

Réseaux reliques de polygones de tourbe, moyenne et basse
Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec

Relict Peat Polygons along the North Shore of the Gulf of St.
Lawrence, Québec

Torfpolygone an der Nordküste der Mündung des Skt Lorenz,
Québec

Jean-Claude Dionne

Volume 37, Number 2, 1983

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/032510ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/032510ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Dionne, J.-C. (1983). Réseaux reliques de polygones de tourbe, moyenne et basse Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37(2), 127–146. <https://doi.org/10.7202/032510ar>

Article abstract

Peat polygons occur at several sites along the middle and lower North Shore of the St. Lawrence, particularly at Blanc-Sablon and at lie Verte and île Nue de Mingan. They are developed in peat carpets, less than 100 cm in thickness, overlying sandy and pebbly beaches of the former Goldthwait Sea. The polygons, 4 to 17 m in width, are separated by large open fissures, 25 to 100 cm wide and up to 190 cm at the intersections, and 75 to 90 cm in depth. The peat, which is dry, compact and woody, is composed of two dominant species, *Empetrum nigrum* and *Ledum groenlandicum*. The mean annual air temperature is about 0.5°C and there is no permafrost today. The polygons patterns are thus relict and similar to those occurring in the continuous permafrost zone, particularly in the Churchill area (Manitoba), on the west coast of Hudson Bay. Of the several hypothesis discussed on the origin of the fissures, ice wedge formation is favored. Radiocarbon dating of the base of the peat carpet at l'île Verte, gave an age less than 2000 year BP, which correlates well with land emergence of the 4 to 8 m levels in the Gulf of St. Lawrence. The maximum age of the peat occurring in the bottom of open fissures is less than 500 years. Therefore, the peat polygons developed during the last millenium and most probably during the Little Ice Age. The peat polygons of the North Shore give evidence of a former permafrost and suggest a mean annual air temperature at the time of about -4°C or less. These relict polygonal patterns suggest that a relatively important climatic fluctuation occurred during historical time in eastern Québec, which correlates well with similar cold periods in northern Québec and even on the high summits of the Gaspé Peninsula.

RÉSEAUX RELIQUES DE POLYGONES DE TOURBE, MOYENNE ET BASSE CÔTE-NORD DU SAINT-LAURENT, QUÉBEC

Jean-Claude DIONNE, Département de géographie et Centre d'études nordiques, université Laval, Sainte-Foy, Québec G1K 7P4.

RÉSUMÉ Sur la moyenne et la basse Côte Nord du Saint-Laurent, notamment à Blanc-Sablon, île Verte et île Nue de Mingan, existent des réseaux de polygones dans des tapis tourbeux de moins de 100 cm d'épaisseur recouvrant des plages sableuses ou caillouteuses de la mer de Goldthwait entre 4 et 8 m d'altitude. À l'île Verte, les polygones mesurent entre 4 et 17 m de côté et sont séparés par des fissures béantes larges de 25 à 100 cm et jusqu'à 190 cm aux intersections, et profondes de 75 à 90 cm. La tourbe sèche, compacte et ligneuse, est composée de deux espèces dominantes, *Empetrum nigrum* et *Ledum groenlandicum*. La température moyenne annuelle de l'air est d'environ 0,5°C et il n'existe pas de pergélisol. Il s'agit de polygones de tourbe reliques présentant les mêmes caractéristiques que ceux des zones de pergélisol continu, notamment dans la région de Churchill (Manitoba), sur la côte ouest de la mer d'Hudson. Des diverses hypothèses évoquées pour expliquer l'origine des fissures, celle impliquant une contraction par le froid avec formation de coins de glace est retenue. Les datations au ¹⁴C obtenues sur la base du tapis organique indiquent un âge inférieur à 2000 ans en accord avec l'âge d'émersion des niveaux de 4 à 8 m dans le golfe du Saint-Laurent. La matière organique tapissant le fond des fissures béantes a donné un âge plus récent que 500 ans. En conséquence, ce réseau s'est développé au cours du dernier millénaire et probablement au cours du Petit Âge glaciaire. Il témoigne de l'existence ancienne de pergélisol dans l'est du Québec et implique des températures moyennes annuelles de l'air de l'ordre de -4°C ou moins. Il met en évidence une fluctuation climatique relativement importante à une époque historique, fluctuation climatique retracée d'ailleurs dans d'autres régions du Québec nordique et les hauts sommets de la Gaspésie.

ABSTRACT *Relict peat polygons along the North Shore of the Gulf of St. Lawrence, Québec.* Peat polygons occur at several sites along the middle and lower North Shore of the St. Lawrence, particularly at Blanc-Sablon and at Île Verte and Île Nue de Mingan. They are developed in peat carpets, less than 100 cm in thickness, overlying sandy and pebbly beaches of the former Goldthwait Sea. The polygons, 4 to 17 m in width, are separated by large open fissures, 25 to 100 cm wide and up to 190 cm at the intersections, and 75 to 90 cm in depth. The peat, which is dry, compact and woody, is composed of two dominant species, *Empetrum nigrum* and *Ledum groenlandicum*. The mean annual air temperature is about 0.5°C and there is no permafrost today. The polygons patterns are thus relict and similar to those occurring in the continuous permafrost zone, particularly in the Churchill area (Manitoba), on the west coast of Hudson Bay. Of the several hypothesis discussed on the origin of the fissures, ice wedge formation is favored. Radiocarbon dating of the base of the peat carpet at Île Verte, gave an age less than 2000 yr BP, which correlates well with land emergence of the 4 to 8 m levels in the Gulf of St. Lawrence. The maximum age of the peat occurring in the bottom of open fissures is less than 500 years. Therefore, the peat polygons developed during the last millenium and most probably during the *Little Ice Age*. The peat polygons of the North Shore give evidence of a former permafrost and suggest a mean annual air temperature at the time of about -4°C or less. These relict polygonal patterns suggest that a relatively important climatic fluctuation occurred during historical time in eastern Québec, which correlates well with similar cold periods in northern Québec and even on the high summits of the Gaspé Peninsula.

ZUSAMMENFASSUNG *Torfpolygone an der Nordküste der Mündung des Skt Lorenz, Québec.* Torfpolygone kommen an verschiedenen Orten der Nordküste des Skt Lorenz vor, besonders bei Blanc Sablon, Île Verte und Île Nue de Mingan. Sie haben sich in Torfteppichen von weniger als 100 cm Dicke entwickelt, die auf den sandigen und steinigen Stränden der ehemaligen Goldthwait See liegen. Die Polygone, 4 bis 17 m in der Weite, sind durch grosse, offene Fissuren getrennt die 25 bis 100 cm breit und bis zu 190 cm an den Kreuzungen, und 75 bis 90 cm tief sind. Der Torf, der trocken, kompakt und holzig ist, besteht aus zwei verschiedenen Arten, *Empetrum nigrum* und *Ledum groenlandicum*. Die jährliche Durchschnitts Lufttemperatur ist ungefähr 0,5°C und es gibt dort heute keinen Dauerfrost. Die Polygonmuster sind also Reliquien und ähnlich denen in Gegenden mit beständigem Dauerfrost, besonders in der Churchill Gegend (Manitoba) und an der Westküste der Hudson Bay. Von den verschiedenen, diskutierten Hypothesen über den Ursprung der Fissuren, werden Frostsprengung und Eiskeile vorgezogen. Die durch Radiokarbon erhaltenen Daten der Base des Torfteppiches auf der Île Verte, ergaben ein Alter von weniger als 2000 Jahren, was mit der Landerhebung von 4 bis 8 m im Golf des Skt Lorenz gut übereinstimmt. Das maximale Alter des Torfes, den man auf dem Boden der offenen Fissuren vorfindet, ist weniger als 500 Jahre. Darum haben sich die Torfpolygone im vergangenen Jahrtausend entwickelt und höchstwahrscheinlich in der *Kleinen Eiszeit*. Die Torfpolygone der Nordküste deuten mit Klarheit auf einen früheren Dauerfrost und schlagen eine jährliche Durchschnitts Lufttemperatur möglicher Weise so hoch wie -4°C. Diese reliquien Polygonmuster zeigen deutlich auf eine verhältnismässig wichtige klimatische Schwankung in historischer Zeit im östlichen Québec.

INTRODUCTION

Les indicateurs de pergélisol constituent un sujet fondamental fort discuté en géomorphologie périglaciaire. Plusieurs formes et phénomènes ont jusqu'à maintenant été reconnus comme indicateurs de conditions froides (WASHBURN, 1979). Toutefois de l'avis de la majorité des spécialistes, quelques formes seulement constituent des indices valables pour affirmer sans aucun doute la présence de pergélisol (BLACK, 1976a; DIONNE, 1976; WASHBURN, 1976). Parmi ces dernières, certaines comme les pases tourbeuses sont souvent entièrement détruites lors de la disparition du pergélisol et deviennent ainsi inutilisables pour reconstituer les paléoclimats froids ou les paléotempératures du sol. De l'avis général, les indicateurs les plus sûrs demeurent les pingos (FLEMAL, 1976), les réseaux polygonaux à fentes de glace (BLACK, 1976b, SVENSSON, 1978), les terrasses de cryoplanation (REGER et PÉWÉ, 1976) et les formes d'éjection rocheuse (DIONNE, 1983). D'autres formes et phénomènes périglaciaires comme les gélisols avec triage (GOLDTHWAIT, 1976) la gélifluxion (BENEDICT, 1976), les glaciers rocheux (WHITE, 1976) les pases minérales (PAYETTE et SEGUIN, 1979; LAGAREC, 1982) et les turbations (JAHN, 1975) renseignent utilement et impliquent habituellement un pergélisol discontinu ou sporadique mais ne peuvent seuls, d'après BLACK (1976a), servir d'indices déterminants.

Les connaissances sur les variations climatiques au Québec et en particulier au Québec méridional, depuis la dernière glaciation, demeurent fort limitées¹. Quelques auteurs ont signalé des fentes de cryoturbation reliques, des réseaux de polygones, des déformations et divers autres phénomènes apparemment d'origine périglaciaire, auxquelles ils donnent des âges variés mais généralement assez anciens. Les uns estiment qu'il y aurait eu un pergélisol sporadique à proximité des fronts glaciaires en récession et en particulier ceux des hautes terres appalachiennes et de Saint-Narcisse; ce qui expliquerait la répartition géographique assez particulière des fentes de cryoturbation au Québec méridional (DIONNE, 1971, 1975). D'autres croient plutôt en un retour du froid peu après l'épisode de Saint-Narcisse ou encore à d'autres périodes froides plus récentes, qui auraient permis la formation de pergélisol, vraisemblablement sporadique, dans plusieurs régions du Québec méridional (GANGLOFF, 1970, 1973, 1981; HAMELIN, 1971; LAGAREC, 1972, 1973, 1979; CAILLEUX, 1973; TURCOTTE-ROY, 1977; BROWN et GANGLOFF, 1980).

Malheureusement, les preuves à l'appui de la plupart des interprétations formulées ne sont pas toujours aussi rigoureuses qu'on le souhaiterait. Certaines ont l'allure de spéculations basées sur des indices fragiles (DIONNE, 1981). Comme plusieurs des fentes de cryoturba-

tion reliques signalées par DIONNE (1975) ont été prises à partie (BLACK, 1976 b, p. 18), une grande minutie dans l'identification des formes périglaciaires reliques s'avère essentielle à une interprétation paléoclimatique valable.

Divers indices géomorphologiques de fluctuations climatiques dans l'est du Québec depuis la déglaciation ont été discutés récemment (DIONNE, 1980a). Parmi eux, il y a des réseaux reliques de polygones de tourbe dans quatre sites: île Nue (Minganie), île Verte (archipel du Vieux-Fort), péninsule des Belles-Amours, et Blanc-Sablon, sur la basse Côte-Nord. Ces réseaux ont de nombreux points communs et se rencontrent à des niveaux équivalents (4 à 8 m), quoiqu'à l'île Nue, il en existe aussi jusqu'à 23 m d'altitude. Les observations ayant été faites principalement à l'île Verte, il sera surtout question de ce site.

LE RÉSEAU POLYGONAL DE L'ÎLE VERTE

LOCALISATION ET CARACTÉRISTIQUES DU MILIEU

Le réseau de polygones relique signalé ici a été observé en août 1979, à l'île Verte, une petite île rocheuse située à une douzaine de kilomètres à l'OSO de Vieux-Fort (57°55'30"O, 51°20'15"N), soit à environ 56 km à l'ouest de Blanc-Sablon, basse Côte-Nord du Saint-Laurent (fig. 1). L'île Verte, qui fait partie de l'archipel du Vieux-Fort, est à moins d'un kilomètre de la côte (fig. 2). Cette dernière correspond au rebord escarpé du Bouclier laurentidien et a une origine structurale et tectonique évidente. La superficie de l'île est d'environ 1,5 km². Le relief y est modeste, le point le plus élevé n'excédant pas 25 m. Le substrat rocheux cristallin, d'âge précambrien, affleure sur environ la moitié de la superficie. Dans le secteur NE, il est en grande partie voilé par des plages de galets, gravier et sable. Par endroits, une couche de tourbe de 10 à 80 cm d'épaisseur recouvre les plages, en particulier dans les creux et les points bas. L'île est entourée par plusieurs îlots rocheux de formes et de dimensions variées qui la protègent plus ou moins efficacement contre le vent et l'action des vagues du golfe.

À l'instar de l'ensemble de la basse Côte-Nord, l'île Verte a été recouverte par les glaciers du Wisconsinien qui se sont écoulés dans une direction générale vers le SSE. Après la déglaciation, qui remonte à plus de 10 000 ans (GRANT, 1969), la côte a été submergée par la mer de Goldthwait jusqu'à une altitude de 145 à 150 m (de BOUTRAY et HILLAIRES-MARCEL, 1977). L'île Verte n'a donc émergé que beaucoup plus tard à la suite du relèvement isostatique. D'après la courbe dressée par DUBOIS (1980) pour la moyenne Côte-Nord, le niveau de 20-25 m aurait été atteint vers 6000 ans A.A.* environ. Les plages de la mer de Goldthwait s'étageant au niveau du rivage actuel jusqu'à 15 m d'altitude environ sont donc plus récentes.

