

**Marques d'icebergs reliques dans la région de Montréal,  
Québec**  
**Relict Iceberg Marks near Montréal, Québec**  
**Marken von Eisbergrelikten in der Gegend von Montréal  
(Québec)**

Marc Delage and Pierre Gangloff

Volume 47, Number 1, 1993

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/032931ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/032931ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Delage, M. & Gangloff, P. (1993). Marques d'icebergs reliques dans la région de Montréal, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 47(1), 69–80.  
<https://doi.org/10.7202/032931ar>

Article abstract

About 60 km southwest of Montréal long narrow scours, from a few hundred metres to more than a kilometre long, most of them perfectly straight, are the result of drifting icebergs scouring the Champlain Sea bottom. The scours are roughly parallel to the St. Lawrence Valley. Icebergs could have originated from the northeast, that is north of Trois-Rivières, where the glacier was still calving in the Champlain Sea by 10,500 BP. If such was the case, the scours may have been made by icebergs driven by the same southwestward catabatic winds responsible for the formation of the relict dunes that occur in the central St. Lawrence Lowland. In two cases however, the morphology of the scours suggests that the winds were northeasterly, as the present active dominant wind system. Associated to the scours are closed depressions that resemble iceberg gravity craters. Only the smaller ones seem to have been formed by icebergs. The larger depressions found in swarms rather look like relict cryogenic mineral mounds. For the first time iceberg scours are described in the area formerly covered by the Champlain Sea.

# MARQUES D'ICEBERGS RELIQUES DANS LA RÉGION DE MONTRÉAL, QUÉBEC

Marc DELAGE et Pierre GANGLOFF, Département de géographie, Université de Montréal, C.P. 6128, succursale «A» Montréal, Québec H3C 3J7.

**RÉSUMÉ** À une soixantaine de kilomètres au sud-ouest de Montréal (Québec), d'étroites rainures, pour la plupart parfaitement droites, longues de quelques centaines de mètres à plus d'un kilomètre, résultent d'une scarification des dépôts meubles par des icebergs dérivant dans la Mer de Champlain. L'orientation des sillons est sensiblement parallèle à l'axe de la vallée du Saint-Laurent. Les icebergs ont pu provenir du nord de Trois-Rivières, où l'inlandsis vêtait encore dans la Mer de Champlain vers 10 500 BP. Les sillons seraient alors liés aux vents catabatiques du nord-est qui ont aussi façonné les champs de dunes tardiglaciaires. Dans deux cas cependant, la morphologie des sillons révèle un sens diamétralement opposé, soit des paléovents du sud-ouest, conformes aux vents dominants actuels. Des dépressions fermées présentant l'apparence de cratères d'ancrage sont associées aux sillons. Seules les plus petites d'entre elles sont attribuables aux icebergs. Les plus grandes, en essaims, semblent plutôt des vestiges de buttes cryogènes minérales. C'est la première fois que des marques d'icebergs sont signalées dans l'aire recouverte par la Mer de Champlain.

**ABSTRACT** *Relict iceberg marks near Montréal, Québec.* About 60 km southwest of Montréal long narrow scours, from a few hundred metres to more than a kilometre long, most of them perfectly straight, are the result of drifting icebergs scouring the Champlain Sea bottom. The scours are roughly parallel to the St. Lawrence Valley. Icebergs could have originated from the northeast, that is north of Trois-Rivières, where the glacier was still calving in the Champlain Sea by 10,500 BP. If such was the case, the scours may have been made by icebergs driven by the same southward catabatic winds responsible for the formation of the relict dunes that occur in the central St. Lawrence Lowland. In two cases however, the morphology of the scours suggests that the winds were northeasterly, as the present active dominant wind system. Associated to the scours are closed depressions that resemble iceberg gravity craters. Only the smaller ones seem to have been formed by icebergs. The larger depressions found in swarms rather look like relict cryogenic mineral mounds. For the first time iceberg scours are described in the area formerly covered by the Champlain Sea.

**ZUSAMMENFASSUNG** *Marken von Eisbergrelikten in der Gegend von Montréal (Québec).* Etwa 60 km südwestlich von Montréal (Québec) findet man schmale, meist vollkommen gerade, einige hundert Meter bis über einen Kilometer lange Riefen, die dadurch entstanden sind, daß im Meer von Champlain treibende Eisberge die lockeren Ablagerungen aufgeschürft haben. Die Furchen sind sichtlich parallel zur Achse des Sankt-Lorenz-Tals orientiert. Die Eisberge könnten aus dem Norden von Trois-Rivières gekommen sein, wo das Binneneis noch gegen 10 500 v.u.Z. im Meer von Champlain kalbte. Die Furchen wären dann auf die aus dem Nordosten absteigenden Winde zurückzuführen, welche die spätglazialen Dünenfelder geformt haben. In zwei Fällen jedoch zeigt die Morphologie der Riefen eine total gegensätzliche Orientierung, nämlich Paläowinde aus Südwest, entsprechend den heutigen dominierenden Winden. Umschlossene Senken, welche Verankerungskratern gleichen, werden mit den Furchen in Verbindung gebracht. Nur die kleinsten unter ihnen kann man auf die Eisberge zurückführen. Die größeren, in Schwärmen, scheinen eher Spuren kryogener Mineralhügel zu sein. Zum ersten Mal werden Eisbergmarken in dem vom Champlain-Meer bedeckten Gebiet beschrieben.

## INTRODUCTION

Pendant la déglaciation de la plaine de Montréal, les lacs proglaciaires Iroquois et Vermont, puis la Mer de Champlain talonnaient le front de l'Inlandsis laurentidien. Le contact de ces nappes d'eau devait accélérer, par vêlage, le recul des glaces. C'est ce qu'implique, par exemple, la théorie des moraines de rééquilibrage (Hillaire-Marcel et Occhiatti, 1980). Bien que probable, le vêlage restait à être démontré. La cartographie géomorphologique détaillée au sud-ouest de Montréal (Bariteau, 1988; Delage, inédit) en révèle les manifestations. Les photographies aériennes de la région montrent de nombreuses rainures — parfois kilométriques — et des marques circulaires caractéristiques des sillons d'icebergs et des cratères d'ancrage. Nous les analysons dans la plaine de Huntingdon, à une soixantaine de kilomètres au sud-ouest de Montréal (fig. 1).

## LE CONTEXTE GÉOMORPHOLOGIQUE

La plaine de Huntingdon présente un modelé de dépôts meubles relié, en dernière analyse, aux faibles irrégularités topographiques du soubassement rocheux. Son relief, fossilisé par les sédiments wisconsiniens et holocènes, représente une surface d'érosion dégradée tronquant les calcaires, dolomies et grès sub-horizontaux du Paléozoïque inférieur (Globensky, 1981, 1982, 1986).

Les zones hautes de la topographie portent des champs de moraines bosselées. Ces moraines s'étendent au centre de la plaine, vers 90 m d'altitude, là où un axe anticlinal

déforme légèrement la structure tabulaire du substratum. Elles couvrent aussi deux zones dans la partie sud-est, là où la topographie s'élève graduellement vers le piémont des Adirondacks. Dans les régions les plus basses de la plaine, par contre, autour de 50-60 m d'altitude, des buttes de till sont souvent façonnées en drumlinoïdes (fig. 2).

Ce modelé glaciaire a guidé la morphogénèse marine. Bien que la Mer de Champlain ait recouvert le territoire jusqu'à 160 m d'altitude (Goldthwait *et al.*, 1913; Occhiatti, 1989, fig. 4-36), ses argiles ne se sont déposées massivement qu'entre les buttes morainiques dont les flancs ont été remaniés, au cours de la régression marine, par l'action littorale.

Dès l'exondation, un réseau hydrographique embryonnaire s'est développé sur les argiles marines fraîchement émergées. Son évolution a été brusquement bloquée par l'afforestation holocène (Lebuis, 1977; Gangloff, 1981). Mal drainée, la plaine a favorisé, dans ses zones les plus basses, la formation de tourbières (Laframboise, 1987) et de dépôts organiques ripariens. C'est dans ce cadre morphochronologique, résumé par la figure 2, que s'insèrent les sillons rectilignes.

## LES SILLONS

Un groupe témoin de cinquante-huit sillons a été relevé sur les photographies aériennes<sup>1</sup> d'un territoire couvrant 540 km<sup>2</sup>, soit les feuilles topographiques de Cazaville et Huntingdon<sup>2</sup>. Bien visibles dans le domaine forestier, ces sillons sont relativement rares dans les terres cultivées (tabl. 1).

