

This document was produced
by scanning the original publication.

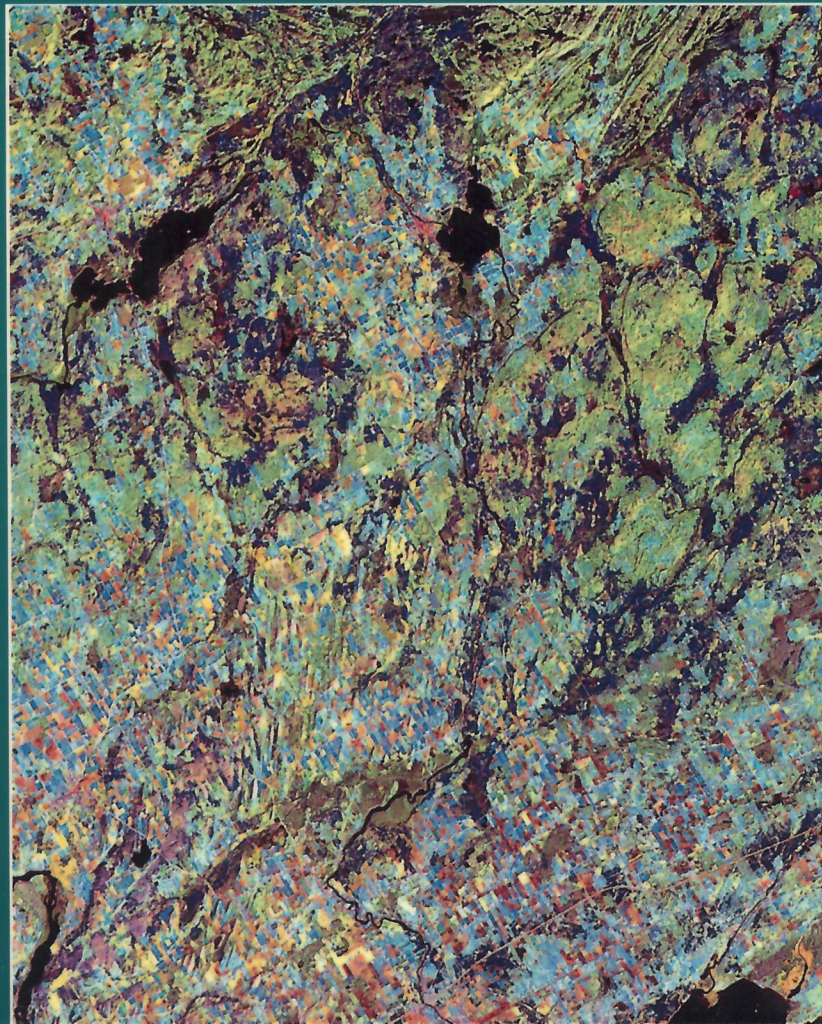
Ce document est le produit d'une
numérisation par balayage
de la publication originale.



COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
BULLETIN 453

GUIDE D'EXCURSIONS DANS LE PAYSAGE GLACIAIRE ET POSTGLACIAIRE DU SUD-EST DE L'ONTARIO ET D'UNE PARTIE DU QUÉBEC

Robert Gilbert, compilateur



1994



Ressources naturelles
Canada

Natural Resources
Canada

Canada

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
BULLETIN 453

**GUIDE D'EXCURSIONS DANS LE PAYSAGE
GLACIAIRE ET POSTGLACIAIRE DU SUD-EST DE
L'ONTARIO ET D'UNE PARTIE DU QUÉBEC**

Robert Gilbert
compilateur

avec la participation de :

John Shaw, David R. Sharpe,
Willem J. Vreeken, Tracy Brennand, Adele Crowder,
Robert W. Dalrymple, George Gorrell, Jane Law,
Cheryl McKenna Neuman, Jonathan S. Price
et William W. Shilts

1994

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

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

Groupe Communication Canada - Édition
Ottawa, Canada K1A 0S9

et aussi aux:

Bureaux de la Commission géologique du Canada,

601, rue Booth,
Ottawa, K1A 0E8

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

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

N° de catalogue M42-453F
ISBN 0-660-94578-9

Prix sujet à changement sans avis préalable

Lecture critique

P.J. Henderson

Description de la page couverture

Portion (environ 42 km x 33 km) de l'image-satellite de la région au nord de la baie de Quinte. L'épaisseur des sédiments varie dans l'ensemble du sud-est de l'Ontario à cause de l'érosion et de l'accumulation de sédiments glaciaires. L'épaisseur des sédiments glaciaires couvrant les roches déformées du Bouclier précambrien est faible au nord, tandis que celle des sédiments carbonatés du Paléozoïque s'accroît vers le sud-ouest, au sud de la marge du Bouclier. Des drumlins sont formés dans ces sédiments plus épais (en bas, à gauche). Des chenaux-tunnels (violet) et des eskers traversent la région. (Données fournies par la RADARSAT International Inc. et diffusées avec l'autorisation du Centre canadien de télédétection; référence : 80 km x 80 km, TM 16-29, bandes 3, 4, 6, mai 1988.)

Adresses des auteurs

Robert Gilbert

Willem J. Vreeken

Jonathan S. Price

Département de géographie

Université Queen's

Kingston (Ontario)

K7L 3N6

John Shaw

Tracy Brennand

Département de géographie

Université de l'Alberta

Edmonton (Alberta)

T6G 2H4

David R. Sharpe

William W. Shilts

Commission géologique du Canada

601, rue Booth

Ottawa (Ontario)

K1A 0E8

Adele Crowder

Département de biologie

Université Queen's

Kingston (Ontario)

K7L 3N6

Robert W. Dalrymple

Département des sciences géologiques

Université Queen's

Kingston (Ontario)

K7L 3N6

George Gorrell

RR #2

Oxford Mills (Ontario)

K0G 1S0

Jane Law

Département de géographie

Université de Waterloo

Waterloo (Ontario)

N2L 3G1

Cheryl McKenna Neuman

Département de géographie

Université Trent

Peterborough (Ontario)

K9J 7B8

Manuscrit original reçu : 1993-02-22

Version finale approuvée pour publication: 1993-03-15

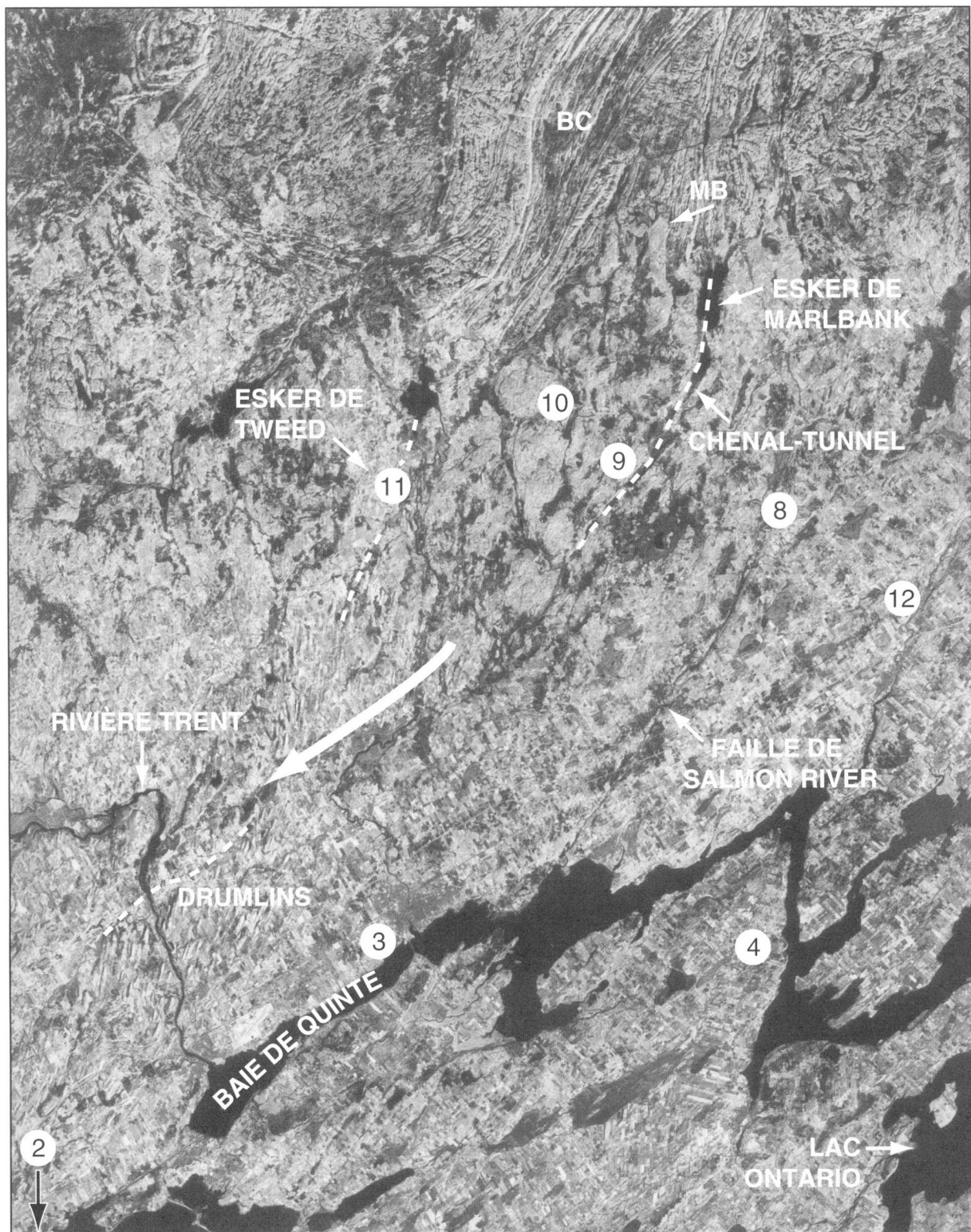
TABLE DES MATIÈRES

1	Résumé/Abstract
1	Introduction
1	Aperçu
1	La géologie du substratum rocheux
4	La glaciation du Quaternaire
4	Les dernières phases de la glaciation
7	Le Postglaciaire
9	Arrêt n° 1 : Faisceaux de gravier de grande taille à stratification oblique, Brighton (SNRC 31C/4, UTM 745785)
12	Arrêt n° 2 : Plage et dunes du parc provincial Presqu'île (SNRC 30N/13, 31C/4)
17	Arrêt n° 3 : Rivière Moira et baie de Quinte : facteurs naturels et anthropiques dans une baie enclavée du lac Ontario (SNRC 31C/3, 4)
23	Arrêt n° 4 : Marques d'affouillement glaciaire dans le Lac glaciaire Iroquois (SNRC 31C/3, UTM 308851)
25	Arrêt n° 5 : Terrain argileux glaciolacustre côtelé près de Kingston, comté de Frontenac (SNRC 31C/7, UTM 800050)
29	Arrêt n° 6 : Rainures de grande taille dans le substratum rocheux, Elginburg (SNRC 31C/7, UTM 740082)
32	Arrêt n° 7 : Marques d'érosion fluvioglaciaires, ruisseau Wilton (carrière Thorpe) (SNRC 31C/7, UTM 582049)
38	Arrêt n° 8 : Drumlin de Kimmett, Camden East (SNRC 31C/7, UTM 555125)
40	Arrêt n° 9 : Marne lacustre et sédiments tourbeux de l'Holocène, lac Dry, comté de Hastings (SNRC 31C/6, UTM 322204)
45	Arrêt n° 10 : Paysage de la Moraine de Dummer (SNRC 31C/6, UTM 232175)
46	Arrêt n° 11 : Esker de Tweed (SNRC 31C/6, UTM 121153)
48	Arrêt n° 12 : Marques d'érosion fluvioglaciaires, Marysville (SNRC 31C/3, UTM 313002)
50	Arrêt n° 13 : Formes de relief fluviales sous-glaciaires de grande taille et milieu lacustre postglaciaire d'une partie du nord-est du lac Ontario et du haut Saint-Laurent (SNRC 31C/1, 2)
55	Arrêt n° 14 : Évolution et hydrologie des terres humides de la lagune Cataraqui, Kingston (SNRC 31C/1, 8, UTM 825025)
60	Arrêt n° 15 : Cône alluvial subaquatique, Hallville (SNRC 31G/4, UTM 570005)
62	Arrêt n° 16 : Formes d'érosion et sédiments glaciomarins, Cantley (SNRC 31G/12, UTM 438049)
64	Arrêt n° 17 : Profils acoustiques et carottes du lac Deschênes (SNRC 31G/5, UTM 275299)
68	Arrêt n° 18 : Assemblage esker-chapelets-cônes alluviaux, Lanark (SNRC 31F/1, UTM 300500)
72	Arrêt n° 19 : Champ de drumlins de Peterborough (SNRC 31D/8, UTM 205095)
74	Arrêt n° 20 : Moraine d'Oak Ridges (SNRC 31D/1, UTM 280905)
77	Références
7	Tableau 1. Histoire de la végétation postglaciaire dans le sud-est de l'Ontario

Figures

- 2 1. Physiographie générale et géologie du substratum rocheux dans le sud de l'Ontario
- 3 2. Modelés glaciaires du sud-est de l'Ontario et emplacement des arrêts
- 5 3. Configuration générale du retrait des glaces du Wisconsin dans le sud de l'Ontario
- 6 4. Taux actuels du relèvement isostatique
- 9 5. Emplacement et géomorphologie locale du site de stratification oblique de grande taille près de Brighton
- 10 6. Coupes transversales de sédiments dans des graviers et sables bimodaux près de Brighton
- 11 7. Couches et prisme de sable dans du gravier à stratification oblique, Brighton
- 11 8. Gravier bimodal à granoclassement normal et inverse, Brighton
- 12 9. Emplacement de la presqu'île Presqu'île, parc provincial Presqu'île
- 13 10. Dépôts de sable près de la rive de la presqu'île Presqu'île et chenal enfoui sous le tombolo
- 13 11. Coupe transversale du tombolo de Presqu'île
- 14 12. Les trois premières étapes du modèle d'Ernsting de la formation du tombolo de Presqu'île
- 15 13. Détails de la plage et formation de dunes à la plage principale à Presqu'île
- 18 14. Minéraux et exploitation des mines et des carrières dans le bassin hydrographique de la baie de Quinte
- 19 15. Granulométrie moyenne des sédiments de la baie de Quinte montrant les effets de la colonisation européenne
- 20 16. Concentrations annuelles moyennes dans la rivière Moira
- 21 17. État trophique (éléments nutritifs) de la baie de Quinte
- 21 18. Concentrations moyennes de phosphore total dans la zone euphotique de la baie de Quinte, 1972-1981
- 22 19. Concentrations de chlorophylle a dans la zone euphotique et profondeur de disparition du disque de Secchi à des stations au fond, au milieu et à l'embouchure de la baie
- 23 20. Section de la photographie aérienne A23662-55 montrant les marques d'affouillement creusées par la glace dans les sédiments du Lac glaciaire Iroquois
- 23 21. Orientation de 164 marques d'affouillement glaciaire dans la région à l'étude, par incréments de 10°
- 25 22. Répartition du terrain argileux glaciolacustre côtelé près de Kingston (Ontario)
- 26 23. Répartition des crêtes d'argile dans la vallée du ruisseau Little Cataraqui près de Kingston (Ontario)
- 27 24. Coupes transversales de deux crêtes d'argile à l'aire de conservation du ruisseau Little Cataraqui, et failles et plis dans une zone de sable visible dans le trou creusé pour les fondations du bureau de l'aire de conservation
- 29 25. Chenaux sous-glaciaires, rainures dans le substratum rocheux et nez d'escarpements près de Kingston
- 30 26. Rainures dans le substratum rocheux en aval d'un escarpement avec saillie d'écoulement
- 31 27. Écoulement régional de l'eau de fonte lors des crues sous-glaciaires dans le sud de l'Ontario et le nord de l'État de New York; les interprétations se fondent sur l'orientation des axes longitudinaux des drumlins
- 32 28. Coupe transversale de la vallée du ruisseau Wilton montrant l'emplacement des stries et des marques d'érosion et l'étendue antérieure des sédiments fluvioglaciaires
- 33 29. Rainure de grande taille sur un gradin supérieur, site de la carrière Thorpe, ruisseau Wilton
- 33 30. Rainures dans le terre-plein central de la route 401, près du ruisseau Wilton
- 33 31. Rainures emboîtées et marges de rainures festonnées, ruisseau Wilton
- 34 32. Sillons parallèles
- 34 33. Carte des marques d'érosion sur un gradin inférieur, ruisseau Wilton
- 35 34. Rainures fusiformes
- 36 35. Rainures anastomosées
- 36 36. Festons avec rainures emboîtées
- 36 37. Marmite de géant à l'extrémité aval d'une auge et convergence des rainures vers les noeuds
- 37 38. Tourbillons touchant le lit et produisant des rainures
- 37 39. Ensemble de rainures fusiformes dans un feston
- 38 40. Carte de localisation du drumlin de Kimmitt

39	41. Coupe transversale du drumlin de Kimmett
41	42. Répartition des sites de reconnaissance, des sites de radiodatations et des bassins hydrographiques producteurs de marne entre Kingston et Belleville (Ontario)
43	43. Bathymétrie du lac Dry (Ontario)
43	44. Séquences organochimiques datées au radiocarbone dans la région à l'étude
44	45. Diminution progressive de l'accumulation de la marne dans le temps, d'après la fréquence en pourcentage des sites et des bassins versants associés
45	46. Reconstitution composite du paléoclimat holocène dans le sud de l'Ontario, fondée sur l'étude des isotopes stables
46	47. L'esker de Tweed et son chenal-tunnel associé
47	48. Noyau plissé de l'esker de Tweed
48	49. Carte de localisation des marques d'érosion à Marysville
49	50. Queues-de-rat en aval de nodules de chert résistant à Marysville
49	51. Queues-de-rat fracturées à Marysville
49	52. Tourbillons en fer à cheval produisant des queues-de-rat
51	53. Surface du substratum rocheux dans le chenal Nord et à proximité
51	54. Relevé de la zone sous le fond
52	55. Assemblages de faciès acoustiques dans le chenal Nord et le port de Kingston, cartographiés à partir de données acoustiques sur la zone sous le fond
53	56. Schéma de la succession d'événements proposée pour la formation du chenal Bateau
55	57. Carte de la lagune et du marais Catarauqui
56	58. Stratigraphie et chronologie des sédiments holocènes sous la lagune Catarauqui
57	59. Variation, en fonction de la profondeur de l'eau, de la teneur en matière organique des sédiments de surface dans la lagune et le marais Catarauqui
58	60. Courbe du niveau du lac reconstituée à partir de la stratigraphie de la lagune Catarauqui
59	61. Variation temporelle de l'altitude de la surface de l'eau et de la surface du marais à trois sites dans le marais de la baie Bayfield, île Wolfe
61	62. Emplacement de l'arrêt n° 15
62	63. Marques d'obstacle en croissant – coups de gouge avec crêtes résiduelles (R) – sous le vent d'obstacles
62	64. Configuration du chenal formé par écoulement complexe (flèches) défini par des crêtes résiduelles sous le vent d'obstacles
65	65. Bathymétrie et types de sédiments du lac Deschênes
66	66a. Profil transversal typique du centre du bassin du lac Deschênes
67	66b. Ddiagraphies des sédiments
69	67. Complexes de modelés et de sédiments à Lanark, arrêt n° 18
70	68. Reconstitution du milieu de sédimentation du complexe de Lanark
71	69. Interprétation schématique de la formation des cônes alluviaux de Lanark
73	70. Carte de la partie est de la Moraine d'Oak Ridges montrant les formes de relief près de l'arrêt n° 20
75	71. Couple stéréoscopique montrant les drumlins de Peterborough près de l'arrêt n° 19b
76	72. Diagramme montrant les vallées-tunnels au nord et au sud de la Moraine d'Oak Ridges et les formes de relief de transition emboîtées



Frontispice. Image-satellite (voir la page couverture) montrant l'emplacement des arrêts 2 à 4 et 8 à 12 de l'expédition ainsi que divers éléments du paysage au nord de la baie de Quinte, jusqu'au Bouclier canadien (BC). Au sud des roches déformées de la marge du Bouclier (MB), il y a des chenaux-tunnels et des eskers (Marlbank et Tweed) (flèches) ainsi que des drumlins formés sur les sédiments épais qui couvrent les roches carbonatées du Paléozoïque. La rivière Trent a creusé la couverture sédimentaire la plus épaisse dans les champs de drumlins. À l'est, les sédiments glaciaires sont moins épais à cause de l'érosion fluvioglaciaire. Il est donc possible d'y voir la faille de Salmon River, qui a l'aspect d'un linéament à orientation nord-estsud-ouest.

GUIDE D'EXCURSIONS DANS LE PAYSAGE GLACIAIRE ET POSTGLACIAIRE DU SUD-EST DE L'ONTARIO ET D'UNE PARTIE DU QUÉBEC

Résumé

Le présent guide décrit vingt sites entre Peterborough, le lac Ontario et la vallée de l'Outaouais. Situés dans leur contexte grâce à une introduction générale à l'histoire géomorphologique de la région, ces sites constituent des exemples des paysages créés par l'érosion glaciaire et la sédimentation au Pléistocène et par des événements survenus au cours des quelque 12 000 ans depuis la déglaciation. Les répercussions des activités humaines sur l'environnement sont également mentionnées pour certains sites, particulièrement ceux près du lac Ontario. Les descriptions s'adressent à des non-spécialistes; les routes à prendre pour se rendre à chacun des sites sont indiquées.

Abstract

Twenty sites between Peterborough, Lake Ontario, and the Ottawa Valley are described in this guide. Set in context by a general introduction to the geomorphic history of the region, they illustrate landscapes created by processes of glacial erosion and deposition during the Pleistocene, and by events that have occurred in the period of about 12 000 years since deglaciation. Sites especially near Lake Ontario also deal with the impact of human activity on the environment. The descriptions are intended for a nonspecialist audience, and directions are provided for road travel to each site.

INTRODUCTION

Ce guide d'excursions, qui se fonde sur des travaux existants, est axé sur des études menées récemment par les auteurs. Il comporte deux parties : la première décrit brièvement les événements qui ont modelé le paysage du sud-est de l'Ontario (fig. 1), et la deuxième présente des études de cas dont l'échelle varie des éléments topographiques individuels aux composantes paysagères beaucoup plus vastes qui illustrent la géomorphologie de la région. La perspective des auteurs va des milieux créés par les inlandsis jusqu'aux aménagements modernes où l'action humaine joue un rôle de premier plan. Bien que les auteurs s'adressent à des lecteurs qui possèdent certaines connaissances en sciences de la Terre, ils tentent d'expliquer les principes et notions de base qui permettront aux non-spécialistes de comprendre les liens existant entre les processus naturels et les formes du paysage. Ils renvoient à des documents rédigés par des professionnels tout au long du texte, de sorte que les lecteurs peuvent effectuer des recherches plus poussées. D'autres guides d'excursions, dont ceux de Jenness (1967), de Fulton (1987) et de McKenzie (1990), donnent un aperçu du paysage de la région.

Les études de cas sont présentées sous la forme d'«arrêts» classés en fonction de leur emplacement géographique plutôt que du sujet couvert. Comme les lecteurs ne voudront pas nécessairement visiter tous les sites, les directions à prendre pour se rendre à ceux qui se situent dans le sud sont fournies à partir de la route 401. Pour les sites de l'Outaouais, elles sont indiquées à partir des routes de cette région. La figure 2 montre les arrêts et les routes principales.

Au moment de la rédaction du guide, l'accès aux sites sur les propriétés privées n'était pas limité ou pouvait être autorisé sur demande par le propriétaire ou le locataire, dont le nom figure dans le guide. Il est recommandé de porter des casques protecteurs et des chaussures de sécurité, particulièrement pour la visite des gravières. Les visiteurs sont priés de respecter la propriété d'autrui et d'éviter d'entraver les activités en cours. En cas de doute, prière de consulter le propriétaire ou le locataire avant de pénétrer sur les lieux.

Certaines parties des travaux présentés dans ce guide ont été effectuées grâce à des subventions de recherche et à des bourses d'études accordées aux auteurs par le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie. Une subvention versée par le conseil consultatif de recherches de l'Université Queen's a servi à la préparation du guide. Les auteurs sont très reconnaissants à l'endroit de P.J. Henderson, de la Commission géologique du Canada, qui a revu attentivement le contenu du guide.

APERÇU

La géologie du substratum rocheux

L'axe de Frontenac du Bouclier canadien s'étend vers le sud-est à partir du massif d'Algonquin, dans le centre de l'Ontario, jusqu'aux monts Adirondack, dans l'État de New York; il traverse le fleuve Saint-Laurent juste à l'est du lac Ontario (fig. 1). Ses roches anciennes font partie du bouclier précambrien, qui constitue le noyau central stable du

continent nord-américain. Elles se sont formées plutôt tard dans l'évolution du bouclier, soit pendant une période d'orogénèse remontant à moins d'un milliard d'années. Dans la partie sud de l'axe et le long du Saint-Laurent, il y a prédominance de roches ignées intrusives et de roches métamorphiques, dont des granites, des diorites et des gneiss. Ailleurs, on trouve des roches métasédimentaires clastiques et carbonatées, notamment des marbres, des grès et des shales.

Des roches sédimentaires non déformées (fig. 1), déposées après une lacune de presque 500 millions d'années, recouvrent les roches fortement déformées et métamorphisées du Bouclier canadien. L'érosion subséquente a mis à nu une zone altérée discontinue (paléorégolite) qui marque

cette lacune, notamment le long du chemin de Perth au nord du lac Loughborough et le long de la route 15 à l'intersection de la route menant à l'écluse Chaffeys, près d'Elgin. Ces roches paléozoïques plus jeunes incluent du grès de Potsdam (Cambrien) qui recouvre directement le bouclier et affleure en zones étroites, particulièrement le long de la limite est du bouclier; elles comprennent également des calcaires et des dolomies de l'Ordovicien, ainsi que de plus petites quantités de shale et de grès. Ces derniers forment les vastes plaines calcaires presque horizontales de l'est de l'Ontario. Freeman (1979) donne un aperçu de la géologie de l'endroit, tandis que Sabina (1968) et Hewitt (1969) décrivent des sites présentant un intérêt particulier.

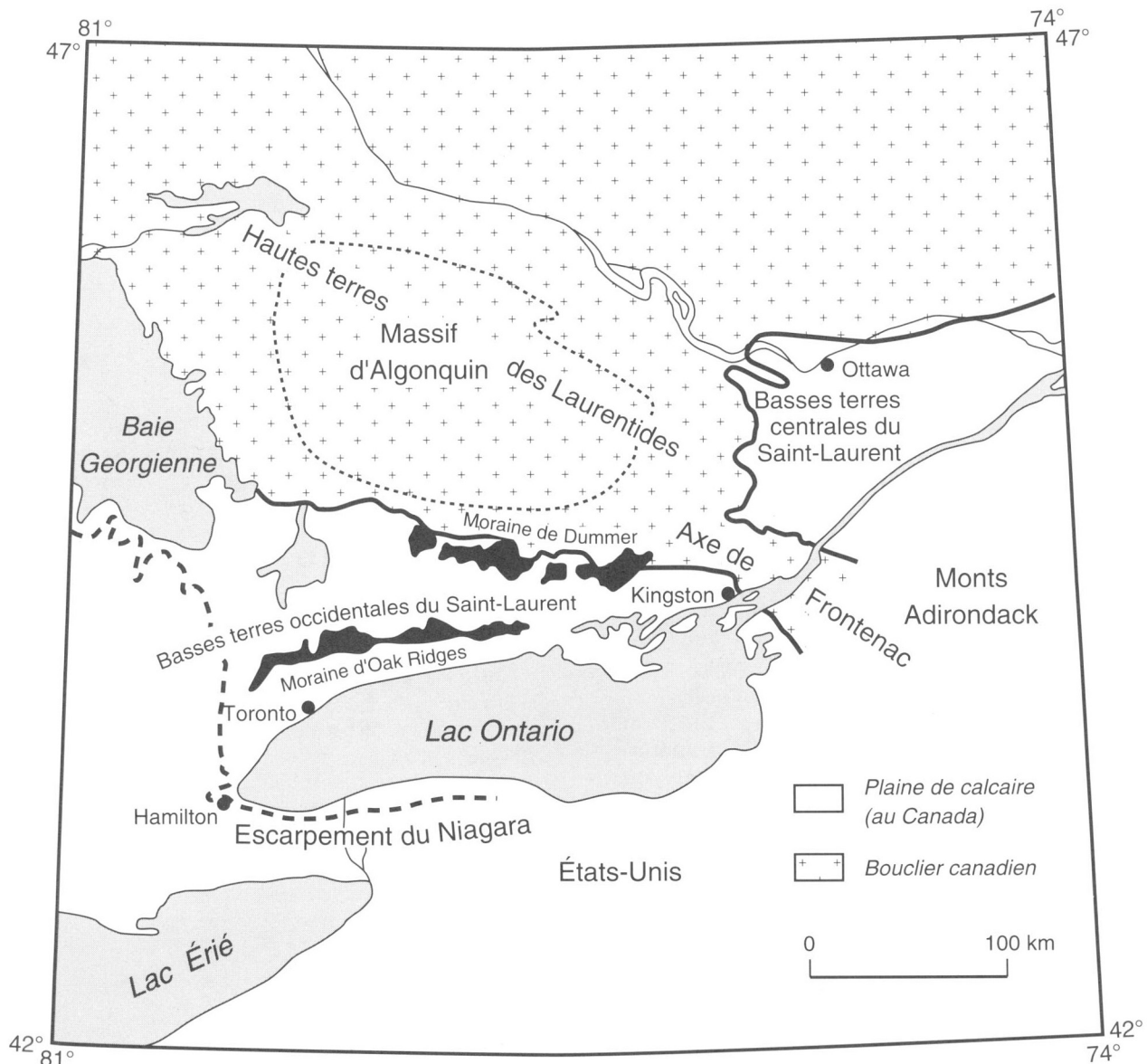


Figure 1. Physiographie générale et géologie du substratum rocheux dans le sud de l'Ontario.



Figure 2. Modèles glaciaires du sud-est de l'Ontario (d'après Champan et Putnam, 1972a, b; Barnett et al., 1991) et emplacement des arrêts décrits dans le présent guide.

La glaciation du Quaternaire

L'érosion du substratum rocheux et le transport des sédiments par les nappes glaciaires ont entraîné le dépôt d'épaisses séquences de sédiments glaciaires dans une grande partie du sud et du sud-ouest de l'Ontario. Dans un secteur à l'ouest de Trenton, des dépôts atteignant des dizaines de mètres d'épaisseur surmontent les roches carbonatées érodables du Paléozoïque, par exemple, au sud du lac Rice. À d'autres endroits, les sédiments glaciaires sont beaucoup moins épais, soit rarement plus de 1 ou 2 m, à l'exception de poches isolées sur le Bouclier canadien et dans la plaine calcaire du sud-est de l'Ontario. On peut percevoir cette différence dans l'épaisseur des sédiments glaciaires en comparant notamment les paysages des arrêts n^{os} 19 et 20 avec ceux des arrêts n^{os} 4, 6 et 8 (fig. 2).

Ainsi, dans le sud et le sud-ouest de l'Ontario, des dépôts sédimentaires épais recèlent d'importantes informations sur les milieux glaciaires et interglaciaires (Karrow, 1967; Eyles, 1987). Ce n'est toutefois pas le cas dans l'est de l'Ontario (sauf dans les vallées inférieures de l'Outaouais et du Saint-Laurent; Anderson et al., 1990), où il existe très peu d'indices sédimentaires du dernier épisode glaciaire, à l'exception de ses derniers stades. La Glaciation du Wisconsin a dominé le sud de l'Ontario il y a entre 12 000 et 75 000 ans environ, soit jusqu'au retrait définitif des glaces de l'est de l'Ontario. Son influence continue de se faire sentir de nos jours.

Pendant une grande partie du Wisconsin, les marges de l'Inlandsis laurentidien qui a recouvert le nord de l'Amérique du Nord ont probablement fluctué dans l'ouest du Québec et l'est de l'Ontario, bien que leur prolongement dans le sud et le sud-ouest de l'Ontario demeure controversé (Karrow et Ochiatti, 1989). Il y a environ 25 000 ans, l'inlandsis est entré dans une période de croissance qui a culminé il y a quelque 18 000 ans lorsque le front a atteint sa limite maximale d'avancée vers le sud près de la ville de New York, dans le nord de la Pennsylvanie et dans le centre de l'Ohio (Dyke et Prest, 1987). L'épaisseur maximale de la glace a peut-être dépassé 2 km dans l'est de l'Ontario.

Sur le Bouclier canadien, les glaciers ont accentué les caractéristiques structurales du substratum rocheux en provoquant l'érosion sélective de matériaux plus tendres. Une myriade de lacs occupent les dépressions ainsi créées, particulièrement dans les roches métasédimentaires clastiques et carbonatées les plus tendres et les plus complexes, sur le plan structural, du sud-est du bouclier. Dans les roches paléozoïques, l'érosion a sculpté de petits escarpements et a accentué des éléments déjà existants, comme les vallées fluviales.

Néanmoins, l'ampleur totale de l'érosion glaciaire survenue pendant toutes les glaciations n'a probablement pas dépassé quelques dizaines de mètres (Gravenor, 1975; Sugden, 1976). Cette conclusion se fonde sur la quantité de sédiments présents dans les moraines terminales et les bassins marins, de même que sur les inférences quant à la préservation des paysages préglaciaires, particulièrement les vastes surfaces d'érosion.

On signale le plus souvent que l'érosion provoquée par les nappes glaciaires résulte de l'abrasion causée par la charge de sédiments présente dans la base du glacier et par l'arrachement

associé au gel dans les fissures du substratum rocheux, à mesure que le glacier avance (Boulton, 1974; Sugden et John, 1976). Même les cannelures et les chenaux complexes taillés dans le substratum rocheux sont attribués à l'érosion glaciaire directe (Goldthwait, 1979). Toutefois, de plus en plus d'indices portent à croire qu'un grand nombre des formes de relief créées sous l'Inlandsis laurentidien sont attribuables à des cours d'eau ou à des lames d'eau qui se sont écoulées à grande vitesse pendant des intervalles relativement courts. L'échelle de ces formes (que l'on peut voir aux arrêts n^{os} 6, 7, 12 et 13; fig. 2) varie des millimètres aux mètres (Shaw, 1988), aux dizaines de mètres (Sharpe et Shaw, 1989) et aux kilomètres (Gilbert, 1990; Gilbert et Shaw, 1992). Il peut s'agir de formes isolées ou d'ensembles de diverses formes couvrant de vastes régions (Shaw et Gilbert, 1990; Kor et al., 1991). En fait, les petites formes produites par l'érosion fluviale sous-glaciaire étaient probablement beaucoup plus étendues, mais l'érosion subaérienne des affleurements rocheux survenue depuis la déglaciation a oblitéré ou atténué un grand nombre d'entre elles.

L'eau qui a modelé ces formes provenait sans doute de réservoirs présents dans les zones centrales de l'inlandsis (Shoemaker, 1992). Les bris périodiques de la glace retenant ces masses d'eau ont provoqué de vastes débâcles; l'eau ainsi libérée s'est écoulée sous le glacier en empruntant des dépressions préexistantes, provoquant dans certains cas le soulèvement de vastes segments de la base du glacier ainsi que l'inondation et l'érosion d'une grande partie de la surface continentale. Ces écoulements n'ont peut-être pas duré longtemps, mais leur vitesse était élevée (jusqu'à des dizaines de mètres par seconde) en raison de la pression exercée par la glace sus-jacente; en outre, les volumes d'eau en cause étaient suffisamment importants pour influencer sur les océans du monde (Shaw, 1989).

On ne peut déterminer à quel moment ces événements se sont produits; on peut seulement avancer qu'ils ont eu lieu pendant toutes les glaciations du Pléistocène. D'après l'orientation des formes fluviales sous-glaciaires, Shaw et Gilbert (1990) ont conclu que, dans le sud de l'Ontario, les crues antérieures venues du nord (appelées «événement de l'Algonquin» par ces auteurs) ont atteint les lacs Ontario et Érié ainsi que le nord de l'État de New York. Elles ont été suivies par d'autres crues venues du nord-est, le long des bassins des lacs Ontario et Érié (événement de l'Ontarien).

Les dernières phases de la glaciation

Le recul de l'inlandsis du Wisconsin depuis sa limite maximale d'avancée vers le sud a commencé il y a environ 18 000 ans. Les processus fluviales sous-glaciaires qui avaient joué un rôle important dans la sculpture des formes de relief du substratum rocheux du sud de l'Ontario se sont poursuivis, modelant ou remodelant la morphologie des sédiments glaciaires. Le vaste champ de drumlins des régions de Peterborough et de Trenton, le champ de drumlins un peu plus petit que l'on trouve près d'Ottawa et les vastes réseaux d'eskers et de chenaux-tunnels (Shaw et Gorrell, 1991) ont sans doute été formés ou modifiés lors des toutes premières

étapes du retrait général des glaces (par les événements de l'Algonquin et de l'Ontarien). On peut voir ces formes aux arrêts nos 1, 8, 10, 11, 13, 18, 19 et 20 (fig. 2).

Les modelés comme la Moraine d'Oak Ridges (arrêt n° 20; Duckworth, 1979; fig. 2) se sont formés après les drumlins, pendant que l'eau de fonte circulait dans des conduits et formait des eskers. On ne connaît pas encore l'origine exacte de la Moraine d'Oak Ridges.

Au cours du millénaire qui a commencé il y a environ 12 700 ans, le paysage de l'est de l'Ontario a changé considérablement, les glaces qui le couvraient ayant disparu

complètement (Prest, 1976; fig. 3a et b). Tout d'abord, de petits lacs se sont formés autour des limites nord et est du front glaciaire en retrait, dans le bassin du lac Ontario (dont un dans la région de Peterborough). En 400 ans, les glaces ont complètement disparu du bassin et le front glaciaire en retrait a formé un barrage qui a donné le jour au Lac Iroquois (fig. 3b), le premier d'une série de précurseurs du lac Ontario des temps modernes.

Pour se faire une idée de la taille et du niveau du Lac Iroquois, des autres masses d'eau du bassin des Grands Lacs et des réseaux hydrographiques qui les reliaient, il faut tenir

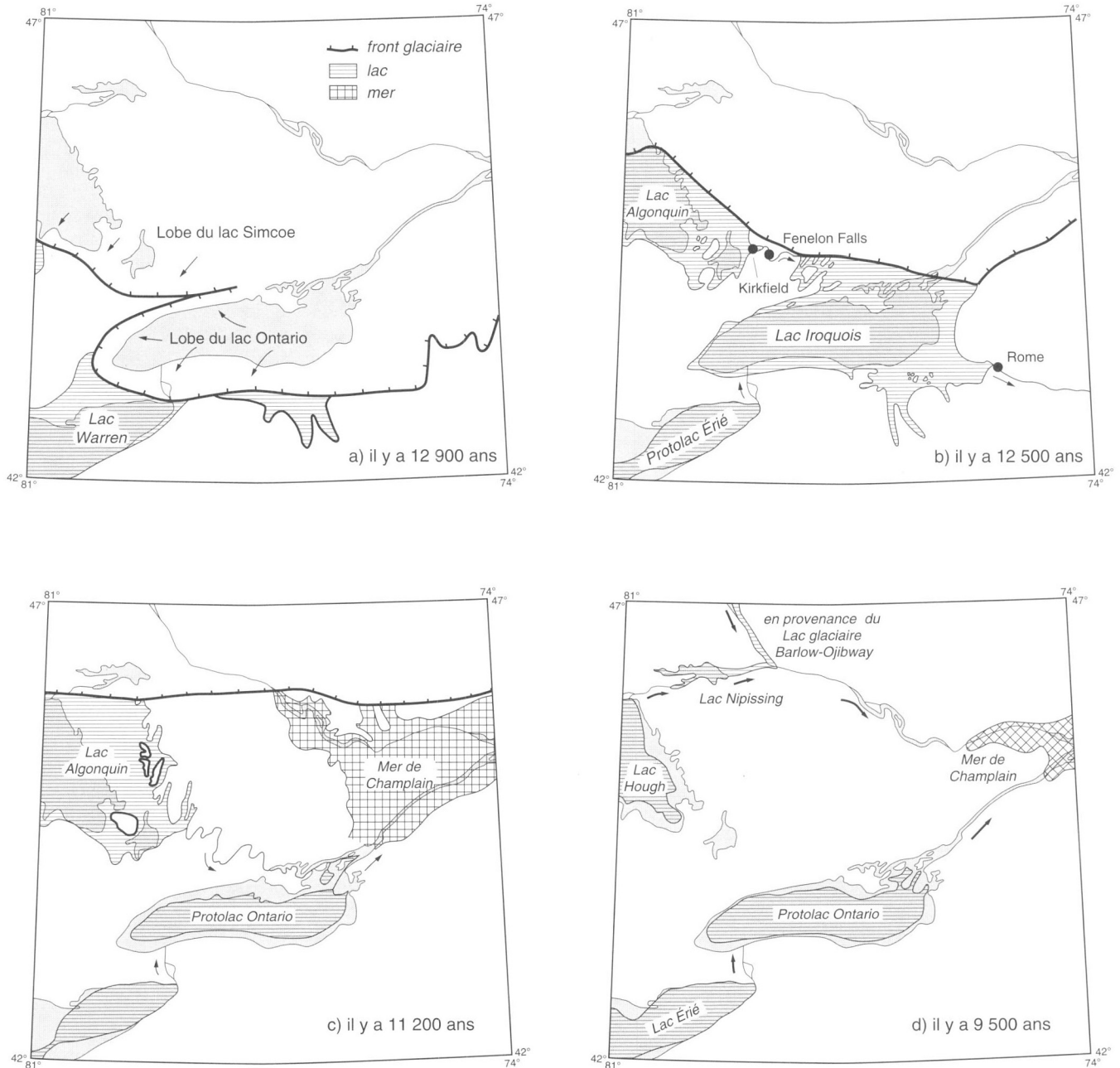


Figure 3. Configuration générale du retrait des glaces du Wisconsin dans le sud de l'Ontario, compilée de Coleman (1936), Chapman (1975), Prest (1976), Anderson et Lewis (1985), Finamore (1985), Muller et Prest (1985), Dyke et Prest (1987), Lewis et Anderson (1989) et Gilbert et Shaw (1992).

compte de l'effet de l'enfoncement isostatique de la croûte terrestre attribuable à la masse des nappes glaciaires. L'enfoncement maximal variait en fonction de l'épaisseur et de la durée de la couverture glaciaire, de même que des caractéristiques de la croûte et du manteau (Andrews et Peltier, 1989). Dans l'est de l'Ontario, l'enfoncement maximal pendant les dernières phases de la Glaciation du Wisconsin était d'environ 175 m dans la vallée du Saint-Laurent près du lac Ontario et de quelque 180 à 230 m dans la vallée de l'Outaouais et dans la partie médiane de la vallée du Saint-Laurent (Andrews, 1970; Fulton et Richard, 1987). Le relèvement du continent a été le plus rapide immédiatement après la déglaciation et s'est poursuivi plus lentement jusqu'à aujourd'hui. Dans l'est de l'Ontario, le relèvement atteignait environ 20 mm/an en moyenne il y a 8 000 ans et 10 mm/an il y a 6 000 ans, comparativement à environ 3 mm/an à l'heure actuelle (Andrews, 1970).

Sur le plan de l'évolution des Grands Lacs, l'aspect le plus important de ce phénomène d'enfoncement et de relèvement est qu'il a été plus marqué dans le nord-est que dans le sud-ouest. Cette situation a eu pour résultat un basculement au cours duquel la masse continentale s'est trouvée soulevée vers le nord-est et ce, pendant tout l'Holocène (fig. 4). Par exemple, l'exutoire est du lac Ontario dans le fleuve Saint-Laurent se relève encore de nos jours, par rapport à l'embouchure de l'extrémité ouest, à raison de 1,8 mm/an environ (Clark et Persoage, 1970).

En raison de ce basculement, l'extrémité ouest du Lac Iroquois s'est trouvée à moins de 40 m au-dessus du niveau actuel du lac Ontario et son extrémité est, à plus de 140 m au-dessus de ce niveau, au barrage de glace près de Kingston, à l'est (Anderson et Lewis, 1985). Une série de lignes de rivage nettement délimitées par leurs dépôts sédimentaires

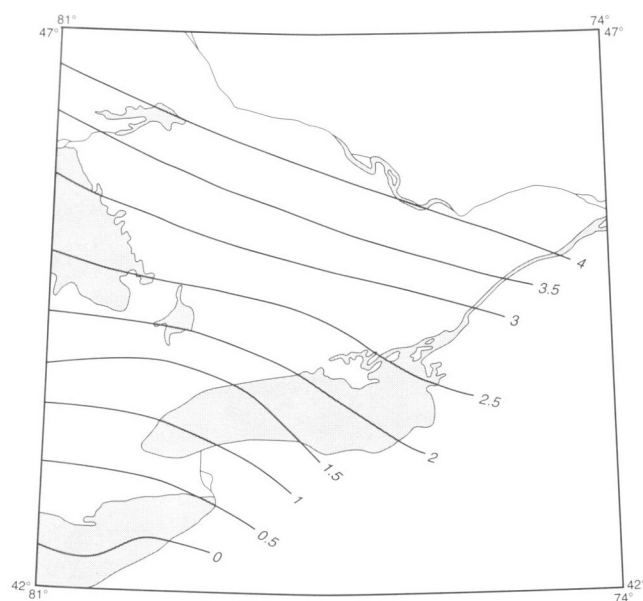


Figure 4. Taux actuels du relèvement isostatique (en millimètres par an), d'après une interpolation du registre du niveau des eaux tiré de Clark et Persoage (1970). Voir également Tushingham (1992).

marque la rive nord du lac (fig. 3b) aussi loin vers l'est qu'à l'emplacement inféré du barrage de glace. Les eaux s'écoulaient du lac par un émissaire situé à Rome, dans l'État de New York, pour se jeter dans la rivière Hudson. À l'exception des périodes où l'avancée locale des glaces fermait le chenal, au moins une partie des eaux des Grands Lacs d'amont, qui étaient en train de se former, se vidait dans la baie nord du Lac Iroquois par des exutoires situés à Fenelon Falls et à Kirkfield (fig. 3b).

À partir du moment où le Lac Iroquois a atteint son extension maximale il y a environ 12 400 ans, le glacier qui le barrait s'est retiré vers le nord-est et le niveau de l'eau a baissé par étapes, comme il ressort des plages cartographiées dans la région de Trenton (Muller et Prest, 1985). Le processus décrit à l'arrêt n° 4 donne un aperçu du milieu physique du lac; les conditions qui existaient près du front de l'inlandsis en retrait sont brièvement décrites aux arrêts n°s 5 et 20, de même que dans les comptes rendus de Kaszycki (1987) et de Henderson (1988). Une fois le barrage disparu complètement, le niveau du lac Ontario est descendu en-dessous de son niveau actuel (fig. 3c). Les arrêts n°s 13 et 14 portent sur l'interprétation de ce milieu naturel et de l'histoire subséquente du niveau des eaux dans la partie est du lac Ontario. Avec l'ouverture de la vallée du Saint-Laurent il y a environ 11 800 ans (ce phénomène serait survenu plus tôt d'après Gadd, 1980), non seulement le lac Ontario pouvait-il se vider dans cette direction, mais les eaux de l'océan Atlantique se sont répandues dans les vallées isostatiquement enfoncées de l'Outaouais et du haut Saint-Laurent (fig. 3c). La baie ainsi formée est appelée «Mer de Champlain». Son retrait au fur et à mesure que la masse continentale se soulevait et la vidange, dans cette mer, des Grands Lacs d'amont et des lacs au nord ont dominé le milieu de l'est de l'Ontario pendant plus de 3 000 ans; Lewis et Anderson (1989) décrivent la suite d'événements survenus pendant cette période. Le bassin du lac Supérieur était encore couvert de glace à cette époque, mais l'eau des bassins des lacs Huron et Michigan ont continué de se verser dans le protolac Ontario par l'exutoire de Kirkfield (fig. 3c). Le basculement isostatique vers le nord-est était suffisamment important pour assécher l'exutoire sud du lac Huron dans le lac Érié. La Mer de Champlain a peut-être atteint le bassin du lac Ontario pendant une brève période de temps, mais l'évacuation d'eau douce a probablement empêché l'établissement de conditions marines (Sharpe, 1979; Pair et al., 1988). Au fur et à mesure du retrait des glaces vers le nord à compter d'il y a 11 000 ans, la Mer de Champlain a gagné la vallée de l'Outaouais et a atteint son extension maximale vers le nord-ouest entre Pembroke et Mattawa (Barnett, 1988). Les rapports sur les dépôts glaciomarins de la vallée qui sont associés au retrait des glaciers et les connaissances acquises sur la Mer de Champlain à partir de données chimiques et biologiques sont présentés dans Gadd (1988) et font l'objet de l'arrêt n° 16. Locat et Chagnon (1989) donnent un résumé de l'importance technique des argiles marines, qui sont sujettes à des glissements de talus catastrophiques.

À cette époque-là, un passage s'est ouvert le long du front glaciaire, depuis les Grands Lacs d'amont jusqu'à la vallée de l'Outaouais. Le Lac glaciaire Agassiz, qui couvrait de

vastes étendues du Manitoba, du nord-ouest de l'Ontario et des États américains adjacents, se vidait dans le lac Supérieur qui était en train de se former. Ce débit venait s'ajouter à celui des Grands Lacs et atteignait la vallée de l'Outaouais par ce nouveau passage, de même que le lac Ontario par l'exutoire de Kirkfield et par l'exutoire nouvellement créé entre le lac Huron et le lac Érié (Lewis et Anderson, 1991).

Il y a environ 10 100 ans, la source d'alimentation du Lac Agassiz avait été coupée par des glaces qui s'avançaient dans le bassin du lac Supérieur. Toutefois, le retrait des glaces a ouvert, par le biais du Lac Nipissing, un chenal entre la baie Georgienne et la rivière des Outaouais. Ce chenal était suffisamment déprimé pour retenir toute l'eau vidant les bassins des lacs Michigan et Huron. Vers la même époque, l'eau s'écoulant dans la partie amont de la rivière des Outaouais à partir de lacs glaciaires dans le nord de l'Ontario et du Québec se mêlait à l'eau en provenance de l'ouest. Avec la réouverture du lien avec le Lac Agassiz, il y a entre 8 300 et 9 600 ans, le débit a augmenté de nouveau le long de la vallée de l'Outaouais jusqu'à la Mer de Champlain, laquelle se retirait à mesure que le continent se soulevait (fig. 3d). La vallée de l'Outaouais constituait le seul exutoire de ce débit évalué à environ 200 000 m³/s par Lewis et Anderson (1989). À titre de comparaison, mentionnons que ce débit était presque 200 fois plus élevé que le débit moyen actuel de la rivière des Outaouais et environ 20 fois supérieur à celui du Saint-Laurent

en aval de Montréal. Chapman et Putnam (1966, p. 48–50) et French et Hanley (1975) décrivent les modèles fluviaux résultant de cet écoulement dans la vallée de l'Outaouais.

Il y a environ 8 700 ans, la Mer de Champlain s'était retirée jusqu'à la région de Montréal et, en moins de 300 ans encore, jusqu'à celle de Québec (Prest, 1976). Les eaux des Grands Lacs d'amont ont continué de se verser dans la rivière des Outaouais par l'exutoire du Lac Nipissing jusqu'à ce que celui-ci soit fermé par suite du relèvement isostatique, il y a environ 4 700 ans; les eaux en provenance des Grands Lacs d'amont ont suivi le trajet actuel, passant par la partie sud du lac Huron jusqu'au lac Érié.

Le Postglaciaire

Les forêts se sont établies dans le sud-est de l'Ontario peu après le retrait des glaciers et des lacs et mers glaciaires. Les zones polliniques – soit des assemblages de pollens caractéristiques d'associations végétales données – correspondent aux séquences polliniques et aux radiochronologies qui sont applicables à la plus grande partie du sud de l'Ontario et qui ont été établies par Terasmae (1981), Webb (1982) et Anderson (1989).

L'histoire générale de la végétation que présente brièvement le tableau 1 fait état de quatre zones (la troisième est divisée en trois sous-zones). Les forêts claires d'épinettes et

Tableau 1. Histoire de la végétation postglaciaire dans le sud-est de l'Ontario.

