

recouvert presque tout le bassin et s'est arrêtée vers 10 ka sur la marge sud du bassin du lac Supérieur (Farrand et Drexler, 1985). On n'a pas trouvé de marge équivalente en Ontario, mais ces événements se sont produits à peu près en même temps que le retrait de la marge glaciaire jusqu'à proximité de North Bay. Au début, les lacs glaciaires à niveau élevé du bassin du lac Supérieur étaient limités à l'extrémité sud-ouest du bassin, puis ils se sont agrandis à mesure que la glace se retirait; en outre, ces lacs ont cessé de se déverser vers le sud-ouest en direction du Mississippi, pour se déverser vers le sud en direction du bassin du lac Michigan. Le Lac Algonquin a envahi le coin sud-est du bassin du lac Supérieur pendant une courte période; avec l'ouverture des exutoires de North Bay, les niveaux lacustres se sont abaissés en une série de phases. Une haute crête morainique à Gros Cap, au nord-ouest de Sault-Sainte-Marie, a temporairement retenu le Lac Minong dans le bassin du lac Supérieur; le retrait glaciaire post-Marquette a permis au Lac Minong d'envahir tout le bassin. Avec l'ouverture des exutoires du bassin d'Agassiz au nord-ouest du lac Supérieur, d'énormes crues se sont déversées dans le bassin du lac Supérieur et ont érodé par saccades la crête morainique de Gros Cap jusqu'au substratum, donnant ainsi naissance à une phase lacustre de plus bas niveau, celle du Lac Houghton (Farrand et Drexler, 1985).

La déglaciation de la région de North Bay marque la fin de l'histoire glaciaire du sud de l'Ontario. Le soulève-

ment isostatique résiduel a toutefois continué à se faire sentir et, avec l'exhaussement de l'exutoire de North Bay, les lacs ont recommencé à transgresser vers le sud pour se déverser de nouveau par les exutoires de Port Huron et de Chicago, créant la phase du Lac Nipissing vers 5,5 ka (Lewis, 1969). De riches assemblages de mollusques et de végétaux fossiles abondent dans les dépôts de Nipissing et sous ces derniers, ce qui permet de les distinguer des sédiments stériles du Lac Algonquin au nord, et des dépôts du Lac Algonquin qui contiennent d'autres associations d'espèces plus au sud (Miller et al., 1985). Avec le creusement de l'exutoire de Port Huron, celui de Chicago a été abandonné, de sorte que le niveau d'eau des bassins du lac Huron et de la baie Georgienne a graduellement baissé jusqu'au niveau actuel de 177 m. Dans le bassin du lac Supérieur, la phase de Nipissing a succédé au Lac Houghton; à mesure que le niveau de la phase de Nipissing baissait et que la compensation isostatique relevait le seuil rocheux de Sault-Sainte-Marie, le lac Supérieur s'individualisait à 183 m d'altitude (Farrand et Drexler, 1985). La sédimentation postglaciaire dans les Grands Lacs a été étudiée à l'aide de plusieurs carottages effectués en profondeur; l'étude des milieux terrestres a été effectuée plutôt dans des tourbières et de petits lacs. Ces carottes de sédiments ont fait l'objet d'études palynologiques qui sont décrites ailleurs dans ce volume.

GÉOLOGIE QUATÉNAIRE DE LA SOUS-RÉGION DE LA VALLÉE DU SAINT-LAURENT ET DES APPALACHES

S. Occhietti

La sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches est limitée au nord par la Moraine de Saint-Narcisse, au sud par la frontière canado-américaine, à l'ouest par la limite de la Mer de Champlain dans la vallée de l'Outaouais et par l'arche de Frontenac, et à l'est par la vallée du Saguenay. Elle comprend les Appalaches du Québec méridional, les basses terres des vallées de l'Outaouais, du Saint-Laurent et du lac Champlain, en Ontario et au Québec, et la marge sud des Laurentides jusqu'à la Moraine de Saint-Narcisse (fig. 4-1). Les basses terres, regroupées dans ce texte sous le nom de «vallée du Saint-Laurent», occupent la partie centrale de la plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent et chevauchent les marges érodées des Appalaches et du Bouclier canadien.

GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM

La plus grande partie de cette sous-région est située sur la plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent. Celle-ci

occupe un ancien rift, limité au nord par un réseau de failles en échelon (Wilson, 1964) ou par une discordance, et chevauché au sud par les Appalaches, le long de la faille de Logan (fig. 4-21). La couverture sédimentaire de la plate-forme est composée de grès, dolomies, calcaires et shales du Cambrien et de l'Ordovicien (Houde et Clark, 1961, fig. 4-21), dont l'épaisseur totale atteint de 2 300 m au centre du bassin de Québec. L'antiforme NW-SE d'Oka-Beauharnois, au sud-ouest de Montréal, isole le groupe sédimentaire moins épais de la baie d'Ottawa. Les unités inférieures, grès du Cambrien supérieur et calcaires dolomitiques de l'Ordovicien inférieur (Beekmantown), affleurent sur les flancs de l'arche de Frontenac, qui représente la marge septentrionale des Adirondacks, sur l'antiforme de Beauharnois et au sud de celui-ci. Seules les formations de l'Ordovicien moyen affleurent dans la partie centrale du bassin de Québec. En raison de l'épaisseur de la couverture quaternaire, les affleurements paléozoïques sont restreints aux berges et aux lits des cours d'eau et à quelques surfaces structurales. En aval de Québec, la plate-forme sédimentaire est réduite à une bande étroite de terrasses rocheuses qui affleurent jusque dans l'astrolème du Charlevoix.

Les collines Montérégiennes constituent une unité géologique distincte. Il s'agit de dix intrusions basiques du Crétacé inférieur, alignées d'est en ouest entre le mont Mégantic dans les Appalaches et le complexe d'Oka en bor-

Occhietti, S.

1989: Géologie quaternaire de la sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches. In: *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, chap. 4, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: *The Geology of North America*, vol. K-1, Geological Society of America.

du Bouclier canadien. Constituées principalement de gabbros et de syénites résistants, elles ont été dégagées de la couverture de roches sédimentaires par érosion différentielle.

Les marges basses du Bouclier canadien sont composées de roches intrusives, métasédimentaires et de gneiss de la province précambrienne de Grenville. Outre la marge des Laurentides au nord, elles englobent à l'ouest la marge du massif Algonquin, l'arche de Frontenac, le mont Rigaud et la colline d'Oka. Dans le rentrant de l'Outaouais, des écaillés de roches précambriennes sont soulevées le long d'une série de failles qui délimitent selon une orientation WNW-ESE des boutonnières dans les roches sédimentaires paléozoïques. Des escarpements de lignes de faille marquent la limite structurale du Bouclier canadien au nord de la rivière des Outaouais. Du nord de Montréal jusqu'à Québec, des failles verticales à orientation SW-NE délimitent quatre touches de piano inclinées vers le sud-ouest (Occhietti, 1980). La surface de ces structures représente les vestiges d'une ancienne surface d'érosion pré-ordovicienne. En aval de Québec, et vers l'est jusqu'au Saguenay, un escarpement de ligne de faille sépare les roches précambriennes soulevées et les roches paléozoïques de l'estuaire moyen du Saint-Laurent. Cette configuration structurale est perturbée par l'astrolème du Charlevoix, dépression circulaire créée par un impact météoritique au cours du Dévonien (Rondot, 1968).

Les Appalaches du Québec méridional sont composées de grandes structures orientées NE-SW qui différencient un relief appalachien atypique dans des roches variées (fig. 4-21; Lamarche in: Dubois, 1973). L'avant-pays, à l'extrémité sud des basses terres du Saint-Laurent, entre le bassin de Québec et la faille de Logan, est un complexe sédimentaire composé de flyschs, de roches carbonatées et de shales. L'anticlinorium des Montagnes Vertes du Vermont se prolonge au Québec où il forme la ceinture de serpentine, composée d'un complexe ophiolitique de l'Ordovicien inférieur, contenant des gisements d'amiante, et les monts Sutton, constitués de quartzites et de phyllades cambriens. Plus au sud-est, les Appalaches comprennent des ardoises, des grauwackes, des calcaires et des roches volcano-sédimentaires.

La haute vallée du Saint-François et la vallée inférieure et moyenne de la Chaudière représentent des gaps transversaux à la structure régionale. Le bassin versant de la Chaudière identifie la Beauce, l'une des régions naturelles des Appalaches du Québec méridional et sépare les Bois-Francs et l'Estrie, au sud-ouest, des monts Notre-Dame et du Bas-Saint-Laurent, au nord-est.

Dans la partie orientale de la vallée du Saint-Laurent, la faille de Logan suit de près le Bouclier canadien. En raison de ce resserrement structural, la partie inférieure du haut estuaire et le moyen estuaire du fleuve (Dionne, 1963a) s'écoulent sur le socle appalachien. La vallée de l'estuaire moyen est étroite, de l'ordre de 25 km de largeur.

GÉOMORPHOLOGIE ET ÉVOLUTION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Il n'existe aucune synthèse de la géomorphologie de la vallée du Saint-Laurent à échelle moyenne. MacPherson (1967) a décrit l'évolution des terrasses du Saint-Laurent dans la région de Montréal. Gadd (1971) a décrit la morphologie d'un important secteur de la vallée moyenne du

Saint-Laurent. Le Menestral (1969), de son côté, a publié une carte géomorphologique de la région de Blackburn Hamlet près d'Ottawa, tandis que Dumont a préparé une série de cartes de la région située au nord de la rivière des Outaouais, dont une seule est publiée (Dumont et al., 1980).

Géomorphologie du substratum

Les limites structurales de la vallée du Saint-Laurent sont contrôlées par le substratum. Dans ces limites, la vallée est comblée de sédiments quaternaires. La topographie du substratum, sous la couverture des dépôts, a été reconstituée à partir des données de forages de prospection pétrolière, de recherche d'aquifères et d'ingénierie (Prévôt, 1972; J. Schroeder, inédit). L'élément dominant de cette topographie est la paléovallée principale du Saint-Laurent, où débouchent des vallées tributaires enfouies ou reprises par le réseau hydrographique actuel. L'orientation des vallées enfouies semble indiquer un écoulement pré-glaciaire orienté vers le nord-est, identique à l'écoulement actuel. En amont de Québec, le fleuve traverse un défilé rocheux de 55 km de longueur et de 2 ou 3 km de largeur. Ce resserrement du lit fluvial est attribuable à un bombement régional récent (Gale, 1970). Dans le bassin de Québec, les escarpements rocheux font face aux axes de drainage. Cette morphologie de deuxième ordre est par conséquent d'origine fluviale, par opposition à la morphologie structurale à cuestas des bassins des Grands Lacs.

En bordure du Bouclier canadien, le plateau Laurentien est découpé par des lignes de fracture et de failles et morcelé par une topographie en bosses et en creux; il s'agit d'un relief structural sévèrement retouché par l'érosion glaciaire.

Bird (1972) a décrit la géomorphologie générale du substratum des Appalaches méridionales, Dubois (1973) l'a résumée et Shilts (1981) a fait une étude régionale détaillée. Cette région a subi plusieurs phases de pénétration (Blanchard, 1947) qui ont produit des surfaces dont l'altitude varie de 550 à 240 m (Stalker, 1948). La lithologie et la structure du substratum contrôlent les reliefs de deuxième ordre. Il en résulte une région caractérisée par des crêtes et des dépressions structurales retouchées par l'érosion glaciaire. Dans le moyen estuaire du Saint-Laurent, le relief «appalachien» forme de longues îles parallèles et asymétriques.

Des formes de dissolution karstiques entaillent les roches carbonatées (Schroeder et al., 1980). Au nord de l'Outaouais, des grottes ont été creusées dans le marbre de Grenville, notamment les grottes de La Flèche, Lusk, Ours et Pointe Confort. Les phénomènes karstiques postglaciaires incluent des lapiez, dolines, cavernes, pertes, exurgences, résurgences et canyons dans les calcaires de Chazy, de Black River et de Trenton. Les grottes sont situées à proximité de grandes rivières ou d'escarpements, par exemple la caverne de Saint-Casimir, longue de 900 m, et les cavités karstiques entaillées dans le Calcaire de Trenton pendant le creusement des gorges de la Saint-Anne, au nord-est de Trois-Rivières. À Boischatel, en banlieue de Québec, un karst de plate-forme s'est développé dans les mêmes calcaires. La rivière Laval est capturée par un réseau de conduits souterrains ayant une longueur d'au moins 2 500 m (Schroeder et al., 1980).

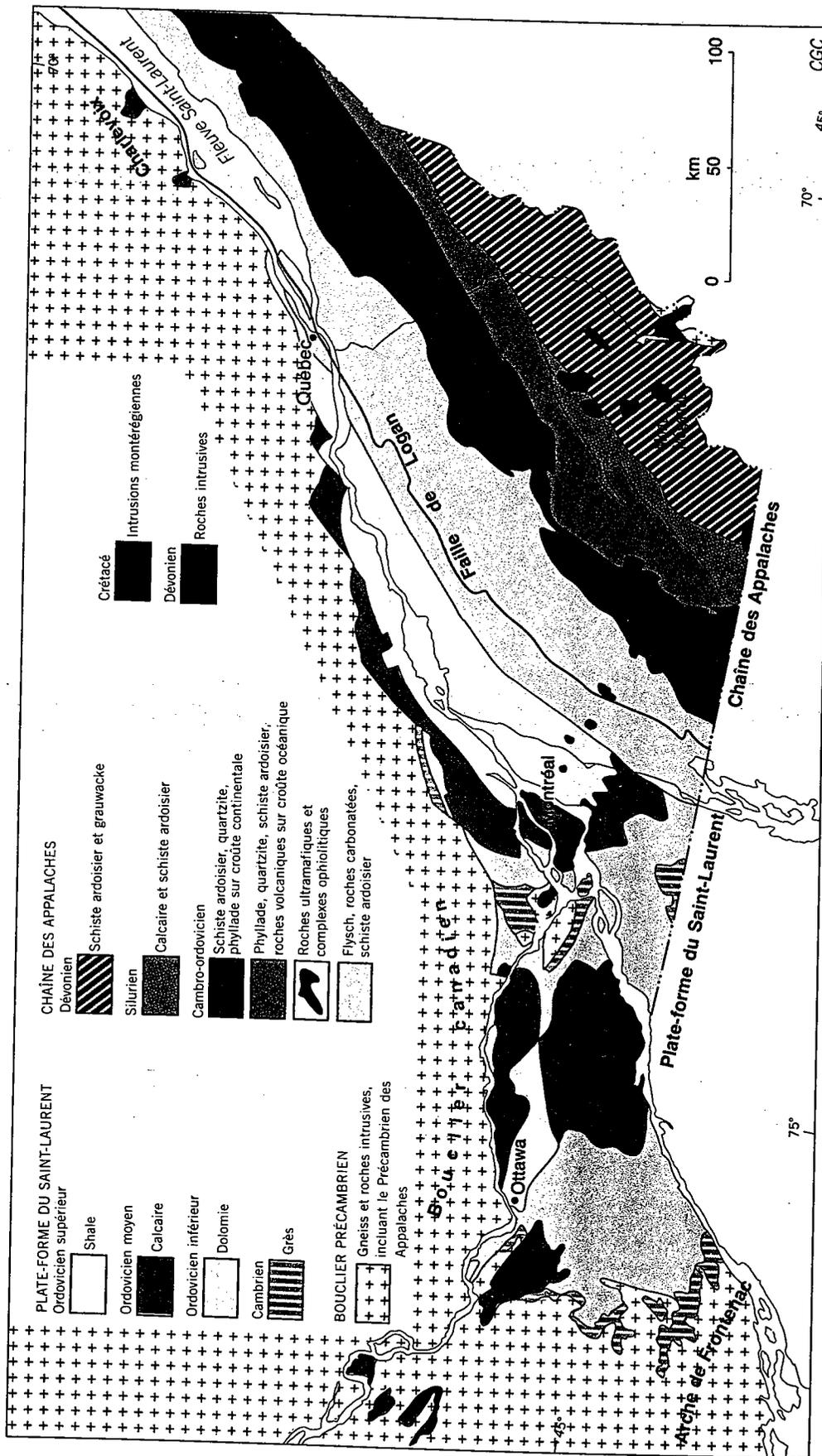


Figure 4-21. Géologie de la vallée du Saint-Laurent et des régions adjacentes du Québec et de l'Ontario (modifié d'après Houde et Clark, 1961 et Lamarche in Dubois, 1973).

