

Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique

Periglacial features and phenomena in James Bay area, Subarctic Québec

Periglaziale Formen und Phänomene in der Baie de James Region, subarktisches Quebec

Jean-Claude Dionne

Volume 32, numéro 3, 1978

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/1000303ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/1000303ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Dionne, J.-C. (1978). Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 32(3), 187–247. <https://doi.org/10.7202/1000303ar>

Résumé de l'article

Les formes et les phénomènes périglaciaires actuels et reliques sont relativement abondants et variés en Jamésie-Hudsonie. Les observations concernent les gélisols, la gélifraction, le soulèvement gélival, les paises, les tourbières structurées, le glacier et diverses formes thermokarstiques. Les gélisols comprennent quatre catégories : ceux de rivages et hauts-fonds, ceux de sommets, ceux de la plaine côtière de Louis-XIV, et des réseaux polygonaux de fentes de gel. La majorité des gélisols est concentrée dans la moitié septentrionale du territoire. La gélifraction se révèle de faible importance; localement, elle donne naissance à des talus d'éboulis et à des champs de blocs. Les roches les plus gélives sont les basaltes et les grès quartzitiques. Les phénomènes liés au soulèvement gélival sont peu répandus. Les paises boisées et non boisées, minérales ou organiques abondent dans la zone côtière jadis envahie par la mer de Tyrrell. La limite méridionale des paises non boisées passe aux îles Weston et Bizarre (52°32'); celle des paises boisées en cours de dégradation passe au nord de Matagami (50°). La plus forte concentration de paises non boisées se trouve entre le 55° et le 56°; celle des paises boisées, entre le 52°24' et le 54°24'. Les formes thermokarstiques comprennent principalement des dépressions de fusion et des amphithéâtres de géli-fluxion. L'origine périglaciaire des lacs ronds, en oursous et à cernes ainsi que des cours d'eau à berges festonnées et à grains de chapelet demeure hypothétique. Le glacier exerce une action morpho-sédimentologique importante dans les trois grands milieux de sédimentation. Une partie des formes périglaciaires de la Jamésie-Hudsonie sont reliques, d'autres sont récentes ou actuelles.

FORMES ET PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES EN JAMÉSIE, QUÉBEC SUBARCTIQUE

Jean-Claude DIONNE, Environnement Canada, c. p. 10 100, Sainte-Foy, Québec G1V 4H5.

RÉSUMÉ Les formes et les phénomènes périglaciaires actuels et reliques sont relativement abondants et variés en Jamésie-Hudsonie. Les observations concernent les gélisols, la gélifraction, le soulèvement gélival, les palses, les tourbières structurées, le glaciol et diverses formes thermokarstiques. Les gélisols comprennent quatre catégories: ceux de rivages et hauts-fonds, ceux de sommets, ceux de la plaine côtière de Louis-XIV, et des réseaux polygonaux de fentes de gel. La majorité des gélisols est concentrée dans la moitié septentrionale du territoire. La gélifraction se révèle de faible importance; localement, elle donne naissance à des talus d'éboulis et à des champs de blocs. Les roches les plus gélives sont les basaltes et les grès quartzitiques. Les phénomènes liés au soulèvement gélival sont peu répandus. Les palses boisées et non boisées, minérales ou organiques abondent dans la zone côtière jadis envahie par la mer de Tyrrell. La limite méridionale des palses non boisées passe aux îles Weston et Bizarre (52°32'); celle des palses boisées en cours de dégradation passe au nord de Matagami (50°). La plus forte concentration de palses non boisées se trouve entre le 55° et le 56°; celle des palses boisées, entre le 52°24' et le 54°24'. Les formes thermokarstiques comprennent principalement des dépressions de fusion et des amphithéâtres de gélifluxion. L'origine périglaciaire des lacs ronds, en oursons et à cernes ainsi que des cours d'eau à berges festonnées et à grains de chapelet demeure hypothétique. Le glaciol exerce une action morpho-sédimentologique importante dans les trois grands milieux de sédimentation. Une partie des formes périglaciaires de la Jamésie-Hudsonie sont reliques, d'autres sont récentes ou actuelles.

ABSTRACT *Periglacial features and phenomena in James Bay area, Subarctic Québec.* Recent and relict periglacial features and phenomena are varied and relatively widespread throughout the James Bay area. Observations deal with patterned ground, frost-wedging, frost-heaving, palsen, string bogs, drift ice action, and various thermokarst features. Four categories of patterned grounds are distinguished: those found on lake shores, on mountain tops and in the coastal lowland around Point Louis XIV, and polygonal frost-wedges networks. Patterned grounds are mainly concentrated in the northern part of the territory. Frost-wedging is of minor importance throughout the area, taluses and block fields being the two most common features. Basalts and quartzitic sandstones are the most sensible rocks in regard to frost-wedging. Frost-heaving is also of minor importance, frost-heaved bedrock and boulders occurring at a few places. Forested and non-forested, mineral or organic palsen are widespread throughout the coastal area formerly submerged by the Tyrrell Sea. Weston and Bizarre Islands (52°32') are the southern limit of nonforested palsen, while forested palsen extend north of Matagami (50°). The non-forested palsen are mainly concentrated between 55° — 56°, whilst the forested palsen are concentrated between 52°24' — 54°24'. Thermal rimmed depressions and ground ice bowl-shaped slumps are two common thermokarst features. However, the thermokarst origin of circular, bearshaped and marginated lakes, and beaded and festoon-shaped rivers is not evident. Drift ice action is important in the three major sedimentary environments. Periglacial features in the James Bay area have various ages; some are relict features, others are recent or still forming under the present climatic conditions.

ZUSAMMENFASSUNG *Periglaziale Formen und Phänomene in der Baie de James Region, subarktisches Québec.* Relikien- und jüngere Formen und Phänomene sind verhältnis mässig häufig und mannigfaltig in der Baie de James Region. Die Beobachtungen behandeln Frostboden, — sprengung, und — hebung, Palsen, Moore, Treibeistatigkeit und verschiedene thermokarst Formen. Man unterscheidet vier Kategorien von Frostböden: an Ufern und Untiefen, auf Berggipfeln, in der Küstenebene Louis XIV gelegene, und die Polygonböden. Die meisten befinden sich im nördlichen Teil des Gebietes. Frostsprennung ist von geringer Bedeutung, örtlich führt sie zu Schutthalden und Blockfeldern. Am frostempfindlichsten sind Basalte und quarzhaltiger Sandstein. Die mit Frostfaltungen zusammenhängenden Phänomene haben nur beschränkten Einfluss. Bewaldete und unbewaldete Palsen sind in der Küstengegend, die ehemals vom Tyrrellmeer überschwemmt war, besonders häufig. Die Weston und Bizarre Inseln (52°32') bilden die südliche Grenze für unbewaldete Palsen, während bewaldete Palsen sich nordwärts bis Matagami (50°) erstrecken. Die Hauptkonzentration der unbewaldeten Palsen liegt bei 55°-56°, die der bewaldeten Palsen zwischen 52°24' und 54°24'. Die thermokarstischen Formen umfassen Schmelzdepressionen und Kesselförmige, durch fossiles Eis verursachte, Abrutsche. Jedoch, der periglaziale Ursprung von Kreis- und Birnenförmigen Seen ist nicht bewiesen. Treibeistatigkeit ist in allen drei Hauptsedimentsbereichen von grosser Bedeutung.

INTRODUCTION

Jusqu'à maintenant, les formes et les phénomènes périglaciaires au Québec ont reçu relativement peu d'attention de la part des géomorphologues, bien que l'ensemble du territoire et en particulier le Québec subarctique soient soumis à l'effet des processus froids depuis plusieurs millénaires. Quelques chercheurs ont bien signalé, à l'occasion, la présence de divers phénomènes périglaciaires, mais il n'existe aucune synthèse ni d'étude générale (DIONNE, 1968a). L'inventaire cartographique des formes actuelles et anciennes ainsi que l'étude des processus présentement en action demeurent à faire. Les travaux généraux sur le périglaciaire du Canada (COOK, 1959, 1961; DUBÉ et HAMELIN, 1960; HAMELIN, 1961) n'accordent qu'une infime place au Québec. De tous les phénomènes périglaciaires, seuls le pergélisol et le glacier ont reçu une attention particulière depuis environ deux décennies.

La présente contribution a pour but de faire connaître des observations sommaires faites en Jamésie et dans la partie méridionale de l'Hudsonie au cours des étés 1973, 1974 et 1975, dans le cadre d'une étude écologique conduite par une équipe d'Environnement Canada pour le compte de la *Société de développement de la Baie-James* (SDBJ). Il ne s'agit nullement d'une étude exhaustive mais plutôt d'observations faites à la fois sur photographies aériennes et au cours de travaux de reconnaissance sur le terrain en vue de la cartographie des formes du relief et des formations meubles quaternaires. Dans ces conditions, on comprendra facilement que les principaux phénomènes qui ont été portés sur la figure 1 ne représentent pas un tableau complet du périglaciaire dans cette partie du Québec. Cette carte donne simplement une idée générale de la nature et de la répartition géographique des gélisols et de quelques autres phénomènes liés au froid. Des travaux de terrain plus élaborés s'avèrent nécessaires pour dresser un inventaire complet des formes et des phénomènes glaciaires en Jamésie.

Le glacier, qu'on range maintenant parmi les phénomènes périglaciaires (HAMELIN et COOK, 1967; WASHBURN, 1973), a été traité longuement ailleurs (DIONNE, 1978a); le sujet ne sera pas repris. Quant aux champs de blocs qui ont aussi fait l'objet d'un article récent (DIONNE, 1978b), on ne parlera brièvement que de ceux dont l'origine périglaciaire est évidente. Faute d'observations suffisantes, un certain nombre de formes et de phénomènes périglaciaires seront simplement évoqués.

DÉLIMITATION ET DÉNOMINATION DU TERRITOIRE

Le territoire considéré couvre environ 410 000 km², soit à peu près le quart du Québec. Il s'agit d'un vaste

ensemble délimité arbitrairement par les autorités de l'Hydro-Québec dans le cadre de projets d'aménagement hydro-électrique des bassins versants de la baie de James, de la mer d'Hudson et de la baie d'Ungava. Ce territoire s'étend d'ouest en est, de la baie de James jusqu'au 68° long. O et du sud au nord, du 49° au 55° lat. N. Il ne s'agit pas d'une région naturelle unique, mais plutôt d'un territoire qui en comprend plusieurs et que l'on désigne communément dans certains milieux sous le nom de *Territoire de la Baie-James*. Cette appellation étant inadéquate pour des raisons linguistiques et toponymiques, nous avons adopté, à la suggestion d'une abitibienne, le nom de *Jamésie*¹. Ce toponyme s'applique à un territoire aux frontières artificiellement tracées et ne saurait être entièrement satisfaisant. Néanmoins, il a le mérite d'être pratique, joli, bien frappé et permet surtout d'éviter l'écueil de l'emploi ou du non-emploi de la préposition devant James.

En principe, la Jamésie correspond au territoire adjacent à la baie de James comme l'Hudsonie correspond au territoire adjacent à la mer d'Hudson. Elle s'étend donc au nord jusqu'à la pointe Louis-XIV, soit au 54°34' lat. N. Toutefois, comme la coupure de la carte topographique à 1/250 000 passe au 55° et qu'il n'y a vraiment pas de frontière naturelle évidente entre la Jamésie et l'Hudsonie, la limite du 55° a été adoptée à toutes fins pratiques. Sachant que le territoire considéré suit le découpage des cartes topographiques de la série nationale, toute tentative pour définir rigoureusement la Jamésie paraît vouée à l'échec. On retiendra donc que la Jamésie correspond au territoire comprenant les bassins versants des grandes rivières se déversant dans la baie de James: Harricana, Nottaouai, Broadback, Rupert, Pontax, Eastmain, Opinaca, Sakami, Kanaaupscaw et Grande Rivière.

Les 410 000 km² du territoire couvert par cette étude comprennent aussi un fragment de l'Hudsonie, soit celui couvert par les cartes 33 M, 33 N, 33 O et 33 P de la série nationale à 1/250 000 (55°-56° N; 72°-78°30' O).

FIGURE 1. Carte de répartition des gélisols et autres phénomènes périglaciaires en Jamésie-Hudsonie, Québec subarctique.

Map showing the geographical distribution of patterned ground and other periglacial features in southern Subarctic Québec.

1. T. DÉSY-BEAULIEU (1976): Il est un pays que j'appelle «Jamésie», *La Gatineau*, vol. 21, n° 13, 1976. LAVERDIÈRE et GUIMONT (1978) viennent de proposer de restreindre la Jamésie au territoire correspondant aux seules basses terres de la baie de James. Cette idée intéressante pourrait être retenue; il restera à nommer l'arrière pays.

CARACTÉRISTIQUES DU MILIEU

1. PHYSIOGRAPHIE ET GÉOLOGIE

La majeure partie de la Jamésie fait partie du Bouclier canadien. Du point de vue physiographique, la région comprend deux grandes unités : des basses terres en bordure de la baie de James et des hautes terres à l'intérieur. Les basses terres correspondent à la zone qui a été ennoyée par les eaux de la mer de Tyrrell et du lac Ojibouai à la fin et après le dernier épisode glaciaire. Elles s'étendent du rivage actuel jusqu'à environ 200-250 m d'altitude, sur une largeur variable allant jusqu'à 200 km par endroits, mais généralement comprise entre 100 et 125 km. Elles sont caractérisées par des reliefs faibles comprenant une vaste plaine argileuse au sud de l'Eastmain ; au nord de ce dernier, la plaine argileuse fait place à une plaine glacio-marine dans laquelle des formes d'accumulation glaciaires (drumelins et moraines) et fluvio-glaciaires (plaines d'épandage, eskers et deltas) émergent ici et là. Des collines isolées et des groupes de collines rocheuses pointent un peu partout à travers les basses terres ; les plus hautes excèdent rarement 175 m, alors que l'altitude de la grande majorité est inférieure à 100 m ; les dénivellations relatives sont donc faibles. La surface quasi horizontale des plaines côtières est trouée de nombreux lacs et tapissée d'abondantes tourbières.

Les hautes terres s'étendent vers l'intérieur au delà de 200 m d'altitude. Elles sont en majeure partie composées d'un relief modéré comprenant de vastes dépressions et des groupes de collines rocheuses excédant rarement 800 m d'altitude. Les dénivellations locales, de l'ordre de 100 à 200 m, demeurent modestes. Un seul massif se dégage de l'ensemble : celui des monts Otiches dont les plus hauts sommets atteignent 1 200 m d'altitude. Vues à distance, les hautes terres jamésiennes évoquent souvent l'allure d'un vaste plateau faiblement disséqué.

Au point de vue géologique, le socle de la majeure partie de la Jamésie est composé de roches cristallines et cristallophylliennes d'âge archéen comprenant principalement des granites, des gneiss, des granodiorites et de petites unités de roches intrusives basiques. On y trouve aussi quelques unités de roches sédimentaires (grès, grès quartzitique, calcaire dolomitique) et volcaniques (basalte, gabbro, andésite), d'âge protérozoïque, notamment dans les secteurs des lacs Mistassini et Albanel, des monts Otiches, des lacs Sakami et Tilly, et sur la côte orientale de la mer d'Hudson entre la Grande Île et l'embouchure de la petite rivière de la Baleine.

Cet immense territoire a subi au Quaternaire les effets des grandes glaciations. Une des principales masses de glace de l'inlandsis wisconsinien semble avoir été centré au cœur du Québec, soit dans le bassin du Caniapiscou, d'où elle s'est écoulée d'une façon radiale. Au maximum de la dernière glaciation, l'inlandsis aurait eu une épaisseur excédant 2 000 m au droit de l'ensemble de la Jamésie (SUGDEN, 1977). Le retrait des glaciers en Jamésie s'est fait entre 8500 et 5500 ans AA (PREST, 1969). Dans le secteur SO, il a donné naissance au lac Ojibouai qui s'est vidé vers 7900 ans AA (HARDY, 1977 ; VINCENT et HARDY, 1977). Sur la côte, la déglaciation fut suivie par la submersion de la mer de Tyrrell qui a ennoyé une zone ayant jusqu'à 200 km de largeur par endroits. L'altitude atteinte par cette mer est de 200 m dans le sud et de 300 m dans le nord au niveau de Poste-de-la-Baleine (HILLAIRE-MARCEL, 1976). Les glaciers ont laissé d'importants dépôts non stratifiés dans environ les deux tiers du territoire. Les eaux de fonte ont aussi donné naissance à de nombreuses formations stratifiées de sable et gravier. Dans les basses terres, la mer de Tyrrell et le lac Ojibouai ont laissé d'épais dépôts de gravier, sable, limon et argile. Par la suite une partie des dépressions peu profondes des hautes et des basses terres ont été comblées de tourbe.

2. CLIMAT

La Jamésie et le sud de l'Hudsonie connaissent un climat de type continental avec influence maritime sur la côte, qui est en partie modifiée par la couverture de glace recouvrant ces nappes d'eau durant la moitié de l'année environ. Les hivers sont longs et froids, les étés courts, généralement doux, voire même chauds par moments. Les influences du relief ne sont pas très marquées ; elles sont néanmoins responsables de certaines modifications locales du climat. En hiver, des poussées d'air polaire continental descendent vers le sud et se concentrent au-dessus de la mer d'Hudson ; elles occasionnent des vagues de grand froid dans les territoires avoisinants. En été, le régime thermique est caractérisé par de fréquentes périodes de froid causées par le déplacement de cyclones vers l'est. Les masses d'air chaud du sud et d'air froid du nord s'y rencontrent fréquemment d'où l'abondance des précipitations durant les mois d'été.

L'ensemble du territoire jamésien est situé au nord de l'isotherme annuel de l'air de 0°C (tabl. I). La température moyenne annuelle de l'air s'abaisse progressivement avec l'augmentation de la latitude. Elle passe de -0,2° à Chapais et -1,1° à Mistassini dans le sud, à -3,2° à Fort-Georges, -3,6° à Nitchequon dans le centre, et -4,3° à Poste-de-la-Baleine et à Schefferville dans le

TABLEAU I
Données climatiques (Jamésie-Hudsonie)*

STATION	Température moyenne annuelle C°	Température maximale absolue	Température minimale absolue	Température annuelle maximale moyenne	Température annuelle minimale moyenne	Température juillet-août	Température novembre-avril	No mois sous 0°	Précipitations totales annuelles (mm)	Précipitations neigeuses annuelles (mm)
Chapais	-0,2	32,2	-42,8	5,5	-6	14,4	-11,3	6	890	2923
Fort-Georges	-3,2	34,4	-48,3	1,8	-8,1	11,9	-14,2	6	607	2291
Mistassini	-1,1	35	-48,9	4,6	-6,8	15,3	-12,4	6	805	2675
Nitchequon	-3,6	32,2	-49,4	1,2	-8,4	13,2	-14,8	6	753	2753
Poste-de-la-Baleine	-4,3	33,9	-49,4	-0,2	-8,5	10,7	-14,9	6	679	2687
Schefferville	-4,3	31,1	-50,6	0,2	-8,9	11,8	-15,1	7	746	3416

* D'après VILLENEUVE (1967).

nord (VILLENEUVE, 1967)². La moyenne des mois d'hiver (novembre à avril) est comprise entre -11,3° et -15,1°, avec des températures maximales absolues de -42,8° à -50,6°. La température des mois de juillet et août est comprise entre 10,7° et 15,3°, avec des maxima absolus de 31° à 35°.

Les précipitations totales sont relativement faibles. Elles sont plus importantes dans le sud et à l'intérieur que sur la côte. Elles sont de 890 et 805 mm à Chapais et Mistassini respectivement, de 753 et 746 mm à Nitchequon et Schefferville, et de 607 et 679 mm à Fort-Georges et Poste-de-la-Baleine. Les mois d'été sont généralement les plus arrosés (tabl. II). Juillet est le mois le plus pluvieux à Chapais, Fort-Georges, Mistassini et Nitchequon; à Poste-de-la-Baleine et à Schefferville, c'est le mois d'août. Les précipitations neigeuses sont moyennes à fortes, allant de 2 291 (Fort-Georges) à 3 416 mm (Schefferville). Elles sont réparties sur 10 mois de l'année. Nitchequon et Schefferville enregistrent même des chutes de neige occasionnelles en juillet et août. Les mois les plus neigeux sont au début de l'hiver. Novembre est le mois le plus neigeux à Fort-Georges, Nitchequon, Poste-de-la-Baleine et Schefferville; c'est le mois de décembre à Chapais et le mois de janvier à Mistassini.

Une donnée importante pour comprendre plusieurs phénomènes périglaciaires, notamment les gélisols et la gélifraction, est le nombre de cycles gel-dégel à la surface du sol et dans le sol. Malheureusement, on possède très peu de renseignements à ce sujet pour l'ensemble du territoire. Les seules données connues

2. D'après NICHOLSON (1978), l'analyse des données climatiques récentes à Schefferville donnerait plutôt une moyenne annuelle de -4,9° à 500 m d'altitude et -6,5° à 700 m. Nous ignorons sur quelle période cette moyenne a été calculée.

TABLEAU II
Précipitations totales et neigeuses*

Station	Précipitations totales		Précipitations neigeuses	
	mois le plus arrosé	mois les plus arrosés	mois le plus neigeux	mois les plus neigeux
Chapais	juillet	juin-oct.	décembre	déc., jan.
Fort-Georges	juillet	juil.-déc.	novembre	nov., déc.
Mistassini	juillet	juin-nov.	janvier	nov., déc., jan.
Nitchequon	juillet	juin-oct.	novembre	nov., déc.
Poste-de-la-Baleine	août	juil.-nov.	novembre	nov., déc.
Schefferville	août	juin-nov.	novembre	nov., jan.

* D'après VILLENEUVE (1967).

proviennent de la région de Schefferville, sise en dehors des limites de la Jamésie. Celles fournies par quelques auteurs (HAYWOOD, 1961; ANDREWS, 1963; BARR, 1964; GRAY, 1966) permettent de constater que, dans la région de Schefferville, il y a de nombreux cycles gel-dégel (20 à 40 par année); cependant, un très petit nombre est significatif pour les processus périglaciaires, comme le triage et le soulèvement gélival.

On ignore à peu près tout de la pénétration du gel annuel dans le sol en Jamésie, mais on sait qu'il excède souvent 100 cm dans la région de Schefferville (BARR, 1964; GRAY, 1966). Compte tenu des facteurs influençant la pénétration du gel dans le sol (enneigement, nature du sol, exposition, couverture végétale, etc.), il devient impossible d'extrapoler à la Jamésie les va-

leurs obtenues à Schefferville. On peut quand même penser que d'une façon générale, le gel annuel du sol atteint ou excède 150 cm dans la partie nord du territoire et qu'il est moins profond dans la partie sud. Des mesures faites au cours de l'hiver 1975-1976, dans le bassin du Caniapiscou (vers 54°47' N), ont enregistré une pénétration du gel de 4 m dans un sol meuble composé de till sablonneux et limoneux, et de 10 m dans le substrat rocheux³. Le premier site était recouvert de 50 cm de neige au cours de l'hiver, le second de 30 cm seulement. Le gel a disparu dans la roche vers la mi-juillet alors qu'il a persisté jusqu'à la mi-août dans le sol meuble. Ces quelques données laissent entendre que la profondeur du gel dans le sol en Jamésie est plus importante qu'on peut le croire de prime abord⁴.

3. VÉGÉTATION

L'ensemble de la Jamésie fait partie du domaine de la forêt boréale dont la limite septentrionale passe au nord du golfe de Richmond et du lac à l'Eau Claire, soit au nord du 56° (ROWE, 1959; PAYETTE, 1975, 1976). La partie méridionale, c'est-à-dire celle située au sud de l'Eastmain, comprend principalement une forêt continue, alors que l'autre partie est dominée par la forêt ouverte et la toundra arbustive. DUCRUC *et al.* (1976) subdivisent la Jamésie en cinq domaines écologiques étagés en latitude, comprenant du sud au nord : 1) le domaine des forêts claires, au sud de l'Eastmain; 2) le domaine des forêts très ouvertes entre l'Eastmain et la Grande Rivière; 3) le domaine des landes boisées, entre la Grande Rivière et la grande rivière de la Baleine; 4) le domaine des landes à lichens, au nord de la grande rivière de la Baleine et du lac Bienville; 5) enfin le domaine des landes arctiques comprenant une bande côtière s'étendant de l'embouchure du Roggan à la pointe Vauquelin. Suivant d'autres concepts, les mêmes auteurs subdivisent la Jamésie en quatre grandes zones biologiques : la zone boréale occupe la partie méridionale, voire le secteur situé au sud du lac Evans (51°); la zone subarctique, comprenant les deux tiers du territoire, s'étend du 51° au 55°30' environ, soit du lac Evans au nord de la grande rivière de la Ba-

leine. Cette grande zone est subdivisée en trois sous-zones : le bas-subarctique au sud de l'Eastmain; le moyen-subarctique entre l'Eastmain et la Grande Rivière; le haut-subarctique entre la Grande Rivière et le lac Bienville. L'extrémité nord du territoire tombe dans la zone de l'hémiarctique, alors qu'une étroite bande côtière dans la région de la pointe Louis XIV fait partie de la zone arctique.

La Jamésie forestière est dominée par l'épinette noire (*Picea mariana*); suivant la latitude et la nature du terrain, on trouve aussi plusieurs autres espèces, comme l'épinette blanche (*Picea glauca*), le sapin baumier (*Abies balsamea*), le bouleau blanc (*Betula papyrifera*), le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*), le peuplier baumier (*Populus balsamifera*), le pin gris (*Pinus banksiana*) et occasionnellement du mélèze (*Larix laricina*) et du cèdre (*Thuja occidentalis*) dans la partie sud.

D'une façon générale, à mesure qu'on monte en latitude et en altitude, la forêt s'éclaircit et fait place à la toundra arbustive. Ainsi, les monts Otiches et le sommet des collines de plus de 700-750 m d'altitude, au nord des lacs Nitchequon et Naococane, sont dominés par la toundra arbustive.

FORMES ET PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES

Pour plus de clarté dans l'exposé, on traite successivement du pergélisol, des gélisols, de la gélifraction et des formes qui y sont associées, des palses et des tourbières structurées, ainsi que de quelques autres phénomènes peu répandus, les uns liés au soulèvement gélival, les autres à la fonte de glace dans le sol.

A. Le pergélisol

Bien que la majeure partie de la Jamésie tombe dans la zone du pergélisol à îlots sporadiques, dont la limite méridionale suit à peu près le 51°N (BROWN, 1967, 1976; NICHOLSON, 1978), on ne connaît pas encore avec précision la répartition du pergélisol dans cette partie du Québec. Les mesures de terrain sont extrêmement rares et celles qui existent ne sont pas d'accès facile, étant pour la plupart inédites ou consignées dans les dossiers de compagnies minières et de génie civil. En plus de la répartition spatiale, il importerait de connaître la profondeur du plafond du pergélisol, l'épaisseur de la couche pergélisolée et la température réelle du pergélisol suivant la profondeur et la nature du sol ou du substrat rocheux.

Par ailleurs, peu de formes de terrain renseignent directement sur la présence de pergélisol. En Jamésie, seules les palses constituent un indice morphologique valable de sa présence. Les lentilles de glace qui se

3. Information aimablement fournie par M. Alain Liard (*in litt.*, 1977) de la maison d'Ingénieurs-conseils Lemieux-Mont-Nadon-Roy, Inc. de Montréal.

4. À première vue, ces données paraissent extrêmement fortes; on peut se demander si elles traduisent vraiment la réalité. La pénétration du gel annuel dans le sol est-elle aussi importante que l'indiquent les données fournies par A. Liard? Des mesures faites par GRAY et PILON (1978) sur l'épaisseur du molisol dans le substrat rocheux près de la baie aux Feuilles (Ungava), indiquent un dégel annuel de l'ordre de 3 à 5 m d'épaisseur. Cette région étant située dans une zone beaucoup plus froide que celle du lac Duplanteur, la valeur de 10 m à ce dernier endroit paraît vraisemblable.

forment sous les arbres (PAYETTE *et al.*, 1976) indiquent elles aussi la présence de pergélisol; malheureusement leur faible expression topographique n'aide guère à la détection du pergélisol autrement que sur le terrain. En se basant sur les paises, on peut affirmer qu'il existe des îlots de pergélisol jusqu'au nord de Matagami (50°), soit la limite méridionale des paises boisées en cours de dégradation. Le pergélisol, très sporadique dans la partie méridionale du territoire, croît en étendue avec l'augmentation de la latitude et, toute proportion gardée, de l'altitude. D'une façon générale, il n'existe pas de pergélisol dans les dépressions à l'intérieur des hautes terres; mais on en trouve fréquemment au sommet des collines dénudées de la partie septentrionale de la Jamésie (voire au nord du 54°), et dans les monts Otiches, plus au sud, dont les sommets atteignent 1 200 m d'altitude (BROWN, 1976).

La limite méridionale du pergélisol discontinu mais abondant passe à la latitude de Poste-de-la-Baleine et de Schefferville (55°), soit au nord de la Jamésie. Au delà de cette limite, le pergélisol occupe de plus en plus d'espace à mesure qu'on monte en latitude.

D'après ANNERSTEN (1964, p. 110), le pergélisol dans la région de Schefferville serait relique et en voie de disparition. On pourrait alors extrapoler et penser que la même situation générale prévaut en Jamésie plus au sud. C'est possiblement le cas si l'on considère le phénomène sur une longue période (*i.e.* sur plusieurs milliers d'années). BROWN (1976) laisse entendre qu'il y a effectivement des îlots résiduels de pergélisol en Jamésie. De son côté, NICHOLSON (1978, p. 430) affirme que le pergélisol dans la région de Schefferville est en équilibre avec le climat actuel. Il s'en forme du nouveau dans les dépotoirs miniers; au site Wishart par exemple, on a observé la formation d'un pergélisol de 8 à 10 m d'épaisseur au cours des 10 dernières années. NICHOLSON (1978) soutient également qu'il se forme probablement du pergélisol dans les zones forestières dénudées par le feu.