Temps (en milliers d'années avant aujourd'hui)	Zone pollinique	Caractéristiques
	1	Pessière claire dans une toundra d'arbustes nains. Dominance de l'épinette (<i>Picea</i>), avec saule (<i>Salix</i>) et pin (<i>Pinus</i>); mauvaises herbes : absinthe (<i>Artemisia</i>) et herbe à poux (<i>Ambrosia</i>)
10,6		— de froid à frais et sec —
	2	Forêt claire de pins. Dominance du pin (<i>Pinus</i>), déclin de l'épinette (<i>Picea</i>) et augmentation modeste du chêne (<i>Quercus</i>)
7,5		— de frais et sec à plus chaud et plus humide —
	3	Forêt mélangée de résineux et de feuillus
	3a	Dominance de la pruche (<i>Tsuga</i>), déclin du pin (<i>Pinus</i>) et montée du tilleul (<i>Tilia</i>) et du caryer (<i>Carya</i>)
4,7		— déclin de la pruche —
	3b	Minimum atteint par la pruche, montée du bouleau (<i>Betula</i>)
3,0		— rétablissement de la pruche —
	3c	Dominance de la pruche, augmentation du hêtre (<i>Fagus</i>), de l'orme (<i>Ulmus</i>) et du bouleau (<i>Betula</i>); déclin du pin (<i>Pinus</i>) et du chêne (<i>Quercus</i>)
0,15		— déboisement —
	4	Végétation postcolonisation. Augmentation du pollen d'herbacées, p. ex. herbe à poux (<i>Ambrosia</i>), dénotant le début des impacts diachrones de l'exploitation forestière et minière et de l'agriculture. Les principaux repères chronologiques sont : 1880 apr. J.-C. : déclin du noyer (<i>Castanea</i>) 1930 apr. J.-C. : déclin de l'orme (<i>Ulmus</i>)

de pins (zones polliniques 1 et 2) représentent des peuplements de succession normale, c'est-à-dire des phases de transition reflétant tout d'abord la colonisation, par des végétaux, de sédiments glaciaires nouvellement mis à nu et dépourvus de couverture pédologique. Avec le passage d'un climat froid à un climat frais et sec il y a environ 10 600 ans, les essences adaptées au froid ont migré vers le nord au fur et à mesure du retrait des glaciers. En même temps, d'autres essences ont immigré, chacune à son propre rythme et en fonction de l'évolution des conditions édaphiques. Ces premières forêts ont colonisé un milieu qui changeait rapidement, et elles ne peuvent être assimilées directement aux forêts d'épinettes et de pins que l'on trouve aujourd'hui dans les régions plus septentrionales; en effet, ces dernières se sont développées pendant des milliers d'années dans des conditions naturelles relativement stables.

La forêt mélangée de résineux et de feuillus, connue sous le nom de «forêt des Grands Lacs», s'est établie il y a environ 7 500 ans en réaction aux conditions plus chaudes qui existaient pendant l'Hypsithermal. La diminution du pollen de pruche survenue il y a environ 4 700 ans est généralement attribuée à une maladie qui a pratiquement éliminé cette essence et qui a disparu il y a à peu près 3 000 ans. Plus près de nous, la brûlure du châtaignier et la graphiose (maladie hollandaise de l'orme) ont eu des effets semblables.

Bien qu'il y ait eu des habitations humaines dans la région depuis pratiquement la déglaciation (Ellis et Ferris, 1990), ce n'est qu'au XIX^e siècle que le milieu a été altéré grandement par les colons européens (Warwick, 1980). Le déboisement à grande échelle et l'introduction de mauvaises herbes et d'espèces végétales cultivées ont modifié de façon radicale les signaux polliniques (zone 4) dans les sédiments récents. Ces modifications, qui sont survenues à différents moments et à divers endroits, reflètent les changements radicaux dans l'utilisation des terres régies par des forces politiques et économiques. On présente une étude de l'influence humaine sur une partie du lac Ontario à l'arrêt n° 3.

Si l'on fait exception des régions où se déroulent les activités humaines, les sites géomorphologiques les plus actifs sont situés autour de vastes lacs dont les changements de niveau survenus pendant tout l'Holocène ont influé sur les modelés côtiers et modifié les niveaux de base des affluents. Les arrêts nos 2 et 14 portent sur ces milieux naturels. Les lacs moins étendus et les terres humides de la région renferment des données physiques, chimiques et biologiques qui fournissent une multitude de renseignements sur les paléoenvironnements. Les sites paléoécologiques incluent ceux décrits aux arrêts nos 9 et 14.

☑ ARRÊT N° 1 Faisceaux de gravier de grande taille à stratification oblique, Brighton

John Shaw, George Gorrell et David Sharpe

SNRC 31C/4, UTM 745785

Suivre la route 30 sur 5,3 km vers le sud à partir de la 401, jusqu'aux feux de circulation de Brighton, puis la route 2 vers l'ouest sur 6,2 km jusqu'aux tas de gravier de la Trent Valley Sand and Gravel Company. Tourner à droite (direction nord) et monter la falaise entaillée par les vagues, puis prendre la branche gauche de la route. Les principaux affleurements se trouvent dans la carrière inférieure, sur le côté ouest de la route, à environ 0,75 km du point de virage de la route 2.

Les vastes gravières de ce site contiennent des graviers à stratification oblique qui sont associés à des dépôts fluvio-glaciaires et à des littoraux lacustres formés par les vagues (plages et flèches). Pour bien comprendre l'histoire de la région, il est important de savoir si ces couches obliques ont été déposées directement par l'eau de fonte du glacier ou si elles ont été remaniées par les vagues pendant que le niveau des lacs était élevé.

Les vastes faisceaux de gravier à stratification oblique affleurent en deux coupes principales taillées dans une large banquette (terrasse d'érosion) qui se termine sur un côté du lac à une falaise entaillée par les vagues (fig. 5). Les anciennes lignes de rivage que l'on voit sur la banquette sont associées à un ancien niveau élevé du lac Ontario. Une banquette plus basse est davantage disséquée par les cours d'eau.

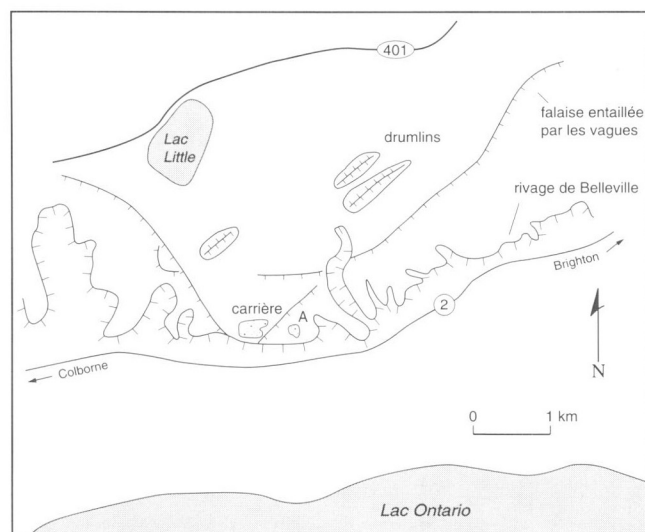


Figure 5. Emplacement et géomorphologie locale du site de stratification oblique de grande taille près de Brighton.

Les banquettes ou terrasses d'érosion sont associées à l'abaissement du niveau du Lac glaciaire Iroquois. Puisque la banquette en A (fig. 5) a été érodée par les vagues, il est difficile, à première vue, de déterminer si les couches obliques ont été formées par l'action des vagues ou si elles sont associées au milieu glaciaire antérieur. Au cours de la déglaciation, il y a eu, bien sûr, une période pendant laquelle le site de Brighton aurait subi l'influence de processus tant glaciaires que lacustres. À cette époque-là, des cônes alluviaux subaquatiques se sont accumulés là où des tunnels d'eau de fonte sous-glaciaires ont rejeté des eaux chargées de sédiments dans le lac (voir Rust et Romanelli, 1975). Les sédiments d'un tel cône affleurent sous la banquette en A (fig. 5). Comme il n'y a aucune expression géomorphologique de l'esker qui a alimenté le cône, cet esker aurait également été nivelé par l'action des vagues.

Les sédiments du cône, qui se composent principalement de sable à lamination oblique de rides, constituent sans doute un dépôt de plate-forme proglaciaire ou sous-glaciaire; ils se trouvent pratiquement à la même altitude que les couches obliques de grande taille. Comme ces couches de gravier à stratification oblique se trouvent à l'ouest du cône et que le paléocourant se faisait vers l'ouest, il est probable que les morphologies de fond composées de gravier se sont déposées d'abord et que les sédiments du cône se sont entassés par la suite contre elles. Si le cône alluvial subaquatique était un dépôt proglaciaire relié à un esker, alors les morphologies de fond se seraient probablement formées sous la glace, lorsque la marge glaciaire se trouvait plus loin vers le sud-ouest.

Les couches obliques se rencontrent à deux niveaux dans la gravière (fig. 5), et il semble n'y avoir que deux faisceaux (fig. 6). Le faisceau inférieur a environ 5 m de hauteur et le faisceau supérieur, environ 3 m. Le faisceau inférieur (fig. 6, coupe b) comporte des strates plus épaisses et ses composantes les plus grossières ont une taille supérieure à celles du faisceau supérieur (fig. 6, coupe a). Des couches de sable et des prismes épais de sable coupent les couches obliques de gravier et y sont entassés, marquant ainsi une réduction de la pente de sédimentation (fig. 7a, b).

Les couches obliques de grande taille reposent sur des couches horizontales de gravier et de sable dans l'affleurement sud (fig. 6, coupe c), ce qui porte à croire qu'elles représentent non pas des deltas étendus, mais plutôt des morphologies de fond prenant la forme de dunes de gravier (Shaw et Gorrell, 1991). Un paléocourant constant et unidirectionnel de 200° a été calculé à partir de mesures effectuées dans trois coupes frontales de la coupe b. Des mesures semblables dans la coupe a donnent une direction de paléocourant de 210°. Le sable à stratification oblique en auge dans

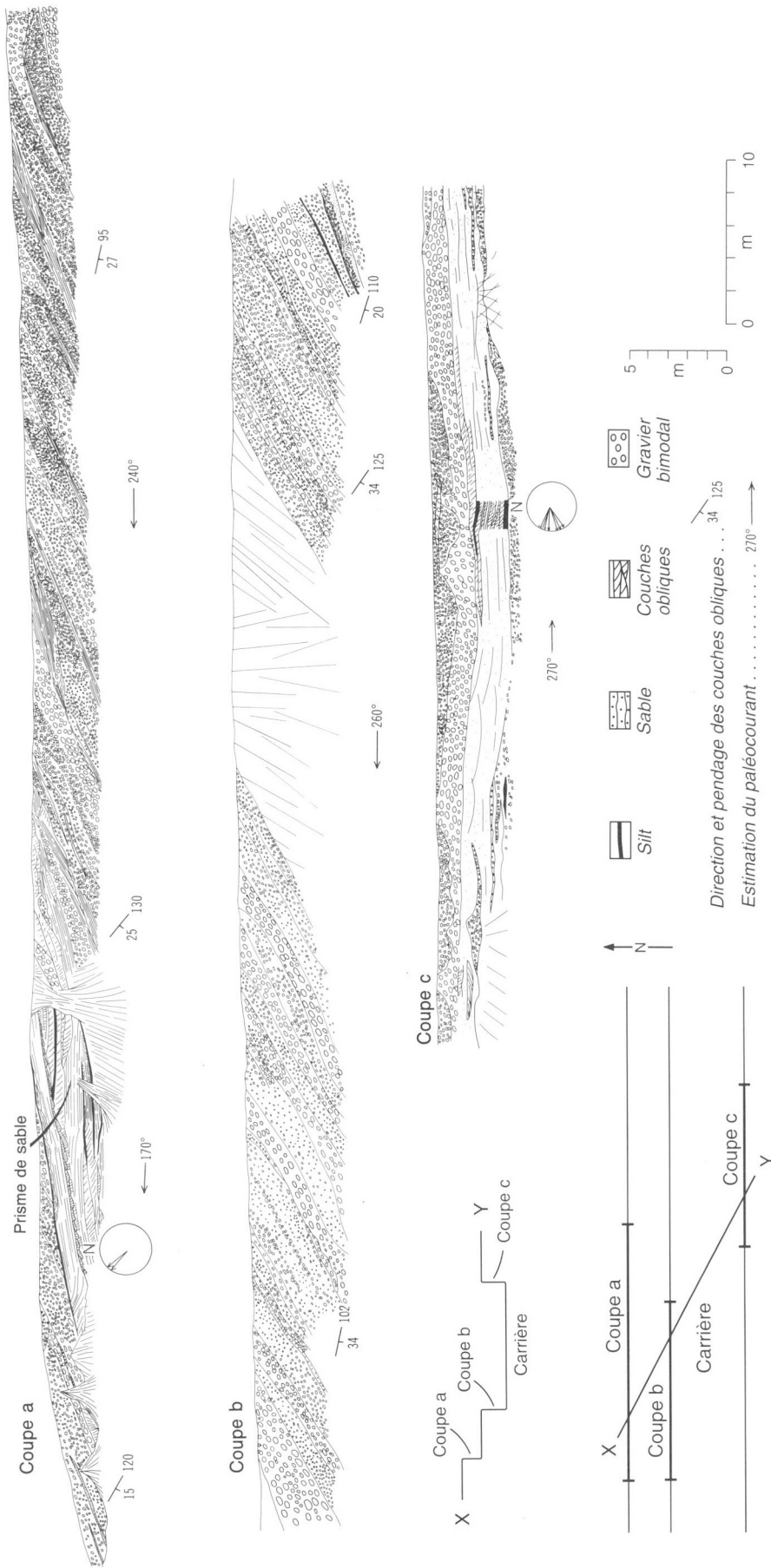


Figure 6. Coupes transversales de sédiments dans des graviers et sables bimodaux près de Brighton; coupe a : couches obliques de 3 m de hauteur; coupe b : couches obliques de 5 m de hauteur; coupe c : gravier et sable bimodaux.

les couches horizontales de gravier et de sable (coupe c) indique une direction d'écoulement d'environ 275° (huit mesures), c'est-à-dire en biais par rapport à la direction d'écoulement établie pour les couches obliques. Dans le prisme de sable du faisceau supérieur de gravier à stratification oblique, du sable à stratification oblique en auge présente également une direction d'écoulement en biais par rapport à la direction de migration de la morphologie de fond de plus grande taille. L'écoulement aurait été complexe, avec des courants locaux qui balayaient obliquement la partie antérieure de grosses dunes de gravier. Les sables à stratification oblique en auge ont été déposés sur de petites dunes qui migraient sur le front de la dune de gravier de grande taille, laquelle a produit le gravier à stratification oblique.

Dans le cône alluvial subaquatique, les sables à stratification oblique indiquent une direction de paléocourant d'environ 285° (dix mesures), ce qui se rapproche de la direction d'écoulement établie pour les dunes de gravier associées aux faciès de gravier à stratification oblique que l'on voit dans les carrières à l'ouest. Toutefois, le gravier des couches obliques représente une énergie de sédimentation supérieure à celle des cônes sableux. Il est peu probable que ces sédiments ont été



Figure 7. a) Couches de sable dans du gravier à stratification oblique, Brighton (coupe b); b) prisme de sable dans du gravier à stratification oblique, Brighton (coupe c). GSC 1993-164A, 164B

déposés au même moment puisqu'il aurait alors fallu une hausse remarquable d'énergie du côté distal; en effet, il est plus vraisemblable que le cône alluvial (A, fig. 5) ait été déposé après les couches obliques de gravier dans les dunes de grande taille de la carrière (fig. 5).

Les détails de la stratification et du triage des graviers à stratification oblique sont très importants sur le plan de l'interprétation de ces graviers. Presque tout le gravier est fortement bimodal, sa charpente étant constituée de blocs, de galets ou de cailloux. Les clastes eux-mêmes sont extrêmement bien triés et présentent un granoclassement remarquable et généralement normal (fig. 8). Dans certains cas, le gravier a une texture jointive, la plus grande partie des clastes étant en contact. Ailleurs, le gravier présente une texture non jointive. La matrice se compose habituellement de sable fin à moyen, bien trié et souvent en lamines. La lamination primaire et la texture de la matrice indiquent que la mise en place de cette matrice n'est pas le résultat de la filtration du sable vers le bas en travers de la charpente.

Selon Shaw et Gorrell (1991), des couches obliques bimodales et granoclassées de ce genre s'expliquent en partie par un triage longitudinal, les contraintes de cisaillement des couches étant bien au-dessus du seuil critique; les clastes plus gros dépassent ceux de plus petite taille à cause de la rugosité relative du lit qui retient les petits clastes (Iseya et Ikeda,

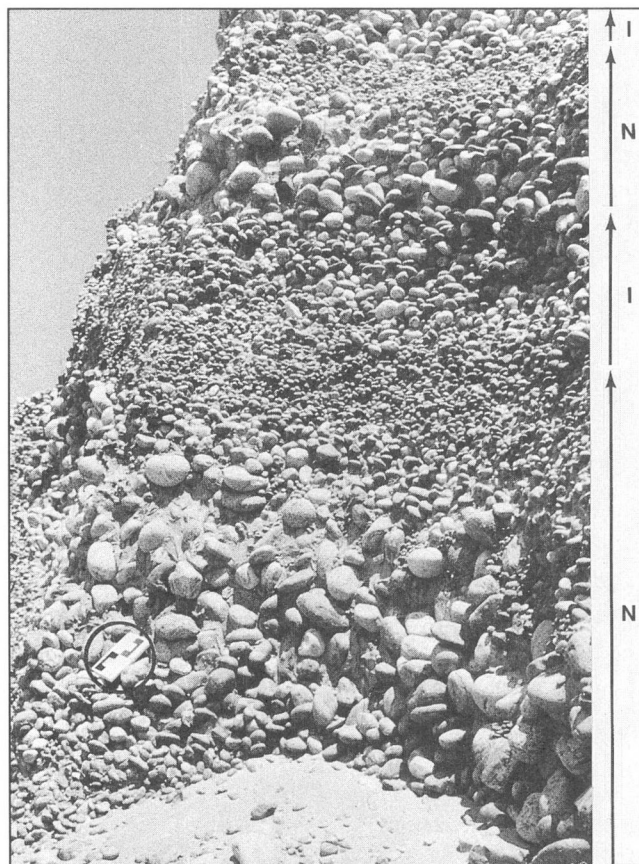


Figure 8. Gravier bimodal à granoclassement normal (N) et inverse (I), Brighton. Le carnet a environ 20 cm de longueur. GSC 1993-164C

1987). La matrice et le gravier se sont vraisemblablement déposés en même temps sur les pentes frontales des dunes de gravier et ce, par sédimentation de la charge en suspension transportée par les courants de retour des remous de séparation et par avalanche, respectivement.

Cette explication ne suffit pas pour le site de Brighton, car les graviers à stratification horizontale sont eux aussi fortement bimodaux (fig. 6, coupe c). Selon une variante du thème de la séparation de l'écoulement, le gravier et sa matrice de sable se sont vraisemblablement déposés en même temps à partir de deux sources. Ainsi, le gravier a pu être déposé directement par un courant principal qui s'est détourné de la zone de sédimentation; Ashmore (1982) décrit comment, dans un écoulement incurvé, les particules lourdes se déplacent grâce à leur propre élan en suivant des trajectoires relativement rectilignes. Quant au sable, il a pu être déposé par des courants secondaires de remous locaux, qui étaient peut-être associés aux grosses morphologies de fond composées de gravier.

Les blocs, galets et cailloux dans les couches obliques sont bien arrondis et nombre d'entre eux portent des marques de percussion. De toute évidence, ils ont été transportés par des courants puissants et ils ressemblent étroitement aux clastes

qui proviennent d'eskers dans les environs. Les clastes carbonatés prédominent, bien que des clastes du bouclier soient également bien représentés.

L'écoulement unidirectionnel venant de l'est ou du nord-est, les agents puissants de transport des sédiments, les taux de sédimentation élevés de la charge de fond et de la charge en suspension et les courants secondaires forts portent à croire que les couches obliques de grande taille ont une origine fluvio-glaciaire. Les couches obliques sont elles-mêmes une indication de morphologies de fond dont l'échelle est le plus souvent associée à des débâcles glaciaires (voir Baker, 1978; Shaw et Gorrell, 1991). Shaw et Gorrell (1991) avancent également que les dunes de gravier se sont formées sous la glace, dans des chenaux-tunnels. Bien qu'il n'y ait aucune preuve directe de l'existence d'un tel milieu de sédimentation dans le cas des sédiments de Brighton, l'âge inféré des couches obliques par rapport à celui du cône alluvial subaquatique et de l'esker hypothétique associé porte à croire que les couches obliques existaient avant l'esker et auraient fort bien pu être associées à une phase d'écoulement dans des chenaux-tunnels ou à une phase d'esker antérieure. Les caractéristiques extraordinaires de ces couches obliques sont certainement compatibles avec une formation par des coulées catastrophiques.

☑ ARRÊT N° 2 Plage et dunes du parc provincial Presqu'île

Jane Law et Cheryl McKenna Neuman

SNRC 30N/13, 31C/4

Pour se rendre au parc provincial Presqu'île, parcourir 5,3 km vers le sud sur la route 30 à partir de la 401, jusqu'aux feux de circulation de Brighton; tourner à droite (direction ouest) et franchir 0,9 km, puis rouler vers le sud sur 4,2 km et suivre les enseignes du parc. Des droits d'entrée sont exigés (6 \$ par véhicule en 1992); les visiteurs doivent faire attention au sumac vénéneux (herbe à la puce) lorsqu'ils marchent sur les dunes.

Le parc occupe la plus grande partie de la presqu'île en L qui s'avance dans le lac Ontario (fig. 9). Cette presqu'île s'est formée entre le milieu et la fin de l'Holocène, lorsque de grandes quantités de sédiments fluvio-glaciaires et glaciolacustres ont été transportés vers la rive par les vents d'ouest dominants qui soufflaient sur les eaux montantes du protolac Ontario. Ce processus a fait apparaître des conditions optimales propres à la formation d'un tombolo sableux entre la rive nord du lac Ontario et deux cuestas calcaires au large. La

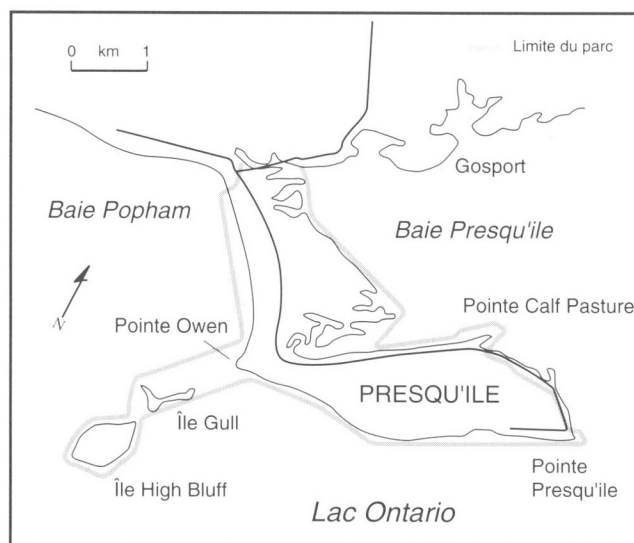


Figure 9. Emplacement de la presqu'île Presqu'île, parc provincial Presqu'île.

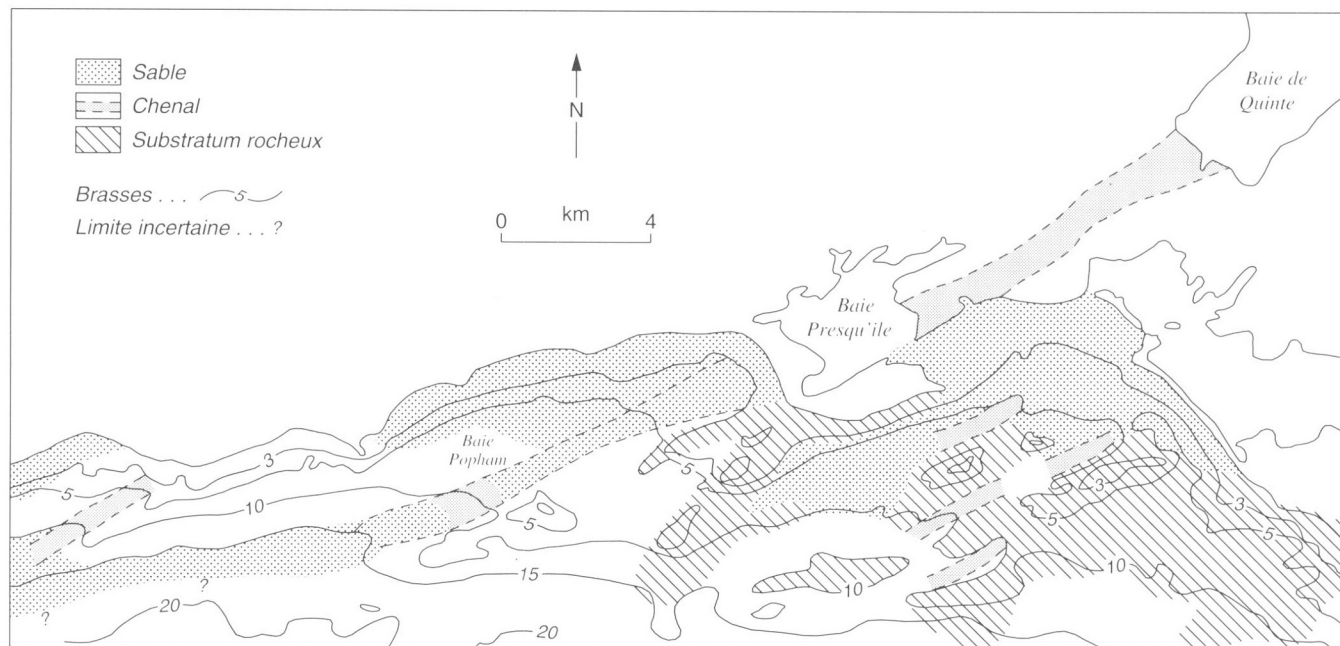


Figure 10. Dépôts de sable près de la rive de la presqu'île Presqu'île et chenal enfoui sous le tombolo (modifié d'après Martini et Kwong, 1985).

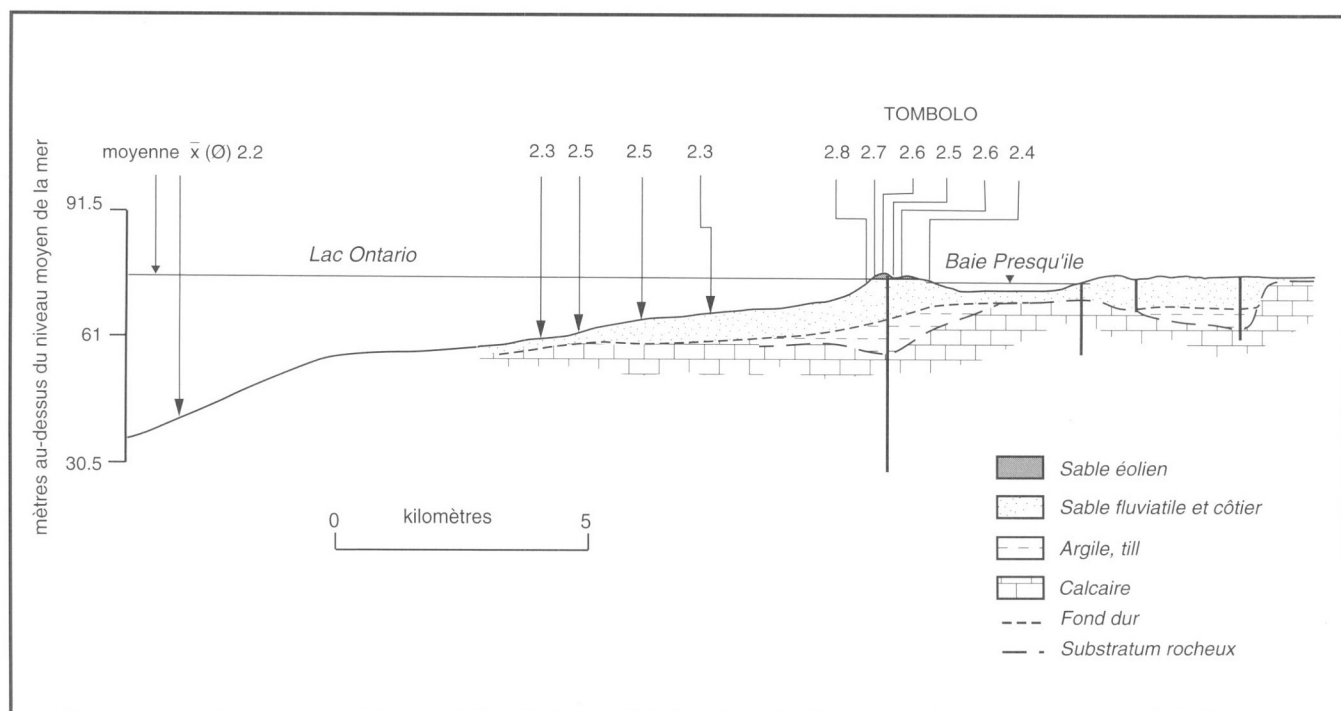


Figure 11. Coupe transversale du tombolo de Presqu'île montrant l'épaisseur des sédiments et la granulométrie moyenne en unités \emptyset (d'après Martini et Kwong, 1985).

région renferme des habitats exceptionnels et diversifiés, y compris des vestiges de la forêt caducifoliée sur les flèches qui ont produit le tombolo, un marais, des dunes, une panne interdunaire alcaline, une plage progradante, des îles calcaires au large et une diversité de groupements forestiers et de prairie. À cet arrêt, on décrit le développement et l'évolution du tombolo, de sa plage progradante et de ses dunes superposées, ainsi que les phénomènes contemporains qui y jouent.

La base calcaire de la presqu'île Presqu'île et de l'île High Bluff voisine, de même que les divers promontoires calcaires le long de la rive ouest du comté de Prince Edward, représentent les prolongements émergés le plus à l'ouest d'une série de cuestas avec vallées adjacentes taillées dans le substratum rocheux que l'on trouve dans la partie est du lac Ontario. Un réseau de diaclases bien développées contrôle ces vallées intermédiaires (Mirynech, 1962); au Pléistocène, des rivières interglaciaires ont emprunté ces diaclases qu'ont érodées les eaux de fonte glaciaires et sous-glaciaires (Shaw et Gilbert, 1990). Une de ces vallées taillées dans le substratum rocheux s'étend vers le sud-ouest depuis la baie de Quinte jusque dans le lac Ontario, en passant sous le tombolo de Presqu'île (fig. 10).

Les sables de la plage et des dunes du parc proviennent des sables glaciolacustres que l'on trouve le long de la rive du lac Ontario (Leyland et Mihychuk, 1980) et des sables de la baie Popham, à l'ouest du tombolo. Ces derniers dépôts ont entre 14,5 et 19 m d'épaisseur près du tombolo et s'aminçissent en allant vers le lac (fig. 11). L'étude comparative de la carte anglaise de 1815 et de la carte de 1989 du Service hydrographique du Canada montre que sur une période de 174 ans, la profondeur de la baie Popham est passée d'entre 1,5 et 11,7 m (niveau du lac : 74,9 m) à entre 0,45 et 9 m (niveau du lac : 75 m) le long du même transect. Comme l'apport de sédiments par les affluents est faible (Law, 1989b), la plus grande partie des sédiments qui ont contribué à la diminution de la profondeur sont venus du large. La baie Popham sert de piège pour les sédiments qui sont transportés vers l'est (Brebner et LeMehaute, 1961).

Le modèle de la formation du tombolo (fig. 12) d'Ernsting (1976) montre des flèches recourbées qui se sont constituées en même temps à partir de la terre ferme et de l'île Presqu'île. Une fois les deux flèches réunies pour former le tombolo, les sédiments transportés par les vagues ont été piégés à l'ouest, et il s'est formé une vaste plage de sable très fin et bien trié dans le fond de la nouvelle baie Popham.

Un transect à travers les dunes, la panne et la plage

En se promenant dans le parc, on peut observer les processus anciens et contemporains qui touchent le tombolo, la plage et les dunes. L'excursion part de la route d'accès du parc, à la barrière menant à la plage n° 1 (fig. 13). La première plage à l'ouest du nouveau tombolo passe sous la route d'accès du parc, et le premier cordon d'avant-dune se trouve à l'est de cette plage. La plage actuelle est maintenant à 240 m à l'ouest, et la route d'accès du parc se situe sur une panne (plaine de sable interdunaire alcaline et plate, érodée par le

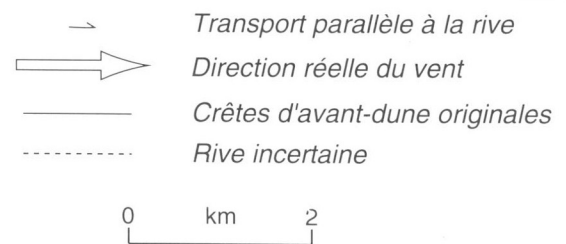
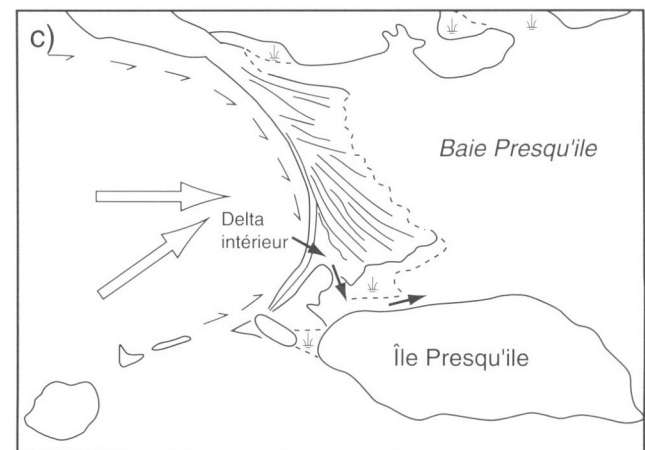
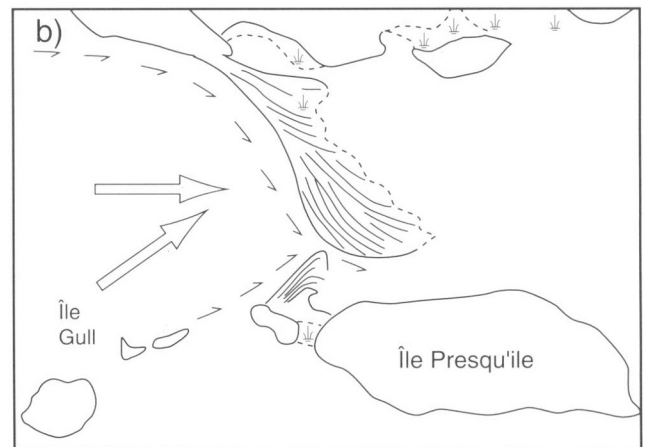
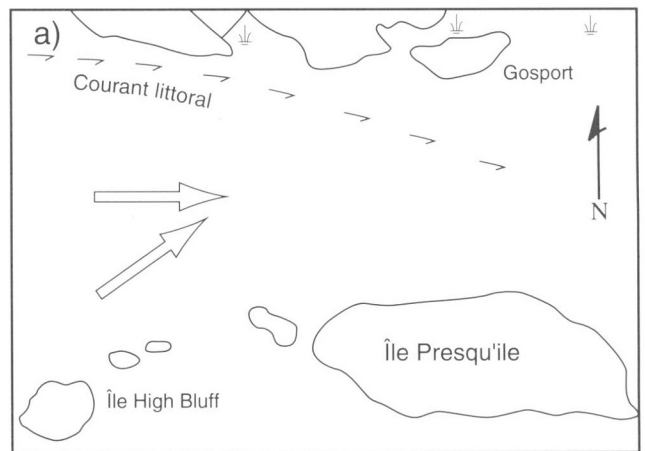


Figure 12. Les trois premières étapes du modèle d'Ernsting de la formation du tombolo de Presqu'île : formation a) du substratum rocheux initial, b) de la flèche et c) du tombolo.

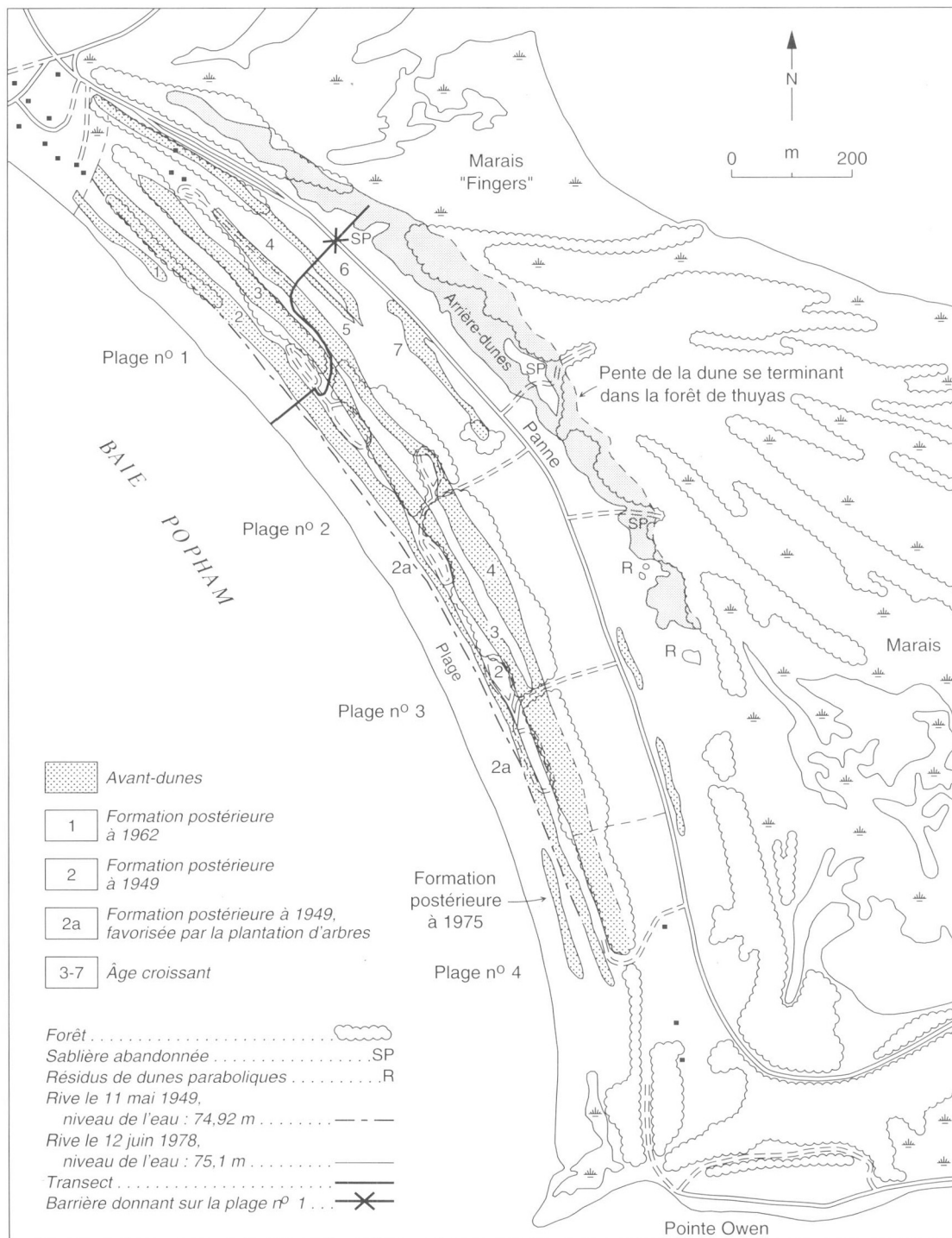


Figure 13. Détails de la plage et formation de dunes à la plage principale à Presqu'île.

vent jusqu'à la surface de la nappe souterraine). L'accumulation de sable dans la baie Popham a entraîné la progradation de la plage vers l'ouest, et les vents d'ouest dominants ont enlevé le sable de la plage, créant ainsi des avant-dunes sous le vent de l'estran en progradation (fig. 12c). Par la suite, les plus anciennes avant-dunes à l'est ont été dénudées de leur végétation et érodées par le vent jusqu'à la surface de la nappe souterraine. Le sable de ces dunes s'est déplacé vers l'est, créant une panne et un cordon d'arrière-dune irrégulier de 4 à 5 m de hauteur (fig. 13).

En marchant vers l'est à partir de la route d'accès du parc, on traverse une section de la panne et un cordon de déflation (<0,5 m) marquant l'ancienne limite ouest de l'arrière-dune de 4 à 5 m de hauteur. Il y a une ligne de dalles de calcaire gris à 3 m à l'est du cordon de déflation; elle est approximativement parallèle au cordon et marque probablement le site d'une des flèches recourbées d'origine qui se prolongeaient vers le sud à partir de la rive du lac Ontario. Le cordon d'arrière-dune se trouve à 4 m plus loin à l'est. Il est devenu une relique une fois que les avant-dunes à l'ouest avaient été recolonisées par la végétation et que la plage avait progradé tellement loin vers l'ouest qu'elle a coupé les apports de sédiments. À cette époque-là, l'arrière-dune était peut-être entièrement couverte de végétation, car un paléosol se rencontre aux deux tiers de la hauteur de la face ouest de la dune. Les pentes au vent de la dune abritent maintenant une végétation dispersée par suite d'activités humaines, y compris l'exploitation commerciale du sable à trois endroits au cours des 40 dernières années. La déflation attaque ces pentes. Des photographies aériennes montrent que depuis 50 ans, la dune s'est déplacée vers l'est jusque dans le marais de la baie Presqu'île (Law, 1989a), ce qui a élargi la panne. Des souches de thuya sont maintenant exposées sur les pentes au vent de la dune. Ces arbres ont probablement germé sur la partie inférieure des pentes est de la dune près du marais, puis ils ont été ensevelis par le sable. On voit maintenant les souches sur les pentes au vent.

La partie inférieure des pentes sous le vent (côté est) de l'arrière-dune abrite une forêt de thuyas qui ralentit le déplacement vers l'est du sable. Les pentes non boisées sont couvertes d'une végétation herbacée dense qui peut survivre dans ce milieu dunaire aride parce que les pentes sous le vent retiennent la neige et le sable en hiver. La neige enfouie sous le sable garde le sol humide jusqu'au début de l'été. La crête du cordon d'arrière-dune, de l'autre côté de la barrière de la plage n° 1, donne sur le marais «Fingers», à l'est. Ce marais est un vestige de la flèche recourbée qui était reliée à la rive du lac Ontario. D'autres vestiges plus élevés et plus secs sont maintenant couverts d'une forêt de thuyas; des sédiments comblent les chenaux interposés peu profonds. Les cartes bathymétriques indiquent qu'en 1815, la profondeur de la baie Presqu'île allait de 3,6 à 4,8 m; en 1989, elle variait de 1,8 à 2,7 m. On attribue le comblement de la baie à la colonisation européenne, au défrichage et à l'agriculture (Law, 1989b).

Pour compléter cette excursion, revenir à la barrière de la plage n° 1 et suivre la route vers l'ouest en direction de la plage; traverser la panne et six cordons d'avant-dune (fig. 13) qui, au fur et à mesure que l'on approche de la plage,

deviennent plus élevés et plus jeunes. Les cordons les plus anciens sont marqués par une ligne irrégulière de thuyas qui croissent dans des secteurs légèrement surélevés (<0,5 m) par rapport au fond de la panne, laquelle est inondée au printemps. Le cordon d'avant-dune qui se trouve entre le terrain de stationnement et la plage s'est formé depuis 1949. L'avant-dune la plus récente, qui se trouve au nord de la plage n° 1 et se termine au milieu de celle-ci, s'est formée depuis 1962.

La plage actuelle de la baie Popham a 2,8 km de longueur, environ 125 m de largeur en son centre et 35 m de largeur à chaque extrémité. Elle se compose de sable très fin, bien qu'à son extrémité sud (près de la pointe Owen), il existe une accumulation de cailloux provenant des îles rocheuses adjacentes et qu'en hiver, il se forme un résidu de déflation composé de cailloux sur la partie nord de la plage n° 1. La plage est en accrétion. Entre 1949 et 1986, elle s'est avancée de 80 m dans le lac Ontario (Law, 1989a; fig. 13). L'extrémité sud de la plage n° 4 est également en accrétion (Van Heyningen, 1989), et une marina construite à la pointe Owen au début des années 1960 était complètement envasée en 1979. Seules les extrémités de la plage sont laissées à leur état naturel (non râtelées). À ces endroits, la plage est étroite et les avant-dunes sont en croissance. Pendant tout l'été, on râtelé le centre de la plage afin d'y enlever les débris. Cette pratique empêche l'établissement de microphytes et de macrophytes qui contribuent à la stabilisation de la surface et au développement des dunes. C'est donc à cet endroit que la plage est le plus large. Par endroits, la circulation humaine a perturbé le développement d'une avant-dune; pendant l'automne et l'hiver, le sable s'accumule dans les terrains de stationnement à l'est de la plage. Des paraneiges installés à l'arrière de la plage en septembre retiennent ce sable que l'on enlevait chaque printemps jusqu'à tout récemment. Depuis septembre 1991, on a déployé des efforts en vue de favoriser l'établissement d'une nouvelle avant-dune. Les paraneiges ont été installés ailleurs afin de maximiser la quantité de sable retenu et de limiter l'accès à l'embryon de dune tout au long de l'année. On y a planté des élymes des sables. Des levés réguliers au sol et un programme d'anémométrie mis en oeuvre à l'automne de 1991 et au printemps de 1992 permettent d'évaluer les liens qui existent entre le transport des sédiments, leur morphométrie et le mouvement de l'air au fur et à mesure que la dune se développe.

Les facteurs qui influent sur le transport du sable sur la plage et les dunes, soit les apports de sable, la vitesse du vent, le gel au sol et la formation d'un résidu de déflation, de même que le râtelage de la plage et la croissance de la végétation (Law, 1990), varient nettement selon la saison. En été et au début de l'automne, il y a progradation rapide de l'estran, qui peut progresser de 17 m en 35 jours (juin–juillet 1989). En hiver, le pied de glace empêche l'apport de sable sur la plage. En été, les vents dépassent rarement la vitesse limite d'entraînement; à l'automne, ils sont beaucoup plus forts, et la déflation peut atteindre jusqu'à 20 cm après quelques tempêtes. D'importants processus de transport ont joué en 1991 : au début de novembre, la vitesse de cisaillement du vent a atteint 45 cm/s en moyenne; en décembre, lorsque la surface était gelée, elle a varié entre 40 et 50 cm/s. Le transport du sable se fait surtout du nord-ouest au sud-est. En décembre,

l'extrémité nord de la plage n° 1 présente un résidu de déflation composé de galets et la surface de la plage devient concave. Il y a affouillement des sédiments gelés en hiver, sauf aux endroits où une couverture de glace se forme dans la dépression de la plage; le transport devient négligeable pendant le reste de l'hiver. Au cours de la fonte des neiges au printemps, la surface est saturée et il y a prédominance des formes de dénivation.

Il a été difficile de mesurer directement, à l'aide de pièges, le flux éolien de sédiments et ce, en raison de la déflation rapide de la surface et de l'obturation des pièges par le sable et la neige. Les prévisions quant au transport de sédiments qui se fondent

sur des modèles basés sur des essais en soufflerie entraînent une surestimation d'au moins un ordre de grandeur. À l'automne de 1992, environ 30 m de sable par mètre de largeur de plage ont été transportés à l'intérieur des terres. On pourrait attribuer les écarts entre les valeurs réelles et les valeurs prévues : 1) à des différences d'échelle et, par conséquent, à des écarts dans la vitesse de cisaillement calculée à partir de profils éoliens sur le terrain et en laboratoire; et 2) au fait que l'on n'a pas tenu compte de la réduction du flux due à la présence de résidus de déflation et de surfaces humides ou gelées. Ces résultats montrent la complexité du transport éolien en surface dans des milieux côtiers froids et humides.

☑ ARRÊT N° 3 Rivière Moira et baie de Quinte : facteurs naturels et anthropiques dans une baie enclavée du lac Ontario

Adele Crowder

SNRC 31C/3, 4

Pour la première partie de l'excursion, suivre la route 37 vers le sud sur 0,5 km à partir de la 401, jusqu'à un petit parc donnant sur la rivière Moira sur le côté gauche (côté ouest) de la route, dans la banlieue nord de Belleville. Rouler ensuite vers le sud sur 2,3 km jusqu'à la route 2, en passant par Belleville. Tourner à droite et continuer sur 0,9 km jusqu'à la route 62. Tourner à gauche et rouler vers le sud en passant par l'île Zwick et le pont en contre-haut de la baie de Quinte, d'où l'on peut voir la baie (les arrêts sont toutefois interdits sur le pont). Un chemin privé de l'autre côté de l'aéroport de Mountainview, à 14,0 km depuis le virage, donne une vue générale de la baie. Pour avoir une autre vue d'ensemble, continuer sur 1,7 km jusqu'à Crofton puis tourner à gauche (direction est) sur la route menant à Demorestville et continuer sur 5,0 km.

La rivière Moira

La rivière Moira (bassin hydrographique de 2 840 km, débit annuel moyen de 30 m/s) est la deuxième en importance des cinq rivières qui se jettent dans la baie de Quinte (fig. 14). Les inondations sont fréquentes pendant la période de ruissellement printanier, les ponts de Belleville ayant même déjà été endommagés par les embâcles. En été, le débit tombe à 8 m/s. La rivière Moira charrie jusque dans la baie un panache de carbonate de calcium dérivé du calcaire ordovicien du bassin; c'est ce qui explique la présence, dans la baie,

de sédiments renfermant environ le double de la concentration de carbone inorganique détritique que l'on trouve dans les sédiments du lac Ontario.

Les déversoirs et les chutes qui ponctuent la rivière ont servi à la production d'énergie hydraulique depuis le début de la colonisation, c'est-à-dire après 1780. On peut voir les anciens moulins et déversoirs à la droite de la route menant à Belleville. L'utilisation de l'énergie hydraulique a atteint un point culminant au cours des années 1850 : il y avait alors 40 moulins sur la rivière.

L'exploitation des forêts en bordure des rivières qui se jettent dans la baie de Quinte a dominé le développement industriel de la région au XVIII^e siècle. À l'heure actuelle, 69 % de la superficie du bassin hydrographique sont boisés et 27 % servent à l'agriculture. L'agriculture de subsistance a donné lieu à une production céréalière et laitière de même qu'à une culture intensive du maïs dans les années 1970 et au début des années 1980. Le déboisement et l'agriculture ont eu des effets sur les sédiments charriés dans la baie. Warwick (1980) a élaboré un indice d'érosivité (fig. 15) fondé sur le rapport entre la fraction d'argile inférieure à 10,5 ϕ et la fraction inférieure à 8,5 ϕ . Il a ainsi démontré qu'une plus grande quantité de sédiments fins ont été érodés au début des périodes de déboisement et de production d'orge; en fait, la culture de cette céréale laisse les champs exposés à l'érosion pendant une plus longue période de temps.

Le dépôt de sédiments fins dans les frayères et la destruction des routes de migration par les barrages ont éliminé certaines populations de poissons, dont le saumon de l'Atlantique, qui a cessé de frayer dans la région au début du XIX^e siècle après y avoir été abondant. En vue d'améliorer l'habitat du poisson

et la qualité de l'eau, on a entrepris la remise en état de certaines parties du bassin hydrographique de la rivière Moira. Des bandes de végétation sont conservées de chaque côté du ruisseau, des clôtures empêchent le bétail d'avoir accès au cours d'eau, l'écoulement provenant des tas de fumier est recueilli et des mesures sont adoptées en vue d'encourager les gens à laisser un couvert végétal sur les champs tout au long de l'année.

La vallée de la Moira a connu une ruée vers l'or dans les années 1860 et des puits ont alors été aménagés à Eldorado et à Deloro (fig. 14). Dix ans plus tard, l'arsenic, un sous-produit de l'affinage, s'est avéré plus lucratif que l'or; les ventes d'arsenic se sont poursuivies jusque dans les années 1950, le produit étant principalement utilisé à des fins antiparasitaires. D'autres minerais ont été transportés à Deloro en vue de leur affinage, dont l'argent, le cobalt, le cuivre, le nickel, le chrome et l'uranium. La fonderie de Deloro a fermé ses portes en 1961, laissant des terrils et des étangs avec de fortes teneurs en arsenic, en métaux lourds et en matières radioactives. En 1971, l'intoxication du bétail en aval de la fonderie a alerté le Gouvernement de l'Ontario quant à la toxicité du site et de ses eaux de drainage. Le ministère de l'Environnement de

l'Ontario a recouvert les terrils de calcaire et démolit les immeubles contaminés. Le drainage en provenance des terrils est pompé jusqu'à une usine de traitement de l'arsenic, et l'eau est ensuite évacuée dans la rivière Moira.