TABLEAU I

Nombre de sillons recensés selon l'utilisation du sol

Forêt	39
Pâturage ou régénération forestière	7
Cultures et pâturages	6
Cultures	3
Pâturage, forêt, régénération forestière	3
Total	58

Étroits, allongés, rigoureusement droits à quelques exceptions près, ils dessinent des traits généralement continus, mais parfois en tiretés. Tantôt isolés, tantôt groupés, ils peuvent se recouper à l'occasion (fig. 3). Leur superposition implique un processus récurrent, les sillons les plus anciens apparaissant, sur les photographies aériennes, légèrement plus oblitérés que les rainures qui les recourent. L'ensemble est orienté entre 30° et 90° (98 % des sillons), la majorité des cas recensés (81 %) se situant entre 50° et 80°.

Malgré leur faible expression topographique, la plupart des sillons contiennent de minces dépôts organiques récents ou de petits lacs linéaires, parfois en chapelets (fig. 3). Seuls huit cas recensés ne présentent pas cette caractéristique.

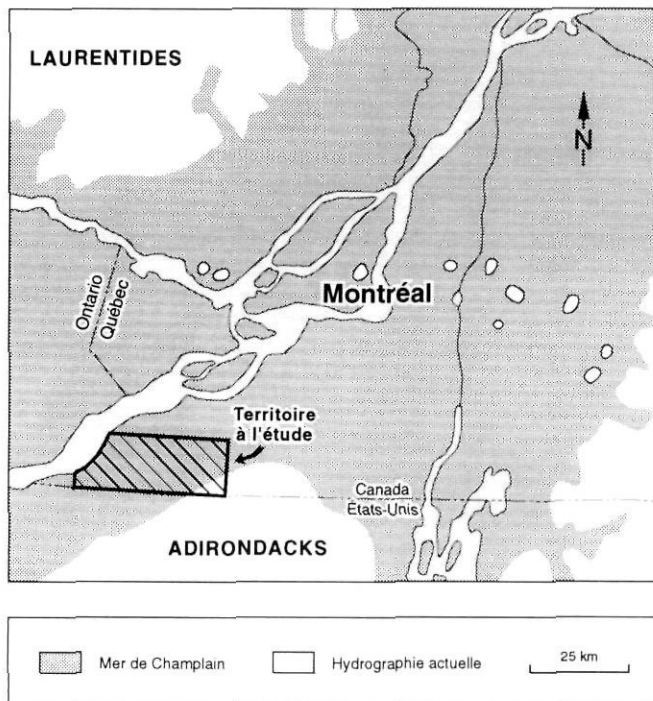


FIGURE 1. Localisation de la zone à l'étude. Limite maximale champlainienne d'après Occhiatti, 1989.

Location map. Hatched portion indicates the studied area. Dark gray zone shows maximum extension of the Champlain Sea (modified from Occhiatti, 1989).

1. Énergie, Mines et Ressources Canada (1975) et Ministère des Terres et Forêts, Québec (1965).

2. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec (1984a et 1984b).

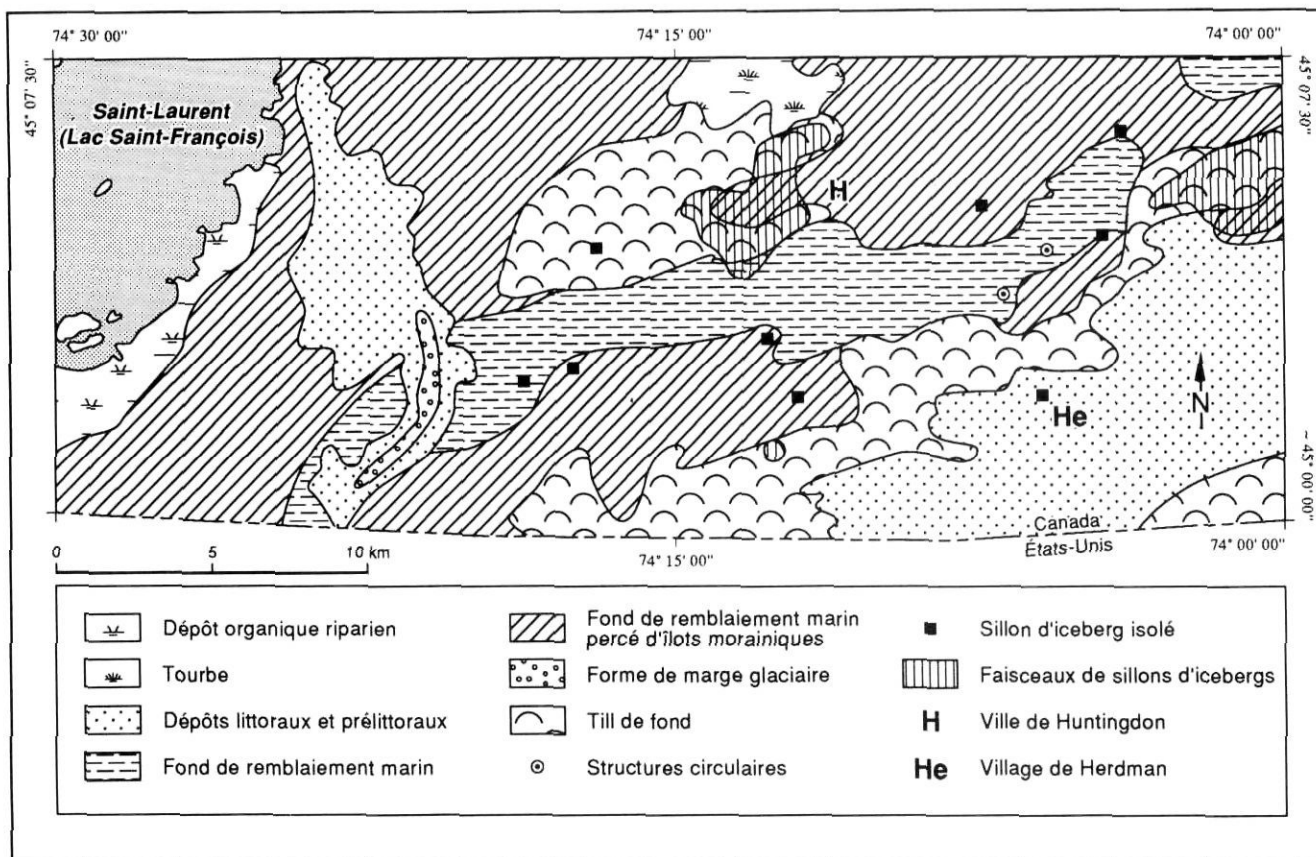


FIGURE 2. Contexte géomorphologique.

*Geomorphological context. In the same order as in the legend: 1) organic lakeshore deposits; 2) peat; 3) shore and nearshore deposits; 4) sea bottom sediments; 5) sea bottom sediments with morainic ridges and mounds; 6) ice contact moraine; 7) lodgement till; 8) circular structures; 9) isolated iceberg scour; 10) clusters of iceberg scours; H) Huntingdon; He) Herdman*

Leur longueur moyenne, incluant les intervalles entre les segments discontinus d'un même sillon, est de 237 m et leur largeur moyenne de l'ordre de 15 m. Le sillon continu le plus imposant mesure 1 296 m de long et près de 20 m de large. Le plus court sillon continu ne dépasse pas 48 m, alors que le plus petit segment d'un même sillon discontinu atteint 32 m.

Leur répartition n'est pas uniforme. Bien que disséminés un peu partout sur le territoire, les sillons se concentrent en deux sites principaux (fig. 2): à l'ouest de Huntingdon (27 cas) et dans le secteur nord-est, là où le relief s'élève (18 cas). À elles seules, ces deux aires de forte densité concentrent 78 % des cas recensés.

En altitude, les sillons s'ordonnent entre 47 m et un peu moins de 90 m. En fait, plus de 93 % des cas sont compris dans la tranche de 50 à 70 m d'altitude.

### UN PHÉNOMÈNE TARDIGLACIAIRE

Les sillons sont nécessairement postérieurs aux formes qu'ils incisent. S'ils égratignent différents types de dépôts, allant du till aux sédiments littoraux de la Mer de Champlain,

dans 93 % des situations le till est directement ou indirectement (argile marine sur till) associé aux sillons (tabl. II). Seules deux rainures estompées s'observent dans des remblaiements d'argile marine épaisse et une autre affecte un pied de plage.

En aucun cas ces marques ne recoupent des formes ou des dépôts postérieurs aux plages tardiglaciaires, qu'il s'agisse des sédiments éoliens, des réseaux fluviaux ou des grandes surfaces d'accumulation biogénique.

Les photographies aériennes montrent un sillon avoisinant des réseaux polygonaux (fig. 4). Dans plusieurs sites, les réseaux hydrographiques embryonnaires ont emprunté, voire prolongé des sillons préexistants (fig. 4A-A). Dans la figure 4, ce drainage incipient se raccorde à un chenal de marée relique, ce qui montre qu'il date de l'exondation du fond marin. D'une manière générale, le réseau hydrographique embryonnaire, le réseau polygonal et le chenal de marée n'ont pu se former que dans la courte période séparant l'exondation des terres de leur afforestation (Lebuis, 1977; Gangloff, 1981). Comme les sillons sont antérieurs à ces formes, mais qu'ils ne sauraient être d'origine glaciaire, ils correspondent ainsi à la période de submersion lacustre (lacs Iroquois et Vermont) et marine (Mer de Champlain) proglaciaire.

