

**Palynologie et paléoenvironnements du Wisconsinien de la
région de la baie Saint-Laurent, Île du Cap Breton**

**Palynology and Wisconsinan Paleoenvironments in the Bay St.
Lawrence Area, Cape Breton Island**

**Palynologie und Paleoumgebungen des Wisconsin in der
Mundungsregion des St. Lorenz, île du Cap Breton, Québec**

Anne de Vernal, Pierre J.H. Richard and Serge Occhietti

Volume 37, Number 3, 1983

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/032525ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/032525ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

de Vernal, A., Richard, P. J. & Occhietti, S. (1983). Palynologie et paléoenvironnements du Wisconsinien de la région de la baie Saint-Laurent, Île du Cap Breton. *Géographie physique et Quaternaire*, 37(3), 307–322. <https://doi.org/10.7202/032525ar>

Article abstract

A reference section is exposed along the coast of the Bay St. Lawrence area. The late Pleistocene deposits are subdivided into 9 lithostratigraphic units, which lie on a marine erosional platform believed to date from the last interglacial. Two climatic episodes can be distinguished through palynology: 1) the first one, in the lower part of the section, is represented by a buried organic layer (> 38,300 BP; GSC-283), lying between beds of sandy silts. A complete climatic and vegetation cycle is inferred from pollen analysis. A progressive change is observed from a tundra-like open vegetation to a coniferous forest with some deciduous trees. Afterwards the forest elements became suddenly sparse, followed by a return to the tundra-like initial landscape. Even during the climatic optimum the conditions appeared cooler than the present. This episode is correlated with one of the cool intervals of the lower and middle Wisconsinan and is the continental equivalent of one of the oceanic isotopic stages 5c, 5a or the beginning of stage 3; 2) the second episode, in the upper part of the section is represented by a fossiliferous stratified sandy silt unit, and several beds of silty sand interstratified in ruditic sediments. Faunal and pollen (pollens and dinoflagellates) assemblages are indicative of a reworking of glacio-marine deposits. The pollen analysis reflects a tundra or forest tundra. This second episode suggests severe cold conditions and is compatible with an ice cover on parts of Cape Breton Island.

PALYNOLOGIE ET PALÉOENVIRONNEMENTS DU WISCONSINIEN DE LA RÉGION DE LA BAIE SAINT-LAURENT, ÎLE DU CAP-BRETON

Anne de VERNAL, Pierre J.H. RICHARD et Serge OCCHIETTI, les deux premiers auteurs, Département de géographie, Université de Montréal, c.p. 6128, succ. «A», Montréal, Québec H3C 3J7, et le troisième auteur, Département de géographie, université du Québec à Montréal, c.p. 8888, Montréal, Québec H3C 3P8.

RÉSUMÉ Dans la région de la baie Saint-Laurent, s'étend, le long de la côte, une coupe stratigraphique de référence couvrant une partie du Pléistocène supérieur. Les dépôts meubles, parmi lesquels 9 unités lithostratigraphiques sont dénombrées, reposent sur une plateforme d'abrasion marine attribuée au dernier interglaciaire. La pollenanalyse des dépôts a permis de mettre en évidence deux épisodes climatiques distincts: 1) le premier, dans la partie inférieure de la coupe, est représenté par un lit de tourbe ligneuse (> 38 300 BP; GSC-283) compacte et les couches limono-sableuses entre lesquelles il est interstratifié. La pollenanalyse évoque un cycle complet de la végétation et du climat. On observe le passage progressif d'une végétation ouverte de type toundra à l'occupation du paysage par une forêt de conifères avec quelques éléments décidus. Un brusque appauvrissement du couvert forestier, considéré comme un retour aux conditions initiales, lui succède. Cet épisode, même à son optimum climatique, reflète des conditions plus fraîches que celles de l'Actuel. Il est associé à l'un des intervalles de réchauffement du Wisconsinien inférieur ou moyen et correspond à l'une des phases isotopiques océaniques 5c, 5a ou début de 3; 2) le deuxième épisode, dans la partie supérieure de la coupe, est représenté par une unité stratifiée limono-sableuse fossilifère et des lits limono-sableux interstratifiés dans des rudites. Les assemblages faunistiques et polliniques (pollen et dinoflagellés) indiquent un remaniement de matériaux glacio-marins. L'analyse pollinique traduit une végétation de toundra ou de toundra forestière. Cet épisode reflète des conditions climatiques compatibles avec l'englacement d'une partie de l'île du Cap-Breton.

ABSTRACT *Palynology and Wisconsinan paleoenvironments in the Bay St. Lawrence area, Cape Breton Island.* A reference section is exposed along the coast of the Bay St. Lawrence area. The late Pleistocene deposits are subdivided into 9 lithostratigraphic units, which lie on a marine erosional platform believed to date from the last interglacial. Two climatic episodes can be distinguished through palynology: 1) the first one, in the lower part of the section, is represented by a buried organic layer (>38,300 BP; GSC-283), lying between beds of sandy silts. A complete climatic and vegetation cycle is inferred from pollen analysis. A progressive change is observed from a tundra-like open vegetation to a coniferous forest with some deciduous trees. Afterwards the forest elements became suddenly sparse, followed by a return to the tundra-like initial landscape. Even during the climatic optimum the conditions appeared cooler than the present. This episode is correlated with one of the cool intervals of the lower and middle Wisconsinian and is the continental equivalent of one of the oceanic isotopic stages 5c, 5a or the beginning of stage 3; 2) the second episode, in the upper part of the section is represented by a fossiliferous stratified sandy silt unit, and several beds of silty sand interstratified in ruditic sediments. Faunal and pollen (pollens and dinoflagellates) assemblages are indicative of a reworking of glacio-marine deposits. The pollen analysis reflects a tundra or forest tundra. This second episode suggests severe cold conditions and is compatible with an ice cover on parts of Cape Breton Island.

ZUSAMMENFASSUNG *Palynologie und Paleoumgebungen des Wisconsinians in der Mundungsregion des St. Laurent, Île du Cap Breton, Québec.* In der Gegend der Baie St. Laurent, erstreckt sich an der Küste ein stratigraphischer Referenzstreifen, der einen Teil des Spätpleistozäns deckt. Die losen Ablagerungen, ruhen auf einer marinen Abrasions-Plattform die dem letzten Interglazial zugeschrieben wird. Die Pollenanalyse der Ablagerungen, hat erlaubt zwei deutlich verschiedene Klimaepisoden zu zeigen: 1) die erste, im unteren Teil des Schnittes wird durch ein kompaktes holziges Torfbett (> 38300 Jahren v.u.Z.-GSC-283) repräsentiert. Die Pollenanalyse ruht einen vollständigen Kreislauf der Vegetation und des Klimas hervor. Man beobachtet eine vorschreitende Bewegung von einer offenen Vegetation vom Tundratyp zur Besetzung der Landschaft durch einen Nadelwald mit einigen Laubwaldelementen. Ein plötzliches Verarmen der Walddecke, folgt ihm. Diese Episode, sogar in ihren optimalen Klimaverhältnissen spiegelt kältere als die heutigen Verhältnisse wider. Sie ist mit einem der Erwärmungsintervalle des frühen oder mittleren Wisconsinians verbunden und steht einer der isotopischen ozeanischen Phasen 5c, 5a, oder Anfang vom 3. gleich. 2) die zweite Episode, im oberen Teil des Schnittes, ist durch eine stratifizierte Schlammsand-fossilien Schicht repräsentiert, mit dazwischenliegenden Schlamm-Sand-Betten aus ruditischen Elementen. Die Pollen und Fossilien Ansammlungen deuten auf eine Umgestaltung des glaziomarinen Materials. Die Pollenanalyse übersetzt eine Tundra oder Waldtundra Vegetation. Diese Episode spiegelt harte klimatische Verhältnisse, die mit einer Vereisung eines Teiles der Cap Breton Insel zusammenfallen, wider.

INTRODUCTION

Dans les provinces atlantiques, le contexte stratigraphique du Pléistocène supérieur est complexe. De nombreuses coupes témoignent, en effet, de plusieurs épisodes glaciaires et non glaciaires couvrant le Wisconsinien et le Sangamonien. GRANT (1975b) et PREST (1977) ont établi des tableaux de corrélations stratigraphiques régionales. Ils reconnaissent, au cours du Wisconsinien, de deux à trois pulsations glaciaires interrompues par deux interstadias, l'un au cours du Wisconsinien inférieur, l'autre représentant le Wisconsinien moyen.

Les indices de conditions non glaciaires au cours du Wisconsinien moyen sont rares: dépôt marin coquillier, le sable de Salmon River, sur la côte sud-ouest de la Nouvelle-Écosse ($38\,600 \pm 1\,300$ BP; GSC-1440; GRANT, 1971a, 1980); coquilles incluses dans un esker ($32\,100 \pm 900$ BP; GSC-1048; GRANT, 1971a), et os de mastodonte ($31\,900 \pm 630$ BP; GSC-1220; PREST, 1977) au sud de l'île du Cap-Breton. En revanche, plusieurs coupes stratigraphiques renferment des unités non glaciaires plus ou moins riches en matière organique, mais toutes plus anciennes et datées au-delà des limites du ^{14}C . De telles coupes sont signalées à Terre-Neuve (BROOKES *et al.*, 1982), au Nouveau-Brunswick (GRANT, 1977a), sur la péninsule de Nouvelle-Écosse (MOTT *et al.*, 1982; PREST, 1977; STEA et HEMSWORTH, 1979) et sur l'île du Cap-Breton (GRANT, 1972, 1977a; MOTT, 1971, 1973; MOTT et PREST, 1967), notamment à la baie Saint-Laurent (fig. 1), ($>38\,300$ BP; GSC-283; MOTT et PREST, 1967).

La pollenanalyse, en tant qu'outil de reconstitution des paléomilieus, permet, dans une certaine mesure, d'établir des corrélations entre les unités non glaciaires et de fixer une chronologie relative des événements paléogéographiques correspondants. Ainsi, plusieurs de ces unités ont été interprétées comme étant d'âge interglaciaire sangamonien d'après leur contenu sporo-pollinique reflétant des conditions plus chaudes ou équivalentes à celles de l'Actuel (BROOKES *et al.*, 1982; MOTT *et al.*, 1982; MOTT, 1973; PREST, 1977; STEA et HEMSWORTH, 1979). D'autres séquences indiqueraient, par leurs assemblages polliniques, des conditions plus fraîches que celles d'aujourd'hui; elles sont attribuées à des interstadias (MOTT, 1971; MOTT et PREST, 1967; LIVINGSTONE, 1968).

Le site de la baie Saint-Laurent offre une stratigraphie représentative de plusieurs épisodes climatiques du Wisconsinien. Celle-ci remonte probablement au Sangamonien, comme semblent l'indiquer les dépôts les plus anciens qui reposent sur une plate-forme d'abrasion marine attribuée au dernier interglaciaire (PREST, 1977; GRANT, 1975b, 1977a, 1977b). La coupe stratigraphique y expose plus de trente mètres de sédiments détritiques. Elle a été décrite succinctement par PREST (1957) et NEWMAN (1971), et utilisée comme référence

dans divers schémas de corrélation (GRANT, 1975b; PREST, 1977).

Afin d'établir une climatostratigraphie, nous avons défini les différentes unités lithostratigraphiques représentées dans la coupe de la baie Saint-Laurent. Puis, nous avons procédé à des analyses polliniques détaillées révélant deux épisodes climatiques distincts. Le présent travail s'inscrit ainsi parmi les efforts de reconstitution des événements paléogéographiques du Pléistocène supérieur.

