dépôts lenticulaires); là encore, le pourcentage de débris précambriens est trop élevé pour représenter un remaniement des matériaux glaciaires locaux. Les pourcentages

anormaux (fig. 19) sont nettement confinés aux terrasses littorales côtières dans toutes les fractions contrôlées (voir Dionne, 1971). Or, on constate que plus en amont dans la vallée de la Tartigou (fig. 18), des matériaux graveleux remaniés et situés sous la limite marine ne contiennent plus qu'un très faible pourcentage de débris précambriens; on peut en déduire qu'ils reflètent alors le contenu original des dépôts glaciaires. Les vallées encaissées et étroites demeurèrent donc à l'abri des apports par les icebergs ou les blocs glaciaires dans la Mer de Goldthwait.

Par ailleurs, il semble bien que les traînées de débris précambriens sont comparables dans les dépôts fluvioglaciaires et dans les tills et diamictons plus anciens.

On peut aussi noter que des contrôles quantitatifs ou qualitatifs démontrent trois grands faits : (a) la répartition des blocs, à l'exception des sites 117 et 504, est extrêmement erratique, mais elle est générale dans tous les sédiments observés : fluvioglaciaire (17, 524, 1110, etc.) et till (119, 252, 299, 924, etc.); (b) toutes les fractions contrôlées (de 0,4 cm à 0,5 m) contiennent quelques débris de roches précambriennes; (c) des galets précambriens ont été trouvés le long de la vallée de la Matapédia jusqu'à Saint-Alexis, près de la baie des Chaleurs, soit à 150 km de la limite d'affleurement (fig. 1); à ce propos, il est intéressant de noter que des minéraux lourds provenant du Bouclier ont été reconnus par Bernier et Webber (1989), dans les dépôts de surface d'un large territoire, au sud de la rivière Causapsal et le long de la rivière Matapédia jusqu'à proximité de la baie des Chaleurs.

Tableau 6. Analyses des terres rares des amphibolites.

N° de l'échantillon	N° de labo.	Type	Provenance	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Li	
1	Grandes-Bergeronnes	392	Amphibolite	Grenville	3,2	8,8	2,8	1,0	0,5	1,9	0,3
2	Lac du Séminaire	390	Amphibolite	Grenville	3,4	7,9	1,7	0,6	0,4	1,5	0,2
3	Lac Ennis	391	Amphibolite	Grenville	17,8	39,3	6,4	2,0	1,2	4,8	0,7
4	Rivière aux Pins	388	Amphibolite	Grenville	9,5	23,1	4,5	1,4	0,8	3,3	0,5
5	Gasp, 923	389	Amphibolite	Grenville	17,4	44,2	6,7	2,1	1,0	3,2	0,5
6	Rivière aux Outardes	393	Mangérite	Grenville	108,9	273,4	25,4	4,9	2,7	6,2	0,8
7	Gasp, 1110	384	Amphibolite	Appalaches	3,5	8,9	2,4	0,8	0,6	2,5	0,4
8	Gasp, 910	385	Amphibolite	Appalaches	4,5	9,8	2,5	0,8	0,6	3,0	0,5
9	Gasp, 89-500	386	Amphibolite	Appalaches	5,3	12,5	3,2	1,1	0,8	4,0	0,5
10	Gasp, 1854-9	387	Volcanite	Appalaches	17,4	43,8	8,6	2,6	1,4	3,9	0,6

Valeurs en ppm, Noter la ressemblance entre les valeurs des n° 3, 5 et 10,

Voir la figure 1 pour la localisation des échantillons,
Échantillons 1 à 4 et 6 : Côte-Nord du Saint-Laurent; 5 et 7 à 10 : Gaspésie.

- 1, 2 et 4 : roches du Bouclier
- 3 : galet glaciaire précambrien
- 5 : galet attribué macroscopiquement au Précambrien
- 7 et 8 : galets attribués à l'amphibolite de Gaspésie
- 9 : roche de l'affleurement type en Gaspésie
- 10 : galet de lave (?), à proximité de Saint-Alexis, près de l'extrémité sud de la vallée de la Matapédia

ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DES FRACTIONS ARGILEUSES DES DIAMICTONS GLACIAIRES

Quelques indices de minéralisation étant signalés dans les roches cambro-ordoviciennes (malachite, chalcoppyrite et galène près de Saint-Moise; Liard, 1972) et dans l'amas de serpentinite (chromite; Béland, 1960), il nous a paru intéressant de caractériser le contenu minéral des diamictons régionaux. Rappelons qu'une zonéographie géochimique des sédiments de ruisseau a été proposée, en fonction du substratum rocheux, pour l'ensemble de la Gaspésie, par Choinière (1982).

Portée de l'étude

L'étude géochimique des sédiments de ruisseau de Gaspésie (Choinière, 1982) a été établie grâce à des dizaines de milliers d'échantillons. Les 194 analyses présentées ici sont relativement concentrées, mais inégalement toutefois à cause des moyens d'accès pour creuser les tranchées. Les échantillons d'un même profil sont indiqués par des numéros en séries : 115.1, 115.2, etc. (tableau 2).

Des tranchées creusées à l'aide d'une pelle mécanique ont rendu possible l'échantillonnage jusqu'à 4 m de profondeur. On a aussi procédé au décapage des tranchées de route. Quelques sédiments altérés, plus près de la surface, sont

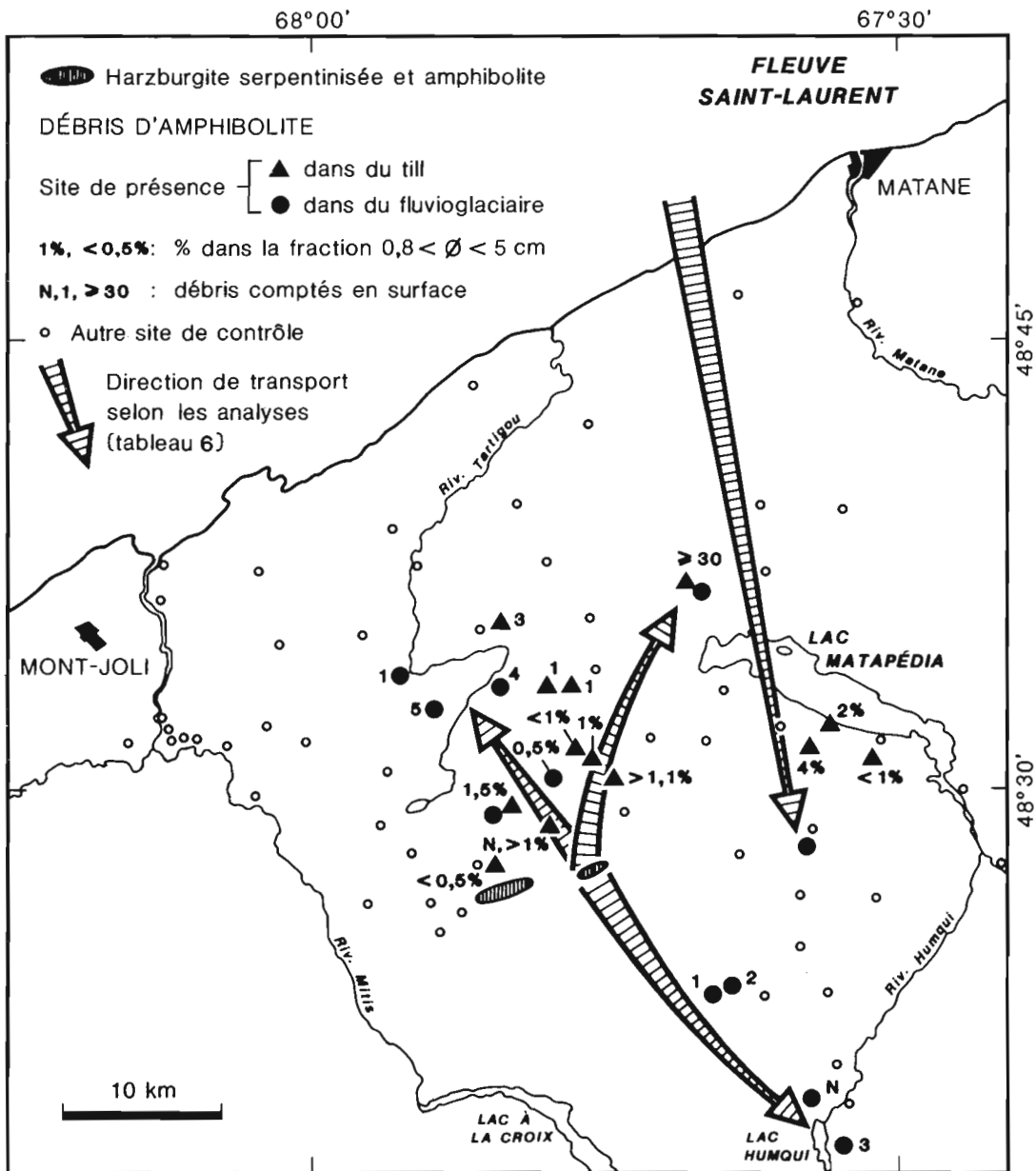


Figure 17. Distribution des débris d'amphibolite et directions probables des écoulements glaciaires.

assimilés aux diamictons d'origine glaciaire, puisque les remaniements par des eaux lacustres sont généralement de faible importance.

Dans le secteur de La Rédemption, plusieurs diamictons recueillis étaient plus lâches que le till de fond régional. Il est possible qu'ils représentent des matériaux tardifs déposés par le lobe de glace de la Matapédia (fig. 10). En pratique, l'étude géochimique est abordée globalement compte tenu de l'aspect exploratoire de cette approche.

Les résultats pour sept métaux

Choinière (1982) a choisi les 2 % de concentrations supérieures comme significatives, tout en faisant remarquer à juste titre qu'il ne s'agit pas forcément d'anomalies significatives pour la prospection minière. En effet, il faut considérer si la roche sous-jacente n'est pas déjà connue comme étant plus riche en tel ou tel élément; mais les analyses du substratum sont rares pour fin de comparaison, à l'exception des serpentinites (Béland, 1960).

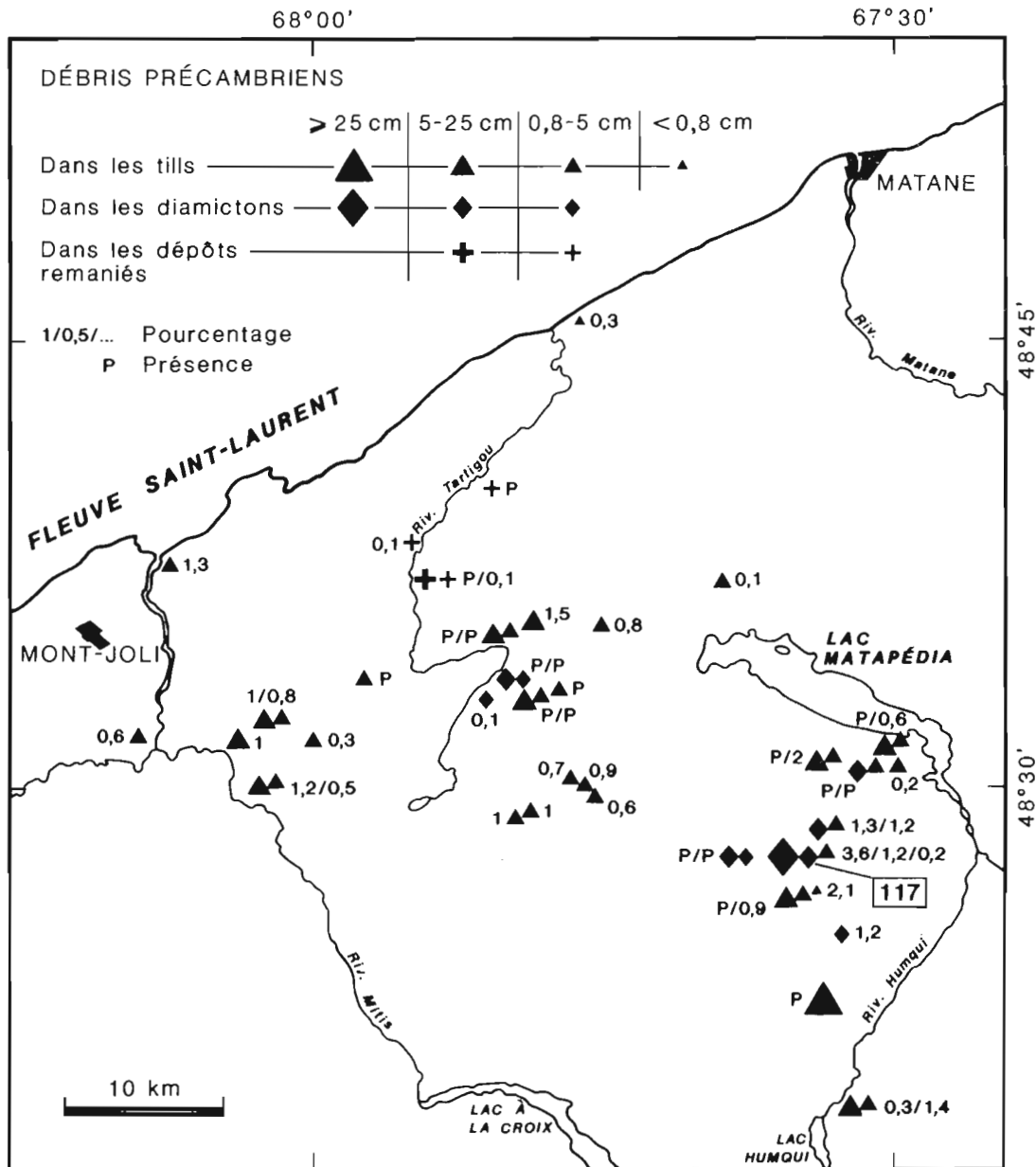


Figure 18. Distribution des débris précambriens dans les tills, diamictons et sédiments remaniés à partir de dépôts glaciaires. «Présence» (P) signifie que le matériel a été reconnu hors comptage.

Levinson (1980) a discuté l'utilisation des paramètres statistiques usuels. Puisque la farine glaciaire représente des mélanges de roches, on choisira ici, comme bruit de fond, la classe modale dominante, plutôt que la valeur médiane; les distributions étant asymétriques (traînée vers les valeurs élevées), le choix des valeurs dites anormales demeure subjectif. Toutefois, les histogrammes de fréquence comparés aux courbes de probabilité peuvent aider à déceler les modes mineurs, ou à mettre en évidence les valeurs élevées considérées comme anormales pour la région. Pour chaque élément, on présente donc l'histogramme et la courbe de probabilité afin de mettre en évidence les valeurs anormales retenues, puis leur répartition géographique.

Nickel et chrome

Ces deux métaux sont intéressants à considérer, puisque la région contient au moins un amas de serpentinite. Pour le nickel (fig. 20A), on a considéré comme significatives les valeurs supérieures à 100 ppm, soit 3,3 % des valeurs, dans 3,3 % des sites; la classe modale est comprise entre 35 et 70 ppm.

Trois faits retiennent l'attention :

- Une anomalie très élevée (805 ppm) est décelée à proximité de la faille majeure qui sépare les domaines 2 et 3, près du lac Matapédia (fig. 20B). On peut l'interpréter comme le résultat de circulations le long du plan de faille, soit à partir de la masse d'harzburgite située à l'ouest,

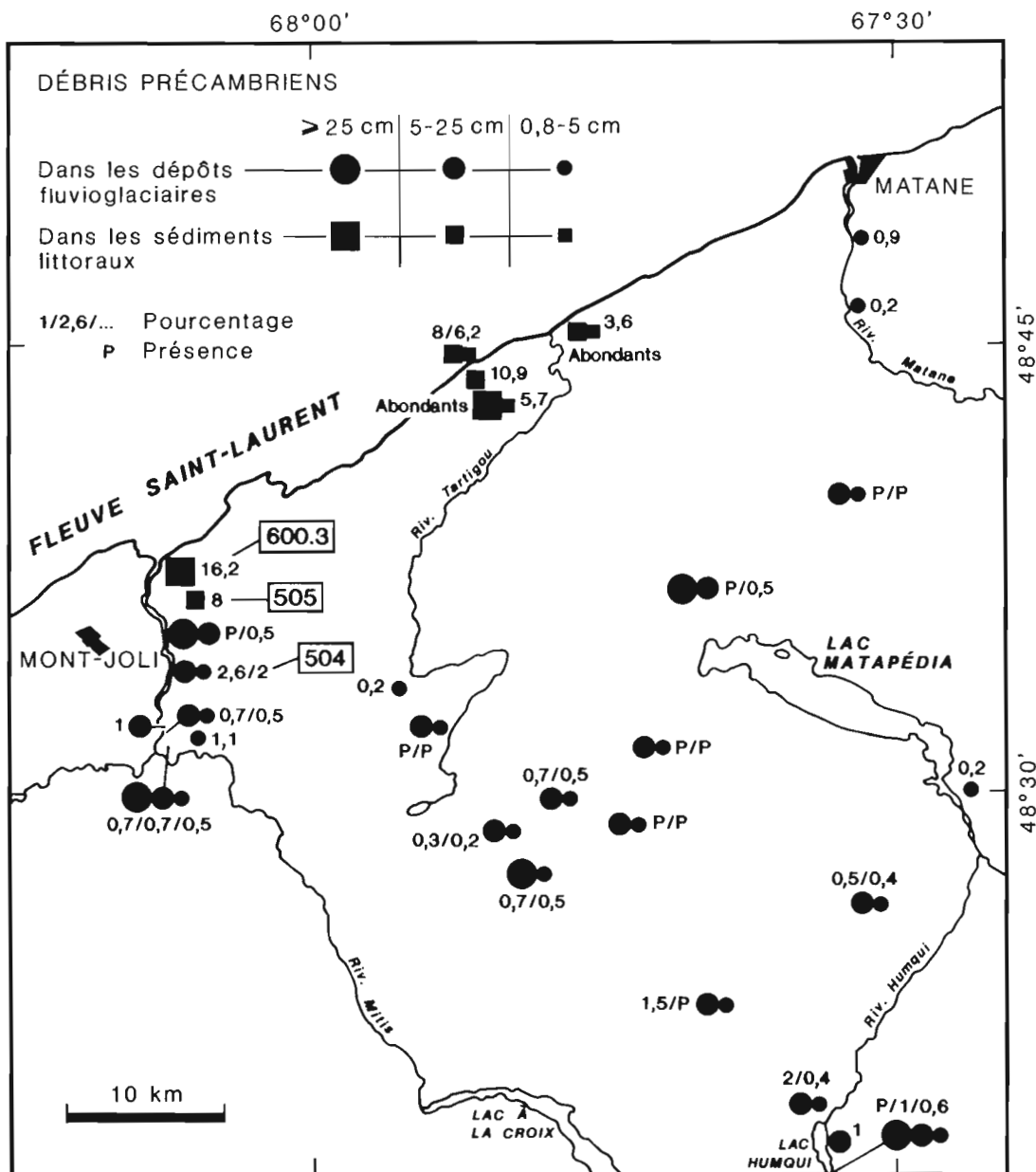


Figure 19. Distribution des débris précambriens dans les dépôts fluvio-glaciaires et les sédiments littoraux.