On a trouvé de l'arsenic et des métaux lourds dans l'eau de la rivière Moira, dans les sédiments du lac du même nom à 10 km au sud de la mine, dans les sédiments en aval et à l'embouchure de la rivière, de même que dans la baie de Quinte (Crowder et al., 1989). La rivière ne sert pas à l'approvisionnement en eau potable; toutefois, depuis que l'arsenic fait l'objet d'un traitement, les recommandations touchant la qualité de l'eau potable ont été respectées et les charges quotidiennes ont diminué de 35 kg entre 1979 et 1982 à 6 kg en 1989 (ministère de l'Environnement de l'Ontario, 1991a). L'eau potable de Belleville vient de la baie de Quinte et, à l'occasion, les recommandations touchant les concentrations de cuivre, de cadmium et de fer ont été dépassées (fig. 16). Pour ce qui est des sédiments de la baie, les recommandations touchant les concentrations d'arsenic et de certains métaux lourds présents dans le matériau dragué sont généralement dépassées (Beak Consultants Ltd., 1988). La teneur en arsenic d'une carotte prélevée au large de Belleville

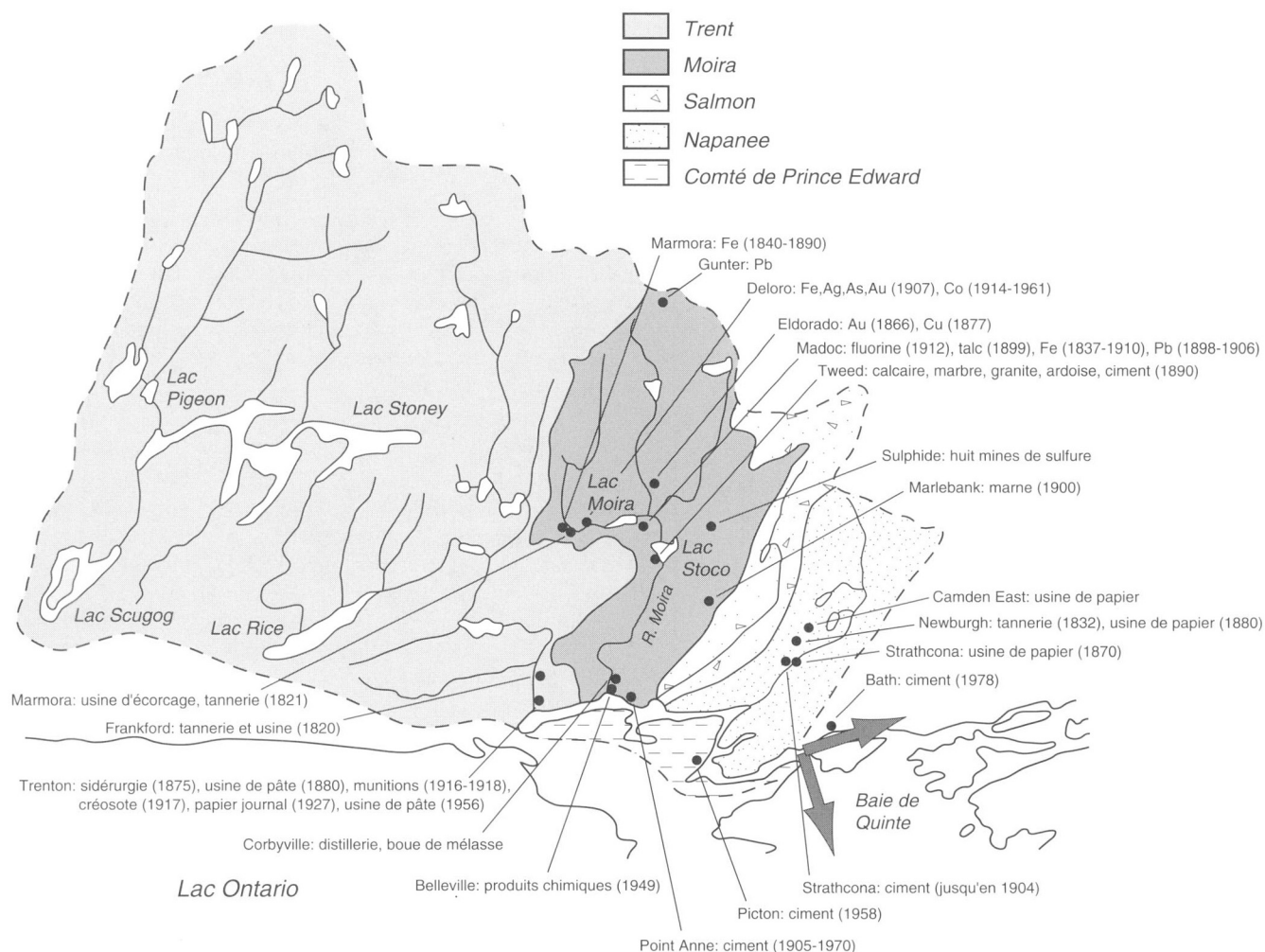


Figure 14. Minéraux et exploitation des mines et des carrières dans le bassin hydrographique de la baie de Quinte (d'après Sly, 1986).

a atteint une pointe en 1868 et encore en 1936 (Mudroch et Capobianco, 1980), probablement en raison d'un débit élevé ou d'embâcles (Sly, 1986). L'étude des sédiments le long de la rive de la baie de Quinte a révélé que les concentrations de métaux comme le chrome et le nickel diminuaient avec la distance par rapport à la rivière Moira, ce qui n'était pas le cas pour d'autres métaux comme le plomb. Ces derniers sont généralement associés aux émissaires des usines de traitement des eaux d'égout dans la baie (Crowder et al., 1989).

Le cuivre est le seul métal pour lequel on a établi une corrélation avec la réduction de la croissance des plantes aquatiques dans la baie (Dushenko, 1990). En outre, il y a bioconcentration de ce métal chez une espèce de gastéropode (*Stagnicola elodes*) dans les marais, mais elle n'a pas eu d'effets néfastes (Greig, 1989). On n'a pas décelé de concentrations d'arsenic, de nickel et de plomb dans les reins du rat musqué, mais les concentrations de cuivre atteignaient en moyenne 8 mg/kg (Greig et al., 1989).

L'île Zwick

L'itinéraire à suivre traverse Belleville qui, avec ses quelque 36 000 habitants, constitue le plus important centre démographique donnant sur la baie. Du pont de la route 62, on peut voir à droite le parc de l'île Zwick. Il est aménagé sur une ancienne décharge exploitée de 1949 à 1971. Les lixiviats s'écoulent dans les drains de surface, et l'on croit qu'ils pénètrent dans la baie par les eaux souterraines. Les

concentrations de phénols atteignent 2 mg/L, et l'on surveille les charges pénétrant dans la baie (ministère de l'Environnement de l'Ontario, 1991b).

Pendant quatre ans entre 1973 et 1987, les concentrations de phénols dans la rivière Moira ont été supérieures à la recommandation de 2 µg/L pour l'eau potable. Généralement, les composés phénoliques que l'on trouve dans la baie viennent des industries situées sur la rivière Trent; toutefois, à Belleville, ils étaient présents dans les rejets d'une usine maintenant fermée. Les tendances temporelles des charges de contaminants sont généralement en baisse (fig. 16).

La baie de Quinte

La baie de Quinte, qui a une forme en Z et qui s'étend d'est en ouest sur 64 km, a une superficie de 250 km. Sa profondeur varie de 4 à 8 m aux différents points d'observation; elle peut atteindre 17 m là où la route 49 traverse le milieu de la baie, qui est plus étroite, et plus de 50 m à l'embouchure de la baie dans le lac Ontario. Il se produit deux ou trois chasses d'eau pendant les grandes entrées d'eau au printemps. L'écoulement est généralement d'ouest en est, mais les eaux froides du lac Ontario pénètrent dans la baie sous la forme d'une couche inférieure dans l'extrême est. Le fond de la baie est généralement bien mélangé, mais un thermocline se forme dans l'embouchure pendant l'été (Minns et al., 1986; Remedial Action Plan Coordinating Committee, 1990).

Il y a environ 12 500 ans, des argiles glaciolacustres se sont déposées dans le Lac Iroquois qui couvrait la région. L'eau a atteint un niveau inférieur au niveau actuel du lac Ontario il y a environ 11 400 ans, et les eaux montantes du lac Ontario ont graduellement envahi la baie à partir de l'est. Le milieu de la baie a été submergé il y a environ 2 500 ans. On observe des sédiments grossiers couverts de dépôts plus fins à l'embouchure de la plupart des ruisseaux (Damiani et Thomas, 1974; Sly, 1986), ce qui traduit une hausse du niveau de base.

La région est habitée depuis environ 5 000 ans. Entre 1668 et 1682, les missionnaires français se sont établis avec les Hurons qui y pratiquaient l'agriculture; toutefois, à l'arrivée des colons américains dans les années 1780, seuls les Mississaugas venaient y chasser. Depuis, l'agriculture et le commerce du bois sont devenus la base économique de la région.

Les effets de ce développement se reflètent dans les sédiments de la baie. Warwick (1980) a démontré que les eaux de la baie allaient d'oligotrophes à mésotrophes (teneur faible à modérée en éléments fertilisants) jusqu'au début du présent siècle (fig. 17), bien que les concentrations de phosphore total dans les sédiments aient brusquement atteint une pointe lors du déboisement initial, à la fin du XVIII^e siècle et au début du XIX^e. Après le déboisement, l'érosion des sédiments plus fins a augmenté, tout comme la vitesse de sédimentation; les minéraux argileux confirment l'origine terrestre des sédiments fins.

Au cours des années 1950, le phosphore total a commencé à augmenter rapidement dans les sédiments à cause du rejet d'eaux usées et de détergents dans la baie, qui est devenue

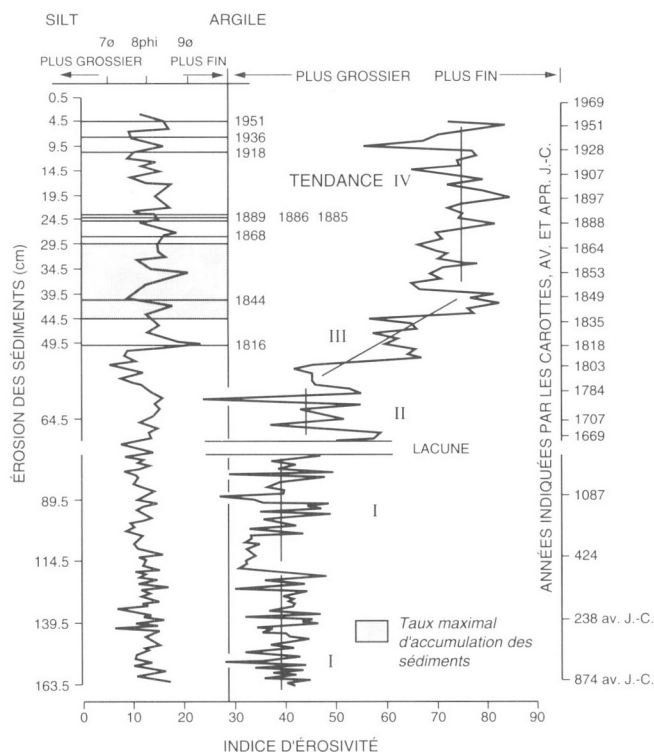


Figure 15. Granulométrie moyenne des sédiments de la baie de Quinte montrant les effets de la colonisation européenne. Les données sont tirées de Warwick (1980) telles que présentées dans Sly (1986).

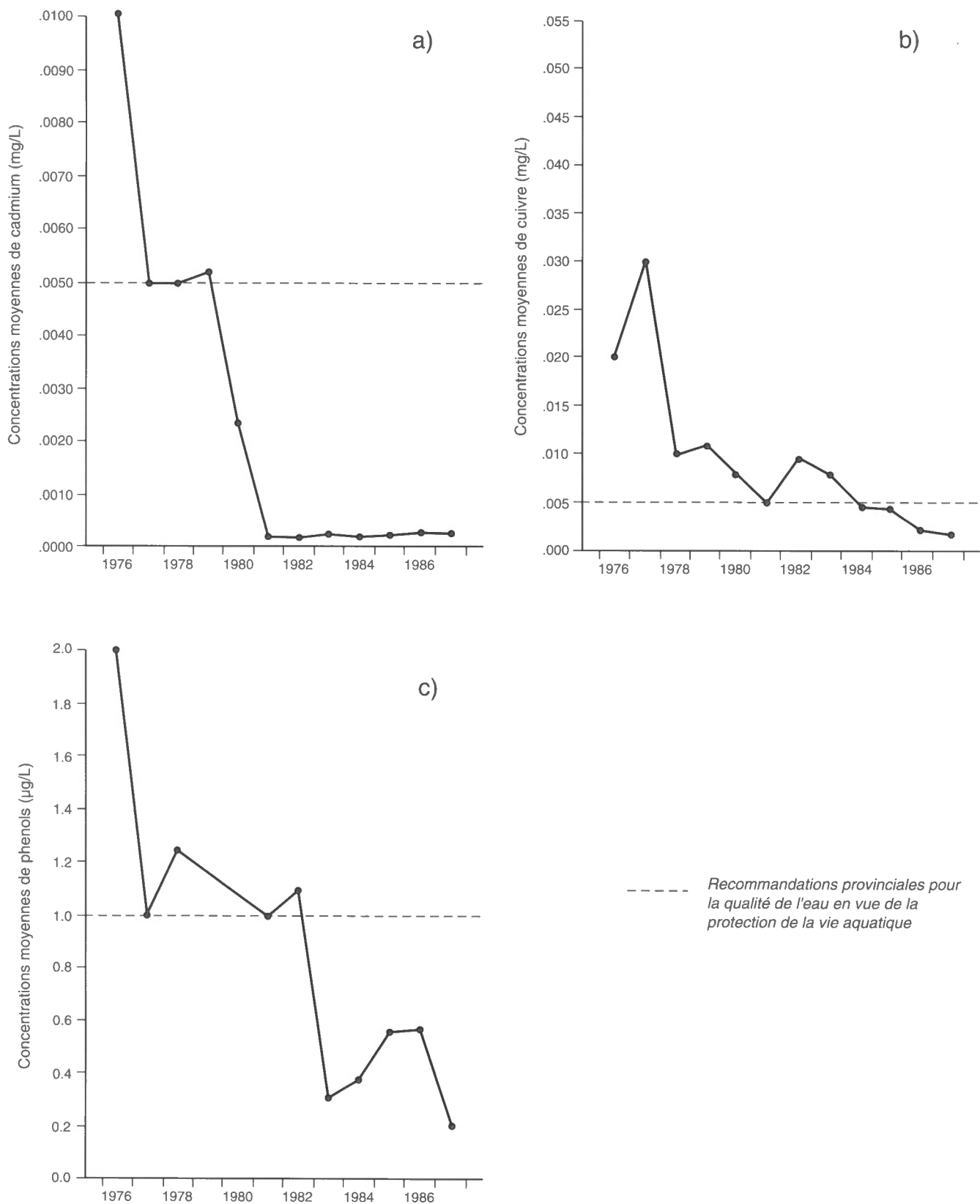


Figure 16. Concentrations annuelles moyennes a) de cadmium total, b) de cuivre et c) de phénols dans la rivière Moira (d'après Beak Consultants Ltd., 1988).

modérément eutrophe. En 1972, on a mis sur pied le projet Quinte en vue d'étudier l'état de la baie et les effets d'une diminution des sources ponctuelles de phosphore. L'équipe du projet, qui est constituée de chercheurs et de gestionnaires de ministères fédéraux et provinciaux et des universités Queen's et Trent, a publié un compte rendu sur ces effets (Minns et al., 1986), et l'on a mis en oeuvre un plan de mesures correctives.

Les stimulants économiques visant à encourager l'étude et la réduction de l'eutrophisation de la baie de Quinte couvrent : a) la qualité de l'eau potable, notamment à Belleville, où l'eutrophisation a entraîné des proliférations d'algues bleues qui rendent l'eau inappétible, même après son traitement; et b) la détérioration de la pêche, composante de premier plan de l'économie régionale. Plus récemment, d'autres objectifs ont été fixés dans le cadre du plan de mesures correctives, comme la réduction des contaminants toxiques chez le poisson (le mercure, le mirex et les dioxines principalement), la lutte contre les bactéries qui entraînent la fermeture des plages, de même que l'entretien des habitats naturels.

Entre 1956 et 1983, les prises commerciales de poissons de la baie se sont élevées à 390 t par année. Certaines espèces sont devenues invendables en raison de leur contamination (anguille d'Amérique et carpe, p. ex.). Dans les années 1970, une pêche sportive de grande envergure s'était développée, les prises annuelles totales de toutes les espèces atteignant 217 t en 1984. Les effets combinés de l'exploitation, de l'eutrophisation, de l'introduction d'espèces non indigènes et du changement climatique ont entraîné une réduction radicale de certains stocks de poissons dans la baie (Hurley, 1986, dans Minns et al., 1986).

Le contrôle des sources ponctuelles de phosphore grâce aux améliorations apportées aux usines de traitement des eaux d'égout entre 1972 et 1982 a en outre supposé l'établissement de teneurs cibles en phosphore de 1 mg/L ou moins pour les

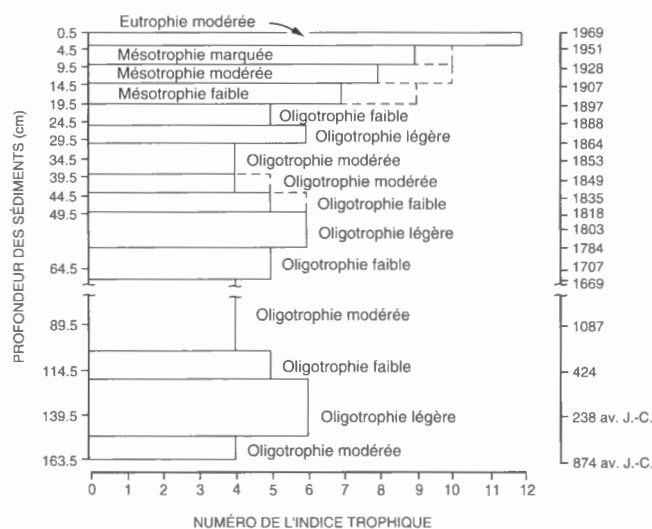


Figure 17. État trophique (éléments nutritifs) de la baie de Quinte, interprété à partir de données provenant de carottes (Warwick, 1980).

apports municipaux dans la baie. Cette composante de la charge de phosphore est relativement peu élevée, mais elle est contrôlable; de plus, elle a un effet maximal sur l'écosystème en période d'étiage pendant les étés chauds. Les charges plus élevées de phosphore dans l'eau de la rivière ne sont pas faciles à contrôler et elles sont chassées en grande partie dans le lac Ontario au printemps. Les responsables du projet Quinte ont comparé les périodes de 1972-1977 (pré-traitement) et de 1978-1981 (post-traitement) (fig. 18). Les diminutions les plus spectaculaires survenues après le contrôle des sources ponctuelles ont été observées dans le fond de la baie, où le problème était également plus grave au départ.

Les apports d'azote ont diminué d'un maximum de 20 % en même temps que ceux de phosphore. Étant donné que la piètre qualité de l'eau potable est due localement aux algues bleues, les charges d'azote n'ont pas été considérées comme critiques. Le phytoplancton (ou chlorophylle a) a diminué en même temps que le phosphore total (fig. 19). Comme il y a de grandes variations de la chasse d'eau, de la température et de la durée de la saison de croissance d'une année à l'autre, le système prend plus de temps à se stabiliser que prévu.

Le projet Quinte est un exemple d'une approche écosystémique utilisée dans une région complexe. On a d'abord eu recours à une méthode «ascendante» en réduisant la charge d'éléments nutritifs. On s'est ensuite rendu compte qu'une méthode «descendante» était également nécessaire. La perte de poissons de grande taille est considérée comme un des facteurs ayant influé sur la qualité de l'eau, étant donné que cette perte a provoqué indirectement une augmentation de la quantité d'algues dans la baie par suite d'une diminution de la prédation du zooplancton. On reconnaît maintenant que la perte d'habitats aquatiques a aussi contribué à l'instabilité du système. La valeur de la recherche menée à la baie de Quinte ne tient pas seulement à l'ampleur de l'expérience de la gestion de la qualité de l'eau et de l'aménagement des pêches; elle vient également de la façon dont les organismes gouvernementaux et le public ont uni leurs efforts.

On peut voir de vastes étendues de marais à quenouilles à partir des points d'observation. De tels marais sont maintenant caractéristiques de la baie, tandis qu'il reste peu

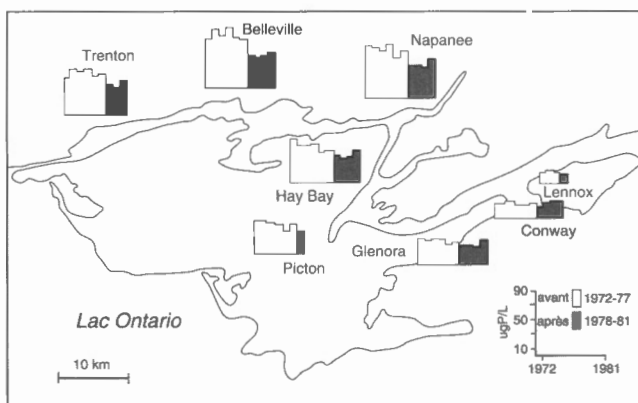


Figure 18. Concentrations moyennes de phosphore total dans la zone euphotique de la baie de Quinte, 1972-1981 (d'après Robinson, 1986).

d'étendues de forêt marécageuse; selon les estimations, deux tiers des terres humides présentes au début du XIX^e siècle auraient été converties à des fins agricoles ou résidentielles. Terasmae et Miryneh (1964) sont d'avis que les marais sont relativement récents, étant donné qu'ils n'ont pu se former qu'après la submersion du fond de la baie. Comme la croissance des quenouilles (*Typha* spp.) est favorisée par une stabilisation des niveaux de l'eau, ces plantes ont pu augmenter en nombre lorsqu'on a commencé à régulariser le niveau du lac Ontario aux fins du transport maritime et de la production d'hydroélectricité (Busch et al., 1989).

Les marais des baies Muscote et Hay sont d'excellents habitats pour la sauvagine, les rats musqués, les amphibiens et les reptiles. De l'avis des résidents, la plupart des populations animales ont diminué récemment (Crowder et al., 1989; Greig, 1989). Dans l'espoir d'accroître la gamme d'habitats et, partant, la diversité et le nombre des espèces animales, on a creusé des chenaux dans les marais à quenouilles près de North Port en 1990, et l'on a brûlé une partie de ces marais en 1992. Certains marais ont déjà été utilisés pour la culture du riz sauvage. Ils sont actuellement exploités pour le piégeage du rat musqué et du castor lorsque le prix des peaux est élevé, de même que pour la chasse et la pêche.

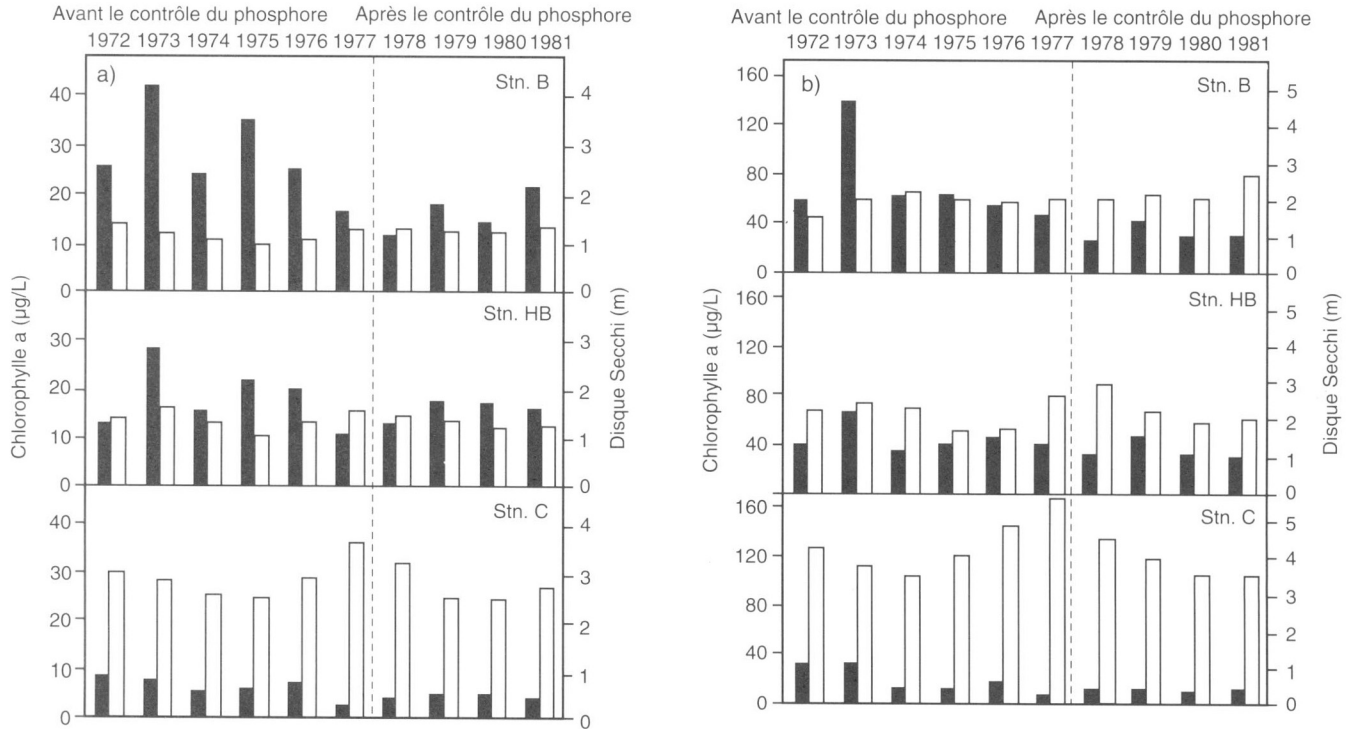


Figure 19. Concentrations de chlorophylle a (colonne pleine) dans la zone euphotique et profondeur de disparition du disque de Secchi (mesure de la transparence de l'eau) (colonne vide) à des stations au fond (B), au milieu (HB) et à l'embouchure (C) de la baie, pour les périodes précédant et suivant la réglementation du phosphore : a) moyennes saisonnières et b) maximums saisonniers (d'après Robinson, 1986).

ARRÊT N° 4 Marques d'affouillement glaciaire dans le lac glaciaire Iroquois

Robert Gilbert

SNRC 31C/3, UTM 308851

On peut voir les marques décrites par Gilbert et al. (1992) le long de la route 49 au nord de Picton, mais le plus bel exemple se trouve à l'endroit indiqué par la flèche à la figure 20. Si l'on vient de l'est, tourner vers l'ouest sur le chemin vicinal de Woodville à 9,4 km au nord de Picton, ou à 15 km au sud sur la route 49/2 à partir de l'intersection à Marysville sur la 401. Tourner à droite (direction nord) au bout de 3,1 km et à droite encore 4,3 km plus loin, là où la route va vers la gauche (direction ouest). Continuer sur 0,5 km le long du chemin de ferme jusqu'à un virage à gauche pour voir la grosse marque d'affouillement glaciaire dans un champ au nord-est. Si l'on vient de l'arrêt n° 3, rouler vers l'est sur la route menant de Crofton à Demorestville. Tourner à droite à l'intersection en T à 14,2 km de Crofton et à gauche à la deuxième intersection en T, 1,0 km plus loin. Franchir 2,4 km et tourner à droite à la salle communautaire de Bethesda. Continuer sur 1,9 km jusqu'au chemin de ferme mentionné ci-dessus. C'est au printemps ou à l'automne, soit avant la mise en culture ou après la récolte, que l'on peut observer les marques d'affouillement le plus facilement. Le propriétaire, Henry MacHill, vit dans la maison blanche tout près.



Figure 20. Section de la photographie aérienne A23662-55 montrant les marques d'affouillement creusées par la glace dans les sédiments du Lac glaciaire Iroquois. La flèche indique les sites mentionnés dans le texte où l'on peut voir les marques sur le sol.

Sur le sommet légèrement vallonné de l'escarpement calcaire dans l'est du comté de Prince Edward, on peut voir une concentration de sillons longs et peu profonds dans la mince couche de sédiments glaciolacustres du Lac Iroquois. La plupart des sillons se rencontrent à entre 110 et 125 m au-dessus du niveau de la mer, sur le côté sud d'une zone plus élevée; on en trouve cependant quelques-uns à plus de 135 m et à moins de 100 m au-dessus du niveau de la mer. Ils ont une longueur et une largeur moyennes de 810 m et de 73 m, respectivement. Ils sont rectilignes pour la plupart (fig. 20), mais environ le quart d'entre eux présentent une courbe supérieure à 3°. Ils sont disposés en faisceaux étroits orientés autour d'un azimut moyen de 261° (fig. 21).

Les sillons ont une profondeur maximale d'environ 1 m. Des crêtes latérales irrégulières s'élèvent à moins de 1 m au-dessus du sol, et le détail de la forme transversale varie considérablement. Ce phénomène peut être dû en partie à l'érosion subséquente et aux pratiques agricoles qui semblent avoir lissé et estompé les profils, mais seuls les reliefs subtils ont été oblitérés complètement. Certains creux renferment encore une ou plusieurs petites crêtes orientées dans le sens

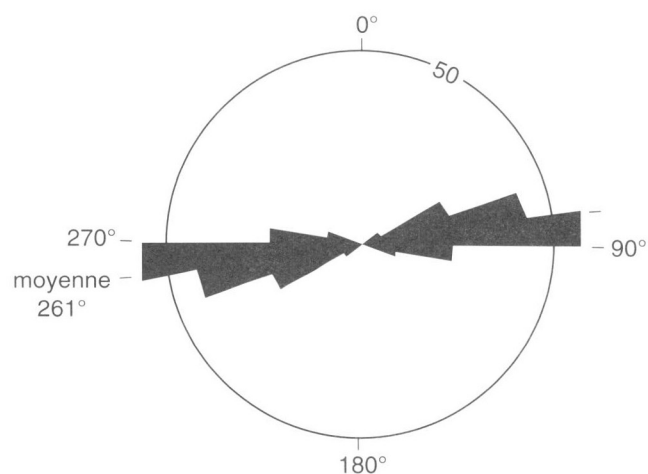


Figure 21. Orientation de 164 marques d'affouillement glaciaire dans la région à l'étude, par incréments de 10°. Ces données reflètent les données dans l'ensemble de la région.

des sillons. Les marques d'affouillement se sont formées dans une mince couverture de silts et d'argiles glaciolacustres sur un substratum rocheux pratiquement plat. Par endroits, les sédiments ont été enlevés et le substratum affleure dans les creux; toutefois, rien ne porte à croire que le relief de ce substratum a contrôlé la forme de la surface. Près de l'extrémité ouest de certains sillons, les crêtes latérales se rejoignent.

Les sillons sont vraisemblablement des marques d'affouillement creusées dans le Lac Iroquois par des icebergs vêlés du barrage glaciaire ou par la glace lacustre saisonnière poussée par le vent. Étant donné leur nature entrecroisée, il est peu probable qu'ils aient été formés sous une plate-forme de glace du barrage glaciaire (fig. 20). Les sédiments glaciolacustres du site sont à grain fin et ne renferment que quelques cailloux et galets (sans doute transportés par les glaces); il est donc plus probable qu'ils ont été déposés dans un milieu lacustre distal plutôt que près de la marge d'une nappe glaciaire étendue et active. S'ils s'étaient formés sous une plate-forme de glace réactivée, on devrait pouvoir trouver davantage d'indices d'un milieu proximal à haute énergie.

À leur plus haut niveau, les eaux du Lac Iroquois se seraient élevées à environ 205 m au-dessus du niveau de la mer dans la région à l'étude (Gilbert et al., 1992). Avec le retrait des glaciers vers le nord-est, le niveau de l'eau a atteint, pendant de courtes périodes de temps, 182 m (phase de Frontenac), 124 m (phase de Sydney) et 103 m (phase de Belleville-Sandy Creek). Il est possible que certaines marques d'affouillement se soient formées lorsque le niveau de l'eau était à son maximum pendant les phases d'Iroquois et de Frontenac, la profondeur de l'eau atteignant alors entre 60 et 90 m dans la région. Toutefois, la concentration des marques d'affouillement dans une plage étroite d'altitudes, leur orientation semblable et l'absence de grandes quantités de débris glaciels (particulièrement de monticules de sédiments grossiers délestés) portent à croire que la glace lacustre est plus susceptible d'avoir creusé les marques d'affouillement que les icebergs.

Durant la phase de Sydney, la plupart des sites d'affouillement se trouvaient vraisemblablement à des profondeurs d'eau de moins de 9 m environ sur le côté sud d'une île basse éloignée de quelque 20 km de la rive nord du lac. À cette époque-là, le barrage de glace s'était suffisamment retiré pour avoir créé une course maximale vers l'est-nord-est d'au moins 200 km. À la fin de la phase de Frontenac, à la suite d'un abaissement rapide du niveau du lac à partir d'une profondeur d'eau d'environ 60 m, des sédiments glaciolacustres récemment déposés, modérément distaux et intacts se

sont trouvés très près de la surface. Ces sédiments tendres auraient pu être affouillés par des glaces lacustres poussées par le vent dans des eaux relativement peu profondes (moins de 10 m environ pour la plupart) autour d'une île au large, là où l'encrêtement et l'empilement de la glace aurait été favorisés.

Les marques d'affouillement se forment instantanément, de sorte que leur orientation ne correspond pas nécessairement à la direction du vent dominant. Néanmoins, elles sont plus probablement le produit du vent dominant. À partir de données sédimentaires tirées de dunes, David (1988) signale l'existence, dans le sud du Québec, d'un fort vent dominant venant du nord-est et de l'est (orientation de 230° à 270°) au tout début de la période postglaciaire. Il s'agissait d'un vent catabatique entraînant l'air froid des glaciers du nord-est. Il est probable que la situation était très semblable dans le sud de l'Ontario et que l'orientation des marques d'affouillement (moyenne de 261°, fig. 21) traduit l'effet de ce vent. Les crêtes qui se rejoignent aux extrémités occidentales de certaines marques appuient l'interprétation selon laquelle une poussée venue de l'est a atteint un point tel que l'embâcle a été suffisant pour stopper la glace.

On a reconnu de grosses marques d'affouillement creusées par la glace lacustre à des profondeurs d'eau de 13 à 25 m dans le lac Érié (Grass, 1983) et dans des eaux très peu profondes (moins de 1 m environ) dans le Grand lac des Esclaves (Weber, 1958). Cette gamme de profondeurs englobe la profondeur de quelque 9 m estimée pour les sites d'affouillement de la région à l'étude pendant la phase de Sydney. L'île située à l'altitude plus élevée a peut-être agi comme un centre d'embâcles, ce qui a pu favoriser l'empilement de la glace lacustre en mouvement et la formation d'un plus grand nombre de marques d'affouillement à cet endroit (voir également Grass, 1983). Les glaces empilées ont peut-être chevauché l'île, d'où les petites marques d'affouillement sur la surface de l'île. Pendant la saison des eaux libres, l'île a également pu empêcher l'érosion des marques d'affouillement par les vagues créées par les vents dominants du nord-est. Grass (1983) signale qu'en été, les marques d'affouillement dans le lac Érié ne sont préservées que dans les aires protégées.

Le rabotage glaciaire n'a peut-être duré qu'un an ou que quelques années avant que le niveau de l'eau ne baisse encore rapidement; la surface des terres s'est donc trouvée bien au-dessus du niveau de l'eau et les vagues ont pu faire disparaître les marques d'affouillement.

☑ ARRÊT N° 5 Terrain argileux glaciolacustre côtélé près de Kingston, Comté de Frontenac

Willem J. Vreeken

SNRC 31C/7, UTM 800050

Suivre la rue Division sur 1,2 km vers le nord à partir de la route 401. Pour avoir une vue d'ensemble du terrain, s'arrêter au bord de la route à l'endroit où elle descend dans la vallée du ruisseau Little Cataraqui. Pour effectuer une randonnée pédestre dans le site, tourner à gauche (direction ouest) et se rendre à l'aire de conservation du ruisseau Little Cataraqui, où l'on peut stationner. Les visiteurs doivent acquitter des droits d'entrée pour avoir accès à l'aire de conservation et au centre d'interprétation.

Distribution, formes externe et interne, milieu sédimentaire et âge

Les hautes terres calcaires que l'on trouve entre Belleville et Kingston sont connues sous le nom de plaines de Napanee; elles sont recouvertes d'un mince manteau (<1.5 m) d'argile et de silt à granoclassement normal et à lamination rythmique, dont la présence est attribuée au Lac glaciaire Iroquois, qui a existé il y a entre 11 800 et 12 400 ans. Dans les vallées intermédiaires à orientation sud-ouest, ces sédiments ont jusqu'à 30 m d'épaisseur et contiennent fréquemment des inclusions de sables et de graviers fluvioglaciaires qui mettent en évidence l'existence de paléocourants à direction sud-ouest. Ces basses terres couvertes d'une épaisse couche d'argile présentent fréquemment des crêtes sinueuses distinctes, presque parallèles, au sommet aplati (fig. 22 et 23), dont

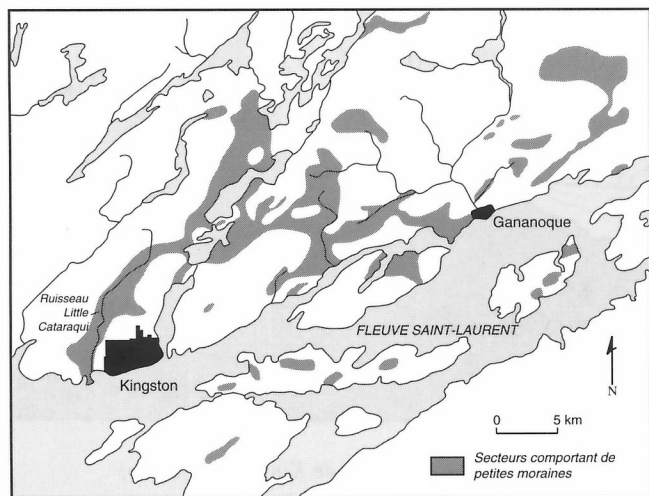


Figure 22. Répartition du terrain argileux glaciolacustre côtélé près de Kingston (Ontario) (tiré de Løken et Leahy, 1964).

bon nombre bifurquent ou se rejoignent pour créer un motif ressemblant à des morphologies de fond linéaires de rides de courant. Ces crêtes présentent un profil transversal essentiellement symétrique et une ligne de crête ondulée; elles ont jusqu'à 6 m de hauteur (normalement 2 ou 3 m) et 300 m de longueur et sont espacées de 30 à 100 m. Elles ont une orientation nord-ouest-sud-est, perpendiculaire à la direction des vallées taillées dans le substratum rocheux, des stries glaciaires et des marques d'érosion fluvioglaciaires sous-glaciaires (formes en S) (Kor et al., 1991; fig. 23).

Des placettes de terrain argileux côtélé se trouvent à une altitude de 50 m au-dessus du niveau du lac Ontario et du fleuve Saint-Laurent (jusqu'à 120 m au-dessus du niveau de la mer). Le terrain côtélé continu de la vallée du ruisseau Little Cataraqui s'élève de 25 m au nord-est, à un gradient moyen de 0,2 % sur une distance de 12 km. De petits étangs saisonniers ou pérennes, où l'eau de ruissellement circule rarement, occupent le fond faiblement ondulé des dépressions entre les crêtes. Les thalwegs abritent des ruisseaux sinueux largement inadapés qui ne présentent aucune indication de creusement postglaciaire ou de migration latérale importants. La charge dissoute représente plus de 90 % des sédiments transportés dans les ruisseaux (Ongley, 1973). En résumé, ces paysages argileux ont subi peu de changements géomorphologiques postglaciaires et leurs modelés reflètent surtout des processus tardiglaciaires et déglaciaires.

Les observations sur la forme interne du terrain ont trait à la composition et à la déformation des sédiments. Le pavage rocheux sous-jacent comporte des stries, des rainures et des formes en S; localement, des diamictons ou des sables et graviers fluvioglaciaires le séparent de silts et d'argiles à lamination rythmique contenant des galets de délestage. Les rythmites sont vraisemblablement des dépôts annuels. Les couches formées en été sont fréquemment des unités de couleur pâle à granoclassement multiple et à prédominance de silt, qui comportent plusieurs cycles de sédimentation simples, chacun comptant jusqu'à dix lamines granoclassées; ces couches s'amincissent vers le haut. Les couches formées en hiver ont une épaisseur constante et renferment des matériaux foncés à prédominance d'argile; elles sont moins calcaires que les couches déposées en été (Naldrett, 1991). Les plans de stratification et les passées dans les couches formées en été présentent de petites traces peu prononcées de progression ou de broutage qui ressemblent à celles que laissent des oligochètes ou des organismes semblables. Les coquilles de gastéropodes présentes dans les argiles sommitales déformées comprennent *Succinea avara* (Say), espèce dulçaquicole qui vit sur les rives de cours d'eau et de lacs et dont l'aire de répartition actuelle va du golfe du Mexique jusqu'à la baie

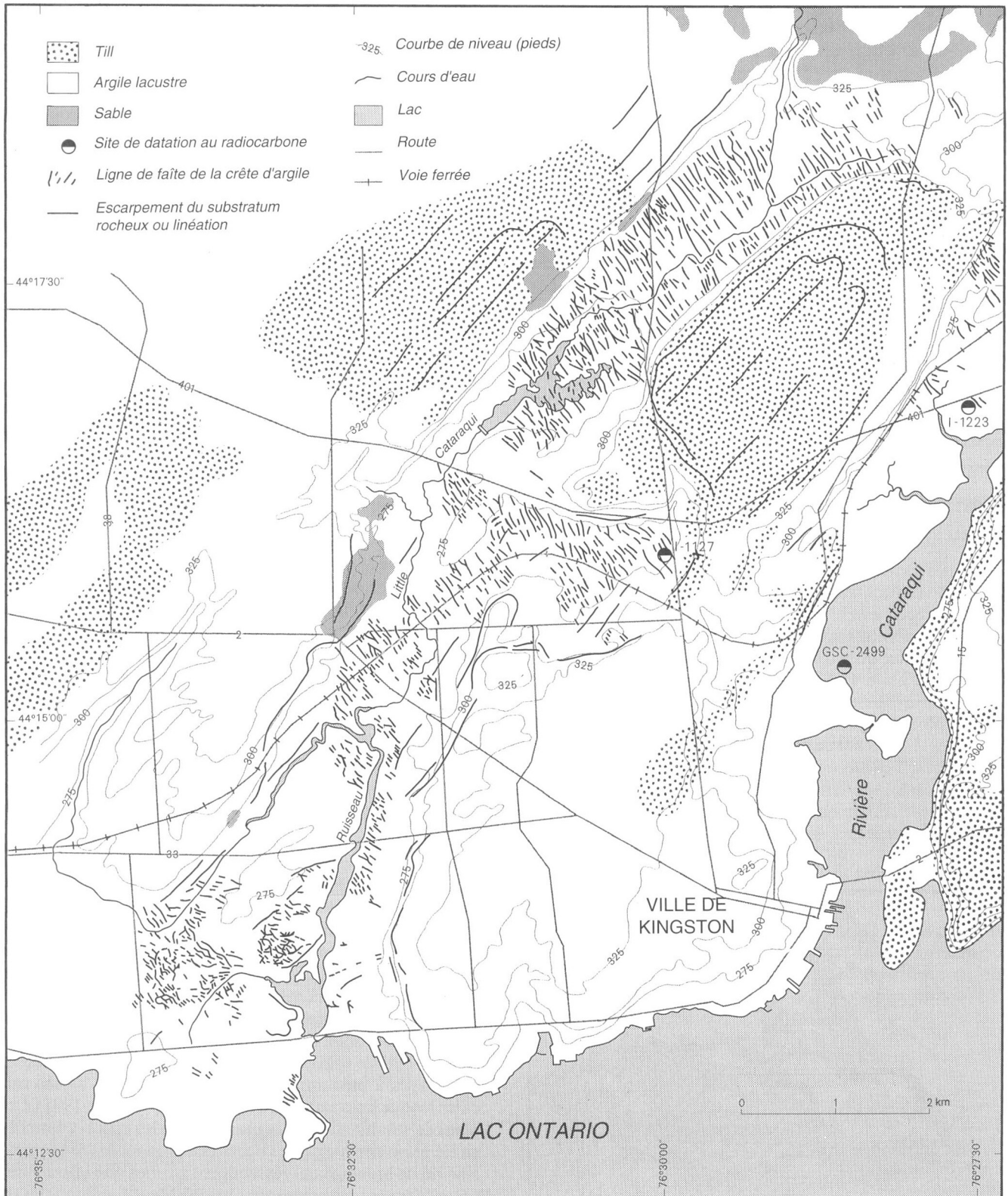


Figure 23. Répartition des crêtes d'argile dans la vallée du ruisseau Little Cataraqui près de Kingston (Ontario) (W.J. Vreeken, données inédites, 1992).

James; cette espèce ne permet pas de définir les paléoclimats (Løken et Leahy, 1964). Les rares grains de pollen incluent ceux de *Pinus*, d'*Ambrosia*, de *Picea*, de *Larix*, de *Dryopteris* et de *Quercus* (Naldrett, 1991), espèces et essences que l'on trouve également dans la première zone pollinique post-Iroquois et qui, par conséquent, ont une importance limitée pour la reconstitution du climat.

La figure 24 présente des formes de distorsion semblables à celles qu'ont signalées Henderson (1967) et Sangrey (1970). Une zone de sable largement incurvée se rencontre à 2,5 m sous la surface de la crête et lui est concordante. Lui sont superposées de nombreuses failles inverses unidirectionnelles à fort pendage, dont les déplacements vont de 1 à 13 cm, ce qui porte à croire qu'il y a eu chevauchement vers le nord-est, perpendiculairement à la crête. Un transect de trous de sondage en travers d'une deuxième crête révèle la présence, à la même profondeur, d'une couche de sable déformée de façon à se mouler à la surface du sol. Des failles

miniatures dans une troisième crête présentent une structure en horst et graben, sans poussée latérale unidirectionnelle. Dans une quatrième crête, des argiles denses en lamines à moins de 1,5 m de profondeur présentent une déformation diapirique et des failles inverses à faible pendage (chevauchements). D'après des données géotechniques provenant des vallées des ruisseaux Great Cataraqi et Collins (Sangrey, 1970), les argiles rigides déformées ont été soumises à des pressions de contrainte importantes. Cela suppose qu'un glacier reposait sur les crêtes et qu'il a produit les structures de déformation observées.

Les âges établis par la radiodation de coquilles provenant des argiles déformées ne correspondent pas à l'âge des sédiments du Lac Iroquois. Un âge (I-1127) est supérieur à 18 000 ans et un autre ($10\,050 \pm 390$ ans) est plus récent qu'un grand nombre de datations basales établies pour les sédiments postglaciaires de la région (Vreeken, 1981). Il faudrait procéder à une datation plus détaillée pour expliquer cette anomalie.

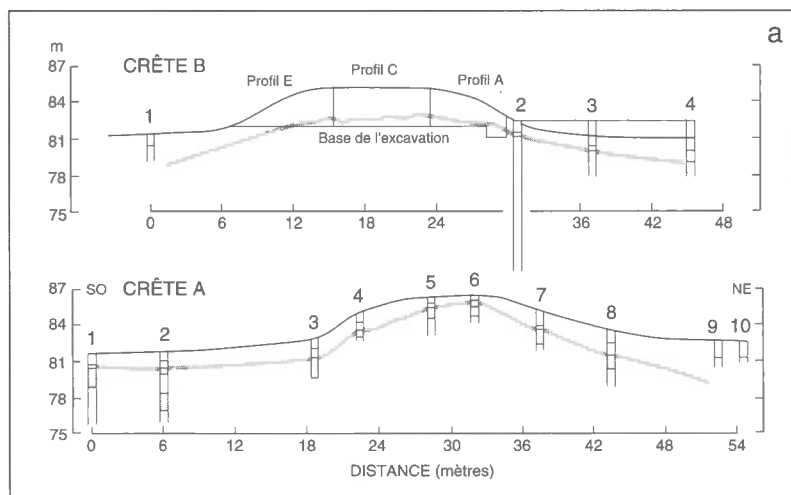
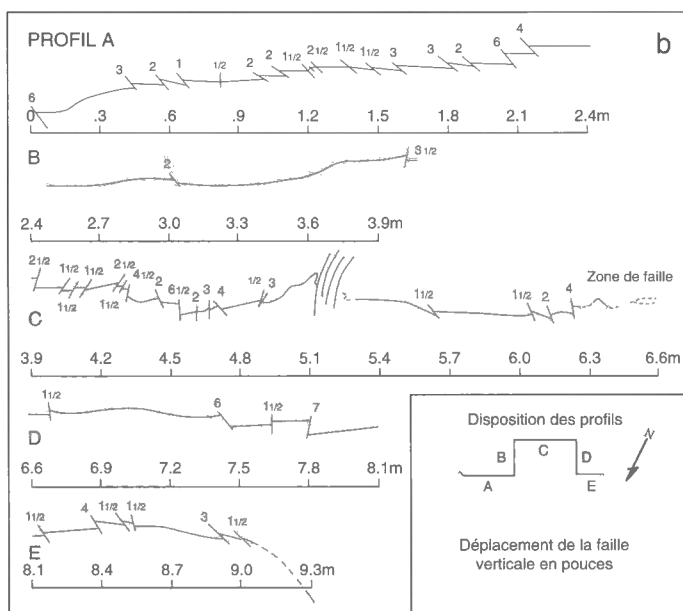


Figure 24.

a) Coupes transversales de deux crêtes d'argile à l'aire de conservation du ruisseau Little Cataraqi, montrant la répartition de la zone de sable en subsurface (ligne pointillée). b) Failles et plis dans une zone de sable visible dans le trou creusé pour les fondations du bureau de l'aire de conservation (W.J. Vreeken, données inédites, 1992).



L'aire de conservation du ruisseau Little Catarqui

Les versants linéaires et escarpés de la vallée du ruisseau Little Catarqui (fig. 23) sont taillés dans du calcaire de l'Ordovicien. La surface du substratum rocheux est parsemée de stries et de formes en S à orientation nord-est-sud-ouest qui comprennent un chenal de 5 m de profondeur et de 10 m de largeur au pied du versant nord. Le fond de la vallée repose sur environ 22 m d'argiles et de silts glaciolacustres sus-jacents à des sables et graviers fluvioglaciaires peu épais qui forment un aquifère captif au-dessus du substratum rocheux. Des sables et graviers présentant des lamines frontales à pendage sud-ouest comblent le petit chenal mentionné ci-dessus; en outre, ils affleurent dans des carrières ailleurs le long du versant nord de la vallée. La masse de sable se termine en biseau dans la masse d'argile; ces dépôts sont donc contemporains. Le fond de la vallée présente des crêtes d'argile régulières et proéminentes. On peut voir le lac artificiel qui remonte au début des années 1970 au point d'observation de la rue Division ou à partir de l'aire de conservation. Sa ligne de rivage irrégulière reflète les détails topographiques du fond de la vallée. La figure 24b illustre les déplacements observés lorsqu'on a posé la fondation d'un immeuble; le transect de trous de sondage (fig. 24a) se rapporte à la deuxième crête (B) au nord-est de l'immeuble.

L'origine des crêtes d'argile dans la région de Kingston

D'après Løken et Leahy (1964), les crêtes se sont formées au fur et à mesure que les argiles lacustres ont été comprimées dans des crevasses le long de la base du glacier qui s'est réavancé dans le Lac glaciaire Iroquois. Henderson (1967) accepte l'hypothèse d'une pression exercée par la glace mais refuse celle d'une avancée glaciaire, étant donné qu'il n'a pas trouvé de dépôts de till sur les crêtes ou sur les sédiments lacustres adjacents dépourvus de crêtes. D'après lui, les crêtes se sont formées lorsque la glace flottante crevassée, intacte et, dans une certaine mesure, encore fixée à la glace continentale au nord-est, s'est déposée sur les argiles,

probablement au cours de la vidange partielle du lac. Sangrey (1970) avance que la surconsolidation des argiles du terrain argileux côtelé atteste une réavancée de la glace glaciaire partiellement mais non pas entièrement flottante.