CLIMAT ET VÉGÉTATION

Malgré sa position maritime, l'île du Cap-Breton subit surtout l'influence d'un climat de type continental (HARE et THOMAS, 1974). Elle est toutefois rangée parmi les régions perhumides définies par SANDERSON (1948). D'après les informations tirées de GATES (1975) et de THOMAS (1953), le nord de l'île enregistre des températures moyennes annuelles de 6°C avec une amplitude thermique de 23°C . La moyenne des précipitations varie de 1200 à 1400 mm par an.

Classée parmi les régions forestières acadiennes de ROWE (1972), le nord de l'île du Cap-Breton offre un

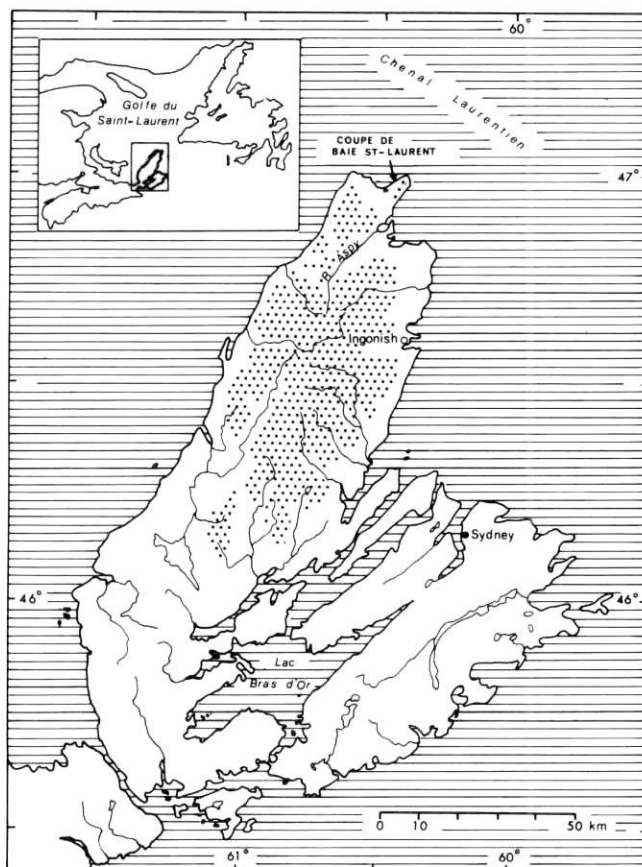


FIGURE 1. Carte de localisation. Le pointillé correspond à la partie sommitale des plateaux.

Location map. Stippled area represents the summit of the plateaus.

paysage végétal variant considérablement selon les conditions topographiques et édaphiques, passant des peuplements de feuillus à des formations conifériennes plus ou moins denses.

La surface des plateaux ainsi que les hauts versants, en relation avec un gradient altitudinal, sont essentiellement occupés par des forêts de conifères où le sapin baumier, l'épinette blanche et l'épinette noire dominent, accompagnées parfois du bouleau blanc et du peuplier faux-tremble. De telles associations caractérisent l'écorégion de Gaspé-Cap-Breton définie par LOUCKS (1962), et constituent la formation climacique coniférienne décrite par NICHOLS (1918). De vastes tourbières couvertes s'étendent sur certains secteurs mal drainés des plateaux.

Les basses terres présentent des associations d'une plus grande variété taxonomique, mais aussi plus riches en essences thermophiles; NICHOLS (1918) les regroupe sous le terme de formation climacique décidue. LOUCKS (1962) y distingue deux écorégions :

1) la première, Restigouche-Bras d'Or, longe la côte est et s'incurve dans la vallée de l'Aspy. Elle se caractérise par la dominance de l'érable à sucre, de la pruche du Canada et du pin blanc. La vallée de l'Aspy est effectivement occupée par de riches érablières où l'on reconnaît, en outre, des éléments thermophiles tels le chêne rouge, le hêtre à grandes feuilles, le bouleau jaune, le frêne de Pennsylvanie, le frêne noir et parfois l'orme d'Amérique et le caryer ovale;

2) la seconde écorégion, les hautes terres maritimes, longe la côte au nord et à l'ouest, englobant ainsi la baie Saint-Laurent. Elle consiste en associations zonales dominées par l'érable à sucre, le sapin baumier, le bouleau jaune et le bouleau blanc. La composition du couvert forestier associée à cette écorégion est assez diversifiée, passant de formations conifériennes à sapin baumier, épinette blanche et épinette noire sur les versants abrupts à des peuplements de feuillus presque purs sur les pentes douces bien exposées. Ces derniers se composent surtout de l'érable à sucre, du bouleau jaune, du hêtre à grandes feuilles, du frêne noir et du frêne de Pennsylvanie.

Le long des marges littorales, la végétation offre souvent des paysages ouverts; ce sont soit des prairies herbeuses, soit de denses bosquets d'aulne crispé, pouvant être supplantés par l'épinette blanche et le bouleau blanc qui occupent les côtes rocheuses ou blocailleuses (NICHOLS, 1918). Le sommet de la coupe de la baie Saint-Laurent est actuellement surtout colonisé par l'aulne crispé.

CONTEXTE GÉOMORPHOLOGIQUE ET LITHOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS MEUBLES

L'île du Cap-Breton, qui est un prolongement de la chaîne appalachienne, présente une topographie en relation étroite avec la structure. Le nord de l'île est

dominé par de vastes plateaux sculptés dans les formations cristallines dévoniennes ou plus anciennes. Les vallées et basses terres sont modelées dans les formations plus friables du Mississippien. Le bassin de la baie Saint-Laurent, ouvert en amphithéâtre vers le nord et façonné dans des roches sédimentaires en partie calcaires, est partiellement circonscrit par des escarpements de failles. La géologie du nord de l'île du Cap-Breton a été décrite et cartographiée en détail par NEALE (1963 a, b, c, d).

La morphologie quaternaire des provinces atlantiques en général, et de l'île du Cap-Breton en particulier, offre une image complexe de l'histoire glaciaire (GRANT, 1977a; PREST, 1977). La plupart des travaux des vingt dernières années converge en faveur du développement, au Wisconsinien supérieur, de calottes locales d'extension limitée à travers les Maritimes (PREST et GRANT, 1969; BROOKES, 1970, 1977; GRANT, 1976, 1977a; TUCKER et McCANN, 1980; HICKOX, 1962).

La possibilité d'une invasion des glaces laurentiennes sur l'île du Cap-Breton a déjà été retenue (NEWMAN, 1971; GRANT, 1971b, 1975a). Elle reste toutefois très hypothétique puisque les îles de la Madeleine ne semblent pas avoir été englacées au cours du Wisconsinien (PREST *et al.*, 1976; GRANT 1975a). Les directions d'écoulement glaciaire de la partie nord de l'île nord du Cap-Breton indiqueraient surtout une occupation des plateaux centraux par une calotte locale s'écoulant radialement vers la mer (GRANT, 1971b, 1975a, 1976). Dans son modèle minimaliste, GRANT (1977a) propose une extension restreinte des glaces du Wisconsinien supérieur, n'ayant guère affectée le nord de l'île du Cap-Breton.

Au nord de la vallée de l'Aspy et dans la région de la baie Saint-Laurent, les traces glaciaires sont rares et d'âge incertain. Par contre, dans la vallée de l'Aspy et sur les plateaux s'étendant au sud, les formes et accumulations glaciaires sont abondantes et fraîches (*cf.* de VERNAL, 1983). Au Wisconsinien supérieur, la calotte des hauts plateaux de l'île du Cap-Breton ne se serait probablement pas étendue vers le nord, au-delà de la vallée de l'Aspy.

La coupe (fig. 2 à 8) s'étend sur 2 200 m à l'est de la baie Saint-Laurent. Longeant la côte, elle est exposée face au NNO et dégagée régulièrement par l'érosion littorale. Les dépôts se sont accumulés dans une dépression ouverte du côté océanique, modelée dans les formations sédimentaires du Mississippien. Cette enclave est en partie circonscrite par des versants aux pentes très abruptes, taillés dans les formations cristallines dévoniennes et dominés par les plateaux. Les dépôts tapissant la base des versants consistent en groises litées et convois à blocs, parfois remaniés par la solifluxion. Quelques comptages lithologiques montrent le caractère autochtone des matériaux.

Le bassin de drainage relativement restreint ne dépasse guère 2 kilomètres carrés de superficie. Actuelle-

ment, il n'y circule que de petits cours d'eau intermittents. Des entailles, au pied desquelles s'étendent des cônes de déjection (pente de 3° à 8°) stabilisés par la végétation, indiquent l'existence d'une paléodynamique fluviatile ou torrentielle plus active qu'à l'Actuel. Celle-ci a sûrement contribué à la sédimentation des dépôts exposés par la coupe, dont la position et le pendage sédimentaire semblent découler de la proximité des versants. Mentionnons, en outre, la présence d'un vaste amphithéâtre perché, taillé dans le versant au sud-est de la coupe, dont la forme peut être assimilée à celle d'un cirque glaciaire.

La séquence sédimentaire de la baie Saint-Laurent, représentée par plus de trente mètres de sédiments détritiques organo-terrigenes, comprend neuf unités mises en place très vraisemblablement au cours du Wisconsinien, certaines datant peut-être de la fin du Sangamonien.

Les dépôts meubles reposent sur une plate-forme d'érosion marine dont l'altitude varie généralement de 5 à 7 mètres, et pouvant être plus élevée latéralement. Toute la côte, au nord de l'île du Cap-Breton, est marquée par des surfaces d'abrasion reliques ou des encoches de même altitude. PREST (1957, 1977) et GRANT (1975b, 1977a, 1977b) les attribuent au Sangamonien, en raison d'une position altitudinale régulière correspondant au niveau marin du dernier interglaciaire. Elles pourraient cependant correspondre à n'importe lequel des hauts niveaux marins quaternaires antérieurs. Aux sites d'échantillonnage, la surface d'abrasion est découpée dans les grès calcaires mississippiens.

Le tableau I résume les observations et les résultats d'analyses sédimentologiques relatives à chacune des différentes unités lithostratigraphiques exposées dans la coupe de la baie Saint-Laurent.

L'unité 1 (fig. 2), discontinue, évoque par ses matériaux d'un fort émoussé (fig. 3) un faciès littoral marin. Cette unité représente sans doute la même phase de

haut niveau marin relatif que la surface d'abrasion sur laquelle elle repose.

Les matériaux de la seconde unité (fig. 4) consistent en rudites. Ils témoignent de l'érosion des versants et reflètent, par leur structure grossièrement stratifiée et leur pendage sédimentaire, un dépôt d'origine torrentielle. Cette unité sédimentaire, succédant à une phase de haut niveau marin, évoque un abaissement du niveau de base relatif, mais aussi une certaine instabilité des versants.

L'unité 3 consiste en une couche limono-sableuse stratifiée. Elle est surmontée par un lit de tourbe ligneuse (unité 4), stratifié, où l'on distingue des intercalations de lentilles limono-sableuses. L'unité 5 sus-jacente offre un faciès semblable à celui de l'unité 3. Les transitions de l'une à l'autre de ces trois unités sont graduelles. Ces dépôts (fig. 5) constituent la succession de trois faciès colluviaux mis en place en contrebas du versant par ruissellement diffus ou écoulement en nappe. Un morceau de bois du lit de tourbe ligneuse de l'unité 4a fourni un âge au-delà de la limite du ^{14}C (>38 300 BP; GSC-283; MOTT et PREST, 1967). Sur des fragments ligneux de ce dépôt, les taux de racémisation de l'acide aspartique sont compris entre 0,1438 et 0,1956. Tenant compte du domaine thermique plausible, ces valeurs correspondraient au Wisconsinien inférieur ou au Wisconsinien moyen (OCCHIETTI et RUTTER, 1982).