### UNE RELATION QUASI NULLE AVEC LA ROCHE EN PLACE

Le caractère linéaire de ces marques indique-t-il une influence de la roche en place sous-jacente? Sommes-nous en

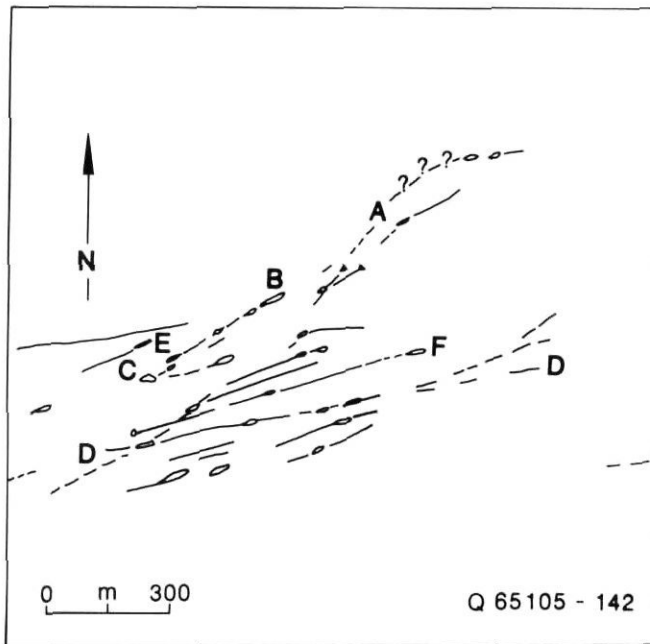


FIGURE 3. Marques d'icebergs en faisceaux. Généralement droites, certaines marques d'icebergs présentent des trajectoires courbes (en A). Elles peuvent consister en rainures (A, D) ou en un chapelet de cuvettes étirées (B), parfois triangulaires (C). Au moins deux générations de sillons se superposent, l'orientation de la plus récente, D-D, étant presque ouest-est (près de 80°). On observe fréquemment une cuvette à l'extrémité d'un sillon (E, F).

Clustered iceberg marks are most often straight, and occasionally slightly curved (A). They appear as scours (A, D) or as a chain of elongated (B) sometimes triangular (C) depressions. Here at least two generations of intersecting scours are shown; the younger one (D-D) has a nearly W-E orientation (close to 80°). Depressions often occur at the end of a scour (E, F).

TABLEAU II

Fréquence des sillons en fonction de l'altitude et des types de dépôt

Altitude actuelle en m	till	till et argile marine sur till	argile marine sur till	argile marine	littoral ou pré littoral	Total
≤ 50	2	1	2			5
50-60*	24	5	2	2		33
60-70	16	1				17
70-80	1					1
80-90	1				1	2
Total	44	7	4	2	1	58

(\* incluant 60)

présence de tassements de la couverture meuble dans des diaclases élargies? On sait que, dans la région de Montréal, l'inlandsis wisconsinien a décollé des strates du Paléozoïque, déterminant, à Montréal même, des cavernes (Durand et Ballivy, 1974; Schroeder *et al.*, 1986). De tels phénomènes glaciotectoniques auraient-ils pu ouvrir, dans les roches du substratum, des diaclases béantes dans lesquelles le till et les argiles marines auraient fini par s'affaisser? L'éventualité d'une influence structurale sur les sillons ne peut être exclue *a priori*. Winters et Rieck (1982), entre autres, ont montré combien la roche en place, même profondément enfouie sous une couverture meuble, pouvait influencer la morphologie de surface.

On peut tester l'hypothèse d'une cause structurale en comparant les orientations des sillons aux directions des diaclases ou des plans de stratification du soubassement rocheux.

Trois formations paléozoïques sous-tendent le territoire à l'étude. Les dolomies de la Formation de Beauharnois en occupent la moitié ouest. Suivent, vers l'est, les grès et dolomies de la Formation de Theresa, puis les grès quartzitiques de la Formation de Cairnside (Globensky, 1981, 1982, 1986).

Cinquante pour cent des sillons se situent au-dessus de la zone dolomitique proprement dite (Formation de Beauharnois), 24 % surmontent la Formation de Theresa et

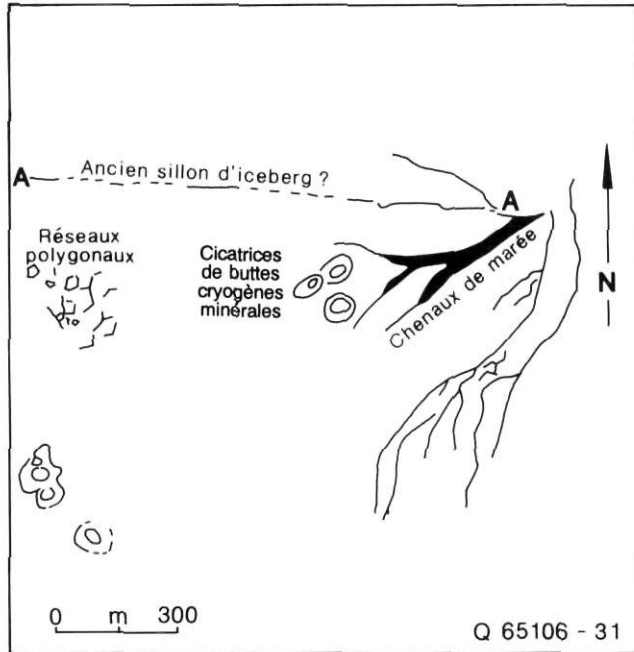


FIGURE 4. Réseau de drainage embryonnaire exploitant des réseaux polygonaux et associé à un ancien chenal de marée, à proximité de structures circulaires interprétées ici comme des buttes cryogènes minérales. Des segments du réseau de drainage s'alignent selon une marque rectiligne (A-A). Le réseau de drainage datant de l'exondation, la marque rectiligne correspond à un sillon d'iceberg oblitéré.



Poorly developed drainage system superimposed on patterned ground associated with an old tidal channel and circular structures interpreted as relict cryogenic mineral mounds. Sections of the drainage system are straight along the A-A line. The drainage system dates from the period in-between land emergence and forest formation; thus, the straight line is a partly erased iceberg scour.

26 % celle de Cairnside. Dans tous les cas, les sillons s'observent dans le manteau meuble, la roche en place se trouvant entre 2 et 27 m de profondeur (Prévôt, 1972; Bilodeau, 1981).

À défaut de pouvoir comparer, latéralement ou sur une même verticale, les sillons et les discontinuités dans le substratum, nous avons compilé les orientations structurales de tous les affleurements visibles dans le territoire à l'étude, en les ventilant selon les lithologies. Les données comprennent à la fois les mesures de Globensky (1981) et nos propres levés de terrain. Les résultats, exprimés sous forme de diagrammes polaires (fig. 5), montrent que chacune des trois formations géologiques possède une orientation de diaclases qui lui est propre. Le bon regroupement des mesures, obtenues sur des affleurements épars, permet d'interpoler les résultats à l'ensemble de la formation géologique respective, même là où les dépôts quaternaires la masquent.

La figure 5 montre à l'évidence que les sillons présentent des orientations carrément différentes de celles de la roche en place. Aucune confusion n'est possible. Que l'on compare leur orientation à celle des diaclases du soubassement dans son ensemble (fig. 5a), ou que l'on distingue chacune des trois formations en présence (fig. 5b, 5c, 5d), ou encore que l'on considère plutôt les directions des couches de manière globale (fig. 5e) ou selon les lithologies (fig. 5f, 5g, 5h), la conclusion reste la même: les orientations structurales ne correspondent pas aux orientations des sillons. Seules quelques rainures dans les dépôts meubles sont parallèles à

certaines directions de couches. Mais le recoupement est trop faible pour justifier une relation causale entre les deux phénomènes.

Une conclusion inverse eut posé bien des problèmes. Il aurait fallu expliquer le caractère linéaire des sillons (les cavernes d'origine glaciotectionique présentent un dessin en baïonnette), leur regroupement en faisceaux, leur répartition prédominante dans une tranche altitudinale serrée (20 m), leur superposition occasionnelle impliquant une succession d'événements scarificateurs, leur apparition dans le temps au cours de la phase d'ennoyage lacustre et marine proglaciaire. Ces caractères essentiels doivent guider la reconnaissance des formes et leur interprétation paléogéographique.