1. Voir entre autre le colloque de l'AQUA, Québec, 1980 portant sur les *Fluctuations climatiques pléistocènes et holocènes et Géographie physique et Quaternaire*, vol. 35, n° 1, 1981.

* N.D.L.R. A.A. (avant aujourd'hui) correspond à BP (*before present*).

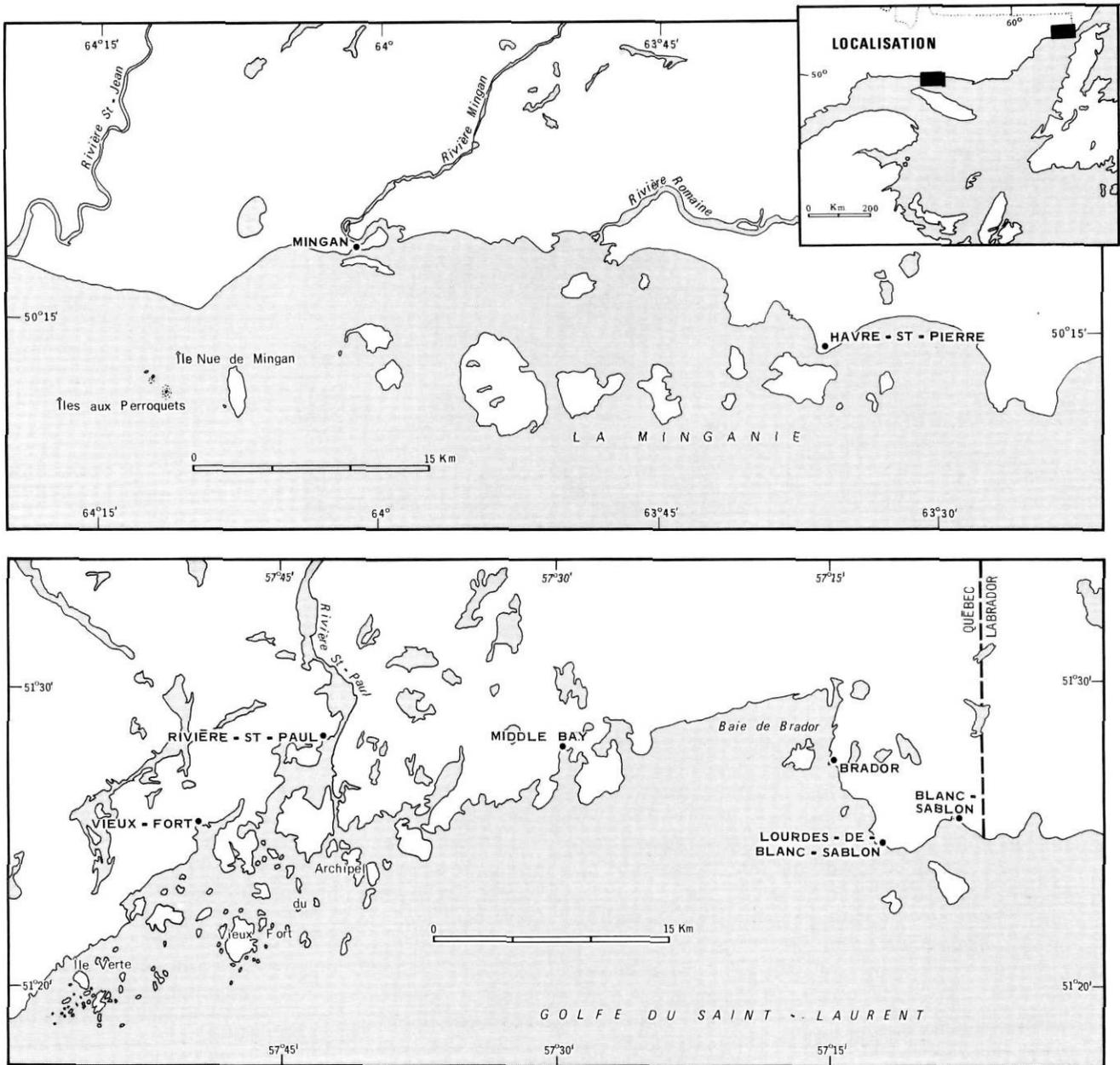


FIGURE 1. Carte de localisation des réseaux de polygones de tourbe de la Côte-Nord du Saint-Laurent. A, région de Mingan; B, région de Blanc-Sablon-Vieux-Fort.

Location map of the peat polygon patterns along the North Shore of the St. Lawrence. A, Mingan area, B, Blanc-Sablon/Vieux-Fort area.

La surface rocheuse de l'île Verte présente un micro-relief chaotique avec par endroits un modelé glaciaire relique. Quelques dépressions sont occupées par des mares de faible profondeur (1 à 3 m); la plus grande mesure environ 75 m de diamètre. Dans la partie nord de l'île, les plages soulevées, au niveau de 5-6 m, sont trouées par une lagune circulaire d'environ 150 m de longueur sur 85 m de largeur. Du côté est de l'île, le rivage actuel comprend une plage étroite sablo-graveleuse au niveau des hautes mers et un large estran sableux, à pente faible, capitonné de gros blocs glaciels et délimité par un cordon de blocs frangeants (DIONNE, 1982).

DONNÉES CLIMATIQUES

Comme il n'existe pas de station météorologique à proximité de l'île Verte, on utilisera les données de la station de Blanc-Sablon située à 56 km à l'est. Ces données sont récentes (une dizaine d'années seulement), et ne permettent pas d'obtenir une idée très précise des conditions climatiques de cette région excentrique du Québec².

2. Les données climatiques pour la station de Blanc-Sablon sont trop fragmentaires pour permettre une analyse valable. Elles sont tirées des publications officielles des services de météorologie du Québec et du Canada, notamment *Normales au Canada*, Environnement atmosphérique, Environnement Canada, 1975.



FIGURE 2. Photo aérienne de la région de l'île Verte sise au SO de Vieux-Fort. I.V., île Verte; B, bouclier précambrien; P, plages; R, roc. Photo n° A14478-112, Photothèque nationale du Canada, Ottawa, échelle approximative 1/42 000.

Air photo of the area of Île Verte, located SW of Vieux-Fort. I.V., Île Verte; B, Precambrian Shield; P, beaches; R, bedrock. Photo No. 14478-112, National Airphoto Library, Ottawa; approximate scale 1/42 000.

La température moyenne annuelle de l'air est de 0,5°C; celle de juillet-août de 11,4° et celle de la période mai-octobre de 7,5°. La moyenne de janvier-février est de -10,3° et celle de la période novembre-avril de -6,7°. Les températures moyennes annuelles maximale et minimale sont respectivement de 4° et -3,1°C. Le nombre de jours de gel est de 210 et la saison sans gel d'environ 120. L'indice de gel (en degrés-jours °C) est d'environ 1227 et l'indice de dégel 1388. Les précipitations totales sont de 1258 mm par année. En moyenne, l'épaisseur de la couverture de neige au sol³ est de 330 cm, pour des chutes totalisant 559 cm par année; environ 77% des chutes ont lieu de décembre à mars. Les vents dominants (moyenne annuelle) soufflent du SO et du NE; en été prédominent les vents du SO, en hiver ceux du NE. La zone littorale est englacée plus ou moins complètement durant une période d'environ 4 mois par année (janvier-avril). En bref, le climat de cette région, quoique rude, est relativement peu rigoureux comparé à celui du Québec subarctique. Les moyennes d'hiver et d'été sont atténuées par la proximité de l'océan et du golfe. En été, les fréquents brouillards qui affectent la côte diminuent l'insolation (environ 1500 hrs/an), d'où une température inférieure à la normale pour cette latitude au Québec.

CARACTÉRISTIQUES DU RÉSEAU POLYGONAL

Le réseau polygonal de l'île Verte est localisé du côté SSE d'une lagune circulaire dans la partie nord

3. Cette valeur semble très élevée et peut être mise en doute compte tenu de la nature très sommaire des données pour la station de l'aéroport de Blanc-Sablon.

de l'île (fig. 3). Il couvre une superficie d'environ 2000 mètres carrés. Il est développé au droit d'un tapis tourbeux bien drainé et très sec, en été, ceinturant une dépression relativement humide (fig. 4). La tourbe repose sur un substrat sableux (sable moyen à grossier avec quelques galets épars de 4 à 11 cm de long, correspondant à des plages de la mer de Goldthwait, au niveau de 6-8 m environ par rapport au niveau moyen de la mer. La surface du tapis est relativement plane et faiblement inclinée (2 à 3°) vers la lagune qu'elle surplombe d'environ 100 à 150 cm et vers la dépression tourbeuse centrale. Ailleurs, les cordons littoraux successifs donnent une surface légèrement ondulée et sont recouverts d'une mince couche de tourbe (environ 10 à 15 cm). Des pendages de 3 à 4 degrés ont été relevés dans les couches du substrat sableux.

Les polygones, dans une proportion de 89%, ont soit quatre côtés (50%), soit cinq côtés (39%); mais quelques-uns en ont seulement trois (4%) et d'autres six (6%) ou même sept (1%). Ils mesurent entre 4 et 17 m de longueur sur 3 à 14 m de largeur avec une médiane respective de 10 et 6 m. Les longueurs de 8 à 15 m représentent 82%, alors que les largeurs de 5 à 10 m totalisent 86% (tabl. I). Il s'agit donc de grands polygones comme ceux de la toundra (fig. 5-6).

Les cellules polygonales sont séparées par des fissures béantes (fig. 7), larges de 25 à 100 cm; 45 à 60 cm étant une largeur fréquente et 70 à 90 cm une largeur occasionnelle. Toutefois, les fissures s'élargissent aux intersections où elles atteignent fréquemment entre 110 et 190 cm de largeur avec une médiane de 144 cm (fig. 8-9). Cet élargissement est également caractéris-

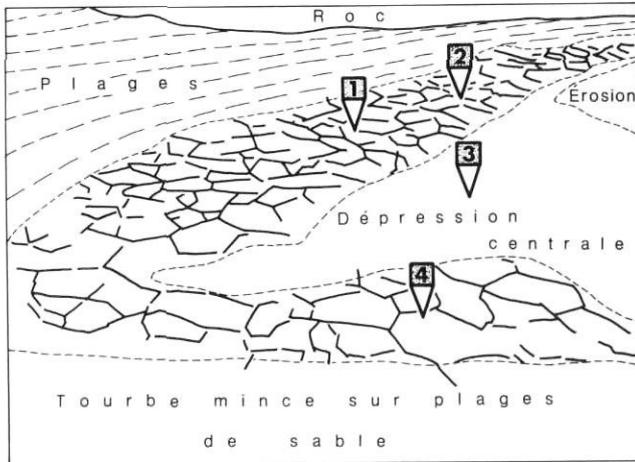


FIGURE 3. Schéma du réseau de polygones de tourbe à l'île Verte d'après une photo aérienne oblique indiquant le site des coupes et des échantillons datés au ¹⁴C. 1) coupe de 1979; datation au ¹⁴C: QU-941 et 942; 2) coupe de 1981; datation au ¹⁴C: QU-1309 et 1310; 3) butte de tourbe; datation au ¹⁴C QU-1311; 4) coupe de 1981; datation au ¹⁴C: QU-1312.

The polygonal network at Île Verte mapped from an air photo and showing the site of cross-sections and dated peat samples. 1) 1979 cross-section; ¹⁴C date: QU-941 and 942; 2) 1981 cross-section; ¹⁴C date: QU-1309 and 1310; 3) peat bluff; ¹⁴C date: QU-1311; 4) 1981 cross-section; ¹⁴C date: QU-1312.

TABLEAU I

Polygones de tourbe à l'île Verte

A - Dimensions des polygones (deux plus grands axes perpendiculaires)	
Axe A: longueur	Axe B: largeur
Minimum : 4 m	Minimum : 3 m
Médiane : 10 m	Médiane : 6 m
Maximum : 17 m	Maximum : 14 m
Q ₁ : 8 m	Q ₁ : 5 m
Q ₃ : 13 m	Q ₃ : 8 m
8 à 15 m = 82%	5 à 10 m = 86%

B - Nombre de côtés: %	
3	= 4
4	= 50
5	= 39
6	= 6
7	= 1

tique des réseaux de fentes à coins de glace des régions à pergélisol actuel. Par ailleurs, la largeur des fissures diminue légèrement vers la base; on note, en effet, une différence de l'ordre de 10 à 20 cm entre la largeur au sommet et celle à la base. La profondeur des fissures est de 75 à 90 cm, alors que l'épaisseur du tapis tourbeux atteint généralement entre 70 et 80 cm (fig. 10). Le fond sableux des fissures est donc légèrement plus bas que le substrat minéral sous les polygones (différence de l'ordre de 5 à 10 cm). Les quelques tranchées pratiquées au droit des fissures n'ont pas permis de découvrir de structures en coin évidentes affectant le sub-

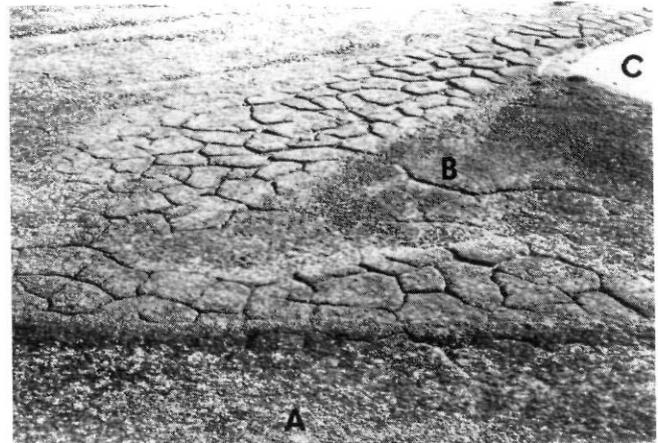


FIGURE 4. Vue aérienne oblique du réseau de polygones de tourbe à l'île Verte. A, plages avec mince couche de tourbe; B, dépression tourbeuse ceinturée de polygones à fissures béantes; C, érosion mineure à la bordure des polygones (photo J.-C. DIONNE, 17.8.81).