BASSES TERRES DU SAINT-LAURENT

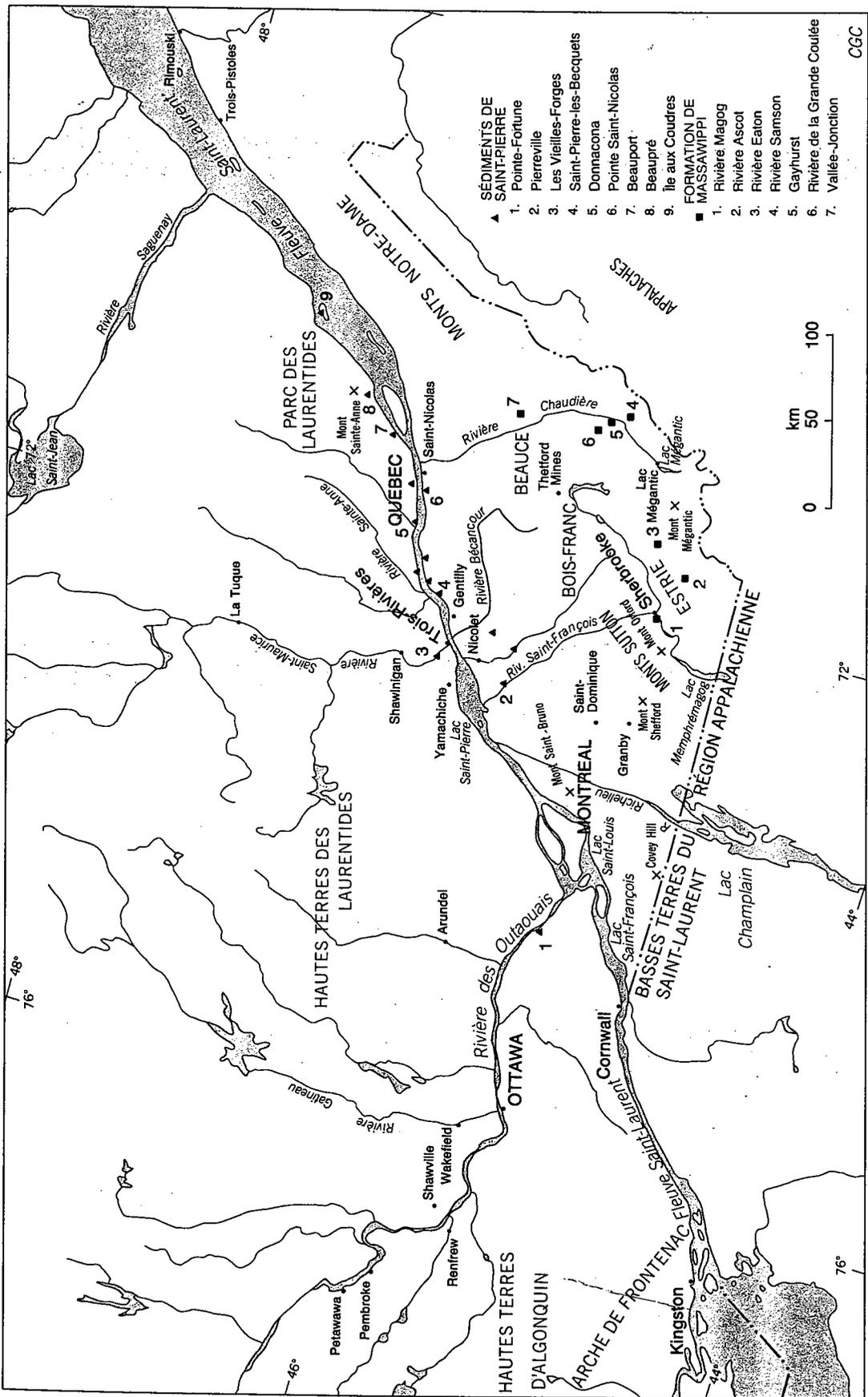


Figure 4-22. Noms de lieux utilisés dans le texte et localisation des sites où affleurent les Sédiments de Saint-Pierre, la Formation de Massawippi et divers dépôts équivalents.

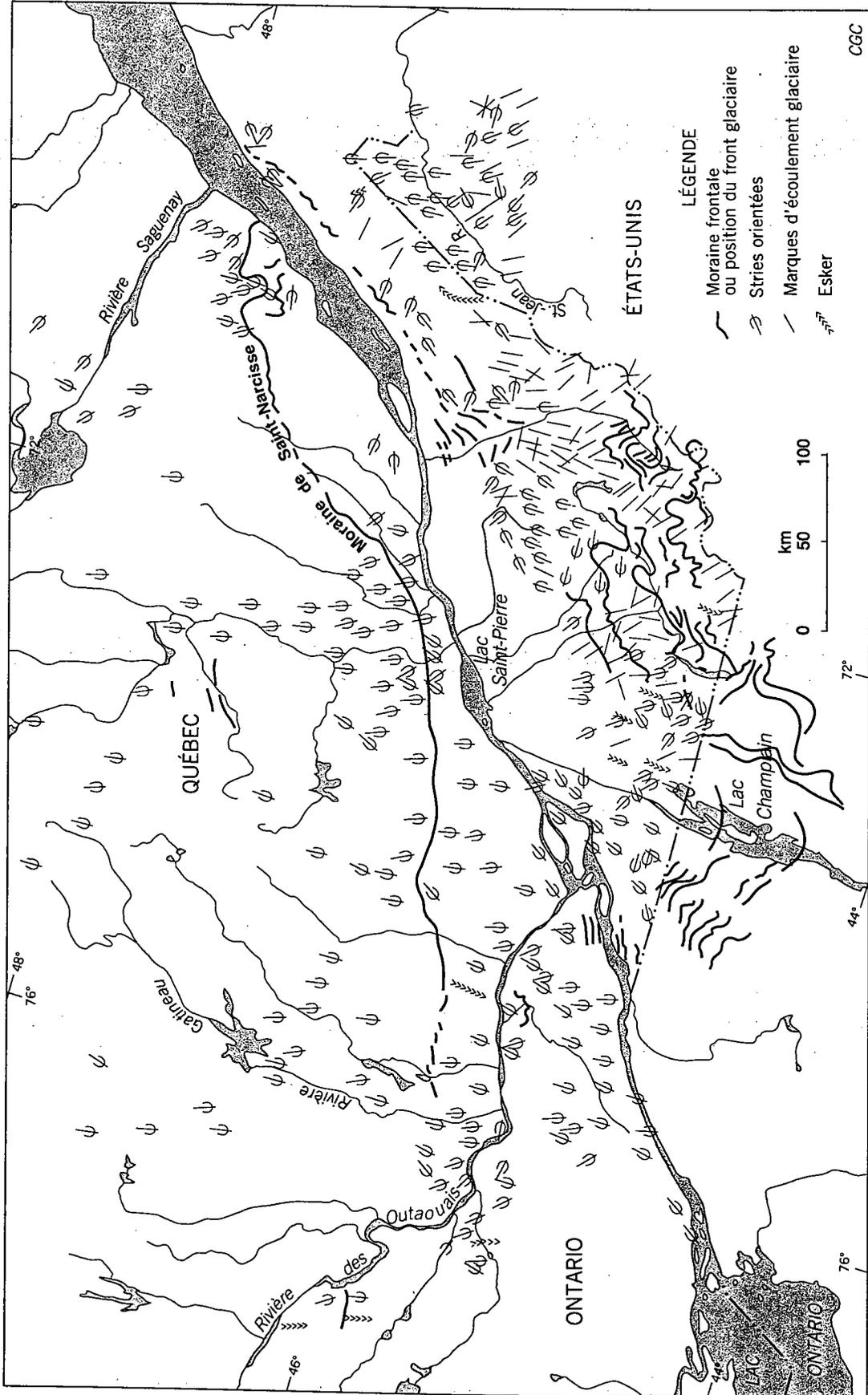


Figure 4-23. Stries glaciaires, eskers et principales moraines frontales du Québec méridional (compilé de sources diverses, références données dans le texte).

Le substratum est localement affecté par la glaciotectonique. À Montréal, lors des excavations du métro et du Parc olympique, Durand et Ballivy (1974) et M. Durand (Université du Québec à Montréal, communication personnelle, 1984) ont mis en évidence des écailles de Calcaire de Trenton de plus de 900 m de longueur. À Saint-Léonard, au nord de Montréal, un réseau de cavités s'est développé à la faveur de fractures et de charriages glaciotectoniques dans le même calcaire (Schroeder et Beaupré, 1985; Schroeder et al., 1986).

Quelques rares altérites et saprolites préwisconsiniens ont résisté au passage du dernier inlandsis. Bouchard et Godard (1984) ont signalé la présence d'arènes granitiques sur de nombreux sites de la marge du Bouclier canadien. À Château-Richer, près de Québec, la kaolinisation d'une anorthosite atteint 20 m de profondeur (Cimon, 1969; Dejou et al., 1982), ce qui témoigne d'une longue période d'altération. À Charlesbourg, également en banlieue de Québec, la décomposition d'un gneiss à biotite et à hornblende et d'une mylonite a produit un saprolite contenant de la kaolinite, de la smectite, de la vermiculite et de la gibbsite (LaSalle et al., 1983). Les saprolites du mont Mégantic (Clément et De Kimpe, 1977; Dejou et al., 1982) et du mont Orford (LaSalle et al., 1985) représentent la base d'anciens régolithes profonds, considérablement tronqués par l'érosion glaciaire (voir la carte de la fig. 4-22). Il est fort probable que toutes ces altérites résultent d'une pédogenèse pré-quadernaire réactivée pendant les interglaciaires et peut-être même durant l'Holocène.

Géomorphologie des dépôts quaternaires

Les dépôts quaternaires recouvrent la majeure partie de la vallée du Saint-Laurent et les principales dépressions des Appalaches. Ils sont discontinus sur les hautes terres des Appalaches et de la marge du Bouclier canadien. Leur épaisseur dépasse 100 m dans la partie centrale de la vallée du Saint-Laurent, dans la vallée de l'Outaouais et dans plusieurs vallées enfouies. Ils sont habituellement moins épais sur les versants des vallées et au sommet des reliefs.

La surface de la vallée du Saint-Laurent comprend une série de terrasses et de plaines en gradins construites par des processus fluviaux et littoraux pendant la régression de la Mer de Champlain, à la fin du Wisconsinien, et pendant l'Holocène. Le réseau du Saint-Laurent et de l'Outaouais est incisé dans ces formes planes. Quelques formes d'accumulation glaciaire émergent de cette topographie régulière. Construites avant les terrasses, ces moraines et accumulations de retrait glaciaire ont été partiellement ou complètement submergées et remaniées par les eaux marines. Les processus postglaciaires ont relativement peu modifié les constructions glaciaires des Appalaches et des marges du Bouclier canadien.

Les moraines de la région (fig. 4-23, 4-24) sont habituellement composées de bourrelets de till et de masses discontinues de dépôts de contact glaciaire. En général, elles ont quelques dizaines de mètres de hauteur et de largeur et plusieurs centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres de longueur. Leur tracé est fortement influencé par la topographie dans les Appalaches. Il est plus ou moins rectiligne dans la vallée du Saint-Laurent. Des formes fluvio-glaciaires, telles que des kames, des deltas perchés et des épandages proglaciaires leur sont associées. Comme les nappes de till sont généralement peu épaisses, les plaines et autres surfaces de till épousent le relief du



Figure 4-24. Crête morainique associée à la Moraine de Saint-Narcisse, au sud-est du lac Simon, Québec. Le versant gauche de la crête, en pente plus douce, représente le côté distal des moraines. 200300-Y

substratum. Prichonnet (1977) a observé des formes profilées décimétriques de till dans la région de Montréal. Il existe des drumlins isolés entre Ottawa et Cornwall, mais les champs de drumlins de la sous-région des Grands Lacs, à l'ouest, prennent fin à la limite occidentale de la vallée du Saint-Laurent. Les eskers de 1 à 10 km de longueur sont relativement nombreux (fig. 4-23). Les terrasses de kames, les remplissages fluvio-glaciaires, les deltas et les plages soulevées de lacs glaciaires abondent dans les Appalaches.

Les formes de relief les plus répandues dans la vallée du Saint-Laurent sont les plaines et terrasses d'argile marine, les terrasses sableuses d'origine marine, lacustre et fluviale, ainsi que les deltas emboîtés. Elles portent l'empreinte d'anciens chenaux de marée et de paléo-chenaux du Saint-Laurent et de ses affluents; ces derniers sont souvent occupés par des marécages et des tourbières. L'activité éolienne a remanié la surface des terrasses sableuses et des deltas perchés. Certaines dunes paraboliques atteignent 20 m de hauteur et 300 m de longueur et forment des réseaux en crête de coq (Gadd, 1971).

Développement du réseau hydrographique actuel

Dans la vallée du Saint-Laurent, les axes majeurs du réseau fluvial actuel, représentés par le fleuve Saint-Laurent, la rivière des Outaouais et le lac Champlain, sont le reflet des traits structuraux majeurs de la région. Le tracé des affluents est au contraire le témoin du relèvement glacio-isostatique postglaciaire dans une vallée majeure presque entièrement comblée de dépôts glaciaires, marins, lacustres et deltaïques. Ce tracé reprend fréquemment celui des vallées pré-glaciaires. Dans les Appalaches, le réseau hydrographique orthogonal, influencé par la structure du substratum, converge vers trois axes majeurs de drainage, le Saint-François, en Estrie, la Chaudière en Beauce et la Saint-Jean sur le versant atlantique des monts Notre-Dame. Les complements et les surcreusements glaciaires sont à l'origine de modifications du réseau pré-quadernaire et de l'ampleur des bassins lacustres des lacs Memphrémagog et Saint-François (Bird, 1972; Dubois, 1973). L'abondance de gorges, de rapides et de chutes dans les Appalaches et la vallée du Saint-

Laurent indique, selon les cas, une surimposition ou une reprise d'érosion du paléoréseau hydrographique au cours de l'Holocène.

CLIMAT

La sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches possède un climat continental tempéré. Les hivers y sont longs et rudes, avec des précipitations abondantes. Trois-Rivières semble constituer la limite occidentale de la zone d'influence océanique, les précipitations étant nettement plus abondantes à Québec qu'à Montréal. Pendant l'été, Montréal a les mêmes températures moyennes mensuelles que Toronto, où les températures extrêmes sont atténuées par le lac Ontario. À Québec, les étés sont plus frais et les hivers plus froids. Les températures sont plus faibles et les précipitations plus abondantes dans les Appalaches que dans les basses terres.

Ces caractéristiques climatiques ont une influence morphogénétique originale. Elles engendrent notamment les phénomènes glaciels (Dionne, 1977) qui résultent de l'influence du climat sur l'activité fluviale. Les cours d'eau gèlent l'hiver; le dégel provoque des embâcles, des crues printanières, le transport de matériel par des radeaux de glace et l'érosion des rivages par les glaces saisonnières. Le dégel et les fortes précipitations peuvent également déclencher des glissements de terrain dans les argiles marines et des mouvements de masse dans les tills appalachiens.