L'unité 6, une rudite interstratifiée de lits limono-sableux, est le résultat d'une ablation importante des versants. Elle indique aussi, par ses structures sédimentaires et sa lithologie, des apports de type torrentiel.

Le lit limoneux (unité 7; fig. 6 et 7), discrètement stratifié, représente apparemment un milieu de décantation. Cette unité a déjà retenu l'attention de plusieurs auteurs en raison de sa faune marine fossile. GRANT (1975b) et PREST (1977) ont proposé qu'elle soit le résultat d'une incursion marine au cours du Wisconsinien moyen. Mais l'étude des assemblages faunistiques,

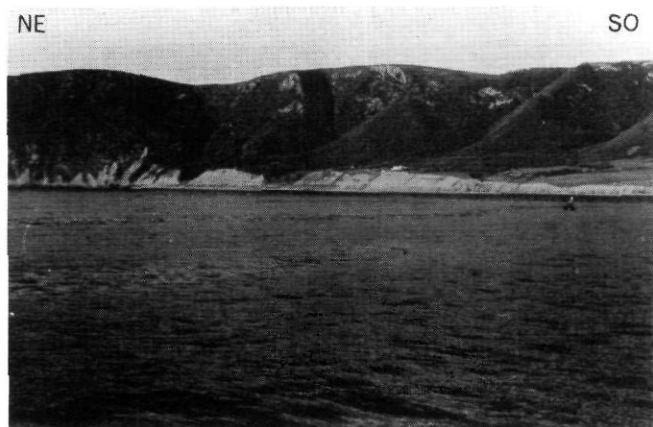


FIGURE 2. Vue générale de la coupe stratigraphique de la baie Saint-Laurent.

General view of the Bay St. Lawrence stratigraphic section.



FIGURE 3. Bloc arrondi reposant sur la surface d'abrasion marine (altitude: 7 m).

Round block laying on the marine abrasion surface (7 m in elevation).

TABLEAU I

Schéma descriptif et résultats d'analyses sédimentologiques des différentes unités lithostratigraphiques de la coupe de la baie Saint-Laurent

Description des unités		Analyses de la matrice					Minéralogie de la fraction argileuse
		Granulométrie (%) argile-limon-sable			Triage (So)	Calcimétrie (% poids)	
Unité 9 :	rudites non stratifiées ; galets et blocs anguleux de nature essentiellement cristalline (6 m).	9,0	28,5	62,5	4,74	—	chlorite, illite quartz
Unité 8 :	rudites interstratifiées de lits à matrice abondante, limono-sableuse et rosâtre ; pendage sédimentaire vers l'aval (9 m).	7,0	59,0	34,0	2,24	—	illite, chlorite quartz, kaolinite
		4,0	59,5	36,5	2,29	—	
Unité 7 :	dépôts limoneux coquilliers légèrement stratifiés ; intercalations de lentilles sableuses ou graveleuses, à la base et au sommet ; pendage sédimentaire vers l'aval (4 m).	9,5	77,5	13,0	1,91	3,4	illite, chlorite quartz, kaolinite
		10,5	81,5	8,0	2,14		
		6,0	84,5	9,5	2,18		
Unité 6 :	rudites interstratifiées de minces lits limono-sableux, ocres à rougeâtres ; pendage sédimentaire vers l'aval (6,5 à 7 m).	lits de rudites :			2,80	—	illite, chlorite quartz, kaolinite
		1,0	18,5	80,5			
		interstratifications :			2,39	0,6	
		8,0	60,0	32,0			
Unité 5 :	dépôts limono-sableux finement stratifiés ; intercalations de lentilles graveleuses ou ruditiques, surtout dans la partie supérieure (1,3 m)	12,5	63,0	24,5	2,77	0,6	chlorite, illite quartz, feldspaths kaolinite
		10,0	58,0	32,0	2,92	0,8	
Unité 4 :	tourbe ligneuse très compacte, finement stratifiée ; présence de laminites oxydées ; intercalations de lentilles relativement riches en sables ou limons (0,5 m).						
Unité 3 :	dépôts limono-sableux finement stratifiés (0,6 m).	6,0	57,5	36,5	2,79	0,8	chlorite, illite quartz, feldspaths kaolinite
Unité 2 :	rudites stratifiées ; intercalations de lentilles sableuses ou graveleuses ; pendage sédimentaire vers l'aval (3 m).	4,0	19,0	77,0	2,84	0,6	chlorite, illite quartz, feldspaths kaolinite
Unité 1 :	absente au site d'échantillonnage, apparaît latéralement sous forme de dépôts grossiers à blocs et galets très arrondis ou de sables bien triés.						
Substratum : surface d'abrasion marine dans les grès carbonatés du Mississipien.							

1. Les analyses granulométriques furent effectuées, pour la fraction sableuse, par tamisage, et pour les fractions limoneuse et argileuse, par la méthode de la pipette (LAVKULICH, 1977).
2. Le coefficient de Trask est tiré de CAILLEUX et TRICART (1959): $So = \sqrt{Q_1/Q_3}$; $So < 2,5$ indique un fort triage et $So > 4,5$, un mauvais.
3. La teneur en carbonates de la matrice fut évaluée avec le calcimètre de Bernard.
4. La composition minéralogique de la fraction argileuse fut déterminée par diffraction X (λ Cu-K α ; $2^\circ 2\theta/\text{minute}$). Les réflexions des diffractogrammes furent identifiées surtout d'après THOREZ (1975) et BROWN (1972). Les minéraux argileux présents dans les différentes unités sont communs dans les dépôts meubles des provinces maritimes. La kaolinite est sans doute héritée des formations du Carbonifère inférieur ou de formations plus anciennes (ALLEN et JOHNS, 1960; PIPER et SLATT, 1977). L'illite et la chlorite constituent les principaux minéraux argileux de l'est du Canada, en proportions variables, selon les sources lithologiques (PIPER et SLATT, 1977).

qu'il s'agisse des coquilles ou des foraminifères, infirme cette interprétation. L'identification des mollusques et arthropodes met en évidence un assemblage hétérogène d'espèces dont les domaines bathymétriques paraissent peu compatibles. En se référant à leur distribution actuelle, on constate que le recouvrement de leurs aires spécifiques correspond à une zone méridionale de 43° à 45° de latitude nord (WAGNER, 1977). Compte tenu de la nature fragmentaire du matériel, WAGNER (*ibid.*) n'apporte toutefois aucune conclusion paléoécologique mais retient l'hypothèse de NEWMAN (1971), voulant que le dépôt en question soit un till. GUILBAULT (1982), à qui l'on doit l'analyse des forami-

nifères du lit coquillier, rejette catégoriquement la possibilité qu'il puisse s'agir d'un dépôt marin *in situ* en raison de la nature beaucoup trop composite des assemblages. Ceux-ci montrent non seulement des domaines bathymétriques mais aussi des aires de distribution incompatibles. GUILBAULT (1982) conclut en une remobilisation de matériaux marins par le vêlage de radeaux de glace et, plus probablement, par un écoulement glaciaire dans le chenal laurentien. Le dépôt tel qu'il se présente ne peut cependant être assimilé à un till, les structures sédimentaires, notamment la stratification parallèle et la granulométrie à dominance limoneuse, reflétant une sédimentation en milieu aquatique.



FIGURE 4. Rudite grossièrement stratifiée de l'unité 2. Elle est surmontée par un lit limono-sableux (unité 3) et le lit de tourbe ligneuse (unité 4).
Roughly stratified rudite of unit 2 overlaid by a sandy silt bed (unit 3) and the wood peat bed (unit 4).

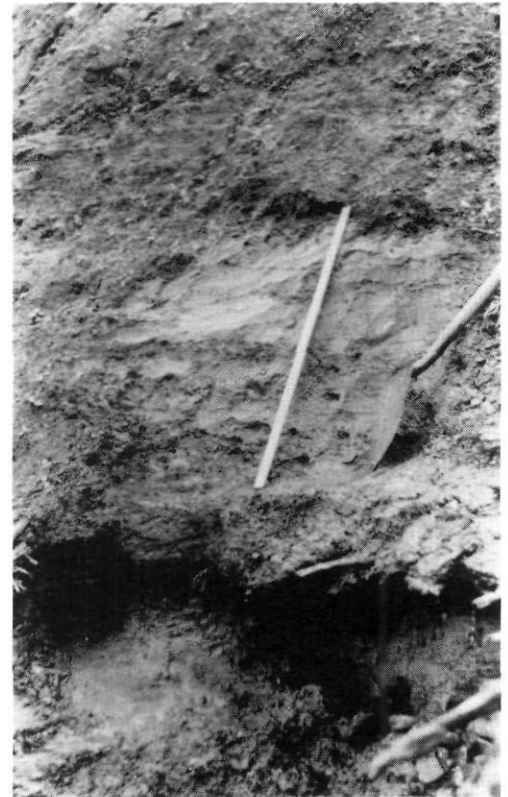


FIGURE 5. Lit de tourbe ligneuse (unité 4) entre les dépôts sableux stratifiés des unités 3 et 5.
Wood peat bed (unit 4) between the stratified sand deposits of units 3 and 5.



FIGURE 6. Lit limoneux coquillier de l'unité 7.
Shelly silt bed of unit 7.

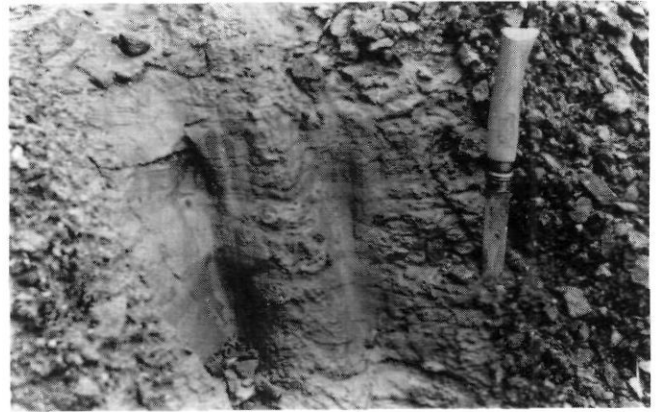


FIGURE 7. Détail du lit limoneux coquillier de l'unité 7.
Close-up view of shelly silt bed of unit 7.