Oblique aerial view of the peat polygon pattern at Île Verte. A, beaches covered by a thin peat layer; B, peat depression surrounded by the polygonal pattern; C, peat bluff slightly eroded by waves (Photo by J.C.D., 17.8.81).



FIGURE 5. Fragment du réseau de polygones de tourbe à fissures béantes, à l'île Verte. À remarquer au premier plan le système non orthogonal des fissures avec angle voisin de 120° (17.8.81).

A small portion of the peat polygon pattern at Île Verte showing open fissures. Note the non-orthogonal type fissure system with angles around 120° (8.17.81).

strat minéral meuble (fig. 11) Le sable moyen à grossier du dépôt littoral est peu perturbé. Il montre une stratification grossière horizontale, mise en évidence surtout par l'oxydation de certaines couches (tabl. II). Toutefois, par endroits, on observe des couches ployées vers le bas, en forme de chaudron, mais ces déformations sont discontinues. Les quelques coupes pratiquées n'ont montré aucune micro-faille, phénomène généralement caractéristique des fentes avec remplissage subséquent et tassement du matériel par suite de la fonte de la glace. Les coupes ont révélé l'existence d'un sol, type brunisol dystique dégradé (Payette, comm. pers.),



FIGURE 6. Vue au sol d'une partie du réseau de polygones de tourbe à l'île Verte. À remarquer la surface légèrement convexe des cellules. La pelle mesure 90 cm (20.8.79).

Ground view of a small portion of the peat polygon pattern at Île Verte. Note the slightly convex profile of the polygons. The shovel is 90 cm long (8.20.79).

FIGURE 7. Large fissure, profonde de 65 cm, séparant deux cellules polygonales à l'île Verte (17.8.81).

A wide-open fissure, 65 cm in depth, outlining two peat polygons at Île Verte (8.17.81).

FIGURE 8-9. Fissures béantes s'élargissant aux intersections des polygones de tourbe à l'île Verte (17.8.81).

Wide-open fissures enlarged at intersections in the polygonal pattern at Île Verte (8.17.81).

à la fois sous le tapis tourbeux des polygones et dans le fond des fissures béantes, ce qui implique une évolution pédologique avant l'entourbement et vraisemblablement l'absence d'érosion du substrat minéral au droit des fissures. Le profil pédologique est affecté par de petites déformations en forme de coin qui pourraient correspondre à la pointe inférieure des coins de glace (Payette, *comm. pers.*). Le fond des fissures est tapissé d'une mince couche de tourbe de 5 à 10 cm d'épaisseur. Les parois des fissures, constituées de matériel organique, sont à peu près verticales avec une nette convexité dans la partie supérieure.

Le matériel du tapis tourbeux découpé en polygones est compact et très peu décomposé. En surface, la tourbe forme une couverture dense aux mailles serrées évoquant un tapis de Turquie. On y trouve diverses espèces (tabl. III), mais deux dominent largement :

Empetrum nigrum et *Ledum groenlandicum* de taille naine. Ces dernières sont en association avec les espèces suivantes par ordre d'abondance : *Cladina stellaris*, *Cetraria nivalis*, *Vaccinium uliginosum*, *Rubus chamaemorus* et *Cornus suecica*. Dans le fond des fissures, la tourbe actuelle est composée des espèces suivantes par ordre d'abondance : *Vaccinium angustifolium*, *Cladina rangiferina*, *Pleurozium schreberi*, *Dicranum polycetum*, *Ptilidium ciliare* et *Rhytidium rugosum*. Dans la dépression centrale plus humide entourée par les polygones et caractérisée par un micro-relief cahotique, on observe les espèces suivantes, en proportion variable : *Cladina stellaris*, *C. rangiferina*, *Cladonia uncialis*, *Cornus suecica*, *Dicranum majus*, *D. polycetum*, *D. scoparium*, *Empetrum nigrum*, *Ledum groenlandicum*, *Myrica gale*, *Pleurozium schreberi*, *Rubus chamaemorus*, *Sphagnum fuscum*, *Vaccinium uliginosum* et quelques petits individus d'*Abies balsamea*, *Betula pumila* et *Picea mariana*.

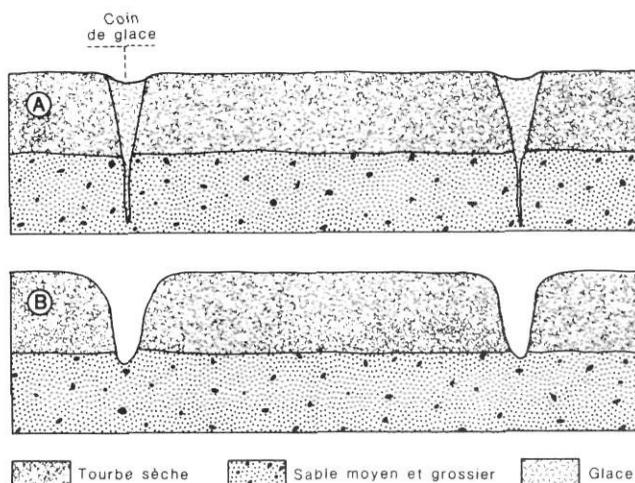


FIGURE 10. Coupe schématique montrant le rapport entre la couverture organique et le substrat minéral sableux, l'emplacement des coins de glace et les cavités résiduelles.

Cross-section through the peat polygon pattern illustrating the position of the peat cover with the underlying mineral substratum, the emplacement of ice wedges and the resulting cavities.

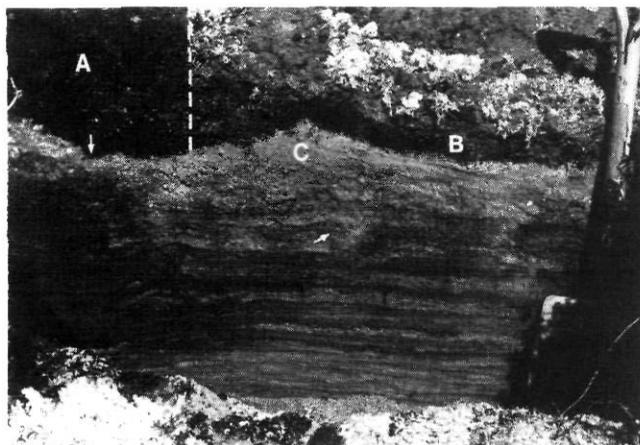


FIGURE 11. Coupe au droit d'une fissure béante du réseau polygonal à l'île Verte, montrant un substrat sableux stratifié et des déformations mineures. La stratification est soulignée à la fois par des variations granulométriques et par l'oxydation de certaines couches. A, base de la couverture de tourbe au droit d'une cellule polygonale; B, mince couche de tourbe tapissant le fond de la fissure; C, horizon illuvié d'un sol se prolongeant sous le tapis tourbeux des polygones (17.8.81)

Cross-section through an open fissure of the peat polygon pattern at Île Verte, showing the underlying stratified sands, with minor deformations. The stratification is underlined both by grain size and by oxydation of some layers. A, base of the peat cover; B, a thin peat layer on the bottom of the fissure; C, illuviated horizon of a soil occurring under the peat cover (8.17.81).

TABLEAU II

Coupe dans le substrat au droit d'une fissure béante de 90 cm de largeur, à l'île Verte

Fond de la fissure = 13 cm de tourbe
Horizon lessivé, sable moyen = 6 cm
Sable grossier et granules = 2,5 cm
Horizon foncé (oxydé), sable grossier = 1 cm
Sable moyen = 7,6 cm
Sable grossier et granules = 2,5 cm
Sable moyen = 7,5 cm
Sable grossier = 2,5 cm
Sable moyen foncé = 5,1 cm
Sable grossier jaunâtre = 5 cm
Sable moyen jaunâtre = 7,5 cm
Granules et sable grossier = 2,5 cm
Sable moyen = 18 cm

TABLEAU III

Liste des plantes du tapis tourbeux, île Verte⁴

A- Surface des polygones (par ordre d'abondance relative, par appréciation visuelle)
<i>Empetrum nigrum</i>
<i>Cladina stellaris</i>
<i>Cetraria nivalis</i>
<i>Ledum groenlandicum</i>
<i>Vaccinium uliginosum</i>
<i>Rubus chamaemorus</i>
<i>Cornus suecica</i>
B- Dans les fissures béantes
<i>Vaccinium angustifolium</i>
<i>Cladina rangiferina</i>
<i>Pleurozium schreberi</i>
<i>Dicranum polycetum</i>
<i>Ptilidium ciliare</i>
<i>Rhytidium rugosum</i>
C- Dépression centrale ceinturée par les polygones (zone légèrement en dépression, à micro-relief chaotique et plus humide; non par ordre d'abondance)
<i>Cladina rangiferina et stellaris</i>
<i>Cladonia uncialis</i>
<i>Cornus suecica</i>
<i>Dicranum majus, polycetum et scoparium</i>
<i>Empetrum nigrum</i>
<i>Ledum groenlandicum</i>
<i>Myrica gale</i>
<i>Pleurozium schreberi</i>
<i>Rubus chamaemorus</i>
<i>Sphagnum fuscum</i>
<i>Vaccinium uliginosum</i>
<i>Abies balsamea</i> (individus isolés)
<i>Betula pulila</i> " "
<i>Picea mariana</i> " "

4. L'identification a été faite par Gildo Lavoie, Service des inventaires écologiques, Environnement-Québec.

L'analyse des macro-restes du tapis tourbeux du réseau polygonal de l'île Verte a révélé une tourbe sèche, ombrotrophe, ligneuse et peu décomposée de la base au sommet, caractérisée par l'absence de sphaignes et n'indiquant aucun changement important au cours de l'accumulation. L'ensemble du tapis tourbeux montre un enchevêtrement compact de racines surtout ligneuses (éricacées) et les macro-restes sont généralement bien conservés. Le tapis tourbeux est composé essentiellement de deux espèces: *Empetrum nigrum* (feuilles, graines, racines et quelques tiges). Les autres espèces occasionnelles trouvées à divers niveaux comprennent *Vaccinium vitis idaea*, *uliginosum* var. *alpestris* et *angustifolium* et *Polytrichum* sp. (tiges et quelques feuilles). L'analyse a aussi révélé la présence rare des espèces suivantes: *Carex* sg. *vignaea*, *Betula glandulosa*, *Cornus canadensis*, *Lichens*, *Picea mariana*, *Pleurozium schreberi*, *Potentilla* sp. et *Ptilidium ciliare*. D'autres macro-restes en très faible quantité comme des charbons, des crottins et des insectes (cocons et coléoptères) ont été identifiés (tabl. IV).

Lors des deux séjours sur le terrain, soit à la fin août 1979 et à la fin septembre 1981, aucune trace de gel ni de glace n'a été trouvée dans la tourbe ou le substrat minéral. Il semble donc qu'actuellement le gel annuel pénètre peu en profondeur, ce qui est normal compte tenu de la très faible conductivité thermique de la tourbe sèche (MacFARLANE, 1969). Signalons, néanmoins, que des traces de gel (annuel?) ont été observées en août dans un tapis tourbeux similaire, à l'île Nue

de Mingan (LANDRY et DUBOIS, 1977). Toutefois d'après nos observations sommaires faites à la mi-juillet 1978, la tourbe à ce même site n'était pas gelée et ne contenait pas de glace. La survivance plus ou moins prolongée de gel ou de glace dans la tourbe sèche, en été, est un phénomène connu ailleurs au Canada (BROWN et WILLIAMS, 1972). En 1968, dans la tourbière de Milot (secteur nord du Lac-Saint-Jean, 48°55'N), les dernières lentilles de glace sous les lanières de végétation séparant les mares ont fondu entre le 10 et le 15 août (DIONNE, 1968). En 1969 et 1970, on n'a observé aucun gel ni glace dans ces mêmes lanières entre le 20 et le 30 juin. Il existe donc une grande variabilité qui est en majeure partie due aux conditions de température et d'enneigement au début de l'hiver. Un froid hâtif coïncidant avec un enneigement faible et tardif conduit à un gel profond et à la formation de lentilles de glace sous les lanières de tourbe qui requièrent forcément une plus longue période de fonte l'été suivant, ce qui peut laisser croire à l'existence de pergélisol du type tjäle. En général, la tourbe dégèle ou la glace fond avant le retour du froid en octobre-novembre. En conséquence, la déduction de LANDRY et DUBOIS (1977) basée sur des observations faites en août, à l'effet de l'existence de pergélisol à l'île Nue de Mingan demande à être mieux documentée compte tenu que la température moyenne annuelle de l'air est de 1°C à Havre-Saint-Pierre et que le pergélisol récent est extrêmement rare sinon absent là où la température moyenne annuelle est supérieure à 0°C.