## LA RÉCOGNITION DES FORMES

### LES SILLONS

Sur les plates-formes continentales du Labrador (Josenhans et Barrie, 1982; Woodworth-Lynas et al., 1984; Josenhans, 1987) et de Norvège (Lien, 1986), des formes identiques aux sillons de Huntingdon sont formellement identifiées comme des marques d'affouillement, gravées par des icebergs actuels. Leur équivalent, à l'état relique, subsiste notamment sur la plate-forme continentale au large de la Norvège (Lien, 1986), en Norvège même, sur des fonds exondés de remblaiements lacustres (Longva et Bakkejord, 1990; Longva et Thoresen, 1991), au fond de la baie d'Hudson (Josenhans et Zevenhuizen, 1990), au Manitoba

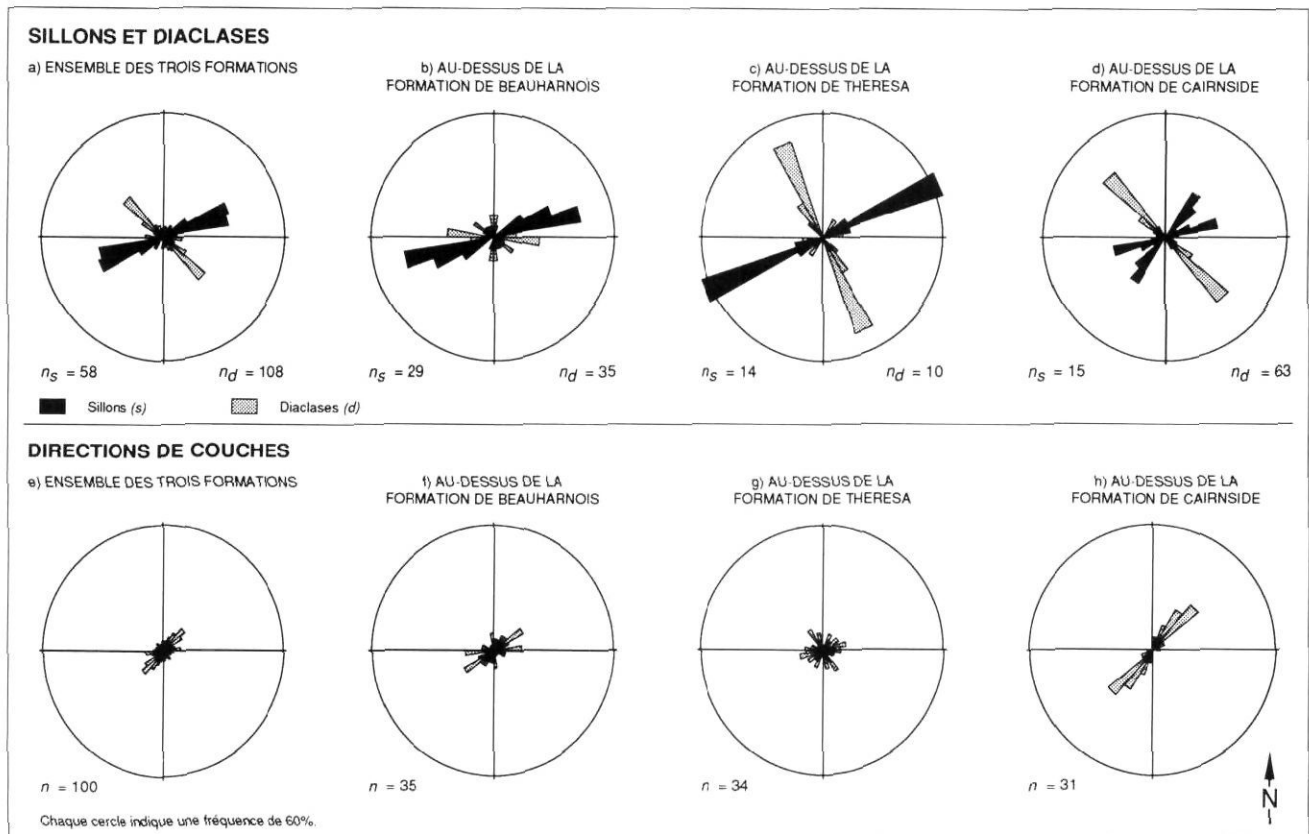


FIGURE 5. Diagrammes polaires comparant les orientations des sillons d'icebergs aux orientations structurales (diaclases et directions de couches). Les données sont regroupées par classes de 10°.

Rose diagram showing marked differences between iceberg scour orientations (black) and structural orientations (joints and direction of beds in gray) (10° increments). Each circle indicates a 60% frequency.

(Dredge, 1982; Josenhans, 1987), ainsi qu'au Québec et en Ontario (Dionne, 1977; Gilbert *et al.*, 1992)<sup>3</sup>.

Les sillons d'icebergs ressemblent aux rainures de la région de Montréal tant par leur forme que par leur recoupe-ment occasionnel. Les dimensions des rainures analysées à Huntingdon se comparent bien à celles des sillons d'icebergs décrites dans les publications et dont les extrêmes vont de quelques dizaines de mètres à 7 km pour les longueurs, de 4 et 300 m pour les largeurs, et de 1 à 5 m (25 m dans un cas cité par Lien, 1986) pour les profondeurs.

Tout comme les marques linéaires de la région de Montréal, les sillons d'icebergs reliques sont souvent occupés par des dépôts organiques (Dredge, 1982; Longva et Bakkejord, 1990; Longva et Thoresen, 1991). En Norvège, ils sont rares dans les zones cultivées depuis plus de 50 ans (Longva et Thoresen, 1991, p. 47). L'agriculture les aurait partiellement effacés. Cette explication est transposable à notre région, défrichée depuis le XIX<sup>e</sup> siècle. Comme les cultures s'étendent *grosso modo* dans les zones de remblaiement marin et que les pâturages et la régénération forestière affectent les dépôts glaciaires et littoraux, on comprend aisément la relation entre couverture végétale et localisation des

sillons (tabl. I). On peut aussi penser qu'au moment où le fond de mer était marqué par les icebergs, l'accumulation de sédiments marins a pu fossiliser les rainures les plus anciennes.

Des différences mineures entre les sillons de la région de Montréal et ceux décrits dans les travaux antérieurs sont à noter. Les levées d'affouillements bordant les cicatrices les plus fraîches (Josenhans et Barrie, 1982; Josenhans, 1987) ne semblent pas développées dans la plaine de Huntingdon où les rainures apparaissent généralement comme de simples incisions dans le matériel meuble. Les levées ont sans doute été érodées, soit par les courants ou des agents biogéniques selon les processus mentionnés par Josenhans et Barrie (1982), Lien (1986), Josenhans (1987) et Longva et Bakkejord (1990), soit par glissements sous-aquatiques comme le suggère une coupe ouverte sur la face interne d'une levée oblitérée (fig. 6 et 7).

La coupe montre, sur 2,45 m de haut, la superposition de trois diamictons. Ils se différencient principalement par leur fissilité. À la base, le till d'un drumlinoïde (fig. 7, faciès C) présente une fissilité plongeant de 12° à 18° vers le sillon. Les cailloux du till sont inclinés dans le même sens. Le sens de la plongée forme un angle ouvert de 120° avec l'axe du sillon. Un diamicton B (fig. 7) surmonte en discordance le till. Sa fissilité très dense, millimétrique, plonge de 4° à 6° seulement

3. Pour Gilbert *et al.* (1992), ces formes pourraient être liées autant aux icebergs qu'à de la glace lacustre.

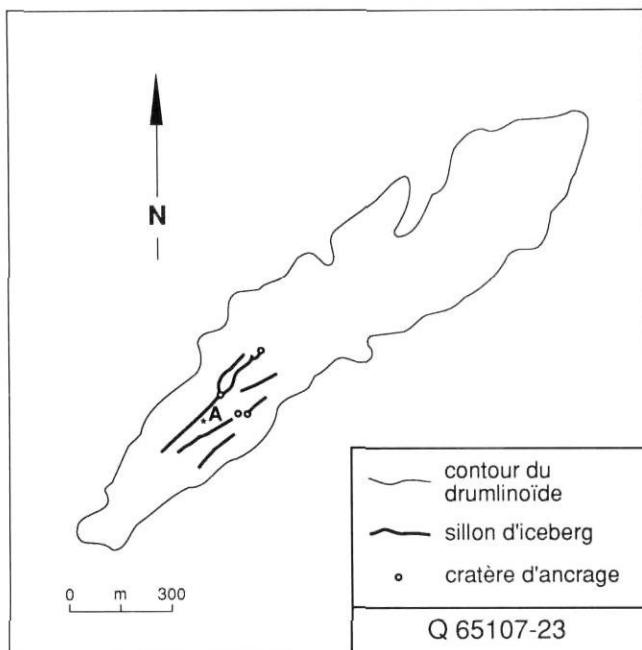


FIGURE 6. Sillons d'icebergs scarifiant un drumlinoïde ( $45^{\circ}01'44''$  de latitude nord;  $74^{\circ}17'00''$  de longitude ouest), près de la petite localité d'Elgin, située au sud-ouest de Huntingdon. Le site A correspond à la coupe de la figure 7.

