

## Article

---

« Géomorphologie des eskers abitibiens »

Michel Allard

*Cahiers de géographie du Québec*, vol. 18, n° 44, 1974, p. 271-296.

Pour citer cet article, utiliser l'information suivante :

URI: <http://id.erudit.org/iderudit/021195ar>

DOI: 10.7202/021195ar

Note : les règles d'écriture des références bibliographiques peuvent varier selon les différents domaines du savoir.

---

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter à l'URI <https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/>

---

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche. Érudit offre des services d'édition numérique de documents scientifiques depuis 1998.

Pour communiquer avec les responsables d'Érudit : [info@erudit.org](mailto:info@erudit.org)

# GÉOMORPHOLOGIE DES ESKERS ABITIBIENS \*

par

Michel ALLARD

*Department of Geography, McGill University, Montréal*

## INTRODUCTION

L'Abitibi, où a été effectuée cette étude sur les eskers, se situe à environ 608 km (380 milles) au N.O. de Montréal et environ 250 km au S.S.E. de la Baie de James. Les eskers s'y retrouvent dans une immense plaine argileuse construite par sédimentation au fond du lac glaciaire Barlow-Ojibway et communément appelée « clay belt ». La surface argileuse, affectée d'une faible pente du sud vers le nord, atteint régulièrement une altitude de 320 m (1050 pieds) avec, par endroits, des maximums approchant 336 m (1100 pieds). Les eskers, mis en place sur le fond rocheux ou sur le till de fond, sont donc en partie recouverts d'argile glaciolacustre. En outre, ayant été formés dans un milieu lacustre, l'effet des vagues se fait puissamment sentir dans leur morphologie.

Leurs très grandes dimensions constituent sans contredit l'élément impressionnant de ces eskers (figure 1). Le plus important, l'esker de Matagami (sur lequel est construite la route conduisant à Matagami), s'étend sur 278 km (174 milles) du nord au sud et mesure par endroits jusqu'à 85 m (280 pieds) de hauteur au-dessus de la plaine argileuse tandis que sa largeur maximum atteint 4422 m (14 500 pieds). Les autres eskers de la région sont plus modestes, quoique de proportions similaires. D'après la littérature, des eskers d'échelle comparable ne se rencontreraient qu'en Scandinavie.

Il existe de nombreuses dissimilitudes parmi les eskers abitibiens. Alors que certains apparaissent comme d'étroits rubans encadrés de part et d'autre de cuvettes de glace morte, d'autres apparaissent, semble-t-il, comme des alignements de buttes fluvioglaciaires successives. Quelques-uns s'élargissent en de vastes épandages, tandis que quelques autres s'ennoyent fréquemment sous les argiles lacustres.

---

\* Publié avec l'autorisation du ministre des Richesses naturelles du Québec.

Cet article résume les principales observations et conclusions d'une thèse de maîtrise présentée au département de géographie de l'université Laval, en 1973, sous le titre : *Les eskers de l'interfluve Bell-Harricana, Abitibi*. La thèse était dirigée par M. Germain Tremblay.

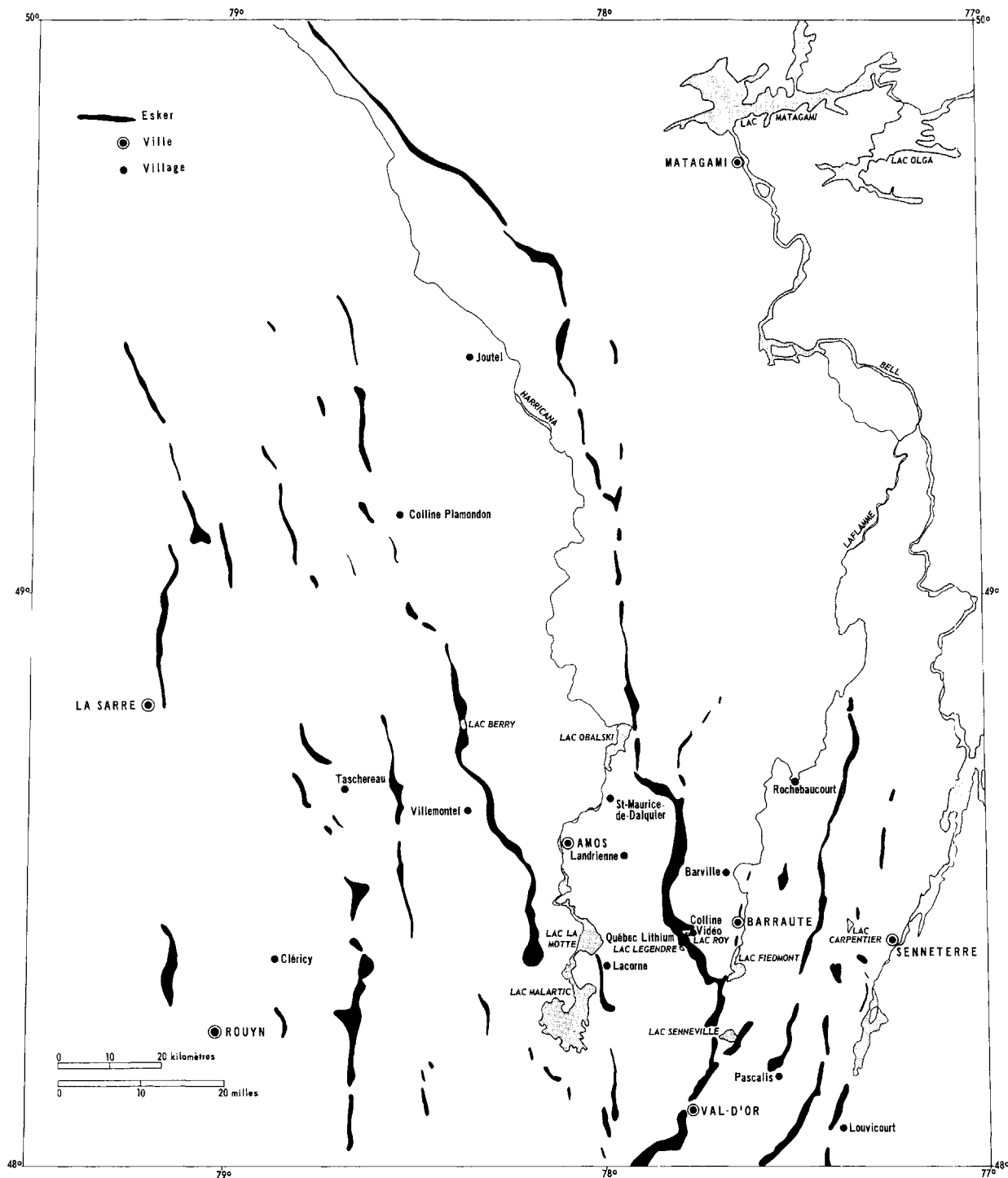


Figure 1 Localisation et distribution des eskers abitibiens.

Ce gigantisme en comparaison des eskers des régions extérieures à l'aire d'extension du lac Barlow-Ojibway ainsi que les aspects morphologiques variés des eskers abitibiens posent de sérieux problèmes quant à l'interprétation de leurs modes de mise en place. C'est pourquoi il conviendra, après avoir décrit leurs caractéristiques morphologiques et sédimentologiques, de les grouper en types morphologiques auxquels seront associés des modes possibles de mise en place.

## TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LES ESKERS ABITIBIENS

L'existence, en Abitibi, d'eskers aux dimensions exceptionnelles est connue depuis le début du siècle. Malgré cela, peu d'auteurs leur ont accordé un intérêt marqué dans leurs travaux. Tanton (1920) souligne la présence d'eskers entre Amos et La Sarre. Dans la région de Senneterre, Bell et Bell (1933) mentionnent et cartographient quelques crêtes gravelo-sableuses qu'ils identifient comme des eskers. La première description détaillée des eskers abitibiens, accompagnée d'une carte des plus importants eskers de la région et de photographies aériennes, fut effectuée par Wilson (1938, p. 52-56). Tremblay (1956) accompagne son rapport géologique d'une interprétation brève, mais intéressante, du rôle joué dans la déglaciation de la région par l'esker de Matagami. Mais c'est avant tout depuis les travaux de cartographie et d'échantillonnage entrepris en 1969 par le gouvernement québécois que nous connaissons bien la distribution et les dimensions des eskers abitibiens.

## DESCRIPTION GÉNÉRALE DES ESKERS

### *Formes associées à leur mise en place*

Les eskers abitibiens ne se présentent pas sous un aspect uniforme. Par exemple, au nord du lac Obalski l'esker de Matagami se présente sous forme de segments discontinus à la suite de nombreux ennoyages sous les argiles glaciolacustres. Lorsqu'il est visible, il prend l'aspect d'une étroite bande graveleuse encadrée de part et d'autre par des dépressions fermées et alignées, le tout tranchant nettement avec la plaine argileuse environnante (photo 1). La rectitude de cette bande est brisée parfois par des élargissements dans lesquels on retrouve un double alignement de kettles de part et d'autre d'une crête centrale. Lorsque cet esker apparaît en bande étroite, sa forme est plutôt celle d'une crête arrondie, ses versants atteignent des pentes de 15 à 20 degrés et sa largeur varie de 70 à 140 m environ (225 à 450 pieds). Par contre, dans ses renflements, les versants sont beaucoup plus doux (5 à 10 degrés), les sommets plus larges et plats et sa largeur varie de 550 à 900 m (1 800 à 3 000 pieds). Dans les deux cas, la hauteur de l'esker au-dessus de la plaine argileuse ne dépasse guère 20 m (60 pieds).