COUPE DE BAIE ST-LAURENT (partie inférieure)

47°01' N . 60°27' O

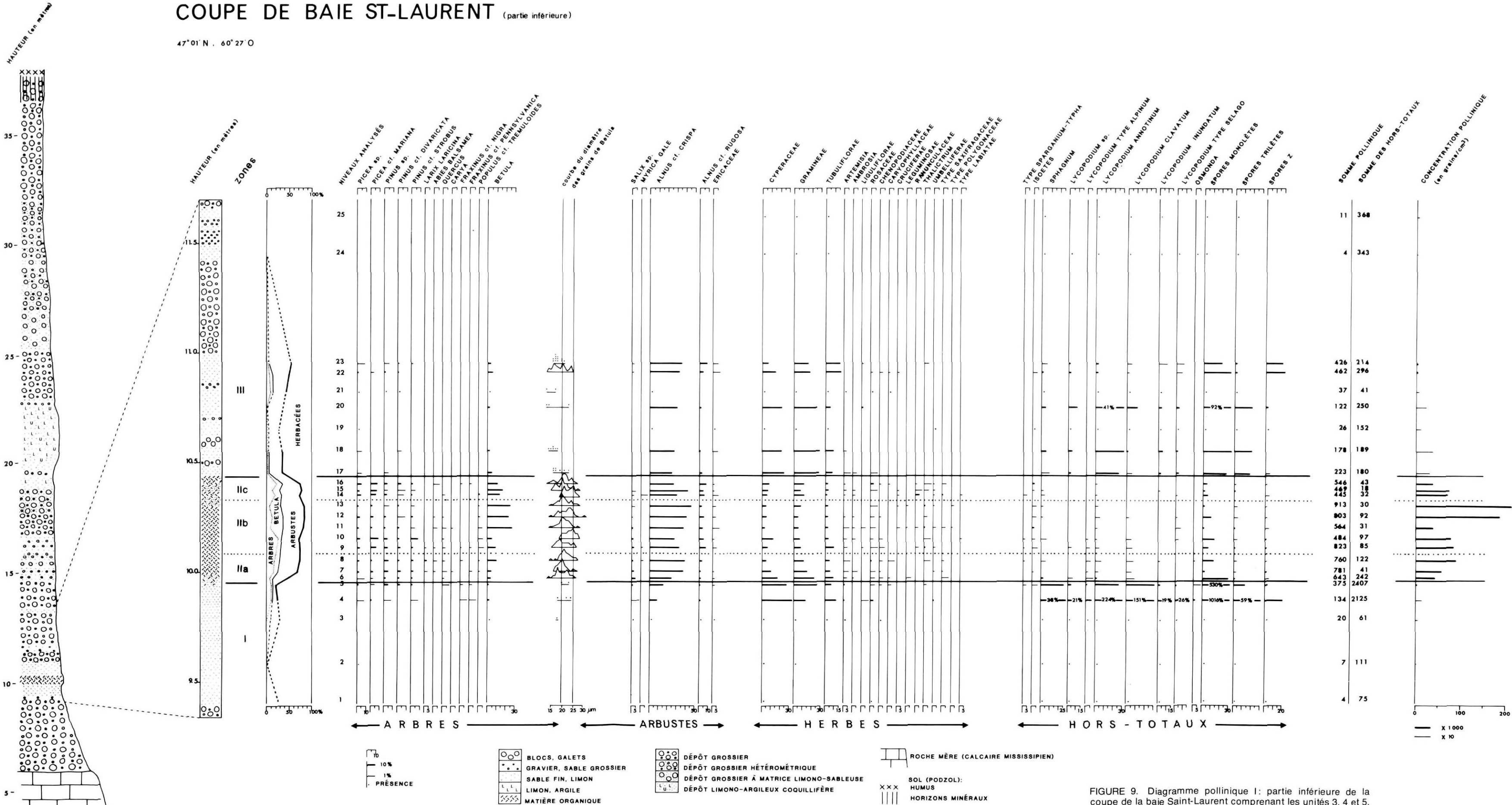
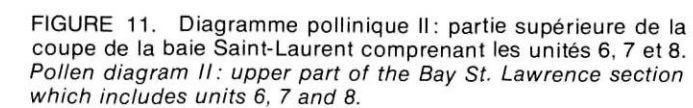


FIGURE 9. Diagramme pollinique I: partie inférieure de la coupe de la baie Saint-Laurent comprenant les unités 3, 4 et 5. Pollen diagram I: lower part of the Bay St. Lawrence section which includes unit 3, 4 and 5.

47° 01' N , 60° 27' O



En outre, la présence d'algues du genre *Pediastrum* ainsi que celle de microfossiles de plantes aquatiques et palustres décelée par l'analyse pollinique suggèrent plutôt une origine lacustre du dépôt. L'interprétation génétique de cette unité ne peut être simple. Considérant les faits paléontologiques et sédimentologiques, celle-ci serait en partie le résultat d'un remaniement ou du lessivage de matériaux marins transportés par des glaces et mis ultérieurement en place dans un milieu de décantation. Rien ne s'oppose à ce que les apports par les glaces et la sédimentation en eau calme ne soient quasi simultanés. La présence de glaces au large de la baie Saint-Laurent pourrait expliquer, par un barrage glaciaire, l'existence d'un plan d'eau, sinon, par l'affaissement glacio-isostatique subséquent, celle d'une lagune fermée par un cordon littoral.

L'unité 7 témoigne sans doute d'un épisode glacio-marin à travers le chenal laurentien dont l'englacement apparaît d'ailleurs, au cours du Pléistocène, par la présence de dépôts glaciaires sur le fond marin (KING et MacLEAN, 1970; MacLEAN et KING, 1971). En l'absence de datation, la position chronostratigraphique de cette unité ne peut cependant être précisée.

L'unité 8, une rudite grossièrement stratifiée, offre un faciès analogue à celui de l'unité 6, soit l'effet d'une ablation des versants et d'une sédimentation surtout torrentielle.

Les unités 6, 7 et 8 appartiennent au même épisode malgré leurs différences sédimentologiques. Comme nous le verrons plus loin, aucune discontinuité significative n'est décelable dans le diagramme pollinique (fig. 11). De surcroît, la présence de dinoflagellés, micro-organismes marins, s'observe dans chacune d'elles. Enfin, les trois unités se distinguent de l'ensemble de la coupe par la minéralogie de la fraction argileuse: l'illite domine sur la chlorite, contrairement à ce qui s'observe ailleurs. Les changements de faciès entre ces unités pourraient être simplement le fait des variations de la profondeur du bassin de sédimentation. L'unité 7 représenterait dans ce cas un milieu aquatique relativement profond, alors que les unités 6 et 8 indiqueraient une position plus littorale.

La dernière unité (9) (fig. 8), une rudite, se distingue nettement de celles qui lui sont sous-jacentes par la fraîcheur des matériaux (angulosité) et une matrice peu abondante et pauvre en minéraux argileux. En surface, les accumulations montrent une pente de l'ordre de 3 à 8° et semblent faire corps avec les cônes de déjection torrentiels qui s'étalent au pied des versants. La mise en place de l'unité 9 résulterait de l'érosion des versants sous l'effet d'une importante activité périglaciaire.

Latéralement, à l'extrémité ouest de la coupe, à une altitude de plus de dix mètres, un dépôt offrant un faciès analogue à celui d'un till repose directement sur le substratum mississipien. Non stratifié, celui-ci se présente comme un diamicton renfermant quelques blocs et galets striés de nature cristalline ou sédimentaire.

L'extension limitée du dépôt et l'absence de relations stratigraphiques directes avec la séquence décrite ci-dessus ne nous permettent pas de l'interpréter ou de lui attribuer un âge relatif.

POLLENANALYSE

Les échantillons ont été préparés pour l'analyse pollinique selon les techniques de laboratoire décrites par FAEGRI et IVERSEN (1964). Les traitements ont consisté en plusieurs manipulations: 1) défloculation par la potasse (KOH-10%); 2) tamisage des sables; 3) élimination des carbonates à l'acide chlorhydrique (HCl-10%); 4) élimination du matériel siliceux par l'acide fluorhydrique (FH-48%); 5) acétolyse; 6) rinçages à l'eau distillée; 7) coloration au rouge neutre et incorporation à la glycérine; 8) montage sur lame.

Dans certains cas, selon le type de sédiment récolté, nous avons dû procéder à des traitements supplémentaires. Les sédiments minéraux riches en argiles et limons ont ainsi fait l'objet de tamisages (10 micromètres) selon une méthode proposée par McAndrews (CWYNAR *et al.*, 1979). Dans le cas du lit de tourbe ligneuse (niveaux 6 à 16 de la fig. 10), nous avons appliqué la technique du Lüber en raison de l'abondance de matière organique non décomposée. Cette technique consiste en une oxydation par une solution d'acide nitrique et d'acide chlorhydrique. Si le traitement de Lüber élimine efficacement la matière organique résiduelle, il affecte malheureusement le contenu sporopollinique des échantillons (de VERNAL, *et al.*, 1983). Ceci se manifeste par: 1) de moindres concentrations polliniques; 2) une diminution considérable des pourcentages des genres *Abies*, *Pinus* et *Picea*; 3) une expression moindre des ptéridophytes et sphaignes. Il est donc impératif de tenir compte des effets potentiels de la technique de Lüber au moment de l'interprétation des résultats.

Plus de 400 grains de pollen ont été comptés et identifiés dans la plupart des échantillons. Certains



FIGURE 8. Rudite à blocs anguleux de l'unité sommitale (9).
Rudite with angular blocks of the upper unit (9).

d'entre eux se sont cependant révélés trop pauvres pour parvenir à une tel décompte. En deçà de sommes polliniques de 100 grains, nous avons seulement indiqué la présence du pollen et des spores identifiés.

Les résultats, exprimés en pourcentages par rapport à la somme pollinique, sont illustrés sous forme de diagrammes. Les espèces aquatiques ainsi que les sphaignes et ptéridophytes ne sont pas inclus dans la somme pollinique. Les concentrations polliniques furent calculées selon la méthode proposée de JØRGENSEN (1967) consistant en un comptage des grains sur une partie aliquote de l'échantillon.

Le pollen et les spores de l'ensemble de la coupe présentent un très mauvais état de conservation. Une grande partie des grains de pollen de gymnospermes ne persiste que sous forme de fragments: leur identification ne peut que rarement être poussée au-delà du genre.

Les dépôts de chacune des unités lithostratigraphiques, sauf ceux de la première, ont fait l'objet d'analyses polliniques. Certains étaient stériles, notamment ceux des unités 2 et 9. Les résultats montrent la succession de deux épisodes palynostratigraphiques distincts illustrés par les diagrammes I et II (fig. 9 et 11 h.t).

I. DIAGRAMME POLLINIQUE DE LA PARTIE INFÉRIEURE DE LA COUPE (fig. 9, tabl. II)

Le diagramme I couvre les unités 3, 4 et 5. On y distingue trois zones d'assemblage pollinique.

Zone I: zone à herbacées, sphaignes et ptéridophytes (niveaux 1 à 5).

La zone se caractérise par de très faibles concentrations polliniques ainsi que par la dominance des herbacées parmi lesquelles priment les cypéracées, les graminées et les composées. Les spores de sphaignes et de ptéridophytes (*Lycopodium* et *Polypodiaceae*) y sont remarquablement bien représentées. Si l'expression de taxons évoquant les strates herbacées diminue vers le sommet de la zone, celle des arbustes dont *Alnus crispa* et *Salix* ainsi que celle des arbres accusent d'importantes augmentations.

Zone II: zone à aulne crispé, bouleau et conifères (niveaux 6 à 16).

La zone II recouvre le lit de tourbe ligneuse dont chacun des échantillons a dû subir le traitement de Lüber. La nature des macro-fossiles végétaux (fig. 10), identifiés par A. Larouche du Laboratoire de paléobiogéographie et de palynologie de l'université de Montréal et par R.J. Mott de la Commission géologique du Canada, contribue grandement à l'interprétation.

Les concentrations polliniques sont relativement importantes, de l'ordre de 50 000 à 200 000 grains par centimètre cube. La zone se définit par la prédominance d'*Alnus crispa*. L'abondance relative de *Betula* et des gymnospermes constitue aussi un caractère majeur.

TABLEAU II

Liste des taxons non représentés sur les diagrammes polliniques

Diagramme I:

Niveau 4:	<i>Selaginella selaginoides</i> , 3,0%; <i>Tilia</i> , 0,8%.
Niveau 6:	type <i>Oxyria digyna</i> , 0,2%; <i>Castanea dentata</i> , 0,2%.
Niveau 8:	<i>Picea glauca</i> , 0,3%; <i>Corylus cornuta</i> , 0,1%; <i>Oxyria digyna</i> , 0,1% <i>Saxifraga oppositifolia</i> , 0,1%, type <i>Butomus</i> , 0,1%
Niveau 9:	type <i>Rhamnus</i> , 0,1%.
Niveau 10:	<i>Potamogeton</i> , 1,0%.
Niveau 12:	<i>Viburnum cassinoides</i> , 0,1%.
Niveau 15:	type <i>Carpinus-Ostrya</i> , 0,2%.