(ce qui est aussi la pente de la surface) en direction du sillon, selon le même angle de  $120^{\circ}$  par rapport à l'axe. Au sommet, le diamicton supérieur, peu compact, contient de fines lamines discontinues d'argile de la Mer de Champlain.

Cette stratigraphie peut s'expliquer par l'évolution suivante. Après la mise en place du drumlinoïde, le passage d'un iceberg façonne un sillon par (1 $^{\circ}$ ) déformation plastique du till et (2 $^{\circ}$ ) creusement concomitant avec rejet latéral du matériel érodé, par effet de charrue. Le matériel de la levée (diamicton B) représente le dépôt corrélatif du creusement de la rainure. Le diamicton supérieur s'est mis en place sous l'eau, comme l'indiquent les lamines d'argile champlainienne qu'il renferme. Il provient de l'écrêtement de la levée par des glissements sous-aquatiques. À sa partie supérieure, ce faciès devient légèrement plus sableux, un phénomène attribué au délavage des diamictons par l'action littorale.

La reconstitution qui précède, basée sur des observations stratigraphiques, confirme le modèle théorique proposé par Lien (1986) qu'étayaient ses mesures de compaction des matériaux dans un sillon d'iceberg relique. La figure 8 montre la correspondance étroite entre le modèle et nos observations.

#### LES DÉPRESSIONS FERMÉES

Plusieurs auteurs (Dredge, 1982; Josenhans et Barrie, 1982; Longva et Bakkejord, 1990; Longva et Thoresen, 1991) signalent des dépressions fermées associées aux sillons. Reliques, elles sont souvent tapissées de matière organique (Longva et Bakkejord, 1990; Longva et Thoresen, 1991). Dans la région de Montréal, elles s'observent couramment soit à l'une des extrémités des sillons, soit aux deux extrémités, ou encore de part et d'autre de ceux-ci. Circulaires ou



Iceberg scours on a drumlin-shaped form ( $45^{\circ}01'44''$  N;  $74^{\circ}17'00''$  W) near Elgin. Site A represents cross-section illustrated in Figure 7.

triangulaires, de diamètre comparable à la largeur des sillons, elles sont analogues aux *crater-like depressions* ou *iceberg gravity craters* des auteurs.

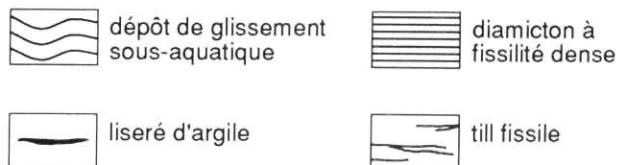
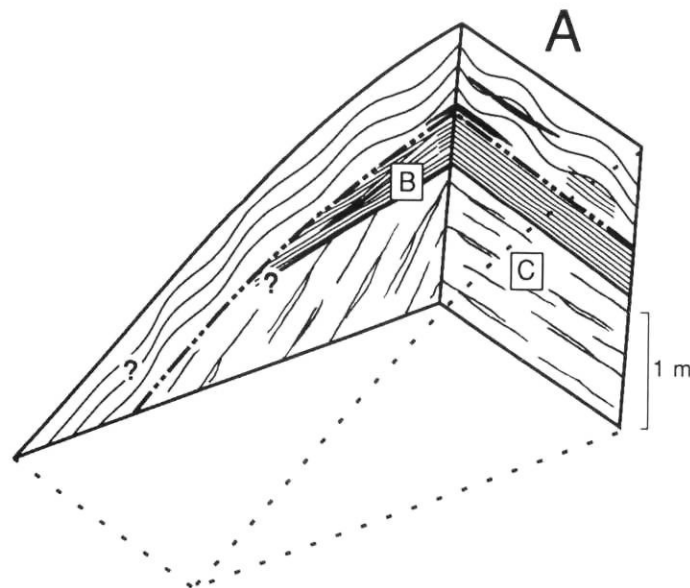
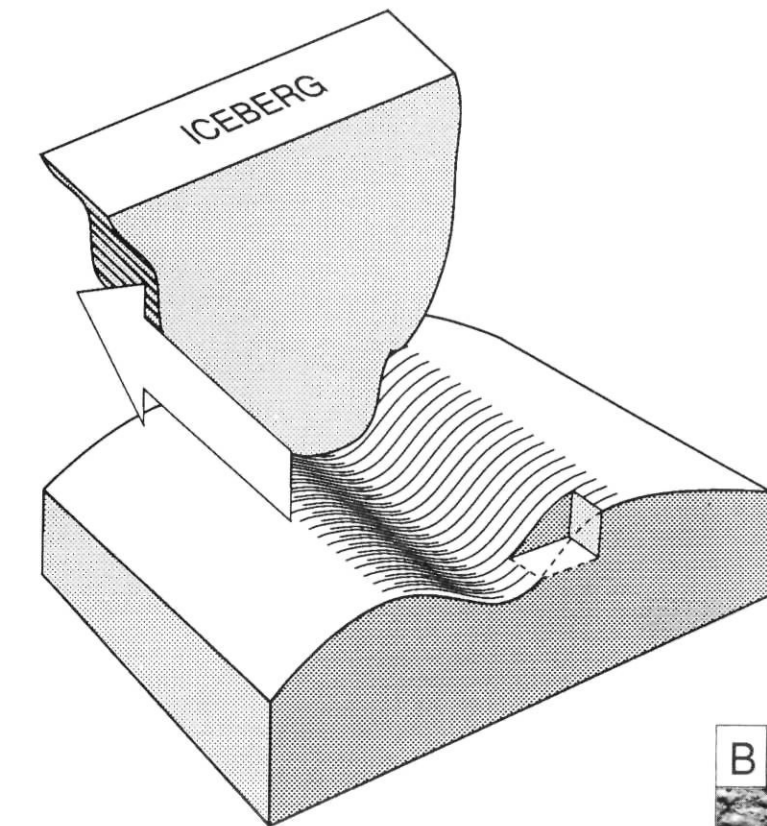
Certaines structures circulaires analogues aux *iceberg gravity craters* de Longva et Bakkejord (1990, fig. 3) ou Longva et Thoresen (1991, fig. 11) pourraient, dans la région de Montréal, ne pas être liées aux icebergs. Dans les argiles champlainiennes, elles sont trois fois plus grandes que la largeur des sillons d'icebergs, de larges anneaux surbaissés les bordent et elles se regroupent en essaims (fig. 9).

Des formes quasi identiques sont rapportées par Mollard (1983, fig. 17 et 18) dans le Dakota du Nord et la Saskatchewan. Cet auteur les interprète, sans preuves, comme des dépressions liées à la montée d'eau artésienne. Or, elles sont associées à des réseaux polygonaux (Mollard, 1983, fig. 17). Horberg (1951, fig. 5.2) rapporte, dans les argiles du paléolac Agassiz, des formes circulaires semblables qu'il nomme *cellular networks*, et pour lesquelles il propose une origine périglaciaire.

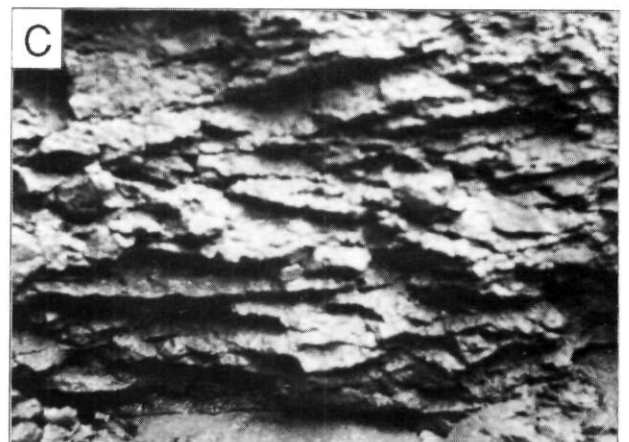
Dans la région de Montréal, la dimension des structures circulaires (la dépression seule peut atteindre 45 m de diamètre), sans commune mesure avec la largeur des sillons d'icebergs, l'emboîtement occasionnel des anneaux, leur ressemblance avec des formes décrites dans les Hautes-Fagnes (Pissart, 1983, 1987) ou dans le Pays de Galles (Watson et Watson, 1972), le voisinage de réseaux polygonaux (fig. 4 et 9) pouvant être d'origine périglaciaire, font plutôt penser à des vestiges de buttes cryogènes minérales. Nous serions donc en présence d'un intéressant cas de convergence de formes.

Par contre, les dépressions de petite taille, parfois en chapelet, souvent en bout de sillon, et dont le diamètre





0 cm 10



0 cm 20

FIGURE 7. La coupe ouverte dans la levée oblitérée d'un sillon d'iceberg (point A de la fig. 6) montre trois diamictons superposés. À la base, la fissilité (C) plonge en direction du sillon. Le diamicton B, rejeté latéralement par l'iceberg (effet de charrue), constitue l'assise de la levée initiale. Le diamicton supérieur résulte de l'écrêtement de la levée par glissements sous-aquatiques successifs: il renferme des lamines d'argile champlainienne. En surface, le diamicton supérieur est légèrement délavé par l'action littorale (changement de faciès non représenté sur le croquis). Toutes les pentes sont exagérées.