NATURE ET DISTRIBUTION DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Les dépôts quaternaires ont été cartographiés sur presque toute la vallée du Saint-Laurent et les Appalaches méridionales par des chercheurs de la Commission géologique du Canada, du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, de la Commission géologique de l'Ontario, des universités du Québec et de l'Ontario. Les premières cartes ont été publiées par Gadd et Karrow en 1959 et McDonald en 1966. Une carte et un rapport de synthèse sur le centre est de la vallée du Saint-Laurent ont été publiés en 1971 par Gadd. La plupart des rapports publiés et des cartes à 1/63 630 et à 1/50 000 sont préliminaires et à caractère descriptif. Les conceptions d'ensemble reposent sur des mémoires publiés, des articles, des thèses non publiées, des guides d'excursions et des communications lors de congrès.

Durant les glaciations du Quaternaire, la glace a envahi la vallée du Saint-Laurent à partir des principaux centres de dispersion laurentidiens situés au nord, en commençant apparemment par obstruer le rétrécissement structural situé entre les reliefs du Parc des Laurentides et les Appalaches. Chaque barrage de glace retenait un vaste lac qui s'étendait jusque dans le bassin des Grands Lacs au sud-ouest et jusque dans la vallée du lac Champlain au sud. Après avoir atteint la vallée du Saint-Laurent, la glace était canalisée vers le sud-ouest en direction du bassin du lac Ontario, vers le sud jusque dans le bassin du lac Champlain, et vers le nord-est dans le golfe du Saint-Laurent. À chaque glaciation, la région s'enfonçait sous la surcharge de glace; au cours du dernier cycle glaciaire, l'enfoncement glacio-isostatique a été tel que les eaux marines ont inondé la région au moment de la déglaciation. En raison de leur type de relief, de leur altitude et de leur situation à la périphérie des glacés laurentidiens,

les Appalaches ont subi un englacement plus complexe que celui de la vallée du Saint-Laurent. Les glaces appalachiennes ont en effet connu des avancées sporadiques vers le nord, qui s'opposaient au mouvement des glaces laurentidiennes en progression vers le sud. Le retrait des glaces est caractérisé par des langues glaciaires stagnantes d'extension locale dans de nombreuses vallées, et par la présence de lacs glaciaires éphémères.

Plusieurs épisodes de sédimentation et d'érosion fluviales se sont produits dans la vallée du Saint-Laurent au cours du Quaternaire, à l'origine de l'intercalation des sédiments glaciaires et fluviaux. L'érosion glaciaire a de plus augmenté la complexité de la stratigraphie de la région. D'après les révisions récentes (Lamothe, 1985, 1987; Occhietti et al., 1987), les premiers chercheurs semblent avoir trop simplifié la succession stratigraphique.

Dépôts continentaux non glaciaires

Les dépôts terrestres non glaciaires de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches sont classés en trois catégories: les dépôts de l'optimum sangamonien, les dépôts antérieurs au pléniglaciaire tardiwisconsinien et les dépôts postglaciaires datant de la fin du Wisconsinien supérieur et du début de l'Holocène. Les sédiments les plus anciens sont des dépôts fluviolacustres, fluviaux et organiques visibles localement à la base des coupes. Les dépôts postglaciaires, très répandus, ont une origine lacustre, fluviale, éolienne et organique.

Dépôts de l'optimum sangamonien

Les dépôts trouvés sous le till supérieur à Pointe-Fortune, à la limite du Québec et de l'Ontario, comprennent, de haut en bas, des sables non fossilifères reposant sur des sables et silts à débris organiques, une argile massive et un till inférieur (Veillette et Nixon, 1984). Le dépôt à débris organiques le plus bas, sous le plancher de la carrière, contient des grains de pollen et des macrorestes végétaux où dominent le pin et des espèces caduques telles que l'orme, le chêne, le hêtre et le caryer. Ceci évoque un climat légèrement plus chaud qu'aujourd'hui (T.W. Anderson, J.V. Matthews Jr. et R.J. Mott, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1987). La position stratigraphique de ce dépôt n'est pas entièrement élucidée. Il représente toutefois dans la sous-région, le premier dépôt sous le till supérieur à contenir la preuve d'un climat interglaciaire plus chaud qu'aujourd'hui; l'âge du dépôt peut être attribué raisonnablement à l'optimum climatique de l'Interglaciaire sangamonien.

Dépôts antérieurs au dernier maximum glaciaire

À l'exception du dépôt inférieur de Pointe-Fortune et de sables qui affleurent au niveau du fleuve (Lamothe, 1987), tous les dépôts non glaciaires à matière organique de la vallée du Saint-Laurent, et antérieurs au dernier maximum glaciaire, sont regroupés dans une unité appelée Sédiments de Saint-Pierre (Gadd, 1960, 1971). Ces dépôts sont discontinus. Ils affleurent de la vallée de l'Outaouais (Gadd et al., 1981; Veillette et Nixon, 1984) au moyen estuaire (Brodeur et Allard, 1985; fig. 4-22). Ils comprennent des graviers, des sables, des silts, des argiles silteuses et des accumulations de matière organique (tab. 4-5). Leur

BASSES TERRES DU SAINT-LAURENT

épaisseur varie entre un mètre ou moins et plus de 8 m. Le stratotype est situé à l'ouest de Saint-Pierre-les-Becquets, dans le ravin d'un ruisseau intermittent (site 4 de la fig. 4-22; Gadd, 1960, 1971). À cet endroit, les Sédiments de Saint-Pierre sont composés de trois lits de tourbe compactée, contenant des fragments de bois aplatis, intercalés dans des sédiments stratifiés composés de sables, sables silteux et silts avec de la matière organique disséminée. L'épaisseur totale est de l'ordre de 4 m. Sur d'autres coupes de la région, les sédiments reposent sur un till inférieur ou d'autres unités anciennes. Des affleurements de graviers et de sables graveleux stériles, sous le till récent, ont été signalés par Gadd (1971) dans les vallées de la

Bécancour et du Saint-François. Ces sédiments fluviaux à composition lithologique locale représentent apparemment des faciès grossiers accumulés sur la marge du bassin fluvial de l'Intervalle de Saint-Pierre.

Des travaux plus récents ont remis en question cette succession relativement simple. Lamothe (1987) a proposé la présence, sous l'unité décrite par Gadd (1971), d'un deuxième sable riche en débris organiques (événement de Saint-Pierre I) surmonté de varves et de till.

Les Sédiments de Saint-Pierre forment un ensemble hétérogène de dépôts fluviaux, lacustres et palustres (fig. 4-25). L'étendue et la profondeur des bassins dans lesquels

Tableau 4-5. Principaux sites des Sédiments de Saint-Pierre, de la Formation de Massawippi et des dépôts apparentés, vallée du Saint-Laurent et Appalaches méridionales.

Localité	Nature des sédiments	Macrofossiles végétaux	Références	Sélection de datation et de références
SÉDIMENTS DE SAINT-PIERRE				
Pierreville	tourbe	<i>Larix laricina</i> , <i>Picea</i>	R.J. Mott, <u>GSC Pollen Identification Report 83-27</u> , rapport inédit	¹⁴ C avec enrichissement : 74 700 ± 2700-2000 BP, QL-198, Stuiver et al., 1978; 67 000 ± 2000 BP GrN-1711, Gadd, 1971
Les Vieilles-Forges	tourbe	souches de <i>Picea</i> ; branches, troncs et racines de <i>Larix laricina</i> et vraisemblablement de <i>Picea</i>	R.J. Mott, <u>GSC Pollen Identification Report 83-21</u> , rapport inédit; A. Larouche, Université de Montréal, rapport inédit 23-2-1983	> 30 840 BP, Y-255, Gadd, 1971; 32 200 ± 2800 BP, UQ-588, inédit
Pointe Saint-Nicolas	sables et silts, (Sédiments d'Anse aux Hirondelles)	<i>Larix laricina</i> et peut-être <i>Picea</i>	A. Larouche, Université de Montréal, rapport inédit 23-2-1983	38 600 ± 2000 BP, UQ-388, Occhietti, 1982; > 42 000 BP, GSC-3420, LaSalle, 1984
Beaupré	varves avec inter stratification de sables	mousses: <i>Sphagnum</i> , <i>Drepanocladus revolvens</i> , <i>Aulacomnium palustre</i> , <i>Ditrichum flexicaule</i> , <i>Polytrichum juniperinum</i>	M. Kuc in LaSalle et al., 1977b	> 39 000 BP, GSC-1539, LaSalle et al., 1977b
Saint-Pierre-les-Becquets	tourbe	<i>Picea</i> , peut-être <i>Larix</i> , fruits de <i>Menyanthes</i>	R.J. Mott, <u>GSC Pollen Identification Report 83-20</u> , rapport inédit	65 300 ± 1400 BP, GrN-1799, Gadd, 1971
Beauport	couches sableuses des varves supérieures	<i>Picea</i> sp. ou <i>Larix</i> sp.	LaSalle et al., 1977b	> 37 000 BP, GSC-1473, LaSalle et al., 1977b
Donnacona	silt et sables silteux			> 44 470 BP, Y-463, Karrow, 1957; > 35 000 BP, UQ-678, Clet et al., 1986
Pointe-Fortune	sable et sable silteux			> 42 000 BP, GSC-2932, Gadd et al., 1981; Veillette et Nixon, 1984
FORMATION DE MASSAWIPPI				
Rivière Ascot	silts laminés			> 54 000 BP, Y-1683, McDonald et Shilts, 1971
Rivière Magog	sédiments lacustres			> 41 500 BP, GSC-507, McDonald et Shilts, 1971
Rivière de la Grande Coulée	sable moyen à grossier			> 40 000 BP, GSC-1084, McDonald et Shilts, 1971
Vallée-Jonction	sédiments sableux laminés	Bryophytae: <i>Aulacomnium turgidum</i> , <i>A. palustre</i> , <i>Racomitrium canescens</i> var. <i>ericoides</i>	W.C. Steere in: LaSalle et al., 1977b	> 39 000 BP, QU-327, LaSalle et al., 1977b
Île aux Coudres	tourbe et bois dans du sable			34 430 ± 1770 BP, UL-11; 28 170 ± 800 BP, I-13549; Brodeur et Allard, 1985; > 39 000 BP, GSC-4252, > 35 000 BP, UL-11-2, M. Allard, communication personnelle, 1986

ils se sont accumulés restent à définir. Le paléoenvironnement sédimentaire de l'Intervalle de Saint-Pierre semble toutefois très proche de celui d'aujourd'hui. Le Saint-Laurent traverse actuellement plusieurs lacs, comme les lacs Saint-François et Saint-Pierre dont la profondeur dépasse rarement 3 m. Leurs berges sableuses ou boueuses sont entourées d'aulnaies impénétrables; les inondations printanières y produisent des chenaux éphémères et les dépôts associés; les marécages sont nombreux. Pendant l'Intervalle de Saint-Pierre, le ou les chenaux du fleuve ont divagué dans une vallée d'au moins 50 km de largeur au droit du Saint-François. Les Sédiments de Saint-Pierre sont à 5 m d'altitude aux Vieilles-Forges, à 25 m sur l'île aux Coudres et à 42 m à Pointe-Fortune.

Dans les Appalaches du Québec méridional, deux unités non glaciaires sont antérieures aux dépôts glaciaires du Wisconsinien classique: les sédiments pré-Johnville et la

Formation de Massawippi. Les sédiments pré-Johnville, d'origine lacustre et fluviale, affleurent sur les rives de la rivière de la Grande Coulée et reposent sous un till qui a été mis en corrélation avec le Till de Johnville (McDonald et Shilts, 1971). La base de la succession se compose de sables argileux à débris organiques, surmontés de 150 lamines de silt argileux. Le tout repose sous des sables et des graviers incrustés d'oxyde de fer et contenant des fragments du Bouclier canadien (Shilts, 1981). McDonald et Shilts (1971) attribuent cette oxydation à une pédogenèse interglaciaire et datent les sédiments d'avant le Wisconsinien.

La Formation de Massawippi est antérieure au Till de Chaudière et semble reposer sur le Till de Johnville. Le stratotype de la rivière Ascot (site 2, fig. 4-22) comprend des silts laminés non calcaires de 5,8 m d'épaisseur, qui contiennent des débris organiques et de la vivianite (fig.

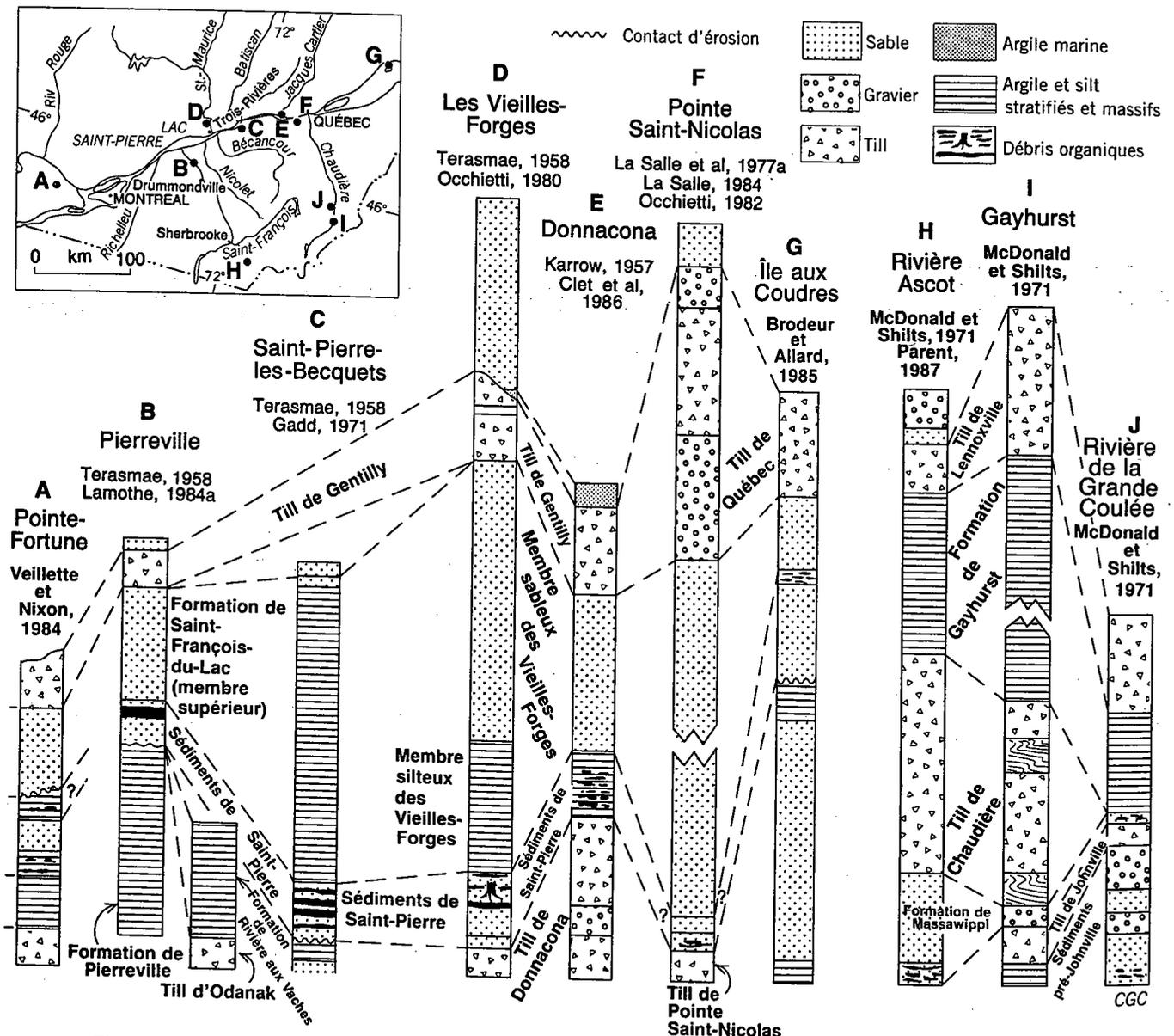


Figure 4-25. Stratigraphie des Sédiments de Saint-Pierre, de la Formation de Massawippi, et des dépôts mis en corrélation.