Certains eskers, ainsi que l'esker de Matagami au sud du lac Obalski, sont d'allure massive. Élevés et larges, leur continuité n'est que rarement interrompue car ils dominent de haut la plaine argileuse. Leurs lignes de

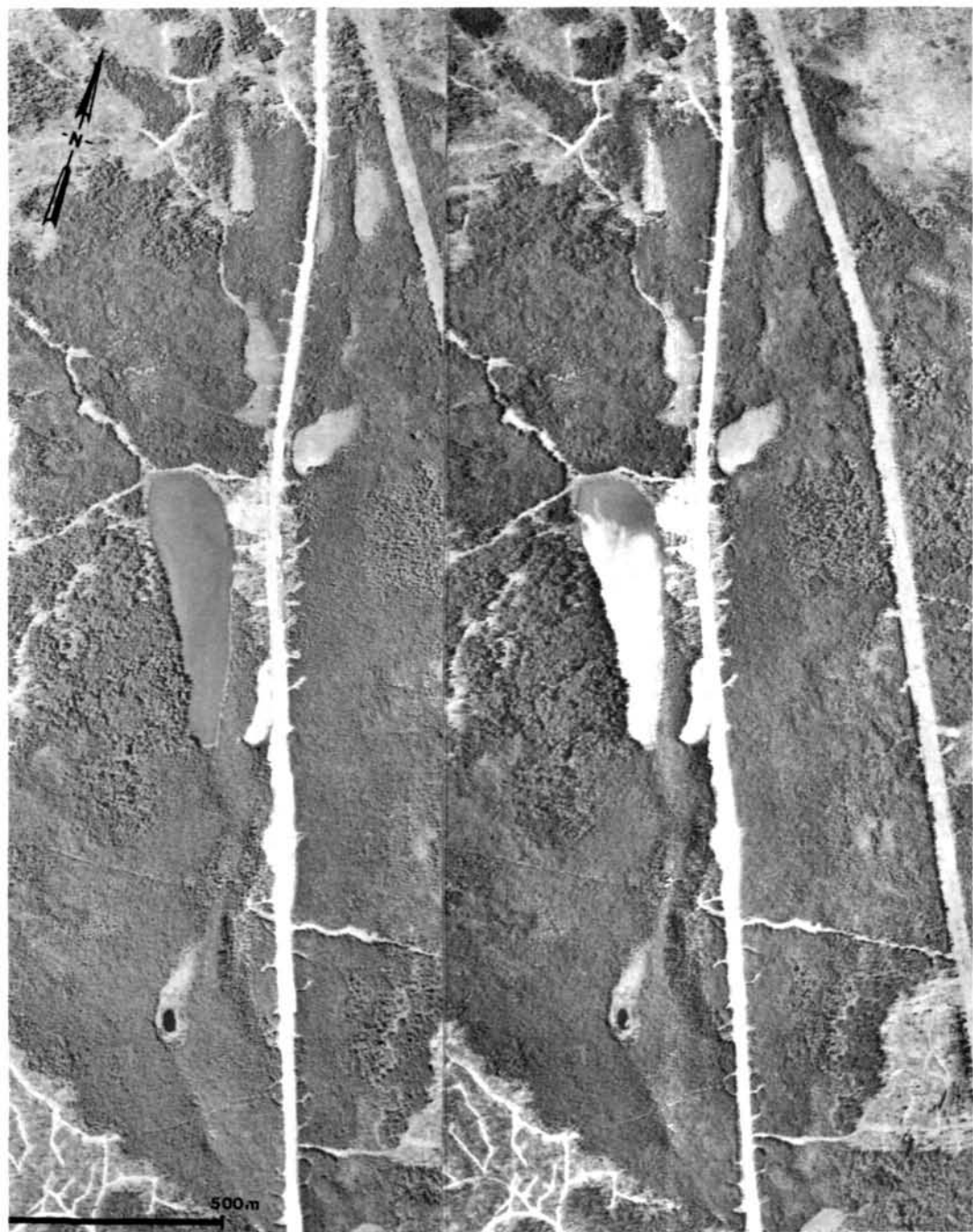


Photo Q 66154 239-240 M.T.F., Québec

**Photo 1** Double alignement de kettles de part et d'autre de la crête centrale de l'esker de Matagami; le long de la route reliant Amos et Matagami.

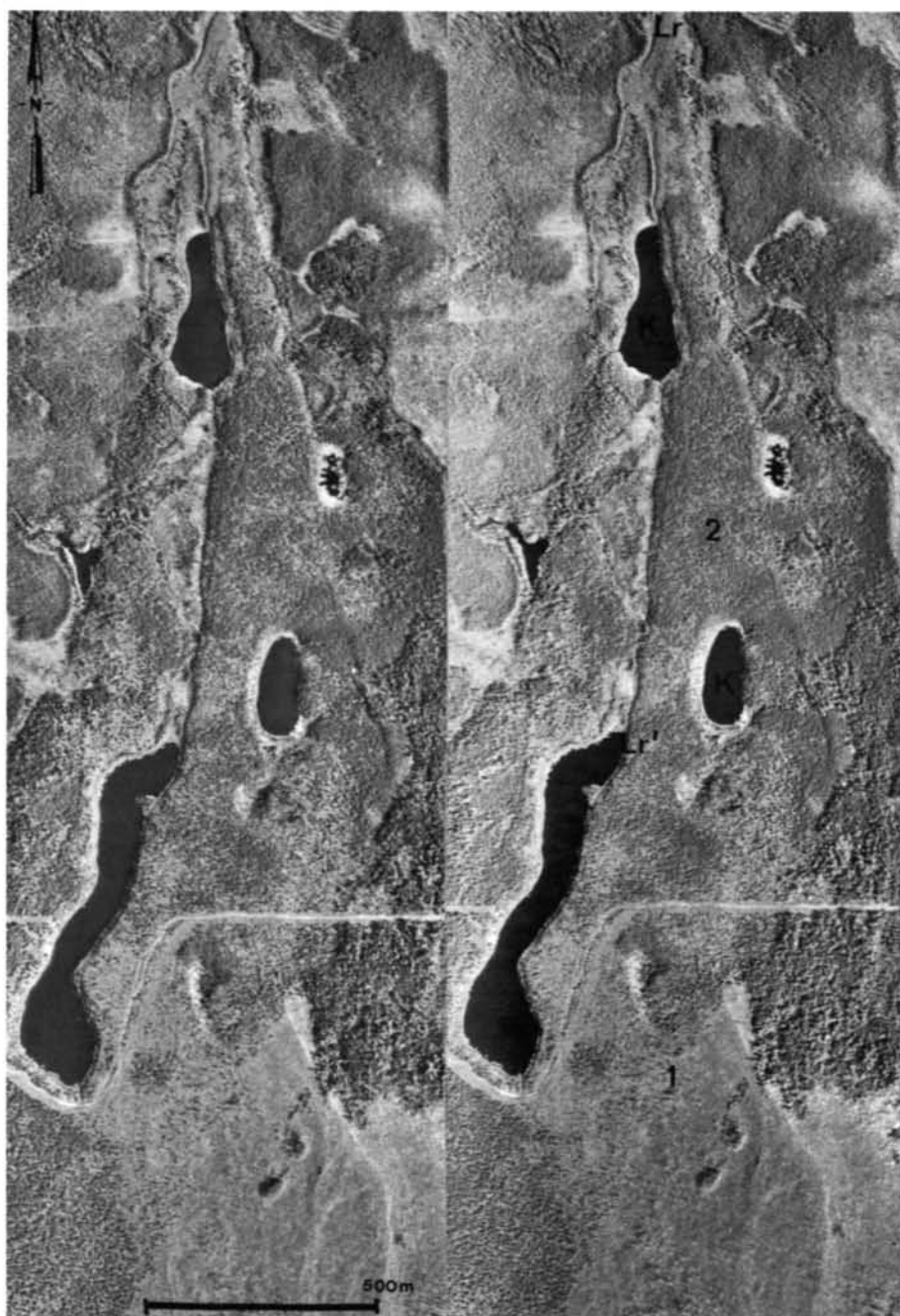


Photo Q 65241 77-78 M.T.F., Québec

**Photo 2** Deltas d'eskers, région de Rochebaucourt. 1— première accumulation deltaïque, 2— seconde accumulation deltaïque, K—"Kettles", Lr-Lr'—ligne de rivage du lac Barlow-Ojibway.

crête deviennent plus floues car, par endroits, ces eskers prennent l'allure d'immense plaines d'épandages surélevées. D'autres se présentent comme des successions de bourrelets fluvioglaciaires ; fait curieux, les bourrelets, que l'on peut apparenter à des deltas d'eskers, ne sont que rarement alignés les uns derrière les autres mais plutôt décalés latéralement l'un par rapport à l'autre. Par exemple, l'esker qui s'étend de Pascalis au lac Despinassy dans la région de Rochebaucourt, doit son orientation SSW-NNE à des décrochements en échelon vers l'est des deltas d'eskers qui le composent. Ces deltas, en général bien distincts les uns des autres et distants entre eux d'en moyenne 2 km (1,3 mille), peuvent aussi être coalescents (photo 2).

Le tracé et l'aspect morphologique des eskers semblent être en relation assez étroite avec les éléments importants de la structure du socle précambrien et la topographie rocheuse. L'esker de Matagami, par exemple, subit deux effets importants de la part de la topographie du socle. D'abord un effet de barrière alors qu'un dyke ou une bande rocheuse se trouve orienté perpendiculairement à son tracé. Ce phénomène se produit au nord du lac Obalski ; alors qu'un dyke de diabase barre perpendiculairement la route de l'esker, celui-ci s'arrête sur l'obstacle et reprend son cours quelques centaines de mètres plus à l'ouest. La rencontre d'un obstacle rocheux peut aussi occasionner l'ouverture de l'esker en un immense delta comme c'est le cas à la colline Vidéo. En certains cas, les lignes de failles et les cassures du socle semblent avoir eu sur les eskers un effet « canalisateur ». À l'est de Rouyn, par exemple, un esker suit nettement une cassure orientée nord-sud et longe de façon très parallèle les lacs Joannès et Vaudray qui occupent le fond de cette cassure ; de même, l'esker de Matagami et un de ses affluents suivent une ligne de faille qui est cartographiée dans la région de Barraute sous le nom de « faille de la rivière Laflamme » et dont on peut suivre le prolongement le long des lacs Fiedmont, Blouin, Lemoyne, Rouillard, Lemay et Béraud jusqu'à la rivière des Outaouais dans laquelle elle provoque un coude à 90 degrés.

Lorsqu'elle était trop accidentée, la topographie du socle a probablement empêché, en morcelant la glace en fusion, la formation de longs eskers. Aussi n'en retrouve-t-on pas dans les zones à fort relief comme les collines Abijevis et les collines de Lacorne. Les dépôts fluvioglaciaires, dans ces zones, prennent plutôt l'aspect de plaines d'épandage.