La morphologie superficielle régulière du terrain argileux côtelé et l'absence de till sus-jacent et de déformations internes unidirectionnelles à orientation sud-ouest indiquent que ces modelés ne sont pas le résultat d'un chevauchement glaciaire comme tel. Par défaut, ils sont attribués à une pression glaciaire mettant en cause de la glace stagnante; par conséquent, l'explication de Henderson selon laquelle il y a eu abaissement des glaces pendant la vidange du lac semble plausible. Toutefois, le motif régulier de crêtes subparallèles et, par endroits, de crêtes bifurquantes, ne reflète pas nécessairement une configuration de crevasses d'extension à la base de la glace, comme ont avancé Løken et Leahy (1964) et Henderson (1967). Puisque le glacier n'est soumis à aucune contrainte latérale, contrairement aux glaciers alpins, il est probable qu'une telle configuration aurait englobé de nombreuses crevasses perpendiculaires et obliques; or, les crêtes présentant une telle orientation sont peu fréquentes (fig. 23). En revanche, le motif des crêtes pourrait refléter la configuration de la base de la glace non crevassée. Ashton et Kennedy (1972) ont signalé la présence de rides glaciaires, c'est-à-dire des formes d'érosion sculptées dans la base de la glace fluviale par l'écoulement sous-glaciaire et ressemblant aux formes de relief ondulées modelées par les courants sur le fond des rivières. Ces formes ont pu apparaître à la base du glacier pendant l'évacuation des eaux de fonte sous-glaciaires. Elles auraient été plaquées dans le substrat meuble lorsque la glace s'est déposée sur le fond pendant la vidange du lac. D'après les estimations de la pression de contrainte faites par Sangrey (1970), l'épaisseur de la glace qui aurait tassé les sédiments pendant la vidange a varié de 19 à 35 m, avec un écart de 16 m. Étant donné que la hauteur maximale des crêtes d'argile (6 m) pourrait représenter une estimation minimale du relief à la base de la glace si ces crêtes s'étaient formées dans des conditions de compression en milieu fermé, le relief topographique maximal serait alors de 10 m à la surface de la glace.

☑ ARRÊT N° 6 Rainures de grande taille dans le substratum rocheux, Elginburg

John Shaw

SNRC 31C/7, UTM 740082

Suivre la route 38 sur 1,2 km vers le nord-ouest à partir de la 401, puis tourner à droite (direction nord) sur le chemin Cordukes et continuer sur 2,6 km jusqu'à l'intersection en T de la route d'Elginburg. Des rainures de grande taille sont visibles dans la tranchée à 150 m à l'ouest du chemin Cordukes. La plus grosse de ces rainures se trouve juste à l'est de la maison qui se trouve du côté sud de la route d'Elginburg.

Des escarpements relativement peu élevés, dont la forme dépend de la lithologie, forment les talus des vastes terrasses dans le paysage rocheux entre les chenaux anastomosés de la région de Kingston (fig. 25). Les escarpements à vergence nord-est forment des saillies proéminentes tournées dans le sens de l'écoulement glaciaire. Des rainures de grande taille creusées dans le substratum rocheux se prolongent vers le sud-ouest, soit vers l'aval écoulement, à partir d'un grand nombre de ces escarpements. Elles sont faciles à cartographier à partir de photographies aériennes et elles mettent en évidence un écoulement nettement unidirectionnel dans la région immédiate de Kingston (fig. 25). Dans les paragraphes

qui suivent, on examinera l'origine des rainures de grande taille qui sont creusées dans le substratum rocheux à Elginburg.

Bien que ces rainures soient largement considérées comme le produit d'un affouillement glaciaire direct (Smith, 1948), la présence de rainures semblables dans des régions sujettes à des crues catastrophiques mais non touchées directement par l'abrasion glaciaire remet en question cette conclusion (Bretz, 1969; Baker, 1978; Kehew et Lord, 1987). En effet, un examen attentif des rainures à grande échelle de la région de Kingston mène à la conclusion qu'elles ont une origine fluviale plutôt que glaciaire (Shaw, 1988).

Les rainures se forment sur des surfaces relativement planes par suite du creusement de sillons dans le substratum rocheux. Ces sillons séparent des crêtes rocheuses résiduelles qui, souvent, s'atténuent vers l'aval, soit vers le sud-ouest (fig. 26). Ils ont habituellement des rebords anguleux et, aux endroits où ils se referment vers l'amont, les rainures ressemblent aux rainures ouvertes décrites par Kor et al. (1991). Ailleurs, les rainures se referment autour des extrémités amont des nez des escarpement pour former des marques en fer à cheval, qui sont probablement reliés à des tourbillons en fer à cheval de l'écoulement formateur (Sharpe et Shaw,

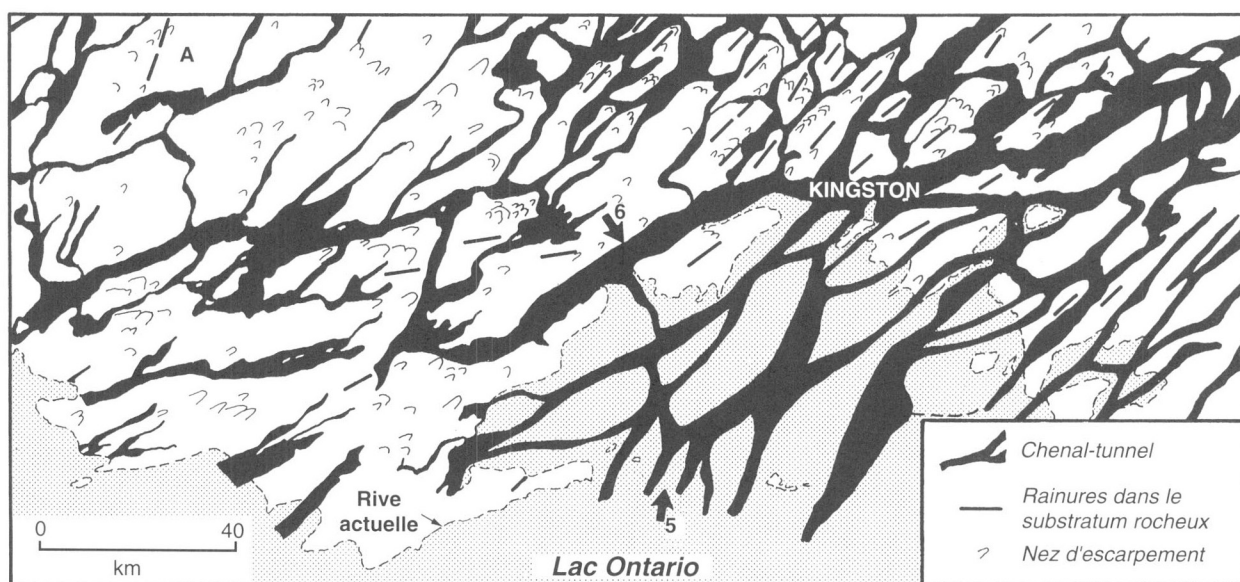


Figure 25. Chenaux sous-glaciaires, rainures dans le substratum rocheux et nez d'escarpement près de Kingston. Flèche n° 6 = chenal Nord; flèche n° 5 = secteur avec nez d'escarpement submergés.

1989). Les rainures, qui peuvent atteindre jusqu'à 10 m de largeur et 1 m de profondeur, ont un profil transversal doucement incurvé qui peut être symétrique ou asymétrique. On trouve les deux types de profils transversaux au site d'Elginburg. Des rainures fluvioglaciaires de plus petite taille ont des profils transversaux semblables (Shaw, 1988). Certains sillons de grande taille comportent des sillons latéraux secondaires qui ressemblent à ceux que l'on trouve en bordure de rainures classiques sculptées par des courants de turbidité (Allen, 1982).

Une telle analogie de forme vient étayer la théorie selon laquelle l'eau de fonte a creusé les rainures dans le substratum rocheux. Cette interprétation est renforcée par la répartition des stries glaciaires par rapport aux rainures. Aux endroits où ces dernières sont alignées obliquement par rapport aux stries, le substratum rocheux immédiatement sous le vent des crêtes des rainures est soit non strié, soit faiblement strié. On peut voir un bon exemple de cela à l'arrêt n° 7. Il est fort peu probable qu'une portion non striée d'un sillon ait été érodée par l'abrasion glaciaire. En outre, si l'abrasion glaciaire constituait le principal mécanisme d'érosion, les secteurs fortement striés du substratum rocheux présenteraient les

entailles les plus profondes. Comme ce n'est pas le cas, il est raisonnable de supposer que les sillons ont été érodés par des eaux de fonte turbulentes; les stries représentent tout simplement une «ornementation» superficielle mineure sculptée par le glacier lorsqu'il est entré en contact avec des parties du lit après un événement de vidange de l'eau de fonte.

La répartition étendue des rainures entre les chenaux-tunnels profondément entaillés (fig. 25) et leur orientation unidirectionnelle indiquent que les chenaux n'ont pas pu supporter certains débits énormes; par conséquent, une importante crue sous-glaciaire a également submergé une vaste zone entre les chenaux (Shaw et Gilbert, 1990; événement de l'Ontarien, fig. 27). L'étude des marques d'érosion à proximité de la baie Georgienne et dans les champs de drumlins formés sous l'Inlandsis laurentidien apporte également la preuve de nombreuses débâcles sous-glaciaires (Shaw et Sharpe, 1987a, b; Kor et al., 1991; Shaw et al., 1991).

On examinera le lien qui existe entre les rainures de grande taille, l'érosion du substratum rocheux et les drumlins dans le cadre de l'interprétation du drumlin à l'arrêt n° 8.



Figure 26. Rainures dans le substratum rocheux en aval d'un escarpement avec saillie d'écoulement. Les zones claires entre les rainures sont des crêtes résiduelles. Photographie aérienne n° 78-4422 379 du Gouvernement de l'Ontario.

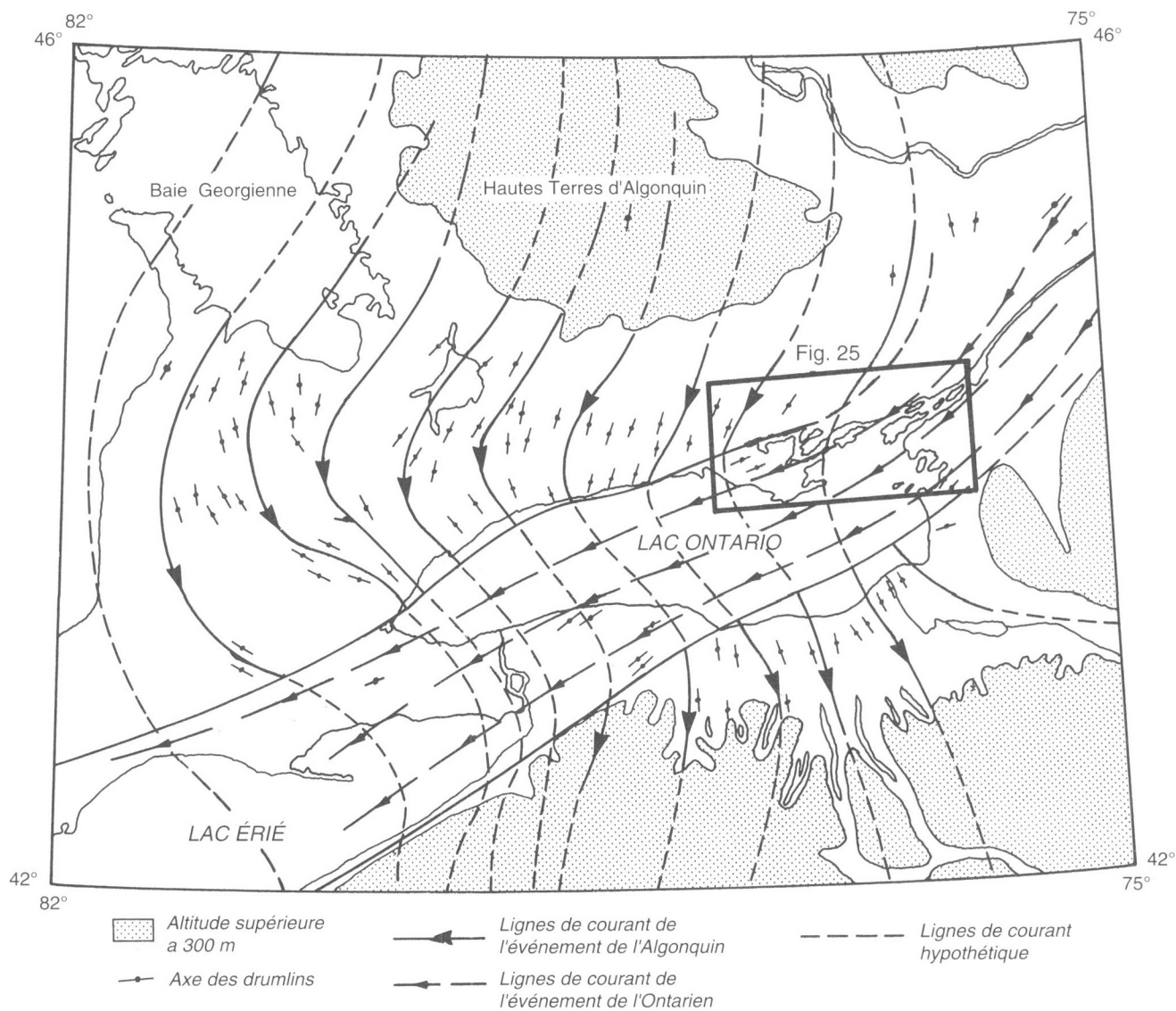


Figure 27. Écoulement régional de l'eau de fonte lors des crues sous-glaciaires dans le sud de l'Ontario et le nord de l'État de New York; les interprétations se fondent sur l'orientation des axes longitudinaux des drumlins (d'après Shaw et Gilbert, 1990). L'emplacement du site de la figure 25 est indiqué.

ARRÊT N° 7 Marques d'érosion fluvioglaciaires, ruisseau Wilton (carrière Thorpe)

John Shaw

SNRC 31C/7, UTM 582049

Suivre la route 133 vers le nord sur 0,9 km à partir de la 401; après le ruisseau Wilton, continuer jusqu'au premier virage à droite (direction est) et traverser à nouveau le ruisseau. Les marques d'érosion sont visibles dans une sablière abandonnée au sud-ouest de la route. Pour suivre les étapes décrites ici, entrer par la barrière au sommet de l'élévation du fond de la vallée, au-delà du pont du ruisseau Wilton.

Le site de la carrière Thorpe est remarquable pour la diversité des marques d'érosion entaillées principalement dans du calcaire. Ces marques changent de forme selon leur emplacement par rapport à la vallée (fig. 28). Elles sont bien conservées parce que la surface rocheuse n'a été exhumée que récemment des dépôts fluvioglaciaires.

Les banquettes supérieures

Les banquettes supérieures qui se trouvent sur l'épaulement de la vallée présentent des rainures de grande taille aux rebords anguleux (fig. 29). Ces rainures font partie d'un vaste champ de rainures (arrêt n° 6, fig. 26) qui comporte un ensemble particulièrement bien développé dans le terre-plein central de la route 401, à l'endroit où elle descend dans la vallée du ruisseau Wilton, juste à l'est de l'intersection de la route 133 (fig. 30; il est dangereux et illégal, sauf en cas d'urgence, d'arrêter sur la route 401). Au site de la carrière

Thorpe, la direction des rainures va de 056° à 236°; par contre, les stries sont le produit d'un écoulement glaciaire ayant une orientation de 248°. Contrairement au site de Marysville (arrêt n° 12), il y a un seul ensemble de stries au site de la carrière Thorpe.

La rainure la plus proéminente sur la banquette la plus large a des rebords qui se ferment vers le nord-est (amont); un des rebord est mieux développé et plus étendu que l'autre. Des rainures latérales emboîtées confèrent au rebord plus important une forme large et festonnée (fig. 31). Les stries sont moins bien développées dans les rainures que sur la roche adjacente, et il n'y a pas de stries à la surface des rainures du côté immédiatement sous le vent des rebords.

Outre les rainures de grande taille, les banquettes supérieures présentent des cannelures remarquablement rectilignes, dont plusieurs sont jumelées, qui ont une largeur allant de quelques millimètres à quelques centimètres (fig. 32). Les plus grosses de ces cannelures peuvent se retracer sur plusieurs mètres (fig. 32a) tandis que les plus petites ont normalement moins de 1 m de longueur. Contrairement aux stries, dont la surface est très rugueuse, les cannelures ont un fond lisse et des rebords anguleux intacts. Aux endroits où l'on peut retracer les cannelures jumelées jusqu'à leur limite amont (vers le nord-est), on constate qu'elles se rejoignent invariablement pour former une marque en croissant. Beaucoup de ces marques s'élargissent pour former des creux en « empreintes de pouce » aux rebords proximaux relativement anguleux (fig. 32b). Les cannelures rectilignes et les stries sont parallèles.

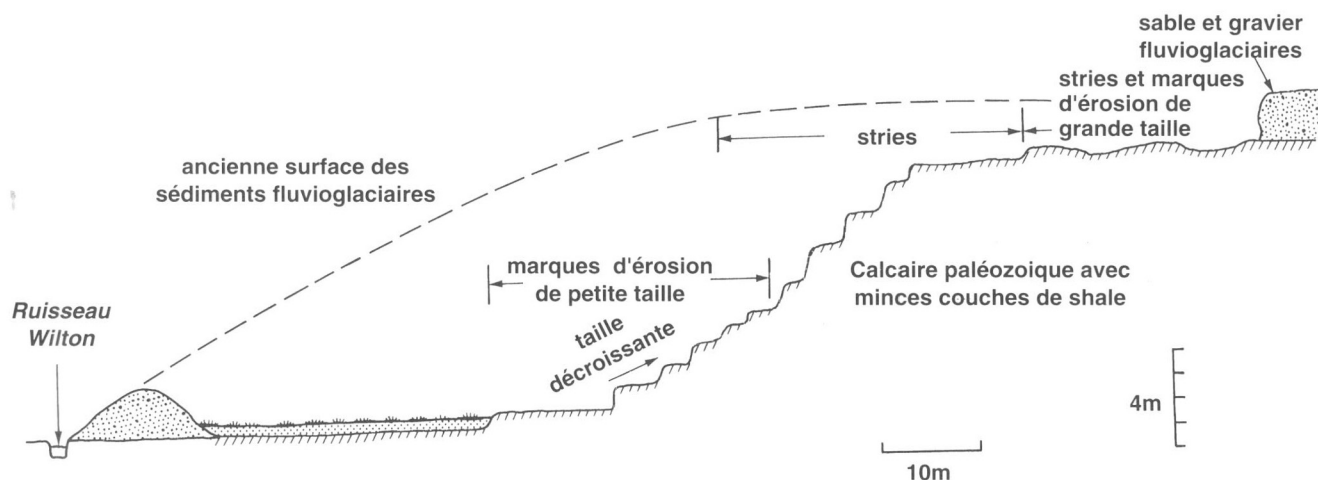


Figure 28. Coupe transversale de la vallée du ruisseau Wilton montrant l'emplacement des stries et des marques d'érosion et l'étendue antérieure des sédiments fluvioglaciaires (d'après Shaw, 1988).

En partie d'après des indices observés au site de la carrière Thorpe, on croit que les rainures de grande taille que l'on trouve à Elginburg (arrêt n° 6) sont des formes fluvioglaciales. En effet, il existe une ressemblance morphologique entre les rainures de grande taille et d'autres formes que l'on considère être le produit de l'érosion par des écoulements turbulents : rebords anguleux refermés en amont, profils transversaux doucement incurvés, regroupements, rainures latérales emboîtées et élargissement et perte de définition en aval (Allen, 1982; Kor et al., 1991). Des indices fournis par les stries constituent un deuxième argument à l'appui de cette interprétation; il semble fort peu probable que l'abrasion glaciaire ait pu former les rainures, étant donnée que certaines parties de la surface des rainures ne sont pas striées. Par conséquent, on privilégie des processus mettant en cause l'eau de fonte plutôt que les glaciers pour expliquer la formation des rainures.

Le contraste entre la texture superficielle des cannelures rectilignes et celle des stries porte également à croire que ces deux formes d'érosion ont une origine différente. Les stries présentent les caractéristiques de l'érosion par des outils individuels et sont attribuées en toute confiance à l'abrasion glaciaire. Par contre, les marques en croissant que l'on trouve à l'extrémité amont des cannelures jumelées sont

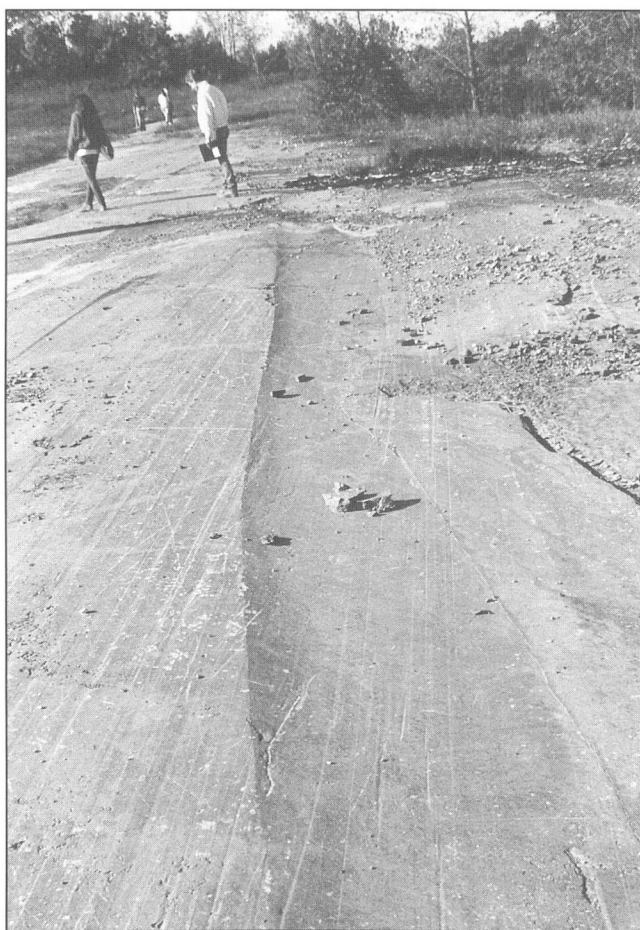


Figure 29. Rainure de grande taille sur un gradin supérieur, site de la carrière Thorpe, ruisseau Wilton. GSC 1993-164D

vraisemblablement le produit de tourbillons en fer à cheval créés autour de petits obstacles (Sharpe et Shaw, 1989). Une explication semblable plus détaillée est donnée pour les lambeaux d'érosion (queues-de-rat) à l'arrêt n° 12.



Figure 30. Rainures dans le terre-plein central de la route 401, près du ruisseau Wilton. GSC 1993-164E

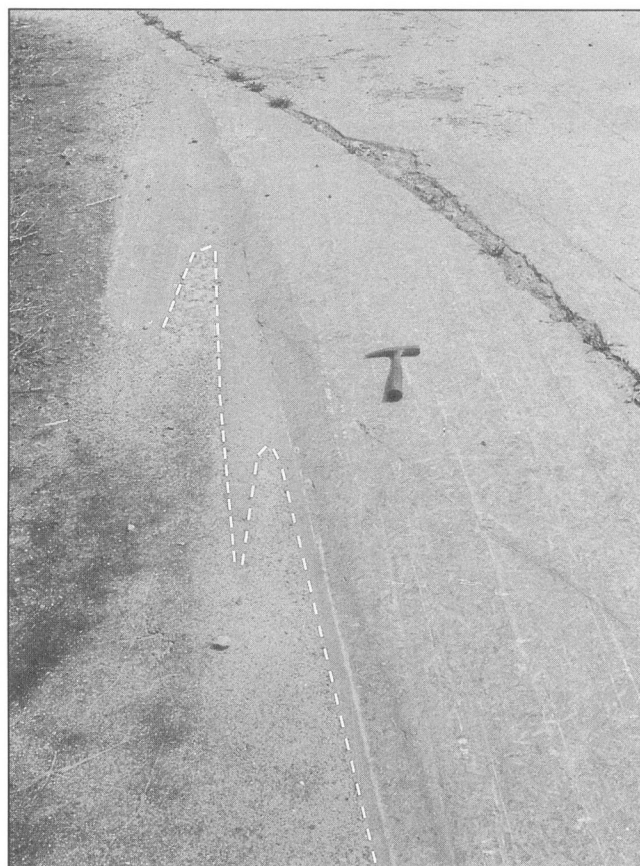


Figure 31. Rainures emboîtées et marges de rainures festonnées, ruisseau Wilton. GSC 1993-164F



Figure 32. Sillons parallèles, ruisseau Wilton : a) sillons jumelés de taille intermédiaire; b) sillons de petite taille avec fermeture en croissant et marques en empreinte de pouce à l'extrémité amont. GSC 1993-164G, 164H

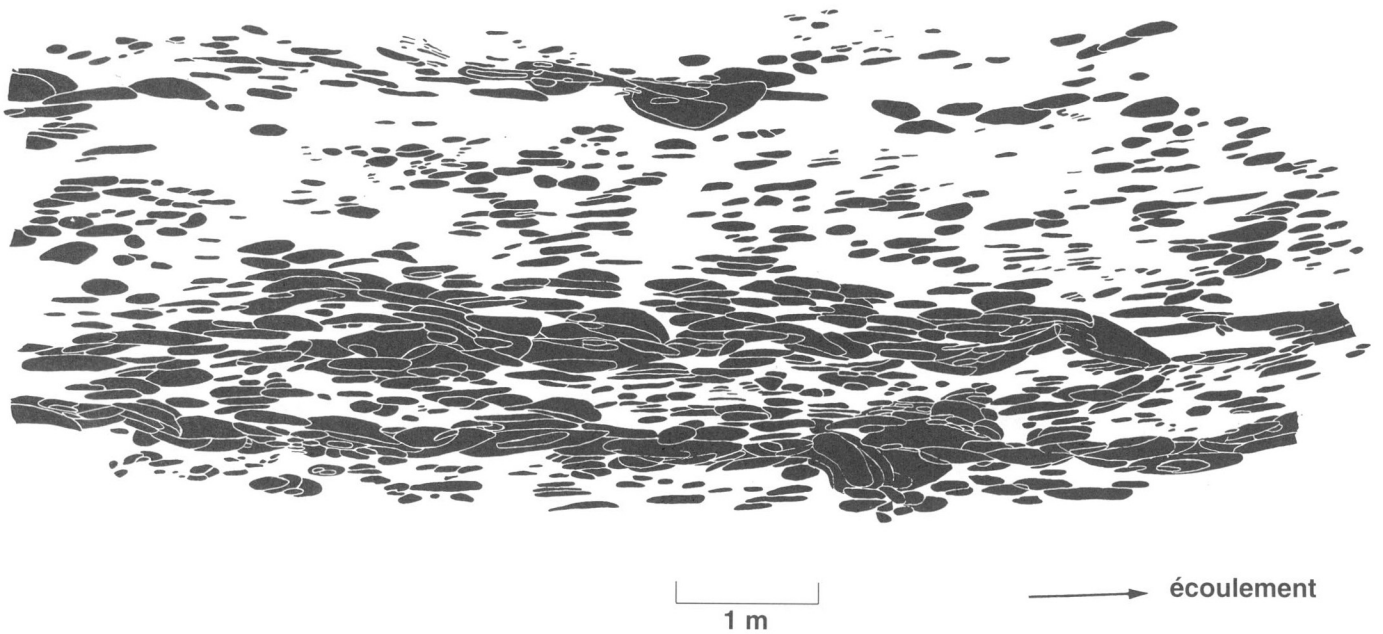


Figure 33. Carte des marques d'érosion de petite taille sur un gradin inférieur, ruisseau Wilton (d'après Shaw, 1988). L'emplacement est indiqué à la figure 28.

Leur faible profondeur, leur rectitude et leur longueur portent à croire que les cannelures se sont formées sous de minces nappes d'eau de fonte à vitesse d'écoulement très élevée; il ne faut qu'une mince couche d'eau de fonte pour créer les tourbillons à petit diamètre auxquels sont attribuées les cannelures; en outre, la longueur aval des cannelures porte à croire que le nombre de Reynolds était élevé, les forces d'inertie l'ayant emporté sur les forces de viscosité. À de faibles profondeurs, des nombres de Reynolds élevés supposent une grande vitesse.

Grâce à la variété des marques d'érosion que l'on trouve sur l'épaulement de la vallée, il est possible d'élaborer des hypothèses quant aux phénomènes en cause. Les rainures de grande taille font partie d'un vaste champ, ce qui indique qu'une crue sous-glaciaire d'envergure régionale a débordé la vallée et submergé les hauteurs. Les masses d'eau en cause étaient relativement profondes, soit suffisamment profondes pour donner lieu aux larges tourbillons qui ont creusé les rainures (diamètre maximal d'environ 10 m). Dans les environs immédiats de la vallée du ruisseau Wilton, à Thorpe, les rainures de grande taille sont parallèles à la direction de la vallée. Les stries formées par la suite et les formes fluvioglaciales de plus petite taille s'écartent d'environ 10° de cette direction, ce qui porte à croire qu'elles ont été sculptées ultérieurement, lorsqu'il y a eu coïncidence entre la direction d'écoulement des eaux de fonte sous-glaciaires et celle des glaces. Il est plus simple de supposer que les formes de petite taille représentent un décroissement de la distance entre la glace et son lit. Enfin, avec la réduction des apports d'eau de fonte, la glace s'est fixée de nouveau à son lit et l'écoulement a fini par être confiné aux chenaux-tunnels pendant les derniers stades de la débâcle glaciaire, qui correspondent probablement à l'événement de l'Ontarien décrit par Shaw et Gilbert (1990).

Les banquettes intermédiaires et le fond de la vallée

Les banquettes situées à un niveau intermédiaire sur le versant de la vallée sont striées mais dépourvues de marques d'érosion fluvioglaciales. À 4 m environ au-dessus de la banquette rocheuse affleurante la plus basse, on trouve des échancrures mal définies et des stries tant sur les talus que sur les marches horizontales des gradins rocheux (fig. 28). Les gradins eux-mêmes sont le produit de l'érosion préférentielle de shales interstratifiés de carbonates. Les échancrures deviennent plus longues à mesure que l'on s'approche du fond de la vallée : en effet, les échancrures sur les gradins sommitaux ont généralement entre 2 et 3 cm de longueur et celles sur le gradin basal, jusqu'à entre 40 et 50 cm. En outre, à mesure que l'on se rapproche du fond de la vallée, les échancrures couvrent une plus grande partie de la couche, et il devient également plus évident que ce sont des marques d'érosion. Il y a chevauchement des lits portant les marques d'érosion et des lits striés uniquement dans une très petite zone en-dessous de laquelle il n'y a plus de stries.

Il est difficile d'exprimer la beauté et la complexité de ces marques d'érosion. La plupart d'entre elles sont des fuseaux fermés qu'entourent complètement des rebords anguleux

(Shaw, 1988; Kor et al., 1991). On peut voir la complexité spatiale des formes d'érosion sur une carte compilée à partir de stéréophotographies verticales du gradin rocheux sur lequel on trouve les éléments les mieux développées (fig. 33).

Les formes les plus simples présentent des axes longitudinaux rectilignes et sont habituellement asymétriques (fig. 34a); un des rebords est plus incurvé que l'autre, et le côté de la rainure sous le rebord incurvé est plus lisse que le côté sous le rebord rectiligne. Outre l'asymétrie du profil

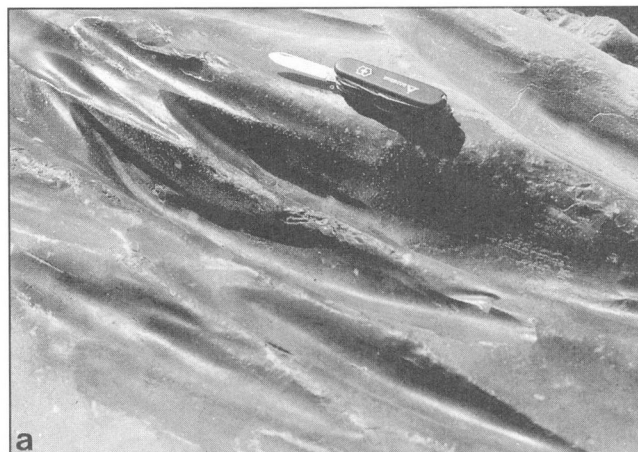


Figure 34. Rainures fusiformes : a) rectilignes, b) incurvées et c) jumelées. GSC 1993-164I, 164J, 164K

transversal et autour des axes longitudinaux, les extrémités amont de la plupart des rainures sont légèrement plus pointues que les extrémités aval. Aux endroits où ces rainures rectilignes se recoupent, elles occupent pratiquement tout le lit. Les rainures rectilignes ont entre 15 et 30 cm de longueur et atteignent des largeurs et des profondeurs maximales d'environ 7 cm et 3 cm, respectivement.

Aux endroits où les marques d'érosion sont particulièrement nombreuses dans deux bandes linéaires clairement définies, orientées dans le sens du courant, les axes des fuseaux s'incurvent et sont habituellement concaves par rapport aux axes des bandes (fig. 34b, c). Les fuseaux incurvés sont généralement plus profonds et plus longs que les formes rectilignes, et leur profil transversal est plus asymétrique, car ils sont plus abrupts et parfois en surplomb sur le côté extérieur de la courbe. Leur extrémité amont est plus pointue, tout comme celle des rainures rectilignes. Ils se croisent invariablement d'une façon qui indique qu'il y a superposition d'une structure amont sur la structure aval qu'elle recoupe. Il semblerait que les caractéristiques fluidales à l'origine des rainures réagissaient à des conditions relativement locales qui ont également causé une érosion très intense.

Cet entrelacement de rainures est le plus marqué dans les rainures anastomosées (fig. 35). Ces dernières comportent des marques d'érosion incurvées dans lesquelles les rainures successives présentent une direction de courbure inverse; de plus, il est clair que chaque rainure est le produit d'une structure d'écoulement qui a pris naissance dans la structure d'écoulement produite sur la rainure en aval. Les rainures anastomosées sont plus profondes que d'autres rainures de petite taille (moins de 20 cm), et leurs côtés extérieurs sont invariablement en surplomb. Les marques individuelles peuvent atteindre 40 cm de longueur, mais ce sont fréquemment des formes composées, de petites rainures étant emboîtées dans les marques principales.

Bien que les rainures soient les caractéristiques les plus remarquables du lit, un examen attentif révèle que ce dernier comporte également une série de creux larges et peu profonds



Figure 35. Rainures anastomosées. GSC 1993-164L



Figure 36. Festons avec rainures emboîtées. GSC 1993-164M



Figure 37. Marmite de géant (p) à l'extrémité aval d'une auge et convergence des rainures vers les noeuds (c). GSC 1993-164N

aux rebords relativement anguleux. Des fuseaux rectilignes sont fréquemment regroupés dans des festons (fig. 36; Allen, 1982).

On a déjà indiqué que l'érosion la plus intense a été concentrée en deux bandes parallèles à l'écoulement (fig. 33). Des auges relativement profondes se rencontrent le long de ces bandes, et les rainures individuelles en bordure des auges semblent converger vers des noeuds au-delà desquels l'érosion a été moins marquée. Une marmite de géant se trouve à un de ces noeuds (fig. 37).

Il est évident que les rainures de petite taille doivent leur existence à des structures d'écoulement longitudinales qui creusent le lit vers le bas et latéralement. Contrairement aux marques en fer à cheval qui produisent les queues-de-rat décrites à l'arrêt n° 12, on ne pas associer ces structures

d'écoulement à des obstacles sur le lit; elles semblent avoir heurté le lit puis s'en être séparées. Comme l'érosion s'est produite de façon sélective à des endroits donnés, les structures d'écoulement qui ont créé ces rainures ont dû être relativement stationnaires. De plus, les structures formatrices ont dû subir un entrelacement complexe pour former les rainures anastomosées. Ces facteurs limitent grandement les explications possibles, et la seule interprétation plausible semble être que les rainures fusiformes ont été formées aux endroits où des tourbillons ont exercé une action sur le lit (fig. 38). Les fuseaux rectilignes sont le produit de tourbillons parallèles à l'écoulement, les fuseaux incurvés résultent de la collision de tourbillons incurvés, et les fuseaux anastomosés proviennent de tourbillons entrelacés. Le nombre de tourbillons en cause dans l'entrelacement est strictement limité par la géométrie du lit et par le fait que des tourbillons adjacents doivent avoir des sens de rotation opposés; deux tourbillons entrelacés produiraient des rainures ayant la même direction de courbure; lorsqu'on a affaire à trois tourbillons, deux tourbillons adjacents au moins ont le même sens de rotation, ce qui entraîne la destruction des tourbillons. Ainsi, l'explication la plus simple de l'origine des rainures anastomosées fait intervenir quatre tourbillons.

Un certain nombre de mécanismes peuvent avoir engendré les tourbillons qui ont produit les rainures, dont tous auraient pu se rencontrer dans un milieu sous-glaciaire où abondent les irrégularités du lit et les obstacles potentiels comme des blocs sur le lit ou des blocs qui font saillie de la glace (Hjulström, 1935; Shaw, 1988). Le regroupement des fuseaux dans des festons soulève un intérêt particulier (fig. 39). On sait que des tourbillons de Taylor-Görtler se produisent au-dessus des concavités du lit au fur et à mesure qu'un fluide extérieur qui se déplace rapidement connaît une accélération centrifuge et déplace le fluide plus lent près du lit (Tani, 1962; Floryan et Saric, 1982). Les festons qui renferment des rainures auraient pu être les concavités qui ont engendré les tourbillons. Allen (1971) avance une explication semblable pour les rainures de petite taille qui sont superposées aux morphologies de fond transversales.

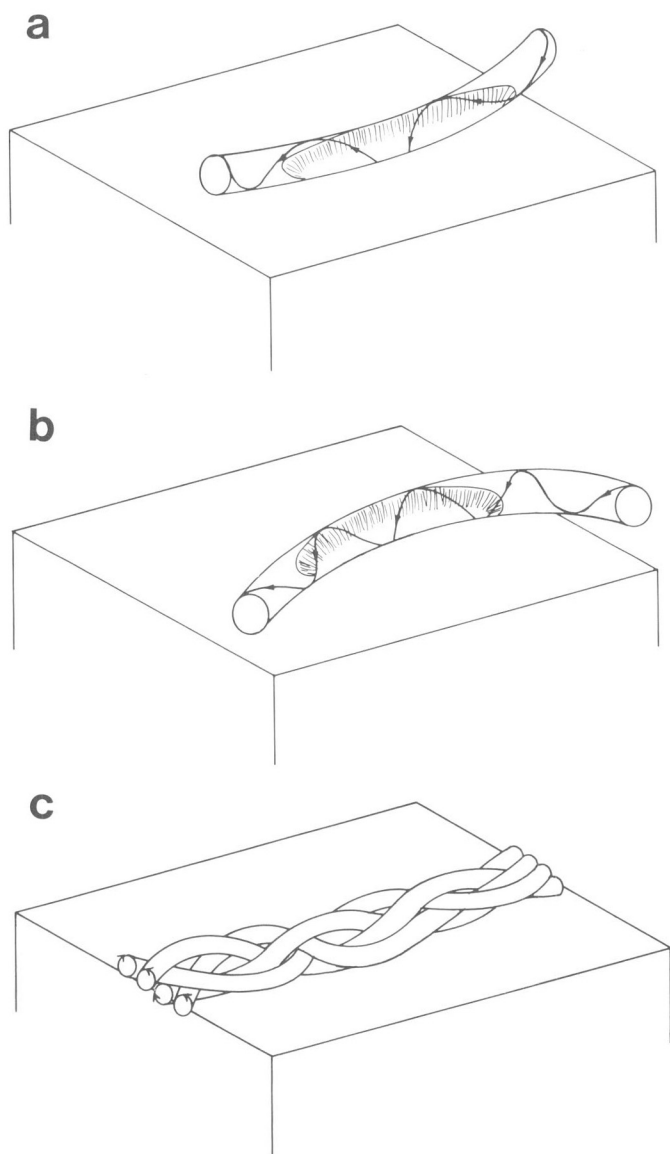


Figure 38. Tourbillons touchant le lit et produisant des rainures : a) spirale à gauche, b) spirale à droite et c) spirales entrelacées dans des méandres tridimensionnelles.



Figure 39. Ensemble de rainures fusiformes dans un feston. GSC 1993-1640

Il ne semble pas y avoir eu abrasion glaciaire du fond de la vallée, contrairement à ce qui s'est produit sur les banquettes supérieures après l'événement d'eau de fonte. Le sable et le gravier qui ont été enlevés de la carrière ont peut-être été déposés sous la glace, et il se peut que le glacier soit venu se poser sur eux. En revanche, le glacier a peut-être continué de flotter au-dessus du fond de la vallée à proximité de la coupe de la carrière Thorpe; à un deuxième endroit, soit le terrain de balle Wilton, les stries indiquent que le glacier s'est déposé sur le fond de la vallée après en avoir été séparé par un événement d'eau de fonte. En outre, des sables et graviers glaciogéniques, qui ressemblent à ceux de la carrière Thorpe, ont recouvert le substratum rocheux de la vallée du

ruisseau Wilton au terrain de balle, ce qui porte à croire que leur dépôt n'était pas directement relié aux événements d'écoulement qui ont produit les marques d'érosion. Il est plus probable que le sable et gravier représentent un stade relativement tardif de la déglaciation et que leur succession chronologique correspond à celle de l'accumulation d'eskers dans d'autres vallées-tunnels (Shaw et Gorrell, 1991). Cette interprétation, quoique très hypothétique, est fidèle à la conclusion selon laquelle les principales débâcles glaciaires – soit les événements de l'Algonquin et de l'Ontarien – ont eu lieu lorsque le front glaciaire se trouvait près de sa limite d'avancée maximale (Shaw et Gilbert, 1990).

☑ ARRÊT N° 8 Drumlin de Kimmett, Camden east

John Shaw

SNRC 31C/7, UTM 555125

Suivre la route 133 sur 8,6 km vers le nord-ouest à partir de la 401 et traverser le village de Camden East. Tourner à droite (direction nord-est) à la première intersection et continuer sur 2,5 km jusqu'à une petite carrière située dans un drumlin, du côté nord de la route.

Le drumlin de Kimmett (fig. 40) se situe dans l'extrême nord-est du champ de drumlins de Belleville (fig. 2), qui fait lui-même partie d'un système plus vaste associé à un réseau d'écoulement se prolongeant le long de l'axe du lac Ontario (fig. 27; Shaw et Gilbert, 1990). Il se trouve sur un large interfluve rocheux où des roches carbonatées du Paléozoïque se rencontrent à la surface ou près de celle-ci. Le substratum rocheux est strié et porte des marques d'érosion fluvio-glaciaires associées à une crue régionale (voir l'arrêt n° 6; Shaw et Gilbert, 1990).

Le drumlin renferme des interstrates de diamicton et de sédiments stratifiés et triés que tronque le relief superficiel (fig. 41). Des dépôts stratifiés dans lesquels sont interstratifiées de minces unités de diamicton prédominent dans les parties inférieures des coupes affleurantes. Le diamicton prédomine dans la partie supérieure de la coupe, où les couches sont relativement épaisses et les couches stratifiées qui leur sont associées sont minces et discontinues.

Les couches de diamicton renferment de nombreux clastes et leur matrice est silteuse ou sableuse; les couches de diamicton intercalées de sable et de gravier comportent fréquemment des matrices plus sableuses. Le diamicton contient des clastes exotiques en provenance du Bouclier canadien, avec localement des clastes de roches carbonatées et de shale.

Certains blocs empilés sur le fond de la carrière présentent des facettes et des stries; plusieurs d'entre eux sont fusiformes (Boulton, 1978). En outre, bon nombre de petits clastes dans les couches de diamicton sont striés. Les grands axes des clastes contenus dans le diamicton ont une orientation préférentielle parallèle aux axes du drumlin (Holden, 1988). Les parties inférieures de certaines couches de diamicton renferment des clastes érodés arrachés des sédiments stratifiés sous-jacents.

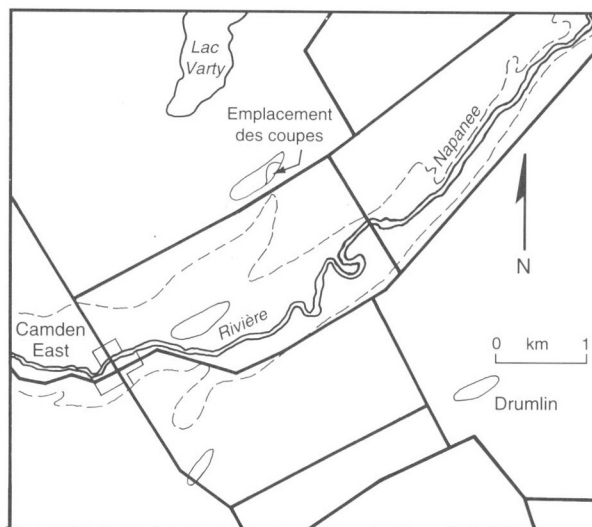


Figure 40. Carte de localisation du drumlin de Kimmett. L'emplacement est indiqué à la figure 2 (arrêt n° 8) (tiré de Shaw et Sharpe, 1987a).

Les sédiments triés et stratifiés vont du silt au gravier. Les unités de gravier reposent fréquemment sur une surface d'érosion. Les silts et les sables présentent une lamination parallèle ou oblique. Le gravier présente soit une stratification horizontale avec imbrication des clastes, soit une stratification oblique. D'après les couches et lamines obliques, les directions d'écoulement étaient orientées vers le sud-ouest et dispersées autour de la direction de l'axe du drumlin.

Certaines unités stratifiées que l'on trouve sous les couches de diamicton sont faillées, plissées ou atténuées. Toutefois, la stratification générale du drumlin est intacte et n'a pas subi de déformation globale.

À en juger par la stratification tronquée et par la vaste étendue de substratum rocheux qui affleure autour de ce drumlin et d'autres drumlins dans la région, le drumlin est un produit de l'érosion. Toutefois, il pourrait également avoir été créé par la déformation de matériau déposé antérieurement (Boyce et Eyles, 1991), bien que cette possibilité soit peu probable étant donné la superficie du substratum rocheux qui affleure entre les drumlins. Ce genre de déformation ne peut pas enlever tous les sédiments du substratum rocheux. La présence, dans le till, de sédiments stratifiés et intacts à moins de 1 m de la surface va également à l'encontre d'une déformation à l'échelle proposée pour la formation d'un drumlin (Boulton, 1987; Boyce et Eyles, 1991).

L'eau courante semble être intervenue dans le dépôt de sédiments dans le drumlin, à en juger par la présence de sédiments stratifiés et triés; les diamictons peu épais à matrice

sableuse qui sont interstratifiés de sable et de gravier sont probablement des dépôts de coulées de débris; les blocs fusiformes portent à croire qu'il y a eu dépôt sous-glaciaire; enfin, les clastes de sédiments que l'on rencontre dans les unités épaisses de diamicton où l'orientation préférentielle des clastes est parallèle à l'écoulement glaciaire supposent un processus de fusion. Ces séquences sédimentaires complexes sont ce à quoi l'on s'attendrait à trouver dans un milieu sous-glaciaire où le glacier se détache périodiquement de son lit à mesure que se forment des cavités d'eau de fonte sous-glaciaires et où la mise en place de matériaux de remplissage des cavités par l'eau courante et les coulées de débris vient interrompre le dépôt du till par des processus sous-glaciaires, par déformation mineure ou par fusion (Dreimanis et al., 1987; Shaw, 1987).

À eux seuls, ces processus ne peuvent pas avoir produit le drumlin. En effet, les remplissages de cavités sont beaucoup plus petits que le drumlin; en outre, les strates tronquées attestent une formation par l'érosion. Selon la conclusion la plus simple, le processus ayant produit les rainures dans le substratum rocheux aurait également érodé les sédiments en surface (Shaw et Sharpe, 1987b). Par conséquent, les champs de drumlins et les marques d'affouillement dans le substratum rocheux sont des formes complémentaires dans le sud-est de l'Ontario, les secteurs où affleure le substratum rocheux représentant soit des zones où la couverture sédimentaire primaire était plus mince, soit des zones où l'érosion fluvio-glaciaire a été plus intense.

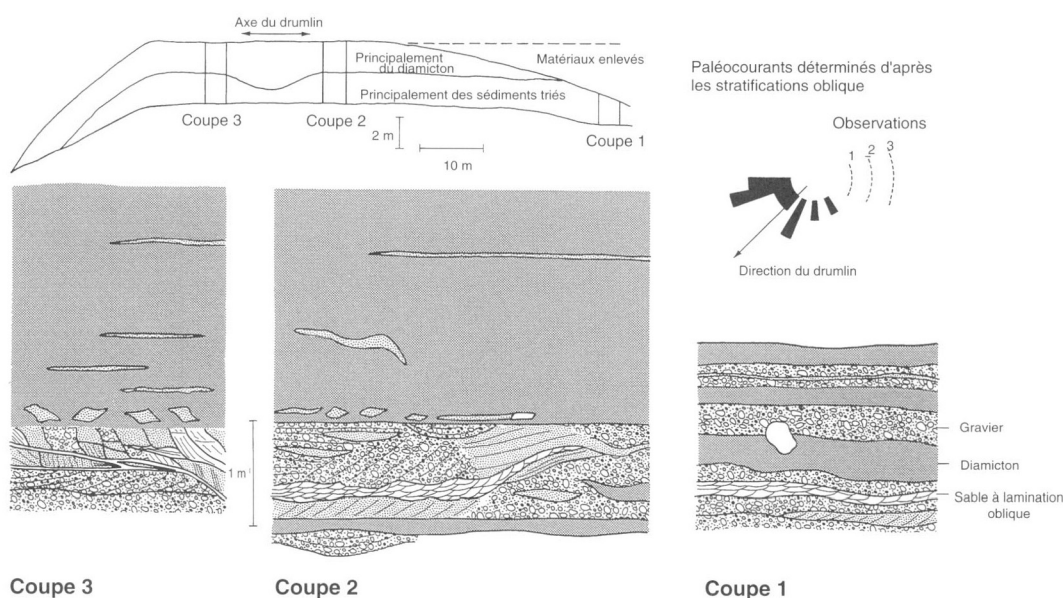


Figure 41. Coupe transversale du drumlin de Kimmitt (tiré de Shaw et Sharpe, 1987a).

☑ ARRÊT N° 9 Marne lacustre et sédiments tourbeux de l'holocène, lac Dry, comté de Hastings

Willem J. Vreeken

SNRC 31C/6, UTM 322204

Rouler sur 19,3 km vers le nord sur la route 41 à partir de la 401, en passant par Roblin. Tourner à gauche (direction ouest) sur le chemin vicinal de Marlbank et continuer sur 4,8 km. Tourner à gauche (direction ouest) sur le chemin Esker, qui passe entre les lacs Dry et Lime, et s'engager dans le stationnement sur l'épaule droite de la route, à l'extrémité ouest du lac Dry (à 1,5 km de l'intersection). On peut voir des vestiges de l'usine de transformation de la marne dans le boisé sur le côté sud de la route qui passe au nord du lac Marl.

La marne est un sédiment lacustre meuble, fortement calcaireux, qui contient habituellement des coquilles et des quantités variables de matière organique, parfois avec des mélanges clastiques; elle est de couleur pâle : blanche, crème et gris verdâtre clair (Guillet, 1969). On la trouve normalement avec de la tourbe dans les bassins de lacs calcaires aux eaux dures, les tourbières minérotrophes et les marais dans des régions autrefois englacées, à proximité de roches calcaireuses. On peut voir de la marne dans les eaux peu profondes d'un certain nombre de lacs de la région, particulièrement les lacs Camden, Varty, Loughborough, Knowlton et Stoco; or, un des meilleurs exemples est le lac Dry.

Les dépôts de marne du lac Dry

Le lac Dry, dans le cours supérieur du ruisseau Parks (fig. 42), est un des nombreux lacs à dépôt marneux (y compris les lacs Inglesby, White et Lime) qui bordent l'esker de Codrington et qui se situent dans une vallée-tunnel. Au cours du dragage commercial de la marne entre 1891 et 1914 et pendant la Seconde Guerre mondiale, on a enlevé la couverture de tourbe de ce lac jadis comblé, réactivant ainsi l'accumulation de la marne. Le lac artificiel a une superficie de 50 ha, une profondeur maximale de 7,3 m (fig. 43), une profondeur moyenne de 3,5 m et un volume de 1 650 m. L'épaisseur de la marne varie de 6 à 10 m. La vue sur le lac à partir du sommet de l'esker donne une idée des paysages qui, il y a à peine 6 000 ans, caractérisaient de nombreuses terres humides de la région (fig. 42).