Figure 4-26. Estran de l'estuaire moyen du Saint-Laurent à mi-marée; vue de la rive sud de l'île aux Coudres en direction des Appalaches. 200300-U

4-25). Des sédiments lacustres et fluviaux occupant la même position stratigraphique affleurent sur la rives des rivières Magog, Eaton, Samson et de la Grande Coulée (McDonald et Shilts, 1971) et à Vallée-Jonction (LaSalle et al., 1979). Les silts lacustres contiennent des pollens qui évoquent un climat plus frais que celui d'aujourd'hui. La datation des débris organiques donne des âges ^{14}C non significatifs (tableau 4-5). Compte tenu de ces données et de la position lithostratigraphique de l'unité, celle-ci a été mise en corrélation avec les Sédiments de Saint-Pierre (McDonald et Shilts, 1971).

Dépôts postglaciaires

Des sédiments lacustres, fluviaux, palustres, éoliens, estuariens et littoraux se sont accumulés après le retrait du dernier inlandsis et des eaux marines.

Dans la vallée du Saint-Laurent, des argiles marines (voir plus loin) passent graduellement à des silts et sables silteux stratifiés d'origine lacustre, caractérisés par des coquilles de *Lampsilis siliquoidea* (Elson et Elson, 1959). Les sables et silts du réseau fluvio-lacustre du proto-Saint-Laurent et du fleuve moderne reposent sur ces dépôts lacustres ou s'emboîtent dans ces derniers et les unités sous-jacentes. Les faciès sableux et silteux d'origine marine, lacustre et fluviale sont presque identiques en raison de la remobilisation et de la resédimentation en eau douce des silts et sables marins plus anciens au cours du relèvement isostatique. Les sédiments de remaniement comblent actuellement les lacs Saint-François, Saint-Louis et Saint-Pierre et alimentent le moyen estuaire.

Des dépôts sableux deltaïques, à structures sédimentaires horizontales, obliques et entrecroisées, construisent d'importants deltas emboîtés, de 5 à 30 m d'épaisseur, au pied des Laurentides (Gadd, 1971; Occhietti, 1980). Associés à des silts, ils construisent également les basses terrasses et îles de la vallée de l'Outaouais et de l'entrée du lac Saint-Pierre. Des anciens chenaux et bras morts du système fluvial de l'Outaouais, du Saint-Laurent et des principaux affluents, sont progressivement comblés par des tourbières ou des marécages. Ces dépôts organiques atteignent plusieurs mètres d'épaisseur (Terasmae, 1965).

Des sables éoliens et nivéo-éoliens (mélange initial de neige et de sable en milieu périglaciaire) sont dispersés sur

les hautes et moyennes terrasses. Ces dépôts atteignent parfois 30 m d'épaisseur. Ils forment des réseaux de dunes fixées, associées à des zones de déflation fréquemment occupées par des tourbières (par ex., sur les hautes terrasses à l'est de Shawinigan et au sud de Québec; Gadd, 1971; Dubé, 1971; Occhietti, 1980). À certains endroits, des sables éoliens silteux et des silts sableux de 0,3 à 1 m d'épaisseur forment une nappe discontinue sur du till et des dépôts fluvioglaciaires, par exemple près de Shawville (R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1984) et de Shawinigan (Occhietti, 1980).

Les rives actuelles du haut et du moyen estuaire sont soumises à des marées dont le marnage varie de 0,3 à 5 m (fig. 4-26). À marée basse, l'estran du moyen estuaire peut dépasser mille mètres de largeur. Il est souvent recouvert de boues alluviales et de sédiments plus grossiers dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à plusieurs mètres. Les blocs glaciaires, transportés par les glaces saisonnières, sont fréquents. Ils indiquent un transport le long du littoral et la dérive des glaces flottantes printanières de la rive nord vers la rive sud (Dionne, 1968, 1969, 1972b et 1977).

Dépôts glaciaires

Les dépôts glaciaires comprennent des tills, des sédiments de contact glaciaire, des dépôts fluvioglaciaires proximaux et distaux et des sédiments glaciolacustres. Les dépôts marins et glaciomarins seront décrits plus loin.

Les tills

Les tills de la sous-région peuvent être subdivisés en trois ensembles. Sur le Bouclier canadien, le till est habituellement discontinu, peu compact, à matrice grise, sableuse et non carbonatée. Son épaisseur varie de quelques décimètres, dans les placages morainiques, à plusieurs mètres dans les bourrelets et ombres morainiques. Les débris proviennent exclusivement du bouclier et reflètent la géologie régionale. Les accumulations de till sont localisées surtout à la périphérie ou sur le versant aval des reliefs. Elles construisent des bourrelets secondaires et constituent une partie de la Moraine de Saint-Narcisse (fig. 4-27). Le till du bouclier est un faciès de la Formation de Matawin (tableau 4-6A).

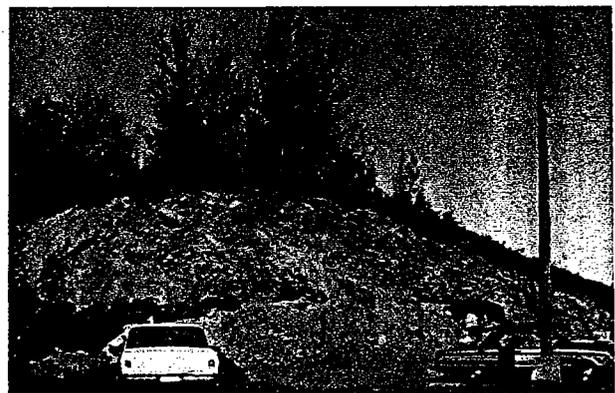


Figure 4-27. Coupe dans la Moraine de Saint-Narcisse au nord de Portneuf, Québec. 200300-X

Tableau 4-6. Description des tills de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches méridionales.

Nom	Localité et étendue	Description	Direction de l'écoulement glaciaire	Position stratigraphique	Références
A. Tills uniques postérieurs aux Sédiments de Saint-Pierre (partie centrale de la vallée du Saint-Laurent et marge sud des hautes terres des Laurentides)					
Till de Gentilly	Gentilly, vallée moyenne du Saint-Laurent et basses terres des Appalaches	till sableux gris, calcaire, légèrement compacté; lithologie non homogène; précambrienne et sédimentaire; épaisseur de 3 m	vers le SE	équivalent du Wisconsinien inférieur, moyen et supérieur dans la mesure où les Sédiments de Saint-Pierre datent du Sangamien supérieur ou du début du Wisconsinien supérieur	Gadd, 1971; Occhietti, 1980
Till de Québec	Région de Québec	till calcaire, très compact, sableux à argileux; lithologie non homogène; sédimentaire, précambrienne et appalachienne		équivalent du Till de Gentilly	LaSalle, 1984
Formation de Matawin (membre : till)	Saint-Joseph-de-Mékinac, Laurentides, basses terres du bouclier et Moraine de Saint-Narcisse	diamiction sableux, gris, à compaction variable, fissile, lithologie précambrienne, non calcaire, discontinu; faciès d'ablation dominant, épaisseur généralement intérieure à 1 m	vers le SE mais localement vers le S et le SSW (Prichonnet, 1977)	Wisconsinien supérieur	Occhietti, 1980, 1982; Scott, 1976
Dépôts glaciaires de Rochette	Région méridionale de Charlevoix entre Baie-Saint-Paul et la Malbaie	diamiction et dépôts proglaciaires; lithologie précambrienne caractérisée par des blocs d'anorthosite et d'ilménite	vers l'ESE	écoulement glaciaire intercalé entre l'écoulement glaciaire du maximum glaciaire tardif-wisconsinien, à écoulement vers le SE, et la réavancée de Saint-Narcisse, à écoulement vers le S	Rondot, 1974
B. Tills antérieurs aux Sédiments de Saint-Pierre					
Till de Bécancour	Rivière Bécancour; rive sud, vallée moyenne du Saint-Laurent	diamiction argilo-sableux, habituellement calcaire et rouge, à compaction moyenne; composé de fragments de roches sédimentaires et précambriennes; épaisseur de 3 m	S à W (?)	antérieur aux Sédiments de Saint-Pierre	Gadd, 1960, 1971
Till de Pointe Saint-Nicolas	Pointe Saint-Nicolas; région de Québec; rive sud du Saint-Laurent	diamiction verdâtre, à matrice silteuse, à compaction moyenne; composé de débris du bouclier, de la plate-forme sédimentaire et des Appalaches; épaisseur de 2,5 m	non connue	antérieur aux Sédiments d'Anse-aux-Hirondelles (équivalents des Sédiments de Saint-Pierre)	Salle et al., 1977b; LaSalle, 1984
Till d'Odanak	Pierreville; rivière Saint-François	diamiction argilo-sableux rouge brique, calcaire, très compact, deux unités séparées par un dallage de gravier ou une couche de sable; débris sédimentaires et du bouclier, épaisseur de 4 m	NNW-SSE	antérieur aux Varves de Pierreville et aux Sédiments de Saint-Pierre	Lamothe, 1984a
Till de Pointe-Fortune	Pointe-Fortune	diamiction silto-sableux, brun grisâtre foncé, calcaire; débris sédimentaires paléozoïques et du bouclier; épaisseur de 2,25 m	vraisemblablement vers le SW	antérieur à des argiles et silts contenant des débris organiques qui pourraient dater de l'optimum climatique du Sangamien	Veillette et Nixon, 1984
Till de Donnacona	Donnacona; rive nord du Saint-Laurent entre la rivière Yamachiche et Québec	diamiction silto-sableux gris, calcaire, moyennement à très compact, divisé localement en trois unités par des sédiments fins; composé de débris précambriens et sédimentaires; épaisseur de 2 à 12 m	vers le SSW	antérieur aux Sédiments de Saint-Pierre	Coleman, 1941; Karrow, 1957; Occhietti, 1980
Till de Johnville	Rivière Grande Coulée; Appalaches méridionales	diamiction gris, très compact, non calcaire, oxydé; lithologie appalachienne; épaisseur pouvant atteindre 1,6 m	vers le SE	indice contestable d'un till antérieur à la Formation de Mississippi (corrélée avec les Sédiments de Saint-Pierre)	McDonald et Shillis, 1971; Shillis, 1981; Parent, 1984a

Tableau 4-6. (suite)

Nom	Localité et étendue	Description	Direction de l'écoulement glaciaire	Position stratigraphique	Références
C. Séquence à deux tills postérieurs aux Sédiments de Saint-Pierre (haut Saint-Laurent, région de Montréal, région appalachienne)					
Till B (anciennement Till de Fort-Covington)		diamiction sableux, gris, moyennement compact; débris du bouclier et de la plate-forme paléozoïque; jusqu'à 9 m d'épaisseur	vers le SSE	postérieur à des sédiments stériles stratifiés; soit Wisconsinien supérieur (interprétation habituelle), soit Wisconsinien moyen et supérieur	MacClintock, 1958; Fullerton, 1980; Clark and Karrow, 1984; Dreimanis, 1985
Till A (anciennement Till de Malone)	Voie maritime du Saint-Laurent; vallée supérieure du Saint-Laurent et marges de la vallée	diamiction argileux, très compact, gris-bleu foncé, composé sur tout de débris paléozoïques avec 10 % de débris du bouclier; deux unités séparées par des siltis stratifiés; épaisseur pouvant atteindre 15 m	vers le SW (240°)	antérieur à des sédiments stériles stratifiés; postérieur à l'interstade de Saint-Pierre et équivalent du Till de Chaudière (interprétation habituelle), daté du Wisconsinien inférieur	
Till supérieur		diamiction gris fissile, à texture variable		même position que le Till B (voir ci-dessus)	
Till inférieur	Île de Montréal	complexe de till et de dépôts stratifiés till basal, silteux ou sableux, compact, contenant de gros blocs paléozoïques et précambriens		même position que le Till A; le complexe inférieur semble être l'équivalent de l'unité supérieure du Till A	Prest and Hode-Keyser, 1962, 1977
Till de Saint-Jacques	Saint-Jacques-le-Mineur; région au sud et à l'est de Montréal	till argileux, gris ou rougeâtre, à débris paléozoïques et précambriens		même position que le Till B (voir ci-dessus)	LaSalle, 1981
Till supérieur	Région de Granby; piémont méridional des Appalaches	diamiction sableux, gris, peu ou non carbonaté; débris appalachiens; épaisseur de 1 à 3 m et de 10 à 15 m	vers le SE-SEE au cours du pléiglaciaire; écoulements ultérieurs vers le S et le SSW	même position que le Till B; pourrait être l'équivalent du Till de Lennoxville	Prichonnet et al., 1982a; Prichonnet, 1982a, 1984a
Till de L'Ange-Gardien		diamiction gris, caillouteux, légèrement calcaire; épaisseur de 1,5 m	vers le SW (220°)	même position que le Till A; pourrait être l'équivalent du Till de Chaudière	
Till de Lennoxville et Till de Theford Mines		diamiction silto-argileux et sableux, olive foncé à gris foncé, moyennement compact; légèrement calcaire, débris appalachiens prédominants avec quelques débris du bouclier; intercalations locales de sédiments lacustres, généralement lessivé; épaisseur de 3,5 m	vers le SE (110°, 130°, 140°)	till de surface; dépôt de l'Inlandisidien laurentidien au Wisconsinien supérieur	McDonald and Shills, 1971; Shills, 1970, 1978, 1981; Chauvin, 1979a; Parent, 1984a
Till de Chaudière et Till de Norbestos	Rivière Ascot, Appalaches méridionales	diamiction calcaire, à texture variable, très compact, gris olive à noir olive; débris exclusivement appalachiens; épaisseur de 1 m et plus	fabriques indiquant des écoulements W, WSW, et N	till intermédiaire; postérieur à la Formation de Massawippi; dépôt de la calotte glaciaire appalachienne	

Tableau 4-7. Sédiments glaciolacustres et lacustres de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches méridionales.