#### *Formes de remaniement lacustre associées aux eskers*

De nombreuses formes d'origine lacustre s'associent aux eskers abitibiens ; les escarpements d'érosion littorale, les flèches et les cordons littoraux et les crêtes de plages viennent remodeler les versants et parfois même modifier considérablement leur morphologie originale. Trois facteurs liés à l'existence du lac Barlow-Ojibway ont pu influencer le remaniement des eskers abitibiens et la création sur leurs flancs de ces formes littorales : les niveaux atteints par le lac glaciaire, son étendue et les étapes de son retrait.

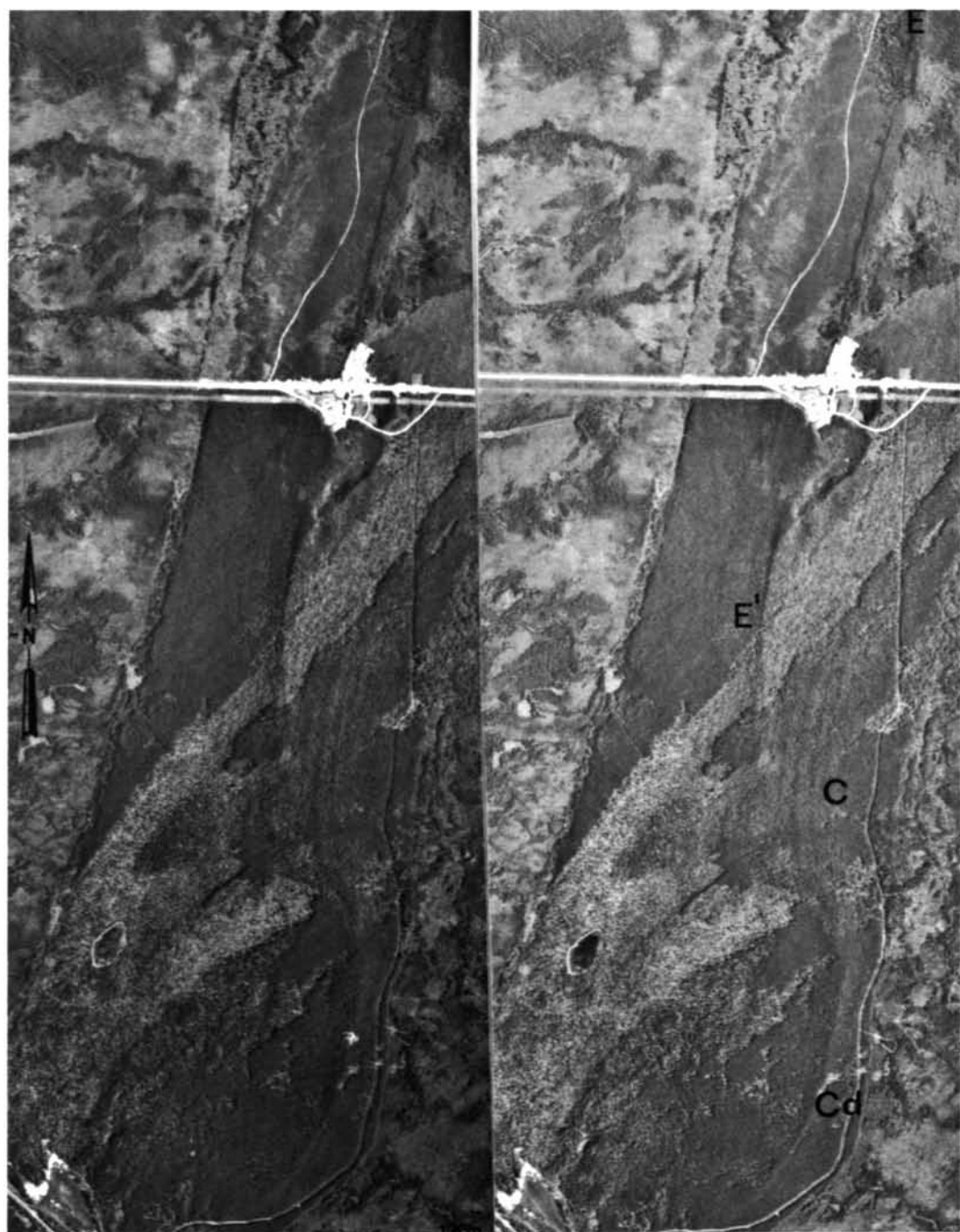


Photo Q 66313 119-120 M.T.F., Québec

**Photo 3** *Esker de Matagami, région de Landrienne. E-E'— escarpement d'origine lacustre. C— crêtes de plages. Cd— crête de l'esker déplacée par les vagues.*



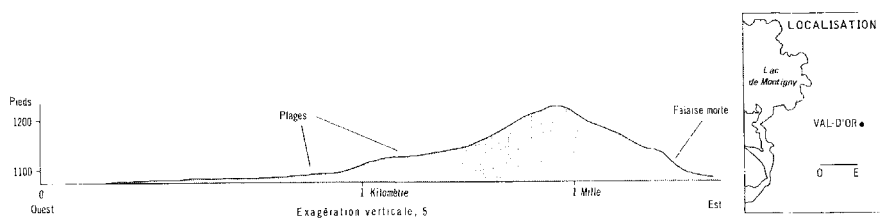
Trois auteurs situent le niveau maximum atteint par le lac Barlow-Ojibway au-dessus de 430 m (1400 pieds). Norman (1939) observe une plage soulevée à 438 m (1437 pieds) près du lac Opémisca. Wilson (1938) situe la hauteur maximum du roc lavé par les vagues à 457 m (1500 pieds) à la colline Plamondon ; et Ambrose (1950) estime ce niveau maximum à 457 m dans la région de Cléricy. Ces altitudes sont trop élevées et des plans d'eau leur correspondant auraient surpassé n'importe quel barrage de retenue des eaux lacustres, à savoir un culot de glace morte au Témiscamingue ou l'onde de soulèvement isostatique ou les deux à la fois. Avec Laverdière (1969), il faut donc conclure à propos de ces hautes cotes à l'existence brève de petits lacs annulaires autour de nunataks, antérieurs au lac Barlow-Ojibway lui-même. Quant à l'étendue du lac glaciaire, l'aire d'extension des sédiments glaciolacustres étant très vaste (cf. Laverdière, 1969, p. 236), il avait certainement un fetch assez long pour entraîner une forte action des vagues.

Les plus hautes ondulations de la crête de l'esker de Matagami, dans la région de Landrienne, atteignent 400 m (1300 pieds) d'altitude. Un escarpement d'érosion lacustre, très net sur photographie aérienne (photo 3), suit une ligne très légèrement supérieure à la courbe de niveau de 360 m (1200 pieds). Il est donc certain que le lac Barlow-Ojibway demeura quelque temps à ce niveau.

Plusieurs tronçons d'eskers, qui n'atteignent pas une altitude de 320 m (1050 pieds), furent donc submergés en certains endroits sous 45 m (150 pieds) d'eau. Aussi est-il normal de trouver de temps à autre des sédiments argileux sur la crête de ces segments peu élevés. Dans une excavation effectuée à la pelle mécanique sur le sommet de l'esker de Matagami, à 1 km au NE du lac Obalski, nous avons pu observer un banc d'argiles varvées recouvert de 2 m de gravier. Ces sédiments argileux sont probablement le résidu d'une pellicule argileuse enfouie sous des dépôts de remaniement lacustre. Une disposition du même genre a été observée par Granö (1958) au sud de la Finlande.

L'effet des vagues sur les eskers se fait puissamment sentir dans leur morphologie. Les pentes des versants ont été souvent adoucies par la redescende des vagues. Des plages à pentes très douces se sont formées au pied des falaises mortes. Ces plages (figure 2) se retrouvent surtout du côté ouest des eskers, indiquant une action des vagues plus forte de ce côté que de l'autre.

**Figure 2** Coupe transversale de l'esker de Matagami illustrant des plages et une falaise morte sur les versants.



La ligne sommitale des eskers fut parfois totalement transformée, c'est-à-dire abaissée et déplacée. Ce phénomène se produisit lorsque la crête de l'esker en émergence atteignit d'abord la profondeur à laquelle les vagues ont un effet, puis lorsqu'elle subit directement l'assaut des vagues de translation. Les vagues, venant en prédominance de l'ouest, déplaçaient les graviers et les sables à fleur d'eau vers l'est où ils tombaient sur le versant oriental de l'esker submergé. Après émergence, la crête de l'esker se trouva donc déplacée vers l'est et abaissée. Les glaces flottantes ont pu également contribuer à cette modification de certaines crêtes d'eskers. Le stéréogramme (photo 3) illustre le résultat final de ce processus sur l'esker de Matagami ; le versant oriental est beaucoup plus raide que le versant occidental dont