TABLEAU IV

Macro-restes du tapis tourbeux à l'île Verte⁵

A – Espèces dominantes
<i>Empetrum nigrum</i>
<i>Ledum groenlandicum</i>
B – Espèces occasionnelles
<i>Polytrichum</i> sp.
<i>Vaccinium angustifolium</i> , <i>alpestris</i> et <i>vitis idaea</i>
C – Espèces rares
<i>Betula glandulosa</i>
<i>Carex vignaea</i>
<i>Cornus canadensis</i>
<i>Lichens</i> sp.
<i>Picea mariana</i>
<i>Pleurozium schreberi</i>
<i>Potentilla</i> sp.
<i>Ptilidium ciliare</i>
D – Autres macro-restes
Charbons
Crottins
Insectes (cocons et coléoptères)

5. Analyses effectuées par Alayn Larouche de l'université de Montréal.

AUTRES RÉSEAUX DE POLYGONES DE TOURBE

Il existe d'autres réseaux de polygones de tourbe sur la Côte-Nord du Saint-Laurent. Il y en a un très beau près de Lourdes-de-Blanc-Sablon⁶ que nous avons examiné en septembre 1981. Il est développé au droit d'un tapis tourbeux coiffant des plages de sable fin à moyen, avec placage éolien en surface. Ce réseau occupe une petite cuvette derrière un cordon littoral éolisé barrant l'anse aux Dunes, au niveau d'environ 4-5 m. D'après les photographies aériennes verticales à l'échelle de 1/8000, il couvre une superficie d'environ 7000 mètres carrés. En 1981, environ les deux tiers avait disparu, un terrain de jeu ayant été aménagé à cet endroit. Quelques observations ont pu néanmoins être faites dans un secteur non perturbé localisé à la périphérie du site principal. Les polygones sont semblables à ceux de l'île Verte; ils ont des côtés de 5 à 15 m de longueur et des fissures béantes de 25 à 80 cm de largeur sur 40 à 50 cm de profondeur tapissées d'une couche de tourbe de 5 cm d'épais. L'épaisseur du tapis tourbeux est moindre à Blanc-Sablon qu'à l'île Verte: 40 à 50 cm seulement. La coupe faite au droit d'une fissure a révélé deux horizons distincts: au sommet, un horizon de 20 cm d'épaisseur

6. Ce réseau nous a aimablement été signalé en 1980 par Jean Vézina du ministère des Transports du Québec.

de tourbe fibreuse, peu compacte, avec chevelu dense de racines; à la base, un horizon de 23 cm d'épaisseur composé d'une tourbe ligneuse plus compacte, contenant des tiges d'éricacées et du sable tantôt dispersé dans la tourbe, tantôt en lits minces interstratifiés avec la tourbe, témoignant d'une activité éolienne ancienne concomitante à l'accumulation organique. La proximité du site à un système dunaire explique le soupoudrage éolien de la tourbe. La fissure étudiée mesurait 75 cm de largeur sur 45 cm de profondeur et était tapissée d'une couche tourbeuse de 5-6 cm d'épaisseur. Là encore, aucune structure en coin ou déformation des couches indiquant la présence antérieure d'un coin de glace n'a été observée dans le substrat minéral.

La composition du tapis végétal à Lourdes-de-Blanc-Sablon est semblable à celle de l'île Verte. Il s'agit d'une tourbe sèche et ligneuse à *Empetrum nigrum*, *Ledum groenlandicum* de petite taille, *Vaccinium* sp. et rares touffes de *Betula* sp. avec des lichens. Dans la fissure prédominent les lichens, le thé du Labrador, du bouleau nain et quelques carex.

Un réseau semblable a été découvert à l'extrémité SO de la péninsule des Belles-Amours (baie du Milieu), en bordure d'une lagune circulaire, à environ 4 m d'altitude. Le tapis tourbeux de 60-65 cm d'épaisseur recouvre des plages de sable-gravier de la mer de Goldthwait. Bien que moins étendu et moins bien développé que les réseaux précédents, il montre néanmoins des polygones de grande taille individualisés par des fissures béantes de 20 à 50 cm de largeur.

Enfin, d'autres polygones de tourbe existent à l'île Nue de Mingan (50°13'N, 64°07'O) sur la moyenne Côte-Nord, que nous avons examiné sommairement en 1978 après qu'ils eurent été signalés par LANDRY et DUBOIS (1977). Ces réseaux sont bien développés dans les secteurs NO et SE de l'île où ils couvrent des superficies de plusieurs milliers de mètres carrés (fig. 12). Ils s'étendent à partir d'environ 5 m jusqu'à 23 m d'altitude. La tourbe sèche et bien drainée atteint entre 60 et 120 cm d'épaisseur; elle recouvre des plages soulevées de la mer de Goldthwait composées exclusivement de fragments calcaires anguleux de quelques centimètres de longueur. Dans la description plus détaillée offerte par DUBOIS (1980, p. 110-121), aucune structure en coin dans le substrat minéral n'est mise en évidence. Compte tenu de la nature grossière du matériel, le contraire aurait été surprenant. Là encore, la plupart des fissures dans le tapis tourbeux sont largement ouvertes: 15 à 30 cm en moyenne, et parfois jusqu'à 50-75 cm de largeur. Les polygones mesurent de 5 à 10 m de diamètre.

Ailleurs au Québec, LAGAREC (1973, p. 129) mentionne des polygones de tourbe de 10 à 15 m de côté, en Abitibi, dont les fissures sont parfois occupées par des ruisselets. Malheureusement, la trop brève description qui en est faite et l'absence d'illustration ne permettent pas de savoir exactement de quoi il s'agit, ni de faire des comparaisons avec les réseaux de polygones de la Côte-Nord rapportés ici.



FIGURE 12. Fragment d'un réseau de polygones de tourbe à l'île Nue de Mingan (25.7.78)

A peat polygon pattern at Île Nue (Mingan) (7.25.78)

En plan ou du haut des airs, les divers réseaux de la Côte-Nord ressemblent à ceux que l'on observe dans les régions tourbeuses à pergélisol actuel (TARNOCAI, 1970, p. 8 et planche 2-B), notamment dans les basses terres à l'ouest de la mer d'Hudson (ZOLTAI, 1973; DREDGE, 1979a, 1979b) et dans le delta et la plaine alluviale du MacKenzie (ZOLTAI et TARNOCAI, 1975) (fig. 13-16). Ils sont à la fois de type orthogonal et non orthogonal.

DATATIONS AU RADIOCARBONE

Quelques datations au ^{14}C ont été obtenues sur des échantillons de tourbe afin, d'une part, de connaître l'âge maximal des tapis tourbeux et, d'autre part, d'estimer l'âge des réseaux de polygones de la Côte-Nord (tabl. V).

À l'île Verte, quatre datations sur des échantillons de tourbe récoltés à la base du tapis organique, voire au contact avec le minéral, indiquent un âge compris entre 1790 ± 80 A.A. (QU-1309) et 1190 ± 80 (QU-1312). Les deux échantillons récoltés dans le secteur au sud de la dépression centrale ont donné respectivement des âges de 1350 ± 80 (QU-931) et 1790 ± 80 (QU-1309), l'épaisseur du tapis tourbeux étant de 76 cm. L'âge obtenu pour la base de tapis organique du côté nord de la dépression est légèrement plus jeune: 1190 ± 80 (QU-1312); l'épaisseur moindre du tapis tourbeux (70 cm) explique peut-être la différence. L'âge du tapis organique dans la dépression centrale plus humide est semblable à celui du tapis tourbeux découpé en polygones. En effet, la base d'une butte de tourbe sèche (fig. 17) localisée dans la dépression humide a donné un âge de 1450 ± 80 (QU-1311). Cette faible dépression pourrait donc témoigner d'une légère subsidence du tapis organique par suite de la fonte de la glace qui, à

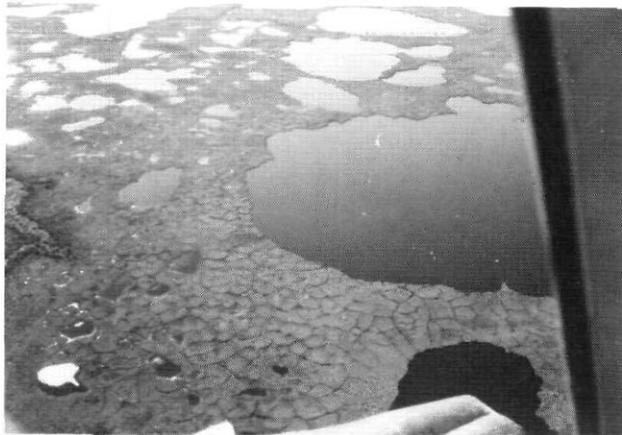


FIGURE 13. Polygones de tourbe avec coins de glace dans la région de Churchill (Manitoba). À remarquer les nombreuses mares et lacs d'origine thermokarstique (Photo par L. A. DREDGE, 1978).

A peat polygon pattern with ice wedges near Churchill (Manitoba). Note the numerous pond and lakes which are thermokarst depressions (Photo by L. A. DREDGE, 1978).

FIGURE 14. Réseau de polygones de tourbe avec coins de glace à Norman Wells, T.-N.-O. (65°14'N) (Photo by S. C. ZOLTAI, 3.6.71).

A peat polygon pattern with ice wedges at Norman Wells, N.W.T. (65°14'N) (Photo by S. C. ZOLTAI, 6.3.71).

cet endroit, n'aurait pas été concentrée dans les fissures comme dans les polygones de tourbe avoisinants.

Un échantillon pris à 15 cm de profondeur dans le tapis tourbeux a donné un âge de 10 ± 70 A.A. (QU-942). Cet âge, visiblement trop jeune, reflète vraisemblablement une contamination par des racines vivantes qui étaient d'ailleurs très abondantes à ce niveau. Un âge de 490 ± 80 (QU-1310) a été obtenu sur un échantillon recueilli à la base de la couche organique occupant le fond d'une fissure béante. Cette datation indique l'âge relatif du réseau de l'île Verte. L'âge semble, toutefois, un peu trop vieux et pourrait possiblement refléter la présence de débris provenant du tapis organique environnant.



FIGURE 15. Réseau de polygones de tourbe avec coins de glace en voie de fonte, au lac Baralzon, près de la frontière Manitoba-Keewatin (Photo par C. TARNOCAI, 1969).

A peat polygon pattern with ice wedges partly melted at Baralzon Lake, near the Manitoba-Keewatin border (Photo by C. TARNOCAI, 1969).



FIGURE 16. Réseau de polygones de tourbe avec fissures béantes, péninsule de Tuktoyaktuk, delta du Mackenzie (Photo par C. TARNOCAI, 1973).

A high centre polygon pattern with open fissures, Tuktoyaktuk Peninsula, Mackenzie delta (Photo by C. TARNOCAI, 1973).

À Lourdes-de-Blanc-Sablou, le tapis organique découpé de polygones a donné un âge de 840 ± 80 A.A. (QU-1313) seulement. Rappelons que ce site est à un niveau légèrement inférieur à celui de l'île Verte (4 à 5 m contre 6 à 8 m). En conséquence, il a émergé plus tard et la tourbe a mis plus de temps à s'y installer. D'ailleurs l'épaisseur du tapis tourbeux n'est que de 45 cm.

À l'île Nue de Mingan, le tapis tourbeux découpé en polygones a aussi été daté (DUBOIS, 1980, p. 694-695). Des âges de 1210 ± 80 A.A. (QU-442) et 870 ± 105 (GX-5441) ont été obtenus sur des échantillons recueillis à la base d'un couvert organique d'environ 60 cm d'épaisseur, à 12 m d'altitude. Au niveau de 23 m d'altitude, deux échantillons pris à la base du tapis de tourbe

TABLEAU V

Datations au ¹⁴C d'échantillons de tourbe

Île Verte	
(QU-941) :	1350 ± 80 A.A. (base du tapis tourbeux)
(QU-942) :	10 ± 70 A.A. (à 15 cm de la surface; contamination probable)
(QU-1309) :	1790 ± 80 A.A. (base du tapis organique)
(QU-1310) :	490 ± 80 A.A. (base de la tourbe dans le fond d'une fissure)
(QU-1311) :	1450 ± 80 A.A. (base d'une butte de tourbe dans la dépression entourée de polygones)
(QU-1312) :	1190 ± 80 A.A. (base du tapis tourbeux, côté nord du réseau)
Blanc-Sablon	
(QU-1313) :	840 ± 80 A.A. (base du tapis tourbeux découpé de polygones)

épais de 100 cm ont donné respectivement 2920 ± 90 (QU-443) et 3455 ± 55 A.A. (GX-5442).

ORIGINE DES FISSURES

Divers processus conduisent à la formation de fissures formant des réseaux polygonaux: dessiccation, contraction par le froid, expansion et contraction à la suite de l'alternance humectation assèchement, fissures de tension (WASHBURN, 1979, p. 160-166).

La dessiccation est fréquente dans certains matériaux ayant une plasticité élevée comme l'argile, le limon et les sables fins limoneux (SHROCK, 1948). Elle se produit aussi dans la plupart des évaporites (HUNT et WASHBURN, 1966). Elle résulte de la contraction par déshydratation lorsque le fond des lacs exposé à l'air s'assèche durant les périodes de sécheresse. Les polygones de dessiccation sont généralement de moyenne à petite taille: quelques décimètres de côté, exceptionnellement plus de 1 m (NEAL, 1978). Les fissures sont habituellement étroites: 15 à 30 mm, rarement plus de 75 mm; leur profondeur moyenne est de 15-25 cm mais peut parfois excéder 50 cm. Dans ces réseaux, il existe fréquemment des fissures primaires et des fissures secondaires plus petites subdivisant les cellules originales. Les polygones de dessiccation peuvent aussi se développer dans des matériaux organiques (végétaux) relativement bien décomposés au fond de cuvettes ou de mares asséchées. Il en existe à plusieurs endroits sur la Côte-Nord, en particulier dans les mares asséchées des grandes tourbières de Natashquan, Chevery et Havre-Saint-Pierre (fig. 18). Les polygones de dessiccation dans des matériaux organiques diffèrent des polygones d'origine périglaciaire à la fois par leur taille (généralement inférieure à 100 cm) et la nature particulière du site (fond de mare asséchée).

Des polygones de dessiccation de grande taille (30 à 100 m de côté) ont aussi été signalés à plusieurs re-



FIGURE 17. Butte de tourbe sèche dans la dépression centrale ceinturée de polygones, à l'île Verte. La base du couvert organique a donné un âge ¹⁴C de 1450 ± 80 ans A.A. (8.17.21).