Diagram of an iceberg carving a furrow. A. Enlarged cross-section (site A in Fig. 6) shows three superimposed diamictons. Basal fissility (C) dips in direction of the furrow. The lateral berm plowed by the iceberg was originally composed of diamicton B. The surface diamicton is the result of lowering of the original berm by repeated underwater sliding. Disrupted Champlain Sea clay laminae are found in this deposit. Near the surface the upper diamicton B has been slightly reworked at its top by littoral processes (not shown on the drawing). All slopes are exaggerated.

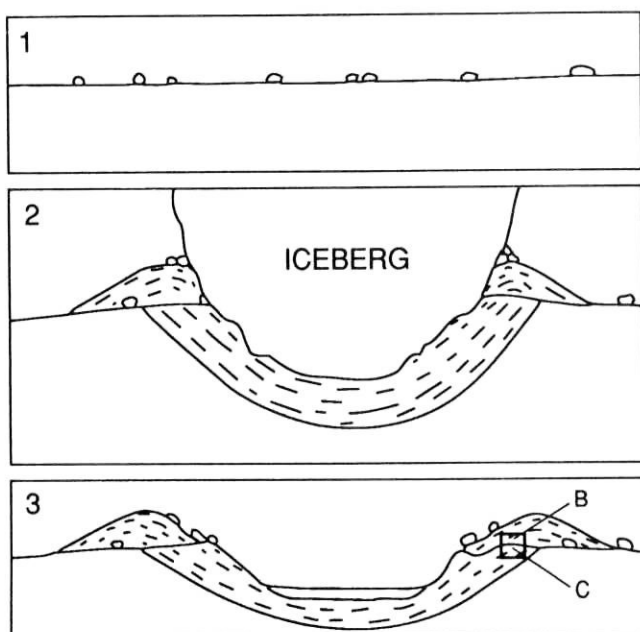


FIGURE 8. Coupe d'un sillon et ses deux levées telle que proposée par Lien (1986, fig. 9). 1) Surface avant le passage de l'iceberg. 2) Iceberg traçant le sillon. 3) Disposition des matériaux telle qu'on la trouve aujourd'hui, mais sans les glissements sous-aquatiques. Le carré correspond à la coupe du site A des figures 6 et 7, les lettres B et C localisant les deux faciès correspondant de la figure 7.

*Cross-section of a furrow and its two berms according to Lien's model (1986, fig. 9): 1) surface before scouring; 2) surface during scouring; 3) Present structure of the deposits (underwater sliding not shown). Site A of Figures 6 and 7 is located in the square; B and C represent facies of Figure 7.*

correspond exactement à la largeur des rainures, sont sans conteste des empreintes de quilles d'icebergs.

Dans un cas (fig. 6), nous observons la trace d'une fragmentation d'iceberg. Un sillon rectiligne est interrompu par un cratère d'ancrage d'où partent, en direction du nord-est, deux nouveaux sillons, l'un en ligne droite, l'autre après avoir effectué un crochet. Le premier se termine lui-même par un nouveau cratère. La bifurcation nous indique le sens du déplacement. On verrait mal deux icebergs venus du nord-est se rencontrer dans la même dépression. En revanche, un iceberg venu du sud-ouest a pu s'ancrer dans le till du fond marin en y imprimant un « cratère », puis se fragmenter en deux morceaux qui, par la suite, ont dérivé séparément vers le nord-est.

Ce même sens est révélé par un sillon (fig. 3E) présentant, à son extrémité nord-est, une dépression bordée par un bourrelet en arc de cercle. Il s'agit visiblement d'un bourrelet de poussée frontale (Lien, 1986, fig. 8; Longva et Bakkejord, 1990, fig. 13B) indiquant un déplacement vers le nord-est.

Toutes les dépressions ne sont pas aussi parlantes. Celles localisées à l'extrémité sud-ouest des sillons prouvent-elles, par leur seule position, des dérives d'iceberg dans le sens contraire de celui reconstitué précédemment? En l'absence de bourrelet de poussée, rien ne permet de l'affirmer.

En effet, le cas des dépressions en chapelet (fig. 3) montre bien que des sillons peuvent se prolonger en aval des dépressions, par suite d'une remise en marche d'un iceberg momentanément ancré. Certains icebergs semblent s'être déplacés par saccades, s'ancrant périodiquement. Pourquoi cette périodicité? Il est possible qu'elle traduise l'existence de marées dans la Mer de Champlain, les marées hautes permettant le transport de l'iceberg, les marées basses déterminant l'ancrage de sa quille et le creusement de cratères.

## L'INTERPRÉTATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

### LE NIVEAU MARIN

Les icebergs ont pu laisser leur empreinte même durant le niveau maximal de la Mer de Champlain, évalué pour la région à environ 160 m d'altitude (Goldthwait *et al.*, 1913; Occhietti, 1989). En effet, sur la plate-forme du Labrador, des icebergs s'échouent par 170 m de fond (Josenhans, 1987, p. 1), ce qui dépasse largement les 120 m de profondeur maximale atteints par la Mer de Champlain dans la région à l'étude. La scarification du fond marin a dû se poursuivre tant qu'une source d'icebergs était disponible et que la profondeur de l'eau restait suffisante pour en assurer le transport. Comme les sillons d'icebergs s'oblitérent rapidement (Josenhans, 1987, p. 4-5), il est possible que les formes que nous signalons témoignent de l'échouage des derniers icebergs à avoir dérivé dans la région de Montréal.

Dans la partie ouest du bassin champlainien, la glace n'était plus en contact avec la mer dès 11 000 ans BP (Prest, 1975; Parent *et al.*, 1985; Dyke et Prest, 1989). Au nord-est, c'est vers 10 500 BP que se situe la dernière possibilité d'un apport d'icebergs, lorsque l'inlandsis réavance dans la mer au nord de Trois-Rivières (Occhietti, 1980). Ces icebergs possibles auraient alors dérivé du nord-est vers le sud-ouest, soit dans le sens contraire de celui attesté avec certitude, par deux marques probantes, pour atteindre la région de Montréal. Même en l'absence de preuves directes d'une dérive du nord-est vers le sud-ouest, cette hypothèse reste vraisemblable, surtout lorsqu'on considère la direction des vents de l'époque.

### LES PALÉOVENTS

Les sillons d'icebergs sont parallèles aux dunes paraboliques du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène cartographiées dans le centre des basses terres du Saint-Laurent.

Deux générations de dunes y ont été identifiées (David, 1988). Les plus anciennes résultent de paléovents soufflant vers le sud-ouest, vents catabatiques fortement unidirectionnels provenant de la surface de l'inlandsis encore proche des basses terres. Au fur et à mesure que la calotte glaciaire se retirait, leur influence et leur forte tendance unidirectionnelle diminuaient. À partir de 9500 BP, les vents se sont mis à souffler dans le sens opposé, soit du sud-ouest vers le nord-est, selon un régime qui se poursuit encore de nos jours.

Les figures 10 et 11 font ressortir la similitude frappante entre les orientations des sillons d'icebergs dans la plaine de Huntingdon et celles des dunes reliques. Les variations dans l'orientation des sillons ainsi que leur superposition

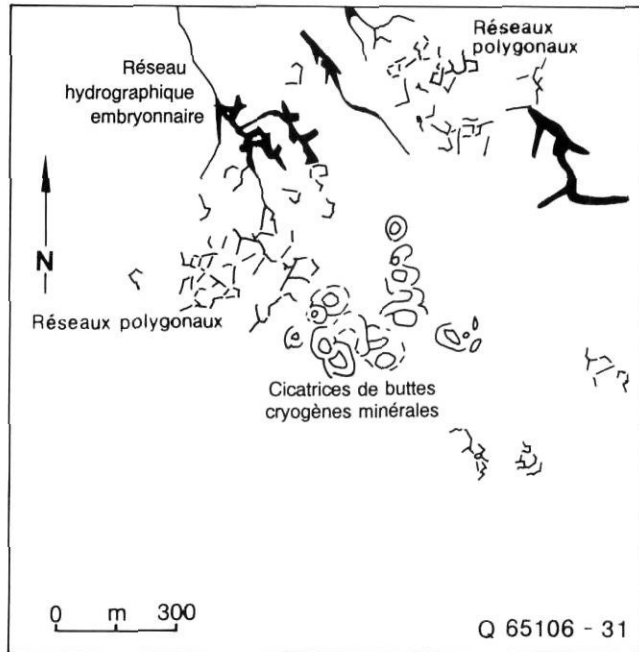


FIGURE 9. Réseau hydrographique embryonnaire, discontinu, exploitant des segments de réseaux polygonaux développés dans l'argile de la Mer de Champlain. Plutôt que des cratères d'ancrage d'icebergs, les structures circulaires, en raison des larges cernes qui les bordent, résultent probablement de la décrépitude de buttes cryogènes minérales. Ces formes constituent un phénomène de convergence avec les cuvettes d'ancrage. Elles sont postérieures à la Mer de Champlain, mais précèdent le développement de la forêt tardiglaciaire et holocène. Elles appartiennent ainsi à une période charnière entre les systèmes morphogénétiques marin (accumulation des argiles) et forestier.