Diagramme II:

Niveau 29:	type <i>Carpinus-Ostrya</i> , 1,6%.
Niveau 32:	<i>Saxifraga oppositifolia</i> , 0,3%; type <i>Labiatae</i> , 0,3%.
Niveau 34:	type <i>Lonicera</i> , 0,5%.
Niveau 39:	type <i>Labiatae</i> , 0,3%.
Niveau 40:	<i>Umbelliferae</i> , 0,3%.
Niveau 41:	<i>Umbelliferae</i> , 0,2%.
Niveau 48:	Type <i>Rubiaceae</i> , 0,2%.
Niveau 49:	<i>Saxifraga oppositifolia</i> , 0,3%.
Niveau 50:	type <i>Carpinus-Ostrya</i> , 0,2%.
Niveau 53:	<i>Oxyria digyna</i> , 0,2%; type <i>Plantago</i> , 0,2%.
Niveau 55:	<i>Rubus chamaemorus</i> , 0,2%.
Niveau 56:	type <i>Oxytropis</i> , 0,4%; type <i>Plantago</i> , 0,2%.
Niveau 57:	<i>Acer spicatum</i> , 0,1%.
Niveau 59:	<i>Impatiens capensis</i> , 0,4%.
Niveau 60:	<i>Nuphar variegatum</i> , 0,2%.
Niveau 63:	<i>Acorus calamus</i> , 0,3%.
Niveau 66:	<i>Viburnum edule</i> , 0,2%.

Les gymnospermes, dont *Picea*, *Abies* et *Pinus*, seront considérés au-delà de leur stricte expression pollinique, en raison de l'effet du Lüber. *Abies balsamea* est par ailleurs une espèce généralement mal représentée, même en son domaine (RICHARD, 1968). C'est toutefois le cas contraire en ce qui a trait à *Pinus* (ANDERSEN, 1973; DAVIS, 1963). À la baie Saint-Laurent, les analyses macrofossiles confirment la présence, voire la dominance, à l'échelle du bassin de drainage, d'essences résineuses dont *Picea*, *Abies balsamea* ainsi que *Larix laricina*. Aucun fragment appartenant au genre *Pinus* n'a été identifié.

Souignons, en outre, la constance, si faiblement exprimée soit-elle, de *Populus* cf. *tremuloides*. Il s'agit effectivement d'une espèce généralement sous-représentée au niveau pollinique (LICHTI-FEDEROVICH et RITCHIE, 1965; MOTT, 1978; RICHARD, 1977) et dont le pollen est particulièrement fragile (FAEGRI et IVERSEN, 1964).

Parmi les arbustes, outre *Alnus crispa*, figurent *Alnus rugosa*, *Salix* et quelques éricacées. Les herbacées conservent des pourcentages relativement importants (de 10 à 25%).

En fonction surtout des fluctuations de l'expression pollinique du genre *Betula*, on peut décrire une sous-zonation.

1) Dans la partie inférieure (sous-zone IIa), alors que *Betula* est encore faiblement représenté, les herbacées poursuivent leur déclin. L'expression de *Salix* reste constante et *Larix* enregistre un faible maximum, significatif en raison de sa sous-représentation notoire (DAVIS, 1963; JANSSEN, 1966). *Picea* augmente vers le sommet. Quelques microfossiles appartenant à des espèces de distribution arctique-alpine (ROUSSEAU, 1974) ont été identifiés, notamment *Oxyria digyna*, *Saxifraga oppositifolia* et *Lycopodium alpinum*.

2) La section médiane (sous-zone IIb) est marquée par l'expression culminante de *Betula*, mais aussi par des maximums de la concentration pollinique. Dans cet intervalle, les herbacées montrent les plus faibles pourcentages. Parmi les macrofossiles, en plus des fragments de conifères, un rameau de *Populus* a été identifié ainsi que des graines de *Sambucus canadensis* et *S. pubens*.

3) La partie supérieure (sous-zone IIc) se caractérise par une augmentation sensible des herbacées parallèlement à une décroissance de *Betula* et des concentrations polliniques; l'expression de *Picea* y est légèrement accrue.

Zone III: zone à aulne crispé, herbacées et ptéridophytes (niveaux 17 à 25).

Cette zone se distingue par une rupture dans la sédimentation caractérisée par un retour à des conditions minérales de dépôt et par son contenu sporo-pollinique.

On y constate la chute des concentrations polliniques et la disparition presque totale des espèces arborescentes. *Betula* n'y est qu'incident et *Alnus crispa* reste un taxon dominant avec les herbacées (cypéracées, graminées et tubuliflores) qui enregistrent d'importantes augmentations. Les spores de sphaignes et surtout celles de ptéridophytes sont à nouveau très bien représentées.

INTERPRÉTATION

Les dépôts des trois unités reflètent par leurs structures sédimentaires un remblaiement par ruissellement associé à une surface d'inondation. L'analyse microfossile évoque un milieu local très humide, par la présence d'éléments hygrophiles (cypéracées, polypodiacées, sphaignes) et palustres (type *Sparganium-Typha*, *Isoetes*, *Selaginella selaginoides*).

La présence de diatomées (zone II, niveau 15), identifiées par Guy Lortie, confirme le caractère aqueux du milieu de sédimentation. De rares valves, bien conservées, ont été observées. Parmi celles-ci trois espèces cosmopolites, dulcicoles et sans valeur stratigraphique furent identifiées: *Diatoma* var. *elongatum*, *Achanthes lanceolata* var. *rostrata* et *Meridian circulare*. Il s'agit d'espèces épiphytes suggérant un environnement d'eau courante, périphtique, alcalin et peu profond.

C'est donc un environnement humide, non pas lacustre mais plutôt de marais (au sens de RADFORTH et BRAWNER, 1977), alimenté par des eaux de ruissellement, qui se dépeint à travers cet épisode. Ptéridophytes

MACROFOSSILES VÉGÉTAUX (zone pollinique II)

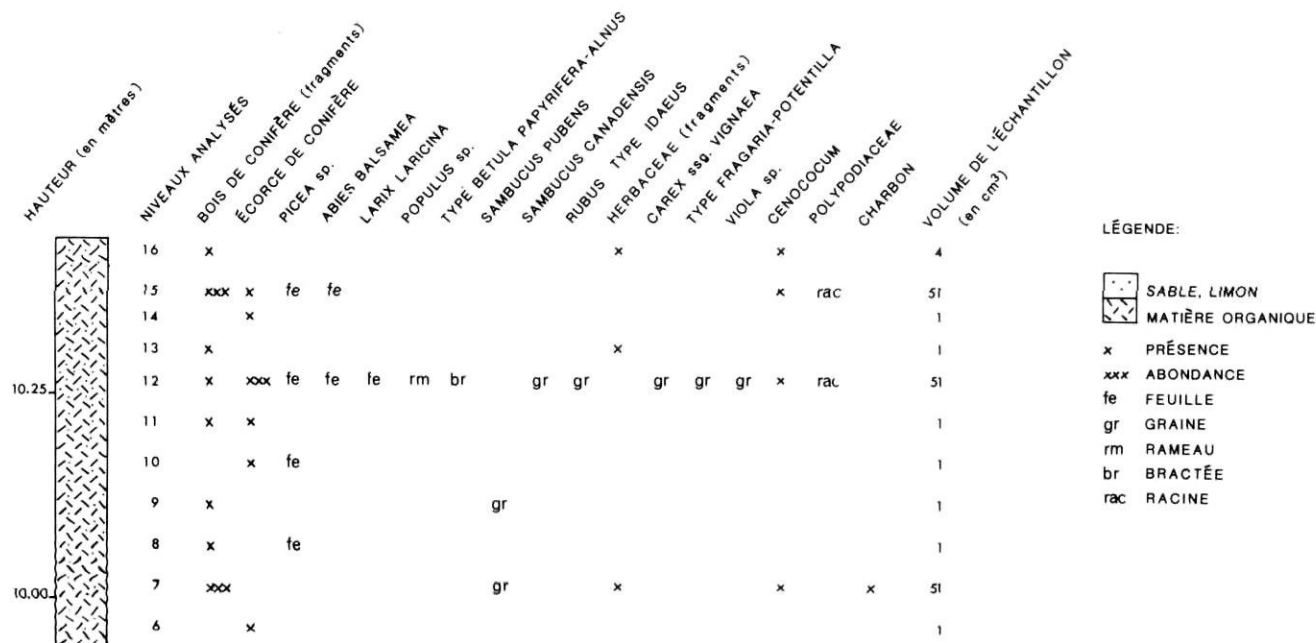


FIGURE 10. Diagramme macrofossile du lit de tourbe ligneuse (unité 4) de la coupe de la baie Saint-Laurent.

Macrofossil diagram of wood peat bed (unit 4) of the St. Lawrence section.

phytes, sphaignes, herbacées ainsi qu'*Alnus rugosa*, *Salix* et *Ericaceae* composaient probablement la végétation locale de ce milieu. *Larix laricina*, arbre hygrophile et héliophile, a dû aussi contribuer aux peuplements de cet habitat comme semble le suggérer le grand nombre de fragments ligneux appartenant à cette espèce.

La représentation relativement grande d'apports locaux au sein des assemblages sporo-polliniques a sans doute été favorisée, même pendant la phase forestière, par les dimensions restreintes du bassin de drainage et la nature du milieu de sédimentation (JACOBSON et BRADSHAW, 1981; TAUBER, 1965, 1967).

Alnus crispa, dont les forts pourcentages caractérisent l'ensemble du diagramme, représente sans doute des apports polliniques d'une végétation plus ou moins contiguë au milieu de dépôt. Par analogie avec l'Actuel, sa présence peut être associée aux escarpements littoraux ou aux zones d'instabilité des versants. Dans le cas présent, eu égard à la situation littorale mais aussi à sa sur-représentation notoire (ANDERSEN, 1973; DAVIS, 1963; RITCHIE, 1974), l'aulne n'est pas considéré nécessairement comme un indicateur de conditions régionales.

À l'échelle du bassin de drainage et au niveau régional (au sens de JANSSEN, 1966), la palynostratigraphie illustre un cycle.

La zone I représente une phase de transition d'un paysage végétal ouvert à une afforestation. Ceci se manifeste par le développement des strates muscinales (sphaignes) et herbacées puis par l'implantation progressive d'arbustes dont *Alnus crispa* et *Salix*.

Cette transition se poursuit dans la zone IIa. Celle-ci, illustrant l'afforestation, est marquée par le développement de la strate arborée où *Picea*, accompagné de *Larix laricina*, constituait l'élément dominant. Cette phase, ponctuée par des maximums de *Larix* et de *Salix* correspond vraisemblablement à un climat humide et frais comme l'attestent les quelques composantes arctiques-alpines assimilées au cortège floristique.

La zone IIb offre une esquisse de l'optimum thermique de cet épisode. Si les formations forestières étaient alors dominées par des résineux dont *Picea* et *Abies balsamea*, elles durent abriter des essences décidues, notamment *Populus* et sans doute *Betula*¹. La densité du couvert forestier est cependant difficile à préciser d'après les assemblages sporo-polliniques. Le rapport PA/T², indicateur du taux de boisement (HEIM,

1970), ne peut ici être d'un grand recours: son poids discriminant est diminué par la représentation excessive de l'aulne. Aussi, tel que mentionné plus haut, l'expression relative des apports locaux, plutôt que régionaux, est amplifiée par la taille restreinte du bassin de drainage et le caractère palustre du milieu de sédimentation. De plus, l'ouverture du bassin de drainage sur une large façade océanique ne favorise guère l'apport et le piégeage d'influx polliniques régionaux. L'indice le plus probant d'un couvert forestier dense et continu est sans doute la prépondérance de fragments ligneux parmi les macrofossiles végétaux.