A rounded peat mound occurring in the central depression surrounded by the peat polygon pattern, at Île Verte. The base of the organic cover is ¹⁴C dated at 1450 ± 80 years BP (17.8.81).



FIGURE 18. Réseau de fissures de dessiccation dans la matière organique tapissant le fond d'une mare de tourbière asséchée, à Chevery, basse Côte-Nord (28.7.79).

Desiccation cracks in organic matter on the bottom of a recently drained pond in a peat bog, at Chevery, Lower North Shore (7.28.79).

prises dans des sédiments plastiques (argile), notamment dans le fond des playas ou des sabkha (LANG, 1943; WILLDEN et MABEY, 1961; NEAL *et al.*, 1968). À notre connaissance, aucun réseau de polygones géants dans la tourbe liés à la dessiccation n'a encore été signalé. MacFARLANE (1969, p. 85) mentionne cependant, mais sans fournir de données précises, que «*the surface of a peat bog upon drying may develop shrinkage cracks*».

Les fissures de tension qui se développent à la surface des paises (SEPPÄLÄ, 1979) et des pingos (MACKAY, 1979) arrivés à maturité donnent souvent des réseaux de polygones à tracé radial ayant quelques

mètres de côté. Les fissures atteignent plusieurs dizaines de centimètres de largeur et excèdent parfois un mètre de profondeur. L'étendue restreinte de ces réseaux, leur localisation très particulière sur des formes périglaciaires actives et leur existence temporaire permettent de les distinguer facilement des autres types de fissures formant des réseaux polygonaux. Disparaissant avec la fonte de la glace ou le dégel du sol, ils ne forment donc pas de réseaux reliques comme ceux de la Côte-Nord.

Les polygones de grande taille (plus de 2 m de côté) affectant des tapis tourbeux ou organiques, notamment les plateaux palsiques, se rencontrent habituellement dans des régions à pergélisol et sont attribués à l'action du froid. Là où ils sont actifs, les fissures sont remplies de glace. DREDGE (1979a, 1979b) en a signalé récemment dans les tourbières de la côte ouest de la mer d'Hudson et d'autres auteurs en ont décrit ailleurs au Canada (TARNOCAI, 1970; ZOLTAI, 1973; ZOLTAI et TARNOCAI, 1975).

ORIGINE DES POLYGONES DE L'ÎLE VERTE

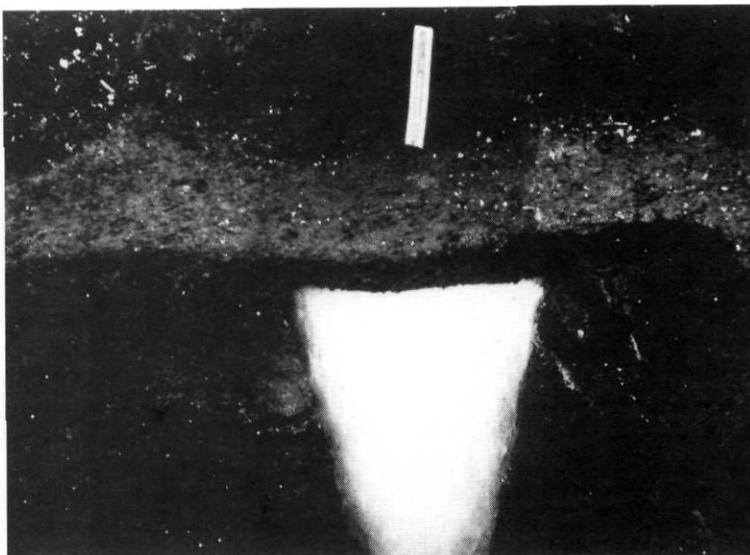
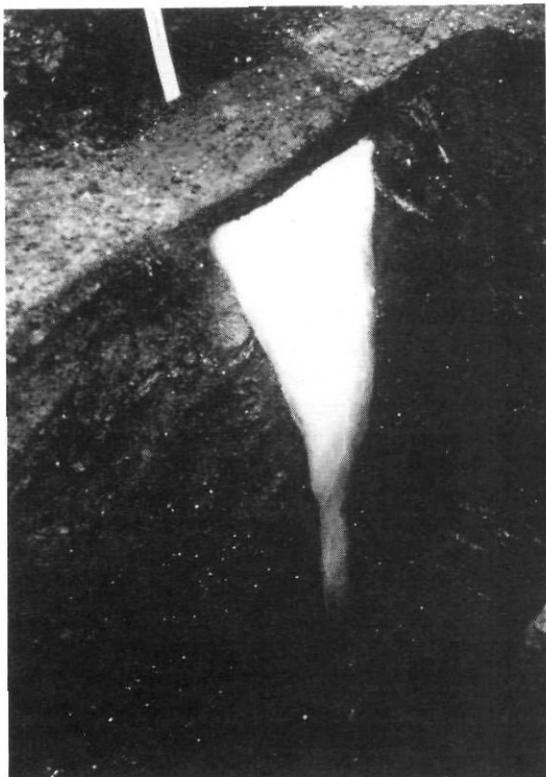
La dimension des polygones de l'île Verte excède largement les valeurs généralement obtenues sur les polygones de dessiccation dans la majorité des matériaux et en particulier sur des matériaux organiques de fonds de mares asséchées. De plus, la largeur et la profondeur des fissures béantes diffèrent considérablement. À l'île Verte, on sait déjà que les fissures ont plusieurs décimètres de largeur et que la profondeur est de 70 à 90 cm. Ces fissures béantes de grande dimension ne peuvent être l'œuvre exclusive de la seule dessiccation. S'il s'agit vraiment de fissures de cette nature, elles ont été érodées ou élargies subséquentement par un agent quelconque. Or, compte tenu de la pente faible du terrain, de la nature et de la perméabilité du matériel organique et du substrat sableux, il paraît difficile d'attribuer l'élargissement des fissures délimitant les polygones à l'érosion fluviale ou au ruissellement. D'ailleurs, ce mécanisme ne saurait expliquer le fait que les fissures sont évidées à peu près également sur les divers côtés des polygones et qu'elles s'élargissent aux intersections atteignant parfois jusqu'à 190 cm de largeur. De plus, la présence d'un paléosol dans le fond des fissures, paléosol qui se prolonge sous la couverture tourbeuse des polygones, indique que le substrat minéral n'a pas été érodé par les eaux de ruissellement.

Le réseau polygonal de l'île Verte étant situé à proximité d'une lagune, on pourrait attribuer l'élargissement des fissures à l'érosion par les eaux de la nappe d'eau, à une époque où le niveau était plus élevé. Comme dans le cas précédent, on s'explique mal pourquoi les fissures ont été élargies sur les divers côtés et davantage aux intersections et pourquoi elles ne sont généralement pas plus larges du côté proximal de la lagune et dans le sens de la pente. Par ailleurs, on n'observe qu'à

un endroit (fig. 4) un petit talus d'érosion dû à l'action des vagues. L'hypothèse d'un élargissement par érosion littorale des fissures de dessiccation paraît donc peu probable.

L'origine la plus plausible paraît être celle de fissures de contraction par le froid (LEFFINGWELL, 1915; LACHENBRUCH, 1962). Le problème est de savoir si le gel annuel suffit ou si des conditions plus rudes impliquant un pergélisol sont nécessaires. Le gel annuel produit effectivement des fissures de contraction dans des matériaux détritiques minéraux et aussi dans des matériaux organiques. Dans ce cas, les fissures de gel sont généralement étroites (quelques centimètres au maximum) et elles se referment après le dégel saisonnier. Nous en avons observées à plusieurs endroits en Jamésie (DIONNE, 1978, p. 196-197) et dans l'arrière-pays de la Côte-Nord, notamment dans la région de Blanc-Sablon (Dionne, en préparation). Les fissures sont rarement béantes; si, par hasard, elles le sont, leur largeur excède rarement 2 à 5 cm. Or, on sait que dans le réseau relique de l'île Verte, les fissures béantes ont, en général, 45 à 60 cm de largeur et parfois jusqu'à 90 cm, alors qu'au droit des intersections la largeur atteint entre 110 et 190 cm. En admettant qu'il s'agisse de fissures de contraction par le gel saisonnier, il faut, comme dans le cas des fissures de dessiccation, qu'une érosion subséquente élargisse les fissures originelles. On se heurte alors aux mêmes difficultés. Dans l'hypothèse de coins de glace annuels, il faudrait que ces derniers aient augmenté de taille d'année en année et qu'ils aient exercé sur la tourbe encaissante des pressions telles que la tourbe comprimée n'ait pu reprendre sa position initiale après la fonte saisonnière. Aucune observation en ce sens n'a encore été faite dans le monde, ce qui porte à croire que ce mécanisme n'existe pas actuellement, qu'il est extrêmement rare ou encore qu'il n'a jamais existé.

Par contre, si on fait intervenir la glace dans le sol, *i.e.* au droit des fissures comme dans les réseaux actuels des régions à pergélisol, en particulier ceux de la côte ouest de la mer d'Hudson et de la vallée du MacKenzie (TARNOCAI, 1970; ZOLTAI, 1973; ZOLTAI et TARNOCAI, 1975; DREDGE, 1979a, 1979b), on obtient une explication satisfaisante pour les fissures béantes des polygones de l'île Verte. Elles auraient été formées par la fonte de coins de glace principalement développés dans le tapis organique mais avec un faible prolongement dans le substrat minéral. La nature du substrat (sable moyen à grossier) et la faible profondeur des coins de glace dans ce dernier pourraient expliquer l'absence (apparente) de déformations ou de structures de remplissage caractéristiques des fentes de contraction en terrain minéral pergélisolé comme le souligne SVENSSON (1973, p. 169) pour la Suède méridionale: «*where no clear stratification in matrix occurs, the contours of the ice-wedge casts are therefore indistinct*». Rappelons aussi que la tourbe sèche constitue un très mauvais conducteur thermique (conductivité



FIGURES 19-20. Coin de glace dans le tapis tourbeux d'une petite île du lac à l'Eau Claire, Québec subarctique. À remarquer la forme massive du coin de glace développé à 95% dans la tourbe, à 45 cm de profondeur; largeur au sommet de 35 cm et hauteur totale de 165 cm (Photo par S. PAYETTE, août 1981).

An ice wedge in a peat cover on a small island, at Clear Water Lake, Subarctic Québec. Note the massive shape of the ice wedge almost located in the peat cover at a depth of 45 cm; the ice wedge is 35 cm wide at top and 165 cm high (Photo by S. PAYETTE, 1981).

deux fois moindre qu'un sol minéral). En conséquence, le mollisol pouvait être beaucoup plus mince et permettre la formation de coins de glace à moindre profondeur. TARNOCAI (1970, p. 8 et 16) et ZOLTAI et TARCOCAI (1975) ont décrit de tels coins de glace aux trois quarts inscrits dans le tapis tourbeux. Au lac à l'Eau Claire (Hudsonie), Payette (en préparation) a aussi observé des coins de glace de plusieurs décimètres de largeur (35 à 45 cm) en majeure partie (95%) développés dans la tourbe (fig. 19-20).

L'examen de photographies du réseau polygonal de l'île Verte par des experts (Mackay, Tarnocai, Zoltai, 1981, comm. pers.) les portent à considérer les polygones de tourbe reliques de la Côte-Nord comme des fissures ayant déjà contenu des coins de glace, en d'autres termes comme des formes de terrain pergélisolé.

ÂGE DES POLYGONES DE LA CÔTE-NORD

De quelle époque datent les réseaux de polygones de tourbe de la Côte-Nord du Saint-Laurent et en particulier celui de l'île Verte? D'après les connaissances actuelles, le niveau marin d'environ 6 m dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent, soit le niveau Mitis (DIONNE, 1973), daterait de 2000 à 3000 ans seulement (DIONNE, 1977). La couverture organique qui s'est développée sur les plages de l'île Verte et de Lourdes-de-Blanc-Sablon est forcément postérieure à leur mise en place par la mer de Goldthwait, ce que confirme les âges

isotopiques obtenus sur des échantillons recueillis à la base du tapis organique. Tel qu'indiqué plus haut à l'île Verte, la base du tapis organique a donné des âges compris entre 1790 ± 80 A.A. (QU-1309) et 1190 ± 80 (QU-1312); à Lourdes-de-Blanc-Sablon, un âge de 840 ± 80 (QU-1313) a été obtenu; alors qu'à l'île Nue de Mingan, la base du tapis organique pour le niveau de 12 m indique des âges de 1210 ± 80 (QU-442) et 870 ± 105 (GX-5441). Les fissures polygonales découpant le tapis organique dans les divers sites mentionnés sont forcément postérieures à la formation du tapis lui-même, du moins pour l'essentiel, car il peut s'y être ajouté une mince couche de tourbe depuis l'apparition des polygones.

Compte tenu des dates mentionnées et du temps requis pour la formation du tapis organique⁷, les réseaux de polygones de tourbe de la Côte-Nord se sont forcément développés au cours du dernier millénaire, ce que confirme d'ailleurs la datation obtenue pour la base de la tourbe tapissant le fond d'une fissure béante à l'île Verte, soit 490 ± 80 A.A. (QU-1310). Cette datation fournit donc un âge minimal pour la formation des fissures de contraction et la fonte des coins de glace qui devaient les remplir.

7. À un taux moyen d'accumulation de 2 mm par année, cela prendrait environ 400 ans. Ce taux paraît toutefois élevé pour les tourbières à *Empetrum nigrum* de la Côte-Nord. Un taux moyen de 1 mm/an a été proposé pour les paises de la Jamésie ontarienne (RAILTON et SPARLING, 1973).