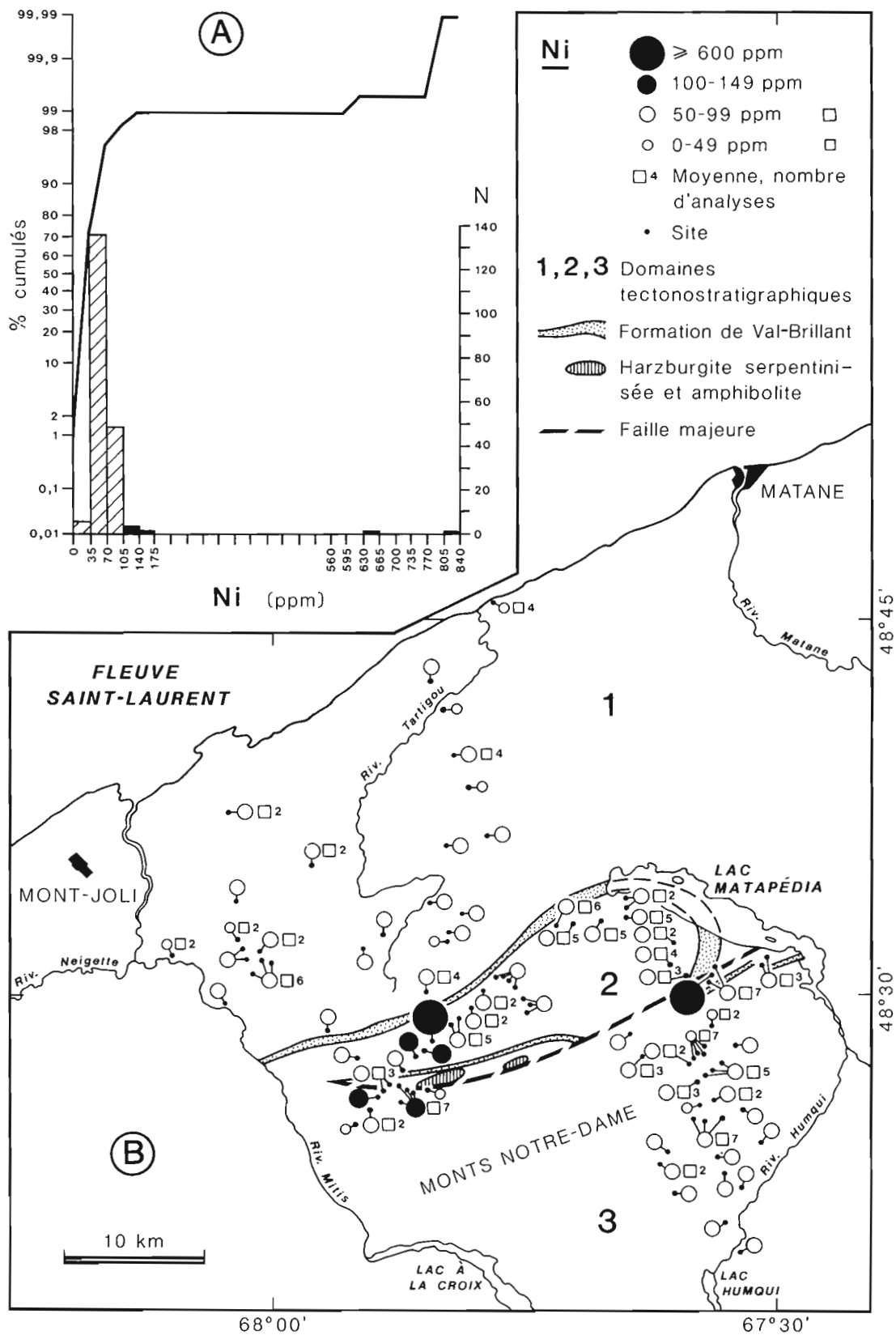


Figure 20. A) Histogramme de fréquence et courbe de probabilité des teneurs en nickel. Les teneurs considérées comme anormales sont indiquées en noir. B) Distribution des concentrations de Ni. Les valeurs représentées en noir correspondent aux valeurs anormales de la figure 20A.

soit à partir d'une autre masse de roches serpentinisées localisée en profondeur. La présence de zones d'anomalie gravimétrique (fig. 21) suggère que des roches ultramafiques sont présentes de part et d'autre du lac Matapédia en profondeur, sinon à la surface (la couverture de dépôts quaternaires pouvant cacher ces affleurements rocheux).

- b. Les anomalies reconnues au nord de l'harzburgite affleurante s'expliquent par le transport des débris dans le complexe fluvioglaciaire interlobaire (Prichonnet et Desmarais, 1985), mis en place à la déglaciation. La distance maximale reconnue du transport des galets est de l'ordre de 2,5 km; le diamicton fluvioglaciaire contient jusqu'à 25 % de débris d'harzburgite serpentinisée (tableau 3, nos 17, 17E et 17.2).
- c. Quelques anomalies situées près de la faille et au sud de celle-ci sont interprétées comme étant liées au transport vers le sud par le glacier. Il peut s'agir soit d'un transport tardif par des eaux fluvioglaciaires, puisqu'un lobe glaciaire se retirait vers l'ouest, soit d'un transport vers le sud-sud-ouest, lors de l'englaciation, dans la farine glaciaire (fig. 9). Néanmoins, on ne peut pas exclure une contamination par circulation d'eau, puisqu'aucun galet de roche verte n'a été décelé dans les diamictons.

Les valeurs anormales de chrome (fig. 22) confirment les répartitions du nickel, pour les deux premiers cas du moins; à noter, l'anomalie de la faille à l'est, qui est extrêmement élevée (1 075 ppm). Les valeurs significatives retenues (>80 ppm) représentent 2,2 % de la population, pour une classe médiane inférieure à 40 ppm.

Ces deux métaux confirment la présence et l'influence des masses d'harzburgite serpentinisée, à la limite des domaines 2 et 3. Par ailleurs, dans le secteur ouest, le transport de cette roche est relativement intéressant : une dispersion vers le nord

est nettement liée à la mise en place d'un complexe fluvioglaciaire interlobaire; une dispersion vers l'ouest et le sud-sud-ouest peut s'expliquer par le mouvement des glaces vers le sud-sud-ouest proposé plus haut, ou encore par le retrait des glaces dans deux directions diamétralement opposées (fig. 10), ou même par les deux événements. De plus, l'élévation des teneurs en nickel et en chrome dans les tills du domaine 3 (fig. 2) sera discuté plus loin.

Cuivre

La population des concentrations de cuivre semble polymodale puisque le mode s'étend de 40 à 73 ppm, avec une médiane à 50 ppm (fig. 23A). Les concentrations maximales (152 ppm) sont faibles par rapport à celles signalées par Choinière (1982) : elles représentent 4,5 % des valeurs régionales. Les valeurs significatives retenues (>100 ppm) sont toutes reconnues dans les tills du domaine 1 (fig. 23B); elles peuvent être liées à la présence de petites minéralisations de chalcopryrite signalées dans ces roches (Liard, 1972) ou à des sulfures identifiés dans les laves telles que celles reconnues près de Dufaultville (fig. 11). Les anomalies peuvent être considérées comme circonscrites dans une zone structuralement définie, d'orientation sud-ouest-nord-est, donc parallèle aux structures régionales.

Une deuxième zone de concentration (de 75 à 99 ppm) semble décelable entre la rivière Mitis et le lac Matapédia; elle peut résulter de la traînée glaciaire à partir des roches cambro-ordoviciennes du domaine 1, ou de la dispersion de minéralisations provenant des roches calcaires siluriennes du domaine 2. Si la première hypothèse est bonne, les valeurs élevées au sud-sud-ouest de l'harzburgite serpentinisée correspondent aussi à la dispersion par le mouvement glaciaire vers le sud-sud-ouest proposé dans cette étude (fig. 9 et 10).

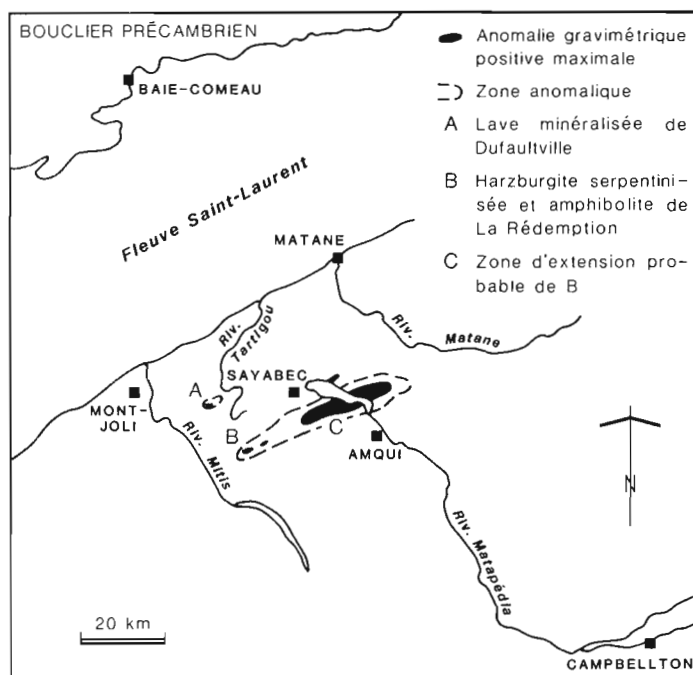


Figure 21.

Localisation des anomalies gravimétriques positives dans la région étudiée.

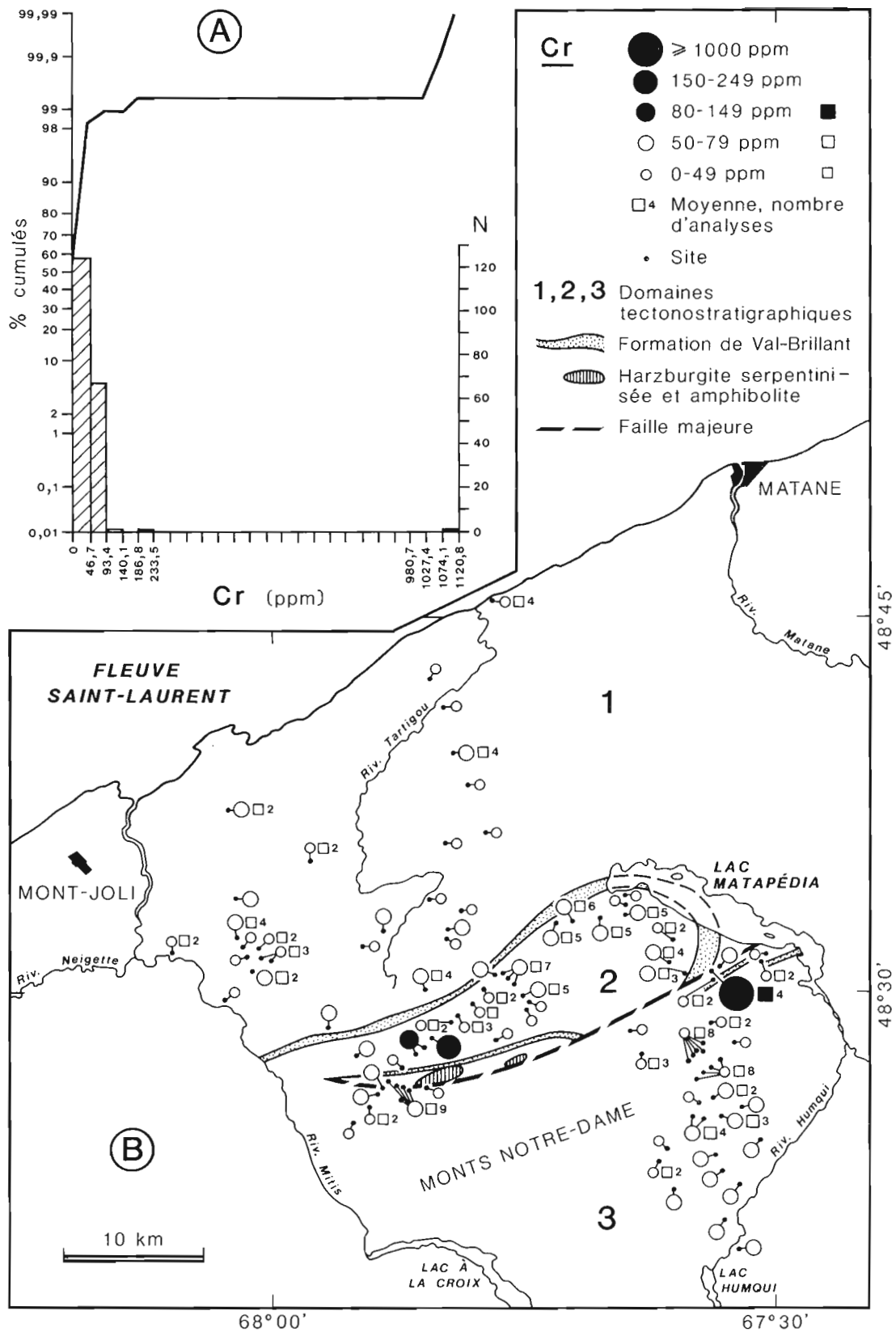


Figure 22. A) Histogramme de fréquence et courbe de probabilité des teneurs en chrome. Les teneurs considérées comme anormales sont indiquées en noir. B) Distribution des concentrations de Cr. Les valeurs représentées en noir correspondent aux valeurs anormales de la figure 22A.