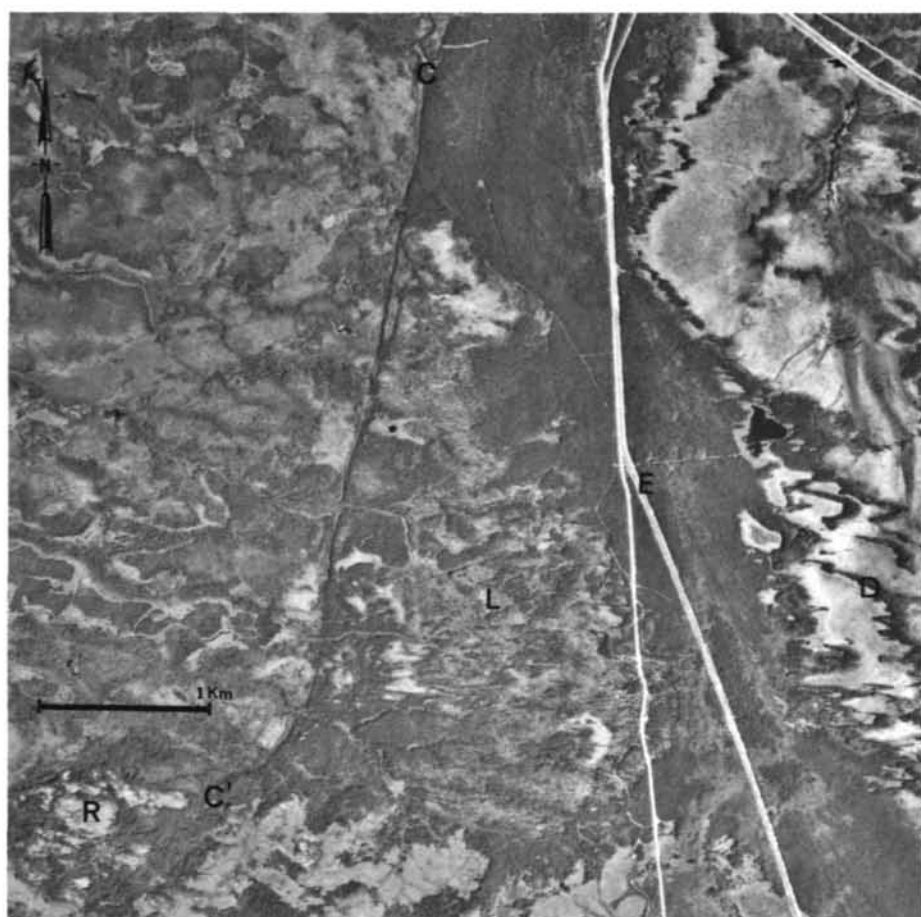
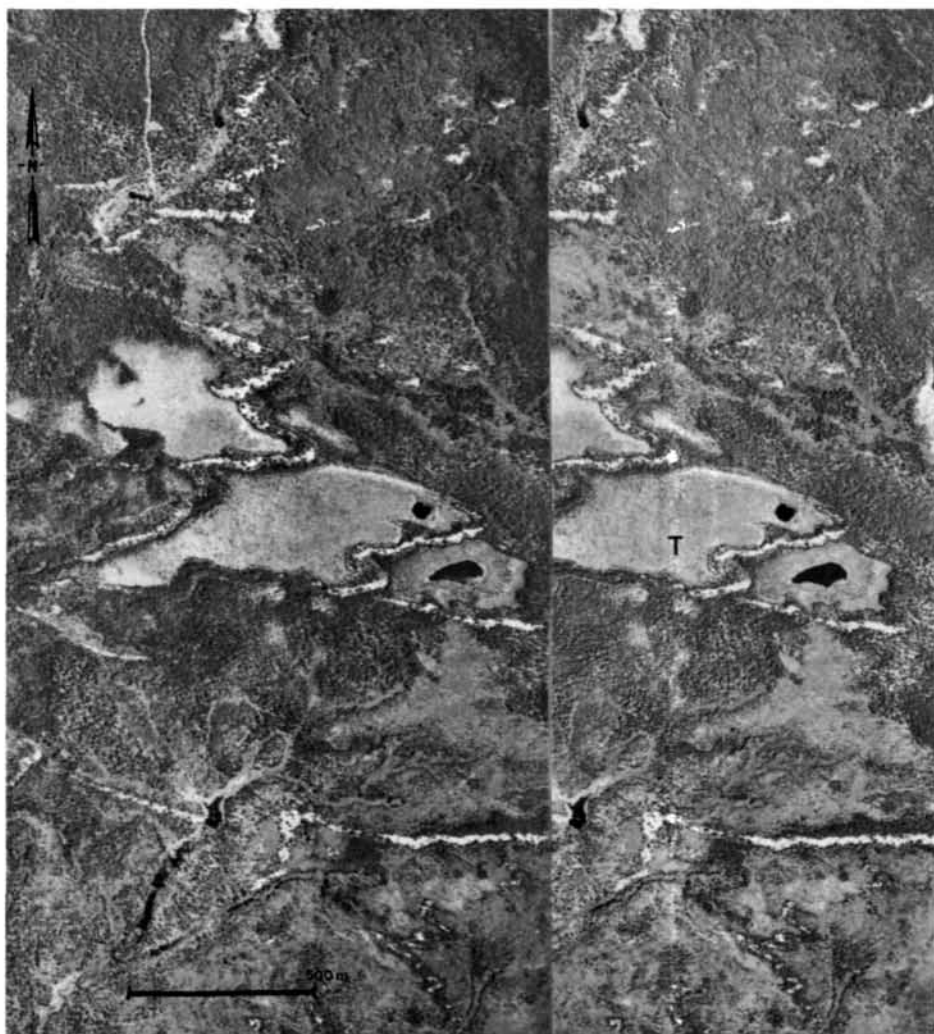


Photo Q 66313 155, M.T.F., Québec

**Photo 4** Paleo-cordon littoral, S-E de Landrienne. E- esker de Matagami. C-C'- cordon littoral. R- affleurement rocheux auquel est relié le cordon littoral. L- ancien fond de lagune occupé par des dépôts tourbeux et éoliens. D- dunes dans une tourbière située sur l'ancien fond lacustre.



**Photo 5** Dunes situées au-dessus du niveau lacustre maximum. T- tourbe.

la pente est presque insaisissable. L'altitude de ces crêtes modifiées est d'environ 350 m (1150 pieds), soit à mi-hauteur entre le niveau maximum observé et l'étape finale du lac glaciaire (320 m, ou 1050 pieds) ; elle illustre par conséquent un abaissement relativement régulier du plan d'eau entre ces deux stades.

La phase terminale du lac glaciaire, caractérisée par des formes pré-littorales, laisse sa marque entre 320 et 330 m (1050 et 1100 pieds). Les formes pré-littorales, flèches et cordons, doivent vraisemblablement leur existence à l'effet conjoint de deux facteurs morphologiques. En premier

lieu, ces formes se retrouvent à quelques centaines de mètres des eskers, lorsque la pente des versants est très faible ; les vagues étaient alors brisées au large, ce qui limitait leur puissance érosive et favorisait l'accumulation d'une seconde plage à l'endroit du déferlement. Deuxièmement, la présence de buttes rocheuses, anciens îlots, à quelque distance du rivage, permettait l'accumulation de sables et de graviers qui s'y accrochaient, formant ainsi des flèches et des cordons qui éventuellement étaient reliés à la terre ferme, en l'occurrence aux eskers. L'espace entre les cordons et les eskers, aujourd'hui rempli par des tourbières, était alors occupé par des lagunes. Le cordon littoral le plus spectaculaire relié à l'esker de Matagami, long de 8 km, apparaissait sur la photo 4.

#### *Formes éoliennes associées aux eskers*

À mesure que le lac Barlow-Ojibway s'abaissait, il mettait ainsi à découvert des sables qui allaient constituer une source importante de matériel pour la formation de dunes et d'autres accumulations éoliennes. Dans tous les cas, les dunes ont tendance à être paraboliques et indiquent que les vents dominants soufflaient alors de l'ouest ; ce dernier point nous fut d'ailleurs confirmé par des mesures de stratifications éoliennes au sud de Val d'Or.

On retrouve trois types de dunes associées aux changements de niveaux du lac glaciaire. Les premières, situées à 373 m (1225 pieds) d'altitude, près de *Québec Lithium*, sont au-dessus du niveau lacustre maximum et peuvent être contemporaines au lac glaciaire (photo 5). Bien qu'elles aient un front d'allure parabolique, ces dunes ont une composante longitudinale importante. Il semble que leurs bras sud soient exagérément allongés et fassent eux-mêmes penser à des dunes longitudinales, atteignant parfois des longueurs de 1100 m (3575 pieds). Des tourbières sont nettement délimitées par ces accumulations éoliennes. Comme le révèlent de nombreuses taches claires sur les photos aériennes, les sables composant ces dunes connaissent certainement des déplacements éoliens locaux. Les dunes elles-mêmes, par contre, ne doivent quand même pas se déplacer beaucoup à cause de ces tourbières qui les entourent. Viennent en second lieu les dunes que l'on retrouve sur d'anciens littoraux. La plupart, localisées entre 320 et 330 m (1050 et 1100 pieds), datent de la dernière phase lacustre. N'excédant pas 100 m de longueur dans le sens E-W, elles sont coalescentes latéralement, caractérisant ainsi d'anciens cordons dunaires littoraux (photo 6). Les dunes du troisième type, vues d'avion (photo 4) ont un effet saisissant. Complètement stabilisés, elles reposent sur l'ancien fond lacustre, à l'est des eskers.

Les dunes du premier type, à 373 m d'altitude et les dunes du dernier type, reposant dans des tourbières, ont nécessairement dû être édifiées avant l'accumulation du dépôt organique. Il a donc fallu, après le retrait du lac Barlow-Ojibway, qu'un climat périglaciaire retarde la prise de la végétation. Si, comme l'a mesuré Blake (1953), le lac glaciaire a duré au moins 300 ans, ce climat froid date donc du Tardi-glaciaire. Seppala (1971) en est arrivé à des conclusions similaires à propos de dunes formées dans des