La marne entrait dans la fabrication de ciment Portland et de matières de charge industrielles, de même que dans la production de papier, de peinture, de plastique, de caoutchouc et de linoléum. Elle répondait à la plupart des exigences touchant les matières de charge, notamment la blancheur et la granulométrie (de l'ordre du micromètre). Elle présentait

cependant des désavantages : il fallait la faire sécher, et les intercalations de tourbe réduisaient sa qualité. Avec le temps, elle a été remplacée par du calcaire dans la production du ciment et par de la craie anglaise comme matière de charge du papier. Au cours de la Seconde Guerre mondiale, on a arrêté le transport transatlantique des substituts de la marne au profit de marchandises stratégiquement plus importantes, ce qui a donné lieu à une reprise temporaire de l'exploitation de la marne.

L'ontogénie des lacs calcaires aux eaux dures et de la marne lacustre

Comme l'explique Wetzel (1983), les lacs ont tendance à passer par une série de stades marquant la succession (ontogénie) de leurs écosystèmes jusqu'à ce qu'ils soient comblés et incorporés dans le paysage terrestre. Leur développement général va d'une productivité faible à une productivité élevée (d'oligotrophe à eutrophe), mais les taux de comblement par des matières clastiques ou organiques varient grandement. Dans les lacs oligotrophes, les faibles taux de productivité, qui sont maintenus largement par des apports peu élevés d'éléments nutritifs inorganiques venant de sources extérieures, les faibles taux de décomposition et les conditions oxydantes dans l'hypolimnion (couche d'eau inférieure) ont pour résultat un taux peu élevé de libération d'éléments nutritifs dans un système causal cyclique. Les faibles quantités de composés organiques dissous limitent également la disponibilité des micronutriments organiques. Dans des conditions eutrophes, l'apport en éléments nutritifs inorganiques, particulièrement le phosphore et l'azote combiné, est relativement élevé. À mesure que la productivité photosynthétique et la charge organique de la couche inférieure d'un lac augmentent, les éléments nutritifs sont libérés des sédiments et pénètrent dans l'hypolimnion, ce qui augmente le taux de recyclage des éléments nutritifs.

Dans les lacs calcaires aux eaux dures, les apports naturels de carbonates et de cations associés sont élevés. Pourtant, ces lacs sont oligotrophes parce que leurs conditions alcalines excessivement tamponnées réduisent la phytodisponibilité des éléments nutritifs inorganiques (phosphore et micronutriments métalliques) et des micronutriments organiques (vitamines) par inactivation ou par sédimentation avec les particules inorganiques (coprécipitation avec le CaCO₃). Malgré tout, les charges de composés azotés organiques et inorganiques ont tendance à être élevées. Une fois que la capacité tampon est réduite par suite d'une diminution de l'apport de carbonate ou d'une augmentation de la teneur en matière organique dissoute, l'inhibition de la disponibilité des

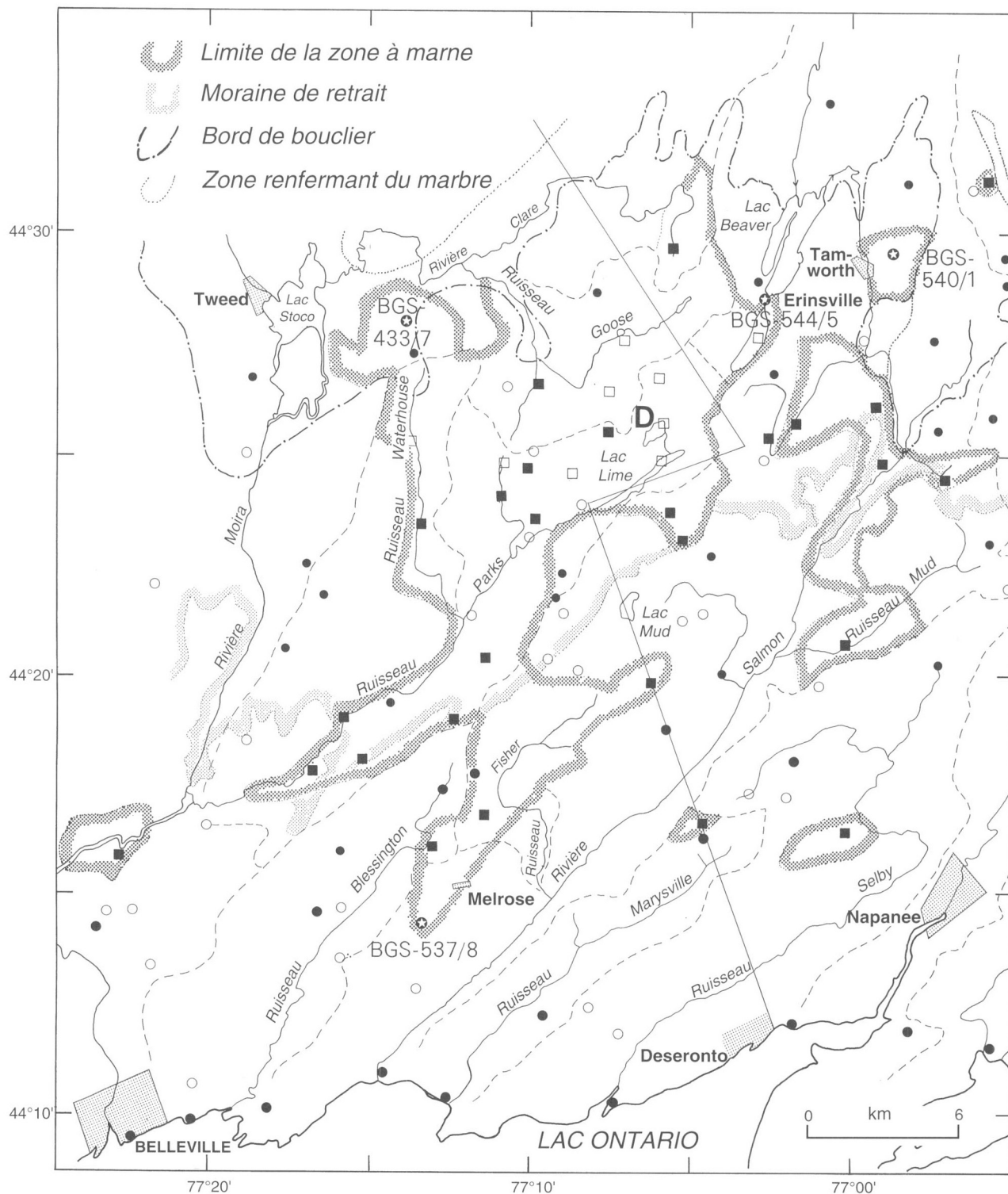


Figure 42. Répartition des sites de reconnaissance, des sites des radiodatations et des bassins hydrographiques producteurs de marne entre Kingston et Belleville (Ontario) (tiré de Vreeken, 1981). D = lac Dry.

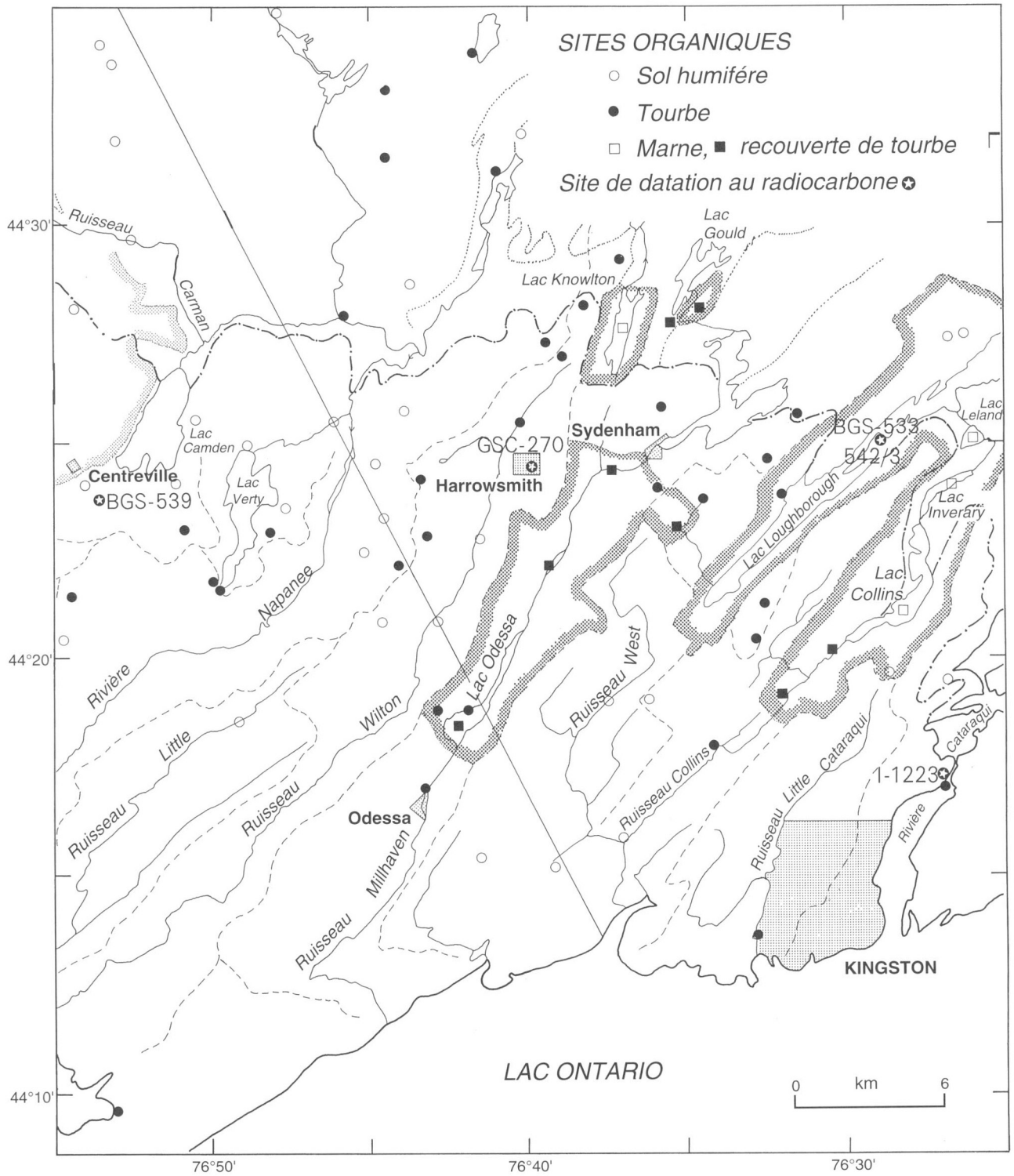


Figure 42. (suite)

éléments nutritifs est réduite et l'eutrophisation peut se produire rapidement. Dans certains cas, le passage à un état très acide et riche en matière organique a eu lieu en moins d'un millénaire.

La marne est un produit de la précipitation biochimique et physico-chimique et de la (re)sédimentation mécanique. La précipitation résulte principalement de l'extraction du CO_2 des eaux lacustres pendant la photosynthèse par les plantes adaptées aux eaux dures, comme *Chara*, *Potamogeton* et *Elodea*. Pour compenser cette extraction, il y a décomposition de $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ en CO_2 et en H_2O et précipitation de CaCO_3 . Du CO_2 peut également être libéré dans l'atmosphère lorsque l'eau souterraine froide pénètre dans un milieu lacustre plus chaud ou lorsque l'action des vagues accroît la dégazéification de l'eau où la pression de CO_2 est élevée. La redistribution de la marne due à l'action des vagues, des courants et de la glace peut mener à la formation de barres submergées et à l'accrétion de la rive (Gilbert et Leask, 1981). La stratification des marnes peut refléter cette redistribution, de même que des variations saisonnières de la précipitation.

Les dépôts de marne lacustre de l'Holocène entre Kingston et Belleville

On a procédé dans la région à un relevé de 184 sites en terrain organique. Les résultats révèlent que 34 % des sites reposent sur un sol humifère (matière minérale riche en matière organique), 39 % sur de la tourbe, 20 % sur de la marne à couverture de tourbe et 7 % sur de la marne (fig. 42; Vreeken, 1981). L'absence totale d'interstrates clastiques dans les séquences postglaciaires porte à croire que l'érosion et la sédimentation associée à l'érosion des pentes et à l'action des chenaux ont été peu importantes dans la région. Les dépôts de marne, qui peuvent avoir jusqu'à 10 m d'épaisseur, se

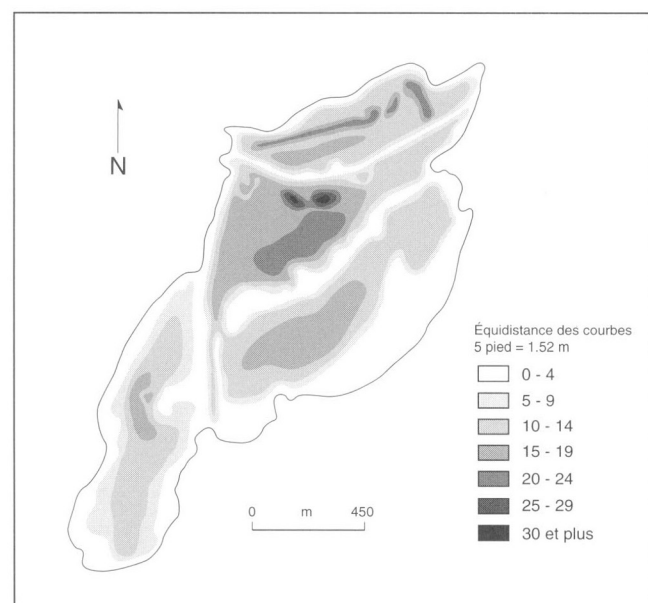


Figure 43. Bathymétrie du lac Dry (Ontario) (tiré de Roddick, 1970).

rencontrent typiquement dans des zones de till calcaire où le substratum rocheux calcaire est fortement diaclasé et fracturé, et ils reposent invariablement sur une couche d'argile. Par conséquent, le bassin du lac à dépôts marneux typique a reçu des eaux souterraines riches en bicarbonate qui provenaient de terrains perméables voisins, et sa base argileuse imperméable a permis de maintenir en permanence les conditions humides requises pour les formes de vie spécialisées qui s'y trouvent.

L'accumulation de la marne a commencé il y a entre 8 700 et 11 200 ans (fig. 44), peu après la vidange du Lac glaciaire Iroquois. Aux endroits où il y a eu affouillement minimal ou résédimentation, l'accumulation a atteint en moyenne 0,30 à 0,47 mm/an. La disparition des lacs à dépôts marneux a été diachrone (fig. 45). Elle a commencé il y a entre 8 000 et 10 000 ans sur les hautes terres à drainage interne et y a pris fin il y a 4 000 ans. Dans les basses terres, elle a commencé il y a entre 4 000 et 6 000 ans et a été forte il y a entre 2 000 et 4 000 ans. Dans les basses terres interconnectées, elle a progressé vers l'amont des bassins, mais la marne continue encore de s'accumuler dans le cours supérieur de plusieurs bassins et dans des lacs isolés. La tourbe, qui peut avoir jusqu'à 3,5 m d'épaisseur, s'est accumulée à raison de 0,09 à 0,31 mm/an en moyenne. Les taux d'accumulation les plus bas (0,09 et 0,15 mm/an) se rencontrent à des sites qui sont sujets à une oxydation due au bas niveau saisonnier des nappes aquifères (fig. 43). Dans les basses terres toujours humides, les taux moyens se situaient entre 0,29 et

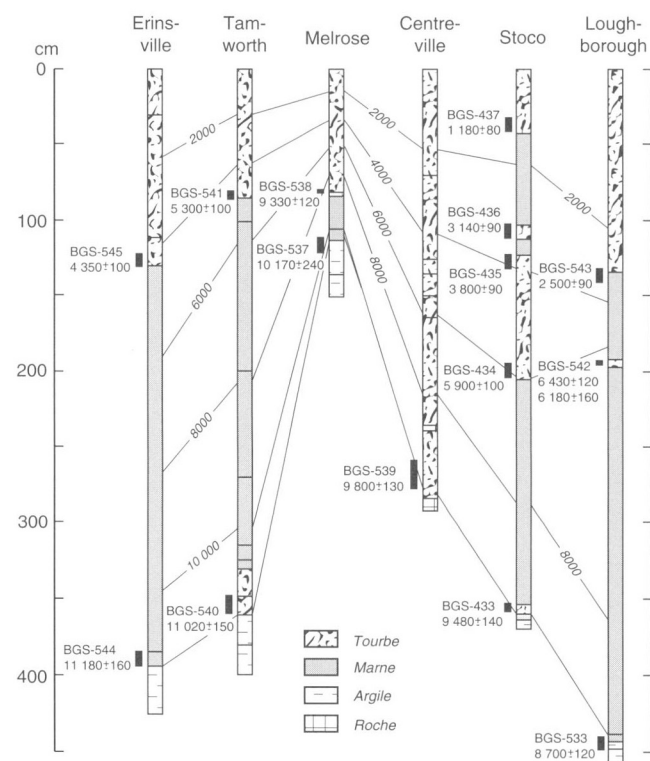


Figure 44. Séquences organochimiques datées au radiocarbone dans la région à l'étude (tiré de Vreeken, 1981).

0,31 mm/an. Ces taux ont servi à estimer le temps écoulé depuis le passage de l'accumulation de la marne à celle de la tourbe.

Les explications entourant l'arrêt de l'accumulation de la marne, particulièrement il y a entre 2 000 et 6 000 ans, c'est-à-dire au cours de l'Hypsithermal principal (fig. 46), demeurent hypothétiques en raison de la gamme des conditions aux sites et des facteurs en cause. Pour qu'il y ait accumulation, il faut notamment un apport continu de carbonate dans un lac pérenne et le maintien d'eaux dures dans ce lac. Un lessivage pédogénique de plus en plus profond du régolite aurait réduit la quantité de carbonate transporté par les réseaux d'eau souterraine peu profonds jusqu'aux bassins peu profonds des hautes terres. Les bassins des basses terres, où les réseaux d'eau souterraine sont plus profonds, auraient été touchés beaucoup plus tard. La réduction du temps moyen de séjour de l'eau dans les lacs vidant les basses terres pourrait avoir nuit au maintien des eaux dures dans ces lacs. Cette réduction du temps de séjour aurait été favorisée par l'accroissement de l'efficacité du réseau fluvial et par l'écart cumulatif du relèvement isostatique entre le cours supérieur et l'exutoire, qui est actuellement de 0,5 mm/an. Cela pourrait permettre d'expliquer la fin de l'accumulation de la marne dans la partie amont du bassin. Le réchauffement climatique du début de l'Holocène et la tendance vers des déficits de pluie estivale de plus en plus importants ont pu mener rapidement à l'assèchement saisonnier des bassins peu profonds des hautes terres. Les bassins des basses terres, dont les lacs sont devenus moins profonds en raison même de l'accumulation de la marne, auraient été touchés plus tard. Il faudrait ajouter aux facteurs géomorphologiques les effets des charges progressives de matière organique dans les eaux lacustres.

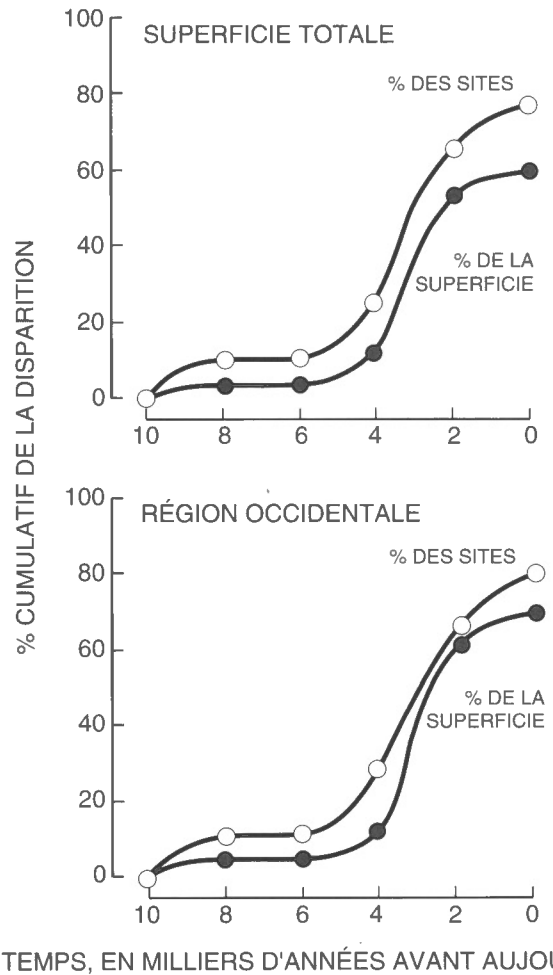


Figure 45. Diminution progressive de l'accumulation de la marne dans le temps, d'après la fréquence en pourcentage des sites (cercles vides) et des bassins versants associés (cercles pleins) (tiré de Vreeken, 1981).

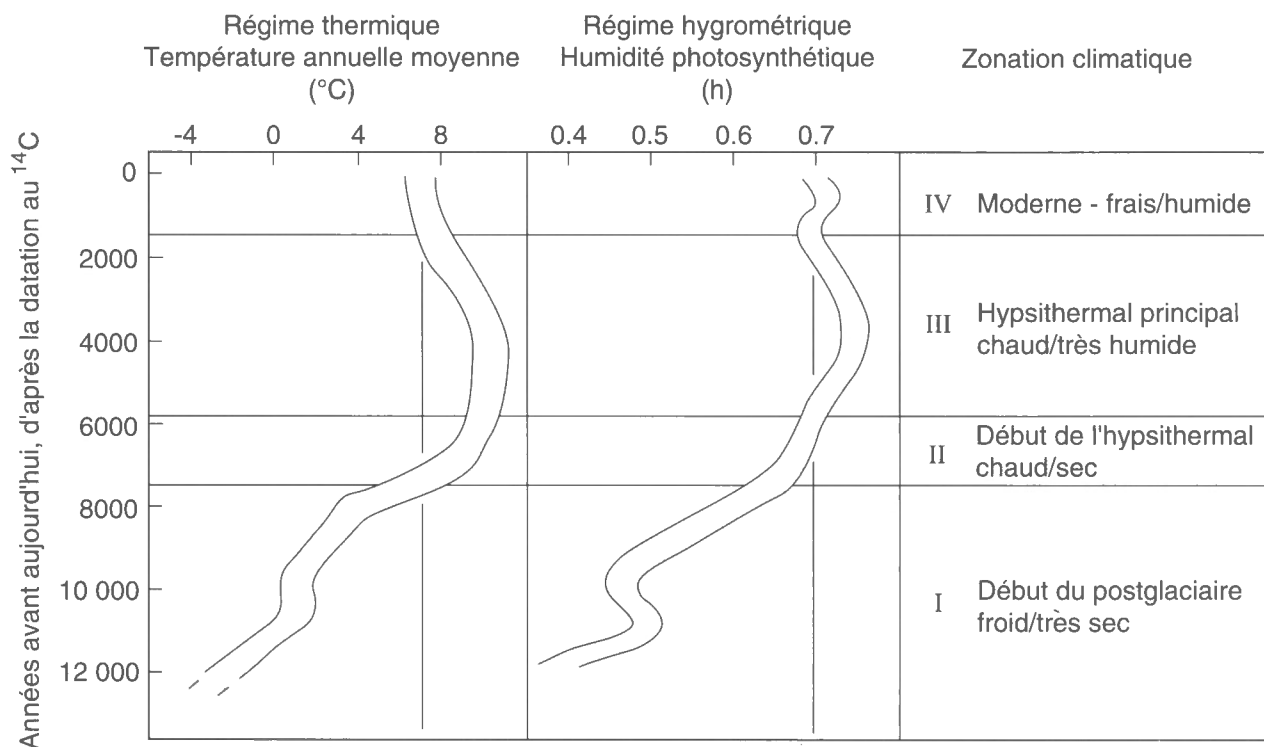


Figure 46. Reconstitution composite du paléoclimat holocène dans le sud de l'Ontario, fondée sur l'étude des isotopes stables. Les courbes sont établies à partir de données sur les isotopes ^{18}O et ^2H de la cellulose du bois fossile qui ont été recueillies à un site de Brampton, et de données sur l'isotope ^{18}O de la marne provenant des lacs Inglesby et Little (tiré de Edwards et McAndrews, 1989).

☑ ARRÊT N° 10 Paysage de la moraine de Dummer

John Shaw

SNRC 31C/6, UTM 232175

Continuer sur 10 km vers l'ouest à partir de l'arrêt n° 9, jusqu'à la ferme Coulters Hill.

La Moraine de Dummer se situe en aval (direction de l'écoulement glaciaire) du raccordement des roches carbonatées du Paléozoïque et des roches du bouclier précambrien (fig. 2). Un escarpement proéminent formé de roches carbonatées se rencontre à cet endroit; il est orienté vers l'amont. La moraine est bosselée et se compose surtout de blocs angulaires du substratum carbonaté dans une matrice silteuse. Entre les buttes, le substratum rocheux est très près de la surface.

Des eskers et des chenaux-tunnels se prolongent en travers de la Moraine de Dummer et ne sont ni couverts ni comblés de dépôts morainiques. Cela signifie que la moraine était déjà en place lorsque ces formes ont été créées par l'eau de fonte sous-glaciaire, qu'elle a probablement une origine sous-glaciaire et qu'elle n'est donc pas une moraine de retrait comme le propose Gravenor (1957).

L'eau de fonte s'est écoulée dans des tunnels et des chenaux sous-glaciaires après les grandes crues régionales (fig. 27). La Moraine de Dummer pourrait donc être associée à ces crues. Il est clair qu'un type quelconque d'arrachement a produit les blocs de calcaire que l'on trouve à cet endroit (Shulmeister, 1989). En effet, l'eau de fonte pourrait avoir exercé un effet de levier, arrachant de son lit la glace à laquelle étaient fixés des blocs gelés du substratum rocheux. Par contre, il est également possible que grâce aux basses pressions engendrées dans l'écoulement aux endroits où il a accéléré au-dessus de l'escarpement, l'eau a pu déloger des blocs dans le substratum rocheux fortement diaclasé. Dans les deux cas, les blocs ont été empilés sous la glace pour former des buttes.

Le secteur morainique a été défriché au début de la colonisation; les clôtures, les tas de pierres et les murs de roches que l'on trouve autour des fermes abandonnées attestent les efforts fastidieux déployés pour cultiver ce terrain pierreux et inutilisable. Depuis les années 1940, une grande partie des terres défrichées sont redevenues broussailleuses et des propriétés de loisirs ont remplacé les fermes.

☑ ARRÊT N° 11 Esker de Tweed

John Shaw et Tracy Brennand

SNRC 31C/6, UTM 121153

Suivre la route 37 sur 21,2 km vers le nord à partir de la 401 en passant par Roslin et continuer jusqu'au chemin vicinal de Moira. Tourner vers l'ouest en direction de Moira et continuer sur 1,4 km jusqu'à l'endroit où la route croise l'esker. L'arrêt se trouve dans une gravière du côté sud de la route. Si l'on vient de l'arrêt n° 10, continuer sur 11 km vers l'ouest depuis Coulters Hill jusqu'à la route 37, à Roslin (tourner à droite et traverser la rivière Moira à Chisholm, sur cette même route). À Roslin, tourner à droite (direction nord) sur la route 37 et continuer sur 2,8 km, jusqu'au chemin vicinal de Moira.

L'esker de Tweed se prolonge au sud-ouest sur environ 75 km à partir d'Actinolite et traverse la Moraine de Dummer ainsi que des parties du champ de drumlins de Belleville-Trenton (fig. 47). Tout comme d'autres eskers du champ de drumlins, l'esker de Tweed se trouve dans un vaste chenal-tunnel (Shaw et Gorrell, 1991). On peut voir des crêtes transversales adjacentes à l'esker et à l'intérieur du chenal-tunnel, vers l'extrémité sud du système.

L'esker comporte en grande partie une crête unique mais, à certains endroits, il se divise en de nombreuses crêtes (fig. 47) qui ont une hauteur maximale d'environ 15 m et une largeur pouvant atteindre 50 m (Shulmeister, 1989). Ses dépôts peuvent avoir jusqu'à 25 m d'épaisseur. Sa surface

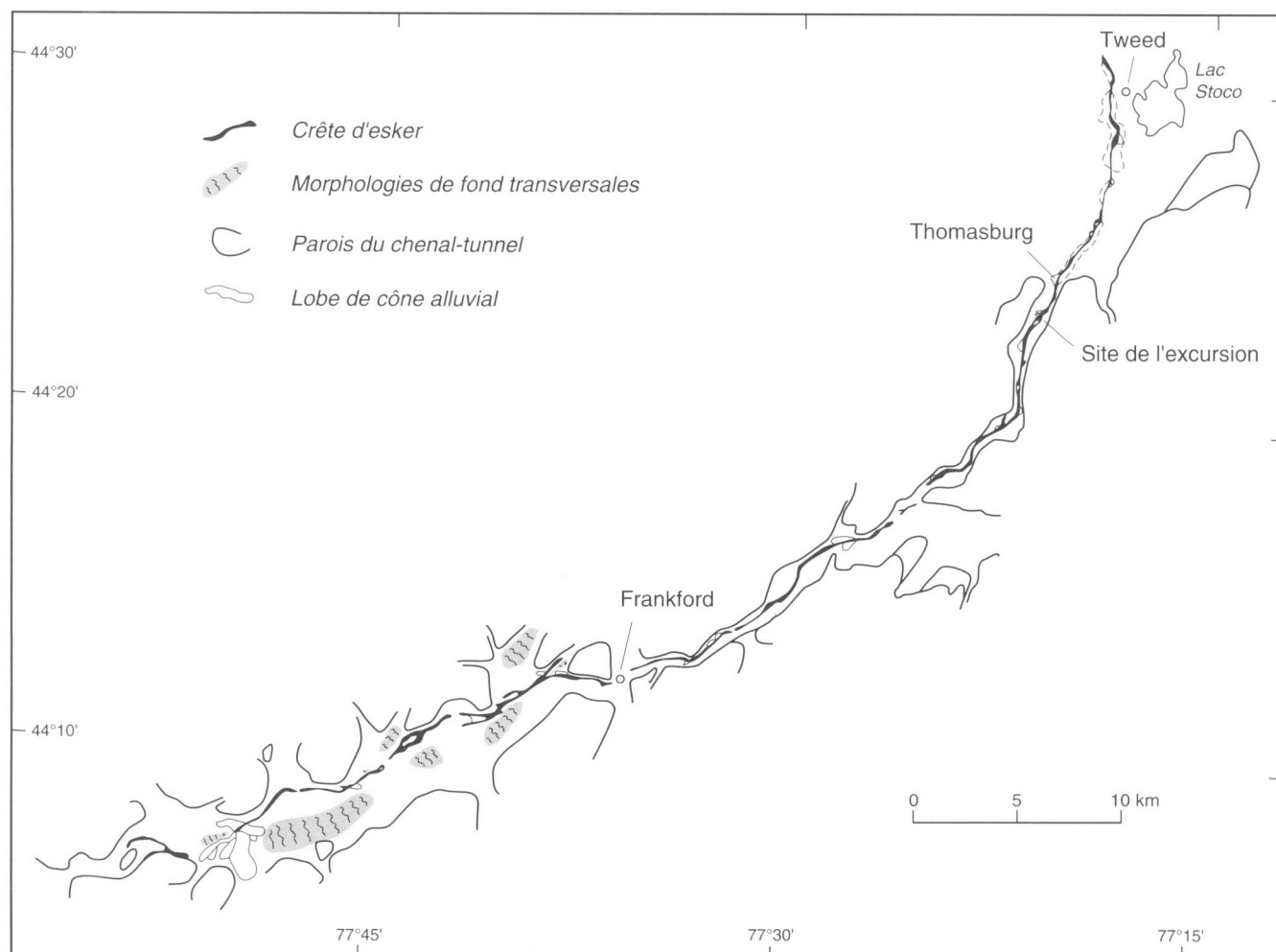


Figure 47. L'esker de Tweed et son chenal-tunnel associé.

monte et descend en une série de renflements, ce qui pourrait indiquer que les sédiments ont été déposés dans des morphologies de fond de grande taille ou des macroformes; ces dernières correspondent probablement à des changements dans la hauteur du conduit de l'esker. De petites crêtes se terminant en cônes latéraux se prolongent à partir de la crête principale de l'esker (fig. 47).

Des couplets épais de gravier et de sable prédominent dans les séquences sédimentaires du noyau de l'esker. Le gravier du noyau est en grande partie désordonné et ne présente aucune continuité latérale apparente avec la stratification interne. Il y a passage brusque du gravier au sable ou au sable caillouteux. Le membre à grain fin du couplet peut présenter une stratification plane, une stratification oblique en auge ou une lamination oblique, ou être massif. Seulement deux ou trois des couplets affleurent à une coupe.

Les sédiments du noyau de l'esker sont remarquablement plissés dans la partie nord de la coupe (fig. 48). Le cœur du pli se compose de gravier grossier mal trié, presque diamictique, avec une matrice sableuse. Les couplets de gravier et de sable sont courbés au-dessus du cœur. Le sable est discontinu et les graviers sont amalgamés.

La fabrique des clastes dans les graviers imbriqués du côté sud-est de la crête indique que le paléocéoulement était dirigé vers le bas de la crête et convergeait vers la ligne de faite (vers 277°). Cela indiquerait donc la présence d'un tourbillon d'écoulement secondaire dans le conduit. La granulométrie des sédiments de l'esker décroît en s'approchant des bords du dépôt et le sable finit par y prédominer. Les failles, qui sont courantes dans ces dépôts latéraux, sont principalement des failles normales à fort pendage.

L'esker est un produit du drainage sous-glaciaire et marque un stade tardif dans l'histoire complexe du drainage. Comme on l'a signalé aux arrêts précédents (6, 7 et 8), les événements de drainage antérieurs qui ont produit les chenaux-tunnels étaient probablement associés à des débâcles glaciaires qui ont libéré l'eau de fonte retenue sous la glace (Murray, 1988; Shaw, 1988; Shaw et Gilbert, 1990; Shaw et Gorrell, 1991). L'esker se fraie un chemin à travers les drumlins qui sont eux aussi le produit d'écoulements fluvio-glaciaires majeurs survenus lorsque les eaux de fonte ont débordé les chenaux-tunnels et les inondations régionales en nappes ont submergé la région (Shaw et Gilbert, 1990; arrêt n° 6). Les eskers eux-mêmes semblent témoigner d'un drainage glaciaire plus normal, une grande partie de l'eau de fonte provenant de la surface du glacier. Comme la vitesse de fonte varie en fonction de la saison, les couplets de sable et de gravier dans les sédiments du noyau pourraient représenter des dépôts annuels. Les couches de diamicton de l'esker représenteraient alors des périodes hivernales pendant lesquelles l'écoulement de l'eau de fonte dans le conduit était

presque inexistant et les sédiments de coulées de débris ont été déposés sans vannage (Gorrell et Shaw, 1991). Les plis pourraient également indiquer qu'il y a eu, au cours des périodes d'écoulement réduit, une augmentation relative de la vitesse de fermeture du conduit par rapport à la vitesse de fonte des parois du conduit causée par l'écoulement rapide des eaux. Cette fermeture aurait occasionné une compression semblable à celle qu'exercent des tenailles et aurait plissé les sédiments entre les parois de glace (fig. 48). Par contre, les faibles pressions qui ont existé dans le conduit au cours d'une phase de débit élevé (Röthlisberger, 1972) pourrait avoir entraîné l'aspiration des sédiments de fond dans le conduit.

Au cours des dernières phases, il semble y avoir eu élargissement appréciable du tunnel de l'esker et il y a eu dépôt de sédiments à grain plus fin le long des dépôts du noyau. Il y a eu rupture par dislocation de ces dépôts de contact glaciaire lorsque l'appui glaciaire latéral a disparu. Un tel élargissement a également pu se produire en même temps que le soulèvement de la nappe glaciaire et le dépôt des cônes alluviaux marginaux (Gorrell et Shaw, 1991).

Il est difficile de déterminer exactement à quel moment les morphologies de fond transversales se sont formées dans la vallée-tunnel. Elles peuvent être antérieures à la sédimentation de l'esker et s'être formées tard pendant le dernier événement qui a donné lieu aux chenaux-tunnels. En effet, des eskers semblent reposer sur certaines crêtes, comme il faudrait s'y attendre selon cette interprétation. Par ailleurs, les morphologies transversales se sont peut-être formées au fur et à mesure que la nappe glaciaire s'est détachée de son lit vers la fin de la glaciation. Dans ce cas, elles seraient postérieures à la principale phase de formation de l'esker et pourraient être associées à la formation des cônes alluviaux marginaux.



Figure 48. Noyau plissé de l'esker de Tweed. GSC 1993-164P

ARRÊT N° 12 Marques d'érosion fluvioglaciaires, Marysville

John Shaw

SNRC 31C/3, UTM 313002

Le meilleur endroit où voir les marques d'érosion de Marysville est le lit du chenal d'écoulement qui se trouve juste à l'est des branches d'accès et de sortie des voies ouest de la route 401, à la sortie de Marysville (fig. 49). Stationner sur le côté de la branche et suivre le chenal vers l'est. Lorsque le débit est élevé, le lit n'est exposé qu'à 50 m environ à l'est du pont sur la branche, là où le chenal change de direction pour se diriger vers l'ouest. C'est également à cet endroit que l'on trouve les marques les plus spectaculaires.

Les marques d'érosion se rencontrent dans un milieu géomorphologique complexe. Les gros drumlins à orientation sud-ouest correspondent à ceux de l'événement de l'Ontarien (Shaw et Gilbert, 1990). Les rainures et les stries de grande taille (fig. 49, groupements 1 et 4) creusées dans les affleurements de substratum rocheux que l'on trouve à un site dégagé en vue de l'exploitation d'une carrière, à environ 500 m à l'ouest de l'arrêt n° 7, ont la même orientation. Toutefois, dans cette région, d'autres drumlins plus petits, des marques d'affouillement fluvioglaciaires et des rainures de grande taille sculptées dans le substratum rocheux ont une direction variant de 80 à 260° environ. C'est le cas également pour les marques d'érosion de petite taille que l'on trouve à cet endroit.

Les marques d'érosion de petite taille (fig. 50) prennent surtout la forme de queues-de-rat typiques avec des crêtes résiduelles aux extrémités effilées qui se prolongent en aval à partir d'inclusions résistantes de chert dans les roches carbonatées de l'Ordovicien. Ces crêtes résiduelles sont délimitées par des marques en croissant qui enveloppent la saillie proximale de la crête et se prolongent vers l'aval sous la forme de sillons parallèles. Les crêtes sont effilées et, vers l'aval, elles sont plus basses par rapport au fond des sillons parce que les sillons s'élargissent et deviennent moins profonds. Dans certains cas, on observe des formes classiques en virgule là où un seul sillon est bien développé (Kor et al., 1991). D'autres queues-de-rat sont décalées, les sillons d'amont bifurquant autour des nez des crêtes aval.

À Marysville, les queues-de-rat les mieux développées se rencontrent dans les parties légèrement surélevées de la surface du substratum rocheux; elles se prolongent généralement vers l'aval à partir de gradins dirigés vers l'amont. Certaines d'entre elles sont très fracturées et semblent avoir été débitées (fig. 51). Outre cette débiture, le substratum rocheux a été strié après la formation des queues-de-rat.

Les marques d'érosion que l'on trouve à Marysville sont différentes de celles du ruisseau Wilton (arrêt n° 7) : en effet, les formes prédominantes sont des crêtes en saillie. Néanmoins, il faut expliquer les crêtes en fonction des processus d'érosion qui produisent les marques d'affouillement autour des crêtes. La forme et la disposition de ces marques s'expliquent le mieux par l'action de tourbillons en fer à cheval produits par la distribution de la pression de la couche limite en amont de l'obstacle (fig. 52). Les crêtes résiduelles sont



Figure 49. Carte de localisation des marques d'érosion à Marysville.

considérées comme analogues aux yardangs désertiques et à certains drumlins d'érosion, qui présentent également des marques en croissant autour de leurs extrémités proximales (Shaw et Sharpe, 1987b).

D'autres détails des crêtes permettent de mieux interpréter les conditions précises qui ont existé au cours de l'érosion. La répartition des queues-de-rat les plus proéminentes sur les hauteurs et en aval des gradins dirigés vers l'amont est analogue à celle des rainures de grande taille de la région de Kingston (arrêt n° 6, fig. 26). Il ne s'agit probablement pas d'une coïncidence, car le phénomène peut s'expliquer en fonction d'un écoulement sous-glaciaire en charge (Kor et al., 1991). Lorsqu'elle atteint un gradin, l'eau à écoulement en charge doit accélérer et, ce faisant, elle fait allonger les tourbillons longitudinaux (fig. 52a, b). Ces tourbillons allongés ont un rayon réduit et, afin de conserver leur moment cinétique, leur rotation devient rapide et ils deviennent plus érosifs. C'est ce qui explique l'intensité de l'érosion par des tourbillons longitudinaux en aval des gradins, sur les parties surélevées du substratum rocheux (Kor et al., 1991).



Figure 50. Queues-de-rat en aval de nodules de chert résistants à Marysville. GSC 1993-164Q



Figure 51. Queues-de-rat fracturées à Marysville. GSC 1993-164R

Il se produit aussi une rupture des tourbillons longitudinaux qui prennent rapidement de l'expansion (van Dyke, 1982, p. 75). L'expansion du tourbillon et son mélange turbulent avec le fluide environnant entraînent une réduction de l'intensité de l'érosion; l'expansion des sillons et la réduction de leur profondeur (fig. 50 et 52b, c) sont donc reliées à la rupture des tourbillons.

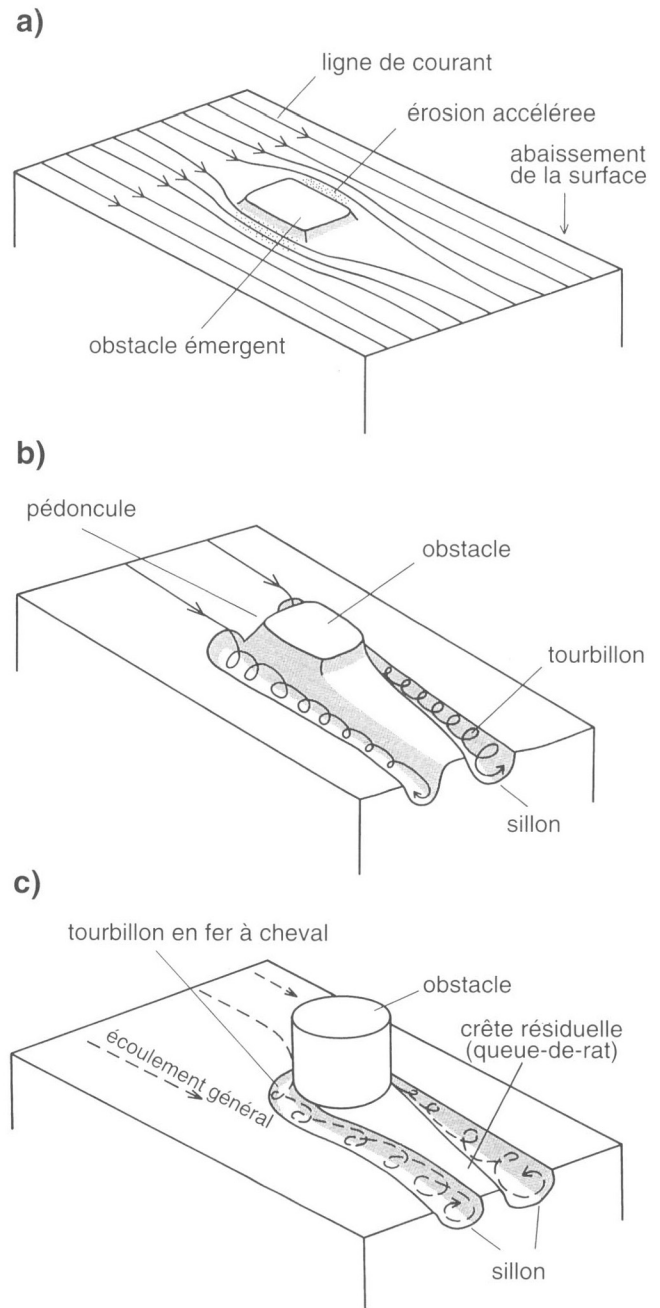


Figure 52. Tourbillons en fer à cheval produisant des queues-de-rat (d'après Sharpe et Shaw, 1989); a) écoulement autour d'un obstacle émergent; b) tourbillons donnant lieu à une érosion accrue près de l'obstacle et en aval; et c) tourbillons en fer à cheval produisant un sillon en croissant avec des zones qui deviennent moins profondes et plus larges en aval.

Au fur et à mesure que le débit de l'eau de fonte a baissé, le glacier s'est déposé sur son lit, entrant en contact d'abord avec les points les plus élevés. Les queues-de-rat auraient alors supporté des contraintes normales extrêmement élevées, et il y aurait eu déformation rapide de la glace autour de ces formes. Toutefois, si un bloc en saillie venait en contact avec une queue-de-rat, la glace se déformerait vers le bas autour de cette queue-de-rat, entraînant le bloc vers le bas et engendrant des contraintes normales extrêmement élevées entre la queue-de-rat et le bloc (Hallet, 1981). Ce processus explique la présence de queues-de-rat très fracturées et débitées

(fig. 51), les stries représentant des processus plus normaux de glissement et d'abrasion après un événement de vidange de l'eau de fonte.

L'événement de vidange qui a produit les queues-de-rat de Marysville semble être survenu relativement tard; les directions d'écoulement correspondent étroitement à celles des eskers dans les chenaux-tunnels situés à proximité du site (Shaw et Gorrell, 1991). La formation des eskers pourrait peut-être être mise en corrélation avec la création de la Moraine d'Oak Ridges, et elle a été postérieure aux événements de l'Algonquin et de l'Ontarien décrits par Shaw et Gilbert (1990).

☑ ARRÊT N° 13 Formes de relief fluviales sous-glaciaires de grande taille et milieu lacustre postglaciaire d'une partie du nord-est du lac Ontario et du haut Saint-Laurent

Robert Gilbert

SNRC 31C/1, 2

Aucun endroit n'est vraiment plus propice qu'un autre pour observer la région dont on décrit les caractéristiques ici. On peut voir le paysage en question le long de la route 33 entre Picton et Kingston ou encore à partir des sentiers pédestres de l'aire de conservation de la pointe Lemoine (au sud de la route 33, à 2,0 km à l'ouest des feux de circulation du chemin Days), des parcs longeant le secteur riverain de Kingston ou des traversiers reliant la terre ferme et les îles Amherst et Wolfe.

Le bras nord-est du lac Ontario (profondeur moyenne de 23 m) et le haut Saint-Laurent sont peu profonds par rapport à la partie principale du lac, sauf aux endroits où l'on trouve un certain nombre de chenaux profondément entaillés, particulièrement entre les îles. Selon Shaw et Gilbert (1990), au cours de la glaciation, la région de Kingston faisait partie d'un important conduit par où s'écoulaient les eaux sous-glaciaires venant du nord-est qui ont créé ce réseau étendu de chenaux (fig. 25). Le présent compte rendu résume les rapports détaillés publiés sur plusieurs réseaux de chenaux entre les îles (Gilbert, 1990; Gilbert et Shaw, 1992).

On a utilisé une sonde acoustique pour cartographier la topographie du fond lacustre et pénétrer les sédiments qui comblent en partie les chenaux (fig. 53). Des éléments remarquables mènent à la conclusion que les chenaux sont le produit de processus fluviales sous-glaciaires. Premièrement, les chenaux sont profondément entaillés dans un

paysage qui est autrement remarquablement plat. Les fossés des chenaux Bateau et Nord s'enfoncent à plus de 100 m sous le niveau du paysage environnant. D'autres chenaux de la région qui n'ont pas encore fait l'objet d'une étude, dont le chenal du Saint-Laurent sous le pont Ivy Lea, seraient semblables. Deuxièmement, les chenaux sont étroits (de 0,5 à 1 km dans la plupart des cas) par rapport à leur profondeur, ce qui ajoute à l'impression qu'ils sont profondément entaillés. Troisièmement, bien que certains chenaux semblent associés à des éléments structuraux dans le substratum rocheux précambrien ou paléozoïque sous-jacent – ce qui porte à croire qu'ils ont pu être créés le long de plans de faiblesse ou dans des dépressions préexistantes – les pentes des chenaux et le réseau interconnecté qu'ils forment (fig. 25) indiquent qu'ils ne sont pas le produit des cours d'eau actuels de la région. Ils n'ont pu se former que dans un réseau hydraulique fermé, comme il en existe sous un glacier sur terre. Quatrièmement, les éléments individuels sur le fond et les parois des chenaux ont une forme similaire, notamment aux éléments en virgule décrits à l'arrêt n° 7, bien que leur échelle soit plus grande d'un maximum de quatre ordres de grandeur. D'après la forme de ces éléments, l'écoulement se faisait du nord-est vers l'est, conformément au gradient hydraulique sous l'inlandsis, mais dans le sens contraire de l'écoulement actuel du lac Ontario.

En se basant sur les levés de la zone sous le fond du lac, on a déterminé la nature des sédiments glaciaires et post-glaciaires qui comblent partiellement les chenaux et l'on a interprété le type de milieu qui existait peu après la déglaciation. On a reconnu quatre faciès acoustiques distincts (fig. 54) : 1) des sédiments acoustiquement transparents qui

forment la couche supérieure; 2) des sédiments massifs en partie acoustiquement opaques qui, par endroits, se rencontrent sous le faciès 1; 3) des sédiments omniprésents, acoustiquement bien stratifiés, qui se rencontrent par endroits sous les faciès 1 et 2 et qui, ailleurs, affleurent sur le fond du

lac; et 4) des sédiments presque complètement acoustiquement opaques qui sont sous-jacents au faciès 3 à quelques endroits. La figure 54 montre trois de ces faciès.

Le faciès 4 est le plus ancien et représente des sédiments déposés tout près de l'inlandsis en retrait. Les sédiments du faciès 3 ont été déposés dans le Lac Iroquois, lac de barrage

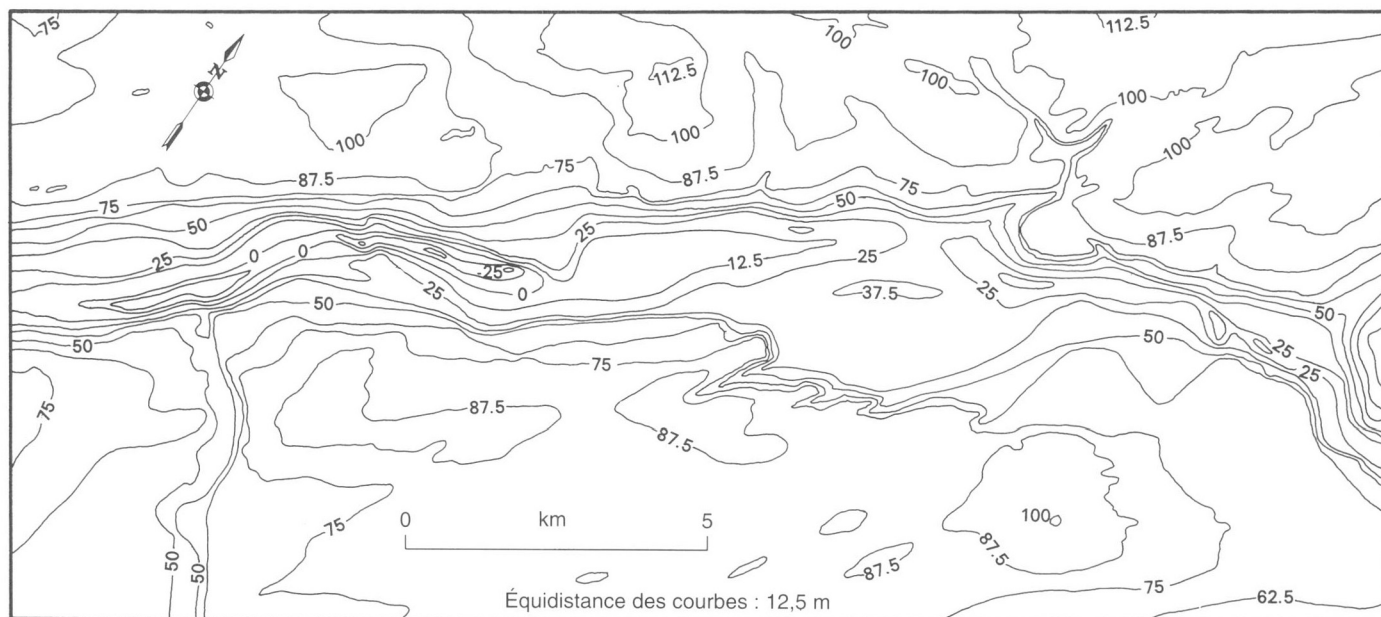


Figure 53. Surface du substratum rocheux dans le chenal Nord et à proximité (<75 m); interprétation à partir de la carte topographique SNRC 31C/2 et des relevés acoustiques de la zone sous le fond du chenal. Les altitudes sont indiquées par rapport au niveau de la mer; l'équidistance des courbes est de 12,5 m. La courbe de 75 m correspond approximativement à la rive actuelle. Chenal Bateau (<75 m). L'emplacement est indiqué à la figure 2, arrêt n° 13 (d'après Gilbert et Shaw, 1992).