L'existence du pergélisol en Jamésie et dans le sud de l'Hudsonie est surtout connue grâce aux paises minérales et organiques dont l'observation se révèle relativement facile. Toutefois, le bilan thermique négatif du sol dans ces sites particuliers tient de divers facteurs locaux qui ne reflètent pas nécessairement le régime climatique de l'ensemble du territoire. C'est pourquoi l'on trouve côte à côte des formes d'aggradation et de dégradation. PAYETTE *et al.* (1976) ont montré avec pertinence l'existence de cycles étroitement liés aux caractéristiques du couvert végétal en évolution. Les îlots de pergélisol de la Jamésie, notamment ceux des tourbières à paises, ne constituent pas forcément des reliques d'un pergélisol plus étendu qui se serait dé-

veloppé lors d'une fluctuation majeure du climat au cours de l'Holocène.

Quand on examine la situation par rapport aux paises boisées, on constate qu'elles sont plus dégradées dans la partie méridionale que dans la partie septentrionale du territoire, ce qui reflète la température moyenne annuelle de l'air qui est plus basse au nord qu'au sud. Néanmoins, il semble y avoir une amélioration du bilan thermique du sol dans la partie méridionale. La question est de savoir si cette détérioration traduit une tendance générale de longue durée du recul vers le nord de la limite méridionale du pergélisol sporadique. Le sujet sera repris plus loin au chapitre des paises et des tourbières structurées. Bref, rappelons la rareté sinon l'absence de données pertinentes sur le pergélisol en Jamésie.

B. Les gélisols

Les gélisols⁵ se rencontrent dans environ un tiers du territoire; ils sont surtout concentrés dans la partie septentrionale de la Jamésie, au nord du 54°. Ailleurs, on en trouve dans les monts Otiches, au lac Mistassini, dans la région du lac Nitchequon et du bassin du Caniapiscou ainsi que dans la zone côtière de la pointe Louis XIV. On distingue quatre grandes catégories: des gélisols de rivage et de hauts-fonds, des gélisols de sommet, des gélisols de plaine côtière et des réseaux polygonaux de fentes de gel.

1. GÉLISOLS DE RIVAGE ET DE HAUTS-FONDS

Les gélisols de rivage et de hauts-fonds constituent la catégorie la plus répandue en Jamésie-Hudsonie. On les trouve principalement dans le bassin du Caniapiscou et sur les rivages des lacs Bienville, Vaujours, à l'Eau Claire, Nitchequon et Mistassini. La figure 1 fait voir leur répartition générale. Au total, 376 sites ont été relevés sur 12 feuillets à 1/250 000 (tabl. III). Les feuillets 23 K et 23 F, entre le 53°55' et 55°, comptent à eux seuls 250 sites.

Ils caractérisent des rivages et des hauts-fonds à pente faible (0,5 à 3 degrés), dégagés en période de basses eaux. Ils se forment essentiellement au droit de dépôts glaciaires (till). Sur le rivage, ils occupent la zone comprise entre la limite des plus hautes et des plus basses eaux (fig. 14-19), soit une amplitude verticale de 1 à 2 m. Il en est de même pour les hauts-fonds composés de till qui émergent en période d'étiage. On y trouve principalement des formes avec triage com-

5. Le terme *gélisols* traduit l'expression anglaise *patterned ground*; il est préféré au terme *cryosols* et aux expressions *sols structurés*, *sols polygonaux* et *figuration périglaciaire*; même si le terme comprend le mot *sol*, il n'a aucune signification pédologique.

TABLEAU III
Répartition géographique des cryosols de rivage

Carte topo. n°	Nombre de sites
23 D	5
23 E	14
23 F	100
23 K	150
23 L	13
32 I	2
32 O	31
32 P	4
33 I	16
33 L	8
33 N	1
33 P	32

prenant des cercles, des polygones, des cellules allongées et des nids de pierre (fig. 20-27). Il en existe d'autres où le triage est peu développé. En général, les formes allongées affectent les pentes les plus fortes. Dans le bassin du Caniapiscou, les gélisols couvrent de grandes étendues. Ils occupent des surfaces ayant plusieurs centaines de mètres carrés à plus d'un kilomètre carré; on peut même les distinguer sur les photos aériennes à l'échelle de 1/60 000.

Les gélisols avec triage sont constitués d'une cellule de matériel fin limoneux délimitée par une bordure d'éléments grossiers comprenant des cailloux de 20 à 60 cm de diamètre, mais pouvant atteindre jusqu'à 100-150 cm. Les cellules ont des dimensions très variables, allant de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres de diamètre. Elles présentent souvent un profil bombé, mais parfois le centre est légèrement en creux. En été, le matériel fin des cellules reste gorgé d'eau et se comporte comme un sédiment thixotropique. Les cailloux composant les trainées de pierres sont subanguleux et subarrondis (85 à 90%); les éléments anguleux et arrondis comptent respectivement pour moins de 10% et 5% (DIONNE, 1974)⁶. Les cailloux plats sont souvent disposés sur la tranche.

Les gélisols de rivage ne sont pas restreints à la seule zone d'étiage des lacs. On en trouve aussi sur les basses terrasses émergées qui leur sont contiguës. Sur ces dernières, ils sont toutefois beaucoup moins évidents que sur le rivage en raison d'une couverture végétale composée d'herbacées et d'arbustes, ce qui permet d'affirmer qu'ils ne sont plus actifs.

Les gélisols du lac Mistassini (LAVERDIÈRE et GUILMONT, 1977) et de quelques autres lacs de la Jamésie

6. Ces proportions établies sur les gélisols du lac Nouveau peuvent varier d'un site à l'autre; elles fournissent cependant un ordre de grandeur valable.

méridionale sont moins bien développés que ceux du bassin du Caniapiscou; le triage est moins prononcé. Les cellules circulaires sont bombées et composées de matériel relativement grossier; elles sont séparées par des creux remplis d'eau plutôt que par des trainées caillouteuses. Il s'agit probablement de géliformes embryonnaires semblables à celles de la plaine côtière de la pointe Louis XIV décrites plus loin.

Les gélisols des milieux aquatiques de la Jamésie résultent de deux processus principaux: triage et soulèvement liés au froid (*frost-sorting* et *frost-heaving*). Néanmoins, les vagues semblent jouer un certain rôle dans le lessivage des éléments fins au droit des trainées caillouteuses ceinturant les cellules, alors que par endroits de gros cailloux paraissent avoir été déplacés par les glaces. La nappe d'eau qui entrave la croissance de la végétation permet aux gélisols de conserver une apparence de fraîcheur et une netteté comparables à celles des formes actives des régions arctiques plus froides.

Pour SHILTS et DEAN (1975), les gélisols de rivage du Keewatin au nord du 60° sont en voie de formation. On pourrait penser qu'il en est de même pour ceux de la Jamésie. Il convient de rappeler que le climat du Keewatin est plus rigoureux que celui de la Jamésie, la première région étant située dans la zone du pergélisol continue alors que l'autre fait partie de la zone du pergélisol sporadique. Bien que les gélisols de rivage de la Jamésie soient encore actifs, leur formation n'est pas obligatoirement récente. Ils auraient pu se former au cours d'une période antérieure plus froide comme le suggère la présence de gélisols non actifs sur les basses terrasses adjacentes aux rivages affectés de gélisols avec triage. Pourquoi, en effet, ces derniers seraient-ils anciens et les autres actuels? Un abaissement prolongé du niveau des lacs suffirait probablement à l'installation d'une couverture végétale au droit des surfaces couvertes de gélisols, ce qui aurait pour conséquence de les rendre inactifs. Dans ces conditions, on est fondé de s'interroger sérieusement sur l'âge réel des gélisols de rivage et de hauts-fonds lacustres de la Jamésie.

Quoiqu'il en soit, ce type de gélisols a déjà été observé à quelques endroits plus nordiques du Québec subarctique (DERRUAU, 1956; GARDNER, 1964; WASSEN, 1969; PAYETTE *et al.*, 1978a). Ailleurs dans le monde, ils ont été décrits brièvement par CONRAD (1933, 1946) dans les Alpes, par LUNDQVIST (1962) en Scandinavie, et par MACKAY (1967) sur une île de la mer de Beaufort.

2. GÉLISOLS DE SOMMET

La plupart des sommets dénudés des monts Otiches et des plus hautes collines du secteur NE de la Jamésie,

au nord du 54°, sont affectés de gélisols. Les 45 sites relevés (tabl. IV) ne représentent vraisemblablement qu'une faible proportion, car la majorité des collines rocheuses dépourvues de couverture arborescente, culminant entre 750 et 1 200 m d'altitude et recouvertes d'une mince couche de till (généralement moins de 50 cm), portent des gélisols.

TABLEAU IV

Répartition géographique des cryosols de sommet

Carte topo. n°	Nombre de sites
23 D	10
23 E	2
23 K	12
23 L	16
32 P	2
33 P	3

Il s'agit principalement de cercles de boue semblables aux ostioles de ROUSSEAU (1949) ou aux *mud boils* des anglophones et de cercles habituellement sans triage (fig. 28-33). Ils se présentent généralement en groupe de plusieurs dizaines. Les formes isolées sont rares et plus fréquentes vers la limite méridionale de la Jamésie. Ils affectent des replats ou des surfaces à pente faible (1 à 4 degrés) au sommet des collines. Quand la pente excède 5-6 degrés, ils se transforment en petits lobes ou replats de solifluxion. Leur forme varie du cercle parfait à la cellule ovoïde allongée. Il existe des cercles jumelés et des formes coalescentes. Leur taille varie beaucoup, allant de 20-25 cm à 150-200 cm de diamètre; la majorité a cependant entre 40 et 100 cm de diamètre. Les cellules sont généralement composées de matériaux fins (sable, limon et argile) avec une faible proportion de cailloux. Dans environ 10 à 15% des cas, on observe en surface une couche de gravier. Un anneau végétal composé de lichens et de mousses, de quelques centimètres de hauteur, entoure le cercle et donne l'impression que le centre est en dépression, alors qu'en réalité la surface des cercles est légèrement convexe. À de rares exceptions près, la surface des cellules est nue, ce qui suggère que les formes sont encore fonctionnelles. En été, la surface asséchée des cercles est ferme; autrement, le matériel gorgé d'eau peut être liquéfié par simple pression et vibration.

À côté des cercles de boue, on observe par endroits, lorsque la pente excède 6 degrés, de petites langues ou lobes de solifluxion et des terrassettes du type des replats de Goletz (fig. 34-35). Ces formes sont toutefois peu développées en Jamésie et se rencontrent exclusivement dans tu till.

Aucune mesure systématique de température du sol n'a été faite pour déterminer la présence de pergélisol dans les sites où on a observé des gélisols de sommet. Néanmoins, à quelques endroits au nord du 53°50', le pergélisol a été trouvé à environ 50 cm de la surface. D'après les observations faites plus au nord dans la région de Schefferville, il existe du pergélisol dans les collines dénudées où se développent les cercles sans triage (ROY, 1961; GARDNER, 1964). Il est donc vraisemblable qu'il en existe aussi en Jamésie dans les sites où l'on trouve des cercles. BROWN (1976) en a d'ailleurs signalé à quelques endroits. La présence de cercles avec ou sans triage sur le sommet des collines ne constitue toutefois pas une preuve de l'existence réelle de pergélisol, car ils peuvent se former en terrain non pergélisolé en autant que la nappe phréatique est proche de la surface. En Jamésie, la surface rocheuse à faible profondeur semble jouer le même rôle que le pergélisol dans les régions plus froides. En effet, les cercles de boue sont toujours plus abondants et mieux développés là où la couche de till est mince. On a constaté à plusieurs reprises que les collines rocheuses ayant une épaisse couverture de till étaient dépourvues de gélisols alors que les collines avoisinantes à mince couverture de till en étaient pourvues.

Les gélisols de sommet résultent de l'action du gel et du dégel. Ils sont dus à la montée de matériel boueux résultant de pressions gélistatiques (WASHBURN, 1973). La plupart semble actif mais quelques-uns paraissent anciens ou subactuels.

3. GÉLISOLS DE LA PLAINE CÔTIÈRE DE LOUIS-XIV

La plaine côtière comprise entre le Roggan et la pointe Vauquelin constitue une enclave de toundra arbustive relativement méridionale reconnue depuis longtemps par les botanistes (ROUSSEAU, 1952; DUTILLY *et al.*, 1958). Les paysages semi-désertiques de ce secteur traduisent bien la rigueur du climat qui y est plus sévère que dans des secteurs situés plus au nord comme celui du golfe de Richmond (PAYETTE, 1975, 1976). La présence de gélisols, de paises minérales et autres phénomènes périglaciaires à cet endroit n'étonnera personne.

Des gélisols avec et sans triage ont été observés dans une trentaine de sites. On les trouve tantôt sur le bord de petits lacs ou lagunes ayant de faibles profondeurs d'eau, tantôt sur des surfaces basses, émergées mais relativement humides (fig. 36). Les formes subaquatiques visibles en été s'apparentent à des cercles avec ou sans triage. Les cellules sont le plus souvent composées de matériel grossier avec matrice fine; parfois des cellules de matériel fin sont entourées de traînées caillouteuses. Elles ont de 40 à 200 cm de diamètre et forment des tertres dont la surface domine d'une quin-

zaine de centimètres les creux ennoyés (fig. 37-39). Ce type de gélisols abonde sur la Grande Île, sur des surfaces relativement planes recouvertes d'une mince couche de sédiments caillouteux glacio-marins.

Des cercles de boue, de 30 à 200 cm de diamètre se rencontrent à la surface de la plaine côtière, à l'E de la pointe Louis-XIV; ils affectent des étendues de plusieurs centaines de mètres carrés. Les cellules composées de limon-sableux sont ceinturées d'un cordon de végétation de quelques centimètres de hauteur (fig. 40-42). Une fois asséchée, la surface dénudée des cellules est relativement ferme; toutefois, en appliquant une pression ou une vibration pendant quelques minutes, on peut provoquer la liquéfaction du matériel. On a observé dans des cercles de boue de minuscules structures circulaires (fig. 43) semblables aux volcans de boue miniatures de la zone intertidale (DIONNE, 1976a). Des coupes ont révélé la présence d'une cheminée centrale par laquelle la boue liquide s'était épanchée en surface.

Bien qu'il existe du pergélisol sporadique dans la plaine côtière affectée de gélisols, du moins à l'emplacement de palses minérales, il ne semble pas cependant que la présence des gélisols soit directement reliée à celle d'un pergélisol, mais plutôt à la faible profondeur de la nappe phréatique et possiblement, par endroits, à la proximité de la surface rocheuse. Sur la Grande Île, par exemple, la surface rocheuse qui est à faible profondeur conserve la nappe phréatique près de la surface et favorise les processus périglaciaires comme le triage et le soulèvement gélival.

4. RÉSEAUX POLYGONAUX DE FENTES DE GEL

Quelques réseaux polygonaux de fentes de gel ont été observés dans une douzaine de sites en Jamésie-Hudsonie au cours de reconnaissances géomorphologiques (DIONNE, 1976b). Ces réseaux n'étant pas visibles sur les photos aériennes à 1/40 000 et 1/60 000, ils ne peuvent être identifiés que sur le terrain. Les observations faites ne donnent donc qu'un aperçu sommaire de leur abondance et de leur répartition. L'existence de réseaux polygonaux de fentes de gel en Hudsonie a déjà été mentionnée par LAGAREC (1973, p. 478), PAYETTE (1973, p. 137) et par HAMELIN et CAILLEUX (1969-1970).

Le tableau V indique la répartition géographique des réseaux de fentes de gel. On les trouve à partir du 52°20'N. Éparpillés à travers un vaste territoire, ils ont un caractère nettement sporadique. Ils sont développés au droit de surfaces dénudées ou dépourvues de couverture arborescente et balayés par le vent en hiver. Six sites furent observés au sommet d'eskers et de kames sablo-graveleux à des altitudes comprises entre 400 et 600 m. Trois sites furent découverts à la surface de terrasses sableuses fluvio-marines dans le secteur aval de la petite rivière de la Baleine, à une altitude d'environ 20 m. Trois autres sites ont été relevés sur des plages sablo-graveleuses de la mer de Tyrrell, l'un à l'est de la pointe Vauquelin vers 90 m d'altitude, les deux autres sur de petites îles basses, l'une au SO de Fort-Georges, l'autre au large de Vieux-Comptoir; à ces endroits les réseaux de fentes affectent une couche

TABLEAU V
Réseaux de fentes de gel

Localité	Carte topo.	Coordonnées géographiques		Altitude (m)	Site et matériel
		Lat. N	Long. O		
Embouchure de la petite rivière de la Baleine	33 N	55°59'30"	76°42'	20	Terrasse (sable et petit gravier)
		55°58'30"	76°42'30"	20	" "
		55°54'30"	76°49'30"	20	" "
Lac Bienville	33 P	55°15'	72°22'	400	esker (sable)
SO-lac Kinglet	33 J	54°37'30"	75°52'	420	esker (sable)
SE-lac Le Grand	23 F	53°40'30"	69°10'30"	600	esker (sable)
S-lac Naococane	23 D	52°46'30"	71°01'	540	esker (sable)
NE-monts Otiches	23 D	52°27'30"	70°58'	600	esker (sable)
		52°25'	70°04'30"	600	esker (sable)
		52°20'	70°20'30"	800	terrasse (till)
Pointe Vauquelin	33 L	54°55'45"	78°33'	90	plage (sable & gravier)
Grosse Île au SO de Fort-Georges	33 E	53°45'	79°07'	5	plage (tourbe (25-30 cm) sur sable & gravier)
					plages (tourbe (25-30 cm) sur sable & gravier)
Île sans nom au large de Vieux-Comptoir	33 D	52°34'30"	79°07'	5	plages (tourbe (25-30 cm) sur sable & gravier)

tourbeuse d'environ 30 cm d'épaisseur et se prolongent dans le sol minéral sous-jacent. Enfin, un réseau de grands polygones a été observé dans les monts Otiches à la surface d'une large terrasse de till, à environ 800 m d'altitude.

Vus en plan, les réseaux de fentes de gel sont formés de polygones de 3 à 6 côtés mesurant de 1 à 15 m (fig. 44 et 46). Les plus petits polygones furent observés sur la Grosse Île au SO de Fort-Georges; les plus grands affectent une terrasse de till dans les monts Otiches. À l'exception de ce dernier réseau, tous les autres sont développés sur des dépôts sableux ou sablo-graveleux bien drainés.

En coupe, les fentes de gel présentent une forme en coin caractéristique. Elles ont de 15 à 30 cm de largeur au sommet et se terminent par une mince fissure fréquemment oxydée ou ferruginisée (fig. 45, 47, 48). Elles atteignent entre 20 et 50 cm de profondeur. Dans tous les réseaux, il existe peu de différences granulométriques entre les fentes et les couches encaissantes. Dans la majorité des cas, les deux sont sableux (sable moyen à grossier). Néanmoins, l'absence de stratification horizontale dans les fentes, la présence de débris organiques et une oxydation plus poussée permettent de distinguer ces structures en coin et d'affirmer qu'il y a eu remplissage de fissures béantes.

Les fentes du réseau polygonal de la terrasse de till dans les monts Otiches sont plus larges et plus profondes que celles des autres réseaux. Elles ont entre 20 et 45 cm de largeur au sommet et plongent jusqu'à 60 cm de profondeur. Un matériel de remplissage sableux et caillouteux provient du délavage du till par les eaux de ruissellement et de l'effondrement des parois.

À l'exception du réseau polygonal de la terrasse de till, tous les autres réseaux semblent correspondre à des fissures causées par le gel saisonnier. Ces dernières n'auraient vraisemblablement jamais contenu de lentilles de glace permanentes, et il n'y aurait pas eu de pergélisol en profondeur. Les fissures devaient être ouvertes en hiver; quelques-unes ont pu être occupées par de minces coins de glace saisonniers. Le remplissage serait dû en majeure partie au vent et au ruissellement.

L'âge de ces divers réseaux de fentes de gel s'avère difficile à préciser. Quelques indices portent à croire qu'ils sont relativement récents: possiblement quelques centaines d'années. D'une part, ils ne sont pas fossilisés mais visibles en surface; d'autre part, ils se rencontrent sur des surfaces balayées par le vent en hiver. Pour cette raison la couverture neigeuse y est probablement très mince ou absente, de sorte que le gel peut pénétrer profondément et fissurer le sol. La température moyenne annuelle de l'air dans les secteurs caracté-

sés par les fentes est comprise entre $-2,5^{\circ}$ et $-4,5^{\circ}$. Ces conditions rigoureuses rendent possible la formation de réseaux polygonaux de fentes de gel. Des réseaux semblables ont été signalés par quelques auteurs en Scandinavie (SEPPÄLÄ, 1966; SVENSSON, 1967, 1969a; AARTOLAHTI, 1972) et en Islande (THORARINSSON, 1964), dans des régions ayant des températures moyennes annuelles de l'air comprises entre 1° et -5° . Par ailleurs, BERTOUILLE (1964) a rapporté la formation d'un petit réseau de fentes de gel dans la région parisienne; WASHBURN *et al.*, (1963) ont décrit un réseau de fentes de gel en formation au New Hampshire, une région qui a une moyenne annuelle de l'air de $6,6^{\circ}$; et SVENSSON (1977) a observé le même phénomène dans le sud de la Suède, une région ayant une température moyenne annuelle de $7,3^{\circ}$. D'ailleurs, de tels réseaux de fentes minces se forment régulièrement au Québec méridional, dans des sites dénudés, lors des grands coups de froid hivernaux.

Il apparaît donc vraisemblable que les réseaux de fente de gel observés en Jamésie-Hudsonie se soient développés sur des sols gelés saisonnièrement. Ces réseaux de fentes indiquent, au minimum, un milieu froid, à hiver rigoureux et à mince couverture de neige. Les réseaux de fentes de gel de la Jamésie-Hudsonie seraient actuels ou subactuels. Leur formation récente n'impliquerait pas nécessairement une détérioration régionale du climat. La destruction du couvert végétal par le feu suffit parfois pour modifier les conditions locales du terrain et permettre au froid d'y exercer une action plus intense (NICHOLSON, 1978).

5. AUTRES TYPES DE GÉLISOLS

Des sols striés avec triage ont été observés à un seul endroit, sur le versant d'un esker sablo-graveleux, à l'O du lac Kinglet ($54^{\circ}37'30''N$, $75^{\circ}52'O$). Il s'agit de petites traînées minérales parallèles à la pente d'environ 8 degrés. Les crêtes sont composées de petit gravier et les sillons, de sable et de petit gravier. Elles accusent un relief de quelques centimètres et confèrent à la surface dénudée de l'esker un aspect rainuré (fig. 49) qui rappelle certains sols striés d'Alaska (WASHBURN, 1973, p. 135). Des formes similaires ont été signalées dans la région de Schefferville (GARDNER, 1964, p. 91).

Bien que l'origine périglaciaire de ce type de formes semble plausible (POSER, 1931, p. 202-203), l'action des eaux de ruissellement provenant de la fonte de la neige ne peut pas être écartée. Quoiqu'il en soit, il n'existe pas de pergélisol dans le site en question.

Des géliturbations dans du sable fin limoneux ont été observées en bordure du lac Brisay ($54^{\circ}23'15''N$, $70^{\circ}29'O$) par A. Liard (comm. personnelle, 1977). Des coupes pratiquées au droit de buttes herbeuses d'envi-

ron 30 cm de haut au pied d'un esker ont permis de découvrir des injections vers le haut accompagnées d'involutions. Nous ignorons l'étendue, l'âge et l'importance de ce type de gélisols en Jamésie.

Il existe cependant des buttes gazonnées dans de petites dépressions humides au sommet de collines rocheuses, notamment dans les monts Otiches et la cuesta du côté nord de l'embouchure de la petite rivière de la Baleine (fig. 50). Ces buttes circulaires, qui rappellent les thufurs des régions arctiques, ont de 15 à 20 cm de hauteur sur 20 à 35 cm de diamètre. Elles forment des champs qui en comprennent plusieurs dizaines à quelques centaines. Bien que leur origine soit liée à l'action du froid dans le sol, on ne connaît pas avec précision leur mode de formation. La répartition géographique du phénomène dans le monde indique que la présence de pergélisol n'est pas essentielle à leur développement (TROLL, 1958; WASHBURN, 1973).

C. La gélifraction

La gélifraction ou la fragmentation du roc par le froid est un phénomène périglaciaire commun à tout le territoire. Dans l'ensemble, son importance se révèle faible pour trois raisons principales: 1) la faible superficie occupée par les roches gélives; plus des 4/5 du territoire sont composés de roches cristallines (granite, gneiss et granodiorites) relativement résistantes à la gélifraction; 2) la faible superficie occupée par des roches nues ou des affleurements rocheux; dans les 3/5 du territoire, le substrat rocheux est couvert de matériel meuble ou de végétation; 3) l'absence de reliefs alpins; en dehors des monts Otiches dont les plus hauts sommets atteignent 1 200 m, il existe peu de pentes et de reliefs vraiment imposants.

Néanmoins, les effets de la gélifraction se font sentir un peu partout à travers le territoire jamésien et hudsonien. Une gélifraction relativement importante affecte les basaltes et les calcaires dolomitiques des cuestas de la mer d'Hudson entre Poste-de-la-Baleine et l'embouchure de la petite rivière de la Baleine ainsi que de la Grande Île (fig. 52-54). Les calcaires dolomitiques se révèlent assez sensibles à la gélifraction qui réduit la roche en fragments anguleux de moyenne taille (mésogélifraction), alors que les basaltes plus sensibles à la gélifraction donnent des fragments de grande taille (macro-gélifraction). Toutefois, les gélifractes couvrent rarement de grandes superficies et donnent encore plus rarement des champs de blocailles (*blockfields, felsensmeer*).

Il convient de signaler ici l'effet de la gélifraction sur un affleurement de basalte au sommet de la cuesta située juste au nord de l'embouchure de la petite rivière de la Baleine. À cet endroit, un piton rocheux

d'environ 125 cm de hauteur sur 400 cm de longueur et 175 cm de largeur, sis près d'une petite mare, a été en grande partie réduit en morceaux par la gélifraction et forme aujourd'hui un cône arqué de gélifractes de 2 à 10 cm de longueur (fig. 50). Les conditions locales (forte exposition, humidité et nature de la roche) expliquent la vigueur de la gélifraction au droit de ce piton rocheux, alors que les surfaces rocheuses avoisinantes montrent des formes façonnées par les glaciers et portent encore les marques de leur écoulement vers l'ouest (stries et broutures).

La gélifraction affecte localement des roches cristallines en bordure de la mer, de plusieurs lacs (lacs Burton, Julian, Wawa) et de quelques grands cours d'eau (Caniapiscou, Eastmain). Le bilan se révèle faible si l'on considère que dans ces divers milieux les surfaces rocheuses polies et striées par les glaciers dominent partout et n'ont été que très partiellement affectées par la gélifraction.

Trois phénomènes ou formes périglaciaires liés à la gélifraction méritent une attention particulière: les talus d'éboulis, les champs de blocs et les blocs erratiques fendus.

1. TALUS ET CÔNES D'ÉBOULIS

Les talus et les cônes d'éboulis représentent une forme de terrain peu répandue dans la partie méridionale du Québec subarctique. La figure 1 fait voir leur répartition. Des 135 sites dénombrés à travers le territoire, environ 60% sont dans les cuestas des monts Otiches et de la mer d'Hudson. D'autres talus ont été observés dans la région de LG-3, du lac Tilly, le long du Chauvreuil ainsi que sur le front des cuestas de calcaire dolomitique du lac Mistassini. Ailleurs, on trouve occasionnellement de modestes talus ou cônes d'éboulis au droit d'escarpements structuraux (tabl. VI).

Environ 75% des talus et des cônes d'éboulis se sont développés dans des roches protérozoïques comprenant des basaltes et des gabbros, des grès quartzitiques et des calcaires dolomitiques et 25% dans des roches cristallines. La roche la plus gélive semble être le basalte et ses variantes comme le gabbro et l'andésite. Les talus les mieux développés affectent justement ces roches dans les grandes cuestas de la mer d'Hudson (fig. 55-56), dans les monts Otiches (fig. 57) et dans un site à l'est du lac Tilly. Le plus grand talus d'éboulis du territoire étudié se trouve à l'embouchure de la petite rivière de la Baleine. Un escarpement vertical d'une certaine de mètres de hauteur, dont la partie sommitale est composée d'un sill de gabbro, nourrit un talus de plusieurs dizaines de mètres de hauteur et d'environ 1 000 m de longueur. Ailleurs dans les cuestas de la mer d'Hudson, on observe fréquemment deux talus succes-

TABLEAU VI

Répartition géographique des talus d'éboulis

Carte topo. n°	Nombre de sites
23 D	41
32 G	1
32 I	5
32 J	1
32 P	4
33 A	1
33 G	8
33 H	2
33 J	6
33 N	63
33 O	1

sifs suivant la superposition des sills de gabbro. Les talus sont orientés dans plusieurs directions qui reflètent surtout l'orientation des escarpements structuraux. Il ne semble pas y avoir de différence marquée entre les versants ensoleillés et les versants ombragés.

Les grès et les grès quartzitiques semblent aussi assez gélifs. Des talus d'éboulis s'y sont formés à l'extrémité méridionale de la péninsule de Manitounouc, près de LG-3 et du lac Tilly. Les fragments sont particulièrement grossiers (50 cm et plus), ce qui indique une prédominance de la macro-gélifraction. D'ailleurs, l'absence de matrice fine ainsi que la grossièreté et l'angulosité des fragments rocheux caractérisent la plupart des talus d'éboulis de la Jamésie-Hudsonie. La nature sommaire des observations ne permet pas d'affirmer que les talus d'éboulis sont tous l'œuvre exclusive de la gélifraction.

L'âge des talus et des cônes d'éboulis est évidemment post-glaciaire. Plusieurs sont actuels ou récents; quelques-uns semblent plus anciens; rares sont ceux qui ne reçoivent plus d'apports ou qui sont entièrement couverts par la végétation. Les conditions climatiques actuelles sont évidemment favorables à leur formation.