Les associations forestières reconstituées, ainsi que la présence des *Sambucus canadensis*, espèce méridionale dont la limite boréale ne dépasse guère les marges de la forêt mixte (ROUSSEAU, 1974), indiquent un climat assez doux. En fait, la paléovégétation déduite de ce qui précède tend à reproduire un paysage semblable à celui qui caractérise aujourd'hui le bassin de drainage. Toutefois, l'expression pollinique des thermophiles (*Acer*, *Fagus*, *Fraxinus*), qui jouent un rôle certain dans la végétation actuelle à l'échelle régionale, est presque nulle dans la zone II. On peut ainsi considérer qu'à l'optimum climatique que représente la zone II, correspondait une végétation plus boréale que celle de l'Holocène récent et, par conséquent, des conditions climatiques plus fraîches.

La zone IIc évoque un appauvrissement progressif de la strate arborée en essences décidues ainsi qu'une ouverture, du moins locale, de la végétation. *Picea*, accompagné d'*Abies balsamea*, dut alors être la principale composante des formations forestières.

Une transition brutale paraît caractériser le passage de la forêt boréale à un paysage végétal beaucoup plus ouvert (zone III). Elle est marquée par une sédimentation minérale, reflétant l'instabilité des versants, étroitement liée à la disparition du couvert forestier. Si l'aulne et, éventuellement, le bouleau persistent en tant qu'éléments arbustifs, c'est la strate herbacée qui constituait alors l'essentiel de la végétation. La zone III peut être considérée comme le reflet d'une phase de toundra et le retour aux conditions de la zone I.

II. DIAGRAMME POLLINIQUE DE LA PARTIE SUPÉRIEURE DE LA COUPE (fig. 11, tabl. II)

Comprenant les unités 6, 7 et 8, la partie supérieure de la coupe se singularise, rappelons-le, par la composition minéralogique des argiles, par la présence de fossiles marins (dinoflagellés) et par les assemblages sporo-polliniques.

Dans l'ensemble du diagramme, les concentrations polliniques sont faibles, ne dépassant guère 6000 grains/cm³. Les assemblages sporo-polliniques offrent un aspect pour le moins composite. En effet, si les herbacées dominent largement, amenant un faible rapport PA/T, on relève parmi les arbres *Pinus* et *Picea*, mais aussi une dizaine de taxons d'essences thermo-

1. Nous optons, pour la sous-zone IIb, en faveur de la représentation de *Betula* par une espèce arborescente en raison, surtout, des assemblages macrofossiles témoignant d'une végétation tempérée par la présence de *Populus* et de *Sambucus canadensis*. Une sensible augmentation du diamètre des grains de *Betula* peut constituer un argument supplémentaire.

2. Pollen arboréen/somme pollinique.

philes dont l'expression atteint 20%. Ceux-ci comprennent, outre le genre *Quercus*, dominant, *Tilia*, *Carya*, *Fagus*, *Ulmus*, *Fraxinus* et *Acer*. Si *Quercus* est reconnu comme étant un genre sur-représenté polliniquement, l'inverse s'applique à *Tilia*, *Acer*, *Fraxinus* et *Carya* (DAVIS, 1963; ANDERSEN, 1973).

Ce sont toutefois les conifères, représentés surtout par *Picea mariana* et *Pinus divaricata* qui, malgré quelques fluctuations, constituent les taxons dominants du sous-ensemble arboréen. *Betula* se maintient avec de faibles pourcentages, toute proportion gardée, compte tenu de ses fortes capacités de production et de dissémination polliniques. Les mesures biométriques des grains de pollen de *Betula* indiquent un mode dans les petites dimensions (autour de 20 micromètres): il s'agirait sans doute d'espèces arbustives (RICHARD, 1970; LEOPOLD, 1956; USINGER, 1975).

Les arbustes ne constituent qu'une petite fraction des assemblages polliniques. Outre *Alnus crispa*, figurent surtout des taxons de type hygrophile dont *Alnus rugosa*, *Salix*, *Myrica gale* et *Ericaceae*.

Parmi les herbacées, qui caractérisent les assemblages polliniques, dominent *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Artemisia*, *Ambrosia* et autres *Tubuliflorae*. Y sont représentées aussi quelques espèces tourbicoles (*Sanguisorba canadensis*, *Menyanthes trifoliata*) et hygrophiles (*Impatiens capensis*, *Thalictrum*). Quelques grains de pollen de plantes de distribution arctique-alpine ont été identifiés, telles *Oxytropis*, *Saxifraga oppositifolia* et *Oxyria digyna*.

La représentation soutenue des sphaignes et des ptéridophytes constitue un autre attribut des assemblages sporo-polliniques, ainsi que la présence de microfossiles de plantes aquatiques ou palustres (*Potamogeton*, *Callitriche*, *Isoetes*, *Selaginella selaginoides*, type *Sparganium-Typha*).

Soulignons en outre la présence d'algues du genre *Pediastrum* parmi lesquels ont été reconnues, par ordre d'importance: *P. boryanum*, *P. kawraiskyi*, *P. duplex* et *P. simplex*. *Pediastrum* est une forme planctonique dulcicole et ubiquiste, s'adaptant même aux environnements arctiques (PRESCOTT et VINYARD, 1965; PRESCOTT, 1953). Il semblerait que *P. kawraiskyi* soit une espèce essentiellement septentrionale (SEBESTYEN, 1968, SALMI, 1963).

Parmi les dinoflagellés, quelques espèces ont été identifiées par E. Burden de Memorial University. Il s'agit de *Multispinula quanta*, *Spiniferites bulloideus*, *S. ramosus*, *S. septentrionalis* et *Xandarodinium* sp. Ces microorganismes sont d'âge pléistocène et peut-être plus anciens; leur écologie est peu connue (HARLAND, 1977). La présence des dinoflagellés apporte peu d'information sur les paléomilieus, mais indique néanmoins la reprise de matériaux originellement marins.

La plupart des courbes polliniques ne présente aucune discontinuité majeure. Une certaine zonation

semble cependant se dégager parallèlement aux divisions lithostratigraphiques.

Zone IV: zone à herbacées, saule et sphaignes.

À cette zone correspondent les échantillons prélevés dans les lits limono-sableux de l'unité 6. Elle se distingue par de très faibles concentrations polliniques et des rapports PA/T minimaux. Un maximum de *Salix* est enregistré; *Sphagnum* atteint des proportions considérables.

Zone V: zone mixte (A)

Couvrant l'ensemble du lit coquillier, la zone V se caractérise par des concentrations polliniques un peu plus élevées. L'expression des conifères y est plus consistante, surtout dans les parties médiane et supérieure avec des rapports PA/T de l'ordre de 30 à 60%. *Salix* est bien moins représenté que dans la zone sous-jacente; inversement *Betula*, *Alnus rugosa* et *Ericaceae* augmentent sensiblement.

Zone VI: zone mixte (B)

La zone VI est associée à la matrice limono-sableuse des dépôts de l'unité 8. Elle est marquée par la baisse des concentrations polliniques, le déclin des gymnospermes et, paradoxalement, l'augmentation de *Quercus*.

INTERPRÉTATION

Le contenu sporo-pollinique des unités 6 à 8 est la résultante d'apports de sources diverses. Il représente évidemment ceux de la végétation contemporaine du dépôt, mais dépend vraisemblablement en partie du remaniement des sédiments marins, au même titre que les dinoflagellés et les foraminifères. De façon générale, on sait que les sédiments marins recèlent une quantité non négligeable de grains de pollen et de spores, illustrant d'ailleurs la distribution régionale des zones forestières (cf. MUDIE, 1981 pour les provinces atlantiques).

Dans le cas présent, les sources disparates de microfossiles végétaux, dont les âges ne sont pas nécessairement identiques, restreignent la portée des reconstitutions du paysage végétal. Malgré les multiples apports polliniques potentiels, les concentrations sont très faibles. Cela peut être dû à un taux élevé de sédimentation détritique, mais aussi à de faibles influx polliniques et, sans doute, à leurs effets combinés. La constance relative des assemblages dans l'ensemble du diagramme, sinon dans la zone V, autorise à penser que la durée de mise en place fut trop brève pour permettre l'enregistrement de fluctuations majeures de la végétation.

Le milieu de décantation que l'on a déduit des caractères sédimentologiques du dépôt abritait une certaine vie planctonique comme l'atteste la présence de *Pediastrum*. Contrairement aux dinoflagellés, ce genre est dul-

cicole et serait autochtone. On ne peut cependant rejeter totalement l'hypothèse d'une résédimentation de ce plancton. Les bordures immédiates du bassin portaient une végétation de type palustre (*Isoetes*, *Potamogeton*, type *Sparganium-Typha*). Au-delà, on peut imaginer un tapis végétal ouvert constituant un milieu humide favorable à la croissance de sphaignes et à l'entourbement, eu égard à l'abondance de spores de sphaignes et à la présence d'éléments hygrophiles et tourbicoles dans le profil. On relève certains taxons arbustifs compatibles avec ce milieu : surtout *Salix* à la base, supplanté en partie dans les zones V et VI par *Alnus rugosa*, *Ericaceae* et *Betula*, dans la mesure où ce dernier correspond à une forme arbustive. *Alnus crispa*, modestement représenté, peut être associé aux stations plus xériques ou à une position littorale, comme cela était le cas plus haut. La dominance des herbacées et ptéridophytes prêche toutefois en faveur d'une prépondérance de la strate herbacée.

L'interprétation du diagramme en termes de végétation régionale est délicate. Beaucoup d'éléments convergent et indiquent un paysage ouvert de type toundra ou toundra forestière : 1) le caractère minéral des sédiments ; 2) leur pauvreté pollinique ; 3) les faibles rapports PA/T (de 10 à 60%) ; 4) la dominance des herbacées (*Cyperaceae*, *Gramineae*, *Compositae*, etc.) totalisant de 30% à 70% des sommes polliniques ; 5) la présence d'éléments de distribution arctique-alpine (*Oxyria digyna*, *Oxytropis*, *Saxifraga oppositifolia*, *Lycopodium* type *alpinum*) ; 6) L'abondance relative des spores de ptéridophytes (*Lycopodium* et *Polypodiaceae*) et de sphaignes ; 7) les petites dimensions du pollen de *Betula*, celui-ci pouvant ainsi être associé à une espèce arbustive (*B. glandulosa* ou *B. nana*?) ; 8) la prépondérance, parmi les arbres de *Picea mariana* et *Pinus divaricata*, espèces atteignant des positions septentrionales et constituant communément les dominantes arborescentes des spectres de toundra et de toundra forestière.

Cependant, on ne peut négliger la participation des taxons arboréens thermophiles au sein des assemblages polliniques. Plusieurs hypothèses peuvent rendre compte de la présence de tels apports, apparemment incompatibles avec l'ensemble du diagramme.

La première serait une ouverture du couvert végétal liée à des conditions locales (exposition au nord, embruns, instabilité des versants, proximité de glaces...). Dans l'arrière-pays, des sites mieux protégés (vallée de l'Aspy, par exemple) auraient pu abriter des îlots de végétation plus tempérée.

La deuxième hypothèse ferait appel à un influx pollinique excessivement faible du milieu environnant qui aurait favorisé l'expression d'apports lointains au sein des assemblages polliniques. Une telle situation a été reconnue en certains sites du Québec méridional pendant la phase désertique qui succéda au retrait des glaces (RICHARD, 1977).

Enfin, en dernière hypothèse, il se peut que la présence de grains de pollen appartenant à des genres thermophiles ait été essentiellement la conséquence du remaniement des sédiments marins, comme semblaient déjà le suggérer les assemblages de lamelli-branches de l'unité 7.