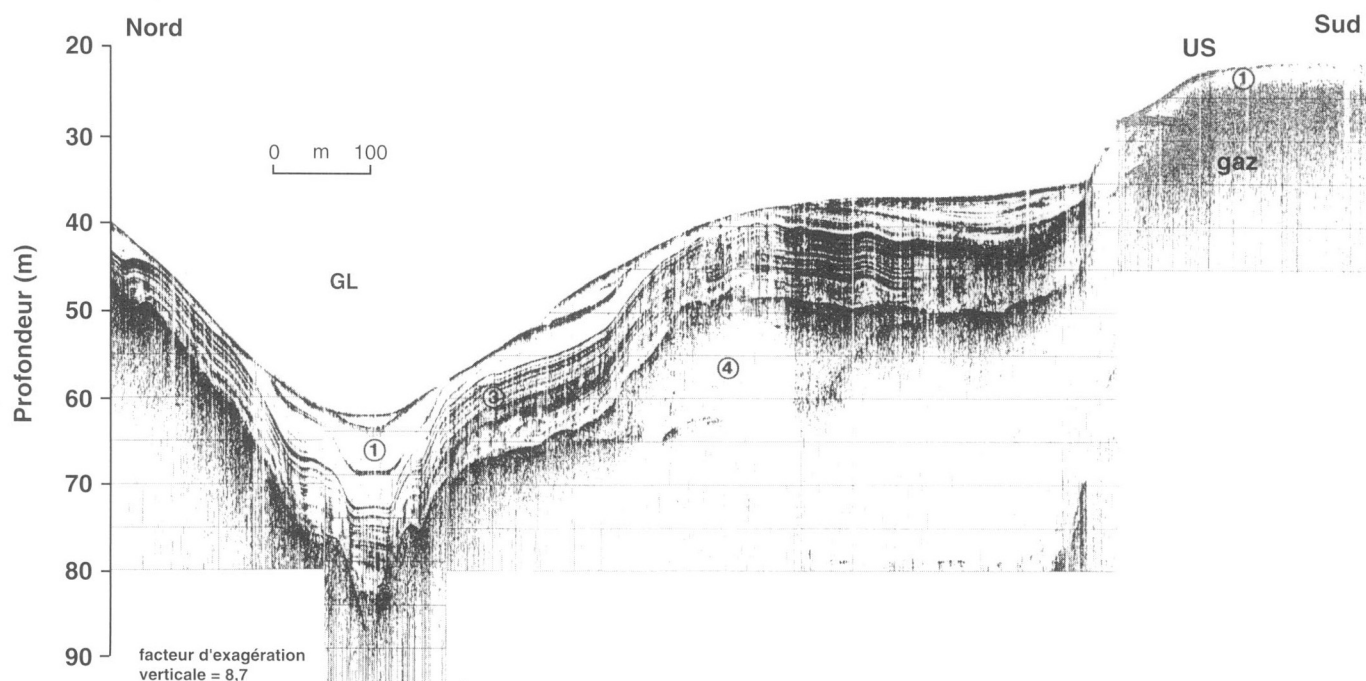


Figure 54. Relevé de la zone sous le fond (tracé accentué, fig. 55) montrant les sédiments glaciolacustres concordants (3) dans le chenal profond (GL), les sédiments glaciaires sous-jacents (4), et le banc supérieur (US) avec ses sédiments modernes grisouteux (1) (d'après Gilbert et Shaw, 1992). Le facteur d'exagération verticale est de 8,7.

glaciaire (fig. 3b). Les sédiments du faciès 2 sont des vestiges d'un milieu qui a existé pendant la phase de basses eaux du protolac Ontario (fig. 3c) (voir la description ci-dessous), tandis que ceux du faciès 1 sont des sédiments modernes du lac Ontario. En se basant sur la configuration de ces quatre faciès et en tenant compte de la présence de surfaces complètement opaques sous lesquelles il n'y a aucune définition acoustique, on a cartographié huit assemblages acoustiquement distincts (fig. 55) que l'on décrit ci-dessous.

Sur les rives découvertes où la profondeur de l'eau est inférieure à entre 5 et 10 m, le fond du lac est dépourvu de sédiments fins et il y a affleurement du substratum rocheux (Br) ou de sédiments grossiers et durs. Dans les eaux plus profondes et dans les secteurs à l'abri de l'action des vagues, un placage discontinu ou mince de sédiments acoustiquement transparents (faciès 1) recouvre la surface acoustiquement opaque (BrV). Une zone inclinée couverte de sédiments (MS), qui se rencontre uniquement dans la partie ouest de la région à l'étude (fig. 55), représente la transition entre les zones Br et BrV et les zones du lit du chenal. Des bancs presque plats se trouvent partout dans le chenal Nord à entre 18 et 36 m de profondeur (la profondeur augmente vers

l'ouest). Les bancs à l'est de la pointe Kerr forment une plate-forme unique en bordure d'un chenal bien défini (fig. 55); les bancs à l'ouest ont une nature acoustique différente et montent en plusieurs gradins qui constituent des bancs supérieurs (US) et inférieurs (LS) en bordure d'un bassin plus profond dans le chenal Nord, au passage Upper Gap. Un lit de rivière submergé occupe une partie de la voie navigable actuelle; il se prolonge du passage Adolphus jusqu'à Kingston en passant par le chenal Nord (fig. 55). Trois associations de faciès reconnues d'après leur nature acoustique occupent une partie du chenal : des sédiments acoustiquement stratifiés qui recouvrent le lit du chenal profond à l'ouest de la pointe Kerr (GI); des matériaux massifs et stratifiés mélangés, qui comblent partiellement le chenal entre la pointe Kerr et la baie Cataraqui (C); et une zone de sédiments plats, acoustiquement opaques, dans le port de Kingston, qui présente les caractéristiques d'une plaine d'inondation submergée (F) avec une série de chenaux de rivières anastomosées (R) à la surface.

Gilbert (1990) et Gilbert et Shaw (1992) ont étudié en détail la paléogéographie de la partie nord du bassin de Kingston (fig. 2) pour la période remontant à entre environ

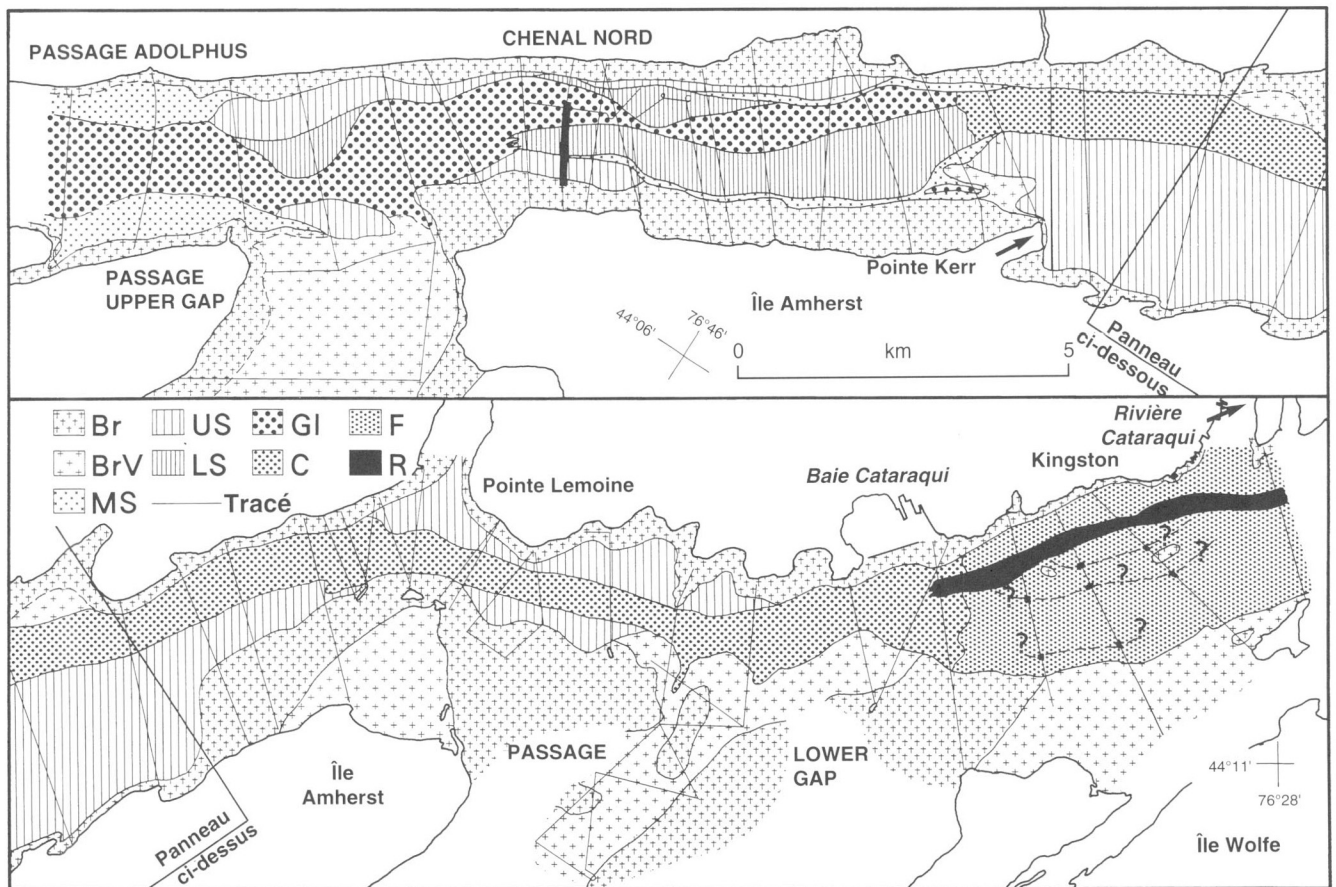


Figure 55. Assemblages de faciès acoustiques dans le chenal Nord et le port de Kingston, cartographiés à partir de données acoustiques sur la zone sous le fond : substratum rocheux en surface (Br), substratum rocheux avec un placage mince ou discontinu de sédiments (BrV), pentes recouvertes de sédiments non différenciés (MS), bancs supérieurs (US), bancs inférieurs (LS), sédiments glaciolacustres affleurant à la surface ou à proximité (GI), dépôts de chenal (C), dépôts de plaine d'inondation (F) et chenaux de rivières (R) (d'après Gilbert et Shaw, 1992).

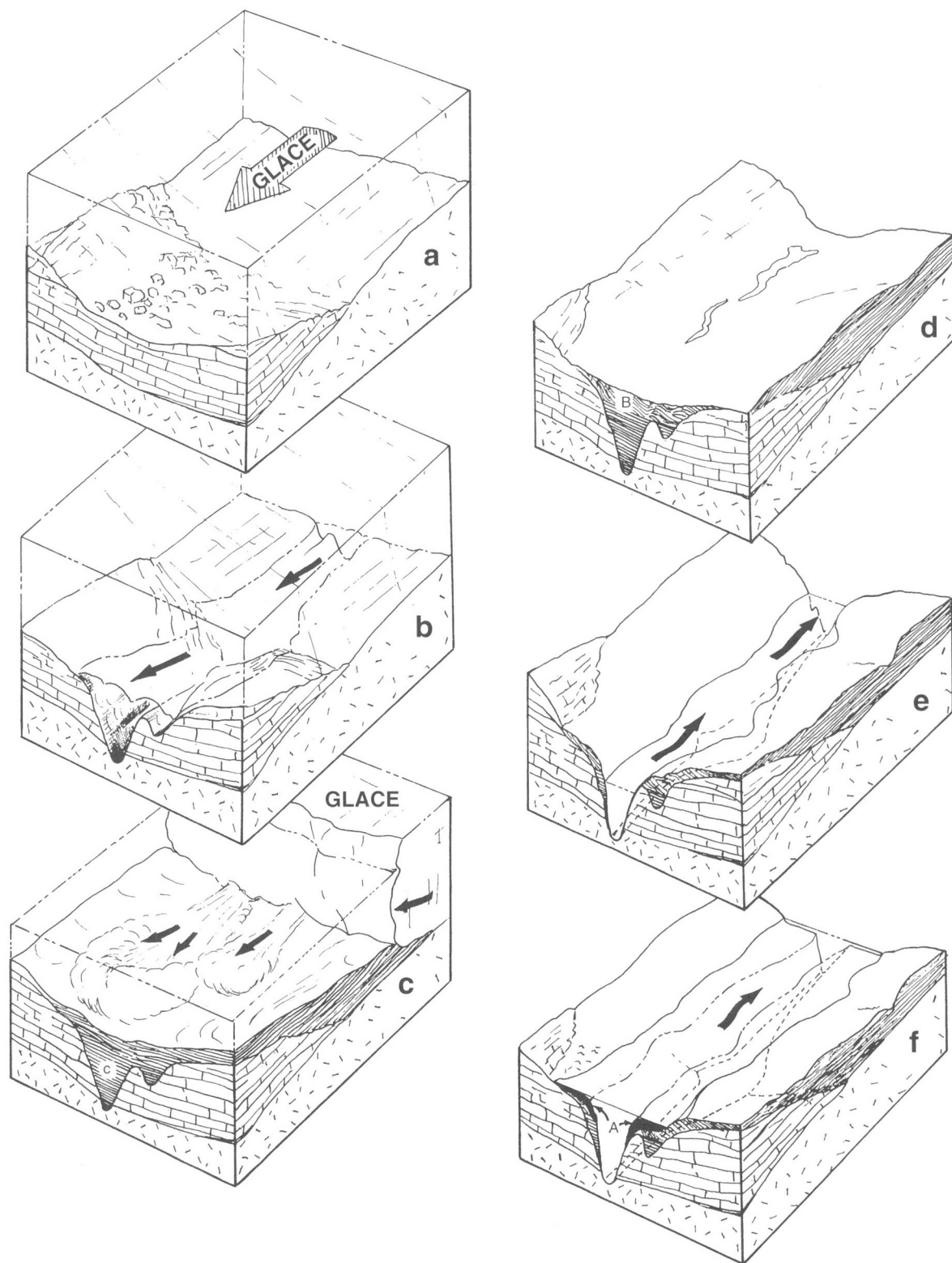


Figure 56. Schéma de la succession d'événements proposée pour la formation du chenal Bateau au cours : **a)** de la glaciation; **b)** de l'érosion fluvioglaciaire sous-glaciaire; **c)** de la sédimentation dans le Lac Iroquois; **d)** de l'érosion des terres environnantes pendant la phase de basses eaux du protolac Ontario; **e)** de la submersion et l'exhumation du fossé; et **f)** du dépôt des sédiments marneux des bancs latéraux (d'après Gilbert, 1990).

8 000 et 11 400 ans, lorsque le dernier effet du barrage glaciaire s'est fait sentir. Bien que chaque chenal ait une histoire différente, le modèle conceptuel présenté à la figure 56 résume le développement général de ces réseaux de chenaux, depuis leur formation par l'écoulement fluvial sous-glaciaire jusqu'à leur comblement par des sédiments lacustres postglaciaires. En bref, l'enfoncement isostatique, qui était plus prononcé au nord-est (fig. 4), a donné lieu à un stade primitif du lac Ontario dont le niveau était beaucoup plus bas que le niveau actuel (fig. 3c, d). L'embouchure du protofleuve Saint-Laurent était située dans le sud de l'actuel bassin de Kingston et, par conséquent, un réseau hydrographique isolé de lacs et de rivières s'est formé dans le nord du bassin. L'eau du réseau s'écoulait vers l'est à partir de l'actuelle baie de Quinte en passant par un lac petit et profond dans le chenal Nord. Les tributaires à l'est et à l'ouest de l'île Amherst ont drainé un lac plus étendu et moins profond dans le bassin de Kingston au sud. Une vaste plaine d'inondation située entre la ville de Kingston et l'île Wolfe a servi de niveau de base local qui a régi le niveau des eaux de

ce réseau hydrographique. Pendant une courte période de temps, des débits importants en provenance des Grands Lacs d'amont et possiblement du Lac Agassiz à l'ouest (fig. 3c, 56e) ont peut-être emprunté ce réseau en passant par le déversoir de Kirkfield-Fenelon Falls qui donnait dans le réseau de la rivière Trent. Toutefois, pendant une grande partie de cette période de temps, une rivière de taille moyenne a occupé le chenal Nord et le port de Kingston; des bancs peu profonds et étendus ont longé ses rives, sans doute comme le font aujourd'hui les terres humides le long de la rivière Cataraqui voisine (arrêt n° 14). Après il y a environ 8 000 ans, le relèvement isostatique du Saint-Laurent avait atteint un tel point que les seuils de la région de Kingston ont été inondés par reflux et que le niveau de l'eau ont monté suffisamment pour relier la nappe principale du lac Ontario et les lacs du bassin de Kingston. Il y a environ 4 000 ans, les rivières de raccordement du chenal Nord et du haut Saint-Laurent ont été inondées progressivement jusqu'au niveau actuel du lac Ontario.

ARRÊT N° 14 Évolution et hydrologie des terres humides de la lagune Catarauqui, Kingston

Robert W. Dalrymple et Jonathan S. Price

SNRC 31C/1, 8, UTM 825025

La lagune Catarauqui et les terres humides qui lui sont associées occupent l'embouchure de la rivière Catarauqui, juste à l'est de Kingston. Pour une vue d'ensemble de la région, prendre la route 401 (direction est) entre 0,5 et 1 km à l'est de la sortie de la rue Montreal (stationnement d'urgence seulement sur l'épaule de la 401) ou se rendre au sommet du «mont Catarauqui», décharge désaffectée sur le côté nord du terrain de golf Bell Park, juste à l'est de la rue Montreal, à 3,4 km au sud de la 401. (Garder la gauche après avoir pénétré sur le terrain de golf et stationner près du terrain de tennis. Continuer à pied jusqu'au sommet de la colline.)

Les terres humides représentent une interface de premier plan entre le milieu terrestre et le milieu lacustre. Elles constituent des habitats fauniques et floristiques précieux et une importante composante du cycle hydrologique. Leurs sédiments attestent le passage d'un milieu à un autre et, par conséquent, les changements climatiques et d'autres changements survenus à l'échelle de la planète.

L'eau libre de la lagune Catarauqui couvre une superficie de 12 km sur un maximum de 1,3 km. Elle est bordée à l'ouest par une vaste zone de marais pouvant avoir jusqu'à 1 km de longueur (fig. 57). La profondeur de l'eau est supérieure à 2 m près de l'embouchure, mais dans la plus grande partie de l'arrière-lagune en amont de l'île Bells, elle est inférieure à entre 1 et 1,5 m. Dans les parties extérieures plus basses et plus mouillées du marais, la végétation est dominée par *Typha* (quenouilles), tandis que des prés de calamagrostide du Canada, de phalaris roseau et de carex se rencontrent dans les zones plus élevées et plus sèches (Catling, 1985). La végétation abonde également dans la partie peu profonde de la lagune, les espèces les plus répandues étant l'élodée du Canada (*Elodea canadensis*), le potamo-crépu (*Potamogeton crispus*), la cornifle nageante (*Ceratophyllum demersum*) et l'hétéranthère litigieuse (*Heteranthera dubia*). La densité de la végétation subaquatique décroît avec l'accroissement de la profondeur, et les endroits où la profondeur est supérieure à 1,7 m sont largement dépourvus de végétation.

La lagune a joué un rôle important dans l'histoire de la région et dans le choix de l'emplacement de la ville de Kingston. Le port qu'elle abrite a été l'une des principales raisons ayant amené les Français à établir le fort Frontenac à son embouchure en 1673 (Osborne et Swainson, 1988). Plus tard, l'endroit a revêtu une importance stratégique pour les

Anglais lorsque le canal Rideau, qui relie le lac Ontario et la rivière des Outaouais, a été aménagé entre 1826 et 1832 et que le fort Henry a été érigé près de son embouchure entre 1826 et 1832 (fig. 57). Le dragage périodique du port intérieur de Kingston et la construction du pont-jetée LaSalle en 1916 ont modifié l'avant-lagune. Le dragage de l'arrière-lagune ne se fait que dans le chenal du canal Rideau et dans les environs de la décharge de Catarauqui, qui se trouve sur le côté nord de la langue de terre reliant l'île Bells à la rive ouest (fig. 57). Le lixiviat de cette décharge, qui a été désaffectée en 1975, pénètre dans la lagune (Frape, 1979; Creasy, 1981),

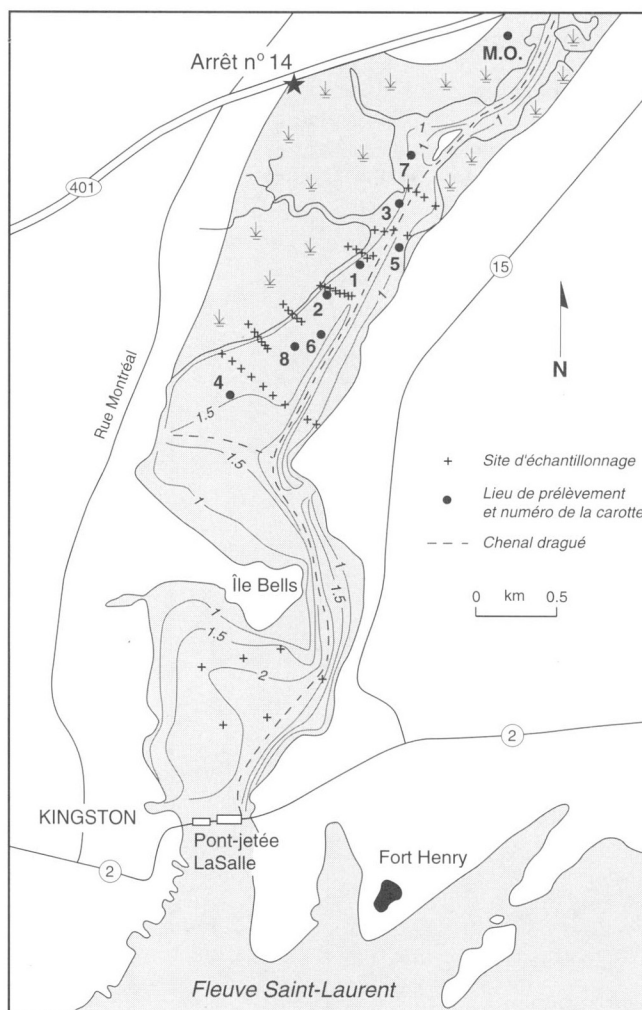


Figure 57. Carte de la lagune et du marais Catarauqui montrant l'emplacement de l'arrêt (étoile); la bathymétrie est fondée sur la carte hydrographique 1513H, et sur la répartition d'échantillons pris au hasard en surface et de carottes.

mais l'analyse régulière de la qualité de l'eau au pont-jetée LaSalle révèle que seules les concentrations de phosphore dépassent périodiquement les objectifs en matière de qualité de l'eau établis par l'Ontario. La teneur en matière organique, la conductivité, le pH, les matières solides en suspension et les concentrations de divers métaux sont bien en-deçà des limites acceptables. L'avant-lagune et le marais risquent d'être perturbés si jamais l'on décidait de construire une deuxième route pour relier Kingston et les collectivités à l'est.

L'évolution de la lagune et les fluctuations du niveau de l'eau dans les lacs

La lagune et la rivière Cataraqi occupent un des chenaux sous-glaciaires (fig. 25) qui traversent la région (Gilbert, 1990; Shaw et Gilbert, 1990). La lagune elle-même repose sur du calcaire ordovicien qui affleure dans les falaises qui entourent la vallée. La limite du bouclier précambrien se trouve à moins de 1 km en amont de la route 401, et la plus grande partie du réseau hydrographique (478 km) de la rivière Cataraqi repose sur du gneiss et du granite. Le till est mince ou absent partout dans la région (Henderson, 1966), probablement en raison des crues sous-glaciaires (Shaw et Gilbert, 1990).

Les plus anciens sédiments connus sous la lagune se composent d'argiles grises en lamines fines qui se sont vraisemblablement accumulées dans le Lac glaciaire Iroquois (Dalrymple et Carey, 1990). Ils correspondent probablement au troisième faciès acoustique de Gilbert et Shaw (1992)

(arrêt n° 13). Dans les carottes, la surface supérieure de ces argiles est nette et ne présente aucun indice de pédogenèse, peut-être en raison de l'érosion fluviale survenue lorsque le niveau du lac Ontario était plus bas qu'à l'heure actuelle ou de la présence de conditions humides et marécageuses dans le fond de la vallée. L'absence de sédiments fluviaux grossiers au-dessus des argiles du Lac Iroquois (Dalrymple et Carey, 1990) porte à croire que les nombreux lacs de la partie amont du bassin de la rivière Cataraqi ont joué le rôle de bassins de sédimentation, ne permettant que l'apport de matières fines en suspension.

Grâce à la montée isostatique du niveau de l'eau et à l'apport limité de sédiments, le lac Ontario a envahi la vallée et des lagunes et des marais se sont formés en amont de l'île Bells il y a environ 4 000 ans (Dalrymple et Carey, 1990). Depuis, il y a eu accumulation d'un maximum de 2,5 m de silt argileux organique (gyttja) et de tourbe (fig. 58).

À l'heure actuelle, il existe une corrélation inverse nette entre la quantité de matière organique dans les sédiments en surface et la profondeur de l'eau (fig. 59). Là où la profondeur de l'eau est supérieure à 1,5 m (valeur normalisée par rapport au niveau moyen de l'eau au milieu de l'été), les sédiments en surface contiennent environ 30 % (poids sec) de matière organique; ce pourcentage varie de 60 à 90 % aux endroits où la profondeur de l'eau est inférieure à 0,75 m, y compris dans le marais actuel. En s'appuyant sur cette corrélation, on peut supposer que les couches de gyttja présentes dans les carottes se sont accumulées dans un milieu

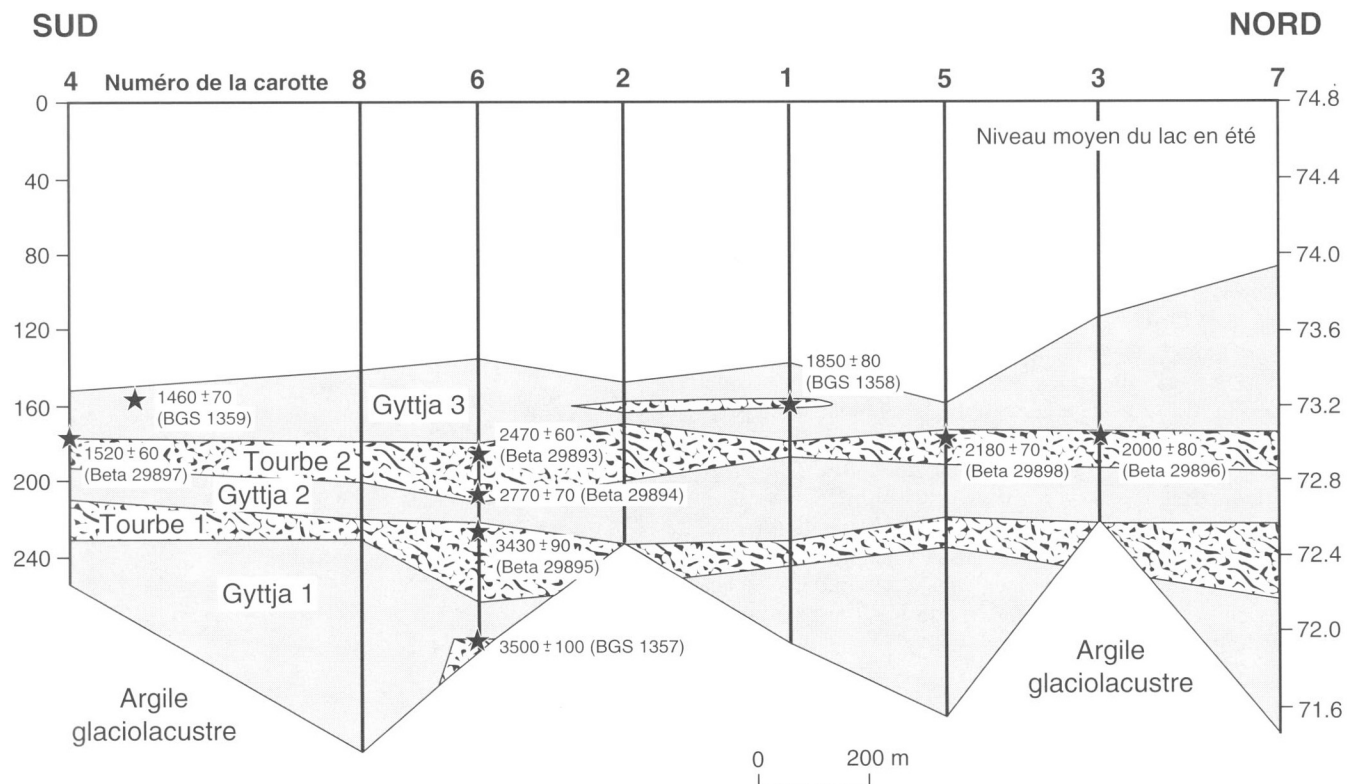


Figure 58. Stratigraphie et chronologie des sédiments holocènes sous la lagune Cataraqi. Les sites de prélèvement des carottes sont indiqués à la figure 57 (tiré de Dalrymple et Carey, 1990).

lagunaire aux eaux libres, tandis que la tourbe (teneur en matière organique supérieure à entre 70 et 75 %) représente des dépôts d'une lagune très peu profonde ou d'un marais. L'alternance de ces milieux dans le temps (fig. 58) suppose que le niveau des eaux n'a pas monté régulièrement.

Grâce au lien qui existe entre la teneur en matière organique et la profondeur de l'eau (fig. 59), il est possible d'estimer la profondeur de l'eau dans le passé en se fondant sur la variation de la teneur en matière organique dans les carottes (Dalrymple et Carey, 1990). On peut ensuite transformer ces données en un graphique du niveau des eaux lacustres dans le temps, en reportant les profondeurs inférées de l'eau sur un diagramme de la hauteur des sédiments en fonction du temps (fig. 60). Ce diagramme montre que la surface de l'eau se trouvait sous celle des sédiments (c'est-à-dire que la région était un marais) il y a entre 3 200 et 4 000 ans et entre 2 000 et 2 400 ans. Une lagune aux eaux libres a existé avant, pendant et après ces périodes de développement du marais.

Comme le discutent Dalrymple et Carey (1990), les oscillations du niveau de l'eau établies à partir de la stratigraphie de la lagune correspondent étroitement, sur le plan de la direction, de l'amplitude et du temps, aux fluctuations du niveau des eaux lacustres établies par Flint et al. (1988) et McCarthy et McAndrews (1988) pour des lagunes à l'extrémité ouest du lac Ontario. Ces fluctuations du niveau de l'eau sont donc interprétées comme reflétant des changements climatiques survenus dans le réseau hydrographique des Grands Lacs, les périodes les plus humides coïncidant avec une hausse du niveau de l'eau dans les lacs et des périodes de hautes eaux. L'analyse d'indicateurs climatiques indépendants (Flint et al., 1988; McCarthy et McAndrews, 1988; Dalrymple et Carey, 1990) appuie cette corrélation. Or, le lien qui existe entre la température et le niveau de l'eau dans les lacs fait moins l'unanimité. En se fondant sur des données paléoclimatiques et instrumentales, Flint et al. (1988) et Dalrymple et Carey (1990) avancent que les périodes humides sont associées à des intervalles plus chauds dans l'est du bassin des Grands Lacs. McCarthy et McAndrews (1988) préfèrent la corrélation inverse (synchronicité des périodes humides et des températures fraîches) d'après des données paléoclimatiques recueillies en grande partie dans la région occidentale des Grands Lacs. La plupart des prévisions touchant les répercussions possibles du réchauffement de la planète laissent également entendre que les précipitations et le niveau de l'eau dans les lacs diminueront au fur et à mesure que la température augmentera (Cohen, 1986).

L'hydrologie des terres humides de la lagune Catarauqui

On peut inférer l'hydrologie du marais à *Typha* à partir de mesures effectuées de mai à août 1991 dans un marais semblable dans la baie Bayfield (île Wolfe), à 10 km au sud-est de la lagune Catarauqui (J.S. Price, données inédites, 1992). Les deux marais sont soumis à des stress climatiques semblables et aux mêmes fluctuations du niveau des eaux lacustres, et leur végétation est semblable. Dans le marais de la lagune Catarauqui, les dépôts commencent juste au-dessus du niveau moyen du lac en été et se prolongent jusqu'à une

profondeur d'eau de 2,4 à 3,3 m (Dalrymple et Carey, 1990). La tourbe dans le premier mètre supérieur est mal ou modérément décomposée, sauf à la bordure extérieure du marais, où elle est modérément à bien décomposée. Les 20 à 30 premiers centimètres renferment de grandes quantités de racines et de rhizomes de *Typha*.

Le régime hydrologique du marais est étroitement relié au niveau du lac Ontario, qui atteint une valeur maximale au printemps après la fonte des neiges et qui connaît une diminution générale pendant l'été (fig. 61a). Viennent s'ajouter à cette baisse générale des pics périodiques attribuables aux chutes de pluie et des variations fréquentes associées à des phénomènes de seiche. Au printemps, l'hydrologie du marais est dominée par les hauts niveaux du lac, lesquels ont fait monter, en 1991, le niveau de l'eau de la lagune jusqu'à 30 cm au-dessus de la surface générale du marais (fig. 61b). Au cours de cette période, les fluctuations du niveau de l'eau de la lagune se répercutent rapidement sur la surface du marais, au fur et à mesure que l'eau s'infiltre à travers le tapis de *Typha* laissé pendant l'hiver. Les fluctuations causées par les phénomènes de seiche en 1991 ont provoqué des variations rapides du niveau de l'eau (jusqu'à 15 cm) dans le lac et en bordure du marais (fig. 61c). Le 16 juin (jour julien 169), par exemple, on a enregistré un changement de 5,7 cm sur une période de 15 minutes en bordure du marais de l'île Wolfe.

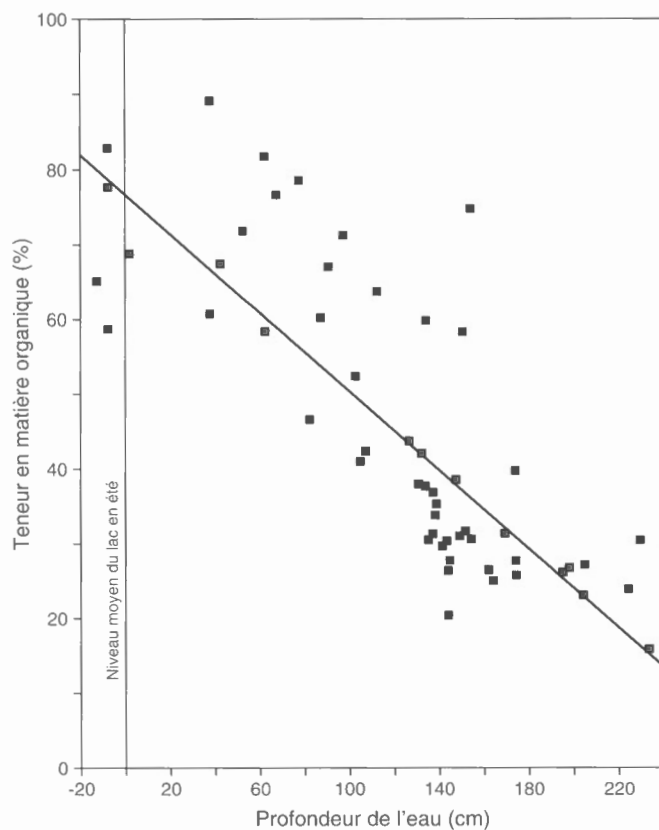


Figure 59. Variation, en fonction de la profondeur de l'eau, de la teneur en matière organique (perte de poids à une combustion à 550 °C) des sédiments de surface de la lagune et du marais Catarauqui. La ligne de régression a une pente de -0,28 %/cm et une ordonnée de 77,1 %. La relation est statistiquement significative à un niveau de confiance supérieur à 99 % (tiré de Dalrymple et Carey, 1990).

À l'intérieur du marais, soit à 300 m de la bordure, on a observé des fluctuations différées et moins intenses du niveau de l'eau. Les niveaux de l'eau mesurés à trois endroits (à 10 m de l'interface avec le terrain minéral, près du centre du marais [175 m] et sur la marge extérieure du marais [375 m]) dans le marais de l'île Wolfe en 1991 ont présenté ce même lien marqué jusqu'à la mi-juin (fig. 61).

Entre le milieu et la fin du mois de juin, le niveau du lac tombe sous la surface générale du marais. Un affaissement de la tourbe se produit en réaction au retrait de l'eau de la matrice tourbeuse. Ce phénomène est particulièrement marqué en bordure du marais (fig. 61c), où la tourbe est davantage flottante (même si elle n'est pas coupée du substrat minéral). En fait, à cet endroit, la surface de la nappe reste relativement stable par rapport à celle du marais, même si sa hauteur absolue tombe de 50 cm (fig. 61c). L'intérieur du marais connaît une diminution équivalente du niveau de l'eau mais la tourbe s'y affaisse beaucoup moins parce qu'elle est y plus dense (fig. 61b). Pendant la période où le niveau du lac est plus bas, on observe une inversion de la direction de l'écoulement, l'eau passant généralement du marais au lac.

Au printemps, une nappe souterraine élevée dans les terres environnantes entraîne le drainage de l'eau vers le marais. Toutefois, en été, la baisse de la nappe souterraine est amplifiée dans les sédiments minéraux par le faible débit spécifique de ceux-ci, ce qui a pour résultat un retrait marqué de la nappe dans les secteurs adjacents au marais. À la fin de juin, en

raison du niveau moins élevé de l'eau dans les sédiments minéraux, le drainage se fait vers l'extérieur du marais. Par conséquent, pendant le reste de l'été, le marais est habituellement isolé des influx d'eau latéraux et le régime de sa nappe souterraine est dominé par les chutes de pluie et l'évaporation.

Pendant le printemps, l'évaporation du marais est plus importante que la transpiration, étant donné que la surface de l'eau est libre et que la croissance des plantes est limitée. À mesure que les pousses se développent, la surface de l'eau devient plus ombragée et la transpiration augmente. Lorsque la surface de la nappe souterraine devient inférieure à celle du marais, la couverture végétale fournit une ombre totale et provoque une résistance atmosphérique élevée, ce qui diminue le flux turbulent de la vapeur; l'évaporation devient alors pratiquement nulle. Il en résulte une évapotranspiration due presque entièrement à la transpiration. Comme les quenouilles ont un accès pratiquement illimité à la nappe souterraine, qui n'est jamais distante de la surface, le taux global d'évapotranspiration est élevé. Au marais de l'île Wolfe, les mesures du bilan énergétique révèlent que l'évapotranspiration allait de 0,6 à 7 mm/jour – moyenne de 4,6 mm/jour – en juin et juillet 1991. Ces taux d'évapotranspiration provoquent de petits changements quotidiens du niveau de l'eau du marais (fig. 61). Toutefois, pendant l'été 1991, les pertes cumulatives par évapotranspiration ont été supérieures aux apports de l'eau de pluie, l'écart ayant dépassé 100 mm. Ce déficit explique le niveau peu élevé de la nappe souterraine dans le marais à la fin de l'été.

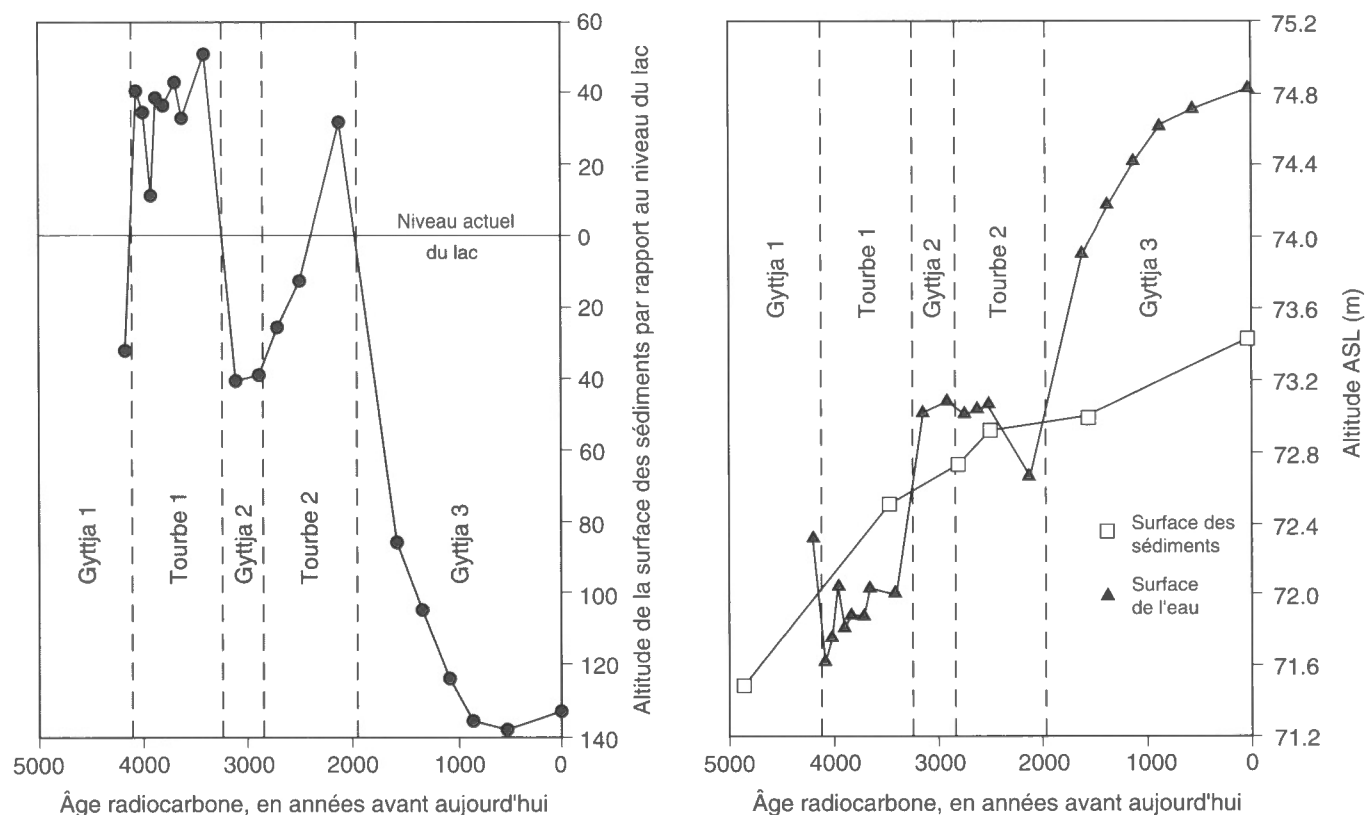


Figure 60. Courbe du niveau du lac (triangles) reconstituée à partir de la stratigraphie de la lagune Catarauqui et à l'aide du rapport de la teneur en matière organique et de la profondeur de l'eau présenté à la figure 59 (tiré de Dalrymple et Carey, 1990).

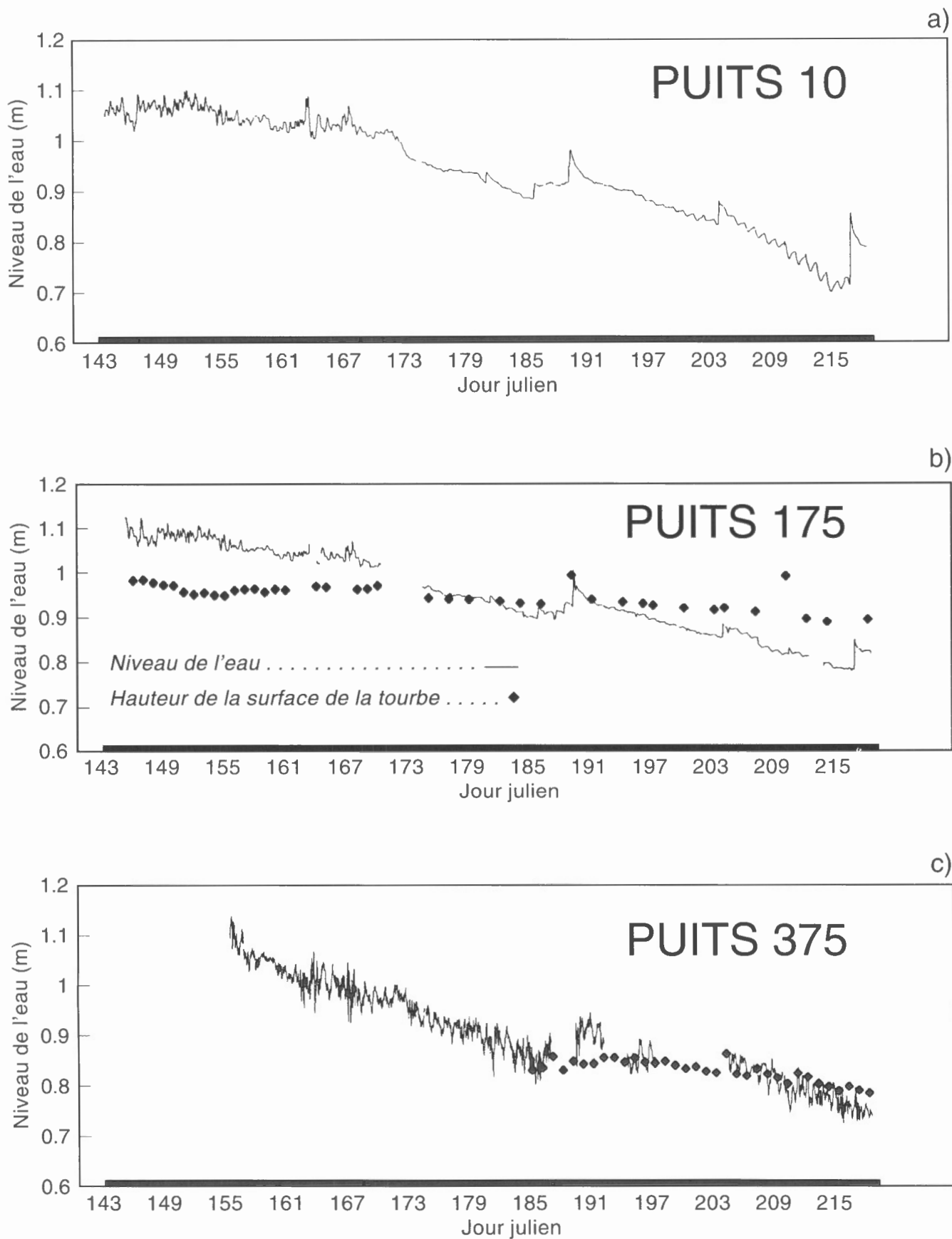


Figure 61. Variation temporelle de l'altitude de la surface de l'eau (trait continue) et de la surface du marais (losanges) à trois sites dans le marais de la baie Bayfield, île Wolfe : a) à 10 m de la terre, b) à 175 m de la terre et c) à 375 m de la terre, en bordure du marais (J.S. Price, données inédites, 1992). Les mesures ont été effectués entre la fin de mai et le milieu d'août 1991.

Au printemps, la conductivité électrique est généralement peu élevée et reflète les valeurs propres à l'eau du lac; elle varie peu parce que le mélange est relativement bon en cette période de hautes eaux. À l'été, la conductivité augmente et atteint une valeur maximale à entre 10 et 20 m de la bordure du marais (>300 μS) puis diminue vers le centre (<100 μS). Cette dernière valeur reflète la faible conductivité électrique des précipitations. Les valeurs élevées observées en bordure du marais résultent d'une pénétration limitée de l'eau du lac

($\approx 230 \mu\text{S}$); celle-ci s'évapore par la suite, ce qui augmente la concentration des solides dissous. Le fait que la pénétration de l'eau du lac soit limitée en été indique que la plus grande partie du marais n'est pas couplée au lac pendant la majeure partie de l'année. Ce phénomène est important, car il porte à croire que le marais peut recevoir des polluants et des éléments nutritifs du lac et en acheminer vers ce dernier seulement au printemps; cette capacité limitée ne s'applique toutefois pas à la bordure du marais.

☑ ARRÊT N° 15 Cône alluvial subaquatique, Hallville

George Gorrell

SNRC 31G/4, UTM 570005

Le complexe formé par l'esker et les cônes alluviaux de Hallville se situe à mi-chemin entre Ottawa et le fleuve Saint-Laurent. Pour se rendre au site, tourner vers l'est sur la route 43 à l'intersection de la route 16. Rouler vers l'est sur environ 5,5 km, puis tourner à gauche (direction nord) sur le chemin Boundary. Continuer sur environ 1 km et tourner à droite (direction est) sur la route cantonale revêtue. Continuer vers l'est sur 2,5 km et s'engager sur le terrain de la Redmond/Permanent Concrete Pit (après avoir obtenu la permission du gestionnaire de la carrière), sur le côté nord de la route.

On trouve des crêtes fluvioglacières composées de sédiments triés partout dans l'est de l'Ontario (fig. 2). Nombre de ces crêtes sont enfouies ou confinées sous d'épaisses séquences d'argile. L'étendue de ces formes sédimentaires a été déterminée par le biais d'études géophysiques, de forages et d'examen de certaines coupes dans des carrières. Plusieurs auteurs ont décrit des portions de ces dépôts et ont relié les renseignements recueillis à des modèles de sédimentation (Rust et Romanelli, 1975; Rust, 1977; Richard, 1982; Gorrell et Shaw, 1991).

La carrière Redmond se trouve sur le côté est d'une crête fluvioglacière. Cette dernière forme une des régions les plus élevées entre Ottawa et le Saint-Laurent (environ 116 m au-dessus du niveau de la mer). Le substratum rocheux de la carrière se trouve à une profondeur de 56 m sous la surface et est plus élevé vers le sud (fig. 62).

Description

Un esker a une direction nord-est à partir de la face exposée. Les graviers proximaux affleurant près de la crête renferment une variété de types de sédiments qui portent à croire à une fluctuation considérable de la vitesse du courant au moment du dépôt : 1) cycles à granoclassement normal de gravier à larges interstices (sans matrice); 2) gravier à matrice non jointive; 3) couches de sable grossier et massif et de gravier fin; et 4) gravier massif à granoclassement normal dans du sable massif grossier à moyen. Des structures de déformation (les convolutions, p. ex.), probablement attribuables à des glissements survenus pendant la fonte de la glace ou l'affouillement provoqué par l'écoulement, sont également présentes.