2. LES CHAMPS DE BLOCS

Les champs de blocs sont largement répandus en Jamésie, mais moins de 2% seulement ont une origine périglaciaire évidente (DIONNE, 1978b). Ceux dus à la gélifraction et partiellement à d'autres processus, comme la solifluxion (*mass-wasting*) et le triage gélival (*frost-sorting*), s'observent sur des versants rocheux ayant entre 6 et 15 degrés. Ils sont composés tantôt de fragments de gabbro tantôt de grès quartzitique sans matrice fine. On peut en observer plusieurs dans les monts Otiches (fig. 51).

Les champs de blocs occupant des dépressions humides abondent en Jamésie. Environ 7% de ceux qui

sont composés exclusivement d'éléments grossiers anguleux de même nature lithologique que le substrat local semblent dus à la gélifraction. Le haut degré d'humidité de ces milieux favorise le processus. Comme nous l'avons indiqué ailleurs (DIONNE, 1978b), des observations de terrain appropriées s'avèrent nécessaires pour différencier les champs de blocs périglaciaires de ceux dus au lessivage de la matrice fine de dépôts caillouteux.

3. BLOCS ERRATIQUES FENDUS

On trouve dans le territoire jamésien des blocs erratiques cristallins et parfois des blocs de grès quartzitiques qui ont été fendus après leur mise en place (fig. 58-59). À première vue, il semble que la gélifraction soit le principal agent responsable. La fragmentation de blocs dont la taille excède parfois 4 m de diamètre pourrait aussi être liée à d'autres causes, comme les feux de forêt et la relâche de pressions internes (décompression), l'éclatement se produisant au droit de fissures virtuelles longtemps après que le bloc ait été mis en place par les glaciers. Ce phénomène rarement signalé (GARDNER, 1964, p. 94) et qu'on retrouve dans d'autres régions du Québec, notamment au Saguenay-Lac-Saint-Jean, mériterait qu'on y consacre une étude particulière.

D. Le soulèvement gélival

Les formes ou les phénomènes résultant du soulèvement gélival (action du froid et de la glace) semblent peu répandus en Jamésie, si l'on fait exception des gélisols et de l'action des pipkrakes. Deux catégories de formes ont été observées.

1. PYRAMIDES ROCHEUSES D'ÉJECTION

Dans la roche en place, les processus périglaciaires soulèvent des fragments rocheux préalablement délimités par des diaclases et fragmentés par le gel et édifient parfois des monticules que BOURNÉRIAS (1972) a appelé *pyramides rocheuses d'éjection*. Il s'agit d'amoncellements sur place de fragments anguleux dont le grand axe est souvent vertical. Les fragments s'appuient les uns sur les autres et peuvent même être rejetés sur les côtés suivant le degré d'élévation de la pyramide. Les fragments proviennent du socle nu sous-jacent et sont soulevés progressivement par la glace et les pressions gélistatiques (YARDLEY, 1951).

Des pyramides d'éjection ont été observées dans des gabbros à l'extrémité ouest de la Grande Île (fig. 60). De plus, des blocs isolés soulevés par le gel et la glace ont été observés dans des roches cristallines à quel-

ques endroits de la Jamésie au sommet de collines rocheuses dépourvues de couverture meuble, entre autres à l'E du petit lac Opinaca (52°22'30"N, 76°56'O). Nos relevés sommaires ne permettent pas de préciser la fréquence du phénomène en Jamésie-Hudsonie. Il faudrait d'abord prospecter les deux secteurs qui présentent les conditions les plus favorables à la formation des pyramides d'éjection, soit les monts Otiches et la zone côtière de la mer d'Hudson, notamment les cuestas. D'après PAYETTE (*in litteris*, 1978), il y en aurait dans la région de Poste-de-la-Baleine.

Les pyramides d'éjection se forment probablement dans des terrains pergélisolés. Les sites connus au Québec et au Manitoba sont en effet dans des secteurs à pergélisol. Aucune mesure de température du sol n'a toutefois été faite à la Grande Île.

2. BLOCS ERRATIQUES SOULEVÉS PAR LE FROID

Le soulèvement gélival de blocs est un phénomène commun dans les régions périglaciaires. D'après WASHBURN (1973, p. 65), il existe peu de travaux consacrés au soulèvement de cailloux erratiques dans des sédiments fins stratifiés.

On a observé dans un schorre de la baie du Canard Mort, au S de Fort-Georges, des blocs glaciels ayant subi un soulèvement gélival (DIONNE, 1975). À cet endroit, des blocs de 25 à 50 cm de diamètre enfouis dans un dépôt marin composé d'argile, limon et sable fin sont peu à peu rejetés à la surface du schorre sous l'effet du froid grâce aux pressions latérales et verticales et à la formation de lentilles de glace. Arrivés à la surface, les blocs soulèvent avec eux le tapis végétal ainsi qu'une couche détritrique de quelques centimètres d'épaisseur et donnent naissance à de petits monticules pouvant atteindre 10 à 30 cm de hauteur. Après avoir percé l'enveloppe, ils sont rejetés à la surface.

Ce phénomène a été observé de nouveau en 1976 dans un schorre du Saint-Laurent, à Pointe-au-Père. Des blocs de 100-125 cm ont déchiré le tapis végétal qui forme une enveloppe partielle autour des blocs (fig. 61). Par ailleurs, les buttes gazonnées avec blocs observées à la surface des terrasses marines du Saint-Laurent (DIONNE, 1966) constituent un autre exemple de soulèvement gélival de cailloux erratiques dans des sédiments fins.

Il semble donc que ce phénomène soit assez fréquent dans les milieux périglaciaires. Bien qu'il n'ait été observé d'une façon évidente qu'à un seul endroit en Jamésie, il se manifeste probablement dans la plupart des schorres de la région et possiblement à la surface des terrasses marines.

E. Les palses et les tourbières structurées

Les palses et les tourbières structurées représentent deux formes de terrain communes aux régions périglaciaires (HAMELIN et COOK, 1967; WASHBURN, 1973; JAHN, 1975; FRENCH, 1976). Elles sont fort répandues dans les basses terres jamésiennes et dans la zone côtière de l'Hudsonie. Les premières indiquent un pergélisol local et sporadique, les secondes localisent parfois de petits îlots de pergélisol.

1. PALSES

Les palses sont des buttes cryogènes produites par un gonflement de la surface dû à la ségrégation de glace dans le sol. Quelques auteurs réservent le terme à des buttes entièrement organiques, plusieurs l'appliquent à des buttes à la fois organiques et minérales et quelques-uns l'appliquent maintenant à des buttes entièrement minérales, ce qui entraîne une certaine confusion. Dans ce travail, nous adoptons la définition d'ÅHMAN (1977, p. 145): «*a palsa is a hillock or a more elongated rise in the ground, formed by the built-up of segregated ice in soil, minerogenic or peat or in combination*». Suivant leur composition, les palses peuvent donc être entièrement organiques, minérales ou à la fois minérales et organiques.

Les *buttes minérales cryogènes* de certains auteurs (PAYETTE *et al.*, 1976; PAYETTE et SÉGUIN, 1979; LAGAREC, 1978a) ne sont donc autre chose que des palses entièrement minérales. Elles correspondent aux *frost-mounds* de quelques auteurs (SVENSSON, 1964; MAARLEVELD, 1965; LUNDQVIST, 1969) et aux *monticules de boursoufflement de migration* d'EVSEEV (1973). PISSART (1974) et PAYETTE et SÉGUIN (1979) reconnaissent l'absence de nom approprié pour ces buttes qui se situent entre les pingos et les palses tourbeuses. Le problème de la dénomination se révèle épineux du fait que ces buttes entièrement minérales se rencontrent souvent à côté de palses tourbeuses. Il existe par ailleurs toute une gradation entre les palses entièrement organiques et les buttes entièrement minérales. Où poser la frontière permettant de qualifier les unes de palses et les autres d'un nom différent quand les deux ont apparemment la même origine et occupent le même site? L'expression anglaise *frost mounds* se révèle aussi générale et imprécise que l'expression française *buttes minérales cryogènes*, la première étant définie comme «*all mounds produced by frost action, unless their specific character, origin and structure are known*» (MULLER, 1947, p. 58-59). Plusieurs types de buttes cryogènes ont été regroupées dans cette grande catégorie notamment des buttes annuelles à noyau de glace (van EVERDINGEN, 1978; FROELICH et SLUPIK, 1978) dont l'origine diffère totalement de celle des palses minérales. Dans ces conditions, nous préférons utiliser le

terme *palse* en lui accolant le qualificatif *organique* ou *minérale*.

En Jamésie-Hudsonie, on trouve parfois, notamment sous la forme de terrasses palsiques (*peat plateaux*), des paises entièrement organiques. Mais les paises à la fois minérales et organiques et les paises minérales demeurent les plus abondantes. Par ailleurs, en se basant sur la présence ou l'absence d'une couverture végétale arborescente, on peut distinguer deux grandes catégories : les paises boisées et les paises non boisées.

Les paises de la Jamésie-Hudsonie ont fait l'objet de quelques études préliminaires (HAMELIN et CAILLEUX, 1969; LAGAREC, 1973, 1978a, 1978b; PAYETTE, 1973; THIBODEAU et CAILLEUX, 1973; BROWN, 1976; HEIM, 1976; SÉGUIN, 1976; LAVERDIÈRE et GUIMONT, 1976). De plus, des études récentes plus élaborées leur ont été consacrées (PAYETTE *et al.*, 1976; LAGAREC, 1978a; PAYETTE et SÉGUIN, 1979; SÉGUIN et CRÉPAULT, 1978). Jusqu'à récemment, l'aire de distribution des paises en Jamésie n'avait pas été précisée. PAYETTE *et al.* (1976) offrent une première estimation, dans laquelle ils reconnaissent que l'aire de répartition des paises non boisées est plus septentrionale que celle des paises boisées.

Le présent chapitre a pour objet de définir d'une manière plus rigoureuse la répartition géographique des paises en Jamésie et dans le secteur méridional de l'Hudsonie, de préciser leur nature et de dégager leur signification morpho-climatique. On traitera successivement des paises non boisées et des paises boisées, qu'elles soient entièrement organiques, minérales ou les deux.

a) Paises non boisées

Dans le territoire considéré, les paises non boisées se rencontrent principalement dans la région côtière de l'Hudsonie, entre le 55° et le 56°N, et dans la partie septentrionale de la Jamésie, notamment dans la région de la pointe Louis-XIV, entre la rivière Roggan et la Grande Île (54°18'-54°55'N), ainsi que sur les Jumelles, sises au large de Fort-Georges et sur deux autres îles au large de Vieux-Comptoir (fig. 2). Dans les hautes terres, quelques paises non boisées ont été observées au sommet de collines dénudées dans la région du lac Brisay (54°24'45"N, 70°54'O) et de Caniapiscou (54°57'45"N, 69°32'O)⁷.

Les paises non boisées sont concentrées dans cinq grands secteurs principaux : 1) sur la côte E de la baie de James entre le Roggan et la Grande Île; 2) dans la région de Poste-de-la-Baleine; 3) sur le rivage du détroit de Manitounouc; 4) dans la région au sud de la petite rivière de la Baleine; 5) sur des îles au large entre Fort-Georges et Vieux-Comptoir.

Sur la côte orientale de la baie de James, les paises non boisées s'étendent de la pointe Attiquane (54°17'45") jusqu'à l'est du lac Vauquelin (54°54'). Elles sont principalement groupées dans le secteur compris entre l'embouchure du Roggan (54°25') et le détroit de la Grande Île (54°44'). En dehors de ce secteur, on trouve cinq sites entre le Roggan et la pointe Attiquane, une dizaine de sites sur la Grande Île et une dizaine d'autres dans la zone côtière de la partie sud-est de la mer d'Hudson entre 54°44'-54°54'N et 78°30'-79°04'O. Les paises de ce secteur sont essentiellement minérales; seul un petit complexe de paises organiques et minérales a été découvert dans un site à l'ouest du lac Vauquelin (54°33'N, 78°32'30'O). Elles sont de dimensions modestes; leur hauteur excède rarement 3 m, 100 à 200 cm étant la hauteur la plus fréquente. Elles sont rondes, circulaires et parfois allongées et ont une forme convexe. Le diamètre ou le grand axe mesure de 5 à 25 m. On les trouve à partir du rivage actuel jusqu'à une trentaine de mètres d'altitude. Elles sont confinées dans des dépressions humides ou des points bas de la plaine côtière et sont développées au droit de formations limono-argileuses et parfois sableuses mises en place dans la mer de Tyrrell.

Le deuxième secteur de paises non boisées s'étend de part et d'autre de Poste-de-la-Baleine, entre 55°-55°21'N et 77°25'-78°O (fig. 3). La plus grande concentration se trouve dans des dépressions entourées localisées sur le plateau hudsonien, au sud de la grande rivière de la Baleine entre le 55° et le 55°14', à une altitude comprise entre 60 et 150 m (fig. 4). Dans ce secteur, les paises occupent parfois de grandes étendues (jusqu'à 5 km²). Ce sont principalement des paises organiques et minérales, les paises exclusivement minérales comptant pour moins de 10%. Leur taille est habituellement importante: quelques dizaines à quelques centaines de mètres carrés; certaines terrasses palsiques excèdent même un kilomètre carré de superficie. La hauteur la plus fréquente est de 4-5 m, mais quelques-unes atteignent 7-8 m. Il y en a de toutes les formes allant des buttes rondes ou ovales aux buttes allongées et de formes irrégulières (fig. 62-63 et 65-69). Elles forment des champs qui en contiennent plusieurs dizaines à quelques centaines. Les unes bien individualisées forment des buttes à sommet convexe et à pente raide; d'autres plus grosses et à sommet plat sont rapprochées les unes des autres et correspondent à des terrasses palsiques de plusieurs centaines de mètres carrés de superficie. Elles sont développées au droit de formations limono-argileuses mises en place dans la mer de Tyrrell. L'épaisseur de la tourbe varie de 25-30 cm à 150-175 cm suivant les endroits. Plusieurs buttes, notamment celles qui sont isolées et hautes sont en voie de dégradation. On observe à leur surface des réseaux de fissures, des creux de fonte et

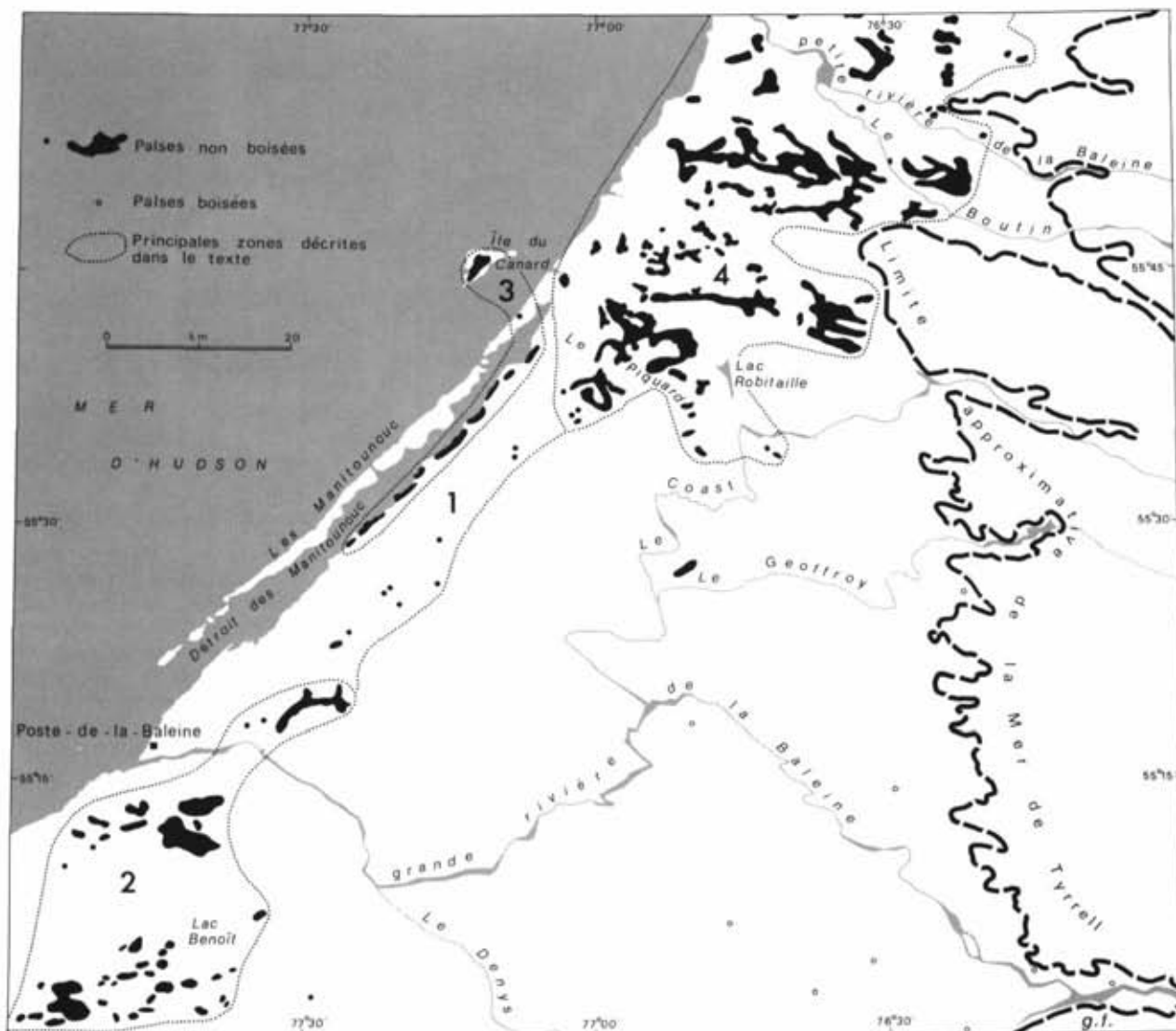


FIGURE 3. Carte montrant la répartition des palses non boisées dans la région de Poste-de-la-Baleine (à partir du feuillet topographique à 1/250 000, n° 33 N).

de déflation éolienne. Les versants escarpés laissent apparaître le sol minéral aux endroits où la tourbe tombe par paquets dans l'étroite mare qui les encercle. Par ailleurs, il existe dans les tourbières de petites buttes isolées de 100 à 300 cm de hauteur qui semblent correspondre à des palses en voie de formation.

Un troisième secteur s'étend sur la côte E du détroit de Manitounouc. Il comprend des palses minérales et occasionnellement des palses organiques et minérales. Elles occupent le secteur compris entre les îles Peintes (55°28') et l'extrémité septentrionale du détroit (55°41'). On peut inclure dans ce groupe les palses de l'île au Canard sise au nord-ouest de la péninsule de Mani-

Map showing the areas covered by non-forested palsas in the Great Whale River area (topographic sheet at scale 1/250 000, No. 33 N).

tounouc (55°45'N, 78°12'30"O). Les palses ont une forme convexe, en dôme, à pente faible. Elles sont petites (1 à 3 m de hauteur par quelques dizaines de mètres de diamètre ou de longueur) et s'étendent en bordure du rivage actuel jusqu'à une dizaine de mètres d'altitude (fig. 73). Elles sont développées au droit de formations marines composées de sable fin, limon et argile. La surface est couverte d'un tapis végétal composé principalement d'herbacées avec de rares épinettes noires en taillis rabougris. Elles sont de formation récente et parfois en voie de formation.

Le quatrième secteur de palses non boisées est le plus important en étendue de tout le territoire, près du

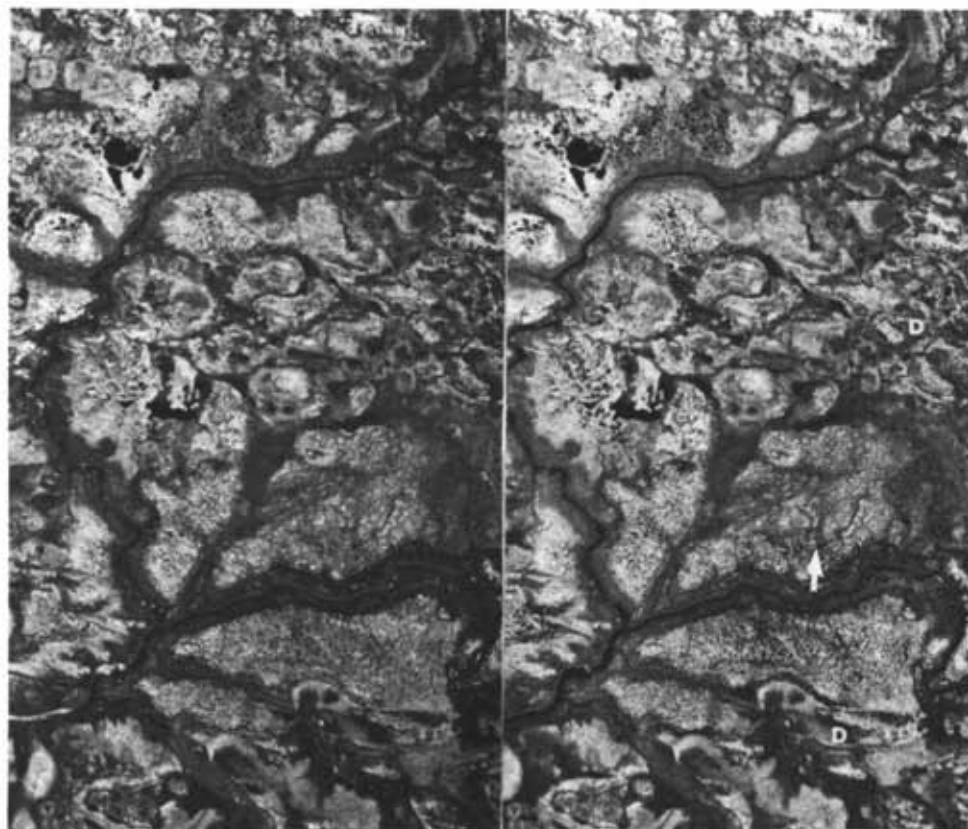


FIGURE 4. Champs de palses organiques et minérales au S du lac Benoit près de Poste-de-la-Baleine, vers 55°02' N, 77°53' O; buttes et terrasses palsiques (flèches) de formes et de dimensions variées et de 5 à 7 m de hauteur, occupant une large dépression comblée de sédiments fins, à une altitude d'environ 115 m; D, drumelins remaniés en plages. (Photo. aé. n° A 14342 (68-69), échelle approx. 1/40 000, Photothèque nationale, Ottawa.)

Fields of organic and mineral palsen SW of Lake Benoit near Great Whale River, 55°02' N, 77°53' W; palsen and peat plateaus (arrow) of various shapes and sizes, 5 to 7 m high, occurring in a large depression filled with fine sediments, at an altitude of approximately 115 m; D, reworked drumlins and beaches. (Aerial photo No. A 14342 (68-69), approx. scale 1/40 000, National Air Photo Library, Ottawa.)

quart de la superficie étant occupé par des palses (fig. 3). Ce secteur s'étend du 55°35' au 56°N, et du 76°15' au 77°04'O. Les palses sont tantôt exclusivement minérales, tantôt tourbeuses et minérales. On les trouve dans des dépressions comblées de limon et d'argile stratifiés de la mer de Tyrrell et dans des cuvettes entourées sises entre 25 et 145 m d'altitude (fig. 5-7).

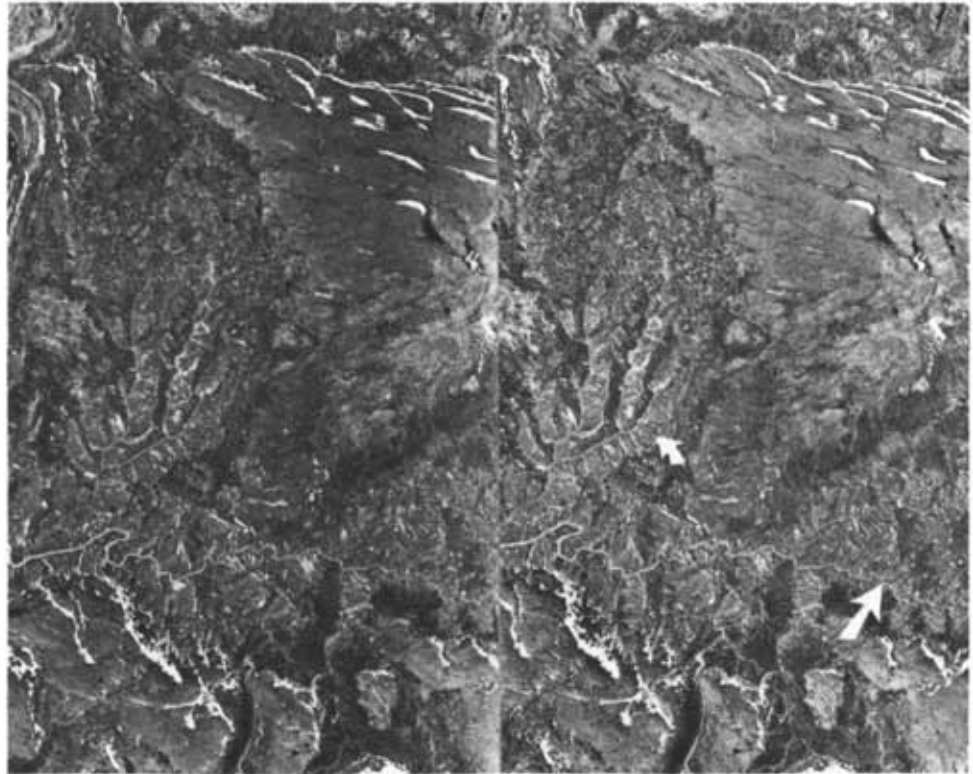
Les palses minérales affectent à la fois la surface de terrasses et de versants fortement ravinés. Elles forment des pustules de 2 à 6 m de hauteur sur 5 à 40 m de diamètre ou davantage (fig. 70). La majorité a une forme ronde ou ovale. Plusieurs, qui sont crevées, montrent une mare circulaire souvent ornée d'un anneau périphérique (fig. 71-72). Celles qui occupent une position de versant présentent souvent des échancrures latérales par où s'écoulent les sédiments liquéfiés suite à la fonte du pergélisol.

Les palses tourbeuses et minérales affectent la majorité des tourbières de ce secteur (fig. 64). Elles ont des formes et des dimensions variées. Les plus hautes buttes n'excèdent pas 8 m; la hauteur la plus fréquente est de 4 à 6 m. Elles ont quelques dizaines à quelques centaines de mètres de longueur sur plusieurs dizaines de mètres de largeur et voisinent avec des terrasses palsiques à sommet plat atteignant parfois un kilomètre

carré. Les formes circulaires sont assez fréquentes, mais les formes allongées dominent. Chez les plus grosses, le sommet est généralement plat, alors que les flancs sont abrupts (fig. 68-69). Les plus petites ont un sommet bombé à forte convexité. L'épaisseur de la tourbe excède rarement 2 m, 50 à 125 cm étant une valeur fréquente. Nombreuses sont les palses en voie de désagrégation. La tourbe déchirée sur leurs flancs et fissurée au sommet entraîne la fonte des lentilles de glace. On observe par endroits de petites palses isolées de 1 à 3 m de hauteur qui semblent en voie de formation. Dans la plupart des tourbières à palses de ce secteur, on trouve des mares circulaires à l'emplacement d'anciennes palses.

Il existe un cinquième secteur de palses minérales sur les Jumelles (fig. 8), deux îles sises au large du littoral jamésien, entre Fort-Georges et Nouveau-Comptoir (53°04'-53°23'N, 79°46'-80°03'O), ainsi que sur les îles Weston et Bizarre sises au large de Vieux-Comptoir (52°34'N, 79°37'O; 52°32'N, 79°10'O). Aucune observation de terrain n'a toutefois été faite sur ces îles, mais l'examen des photos aériennes permet de voir de nombreuses palses minérales de 1 à 3 m de hauteur dans le chevelu des cordons littoraux qui sillonnent leur surface. Les îles Weston et Bizarre semblent les sites

FIGURE 5. Champs de palses organiques et minérales au S de la petite rivière de la Baleine vers 55°56' N, 76°42'30" 0; palses organiques et minérales de formes et de dimensions variées et 5 à 7 m de hauteur, à la surface d'une large terrasse et palses minérales (flèches) dans le secteur disséqué; large dépression comblée de limon et argile stratifiés de la mer de Tyrrell vers 120 m d'altitude; les palses minérales sont postérieures au ravinement. (Photo aér. n° A 15613 (108-109), échelle approx. 1/40 000, Photothèque nationale, Ottawa.)



Fields of organic and mineral palsen S of Little Whale River, 55°56'N, 76°42'30"W; peat and mineral mounds of various shapes and sizes, 5 to 7 m high, occurring at the surface of a large terrace and mineral palsen (arrows) occurring in the dissected area; large depression filled with stratified silt and clay deposited by the Tyrrell Sea at an altitude of approximately 120 m; the mineral palsen postdate fluvial erosion.

(Aerial photo No. A 15613 (108-109), approx. scale 1/40 000, NAPL, Ottawa.)

de palses minérales non boisées les plus méridionaux de la Jamésie.

La limite septentrionale des palses non boisées passe loin au nord de la région étudiée. On en trouve jusqu'à la baie d'Ungava (LAGAREC, 1976, 1978a; SÉGUIN, 1976; PAYETTE et SÉGUIN, 1979). D'après PAYETTE et al. (1976), les palses minérales auraient une extension plus septentrionale que les palses organiques. Des travaux additionnels paraissent nécessaires pour connaître avec plus de précision l'aire de répartition des palses non boisées au Québec subarctique.