	Vallée de l'Outaouais	Vallée supérieure du Saint-Laurent	Région de Montréal	Vallée moyenne du Saint-Laurent	Estuaire du Saint-Laurent	Appalaches
Unités lacustres postérieures à la Mer de Champlain						
unités lacustres immédiatement antérieures à l'invasion marine	silts varvés de la région de l'Outaouais et de la vallée supérieure du Saint-Laurent (Anderson et al., 1985; Fransham et Gadd, 1976)	sédiments laminés (Rodrigues, 1987)	rythmites de Côte-Saint-Luc (Prest et Hode-Keyser, 1977) sédiments du lac Chambly (LaSalle, 1981)	varves de Nicolet et de Saint-François (Gadd, 1971)	argiles de Saint-Férol (LaSalle, 1978), silts varvés de Saint-Maxime (Gadd, 1978a) dans la vallée inférieure de la Chaudière	sédiments lacustres des lacs glaciaires Vermont et Memphrémagog (MacClintock, 1954; McDonald, 1968; Parent, 1984a)
unités lacustres immédiatement antérieures à la dernière avancée glaciaire		rythmites inférieures et supérieures du complexe intermédiaire (MacClintock et Stewart, 1965)	sédiments de Châteauguay (LaSalle, 1981), rythmites inférieures et supérieures du complexe intermédiaire (Prest and Hode-Keyser, 1962)			Formation de Gayhurst (McDonald et Shilts, 1971), Formation du Ruisseau Perry (LaSalle, 1984; Chauvin, 1979a)
unités glaciolacustres associées à l'avancée glaciaire post-Saint-Pierre	? silts inférieurs au till (Johnston, 1917)	rythmites sous le till (MacClintock and Stewart, 1965)		argile et silt laminés (turbidites) sous-jacents au Till de Gentilly (Occhietti, données inédites)	varves de Beauport et de Beaupré (LaSalle et al., 1977a)	
unités lacustres et glaciolacustres associées à l'intervalle de Saint-Pierre	sédiments de Pointe-Fortune associés aux Sédiments de Saint-Pierre (Veillette et Nixon, 1984)			Formation de Saint-François-du-Lac (Lamothe, 1985); silt et sable au sommet des Sédiments de Saint-Pierre aux Vieilles-Forges (Occhietti et al., 1987)	sédiments de Donnacona (Karrow, 1957), sédiments de Pointe Saint-Nicolas (Occhietti, 1982; LaSalle et al., 1977a), sédiments de l'île aux Coudres (Brodeur and Allard, 1985)	Formation de Massawippi (McDonald et Shilts, 1971)
unités glaciolacustres entre des tills plus anciens et les Sédiments de Saint-Pierre				Formation de Rivière aux Vaches et Formation de Pierreville; (Lamothe, 1985) Varves de Deschaillons (Lamothe, 1987)	rythmites intermédiaires à l'île aux Coudres (Brodeur et Allard, 1985)	
unités glaciolacustres antérieures à l'un des tills anciens				varves mélangées au Till de Bécancour (Karrow, 1957)		sédiments pré-Johnville (McDonald et Shilts, 1971)

Sur la Plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent, les tills forment une ou plusieurs nappes superposées. L'épaisseur de chaque nappe varie de 0,5 à 6,6 m. Le till a une texture habituellement argileuse et une matrice carbonatée (tableaux 4-6B, C); en général, il est d'autant plus compact qu'il est ancien. Les débris grossiers proviennent du bouclier et des roches sédimentaires locales, tandis que la matrice, qui donne aux tills leur couleur, comprend surtout des débris de roches sédimentaires locales. Les nappes de till, d'âges différents, sont relativement continues. Elles sont plus étendues et plus épaisses au sud de l'Outaouais et du Saint-Laurent qu'au nord. En aval de la confluence de ces deux cours d'eau et dans la vallée inférieure de l'Outaouais, les tills sont fréquemment enfouis sous des dépôts marins; ils affleurent cependant sur la marge nord des Appalaches du Québec. À l'ouest de la confluence, le till supérieur affleure fréquemment parmi les dépôts plus récents. Bien que remanié pendant la régression marine, il présente souvent une surface ondulée et parfois drumlinisée.

Trois nappes de till ont été reconnues dans les Appalaches, non visibles sur la même coupe. Le till inférieur a été identifié par forage et sur deux coupes. La nappe de till intermédiaire, fréquente dans les dépressions, affleure rarement en surface. Le till supérieur est relativement étendu et continu dans les vallées appalachiennes, et discontinu sur les crêtes et les monadnocks. Tous les tills appalachiens sont gris, relativement compacts et présentent une lithologie appalachienne significative, même s'ils contiennent quelques fragments du bouclier. Leur matrice est composée de silt ou de sable silteux. Des faciès de transition entre les tills des basses terres du Saint-Laurent et des Appalaches ont été observés sur la marge septentrionale des Appalaches.

Les tills de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches méridionales peuvent être divisés en deux groupes, selon leur position stratigraphique: les tills postérieurs aux Sédiments de Saint-Pierre (tableaux 4-6A, C) et les tills antérieurs (tableau 4-6B). La position stratigraphique est habituellement le meilleur critère d'identification des tills anciens; c'est le seul critère dans les Appalaches, où le Till de Johnville présente les mêmes caractéristiques apparentes que les tills supérieurs (tableaux 4-6B, C). La lithologie des tills anciens reflète celle du substratum local, ce qui indique une érosion glaciaire active du substratum et un transport sur une distance moyenne. Les tills anciens sont souvent oxydés mais les argiles ne montrent pas une altération profonde (Gadd, 1971; Shilts, 1981). La couleur rouge et le degré de compaction ne peuvent être retenus comme des critères caractéristiques.

Les différences entre les tills récents résultent des variations régionales des écoulements glaciaires postérieurs à l'Interstade de Saint-Pierre. On reconnaît trois types de successions lithostratigraphiques régionales: succession à deux unités glaciaires, dans la vallée supérieure du Saint-Laurent et la région de Montréal (tableau 4-6C), succession appalachienne composée de deux unités glaciaires (tableau 4-6C) et unité glaciaire apparemment unique, postérieure à l'Interstade de Saint-Pierre dans le reste de la vallée du Saint-Laurent (tableau 4-6A). Pour différencier ces tills sur le terrain, où les relations stratigraphiques ne sont pas évidentes, il faut souvent procéder à une analyse détaillée. Les paramètres utilisés jusqu'à maintenant sont la fabrique, la lithologie, la composition des minéraux lourds, l'altération et le pourcentage d'argile, de

silt et de carbonates dans la matrice (Shilts, 1981; Prichonnet, 1984a; Parent, 1984a; Lamothe, 1985). Des tills d'ablation et des rudites à éléments anguleux, associés à la dernière nappe de till, se rencontrent partout dans les Appalaches et les Laurentides.

Les dépôts de contact et de marge glaciaire

Les dépôts de contact et de marge glaciaire participent à l'édification des moraines frontales et interlobaires et des accumulations qui accompagnent le retrait du front glaciaire. Ces dépôts sont caractérisés par des structures à l'emporte-pièce, des affaissements, des failles et des contrastes sédimentaires. Ce sont des matériaux à texture très variable: des diamictons et des tills flués, des blocs délavés, des rudites en vrac ou stratifiées, des sables et silts massifs ou stratifiés et parfois des silts et sables stratifiés intercalés dans les sédiments plus grossiers (Denis et Prichonnet, 1973; Rondot, 1974; Lamothe, 1977; Pagé, 1977; LaSalle et al., 1977a; Occhietti, 1980; Prichonnet 1982a, b). Ils créent des formes de relief très variées. Faessler (1948) a décrit une plaine d'épandage fluvio-glaciaire située au nord de Saint-Raymond-de-Portneuf, dans la vallée de la Sainte-Anne; des cônes deltaïques associés au complexe morainique de Saint-Narcisse sont bien développés à Arundel (Laverdière et Courtemanche, 1961) et ailleurs (Gadd, 1971; Denis, 1976; Occhietti, 1980). Les deltas de marge glaciaire abondent dans les Appalaches. Ils sont extrêmement utiles pour reconstituer les positions successives du front glaciaire en retrait (McDonald, 1968; Prichonnet et al., 1982a; Boissonnault et Gwynn, 1983; Larocque et al., 1983b). Au moins un segment de la Moraine de Saint-Antonin est composé de dépôts fluvio-glaciaires d'origine exclusivement appalachienne (Martineau et Corbeil, 1983). La grande majorité des bourrelets de déglaciation de la région de Granby (Prichonnet, 1984a) est constituée de dépôts de contact et d'épandage. Ces dépôts ont été fréquemment remaniés par les eaux marines (Hillaire-Marcel, 1974; Harrison, 1977; Richard, 1982). Les formes et les dépôts d'épandage subaquatique sont abondants dans les régions envahies par la Mer de Champlain (Rust, 1977; Chell, 1982), bien que la nature et l'origine de certains de ces sédiments soient controversées (Gadd, 1978b; Rust, 1978).

Les dépôts glaciolacustres

Les glaciers ont périodiquement obstrué la vallée du Saint-Laurent et les vallées appalachiennes adjacentes, créant des lacs de barrage glaciaire. Les affleurements de dépôts associés à ces lacs sont peu étendus, mais leur épaisseur peut atteindre 10 à 30 m. Ces sédiments glaciolacustres comportent plusieurs faciès distincts, des varves, des rythmites, des silts et des sables massifs ou interstratifiés et des turbidites; ils sont associés à plusieurs unités lithostratigraphiques distinctes d'âge différent (tableau 4-7).

Les sédiments glaciolacustres, déposés au contact de la marge glaciaire, ou à proximité de celle-ci, contiennent localement des matériaux que l'on attribue à l'activité glaciaire, notamment des blocs de délestage, des diamictons, des silts, sables et graviers stratifiés et des turbidites. Des sables, dont une partie est d'origine proglaciaire, sont intercalés entre les silts des Vieilles-Forges, au-dessus des Sédiments de Saint-Pierre, et le Till de Gentilly de la val-

lée moyenne du Saint-Laurent (fig. 4-25). Dans les régions de Montréal et du Haut-Saint-Laurent, des silts et sables glaciolacustres laminés et intercalés de gravier et de till sont attribués à des fluctuations de la marge glaciaire dans un lac glaciaire (le Complexe de till intermédiaire de Prest et Hode-Keyser, 1962, 1977).

Dans les Appalaches du Québec, divers dépôts sont associés à des lacs formés pendant la déglaciation, notamment des rythmites silteuses, des sables et graviers littoraux, des alignements de blocs délavés et des deltas perchés au-dessus de la limite de la Mer de Champlain. Ces dépôts permettent de reconstituer les diverses phases du Lac glaciaire Vermont, lac barré par le front de l'Inlandsis laurentidien, celles de divers autres lacs associés au retrait glaciaire complexe dans les Appalaches (MacClintock et Terasmae, 1960; McDonald, 1968; Prichonnet, 1982b). La Formation de Gayhurst, composée de rythmites de silt et de sable sous-jacentes au till supérieur, se trouve également dans cette région (McDonald et Shiels, 1971; Shiels, 1978; Parent, 1984a). Elle contient par endroits de faibles quantités de débris organiques à grain fin qui pourraient provenir du remaniement de dépôts plus anciens. Cette unité représente vraisemblablement un dépôt glaciolacustre accumulé au Wisconsinien moyen, à une époque où les Appalaches étaient partiellement déglacées.

Sédiments marins

À la fin du dernier étage glaciaire, les eaux marines ont envahi la vallée du Saint-Laurent. Le retrait glaciaire a progressivement ouvert aux eaux atlantiques la vallée enfoncée par glacio-isostasie. Le bassin comprend la partie occidentale de la Mer de Goldtwait en aval de Québec, et la Mer de Champlain, en amont, qui s'étendait jusque dans la basse vallée de l'Outaouais (Elson, 1969a). Ce bassin a fonctionné comme un immense estuaire. Des quantités énormes d'eaux de fonte et de glaces flottantes ont transité et favorisé le dépôt d'une couverture de sédiments fins pouvant dépasser 100 m d'épaisseur. Le relèvement isostatique, contemporain de la sédimentation, a provoqué la régression de la mer dans la vallée.

Les sédiments marins sont les dépôts quaternaires les plus étendus de la vallée du Saint-Laurent. Ils s'étendent de Pembroke, à l'extrémité occidentale de la basse vallée de l'Outaouais, jusque sur les rivages de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, et de l'extrémité méridionale du Lac Champlain jusqu'à La Tuque, à 130 km au nord du fleuve. La composition lithologique et minéralogique des dépôts marins dérive directement des dépôts glaciaires. Les rudites et arénites ont la composition du till régional. Les argiles et silts sont composés d'une farine de roche incluant du quartz, des feldspaths, de l'amphibole, de l'illite, de la chlorite et des argiles interstratifiées. Gadd (1986) a décrit la séquence complète des sédiments marins de la région d'Ottawa, qu'il considère comme une série de lithofaciès. Dans ce texte, les sédiments marins sont subdivisés en trois ensembles, les faciès de transgression, d'inondation et de régression. Localement, les faciès transgressifs reposent sur des dépôts glaciomarins ou glaciolacustres; les faciès régressifs sont souvent recouverts par les dépôts fluviolacustres du réseau du Saint-Laurent.

Les dépôts glaciomarins

Les dépôts glaciomarins comprennent seulement les sédiments associés aux glaciers. Ils ont une étendue limitée. Les rudites et arénites glaciomarines sont des dépôts de contact et de cônes sous-marins accumulés en mer (Rust, 1977; Hillaire-Marcel, 1979). En général, ces dépôts rappellent les sédiments d'épandage subaquatique ordinaires, mais ils contiennent des fossiles marins. Les diamictons glaciomarins proximaux, déposés directement sous les marges glaciaires flottantes, sont rares. Ils affleurent dans l'axe de la Moraine de Saint-Narcisse, aux environs de Trois-Rivières et plus en aval, à Saint-Alban, sur la rivière Saint-Anne (Occhietti, 1977b, 1980), à la base de la coupe de Saint-Nicolas, au sud de Québec (Gadd et al., 1972a; Occhietti et Hillaire-Marcel, 1982) et près de Wakefield, dans la vallée de la Gatineau (Fulton et al., 1986). Ils sont massifs et leur épaisseur peut atteindre 15 m; ils ressemblent à du till mais contiennent des coquilles marines entières ou des fragments. Les dépôts glaciomarins distaux sont des argiles marines qui contiennent des débris et des masses de diamicton délestés par des icebergs.

Les faciès de transgression

Les dépôts accumulés pendant la transgression marine se trouvent à la base des coupes. De faible étendue et d'épaisseur décimétrique, ils marquent l'arrivée de l'eau de mer. Ces dépôts comprennent des faciès pseudo-varvés, des rythmites et des faciès à stratification parallèle composés de gravier, de sable et de silt sous de l'argile d'origine incontestablement marine (Gadd, 1971; Occhietti, 1980). Anderson et al. (1985) et Parent (1987) ont qualifié de glaciolacustres des dépôts similaires qui contiennent l'association d'ostracodes d'eau douce à *Candona subtriangulata*. Rodrigues (1987) a confirmé la présence de faunes d'eau douce dans les sédiments laminés, sous la séquence marine.

Les faciès d'inondation

Les faciès d'inondation marine forment une couverture dans la majeure partie des basses terres. Leur épaisseur varie de plusieurs mètres à 100 m. Les sédiments se sont accumulés en eaux marines calmes à une profondeur allant de quelques dizaines de mètres à 250 m. L'appellation usuelle de sédiments marins profonds est en fait impropre par rapport aux véritables sédiments de mers profondes. Les faciès d'inondation sont composés d'argile, de silt et parfois de sable fin, à structure massive ou finement stratifiée. Les fossiles y sont rares. Les taux de sédimentation sont élevés dans les zones proches de la marge glaciaire; ils atteignent 200 mm par an dans le bassin para-marin de la rivière Saint-Maurice (Occhietti, 1980). Occhietti (1980) distingue, parmi les sédiments observés à la marge laurentidienne de la Mer de Champlain, un faciès de décantation finement laminé ou massif, un faciès para-marin stratifié et non fossilifère, et un faciès de dispersion prodeltaïque, représenté par des silts à stratification parallèle ou à structure de gravité et pauvres en fossiles.

Les faciès de régression

Les dépôts de régression marine sont localement très étendus. En général, ils sont composés de sables et de silts stratifiés dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à



Figure 4-28. Sable fossilifère du faciès régressif de la Mer de Champlain à Saint-Nicolas, au sud-ouest de Québec. 200300-W

quelques mètres; ils ne sont pas toujours fossilifères. Leur minéralogie quartzitique permet de les distinguer facilement des sédiments fluvioglaciaires (de Boutray, 1975). La stratification est horizontale ou oblique. Le meilleur exemple de ce faciès est illustré à la gravière fossilifère de Saint-Nicolas (Gadd et al., 1972a; Occhietti et Hillaire-Marcel, 1982; fig. 4-28). Au même site, un autre faciès de 4 ou 5 m d'épaisseur, à lits alternés de sable et de silts, marque la phase ultime d'émersion dans des petites baies soumises aux marées (Hillaire-Marcel, 1974, 1979).