L'âge approximatif du réseau de tourbe de l'île Verte étant établi, il reste maintenant à savoir si la période froide qui en a permis le développement peut être effectivement retracée ailleurs par d'autres moyens. Une période froide relativement importante a été reconnue dans plusieurs régions du monde au cours du dernier millénaire. Le Petit Âge glaciaire (*Little Ice Age*) (LAMB, 1959, 1963 et 1977) ou l'Hypothermal (COOPER, 1958) s'étend de 1450 à 1850 A.D., avec un pic entre 1530 et 1715 de notre ère, ou en chiffres absolus, il y a 530 à 130 ans, et en particulier 450 à 275 ans. Cela nous reporte à la découverte du Canada par Jacques Cartier et au début du régime français en Amérique du Nord. Malheureusement, peu de renseignements climatiques pertinents ont été consignés dans les registres de l'époque. Quoi qu'il en soit, l'existence d'une période froide dans l'est du Canada, au cours des 600 dernières années, a été reconnue à maints endroits, entre autres en Gaspésie (PAYETTE *et al.*, 1983), dans le nord du Québec (PAYETTE et SÉGUIN, 1979; PAYETTE, 1980; PAYETTE et LAJEUNESSE, 1980; GAGNON et PAYETTE, 1981; FILION, 1983); à Baffin (IVES, 1962) et à Devon (PATERSON *et al.*, 1977).

L'existence du Petit Âge glaciaire a aussi été reconnue dans plusieurs autres régions du monde notamment au Groenland (WEIDICK, 1972; LANGWAY *et al.*, 1973). On ignore cependant quelle a été l'amplitude thermique de cette fluctuation climatique. D'après les données de nombreux auteurs, il semble qu'elle ait varié considérablement suivant les régions et qu'elle ait été plus importante aux hautes qu'aux moyennes latitudes. En Europe, par exemple, une différence de quelques degrés seulement a été suggérée (RUDLOFF, 1967; LAMB, 1977; SCHÖNWIESE, 1979). Dans les îles François-Joseph, une fluctuation climatique locale historique de l'ordre de 5°C a été mise en évidence par Rodewald (1972, dans SUGDEN, 1982).

SIGNIFICATION CLIMATIQUE DU RÉSEAU DE POLYONES DE L'ÎLE VERTE

Si le réseau polygonal de l'île Verte correspond à un authentique réseau de fissures de contraction par le gel avec coins de glace, il implique des conditions beaucoup plus rigoureuses qu'actuellement puisque la température moyenne annuelle de l'air est de l'ordre de 0,5°C. Au Canada, ce type de réseau se rencontre généralement dans des régions à pergélisol continu (TARNOCAI, 1970; BROWN, 1973; DREDGE, 1979) et exceptionnellement dans le secteur septentrional de la zone de pergélisol discontinu (ZOLTAI et TARNOCAI, 1975). Sur la côte ouest de la mer d'Hudson par exemple, la température moyenne annuelle de l'air est inférieure à -7°C. Dans la vallée du Mackenzie, les réseaux de polyones de tourbe se rencontrent d'une part dans la zone de pergélisol continu où la température moyenne annuelle de l'air est comprise entre -6° et -10°C, et

d'autre part dans la zone de pergélisol discontinu, notamment au droit des plateaux palsiques, la température de cette région étant comprise entre -4°C et -6°C. Toutefois, ZOLTAI et TARNOCAI (1975) estiment que la plupart des coins de glace des plateaux palsiques dans la zone de pergélisol discontinu est peu ou pas active.

Au Québec, le site le plus méridional de polyones de tourbe avec coins de glace connu serait celui des petites îles du lac à l'Eau Claire, en Hudsonie (56° lat. N). À cet endroit, la température moyenne annuelle de l'air est estimée à au moins -5°C et l'enneigement est très faible, voire même souvent absent, la neige étant balayée par le vent (Payette, 1982, *verbatim*). Par ailleurs, les gros coins de glace (35 à 45 cm de largeur) enfouis dans la tourbe à une cinquantaine de centimètres de profondeur (fig. 19-20) ne semblent plus actifs de nos jours; mais ils peuvent subsister en raison des conditions climatiques actuelles⁸. Ils se seraient vraisemblablement formés au cours d'une période antérieure plus froide. PAYETTE (1980) en a mis au moins cinq en évidence qui se seraient formés depuis 3000 ans. Les travaux en cours (Payette, en préparation) permettront sans doute de préciser l'âge de ces réseaux polygonaux et de savoir s'ils se sont développés sous des conditions climatiques plus rigoureuses qu'actuellement. Quoi qu'il en soit, une fois fondus, les coins de glace devraient normalement laisser des fissures béantes comme à l'île Verte et ailleurs (fig. 21). Reste à savoir si ces coins de glace laisseront des traces évidentes dans le substrat minéral qu'ils affectent relativement peu d'ailleurs.

À la suite de travaux faits en Alaska (PÉWÉ, 1966a, 1966b, 1973; PÉWÉ *et al.*, 1969), la majorité des auteurs estiment que les réseaux polygonaux de fentes de gel avec coins de glace se développent principalement dans des zones à pergélisol continu, là où la température moyenne annuelle de l'air⁹ est inférieure à -6°C (WASHBURN, 1979, p. 284-286; 303-312), ou encore là où la température moyenne annuelle au sol est comprise entre -7°C et -10°C (MACKAY, 1981). Il convient de rappeler ici qu'il s'agit de réseaux dans des substrats meubles minéraux et non dans la tourbe, même si une couche de tourbe en surface existe fréquemment. Comme on ne possède pas encore de données précises relatives aux seuls polyones de tourbe, il faut s'en remettre aux données existantes.

Sachant que les propriétés thermiques de la tourbe sèche diffèrent sensiblement de celles du sol minéral (en général conductivité thermique deux fois moindre), il est possible que la formation de coins de glace dans la tourbe requière des conditions climatiques

8. Climat caractérisé par environ 250 jours de gel annuel et par des indices de gel et de dégel (en degrés-jours Celsius) de 1110 à 1670 respectivement.

9. D'après BLACK (1976a, p. 82), «*The mean annual air temperature of a region, though a poor index for correlation with patterned ground, is the one most widely used*».

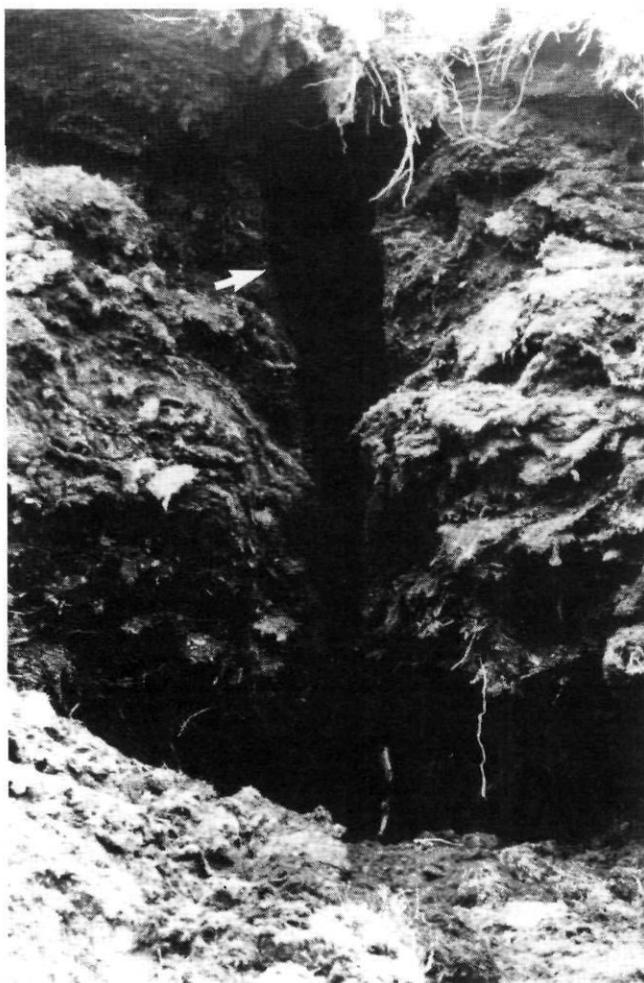


FIGURE 21. Cavité créée par la fonte récente d'un coin de glace dans un réseau de polygones de tourbe au Yukon (66°57'N) (Photo par S.C. ZOLTAL, 25.7.72).

Cavity created by the recent melting of an ice wedge in a peat polygon network, in Yukon (66°57'N) (Photo by S.C. ZOLTAL, 7.25.72).

moins rudes que pour un sol minéral. Il y a là un point à éclaircir. Toutefois, l'existence de polygones de tourbe à coins de glace actifs est connue uniquement dans des régions de pergélisol où la température moyenne annuelle de l'air est inférieure à -6°C , ce qui porte à croire que la différence entre polygones de tourbe et polygones en sol minéral avec coins de glace exigent des conditions climatiques peu différentes. De plus, l'existence de coins de glace peu ou pas actifs dans la tourbe au lac à l'Eau Claire (Hudsonie) et dans les plateaux palsiques du sud de la vallée du Mackenzie où les températures moyennes annuelles respectives sont de -5° et -4°C parle dans le même sens.

En conséquence, si les polygones de tourbe reliques de la Côte-Nord sont de véritables réseaux de fissures de contraction par le froid ayant été occupées par des coins de glace, on est en droit de penser que la tem-

pérature moyenne annuelle de l'air voisinait alors -5° à -6°C ou était même légèrement inférieure. Quoi qu'il en soit, ces divers réseaux indiquent vraisemblablement l'existence d'un pergélisol, au moins discontinu, dans l'est du Québec, il y a quelques centaines d'années. Soulignons ici que d'après BLACK (1976a, p. 81), «*sporadic permafrost rarely seems to permit growth of ice or sand wedges*». À l'île Verte, le pergélisol devait affecter à la fois la couverture tourbeuse et le substrat sableux. Quelle était l'épaisseur du mollisol et du pergélisol? Il est difficile de répondre; vraisemblablement plusieurs mètres pour ce dernier, et probablement entre 25 et 40 cm pour le mollisol.

Les sites de polygones de tourbe de la Côte-Nord étant tous situés à proximité de la mer, dans une région affectée par de fréquents brouillards en été, il est possible que le climat local présente des différences susceptibles d'influencer le régime thermique du sol, car en définitive c'est ce dernier qui entraîne la fissuration gélivale et la formation de coins de glace. Si un climat semblable à l'actuel mais plus froid a prévalu dans le passé, il a peut-être joué un rôle dans la formation des fissures de gel avec coins de glace dans la tourbe, dans un milieu où la température moyenne annuelle aurait pu être supérieure au seuil thermique critique de -6°C reconnu par les spécialistes. En effet, de nos jours, le faible taux d'insolation estival et les eaux froides introduites dans le golfe par le courant du Labrador abaissent la moyenne des températures de la saison chaude; par contre, la proximité de la mer atténue les températures hivernales. Des étés plus froids pourraient donc expliquer le maintien de coins de glace dans une tourbe à faible conductivité thermique. Le seuil critique de -6°C pour la température moyenne annuelle de l'air généralement requis pour la formation de coins de glace dans les fissures de contraction apparaît donc comme une valeur assez approximative. Il ne traduit pas nécessairement les différences qui existent entre les saisons froide et chaude et les différents facteurs du climat et du milieu. Un examen plus poussé des paramètres climatiques s'impose. Malheureusement, on dispose de peu de données en ce sens, la plupart des auteurs se référant à la température moyenne annuelle de l'air. Par ailleurs, WASHBURN (1979, p. 280) souligne avec pertinence que les valeurs obtenues par PÉWÉ (1966a, 1966b) pour l'Alaska ne sauraient être appliquées d'emblée aux autres régions: «*...extrapolation to other regions is dangerous because of the critical importance of the rate of temperature change in the ground and variations in environmental factors*». Rappelons aussi que, suivant les conditions du milieu, la différence entre la température moyenne annuelle de l'air et celle du sol varie de 1° à $5,5^{\circ}\text{C}$ (BROWN, 1966).

Certains voudront voir dans les réseaux de polygones de tourbe de la Côte-Nord un simple phénomène de gel annuel dans la couche superficielle ou dans le mollisol étant donné l'absence apparente de structures en coin ou de déformations dans le substrat minéral

à l'emplacement des fissures béantes. On peut difficilement souscrire à cette thèse. En effet, l'existence de fissures de gel annuel dans un substrat tourbeux ou dans un substrat minéral est bien connue et a été signalée par maints auteurs (WASHBURN *et al.*, 1963; THORARINSSON, 1964; SVENSSON, 1969, 1977; FRIEDMAN *et al.*, 1971; RAPP et CLARK, 1971; AARTOLAHTI, 1972; DIONNE, 1978, p. 196-197). Ces fissures étroites (quelques centimètres au plus) localisent souvent de minces coins de glace, mais ces derniers disparaissent généralement en été. Ils ne peuvent donc s'élargir et être à l'origine de l'écartellement des parois du dépôt encaissant. Dans le cas des polygones de l'île Verte, on sait que les fissures mesurent en moyenne 45 à 60 cm de largeur et davantage aux intersections. Comment expliquer ces larges cavités, alors qu'il n'existe aucun indice d'évidement significatif par érosion? De toute évidence, les fissures ont été jadis occupées par des coins de glace. Compte tenu des dimensions, ce ne saurait être des coins de glace annuels. D'ailleurs, aucun auteur n'a encore signalé l'existence de tels coins de glace annuels (plusieurs décimètres de largeur) dans des polygones de tourbe hors des régions à pergélisol. L'absence de tels types de réseaux dans le présent laisse penser que de tels coins de glace annuels n'ont jamais existé ailleurs dans le passé.

Une explication plausible serait que la largeur des fissures béantes actuelles ne correspond pas exactement à celle des coins de glace du pergélisol d'alors. Les fissures auraient été produites de la manière suivante. Sous l'effet du froid, le couvert tourbeux aurait été fissuré en un réseau de grands polygones. De minces coins de glace (5 à 20 cm de largeur) se prolongeant faiblement dans le substrat minéral se seraient alors formés. Par la suite, durant la phase de dégradation du pergélisol, en été, la partie supérieure des fissures aurait été inondée. À l'automne suivant, lors du retour du froid, cette eau ayant augmenté du volume aurait exercé une pression sur les parois du dépôt tourbeux élargissant ainsi de quelques centimètres les fissures. Le phénomène, répété durant plusieurs années, pourrait expliquer la dimension des fissures béantes.