La répartition géographique des palses dans la zone côtière de la mer d'Hudson et de la baie de James tient à deux causes principales. D'une part, il y a là un sol approprié (sédiments fins stratifiés) occupant des cuvettes mal drainées qui fournissent l'eau nécessaire à la formation des lentilles de glace; d'autre part, le climat estival y est légèrement plus rigoureux que dans les hautes terres en raison de l'influence de la mer. En effet, les glaces et les eaux froides de la mer d'Hudson abaissent localement la température moyenne de l'air des mois d'été, de sorte que le bilan thermique du sol est inférieur à celui des hautes terres avoisinantes. La tem-

pérature moyenne annuelle de l'air dans la principale zone de palses non boisées est de -4° à $-4,5^{\circ}$. Elle est probablement légèrement supérieure à ces valeurs aux Jumelles et aux îles Weston et Bizarre situées plus au sud. Signalons que VINCENT (1977, p. 18 et fig. 16) a observé de petites palses organiques non boisées (75 à 100 cm de hauteur) dans quelques tourbières de la région de Fort-Georges, où la température moyenne annuelle de l'air est de $-3,2^{\circ}$.

L'origine des palses est à la fois relativement simple et complexe. Elle est simple en ce sens qu'on sait qu'une palse est formée par de la glace de ségrégation, des lentilles de glace se développant dans les sédiments fins (sable fin, limon et argile), mais aussi dans la tourbe elle-même pour les palses organiques. Elle est compliquée en ce sens qu'on connaît mal l'ensemble des conditions qui prévalent à la formation des palses. En particulier, on ne sait pas exactement si les champs de palses résultent de la croissance de buttes individuelles (formes d'aggradation) ou s'il s'agit d'un stade de dégradation (formes résiduelles) du pergélisol qui occupait auparavant une étendue beaucoup plus considérable. Plusieurs études consacrées au sujet, notamment en Scandinavie (LUNDQVIST, 1951; SVENSSON, 1962;

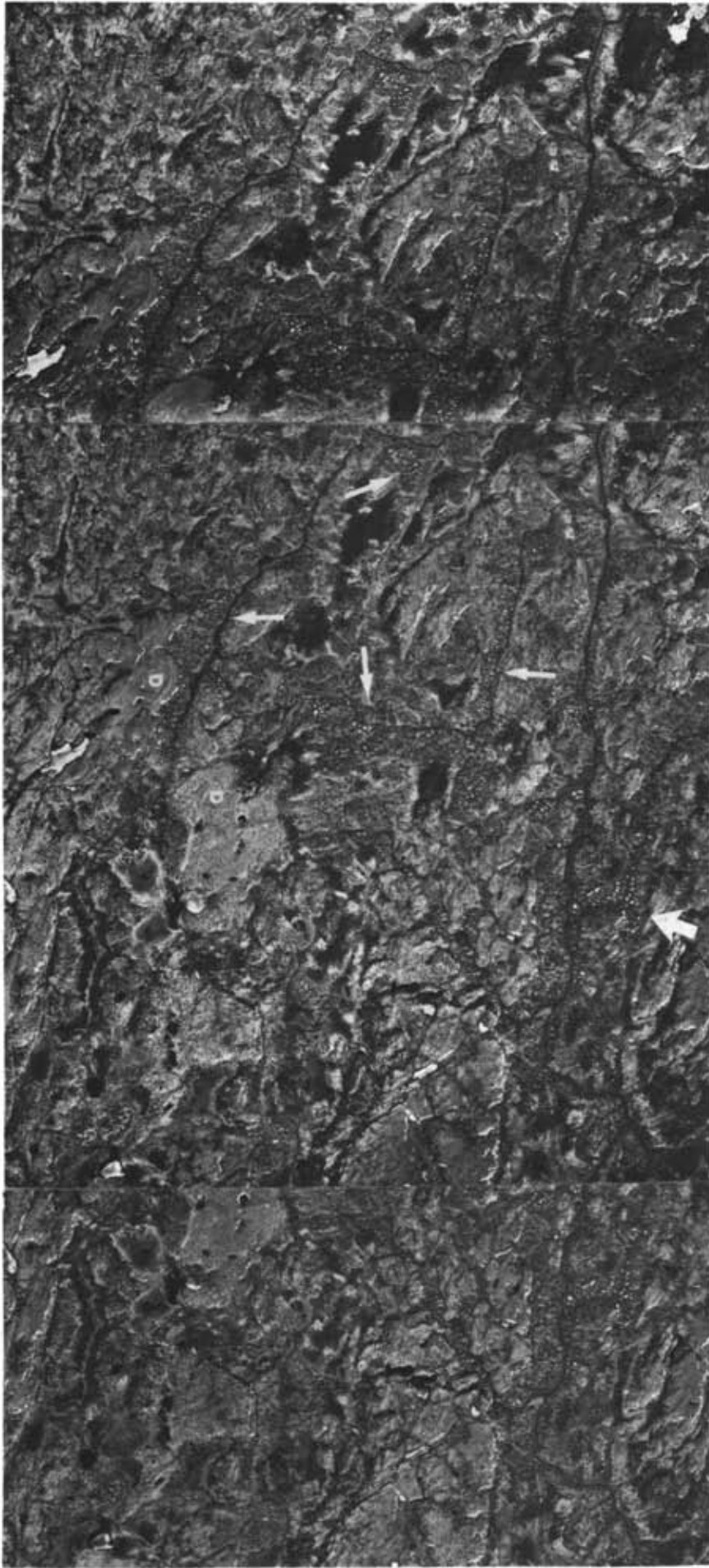


FIGURE 6. Paises minérales au NE du lac Robitaille entre le Coast et le Boutin, vers 52°42'N, 76°36'O; buttes de 4 à 6 m de hauteur, de formes rondes et allongées; nombreuses dépressions circulaires avec bourrelet périphérique correspondant à des paises crevées; large dépression comblée de limon et d'argile stratifiés vers 240 m d'altitude; D, delta fluvio-glaciaire à kettles remaniés en plages. (Photo aér. n° A 15614 (33-35), échelle approx. 1/40 000, Photothèque nationale, Ottawa.)

Mineral paises NE of Lake Robitaille between the Coast and Boutin Rivers, 55°42'N, 76°36'W; rounded and elongated mounds, 4 to 6 m high; numerous circular rimmed basins resulting from the melting of ice in mineral mounds; large depression filled with stratified silt and clay at an altitude of approximately 240 m; D, reworked fluvio-glacial delta with kettles. (Aerial photo No. A 15614 (33-35), approx. scale 1/40 000, NAPL, Ottawa.)

FORSGREN, 1968; SALMI, 1970, 1972; HYVÖNEN, 1972; SEPPÄLÄ, 1972a; WRAMNER, 1973; ÅHMAN, 1977) favorisent la croissance de buttes individuelles; d'autres favorisent plutôt la dégradation d'une surface générale gonflée par le pergélisol (PYAVTCHENKO, 1955; SCHUNKE, 1973); enfin, d'autres encore admettent l'existence parallèle des deux (ZOLTAI, 1972; THIE, 1974; JAHN, 1976; LAGAREC, 1976; PAYETTE *et al.*, 1976).

LAVERDIÈRE et GUIMONT (1976) ont vu dans les palses de la région de Poste-de-la-Baleine des formes résiduelles d'une ancienne surface gonflée par le gel. Une amélioration climatique récente serait à l'origine de la dégradation du pergélisol et de l'apparition des palses. La fonte aurait débuté à partir d'un réseau polygonal de fissures superficielles et aurait progressivement dégagé des buttes de tailles variées qui tendent à disparaître complètement. Pour PAYETTE *et al.* (1976), les palses de la Jamésie-Hudsonie résultent tantôt de la fissuration et de la dégradation de terrasses palsiques ou de surfaces gonflées par le gel, tantôt de l'aggradation de buttes individuelles. Les deux types de formes existent côte à côte et semblent liées à des conditions locales en rapport avec l'évolution de la couverture végétale. La présence de formes de dégradation n'impliquerait pas nécessairement une amélioration climatique régionale significative et une réduction des surfaces pergélisolées. Ils estiment, en effet, que les palses se sont formées et dégradées tout au cours de l'Holocène et que le phénomène se poursuit. D'après LAGAREC (1976, p. 160), l'évolution des palses de la région de Chimo a été la suivante: 1) engel et soulèvement d'une partie de la tourbière et formation d'une terrasse palsique; 2) fracturation de la tourbe qui isole des polygones; 3) croissance verticale par aggradation une fois l'individualisation des palses réalisée.

Les observations préliminaires faites en Jamésie-Hudsonie ne permettent pas d'affirmer que les palses sont entièrement des formes d'aggradation ou de dégradation. Au contraire, les deux types existent dans la même région. Par endroits, les tourbières à palses semblent résulter de la dégradation de surfaces gonflées par le gel ou de grandes terrasses palsiques (fig. 7 et 62-64); à d'autres endroits, les palses sont basses, isolées et apparemment en voie de formation. Les palses minérales en bordure du rivage (déroit de Manitou-nouck, île du Canard, Grande île, pointe Louis-XIV) par exemple, affichent un visage de jeunesse; les formes de dégradation y sont rares sinon absentes. Celles des zones argileuses ravinées au sud de la petite rivière de la Baleine sont visiblement des buttes individuelles d'aggradation postérieures au ravinement.

La présence dans la même région à la fois de formes d'aggradation et de dégradation démontre clairement

que le phénomène peut se développer sous le climat actuel (ZOLTAI, 1972; PAYETTE *et al.*, 1976). Il apparaît donc dangereux de conclure à une amélioration ou à une détérioration climatique régionale en se basant exclusivement sur l'état actuel des palses. Il se peut cependant que le pergélisol ait occupé de plus grandes étendues en Jamésie-Hudsonie au cours de l'Holocène et que la tendance générale soit au réchauffement du climat et à la réduction sinon à la disparition du pergélisol. Malheureusement, les palses non boisées ne renseignent guère sur le sujet.

b) Palses boisées

Les palses boisées abondent en Jamésie dans le secteur des basses terres jadis occupé par la mer de Tyrrell, soit en dessous de 190 m d'altitude (fig. 2). La plus forte concentration s'étend entre les lacs Duxbury et Denys, soit du 52°24' au 54°24'N, près de 400 sites ayant été relevés dans ce secteur. Elles sont rares au nord du lac Denys (une dizaine de sites seulement); par contre, on en trouve à plusieurs endroits entre l'Eastmain et le Rupert (une vingtaine de sites). Les sites plus méridionaux forment deux îlots dans la zone du lac Ojibouai, l'un à l'ouest des lacs Evans et Olga (50°37'-51°08'N, 77°-77°42'30"O), l'autre au nord du lac Matagami (49°59'-50°07'N, 77°35'-77°57'30"O). Dans ces derniers, cependant, les palses sont en majeure partie dégradées.

Comme l'observation des palses boisées s'avère difficile à partir des photos aériennes, il est vraisemblable qu'il existe plusieurs autres sites de palses boisées qui ont échappé à l'inventaire cartographique, notamment dans les hautes terres jamésiennes où les palses boisées sont souvent isolées et moins affectées par la dégradation du pergélisol.

Les palses boisées sont à la fois minérales et organiques. Elles se développent essentiellement dans des sédiments fins (sable fin, limon, argile) d'origine marine ou lacustre. Les buttes excèdent rarement 5 m de hauteur; en général, elles ont entre 100 et 300 cm de hauteur. Leur taille varie beaucoup allant de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de mètres de diamètre ou de longueur. Les formes rondes ou ovales semblent prédominer. Elles portent généralement un couvert arborescent de belle allure composée en majeure partie d'épinettes noires; dans le secteur sud de la Jamésie, on y trouve aussi, à l'occasion, du sapin baumier. Le sol est couvert d'un tapis de mousses, de lichens et d'éricacées. L'âge des arbres excède généralement 100 ans. Les résultats de mesures faites dans 15 sites⁷ donnent un âge médian de 130 ans avec un

7. Observations faites par des membres du SEER, Environnement Canada (Québec). Pour une liste exhaustive des plantes composant la couverture végétale des palses voir PAYETTE *et al.* (1976, p. 206-207).

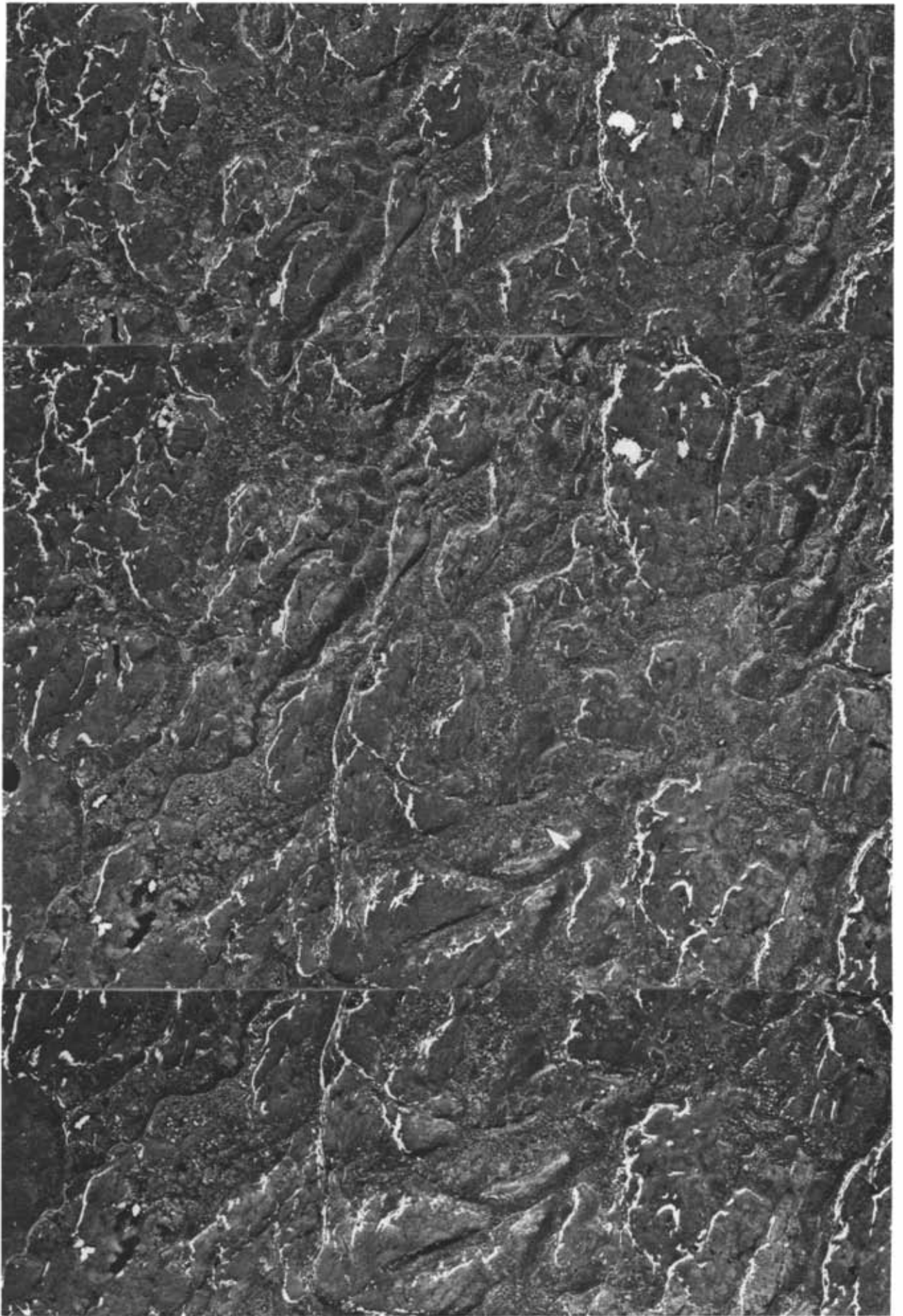


FIGURE 7. Pales organiques et minérales et terrasses palsiques au NO du lac Robitaille et au N de la rivière Piquard vers 55°41'N, 76°56'O; pales et terrasses palsiques (flèches) de formes et de dimensions variées ayant en général 5 à 7 m de hauteur et occupant la majeure partie des dépressions comblées de limon et d'argile stratifiés, à une altitude d'environ 200 m; à remarquer les nombreuses mares circulaires correspondant à des formes de dégradation. (Photo aér. n° A 15614 (39-41), échelle approx. 1/40 000, Photothèque nationale, Ottawa.)

Organic and mineral palse and peat plateaus NW of Lake Robitaille and N of Piquard River, 55°41'N, 76°56'W; palse and peat plateaus (arrows) of various shapes and sizes, generally 5 to 7 m high, occurring in depressions filled with stratified silt and clay at an altitude of approximately 200 m; note the numerous circular basins produced by the melting of ice in the mounds. (Aerial photo No. A 15614 (39-41), approx. scale 1/40 000, NAPL, Ottawa.

minimum de 80 et un maximum de 240, un Q_1 de 120 et un Q_3 de 150 ans.

La majorité des sites de pales boisées observables sur photos aériennes montrent des buttes en voie de dégradation (fig. 9-10). Celle-ci survient parfois après feu mais le plus souvent lorsque la pale a atteint une taille maximale à partir de laquelle la couverture végétale commence à se dégrader (PAYETTE *et al.*, 1976). L'intensité de la dégradation diminue avec l'augmentation de la latitude. La fonte des pales donne naissance à de petites mares encombrées de troncs d'arbres (fig. 76-77) qui s'entourbent progressivement. Il ne semble pas que de nouvelles pales se reforment à l'emplacement de celles qui crèvent.

L'origine des pales boisées est semblable à celles des pales non boisées. Ces buttes cryogènes résultent de la ségrégation de lentilles ou de minces couches de glace dans les sédiments minéraux et dans la tourbe. La température moyenne annuelle de l'air dans le principal secteur de pales boisées en Jamésie est compris entre -1 et -4 degrés. La limite méridionale des pales non boisées correspond à peu près à l'isotherme annuel de -3 degrés.

La présence de pales boisées en Jamésie ne traduit pas forcément une fluctuation climatique régionale significative. Les pales se développent dans ce secteur en raison de conditions locales favorables: sol, humidité et micro-climat forestier. L'extension beaucoup plus méridionale des pales boisées tient principalement à la présence d'une couverture arborescente. Toutefois, comme la formation actuelle de nouvelles pales boisées en Jamésie n'a pas encore été confirmée, on peut penser à première vue qu'il s'agit d'un pergélisol relique qui a subsisté grâce aux conditions locales offertes par la couverture végétale qui favorise un bilan thermique négatif du sol. Une fois l'équilibre

rompu, les pales crèveraient progressivement et ne se reformeraient plus, du moins en Jamésie. Les pales boisées pourraient donc constituer des îlots résiduels d'un pergélisol qui aurait été beaucoup plus étendu autrefois. Malheureusement, on ne possède aucune information sur son âge. Il pourrait aussi bien dater d'une centaine d'années que de plusieurs centaines voir même de quelques millénaires. Date-t-il du refroidissement général du climat au Québec subarctique qui serait survenu vers 2500 ans AA (McANDREWS et SAMSON, 1977), ou date-t-il simplement du refroidissement plus récent du *Little Ice Age* survenu entre 130 à 550 ans AA (TWIDALE, 1959; LAMB, 1963), ou encore de la légère dégradation climatique enregistrée au XX^e siècle, en particulier au cours des quatre dernières décennies? Les travaux de PAYETTE *et al.* (1976) tendent à prouver que le pergélisol des pales boisées n'est pas relique mais actuel ou subactuel. L'âge des arbres sur les pales boisées semble indiquer qu'une partie au moins se serait formée au cours du *Little Ice Age*.

2. LES TOURBIÈRES STRUCTURÉES

Les tourbières structurées constituent une forme caractéristique des terrains organiques des régions subarctiques (KNOLLENBERG, 1964; SCHENK, 1970). Bien que leur origine fasse encore l'objet de vives discussions, les spécialistes reconnaissent qu'elles sont en grande partie liées à l'action du froid.

THIBODEAU et CAILLEUX (1973, p. 120) définissent les tourbières structurées comme «une formation où apparaît un figuré dû à la juxtaposition répétée, à intervalles plus ou moins rapprochées, de buttes, lanières ou réseaux saillants de végétation de marécage séparés par des espaces plus bas, sans végétation apparente, le plus souvent recouverts d'eau (70 à 100% des cas), plus rarement à sec.» Ils distinguent cinq catégories: tourbières linéaires, tourbières réticulées, tourbières à pales, tourbières concentriques et tourbières à structure confuse. Les tourbières à pales ayant déjà été traitées, il sera question seulement des quatre autres catégories.

En Jamésie, les tourbières structurées occupent une vaste superficie, notamment dans les basses terres. Elles sont de nature et de dimensions variées suivant qu'elles se développent sur des surfaces argileuses de la mer de Tyrrell et du lac Ojibouai ou dans des cuvettes lacustres ou glaciaires dans les hautes terres (fig. 78-81). Quelques études leur ont été consacrées (HAMELIN, 1957; ALLINGTON, 1961; THIBODEAU et CAILLEUX, 1973) qui soulignent leur caractère morpho-climatique. D'après HAMELIN (1957), les tourbières structurées connaissent leur plus grande extension entre le 50° et le 56° de latitude nord. De son côté, SJÖRS (1961) fixe le

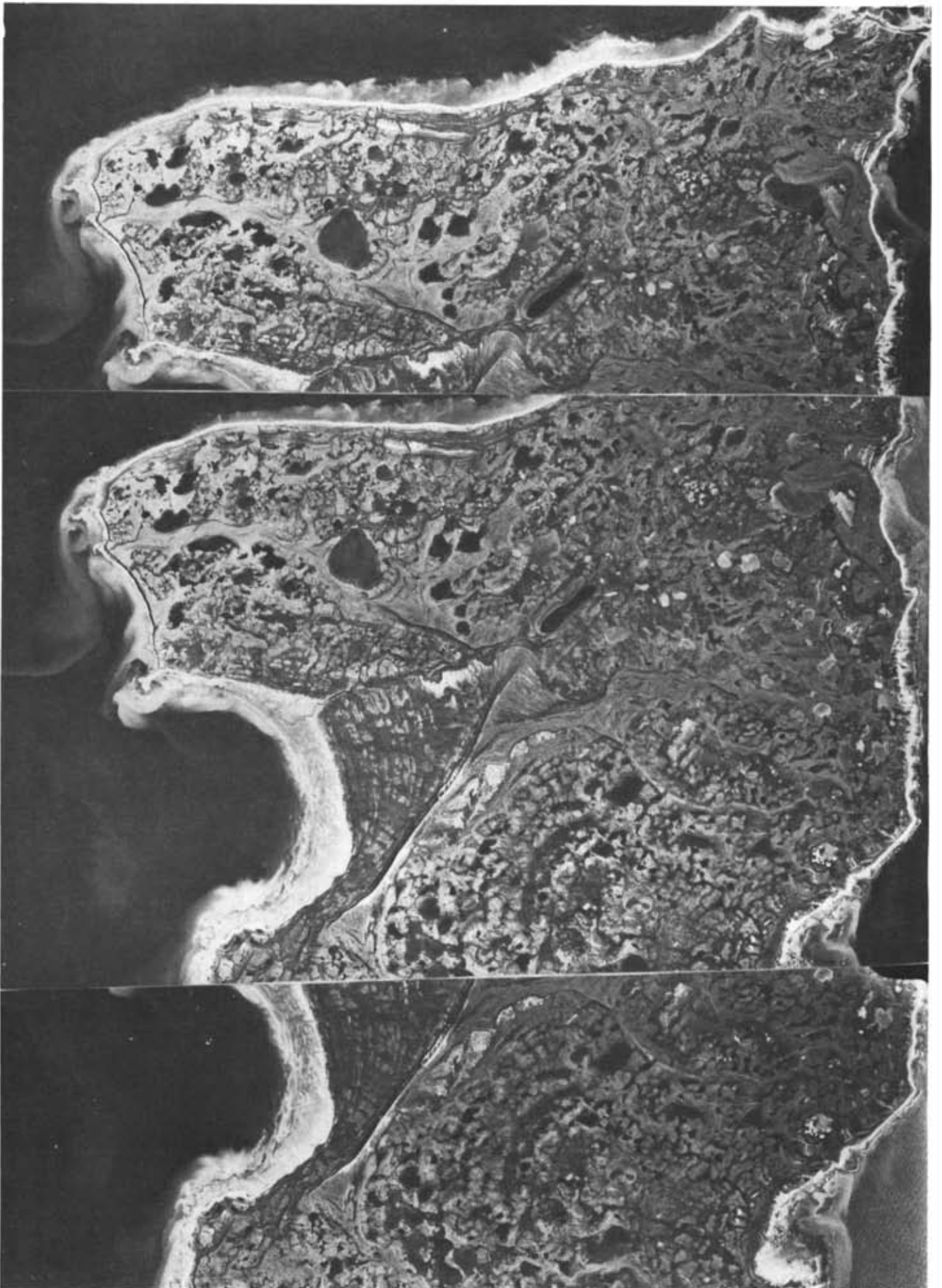


FIGURE 8. Palses minérales sur l'île Jumelle sud au large de Nouveau-Comptoir, vers 53°07'30"N, 79°52'30"O: complexe de buttes minérales cryogènes de formes et de dimensions variées et de 2-3 m de hauteur; les buttes occupent les fonds composés de sable fin et de limon marins; les plages et les cordons littoraux composés de matériel plus grossier sont dépourvus de palses; l'altitude maximale de la flèche centrale est de 43 m. (Photo aér. n° A 16340 (43-45), Photothèque nationale, Ottawa.)

Mineral pallsen on the South Twin Island, offshore Nouveau-Comptoir, 53°07'30"N, 79°52'30"W; mineral mounds of various shapes and sizes, 2-3 m high occurring in shallow depressions filled with marine silt and fine sand; maximum elevation of the central spit is 43 m. (Aerial photo No. A 16340 (43-45), NAPL, Ottawa.)

maximum de développement au 52°, alors que THIBODEAU et CAILLEUX (1973) le fixent entre le 51° et le 54° au droit du 75° de longitude O. Ces derniers précisent que les tourbières structurées et linéaires ont leur maximum de développement vers le 55°-56°, alors que les tourbières concentriques et excentriques dominent vers le 50°-51°.

L'aire de distribution des tourbières structurées déborde largement la limite méridionale actuelle du Québec subarctique. On en trouve plusieurs exemples au sud du 49°N, soit en Abitibi, au lac Saint-Jean (DIONNE, 1968b), sur la rive nord du Saint-Laurent (Escoumains, Sept-Îles), dans la région de Québec (HAMELIN et COOK, 1967, p. 164; THIBODEAU et CAILLEUX, 1973, p. 126), et même au Cap-Breton (CAMERON, 1963). Néanmoins, c'est au Québec subarctique, entre le 50° et le 55°, qu'elles connaissent leur plus grand développement. Celles du Québec méridional et des Maritimes sont cependant localisées dans des régions où le froid a exercé ou exerce encore de nos jours une action significative. Il n'y a donc pas de contradiction en disant qu'elles appartiennent au milieu périglaciaire.

Les tourbières structurées de la Jamésie étant de nature variée, leur mode de formation peut différer légèrement d'un site à l'autre. D'une façon générale, elles sont liées au froid (gel, dégel, glace dans le sol), à la circulation de l'eau, à l'enneigement et aux modalités de la fonte printanière (THOM, 1972). Les mares de certaines tourbières structurées concentrées dans les basses terres semblent résulter, en partie du moins, de la fonte de palses. Si tel était le cas, on aurait là un indice de la dégradation du pergélisol dans le secteur méridional du Québec subarctique.

D'après SCHENK (1963, 1970), la formation des tourbières structurées, en particulier des tourbières à lanières (fig. 82-85) serait due à la disparition du pergélisol dans la couche subsuperficielle des tourbières. Cette interprétation permet de penser que la zone du

Québec subarctique où sont concentrées les tourbières structurées a connu jadis des conditions climatiques plus rigoureuses qui ont donné naissance à un pergélisol plus étendu qu'actuellement. Les limites méridionales du pergélisol continu et discontinu abondant qui passent aujourd'hui respectivement dans la partie septentrionale du Nouveau-Québec et dans la partie méridionale de l'Hudsonie passaient peut-être autrefois beaucoup plus au sud. La limite méridionale actuelle de la zone des tourbières structurées abondantes au Québec (50°) correspond possiblement à une ancienne limite méridionale du pergélisol discontinu abondant, alors que la limite méridionale des palses non boisées pourrait peut-être correspondre à celle du pergélisol continu d'une période antérieure dont on ignore l'âge.

Les tourbières structurées ont probablement des âges très variés suivant leur localisation dans les hautes ou les basses terres et aussi suivant leur origine. L'âge de la paludification en Jamésie demeurant imprécis, il s'avère difficile de déterminer la ou les périodes de structuration des tourbières. Quelques datations au ¹⁴C (tabl. VII) ont été faites récemment sur des échantillons de tourbe recueillis à la base de tourbières localisées dans la partie sud de la baie de James (DIONNE, 1979) qui viennent s'ajouter à la date fournie par POTZGER et COURTEMANCHE (1954)⁸. En tenant compte de cette dernière, le début des tourbières dans le secteur au sud du Rupert s'échelonne de 2350 ± 200 ans AA à 50 m d'altitude, à 6890 ± 120 ans AA à 240 m. Les différences d'âge enregistrées semblent en majeure partie refléter les principaux événements géologiques survenus dans cette région (déglaçiation, vidange du lac glaciaire Ojibouai, étapes de la régression de la mer de Tyrrell et du relèvement isostatique). Dans les basses terres argileuses, il semble que la couverture forestière ait précédé de 400 à 900 ans la paludification, mais on constate qu'il y a eu d'abord un délai de 300 à 1500 ans pour l'installation de la forêt une fois les terrains émergés ou déglaciés. Des âges équivalants à ceux des sites les plus élevés des basses terres du secteur sud de la Jamésie ont été obtenus ailleurs plus au nord: 5475 ± 160 ans AA, à la latitude de la Grande Rivière (53°35'N), 4370 ± 70 ans AA, à Poste-de-la-Baleine (55°14'N) et 4920 ± 120 ans AA, au golfe de Richmond (56°11'N) (tabl. VII). Le début de la paludification en Jamésie-Hudsonie remonte donc à plusieurs millénaires au cours desquels a pu se faire la structuration des tourbières,

8. D'après POTZGER et COURTEMANCHE (1956, p. 487), le Smoky Hill Falls Bog est localisé au 51°27'N, 78°32'O, à une altitude de 53 m, soit à 24 km en amont de Fort-Rupert. L'examen de la carte indique que certaines données sont inexactes, soit les coordonnées géographiques, soit la distance de Fort-Rupert, car les deux ne correspondent pas. Par ailleurs, l'altitude de 53 m paraît exagérée car le site semble situé près de la courbe de niveau de 30 m.