Poorly developed discontinuous drainage system superimposed on patterned ground in Champlain Sea clay. Because of their large surrounding rings, the donut-like structures are more likely remnants of cryogenic mineral mounds than iceberg gravity craters. These landforms may represent a case of convergence with the iceberg gravity craters. Formed after the Champlain Sea episode, but before Holocene afforestation, they belong to a short period between two morphogenetic systems: clay accumulation of the marine episode and forest formation.

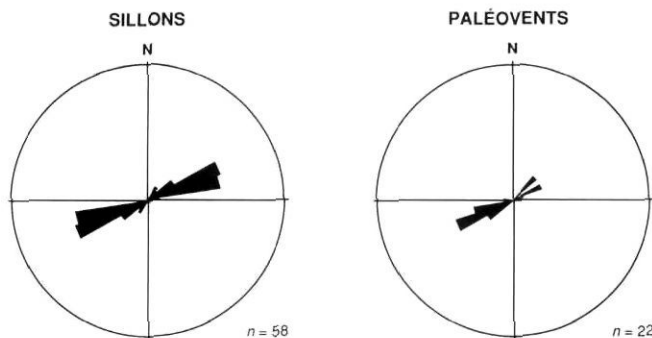


FIGURE 10. Diagrammes polaires comparant les orientations des sillons d'icebergs de la région de Huntingdon à celles des paléovents de la partie centrale des basses terres du Saint-Laurent (d'après la fig. 1 de David, 1988). Seules les valeurs des paléovents (incluant les ventifacts) des vecteurs numérotés ont été considérées. Les données sont regroupées par classes de 10°. Chaque cercle indique une fréquence de 60 %.

Rose diagrams showing striking similarities between iceberg scour orientations of the Huntingdon area and paleowind directions in the central St. Lawrence Lowland (David, 1988, Fig. 1). Only numbered paleowind vectors (including ventifacts) were considered (10° increments). Each circle indicates a 60% frequency.

occasionnelle pourraient indiquer des variations dans la direction des paléovents. Gilbert *et al.* (1992) observent, dans les sédiments du Lac Iroquois, des sillons qu'ils attribuent aux mêmes paléovents responsables des dunes. Comme leur site se trouve à plus de 260 km de Huntingdon et que les sédiments du Lac Iroquois précèdent de plus de 1000 ans les sédiments champlainiens scarifiés par les icebergs, on peut en induire que ces vents catabatiques ont soufflé à l'échelle de l'axe du Saint-Laurent pendant plus d'un millénaire.

Si les directions concordent, le sens fait problème. Les deux cas prouvant une dérive vers le nord-est correspondent à la direction des vents efficaces, responsables des dunes postérieures à 9500 BP. Or, vers cette époque, la Mer de Champlain cédait la place au Lac Lampsilis, une nappe d'eau trop peu profonde pour permettre le transport d'éventuels icebergs. Ceux-ci auraient d'ailleurs dû provenir, vers 9500 BP, de l'Atlantique et remonter la vallée du Saint-Laurent jusqu'à Montréal, un scénario difficilement soutenable. Ainsi, lorsque l'inlandsis vient encore veler dans la mer, vers 10 500 ans BP, des vents soufflent du nord-est. On peut donc admettre qu'une partie des icebergs dérivait dans ce sens, même si nous ne disposons pas d'indices satisfaisants permettant de le prouver.

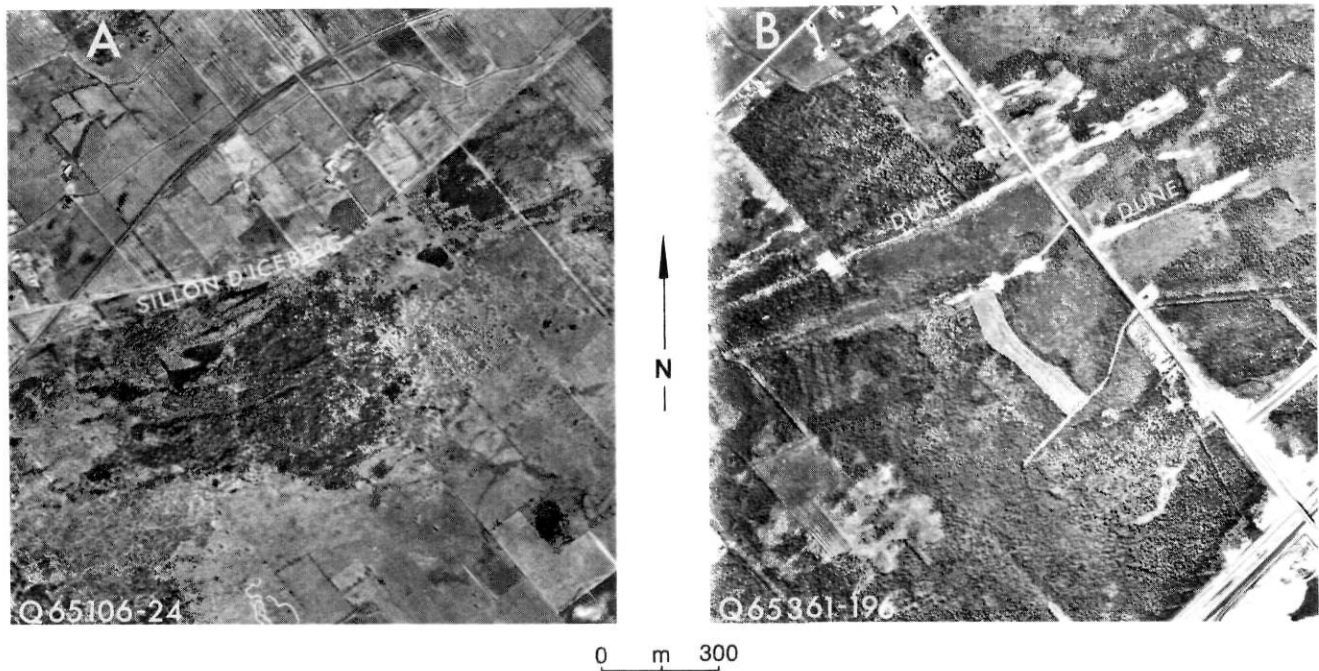


FIGURE 11. Orientation quasi identique entre des sillons d'icebergs de la région de Huntingdon (A) et les dunes paraboliques étirées près de Villeroy (B) étudiées par David (1988, fig. 2 et 3). L'origine des grandes dépressions colmatées par de la matière organique, jouxtant les sillons en A, demeure encore inexpliquée.

Two airphotos showing nearly identical orientations of the iceberg scours of the Huntingdon area (A) and of the narrow and elongated parabolic dunes near Villeroy (B) reported by David (1988, Figs. 2 and 3). Origin of large organic-filled depressions close to iceberg scours (A) is still unknown.

On peut également penser que les vents efficaces, à l'origine des dunes, ne correspondraient pas aux vents dominants de l'époque, dont certains pouvaient être responsables de la dérive des icebergs. Ces spéculations montrent l'intérêt et la nécessité d'un inventaire cartographique complet des sillons qui, en dehors de notre échantillon, fourmillent dans la plaine de Montréal.

### CONCLUSION

Au cours de l'épisode champlainien, la région de Huntingdon a été sillonnée par des icebergs provenant du nord-est, au cours d'une période antérieure à 10 500 BP. Sur l'ancien fond de mer aujourd'hui exondé, des sillons et des cratères d'ancrage sont les principaux témoins de leur passage. Deux d'entre eux indiquent une dérive du sud-ouest vers le nord-est, soit dans le sens contraire des vents efficaces ayant façonné les dunes de l'époque. Dans les autres cas, aucun sens de déplacement n'a pu être déduit de la forme des sillons.

Un très intéressant cas de convergence entre des dépressions fermées, interprétées tantôt comme des cratères d'ancrage, tantôt comme des formes d'origine périglaciaire ou liées à un phénomène de montée d'eau artésienne, demande à être approfondi.

Quoique nous ayons principalement limité notre étude à un groupe témoin d'un petit secteur, afin de mieux situer les anciennes marques d'icebergs dans leur contexte morpho-chronologique, une multitude de marques du même type existe dans le domaine ennoyé par la Mer de Champlain.

Leur inventaire complet présente un intérêt paléoclimatique dans la mesure où il permettra de dresser la carte des paléovents.