Afin de vérifier la validité de la troisième hypothèse, nous avons utilisé la concentration des dinoflagellés, allochtones par nature puisqu'il s'agit de microorganismes marins, comme indice du taux de remaniement. Les dinoflagellés ont des dimensions de même ordre de grandeur que celles des grains de pollen. La concentration des dinoflagellés a été mise en relation avec celle de l'ensemble des thermophiles représentés (fig. 12). Un coefficient de corrélation significatif de 0,767 sur les valeurs arithmétiques et de 0,929 sur les valeurs logarithmiques³ confirme une dépendance entre ces deux paramètres (dinoflagellés-pollen de thermophiles) *a priori* non reliés. On est ainsi conduit à conclure que les thermophiles sont en grande partie, sinon en totalité, étrangers aux apports polliniques de la végétation contemporaine du dépôt⁴. Les sédiments marins, remaniés, antérieurs à leur prise en charge par la glace et leur résédimentation, renferment donc les témoins d'une flore plus thermophile que celle de l'Actuel. Les sédiments originels représentent donc, en partie, un épisode plus chaud que l'Actuel, sans doute interglaciaire. C'est par ailleurs ce qu'illustrent les assemblages de coquilles (WAGNER, 1977) dont le recouvrement des aires spécifiques indique une zone comprise entre 43° et 45° de latitude nord. En excluant ainsi en grande partie les thermophiles, les assemblages sporo-polliniques reflètent davantage un milieu septentrional. Ils sont alors, dans l'ensemble, compatibles avec des spectres de toundra ou de toundra forestière dont les principaux attributs sont résumés par BIRKS (1973). Les maximums enregistrés par les genres *Pinus* et *Picea* peuvent illustrer l'occupation du paysage régional par des éléments arborescents ou représenter une position plus proximale du front forestier. Il est difficile, à partir des seuls assemblages polliniques, de reconnaître la toundra forestière, surtout à proximité de ses limites, comme l'ont souligné de nombreux auteurs (BIRKS, 1973; DAVIS, 1969; RITCHIE et LICHTI-FEDEROVICH, 1967; RITCHIE, 1974).

3. Les valeurs furent transformées selon une échelle logarithmique afin de normaliser la distribution.

4. Des coefficients de corrélation ont aussi été calculés pour quantifier les relations entre la concentration des dinoflagellés et d'une part les concentrations polliniques, d'autre part les concentrations de pollen de conifères. Un coefficient relativement élevé de 0,628 a été obtenu dans le premier cas. Cela était prévisible dans l'hypothèse où une partie non négligeable du contenu pollinique résulte des apports des sédiments marins remaniés, notamment le pollen de thermophiles. Un coefficient faible de 0,244 a été obtenu dans le second cas. De toute évidence, les grains de pollen de conifères constituent donc des apports extrinsèques aux sédiments marins remaniés.

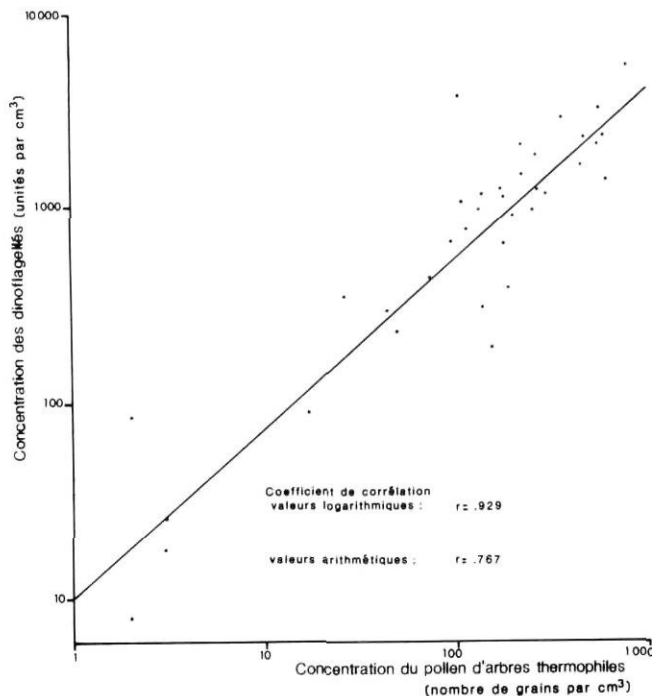


FIGURE 12. Graphe de corrélation entre les concentrations des dinoflagellés et celle des grains de pollen d'arbres thermophiles.

Correlation graph between dinoflagellates concentrations and those of thermophilous tree pollens.

La palynostratigraphie observée dans le diagramme II n'illustre pas nécessairement des fluctuations climatiques: les variations du contenu sporo-pollinique peuvent être en partie la conséquence d'apports polliniques différentiels liés à la vitesse ou au type de sédimentation. Les zones IV et VI témoignent sans doute de l'existence d'un couvert végétal ouvert et peu dense dans la mesure où les concentrations polliniques y sont minimales et les pourcentages d'herbacées et des hors-totaux, optimaux. L'appauvrissement de la végétation pourrait résulter de facteurs essentiellement locaux, tels que l'instabilité des versants, des variations du plan d'eau ou même de la proximité de la glace.

CONCLUSION

La pollenanalyse des dépôts de la coupe stratigraphique de la baie Saint-Laurent a permis de reconstituer deux épisodes climatiques distincts que l'on peut attribuer au Wisconsinien. En effet, la séquence sédimentaire a été mise en place postérieurement à une phase de haut niveau marin interglaciaire et probablement d'âge sangamonien (phase isotopique océanique 5e).

Le premier épisode est représenté par un lit de tourbe ligneuse (> 38 000 BP, GSC-283) interstratifié dans des couches limono-sableuses. La pollenanalyse de ces dépôts illustre un cycle climatique complet. En effet, on observe le passage progressif d'une végétation ouverte de toundra à l'occupation du paysage par une

forêt boréale de conifères avec quelques éléments décidus. Un brusque appauvrissement du couvert forestier lui succéda. On le considère comme un retour aux conditions initiales. Cet épisode, même à l'optimum thermique du cycle, reflète un climat plus frais que celui de l'Holocène récent. Il doit ainsi être associé à un interstadiaire plutôt qu'à un interglaciaire (SUGGATE, 1965), bien que les sédiments ne se superposent pas à des dépôts glaciaires.

En raison de critères palynologiques, des corrélations avec l'Interstade de Saint-Pierre au Québec (TERASMAE, 1958) ont déjà été proposées pour certaines séquences non glaciaires de l'île du Cap-Breton, entre autres celle du lit de tourbe ligneuse de la baie Saint-Laurent (MOTT et PREST, 1967; GRANT, 1975; MOTT, 1971; LIVINGSTONE, 1968). Les Sédiments de Saint-Pierre, datés par enrichissement du ^{14}C à $74\,700 \pm 2700$ (QL-198) STUIVER *et al.*, 1978) suscitent toutefois un débat quant à leur position chronostratigraphique (OCCHIETTI, 1982; LAMOTHE *et al.*, 1982). Le lit de tourbe ligneuse de la baie Saint-Laurent, d'âge indéterminé et attribué provisoirement au Wisconsinien inférieur ou au Wisconsinien moyen, pourrait engendrer le même type de discussion. Ainsi, se référant aux subdivisions de la climatostratigraphie isotopique océanique de SHACKLETON et OPDYKE (1973), il est possible d'associer le maximum thermique de l'épisode, représenté par une forêt boréale, au début de la phase 3 ou aux phases 5a et 5c.

Le deuxième épisode couvre plusieurs unités lithostratigraphiques renfermant des dinoflagellés et dans l'une d'entre elles, une faune marine diversifiée. L'étude des assemblages faunistiques de cette dernière révèle le remaniement de sédiments marins par une activité glaciaire dans le chenal laurentien. La palynologie des dépôts indique une résédimentation en milieu lacustre et évoque une végétation ouverte de toundra ou de toundra forestière. L'épisode correspond ainsi à un climat froid et humide, compatible avec l'englacement d'une partie de l'île. En l'absence d'éléments chronologiques, il est toutefois prématuré de proposer des corrélations climatostratigraphiques.

La biostratigraphie révélée par la coupe de la baie Saint-Laurent permet de penser qu'à défaut d'englacement total, le secteur nord de l'île du Cap-Breton a connu des conditions de marge glaciaire au cours de Wisconsinien.

REMERCIEMENTS

Nous remercions sincèrement Alayn Larouche pour l'analyse des macrofossiles végétaux, Guy Lortie pour l'identification des diatomées, Michel Preda pour son aide à la détermination des minéraux argileux ainsi que Gilles St-Jean pour son assistance sur le terrain.

Nous désirons aussi témoigner notre reconnaissance à R.J. Mott pour sa bienveillante coopération et à E.

Burden qui a aimablement consenti à identifier les dinoflagellés.

Enfin, nous adressons nos remerciements au CRSNG et au Fond FCAC du ministère de l'Éducation du Québec pour le soutien financier.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLEN, V.T. et JOHNS, W.D. (1960): Clay and clay minerals of New England and Eastern Canada, *Geological Society of America Bulletin*, 71, p. 75-86.
- ANDERSEN, S.T. (1973): The differential pollen productivity of trees and its significance for the interpretation of a pollen diagram from a forested region, p. 109-111, in H.J.B. Birks and R.G. West, édit., *Quaternary plant ecology*, Blackwell, Oxford, 326 p.
- BIRKS, H.J.B. (1973): Modern pollen rain studies in some arctic and alpine environments, p. 143-168, in H.J.B. Birks and R.G. West, édit., *Quaternary Plant Ecology*, Blackwell, Oxford, 326 p.
- BROOKES, I.A. (1970): New evidence for an independent Wisconsin-age ice cap over Newfoundland, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7, p. 1374-1382.
- (1977): Geomorphology and Quaternary geology of Codroy Lowland and adjacent plateaus, Southwest Newfoundland, *Canadian Journal of Earth Sciences* 14, p. 2101-2120.
- BROOKES, I.A., McANDREWS, J.H. et VON BITTER, P.H. (1982): Quaternary interglacial and associated deposits in Southwest Newfoundland, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, p. 410-423.
- BROWN, G. (1972): *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*, Mineralogical Society, Londres, 544 p.
- CAILLEUX, A. et TRICART, J. (1959): *Initiation à l'étude des sables et des galets*, Centre de documentation universitaire, Paris, 353 p.
- CWYNAR, L.C., BURDEN, E. et McANDREWS, J.H. (1979): An inexpensive sieving method for concentrating pollen and spores from finegrained sediments, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, p. 11-15.
- DAVIS, M.B. (1963): On the theory of pollen analysis, *American Journal of Science*, 261, p. 897-912.
- (1969): Palynology and environmental history during the Quaternary period, *American Scientist*, 57, p. 317-332.
- FAEGRI, K. et IVERSEN, J. (1964): *Textbook of pollen analysis*, Munksgaard, Copenhagen, 237 p.
- GATES, A.D. (1975): *Le climat des Maritimes en fonction du tourisme et des loisirs de plein air*, Environnement Canada, Environnement atmosphérique, Toronto, 135 p.
- GRANT, D.R. (1971a): Glacial deposits, sea level changes and Prewisconsin deposits in Southwest Nova Scotia, *Geological Survey of Canada*, paper 71-1B, p. 110-113.
- (1971b): Glaciation of Cape Breton Island, Nova Scotia, *Geological Survey of Canada*, paper 72-1A, p. 160-163.
- (1975a): Surficial geology of Northern Cape Breton Island, *Geological Survey of Canada*, paper 75-1A, p. 407-408.
- (1975b): Glacial style and the Quaternary stratigraphic record in the Atlantic provinces, Canada, *Geological Survey of Canada*, paper 75-1B, p. 109-110.
- (1976): Late Wisconsinan ice limits in the Atlantic provinces of Canada with particular reference to Cape Breton Island, Nova Scotia, *Geological Survey of Canada*, paper 76-1C, p. 289-292.
- (1977a): Glacial style and ice limits, the stratigraphic record and changes of land and ocean level in the Atlantic provinces, Canada, *Géographie physique et Quaternaire*, XXXI: 3-4, p. 247-260.
- (1977b): Workshop on sea-level rise and subsidence in the Maritimes, *Geoscience Canada*, 4, p. 144-146.
- GUILBAULT, J.P. (1982): The pre-late Wisconsinan foraminiferal assemblage of Bay St. Lawrence, Cape Breton Island, Nova Scotia, *Geological Survey of Canada*, paper 82-1C, p. 39-43.
- HARE, F.K. et THOMAS, M.K. (1974): *Climate Canada*, Wiley Publication of Canada, Toronto, 256 p.
- HARLAND, R. (1977): Recent and Late Quaternary Dinoflagellates cysts from marine continental shelf sediments around the British Isles, *Paleontographica*, 164, p. 87-126.
- HEIM, J. (1970): *Les relations entre les spectres polliniques récents et la végétation actuelle en Europe occidentale*, Université de Louvain, Laboratoire de palynologie et de phytosociologie, 181 p.
- HICKOX, C.P. (1962): Late Pleistocene ice cap centered on Nova Scotia, *Geological Society of America Bulletin*, 73, p. 505-510.
- JACOBSON, G.L. et BRADSHAW, R.H.W. (1981): The selection of sites for paleovegetational studies, *Quaternary Research*, 16, p. 80-96.
- JANSSEN, C.R. (1966): Recent pollen spectra from the deciduous and coniferous forest of Northeastern Minnesota: A study in pollen dispersal, *Ecology*, 47, 5, p. 804-825.
- JØRGENSEN, S. (1967): A method of absolute pollen counting, *New Phytologist*, 66, p. 489-493.
- KING, L.H. et MacLEAN, B. (1970): Origin of the outer part of the Laurentian Channel, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7, p. 1470-1484.
- LAMOTHE, M., HILLAIRES-MARCEL, C., OCCHIETTI, S. et PAGÉ, P. (1982): Englacement tardif (40 000-28 000 BP.) des basses terres du St-Laurent au Wisconsinien moyen ?, *Association géologique du Canada*, Réunion annuelle, Winnipeg, Résumé.
- LAVKULICH, L.M. (1977): *Methods manual; pedology laboratory*, Department of Soil Science, University of British Columbia, Vancouver, 224 p.
- LEOPOLD, E.B. (1956): Pollen size-frequency in New England species of the genus *Betula*, *Grana Palynologica* (N.S.), 1:2, p. 140-147.
- LICHTI-FEDEROVICH, S. et RITCHIE, J.C. (1965): Contemporary pollen spectra in central Canada, II. The forest grassland transition in Manitoba, *Pollen et Spores*, VII: 1, p. 63-87.
- LIVINGSTONE, D.A. (1968): Some Interstadial and Postglacial pollen diagrams from Eastern Canada, *Ecological Monographs*, 38: 2, p. 87-125.