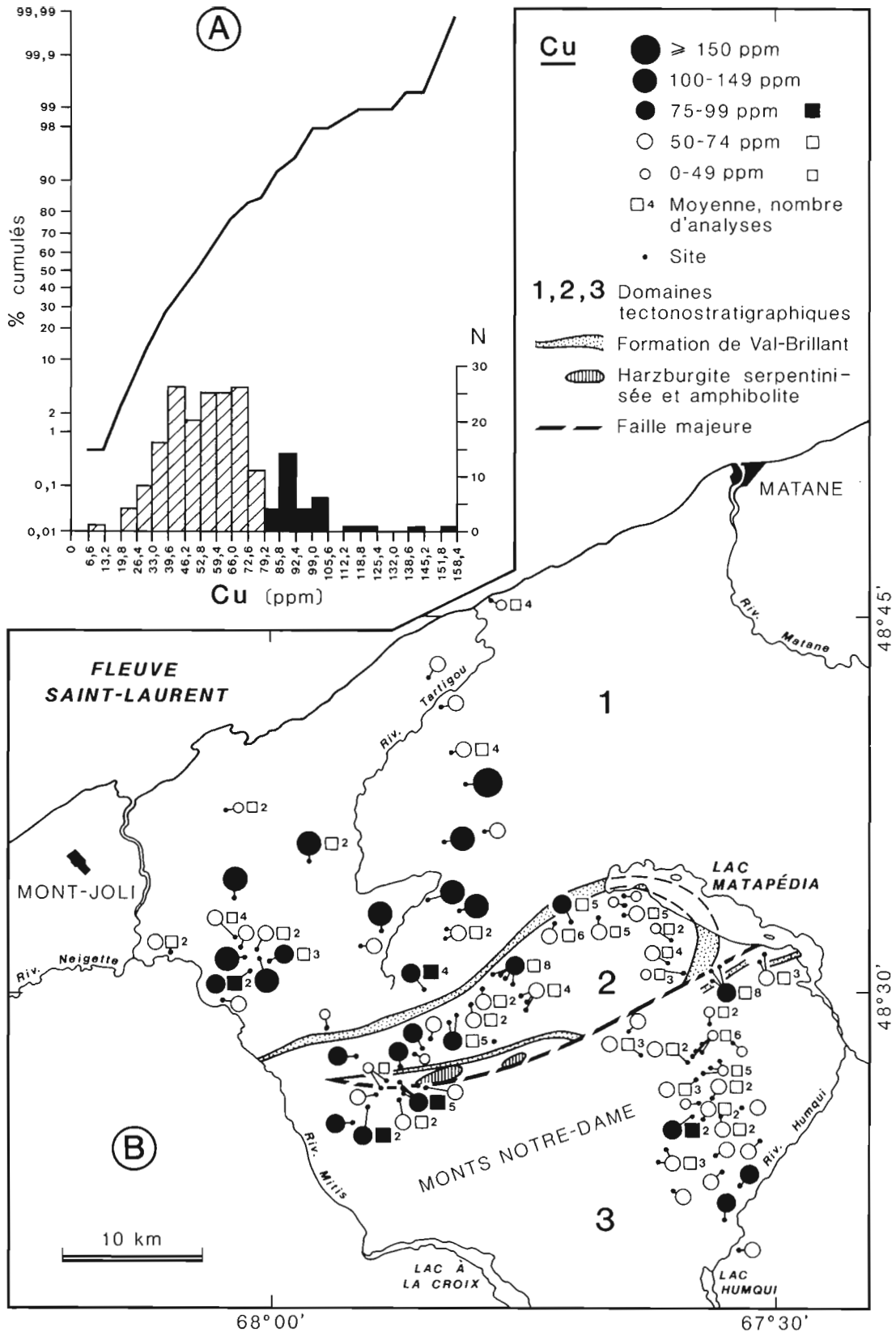


Figure 23. A) Histogramme de fréquence et courbe de probabilité des teneurs en cuivre. Les teneurs considérées comme anormales sont indiquées en noir. B) Distribution des concentrations de Cu. Les valeurs représentées en noir correspondent aux valeurs anormales de la figure 23A.

Toutefois, une meilleure connaissance de la répartition de la chalcopryrite dans les roches carbonatées siluriennes et siluro-dévonniennes (domaine 2 et 3, fig. 2) serait utile pour mieux comprendre les répartitions mises en évidence ici.

Zinc

Le mode principal (fig. 24A) est compris entre 102 et 113 ppm, avec une médiane de l'ordre de 116 ppm. Dans ce cas on a retenu 10 % des valeurs comme étant significatives (>175 ppm); en fait, la courbe de fréquence est polymodale, et déjà des valeurs de l'ordre de 160 ppm pourraient être considérées comme intéressantes pour le traçage géochimique. Les plus fortes valeurs (fig. 24B) sont associées au domaine 1, tandis qu'une autre zone semble liée aux roches calcaires (?) de la terminaison périclinal de la Matapédia (fig. 2).

La répartition des valeurs élevées indiquerait donc deux zones cibles intéressantes. Là encore, une meilleure connaissance des horizons enrichis dans le substratum pourrait éclairer l'histoire des dispersions glaciaires et réciproquement. Mais, globalement, on constate que la distribution des valeurs élevées est comparable à celle du cuivre : valeurs les plus élevées dans le domaine 1, diminution vers les domaines 2, puis 3, avec un certain recouvrement des zones à valeurs élevées (domaine 1 et limite des domaines 2 à 3).

Plomb

La courbe de fréquence présente une asymétrie fortement positive (fig. 25A), mais les concentrations sont faibles. Deux modes sont reconnus, l'un entre 15 et 18 ppm et l'autre entre 26 et 30 ppm. Neuf sites ont permis de déceler des valeurs supérieures à 50 ppm, soit dans 4,5 % des échantillons analysés. Les deux tiers sont retrouvés associés aux roches siluriennes (fig. 25B). Il est possible que les calcaires de Sayabec constituent une source pour ce métal. Mais la galène signalée dans le domaine 1 (Liard, 1972) peut aussi avoir été transportée vers le secteur sud par les mouvements glaciaires sud-sud-ouest et sud-sud-est (fig. 7).

Cobalt

Le mode principal se situe entre 14 et 16 ppm (fig. 26A). Les concentrations obtenues pour l'ensemble de la région sont comparables à la plupart des résultats de Choinière (1982). La répartition est bimodale comme pour le plomb. Pour sept sites, huit valeurs significatives (soit 4,5 % du total) sont retenues sur la figure 26B; elles sont dispersées sur toute la région à l'exception du synclinal de la Matapédia. Aucune tendance n'est décelée.

Uranium

Le secteur étudié ne contient ni roche granitique ni d'unité de shale réputées riches en uranium. Les valeurs obtenues demeurent très faibles, surtout en comparaison de celles signalées par Choinière (1982). Le mode principal entre 0,6 et 0,75 ppm est peu significatif en raison de la limite de

détection (fig. 27A), et le pourcentage d'erreur peut atteindre près de 40 %. On peut noter qu'au moins 50 % des valeurs retenues comme significatives (fig. 27B) sont situées dans les zones basses, où les tourbières sont abondantes.

Discussions et conclusions sur les analyses géochimiques

Le nickel et le chrome sont relativement abondants à proximité de l'harzburgite serpentinisée. Ces métaux pourraient être utilisés pour préciser les directions de transport glaciaire. Près du lac Matapédia, les deux valeurs anormales en Ni et Cr pourraient indiquer des affleurements cachés par les dépôts quaternaires, ou des apports de solutions le long de la faille des Chic-Chocs.

Trois autres métaux pourraient également servir pour préciser les directions du transport glaciaire : le cuivre à partir des roches cambro-ordoviciennes (domaine 1) et le zinc et le plomb pour les domaines 1 et 2. Dans le domaine 1, l'analyse et la cartographie précises des laves seraient utiles non seulement pour voir s'il y a eu transport des sulfures vers le sud-sud-est, mais encore pour préciser le cas de transport vers le sud-sud-est reconnu dans cette étude par les comptages pétrographiques (fig. 11 à 15). On sait en effet que le domaine 1 présente des plis isoclinaux qui répètent les séquences de roches. Il serait également utile d'obtenir un plus grand nombre d'analyses sur la bordure nord des affleurements afin de reconnaître s'il existe un transport notable vers le secteur nord.

En pratique, cette étude géochimique exploratoire apporte un complément pour la dispersion des débris d'harzburgite près de la faille des Chic-Chocs. En effet, elle permet d'étendre l'aire de présence probable de ces débris et des éléments qui les accompagnent, soit le nickel et le chrome.

Par ailleurs il est remarquable de noter que les teneurs en certains éléments sont relativement élevées, si on les compare à celles du secteur des hautes terres de Gaspésie présentées par Bédard (1993). Six éléments identiques ont été analysés par cet auteur (sa figure 3 : Cr, Ni, Cu, Pb, Zn, U). Or, en relevant les moyennes maximales des horizons C sur les graphiques présentés par l'auteur, on constate qu'à l'exception du plomb, celles-ci sont de 1,5 à 3,0 fois plus faibles que celles du secteur étudié ici (tableau 7). Dans l'étude de Bédard, aucune analyse ne porte sur des dépôts glaciaires reposant sur des roches du Cambro-Ordovicien; on a donc établi les moyennes des analyses de notre étude pour les deux zones du Silurien et du Siluro-Dévonien (domaines 2 et 3 de la figure 2). De plus, on a éliminé les valeurs anormales très élevées pour le Cr et le Ni dans toutes les moyennes afin d'éviter des comparaisons non justifiées. Toutes les moyennes dans les deux domaines montrent des enrichissements pour la plupart des éléments, à l'exception du plomb qui est plus faible dans le domaine 3; on constate aussi que l'uranium est appauvri dans le domaine 3, ce qui semble dû au fait qu'il y a moins de dépôts organiques dans ce domaine accidenté. Enfin, le fait le plus significatif, sur le plan du transport glaciaire, est la moyenne plus élevée pour le Cr et le Ni dans les domaines 2 et 3; les anomalies de Cr et de Ni, mentionnées

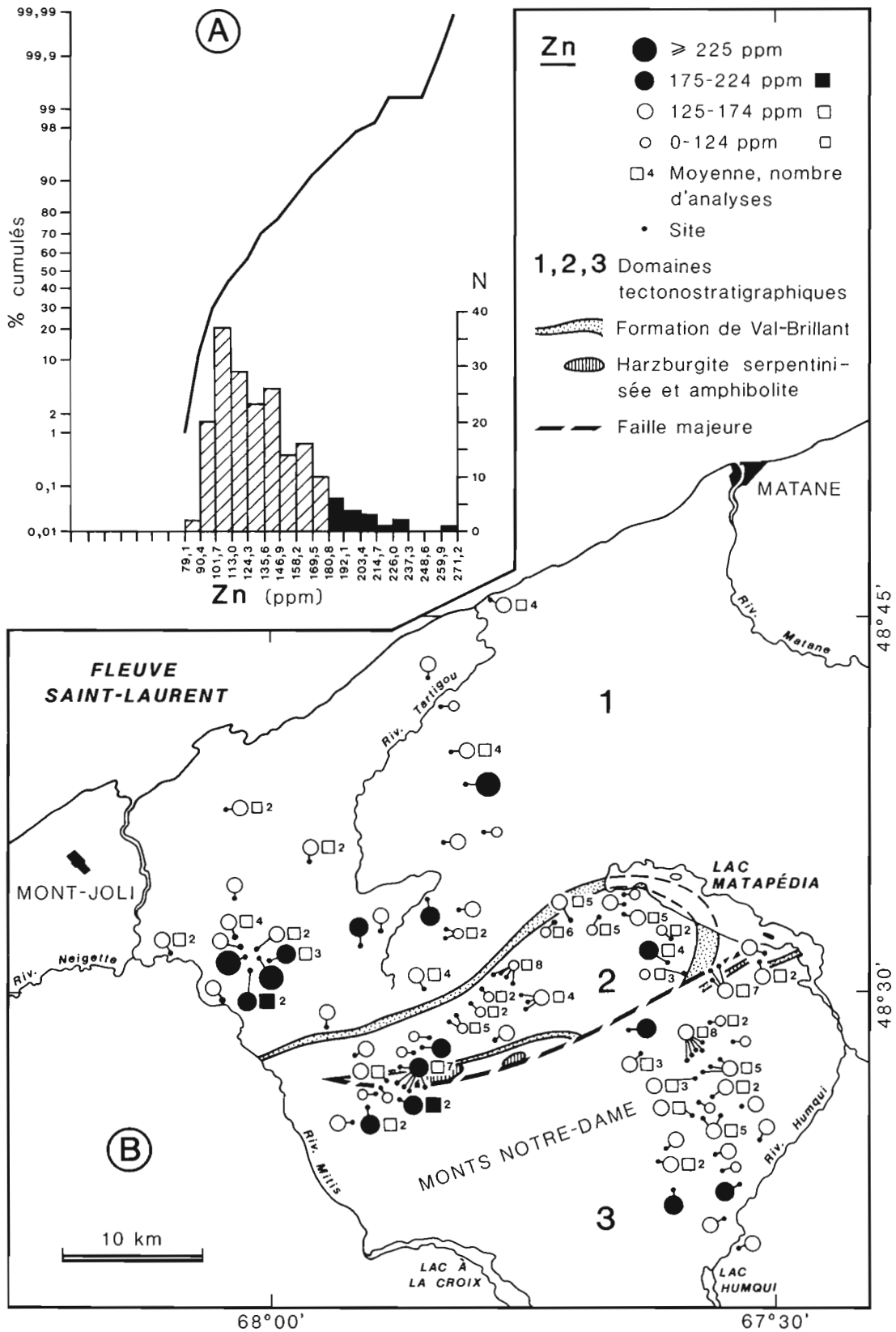


Figure 24. A) Histogramme de fréquence et courbe de probabilité des teneurs en zinc. Les teneurs considérées comme anormales sont indiquées en noir. B) Distribution des concentrations de Zn. Les valeurs représentées en noir correspondent aux valeurs anormales de la figure 24A.

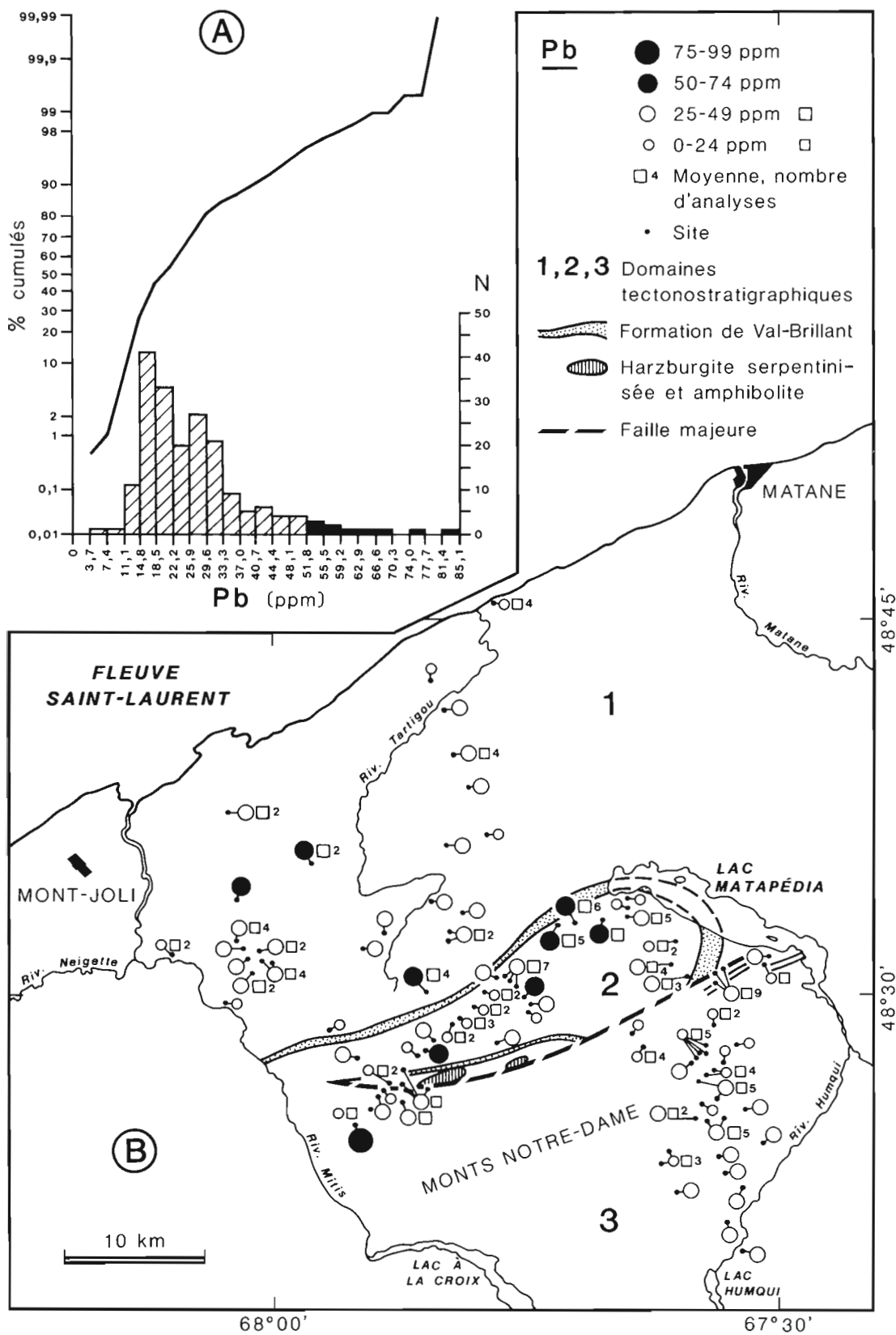


Figure 25. A) Histogramme de fréquence et courbe de probabilité des teneurs en plomb. Les teneurs considérées comme anormales sont indiquées en noir. B) Distribution des concentrations de Pb. Les valeurs représentées en noir correspondent aux valeurs anormales de la figure 25A.