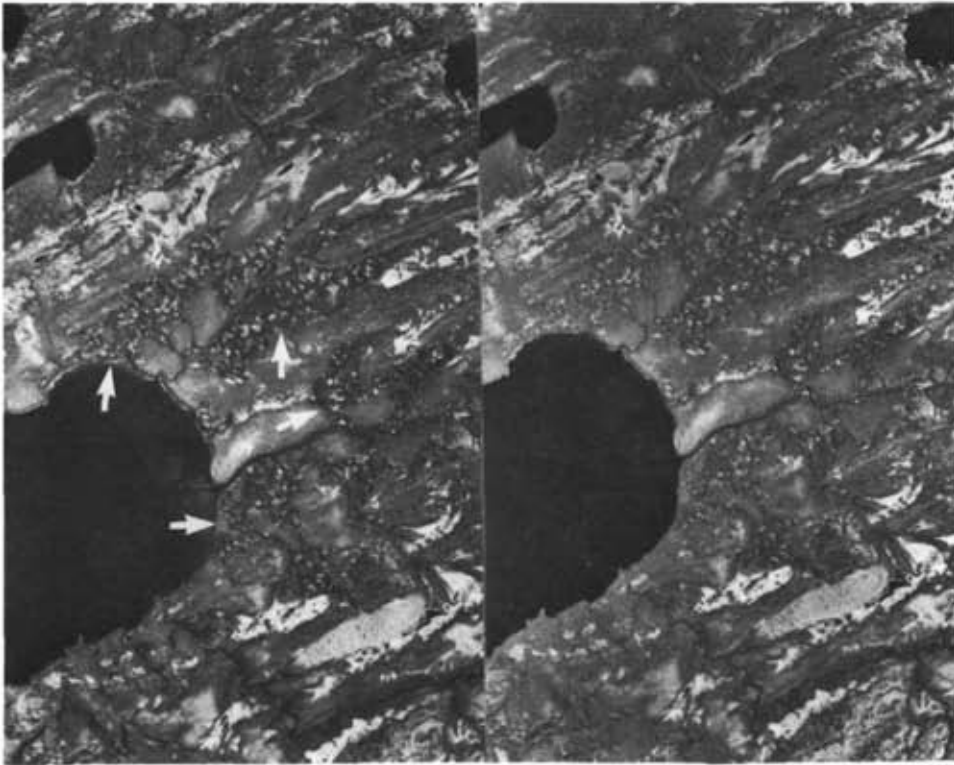


FIGURE 9. Complexe de palses boisées en voie de dégradation, extrémité NE du lac Sabascunica, vers 53°05'N, 78°14'O; palses développées au droit de limon et argile stratifiés de la mer de Tyrrell, à une altitude d'environ 115 m. (Photo aér. n° A 15254 (22-23), échelle approx. 1/60 000, Photothèque nationale, Ottawa.)

A field of forested palsen with degradation forms NE end of Lake Sabascunica, 53°05'N, 78°14'W; palsen occurring in stratified silt and clay deposited by the Tyrrell Sea at an altitude of about 115 m. (Aerial photo No. A 15254 (22-23), approx. scale 1/60 000, NAPL, Ottawa.)

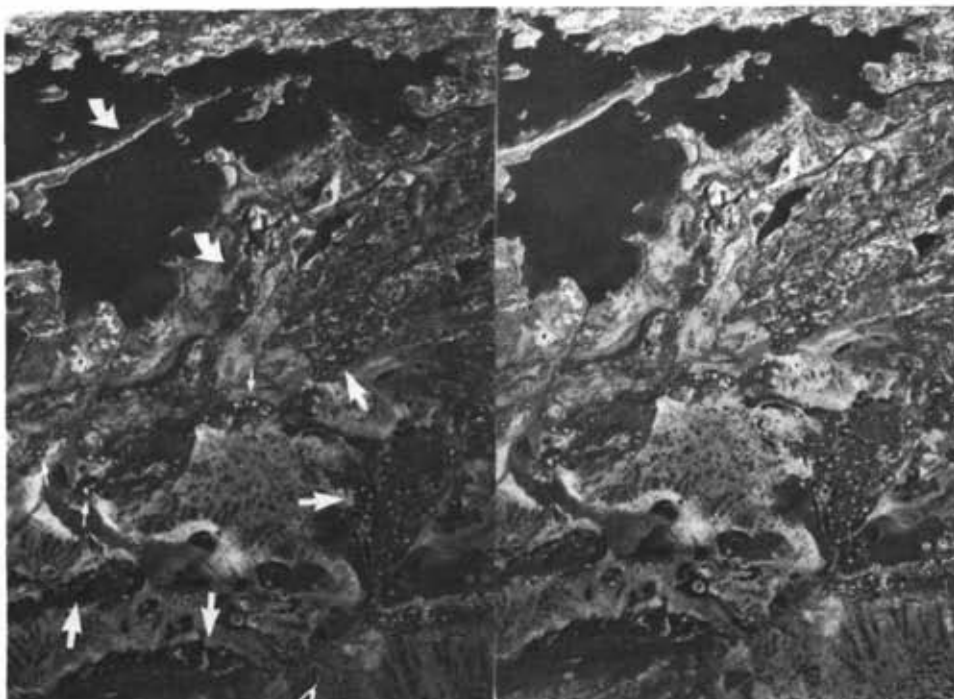


FIGURE 10. Complexe de palses boisées en voie de dégradation à l'E du lac Grande-Pointe, au N de la Grande-Rivière vers 53°52'N, 75°20'O; palses de 3-4 m de haut développées au droit de sable fin, limon et argile stratifiés à une altitude d'environ 230 m; eskers (flèches courbes) émergeant de la plaine argileuse. (Photo aér. n° A 15822 (7-8), échelle approx. 1/60 000, Photothèque nationale, Ottawa.)

Forested palsen with numerous collapsed features, E of Lake Grande-Pointe, N of Grande-Rivière, 53°52'N, 75°20'W; mounds 3-4 m high occurring in a stratified fine sand, silt and clay deposit at an altitude of approximately 230 m; eskers (curved arrows) not buried in the clayed plain. (Aerial photo No. A 15822 (7-8), approx. scale 1/60 000, NAPL, Ottawa.)

TABLEAU VII
Datation au ^{14}C de tourbe à la base des tourbières

Localisation site	Coordonnées géographiques		Altitude (m)	N° de laboratoire	Âge absolu AA	Référence
	Lat. N	Long. O.				
Le Rupert	51°27'	78°32'	40(?)	L-219	2350 ± 200	Potzger & Courtemanche (1954)
Le Rupert	51°22'	77°45'15"	183	QU-493	5020 ± 100	Dionne (1978c)
Le Nottaouai	50°30'	77°48'	275	QU-495	5840 ± 100	Dionne (1978c)
L'Harricana	50°42'	79°20'	60	QU-497	3830 ± 120	Dionne (1978c)
lac Soscumica	50°17'30"	77°24'	240	QU-499	6890 ± 120	Dionne (1978c)
lac Guyer	53°35'	74°41'	250	1(GSC)-15	5475 ± 166	Lee <i>et al.</i> (1960; Walton <i>et al.</i> 1961)
Poste-de-la-Baleine	55°14'	77°42'	100	Lv-797	4370 ± 70	Heim (1977, <i>in litt.</i>)
Golfe de Richmond (Ouatouchouane)	56°11'	75°55'	140	Lv-698	4920 ± 120	Heim (1976)
" "	—	—	—	QU-140	4960 ±	Heim (1976)

en admettant au départ que cette dernière se fait aux dépens d'une surface entourbée continue comme le pense HAMELIN (1957), ce qui n'est pas forcément le cas de toutes les tourbières, puisqu'il se forme de nos jours des tourbières à lanières autour de certains lacs en Jamésie.

S'il est relativement facile de connaître l'âge du début de la paludification en Jamésie, il s'avère plus épineux de déterminer la ou les périodes au cours desquelles s'est fait la structuration. Si une partie des tourbières structurées des basses terres correspond effectivement à d'anciennes tourbières à pales et si les tourbières à lanières sont dues à la disparition du pergélisol, la structuration indiquerait un réchauffement du climat de un à trois degrés, réchauffement qui aurait été suffisant pour dégrader le pergélisol. L'existence au cours de l'Holocène d'une ou de plusieurs périodes plus froides que l'actuelle est relativement bien connue ailleurs dans le monde (LAMB, 1963; FRENZEL, 1967). Les quelques études palynologiques faites en Jamésie (POTZGER et COURTEMANCHE, 1958; RICHARD, 1978) ne permettent pas de préciser le nombre et l'âge des fluctuations climatiques survenues dans cette région au cours de l'Holocène. Pour l'instant, il faut s'en remettre à quelques données sommaires obtenues de régions limitrophes. Ainsi, HEIM (1976), à partir de l'étude d'une pale dans la région du golfe de Richmond (56°11'N) constate une détérioration climatique vers 3500 ans AA, détérioration déjà reconnue ailleurs au Canada (NICHOLS, 1969). Un peu plus au nord, mais à l'extrémité orientale de la Jamésie (56°45'N, 64°50'O), des analyses polliniques (McANDREWS et SAMSON, 1977) permettent de constater une détérioration importante du climat à partir de 2500 ans AA qui abaisse la limite des arbres et réduit les aires de taïga. Cette date correspond

à la fin de l'Hypsithermal (DEEVEY et FLINT, 1957). Les travaux de MORRISON (1970) dans la région de Churchill Falls (Labrador) ne sont pas très concluants sur l'ampleur et la sévérité de cette détérioration. PAYETTE et SÉGUIN (1979) reconnaissent eux aussi une détérioration climatique après 3000 ans AA; ils préconisent deux phases actives d'aggradation du pergélisol dans la région de la rivière aux Feuilles (Ungava), l'une vers 1600 et l'autre vers 450 ans AA. De son côté HAMELIN (1957), située vers 2500-2000 ans environ la réticulation des tourbières du Québec subarctique.

Deux périodes paraissent possibles pour la formation d'un certain nombre de tourbières structurées en Jamésie. La plus ancienne correspond au refroidissement du climat qui caractérise le début de l'âge du Fer, période datée de 2875-2425 ans AA (ou 900-450 ans av. J.C.). L'autre période correspond à la détérioration climatique du *Little Ice Age* datée de 130 à 550 ans AA (ou 1430-1850 ans de notre ère), et qui semble avoir culminé principalement entre 275 et 430 ans AA (1550-1700 ans de notre ère).

F. Les formes thermokarstiques

La dégradation du pergélisol engendre des formes thermokarstiques variées. Comme la majeure partie de la Jamésie et le sud de l'Hudsonie font présentement partie de la zone du pergélisol discontinu et que ce dernier y a probablement occupé une plus grande étendue dans le passé, il apparaît normal d'y trouver des formes thermokarstiques. Malheureusement les recherches dans ce domaine demeurent rares (CAILLEUX, 1971; LAGAREC, 1972; THIBODEAU et CAILLEUX, 1973; PAYETTE *et al.*, 1976). La découverte de quelques

formes et phénomènes liés à la fonte de glace dans le sol en Jamésie mérite donc d'être signalée.

1. AMPHITHÉÂTRE DE FUSION ET DE GÉLIFLUXION

Les terrasses des grandes rivières de la Jamésie (Broadback, Rupert, Eastmain, Grande Rivière) et de l'Hudsonie (grande et petite rivières de la Baleine), sont affectées par des glissements de terrain qui y ont laissé des cicatrices ou des amphithéâtres de départ. Bien que la plupart de ces glissements soit en partie liée au dégel annuel et à la circulation de l'eau dans le sol, on hésite à les ranger parmi les phénomènes thermokarstiques, car on ne possède aucune preuve qu'ils soient liés à la fonte de glace dans le sol ou à la dégradation du pergélisol (DEMANGEOT, 1973).

Par ailleurs, des glissements mineurs affectent les rives basses de certains lacs dans la plaine argileuse de la mer de Tyrrell et du lac Ojibouai. Ils se produisent au cours de l'été à mesure que le sol dégèle. Un bel exemple de ces modestes décrochements a été observé en juillet 1975 au lac Soscumica, au nord de Matagami. À cet endroit, la fonte de minces lentilles de glace dans les argiles varvées sous-jacentes à 2-3 m de tourbe a provoqué une rupture du terrain en forme d'oméga (fig. 86). Bien que le dégel annuel du sol soit la cause initiale de tels glissements, il paraît exagéré d'y voir des formes thermokarstiques typiques.

Il existe cependant dans le secteur de la pointe Louis-XIV quelques amphithéâtres qui affectent les versants de drumelins remaniés par la mer de Tyrrell et qui rappellent les formes décrites dans l'Arctique par LAMOTHE et SAINT-ONGE (1961) et par FRENCH (1974). Les niches, en forme d'hémicercles accrochés vers le haut des versants, ont une quinzaine de mètres de diamètre. L'absence de lobe de glissement au front des amphithéâtres laisse supposer que le matériel a été évacué sous une forme relativement fluide (coulée boueuse), la liquéfaction étant due vraisemblablement à la fonte de glace dans le sol.

Comme on le sait déjà, d'abondantes paises minérales occupent les points bas de ce secteur et prouvent l'existence d'un pergélisol sporadique. Les amphithéâtres de fusion et de gélifluxion ne paraissant pas récents, ils auraient pu se former à une époque ancienne alors que le pergélisol aurait occupé une plus grande étendue en Jamésie, car ce sont des formes de dégradation en terrain pergélisolé.

2. DÉPRESSIONS THERMOKARSTIQUES

Arrivées à maturité, les paises minérales crèvent et donnent naissance à des mares circulaires de quelques mètres de diamètre sur 100 à 250 cm de profondeur, qui sont souvent ceinturées d'un bourrelet limono-argileux (fig. 5). Parfois, la fonte progresse à partir des

versants et la butte se dégrade progressivement. La boue s'écoule alors vers le bas du versant et laisse une dépression échancrée en forme de fer à cheval. La fonte de la glace dans le sol donne donc lieu à un micro-relief chaotique typique décrit par LAGAREC (1972), PAYETTE *et al.* (1976) et PAYETTE et SÉGUIN (1979), en Hudsonie, et par VELICKO (1972) en U.R.S.S. Dans le territoire considéré, les plus beaux et les plus abondants exemples se rencontrent dans la zone située au sud de la petite rivière de la Baleine entre 55°35'-56° (fig. 71-72 et 74).

La dégradation des paises à la fois minérales et organiques se traduit parfois par une dépression ceinturée d'un bourrelet mais plus fréquemment par une mare sans bourrelet perforant le tapis tourbeux (fig. 75). Ces mares persistent généralement durant plusieurs années et sont possiblement à l'origine de certaines tourbières structurées comme on l'a indiqué plus haut. Par ailleurs, la dégradation des paises boisées donne naissance à de petites dépressions circulaires encombrées de troncs d'arbres (fig. 77) qui s'entourent progressivement. Ces diverses formes en creux ont une origine thermokarstique évidente.

3. LACS À BOURRELETS PÉRIPHÉRIQUES

Il existe dans les basses terres jamésiennes, entre le Broadback et le lac Soscumica, une zone criblée de petites lacs à bourrelets (fig. 11 et 87) qui ressemblent à ceux décrits par SVENSSON (1969b) en Norvège. On les trouve dans une bande de terrain orientée NE-SO, comprise entre le 50°28'-51°08'N et le 77°25'-78°26'O, à une altitude de 215 à 260 m. Le secteur, composé de till et d'argile lacustre, s'étend sur environ 90 km de longueur et sur 20 à 35 km de largeur comprenant les lacs Colomb, Rodayer, Chabouillé, Dusaux et Esther (fig. 12). Au total, on compte environ 250 lacs et dépressions occupées par de la tourbe qui ont un bourrelet périphérique. Plus de 85% des dépressions sont rondes ou ovales; moins de 10% ont une forme complexe ou irrégulière et environ 2% ont une forme allongée. Les lacs et dépressions tourbeuses sont en général isolés, mais ils forment souvent des complexes de 2 à 10. Plusieurs sont jumelés et d'autres coalescents. Leur dimension varie de quelques dizaines de mètres jusqu'à 500-600 m de diamètre; environ 20% ont moins de 100 m, 55% ont entre 100 et 200 m, 18% ont entre 200 et 400 m, et 7% ont entre 400 et 600 m. Près des quatre cinquièmes des dépressions sont occupées par des lacs, les autres par de petites tourbières. Des bourrelets de 1 à 6 m de hauteur et jusqu'à une quinzaine de mètres de largeur encerclent les dépressions (fig. 88). Ils ne sont pas tous très bien individualisés; parfois il y a des marques ou des discontinuités. La profondeur des dépressions est inconnue pour les lacs; dans les dépressions tourbeuses, elle est de 3 à 6 m. Les crêtes ont une

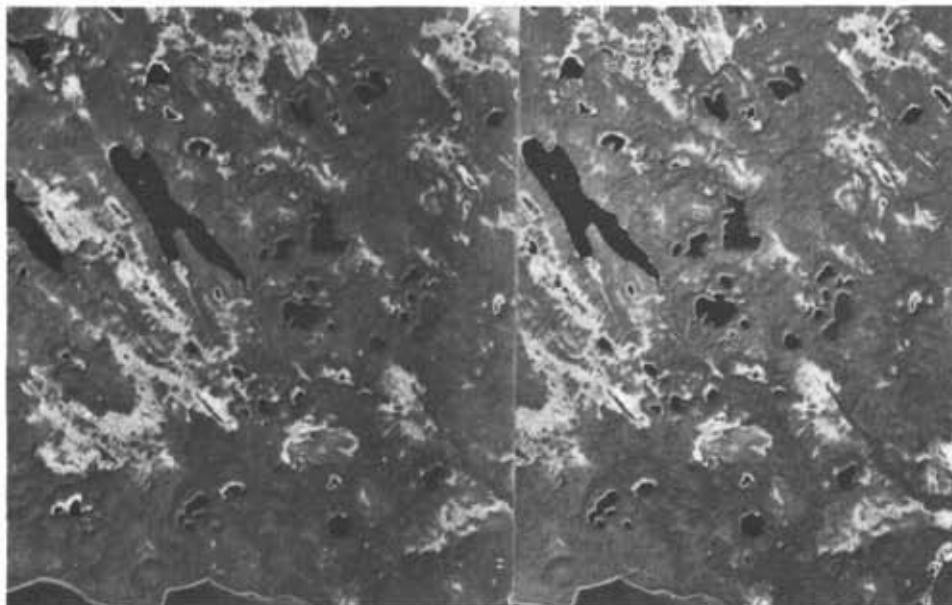


FIGURE 11. Lacs à bourrelet périphérique dans les basses terres jamésiennes près de la route Matagami-LG-2, juste au N du lac Rodayer, vers 50°54'N, 77°40'O, à une altitude approximative de 265 m. (Photo aér. n° A 15145 (4-5), échelle approx. 1/60 000. Photothèque nationale, Ottawa.)

Rimmed lakes in the James Bay lowlands in the vicinity of Matagami-LG-2 road, N of Lake Rodayer, 50°54'N, 77°40'W, at an approx. altitude of 265 m. (Aerial photo No. A 15145 (4-5), approx. scale 1/60 000, NAPL, Ottawa.)

forme cônique avec sommet arrondi et des pentes de 6 à 10 degrés. Elles sont apparemment constituées de till argileux et ne semblent pas être recouvertes d'argile. Le plancher est parfois rocheux mais le plus souvent argileux.

Ces formes curieuses, qui à première vue rappellent des mares de pingos (PISSART, 1963; SVENSSON, 1969b; WATSON, 1971) ou des lacs thermokarstiques (VELICKO, 1972), ont été signalées par HARDY (1976, p. 135-139) et décrites comme des *crêtes d'extrusion*. Elles sont concentrées sur le rebord de la réavancée de Cochrane II et seraient liées à la pression verticale exercée par une glace stagnante sur les sédiments sous-glaciaires non gelés. La pression verticale aurait entraîné un fluage latéral des sédiments sous-jacents. Ceci se serait produit peu de temps avant la vidange du lac Ojibouai.

L'origine glaciaire des lacs à bourrelets des basses terres jamésiennes paraît vraisemblable. Ces nombreuses petites dépressions seraient une catégorie particulière de kettles, les blocs de glace morte s'étant enfoncés dans le matériel meuble sous-jacent qu'ils ont fait fluer sur leur pourtour. Comme les bourrelets sont apparemment composés de till, il faut admettre que le plancher l'est aussi ou qu'il s'agit des débris provenant de la fonte des blocs de glace. Toutefois, il n'a pas été démontré avec satisfaction que tous les bourrelets étaient exclusivement composés de till argileux.

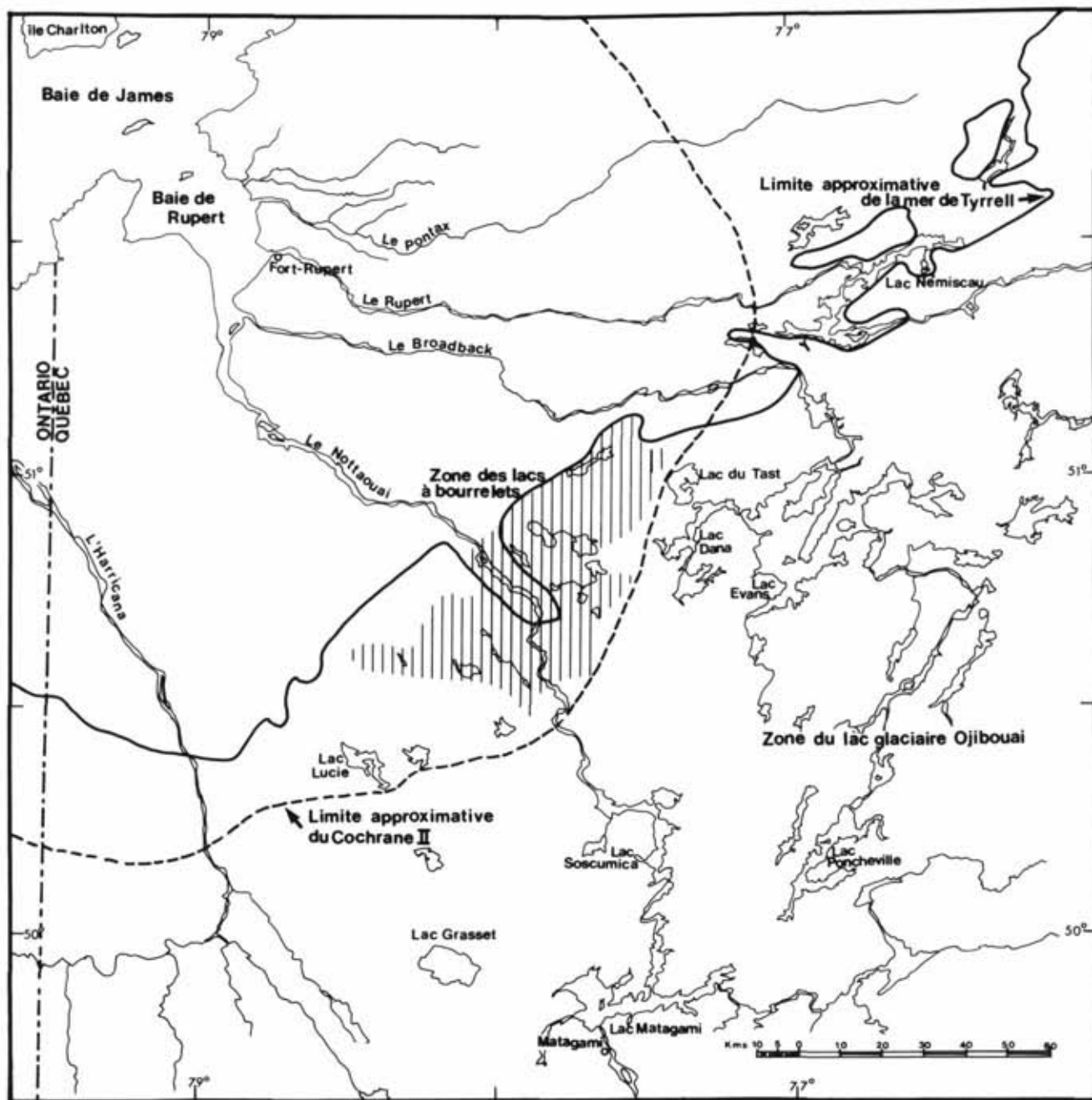
L'origine périglaciaire des lacs à bourrelets pourrait être évoquée, puisque la dégradation de pingos et de buttes cryogènes géantes donne des formes analogues (SVENSSON, 1969b; SEPPÄLÄ, 1972b; PISSART, 1974). Cette explication paraît toutefois peu réaliste dans le

cas présent. La concentration des formes au front du Cochrane II, leur absence ailleurs dans les basses terres argileuses et leur grande taille permettent de rejeter l'hypothèse de dépressions thermokarstiques. On a tenu à signaler cette forme particulière pour éviter toute méprise, car l'observateur non averti pourrait facilement les confondre avec des formes d'origine périglaciaire.

4. LACS RONDS, À CERNES ET EN OURSONS

Les formations alluviales sablo-graveleuses à l'intérieur des hautes terres jamésiennes sont fréquemment affectées de lacs ronds, de rentrants en forme de croissant et de hauts-fonds qui évoquent des cernes. CAILLEUX (1971) et THIBODEAU et CAILLEUX (1973) en ont décrit des exemples au lac Turgis au Nouveau-Québec (57°12'N, 66°05'O, altitude 190 m) et au sud du lac Albanel (50°44'N-73°23'O; 50°24'N, 73°40'O). Tout en admettant l'origine glaciaire de la plupart des dépressions circulaires (kettles), ils suggèrent que certains lacs ronds, les formes en croissant et les cernes seraient des formes thermokarstiques.

Il existe de nombreux lacs ronds, en oursons et à cernes en Jamésie (tabl. VIII). On en a observé une trentaine au nord du 51°15' qui présentent tous les mêmes caractéristiques. Ils affectent des formations alluviales d'origine fluvio-glaciaire (sandres assortis d'eskers et de kames); ils occupent des bassins relativement plats. Les formations sablo-graveleuses sont trouées de multiples dépressions circulaires ayant quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres et parfois plus d'un kilomètre de diamètre (fig. 89); des hauts-fonds sableux d'étendue variable dessinent des cernes aux contours



dessiné par A-M Thouret

FIGURE 12. Carte de localisation de la zone des lacs à bourrelets périphériques dans les basses terres jamésiennes.

Location map showing the area of rimmed lakes and depressions in the James Bay lowlands.

émoussés entre 100 et 200 cm de profondeur (fig. 90). La très grande majorité des cernes n'ont aucun rapport avec des apports alluvionnaires récents.

Plusieurs sites de lacs ronds, à cernes et en oursons ont été survolés et quelques-uns ont été examinés au sol. Aucune preuve ni indice sérieux permettent d'affirmer que la majorité d'entre eux correspond à des formes thermokarstiques au sens périglaciaire du terme. Ce sont plutôt des formes liées à la fonte de glace de glacier. Les lacs ronds seraient des kettles alors que les croissants seraient des fragments de kettles dont les contours auraient été modifiés par l'action des vagues.

firmes que la majorité d'entre eux correspond à des formes thermokarstiques au sens périglaciaire du terme. Ce sont plutôt des formes liées à la fonte de glace de glacier. Les lacs ronds seraient des kettles alors que les croissants seraient des fragments de kettles dont les contours auraient été modifiés par l'action des vagues.

TABLEAU VIII

Répartition géographique des lacs à cernes

Cartes topo. n°	Nombre de sites
23 D	5
23 E	2
32 O	9
33 B	6
33 G	1
33 H	7

Les hauts-fonds ou les cernes correspondraient à la surface de dépôts encore ennoyés et non à des surfaces affaissées par suite de la dégradation du pergélisol.

On peut objecter que la différence de hauteur entre les hauts-fonds et la surface générale du dépôt est difficilement explicable par la seule sédimentation. À cette objection on peut répondre qu'il n'y a aucune raison pour que l'ensemble du dépôt soit à la même altitude, les alluvions ayant été mises en place dans un milieu très particulier. Les sédiments ont probablement été mis en place sur une couche de glace qui, en fondant, a abaissé la surface générale du dépôt, d'où les cernes qu'on voit aujourd'hui dans les parties basses. Dans l'état actuel des connaissances, les preuves manquent pour affirmer qu'il s'agit réellement de formes thermokarstiques.

5. COURS D'EAU À BERGES FESTONNÉES ET À GRAINS DE CHAPELET

On observe parfois dans la partie méridionale de la Jamésie (tabl. IX), notamment dans la plaine sablo-argileuse du lac Ojibouai, des cours d'eau aux rives festonnées (fig. 91) et d'autres dont le tracé est ponctué de petites dépressions circulaires qui évoquent un collier ou un chapelet à gros grains (fig. 13), ce qui leur a valu le nom de *beaded stream* en anglais (HOPKINS *et al.*, 1955, p. 141). Quelques auteurs y ont vu des formes thermokarstiques (CAILLEUX, 1971, 1973; THIBODEAU et CAILLEUX, 1973) ou possiblement périglaciaires (HAMELIN, 1958, p. 23; HAMELIN et COOK, 1967, p. 188).