Les faciès littoraux varient en fonction de la paléogéographie, de la durée de stabilité du rivage, des sources de matériel détritique et du mode de transport du matériel (Hillaire-Marcel, 1979). Les paléorivages perchés sont représentés par des cordons horizontaux de blocs et de galets délavés sur les versants rocheux, notamment au pied du contrefort des Laurentides. De vastes cordons littoraux sableux sont édifiés sur les deltas et les terrasses fluvioglaciaires et prolongent des crêtes fluvioglaciaires. Des flèches littorales sont construites dans les endroits abrités, par exemple les flèches fossilifères des Montérégiennes (Prichonnet, 1977). Le dépôt littoral le plus fréquent est un résidu de blocs ou de galets et gravier produit par le remaniement marin des matériaux sous-jacents. Ces dépôts forment soit une couche superficielle de dépôts grossiers discordants, soit une unité superficielle fossilifère à grain grossier, en contact progressif avec les dépôts sous-jacents (Gadd et al., 1972b; Hillaire-Marcel, 1979, 1981a; Occhietti et Hillaire-Marcel, 1982).

Les dépôts deltaïques abondent en bordure et à l'intérieur du bassin de la Mer de Champlain. Ils sont composés en grande partie de sable à lits frontaux et sommitaux. Ils reposent le plus souvent sur un faciès prodeltaïque silteux bien lité. Pendant la régression de la mer, les deltas se sont déplacés vers le centre du bassin, produisant des deltas emboîtés et parallèles aux cours d'eau actuels.

Les fossiles marins

Les dépôts marins sont riches en fossiles marins et terrestres (tableau 4-8). Les coquilles ont été inventoriées par Wagner (1970) et étudiées par Elson (1969b). Cronin (1977a) s'est servi d'assemblages de microfossiles pour étudier la paléo-écologie de la Mer de Champlain, et a reconnu trois phases environnementales marines distinctes. Hillaire-Marcel (1977, 1980, 1981a) a décrit les diverses communautés rencontrées dans l'ensemble des mers post-glaciaires du Québec. En se fondant sur les données écologiques et sur l'analyse des isotopes ^{18}O et ^{13}C , il a distingué sept communautés différentes et six sous-communautés caractéristiques des milieux marins (fig. 4-29, tableau 4-8). Rodrigues et Richard (1983, 1986) ont reconnu sept communautés dans le bassin occidental de la Mer de Champlain. Certaines d'entre elles correspondent aux communautés décrites par Hillaire-Marcel.

HISTOIRE DU QUATERNAIRE

La vallée du Saint-Laurent et les Appalaches adjacentes occupent une position intermédiaire entre le cœur de l'Inlandsis laurentidien, au centre du Québec, et la marge extrême de l'inlandsis à Long Island, dans l'État de New York. De plus, le contexte géomorphologique très contrasté est à l'origine des différents styles de glaciation de la région. La vallée du Saint-Laurent a canalisé la glace en provenance du Bouclier canadien jusque dans le golfe du Saint-Laurent à l'est, les Grands Lacs à l'ouest et le fossé de Champlain-Hudson au sud. Les Appalaches ont une histoire plus complexe: elles ont été successivement recouvertes par les glaces d'un centre d'accumulation régional, puis par l'inlandsis qui a débordé de la vallée du Saint-Laurent et, au cours du retrait de ce dernier, elles sont redevenues un centre de dispersion régional, localement favorable à une accumulation. Tous ces facteurs expliquent la grande diversité des unités de même âge et la difficulté d'intégrer celles-ci dans une histoire du Quaternaire cohérente.

Il existe plusieurs synthèses régionales et interrégionales de l'histoire quaternaire de la vallée du Saint-Laurent et de la région appalachienne (Prest, 1970, 1977; McDonald et Shilts, 1971; McDonald, 1971; Gadd et al., 1972a, b; Dreimanis et Karrow, 1972; Dreimanis et Goldthwait, 1973; Dreimanis, 1977; Occhietti, 1982; Karrow, 1984; LaSalle, 1984). Les Sédiments de Saint-Pierre servent d'unité repère aux corrélations régionales et interrégionales, car c'est la seule unité non glaciaire que l'on ait pu reconnaître avec quelque certitude dans la plus grande partie de la sous-région. Il est donc essentiel d'établir l'âge des Sédiments de Saint-Pierre afin de pouvoir reconstituer l'histoire quaternaire de la sous-région. Des débris végétaux, des concrétions calcaires et les sédiments eux-mêmes ont été datés par diverses méthodes: radiocarbone, enrichissement du ^{14}C , thermoluminescence, Uranium-Thorium et aminochronologie. Les datations obtenues ne sont pas homogènes et ne font pas l'unanimité (Gadd et al., 1972; Lamothe et al., 1983; LaSalle, 1984).

Événements antérieurs au dernier maximum glaciaire

Événements non glaciaires antérieurs à l'Intervalle de Saint-Pierre

La terrasse Mic-Mac, identifiée par Goldthwait (in: Gadd, 1971), est décrite sur la rive sud du moyen estuaire par

Tableau 4-8. Fossiles de la Mer de Champlain et de la marge occidentale de la Mer de Goldthwait.

	Autres invertébrés (Wagner, 1970; Fulton, 1987)	Poissons (Harrington, 1978; Fulton, 1987)	Mammifères marins : (Harrington, 1971, 1972, 1977, 1978; Harrington and Occhiotti, 1988) Oiseaux (Harrington and Occhiotti, 1980)	Végétaux Algues marines (Mott, 1968; Ilman et al., 1970) Plantes (Fulton, 1987)
Communautés de coquilles marines pélécytopodes, gastéropodes, cirripèdes, brachiopodes (Hilaire-Marcel, 1977, 1981a)				
Zone intertidales ou peu profondes :				
7 <i>Hemithyris psittacea</i>	Échinodermes :	Capelan :	Mammifères marins :	Laminaria
6 <i>Mya arenaria</i>	<i>Crossaster papposus</i>	<i>Mallofotus villosus</i>	Baleines :	<i>Rodymenia</i> probable
5 <i>Macoma bathica</i>	<i>Ophiura</i> sp.	Truite grise :	- <i>Delphinapterus leucas</i>	<i>Audouinella membranacea</i>
4 <i>Mytilus edulis</i>	<i>Ophiocoma</i> sp. or <i>Amphipura</i> sp.	<i>Salvelinus namaycush</i>	- <i>Megaptera novaeangliae</i>	Sphagnum
Faciès grossiers	<i>Strongylocentrus drobachienais</i>	Eperlan arc-en-ciel :	- <i>Balaena mysticetus</i>	- <i>Hyponum luitans</i>
3 <i>Hiatella arctica</i>	Démosponges :	<i>Osmerus mordax</i>	Phoques :	- <i>Oryzopsis</i> à feuilles rudes :
a. sous-communauté supérieure :	<i>Tefhya logani</i>	Grosse poule de mer :	- <i>Phoca groenlandica</i>	- <i>Orizopsis asperifolia</i>
b. sous-communauté intermédiaire :	Vers marins :	Cyclopterus lumpus :	- <i>Phoca hispida</i>	Peuplier baumier :
<i>Macoma bathica</i>	<i>Nereis pelagica</i>	Épinoche à trois épines :	- <i>Phoca vitulina</i>	- <i>Populus balsamifera</i>
<i>Mytilus edulis</i>	Crustacés :	<i>Gasterosteus aculeatus</i>	- <i>Erignathus barbatus</i>	Grand tremble
<i>Balanus crenatus</i>	<i>Mesidotea sabini</i>	(forme <i>trachurus</i>)	Morse :	- <i>Populus grandidentata</i>
<i>B. balanus</i>	Euphausiacés (prés des	<i>Gadus morhua</i>	Mammifères terrestres :	Potamot :
<i>Mya truncata</i>	<i>Meganyctiphanes</i>)	Cisco de lac :	- <i>Lièvre</i> :	- <i>Potamogeton pectinatus</i>
<i>Balanus hameri</i>	<i>Estheria dawsonii</i> xx	<i>Coregonus artedii</i>	- <i>Lépus americanus</i>	Potamot :
Eau froide ultrahaline	Insectes :	Meunier rouge :	<i>Martre</i> :	- <i>Potamogeton perfoliatus</i>
2. <i>Macoma calcareo</i>	Bibion : <i>Bibio</i> sp.	<i>Catostomus catostomus</i>	- <i>Martes americana</i>	Potamot :
a. sous-communauté supérieure :	Éphémère : <i>Ephemeridae</i>	Microgadé :	<i>Tamias rayé</i> :	- <i>Potamogeton pusillus</i>
<i>Astarte</i> sp.	Coléoptère : <i>Fornax ledensis</i> x	<i>Microgadus tomcod</i>	Oiseaux :	Potamot :
b. sous-communauté intermédiaire :	Coléoptère : <i>Tenebrio calculensis</i> x	Chabot à tête plate :	- <i>Somateria cf. mollissima</i>	- <i>Potamogeton rutilans</i> xx
<i>Chlamys islandicus</i>	Coléoptère : <i>Byrrhus ottawaensis</i> x	<i>Cottus ricei</i>	Algues :	- <i>Potamogeton rutilans</i> xx
<i>Serripes groenlandicus</i>	Byrrhe pilule : <i>Byrrhidae</i> (<i>Cytilus</i> ou <i>Byrrhus</i>)	Hémithyridé d'Amérique :	- <i>Encyonema prostratum</i>	Potentille ansérine :
<i>Balanus hameri</i>	Trichoptère : <i>Phryganea</i>	<i>Myoxocephalus thompsoni</i>	- <i>Cymbella prostratum</i>	- <i>Potentilla anserina</i>
<i>Nuculana</i> sp. <i>Nucula tenuis</i>	<i>Phryganea</i> <i>efecta</i> x	Poissons semblables à la bavéuse :	Prêle fluviatile :	Saule :
Proximité du front glaciaire		<i>Blenniidae</i>	- <i>Equisetum fluviatile</i>	- <i>Salix</i> sp.
1 <i>Porlandia arctica</i>			Prêle faux-scirpe :	<i>Typha</i> à feuilles larges :
			- <i>Equisetum scirpoides</i>	- <i>Typha latifolia</i>
			Prêle des bois :	Vallisnerie américaine :
			- <i>Equisetum sylvaticum</i>	- <i>Vallisneria americana</i>
			Mousse aquatique :	(<i>V. spiralis</i>)
			- <i>Fontinalis</i> sp.	
			- <i>Fucus</i> :	
			- <i>Fucus digitalis</i>	

BASSES TERRES DU SAINT-LAURENT

Assemblages d'ostracodes (Cronin, 1977a, b)	Biozones à foraminifères, d'après des carottes du lac Champlain (Fillon et Hunt, 1974; Corliss et al., 1982)	Assemblages de foraminifères (Guilbault, 1980)	Assemblages de diatomées de la Mer de Goldthwait (Lortie, 1983)	Assemblages et communautés de coquilles, de foraminifères et d'ostracodes de la vallée de l'Outaouais et de la partie occidentale de la Mer de Champlain (Rodrigues et Richard, 1983, 1986; Anderson et al., 1985)	Synthèse biostratigraphique et paleohydrologique : séquence verticale composée et diachronique
Phase supérieure; eaux froides à tempérées, saumâtres : <i>Cytheromorpha tuscata</i> <i>Cytherura gibba</i> <i>Lepidocythere castanea</i>	5 <i>Eiphipidium clavatum</i>	Unités peu profondes : <i>Eiphipidium hallandense</i> ou <i>Eiphipidium albumbilicatum</i> Zone C, mésohaline tempérée : <i>Eiphipidium excavatum</i>	Phase supérieure; eaux saumâtres et peu profondes : <i>Cyclotella caspia</i> <i>Cocconeis costata</i> <i>C. scutellum</i> var. <i>stauroneiformis</i>	g) lac d'eau douce ou estuaire fluvial à <i>Lampsilis</i>	
Phase intermédiaire; eaux froides, euhalines ou polyhalines : <i>Cytheropteron</i> sp. <i>Finmarcchinella curvicosta</i> <i>Balinticythere</i> <i>emerginata</i> <i>Cythere lutea</i> <i>Palmanella limicola</i> <i>Cytheromorpha</i> <i>macchesneyi</i>	4 <i>Eiphipidium clavatum</i> et <i>Protelphidium</i> <i>orbiculare</i>	Zone B, mésohaline <i>Eiphipidium clavatum</i> forma <i>clavata</i> Zone A, arctique : <i>Cassidulina reniforme</i> <i>Islandiella helenae</i> ou <i>Eiphipidium excavatum</i> <i>Islandiella norcrossi</i>	Phase régressive; eaux moins profondes et plus saumâtres : <i>Cocconeis scutellum</i> var. <i>stauroneiformis</i> <i>Cocconeis costata</i> <i>Nitzschia cylindrus</i> <i>Chaetoceros</i> sp.	f) eaux côtières ou littorales, saumâtres, tempérées, peu profondes (température estivale de 20 °C; salinité de 3 à 18 ‰)	f) eaux côtières ou littorales, saumâtres, tempérées, peu profondes (température estivale de 20 °C; salinité de 3 à 18 ‰)
Phase de transition inférieure; eaux froides, douces ou saumâtres : <i>Candonia subtriangulata</i> <i>Cytheromorpha</i> <i>macchesneyi</i>	3 <i>Protelphidium</i> <i>orbiculare</i> et <i>Eiphipidium bartletti</i>	Zone de transition antérieure à la zone A, eaux profondes : <i>Cassidulina reniforme</i> <i>Eiphipidium</i> sp.	Phase marine; eaux profondes et salines : <i>Stephanopyrix furris</i> var. <i>intermedia</i> <i>Coscinodiscus</i> sp.	e) eaux mésohalines, arctiques ou subarctiques, à profondeur moyenne (température estivale de 10 à 12 °C; salinité de 18 à 24 ‰)	e) eaux mésohalines, arctiques ou subarctiques, à profondeur moyenne (température estivale de 10 à 12 °C; salinité de 18 à 24 ‰)
Phase de transition inférieure; eaux froides, douces ou saumâtres : <i>Candonia subtriangulata</i> <i>Cytheromorpha</i> <i>macchesneyi</i>	2 <i>Islandiella Islandica</i> et <i>Islandiella</i> <i>teretis</i>	Zone de transition antérieure à la zone A, eaux profondes : <i>Cassidulina reniforme</i> <i>Eiphipidium</i> sp.	Phase de transition inférieure; eaux froides, douces ou saumâtres : <i>Astronomion gallowayi</i> <i>Cassidulina reniforme</i> <i>Cibicides lobatulus</i> <i>Islandiella norcrossi</i>	d) eaux arctiques froides, polyhalines, à profondeur moyenne (salinité de 22 à 28 ‰)	d) eaux arctiques froides, polyhalines, à profondeur moyenne (salinité de 22 à 28 ‰)
Phase de transition inférieure; eaux froides, douces ou saumâtres : <i>Candonia subtriangulata</i> <i>Cytheromorpha</i> <i>macchesneyi</i>	1 <i>Islandiella teretis</i>	Zone de transition antérieure à la zone A, eaux profondes : <i>Cassidulina reniforme</i> <i>Eiphipidium</i> sp.	Phase de lac glaciaire; eaux douces, profondes : <i>Porlandia arctica</i> <i>Candonia subtriangulata</i> <i>Cytherissa lacustris</i> <i>Lymnocythere friabilis</i>	c) eaux arctiques froides, euhalines, profondes (température de 0 à 4 °C; salinité de 30 à 33 ‰)	c) eaux arctiques froides, euhalines, profondes (température de 0 à 4 °C; salinité de 30 à 33 ‰)
Phase de transition inférieure; eaux froides, douces ou saumâtres : <i>Candonia subtriangulata</i> <i>Cytheromorpha</i> <i>macchesneyi</i>				b) eaux transitionnelles froides, profondes; douces à saumâtres	b) eaux transitionnelles froides, profondes; douces à saumâtres
				a) lac glaciaire d'eau douce à <i>Candonia subtriangulata</i>	a) lac glaciaire d'eau douce à <i>Candonia subtriangulata</i>