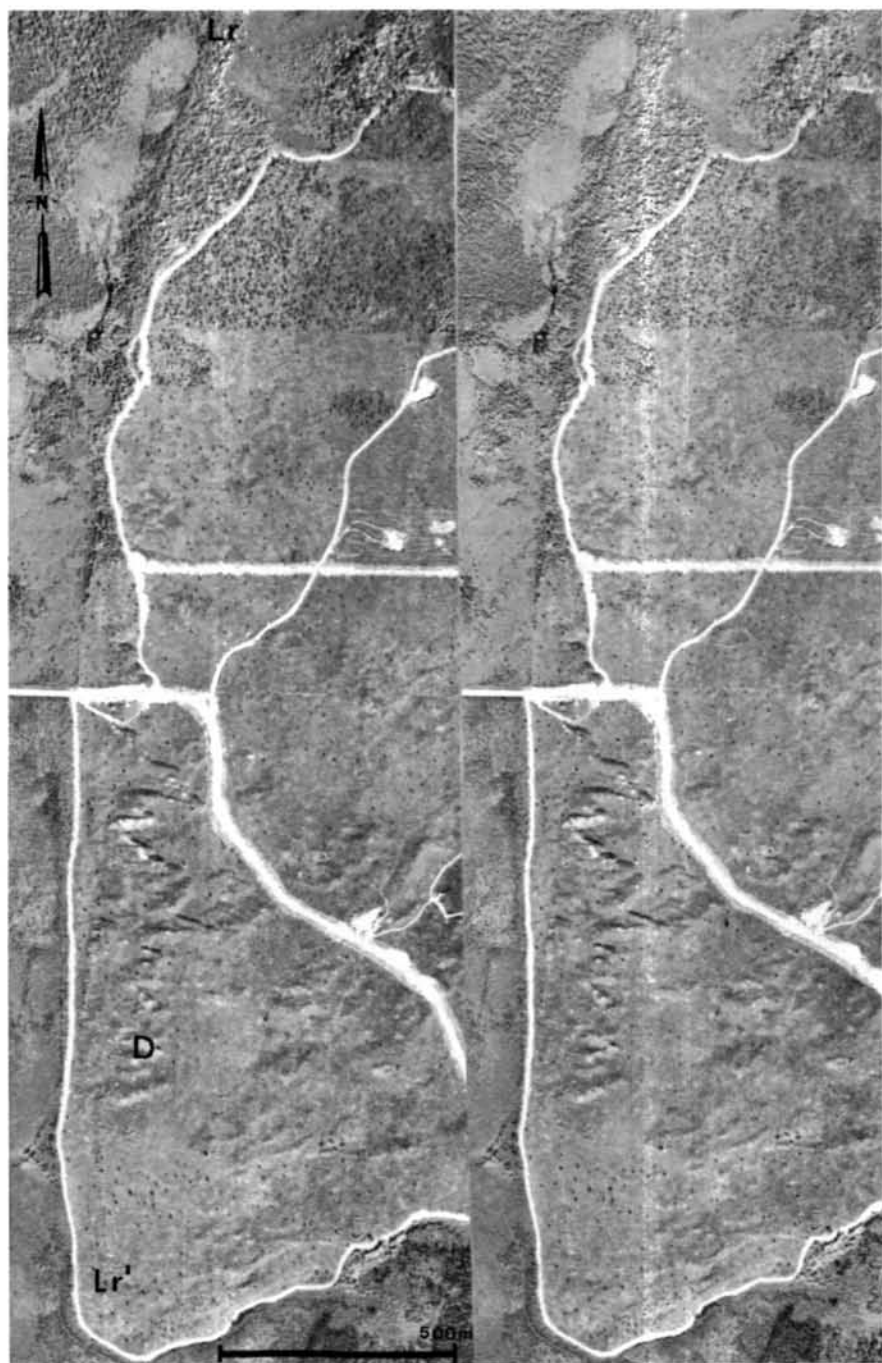


Photo Q 65273 56-57, M.T.F., Québec

**Photo 6** *Paleo-cordon dunaire sur un épandage fluvio-glaciaire au nord de Pascalis. D—dunes. Lr-Lr¹—ancienne ligne de rivage du lac Barlow-Ojibway.*

conditions en tout point identiques en Laponie finlandaise ; l'étude pédologique qu'il y a faite révèle qu'elles n'ont pratiquement pas bougé depuis leur formation, qu'il date du Tardi-glaciaire grâce à une datation effectuée sur un lit de charbon provenant d'un feu de forêt et à des études de pollens. Les espèces rencontrées dans les pollens sont, de plus, indicatrices d'un climat périglaciaire au moment de leur édification.

#### *Éléments de structure interne des eskers abitibiens*

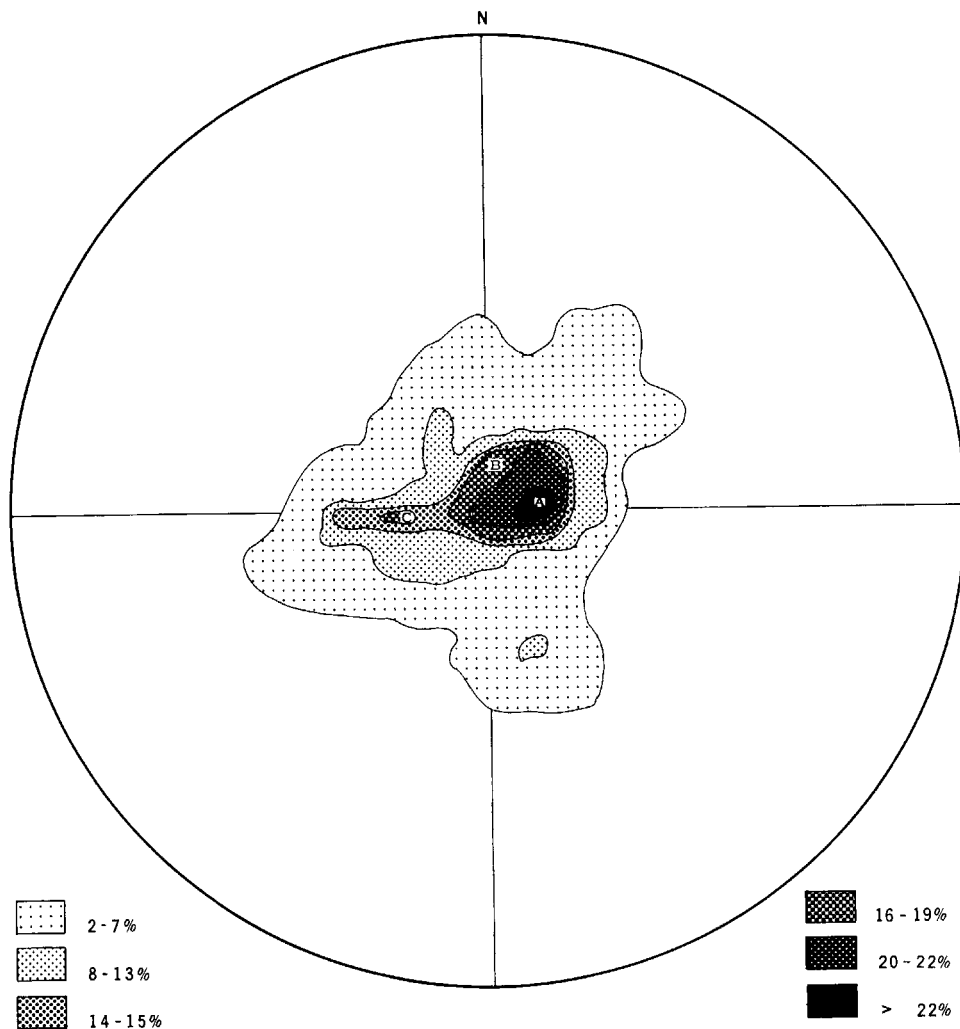
Il est pratiquement impossible, vu le nombre relativement petit de bonnes coupes et la grande étendue des eskers abitibiens, de reconstituer leur mode d'édification d'après la disposition des sédiments qui les composent. Par contre, l'étude des principales structures sédimentaires rencontrées sur le terrain apporte des éléments très importants de connaissance sur leur mise en place.

Les stratifications sont évidentes dans les sables, les granules et les cailloux tandis qu'elles deviennent de plus en plus diffuses à mesure que croît la dimension des matériaux. Leur inclinaison varie de l'horizontalité à l'angle de repos des sables et graviers. À l'intérieur des stratifications, surtout dans les dépôts sableux et granuleux, se distinguent des lits majeurs et des lits mineurs. Les lits majeurs mesurent en général de 30 à 60 cm d'épaisseur tandis que les lits mineurs, compris dans les précédents, atteignent rarement plus de 1 cm de puissance. Dans les coupes où la granulométrie est hétérométrique, les stratifications s'estompent et deviennent très diffuses. Ce faciès indique alors une mise en place très rapide durant laquelle les eaux de fusion n'ont pas eu le temps d'effectuer un tri dans les matériaux.



**Photo 7** Structure interne en voûte dans les stratifications d'un esker au sud de Villemontel.

**Figure 3** Structure interne en voûte dissymétrique dans un esker à Malartic. Projection stéréographique equi-aire dans l'hémisphère sud: Au point A, 24% des lits s'inclinent vers l'ouest de 19°; au point B, 18% des lits s'inclinent vers le sud de 6°; au point C, 16% des lits s'inclinent vers l'est de 16°.



Les stratifications s'inclinent le plus souvent vers les côtés et l'aval des eskers corroborant ainsi les observations de la plupart des auteurs. Cette structure interne en voûte est bien visible dans quelques coupes transversales (photo 7), mais n'est pas évidente dans la plupart des cas. Une étude statistique de stratifications dans une gravière voisine de la ville de Malartic, où la structure en voûte n'est pas si évidente, révèle quand même deux orientations dominantes vers les côtés et une vers l'aval dans l'écoulement des eaux de fusion, le tout représentant une voûte asymétrique (figure 3). Cette structure peut donc être inhérente à plusieurs tronçons d'eskers sans être immédiatement visible dans les gravières.

D'après certaines coupes, deux étapes de sédimentation ont contribué à la formation des eskers ; ceci apparaît lorsqu'une coupe montre des sédiments grossiers, galets et blocs, recouverts de sédiments plus fins, sables granules et cailloux. Les sédiments grossiers étant normalement transportés sur une moins grande distance, on les appelle proximaux tandis que les sédiments fins, probablement mis en place à une plus grande distance de la source du cours d'eau glaciaire, sont appelés distaux.

Les eskers présentent aussi parfois des séquences stratigraphiques de nature cyclique. Par exemple, une coupe, à proximité de Joutel, nous a montré une alternance de lits de gravier et de lits de sable. Si on interprète chaque séquence gravier-sable comme étant annuelle, on conclut que l'édification de cette coupe a duré au moins deux ans. Des lits à granulométrie très différente peuvent parfois se succéder dans une même coupe. Il arrive même parfois que des lits de blocs reposent, en y apportant de nombreux bouleversements, sur des sables fins et des limons. La très grande différence entre les vitesses nécessaires au transport de particules de calibres si différents indique que le débit fluvio-glaciaire devait être très variable et qu'à des périodes très calmes d'étiages, voir d'arrêt total de l'écoulement des eaux de de fusion, pouvaient succéder des périodes de crues très violentes. De telles variations dans le débit des eaux de fonte ne peuvent être que la conséquence de variations, peut-être saisonnières, de température lors du retrait glaciaire.

Les ravinements, ou « cut and fill » (photo 8), sont nombreux dans les eskers d'Abitibi. Leur disposition indique une érosion des sédiments de base par un cours d'eau suivie d'une sédimentation subséquente recouvrant le tout. Bien souvent l'orientation des strates dans ces nouveaux sédiments indique un changement de plusieurs degrés dans la direction d'écoulement des eaux de fusion. La plupart de nos observations de terrain nous ont montré que les « cut and fill » se situent en général près de la surface du sol et, par conséquent, qu'ils sont associés avec la phase terminale de l'édification des eskers. Les « cut and fill » atteignent parfois 10 m de largeur. Or, les eskers dans



**Photo 8** Superposition du matériel proximal à galets et blocs et du matériel distal sableux dans l'esker de Matagami, près de Matagami. Remarquer le ravinement dans les sables distaux. Hauteur de la coupe: 10 m.



lesquels on les retrouve peuvent atteindre plus de 1 km de largeur. Puisque ces « cut and fill » proviennent de l'érosion par des cours d'eau, on peut conclure que lors de leur creusement, au stade final de la formation des eskers, il n'y avait que de petits cours d'eau oscillant à la surface des dépôts fluvioglaciaires, probablement dans des réseaux anastomosés.