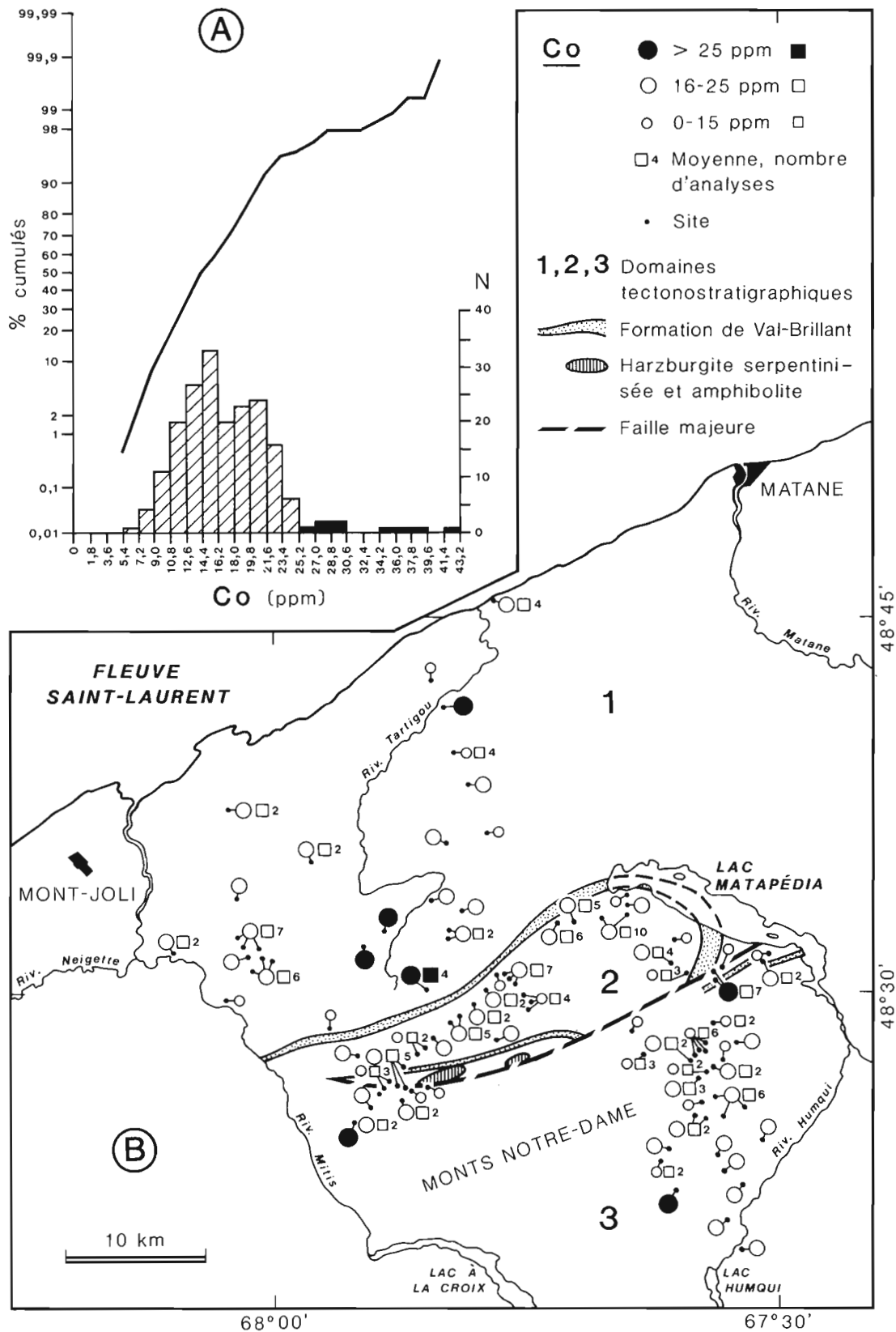


Figure 26. A) Histogramme de fréquence et courbe de probabilité des teneurs en cobalt. Les teneurs considérées comme anormales sont indiquées en noir. B) Distribution des concentrations de Co. Les valeurs représentées en noir correspondent aux valeurs anormales de la figure 26A.

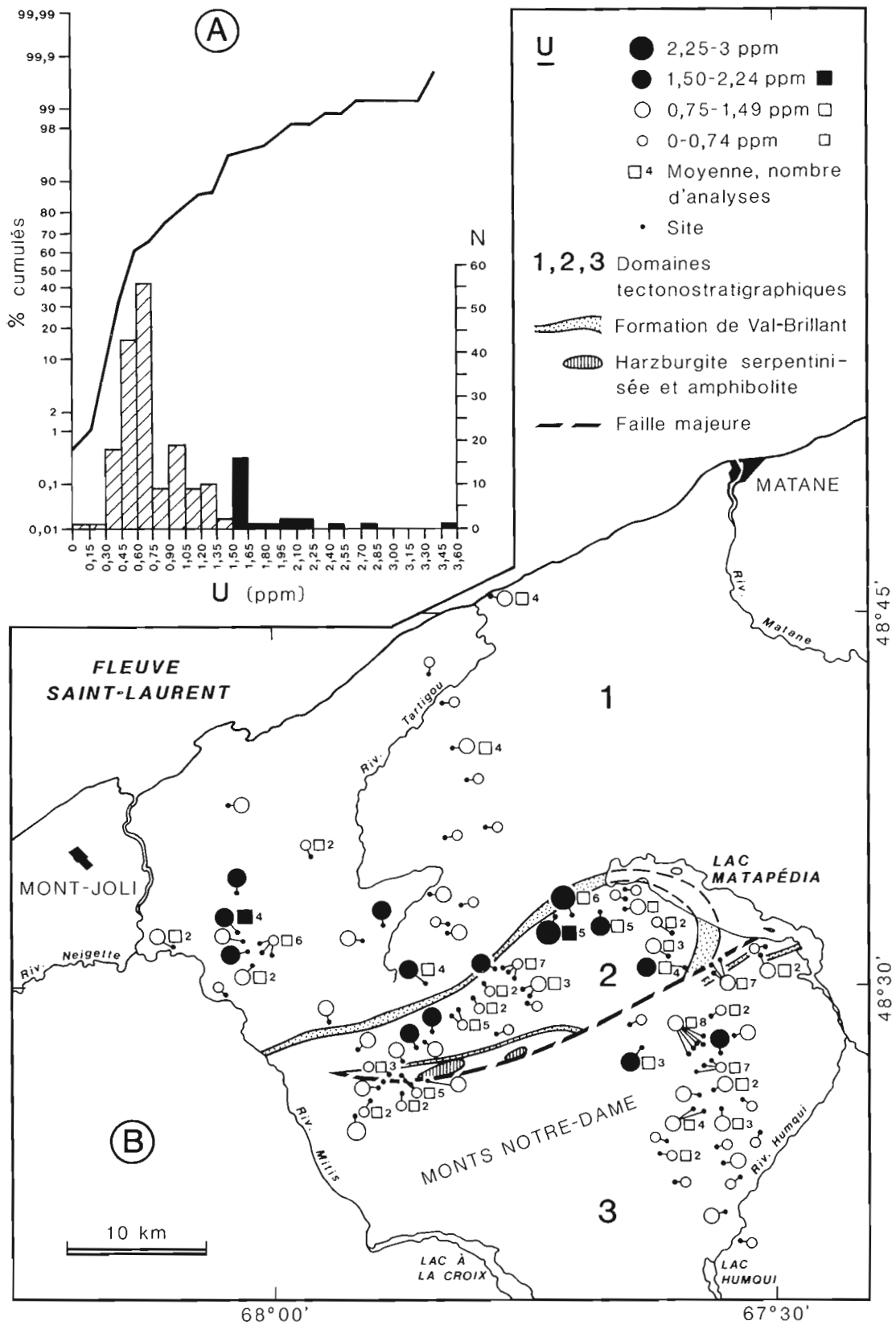


Figure 27. A) Histogramme de fréquence et courbe de probabilité des teneurs en uranium. Les teneurs considérées comme anormales sont indiquées en noir. B) Distribution des concentrations d'U. Les valeurs représentées en noir correspondent aux valeurs anormales de la figure 27A.

Tableau 7. Comparaison de la concentration (en ppm) de sept éléments du secteur étudié avec celle des éléments des hautes terres de Gaspésie.

ÉLÉMENTS	Cr	Ni	Cu	Pb	Zn	U
- Moyenne pour 194 échantillons	50,5	69,1	60,2	26,6	135,2	0,92
- Moyenne pour 192 échantillons	44,3	62,3	-	-	-	-
- Moyenne pour 69 échantillons du domaine 2	47,1	76,8	56,1	26,0	118,3	0,82
- Moyenne pour 65 échantillons du domaine 2	44,6	68,7	-	-	-	-
- Moyenne pour 32 échantillons du domaine 3	75,5	83,2	56,9	21,3	138,9	0,7
- Moyenne pour 31 échantillons du domaine 3	43,3	59,9	-	-	-	-
Hautes terres de Gaspésie - Bédard (1993) Horizon C Moyenne graphique Nombre d'échantillons (de 190 à 197)	~27	<30	~20	<25	~90	~0,6

plus haut, sont à l'origine de ces augmentations des moyennes et corroborent donc les indices de dispersion très localisés retenus, tant pour les débris d'harzburgite que pour la farine glaciaire qui en dérive.

Une étude discriminatoire plus détaillée permettrait sans doute de distinguer s'il existe une zonation stratigraphique liée soit à la nappe de till elle-même, soit aux différents domaines couverts par l'échantillonnage. La plurimodalité des concentrations de certains éléments pourrait en être l'expression.

DISCUSSION

L'étude des formes d'érosion et d'accumulation glaciaires dans le secteur mont Joli-Matane-lac Humqui permet une reconstitution des derniers événements glaciaires dans ce secteur critique, croyons-nous, à la limite du Bas-Saint-Laurent et de la péninsule gaspésienne. L'hypothèse de l'existence d'une zonation de l'activité glaciaire basée sur la présence ou l'absence de till (David et Lebus, 1985) ne semble pas devoir être retenue, puisqu'il existe une couverture quasi continue de till depuis l'estuaire jusqu'aux limites du secteur étudié (Prichonnet et Desmarais, 1985; Desmarais, 1988).

Il est possible que les marques d'érosion les plus anciennes aient été causées par un premier écoulement glaciaire vers le sud-sud-ouest, phénomène non contredit par une fabrique à la base de la nappe de till. Mais il est difficile de situer l'âge de cet événement et son importance pour le transport des matériaux glaciaires : quelques indices de dispersion du chrome et du nickel vers le sud-sud-ouest des affleurements de la roche d'origine corroboreraient cette hypothèse. Les anciennes marques sont parfois recoupées par les plus récentes vers le sud-sud-est, ou simplement moins nettes que ces

dernières. Comme le transport du matériel s'est fait dans la même direction générale que lors du maximum glaciaire subséquent, soit vers le sud-sud-est, il faudra trouver d'autres informations (pavage de blocs, par exemple) ou entreprendre des études de dispersion à partir de roches indicatrices spécifiques pour préciser cette hypothèse.

L'écoulement glaciaire régional vers le sud-sud-est est confirmé par un ensemble de données : stries, queues-de-rat et traînées de till à l'arrière des reliefs majeurs des monts Notre-Dame (Prichonnet et Desmarais, 1985). Mais c'est surtout l'étude du transport glaciaire des matériaux présents dans les dépôts fluvioglaciaires et le till qui démontre sans contredit un transfert massif de matériaux vers le sud-sud-est. Les débris caractéristiques des roches cambro-ordoviciennes et de la formation repère de Val-Brillant, du Silurien, sont systématiquement plus abondants au sud des horizons reconnus en affleurement. Et si les roches tendres comme les ardoises rouges ont été détruites assez vite, il n'en demeure pas moins qu'elles constituent une composante permanente de tous les matériaux glaciaires, très loin au sud des sources. Notons en outre que leur importance relative permet de corroborer la diminution de ce faciès au sommet de la séquence cambro-ordovicienne. On doit également relever la permanence de la composante précambrienne, associée au passage du glacier laurentidien sur l'ensemble de la région, y compris au-dessus des reliefs majeurs, culminant à plus de 900 m. Cette composante est retrouvée tout au long de la vallée de la Matapédia; Bernier et Webber (1989) ont confirmé, d'ailleurs, la présence permanente des minéraux lourds d'origine précambrienne dans cette région, tout en notant une grande variabilité de leur pourcentage relatif. En fait, la présence générale, mais en quantité variable, des apports précambriens par la glace laurentidienne doit être considérée comme une caractéristique dominante pour un très vaste

secteur; Maurice (1989) le démontre dans le Bas-Saint-Laurent, grâce à l'étude des minéraux lourds des sédiments de ruisseaux.

Veillette et Cloutier (1993) présentent l'écoulement vers le sud-sud-est comme étant le mouvement glaciaire initial pour toute la région gaspésienne au sud de Matane et le long de la Matapédia. Et Maurice (1989, fig. 9) considère la direction sud-sud-est comme la «principale direction de dispersion glaciaire».

Une étude plus fine de la nappe de till régionale permettrait de distinguer s'il existe une «lithozonation» distincte entre la base et le sommet de l'unité. On peut considérer que les faciès fluvioglaciaires et diamictiques interdigités (site 117), affleurant sur le versant sud des monts Notre-Dame et enrichis en débris précambriens, sont une indication en faveur d'une certaine richesse de la glace sommitale en matériel précambrien (voir David et Lebus, 1985, et Halter, 1986). Cette concentration sommitale rendrait mieux compte de la

différence de concentration entre les zones situées au nord et au sud du mont Saint-Pierre (Rappol et Russel, 1989, fig. 2) que le déplacement tardif vers le nord-est du matériel précambrien suggéré par ces auteurs (*ibid.*, p. 130). Il faut insister aussi sur l'irrégularité des zones de concentration des débris précambriens à l'échelle régionale ou locale, quelle que soit la méthode d'étude (pétrographie des diamictons glaciaires : ce bulletin; pétrographie de surface : Rappol et Russel, 1989; minéraux lourds des tills : Bernier et Webber, 1989; minéraux lourds des ruisseaux : Maurice, 1989). On note aussi une légère concentration des débris précambriens dans quelques amas fluvioglaciaires (sites 504, vallée de la Mitis; site 1110, dépression du lac Humqui); mais, par ailleurs, la présence de débris précambriens (jusqu'à 2,1 %) à différents niveaux de la nappe de till n'autorise pas vraiment, pour le moment, une subdivision de cette nappe en horizons d'origine locale ou distale. Le traçage par les faciès d'amphibolites précambriennes et appalachiennes pourrait aussi constituer une approche

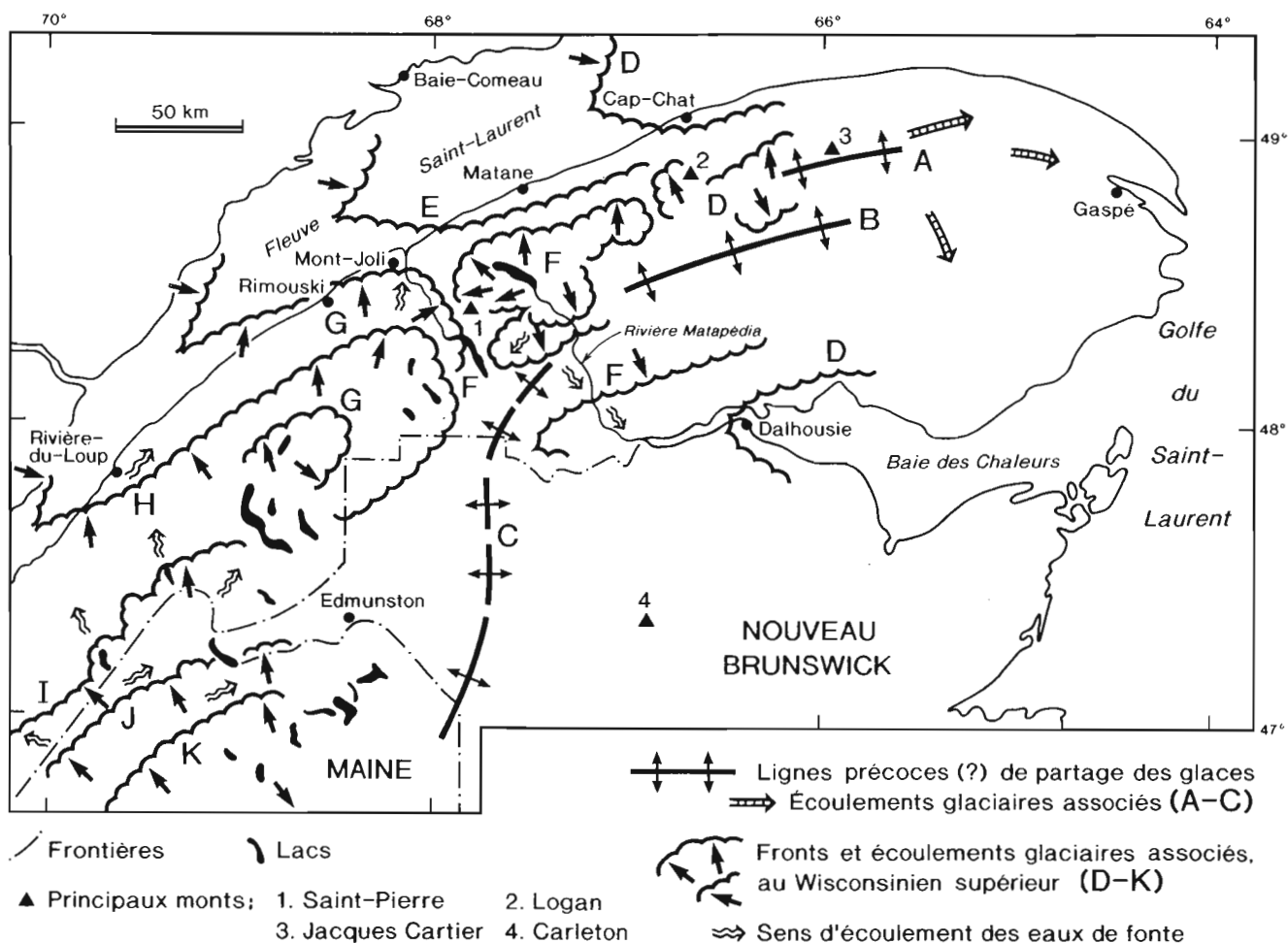


Figure 28. Essai de reconstitution régionale de la paléogéographie glaciaire au Wisconsinien supérieur. Données et hypothèses schématisées à partir de : A) Chauvin (1984), David et Bédard (1986), Charbonneau et David (1993); B) et D) David et Lebus (1985); C) Rappol (1993); E) Lebus et David (1977); F) Ce bulletin (fig. 10, pour le détail) et Prichonnet et Desmarais (1985); G) Martineau (1979 et 1980), Rappol et Russell (1989); H) Chauvin et al. (1985); I), J) et K) Lowell (1985), Lowell et Kite (1986), Halter (1986).