Ainsi, il ne s'agirait pas de fissures résultant directement de la fonte de véritables coins de glace affectant le pergélisol, mais plutôt de fissures de contraction dans le mollisol élargies par la congélation automnale de l'eau de fonte s'y étant drainée. Ce mécanisme implique une saturation de la tourbe ou le maintien du gel, en été, dans les cellules, car autrement l'eau n'aurait pu demeurer longtemps dans les fissures. Malheureusement, la nature du tapis tourbeux tend à infirmer cette hypothèse.

À notre connaissance le mécanisme d'élargissement par la glace provenant de l'eau drainée dans la partie superficielle des fissures n'a pas encore été évoqué. S'il est réellement à l'origine de l'élargissement des fissures des réseaux de polygones de tourbe de la

Côte-Nord, ces dernières n'auraient donc pas contenu de véritables coins de glace et la signification paléoclimatique pourrait différer. Quoi qu'il en soit, les polygones auraient quand même une origine périglaciaire et impliqueraient probablement un climat légèrement moins rigoureux que le climat actuel de l'Arctique, pris comme point de référence pour le seuil thermique des fentes en coin (PÉWÉ, 1966).

On peut objecter que l'existence d'une période froide avec pergélisol aurait dû laisser davantage de traces compte tenu de l'âge récent des événements. À cet argument valable, on peut répondre qu'il existe peut-être d'autres indices ou preuves qu'il conviendrait de découvrir par des travaux plus poussés. Signalons néanmoins qu'il existe des indices d'une action efficace du froid dans la région de Blanc-Sablon depuis la déglaciation. La gélifraction, par exemple, a joué et joue encore un rôle important, en particulier dans les roches sédimentaires du Cambrien. En outre, il existe des cryosols et divers phénomènes de gélifluxion encore actifs sur les sommets de la zone côtière et de petites tourbières à paises juste au nord de Blanc-Sablon (DIONNE, 1980b). Ces paises sises au sud de l'isotherme annuel de 0°C pourraient bien être, à l'instar de celles de Cartwright (Labrador), des vestiges d'une période plus froide comme le propose BROWN (1976; 1979, p. 285). De même, les vastes tourbières à mares rondes et à lacs peu profonds qui caractérisent les terrasses deltaïques du Natashquan et de la Romaine pourraient, elles aussi dans une large mesure, avoir une origine périglaciaire (DIONNE, 1980a) semblable à celles de la côte ouest de la mer d'Hudson (DREDGE, 1979a, 1979b).

On pourrait objecter aussi que les diagrammes polliniques dans l'est du Québec, au Labrador et à Terre-Neuve (GRAYSON, 1956; MORRISON, 1970; MOTT, 1976; LAMB, 1980; MacPHERSON, 1982) ne confirment pas l'existence du Petit Âge glaciaire. La détérioration climatique la plus récente enregistrée par les analyses sporopolliniques remonte à 3000 ou 2500 ans, dans le sud du Labrador (LAMB, 1980) et d'autres régions nordiques du Québec-Labrador (McANDREWS et SAMSON, 1977; SHORT et NICHOLS, 1977; RICHARD, 1979). Il est intéressant de souligner que la détérioration climatique mise en évidence par diverses études dans le Québec subarctique à partir de 500 ans A.A. (PAYETTE et SÉGUIN, 1979; PAYETTE, 1980; PAYETTE et LAJEUNESSE, 1980; GAGNON et PAYETTE, 1981; FILION, 1983), n'apparaît pas dans les diagrammes polliniques (RICHARD, 1981). Des cas semblables sont légion et laissent soupçonner que cette méthode doit être raffinée pour renseigner utilement sur des variations à court terme comme celle du Petit Âge glaciaire. L'analyse des macro-restes semble beaucoup plus prometteuse (PAYETTE, 1980; FILION, 1983). On retiendra donc que le fait que la détérioration climatique du Petit Âge glaciaire n'apparaisse pas avec netteté dans les diagrammes polliniques de l'est du

Québec ne constitue pas pour autant une preuve valable de sa non-existence.

CONCLUSION

Il paraît difficile d'expliquer les réseaux polygonaux à fissures béantes de la Côte-Nord du Saint-Laurent et en particulier ceux de l'île Verte autrement que par l'existence de coins de glace dans des fissures de contraction dans la tourbe. Comme le tapis organique découpé de grands polygones date de moins de 1800 ans et que la tourbe tapissant le fond des fissures date de moins de 500 ans, il faut que la période froide qui y a permis la formation d'un pergélisol soit relativement récente. Les données dont on dispose présentement sur les fluctuations climatiques importantes des deux derniers millénaires placent cette période au Petit Âge glaciaire. Les datations isotopiques obtenues corroborent cette thèse. Les polygones de tourbe de la Côte-Nord semblent donc constituer un indice valable de l'existence d'un pergélisol dans l'est du Québec à une époque relativement récente.

Sinon, il faut admettre que des conditions climatiques «très particulières» ont prévalu lors de la formation des polygones, *i.e.* qu'il s'agit de fissures de gel annuel élargies par érosion. Dans ce cas, les réseaux de polygones de tourbe de la Côte-Nord auraient une signification paléoclimatique très particulière. Comme d'après WASHBURN (1979, p. 313), qui s'appuie sur de nombreux auteurs, «*the -5°C criterion is believed to be a conservative upper limit for the mean annual air temperature under which ice-wedge polygons... might form*», on suppose que la température moyenne annuelle de l'air dans la région de Blanc-Sablon, il y a quelques centaines d'années, a pu être de l'ordre de -5°C à -6°C. En conséquence, un pergélisol aurait existé dans l'est du Québec et en particulier sur la Côte-Nord du Saint-Laurent au cours du dernier millénaire.

HAMILTON *et al.* (1983) viennent de signaler l'existence de fentes de glace active dans un tapis tourbeux, près de Fairbanks (Alaska), dans la zone de pergélisol discontinu, où la température moyenne annuelle de l'air est de l'ordre de -3,5°C. Cette contribution fondamentale permet de supposer que la température moyenne annuelle de l'air dans la région de Blanc-Sablon aurait pu être de l'ordre de -3 à -4°C au lieu de -5 à -6°C, tel que suggéré dans le présent article, écrit en 1982.

REMERCIEMENTS

Les premiers travaux de terrain ont été effectués en 1978-79, alors que l'auteur faisait partie d'une équipe d'Environnement-Canada (Québec) chargée de faire l'inventaire écologique de la Côte-Nord et de son arrière-pays, pour le compte de la Direction-Environnement d'Hydro-Québec (Montréal). Des levés additionnels ont été faits en 1981 grâce à l'appui financier du Centre

d'études nordiques de l'université Laval. Les datations isotopiques ont été faites gracieusement par le laboratoire de Géochronologie du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec grâce à la collaboration de Pierre Lasalle. L'analyse des macro-restes a été effectuée par Alayn Larouche (université de Montréal) et l'identification des plantes du couvert végétal à l'île Verte par Gildo Lavoie (Environnement-Québec). L'auteur remercie également les nombreuses personnes qui lui ont soit fourni des données ou des documents photographiques, soit fait d'utiles remarques ou suggestions à la lecture d'un premier manuscrit préparé en 1980, en particulier Linda Dredge (Commission géologique du Canada, Ottawa), Pierre Gangloff (université de Montréal), J. Ross Mackay (université de Colombie-Britannique), Serge Payette (université Laval, Québec), Charles Tarnocai (ministère Agriculture-Canada, Ottawa), J. Vézina (ministère des Transports, Québec) et Stephen C. Zoltai (service canadien des Forêts, Edmonton).

RÉFÉRENCES

- AARTOLAHTI, T. (1972): Frost cracks and frost crack polygons on dunes in Finland, *Terra*, vol. 84, n° 3, p. 124-131, 2 fig., 3 phot.
- BENEDICT, J.B. (1976): Frost creep and gelifluction features: a review, *Quaternary Research*, vol. 6, n° 1, p. 55-76, 13 fig.
- BLACK, R.F. (1976a): Features indicative of permafrost, *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, vol. 4, p. 75-94, 19 fig.
- BLACK, R.F. (1976b): Periglacial features indicative of permafrost: ice and soil wedges, *Quaternary Research*, vol. 6, n° 1, p. 3-16, 21 fig.
- BOUTRAY, B. de et HILLAIRE-MARCEL, C. (1977): Aperçu géologique du substratum et des dépôts meubles quaternaires dans la région de Blanc-Sablon, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, nos 3-4, p. 207-215, 7 fig.
- BROWN, J.-L. et GANGLOFF, P. (1980): Géliformes et sols cryiques dans le sud de l'Abitibi, Québec, *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 34, n° 2, p. 137-158.
- BROWN, R.J.E. (1966): Relation between mean annual air and ground temperatures in the permafrost region of Canada, *Proceedings First International Permafrost Conference*, Lafayette, Indiana, 1963; Washington (D.C.), National Academy of Science & National Research Council, Publ. n° 1287, p. 241-247, 1 fig.
- (1973): Permafrost — Distribution and relation to environmental factors in the Hudson Bay Lowland, *Proceedings Symposium on the Physical Environment of the Hudson Bay Lowland*, Univ. Guelph (Ont.), p. 35-53, 7 fig.
- (1976): *Études du pergélisol au Québec et à Terre-Neuve (Labrador)*, Ottawa, Conseil national de la recherche du Canada, Division de la recherche en bâtiments, Bull. tech. n° 449, 95 p., 49 fig.
- (1979): Permafrost distribution on the southern part of the discontinuous zone in Québec and Labrador, *Géogra-*

- phie physique et Quaternaire*, vol. 33, n^{os} 3-4, p. 279-289, 9 fig.
- BROWN, R.J.E. et WILLIAMS, G.P. (1972): *The freezing of peatland*, Ottawa, National Research Council of Canada, Div. Building Research, Tech. Paper n^o 381, 24 p.
- CAILLEUX, A. (1973): Coups de froids postglaciaires dans l'est du Canada, *Cahiers géologiques*, n^o 89, p. 10-15, 4 fig.
- COOPER, W.S. (1958): Terminology of Post-Valders time, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 69, p. 941-945.
- DIONNE, J.-C. (1963): Le problème de la terrasse et de la falaise Mic Mac, *Revue canadienne de Géographie*, vol. 17, p. 9-25, 7 fig.
- (1968): Observations sur les tourbières réticulées du Lac Saint-Jean, *Annales de l'ACFAS*, vol. 35, p. 127-128 (texte manuscrit 16 p.).
- (1971): Fentes de cryoturbation tardiglaciaires dans la région de Québec, *Revue de Géographie de Montréal*, vol. 25, n^o 3, p. 245-264, 21 fig.
- (1975): Paleoclimatic significance of Late Pleistocene ice-wedge casts in southern Quebec, Canada, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 17, n^o 1, p. 65-76, 5 fig.
- (1976): Indices géologiques du pergélisol, Séminaire de Recherche, Dép. Sciences de la Terre, UQAM, texte manuscrit, 14 p.
- (1977): La mer de Goldthwait au Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, n^{os} 1-2, p. 61-80, 1 fig.
- (1978): Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 32, n^o 3, p. 187-247, 97 fig.
- (1980a): Indices géomorphologiques probants de variations climatiques dans l'est du Québec, 4^e Coll. AQQUA (Québec, sept. 1980), Résumés et Programme, p. 12; texte manuscrit 12 p.
- (1980b): Champs de pases dans la région de Blanc-Sablon, *Annales de l'ACFAS*, vol. 47, n^o 1, p. 116 (texte manuscrit 7 p.).
- (1981): Evidence of late and postglacial permafrost occurrence in southern Québec. A review, *Fourth Canadian Permafrost Conference*, Calgary, March 1981; Abstracts & Program, p. 79.
- (1982): Observations sur les cordons de blocs frangeants, côte nord du Saint-Laurent, *Annales de l'ACFAS*, vol. 49, n^o 1, p. 135.
- (1983): Frost-heaved bedrock features: a valuable permafrost indicator, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 37, n^o 3 (à paraître).
- (1983): Frost-heaved bedrock features: a valuable permafrost indicator, *Fourth International Permafrost Conference*, Fairbanks, Alaska, juillet, 1983, Abstracts.
- DREDGE, L.A. (1979a): Thermal sensitivity and the development of tundra ponds and thermokarst lakes in the Manitoba portion of the Hudson Bay lowland, *Geological Survey of Canada*, Paper 79-1C, p. 23-26, 6 fig.
- (1979b): Thaw depths and permafrost in polygonal peat terrain, Hudson Bay lowland, Manitoba, *Geological Survey of Canada*, Paper 79-1C, p. 27-30, 4 fig.
- DUBOIS, J.-M. (1980): *Environnements quaternaires et évolution postglaciaire d'une zone côtière en émergence sur la bordure sud du Bouclier canadien: la moyenne Côte Nord du Saint-Laurent, Québec*, Univ. Ottawa, Dép. Géographie, thèse doct. non publ., 754 p.
- FILION, L. (1983): *Dynamique holocène des systèmes éoliens et signification paléoclimatique* (Québec nordique), Québec, Univ. Laval, Dép. Biologie, thèse doct., 123 p., 33 fig.
- FLEMAL, R.C. (1976): Pingos scars: their characteristics, distribution, and utility in reconstructing former permafrost environments, *Quaternary Research*, vol. 6, n^o 1, p. 37-53, 1 fig.
- FRIEDMAN, J.D., JOHANSSON, C.E., OSKARSSON, N., SVENSSON, H., THORARINSSON, S. et WILLIAMS, R.S. (1971): Observations on Icelandic polygon surfaces and palsa areas. Photo-interpretation and field studies, *Geografiska Annaler*, vol. 53-A, n^{os} 3-4, p. 115-145, 27 fig.
- GANGLOFF, P. (1970): Structures de gélisol reliques dans la région de Montréal, *Revue de Géographie de Montréal*, vol. 24, n^o 3, p. 241-253, 7 fig.
- (1973): Le milieu morphoclimatique tardiglaciaire dans la région de Montréal, *Cahiers de Géographie de Québec*, vol. 17, n^o 42, p. 415-448, 14 fig.
- (1981): Signification paléoclimatique des formes périglaciaires reliques du Québec méridional, *Biuletyn Peryglacjalny*, n^o 28, p. 187-196, 2 fig., 4 photos h.t.
- GAGNON, R. et PAYETTE, S. (1981): Fluctuations holocènes de la limite des forêts de mélèzes, rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec: une analyse macrofossile en milieu tourbeux, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 35, n^o 1, p. 57-72, 6 fig.
- GOLDTHWAIT, R.P. (1976): Frost patterned ground: a review, *Quaternary Research*, vol. 6, n^o 1, p. 27-35, 4 fig.
- GRANT, D.R. (1969): Surficial deposits, geomorphic features and Late Quaternary history of the terminus of the northern peninsula of Newfoundland and adjacent Quebec-Labrador *Maritime Sediments*, vol. 5, p. 123-125.
- GRAYSON, J.F. (1956): *The postglacial history of vegetation and climate in the Labrador-Quebec region as determined by palynology*, Ann Arbor (Michigan), Univ. Michigan, thèse de Ph.D.
- HAMELIN, L.-E. (1971): Dans la plaine laurentienne, la glace de sol aurait-elle contribué au façonnement des glissements et autres formes de relief en creux?, *Cahiers de Géographie de Québec*, vol. 15, n^o 36, p. 439-465, 6 fig.
- HAMILTON, T.D., AGER, T.A. et ROBINSON, S.W. (1983): Late Holocene ice wedges near Fairbanks, Alaska, U.S.A.: environmental setting and history of growth, *Arctic and Alpine Research*, vol. 15, n^o 2, p. 157-168, 8 fig.
- HUNT, C.B. et WASHBURN, A.L. (1966): Patterned ground, *U.S. Geological Survey Professional Paper 494-B*, p. 104-133.
- IVES, J.D. (1962): Indications of recent extensive glacierization in northcentral Baffin Island, N.W.T., *Journal of Glaciology*, vol. 4, p. 197-205.
- JAHN, A. (1975): *Problems of the periglacial zone*, Warszawa, Polish Science Publication (1971); trad. J. Bachrach, National Technical Information Series, U.S. Dept. Commerce (Springfield, Virginia), 223 p., 129 fig. 116 phot. h.t.