Dans les sédiments immédiatement en aval des graviers, on trouve quelques marques d'affouillement aux parois abruptes qui sont comblées de l'une ou l'autre des deux séquences suivantes : 1) cycles à granoclassement normal allant du gravier moyen à fin au sable moyen à grossier; et 2) sable à stratification diffuse, qui semble massif lors d'un examen attentif. Toutefois, un granoclassement atténué est visible d'une certaine distance. Les deux séquences renferment des blocs ou des clastes «arrachés» des sédiments adjacents. Ces séquences peuvent s'expliquer par le creusement et le remblaiement soit par des écoulements massifs, soit par des courants de turbidité très concentrés (Gorrell et Shaw, 1991). La deuxième explication semble plus probable. Les autres éléments d'intérêt incluent :

- 1) des formes d'ondes en trois dimensions, peut-être en phase avec les vagues de l'écoulement à l'origine du dépôt;
- 2) des crêtes de gravier distinctes, séparées du cône alluvial par un diamicton riche en argile;
- 3) des rides de courant régressives sur des marques d'affouillement aux parois escarpées;

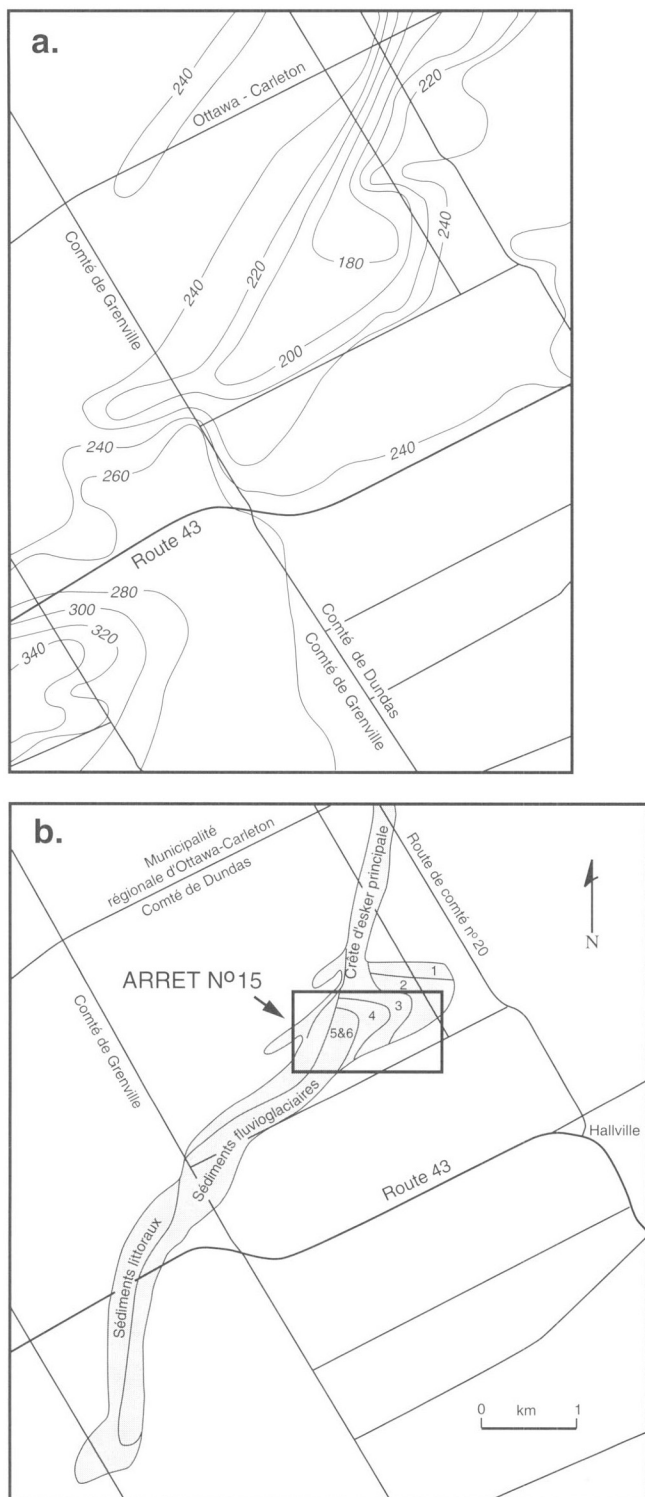


Figure 62. Emplacement de l'arrêt no 15 : **a)** carte des courbes de niveau (en mètres au-dessus du niveau de la mer) montrant la dépression érodée et **b)** la crête fluvioglaciaire de Hallville. Les chiffres représentent les lobes.

- 4) vers le milieu des cônes alluviaux, des séquences à granoclassement normal de sable massif ou de sable à stratification diffuse, des strates obliques en auge, des couches planes, des strates obliques tabulaires et des lamines obliques (dans certaines coupes, des changements abrupts du palécourant sont peut-être attribuables à une migration ou à une coalescence du chenal);
- 5) de nombreuses structures de déformation résultant de chocs ou d'une sédimentation rapide et associées à des pressions élevées de l'eau interstitielle; et
- 6) une discordance marine tronquant la séquence fluvioglaciaire (entre 3 et 5 m de sédiments ont été enlevés).

Interprétation et analyse

Sous la portion de l'esker de la plupart des crêtes, des chenaux de 4 à 7 m de profondeur ont été entaillés dans le substratum rocheux sous-jacent (fig. 62a). Ces chenaux, qui se prolongent également sous les parties centrales des cônes alluviaux, sont vraisemblablement des chenaux de Nye (chenaux N) (Nye, 1973) taillés sous le lit du glacier. Dans la région, l'altitude du substratum rocheux (déterminée à partir de 147 diagraphies) peut atteindre jusqu'à 12 m de moins dans la partie centrale du paysage qu'en périphérie (fig. 62a).

Pendant la stagnation du glacier, le chenal entaillé dans le substratum rocheux canalisait l'eau de fonte et un tunnel (chenal R) s'est creusé dans la glace sus-jacente. À l'intérieur d'un glacier, l'écoulement atteint des pointes saisonnières et des pressions élevées de l'eau de base s'observent à l'intérieur des chenaux N sous-glaciaires. La pression élevée de l'eau a entraîné le soulèvement du glacier de son lit aux endroits où les chenaux forment des coudes, ce qui a eu pour résultat le creusement de plus petits chenaux dans les environs. Ce phénomène a provoqué une modification du réseau de chenaux sous-glaciaires, celui-ci passant d'un grand tunnel à de nombreux chenaux secondaires ou mineurs. La sédimentation dans ce réseau a donné lieu à une crête centrale d'esker et à des crêtes de gravier plus petites avec au moins six cônes alluviaux distincts que l'on peut suivre jusqu'aux crêtes (fig. 62b).

À l'origine, le conduit central transportait de grandes quantités de sédiments et d'eau qui en sortaient sous la forme de courants de turbidité prolongés ou quasi-continus très concentrés. La sédimentation rapide a résulté de l'expansion puis de la décélération de l'écoulement. Au fur et à mesure que le conduit principal se remplissait de sédiments, l'eau de fonte était détournée vers les conduits secondaires. Des courants de turbidité prolongés se sont écoulés au-delà de ces conduits secondaires, creusant les grosses marques d'affouillement et y déposant les séquences de remplissage (points 3 à 5 ci-dessus). De gros volumes d'eau ont été libérés périodiquement au fur et à mesure que le réseau se développait. Les vastes chenaux et marques d'affouillement que l'on voit ici ont été entaillés lors de la libération soudaine de l'eau de fonte (voir la figure 69).

ARRÊT N° 16 Formes d'érosion et sédiments glaciomarins, Cantley

David Sharpe et John Shaw

SNRC 31G/12, UTM 438049

Rouler vers l'est sur la route 50 jusqu'à Gatineau et emprunter la route 307 (sortie Archambault) jusqu'au village de Cantley; continuer vers le nord sur 5 km, jusqu'à la carrière située sur le côté ouest de la route. Cette carrière appartient à Vern Pageau; les visiteurs y ont accès à leurs propres risques.

Cet arrêt décrit les formes d'érosion glaciaires créées par l'action puissante de l'eau de fonte sous-glaciaire (Sharpe et Shaw, 1989) dans une vallée tribulaire de la rivière Gatineau (fig. 2).

Description

Le site renferme du marbre précambrien érodé avec des inclusions de clastes granitiques ou volcaniques résistants. La direction de l'écoulement glaciaire régional était approximativement nord-sud. La déglaciation de la région a eu lieu il y a environ 12 000 ans; toutefois, jusqu'à une époque récente, les modelés étaient couverts de gravier, de sable et de boue qui avaient été déposés rapidement sur les cônes alluviaux subaquatiques formés en bordure de la Mer de Champlain (Sharpe, 1988). On trouve des modelés d'érosion semblables sur d'autres affleurements de la vallée mais ces derniers ne couvrent que 10 % de la région. Des formes sculptées recouvrent complètement les affleurements profilés de la carrière mais elles diminuent et disparaissent en gagnant de l'altitude sur les affleurements adjacents au site et ceux



Figure 63. Marques d'obstacle en croissant – coups de gouge avec crêtes résiduelles (R) – sous le vent d'obstacles. L'écoulement se faisait de gauche à droite. La carte sur la roche sombre a 8 cm de longueur. GSC 1993-165A

situés à quelque 20 à 30 m au-dessus de celui-ci. D'après cette configuration de l'érosion et l'emplacement des affleurements profilés dans le fond de la vallée, l'écoulement était confiné à une vallée de plusieurs kilomètres de largeur.

L'affleurement à l'étude est profilé parallèlement à l'écoulement glaciaire régional. Une grande partie de la surface rocheuse est striée et aplanie, de sorte que les inclusions granitiques et volcaniques se trouvent de niveau avec la surface du marbre environnant. Les formes d'érosion semblent être des marques d'obstacles (Allen, 1982) ou des crêtes sous le vent d'obstacles (fig. 63), des chenaux ou des gorges, de même que des coups de gouge ou marques en croissant (Dahl, 1965) que l'on appelle maintenant des formes en S (Kor et al., 1991). Elles se composent de dépressions et de chenaux (fig. 64) que caractérisent des rebords anguleux, des surfaces internes lisses, des éléments formés par un écoulement divergeant et des crêtes résiduelles. On trouve certaines de ces formes sur des surfaces rocheuses sous le vent, sur des surfaces rocheuses latérales ou sur des surfaces rocheuses en saillie. À certains endroits, on trouve également un précipité de carbonate sur les surfaces polies.



Figure 64. Configuration du chenal formé par écoulement complexe (flèches) défini par des crêtes résiduelles sous le vent d'obstacles. Le carnet (N) a 20 cm de longueur (tiré de Sharpe et Shaw, 1989). GSC 1993-165B

Les formes d'érosion les plus courantes sont les marques d'obstacle (fig. 52c; Allen, 1982). Elles consistent en des sillons proximaux en croissant qui entourent un obstacle surélevé formé par le substratum rocheux résistant. La bordure avant du sillon est habituellement anguleuse. Les bras du sillon en croissant se prolongent du côté sous le vent en une paire de sillons qui deviennent moins profonds et plus larges en aval (fig. 63). Les sillons sont souvent lisses ou moins striés que les surfaces adjacentes extérieures. La crête résiduelle, appelée queue-de-rat (Prest, 1983), se trouve derrière l'obstacle et entre les sillons. Ces derniers peuvent renfermer de petites queues-de-rat.

Interprétation

À en juger par les stries sur les surfaces de certaines marques, on peut conclure que les formes d'érosion de Cantley ont une origine sous-glaciaire. Les inclusions aplanies attestent une abrasion glaciaire. Les marques d'obstacles sont vraisemblablement le résultat de processus fluvioglaciaires (Sharpe et Shaw, 1989). Elles sont étroitement reliées à des formes produites par la division de l'écoulement et les tourbillons en fer à cheval résultant d'un gradient de pression verticale produite à la face amont de l'obstacle. Ce gradient donne lieu à un écoulement secondaire et à une paire de tourbillons tournant en sens inverse (fig. 52c). Ces écoulements secondaires ont été à nouveau en contact avec le lit aux endroits où l'eau se déplaçant à grande vitesse arrivait à un angle presque droit et causait une érosion maximale (Allen, 1971, 1982). Il est évident que le sillon en croissant creusé autour du côté avant de l'obstacle et la paire de sillons se prolongeant vers l'aval sont le produit d'un tourbillon en fer à cheval.

Au fur et à mesure que les sillons se creusaient, il y aurait eu division de l'écoulement et création de tourbillons puissants. Ces derniers ont pris de l'expansion rapidement et, par conséquent, leur intensité et leur puissance érosive ont diminué en aval, ce qui aurait eu pour effet d'élargir les sillons et de réduire leur profondeur vers l'aval (fig. 63). Les queues-de-rat, qui sont des crêtes rocheuses résiduelles entre les sillons, seraient donc devenues plus étroites et plus basses.

Les formes de plus petite taille sont identiques à certaines des formes fluviatiles sculptées que l'on observe sur les terrains inondables en Australie (p. ex., Baker et Pickup, 1986), ce qui étaye l'interprétation selon laquelle elles sont le produit de l'érosion par l'eau.

Les formes produites par l'abrasion glaciaire

Les affleurements présentent des formes produites par l'abrasion glaciaire, des stries et des formes de débitage comme des coups de gouge et des fractures de broutage. La présence de marques d'abrasion, de piqûres, de poli glaciaire et de précipité de carbonate d'une part et de formes d'érosion fluvioglaciaires d'autre part porte à croire que l'eau de fonte s'est écoulée sous la glace. Le soulèvement du glacier de son lit par l'eau de fonte qui se déplaçait rapidement a interrompu temporairement l'abrasion glaciaire. Lorsque le débit de l'eau de fonte a commencé à décroître, la glace est entrée de nouveau en contact avec son lit et l'abrasion a recommencé, arrondissant les marges anguleuses et striant les faces rocheuses.

L'association de formes produites tant par l'érosion fluvioglaciaire que par l'abrasion glaciaire porte à croire que le glacier s'est soulevé de son lit puis s'y est déposé de nouveau au cours de chaque crue sous-glaciaire. Les séquences sédimentaires associées à ces débâcles glaciaires ont probablement été déposées dans le bassin adjacent de la Mer de Champlain (Sharpe, 1988).

L'association de formes sculptées que l'on trouve à Cantley est attribuée à l'érosion différentielle par de forts tourbillons. Des écoulements rapides et turbulents d'eau de fonte chargée de sédiments ont vraisemblablement créé ces formes par corrasion et par cavitation (Sharpe et Shaw, 1989).

Les sédiments glaciomarins

À l'extrémité nord du site, on trouve une séquence de sédiments glaciomarins de 15 m d'épaisseur qui repose sur la surface rocheuse érodée. Les couches comportent une séquence à granoclassement normal de gravier sableux et de sable stratifié que recouvrent du silt et de l'argile en lamines. On y trouve des fossiles marins comme *Portlandia arctica*, *Macoma balthica* et *Mytilus edulis*.

Ces sédiments se sont déposés dans la Mer de Champlain sous la forme de cônes alluviaux subaquatiques, à une altitude d'environ 170 m au-dessus du niveau de la mer, tandis que la limite marine locale est à quelque 200 m au-dessus du niveau de la mer.

☑ ARRÊT N° 17 Profils acoustiques et carottes du lac Deschênes

William W. Shilts

SNRC 31G/5, UTM 275299

On a facilement accès au lac Deschênes par la marina d'Aylmer (Québec), la marina de Britannia, dans l'ouest d'Ottawa, et la marina Port-o-Call, sur la plage Baskins. On discutera de l'histoire postglaciaire et récente du lac et du rôle de ce dernier dans le drainage des Grands Lacs primitifs au parc de la pointe Pinhey, parc municipal à Kanata. Pour s'y rendre, prendre l'ancienne route 17 à partir de Kanata et rouler vers le nord-ouest en passant par South March jusqu'au point de virage de Dunrobin, à 2 km au nord-ouest de South March. Tourner à droite, puis tourner encore à droite et traverser la dépression du lac Constance en direction nord-est jusqu'à la rivière des Outaouais, où la route tourne brusquement vers le nord-ouest. L'entrée du parc de la pointe Pinhey, à la droite (côté nord-est) de la route, est à environ 4 km de ce tournant et est clairement indiquée.

Le lac Deschênes est un tronçon lacustre de la rivière des Outaouais; il se prolonge en amont des rapides Deschênes – son seuil rocheux – vers le nord-ouest sur environ 30 km jusqu'à l'ouest de Quyon (Québec). Sa surface est bien en-deçà de la limite de la Mer de Champlain; en effet, le lac était jadis un bras de cette mer. Les profils acoustiques de la zone sous le fond du lac et les enregistrements effectués à l'aide d'un sonar latéral indiquent qu'il possède une histoire sismostratigraphique complexe. Deux trous profonds ont été forés par carottage continu jusqu'au substratum rocheux à partir d'une plate-forme de glace d'hiver. En outre, plusieurs autres carottes plus courtes ont été prélevées par des plongeurs autonomes et par des forages faits à partir de la glace. On a radiographié et échantillonné en détail les deux carottes longues, et l'on a procédé à des analyses micropaléontologiques et géochimiques afin de déterminer les milieux de sédimentation dulçaquicoles et marins et les signaux de provenance.

On peut diviser le lac en trois bassins de longueur similaire (fig. 65). Le bassin supérieur, au nord, est relativement peu profond (<15 m). Du sable couvre les affleurements précambriens et forme des mégarides dont la hauteur varie de 0,25 m à plus de 2 m dans le cas des dunes hydrauliques.

La section médiane, qui va de la baie Constance jusqu'à l'île Aylmer, comprend une plate-forme ravinée peu profonde (<10 m) au nord-est et un chenal profond (>50 m) aux parois raides au sud-ouest. La plate-forme repose sur deux séquences acoustiquement parallèles d'argile silteuse à lamines, que sépare une discordance très étendue. Aux endroits où l'on peut le voir, le chenal aux parois raides recoupe les deux séquences à lamines (fig. 66a).

L'extrémité aval du lac comporte un fond doucement ondulé qui se compose de silt et d'argile acoustiquement massifs, riches en matière organique; ces matériaux reposent sur un substratum rocheux au relief peu accusé qui perce la nappe d'argile. Du côté de la rive, le fond se compose surtout de substratum rocheux (fig. 65).

Les carottes prélevées dans la plate-forme (2) et au milieu de la vallée enfouie (1, fig. 65) révèlent la présence d'une séquence sédimentaire composée d'une unité basale à stratification chaotique qui est épaisse près de l'axe de la vallée et plus mince sur les flancs; cette unité basale repose sous une unité marine massive presque sans structure, qui renferme des fragments de coquilles et dont la limite supérieure est compactée, sableuse et criblée de terriers de vers (fig. 66b). Dans les deux carottes, la limite supérieure dure correspond à la vaste discordance acoustique reconnue dans le bassin. La zone compactée repose sous de l'argile silteuse massive ou à lamines atténuées, que recouvre à son tour de l'argile silteuse massive renfermant quelques fragments organiques.

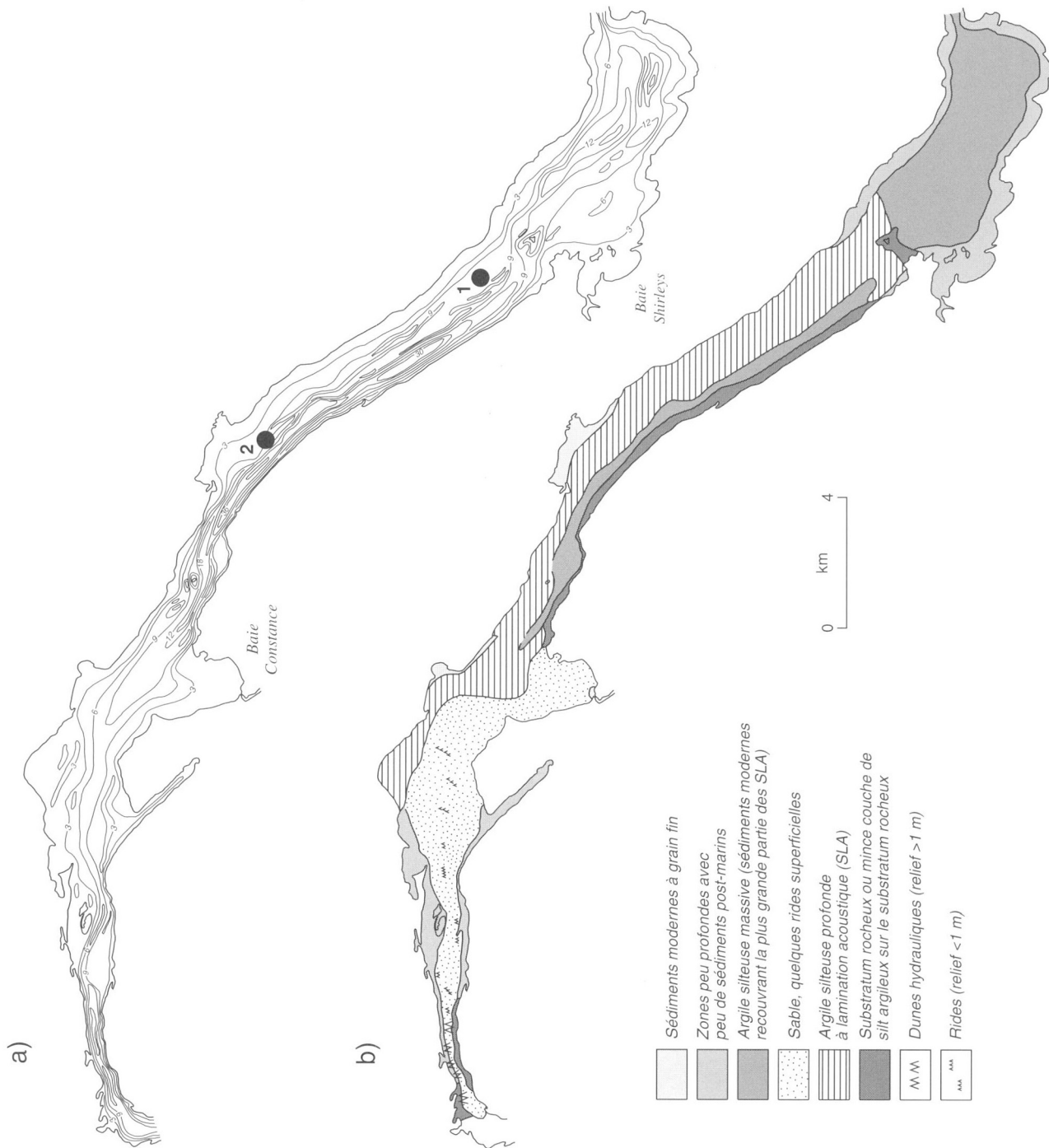
Les faunizones dans les carottes concordent à la fois à la stratigraphie sédimentaire et à la sismostratigraphie. La zone la plus basse est turbiditique et contient une microfaune peu dense et des indicateurs d'un milieu à salinité peu élevée. L'unité massive sus-jacente aux turbidites présente une limite supérieure compactée et de fortes concentrations de tests de foraminifères pouvant tolérer des milieux très salins (24–34 ng/L). La faune que l'on trouve dans les sédiments à lamination acoustique qui reposent sur la zone compactée comporte des organismes vivant dans des milieux à salinité peu élevée. La couche d'argile silteuse sommitale ne contient pas de foraminifères.

La concentration de chlore passe d'entre 200 et 400 mg/L dans la séquence turbiditique inférieure à entre 800 et 1 000 mg/L dans la séquence à salinité élevée. Dans la séquence à lamination parallèle, elle diminue de bas en haut, passant d'entre 600 et 700 mg/L à 300 mg/L; elle est inférieure à 200 mg/L dans la couche d'argile silteuse sommitale. Le carbone non carbonaté n'est pas décelable dans les deux unités inférieures; sa concentration augmente pour à peine dépasser le seuil de détection, puis passe à entre 0,3 et 0,4 % dans l'unité à lamination parallèle supérieure, et dépasse 2,0 % dans l'unité argilo-silteuse supérieure. La zone turbiditique de base et la zone de transition à la discordance sont riches en carbonate.

Figure 65. a) Bathymétrie et b) types de sédiments du lac Deschênes. 1 = carotte n° 1; 2 = carotte n° 2. SLA = sédiments à lamination acoustique.

75°47' + 45°33'

76°15' + 45°33'



Les paires d'éléments qui présentent des affinités géochimiques dans le substratum rocheux, soit Cr-Ni et Zn-Pb, donnent des courbes de concentration pratiquement identiques dans les carottes. Cela porte à croire que la resédimentation de débris du substratum rocheux broyés par la glace est la cause première de la signature géochimique des divers ensembles sédimentaires. L'effet géochimique local est peu important.

Interprétation

Les carottes et les enregistrements sismiques du lac Deschênes semblent fournir des données qui permettent d'interpréter la paléogéographie de la vallée supérieure de l'Outaouais (p. ex., Teller, 1985; Lewis et Anderson, 1989). Plusieurs auteurs avancent que l'eau de fonte évacuée du Lac glaciaire Agassiz et le débit normal sortant des Grands Lacs d'amont ont emprunté la vallée de l'Outaouais avant de se jeter dans la Mer de Champlain.

Compte tenu de ce modèle général de l'évolution du réseau hydrographique dans la vallée de l'Outaouais, la succession suivante d'événements est inférée des diverses données géologiques, géophysiques, géochimiques et micropaléontologiques recueillies au lac Deschênes :

1) Les couches chaotiques basales sont le produit d'un inféroflux de densité venant des conduits à la base du front glaciaire en retrait qui se trouvait dans 100 m d'eau (voir la figure 56c). Les sédiments se sont accumulés dans les dépressions les plus profondes; c'est pourquoi ils sont plus épais (carotte 2) près de l'axe de la vallée préglaciaire que sur les versants (carotte 1, fig. 65). La stratification déformée, la forte teneur en sable, les concentrations peu élevées de chlore, la présence d'espèces de foraminifères vivant en milieu à faible salinité et la

faible densité des tests de foraminifères dans les carottes sont attribuables à une sédimentation rapide et à des conditions glaciaires proximales.

- 2) Des conditions marines plus distales ont pris de l'importance au fur et à mesure que le glacier s'est retiré du bassin. Puisque le relèvement isostatique était très peu marqué et que les courants étaient faibles, il y a eu accumulation de sédiments à grain fin. Des concentrations plus élevées de chlore, une faune capable de tolérer des milieux très salins, une densité élevée de tests de foraminifères, des teneurs en sable peu élevées et des concentrations faibles de carbone non carbonaté confirment l'existence de conditions caractéristiques d'une mer libre.
- 3) La discordance acoustique au sommet de la séquence marine du lac Deschênes est le résultat de l'érosion provoquée par le débit accru d'eau douce sortant des Grands Lacs d'amont et du Lac glaciaire Agassiz et se jetant dans le bras nord-ouest profond de la Mer de Champlain. Cette discordance marque une transition nette entre les assemblages fauniques de milieux à salinité élevée et ceux de milieux à faible salinité. Elle recoupe des lamines acoustiques de la séquence sédimentaire précédente de milieu à salinité élevée. Les concentrations de carbone organique (non carbonaté) augmentent et celles du chlore commencent à diminuer au-dessus de cette discordance.
- 4) La séquence à lamination acoustique parallèle marque la réapparition de conditions estuariennes normales dans le nord-ouest de la Mer de Champlain. Cette réapparition de conditions estuariennes est attribuable au détournement temporaire, dans le réseau du fleuve Mississippi, de l'eau s'écoulant du Lac Agassiz et des Grands Lacs d'amont, détournement provoqué par la réavancée des

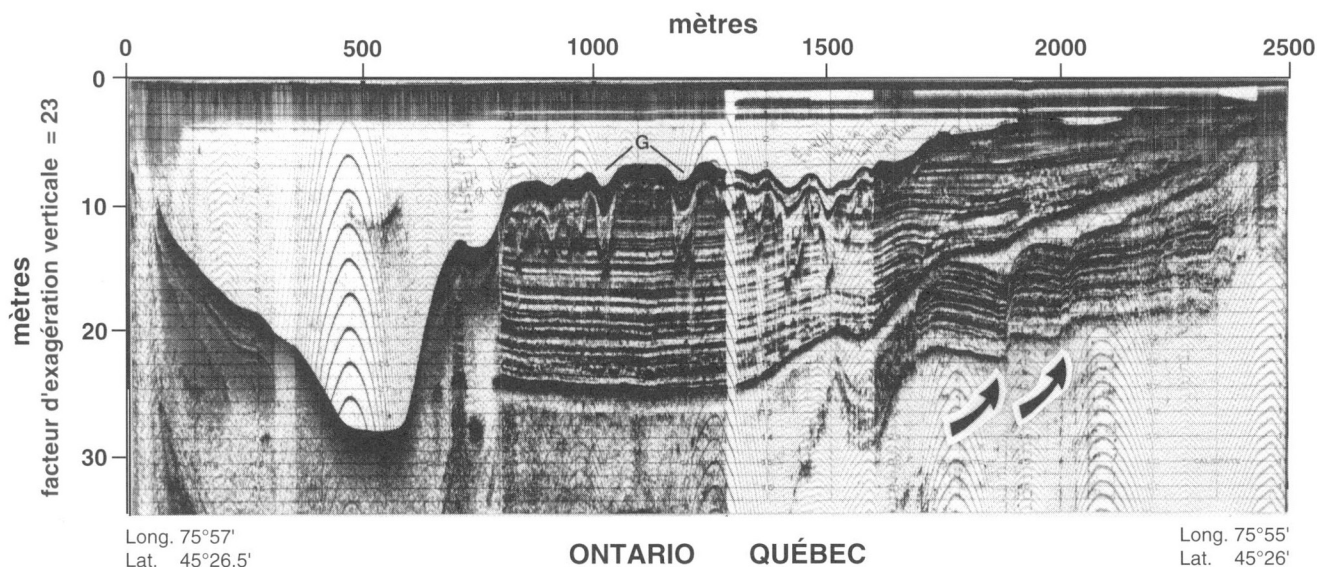


Figure 66. a) Profil transversal typique du centre du bassin du lac Deschênes. Les flèches indiquent des flexures prononcées dans les sédiments déposés sur des affleurements de calcaire paléozoïque. À noter la discordance angulaire qui sépare la séquence supérieure à lamination parallèle et la séquence inférieure massive à laminée; G = ravins.

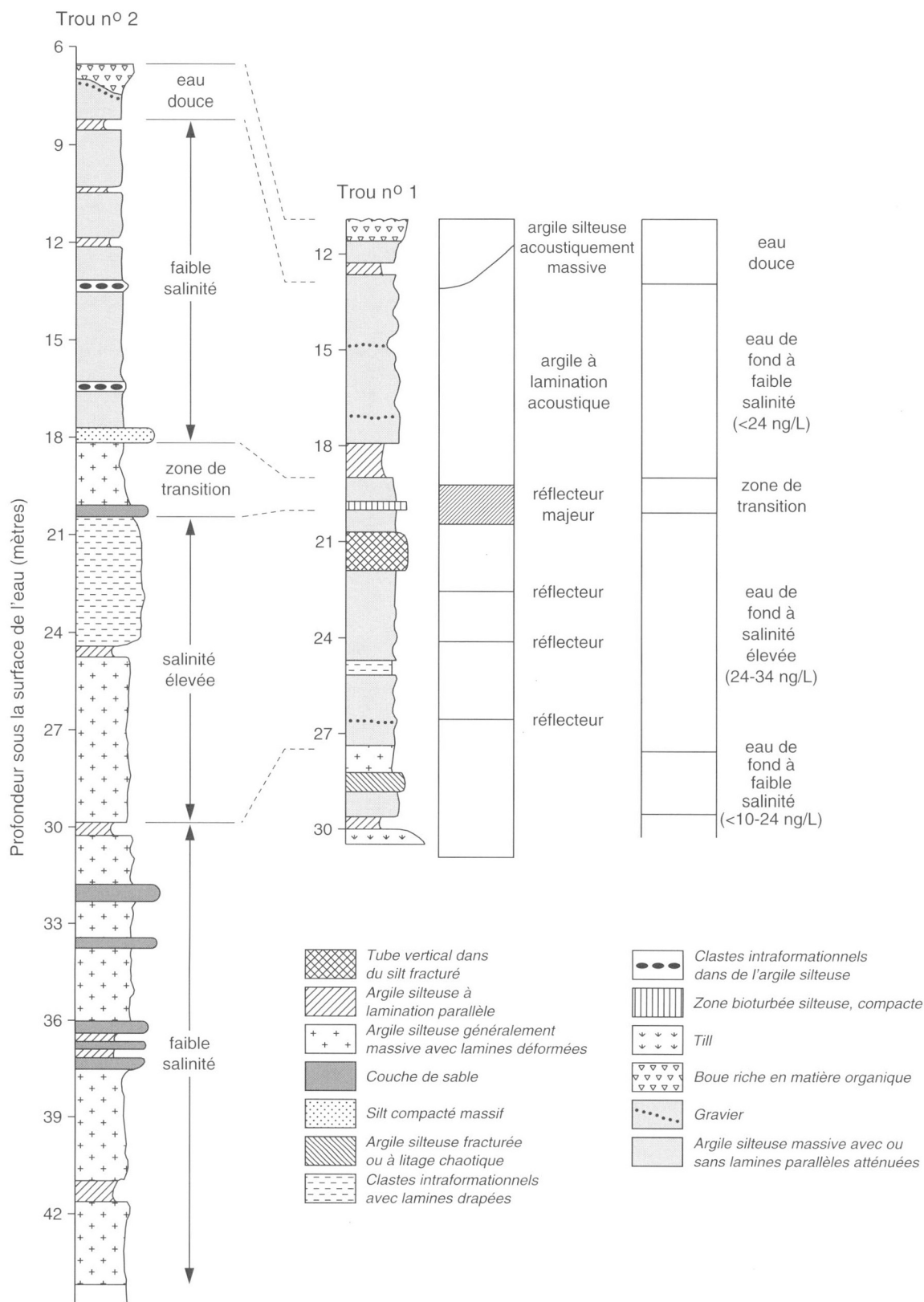


Figure 66. b) Diagraphies des sédiments, carottes n° 1 et 2.

glaces (réavancée de Marquette) dans le bassin du lac Supérieur. L'assemblage de foraminifères caractéristiques d'un milieu à faible salinité que l'on trouve dans l'unité à lamination parallèle indique la présence d'une plus grande quantité d'eau douce. Le relèvement isostatique a fait pénétrer un plus grand volume d'eau douce dans le bassin du lac Deschênes que la phase marine antérieure, lorsque les rives et les embouchures de rivière étaient plus éloignées. L'accroissement des concentrations de carbone non carbonaté et la réduction des concentrations de chlore attestent également des apports accrus d'eau douce.

- 5) À la suite du retrait des glaces après l'événement de Marquette, la reprise de l'écoulement en provenance du Lac Agassiz et des Grands Lacs d'amont a modifié la sédimentation estuarienne. Dans la partie moins profonde du lac Deschênes, cette phase d'érosion a eu des effets plus marqués que la troncature modérée du premier événement de débordement. Les sédiments à grain fin ont été enlevés du chenal de la rivière des Outaouais, et ils ne forment actuellement que des placages à des endroits abrités par les hauteurs voisines du substratum rocheux. Dans le chenal principal du lac Deschênes, une fosse d'érosion, dont la profondeur dépasse 50 m à son extrémité supérieure et baisse à moins de 3 m à l'île Aylmer, a été entaillée dans les sédiments marins là où ils sont en contact avec le substratum escarpé. Bien que ridés par des ravins qu'ont creusés les paléocourants forts (fig. 66), les sédiments du chenal principal entre les baies

Constance et Shirleys ont été largement conservés; ils forment la banquette qui borde actuellement la fosse de Deschênes sur le côté nord-est du chenal.

- 6) Le relèvement isostatique a mis fin au débordement de la phase de Nipissing. La Mer de Champlain se trouvait loin à l'est d'Ottawa, et le substratum rocheux des rapides Deschênes a retenu l'eau dans le lac Deschênes qui a atteint son niveau et sa forme actuels. Les sédiments à grain fin que l'on trouve dans ce tronçon proviennent vraisemblablement de tributaires qui ont érodé les sédiments marins épais qui affleuraient. Étant donné que ces sédiments recouvrent les surfaces affouillées et que le chenal principal a un gradient inverse dans le centre du lac Deschênes, il faut conclure que les courants modernes ne sont pas responsables de l'affouillement de la surface. Même les dunes hydrauliques que l'on trouve dans la partie amont du lac remontent vraisemblablement à ces périodes de débit accru. Leur taille n'est pas compatible avec les faibles courants qui déposent actuellement des sédiments dans tout le reste du lac Deschênes. Le tiers inférieur du lac Deschênes, à l'est de l'île Aylmer, a été balayé de tous ses sédiments marins, probablement lors du dernier événement de débordement; son fond se compose actuellement d'une surface rocheuse ondulée que recouvre de l'argile silteuse d'eau douce dont l'épaisseur va de 0 à 5 m, déposée après le débordement.

Le lac Deschênes offre une occasion unique de réunir des types disparates de données géoscientifiques que l'on peut utiliser pour une reconstitution paléogéographique du réseau hydrographique des Grands Lacs primitifs.

☑ ARRÊT N° 18 Assemblage esker-chapelets-cônes alluviaux, Lanark

George Gorrell

SNRC 31F/1, UTM 300500

Le site de Lanark se situe au nord-est de Perth. On peut s'y rendre facilement par la route 7 menant à Perth. Aux feux de circulation du côté ouest de cette ville, tourner à droite (direction nord) sur la route 511 et rouler jusqu'à Lanark. À l'intersection en T, tourner à droite et continuer sur environ 3 km. La carrière en question est la deuxième carrière en exploitation sur le côté nord (gauche) de la route.

À 3 km au nord-est de Lanark, on trouve un complexe formé d'un esker unique, de crêtes et de chapelets multiples, et d'une série de crêtes et de cônes alluviaux (fig. 67). Ce complexe affleure dans un dépôt de sable et de gravier en exploitation

dans lequel se trouvent des coupes sédimentaires spectaculaires. Les structures sédimentaires, les faciès, les liens stratigraphiques, l'érosion du substratum rocheux et la variabilité des paléocourants indiquent que le complexe doit sa formation à une combinaison de l'hydraulique des eaux de fonte et de la position de la marge glaciaire (Gorrell et Shaw, 1991).

L'esker forme une crête escarpée à direction nord qui a 1,85 km de longueur et environ 8 m de hauteur. Sa largeur varie de 70 à 130 m, le segment le plus étroit se trouvant au nord. Il s'élargit vers le sud, où il tourne brusquement vers le sud-ouest, puis vers le sud-est.

Le complexe esker-chapelets a une direction nord-est et couvre une superficie d'environ 900 m sur 300 m. L'esker principal, qui serpente entre quatre chapelets, atteint au plus

30 m de hauteur et 60 m de largeur. Les relevés sismiques montrent que l'esker est centré sur un chenal creusé dans le substratum rocheux. Des dépressions séparent les chapelets, qui sont rattachés à l'esker par de petites crêtes. Tous les modelés de ce complexe ont des parois raides.

Le complexe esker-cônes alluviaux a une direction nord-est; sa longueur est d'environ 1,5 km et sa largeur varie de 0,75 km, au nord-est, à 2 km, au sud-ouest. Les cônes alluviaux, tout comme les chapelets, bordent la crête d'esker principale. Le relief varie considérablement mais est généralement plus adouci que celui du complexe esker-chapelets.

L'esker

En vue de faciliter la discussion, on présente un modèle du réseau de l'esker à la figure 68.

Lorsque la région était englacée et que la fonte des glaces a commencé, l'eau de fonte circulait uniquement dans de petits conduits entaillés dans le substratum rocheux sous-jacent. Ces conduits, appelés chenaux de Nye (Nye, 1973), abondent sur le fond de la carrière. Leur profondeur peut atteindre 7 m mais, comme ils sont comblés principalement de blocs de grande taille et qu'ils sont étroits et, partant, difficiles à creuser, ils sont difficiles à examiner.

Aux endroits où le centre du chenal est visible, il est couvert de formes sculptées (formes en S) (Kor et al., 1991). Ces formes deviennent de plus en plus petites, ce qui porte à croire que, du moins au début de leur formation, lorsque la capacité de l'eau de fonte de garder un chenal ouvert dans la glace (chenaux de Röthlisberger, ou chenaux R) était limitée, l'eau de fonte ne circulait que dans les chenaux entaillés dans le substratum (chenaux N; voir Nye, 1973; Walder et Hallet, 1979). Au fur et à mesure que le volume de l'eau de fonte à la base du glacier a augmenté suffisamment pour excéder la pression géostatique et la déformation de la glace, les chenaux R se sont formés sur les chenaux N. Le dépôt de sédiments sur les lits des chenaux R a d'abord réduit la superficie transversale de ces chenaux, ce qui a accru la vitesse d'écoulement à débit constant. Cette vitesse accrue de l'eau a accru la fonte de la glace, ce qui a entraîné l'expansion de la conduite vers le haut à partir du chenal N, par un processus qui ressemble à la croissance des cavernes.

Trois unités de gravier sont reconnues dans l'esker. L'unité inférieure dans le chenal N se compose de blocs et d'une matrice très fine. Vient ensuite du gravier plurimodal dont les axes a sont transversaux et les axes b sont inclinés vers l'amont. Cette trame du gravier indique que les clastes ont été transportés par roulement sous la forme d'une charge de fond (Rust, 1972; Johansson, 1976).

Aux endroits où elle est présente, l'unité supérieure se compose de gravier plurimodal dont les axes a tendent, de façon aléatoire à très légère, à être parallèles et inclinées vers l'amont. La disposition des sédiments ressemble à celle des graviers désorganisés de turbidites (Walker, 1975) et au faciès des «couches glissées» décrit par Saunderson (1977). L'unité a vraisemblablement été déposée par des écoulements hyperconcentrés.

L'esker et les chapelets

Les chapelets sont de petites buttes allongées dont la hauteur varie de 15 à 25 m et la largeur, de 120 à 150 m. Ils se situent près des coudes de l'esker auquel ils sont rattachés par de courtes crêtes (fig. 67). Des dépressions escarpées les séparent les uns des autres. La partie proximale des chapelets se compose de cailloutis et de graviers à galets massifs et grossièrement stratifiés; leurs sédiments deviennent plus fins en aval et passent à des successions comportant du sable grossier granoclassé et massif, du sable moyen grossièrement stratifié, du sable moyen à stratification oblique et du sable fin à lamination oblique. Ces couches sont empilées sans aucune organisation verticale préférentielle. Les failles sont fréquentes dans toute la succession et, dans quelques cas, on peut observer des plis déversés de grande taille.

Les failles et les gros plis déversés portent à croire que le dépôt avait un appui latéral et qu'il s'est formé sous la glace et dans des cavités, comme le montre le schéma à la figure 69.

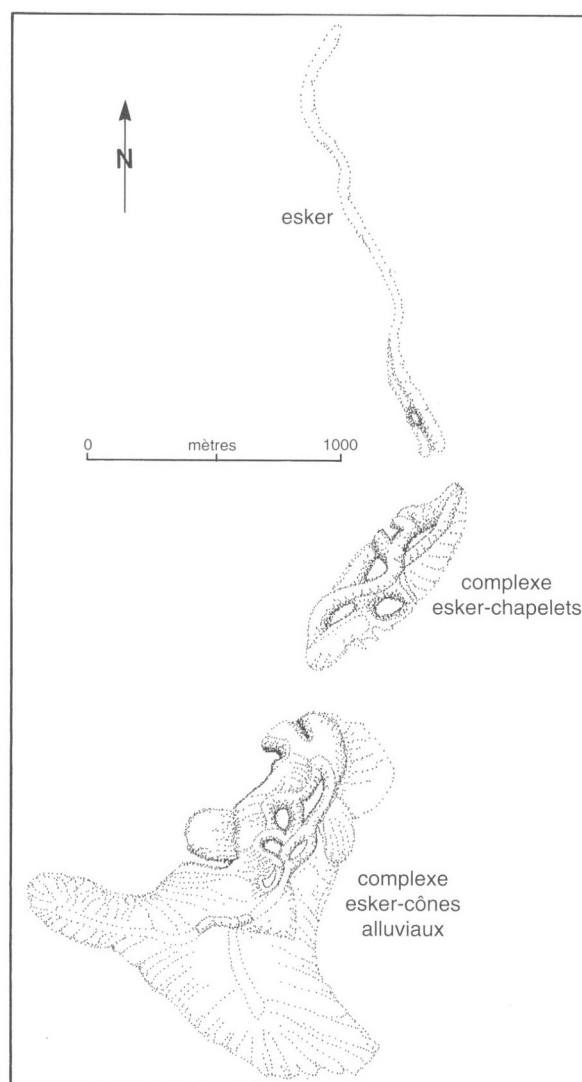


Figure 67. Complexes de modelés et de sédiments à Lanark, arrêt n° 18 (tiré de Gorrell et Shaw, 1991).

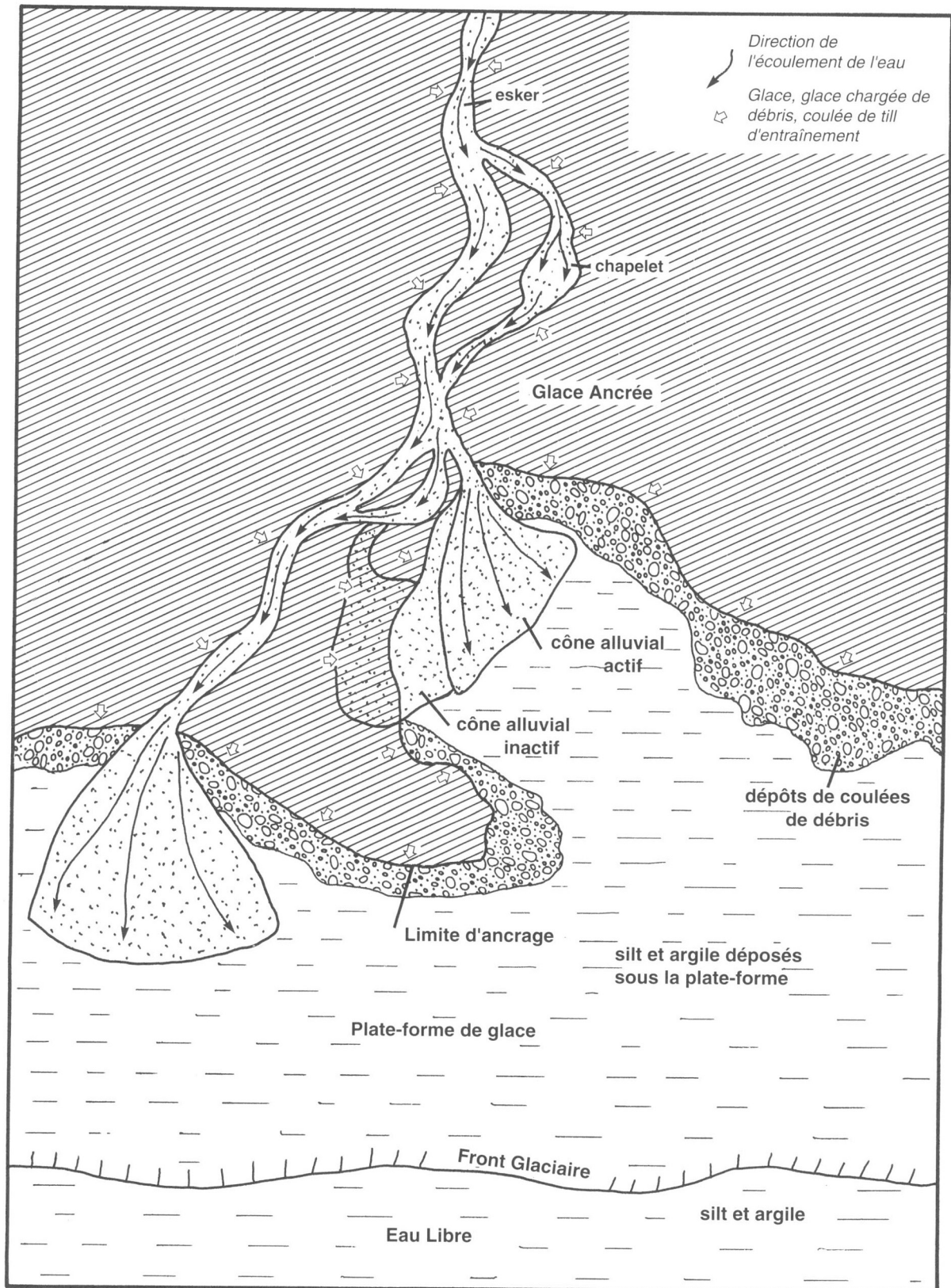


Figure 68. Reconstitution du milieu de sédimentation du complexe de Lanark (tiré de Gorrell et Shaw, 1991).

La taille des grains diminue brusquement de la partie proximale à la partie distale du chapelet, ce qui pourrait indiquer qu'il y a eu baisse rapide de la compétence dans la cavité, ou encore transport différentiel de sédiments grossiers et fins attribuable à un alluvionnement rapide.

Le complexe esker-cônes alluviaux

La morphologie du complexe esker-cônes alluviaux est plus complexe et plus subtile que celle de l'esker ou des chapelets. Un esker anastomosé avec de petites crêtes convergentes et divergentes traverse le complexe de cônes alluviaux (fig. 68). Ces crêtes renferment des séquences sédimentaires à granoclassement normal allant de sables massifs grossiers à moyens à des sables fins à lamination oblique (fig. 69). Nombre de ces séquences renferment des clastes arrachés, des figures de charge et des structures en flamme près de leur base. Les séquences sédimentaires portent à croire que les écoulements ont commencé brusquement et que leur puissance a diminué graduellement.

Les cônes alluviaux sont adjacents à l'esker principal (fig. 67 et 68). La plupart de leurs sédiments sont beaucoup plus fins que ceux de l'esker. La granulométrie et la structure sédimentaire changent radicalement vers l'aval. Les sédiments de la partie proximale des cônes comportent des séquences épaisses de sable grossier et de gravier moyen à granoclassement normal et inverse. À de nombreux endroits, on peut voir des faisceaux de galets et de cailloux à granoclassement normal, à larges interstices et sans matrice. Leurs succèdent en aval des marques d'affouillement de grande taille aux parois pratiquement verticales, qui sont comblées de sable moyen massif ou à stratification diffuse. Viennent ensuite des dunes dans lesquelles est préservée une stratification de face amont; ces dunes sont recouvertes de sable fin à lamination oblique et de couches planes, massives et granoclassées de sable à grain moyen dans la zone médiane du cône alluvial. La zone distale du cône comporte des unités sédimentaires composites épaisses qui présentent des laminations obliques de rides chevauchantes avec des morphologies de fond entières (supercritiques).

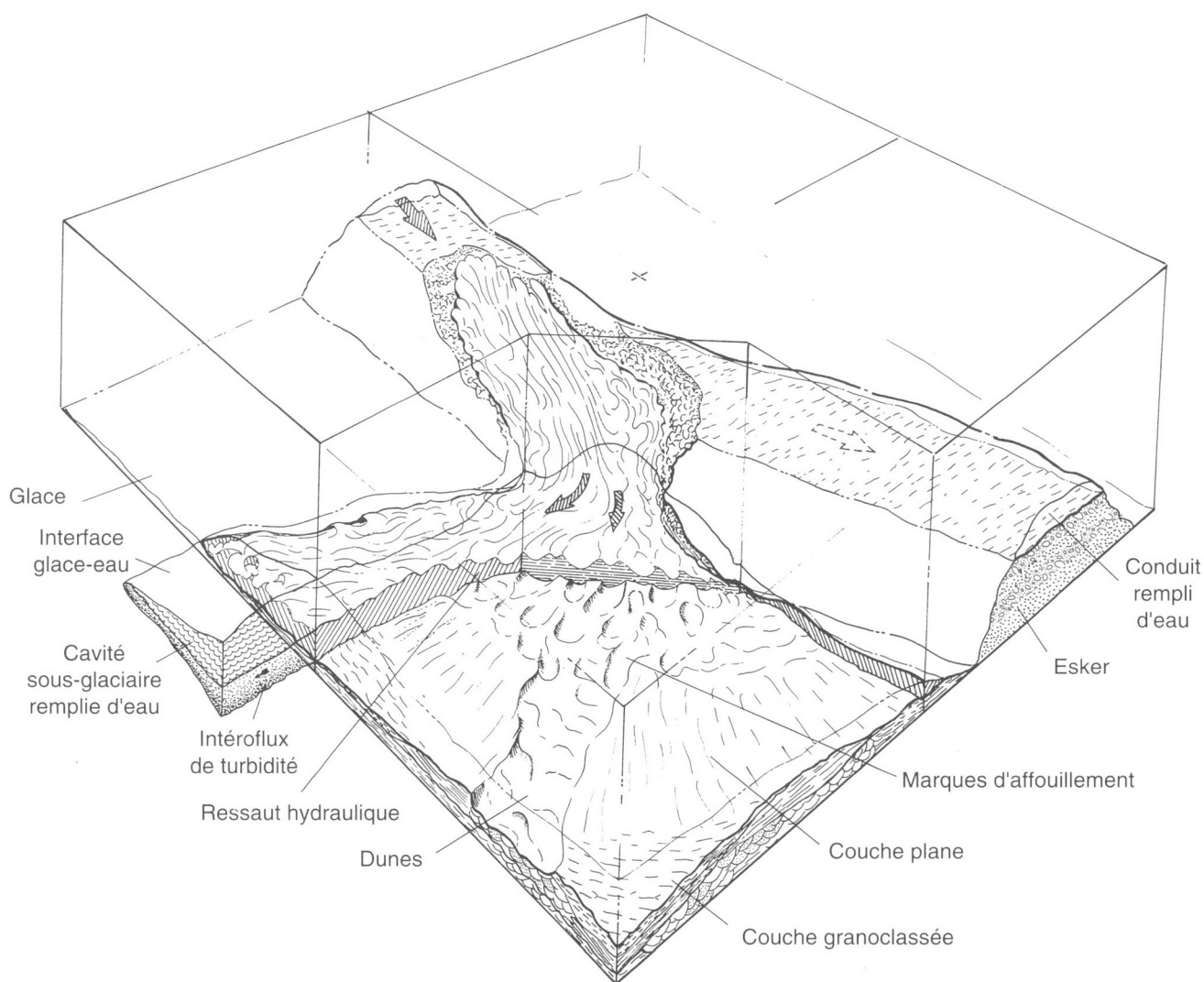


Figure 69. Interprétation schématique de la formation des cônes alluviaux de Lanark (tiré de Gorrell et Shaw, 1991).