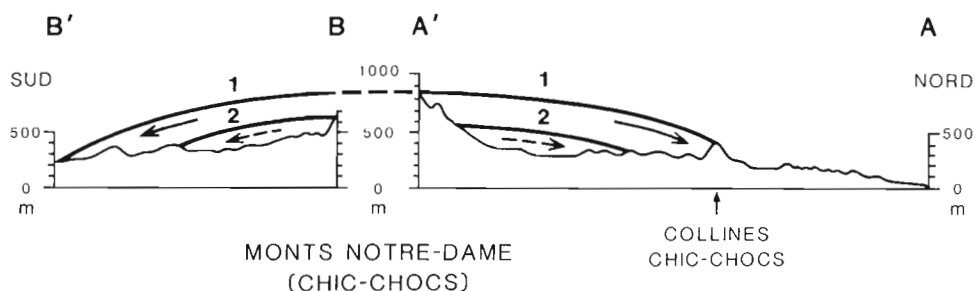


Figure 29. Les calottes ou lobes de glace successifs (1, 2, etc.) lors de la déglaciation, centrés sur les dépressions entre les chaînons de montagnes : voir le modèle en plan à la figure 10. Orientations AA' et BB' reportées sur la figure 2. En 1, les glaciers s'écoulent jusqu'au Saint-Laurent (vers le nord); en 2, les glaciers s'écoulent radialement dans les dépressions, puis deviennent stagnants.

intéressante dans la détermination de transports différents selon les horizons, voire une distinction entre plusieurs faciès de till et les faciès tardifs fluvioglaciaires.

Les reliefs locaux ont largement influencé la déglaciation. Bien qu'ils soient de très faible amplitude, lorsque comparés à leur prolongement vers l'est, ils n'en ont pas moins joué un rôle majeur en favorisant un renversement partiel de l'écoulement glaciaire vers la baie de vêlage qui se propageait vers l'amont de l'estuaire du Saint-Laurent (Chauvin et al., 1985, fig. 11 et 12). Des lignes précoces (?) de partage glaciaire ont été proposées par plusieurs auteurs (fig. 28A, B et C). D'ailleurs, le renversement du sens d'écoulement des glaces semble être un phénomène assez général : Lamarche (1974) l'avait déjà mentionné pour le sud-est du Québec, et Ackerly et Larsen (1987, fig. 5 et 6) ont montré qu'un écoulement glaciaire final vers le sud-ouest s'est produit dans la zone montagneuse centrale du Vermont.

Dans le Bas-Saint-Laurent et la Gaspésie, coupée de sa zone d'approvisionnement majeur (les Laurentides), la masse glaciaire des Appalaches a pu se scinder en petites calottes de quelques dizaines de kilomètres de longueur et de largeur (fig. 28D à K et fig. 29). Celles-ci étaient toutefois assez épaisses pour permettre des écoulements divergents de la glace, certainement complexes (fig. 29), tel que suggéré par la mise en place du matériel fluvioglaciaire; toutefois, la quantité de matériaux transportés par ces écoulements tardifs pourrait n'être que de faible importance (Maurice, 1989), ou n'avoir qu'une signification « locale » (ce bulletin; Maurice, 1989, p. 8). Bien sûr, ces observations ne diminuent en rien leur intérêt, tant sur le plan paléogéographique que pour l'application à la prospection minérale. De plus, la persistance de barrières de glace dans certaines grandes vallées est nécessaire pour expliquer la sédimentation de dépôts rythmiques dans la dépression du synclinal de la Matapédia, par exemple. Il y a toutefois une apparente contradiction entre le nombre réduit de varves reconnues (Desmarais, 1988), ou le retard à l'installation des tourbières dans la région après la déglaciation, et l'invasion marine du secteur côtier. Cette constatation repose le problème de la validité ou de la précision des



Figure 30. Dépôts fluvioglaciaires, entre la rivière Tartigou et Saint-Moïse (fig. 2). Des dépôts remaniés par l'homme, au sommet de la gravière, recouvrent un profil podzolique (1-horizon cendré, à gauche). Plusieurs fentes de gel fossiles ont été observées; elles atteignent 3 m de profondeur (2- à droite de la pelle). GSC 1994-629A.

datations au ^{14}C (voir les datations de Gray (1981) et de Lebus et David (1977) sur le même matériel). Il y a là, sans doute, un sujet de recherche intéressant, à savoir comment évaluer la persistance des glaces résiduelles dans un milieu montagneux, en périphérie d'un inlandsis, lors d'une déglaciation qui a duré à l'échelle continentale environ 10 000 ans, avec au moins une récurrence froide bien identifiée dans l'est du Canada il y a environ 11 500 ans (Stea et Mott, 1989; Foisy et Prichonnet, 1991). Il est intéressant de noter, à ce propos, la présence de nombreuses fentes de gel fossiles dans les dépôts fluvioglaciaires du secteur de Saint-Moïse (fig. 30). En outre, il n'y a pas une grande différence d'âge entre les tourbes qui s'installent sur les anciennes plages au bord de l'estuaire (il y a environ 7 800 ans, à 17 m; UQ 982, tableau 5) et celles qui sont reconnues dans les lacs marneux de la Matapédia (il y a environ 8 400 ans, à 186 m; UQ 980, tableau 5) ou sur la nappe de till (il y a environ 7 150 ans, à 260 m; UQ 1011, tableau 5). Une déglaciation il y a environ 13 500 ans sur la côte du Saint-Laurent a donc permis une première accumulation organique il y a environ 11 000 ou 11 500 ans (Gray, 1981; Lebus et David, 1977) dans les zones accidentées, tandis que les masses glaciaires résiduelles piégées entre les chaînons de montagnes (fig. 29) disparaissaient lentement. On peut présumer d'ailleurs un certain laps de temps entre la première individualisation de la masse glaciaire des Appalaches et les retraits progressifs des glaciers locaux (fig. 28D à K).

De telles masses de glace rendent assez bien compte de la disposition des traînées de dispersion glaciaire (Veillette et Cloutier, 1993), des amas fluvioglaciaires dispersés dans tous les secteurs des Appalaches et des figures de courant prouvant des écoulements centrifuges des eaux de fonte. Les réseaux de vallées ou les vastes dépressions entre les chaînons de montagnes ont canalisé les eaux de fonte et permis la concentration de la plus grande quantité des dépôts fluvioglaciaires (voir, par exemple, Lowell, 1985, fig. 11, et Prichonnet et Desmarais, 1985, fig. 4). Plusieurs masses de glace centrées d'une part sur la dépression du lac Matapédia et sur la vallée de la Matapédia, ou à l'est de celle-ci (pour ce cas, voir la traînée des grès de la Formation de York River; Veillette et Cloutier, 1993), et d'autre part sur les vallées de la Mitis et de la Neigette (fig. 10) expliqueraient pourquoi on observe :

- des queues-de-rat diamétralement opposées dans la région de La Rédemption–Sainte-Jeanne-d'Arc (Prichonnet et Desmarais, 1985);
- un système de stries radiales en périphérie de la dépression du lac Matapédia;
- une construction fluvioglaciaire de type interlobaire au sud-est de La Rédemption;
- une dispersion des débris de la Formation de Val-Brillant à l'ouest, au nord et au nord-est des affleurements connus, dans les matériaux fluvioglaciaires, ou en surface (Lebus et David, 1977, Rappol et Russell, 1989).

La présence du lobe de glace des vallées de la Mitis et de la Neigette est tout à fait en accord avec la traînée de gabbro vers le nord-nord-est reconnue par Rappol et Russell (1989, fig. 4).

Par ailleurs, les comptages pétrographiques et les paléocourants dans les dernières formes de contact glaciaire du secteur Amqui–Sayabec démontrent assez bien, également, le retrait progressif de la masse glaciaire locale en direction du lac Matapédia, donc une certaine extension de celle-ci vers le nord. Et tout semble indiquer qu'un dernier lambeau de glace a obstrué l'exutoire actuel du lac pour favoriser le développement d'un lac de courte durée dans le val de la Matapédia (≥ 400 ans). À la rupture de ce barrage, des moraines graveleuses, contribuant elles aussi à barrer la vallée, ont été détruites, et leur matériaux dispersés pour former une nappe de gravier de faible épaisseur en direction d'Amqui, dans la vallée de la Matapédia.

L'analyse géochimique des tills et diamictons sommitaux semble confirmer trois faits, au moins : (1) la répartition des métaux de base (cuivre, zinc, etc.) reconnus dans les laves et autres faciès de la séquence cambro-ordovicienne montre une distribution décroissante dans le sens de l'écoulement glaciaire principal le plus efficace, soit vers le sud-sud-est; (2) la dispersion vers le nord du nickel et du chrome, sur les pentes des monts Notre-Dame, corrobore la dispersion du matériel fluvioglaciaire en bordure même de l'harzburgite serpentinisée, qui constitue la source commune d'une partie des graviers et de débris plus fins; (3) enfin, on note une augmentation significative de ces mêmes éléments, dans plusieurs échantillons de tills, sur la limite sud du domaine 2 et la bordure du domaine 3, donc au sud-ouest ou au sud-est des sources.

Pour les métaux de base, on doit garder à l'esprit le fait que leur répartition dans le substratum rocheux est mal connue. Une zonéographie telle que celle proposée par Choinière (1982) peut minimiser la valeur de la dispersion par les glaces. Le marquage minéral des tills n'en demeure pas moins d'un grand intérêt pour identifier des sources proximales ou peu éloignées (ici, cuivre et zinc, ou nickel et chrome, à l'ouest du secteur étudié; voir aussi Maurice, 1989) ou même complètement cachées par les dépôts glaciaires (nickel et chrome dans le secteur est de la faille des Chic-Chocs). Les concentrations pour six des métaux analysés sont nettement plus abondantes dans cette région peu accidentée des Appalaches que dans le secteur des hautes terres à l'est (Bédard, 1993). Il est probable que les valeurs reconnues ici sont plus représentatives des teneurs normales d'un till issu d'un substratum rocheux non altéré. Au contraire, dans les hautes terres, la présence d'un épais régolite ancien, sans doute appauvri en métaux, expliquerait la présence d'un till à plus faibles teneurs en métaux, sauf pour le plomb (Bédard, 1993) dont les anomalies sont très élevées dans certaines unités rocheuses.

CONCLUSIONS

Une avancée glaciaire vers le sud-sud-ouest (?) puis le sud-est s'est produite sur l'ensemble de la région, et probablement au-delà de la baie des Chaleurs, à partir de l'Inlandsis laurentidien. On peut penser que cet événement date du Wisconsinien supérieur. Un transport glaciaire net vers le sud est la caractéristique dominante des comptages pétrographiques effectués. Des observations qualitatives

corroborent la distribution des nombreux débris identifiés ($\geq 65\ 000$). La déglaciation est plus précoce dans l'estuaire que sur les chaînons de montagnes : baie de vèlage d'un côté et masses glaciaires résiduelles de l'autre vont commander la distribution des amas fluvioglaciaires par les eaux de fonte.

Dans ces dépôts, en particulier, des débris de roches indicatrices du domaine silurien indiquent une certaine dispersion vers les secteurs nord-ouest et nord-est. Les glaces de la zone montagneuse ont peut-être perduré jusqu'à la limite Pléistocène-Holocène. Pour l'ensemble des Appalaches, plusieurs masses glaciaires ont pu coexister et s'écouler sur leurs périphéries, occasionnant de nombreuses traînées indépendantes d'erratiques (Chauvin, 1984; David et Bédard, 1986; Foisy et Prichonnet, 1991). La caractérisation des débris d'amphibolites confirme un transport vers le sud-sud-est, à partir du Bouclier grenvillien, mais aussi vers les secteurs nord-ouest à nord-est, à partir de lambeaux de roches ultramafiques associés aux failles majeures des Appalaches. Le contenu en métaux des farines glaciaires des tills et diamictons peut permettre de préciser parfois le sens de déplacement des matériaux glaciaires. Des lacs glaciaires, de durée et d'extension limitées, ont occupé certaines dépressions, pendant quelques centaines d'années au moins. De nombreuses fentes de gel sont connues dans la région du Bas-Saint-Laurent (Dionne, comm. pers.) : nous en avons observé plusieurs groupes dans quelques dépôts fluvioglaciaires, aux surfaces aplanies, corroborant l'existence des lacs glaciaires et d'une action littorale dans les secteurs de Saint-Moïse et

d'Amqui. Ce sont là d'autres preuves du maintien d'un climat très froid lors de la déglaciation, et de la lenteur probable de l'afforestation.

REMERCIEMENTS

Cette étude a bénéficié de l'aide financière et du support logistique de la Commission géologique du Canada.

Plusieurs personnes ont contribué à la réalisation de ce travail et nous tenons à les remercier pour leur participation : M. L. Desmarais et M^{me} J. Monfourny ont agi comme assistants de recherche; M. R.A. Daigneault a participé aux comptages pétrographiques; M^{me} M. Laithier a réalisé les figures; M^{mes} M. Brassard, S. Corbeil et M. Ramacieri ont dactylographié patiemment textes et tableaux; MM. J. Bourne et J. Trottier ont bien voulu me faire part de leur expérience en pétrographie pour préciser la nature des roches intrusives ou métamorphiques; M. L. Harnois et M^{me} M. Auclair ont réalisé les analyses par activation neutronique et précisé les descriptions pétrographiques des amphibolites; deux lecteurs, MM. J. Veillette et M. Rappol, m'ont fait des commentaires fort utiles lors des évaluations de ce document. Qu'il me soit permis, enfin, de remercier tout particulièrement M. Luc Desmarais pour sa collaboration au cours de la première phase de cette étude, et M. Jacques Schroeder qui m'a encouragé à lancer ce projet et fait part de ses opinions lors d'une mission sur le terrain.

Tableau 2. Géochimie minérale des sédiments glaciaires.

ÉCHANTILLONS	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Mo ppm	Co ppm	Ni ppm	Cr ppm	Mn ppm	Fe %	U ppm
001 (103B)	47	30	104	2	16	53	52	380	5,0	0,3
002 (109.2)	65	16	116	2	20	77	51	470	4,6	0,7
006 (213)	73	36	110	1	17	72	48	520	4,4	0,5
009 (225.1)	67	20	173	1	15	76	30	480	4,3	0,6
015 (258.1)	54	18	156	2	16	88	52	510	4,8	0,7
022 (289.1)	84	13	100	2	15	69	47	370	4,3	1,1
031 (290.1)	48	18	104	1	20	76	48	640	4,2	0,7
032 (305.bis)	58	22	148	1	22	63	53	980	5,5	0,8
045 (319.1)	60	20	144	<1	18	78	57	870	5,3	1,0
048 (815.4)	42	23	120	2	20	42	36	700	4,6	0,6
85A.1	28	20	130	2	17	59	44	280	3,6	0,7
90	81	25	230	2	16	81	34	620	5,0	1,0
97.1	92	50	170	2	35	68	46	650	5,2	0,6
97.2	88	43	158	2	36	65	47	740	5,2	0,7
97.3	90	44	143	2	23	87	57	960	5,2	1,5
97.4	84	56	150	3	39	41	47	1 200	5,4	1,5
103A	52	25	95	2	11	45	41	510	5,0	1,4
103B (001)	48	33	108	2	17	55	51	380	5,5	0,5
104	55	29	118	2	14	51	64	760	4,4	1,6
104	30	30	128	3	9	31	52	270	8,8	0,3
109.1	66	13	120	1	15	64	49	640	5,1	0,6
109.2 (002)	68	16	120	2	24	76	48	500	4,9	0,5
112	74	64	96	1	12	60	51	325	4,2	1,3
112	60	21	125	2	14	50	43	900	4,0	0,5
113	68	27	94	<1	11	59	47	750	5,5	1,2
115.1	34	20	155	1	8	49	42	820	5,1	1,8
115.2	61	18	132	2	12	51	30	590	3,2	0,3
115.3	62	20	156	1	13	55	31	500	3,4	0,5
116	35	12	97	2	10	45	19	300	2,0	0,5
116.2	36	11	110	2	9	46	20	275	2,1	0,5
117	37	13	108	1	8	39	36	480	4,0	0,8
117.1	32	13	110	2	10	42	29	370	3,2	0,5
117.2	32	13	105	2	10	40	29	350	3,4	0,5
118	42	12	102	1	8	40	48	500	4,5	0,6
119	58	31	112	2	17	61	57	1 200	5,0	1,0
120	56	30	112	2	14	53	56	1 350	5,3	1,3
120.1	28	21	94	1	42	805	1 075	1 250	5,5	0,8
120.2	61	24	148	2	16	69	44	780	4,2	0,8

NOTES : Les coordonnées UTM de ces échantillons sont indiquées au tableau 3 et à l'annexe 1.