- LACHENBRUCH, A.H. (1962): *Mechanics of thermal contraction cracks and icewedge polygons in permafrost*, Geological Society of America, Paper n° 70, 65 p.
- LAGAREC, D. (1972): Paléoformes de pergélisol dans la région de Québec, *C.R. Académie des Sciences (Paris)*, t. 274, sér. D., p. 995-998, 5 fig.
- (1973): Postglacial permafrost features in eastern Canada, *Proceedings 2nd International Conference Permafrost (Iakurst-1973)*, North American Contr., National Academy of Science (Washington), p. 126-131, 7 fig.
- (1979): Problèmes de paléoclimatologie post-glaciaire du Québec méridional, *Géoscope*, vol. 10, n° 1, p. 7-12.
- (1982): Cryogenetic mounds as indicators of permafrost conditions, Northern Québec, *Comptes rendus Quatrième Conférence canadienne sur le Pergélisol* (Calgary-1981), volume à la mémoire de R.J.E. BROWN; H.M. French, édit., Ottawa. Conseil national de la recherche du Canada, p. 43-48, 10 fig.
- LAMB, H.F. (1980): Late Quaternary vegetational history of southern Labrador, *Arctic and Alpine Research*, vol. 12, n° 2, p. 117-135, 9 fig.
- (1959): Our changing climate, past and present, *Weather*, vol. 14, p. 299-318, 9 fig.
- (1963): On the nature of certain climatic epochs which differ from modern (1900-39) normal, dans *Changes of Climates*, Paris, UNESCO, Proc. Rome Symposium, p. 125-150, 12 fig.
- (1977): *Climate: Present, Past and Future*, vol. 2, Climatic History and the Future, Londres, Methuen, 835 p.
- LANG, W.B. (1943): Gigantic drying cracks in Animas Valley, New Mexico, *Science*, vol. 98, p. 583-584.
- LANGWAY, C.C., DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J. et CLAUSEN, H. (1973): Climatic fluctuations during the Late Pleistocene, dans *The Wisconsinan Stage*, R.F. BLACK et al., édit., Geol. Soc. Amer., Mémoire 136, p. 317-321, 1 fig.
- LANDRY, B. et DUBOIS, J.-M. (1977): Un îlot de pergélisol dans le golfe du Saint-Laurent, *Annales de ACFAS*, vol. 44, n° 1, p. 94.
- LEFFINGWELL, E.K. (1915): Ground-ice wedges: the dominant form of ground-ice on the north coast of Alaska, *Journal of Geology*, vol. 23, n° 7, p. 635-654, 23 fig.
- MACFARLANE, I.C., édit. (1969): *Muskeg engineering handbook*, Univ. Toronto Press, 320 p., 161 fig.
- MACKAY, J.R. (1979): Pingos of the Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 33, n° 1, p. 3-61, 89 fig.
- (1981): An experiment in lake drainage, Richards Island, Northwest Territories: a progress report, *Geological Survey of Canada*, Paper 81-1A, p. 63-68, 10 fig.
- MACPHERSON, J.B. (1982): Postglacial vegetational history of the eastern Avalon Peninsula, Newfoundland, and Holocene climatic changes along the eastern Canadian seaboard, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 36, nos 1-2, p. 175-196, 9 fig.
- McANDREWS, J.H. et SAMSON, G. (1977): Analyse pollinique et implications archéologiques et géomorphologiques, lac de la Hutte Sauvage (Mushuau Nipi), Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, nos 1-2, p. 117-183, 8 fig.
- MORRISON, A. (1970): Pollen diagrams from interior Labrador; *Canadian Journal of Botany*, vol. 48, p. 1957-1975, 12 fig.
- MOTT, R.J. (1976): A Holocene profile from the Sept-îles area, Québec, *Naturaliste canadien*, vol. 103, p. 457-467, 12 fig.
- NEAL, J.T. (1978): Mud cracks (contraction polygons), dans *Encyclopedia of Sedimentology*, R.W. FAIRBRIDGE et J. BOURGEOIS, édit., Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson & Ross, p. 486-488, 2 fig.
- NEAL, J.T., LANGER, A.M. et KERR, P.F. (1968): Giant desiccation polygons of Great Basin playas, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 79, p. 69-90.
- PATERSON, W.S.B. et al. (1977): An oxygen isotope climatic record from the Devon Island ice cap, Arctic Canada, *Nature*, vol. 266, p. 508-511.
- PAYETTE, S. (1980): Fire history at the treeline in Northern Québec: a paleoclimatic tool, *Proceedings Fire History Workshop*, Tucson, Arizona, p. 126-131, 1 fig.
- PAYETTE, S., BOUDREAU, F. et LEDOUX, R. (1983): Paléogéographie dans les hauts sommets de la Gaspésie, (sous-presse).
- PAYETTE, S. et LAJEUNESSE, R. (1980): Les combes à neige de la rivière aux Feuilles: indicateurs paléoclimatiques holocènes, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 34, n° 2, p. 209-220, 9 fig.
- PAYETTE, S. et SEGUIN, M.K. (1979): Les buttes minérales cryogènes dans les basses terres de la rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 33, nos 3-4, p. 339-358, 15 fig.
- PÉWÉ, T.L. (1966a): Paleoclimatic significance of fossil ice wedges, *Biuletyn Peryglacjalny*, n° 15, p. 65-73, 2 fig., 2 pl. h.t.
- (1966b): Ice-wedges in Alaska-classification, distribution, and climatic significance, *Proceedings First International Permafrost Conference*, Lafayette, Indiana, 1963; Washington (D.C.), National Academy of Science & National Research Council, Publ., n° 1287, p. 76-81, 6 fig.
- (1973): Ice wedge casts and past permafrost distribution in North America, *Geoforum*, vol. 15, p. 15-26, 8 fig.
- PÉWÉ, T.L., CHURCH, R.E. et ANDERSEN, M.J. (1969): *Origin and paleoclimatic significance of large-scale patterned ground in Donnelly Dome area, Alaska*, Geological Society America, Sp. Paper n° 103, 87 p., 25 fig., 9 pl.
- RAILTON, J.B. et SPARLING, J.H. (1973): Preliminary studies on the ecology of palsa mounds in northern Ontario, *Canadian Journal of Botany*, vol. 51, n° 5, p. 1037-1044, 4 fig.
- RAPP, A. et CLARK, M. (1971): Large nonsorted polygons in Padjelanta National Park, Swedish Lapland, *Geografiska Annaler*, vol. 53-A, n° 2, p. 71-85, 12 fig.
- REGER, R.D. et PÉWÉ, T.L. (1976): Cryoplanation terraces: indicators of a permafrost environment, *Quaternary Research*, vol. 6, n° 1, p. 99-109, 6 fig.
- RICHARD, P. (1979): Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation au nord-est de la Jamésie, Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 33, n° 1, p. 93-112, 9 fig.

- (1981): *Paléophytogéographie postglaciaire en Ungava par l'analyse pollinique*, Paléo-Québec, n° 13, 153 p., 44 fig.
- RUDLOFF, H.V. (1967): *Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europe seit dem Beginn der regelmässigen Instrumenten-Beobachtungen (1670)*, Vieweg, 370 p., 89 fig.
- SCHÖNWIESE, C.D. (1979): *Klimaschwankungen*, Heidelberg-Berlin, Springer Verlag, 181 p., 54 fig.
- SEPPÄLÄ, M. (1979): Recent palsa studies in Finland, *Acta Univ. Ouluensis*, Ser. A. Sci. Nat., vol. 82, Geol. n° 3, p. 81-87, 4 fig.
- SHORT, S.K. et NICHOLS, H. (1977): Holocene pollen diagrams from subarctic Labrador-Ungava: vegetational history and climatic change, *Arctic and Alpine Research*, vol. 9, n° 3, p. 265-290, 8 fig.
- SHROCK, R.R. (1948): *Sequence in layered rocks*, New York, McGraw-Hill, 507 p., 397 fig.
- SUGDEN, D. (1982): *Arctic and Antarctic: a modern geographical synthesis*, Oxford, Basil Blackwell, 472 p., 240 fig.
- SVENSSON, H. (1969): Open fissures in a polygonal net on the Norwegian Arctic coast, *Biuletyn Peryglacjalny*, n° 19, p. 389-398, 6 pl. h.t.
- (1973): Distribution and chronology of relict polygon patterns on the Laholm plain, the Swedish west coast, *Geografiska Annaler*, vol. 54-A, nos 3-4, p. 159-175, 15 fig.
- (1977): Observations on polygonal fissuring in non-permafrost areas of the Norden countries, *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*, n° 31, p. 63-76, 9 fig.
- (1978): Ice wedges as a geomorphological indicator of climatic changes, *Proceedings Nordic Symposium on Climatic Changes and Related Problems*, Copenhagen, April 1978, Danish Meteorol. Inst., Climatol. Papers n° 4, p. 9-17, 5 fig.
- TARNOCAI, C. (1970): *Classification of peat landforms in Manitoba*, Winnipeg, Canada, Dept. Agriculture, Research Station, Pedology Unit, Rapp. interne, 45 p., 12 fig., 18 pl.
- THORARINSSON, S. (1964): Additional notes on patterned ground in Iceland with particular reference to ice-wedge polygons, *Biuletyn Peryglacjalny*, n° 14, p. 327-336, 5 fig., 9 phot. h.t.
- TURCOTTE-ROY, P. (1977): *Les géliformes à triage de la région de Disraéli: indice d'un paléoclimat froid*, Univ. Montréal, Dép. Géographie, thèse maîtrise non publ., 51 p., 23 fig.; aussi *Annales de l'ACFAS*, vol. 44, p. 94.
- WASHBURN, A.L., édit. (1976): Periglacial indicators of permafrost, *Quaternary Research*, vol. 6, n° 1, p. 1-109.
- (1979): *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*, Londres, Edward Arnold, 416 p.
- WASHBURN, A.L., SMITH, D.D. et GODDARD, R.H. (1963): Frost cracking in a middle-latitude climate, *Biuletyn Peryglacjalny*, n° 12, p. 175-189, 3 fig., 4 phot. h.t.
- WEIDICK, A. (1972): Notes on Holocene glacial events in Greenland, dans *Climatic Changes in Arctic Areas during the last ten-thousand years*, Y. VASARI et al., édit., Acta Univ. Oulunsis, Geol. Ser., n° 1, p. 177-202, 2 fig.
- WHITE, S.E. (1976): Rock glaciers and block fields. Review and new data, *Quaternary Research*, vol. 6, n° 1, p. 77-97, 10 fig.
- WILLDEN, R. et MABEY, D.E. (1961): Giant desiccation fissures on the Black Rock and Smoke creek deserts, Nevada, *Science*, vol. 133, p. 1359-1360, 3 fig.
- ZOLTAI, S.C. (1973): Vegetation, surficial deposits and permafrost relationships in the Hudson Bay lowland, *Proceedings Symposium Physical Environment of the Hudson Bay Lowland*, Univ. Guelph (Ont.), p. 17-39, 9 fig.
- ZOLTAI, S.C. et TARNOCAI, C. (1975): Perennially frozen peat lands in the eastern Arctic and Subarctic of Canada, *Canadian Journal of Earth sciences*, vol. 12, n° 1, p. 28-43, 11 fig.