x À vérifier
xx Position taxonomique incertaine

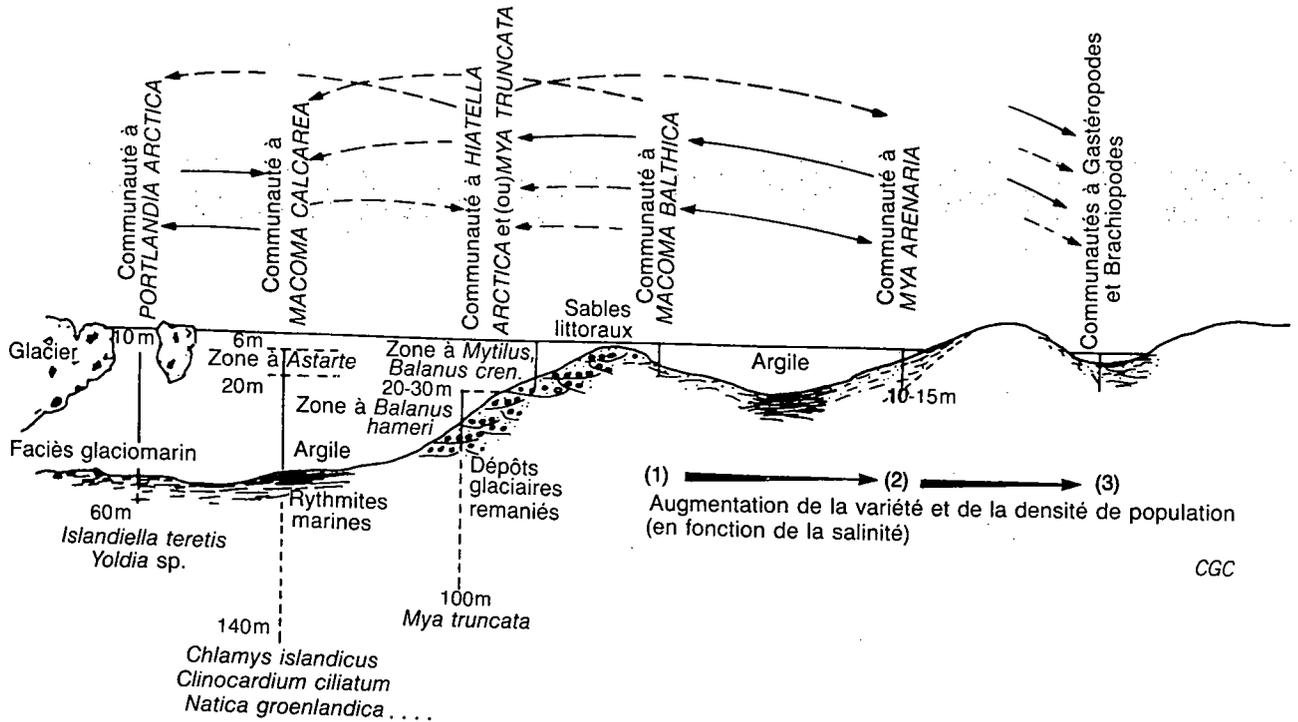


Figure 4-29. Principaux assemblages faunistiques de la Mer de Champlain en relation avec le type de substrat et la profondeur (Hilaire-Marcel, 1979).

Dionne (1963 b) et Locat (1977). Des témoins existent également sur la rive nord (Brodeur et Allard, 1985). La terrasse est mise en corrélation avec la plate-forme d'abrasion littorale observée dans les provinces atlantiques et attribuée au dernier interglaciaire, celui du Sangamonien (Grant, 1977). Elle implique une érosion littorale active associée à un niveau eustatique d'environ 6 m plus haut que l'actuel. L'âge n'a pu être établi directement. Toutefois, aux environs de Québec, elle est sous-jacente aux rythmites qui reposent sous les sédiments attribués à l'Intervalle de Saint-Pierre (LaSalle, 1984).

Le substratum sous les dépôts antérieurs à l'Intervalle de Saint-Pierre se trouve au niveau de base actuel ou en-dessous. Même en tenant compte de la compensation glacio-isostatique résiduelle, il semble par conséquent que le niveau de base du Saint-Laurent au Sangamonien (et peut-être celui des interglaciaires antérieurs) était aussi profond que celui d'aujourd'hui.

Les sédiments inférieurs à débris organiques de Pointe-Fortune semblent représenter l'optimum climatique du Sangamonien, qui équivaut à l'étage isotopique 5e de l'¹⁸O (T.W. Anderson, J.V. Matthews, Jr. et R.J. Mott, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1987; Veillette et Nixon, 1984; Anderson et al., 1987). Ces sédiments et les dépôts de 30 à 40 m d'épaisseur sous-jacents aux Sédiments de Saint-Pierre, près du stratotype, sont encore peu connus; il en est de même des dépôts de plus de 60 m d'épaisseur sous l'équivalent des Sédiments de Saint-Pierre à l'île aux Coudres (J.P. Leroux, ministère des Transports du Québec, rapport inédit, 1986). La découverte de plusieurs unités au-dessous de la formation classique des Sédiments de Saint-Pierre, dans la région de Saint-Pierre-les-Becquets (Lamothe, 1987;

Occhietti et al., 1987), porte à croire qu'il reste à décrire une longue séquence d'événements antérieurs à l'Intervalle de Saint-Pierre.

Dans les Appalaches, les sédiments pré-Johnville ont une origine non glaciaire, mais ils contiennent des galets provenant du Bouclier canadien (McDonald, 1971). Ils indiquent un intervalle non glaciaire antérieur à celui des Sédiments de Saint-Pierre et l'existence d'au moins une glaciation majeure antérieure à leur dépôt.

Événements glaciaires antérieurs à l'Intervalle de Saint-Pierre

Au moins trois grandes glaciations antérieures à l'Intervalle de Saint-Pierre ont été mises en évidence (Ford et al., 1984); leur nature, leur étendue et leur mode d'écoulement ne sont toutefois pas connus.

L'existence d'une glaciation antérieure aux sédiments pré-Johnville dans les Appalaches a été évoquée plus haut. Le Till de Johnville est attribué à une glaciation qui a immédiatement précédé l'Intervalle de Saint-Pierre; ce till affleure rarement (McDonald et Shilts, 1971; Shilts, 1981; Parent, 1984a).

Entre Montréal et Québec et entre Les Vieilles-Forges et le piémont appalachien, il existe plusieurs tills sous les Sédiments de Saint-Pierre. Il s'agit des tills de Bécancour, d'Odanak, de Donnacona et de Pointe Saint-Nicolas, du till inférieur de Pointe-Fortune (tableau 4-6B) et du till rencontré à la base des sondages près de Saint-Pierre-les-Becquets (Lamothe, 1987). Cependant, la corrélation de ces tills reste à étudier.

Tableau 4-9. Datations au ¹⁴C de concrétions carbonatées et datations par thermoluminescence de sédiments lacustres et glaciolacustres.

Unité lithostratigraphique	Localité	Âges ¹⁴ C	Caractéristiques du matériel daté par le ¹⁴ C	Âges établis par thermoluminescence	Références	Commentaires
Till de Gentilly	Pierreville	34 000 ± 1800/-1400 BP, UQ-312 36 400 ± 3000/-2400 BP, UQ-494 37 200 ± 2400/-2500 BP, I-12 894 26 000 ± 2300 BP, UQ-484	concrétions calcaires striées par le transport glaciaire		Lamothe, 1985	concrétions antérieures à l'invasion glaciaire; âge de la formation des concrétions et peut-être âge maximal de l'avancée glaciaire
Varves de la Formation de Pierreville	Pierreville	34 000 ± 1050 BP, UQ-406 $\delta^{13}C = -13.13\text{‰}$ 36 400 ± 3000/-2400 BP, UQ-494	concrétions calcaires ovoïdes	135 ± 26 ka > 82 ± 15 ka	Lamothe, 1984a, 1985	la formation des concrétions pourrait dater de 34 ka; la datation par thermoluminescence rapporte les sédiments à l'illinoien supérieur
Varves de la Formation de Deschailions	Deschailions	36 280 ± 2410 BP, QU-279 37 500 ± 2300/-1800 BP, QC-357 34 900 ± 1625/-1350 BP, QU-559	concrétions syngénétiques, discoïdales et déformées		Hillaire-Marcel et Pagé, 1981	âge de la formation des concrétions et probablement âge minimal des sédiments
Varves de la Formation de Gayhurst	Ancien barrage Gayhurst sur la Rivière Chaudière	32 900 ± 1450/-1225 BP, QC-508 20 640 ± 640 BP, QC-558 20 600 ± 350 BP, UQ-556	concrétions calcaires		Hillaire-Marcel, 1979	âge de la formation des concrétions, et âge minimal probable des sédiments
Varves de la Formation de Rivière aux Vaches	Pierreville	28 030 ± 760 BP, UQ-130	concrétions discoïdales	86,3 ± 17 ka > 76,7 ± 15 ka	Lamothe, 1984a, 1985	la formation des concrétions date peut-être de 28 ka; les sédiments datent de 86 ka
Silts et sables stratifiés de la Formation de Saint-François-du-Lac	Pierreville			61,2 ± 11 ka 61,1 ± 9,2 ka > 53,7 ± 8,1 ka	Lamothe, 1984a, 1985	les sédiments datent d'environ 60 ka

Outre les tills, les unités d'argile varvée nous renseignent sur les phases glaciaires anciennes qui ont eu lieu dans la vallée du Saint-Laurent. Chaque dépôt glaciolacustre est attribué au barrage de l'extrémité inférieure de la vallée par des glaces laurentiennes ou appalachiennes. Des épisodes lacustres ont précédé et suivi chaque événement glaciaire qui a comblé de glace la vallée du Saint-Laurent. Il est difficile de distinguer les différentes unités glaciolacustres, ce qui maintient une certaine ambiguïté dans la stratigraphie quaternaire des basses terres. Par exemple, sur la coupe de Pierreville, les sédiments varvés de la Formation de Pierreville (Lamothe, 1985) reposent sous les Sédiments de Saint-Pierre. La datation par thermoluminescence de ces sédiments donne un âge de 135 ka (tableau 4-9); si cet âge est exact, les dépôts dateraient de l'Illinoien supérieur (Lamothe, 1985). Selon Gadd (1971), les argiles finement laminées de Rivière aux Vaches qui affleurent sur la rive opposée de la rivière Saint-François, sont en corrélation avec la base de ces sédiments varvés, le tout formant une seule unité. Or, les âges d'environ 80 ka obtenus par thermoluminescence (Lamothe, 1984a; tableau 4-9) donnent à penser que ces argiles, recouvertes de sables stériles, représentent un épisode glaciolacustre postérieur à l'optimum climatique du Sangamonien (étage isotopique marin 5a), qu'elles sont plus jeunes que les varves de Pierreville et qu'elles ont précédé immédiatement le dépôt des Sédiments de Saint-Pierre. Gadd (1971) attribue la séquence varvée unique à un lac glaciaire postérieur à la glaciation qui a mis en place le Till de Bécancour. Il rapporte le till et les sédiments varvés au stade de Bécancour, qui précède immédiatement l'Intervalle de Saint-Pierre. Dreimanis et Karrow (1972) ont rebaptisé cet épisode du nom de Stade de Nicolet. Sur la base des datations par thermoluminescence et des données stratigraphiques, Lamothe (1984b, 1985) a conclu que les varves de Pierreville datent de l'Illinoien et qu'une lacune représentant l'Interglaciaire de Sangamon les sépare de ce qu'il a appelé les argiles de Rivière aux Vaches. Il existe donc un profond désaccord sur le nombre et la chronologie des unités glaciaires et lacustres reconnues dans la vallée du Saint-Laurent.

Événements de l'Intervalle de Saint-Pierre

Dans la vallée du Saint-Laurent, un groupe de sédiments glaciolacustres, lacustres et fluviaux vient s'intercaler entre le Till de Bécancour (ou certains tills anciens) et le Till de Gentilly (ou le groupe d'unités équivalentes) (tableau 4-10). La succession d'unités dans la partie centrale de la vallée a été examinée et définie par Gadd (1960, 1971), augmentée en partie par Occhietti (1980) et reconsidérée par Lamothe (1984a, b, 1985, 1987), Occhietti (1982) et Occhietti et al. (1987). D'autre part, cinq ensembles de séquences lithostratigraphiques ont été identifiées dans la sous-région (fig. 4-22): Pointe-Fortune (site 1), vallée du Saint-François (site 2), Les Vieilles-Forges-Saint-Pierres-Becquets (sites 3 et 4), Donnacona-Pointe Saint-Nicolas (sites 5 et 6) et Beauport-île aux Coudres (sites 7, 8 et 9). Les études palynostratigraphiques et les datations absolues effectuées jusqu'à présent ne permettent pas d'établir des corrélations incontestables entre les unités de ces cinq ensembles; toutefois, à en juger par la succession des dépôts (fig. 4-30), l'Intervalle de Saint-Pierre semble avoir été caractérisé par deux phases principales, un épisode fluvial non glaciaire à l'origine des Sédiments de Saint-Pierre



Figure 4-30. Unités du site de Pierreville: A. varves de Pierreville; B. Sédiments de Saint-Pierre; C. silts et sables lacustres; D. Till de Gentilly. 200300-V

(Gadd, 1960) et un épisode lacustre et deltaïque (Gadd, 1971; Occhietti, 1982; Lamothe, 1985).

Épisode fluvial non glaciaire. Les Sédiments de Saint-Pierre, composés de sable fluvial, de tourbe, de silt et d'argile, évoquent un milieu fluvial à énergie relativement faible. Il semble qu'à cette époque la vallée du Saint-Laurent était un large bassin à fond plat occupé par des tourbières et des lacs peu profonds reliés entre eux par un réseau fluvial assez étendu et à pente faible.

Le contenu pollinique et les macrofossiles de plantes et d'insectes sont révélateurs d'un climat interstadiaire, les températures étant généralement plus fraîches que celles d'aujourd'hui (Terasmae, 1958). D'après le diagramme pollinique établi par Terasmae aux Vieilles-Forges, *Picea* et *Pinus* constituent les genres dominants; les feuillus tempérés comme *Quercus*, *Fagus*, *Tilia* et *Carya* représentent la phase climatique optimale. L'abondance occasionnelle de bouleaux (*Betula*), d'aulnes (*Alnus*) et de plantes herbacées comme *Typha*, indique des variations locales, notamment du drainage. Le contenu pollinique révisé et la présence de la pruche de l'Est (*Tsuga canadensis*) dans la flore du site des Vieilles-Forges, évoquent une forêt boréale méridionale (Clet et Occhietti, 1988).

Dans les Appalaches, la Formation de Massawippi, qui est généralement mise en corrélation avec les Sédiments de Saint-Pierre (McDonald et Shilts, 1971), semble avoir une origine surtout lacustre. Elle contient des grains de pollen de *Picea*, *Pinus* et *Betula*, typiques de la forêt boréale, et d'espèces subarctiques.