D'autres structures sédimentaires telles que rides de courant, failles et pavages de blocs (photo 9) apparaissent dans les eskers mais n'ont pas eu une incidence directe sur leur mise en place.



**Photo 9** Coupe verticale à Val-d'Or montrant des sédiments fluvioglaciaires faillés et les sédiments de remaniement lacustre qui y sont superposés en discordance, indiquant une formation probablement subaquatique des failles.

#### CLASSIFICATION ET MODES DE MISE EN PLACE POSSIBLES DES ESKERS ABITIBIENS

Les structures sédimentaires observées de façon éparsée dans les eskers fournissent des renseignements utiles quant à leurs modes de mise en place. Toutefois, le nombre restreint de coupes par rapport aux très grandes dimensions des dépôts fluvioglaciaires fait que nous devons nous baser essentiellement sur les critères morphologiques pour l'interprétation de leur mise en place. Nous arrivons à interpréter les modes de mise en place des eskers situés entre les rivières Bell et Harricana (zone échantillonnée) en procédant

en deux étapes : 1 – la distinction de types morphologiques d'eskers caractérisés chacun par divers critères ou variables et 2 – l'interprétation proprement dite du mode de mise en place de chacun des types d'eskers d'après la signification que peut prendre l'ensemble des critères distinctifs du type.

### *Distinction des types d'eskers*

Vu l'immensité du territoire abitibien nous avons dû nous limiter dans l'échantillonnage et seuls les eskers compris dans l'interfluve Bell-Harricana seront ici étudiés. L'analyse en facteurs communs fut utilisée en premier lieu pour distinguer des critères de classification sous forme de coefficients de saturation, puis un programme de groupement portant sur les poids locaux nous aida à classer les segments. Les problèmes et les risques encourus dans l'utilisation d'un tel procédé étant discutés abondamment dans la littérature des méthodes quantitatives, nous ne nous en tiendrons ici qu'à la description des variables, au choix des échantillons et aux résultats.

Les eskers de l'interfluve Bell-Harricana furent divisés en 35 segments de la façon suivante : lorsque sur la carte, un esker était interrompu sur quelque distance, le plus souvent par une fenêtre dans son profil longitudinal ou par un accident du socle rocheux, et parfois lorsqu'il rétrécissait ou changeait d'aspect en coupe transversale, ce point de discontinuité morphologique servait à déterminer l'extrémité d'un segment. Nous sommes partis de l'extrémité sud de chaque esker et avons cheminé vers le nord dans notre échantillonnage. Afin d'assurer une certaine homogénéité de tous les segments, nous nous sommes imposés arbitrairement une longueur moyenne de 10 km par segment. Les petits eskers, mesurant moins de 10 km, ont compté pour un seul segment ; par contre, lorsqu'un esker présentait un aspect continu sur des distances de plus de 10 km, nous nous permettions d'en prendre un peu plus long. Finalement, la longueur moyenne de nos segments est de 10,3 km avec un écart-type de 4,3 km.

Quant aux variables, au nombre de 23 (tableau 1), elles ont été choisies à la suite d'un an et demi d'observation. Les treize premières sont celles qui découlent de la sédimentation fluvioglaciaire et de l'influence du cadre géologique sur la formation des eskers. Les variables 14 à 20 reflètent le remaniement lacustre des eskers, tandis que les variables 21, 22 et 23 mesurent l'intensité de la reprise éolienne.

Sans entrer dans les détails, disons que deux analyses factorielles ont été faites, la première ne portant que sur les 13 premières variables et la seconde portant sur toutes les variables. Les tableaux II et III montrent les résultats de ces deux analyses effectuées avec, en diagonale de la matrice des corrélations, les carrés des corrélations multiples de chaque variable avec les autres, soit la plus basse proportion possible de variance. On peut déduire de l'interprétation des tableaux II et III que, alors que le facteur 2,

Tableau 1

*Description des variables utilisées lors de l'analyse factorielle pour la classification des eskers en types*

- 
- Variable 1— Longueur du segment en kilomètres, mesuré sur la carte topographique au 1 : 50 000.
- Variable 2— Rapport longueur totale de l'esker/longueur du segment ; ce rapport permet de pondérer le choix d'une longueur moyenne de 10 km par segment en faisant intervenir la longueur totale de l'esker. Plus l'esker est long, plus la valeur de la variable est grande.
- Variable 3— Largeur maximum en mètres des dépôts fluvioglaciaires dans le segment.
- Variable 4— Hauteur moyenne en pieds le long de la crête d'après la carte topographique.
- Variable 5— Hauteur maximum en pieds de la crête.
- Variable 6— Nombre de bourrelets fluvioglaciaires dans le segment. (Certains bourrelets sont des deltas d'eskers bien définis, d'autres sont des surélévations le long de la crête.)
- Variable 7— Nombre de confluences dans le segment.
- Variable 8— Nombre de dédoublements de crête dans le segment.
- Variable 9— Nombre d'intermittances de crête dans le segment.
- Variable 10— Nombre de décrochements de crête dans le segment.
- Variable 11— Nombre de kettles en marge latérale du dépôt fluvioglaciaire.
- Variable 12— Nombre de kettles dans le dépôt fluvioglaciaire.
- Variable 13— Superficie d'affleurement en contact ou à très faible proximité de l'esker. (Mesuré au planimètre en cm<sup>2</sup> sur la photo aérienne).
- Variable 14— Longueur totale de contact entre les sédiments fluvioglaciaires et les dépôts tourbeux.
- Variable 15— Coefficient d'asymétrie transversale le plus fort, en valeur absolue, dans le segment. Ce coefficient est égal au rapport suivant :
- $$C = \frac{A \times 100}{B} - 50$$
- où, C = Coefficient d'asymétrie transversale.  
 A = Distance horizontale entre la limite ouest de l'esker et la crête.  
 B = Largeur totale de l'esker.
- Il est donc négatif si la crête est décalée vers l'ouest, et positif si elle est décalée vers l'est.
- Variable 16— Longueur totale, en mètres, d'escarpements d'un premier niveau dans le segment.
- Variable 17— Longueur totale, en mètres, d'escarpements d'un second niveau.
- Variable 18— Longueur totale, en mètres, d'escarpements d'un troisième niveau.
- Variable 19— Longueur totale, en mètres, de crêtes de plage sur le segment.
- Variable 20— Longueur totale, en mètres, de flèches et de cordons littoraux le long du segment.
- Variable 21— Superficie de champs de dunes reposant stratigraphiquement sur le matériel fluvioglaciaire. (Mesurée en cm<sup>2</sup> au planimètre sur la photo aérienne.)
- Variable 22— Superficie de champs de dunes situés à côté du dépôt fluvioglaciaire. Mesurée comme la variable précédente.
- Variable 23— Distance, en mètres, perpendiculairement à la direction du segment, entre la dune la plus éloignée et la marge des sédiments fluvioglaciaires. (Vu la direction des vents dominants, cette mesure a toujours été, par la force des choses, effectuée du côté est des segments).
-

Tableau 2

*Interprétation des facteurs de l'analyse portant sur les 13 premières variables.*

*Noter l'orthogonalité de ces facteurs dans l'espace (hauteur et largeur vs longueur) physique comme dans l'espace multidimensionnel où les axes principaux de l'analyse factorielle sont orthogonaux*

% variance	Facteur 1		Facteur 2	
	25%		18%	
	<i>var.</i>	<i>coef.</i>	<i>var.</i>	<i>coef.</i>
Principales saturations	5	0.88	1	0.79
	4	0.83	6	0.73
	13	0.56	12	0.66
	3	0.54	10	0.60
	8	0.39		
	7	0.31		
Caractères dominants	Prédominance de <i>hauteur</i> (5,4) et de <i>largeur</i> (3) en association avec les <i>zones rocheuses</i> (13) et les <i>dédouplements</i> (8) de crête.		Prédominance de la <i>longueur</i> (1) en relation avec les <i>bourrelets fluvioglaciaires</i> (6) <i>non alignés</i> (10) et parsemés de <i>kettles</i> (12).	
Identification du facteur	Aspect en coupe transversale.		Aspect longitudinal.	

représentant l'aspect longitudinal des eskers, demeure inchangé dans les deux analyses, les facteurs 1, 3 et 4 de la seconde analyse semblent être les sous-produits de l'éclatement du facteur 1 de la première analyse, aspect en section transversale, sous l'impact des variables de remaniement. Ceci est tout à fait normal, puisque le remaniement lacustre dépend de la *hauteur* des niveaux atteints par le lac Barlow-Ojibway et que, comme nous l'avons vu, les vents d'ouest, dominants lors de la reprise éolienne, étaient *transversaux* aux eskers. L'aspect en longueur des eskers demeure inaffecté par le remaniement lacustre et éolien.