Analyses effectuées par la Bondar-Clegg and Company Limited. Fraction utilisée: ≤ 2 microns; masse: 0,5 g.

Absorption atomique (Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cr)
 Limites de détection: Cu, Zn, Co, Ni : 1 ppm
 Pb, Cr : 2 ppm

Fluorométrie (U)
 Limite de détection: 0,1 ppm

Tableau 2. (suite)

ÉCHANTILLONS	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Mo ppm	Co ppm	Ni ppm	Cr ppm	Mn ppm	Fe %	U ppm
120.3	65	22	160	2	19	69	39	900	3,6	0,7
120.4	44	27	129	1	12	38	58	925	7,0	1,2
121	50	16	140	2	13	59	35	640	3,6	0,5
121.1	40	18	110	2	12	57	39	580	3,6	0,7
123	36	16	108	1	10	44	37	710	4,0	1,1
124	49	16	145	1	10	45	22	680	2,9	0,9
206	45	19	103	2	13	66	60	420	4,8	0,8
208	86	30	145	2	17	98	52	800	5,2	1,3
210	53	30	110	2	20	67	43	510	3,6	0,6
213 (006)	72	40	112	2	17	73	47	515	4,4	0,5
214	68	20	120	2	14	72	44	320	4,7	0,5
216	61	34	96	2	15	72	62	830	5,2	2,1
224	96	84	185	2	30	43	48	2 200	6,4	1,5
225.1	66	22	173	2	13	72	26	490	3,6	0,5
225.2	44	20	140	2	12	59	23	460	3,2	0,5
226	92	23	144	2	14	66	48	700	5,1	0,7
226.2	96	23	180	2	16	73	40	1 100	4,4	0,4
229	47	26	113	2	19	78	43	480	4,2	0,7
242.1	48	16	132	1	12	53	42	470	4,0	0,6
242.2	100	58	144	4	23	45	40	1 600	5,4	0,7
248	104	49	163	2	25	67	62	1 200	7,0	1,5
249	66	42	200	3	26	61	47	660	6,2	1,0
250	55	24	140	2	22	55	58	460	7,0	0,5
252	55	17	138	2	15	55	48	750	4,6	0,6
253.1	52	23	146	2	22	46	47	920	5,4	1,0
253.3	52	22	138	2	21	48	42	800	5,0	0,6
256	73	26	165	2	24	77	45	540	4,8	1,0
258.1 (015)	53	18	148	1	14	81	45	460	4,2	0,7
258.2	68	23	144	2	16	98	48	385	5,1	0,4
258.3	93	26	210	2	21	85	46	680	5,8	0,5
261	102	70	153	3	19	59	58	1 250	6,1	2,0
264	68	26	142	2	18	67	44	1 000	5,0	0,5
265A	56	17	136	<1	12	39	40	430	5,1	1,1
265.1	70	22	166	<1	16	70	42	800	5,2	1,0
266	78	31	172	2	13	79	51	890	6,6	1,2
269	102	31	225	3	17	65	42	690	5,6	0,7
271	87	30	180	2	16	67	52	730	6,0	0,7
271.bis	89	30	190	2	17	84	54	850	6,5	1,0
274.1	38	16	82	2	24	66	26	840	2,0	18,0
274.2	46	34	132	3	18	59	53	670	5,1	1,1
277	54	30	120	1	20	116	72	1 000	5,1	1,0
278	31	18	96	2	12	56	54	530	5,6	0,7
279	60	26	160	2	15	73	34	600	5,0	0,4

ÉCHANTILLONS	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Mo ppm	Co ppm	Ni ppm	Cr ppm	Mn ppm	Fe %	U ppm
280.1	70	25	161	2	17	73	40	910	4,8	0,3
280.2	92	22	140	1	16	72	44	880	5,4	0,6
281	77	26	190	2	12	57	42	840	5,0	0,6
282	63	26	190	1	18	70	34	650	4,8	0,6
282.2	57	25	177	1	17	66	32	620	4,5	<0,1
283.2	66	28	162	2	20	115	61	920	5,6	0,3
283.3	76	30	156	2	21	80	43	1 750	5,2	0,4
284	77	20	134	3	19	85	35	1 000	4,3	1,0
285	25	18	118	2	14	113	97	710	4,8	1,5
286	91	52	188	3	15	146	92	550	5,6	1,3
287	64	25	108	2	18	630	220	840	4,8	1,5
288.1	47	16	106	2	18	71	43	1 150	4,0	0,2
288.2	58	16	100	2	21	75	44	540	4,0	0,3
289.1 (022)	81	14	95	1	14	68	44	360	4,2	0,5
289.2	68	14	96	1	24	76	47	600	4,5	0,5
289.3	64	14	94	1	23	77	48	590	4,5	0,3
290.1 (031)	48	18	108	2	20	74	46	620	4,1	0,5
290.2	52	17	107	2	22	91	47	660	4,2	0,6
291A	75	34	112	1	21	73	52	940	5,0	0,6
291B	72	22	100	2	23	70	46	630	4,3	0,5
291.1	60	33	107	2	15	73	44	400	4,5	0,5
291.2	69	27	108	2	16	71	46	490	4,8	0,6
291.3	44	15	96	2	21	67	44	530	4,6	0,7
292.2	33	45	109	2	18	52	52	320	4,3	2,5
292.3	59	36	112	3	22	67	39	420	4,2	0,7
292.4	64	38	120	3	21	69	40	415	4,0	0,6
292.5A	69	50	115	3	19	65	38	420	4,0	0,7
292.5B	58	47	120	3	23	68	41	470	3,9	0,7
292.6	46	26	95	2	20	68	46	490	4,1	0,7
293.3B	44	31	114	2	17	64	45	860	3,7	2,8
293.4	47	30	116	2	16	58	40	460	3,5	1,0
293.5	48	27	132	2	21	68	43	630	3,7	2,0
293.6	38	25	100	1	15	68	50	540	4,7	1,1
293.6B	88	60	130	2	19	61	42	460	3,9	1,5
294.1	40	24	105	1	15	68	52	520	4,9	0,6
294.1B	54	52	117	2	21	59	40	440	3,8	1,5
294.2	38	20	93	3	14	48	28	600	3,0	0,5
294.2B	48	16	115	2	12	68	39	460	4,4	0,5
294.3	52	21	118	3	14	65	39	700	4,2	0,7
295.2	13	20	96	2	11	51	52	160	3,9	1,0
295.3	61	36	136	2	18	75	47	200	4,4	0,7
295.4	40	22	96	2	15	50	33	480	3,3	0,6
295.5	40	17	110	1	12	60	38	500	4,1	0,6

Tableau 2. (suite)

ÉCHANTILLONS	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Mo ppm	Co ppm	Ni ppm	Cr ppm	Mn ppm	Fe %	U ppm
295.5B	62	25	108	2	16	58	32	640	3,4	0,5
296	47	17	123	2	13	62	38	540	4,1	0,7
296B	40	16	108	3	14	57	35	620	3,7	0,7
297.1	37	14	100	2	14	46	31	600	3,3	1,5
297.2	39	21	108	2	12	48	54	480	5,0	1,1
297.3	70	26	210	2	15	77	48	820	6,4	0,6
297.4	67	16	132	2	16	62	34	770	4,2	0,7
298.1	45	16	120	3	13	51	30	680	3,4	1,0
298.2	40	26	108	2	15	58	44	960	4,6	0,7
298.3	40	15	104	3	10	58	40	370	4,4	1,0
302	49	12	88	1	16	63	39	390	4,8	1,1
305 bis (032)	72	25	165	2	15	65	48	800	5,2	0,5
305.1	57	21	144	3	21	61	45	940	5,2	0,7
305.2	60	26	140	2	20	68	44	770	3,6	1,0
306.1	60	26	142	2	21	67	44	750	3,7	0,7
306.2	61	47	140	1	17	65	46	470	4,0	1,3
307.1	36	13	112	3	10	43	22	380	2,2	0,4
307.2	47	15	123	3	13	42	23	500	2,4	0,5
308.1	43	18	130	1	12	51	38	300	3,9	0,3
308.2	40	7	112	2	10	41	27	540	3,0	0,5
309	41	20	117	1	15	63	43	640	4,1	1,5
310.1	44	18	120	2	17	61	41	770	4,1	0,5
310.2	46	18	120	2	19	62	40	920	3,7	0,6
313.1	45	17	128	2	15	61	48	520	4,8	0,3
313.2	65	34	132	2	22	93	50	980	3,6	1,4
314	48	20	108	2	8	37	38	700	3,1	1,1
315.1	78	23	160	<1	19	76	57	1 250	5,2	0,6
315.2	74	25	170	2	23	81	59	1 200	5,6	0,5
316	72	23	138	1	17	63	44	1 380	4,8	0,5
317.1	68	16	165	2	13	51	32	580	4,4	0,5
317.2	63	18	165	2	15	56	32	890	4,3	0,3
318	87	34	195	2	25	87	58	1 400	5,6	0,7
319.1 (045)	60	20	146	1	17	66	54	880	5,0	0,8
319.2	66	30	158	2	21	88	69	1 000	6,2	0,6
320	67	26	162	2	20	76	57	1 200	5,6	0,5
320.1	50	34	116	2	16	60	57	940	4,6	1,0
320.2	54	24	132	2	22	77	50	1 600	5,0	0,5
321	70	26	156	2	20	87	56	960	5,6	0,7
322	60	32	143	2	19	72	58	1 400	4,8	0,7
323	92	30	185	2	22	78	58	1 150	5,2	0,6
324	72	30	152	2	18	64	51	1 450	5,2	0,5
325	54	20	200	2	9	63	31	355	3,8	0,5
509.1	37	18	131	1	16	40	40	860	5,3	1,2

ÉCHANTILLONS	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Mo ppm	Co ppm	Ni ppm	Cr ppm	Mn ppm	Fe %	U ppm
509.2	36	16	128	1	18	40	42	790	5,2	1,5
509.3	42	18	106	3	18	47	50	900	4,8	1,6
509.4	53	44	134	1	13	33	38	660	4,7	1,6
519.1	75	19	131	1	12	31	30	760	5,0	1,6
519.2	65	23	155	2	11	34	39	560	5,0	0,8
527	102	48	260	3	22	59	44	1 350	6,4	2,1
528	55	20	135	3	14	84	46	400	4,7	0,6
528.2	64	26	160	3	17	79	45	485	5,3	0,3
533	140	35	152	4	18	64	40	520	6,0	0,5
536	33	20	116	<1	15	63	44	340	4,3	0,5
538	46	22	128	1	17	68	43	660	5,0	0,5
802	100	49	178	2	21	53	40	1 200	5,5	1,3
810	54	16	163	2	13	49	47	510	5,8	0,7
810.1	54	16	103	1	13	54	55	820	7,0	1,0
810.3	29	20	114	2	7	22	43	220	8,8	0,3
810.3	59	26	163	1	12	62	41	920	4,8	0,9
811	63	41	134	1	17	49	49	1 450	5,6	1,7
811	40	20	116	<1	19	61	44	550	4,5	1,0
815.1	32	17	110	2	17	42	34	870	4,8	0,8
815.2	22	21	104	3	15	38	36	765	4,5	1,1
815.3	23	18	100	1	14	41	39	710	4,7	0,8
815.4 (048)	43	22	130	2	22	45	40	720	5,1	0,5
816	123	77	188	2	28	44	46	2 400	6,7	3,5
816.1	25	28	117	2	21	45	40	1 000	5,3	0,7
816.2	38	27	124	1	21	46	38	850	5,2	0,5
816.3	90	40	210	1	27	61	44	830	5,6	0,5
817	58	18	136	2	11	59	42	400	4,7	0,5
829	80	31	146	1	16	59	42	660	5,8	0,7
837	152	55	235	2	21	45	35	1 400	7,1	0,5
839	58	44	108	2	29	38	36	710	5,2	0,7
875	117	28	170	2	18	57	43	1 030	6,4	0,4
876	54	18	117	2	13	63	41	500	4,3	0,6
1107	75	29	152	1	17	63	43	970	4,9	1,1
1112	67	26	136	2	16	57	46	1 100	4,2	0,3
2526	95	30	200	3	19	79	46	660	5,6	0,8
L1	63	40	120	2	23	49	58	440	4,3	1,6
L3	88	38	180	2	17	55	52	580	5,7	0,8

LÉGENDE DU TABLEAU 3.

1. ABRÉVIATIONS

Ard Ro	:	Ardoise rouge (domaine 1)
VL BR	:	Formation de Val-Brillant (domaine 2)
Typ VL BR	:	Type Val-Brillant
Typ 106 108	:	Il s'agit de grès quartzitiques rencontrés dans le Cambro-Ordovicien, analogues à certains faciès du Val-Brillant (domaine 1); voir la localisation à la figure 11.
Qz ϵ 0+ Cgl	:	Quartzite du Cambro-Ordovicien et conglomérat quartzeux ou polygénique (domaine 1).
Lav	:	Laves
Ser	:	Serpentine. Il s'agit d'une harzburgite serpentinisée antérieurement appelée diorite (Béland, 1960).
P ϵ ind	:	Précambrien indéterminé : gneiss, granite, ou quartzite et anorthosite (rares).
Amp	:	Amphibolite précambrienne ou appalachienne.
Ind	:	Indéterminé
Tot	:	Total

2. REMARQUES

Autres abréviations que celles mentionnées en (1) :

Dia : diamicton; FG : fluvioglacière; Lit. : littoral;
P ϵ : Précambrien; Ti : till; To : tourbe; Sa : sable.

La profondeur d'un échantillon est exprimée par rapport à la surface du sol par le signe moins (-), ou par rapport au roc sous-jacent par le signe plus (+).

L'épaisseur totale du sédiment est donnée entre parenthèses avec le signe plus grand ou égal (\geq), ou environ (\approx).

Des erratiques significatifs non comptabilisés sont indiqués lorsqu'ils ont été observés en surface et dans les coupes. Leur diamètre est exprimé par le symbole Φ ; Φ_M = diamètre maximum.

Tableau 3. Comptages pétrographiques par site.

Site	UTM-E	UTM-N	Fraction (cm)	Bruit de fond	Ard Ro	VL BR	Typ VL BR	Typ 106 108
6	594300	5374500	>25	115				
			10-25	200			2	1
			0,8-5	838		1	4	
8	594430	5370830	>25	211			3	
			10-25	205			3	1
			0,8-5	932			1	
11.1	590300	5272200	5-10	188				7
			0,8-5	728		2	4	4
11.2			0,8-5	912	1	3	1	1
11.3			10-25	200				3
			5-10	194				1
			0,8-5	980	1	1	1	
16	586450	5369950	0,8-5	230		4	2	15
16.1			10-25	196			1	3
			5-10	183			1	12
			0,8-5	1009		21	18	14
16.2			5-10	185				14
17	586400	5368050	>25	47			2	6
			0,8-5	176				
17E			0,8-5	552		1	6	4
17bis			0,8-5	84		1	1	
17.2			0,8-5	474				
27	583270	5371350	10-25	62			2	14
64B	599650	5358580	10-25	170			6	28
			0,8-5	647	3		3	
74	581430	5376380	0,8-5	498	46	2	1	
74A			>25	42	11			10
			10-25	163	17		1	8
78C	592230	5379400	0,8-5	102		2		

Qz €O+ Cgl	Lav	Ser	P€ ind	Amp	Ind	Tot	Remarques
						115	FG : (>6 m);
2						205	7 P€ (Φ = 3-12 cm)
4						847	
2						216	FG : (>7 m); 4 P€ (Φ = 3,2, 17 et 19 cm)
						209	7 ardoises rouges (Φ = 2 à 7 cm)
4						937	
5						200	FG? : Présence de P€ et d'amphibolite
10						748	
26				5	1	950	
5			2			210	
4				1		200	
39				1		1023	
1				1		253	FG : Moraine principale (>25 m)
						200	
3			1			200	
29				1		1092	Quelques galets brisés
4						203	FG : moraine à l'ouest; P€.
68		19	1			143	FG : (≈30 m)
2		23				201	
16		197				776	
5		1				92	
16		54				544	
24						102	FG : (>3,5 m)
23	1?		4			232	FG : (>10 m); VL BR; Amphibolite
10			2	1		666	1 VL BR (Φ = 5 cm)
4						551	FG : (>10 m)
51						114	5 Ser (Φ = 2 à 17 cm)
							5 Amp (Φ = 5 à 13 cm)
19		1				209	1 gneiss (Φ = 15 cm)
						104	Ti : VL BR; ardoise rouge

Tableau 3. (suite)