L'examen de plusieurs de ces formes ne permet pas de corroborer l'origine périglaciaire de la plupart des cours d'eau à berges festonnées et à grains de chapelet en Jamésie. Les premiers semblent résulter de l'ennoyage du lit de petits cours d'eau à méandres dans des secteurs tourbeux, ennoyage souvent dû à des barrages de castors et parfois à une élévation artificielle du niveau de base des lacs dans lesquels ils se déversent. Les dépressions circulaires qui ponctuent le tracé de petits cours d'eau dans la plaine sablo-argileuse se développent parfois à l'emplacement ou à proximité

TABLEAU IX

Cours d'eau à berges festonnées et à grains de chapelet

a) Cours d'eau à berges festonnées :

- Carte 32 F : 6 sites dans la plaine argileuse de Matagami ;
 49°18'N, 77°17'O petits affluents du chenal ouest du Bell.
 49°17'30"N, 77°13'O île Canica; niveau affecté par un barrage sur le Bell.
 49°39'N, 77°18'45'O petit affluent à la tête de la baie Élisabeth dans le lac Olga.
 49°44'N, 77°38'O affluent tertiaire du Bell juste au S de Matagami; niveau affecté par un barrage sur le Bell.
 49°51'N, 77°01'O petit affluent du lac Olga près de la rivière Ouasouanipi.
 49°55'N, 77°32'O petit affluent, secteur nord du lac Matagami.

Carte 32 K : 5 sites dans plaine argileuse au NE du lac Soscumica :

- 50°19'-50°22'N, 77°12'-77°22'30'O
 petits cours d'eau secondaires et tertiaires affectés par des barrages de castors.

Carte 32 J : 1 site dans plaine argileuse à l'E du lac Opataca :

- 50°27'45"N, 74°46'O

Carte 33 C : 1 site près de la route Matagami-LG-2, au S de l'Eastmain :

- 52°02'N, 77°14'O petit cours d'eau à festons et à grains de chapelet dans tourbière superficielle.

b) Cours d'eau à grains de chapelet :

- Carte 32 K : entre le Nottaouai et la route Matagami-LG-2 :
 50°34'N, 77°40'O

- Carte 32 J : à l'O du lac Ouakonichi :
 50°04'N, 74°19'O

- Carte 32 N : au SO du lac Némiscau et du Rupert :
 51°14'N, 76°30'O

de seuils rocheux et, plus fréquemment, au droit de coudes de méandres. Elles seraient plutôt dues à l'érosion et à des glissements de terrains mineurs qu'à la fonte de lentilles de glace. Leur parenté avec les alas de Sibérie (KARUCIN, 1961; CZUDEK et DEMEK, 1970) ne serait qu'apparente. Les formes de convergence étant fréquentes, on ne saurait déduire l'origine des formes de la Jamésie par simple analogie avec celles de la plaine sibérienne. Comme on ne possède aucune preuve de l'existence d'un pergélisol ancien généralisé dans le secteur méridional de la Jamésie, il semble prématuré de voir dans les cours d'eau à berges festonnées et à

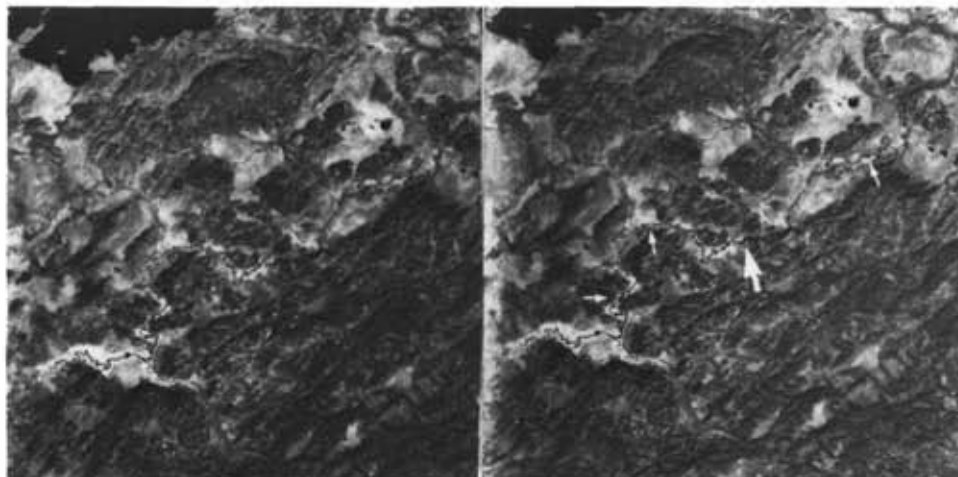


FIGURE 13. Cours d'eau à grains de chapelet dans une dépression comblée de sédiments fins et de tourbe au S du Rupert vers 51°14'N, 76°31'O, à une altitude de 290 m. (Photo aér. n° A 15590 (9-10); échelle approx. 1/60 000, Photothèque nationale, Ottawa.)

A beaded stream in a depression filled with fine grained sediments and peat, S of Rupert River, 51°14'N, 76°31'W, at an approximate altitude of 290 m. (Aerial photo No. A 15590 (9-10), approx. scale 1/60 000, NAPL, Ottawa.)

grains de chapelet des formes thermokarstiques ou périglaciaires.

Par ailleurs, les rives basses de certains cours d'eau (Nottaouai, Caniapiscou) sont parfois découpés de festons recourbés vers l'aval (tabl. X). Ces formes curieuses développées dans des formations sableuses, sablo-graveleuses ou organiques sont tantôt des formes hydrodynamiques (Nottaouai), tantôt des formes apparemment liées à un mode particulier d'érosion et de sédimentation dans lequel la glace de rivière joue peut-être un rôle. Toutefois, les festons du Caniapiscou (fig. 92) ressemblent étrangement à des dépressions thermokarstiques échancrées. La rythmicité des pointes et l'absence de paises minérales sur cette basse terrasse empêchent de conclure qu'il s'agit bien de formes thermokarstiques.

TABLEAU X

Rivages festonnés

Carte 32 K: lac Dusaux sur le Nottaouai (50°45'-50°47'N, 77°53'-77°58'O).

Carte 23 F: le Caniapiscou entre les lacs Nouveau et Chambeau (53°50'N, 68°47'30'O).

Carte 23 K: le Caniapiscou près de Caniapiscou (54°47'N, 69°49'O); bras allongé entre les lacs d'Esperey et Clairambault (54°41'N, 69°05'O).

Carte 32 I: baie au NE du lac Ouaconichi (50°12'N, 73°52'O).

6. AUTRES FORMES MINEURES

Quelques formes mineures résultant de la fonte de glace dans le sol ou d'autres phénomènes ont été observées sur les rivages de la baie de James et en bordure du lac Nouveau à l'intérieur des terres. Les premières ayant été décrites ailleurs (DIONNE, 1976a, 1978a) seront simplement signalées ici.

a) Cuvettes d'effondrement dans la slikke

Ce sont des structures circulaires de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres de diamètre que l'on trouve dans les slikkes sablo-limono-argileuses dans le secteur sud de la baie de James (région de Fort-Rupert et de l'île Charlton). Elles résultent apparemment de la fonte de blocs de glace enfouis ou de lentilles de glace sises entre 30 et 50 cm de profondeur dans le sol. Lors de la fonte, les matériaux gorgés d'eau sont liquéfiés et perdent leur consistance; la stratification est en partie détruite, et des turbations se forment sur le pourtour des dépressions par injection de matériel liquéfié sous l'effet de pressions verticales. Au cours de l'été, le matériel des cuvettes d'effondrement retrouve peu à peu sa fermeté, mais une structure circulaire demeure visible tant qu'elle n'est pas recouverte de vase fraîchement déposée.

b) Volcans de boue miniatures

Les volcans de boue miniatures observés dans la slikke de la baie du Canard Mort sont des formes d'injection qui semblent bien être liées à la fonte de lentilles de glace dans le sol. Le matériel liquéfié par la fonte de la glace est ensuite rejeté à la surface par des pressions hydrostatiques ou encore par une pression verticale exercée à la surface du dépôt possiblement par les glaces flottantes. Les volcans de boue miniatures observés à l'intérieur des ostioles dans la région de la pointe Louis-XIV ont indubitablement une origine périglaciaire.

c) Marelles des schorres

Les marelles, dépressions superficielles de formes et de dimensions variées, caractérisent les schorres des régions froides. Elles sont généralement dues à l'arrachage par les radeaux de glace de morceaux du tapis végétal (DIONNE, 1972). La surface des schorres du

secteur sud de la baie de James est défoncée par des mares de 25-30 cm de profondeur dont l'origine paraît liée à l'action érosive des glaces (DIONNE, 1976c). Toutefois, l'origine thermokarstique évoquée par UGO-LINI (1975) pour expliquer des formes similaires, en Alaska, ne peut être définitivement écartée, même si la répartition géographique des schorres à marelles de la baie de James témoigne en faveur de l'origine glacielle de la plupart des dépressions.

d) Mares de basse terrasse

On a observé sur une basse terrasse en bordure du lac Nouveau (53°56'30"N, 69°07'O) des cuvettes superficielles difficiles à expliquer. À cet endroit, le rivage est couvert de gélisols avec triage (DIONNE, 1974). Au-delà de la limite des plus hautes eaux, s'étend une large terrasse de till à pente très faible (environ 1°) couverte d'un tapis végétal composé d'herbacées et d'arbustes (aulnes, bouleaux et éricacées). La surface de la terrasse, dans une bande de terrain de 100 à 200 m de largeur sur 700 à 800 m de longueur, sise à environ 150 m du rivage dénudé, est défoncée par des cuvettes de 20 à 60 cm de profondeur mais généralement de 30-35 cm. Elles ont des formes et des dimensions variées. Les unes sont circulaires, d'autres sont allongées plus ou moins parallèlement au rivage et plusieurs ont une forme irrégulière (fig. 94-96). Les plus petites mares rondes ont 50-60 cm de diamètre, alors que les mares allongées ont de 2 à 3 m de longueur sur 75 à 125 cm de largeur. Les parois sont verticales, parfois légèrement en encorbellement. Le tapis végétal semble avoir été déchiré. Lors des observations (fin août 1973), 85% des mares étaient asséchées. Le fond est composé d'un mélange de sable et limon avec parfois de rares cailloux de 15 à 30 cm et occasionnellement jusqu'à 150 cm (fig. 97).

À première vue, ces dépressions rappellent étrangement les marelles des schorres de la baie de James et du Saint-Laurent et semblent résulter de l'arrachement du tapis végétal et minéral. Aucun radeau de végétation n'a toutefois été observé sur le rivage ni à la surface de la terrasse couverte d'un tapis végétal composé de graminées et d'arbustes. L'origine des mares demeure problématique. Malgré leur ressemblance avec les cuvettes d'arrachement glacielle des schorres, il paraît difficile de leur attribuer cette origine. D'une part, le niveau du lac étant bas à l'automne, la glace ne peut recouvrir la basse terrasse; d'autre part, même en admettant la présence d'une nappe de glace à la surface de la terrasse, on ne voit pas comment les glaçons pourraient arracher des morceaux du tapis végétal et minéral et les transporter ailleurs, puisque le lac est dépourvu de marée et de fluctuations du niveau pouvant permettre une inondation de la basse terrasse. L'élé-

vation progressive du niveau lacustre suite à la fonte printanière n'excède pas la limite supérieure du rivage dénudé, limite sise à environ 100 cm en dessous du niveau des mares, et ce niveau n'est atteint qu'après la fonte de la neige et le déglacement. De plus, la pente très faible du rivage élimine toute action importante des vagues et le transport de radeaux de glace. Dans ces conditions, l'arrachage par des radeaux de glace paraît improbable. Si elles ont une origine glacielle, elles se sont formées lors d'un niveau plus élevé du lac Nouveau.

Par ailleurs, les caractéristiques des mares ne permettent pas de penser qu'il s'agit de cuvettes résiduelles provenant de lacunes de sédimentation. Le tapis végétal et minéral a visiblement été déchiré ou défoncé. L'absence de cours d'eau et la pente très faible de la terrasse élimine l'érosion locale par les eaux de ruissellement même sur une couche de neige durcie. La seule explication plausible demeure l'origine thermokarstique. Les mares localiseraient des effondrements suite à la fonte de lentilles de glace ou de pergélisol. La température moyenne annuelle de l'air est d'environ -4°. L'âge des mares demeure difficile à déterminer. La plupart semble relativement ancienne. Quoiqu'il en soit, ces cuvettes présentent un vif intérêt et devraient faire l'objet d'un examen particulier.

G. Autres phénomènes périglaciaires

La Jamésie recelle d'autres formes et phénomènes périglaciaires que ceux signalés plus haut comme la solifluxion, le glacielle, la nivation et l'éolisation. Malheureusement, en dehors du glacielle, les rares observations faites dans le territoire ne permettent pas d'en dresser le bilan.

Le glacielle abonde partout en Jamésie et caractérise les trois principaux milieux de sédimentation: littoral et marin, lacustre, fluvial et estuarien. Les formes et les phénomènes actuels et anciens sont abondants et variés. Ce sujet a fait l'objet d'un rapport séparé auquel nous renvoyons le lecteur (DIONNE, 1978a).

Bien que la solifluxion existe en Jamésie et qu'elle ait été observée sur des versants couverts de till, elle n'a pas fait l'objet d'étude particulière; les sites où elle se manifeste n'ont pas été relevés d'une manière systématique. D'une façon générale, on l'observe dans les monts Otiches et sur les plus hautes collines rocheuses recouvertes de till des cartes 23 F, 23 K, 23 L et 33 P, soit au nord du 53°. Dans ce secteur, on trouve des lobes de solifluxion indiquant des déplacements de l'ordre de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Parfois, on observe de petits décrochements sur des versants rocheux en pente raide recouverts d'une mince couche de till. Le décrochement se fait à la faveur d'une forte humidification à la base du dépôt. Une fois l'équilibre rompu, le matériel glisse en paquets

au pied du versant et laisse un couloir dont le plancher correspond à la surface rocheuse. On trouve un exemple de ce phénomène à l'est du lac Tilly (53°59'N, 73°25'O). Ce type particulier de solifluxion a été observé ailleurs au Québec. Il en existe deux beaux exemples le long de la Nationale 54 et 54 A dans le parc des Laurentides. Ce phénomène n'implique nullement la présence de pergélisol. Toutefois les conditions créées par le gel et le dégel annuels favorisent grandement ce processus de dénudation des versants rocheux à mince couverture de till.

HENDERSON (1956, 1959, p. 70-80) a décrit des niches de nivation dans la région de Schefferville qui sont en majeure partie inactives de nos jours et dont la formation remonterait au *Little Ice Age*. Malheureusement, les observations faites en Jamésie ne permettent pas d'affirmer l'existence de niches de nivation dans cette partie du Québec, bien qu'à plusieurs endroits des formes semblables aient été vues, notamment dans les monts Otiches où des congères de neige persistent jusqu'à la fin d'août. D'après FILION et PAYETTE (1976), il se formerait des niches de nivation dans la région de Poste-de-la-Baleine.

Par ailleurs, le front des cuestas des monts Otiches sont habillés d'imposants talus aux pentes raides qui ont parfois un aspect rainuré (fig. 93). À première analyse, il s'agirait de couloirs d'avalanche dont la plupart est encore fonctionnelle. Des observations de terrain s'avèrent indispensables pour préciser le rôle des avalanches en Jamésie. Toutefois comme les reliefs sont généralement faibles dans l'ensemble du territoire, le phénomène doit être rare.

L'action du vent est évidente à travers toute la Jamésie (DIONNE, 1978c) et dans la partie sud de l'Hudsonie (HAMELIN et CAILLEUX, 1969-70). De petits champs de dunes de type parabolique, en V et transversal, affectent un grand nombre de dépôts fluvio-glaciaires, fluviatiles et littoraux. Les vents dominants qui ont mis en place les dunes soufflaient de plusieurs directions. Néanmoins, les vents d'ouest dominant ou ont dominé puisqu'ils totalisent 46%. Quand on considère les deux quadrants ouest, ils représentent 82%. Les vents du SO représentent à eux seuls 20,6%. L'autre direction dominante est S et SE, soit environ 18%.

En dehors des dunes, il existe bien ici et là de minces épandages éoliens coiffant des dépôts glaciaires et même des surfaces rocheuses. Toutefois, il ne semble pas y avoir de loess. Par contre, de rares ventifacts ont été trouvés à quelques endroits, mais on ignore leur véritable signification et l'étendue du phénomène.

À l'exception des dunes de la zone côtière, la plupart des dunes de la Jamésie sont en majeure partie fixées par la végétation. Les reprises d'activité éoliennes font généralement suite à des feux de forêt. Les dunes

de la Jamésie datent donc dans l'ensemble d'une ou de plusieurs périodes antérieures au cours de laquelle ou desquelles les formations sablo-graveleuses qui ont fourni le matériel étaient en majeure partie dépourvues de couverture végétale. Bien que le milieu périglaciaire soit propice à la formation des dunes, on ne peut affirmer avec conviction que celles de la Jamésie-Hudsonie se soient développées grâce aux conditions propres à un tel milieu.

De nos jours, le gel du sol en hiver permet au vent de balayer la surface des eskers et d'autres formations sableuses dépourvues de couverture végétale et fortement exposées. On trouve de nombreux exemples de déflation éolienne en hiver dans les secteurs au nord des monts Otiches et des lacs Bienville et Kinglet. Dans l'ensemble cependant, l'activité éolienne en Jamésie-Hudsonie paraît faible; il en fut probablement de même dans le passé, si l'on en juge par l'ampleur des formes éoliennes à travers tout le territoire. Signalons en passant une certaine activité nivéo-éolienne dans la région de Poste-de-la-Baleine (CAILLEUX, 1972, 1976; ROCHETTE et CAILLEUX, 1971; PAYETTE, 1973).

BROWN (1976, fig. 32) a signalé des creux de déflation (*blowouts*) au sommet d'une colline de 710 m d'altitude à une trentaine de kilomètres au nord de Nitchequon. À cet endroit, la profondeur du plafond du pergélisol était à 45 cm. Ces formes développées dans un sol sablo-graveleux (probablement un till d'ablation) paraissent pour le moins curieuses. On s'explique mal leur origine éolienne. Nous n'avons rien observé de comparable au cours des travaux de terrain de reconnaissance faits dans cette partie de la Jamésie, bien que l'on ait noté à l'occasion une faible activité éolienne au droit de certains gélisols avec triage. Cette question mériterait d'être approfondie.

CONCLUSION

Comme on a pu le constater, les manifestations périglaciaires en Jamésie-Hudsonie ne manquent pas. Les formes résultant de l'action du froid comme la gélifraction, le soulèvement gélival, les gélisols, les champs de blocs, les palses et les tourbières structurées comptent parmi les plus abondantes et les plus caractéristiques. La répartition géographique de certaines d'entre elles a pu être réalisée à partir du terrain et de l'interprétation des photos aériennes. D'autres phénomènes appartenant au mouvement en masse (*mass-wasting*), comme la gélifluxion, les talus d'éboulis et les couloirs d'avalanche, ont été observés à plusieurs endroits, mais demeurent peu fréquents sur l'ensemble du territoire. Les formes thermokarstiques (dépressions circulaires souvent ornées d'un bourrelet périphérique) abondent dans la zone des palses. L'origine périgla-

ciaire de certaines formes, comme les lacs ronds, en oursons et à cernes, les cours d'eau à berges festonnées et en chapelet, et les mares de basse terrasse, demeure hypothétique. Bien que les formes de nivation et d'éolisation n'aient pas été inventoriées d'une façon systématique, il semble qu'elles soient peu répandues et de faible importance. Par contre, le glacial exerce une action morpho-sédimentologique parfois exceptionnelle dans les trois grands milieux de sédimentation, lacustre, littoral et marin, fluvial et estuarien.

Si les observations rapportées dans ce travail donnent une meilleure idée du périglaciaire de la partie méridionale du Québec subarctique, il subsiste de nombreuses lacunes notamment sur l'étendue réelle du pergélisol et ses caractéristiques. De même, il faudrait posséder une meilleure connaissance des modalités du gel annuel (cycles gel-dégel, profondeur et durée du gel), car plusieurs phénomènes en découlent. De nombreuses formes périglaciaires ne pouvant être observées que sur le terrain, des relevés au sol s'imposent.

Les formes et les phénomènes périglaciaires en Jamésie-Hudsonie datent évidemment du post-glaciaire. La déglaciation s'étant effectuée dans ce territoire entre 8000 et 5500 ans AA, elles ne sauraient être antérieures. Bien que divers phénomènes périglaciaires soient actifs de nos jours, d'autres sont anciens ou reliques. Leur âge demeure toutefois inconnu. L'opinion de quelques chercheurs converge pour reconnaître au moins deux périodes plus froides que l'actuelle au cours de l'Holocène, notamment vers 2500 et 300 ans AA. La moyenne annuelle de l'air aurait été inférieure de deux à quatre degrés Celsius. Dans ces conditions, le pergélisol a pu connaître une expansion beaucoup plus grande et diverses formes périglaciaires ont pu alors se développer. Plusieurs îlots de pergélisol actuels pourraient constituer des reliques d'une époque antérieure plus froide. Dans ce cas, il y aurait une tendance générale vers une disparition progressive du pergélisol en Jamésie. Toutefois, les fluctuations mineures du climat ne peuvent être ignorées. L'équilibre fragile de certaines formes de pergélisol comme les palses tient davantage à la nature du couvert végétal et à son évolution qu'à des variations climatiques régionales (PAYETTE *et al.*, 1976).

Plusieurs sujets mériteraient d'être traités séparément. Les palses, les tourbières réticulées et les gélisols par exemple ne peuvent recevoir un traitement équitable dans un inventaire général. Davantage de travaux de terrain sont nécessaires pour inventorier et identifier correctement toutes les formes périglaciaires de la Jamésie. Sans ces données, on peut difficilement dis-

courir sur la zonation des formes et des phénomènes périglaciaires au Québec subarctique⁹.

(Manuscrit déposé le 20 avril 1978).

RÉFÉRENCES

- AARTOLAHTI, T. (1972): Dyyrien routahalkeamista ja routahalkeamapolygoneista (Frost cracks and frost cracks polygons on dunes in Finland), *Terra*, vol. 84, n° 3, p. 124-131, 2 fig., 3 phot.
- ÅHMAN, R. (1977): *Palsar i Nordnorge*, Medd. Lunds Univ., Geogr. Inst. Avhand. 78, 165 p., 38 fig., 54 pl.h.t.
- ALLINGTON, K. R. (1961): The bogs of central Labrador-Ungava; an examination of their physical characteristics, *Geogr. Ann.*, vol. 43, nos 3-4, p. 401-417, 8 fig.
- ANDREWS, J. T. (1963): The analysis of frost-heave data collected by B.H.J. Haywood from Schefferville, Labrador-Ungava, *Can. Geogr.*, vol. 7, n° 4, 163-173, 8 fig.
- ANNERSTEN, L. J. (1964): Investigations of permafrost in the vicinity of Knob Lake, 1961-62, *McGill Subarctic Res. Pap.*, n° 16, p. 51-143, 28 fig.
- BARR, W. (1964): Studies in frost-heave and frost penetration at Schefferville, 1963-1964, *McGill Subarctic Res. Pap.*, n° 19, p. 79-85, 3 fig.
- BERTOUILLE, H. (1964): Étude d'un réseau de fentes de gel, *C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. n° 4, p. 137-139, 1 fig.
- BOURNÉRIAS, M. (1972): Pyramides rocheuses d'éjection en milieu périglaciaire, Puvirnituk, Nouveau-Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 26, n° 2, p. 214-219, 9 fig.
- BROWN, R.J.E. (1967): *Permafrost map of Canada*, Geol. Surv. Can., map. 1246-A.
- (1976): *Études du pergélisol au Québec et à Terre-Neuve (Labrador)*, Ottawa, Con. Nat. Res. Canada, Div. Rech. Bâtiments, Bull. Tech. n° 449, 39 p., 49 fig. h.t.
- CAILLEUX, A. (1971): Lacs en oursons, cernes et thermokarst, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 15, n° 34, p. 131-136, 3 fig.
- (1972): Les formes et dépôts nivéo-éoliens en Antarctique et au Nouveau-Québec, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 16, n° 39, p. 377-409, 24 fig.
- (1973): Coups de froid postglaciaires dans l'Est du Canada, *Cah. Géol.*, n° 89, p. 10-15, 4 fig.
- (1976): Formes et dépôts nivéo-éoliens sur le pied de glace, à Poste-de-la-Baleine, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 30, nos 1-2, p. 213-219, 12 fig.
- CAMERON, J. R. (1963): Some aspects of organic terrain in Nova Scotia, Nat. Res. Council. Canada, Tech. Mem. 77, p. 15-31, 7 fig.

9. L'auteur tient à exprimer sa profonde reconnaissance à M. Serge PAYETTE de l'université Laval (Québec), pour les utiles suggestions faites à la lecture du manuscrit.

- CONRAD, V. (1933): Ein Unterwasser-Strukturboden in den Osalpen, *Gerlands Beitrage zur Geophysik*, vol. 40, p. 353-360.
- (1946): Polygon nets and their physical development. *Amer. J. Sci.*, vol. 244, n° 4, p. 277-296, 10 fig.
- COOK, F. A. (1959): A review of the study of periglacial phenomena in Canada/Revue des études canadiennes de périglaciaires, *Geogr. Bull.*, n° 13, p. 22-53.
- (1961): Periglacial phenomena in Canada, dans *Geology of the Arctic*, G. O. RAASCH, édit., Toronto Univ. Press, vol. 2, p. 768-780.
- CZUDEK, T. et DEMEK, J. (1970): Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief, *Quater. Res.*, vol. 1, n° 1, p. 103-120, 8 fig.
- DEEVEY, E. S. et FLINT, R. F. (1957): Post-glacial hypsithermal interval, *Science*, vol. 125, p. 182-184.
- DEMANGEOT, J. (1974): Les glissements de terrain de Poste-de-la-Baleine (Nouveau-Québec), *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 18, n° 45, p. 463-478, 8 fig.
- DERRUAU, M. (1956): Les formes périglaciaires du Labrador-Ungava comparées à celles de l'Islande centrale, *Rev. Géomorph. dyn.*, vol. 7, n° 1-2, p. 11-16, 2 fig., 5 photo h.t.
- DIONNE, J. C. (1966): Un type particulier de buttes gazonnées, *Rev. Géomorph. dyn.*, vol. 16, n° 3, p. 97-100, 7 fig.
- (1968a): Bibliographie périglaciaire du Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 22, n° 2, p. 175-180, 1 fig.
- (1968b): Observations sur les tourbières réticulées du lac Saint-Jean, *Ann. ACFAS*, vol. 35, p. 127-128; (manuscrit non publ. 16 p.)
- (1972): Caractéristiques des schorres des régions froides, en particulier de l'estuaire du Saint-Laurent, *Zeitsch. Geomorph.*, Sp. Bd. 13, p. 131-162, 21 fig.
- (1974): Cryosols avec triage sur rivage et fond de lacs, Québec central subarctique, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 28, n° 4, p. 323-342, 11 fig.
- (1975): Blocs soulevés par le froid dans les schorres de la baie de James, Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 29, n° 2, p. 161-166, 5 fig.
- (1976a): Miniature mud volcanoes and other injection features in tidal flats, James Bay, Québec, *Can. J. Earth Sci.*, vol. 13, n° 3, p. 422-428, 11 fig.
- (1976b): Réseaux polygonaux de fentes de gel au Québec subarctique, *Ann. ACFAS*, vol. 43, n° 1, p. 105.
- (1976c): L'action glacielle dans les schorres du littoral oriental de la baie de James, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 20, n° 50, p. 303-326, 1 fig., 16 phot.
- (1978a): Le glacier en Jamésie et en Hudsonie, Québec subarctique, *Géogr. Phys. Quat.*, vol. 32, n° 1, p. 3-68, 110 fig.
- (1978b): Les champs de blocs en Jamésie, Québec subarctique, *Géogr. Phys. Quat.*, vol. 32, n° 2, p. 119-144, 53 fig.
- (1978c): *Dunes et dépôts éoliens en Jamésie et Hudsonie, Québec subarctique*, Québec, Env. Canada, Dir. Terres, Rapp. infor., 46 p., 22 fig., 1 carte.
- (1979): Radiocarbon dates on peat and tree remains from James Bay area, Subarctic Québec, *Can. J. For. Res.*, vol. 9 (à paraître).
- DUBÉ, J.-C. et HAMELIN, L.-E. (1960): Carte préliminaire de phénomènes périglaciaires du Canada, *Ann. ACFAS*, vol. 26, p. 76 (carte hors texte).
- DUCRUC, J.-P., ZARNOVICAN, R., GÉRARDIN, V. et JURDANT, M. (1976): Les régions écologiques de la Baie de James: caractéristiques dominantes de leur couvert végétal, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 20, n° 50, p. 365-391, 5 fig., 10 phot.
- DUTILLY, A., LEPAGE, E. et DUMAN, M. (1958): *Contribution à la flore des îles (T.N.O.) et du versant oriental de la baie James*, Washington, Catholic Amer. Univ. Press, (Contrib. Arctic Inst. n° 9-F), 199 p., 12 fig., 3 phot.
- EVSEEV, V. P. (1973): Monticules de boursoufflement de migration, *Actes 2^e Conf. Inter. Pergélisol (Iakutsk 1973)*, Washington, Nat. Acad. Sci., vol. 2, p. 98-102.
- FILION, L. et PAYETTE, S. (1976): La dynamique de l'enneigement en région hémis-arctique, Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 20, n° 50, p. 275-301, 16 fig.
- FORSQREN, B. (1968): Studies of palsas in Finland, Norway and Sweden 1964-1966, *Biul. Perygl.*, n° 17, p. 117-123.
- FRENCH, H. M. (1974): Active thermokarst processes, Eastern Banks Island, Western Canadian Arctic, *Can. J. Earth Sci.*, vol. 11, n° 6, p. 785-794, 6 fig.
- (1976): *The periglacial environment*, London et New York, Longman, 309 p., 118 fig.
- FRENZEL, B. (1967): Climatic change in the Atlantic/sub-Boreal transition on the northern Hemisphere: botanical evidence, dans *World Climate from 8 000 to 0 B.C.*, J. S. SAWYER, édit., Londres, Royal Meteorological Society, p. 99-123, 9 fig.
- FROEHLICH, W. et SLUPIK, J. (1978): Frost mounds as indicator of water transmission zones in the active layer of permafrost during the winter season (Khangay Mts., Mongolia), dans *Proceedings 3rd International Conference on Permafrost*, Ottawa, Nat. Res. Council, vol. 1, p. 189-193, 9 fig.
- GARDNER, J. (1964): A preliminary report on periglacial studies in Central Quebec-Labrador, 1963-1964, *McGill Subarctic Res. Pap.*, n° 19, p. 86-109, 25 fig.
- GRAY, J. T. (1966): Frost-heave studies at Knob Lake 1964-65, *McGill Subarctic Res. Pap.*, n° 21, p. 108-128, 8 fig.
- GRAY, J. T. et PILON, J. (1978): L'épaisseur et le régime thermique du pergélisol et du molisol dans la roche en place de la baie aux Feuilles, Ungava, *Ann. ACFAS*, vol. 45, n° 1, p. 102.
- HAMELIN, L.-E. (1957): Les tourbières réticulées du Québec-Labrador subarctique: interprétation morphoclimatique, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 2, n° 3, p. 87-107, 5 fig.
- (1958): Les cours d'eau à berges festonnées, *Can. Geogr.*, n° 12, p. 20-25, 1 fig.
- (1961): Périglaciaire du Canada: idées nouvelles et perspectives globales, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 5, n° 10, p. 141-203, 16 fig.