À en juger par les séquences sédimentaires, les cônes alluviaux sont le produit de nombreux événements d'écoulement. Ces événements ou des fluctuations survenues au cours d'eux ont donné naissance à de nombreuses séquences sédimentaires distinctes à granoclassement normal. Dans la partie proximale du cône alluvial, les marques d'affouillement de grande taille aux parois abruptes qui sont comblées de

sable massif ou de sable à stratification diffuse ont vraisemblablement été érodés et comblés à proximité de ressauts hydrauliques dans des courants de turbidité hyperconcentrés. Ces courants de turbidité ont pris naissance sous la forme de jets submergés sortant d'un tunnel glaciaire submergé (fig. 69) situé à la limite d'ancrage d'une petite plate-forme proglaciaire (fig. 68).

☑ ARRÊT N° 19 Champ de drumlins de Peterborough

David Sharpe

SNRC 31D/8, UTM 205095

Emplacement A : Prendre la route 7 en direction est jusqu'à la route 34, puis tourner vers le sud en direction de Keene (environ 15 km). Rouler vers l'est puis vers le sud sur le chemin Lakeview jusqu'à une gravière située à environ 5 km à l'est du village. Se présenter à M. Loucks, Highlandview Farms, au sud de la carrière.

Emplacement B : Revenir à la route 7 et rouler vers l'est sur 2 km jusqu'à une carrière appartenant à M. Hoekstra, sur le côté sud de la route. Se présenter à l'exploitant de la carrière.

Le champ de drumlins de Peterborough (Gravenor, 1957), qui repose sur du calcaire du Paléozoïque, compte environ 10 000 drumlins et couvre une superficie de 900 km (fig. 2). Il a une orientation nord-est et se trouve en grande partie au nord de la Moraine d'Oak Ridges; toutefois, à l'est, il semble reposer sous la moraine (fig. 70), qui est une crête composée de séquences épaisses de sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres (Duckworth, 1979). Certains éléments du site peuvent représenter le passage de champ à la Moraine d'Oak Ridges (vallées-tunnels et eskers), mais il est clair que les drumlins sont plus vieux que la moraine (voir l'arrêt n° 20).

Certains des drumlins du champ de Peterborough comportent des noyaux découpés de calcaire, couverts de diamictons peu épais; d'autres se composent de sédiments préexistants triés ou non, qui sont par endroits «sculptés» des sédiments lacustres (Gravenor, 1957). Les crêtes de sable et de gravier au nord de la Moraine d'Oak Ridges ont également été sculptées en drumlins (Gravenor, 1957), mais leurs sédiments ne sont pas déformés (Sharpe, 1987). Bien que la majeure partie des affleurements dans les drumlins révèlent la présence de till (Gravenor, 1957; Shaw et Sharpe, 1987a), la forme même des drumlins pourrait être le produit de

l'érosion fluvioglaciaire (Shaw et Sharpe, 1987b) ou de l'érosion par déformation sous-glaciaire (selon Boyce et Eyles, 1991).

Le champ de drumlins de Peterborough comporte de petits sous-champs de fuseaux allongés et, moins souvent, des formes paraboliques qui se présentent principalement en groupes ou en ensembles. Des rainures longues et étroites se rencontrent sur le sommet des drumlins et sur les hautes terres entre les drumlins (Shaw et Sharpe, 1987b); elles forment généralement des queues-de-rat sur les hauteurs amont (f, fig. 71). À certains endroits, des marques en croissant ou des dépressions sont bien en vue sur le côté amont de ces hauteurs (s, fig. 71).

Le drumlin du lac Rice (emplacement A, fig. 70)

Des coupes dans une gravière abandonnée mettent au jour 10 m de sédiments dans un drumlin de 20 m de hauteur (Shaw et Sharpe, 1987a). Ces sédiments ne présentent aucun signe de déformation, de plissement ou de chevauchement; ils se composent entièrement de sable et de gravier triés, sans diamicton. Les 5 m supérieurs comportent de gros faisceaux obliques de sable caillouteux de type tabulaire que tronque un chenal comblé de sable à lamination oblique de rides, ce qui indique un paléocourant à écoulement vers le sud-ouest. À certains endroits, des couches silteuses couronnent les strates ondulées.

Interprétation

Gravenor (1957) a cartographié le champ de drumlins de Peterborough et a reconnu que les crêtes étaient constituées de moraine de kame; il a souligné la nature triée des matériaux plutôt que la forme même des drumlins. Des auteurs avancent que certains drumlins du champ sont le produit de l'érosion fluvioglaciaire à la base du glacier et du comblement qui a eu lieu au fur et à mesure que les sédiments ont été piégés dans ces zones par suite de l'expansion de l'écoulement (Sharpe,

1987). Toutefois, il est impossible de démontrer l'existence d'un lien entre les sédiments de remplissage et la forme des drumlins. Les crêtes pourraient être le produit de crues sous-glaciaires qui ont affouillé le paysage et sculpté les drumlins d'érosion (Shaw et Sharpe, 1987b); toutefois, elles pourraient également constituer des morphologies de fond qui se sont développées dans les vastes vallées-tunnels de la région (p. ex., Shaw et Gilbert, 1990; Shaw et Gorrell, 1991).

La carrière Hoekstra (emplacement B, fig. 70)

Dans les coupes mesurées de la carrière Hoekstra, on voit qu'il y a passage vers le haut du gravier à du sable et à des sédiments à grain fin; ces matériaux sont couverts et interstratifiés de diamicton finement stratifié à massif (Sharpe, 1987; Shaw et Sharpe, 1987a). Les sédiments principaux sont

du gravier, du sable, des rythmites de silt et d'argile et des diamictons; un faciès bréchiq ue recoupe les couches au-dessus de la séquence de gravier. Les couches inférieures de gravier comportent généralement une matrice de silt argileux. Les contacts entre les sédiments des drumlins sont progressifs. Les couches sont généralement intactes; en outre, elles pourraient être concordantes avec les drumlins, ce qui n'est toutefois pas le cas pour certaines couches à fort pendage.

Un vaste ensolem ent se rencontre au centre des couches affleurantes; on y voit des sédiments riches en diamicton sur les flancs et des sédiments rythmiques dans la dépression (Sharpe, 1987). Les rythmites se composent d'unités de silt et d'argile à granoclassement normale (de 2 à 20 mm) au sein d'environ 14 cycles granoclassés plus épais (épaisseur de 0,2 à 0,5 m). Ces cycles comportent du sable à leur base avec de

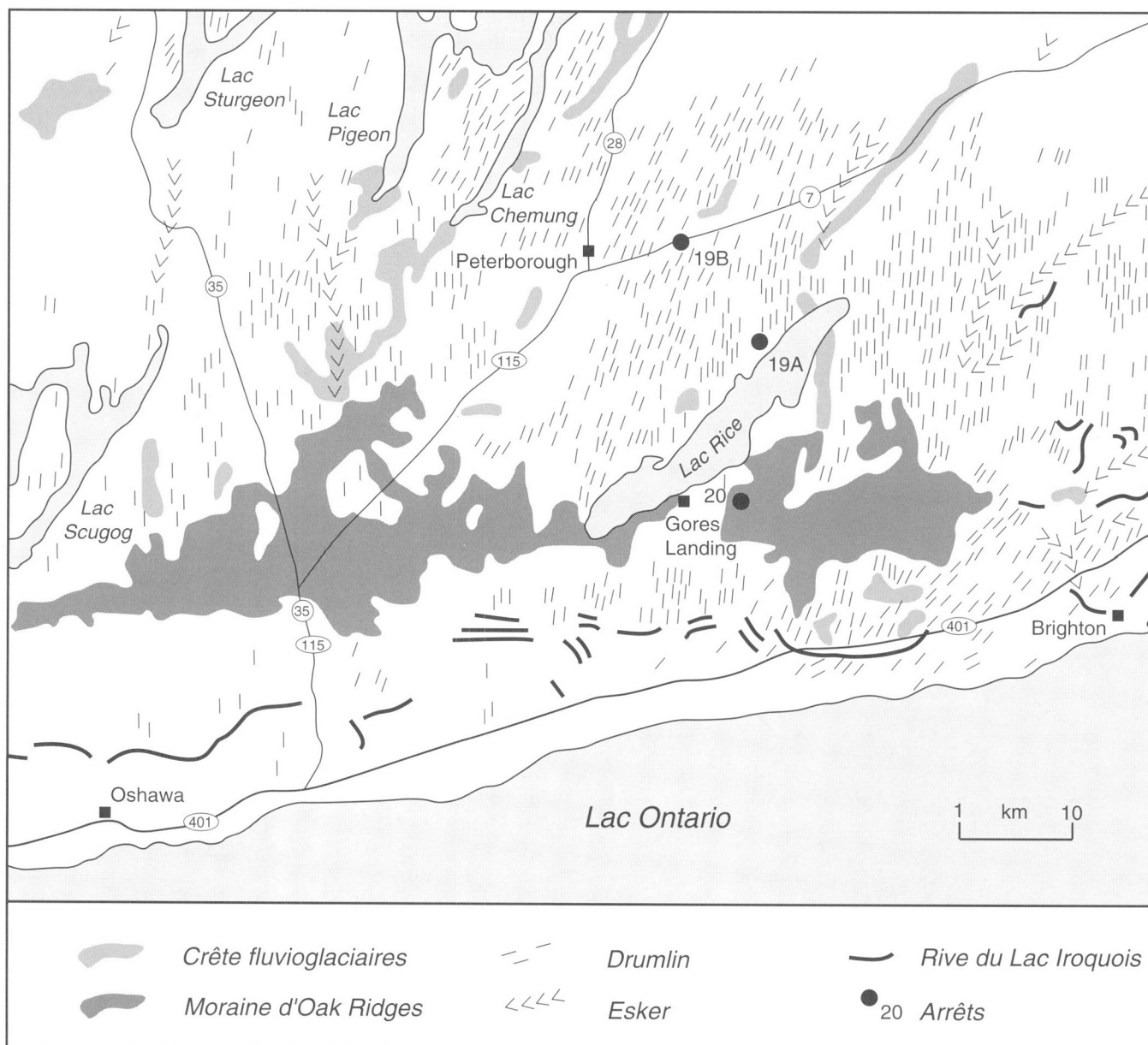


Figure 70. Carte de la partie est de la Moraine d'Oak Ridges montrant les formes de relief près des arrêts n^{os} 19 et 20.

rare ridges (paléoécoulement vers le sud-ouest) et ils sont recouverts de 2 cm d'argile. Les diamictons reposent sur les rythmites et y sont interstratifiés (Sharpe, 1987).

Les rythmites contiennent des fragments arrachés, des clastes de diamicton et des nodules d'argile-silt. On y trouve quelques plis et des failles normales mineures, notamment près des dykes clastiques et des structures diapiriques qui sont juste au-dessus des couches de gravier. Des couches intactes bordent ces structures de déformation qui sont donc synsédimentaires.

À l'extrémité sud de la carrière, de nouveaux affleurements font voir plusieurs faisceaux de 1 à 2 m de grandeur composés de sable et de sable graveleux granoclassés à stratification oblique ou faiblement inclinée et à texture polymodale et bimodale. Certains faisceaux se composent de gravier et de boue. La séquence forme un vaste dépôt arqué ou ce qui pourrait être une macroforme. Des sédiments plus fins (voir ci-dessus) sont drapés dans le creux à côté de la macroforme. Ces couches sont peut-être similaires à des dépôts polymodaux et bimodaux (arrêts nos 1 et 11) et pourraient indiquer des morphologies de fond en migration dans un flux sous-glaciaire ou juxta-marginal à haute énergie.

Interprétation

Les sédiments des drumlins semblent témoigner de l'accumulation presque continue de gravier, de sable et de rythmites renfermant des interstrates de diamicton et de sédiments triés. Les couches de gravier grossier et le sable massif indiquent un écoulement à haute énergie, tandis que la matrice boueuse des couches de gravier atteste un milieu de sédimentation subaquatique. Du sable massif a été déposé en suspension par des écoulements de turbidité à haute énergie ou par des écoulements en masse hyperconcentrés.

Les rythmites ont été déposées dans les dépressions à la surface du sable et du gravier et représentent un cycle d'une durée annuelle ou plus courte.

Les sédiments des drumlins de la carrière Hoekstra ne présentent aucun indice de moulage ou de déformation par la glace chevauchante. Il peut y avoir eu une certaine déformation au-dessus de la séquence interstratifiée de diamicton et de couches triées, mais le lit du glacier n'a transmis aucune contrainte importante aux sédiments inférieurs. L'absence de déformation s'explique donc par l'érosion passive des sédiments des drumlins (Shaw et Sharpe, 1987b).

Analyse

Dans les modèles d'érosion proposés pour la formation des drumlins, on fait appel à l'enlèvement de sédiments épais entre les drumlins, que ce soit par «sculpture» par le diamicton sous-glaciaire déformant (Boyce et Eyles, 1991), ou par érosion par l'écoulement sous-glaciaire de l'eau de fonte (Shaw et Sharpe, 1987b). La marge glaciaire proposée pour la période de sculpture du till se trouve au sud de la Moraine d'Oak Ridges et au nord du lac Ontario (Boyce et Eyles, 1991). Malheureusement, on ne trouve aucune séquence épaisse de sédiments à cet endroit ou dans les bassins adjacents (Lewis et al., 1992). Les crues sous-glaciaires accompagnées d'écoulements turbulents expliquent toutefois les marques en croissant, les drumlins et les rainures superposées ou queues-de-rat (Shaw et Sharpe, 1987b; Shaw et Gilbert, 1990). Des inondations en nappe ont vraisemblablement enlevé les sédiments bien au-delà de la marge glaciaire au sud des Grands Lacs; toutefois, au fur et à mesure que ces inondations ont donné lieu à des chenaux-tunnels, les sédiments ont pu se déposer dans la Moraine d'Oak Ridges.

☑ ARRÊT N° 20 Moraine d'Oak Ridges

George Gorrell et David Sharpe

SNRC 31D/1, UTM 280905

À Bewdley, sur la route 28 au sud-est du lac Rice, tourner en direction est sur la route de comté passant par Gores Landing et Harwood, et rouler vers l'est sur 2 km jusqu'à la propriété Harden and King (Wimpy Minerals). L'arrêt se trouve dans la partie est de la Moraine d'Oak Ridges, au sud du lac Rice, dans le canton de Haldiman, concessions 8 et 9, lots 30-33 (fig. 71). S'adresser au gestionnaire de la carrière pour avoir accès aux lieux.

La Moraine d'Oak Ridges est une vaste crête constituée principalement de sédiments fluvioglaciaires; elle a une orientation est-ouest et se prolonge sur 150 km au nord du lac Ontario. Elle

chevauche le champ de drumlins de Peterborough, comme en témoignent des drumlins qui sont pratiquement enfouis sous des sédiments morainiques. Plusieurs vallées-tunnels de grande taille (lacs Scugog, Pigeon, Chemung, Rice, etc., fig. 70) recoupent les drumlins et pénètrent dans le côté nord de la moraine. La nature et l'origine de la Moraine d'Oak Ridges font actuellement l'objet de recherches, et l'on examinera brièvement ces questions dans le cadre de l'étude du segment est de la moraine.

Près de cet arrêt, la moraine comporte trois modelés en biseau (fig. 72). Chacun s'élargit vers le sud et son apex se situe à l'embouchure d'une vallée-tunnel.

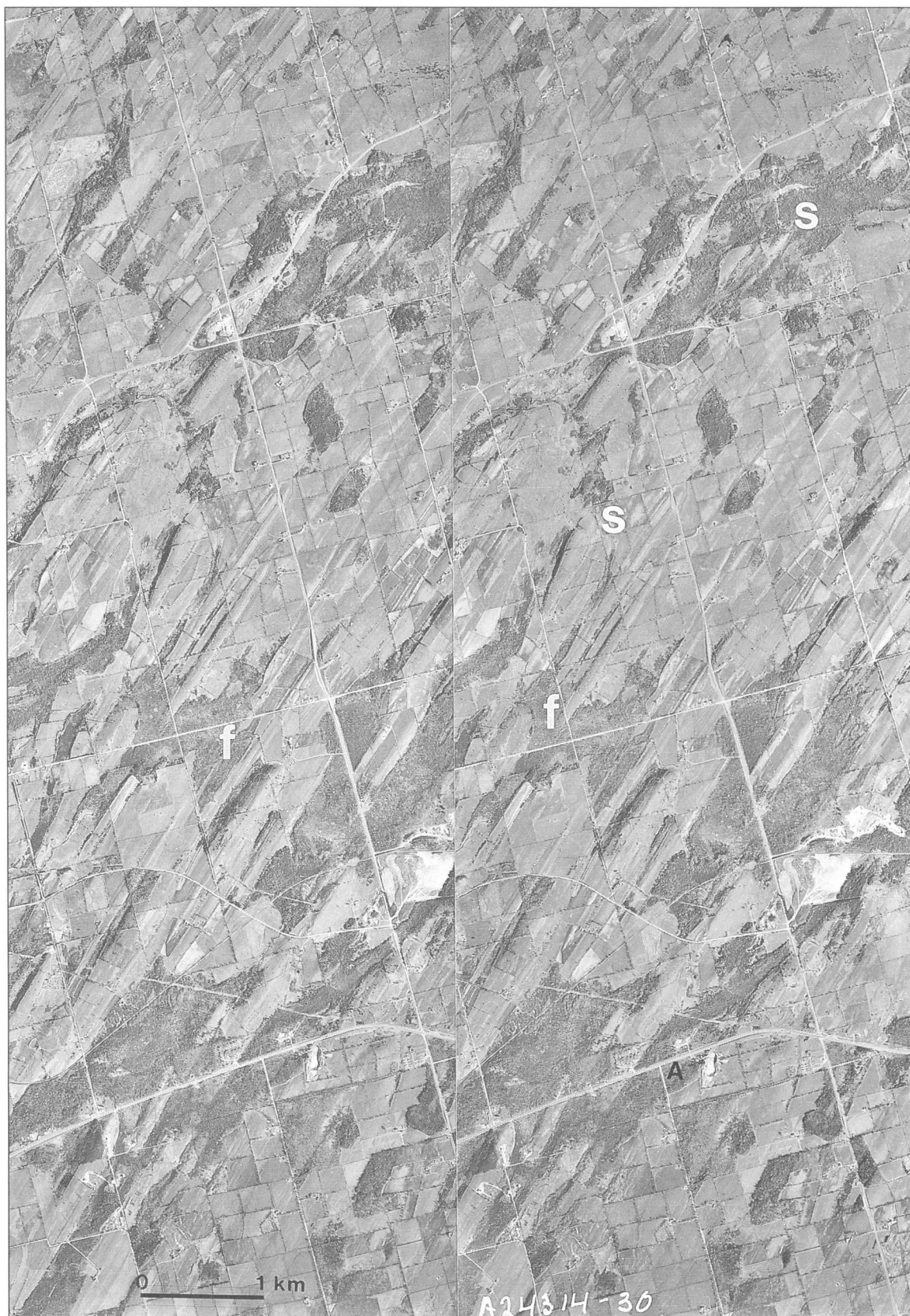


Figure 71. Couple stéréoscopique montrant les drumlins de Peterborough près de l'arrêt n° 19b (A). À noter les marques en croissant (s) et les rainures longues et étroites (f).

Une série de petites vallées-tunnels pénétrant dans la moraine renferme une séquence de modelés de transition (fig. 72). À plus de 5 km au nord de la moraine, les vallées-tunnels contiennent des eskers et des cônes alluviaux. Plus près de la moraine, les eskers s'élargissent et forment des remblais de vallée qui ressemblent à des cônes d'épandage fluvio-glaciaire. Ces remblais se transforment progressivement vers le haut, passant de vastes nappes de gravier à des faisceaux épais à stratification oblique de rides. Ils passent vers le sud à une série de vastes modelés profilés, à environ 3 km au nord de la moraine.

À l'arrêt, les formes profilées se rencontrent dans les vallées-tunnels aux endroits où elles se confondent avec la Moraine d'Oak Ridges. Ces formes profilées ont au moins 20 m de hauteur et entre 50 et 200 m de longueur, et elles donnent de vastes crêtes en forme de larme orientée vers le sud. Elles se composent de sable et de gravier partiellement masqués par des nappes de sédiments plus fins qui pourraient être l'équivalent distal des sédiments plus grossiers de remblai de vallée reconnus au nord. Il pourrait également s'agir de sédiments déposés pendant des périodes tranquilles après la formation de la moraine.

À l'endroit où les vallées-tunnels et la moraine se rencontrent en aval, on trouve des dunes de gravier et de sable moyens à grossiers qui couronne à de nombreux endroits une mince couche de diamicton. Les lamines de la face amont des dunes sont préservées, ce qui porte à croire que les taux de sédimentation étaient élevés et que la sédimentation de la charge en suspension a été très importante. D'après les diagraphies de sondage, les dunes enfouies ont au moins 60 m d'épaisseur et se composent entièrement de ces sédiments triés. Aux endroits où ces formes perdent leur définition dans la moraine, les sédiments triés qu'elles contiennent présentent des structures de déformation, notamment des figures de charge et des dykes fluidisés.

Une série de vallées plus petites se trouve sur le côté sud de la moraine. La répartition des morphologies de fond dans les vallées du sud reflète celle des vallées-tunnels au nord de la moraine. Des formes profilées se rencontrent très près de la moraine. Elles se transforment graduellement vers l'aval en remblais de vallée qui, à leur tour, passent à des eskers et à des cônes alluviaux.

Interprétation

Comme on l'a indiqué à l'arrêt n° 19, les drumlins, qui reposent sous la crête morainique et les reliefs de transition présents dans la vallée-tunnel, pourraient avoir été formés par l'érosion de sédiments existants déposés par des écoulements en nappe (Shaw et Sharpe, 1987b; Shaw et Gilbert, 1990). Selon une autre explication, des sédiments déformants pourraient avoir érodé les drumlins (Boyce et Eyles, 1991), mais cette hypothèse ne concorde pas avec les indices tirés des vastes chenaux-tunnels et des morphologies de fond qui leur sont associées.

Les vallées-tunnels représentent des lambeaux d'érosion laissés par des débâcles sous-glaciaires (Barnett, 1990; Shaw et Gorrell, 1991). Une grande partie des sédiments érodés sont

passés par les chenaux tandis que d'autres ont emprunté le secteur de la moraine actuelle jusqu'à des chenaux sur le côté sud. La diminution du débit a entraîné le dépôt de sédiments dans les vallées-tunnels, ce qui a vraisemblablement produit les formes profilées analogues aux morphologies de fond du ruisseau Trout (voir l'arrêt n° 1; Shaw et Gorrell, 1991). Des lobes de 4 à 5 km de longueur et pouvant atteindre jusqu'à 6 km de largeur (fig. 72) se sont formés aux endroits où les vallées-tunnels se confondent avec les sédiments des cônes alluviaux subaquatiques de la Moraine d'Oak Ridges.

La sédimentation à l'intérieur des principales vallées-tunnels a vraisemblablement entravé l'écoulement; toutefois, à d'autres endroits, l'écoulement a pu être dévié autour des cônes. Il est également possible qu'une érosion survenue plus tard soit à l'origine des vallées qui recoupent la moraine. À une plus grande échelle (fig. 71), la Moraine d'Oak Ridges a pu prendre naissance sous la forme d'une série de cônes alluviaux de plus grande taille formés aux endroits où la convergence des vallées-tunnels entraîne une augmentation du débit (Sharpe et Cowan, 1990, p. ex.).

La plupart des interprétations de l'origine de la Moraine d'Oak Ridges reconnaissent l'existence d'un appui glaciaire au nord et au sud de la crête; toutefois, l'observation ci-dessus quant à la ressemblance avec les morphologies de fond des chenaux-tunnels au nord et au sud de la moraine laisse penser que les vallées-tunnels et les dépôts dans les chenaux ont une origine sous-glaciaire à cet endroit. Certains chenaux-tunnels pourraient être plus anciens que la moraine, mais la similarité des morphologies de fond dans les chenaux-tunnels au nord et au sud de la moraine porte à croire que la sédimentation a été contemporaine de la formation de la moraine.

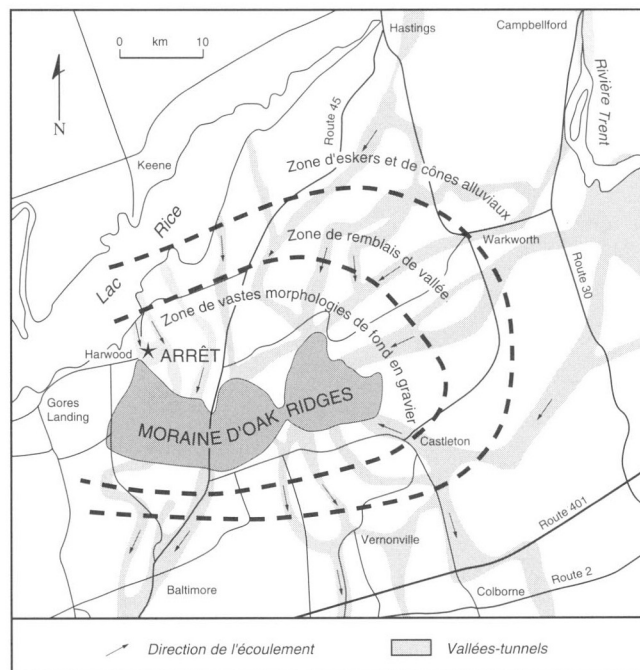


Figure 72. Diagramme montrant les vallées-tunnels au nord et au sud de la Moraine d'Oak Ridges et les formes de relief de transition emboîtées.

RÉFÉRENCES

- Allen, J.R.L.**
1971: Transverse erosional marks of mud and rock: their physical basis and geological significance; *Sedimentary Geology*, v. 5, p. 167-185.
1982: *Sedimentary structures: their character and physical basis*; Volume 2. Elsevier, Amsterdam, 663 p.
- Anderson, T.W.**
1989: Vegetation changes over 12 000 years; *Geos*, v. 18, no. 3, p. 39-47.
- Anderson, T.W. and Lewis, C.F.M.**
1985: Postglacial water-level history of the Lake Ontario basin; in *Quaternary Evolution of the Great Lakes*, (ed.) P.F. Karrow and P.E. Calkin; Geological Association of Canada, Special Paper 30, p. 231-253.
- Anderson, T.W., Matthews, J.V., Jr., Mott, R.J., and Richard, S.H.**
1990: The Sangamonian Pointe-Fortune site, Ontario-Québec border; *Géographie physique et Quaternaire*, v. 44, p. 271-287.
- Andrews, J.T.**
1970: Present and postglacial rates of uplift for glaciated northern and eastern North America derived from postglacial uplift curves; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 7, p. 703-715.
- Andrews, J.T. and Peltier, W.R.**
1989: Quaternary geodynamics in Canada; in *Quaternary Geology of Canada and Greenland*, (ed.) R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, no. 1, p. 541-572.
- Ashmore, P.E.**
1982: Laboratory modelling of braided stream morphology; *Earth Surface Processes*, v. 7, p. 201-225.
- Ashton, G.D. and Kennedy, J.F.**
1972: Ripples on underside of river ice covers; *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, v. HY 9, p. 1603-1624.
- Baker, V.R.**
1978: Large-scale erosional and depositional features of the Channelled Scabland; in *The Channelled Scabland*, (ed.) V.R. Baker and D. Nummedal; National Aeronautics and Space Administration, Washington, p. 81-115.
- Baker, V.R. and Pickup, G.**
1986: Flood geomorphology of the Katherine Gorge, Northern Territory, Australia; *Geological Society of America, Bulletin*, v. 98, p. 635-646.
- Barnett, P.J.**
1988: History of the northwestern arm of the Champlain Sea; in *The Lake Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*, (ed.) N.R. Gadd; Geological Association of Canada, Special Paper 35, p. 25-36.
1990: Tunnel valleys: evidence of catastrophic release of subglacial meltwater, central-southern Ontario Canada; (abstract with program) in *Northeastern Section, Geological Society of America, Syracuse, New York*, p. 3.
- Barnett, P.J., Cowan, W.R., and Henry, A.P.**
1991: Quaternary geology of Ontario, southern sheet; Ontario Geological Survey, Map 2556, scale 1:1 000 000.
- Beak Consultants Ltd.**
1988: Bay of Quinte Remedial Action Plan. An evaluation of persistent toxic contaminants in the Bay of Quinte ecosystem; Report prepared for Bay of Quinte Remedial Action Plan, Toronto, 47 p.
- Boulton, G.S.**
1974: Processes and patterns of glacial erosion; in *Glacial geomorphology*, (ed.) D. Coates; State University of New York, Binghamton, New York, p. 41-87.
1978: Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis; *Sedimentology*, v. 25, p. 773-799.
1987: A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation; in *Drumlin Symposium*, (ed.) J. Menzies and J. Rose; Balkema, Rotterdam, p. 25-80.
- Boyce, J.I. and Eyles, N.**
1991: Drumlins formed by deforming till streams below the Laurentide ice sheet; *Geology*, v. 19, p. 787-790.
- Brebner, A. and LeMehaute, B.**
1961: Wind and waves at Coburg, Lake Ontario; Civil Engineering Report No. 19; Queen's University, Kingston, Ontario, 44 p.
- Bretz, J.H.**
1969: The Lake Missoula floods and the channelled scabland; *Journal of Geology*, v. 77, p. 505-543.
- Busch, W.-D., Kanelslug, N.R., and McCullough, G.**
1989: Water-level criteria for Great Lakes wetlands. Summary; *Wetlands Workshop*, January 1989, Buffalo, New York, 59 p.
- Catling, P.M.**
1985: Description and analysis of the vascular flora of the Cataraqui marsh area; Agriculture Canada, Technical Bulletin, 1985-7E.
- Chapman, L.J.**
1975: The physiography of the Georgian Bay-Ottawa Valley Area of Southern Ontario; Ontario Division of Mines, Geoscience Report 128, 33 p.
- Chapman, L.J. and Putnam, D.F.**
1966: The physiography of southern Ontario (second edition); University of Toronto Press, 386 p.
1972a: Physiography of the south central portion of southern Ontario; Ontario Department of Mines and Northern Affairs, Map 2226, scale 1:253 440.
1972b: Physiography of the eastern portion of southern Ontario; Ontario Department of Mines and Northern Affairs, Map 2227, scale 1:253 440.
- Clark, R.H. and Persoage, N.P.**
1970: Some implications of crustal movement in engineering planning; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 7, p. 628-633.
- Cohen, S.J.**
1986: Impacts of CO₂-induced climatic change on water resources in the Great Lakes basin; *Climate Change*, v. 8, p. 135-153.
- Coleman, A.P.**
1936: Lake Iroquois. Forty-fifth Annual Report of the Ontario Department of Mines; v. XLV, pt. VII, p. 1-36.
- Creasy, D.E.J.**
1981: In-situ evaluation of contaminant attenuation and remobilization properties of organic sediments; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 346 p.
- Crowder, A., Dushenko, W.T., Greig, J., and Poland, J.**
1989: Metal contamination in sediments and biota of the Bay of Quinte, Lake Ontario, Canada; *Hydrobiologia*, v. 188/189, p. 337-343.
- Dahl, R.**
1965: Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in northern Nordland, Norway; *Geografiska Annaler*, v. 47(A), p. 83-140.
- Dalrymple, R.W. and Carey, J.S.**
1990: Water-level fluctuations in Lake Ontario over the last 4000 years as recorded in the Cataraqui River lagoon, Kingston, Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 1330-1338.
- Damiani, V. and Thomas, R.L.**
1974: The surficial sediments of the Big Bay section of the Bay of Quinte, Lake Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 11, p. 1562-1576.
- David, P.P.**
1988: The coeval eolian environment of the Champlain Sea episode; in *The Lake Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*, (ed.) N.R. Gadd; Geological Association of Canada, Special Paper 35, p. 291-305.
- Dreimanis, A., Hamilton, J.P., and Kelly, P.E.**
1987: Complex subglacial sedimentation of Catfish Creek till at Bradville, Ontario, Canada; in *Tills and Glaciotectonics*, (ed.) J.J.M. Van Der Meer; Balkema, Rotterdam, p. 73-89.
- Duckworth, P.**
1979: The lake depositional history of the western end of the Oak Ridges Moraine, Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 16, p. 1094-1107.
- Dushenko, W.T.**
1990: Physical and chemical factors affecting nearshore aquatic vegetation in the Bay of Quinte, Lake Ontario; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 238 p.
- Dyke, A.S. and Prest, V.K.**
1987: Paleogeography of northern North America, 18 000-5000 years ago; Geological Survey of Canada, Map 1703A, scale 1:12 500 000.
- Edwards, T.W.D., and McAndrews, J.H.**
1989: Paleohydrology of a Canadian Shield lake inferred from ¹⁸O in sediment cellulose; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, p. 1850-1859.
- Ellis, C.J. and Ferris, N.**
1990: The archaeology of southern Ontario to A.D. 1650; Ontario Archaeology Society, Occasional Publication 5, London, 570 p.

- Environment Ontario**
1991a: Site rehabilitation reduces arsenic loading to Moira River; Environment Ontario, Information sheet, 2 p.
1991b: Zwick's Island Landfill, Environmental Investigation; Environment Ontario, Toronto, 37 p.
- Ernsting, J.**
1976: Reconstruction of the development of Presqu'île tombolo through statistical analysis of sediment-size distributions; B.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 86 p.
- Eyles, N.**
1987: Late Pleistocene depositional systems of Metropolitan Toronto and their engineering and glacial geologic significance; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1009-1021.
- Finamore, P.F.**
1985: Glacial Lake Algonquin and the Fenelon Falls outlet; in Quaternary Evolution of the Great Lakes, (ed.) P.F. Karrow and P.E. Calkin; Geological Association of Canada, Special Paper 30, p. 125-132.
- Flint, J.E., Dalrymple, R.W., and Flint, J.J.**
1988: Stratigraphy of the Sixteen Mile Creek lagoon, and its implications for Lake Ontario water levels; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 1175-1183.
- Floryan, J.M. and Saric, W.S.**
1982: Stability of Taylor-Görtler vortices in boundary layers; Journal of the American Institute of Aeronautics and Astronautics, v. 20, p. 316-324.
- Frape, S.K.**
1979: Interstitial waters and bottom sediment geochemistry as indicators of ground water seepage; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 323 p.
- Freeman, E.B.**
1979: Geological highway map, southern Ontario; Ontario Geological Survey, Map 2441, scale 1:800 000.
- French, H.M. and Hanley, P.T.**
1975: Post Champlain Sea drainage evolution near Pembroke, Upper Ottawa Valley; The Canadian Geographer, v. 19, p. 149-158.
- Fulton, R.J. (ed.)**
1987: Quaternary geology of the Ottawa region and guides for day excursions; XII INQUA Congress, National Research Council of Canada 27536, Ottawa, 125 p.
- Fulton, R.J. and Richard, S.H.**
1987: Chronology of late Quaternary events in the Ottawa region, in Quaternary Geology of the Ottawa region, Ontario and Quebec, (ed.) R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, Paper 86-23, p. 24-30.
- Gadd, N.R.**
1980: Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1439-1452.
1988: The late Quaternary development of the Champlain Sea basin; Geological Association of Canada, Special Paper 35, 312 p.
- Gilbert, R.**
1990: Evidence for the subglacial meltwater origin and late Quaternary lacustrine environment of Bateau Channel, eastern Lake Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 27, p. 939-945.
- Gilbert, R. and Leask, S.M.**
1981: Factors affecting marl deposition in Knowlton Lake, southeastern Ontario; Journal of Great Lakes Research, v. 7, p. 286-289.
- Gilbert, R. and Shaw, J.**
1992: Glacial and early postglacial lacustrine environment of a portion of northeastern Lake Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, p. 63-75.
- Gilbert, R., Handford, K.J., and Shaw, J.**
1992: Ice scours in the sediments of glacial Lake Iroquois, Prince Edward County, eastern Ontario; Géographie physique et Quaternaire, v. 46, p. 189-194.
- Goldthwait, R.P.**
1979: Giant grooves made by concentrated basal ice streams; Journal of Glaciology, v. 23, p. 297-307.
- Gorrell, G.A. and Shaw, J.**
1991: Deposition in an esker, bead and fan complex, Lanark, Ontario; Sedimentary Geology, v. 72, p. 285-314.
- Grass, J.D.**
1983: Ice scour and ice ridging studies in Lake Erie; International Association for Hydrologic Research Ice Symposium, Hamberg, Germany, p. 33-43.
- Gravenor, C.P.**
1957: Surficial geology of the Lake Simcoe area, Ontario; Geological Survey of Canada, Memoir 355, 201 p.
1975: Erosion by continental ice sheets; American Journal of Science, v. 275, p. 594-604.
- Greig, J.**
1989: Distribution of selected elements in substrates, plants and snails from marshes in the Bay of Quinte, Ontario; M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 133 p.
- Greig, J., Dushenko, W.T., and Crowder, A.**
1989: Contaminants in biota and sediments in shoreline habitats of the Bay of Quinte, Ontario; Environments Research, Technology Transfer Conference, Environment Ontario, Conference Proceedings, v. I, p. 292-301.
- Guillet, G.R.**
1969: Marl in Ontario; Ontario Department of Mines, Industrial Mineral Report 28, Toronto, Ontario, 137 p.
- Hallet, B.**
1981: Glacial abrasion and sliding: their dependence on the debris content of glacial ice; Annals of Glaciology, v. 2, p. 23-28.
- Henderson, E.P.**
1966: Surficial geology, Gananoque — Wolfe Island, Ontario; Geological Survey of Canada, Map 13-1965, scale 1:63 360.
1967: Surficial geology of the St. Lawrence River, Kingston to Prescott; Guidebook. Geology of parts of Eastern Ontario and Western Quebec, Kingston, Geological Association of Canada, p. 199-207.
- Henderson, P.J.**
1988: Sedimentation in an esker system influenced by bedrock topography near Kingston, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 987-999.
- Hewitt, D.F.**
1969: Geology and scenery Peterborough, Bancroft and Madoc area; Ontario Department of Mines, Geological Guide Book No. 3, 118 p.
- Hjulström, F.**
1935: Morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris; Bulletin of the Geological Institute of the University of Upsala, v. 25, p. 221-527.
- Holden, E.L.**
1988: Drumlins and drumlin formation in the Quinte Drumlin Field: the formation of the proto-drumlin related to differential stress over an irregular nonhomogeneous bed; M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 155 p.
- Iseya, F. and Ikeda, H.**
1987: Pulsations in bedload transport rates induced by longitudinal sediment sorting: a flume study using sand and gravel mixtures; Geografiska Annaler, v. 69(A), p. 227-253.
- Jenness, S.E. (ed.)**
1967: Guidebook, geology of parts of eastern Ontario and western Quebec; Geological Association of Canada, 346 p.
- Johansson, C.E.**
1976: Structural studies of frictional sediments; Geografiska Annaler, v. 58(A), p. 201-300.
- Karrow, P.F.**
1967: Pleistocene geology of the Scarborough area; Ontario Department of Mines, Geological Report 46, 108 p.
- Karrow, P.F., and Occhietti, S.**
1989: Quaternary geology of the St. Lawrence Lowlands of Canada; in Quaternary geology of Canada and Greenland, (ed.) R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1, p. 319-389.
- Kaszycki, C.A.**
1987: A model for glacial and proglacial sedimentation in the Shield terrane of southern Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2373-2391.
- Kehew, A.E. and Lord, M.L.**
1987: Glacial lake outbursts along the mid-continent margins of the Laurentide ice sheet; in Catastrophic Flooding, (ed.) L. Mayer and D. Nash; Allen and Unwin, Boston, p. 95-120.
- Kor, P., Shaw, J., and Sharpe, D.R.**
1991: Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Georgian Bay, Ontario: a regional view; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 27, p. 623-642.
- Law, J.**
1989a: The Geomorphology of Presqu'île Provincial Park; Presqu'île Research Station Technical Publication No. 9, Faculty of Environmental Studies, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 62 p.

- Law, J.** (cont.)
 1989b: The Sandbanks Dune/Bay Barrier Complex Prince Edward County, Morphology and Change over the past 1200 years; Ph.D. thesis, University of Waterloo, 210 p.
 1990: Seasonal Variations in Coastal Dune Form; Proceedings of Canadian Symposium on Coastal Sand Dunes, Guelph, 1990, p. 69-88.
- Lewis, C.F.M. and Anderson, T.W.**
 1989: Oscillations of levels and cool phases of the Laurentian Great Lakes caused by inflows from glacial Lakes Agassiz and Barlow-Ojibway; *Journal of Paleolimnology*, v. 2, p. 99-146.
 1991: Stable isotope (O and C) and pollen trends in eastern Lake Erie, evidence for a locally-induced climatic reversal of Younger Dryas age in the Great Lakes basin; *Climate Dynamics*, v. 6, p. 241-250.
- Lewis, C.F.M., Hutchinson, D.R., and Hund, G.E.**
 1992: Reconnaissance seismostratigraphy of Lake Ontario sediments; (abstract) in *International Association for Great Lakes Research, 35th Conference*; Waterloo, Ontario, p. 56.
- Leyland, J.G. and Mihychuk, M.**
 1980: Quaternary Geology of the Trenton — Consecon Area; Ontario Geological Survey, Geological Series Preliminary Map P2586, scale 1:50 000.
- Locat, J. and Chagnon, J.-Y.**
 1989: Geological hazards in central and eastern Canada; in *Quaternary Geology of Canada and Greenland*, (ed.) R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1, p. 723-729.
- Løken, O.H. and Leahy, E.J.**
 1964: Small moraines in southeastern Ontario; *Canadian Geographer*, v. 8, p. 10-21.
- Martini, I.P. and Kwong, J.K.P.**
 1985: Nearshore sediments of Lake Ontario with special reference to the Presqu'île-Wellington Bay area; Ontario Geological Survey, Open File Report 5557, 99 p.
- McCarthy, F.G. and McAndrews, J.W.**
 1988: Water levels in Lake Ontario 4230-2000 BP: evidence from Grenadier Pond, Toronto, Canada; *Journal of Paleolimnology*, v. 1, p. 99-113.
- McKenzie, D.I.** (ed.)
 1990: Quaternary environs of Lakes Erie and Ontario; Escart Press, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 265 p.
- Minns, C.K., Hurley, D.A., and Nicholls, K.H.** (ed.)
 1986: Project Quinte: Point-source Phosphorus Controls and Ecosystem Response in the Bay of Quinte, Lake Ontario; Canadian Special Publication on Fisheries and Aquatic Science, 270 p.
- Mirynech, E.**
 1962: The Pleistocene geology of the Trenton-Campbellford map area, Ontario; Ph.D. thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario, 225 p.
- Mudroch, A. and Capobianco, J.A.**
 1980: Impact of past mining activities on aquatic sediments in Moira River Basin, Ontario; *Journal of Great Lakes Research*, v. 6, p. 121-128.
- Muller, E.H. and Prest, V.K.**
 1985: Glacial lakes in the Ontario basin; in *Quaternary Evolution of the Great Lakes*, (ed.) P.F. Karrow and P.E. Calkin; Geological Association of Canada, Special Paper 30, p. 213-229.
- Murray, E.A.**
 1988: Subglacial meltwater erosional marks in the Kingston, Ontario, Canada, region: Their distribution form and genesis; M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 171 p.
- Naldrett, D.L.**
 1991: Varves of eastern glacial Lake Iroquois; Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Program with Abstracts, p. A89.
- Nye, J.F.**
 1973: Water at the bed of a glacier; in *Symposium on the Hydrology of Glaciers*; International Association for Scientific Hydrology, Cambridge, v. 95, p. 189-194.
- Ongley, E.D.**
 1973: Sediment discharge from Canadian basins into Lake Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 10, p. 146-157.
- Osborne, B.S. and Swainson, D.**
 1988: Kingston. Building on the Past; Ontario Butternut Press, Westport, 381 p.
- Pair, D., Karrow, P.F., and Clark, P.U.**
 1988: History of the Champlain Sea in the central St. Lawrence lowland, New York, and its relationship to water levels in the Lake Ontario basin; in *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*, (ed.) N.R. Gadd; Geological Association of Canada, Special Paper, 35, p. 107-123.
- Prest, V.K.**
 1976: Quaternary geology of Canada; in *Geology and Economic minerals of Canada, Part B*, (ed.) R.J.W. Douglas; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No. 1, p. 675-764.
 1983: Canada's heritage of glacial features; Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report 28, 119 p.
- Remedial Action Plan Coordinating Committee**
 1990: Bay of Quinte Remedial Action Plan, Stage 1: Environmental setting and problem definition; Environment Ontario, Environment Canada, Fisheries and Oceans Canada, Ontario Ministry of Natural Resources, and Ontario Ministry of Agriculture and Food, 219 p. and appendices.
- Richard, S.H.**
 1982: Surficial geology, Kempville (31G/4), Ontario; Geological Survey of Canada, Map 1492A, scale 1:50 000.
- Robinson, G.W.**
 1986: Water quality in the Bay of Quinte, Lake Ontario, before and after reductions in phosphorus loading; in *Project Quinte: Point Source Phosphorus Control and Ecosystem Response in the Bay of Quinte, Lake Ontario*, (ed.) C.K. Minns, D.A. Hurley, and K.H. Nicholls; Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences, v. 86, p. 50-58.
- Roddick, S.L.**
 1970: A study of the marl deposits at Dry Lake near Marlbank, Ontario; M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 124 p.
- Röthlisberger, H.**
 1972: Water pressure in intra- and subglacial channels; *Journal of Glaciology*, v. 11, p. 177-203.
- Rust, B.R.**
 1972: Pebble orientation in fluvial sediments; *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 42, p. 384-388.
 1977: Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: diagnostic criteria for subaqueous outwash; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 14, p. 175-184.
- Rust, B.R. and Romanelli, R.**
 1975: Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada; in *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, (ed.) A.V. Jopling and B.C. McDonald; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23, p. 177-192.
- Sabina, A.P.**
 1968: Rocks and minerals for the collector: Kingston, Ontario to Lac St-Jean, Quebec; Geological Survey of Canada, Paper 67-51, 147 p.
- Sangrey, D.A.**
 1970: Evidence of glacial readvance over soft-layered sediments near Kingston, Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 7, p. 1331-1339.
- Saunderson, H.C.**
 1977: The sliding bed facies in esker sand and gravels: a criterion for full-pipe (tunnel) flow?; *Sedimentology*, v. 24, p. 623-638.
- Sharpe, D.R.**
 1979: Quaternary geology of the Merrickville area, southern Ontario; Ontario Geological Survey, Geoscience Report 180, 54 p.
 1987: The stratified nature of drumlins from Victoria Island and southern Ontario, Canada; in *Drumlin Symposium*, (ed.) J. Menzies and J. Rose; Balkema, Rotterdam, p. 185-214.
 1988: Glaciomarine fan deposition in the Champlain Sea; in *The late Quaternary development of the Champlain Sea basin*, (ed.) N.R. Gadd; Geological Association of Canada, Special Paper 35, p. 63-82.
- Sharpe, D.R. and Cowan, W.R.**
 1990: Moraine formation in northwestern Ontario: product of subglacial fluvial and lacustrine sedimentation; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 1478-1486.
- Sharpe, D.R. and Shaw, J.**
 1989: Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Cantley, Quebec; *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 1011-1020.
- Shaw, J.**
 1987: Glacial sedimentary processes and environmental reconstruction based on lithofacies; *Sedimentology*, v. 34, p. 102-116.

- Shaw, J. (cont.)**
 1988: Subglacial erosion marks, Wilton Creek, Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, p. 1256-1267.
 1989: Drumlins, subglacial meltwater floods, and ocean responses; *Geology*, v. 17, p. 853-856.
- Shaw, J. and Gilbert, R.**
 1990: Evidence for large-scale subglacial meltwater flood events in southern Ontario and northern New York State; *Geology*, v. 18, p. 1169-1172.
- Shaw, J. and Gorrell, G.**
 1991: Subglacially formed dunes with bimodal and graded gravel in the Trenton drumlin field, Ontario; *Géographie physique et Quaternaire*, v. 45, p. 21-34.
- Shaw, J. and Sharpe, D.R.**
 1987a: Drumlins and erosion marks in southern Ontario; XIIth INQUA Congress field excursion C-25, National Research Council of Canada, 17 p.
 1987b: Drumlin formation by subglacial meltwater erosion; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 24, p. 2316-2322.
- Shaw, J., Naldrett, D., and Vreeken, W.**
 1991: The glacial and post-glacial environment of the Kingston area; Unpublished Field Trip Guidebook. Canadian Association of Geographers, Queen's University, Kingston.
- Shoemaker, E.M.**
 1992: Water sheet outburst floods from the Laurentide ice sheet; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 1250-1264.
- Shulmeister, J.**
 1989: Flood deposits in the Tweed Esker (southern Ontario, Canada); *Sedimentary Geology*, v. 65, p. 153-163.
- Sly, P.G.**
 1986: Review of postglacial environmental changes and cultural impacts in the Bay of Quinte; in *Project Quinte*; Point-Source Phosphorus Control and Ecosystem Response in the Bay of Quinte, Lake Ontario, (ed.) C.K. Minns, D.A. Hurley, and K.H. Nicholls; Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Science, v. 86, p. 7-26.
- Smith, H.T.U.**
 1948: Giant glacial grooves in northwest Canada; *American Journal of Science*, v. 246, p. 503-514.
- Sugden, D.E.**
 1976: A case against deep erosion of shields by ice sheets; *Geology*, v. 4, p. 580-582.
- Sugden, D.E. and John, B.S.**
 1976: *Glaciers and Landscape*; Edward Arnold, London, 376 p.
- Tani, I.**
 1962: Production of longitudinal vortices along a curved wall; *Journal of Geophysical Research*, v. 67, p. 3075-3080.
- Teller, J.T.**
 1985: Glacial Lake Agassiz and its influence on the Great Lakes; in *Quaternary Evolution of the Great Lakes*, (ed.) P.F. Karrow and P.E. Calkin; Geological Association of Canada, Special Paper 30, p. 1-16.
- Terasmae, J.**
 1981: Late-Wisconsin deglaciation and migration of spruce into southern Ontario, Canada; in *Geobotany II*, (ed.) C. Romans; Plenum Publishing Company, New York, p. 75-90.
- Terasmae, J. and Miryneck, E.**
 1964: Post-glacial chronology and the origin of deep lake basins in Prince Edward County, Ontario; Publication II, Great Lakes Research Division, University of Michigan, Ann Arbor, Michigan, p. 161-169.
- Tushingham, A.M.**
 1992: Postglacial uplift predictions and historical water levels of the Great Lakes; *Journal of Great Lakes Research*, v. 18, p. 440-455.
- van Dyke, M.**
 1982: *An album of fluid motion*; Parabolic Press, Stanford, California, 176 p.
- Van Heyningen, A.G.**
 1989: Tombolo Development on the Presqu'île Peninsula, Ontario; Presqu'île Research Station Technical Publication No. 6. Faculty of Environmental Studies, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 92 p.
- Vreeken, W.J.**
 1981: Distribution and chronology of freshwater marls between Kingston and Belleville, Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 1228-1239.
- Walder, J. and Hallet, B.**
 1979: Geometry of former water channels and cavities; *Journal of Glaciology*, v. 23, p. 335-346.
- Walker, R.G.**
 1975: Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association; *Geological Society of America, Bulletin*, v. 86, p. 737-748.
- Warwick, W.F.**
 1980: Palaeolimnology of the Bay of Quinte, Lake Ontario: 2800 years of cultural influence; *Canadian Bulletin of Fisheries and Aquatic Sciences, Bulletin* 206, 117 p.
- Webb, T.**
 1982: Temporal resolution in Holocene pollen data; *Third North American Paleontological Convention, Proceedings*, v. 2, p. 569-572.
- Weber, J.N.**
 1958: Recent grooving in lake bottom sediments at Great Slave Lake, Northwest Territories; *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 28, p. 333-341.
- Wetzel, R.G.**
 1983: *Limnology (second edition)*; Saunders College Publishing, Philadelphia, Pennsylvania, 767 p.