Site	UTM-E	UTM-N	Fraction (cm)	Bruit de fond	Ard Ro	VL BR	Typ VL BR	Typ 106 108
83	583350	5377730	10-25	65	9		1	11
			0,8-5	477	126	1		
97	584750	5372380	>25	98			3	4
			10-25	183	1		2	4
109.2	588400	5371700	0,8-5	49		1		
115	600800	5368350	>25	60				
			10-25	210			1	1
115.1			0,8-5	130		1?		
115.3			0,8-5	54				
117-a	604700	5368260	>25	215			30	42
			0,8-5	466	5	1	2	1
117-b			10-25	148			3	2
			0,8-5	541	10		1	2
117.1			0,8-5	124				
117.2			0,8-5	137				
119	606900	5359360	0,8-5	56	1			
120	605850	5374500	>25	100			1?	
			10-25	164			3	5
			0,8-5	95		2	4	1
121	606450	5373750	10-25	168			1	8
			0,8-5	771	1		2	
123	585600	5366550	0,8-5	58				
201	580260	5384600	0,8-5	922	64	9		
206	578050	5370150	0,8-5	32				
208	580100	5368120	0,8-5	38				
210	590700	5373500	0,8-5	261		5	6	3
213	590750	5373450	0,8-5	276		10	2	2
214	592580	5371760	0,8-5	286		7	16	6
216	590300	5373780	0,8-5	364	1		9	2

Qz ∈ O+ Cgl	Lav	Ser	Pε ind	Amp	Ind	Tot	Remarques
32						118	FG : (≥4,5 m)
8						612	Quelques galets brisés
17						122	FG : (>5 m)
9		1				200	
9						59	Till : (>4 m); (-0,9 m); Ser
						60	Dia : lâche non stratifié (≈4 m)
1						213	Pε; VL BR; ardoise rouge
						131	Anguleux (-3,0 m)
2						56	Diamicton : (-1,0 m)
33	1		12			333	FG et Ti alternant, aussi diamicton
80						555	Ardoise rouge, Φ _M = 8 cm
5	1		2			161	
24			1			579	
						124	(-2,0 m)
3						140	(-3,0 m)
2						59	Till : (-1,25 m); 1 Pε (bloc)
5						106	Till : (≥5 m); Amp (Φ = 8 cm) et Pε (Φ = 5 à 10 cm)
28						200	
		1		2		105	Altéré; oxydé
23						200	Till : (≥1,8 m); latéralement dépôts littoraux (-1,3 m)
4						778	
		69				127	Dia : ≥1 m (-0,8 m) brisé
34			1		3	1033	FG? : Pε; 106-108; laves
9						41	Diamicton : (-0,5 m)
2						40	Ti : (-0,5 m); ardoise rouge
8				2		285	Till : (-0,9 m)
8				1		228	Till : (-2,0 m)
5			1	1		322	Till : (-0,75 m)
9		1	3			388	Till : (-1,3 m)

Tableau 3. (suite)

Site	UTM-E	UTM-N	Fraction (cm)	Bruit de fond	Ard Ro	VL BR	Typ VL BR	Typ 106 108
225.2	582400	5365920	0,8-5	125				
226	581120	5364400	0,8-5	68	1			
229	590380	5369250	0,8-5	228		3		2
242.1	576650	5381880	0,8-5	4	1			
242.2			0,8-5	22				
244	584340	5381120	0,8-5	157	3			
248	582050	5376900	0,8-5	65	10		1	
249	580120	5375350	0,8-5	130	1		1	
252	570720	5371500	10-25	127			4	
			0,8-5	392	5			
253	566330	5375100	0,8-5	179	5			2
253b			0,8-5	183	6		3	
253.1			0,8-5	60	2			
253.2			0,8-5	164	4			1
253.3			0,8-5	79	3			
254	568820	5375050	10-25	67	2			2
256	571650	5376000	0,8-5	337	8			2
257	572870	5375650	0,8-5	230	4			1
258	573600	5375200	0,8-5	263	13		4	1
258.1			0,8-5	55	8			
258.2			0,8-5	61	1			1
258.3			0,8-5	41	1			
259	579530	5378660	10-25	112	38			8
			0,8-5	454	87	1	3	
261	570800	5379250	0,8-5	142	2			
264	561720	5374120	0,8-5	94		1	1	6
265A	561800	5374050	0,8-5	70				
265.1			0,8-5	80				
269	573080	5375150	0,8-5	56	1			1

Qz €O+ Cgl	Lav	Ser	P€ ind	Amp	Ind	Tot	Remarques
						125	Ti : (-2,0 m); galets brisés
						69	To : (≈0,6 m); Ti (≥1,4 m)
8		7				249	Till : (-1,5 m)
						5	Diamicton : (-1,0 m)
1						23	Diamicton : (-0,5 m)
						160	Dia : (-0,9 m); altéré; ard.
1						77	Diamicton : (-1,0 m)
						132	Ti : (-0,8 m); 1 €O (Φ >5 cm)
27			2			160	Till : (≥15 m)
3		1	2			403	(-2,0 m)
7			1			194	Till : (+3,5 m)
32			3			227	(+6,0 m)
3			1			66	
17			2			188	
12						94	
27	1		1		5	105	Till : (≥5 m) (-3 m)
12		3				362	Till : (≥6 m) (-3,0 m)
20						255	Till
16		1	1			299	Till : (+1,50 m) sur roc
2						65	(-0,5 m)
5						68	(-2,0 m)
4						46	(-3,5 m)
47						205	FG : (≥15 m); 1 amphibolite (Φ = 1,7 cm); 4 laves (Φ = 3 à 8 cm),
17		3		1		566	1 P€
2						146	Till : (≈1,0 m)
						102	Till : altération; oxydation
15			1			86	Till
1						81	Altération; ardoise verte
4						62	Diamicton : (≥1,5 m) (-1,0 m)

Tableau 3. (suite)

Site	UTM-E	UTM-N	Fraction (cm)	Bruit de fond	Ard Ro	VL BR	Typ VL BR	Typ 106 108
271	572540	5374420	0,8-5	151	2			
274.1	570400	5386050	0,8-5	45				
274.2			0,8-5	48	1			1
277	581650	5365000	0,8-5	35				
278	582100	5365500	0,8-5	13				
279	582500	5366230	0,8-5	105				
280.2	583130	5365800	0,8-5	115				
281	583550	5365450	0,8-5	111				
282	583080	5364200	0,8-5	82				
283.2	583350	5365650	0,8-5	44				
283.3			0,8-5	73				
284	583300	5366450	0,8-5	99	4			
285	584250	5367550	0,8-5	47				
286	584950	5368300	0,8-5	73				
287	585650	5369000	0,8-5	104				
288.1	587000	5370400	0,8-5	61				1
288.2			0,8-5	32			1	1
289.1	587750	5371150	0,8-5	16				
289.2			0,8-5	25	1			
289.3			0,8-5	50				
290.1	589150	5372650	0,8-5	18				
290.2			0,8-5	35	1			
291A	590800	5373400	0,8-5	101			3	1
291B			0,8-5	76			1	
291.1			0,8-5	45				
291.2			0,8-5	60			1	
291.3			0,8-5	40				

Qz €O+ Cgl	Lav	Ser	P€ ind	Amp	Ind	Tot	Remarques
10						163	Dia : (-0,75 m); oxydation
1						46	Diamicton : (-0,95 m); sous de l'argile
5						55	Till : sur roc; ($\geq 1,25$ m)
						35	Till : sur roc (-0,75 m)
						13	Till : sur roc (-0,65 m)
						105	Till : 1 €O ($\Phi > 5$ cm)
						115	Till : (-1,3 m); oxydation
2						113	Dia : (-0,95 m), sur roc
						82	Dia : ($\approx 1,3$ m), (-1,25 m)
2						46	To : ($\approx 0,8$ m); Ti : (-0,9 m)
2						75	Till : ($\geq 1,7$ m), (-1,6 m)
						103	Till : (-1,0 m)
						47	Till : (-0,5 m); très altéré
						73	Till : (-1,0 m); galets anguleux
6		18				128	Till : (-0,9 m)
3				1		66	To : ($\approx 0,5$ m); Ti : (-0,65 m)
						34	Till : ($\geq 1,7$ m) (-1,5 m)
			1			17	Till : (-0,5 m)
						26	(-1,0 m)
1						51	(-1,5 m)
3						21	Till : (-0,9 m)
2						38	(-1,8 m)
3				1	1	110	Till
7						84	Till
						45	(-1,0 m)
						61	(-2,0 m)
						40	Till : (-3,0 m); galets anguleux

Tableau 3. (suite)

Site	UTM-E	UTM-N	Fraction (cm)	Bruit de fond	Ard Ro	VL BR	Typ VL BR	Typ 106 108
292.2	594420	5377720	0,8-5	16				
292.3			0,8-5	21	2			
292.4			0,8-5	50			1	
292.5A			0,8-5	36				
292.5B			0,8-5	31	1	1		
292.6			0,8-5	5		39		
293.5	593500	5377900	0,8-5	65				
293.6			0,8-5	45			1	1
294.1			0,8-5	32			1	2
294.2	597700	5378100	0,8-5	85	1	4	4	
294.3			0,8-5	87			1	2
295.5	599420	5378230	0,8-5	4				
297.1	602330	5375100	0,8-5	60				4
297.2			0,8-5	53				1?
297.3			0,8-5	59		3	1	
297.4			0,8-5	38			1	
298.1	604350	5373900	0,8-5	85				
298.2			0,8-5	19				
299.2	606200	5376900	0,8-5	103		2	3	
299.3			0,8-5	87				
302	607430	5369000	0,8-5	80			1	
305bis	563450	5378000	0,8-5	58	2			
305.1			0,8-5	76				
305.2			0,8-5	66				
306.1	563750	5377600	0,8-5	191		1	2	1
306.2			0,8-5	208				
307.1	605120	5368860	0,8-5	60	1			
307.2			0,8-5	103				

Qz €O+ Cgl	Lav	Ser	P€ ind	Amp	Ind	Tot	Remarques
						16	Ti : (-1,0 m); To : (≈0,4 m)
1						24	(-1,5 m)
						51	(-2,0 m)
1						37	Till : (-2,5 m)
						33	(-2,5 m)
						44	(-2,9 m); substratum?
1						66	Till : (-1,75 m); tourbe; marne; silt
						47	Till : (-2,4 m) (≥2,75 m)
3						38	Altération
4						98	Till : (-1,3 m); oxydé
						90	Till : >2,5 m (-2,1 m); oxydé
						4	Till : (-2,5 m); tourbe : (≈0,9 m); sable
						64	Till : (-0,75 m); très altéré
1						55	(-1,50 m)
5						68	(-2,2 m)
4						43	(-3,2 m)
						85	Till : (-0,7 m); VL BR
1						20	Till : (-1,4 m); roc à 1,5 m
7						115	Till : (-2,5 m)
4						91	(-1,2 m)
						81	Till : (-1,0 m)
2			1			63	Till : (-2,75 m); bloc P€
5			1			82	Till
1						67	
						195	
						208	
						61	Till : (≥2,5 m)
3						106	

Tableau 3. (suite)

Site	UTM-E	UTM-N	Fraction (cm)	Bruit de fond	Ard Ro	VL BR	Typ VL BR	Typ 106 108
308.1	605700	5367100	0,8-5	40				
308.2			0,8-5	22				
			0,4-0,9	46	1			
309	606490	5367960	0,8-5	130				
310.1	605960	5367400	0,8-5	42				
310.2			0,8-5	56		1		
313.1	606720	5365000	0,8-5	44				
313.2			0,8-5	56			1	
314	605290	5364380	0,8-5	108				
315.1	604600	5363300	0,8-5	92			1	
316	602500	5361240	0,8-5	140				
317.1	602220	5360180	0,8-5	43				
317.2			0,8-5	74			1	
318	603450	5357750	0,8-5	72	1			
319.1	605280	5363300	0,8-5	46		1		
319.2			0,8-5	95			1	
320.1	606700	5363480	0,8-5	65				
320.2			0,8-5	66		1	1	1
321	608220	5364500	0,8-5	77				
322	609340	5361900	0,8-5	68			1	
323	608050	5358550	0,8-5	129		2	1	
324	606460	5360400	0,8-5	106				
325	599940	5369800	0,8-5	98				
501	564800	5376000	5-15	134	7	1		
501B			0,8-5	169	3		1	
502	564600	5377380	10-25	154	4			6
			0,8-5	520	25			1
504	565000	5379650	>25	90			4	22
			10-25	134	4			10

Qz ϵ O+ Cgl	Lav	Ser	P ϵ ind	Amp	Ind	Tot	Remarques
2						42	Till
						22	
			1			48	
						130	Ti : (-1,8 m); 1 ϵ O ($\Phi \geq 5$ cm)
						42	Till
1						58	
2						46	Till : (-1,7 m)
6						63	(-2,7 m)
1						109	Diamicton : (-1,1 m)
1						94	Till : (-1,4 m)
1						141	FG : (-1,8 m); altération
1						44	Till : (-1,2 m); 1 ard verte
						75	(-2,3 m)
						73	Till : (-1,7 m)
1						48	Till : (-1,1 m)
						96	(-2,1 m)
						65	Till : (-1,0 m); altération
						69	(-1,7 m)
1			1			79	Dia : (-1,0 m); altération
						69	Dia : (-1,0 m); altération
3						135	Till : (-1,9 m); oxydation
1						107	Diamicton : (-1,5 m)
						98	Diamicton : ($\geq 2,5$ m)
			1			142	FG : (≈ 12 m)
38	3		1			215	
34			2			200	FG : (≈ 17 m)
34						580	
66			5		1	188	FG : Indéterminé = lave ?
46			4			198	

Tableau 3. (suite)

Site	UTM-E	UTM-N	Fraction (cm)	Bruit de fond	Ard Ro	VL BR	Typ VL BR	Typ 106 108
505	565750	5384780	10-25	47				10
508	584700	5391270	10-25	136	6			3
			0,8-5	781	50	5	3	
509	571100	5376200	10-25	94				
			5-10	117	3			4
509.2			0,8-5	32	3			
509.3			0,8-5	76	4			
519	580550	5387350	0,8-5	665	58			
524	565320	5374840	0,8-5	660	4		4	3
			0,8-5	49				
524bis			>25	72				10
			10-25	232	8		1?	12
525.3	566240	5375050	0,8-5	1232	19		1	3
525.4			0,8-5	148				3
527	571600	5376000	0,8-5	206		1		
528	573230	5375520	0,8-5	112				
528.2			0,8-5	58	1			
535B	599400	5379890	10-25	167			2	21
600.1	564900	5385900	5-10	32				
			0,8-5	308	4			
600.2			2-5	300	4		1	
600.3			>25	87				2
801bis	584820	5378580	0,8-5	552	109	3	1	3
802	585400	5379670	10-25	110	20			8
			5-10	37	11			
			0,8-5	856	37	2	1	3
815	585400	5399900	5-25	51	3			1
			0,8-5	192	13			
815.2			0,2-0,8	1008	116		2?	

Qz ∈ O+ Cgl	Lav	Ser	P_ε ind	Amp	Ind	Tot	Remarques
41	1		8			107	Littoral : (>8 m); graviers
58	1					204	FG : remanié; P _ε (Φ _M = 10 cm); peu de blocs
20						859	
43	1		3			141	Till : Typ VL BR
27						151	
3			1			39	Base de la coupe; fabrique
3						83	Sommet de la coupe; fabrique
5			1			729	Till : remanié?
37			4			712	FG : (>10 m)
6						55	
55			1			138	
40			2			295	
21					4	1280	
16						167	Till : (-4 m); ardoise verte
9						216	Till : (>6 m) (-1 m)
1						113	Till
						59	
5						195	Till : bruit de fond friable
6						38	Till : glacio-aquatique
20			4		1	337	
4		1	5			315	Till : de fond lavé
42	3		26			160	Littoral : glacial dominant
8			1			677	FG : (>4 m)
18						156	FG : (>4 m); oxydation; 4 amphibolites (Φ _M = 18 cm); 1 anorthosite
6						54	
>10						909	
39						94	Till : (-7 m); Φ _M ≈ 27 cm
60						265	
			8		119	1253	

Tableau 3. (suite)

Site	UTM-E	UTM-N	Fraction (cm)	Bruit de fond	Ard Ro	VL BR	Typ VL BR	Typ 106 108
815.X			0,8-5	194	11			
816.1	588200	5386800	0,8-5	79	1		1	
816.2			0,9-5	49	3	1		
816.3			0,8-5	51	1	2	1	
817	585250	5395850	0,8-5	41				
819.2	591840	5382000	0,8-5	58	1	1		
829	598200	5385100	0,8-5	61		1	2	1
831	607370	5392000	0,8-5	619	21	4	3	5
833	607600	5389500	>25	90	1		9	5
			10-25	80	4		4	1
			5-10	170	25		1	4
837	587850	5387750	0,8-5	109		1	1	1
875	586500	5383500	10-25	167	3			6
			0,8-5	160	7	1	1	
876	589420	5384700	0,8-5	37		2		1
900	602750	5393350	5-10	119	10			9
			0,8-5	559	23	3	1	
903	607180	5391850	0,8-5	726	77		2	
905	609130	5399430	0,8-5	547	29	20	1	5
906	607700	5406680	0,8-5	581	9	21	5	1
910	598070	5384450	10-25	165			4	16
			0,8-5	594		20	12	9
911	600670	5385580	10-25	190	2		1?	35
911.1bis			0,8-5	652	7	14	8	16
916	564800	5381900	10-25	128	3			16
917	584200	5396550	0,8-5	663	12	5	6	1
919	579000	5387400	0,8-5	866	65	1		1