- HAMELIN, L.-E. et CAILLEUX, A. (1969): Les palses dans le bassin de la grande rivière de la Baleine, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 28, n° 3, p. 329-337, 10 fig.
- (1969-1970): Poste-de-la-Baleine (Nouveau-Québec: exemple de géomorphologie complexe), *Rev. Géomorph. dyn.*, vol. 19, n° 3, p. 129-150, 21 fig.
- HAMELIN, L. E. et COOK, F. A. (1967): *Le périglaciaire par l'image/ Illustrated glossary of periglacial phenomena*, Québec, Press. Univ. Laval, 237 p.
- HARDY, L. (1976): *Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la Baie de James*, Montréal, McGill Univ., thèse Ph.D., non publ., 264 p., 25 fig., 18 pl.h.t.
- (1977): La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James, *Géogr. phys. Quat.*, vol. 31, nos 3-4, p. 261-273, 5 fig.
- HAYWOOD, B. H. J. (1961): Studies on frost-heave cycles at Schefferville, *McGill Subarctic Res. Pap.*, n° 11, p. 6-10.
- HEIM, J. (1976): Étude palynologique d'une palse de la région du golfe de Richmond (Nouveau-Québec, Canada), *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 20, n° 50, p. 221-237, 1 fig.
- HENDERSON, E. P. (1956): Large nivation hollows near Knob Lake, Québec, *J. Geol.*, vol. 64, n° 6, p. 607-616, 5 fig., 1 pl.h.t.
- (1959): *A glacial study of Central Québec-Labrador*, *Geol. Surv. Can., Bull.* n° 50, 94 p., 10 fig., 24 pl.
- HILLAIRE-MARCEL, C. (1976): La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 20, n° 50, p. 185-220, 17 fig.
- HOPKINS, D. M. et al. (1955): Permafrost and ground water in Alaska, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, n° 264-F, p. 113-146.
- HYVÖNEN, O. (1972): Palsojen morfologiasta ja esiintymisestä Fennoskandiassa, *Terra*, vol. 84, n° 2, p. 72-77, 1 fig.
- JAHN, A. (1975): *Problems of the periglacial zone*, Varsovie, Polish Scientific Publishers, 223 p., 129 fig., 116 phot. h.t.
- (1976): Pagorki mrozowe typu palsa (palsa-type frost mounds), *Studia Soc. Sci. Torunensis*, ser. C., *Geogr. & Geol.*, vol. 8, nos 4-6, p. 123-139, 3 fig., 8 phot.
- KARUCIN, S. P. (1961): *Termokarst na territorii SSSR*, Moscou, Akad. Nauk SSSR, 291 p., 47 fig.
- KNOLLENBERG, R. (1964): *The distribution of string bogs in central Canada in relation to climate*, Madison Univ., Wisconsin, Dept. Meteorol., Tech. Rept. n° 14, 44 p., 10 fig.
- LAGAREC, D. (1973): Éléments de morphologie cryogène du golfe de Richmond, Nouveau-Québec, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 17, n° 42, p. 465-482, 23 fig.
- (1976): Étude géomorphologique de palses dans la région de Chimo, Nouveau-Québec, Canada, *Cah. Géol.*, n° 92, p. 153-162, 3 fig., 4 phot.
- (1978a): Caractéristiques de la distribution des palses en Hudsonie (Nouveau-Québec), *Ann. ACFAS*, vol. 45, n° 1, p. 102.
- (1978b): Les modalités du dégel saisonnier sur des palses au Golfe de Richmond, Nouveau Québec, *Ann. ACFAS*, vol. 45, n° 1, p. 101.
- LAMB, H. H. (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.
- LAMOTHE, C. et ST-ONGE, D. (1961): A note on a periglacial process in the Isachsen area, N.W.T., *Geogr. Bull.*, n° 16, p. 104-113, 6 fig.
- LAVERDIÈRE, C. et GUIMONT, P. (1976): Les palses de la région de Poste-de-la-Baleine, littoral sud-est de la mer d'Hudson, Nouveau-Québec, *Ann. ACFAS*, vol. 43, n° 1, p. 105.
- (1977): *Le littoral des lacs Albanel et Mistassini (aspects physiques)*, Montréal, SDBJ, Rapp. prélim., 93 p. 64 p.
- LUNDQVIST, G. (1951): En palsmyr sydost om Kebnekaisse, *Geol. För. Förh.*, vol. 73, n° 2, p. 209-225.
- LUNDQVIST, J. (1962): *Patterned ground and related frost phenomena in Sweden*, *Sver. Geol. Unders.*, ser. C., n° 583, 101 p., 46 fig.
- (1969): Earth and ice mounds a terminological discussion, dans *The Periglacial Environment*, T. L. PÉWÉ, édit., Montréal, McGill-Queen's Univ. Press., p. 203-215.
- MAARLEVELD, G. C. (1965): Frost mounds. A summary of the literature of the past decade, *Med. Geol. Stichting*, N.S. n° 17, p. 1-16.
- MACKAY, J. R. (1967): Underwater patterned ground in artificially drained lakes, Garry Island, N.W.T., *Geogr. Bull.*, vol. 9, p. 33-44, 11 fig.
- McANDREWS, J. H. et SAMSON, G. (1977): Analyse pollinique et implications archéologiques et géomorphologiques, lac de la Hutte-Sauvage (Mushuau Nipi), Nouveau-Québec, *Géogr. phys. Quat.*, vol. 31, nos 1-2, p. 117-183, 8 fig.
- MORRISON, A. (1970): Pollen diagrams from interior Labrador, *Can. J. Botany*, vol. 48, p. 1957-1975, 12 fig.
- MULLER, S. W. (1947): *Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems*, Ann Arbor (Michigan), J. W. Edwards, 231 p.
- NICHOLS, H. (1969): Chronology of peat growth in Canada, *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, vol. 6, n° 1, p. 61-65, 1 fig.
- NICHOLSON, F. H. (1978): Permafrost distribution and characteristics near Schefferville, Québec: Recent studies, dans *Proceedings 3rd International Conference on Permafrost*, Ottawa, Nat. Res. Council., vol. 3, p. 424-433, 6 fig.
- PAYETTE, S. (1973): Contribution à la pédologie de la zone hémis-arctique: région de Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, *Nat. Can.*, vol. 100, p. 123-163, 17 fig.
- (1975): La limite septentrionale des forêts sur la côte orientale de la baie d'Hudson, Nouveau-Québec, *Nat. Can.*, vol. 102, n° 3, p. 317-329, 6 fig.
- (1976): Les limites écologiques de la zone hémis-arctique entre la mer d'Hudson et la baie d'Ungava, Nouveau-Québec, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 20, n° 50, p. 347-364, 3 fig.

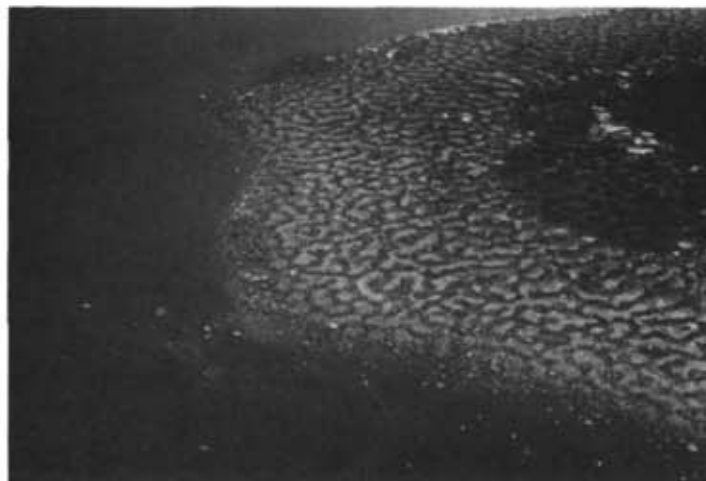
- PAYETTE, S., SAMSON, H. et LAGAREC, D. (1976): The evolution of permafrost in the taiga and in the forest-tundra, western Québec-Labrador Peninsula, *Can. J. For. Res.*, vol. 6, n° 2, p. 203-220, 7 fig.
- PAYETTE, S. et SÉGUIN, M. K. (1979): Les buttes minérales cryogènes dans les basses terres de la rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec, *Géogr. Phys. Quat.*, vol. 33 (à paraître).
- PISSART, A. (1963): Les traces de «pingos» du pays de Galles (Grande-Bretagne) et du plateau des Hautes Fagnes (Belgique), *Zeitsch. Geomorpho.*, vol. 7, n° 2, p. 147-165, 15 fig.
- (1974): Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires. Mais s'agissait-il réellement de pingos? *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 97, p. 359-371, 7 fig.
- POSER, H. (1931): Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen, *Geol. Rundschau*, vol. 22, p. 200-231.
- POTZGER, J. E. et COURTEMANCHE, A. (1954): A radiocarbon date of peat from James Bay in Québec, *Science*, vol. 119, p. 908.
- (1956): A series of bogs across Québec from the St. Lawrence Valley to James Bay, *Can. J. Bot.*, vol. 34, p. 473-500, 8 fig.
- PREST, V. K. (1969): Retreat of Wisconsin and Recent ice in North America, *Geol. Surv. Can.*, Map 1257-A.
- PYAVTCHENKO, K. J. (1955): *Bugrystye torfianki (Bugor Moors)*, Moscou, Izd. Akad. Nauk SSSR, 279 p.
- RICHARD, P. (1978): Analyses polliniques en Jamésie, Québec, *Ann. ACFAS*, vol. 45, n° 1, p. 103.
- ROCHETTE, J.-C. et CAILLEUX, A. (1971): Dépôts nivéo-éoliens annuels à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 25, n° 1, p. 35-41, 13 fig.
- ROUSSEAU, J. (1949): Modification de la surface de la toundra sous l'action d'agents climatiques, *Rev. can. Géogr.*, vol. 3, nos 1-4, p. 43-51, 6 fig.
- (1952): Les zones biologiques de la péninsule Québec-Labrador et l'Hémisphère arctique, *Can. J. Bot.*, vol. 30, p. 436-474, 11 fig.
- ROWE, J. S. (1959): *Forest regions of Canada*, Ottawa, Dept. Northern Affairs & Nat. Res., For. Br., Bull. n° 123, 71 p., 1 carte h.t.
- ROY, C. (1961): Les phénomènes périglaciaires du Labrador-Ungava central, *McGill Subarctic Res. Pap.*, n° 11, p. 46-53.
- SALMI, M. (1970): Investigations on palsas in Finnish Lapland, dans *Proc. UNESCO Symposium on Ecology of Subarctic Regions* (Helsinki), p. 143-153, 10 fig.
- (1972): Present developmental stages of palsas in Finland, dans *Proceedings 4th International Peat Congress*, Helsinki, vol. 1, p. 121-141, 16 fig.
- SCHENK, E. (1963): The origin of string bogs, dans *Proceedings 1st International Permafrost Conference*, Washington, Nat. Acad. Sci. & Nat. Res. Coun., Publ. 1287, p. 155-159, 8 fig.
- (1970): On the string formation in the aapa moors and raised bogs of Finland, dans *Proceedings UNESCO Symposium on Ecology of Subarctic Regions*, Helsinki, p. 335-340, 2 fig.
- SCHUNKE, E. (1973): Palsen und Kryokarst in Zentral-Island, *Nachr. Akad. Wiess. Göttingen*, II Math.-Phys. Kl., p. 66-102.
- SÉGUIN, M. K. (1976): Observations géophysiques sur le pergélisol des environs du lac Minto, Nouveau-Québec, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 20, n° 50, p. 327-346, 7 fig.
- SÉGUIN, M. K. et CRÉPAULT, J. (1978): Étude physique d'un champ de palses à Poste-de-la-Baleine, *Ann. ACFAS*, vol. 45, n° 1, p. 102.
- SEPPÄLÄ, M. (1966): *Recent ice-wedge polygons in eastern Enontekio, northernmost Finland*, Publ. Inst. Geogr. Univ. Turkuensis, n° 42.
- (1972a): Palsjoen levineisyystesti Fennoskandiassa (On the distribution of palsas in Fennoscandia), *Terra*, vol. 84, n° 4.
- (1972b): Pingo-like remnants in the Peltojarvi area of Finnish Lapland, *Geogr. Ann.*, vol. 54-A, p. 38-45.
- SHILTS, W. W. et DEAN, W. E. (1975): Permafrost features under Arctic lakes, District of Keewatin, Northwest Territories, *Can. J. Earth Sci.*, vol. 12, n° 4, p. 649-662, 14 fig.
- SJÖRS, H. (1961): Formations observées à la surface des tourbières boréales, *Endeavour*, vol. 20, p. 217-224, 13 fig.
- SUGDEN, D. E. (1977): Reconstruction of the morphology, dynamics and thermal characteristics of the Laurentide ice-sheet at its maximum, *Arctic & Alpine Res.*, vol. 9, n° 1, p. 21-47, 12 fig.
- SVENSSON, H. (1962): Nagra iakttagelser från palsområden, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 18, nos 5-6, p. 212-227, 10 fig.
- (1964): Traces of pingo-like frost mounds, *Lund Studies Geogr.*, Sér. A, Phys. Geogr., n° 30, p. 103-106.
- (1967): Jordskalven vid Hallandsåsen i februari 1966, *Geol. Fôr. Fôrh.*, vol. 89, n° 2, p. 151-180, 13 fig.
- (1969a): Open fissures in a polygonal net on the Norwegian Arctic coast, *Biul. Perygl.*, n° 19, p. 389-398, 6 pl.h.t.
- (1969b): A type of circular lakes in northernmost Norway, *Geogr. Ann.*, vol. 51-A, nos 1-2, p. 1-12, 12 fig.
- (1977): Observations on polygonal fissuring in non-permafrost areas of the Norden countries, *Abhand. Akad. Wiss. Göttingen*, Math.-Phys. Kl., n° 31, p. 63-76, 9 fig.
- THIBODEAU, E. et CAILLEUX, A. (1973): Zonation latitudinale de structures de thermokarst et de tourbières vers 75° ouest, Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 26, n° 2, p. 117-138, 17 fig.
- THIE, J. (1974): Distribution and thawing of permafrost in the southern part of the discontinuous permafrost zone in Manitoba, *Arctic*, vol. 27, n° 3, p. 189-200, 6 fig.
- THOM, B. G. (1972): The role of spring thaw in string bog genesis, *Arctic*, vol. 25, n° 3, p. 236-239, 1 fig.
- THORARINSSON, S. (1964): Additional notes on patterned ground in Iceland with particular reference to ice-wedge polygons, *Biul. Perygl.*, n° 14, p. 327-336, 5 fig., 9 photo h.t.
- TROLL, C. (1958): *Structure soils, solifluction, and frost climates of the Earth*, U.S. Army, Corps of Engineers, Snow, Ice and Permafrost Res. Est., Transl. n° 43, 121 p., 72 fig.

- TWIDALE, C. R. (1959): A note on the Post-glacial climate of central Labrador, *Proc. Roy. Geogr. Soc. Australia*, vol. 60, p. 39-48, 2 fig.
- UGOLINI, F. C. (1975): Ice-rafted sediments as a cause of some thermokarst lakes in the Noatak River delta, Alaska, *Science*, vol. 188, p. 51-53, 3 fig.
- Van EVERDINGEN, R. O. (1978): Frost mounds at Bear Rock, near Fort Norman, Northwest Territories, 1975-1976, *Can. J. Earth Sci.*, vol. 15, n° 2, p. 263-276, 16 fig.
- VELICKO, A. A. (1972): La morphologie cryogène relicte: caractères fondamentaux et cartographie, *Zeitsch. Geomorph.*, Suppl. Bd. 13, p. 59-72, 8 fig.
- VILLENEUVE, G. O. (1967): *Sommaire climatique du Québec*, Qué., Min. Rich. Nat., Serv. Météorol., Rapp. M-24, 168 p.
- VINCENT, J.-S. (1977): *Le quaternaire récent de la région du cours inférieur de la Grande Rivière, Québec*, Comm. Géol. Can., Étude 76-19, 20 p., 16 fig.
- VINCENT, J.-S. et HARDY, L. (1977): L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois, *Géogr. phys. Quat.*, vol. 31, nos 3-4, p. 357-372, 11 fig.
- WASHBURN, A. L. (1973): *Periglacial processes and environments*, Londres, Edward Arnold et New York, St-Martin's Press, 320 p., 145 fig.
- WASHBURN, A. L., SMITH, D. D. et GODDARD, R. H. (1963): Frost cracking in a middle-latitude climate, *Biol. Perygl.*, n° 12, p. 175-189, 3 fig. 4 phot. h.t.
- WASSEN, G. (1969): Some aspects of lakeshore vegetation in central Labrador-Ungava, *McGill Subarctic Res. Pap.*, n° 4, p. 7-32, 15 fig.
- WATSON, E. (1971): Remains of pingos in Wales and the Isle of Man, *Geol. J.*, vol. 7, p. 381-392.
- WRAMMER, P. (1973): *Palsyrar i Taavavuoma, Lappland*, Göteborgs Univ. Naturgeogr. Inst., Rept. n° 3, 140 p.
- YARDLEY, D. H. (1951): Frost-thrusting in the Northwest Territories, *J. Geol.*, vol. 59, n° 1, p. 65-69, 1 fig. 1 pl.h.t.
- ZOLTAI, S. C. (1972): Palsas and peat plateaus in central Manitoba and Saskatchewan, *Can. J. For. Res.*, vol. 2, n° 2, p. 291-302, 8 fig.

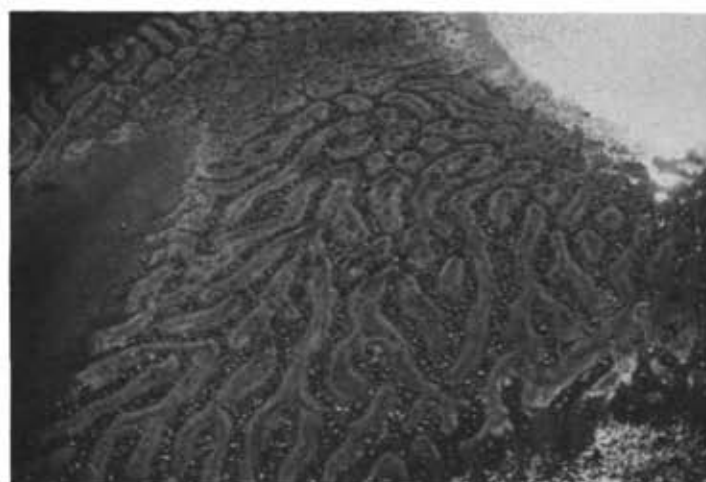
14



15



16



17

FIGURE 14. Vue aérienne de gélisols de rivage au lac Delorme vers 54°36'N, 69°55'O; cellules allongées et trainées caillouteuses parallèles à la pente du rivage (3.9.74).

An aerial view of patterned ground on the shore at Lake Delorme, 54°36'N, 69°55'W; elongated cells and stone stripes parallel to the shore slope (9.3.74).

FIGURE 15. Vue aérienne de cryosols de rivage le long du Caniapiscou vers 54°38'N, 69°55'O (3.9.74).

An aerial view of patterned ground along the Caniapiscou River, 54°38'N, 69°55'W (9.3.74).

FIGURE 16. Vue aérienne de gélisols sur le rivage d'une île morainique au lac Delorme vers 54°30'30"N, 69°51'O (3.9.74).

An aerial view of patterned ground on the shore of an island composed of till at Lake Delorme, 54°30'30"N, 69°51'W (9.3.74).

FIGURE 17. Vue aérienne de gélisols sur le rivage du lac Nouveau vers 53°57'N, 69°07'O; cellules allongées composées de matériel fin séparées par des trainées caillouteuses (22.8.73).

An aerial view of patterned ground along the shore at Lake Nouveau, 53°57'N, 69°07'W; cells composed of fines and boulders composed of coarse debris (8.22.73).

18



19

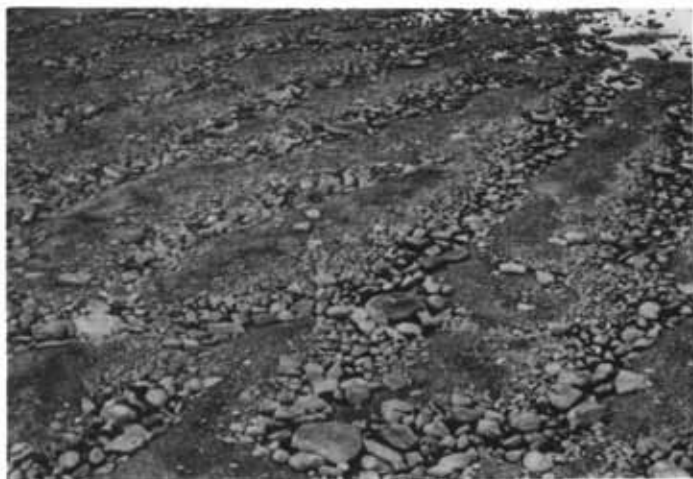
FIGURE 18. Vue aérienne oblique de gélisols de rivage au lac Nouveau, vers 53°56'30"N, 69°07'O; mosaïque de cercles et de formes oblongues; traînées caillouteuses séparant des cellules de matériel fin dans la zone d'étiage (22.8.73).

Aerial oblique view of shore patterned ground at Lake Nouveau, 53°56'30"N, 69°07'W; a pattern of circles and elongated cells; stone stripes surrounding cells composed of fines in the zone between high and low water levels (8.22.73).

FIGURE 19. Vue aérienne oblique de gélisols en voie de formation sur un haut-fond au lac Nouveau, 53°56'N, 69°04'O; cellules caillouteuses grossièrement circulaires, séparées par des dépressions dans lesquelles sont concentrés des cailloux sans matrine fine (22.8.73).

Aerial oblique view of patterned ground on an emerging shoal during low water level at Lake Nouveau, 53°56'N, 69°04'W; patterned ground at an early stage of formation; cells composed of fines and coarses separated by narrow depressions filled with coarse debris without fines (8.22.73).

20



21



22

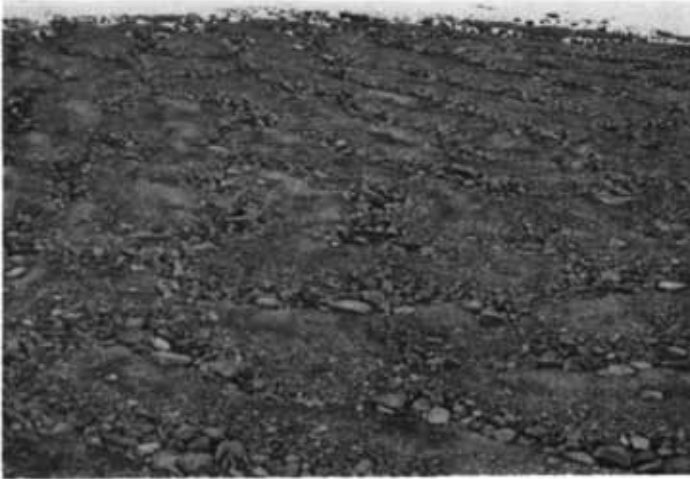


23

FIGURES 20-23. Gélisols avec triage sur le rivage du lac Nouveau, 53°56'30"N, 69°07'O; cellules de matériel fin allongées dans le sens de la pente (environ 3°) et traînées caillouteuses sans matrice fine; rivage dégagé en période d'étiage (22.8.73).

Sorted patterned ground on the shore at Lake Nouveau, 53°56'30"N, 69°07'W; elongated cells composed of fines parallel to the shore slope (approx. 3°) and stripes composed of coarse debris without fines; shore zone between high and low water levels (8.22.73).

24



25



26



27

FIGURES 24-25. Gélisols avec triage sur le rivage du lac Nouveau; cercles et cellules circulaires composées de matériel fin et séparées par des traînées caillouteuses dépourvues de matériel fin; blocs atteignant jusqu'à 125 cm de long (22.8.73).

Sorted patterned ground on the shore at Lake Nouveau; circles and circular cells composed of fines separated by stripes of coarse debris without fines; boulders up to 125 cm long (8.22.73).

FIGURE 26. Cercle avec triage sur le rivage du lac Nouveau (22.8.73).

A sorted circle on the shore at Lake Nouveau (8.22.73).

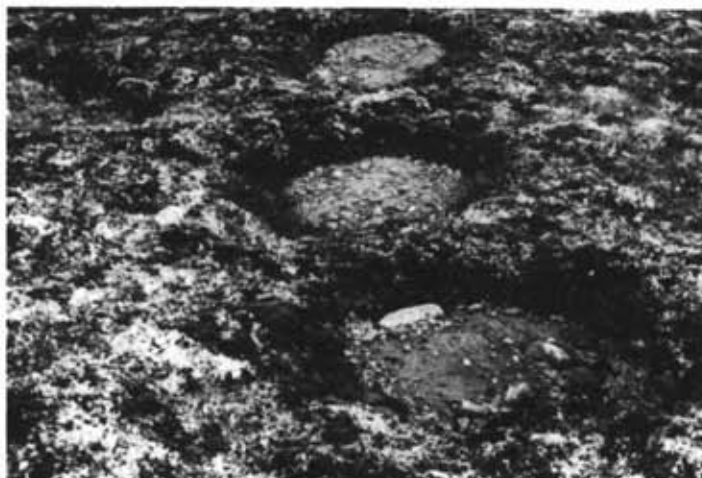
FIGURE 27. Nid de pierres à l'intérieur d'une cellule composée de matériel fin, rivage du lac Nouveau (22.8.73).

A stone nest within a cell composed of fines, on the shore at Lake Nouveau (8.22.73).

28



29



30



31

FIGURES 28-29. Gélisols de sommet, secteur NE des monts Otiches vers 52°27'30"N, 70°14'O; champs de cercles généralement sans triage dans un till mince au sommet d'une colline rocheuse à environ 1 035 m d'altitude (23.8.74).

Top-mountain patterned ground, NE part of the Otish Mountains, 52°27'30"N, 70°14'W; mainly unsorted circles in a shallow till deposit at the top of a rocky hill at an altitude of approximately 1 035 m (8.23.74).

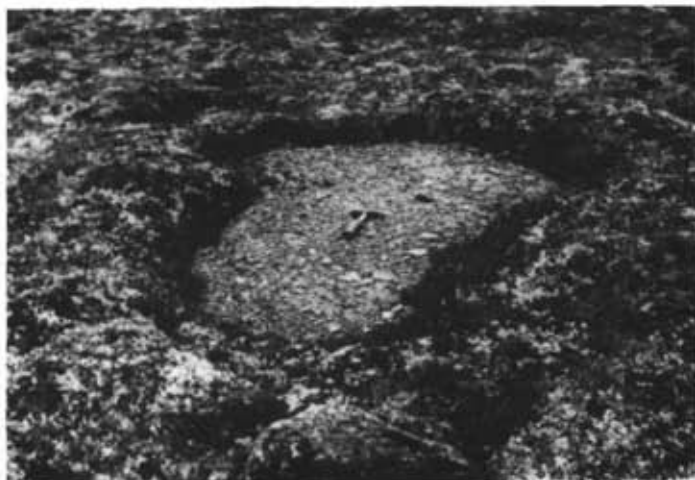
FIGURE 30. Petits cercles alignés au sommet d'une colline rocheuse à l'E du lac Chaumont vers 54°49'N, 70°37'30"O; cercles d'environ 30 cm de diamètre dans till mince montrant un certain triage, à environ 740 m d'altitude (2.9.74).

Small aligned circles at the top of a rocky hill, E of Lake Chaumont, 54°49'N, 70°37'30"W; weakly sorted circles 30 cm in diameter, developed in a shallow till deposit at an altitude of approximately 740 m (9.2.74).

FIGURE 31. Cercle sans triage d'environ 150 cm de grand axe développé dans un till mince au sommet d'une colline rocheuse du secteur E des monts Otiches, vers 52°27'45"N, 70°14'O, à une altitude d'environ 1 025 m (23.8.74).

Unsorted circle about 150 cm long occurring in a shallow till deposit at the top of a rocky hill in the eastern part of the Otish Mountains, 52°27'45"N, 70°14'W, at an altitude of approximately 1 025 m (8.23.74).

32



33



34

35

FIGURE 32. Cercle sans triage au sommet d'une colline rocheuse à l'E du lac Chaumont, vers 54°49'N, 70°37'30''O; cercle avec bourrelet végétal périphérique développé dans un till mince à environ 740 m d'altitude (2.9.74).

An unsorted circle at the top of a rocky hill E of Lake Chaumont, 54°49'N, 70°37'30''W; circle with a vegetation rim occurring in a shallow till deposit at an altitude of approximately 740 m (9.2.74).