Un programme de groupement fut passé à l'ordinateur, utilisant comme données de base les poids locaux de l'analyse factorielle réalisée avec les vingt-trois variables. L'interprétation poussée du dendrogramme issu de ce programme a permis de distinguer six types. Les noms donnés à ces types proviennent de diverses descriptions d'eskers faites par plusieurs auteurs : De Geer (1897, 1940) pour qui les eskers se composent de deltas proglaciaires successifs, Strandmark (1889) qui décrit des eskers en bandes minces et continues formées dans des tunnels sous-glaciaires et Norman

**Tableau 3**  
*Interprétation de l'analyse factorielle portant sur les 23 variables*

	Facteur 1		Facteur 2		Facteur 3		Facteur 4	
% variance	30%		18%		9%		6%	
	<i>var.</i>	<i>coef.</i>	<i>var.</i>	<i>coef.</i>	<i>var.</i>	<i>coef.</i>	<i>var.</i>	<i>coef.</i>
Principales saturations	23	0.72	6	0.78	18	0.96	5	0.72
	22	0.54	1	0.78	17	0.87	4	0.71
	20	0.48	12	0.69	19	0.84	13	0.67
	3	0.35	10	0.58	20	0.55	16	0.55
	21	0.32	14	0.34	21	0.54	8	0.51
					22	0.48	3	0.48
				16	0.46	15	0.45	
				5	0.49	17	0.31	
				7	0.44			
				4	0.35			
Caractères dominants	Montre la relation entre la largeur (3) de certains eskers avec l'intensité de la reprise éolienne (21-22-23) et la formation de formes pré-littorales (20) souvent liées au vent.		<i>Idem</i> tableau 2.		Prédominance des variables de remaniement lacustre (16-17-18-19-20) et éolien (21-22) avec la hauteur (4-5). (N.B.: Absence de la variable 23 i.e. les eskers hauts ont des dunes littorales uniquement).		La largeur (3) et la hauteur (4-5) sont ici associées aux accidents du bâti rocheux (13). Les autres variables (16-8-15-17) sont les variables associées à l'aspect en coupe des eskers.	
Identification du facteur	Corrélation positive entre la largeur d'un esker et l'intensité de la reprise éolienne.		Aspect longitudinal de certains eskers composés de bourrelets successifs.		Corrélation entre la hauteur d'un esker et l'intensité du remaniement lacustre et éolien littoral.		Corrélation entre l'aspect en section des eskers et le bâti rocheux du socle.	

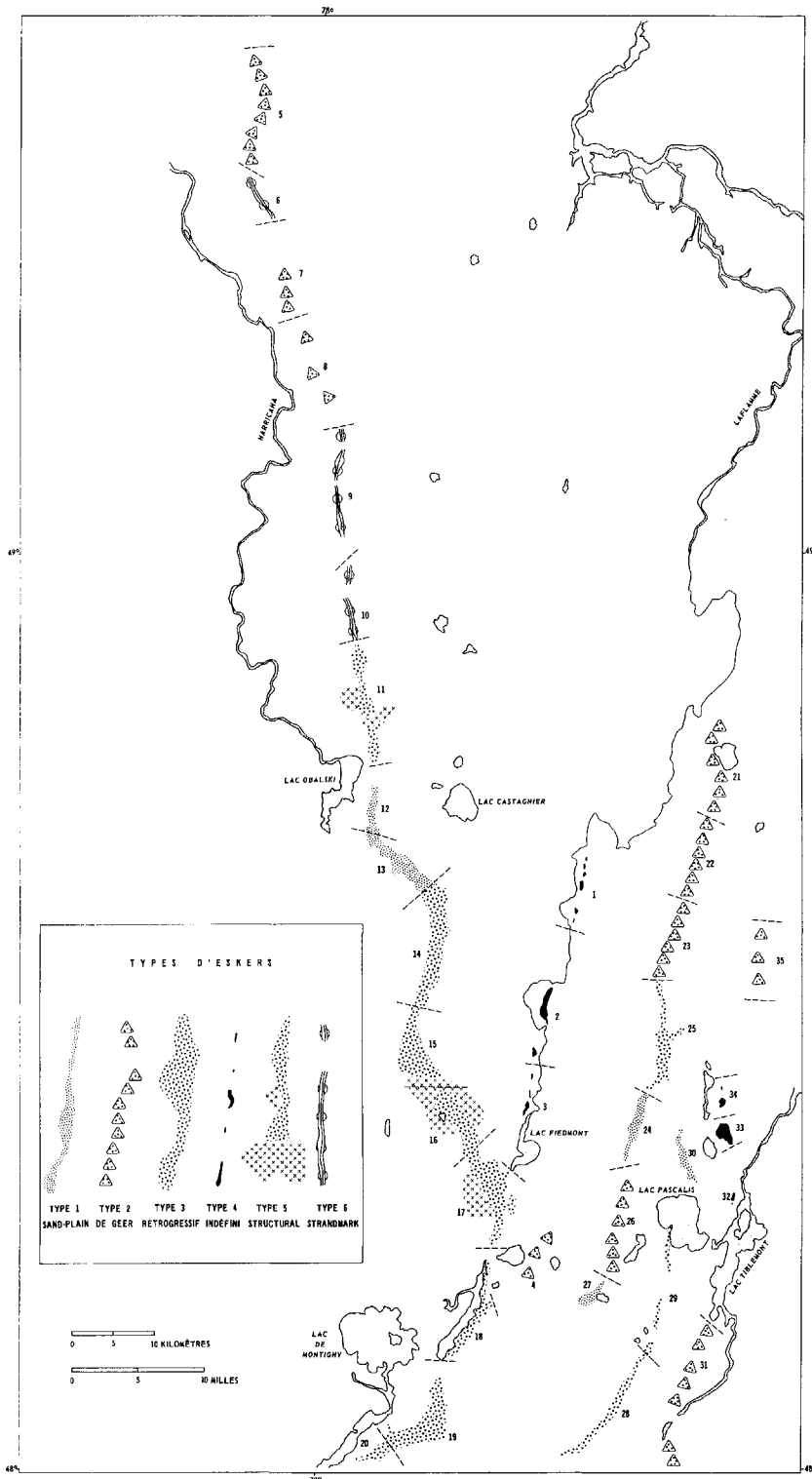


Figure 4 Types d'eskers obtenus en groupant les poids locaux de l'analyse factorielle.

(1938) qui classe les eskers de la région de Chibougamau en trois types : « annual », « retrogressive » et « sand plain ».

Les six types d'eskers obtenus, cartographiés (figure 4), sont les suivants :

- 1 — Le type « sand plain » ; large, bas et peu remanié dont le segment 12 est le meilleur exemplaire et dont font partie aussi les segments 13, 24, 27, 30 plus remaniés. Ces segments s'associent au facteur 1.
- 2 — Le type « De Geer » ; représenté par les segments 4, 5, 8, 21, 22, 23, 26, 31 et 35. Ces eskers, caractérisés par le facteur 2 de nos analyses, sont constitués de bourrelets fluvioglaciaires successifs.
- 3 — Le type « retrogressive » ; crêtes hautes et continues, un peu irrégulières et aux versants très remaniés. Segments 14, 18, 19, 20, 25, 28 et 29.
- 4 — Les segments courts, impossibles à caractériser parce qu'enfouis en majeure partie sous l'argile lacustre : segments 1, 2, 3, 32, 33 et 34.
- 5 — Les eskers « structuraux », modifiés par le socle géologique et qui, selon leur disposition sur ce socle, prennent des formes diverses ;
  - segment 11 : dépôt d'obturation accolé à un dyke,
  - segment 15 : dépôt d'obturation accolé à une butte rocheuse,
  - segment 16 : épandage fluvioglaciaire entre des buttes rocheuses, morcelant le paysage,
  - segment 17 : terrasse de kame accrochée à un versant rocheux.

Ces quatre segments sont tous associés au facteur 4 (tableau III) ; relation entre l'aspect transversal des eskers et le socle rocheux.

- 6 — Le type « Strandmark » ; linéaire, avec très peu de bourrelets fluvioglaciaires et cotoyés de nombreux kettles. Segments 6, 9 et 10.

#### *Modes probables de mise en place*

Il semble, d'après la littérature, que tous les modes appréhendés de mise en place des eskers soient possibles. Quelques auteurs, dont Price (1966) en Alaska et Szupryczynski (1965) au Spitzberg, décrivent des eskers émergeant de glaciers en retrait dans des conditions sous-glaciaires, intra-glaciaires, supra-glaciaires et par succession de deltas proglaciaires. La variété des types morphologiques d'eskers en Abitibi pourrait bien correspondre, croyons-nous, à une variété de modes de mise en place des eskers dans la région.

Dans le cas des types « sand plain » et « retrogressive », leurs très grandes dimensions sont un obstacle à une hypothèse de formation entièrement sous-glaciaire. Il est en effet difficile d'imaginer la persistance de voûtes de plus de 1 km de largeur et de 90 m (300 pieds) de hauteur dans un glacier en train de fondre. Leur formation, qui peut fort bien avoir débuté dans un mode supra, intra ou sous-glaciaire, ne pouvait que s'achever à l'air libre, dans d'immenses chenaux incisant le rebord de la calotte glaciaire.

Les eskers de type « De Geer » ne peuvent s'expliquer que d'une seule manière ; ils sont le résultat de la formation de deltas proglaciaires accumulés à la suite les uns des autres par les retraits successifs du front glaciaire. Toutefois, contrairement aux descriptions de De Geer en Scandinavie, la succession des deltas d'eskers abitibiens ne semble pas être annuelle. En effet, les observations de Norman (1938) et de Tremblay (1956) sur les moraines cycliques indiquent un recul annuel du front glaciaire d'environ 150 à 200 m alors que l'espacement des deltas peut atteindre jusqu'à dix fois cette distance.

Les trois segments de types « Strandmark » se caractérisent par une crête continue, arrondie, bordée de part et d'autre de kettles allongés. Parfois des sédiments fluvioglaciaires latéraux, appelés « lateral aprons » par Norman, viennent encadrer la crête centrale (photo 1). La distribution des kettles de part et d'autre de la crête semble due à la fonte sur place des parois de glace entre lesquelles l'esker fut formé. En outre, la régularité de la crête peut difficilement être associée à une accumulation proglaciaire, les deltas proglaciaires s'ouvrant en éventail vers l'aval contrairement à la crête qui conserve une largeur quasi-constante. Nous sommes donc en mesure de croire à une mise en place sous-glaciaire, dans un tunnel, de ces segments. Les travaux de McDonald et Vincent (1972) sur le terrain et sur modèle réduit, par sédimentation de sable à contre-pente et sous pression hydrostatique dans un tuyau, démontrent bien la possibilité d'un tel mode de mise en place. Contrairement à la crête centrale, les sédiments fluvioglaciaires de part et d'autre peuvent être d'origine proglaciaire ; c'est ce que suggère Hoppe (1960, p. 200) à propos de formes similaires du nord suédois : « The glacial fluvial plains (« hedarna ») indicate an increase in deposition per area, which is thought to be due to a relative standstill of the ice terminus, and then also of the mouth of the meltwater stream ». Ces accumulations fluvioglaciaires latérales indiqueraient donc probablement des arrêts du front glaciaire en retrait.