Qz ϵ O+ Cgl	Lav	Ser	P ϵ ind	Amp	Ind	Tot	Remarques
37			9			251	Littoral
3						84	Till : (-0,7 m)
1						54	(-1,2 m)
1						56	(-1,8 m)
2						43	Till : 1 ϵ O; (Φ = 5 cm)
2						62	Till : (\geq 1,8 m) (-0,85 m)
						65	Diamicton : (\geq 0,4 m)
23						675	FG : Épandage
61	3					169	FG : (\geq 10 m); 4 P ϵ (Φ = 3 et >10 cm)
11	2					102	Indéterminé : 1 quartz
12	3				2	217	
						112	Till : (-1,4 m)
21			3			200	Till : (\geq 2 m); Oxydation
2					1	172	(-1,5 m)
						40	Till : (-1,0 m)
12	4					154	FG ?; P ϵ non contrôlé
22						608	
4	1	1?			2	813	FG : (\geq 3 m)
27		1	1			631	FG : (\geq 15 m)
32			6			655	FG : (\geq 12 m)
17				1	1	204	FG ?; Amp n \geq 30 (Φ = 9 à 33 cm) gneiss; ardoise rouge (Φ_M = 25 cm)
24						659	
60	9				3	300	Till et diamicton (\approx 2 m)
30	1		1			729	P ϵ (Φ = 2,5 cm)
52			1			200	FG : (\approx 12 m); blocs VL BR; P ϵ
47			44			778	Dépôts littoraux
32						965	FG ? (\geq 2,5 m)

Tableau 3. (suite)

Site	UTM-E	UTM-N	Fraction (cm)	Bruit de fond	Ard Ro	VL BR	Typ VL BR	Typ 106 108
921	609650	5375800	10-25	157				16
			5-15	191			1	18
921A			0,8-5	127		3	4	1
921B			0,8-5	296		8	4	3
923	605270	5369050	0,8-5	182	1	1	3	
923.1			10-25	178				8
			0,8-5	190	6			1
923.2			10-25	65			1	15
924	609600	5365850	0,8-5	636	2	3	6	1
924			0,8-5	592	1	22	10	12
			10-25	164	1	22	10	17
925	606600	5350750	>25	68			3	5
			10-25	155			2	21
926	605980	5352200	10-25	144				11
			0,8-5	516	9	1	4	1
929	580300	5377670	0,8-5	578	203	2		4
930	579350	5374950	0,8-5	118	11			3
932	575500	5374420	0,8-5	38				1
933			0,8-5	708	9	7	13	3
934			0,8-5	766	56	1	2	2
935	603800	5399600	10-25	115	15			15
			0,8-5	583	53		1	
936.2	609750	5375350	0,8-5	272		1		
937.1	609100	5374150	0,8-5	364		1	3	
938	608560	5374120	0,8-5	420		4	2	3
939	607700	5374350	>25	115			6	13
			0,8-5	417		2	1	4
940	607150	5374200	0,8-5	121				
942	606550	5374250	0,8-5	104		26	5	7

Qz εO+ Cgl	Lav	Ser	Pε ind	Amp	Ind	Tot	Remarques
17						190	Till ou diamicton : (≥ 10 m) 3 Amp (Φ = 3 et 8 cm) 2 laves (Φ = 8 et 15 cm)
7					217		
5				3		143	
18						329	
12			5			204	Till : (≥ 5 m)
13			1			200	1 ardoise verte du εO
11						208	
15	1		3			100	
39			3			690	FG : conglomérat polygénique
61			3			701	FG : (≥ 12 m)
18			1			200	
24						100	
20			2			200	
39	2		4			200	FG : Amp (Φ = 10 à 25 cm)
20			1	1		553	FG
11						798	
3						135	Till
5						44	Ti : (≥ 1,5 m); oxydé sur 1 m
53						792	FG ? ou terrasse fluviale
43						870	FG : (≈ 8 m)
59						204	FG
16						653	Diamicton : (≈ 0,8 m)
2						275	
2						370	Till : (≈ 0,5 m)
12				1	1	444	Till : (≈ 1,3 m)
3						137	FG : (≈ 4 m); 2Pε (Φ = 5 et 15 cm) Bloc VL BR anguleux (Φ > 0,5 m)
4						428	Till : (-0,5 m)
4						125	
12						154	Till : (-1,9 m); oxydation

Tableau 3. (suite)

Site	UTM-E	UTM-N	Fraction (cm)	Bruit de fond	Ard Ro	VL BR	Typ VL BR	Typ 106 108
943.1	606110	5374570	0,8-5	229		3	7	2
943.2			0,8-5	336		8	6	2
944	611880	5375500	0,8-5	104			121	
945.1	611980	5374100	0,8-5	335		1	3	3
945.2			0,8-5	246		1	1	1
946	615350	5367750	0,8-5	519		1	3	
947	614550	5372450	0,8-5	537		3		
948	591270	5382420	0,8-5	102	4	1	2	1
949	590500	5383200	0,8-5	77			1	4
950	589900	5383950	0,8-5	131		5	1	
951	585700	5381400	0,8-5	126	5	1		1
952	585970	5377920	0,8-5	121			1	
953	588350	5378650	0,8-5	98	6			1
954	589900	5378850	0,8-5	94	1			
1107	606920	5355840	0,8-5	101		1	1	
1110	607090	5349200	10-25	181			5	10
			5-10	180	1		1	5
			0,8-5	306	2	3	3	
1112	608390	5353650	10-25	169				9
			0,8-5	133	1		1	1
(Fab.)			0,5-5	136	1			1
1500	582450	5398200	0,8-5	329	10			2
			10-25	92				
1501	582600	5398100	10-25	98				

Qz εO+ Cgl	Lav	Ser	Pε ind	Amp	Ind	Tot	Remarques
2						243	Till : (-1,75 m); 3Pε (Φ <0,8 cm)
10						362	(-1,5 m)
						225	Till ? (≥5 m) (-2,5 m)
12						354	Till : (-3,75 m); εO; quartz; type 106-108 (Φ = 8 à 18 cm)
8						257	Till : (-1,75 m)
8					1	532	FG : (≈15 m)
2			1			543	FG : (-1,5 à -3 m); 1 lave
7						117	Till : (≥1,75 m) (-1,5 m)
12						94	Till : (-1,15 m)
4						141	Till : (≥1,6 m) (-1,25 m)
4						137	Till : (-1,20 m); Amp; Pε
1						123	Till : (-0,55 m)
5						110	Till : (>2,0 m); Amp; Pε
						95	Till : (-1,2 m); Amp; 106-108
1						104	Till : (-0,4 m)
12			1			209	Diamicton : 1 anorthosite (Φ = 33 cm) 1 Amp (Φ = 5 cm)
9		1	1	2		200	
9			2		1	326	Indéterminé = métamorphique
22						200	Till : (-1,8 m); Pε
1			1			138	(-2,0 m)
1			1			140	(-2,0 m); fabrique
21			24			386	Lit : (+2 m) du niveau marin
			8			100	Lit : (surface)
			12			110	Terrasse littorale : (+10 m)

RÉFÉRENCES

- Ackerly, S.C. and Larsen, F.D.**
1987: Southwest-trending striations in the Green Mountains, Central Vermont; in *Guidebook for Field Trips in Vermont, Volume 2*, (ed.) D.S. Westerman; New England Intercollegiate Geological Conference, Montpelier, Vermont, p. 370-382.
- Alcock, F.J.**
1944: Further information on glaciation in Gaspé; Royal Society of Canada Transactions, ser. 3, v. 38, sec. IV, p. 15-21.
- Aubert de la Rüe, E.**
1941: Région du lac Matapédia. Partie des comtés de Matane, Matapédia, Rimouski; ministère des Mines du Québec, Rapport géologique n° 9, 47 p., 1 carte.
- Bédard, P.**
1993: Postglacial and pre-last-glacial weathering of till on the high plateaus of central Gaspésie, Québec, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, p. 1853-1860.
- Béland, J.**
1960: Rapport préliminaire sur la région de Rimouski, Matapédia, Bonaventure et Matane; ministère des Mines du Québec, Rapport préliminaire 430, carte n° 1342, 20 p.
- Bernier, M.A. and Webber, G.R.**
1989: Mineralogical and geochemical analysis of shallow overburden as an aid to gold exploration in southwestern Gaspésie, Québec, Canada; Journal of Geochemical Exploration, v. 34, p. 115-145.
- Bostock, H.S.**
1972: Subdivisions physiographiques du Canada; dans *Géologie et ressources minérales du Canada*, (réd.) R.J.W. Douglas et L.P. Tremblay; Commission géologique du Canada, Série de la géologie économique n° 1, p. 12-35.
- Chalmers, R.**
1906: Surface geology of eastern Quebec; Geological Survey of Canada, Annual Report (1904), pt. A, p. 250A-263A.
- Charbonneau, R. and David, P.P.**
1993: Glacial dispersal of rock debris in central Gaspésie, Québec, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, p. 1697-1707.
- Chauvin, L.**
1984: Géologie du Quaternaire et dispersion glaciaire en Gaspésie, Région de Mont-Louis-Rivière Madeleine; ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Étude 83-19, 60 p.
- Chauvin, L., Martineau, G., and Lasalle, P.**
1985: Deglaciation of the lower St-Lawrence Region, Québec; Geological Society of America, Special Paper 197, p. 111-123.
- Choinière, J.**
1982: Trace element geochemistry in stream sediments in relation to the bedrock geology in the Gaspé area, Québec; in *Prospecting in Areas of Glaciated Terrain*, (ed.) P.H. Davenport; Proceedings, The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, p. 105-131.
- Cloutier, M. et Corbeil, P.**
1986: Géologie du Quaternaire de la région du mont Alexandre, Gaspésie, Québec; dans *Recherches en cours, Partie B*; Commission géologique du Canada, Étude 86-1B, p. 869-873.
- Coleman, A.P.**
1925: Physiographie et géologie glaciaire de la Péninsule de Gaspé, Québec; Geological Survey of Canada, Museum Bulletin no. 34, ser. no. 41, 54 p.
- David, P.D. and Bédard, P.**
1986: Stratigraphy of the McGerrigle Mountains granite trains of Gaspésie; in *Current Research, Part B*; Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 319-328.
- David, P.P. and Lebus, J.**
1985: Glacial maximum and deglaciation of Western Gaspé, Québec, Canada; Geological Society of America, Special Paper 197, p. 85-109.
- Desmarais, L.**
1988: Géologie et géomorphologie quaternaire : Secteur du lac Matapédia et de la rivière Mitis (Québec); Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 140 p.
- Dionne, J.C.**
1971: Nature lithologique des galets des formations meubles quaternaires de la région de Rivière-du-Loup-Trois-Pistoles, Québec; Revue géographique de Montréal, vol. 25, p. 129-142.
1977: La mer de Goldwait au Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. XXXI, nos 1-2, p. 61-80.
- Flint, R.F., Demorest, M., and Washburn, A.L.**
1942: Glaciation of Shickshock Mountains, Gaspe Peninsula; Bulletin of the Geological Society of America, v. 53, p. 1211-1230.
- Foisy, M. and Prichonnet, G.**
1991: A reconstruction of glacial events in southeastern New Brunswick; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28, no. 10, p. 1594-1612.
- Franconi, A., Laurin, A.F. et Sharma, K.N.M.**
1975: Région des rivières Betsiamites (Betsimis) et Moisie, (Grenville 1968-1969); ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, RG-162, 149 p.
- Genes, A., Newman, N., William, A., and Brewer, T.B.**
1981: Late Wisconsinan glaciation models of northern Maine and adjacent Canada; Quaternary Research, v. 16, no. 1, p. 48-65.
- Gray, J.T., ed.**
1981: Weathering zones and the problem of glacial limits; Field guide for CANQUA and AQQUA excursion and conference in Gaspésie, Québec, 166 p.
- Halter, E.F.**
1986: Glacial dispersal from the Priestly Lake and Debouille plutons, northern Maine; in *Contributions to the Quaternary geology of northern Maine and adjacent Canada*; Maine Geological Survey, Bulletin 37, p. 41-51.
- Lamarche, R.Y.**
1974: Southeastward, northward, and westward ice movements in the Asbestos area of southern Québec; Geological Society of America, Bulletin, v. 85, p. 465-470.
- Lebus, J.**
1973: Géologie du Quaternaire de la région de Matane-Amqui, Comté de Matane et Matapédia, Québec; ministère des Richesses naturelles du Québec, DP-21, 18 p.
- Lebus, J. et David, P.P.**
1972: Région de Courcellette-Tourelle, comtés de Gaspé-Nord et de Matane (géologie du Quaternaire); ministère des Richesses naturelles du Québec, Direction générale des mines, Dossier public GM-27623 (DP-63), 25 p., 3 cartes à l'échelle de 1/10 000.
1977: La stratigraphie et les évènements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. XXXI, nos 3-4, p. 275-296.
- Levinson, A.A.**
1980: Introduction to exploration geochemistry; Applied Publishing Limited, Wilmette, U.S.A., 924 p.
- Liard, P.**
1972: Géologie de la région de Mont-Joli-Matane. Comtés de Matane, Matapédia et Rimouski; ministère des Richesses naturelles du Québec, Direction générale des mines, D.P. 202, 7 p.
- Locat, J.**
1977: L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables-Trois-Pistoles; Géographie physique et Quaternaire, vol. XXXI, nos 3-4, p. 297-306.
1978: Le Quaternaire de la région de Baie-des-Sables-Trois-Pistoles; ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-605, 64 p.
- Lowell, T.V.**
1985: Late Wisconsinan ice-flow reversal and deglaciation, northwestern Maine; Geological Society of America, Special Paper 197, p. 71-83.
- Lowell, T.V., Becker, D.A., and Calkin, P.E.**
1986: Quaternary stratigraphy in northwestern Maine: A progress report; Géographie physique et Quaternaire, vol. XL, n° 1, p. 71-84.
- Lowell, T.V. and Kite, J.S.**
1986: Deglaciation of northwestern Maine; in *Contributions to the Quaternary geology of northern Maine and adjacent Canada*; Maine Geological Survey, Bulletin 37, p. 75-85.
- Mangerud, J. and Gulliksen, S.**
1975: Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada; Quaternary Research, v. 5, p. 263-273.
- Martineau, G.**
1979: Géologie des dépôts meubles de la région du lac Témiscouata; ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-618, 18 p.
1980: Dépôts meubles de la région de Rimouski-Trois-Pistoles; ministère de l'Énergie et des Ressources, Direction générale de la recherche géologique et minérale, Rapport préliminaire, DPV-717, 10 p.

Maurice, Y.T.

1989: Résultats et interprétation d'un levé géochimique des minéraux lourds, région du Bas-Saint-Laurent, Québec; Commission géologique du Canada, Dossier public 2036, 11 p. appendices A-G, 13 cartes.

McGerrigle, H.W.

1952: Pleistocene glaciation of Gaspé Peninsula; Royal Society of Canada, Transactions, v. 46, ser. III, sec. IV, p. 37-51.

Newman, W.A., Genes, A.N., and Brewer, T.

1985: Pleistocene geology of northeastern Maine; Geological Society of America, Special Paper 197, p. 59-70.

Poole, W.H. and Rodgers, J.

1972: Appalachian geotectonic elements of the Atlantic Provinces and southern Quebec; Field Excursion Guidebook A63-C63, (ed.) D.J. Glass, 24th International Geological Congress, 200 p.

Prichonnet, G. et Desmarais, L.

1985: Remarques sur les mouvements et la dispersion glaciaire du Wisconsinien en Gaspésie (Québec); dans Recherches en cours, Partie B; Commission géologique du Canada, Étude 85-1B, p. 531-540.

Prichonnet, G., Doiron, A. et Cloutier, M.

1982: Le mode de retrait glaciaire tardiwisconsinien de la bordure appalachienne, au sud du Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. XXXVI, n°s 1-2, p. 125-137.

Rappol, M.

1993: Ice flow and glacial transport in Lower St. Lawrence, Québec; Geological Survey of Canada, Paper 90-19, 28 p.

Rappol, M. and Russell, H.

1989: Glacial dispersal of Precambrian Shield and local Appalachian rocks in the lower St. Lawrence region in western Gaspésie, Québec, and in adjacent New Brunswick; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 89-1B, p. 127-136.

Richard, P.

1978: Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation au mont Shefford, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. XXXII, n° 1, p. 81-93.

Stea, R.R. and Mott, R.J.

1989: Deglaciation environments and evidence for glaciers of Younger Dryas age in Nova Scotia, Canada; BOREAS, v. 18, p. 169-187.

Thomas, R.H.

1977: Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence Valley system; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, n°s 3-4, p. 347-356.

Veillette, J.J. et Cloutier, M.

1993: Géologie des formations de surface, Gaspésie, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1804A à l'échelle de 1/250 000.

Weertman, J.

1961: Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets; Journal of Glaciology, v. 3, p. 965-978.

ANNEXE

Sites dont les coordonnées UTM n'apparaissent pas sur les tableaux 1, 3 et 4.

SITE	COORDONNÉES UTM	
103	586400 E	5377500 N
113	592250 E	5372000 N
116	605900 E	5370000 N
118	605250 E	5369950 N
124	584650 E	5365400 N
296	603100 E	5376450 N
936	609750 E	5375350 N
810	586500 E	5390200 N
811	586550 E	5394600 N
839	586300 E	5393550 N
L1	565450 E	5385150 N
L3	565800 E	5384750 N