FIGURE 33. Cercle de boue (ostiole) dans un till mince au sommet d'une colline dans les monts Otiches, vers 52°15'N, 71°44'O (16.8.74).

A mud boil in a shallow till deposit at the top of a rocky hill in the Otish Mountains, 52°15'N, 71°44'W; (8.16.74).

FIGURE 34. Petit lobe de solifluxion dans du till sur une pente d'environ 10°, secteur NE des monts Otiches vers 52°27'30''N, 70°14'O, à une altitude d'environ 1 000 m (23.8.74).

A small solifluction lobe in a till deposit on a slope approximately 10°, NE part of the Otish Mountains, 52°27'30''N, 70°14'W, at an approximate altitude of 1 000 m (8.23.74).

FIGURE 35. Terrassettes de solifluxion dans un till sur une pente d'environ 30°, au sommet d'une colline rocheuse au NE de Nitchequon, vers 53°16'N, 70°20'O, à une altitude d'environ 750 m (30.8.73).

A series of soliflucted terraces occurring in a till deposit on a slope approximately 30°, at the top of a rocky hill NE of Nitchequon, 53°16'N, 70°20'W, at an approximate altitude of 750 m (8.30.73).

36



37



38



39

FIGURE 36. Vue aérienne de gélisols sur la Grande Île, mer d'Hudson, vers 54°51'N, 79°26'O, à une altitude d'environ 25 m; cryosols avec mauvais triage dans un till mince sur les rives d'une lagune (29.8.75).

An aerial view of patterned ground at Long Island, Hudson Sea, 54°51'N, 79°26'W, at an approximate altitude of 25 m; badly sorted patterned ground developed in a shallow till deposit on the shore of a pond (8.29.75).

FIGURES 37-38. Détails de cercles avec mauvais triage en milieu aqueux sur la Grande Île, vers 54°50'N, 79°35'30''O (29.8.75).

Close-up views of badly sorted circles occurring in an aqueous environment at Long Island, 54°50'N, 79°35'30''W (8.29.75).

FIGURE 39. Cercle de matériel grossier sur les rives d'une lagune au N de la rivière Roggan vers 54°30'N, 79°30'O, à une altitude d'environ 10 m (26.8.75).

A circle developed in a coarse grained deposit on the shores of a pond N of Roggan River, 54°30'N, 79°30'W, at an approximate altitude of 10 m (8.26.75).

40



41



42



43

FIGURE 40. Petit cercle de gravier dans un champ de blocs littoral, rivage de la mer d'Hudson près de la pointe Vauquelin vers 54°54'N, 78°50'O (24.8.75).

A small gravel circle in a shore boulder field near Point Vauquelin, Hudson Sea, 54°54'N, 78°50'W (8.24.75).

FIGURE 41. Vue aérienne oblique de gélisols de la plaine côtière de la pointe Louis-XIV vers 54°40'N, 79°38'O, à une altitude d'environ 10 m; cellules boueuses séparées par des trainées organiques (26.8.75).

An aerial oblique view of patterned ground in the coastal plain around Point Louis XIV, 54°40'N, 79°38'W, at an ap-

proximate altitude of 10 m; muddy cells separated by organic rims (8.26.75).

FIGURE 42. Cercles boueux avec bourrelets organiques périphériques dans la plaine côtière de la pointe Louis-XIV, vers 54°40'N, 79°38'O (29.8.75).

Muddy circles with organic rims in the coastal plain around Point Louis XIV, 54°40'N, 79°38'W (8.29.75).

FIGURE 43. Volcans de boue miniature résiduels dans un cercle de la plaine côtière de la pointe Louis-XIV (8.26.75).

Remains of miniature mud volcanoes in a circle in the coastal plain around Point Louis XIV (8.26.75).

44



45



46



47

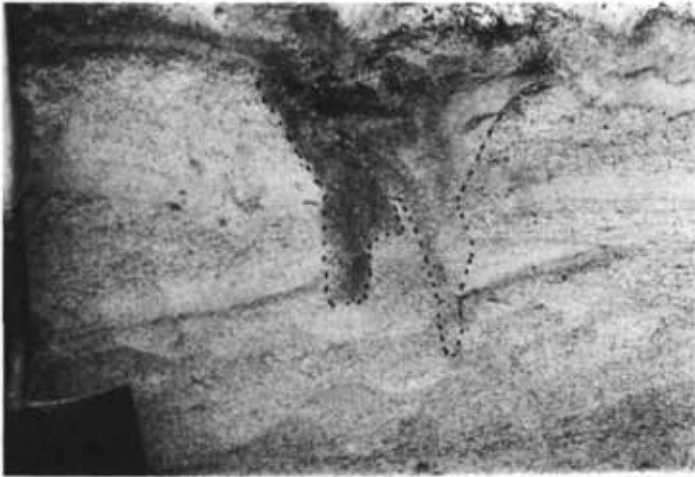
FIGURES 44-45. Réseau polygonal de fissures de gel à la surface d'un esker sableux au NE des monts Otiches vers 52°26'N, 70°04'O; fente avec remplissage d'environ 30 cm de profondeur et 15 cm de largeur au sommet (23.8.74).

A polygonal network of frost cracks at the surface of a sandy esker, NE of the Otish Mountains, 52°26'N, 70°04'W; a wedge-shaped structure approximately 30 cm deep and 15 cm wide at top (8.23.74).

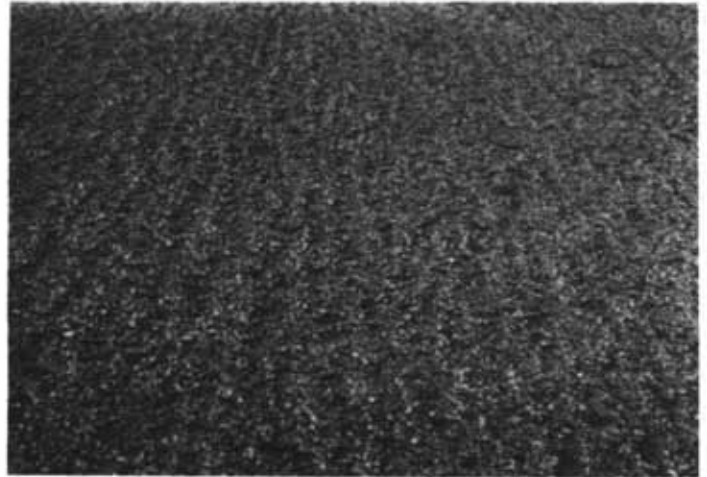
FIGURES 46-47. Réseau polygonal de fentes de gel à la surface d'un esker sableux au SE du lac LeGrand vers 53°40'N, 69°10'O; fente avec remplissage d'environ 45 cm de profondeur et 10 cm de largeur au sommet (21.8.73).

A polygonal network of frost cracks at the surface of a sandy esker, SE of Lake LeGrand, 53°40'N, 69°10'W; wedge approximately 45 cm deep and 10 cm wide at top (8.21.73).

48



49



50



51

FIGURE 48. Fente de gel double à la surface d'un esker sableux au lac Bienville vers 55°15'30"N, 72°21'O; fentes avec remplissage d'environ 30 cm de profondeur et 15 cm de largeur au sommet (1.8.75).

A double frost crack at the surface of a sandy esker at Lake Bienville, 55°15'30"N, 72°21'W; wedges approximately 30 cm deep and 15 cm wide at top (8.1.75).

FIGURE 49. Petites traînées minérales avec triage sur le versant d'un kame sablo-graveleux à l'O du lac Kinglet, vers 54°37'30"N, 75°52'O (10.8.75).

Sorted miniature stripes on the slope of a sand and gravel kame, W of Lake Kinglet, 54°37'30"N, 75°52'W (8.10.75).

FIGURE 50. Monticule de gelifractes au sommet d'une cuesta au N de l'embouchure de la petite rivière de la Baleine vers

56°01'N, 76°42'O; piton de gabbro d'environ 150 cm de haut, réduit en morceaux par la gélifraction; buttes gazonnées au premier plan (23.8.75).

A mound composed of frost shattered rocks at the top of a cuesta, N of Little Whale River, 56°01'N, 76°42'W; a gabbro outcrop approximately 150 cm high resulting from frost action; note earth hummocks in the foreground (8.23.75).

FIGURE 51. Champ de blocailles dans les monts Otiches vers 52°19'N, 70°27'O; fragments anguleux de grès quartzitiques produits par gélifraction tapissant un versant d'environ 15° (23.8.74).

A block field in the Otish Mountains, 52°19'N, 70°27'W; angular frost shattered quartzitic sandstone rocks occurring on a slope approximately 15° (8.23.74).



FIGURE 52. Couloir de gélifractes dans calcaire dolomitique au sommet d'une cuesta, au S de la petite rivière de la Baleine vers 55°47'N, 76°51'O (23.8.75).

A scree in dolomitic limestone at the top of a cuesta, S of Little Whale River, 55°47'N, 76°51'W (8.23.75).

FIGURE 53. Petit lobe de gélifractes solifluées sur un front de cuesta à la Grande Île, mer d'Hudson, vers 54°54'N, 79°09'O (29.8.75).

A small tongue of soliflucted frost shattered rocks on a cuesta front at Long Island, Hudson Sea, 54°54'N, 79°09'W (8.29.75).

FIGURE 54. Macro-gélifraction récente dans calcaire dolomitique au droit d'une cuesta, au S de la petite rivière de la Baleine vers 55°47'N, 76°51'O (23.8.75).

Recent large scale frost shattering in dolomitic limestone in a cuesta, S of Little Whale River, 55°47'N, 76°51'W (8.23.75).

FIGURE 55. Talus d'éboulis dans gabbro sur un front de cuesta dans les Manitounouc, vers 55°36'N, 77°15'O (9.8.75).

Talus of frost shattered gabbro on the front of a cuesta in the Manitounuk Islands, 55°36'N, 77°15'W (8.9.75).



56



57



58



59

FIGURE 56. Vaste talus d'éboulis le long d'un escarpement dans une cuesta, au N de la petite rivière de la Baleine vers 56°N, 76°43'O; l'escarpement montre des grès quartzitiques surmontés d'une couche de gabbro qui fournit la majeure partie des éléments du talus (23.8.75).

A large talus along a vertical cliff in a cuesta, immediately N of the Little Whale River, 56°N, 76°43'W; the cliff shows quartzitic sandstone overlaid by a sill of gabbro which provides most of the frost shattered rocks to the talus (8.23.75).

FIGURE 57. Cônes d'éboulis dans un gabbro au sommet des monts Otiches, vers 52°18'N, 71°21'O (16.8.74).

Screes developed in a gabbro sill at the top of the Otish Mountains, 52°18'N, 71°21'W (8.16.74).

FIGURE 58. Bloc de grès quartzitique fendu en deux probablement sous l'action du froid; bloc erratique glaciaire à l'O du lac Tilly, 53°55'N, 74°02'O (28.7.73).

A quartzitic sandstone boulder split in two, probably under frost action; a glacial boulder W of Lake Tilly, 53°55'N, 74°02'W (7.28.73).

FIGURE 59. Bloc de granite fendu en deux probablement sous l'action du froid; plage caillouteuse au N de Fort-Georges vers 53°53'N, 79°02'O (1.7.73).

A granit boulder split in two probably under frost action; boulder beach N of Fort George, 53°53'N, 79°02'W (7.1.73).

60



FIGURE 60. Pyramide rocheuse d'éjection dans gabbro, extrémité SO de la Grande Île, mer d'Hudson, vers 54°47'30"N, 79°40'O (26.8.75).

Frost-heaved bedrock in gabbro SW part of Long Island, Hudson Sea, 54°47'30"N, 79°40'W (8.26.75).

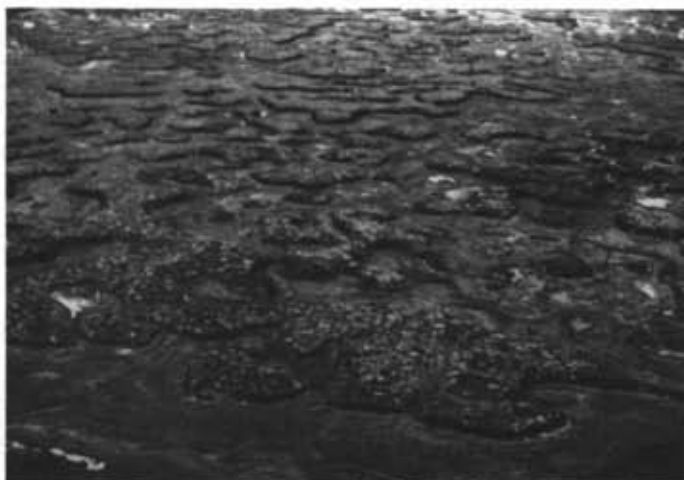
61



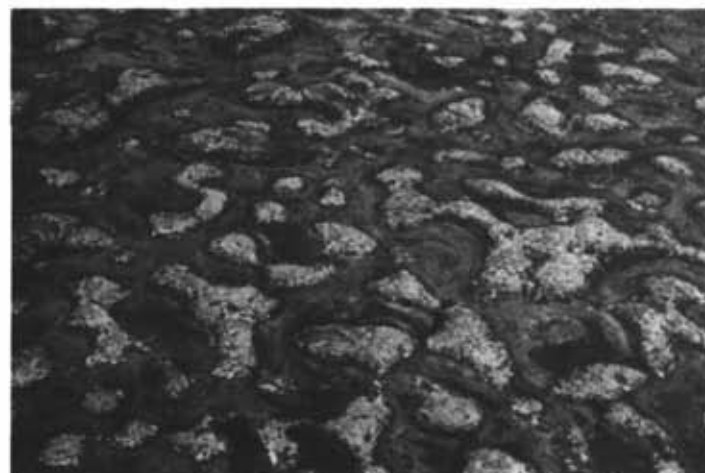
FIGURE 61. Gros bloc glacial soulevé par le froid dans un schorre à Pointe-au-Père, rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent (23.4.76).

A frost-heaved ice-drift boulder in the tidal marsh at Pointe-au-Père, south shore of the St. Lawrence Estuary (4.23.76).

62



63



64

65

FIGURE 62. Vues aériennes obliques de palses et de terrasses palsiques au SO du lac Benoît, S de Poste-de-la-Baleine vers 55°01'30"N, 77°03'O (25.8.75).

Palsen and peat plateaus SW of Lake Benoît, S of Great Whale River, 55°01'30"N, 77°03'W (8.25.75).

FIGURE 63. Tourbière à palses et à terrasses palsiques au S de Poste-de-la-Baleine vers 55°13'N, 77°42'30'O (25.8.75).

Peat bog with palsen and peat plateaus S of Great Whale River, 55°13'N, 77°42'30'W (8.25.75).

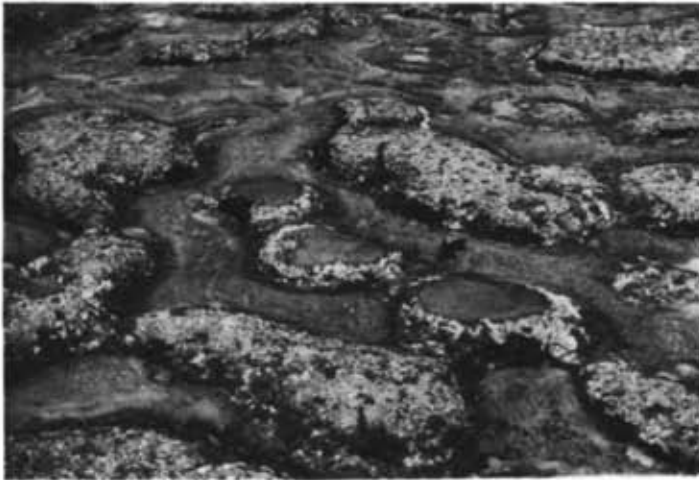
FIGURE 64. Terrasses palsiques et palses au SE de la petite rivière de la Baleine vers 55°52'30"N, 76°56'O (23.8.75).

Peat plateaus and palsen SE of the Little Whale River, 55°52'30"N, 76°56'W (8.23.75).

FIGURE 65. Palses et terrasses palsiques au SO du lac Benoît, au S de Poste-de-la-Baleine vers 55°02'N, 77°53'O (25.8.75).

Palsen and peat plateaus SW of Lake Benoît, S of Great Whale River, 55°02'N, 77°53'W (8.25.75).

66



67



68



69

FIGURE 66. Palses rondes à sommet dénudé par érosion éolienne au S de Poste-de-la-Baleine vers 55°02'N, 77°53'O (25.8.75).

Bowl-shaped palsen with a bare surface due to wind action, S of Great Whale River 55°02'N, 77°53'W (8.25.75).

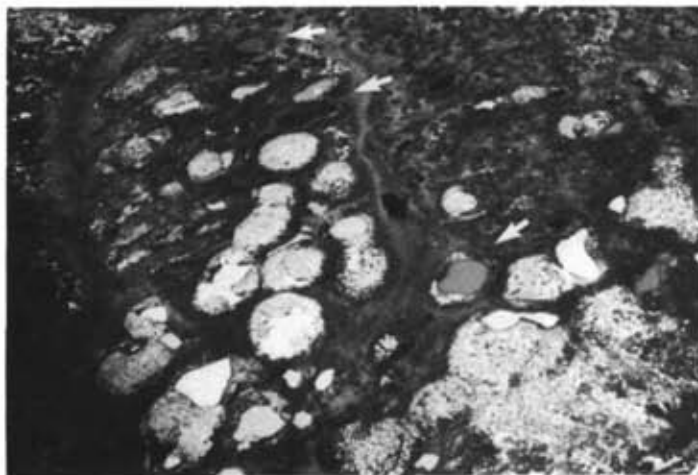
FIGURES 67 à 69. Vues au sol de palses en voie de dégradation, au SO du lac Benoît, près de Poste-de-la-Baleine vers 55°02'N, 77°53'O; palses de 5-6 m de hauteur (25.8.75).

Ground views of palsen in process of being desintegrated, SW of Lake Benoît, near Great Whale River, 55°02'N, 77°53'W; organic mounds 5-6 m high (8.25.75).

70



71



72



73

FIGURE 70. Vue aérienne oblique d'un champ de palses minérales en voie de dégradation, au S de la rivière Piquard vers 55°36'N, 77°O (8.8.75).

An aerial oblique view of a complex of mineral palsas in process of being disintegrated, S of Piquard River, 55°36'N, 77°W (8.9.75).

FIGURES 71-72. Vues aériennes de palses minérales et de dépressions thermokarstiques à bourrelets, au N de la rivière Piquard vers 55°42'N, 76°55'O; palses de 5-6 m de hauteur (8.8.75).

Aerial views of mineral palsas and rimmed thermokarst depressions, N of Piquard River, 55°42'N, 76°55'W; mounds 5-6 m high (8.9.75).

FIGURE 73. Complexe de palses minérales en bordure du rivage, détroit de Manitounuk vers 55°38'30"N, 77°10'O (8.8.75).

A mineral palsa complex along the shore, Manitounuk Sound, 55°38'30"N, 77°10'W (8.9.75).

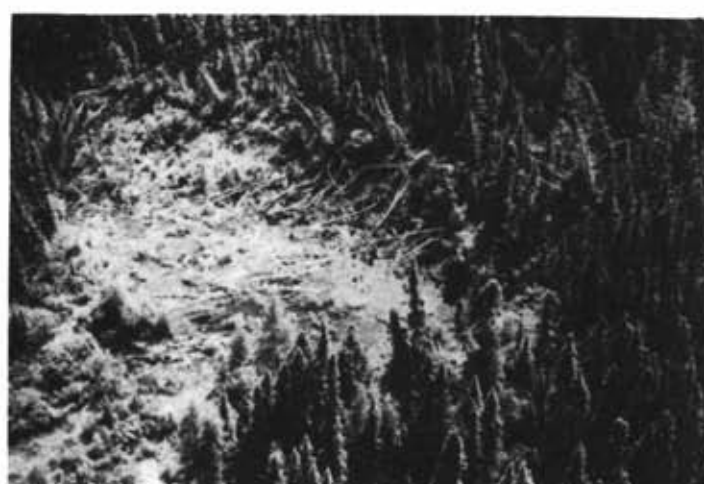
74



75



76



77

FIGURE 74. Vues au sol de palses minérales et de dépressions thermokarstiques, au N de la rivière Piquard vers 55°42'N, 76°55'O (9.8.75).

Ground views of mineral palsen and thermokarst depressions, N of Piquard River, 55°42'N, 76°55'W (8.9.75).

FIGURE 75. Vue aérienne d'une tourbière à palses et à dépressions thermokarstiques, au S de Poste-de-la-Baleine vers 55°11'45"N, 77°44'30"O; les cuvettes ennoyées localisent d'anciennes palses (25.8.75).

An aerial view of a palsa bog with thermokarst depressions, S of Great Whale River, 55°11'45"N, 77°44'30"W; the water

filled depressions which localize former palsen (8.25.75).

FIGURE 76. Palse boisée en voie de dégradation dans la plaine argileuse, au S de LG-3 vers 53°30'N, 75°55'O (16.7.73).

A forested palsa in process of being desintegrated in the clay plain, S of LG-3, 53°30'N, 75°55'W (7.16.73).

FIGURE 77. Palse boisée en voie de dégradation dans la plaine argileuse, au NO du lac Low vers 52°31'30"N, 77°05'O (19.7.74).

A forested palsa in process of being desintegrated in the clay plain, NW of Lake Low, 52°31'30"N, 77°05'W (7.19.74).

78



79



80



81

FIGURE 78. Vue aérienne d'une vaste tourbière structurée de type concentrique dans les basses terres argileuses de la baie de James, au NE du lac Duncan vers 53°37'N, 78°15'O (5.7.73).

An aerial view of a large string bog showing a concentric pattern, in the James Bay clay lowlands NE of Lake Duncan, 53°37'N, 78°15'W (7.5.73).

FIGURE 79. Tourbière structurée dans les basses terres jamésiennes, au S du Roggan vers 54°12'N, 78°36'O (26.8.75).

A string bog in the James Bay lowlands, S of Roggan River, 54°12'N, 78°36'W (8.26.75).

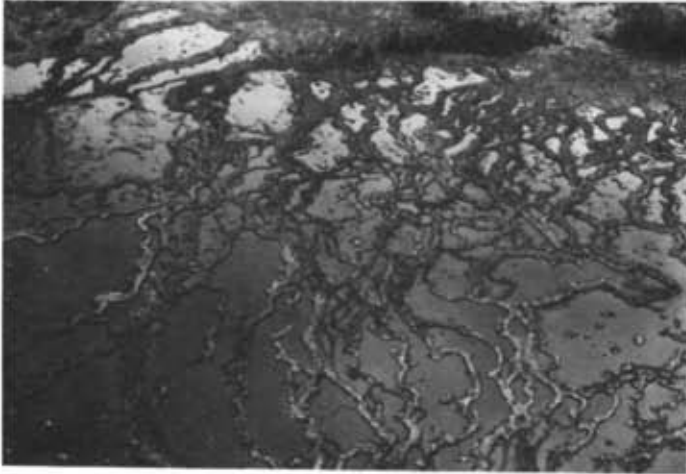
FIGURE 80. Type de tourbière structurée dans les basses terres jamésiennes, au NO du lac Lucie vers 50°48'N, 79°02'O (10.7.75).

A type of string bog in the James Bay lowlands, NW of Lake Lucie, 50°48'N, 79°02'W (7.10.75).

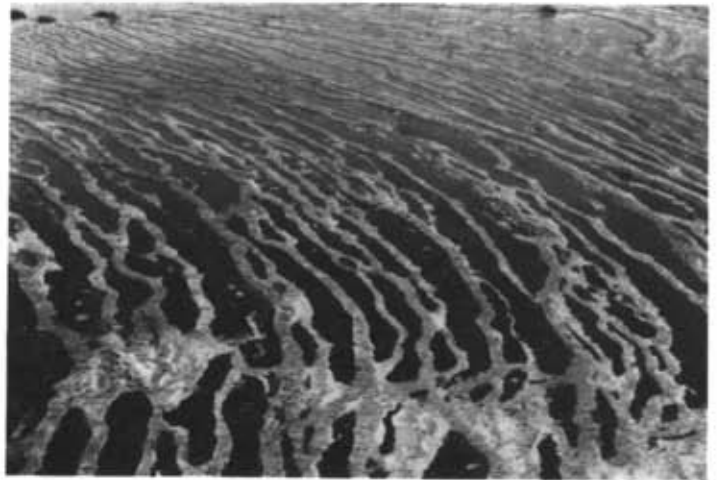
FIGURE 81. Tourbière structurée dans la plaine argileuse entre l'Eastmain et l'Opinaca, vers 52°17'N, 77°39'O (18.7.74).

A string bog in the clay plain between Eastmain and Opinaca Rivers, 52°17'N, 77°39'W (7.18.74).

82



83



84



85

FIGURE 82. Tourbière structurée à lanières étroites, interdigitées, dans les basses terres jamésiennes à l'E de Fort-Georges vers 53°47'N, 78°57'30"O (5.7.73).

A type of string bog in the James Bay lowlands E of Fort George, 53°47'N, 78°57'30"W (7.5.73).

FIGURE 83. Tourbière structurée à longues lanières parallèles dans les hautes terres jamésiennes, près de l'Eastmain et à l'E du lac Mistamiquemique vers 52°29'N, 71°54'O (16.8.74).

A type of string bog with long parallel peat ridges in the James Bay uplands near Eastmain River, E of Lake Mistamiquemique, 52°29'N, 71°54'W (8.16.74).

FIGURES 84-85. Fen structuré à larges lanières à sommet plat, au SE du lac Lucie vers 50°07'N, 78°14'30"O (1.7.75).

A type of string bog with wide flat top stripes, SE of Lake Lucie, 50°07'N, 78°14'30"W (7.1.75).

86



87



88



89

FIGURE 86. Petit glissement de terrain dans argile lacustre recouverte de tourbe, en bordure du lac Soscumica vers $50^{\circ}19'N$, $77^{\circ}26'O$ (12.7.75).

A small landslide in lacustrine clay underlying peat along Lake Soscumica, $50^{\circ}19'N$, $77^{\circ}26'W$ (7.12.75).

FIGURE 87. Lacs à bourrelets périphériques dans les basses terres jamésiennes, à l'O du lac Dana vers $50^{\circ}56'N$, $77^{\circ}31'O$ (27.6.75).

Rimmed lakes in the James Bay lowlands, W of Lake Dana, $50^{\circ}56'N$, $77^{\circ}31'W$ (6.27.75).

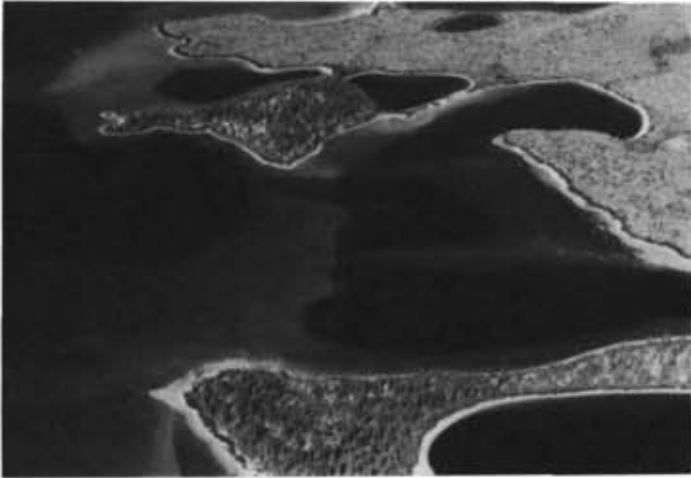
FIGURE 88. Détail d'un bourrelet ceinturant une dépression dans les basses terres jamésiennes, près du lac Colomb vers $51^{\circ}05'30'N$, $77^{\circ}34'30'O$ (26.6.75).

Close-up view of a till ridge surrounding a depression in the James Bay lowlands near Lake Colomb $51^{\circ}05'30'N$, $77^{\circ}34'30'W$ (6.26.75).

FIGURE 89. Complexe de lacs ronds et en oursons dans une zone d'épandage fluvio-glaciaire traversée par l'Eastmain, au N des monts Otiches vers $52^{\circ}24'N$, $71^{\circ}35'O$ (16.8.74).

A pattern of rounded and bear-shaped lakes in an outwash plain cut through by the Eastmain River, N of Otish Mountains, $52^{\circ}24'N$, $71^{\circ}35'W$ (8.16.74).

90



91



92



93

FIGURE 90. Lac à cernes dans une plaine d'épandage fluvio-glaciaire, à l'E du lac Naococane vers 52°24'N, 70°24'O (19.8.74).

Marginated lake in a fluvio-glacial outwash plain, E of Lake Naococane, 52°54'N, 70°24'W (8.19.74).

FIGURE 91. Cours d'eau à berges festonnées dans la plaine argileuse, au N de Matagami vers 49°55'30"N, 77°32'O; cours d'eau à méandres ennoyé (14.7.75).

A festoon-shaped stream in the clay plain, N of Matagami, 49°55'30"N, 77°32'W; a submerged meander stream (7.14.75).

FIGURE 92. Série de festons le long du Caniapiscau près de

Caniapiscau vers 54°46'30"N, 69°49'O (3.9.74).

A series of festoons along the Caniapiscau River near Caniapiscau, 54°46'30"N, 69°49'W (9.3.74).

FIGURE 93. Rainures parallèles creusées dans du till à la base d'un versant au front des monts Otiches vers 52°28'N, 70°14'O; formes d'érosion parallèles à la pente probablement liées aux avalanches (23.8.74).

Parallel furrows cut through a till deposit at the foot of an escarpment, N front of the Otish Mountains, 52°28'N, 70°14'W; erosion features parallel to the slope probably due to snow avalanching (8.23.74).

94



95



96



97

FIGURES 94 à 97. Dépressions superficielles dans une basse terrasse de till le long du lac Nouveau, vers 53°57'N, 69°07'O (22.8.73).

Shallow basins at the surface of a low till terrace along Lake Nouveau, 53°57'N, 69°07'W (8.22.73).