### REMERCIEMENTS

Nous tenons d'abord à remercier les lecteurs, MM. Dana L. Naldrett et Jean Veillette, ainsi que M. Michel Allard et M<sup>me</sup> Nicole Carette, pour leurs judicieux commentaires sur le texte. Des remerciements également à M<sup>me</sup> Roxanne Desjardins, MM. Guy Frumignac, Luc Normandin et Rolland Renaud qui ont réalisé les figures. Nous sommes aussi reconnaissants à M. Pierre Bédard, du Département de géologie de l'Université de Montréal, pour ses conseils sur le rendu des diagrammes polaires. Les travaux sont réalisés dans le cadre du projet de recherche multidisciplinaire « Haut-Saint-Laurent: écologie et aménagement », dont la problématique est décrite dans Bouchard *et al.* (1985).

### RÉFÉRENCES

- Bariteau, L., 1988. La cartographie géomorphologique au 1:20 000 de modelés polygéniques: un exemple des basses terres du Saint-Laurent. Mémoire de M. Sc., Dép. de Géographie, Université de Montréal, 185 p., 1 carte géomorphologique à 1/20 000 (feuille n° 31 G 01-200-0101).
- Bilodeau, C., 1981. Annuaire des puits et forages. Ministère de l'Environnement, Québec, document H.G.P.-10, 702 p.
- Bouchard, A., Bergeron, Y., Camiré, C., Gangloff, P. et Gariépy, M., 1985. Proposition d'une méthodologie d'inventaire et de cartographie écologique: le cas de la MRC du Haut-Saint-Laurent. Cahiers de géographie de Québec, 29 (76): 79-95.

- David, P.P., 1988. The Coeval Eolian Environment of the Champlain Sea Episode, p.291-305. *In* N.R. Gadd, édit., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Association géologique du Canada, Special Paper 35, 312 p.
- Dionne, J.-C., 1977. Relict Iceberg Furrows on the Floor of Glacial Lake Ojibway, Québec and Ontario. *Maritime Sediments*, 13 (2): 79-81.
- Dredge, L.A., 1982. Relict ice-scour marks and late phases of Lake Agassiz in northernmost Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12 (5): 1079-1087.
- Durand, M. et Ballivy, G., 1974. Particularités rencontrées dans la région de Montréal résultant de l'arrachement d'écailles de roc par la glaciation. *Canadian Geotechnical Journal*, 11: 302-306.
- Dyke, A.S. et Prest, V.K., 1989. Paléogéographie de l'Amérique du Nord septentrionale, entre 18 000 et 5000 ans avant le présent. Commission géologique du Canada, carte 1703A, échelle de 1/12 500 000, *In* boîtier accompagnant R. J. Fulton, édit., *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, 1, 907 p.
- Énergie, Mines et Ressources Canada, 1975. Couverture de photos aériennes couleurs à 1/36 000 prises en mai-juin 1975. Photothèque nationale de l'air, Ottawa.
- Gangloff, P., 1981. Signification paléoclimatique des formes périglaciaires reliques du Québec méridional. *Biuletyn Peryglacjalny*, 28: 187-196.
- Gilbert, R., Handford, K. J. et Shaw, J., 1992. Ice scours in the sediments of Glacial Lake Iroquois, Prince Edward County, Eastern Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 46 (2): 189-194.
- Globensky, Y., 1981. Région de Huntingdon. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Rapport géologique 198, 53 p., 1 carte (n° 1964) à 1/63 360 (= 31 G/01).
- 1982. Région de Vaudreuil. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Rapport géologique 199, 59 p., 1 carte (n° 1965) à 1/63 360 (= 31 G/08).
- 1986. Géologie de la région de Saint-Chrysostome et de Lachine (sud). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Rapport MM 84-02, 166 p., 2 cartes à 1/63 360 (n° 1985 = 31 H/04 et n° 1986 = 31 H/05).
- Goldthwait, J. W., Johnston, W. A. et Keele, J., 1913. Pleistocene - Montreal, Covey Hill and Ottawa, Excursion A 10, p. 117-135. *In* Excursions in the Neighbourhood of Montreal and Ottawa. Guide Book n° 3, Geological Survey, Ottawa, 162 p.
- Hillaire-Marcel, C. et Occhietti, S., 1980. Chronology paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in eastern Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., 24 (4): 373-392.
- Horberg, L., 1951. Intersecting minor ridges and periglacial features in Lake Agassiz Basin, North Dakota. *Journal of Geology*, 59 (1): 1-18.
- Josenhans, H.W., 1987. Icebergs scour the ocean floor. *GEOS*, 16 (4): 1-5.
- Josenhans, H.W. et Barrie, J. V., 1982. Preliminary results of submersible observations on the Labrador shelf, Scientific and Technical Notes, p. 269-276. *In* Current Research, Part B. Commission géologique du Canada, Étude 82-1B, 315 p.
- Josenhans, H. W. et Zevenhuizen, J., 1990. Dynamics of the Laurentide Ice Sheet in Hudson Bay, Canada. *Marine Geology*, 92: 1-26.
- Laframboise, M., 1987. Origine et évolution de deux terres noires de la MRC du Haut-Saint-Laurent, Québec. Mémoire de M. Sc., Dép. de Géographie, Université de Montréal, 94 p.
- Lebuis, G., 1977. Signification paléogéographique de réseaux hydrographiques holocènes dans la plaine de Montréal. Mémoire M. Sc., Université de Montréal, 35 p.
- Lien, R., 1986. Iceberg Scouring and Its Influence on Seabed Conditions: Investigation and Proposed Model for the Norwegian Shelf, p. 87-96. *In* C. F. M. Lewis, D. R. Parrott, P. G. Simpkin et J. T. Buckley, édit., *Ice Scour and Seabed Engineering*. Rapport n° 049, Environmental Studies Revolving Funds, Ottawa, 322 p.
- Longva, O. et Bakkejord, K. J., 1990. Iceberg Deformation and Erosion in Soft Sediments, Southeast Norway. *Marine Geology*, 92: 87-104.
- Longva, O. et Thoresen, M. K., 1991. Iceberg scours, iceberg gravity craters and current erosion marks from a gigantic Preboreal flood in southeastern Norway. *Boreas*, 20 (1): 47-62.
- Ministère de l'Énergie et des Ressources, 1984a. Cazaville. Fond de carte topographique à 1/20 000, n° 31 G 01-200-0101, Québec.
- 1984b. Huntingdon. Fond de carte topographique à 1/20 000, n° 31 G 01-200-0102, Québec.
- Ministère des Terres et Forêts, 1965. Couverture de photos aériennes noir et blanc à 1/15 840. Service de la Photogrammétrie et de la Cartographie, Québec.
- Mollard, J. D., 1983. The Origin of Reticulate and Orbicular Patterns on the Floor of Lake Agassiz Basin, p. 355-374. *In* J. T. Teller et L. Clayton, édit., *Glacial Lake Agassiz*. Association géologique du Canada, Special Paper 26, 451 p.
- Occhietti, S., 1980. Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du St-Laurent et corrélations stratigraphiques. Collection Paléo-Québec, 10, 218 p.
- 1989. Géologie quaternaire de la sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches, p. 374-418. *In* R. J. Fulton, édit., *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, chap. 4. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, 1, 907 p.
- Parent, M., Dubois, J.-M., Bail, P., Larocque, A. et Larocque, G., 1985. Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 ans BP. *Recherches amérindiennes au Québec*, 15 (1-2): 17-37.
- Pissart, A., 1983. Remnants of periglacial mounds in the Hautes Fagnes (Belgium): structure and age of the ramparts. *Geologie en Mijnbouw*, 62: 551-555.
- 1987. Géomorphologie périglaciaire. Laboratoire de géomorphologie et de géologie du Quaternaire, Université de Liège, 135 p.
- Prest, V. K., 1975. Géologie du Quaternaire au Canada, p. 751-852. *In* R. J. W. Douglas, édit., *Géologie et ressources minérales du Canada*, Partie B. Commission géologique du Canada, Ottawa, 934 p.
- Prévôt, J.M., 1972. Carte hydrogéologique des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ministère des Richesses naturelles, Québec, carte n° 1748 à 1/250 000.
- Schroeder, J., Beaupré, M. et Cloutier, M., 1986. Ice-push caves in platform limestones of the Montréal area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23: 1842-1851.
- Watson, E. et Watson, S., 1972. Investigations of some pingo basins near Aberystwyth, Wales, p. 212-223. *In* Quaternary Geology. 24th International Geological Conference, Montréal, Proceedings, sec. 12, 226 p.
- Winters, H.A. et Rieck, R.L., 1982. Drainage reversals and transverse relationships of rivers to moraines in southern Michigan. *Physical Geography*, 3 (1): 70-82.
- Woodworth-Lynas, C. M. T., Simms, A. et Rendell, C. M., 1984. Grounding and scouring icebergs on the Labrador Shelf. *Iceberg Research*, 7: 13-20.