Quant aux segments de type « Structuraux », ils doivent leur aspect actuel aux accidents topographiques du socle sur lesquels ils s'accrochent. Fait particulier, les quatre segments de ce type, de même que les segments de type « Strandmark » appartiennent tous à l'esker de Matagami.

## LE RÔLE DES ESKERS DANS LA DÉGLACIATION DE L'ABITIBI

Un simple coup d'oeil à la carte des eskers abitibiens (figure 1) montre bien que ceux-ci sont divisés en deux groupes par l'esker de Matagami ; les



eskers situés à l'ouest de cet esker principal s'orientent vers le SSE tandis que ceux qui se situent à l'est de l'esker de Matagami s'orientent vers le SSW. Nos relevés de terrain et la consultation de la littérature montrent en outre que les stries glaciaires et les moraines annuelles se disposent selon le même schéma. De fait, la région fut le lieu de rencontre de deux lobes glaciaires. Il ne fait aucun doute, selon Laverdière (1969), que le lobe est appartenait à la calotte laurentienne et retraisait vers le centre de la péninsule Québec-Labrador. Quant au lobe occidental, il s'agit du lobe de Cochrane-Amos, en retrait vers le NNW et qui aurait fondu sur place aux environs du parallèle 50°, au sud de la Baie de James. Il est certain que c'est ce même lobe qui a connu la réavancée de Cochrane, décrite en Ontario par Antevs (1925), Hughes (1965) et Boissonneau (1966), mais dont nous n'avons pas observé d'évidences dans la région étudiée.

### *Rôle spécial de l'esker de Matagami dans la déglaciation*

L'esker de Matagami semble, dans sa partie sud, appartenir aux deux groupes d'eskers déjà mentionnés, car son tracé présente alternativement les deux orientations. Sur deux longs segments, de Val-d'Or au lac Fiedmont et à la hauteur de Landrienne, son orientation est parallèle à celle des eskers du groupe oriental, tandis que sur tout le reste de son tracé il appartient, par son orientation, au groupe occidental. De plus il a quatre affluents qui tous appartiennent au groupe oriental.

La carte des types d'eskers révèle en outre que, contrairement aux autres eskers, l'esker de Matagami, dans le sud de la région, n'est que succession des types « sand plain », « retrogressive » et « structuraux » indiquant une accumulation quasi continue et non-périodique qui fait également fi des obstacles rocheux. On peut finalement douter que cette importante forme d'accumulation fluvioglaciaire soit un esker authentique. Tous les indices, stries, moraines annuelles, analyses de till, distribution du réseau d'eskers, nous amènent à penser qu'il s'agit d'une forme d'accumulation interlobaire. En outre, ces données directionnelles suggèrent que, de part et d'autre de cette forme d'accumulation interlobaire, le front glaciaire dessinait une large courbe concave vers le sud.

### CONCLUSION

L'étude des eskers montre donc que deux calottes glaciaires ont retraité à peu près simultanément sur le territoire abitibien. La plus importante, la calotte laurentienne, retraisait vers le NNE tandis que l'autre, la calotte de Cochrane-Amos, retraisait en direction de la Baie de James. Un immense dépôt fluvioglaciaire, apparenté à un esker et connu sous le nom d'esker de Matagami, fait office de moraine interlobaire. L'accumulation de ce dépôt interlobaire et des eskers se faisant dans les eaux proglaciaires du lac Barlow-Ojibway, il s'ensuivit donc un fort remaniement des sédiments fluvioglaciaires par les vagues à mesure que le niveau lacustre s'abaissait.

Suivant l'abaissement du niveau lacustre, une forte reprise éolienne s'attaquait aux sables fraîchement libérés par les eaux.

Sur le plan méthodologique, on peut conclure qu'une classification poussée des formes de terrain à partir de paramètres représentant fidèlement les caractéristiques composantes de ces formes peut grandement aider à l'interprétation globale du terrain. Parmi les outils statistiques disponibles pour une approche de cette sorte, l'analyse factorielle, entre autres, peut se révéler efficace.

## BIBLIOGRAPHIE

- ALLARD, Michel (1973) *Les eskers de l'interfluve Bell-Harricana, Abitibi*. Québec, Université Laval. Thèse de maîtrise (non publiée). 209 pp. 37 fig., 8 cartes (en pochette).
- AMBROSE, J. W. (1950) *Région de Cléricy et de La Pause, Québec*. Canada, Comm. géol., Mem. 233.
- ANTEVS, Ernst (1925) *Retreat of the last ice-sheet in Eastern Canada*. Canada, Comm. géol., Mem. 146.
- BELL, L. V. et BELL A. M. (1933) *Région de Senneterre, comté d'Abitibi*. Québec, Min. rich. nat., rap. B1933.
- BLAKE, D. A. W. (1953) *Région du lac Waswanipi (moitié est), comté d'Abitibi-est*. Québec, Min. rich. nat., rapp. 59.
- BOISSONNEAU, A. N. (1966) Glacial history of Northeastern Ontario, I, the Cochrane-Hearst area. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 3 (5) : 559-578.
- DE GEER, G. (1897) Om ruellstennärnas bildningssatt. *Geol. Foreningens i Stockholm Forhandlingar*, 19 (366). *Sveriges geol. under sokning*, Ser. C, 173.
- DE GEER, G. (1940) *Geochronologia suecica principes*. Stockholm, Almqvist & Wissels Boktryckeri -A-B.
- GRANO, Olavi (1958) The Vessö esker in southern Finland and its economic importance. *Fennia*, 82 (1).
- HOPPE, Gunnar (1960) Glacial morphology and inland ice recession in northern Sweden. *Geogr. Ann.*, 41 : 193-212.
- HUGHES, O. L. (1965) Superficial geology of part of the Cochrane district, Ontario, Canada. *Geol. Soc. America*, Spec. paper 84, 535-565.
- LAVERDIÈRE, Camille (1969) Le retrait de la calotte de Scheffer : du Témiscamingue ou Nouveau-Québec. *Rev. Geogr. Montréal*. XXIII (3) : 233-246.
- MCDONALD, B. C. et VINCENT, J. S. (1972) *Fluvial sedimentary structures formed experimentally in a pipe and their interpretation of subglacial sedimentary environments*. Canada, Comm. géol., Paper 72-27.
- NORMAN, G. W. H. (1938) The last Pleistocene ice-front in Chibougamau district, Quebec. *Trans. Soc. Roy. Canada*, ser. 3, Vol. 32, Sec. 4, 69-86.
- PRICE, Robert J. (1966) Eskers near the Casement glacier, Alaska. *Geogr. Ann.*, Ser. A, 48, 111-125.
- SEPPALA, Matti (1971) Evolution of eolian relief of the Kaamasjoki Kiellojoki river basin in Finnish Lapland. *Fennia*, 104.
- STRANDMARK, P. W. (1899) Om jökalefvar eck rullstenasar. *Geol. Foreningens i Stockholm Förhandlingar*, II, 93.
- SZUPRYCZYNSKI, Jan (1965) Eskers and kames in the Spitzbergen area. *Geogr. Polonica*, 6., 127-140.
- TANTON, T. L. (1920) *Le bassin des rivières Harricana et Turgeon dans le nord du Québec*. Canada, Comm. géol., Mem. 109, IV.
- TREMBLAY, L. P. (1956) *Région de Fiedmont, comté d'Abitibi, Québec*. Canada, Comm. géol., Mem. 253, VII.
- WILSON, J. T. (1938) Glacial geology of North-Western Québec. *Trans. Soc. Roy. Canada*, Ser. 3, Vol. 32, Sec. IV, 49-69.

## RÉSUMÉ

**ALLARD, Michel : Géomorphologie des eskers abitibiens**

La région étudiée se situe dans le Nord-Ouest québécois entre les latitudes 48° et 49° 30' N. et les longitudes 77° 15' et 79° W. Les eskers dans cette région atteignent des dimensions de l'ordre de 100 km de longueur et de 50 m de hauteur. Entre les eskers s'étend une plaine argileuse formée par sédimentation au fond du lac glaciaire Barlow-Ojibway. Certains éléments de structure du socle précambrien ont influencé la mise en place des eskers de deux façons : parfois en leur faisant barrière, parfois en les canalisant le long de lignes de failles. Les modifications morphologiques des eskers par l'action des vagues révèlent que le lac Barlow-Ojibway a connu trois étapes : un niveau maximum à 366 m (1200 pieds), un retrait graduel de 366 à 330 m (1100 pieds) et un dernier niveau entre 330 et 320 m (1050 pieds). Le retrait des eaux lacustres fut suivi d'une reprise éolienne tardiglaciaire des sables de plage et des sables fluvioglaciaires. Six types morphologiques d'eskers sont distingués à l'aide de l'analyse factorielle et cinq de ces types sont associés à des modes respectifs de mise en place. L'étude démontre les aspects particuliers du plus important esker de la région, appelé « esker de Matagami », qui se révèle être en fait une importante forme d'accumulation interlobaire.

**MOTS-CLÉS : Géomorphologie glaciaire, eskers (description, mode de mise en place, typologie), déglaciation, accumulation interlobaire, Abitibi, Québec**

## ABSTRACT

**ALLARD, Michel : Geomorphology of Abitibi's eskers**

The studied area is located in Northwestern Quebec between 48° and 49° 30' N, and 77° 15' and 79° W. Eskers in this area have dimensions in the order of 100 km in length and 50 m in height. Between the eskers lies a clay plain formed by sedimentation in the bottom of glacial lake Barlow-Ojibway. Some features of the bedrock structure influenced the deposition of the eskers in two ways : by forming obstacles in the path of the eskers, and by orientating them along major fault lines. Morphological modifications of eskers by wave action show three evolutionary steps in the life of lake Barlow-Ojibway : a maximum level at 366 m (1200 ft), a gradual lowering from 366 m to 330 m (1100 ft) and a last level between 330 and 320 m (1050 ft). The withdrawing of lacustrine waters was followed by a tardiglacial aeolian activity on beach and glacio-fluvial sands. The eskers between Bell and Harricana rivers were divided in six morphological types with the help of factor analysis, and five of these types were associated with respective modes of formation. It appeared in this study that the most important esker of the area, called the « Matagami esker », is in fact a very large interlobate deposit.

**KEY WORDS : Glacial Geomorphology, Eskers (description, deposition, typology), Deglaciation, Interlobate deposit, Abitibi, Québec**