- LOUCKS, O.L. (1962): A forest classification for the Maritime provinces, *Proceedings of the Nova Scotia Institute of Science*, 25, p. 85-127.
- MacLEAN, B. et KING, L.H. (1971): *Surficial geology of the Banquero and Misaine Bank map-area*, Marine Sciences Paper 3, Geological Survey of Canada, paper 71-52, 19 p.
- MOTT, R.J. (1971): Palynology of a buried organic deposit, River Inhabitants, Cape Breton Island, Nova Scotia, *Geological Survey of Canada*, paper 71-1B, p. 123-125.
- (1973): Buried Quaternary organic deposit from Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada (abstract), *Geoscience and Man*, VII, p. 122.
- (1978): *Populus* in Late-Pleistocene pollen spectra, *Canadian Journal of Botany*, 56, p. 1021-1031.
- MOTT, R.J. ANDERSON, T.W. et MATTHEWS, J.V. (1982): Pollen and macrofossil study of an Interglacial deposit in Nova Scotia, *Géographie physique et Quaternaire*, XXXVI: 1-2, p. 197-208.
- MOTT, R.J. et PREST, V.K. (1967): Stratigraphy and palynology of buried organic deposits from Cape Breton Island, Nova Scotia, *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, p. 709-724.
- MUDIE, P.J. (1981): Pollen distribution in recent marine sediments, Eastern Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, p. 729-747.
- NEALE, E.R.W. (1963a): Geology, Pleasant Bay, Nova Scotia, *Geological Survey of Canada*, Carte 1119 A.
- (1963b): Geology, Dingwall, Nova Scotia, *Geological Survey of Canada*, Carte 1124 A.
- (1963c): Geology, Cape St. Lawrence, Nova Scotia, *Geological Survey of Canada*, Carte 1149 A.
- (1963d): Geology, Cape North, Nova Scotia, *Geological Survey of Canada*, Carte 1150 A.
- NEWMAN, W.A. (1971): *Wisconsin glaciation of Northern Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada*, Ph.D., Syracuse University, University microfilms international, 117 p.
- NICHOLS, G.E. (1918): The vegetation of Northern Cape Breton Island, Nova Scotia, *Transaction of the Connecticut Academy of Arts and Sciences*, Yale University Press, 22, p. 249-467.
- OCCHIETTI, S. (1982): Synthèse lithostratigraphique et paléo-environnements du Quaternaire au Québec méridional. Hypothèse d'un centre d'englacement wisconsinien au Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, XXXVI: 1-2, p. 15-49.
- OCCHIETTI, S. et RUTTER, N. (1982): Acides aminés et interstades du Wisconsinien de la vallée du St-Laurent et de l'île du Cap Breton, *Geological Survey of Canada*, paper 82-1B, p. 301-306.
- PIPER, D.J.W. et SLATT, R.M. (1977): Late Quaternary clay mineral distribution on the Eastern continental margin of Canada, *Geological Society of America Bulletin*, 88, p. 267-272.
- PRESCOTT, G.W. (1953): Preliminary notes on the ecology of freshwater algae in the arctic slope, Alaska, with description of some new species, *American Midland Naturalist*, 50, p. 463-473.
- PRESCOTT, G.W. et VINYARD, W.C. (1965): Ecology of Alaskan freshwater algae V. Limnology and flora of Malipuk Lake, *Transaction of the American Microscopical Society* 84, 4, p. 427-478.
- PREST, V.K. (1957): Pleistocene geology and surficial deposit, p. 443-495, in H. Stockwell (édit.), *Geology and Economic Minerals of Canada*, Economic Geology Series No. 1 (4^e éd.), Geological Survey of Canada, Ottawa, 517 p.
- (1977): General stratigraphic framework of the Quaternary in Eastern Canada, *Géographie physique et Quaternaire*, XXXI: 1-2, p. 7-14.
- PREST, V.K., TERASMAE, J., MATTHEWS, J.V., Jr. et LICHTI-FEDEROVICH, S. (1976): Late Quaternary History of Magdalen Island, Québec, *Maritime Sediments*, 12, p. 39-59.
- PREST, V.K. et GRANT, D.R. (1969): *Retreat of the last ice sheet from the Maritime Provinces-Gulf of St. Lawrence region*, Geological Survey of Canada, paper 69-33, 15 p.
- RADFORTH, N.W. et BRAWNER, C.O. (1977): *Muskeg and the Northern Environment in Canada*, University of Toronto Press, Toronto et Buffalo, 399 p.
- RICHARD, P. (1968): Un spectre pollinique type de la sapinière à bouleau blanc pour la forêt Montmorency, *Le Naturaliste canadien*, 95, p. 565-576.
- (1970): Atlas pollinique des arbres de quelques arbustes indigènes du Québec, *Le Naturaliste canadien*, 97, p. 1-34; p. 97-161; p. 241-306.
- (1977): *Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique*, Service de la recherche, Direction générale des forêts, Ministère des Terres et Forêts, Québec, t. 1, 312 p., t. 2, 142 p.
- RITCHIE, J.C. (1974): Modern pollen assemblages near the arctic tree line, Mackenzie delta, N.W.T., *Canadian Journal of Botany*, 52, p. 381-396.
- RITCHIE, J.C. et LICHTI-FEDEROVICH, S. (1967): Pollen dispersal phenomena in arctic-subarctic Canada, *Revue of Paleobotany and palynology*, 3, p. 255-266.
- ROUSSEAU, C. (1974): *Géographie floristique du Québec-Labrador*, Les Presses de l'Université Laval, Québec, 799 p.
- ROWE, J.S. (1972): *Les régions forestières du Canada*, Ministère de l'Environnement, Service canadien des forêts, Publication 1300 F, 172 p.
- SALMI, M. (1963): On the subfossil *Pediastrum* Algae and Molluscs in the Late Quaternary sediments of Finnish Lapland, *Archivum Societatis Zoologicae Botanicae Fennicae Vanamo*, 18: 2, p. 105-120.
- SANDERSON, M. (1948): The climate of Canada according to the new Thornthwaite classification, *Science in Agriculture*, 28, p. 501-517.
- SEBESTYEN, O. (1968): *Pediastrum kawraiskyi* remains in the sediments of Lake Balaton, *Annal. Biol. Tihany*, 35, p. 203-226.
- SHACKLETON, N.J. et OPDYKE N.D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10⁵ and 16⁶ year scale, *Quaternary Research*, 3, p. 39-55.
- STEA, R. et HEMSWORTH, D. (1979): *Pleistocene stratigraphy of the Miller Creek section, Hants County, Nova Scotia*, Nova Scotia Department of Mines and Energy, paper 79-5, 16 p.

- STUIVER, M., HEUSSER, C.J. et YANG, I.C. (1978): North American glacial history extended to 75,000 years ago, *Science*, 200, 16-21.
- SUGGATE, R.P. (1965): The definition of «Interglacial», *Journal of Geology*, 73, p. 619-626.
- TAUBER, H. (1965): Differential pollen dispersion and the interpretation of pollen diagrams, *Geological Survey of Denmark*, 89, 69 p.
- (1967): Differential pollen dispersion and filtration, p. 131-141, in E.J. Cushing and H.E. Wright, édit., *Quaternary Paleoecology*, Yale University Press, 433 p.
- TERASMAE, J. (1958): Contribution of Canadian palynology, part 2: non-glacial deposits in the St. Lawrence lowlands, Québec, *Geological Survey of Canada*, Bulletin 46, p. 13-28.
- THOMAS, M.K. (1953): *Climatological Atlas of Canada*, Natural Research Council Meteorological Division, N.R.C., 3151, 253 p.
- THOREZ, J. (1975): *Phyllosilicates and Clay Minerals*, Dison, 579 p.
- TUCKER, C.M. et McCANN, S.B. (1980): Quaternary events on the Burin Peninsula, Newfoundland, and the Island of St-Pierre and Miquelon, France, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, p. 1462-1479.
- USINGER, H. (1975): *Pollenanalytische und stratigraphische untersuchungen an zwei Spätglazial-workommen in Schleswig-Holstein*, *Mitteilungen der Arbeitsgemeinschaft Geobotanik in Schleswig-Holstein und Hamburg*, 25, 183 p.
- VERNAL (de), A. (1983): *Paléoenvironnements du Wisconsinien par la palynologie dans la région de Baie Saint-Laurent, île du Cap Breton*, mémoire de maîtrise (non publié), Université de Montréal, 97 p.
- VERNAL (de), A., RICHARD, P. et JETTÉ, H. (1983): Sur les effets de la technique de Lüder utilisée en analyse pollinique pour éliminer la matière organique non décomposée, *Pollen et Spores*, sous presse.
- WAGNER, F.J.E. (1977): Paleoeecology of marine Pleistocene mollusca, Nova Scotia, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, p. 1305-1323.