L'âge et la durée de l'Intervalle non glaciaire de Saint-Pierre sont encore très controversés (voir la discussion dans Occhietti, 1982). Une première datation au ^{14}C , d'environ 11 ka, a amené Gadd (1953) à corréliser cet intervalle avec les intervalles d'Alleröd et de Two Creeks. Or cette datation, obtenue aux débuts de l'utilisation de la méthode, a été rapidement remise en question par les nombreuses nouvelles datations en excédant les limites. L'âge le plus ancien qui paraisse acceptable, obtenu par enrichissement isotopique, est de 74 700 (+2 700/-2 000) ans (QL-198; Stuiver et al., 1978). Il est assez proche de l'âge

Tableau 4-10. Corrélations lithostratigraphiques, vallée du Saint-Laurent et Appalaches méridionales.

		Vallée supérieure du Saint-Laurent (MacClintock, 1958; Clark et Karrow, 1963)	Région de Montréal et piémont des Appalaches méridionales (LaSalle, 1981; Prichonnet, 1982a; Veillette et Nixon, 1984)	Vallée moyenne du Saint-Laurent (Gadd, 1971; Occhiatti, 1982; Lamothe, 1985; Parent, 1987)	Québec et estuaire moyen du Saint-Laurent (Gadd, 1971; Karrow, 1957; LaSalle, 1984)	Appalaches méridionales Estrie, haute Beauce (McDonald and Shilts, 1971)	Bois-Francis Beauce (Chauvin, 1979a)
Holocène		Sédiments lacustres, fluviaux, éoliens et organiques					
Wisconsinien supérieur	Stade de Trois-Rivières	Sédiments marins					
		sédiments varvés	varves du lac Chambly	sédiments varvés		sédiments des lacs glaciaires Vermont et Memphrémagog	
		Till B (anciennement Till de Fort Covington)	Till de Saint-Jacques	Till de Gentilly (plusieurs unités)	Till de Gentilly, Till de Québec	Till de Lemoxville	Till de Thetford Mines
Wisconsinien moyen		-sédiments varvés -complexe du till intermédiaire -sédiments varvés	varves du lac Châteauguay			Formation de Gayhurst	Formation du Ruisseau Perry (sédiments varvés)
		Till A (anciennement Till de Malone)	Till de l'Ange-Gardien			Till de Chaudière	Till de Norbestos
Wisconsinien inférieur	Interstade de Saint-Pierre	sédiments varvés		rythmites	varves de Beaupré		
			Sédiments de Saint-Pierre	Formation de Saint-François-du-Lac, Sédiments de Saint-Pierre	Sédiments de Saint-Pierre, d'Anse aux Hirondelles et de Donnacona	Formation de Mississippi	
Wisconsinien inférieur ou Sangamonien et Illinoien	Stade de Nicolet			Formation de Rivière aux Vaches, Formation de Pierreville, Varves de Deschailions			
			till ancien de Pointe-Fortune	Till de Bécancour Till d'Odanak	Till de Bécancour, Till de Saint-Nicolas	Till de Johnville	
				sédiments varvés pré-Bécancour		sédiments pré-Johnville	

QUATERNAIRE

de 61 ka établi par thermoluminescence (Lamothe, 1984a; tableau 4-9). L'Interstade de Saint-Pierre a été attribué au Wisconsinien inférieur, et n'aurait duré que quelques milliers d'années (Terasmae, 1958; Dreimanis et Karrow, 1972). Étant donné qu'un seul till a été trouvé au-dessus des Sédiments de Saint-Pierre, près du stratotype, l'englacement de la région aurait duré pendant tout le reste du Wisconsinien. Des datations au radiocarbone de fragments de bois et de tourbe provenant d'unités mises en corrélation avec les Sédiments de Saint-Pierre (tableau 4-5) ont donné des âges de l'ordre de 28 à 38 ka et conduisent à une autre hypothèse selon laquelle l'Intervalle de Saint-Pierre aurait persisté pendant une grande partie du Wisconsinien moyen. LaSalle (1984) estime que les âges significatifs obtenus aux environs de Québec sont à écarter, les échantillons étant contaminés par de petites racines récentes, et que les datations obtenues par la méthode du benzène au laboratoire de Québec (dates QU) ou ailleurs ne sont pas fiables dans cette gamme d'âge. Le bois et la tourbe contenus dans les sédiments non glaciaires de l'île aux Coudres ont donné une première série d'âges significatifs (tableau 4-5). Brodeur et Allard (1985) ont mis en corrélation ces dépôts avec les Sédiments de Saint-Pierre, en retenant avec réserve l'hypothèse d'un intervalle de Saint-Pierre se prolongeant au Wisconsinien moyen. Deux nouvelles datations d'âge non significatif ont finalement été obtenues (M. Allard, Département de géographie, Université Laval, communication personnelle, 1987), qui permettent de corréler les dépôts de l'île aux Coudres aux Sédiments de Saint-Pierre sans modifier la durée généralement admise de l'Intervalle de Saint-Pierre.

Épisode lacustre. Des silts stratifiés et des silts argileux d'origine lacustre (partie moyenne de la formation de Saint-François-du-Lac; Lamothe, 1985), ainsi que des rythmites contenant des pollens thermophiles aux Vieilles-Forges (Clet et Occhietti, 1988) reposent au-dessus des Sédiments de Saint-Pierre. Le contenu pollinique est abondant et les essences thermophiles (*Tsuga*, *Tilia*, *Carya*) comptent pour 7,6% des grains de pollen dans les rythmites des Vieilles-Forges (Clet et Occhietti, 1988). Les silts stratifiés passent progressivement vers le haut à des sables déposés sous forme d'épandages en eau peu profonde à Pierreville (partie supérieure de la formation de Saint-François-du-Lac; Lamothe, 1985), et à des sables prodeltaïques et deltaïques aux Vieilles-Forges (Occhietti, 1980). D'après l'altitude du sommet de ces sédiments aux Vieilles-Forges, le lac a atteint une altitude d'au moins 36 m au-dessus du niveau actuel de la mer (Occhietti, 1982). La figure 4-31 montre l'étendue hypothétique du lac, dont l'origine reste à éclaircir.

Contexte environnemental de l'Intervalle de Saint-Pierre. Au cours de l'Intervalle de Saint-Pierre, le niveau de base du réseau hydrographique dans lequel les sédiments se sont accumulés a varié entre 5 et 27 m au-dessus du niveau actuel de la mer. L'altitude maximale relative a été établie d'après l'altitude actuelle des sédiments organiques à l'île aux Coudres. Le contexte paléo-environnemental suppose des conditions de type interstadaire, associées à l'une des phases tempérées fraîches de la fin du Sangamonien ou du début du Wisconsinien (Occhietti, 1980, 1982). Le niveau de la mer était alors à -13 ou -18 m par rapport au niveau moyen actuel. La différence d'altitude entre les sédiments soulevés et le faible niveau eustatique de l'intervalle peut s'expliquer par l'enfoncement isostatique de la vallée du Saint-Laurent; ce dernier était causé par une surcharge

glaciaire sur le Bouclier canadien et était peut-être accentué par un éventuel enfoncement résiduel hérité du stade glaciaire antérieur.

En conclusion, l'Intervalle de Saint-Pierre évoque un climat frais, une sédimentation dans une vallée large, un enfoncement glacio-isostatique modéré et un niveau eustatique plus bas qu'aujourd'hui. Ces conditions ressemblent à celles du début de l'Holocène, il y a environ 8 ka. La Mer de Champlain avait alors quitté la vallée du Saint-Laurent et le réseau fluvial se développait sur un fond de vallée plat colonisé par une pessière ouverte (Richard, 1977). Le glacier couvrait encore la moitié environ du Québec et le niveau moyen mondial de la mer était de -13 à -15 m, d'après la courbe de Clark (1980).

Dernier maximum glaciaire

Gadd (1971) a donné le nom de Stade de Gentilly à l'ensemble des événements glaciaires qui ont suivi l'Intervalle de Saint-Pierre. Occhietti (1982) l'a rebaptisé Stade de Trois-Rivières, nom retenu dans ce chapitre (voir le tableau 4-11 pour la séquence des événements de chaque secteur de la sous-région).

La limite supérieure du Stade de Trois-Rivières est définie par la fin de l'épisode de la Moraine de Saint-Narcisse, vers 10,8 ka (LaSalle et Elson, 1975; Occhietti, 1977b, 1982). La limite inférieure n'est pas l'objet d'un consensus. D'après l'âge de la fin de l'épisode lacustre identifié aux Vieilles-Forges et postérieur aux Sédiments de Saint-Pierre, le stade a commencé après 75 ka; soit au Wisconsinien inférieur (Dreimanis et Karrow, 1972; Dreimanis, 1977), c'est-à-dire au début de l'étage 4 de la stratigraphie isotopique marine; soit au Wisconsinien moyen, durant l'étage isotopique 3 (voir discussion dans Occhietti, 1982).

Le Stade de Trois-Rivières n'est représenté que par un seul till dans la vallée de l'Outaouais, dans les parties inférieure et moyenne de la vallée du Saint-Laurent et en bordure des Laurentides. Cette unité a été désignée par les

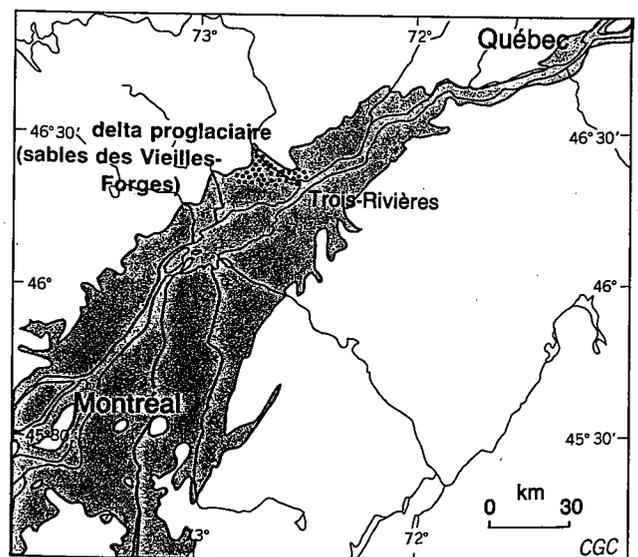


Figure 4-31. Extension possible du lac proglaciaire dans lequel ont été déposés les sables et silts des Vieilles-Forges à la fin de l'Intervalle de Saint-Pierre.

noms de Till de Gentilly, Till de Québec et Formation de Matawin (tableaux 4-6A, 4-10). Elle peut inclure un till basal à lithologie locale et des dépôts non diamictiques de faible extension qui suggèrent des fluctuations glaciaires locales (Gadd, 1971; Occhietti, 1977b, 1980). On pense en général que cette unité représente un seul cycle glaciaire. Dans les Appalaches, le Stade de Trois-Rivières comprend trois parties: une première phase glaciaire à l'origine du Till de Chaudière, une période de retrait représentée par la Formation de Gayhurst, et une dernière phase glaciaire à l'origine du Till de Lennoxville (tableaux 4-6C, 4-10). Dans la vallée supérieure du Saint-Laurent, la position du till inférieur (tableau 4-6C) ne peut être clairement établie, faute de dépôts fluviatiles que l'on pourrait corrélérer aux Sédiments de Saint-Pierre; le till inférieur est soit antérieur aux Sédiments de Saint-Pierre soit l'équivalent du Till de Chaudière et de la première phase du Stade de Trois-Rivières.

Au cours du Stade de Trois-Rivières, le centre de dispersion de l'inlandsis centré sur le Nouveau-Québec s'est vraisemblablement déplacé vers l'ouest, entre le début de la glaciation et les dernières grandes avancées (Occhietti, 1983). Il est également possible qu'une ou plusieurs calottes glaciaires appalachiennes, d'abord autonomes puis ensuite coalescentes, se soient formées sur les hauts plateaux du Québec, du Maine et peut-être du Vermont (fig. 4-32). La vallée du Saint-Laurent a canalisé plusieurs lobes et courants glaciaires qui ont changé de direction au cours du temps. Pendant le stade, la séquence générale des écoulements semble être la suivante: en amont de Québec, les premières glaces laurentidiennes ont progressé vers le sud-ouest et remonté la vallée du Saint-Laurent; les glaces appalachiennes ont vraisemblablement envahi le sud de la vallée à la même époque, se déplaçant vers le nord dans le secteur est et vers l'ouest dans le secteur ouest (fig. 4-32). Au cours du maximum glaciaire, la glace en provenance du Bouclier canadien a traversé la vallée du Saint-Laurent, les Appalaches et la vallée du lac Champlain; elle a envahi les Adirondacks dans le nord de l'État de New York. Pendant la déglaciation, une baie de vélage dans le golfe du Saint-Laurent a provoqué l'inversion du sens d'écoulement glaciaire dans les Appalaches et la vallée du Saint-Laurent et un mode d'écoulement influencé par la topographie locale sur la marge méridionale du Bouclier canadien.

La phase glaciaire inférieure du Stade de Trois-Rivières et du Till de Chaudière

Avant l'épisode glaciolacustre de Gayhurst et le paroxysme glaciaire, les glaces laurentidiennes ont recouvert l'ensemble de la vallée du Saint-Laurent et buté probablement contre les glaces appalachiennes. Quelques rares fabriques à deux dimensions, à la base du Till de Gentilly, et quelques stries d'âge non connu, indiqueraient un sens d'écoulement vers le sud-ouest, au moins au début de l'épisode (Gadd, 1971; Occhietti, 1977; Lamothe, communication personnelle; fig. 4-32). Dans la vallée moyenne du Saint-Laurent, on ne reconnaît généralement pas de till associé à cette phase et distinct du till attribué au maximum glaciaire du Wisconsinien supérieur.

Par contre, dans les Appalaches, le Till de Chaudière, postérieur à la Formation de Massawippi (l'équivalent des Sédiments de Saint-Pierre) est sous-jacent aux sédiments glaciolacustres de la Formation de Gayhurst; le tout est

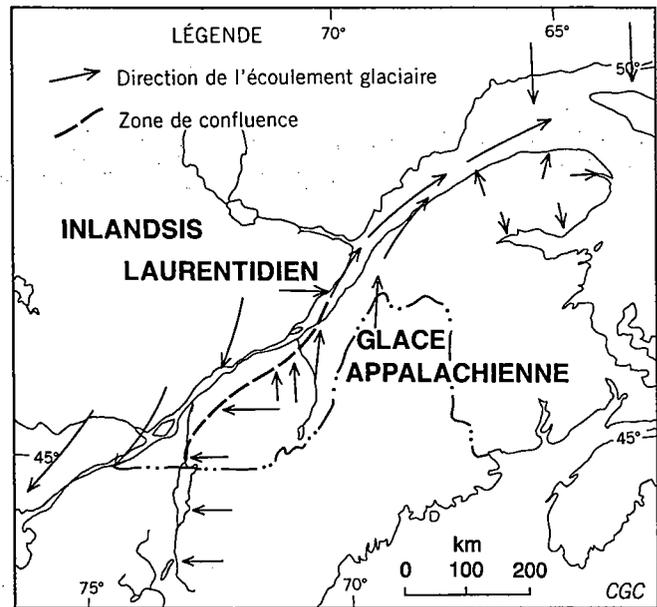


Figure 4-32. Écoulement glaciaire durant la phase de croissance glaciaire au Wisconsinien inférieur.

recouvert par le Till de Lennoxville du Wisconsinien supérieur. Cet ensemble de deux tills et de sédiments stratifiés intercalés est mis en corrélation avec l'unique Till de Gentilly de la vallée moyenne du Saint-Laurent; les unités des deux régions occupent apparemment la même position stratigraphique au-dessus des dépôts de l'Intervalle de Saint-Pierre et au-dessous des dépôts postglaciaires. Les zones inférieures du Till de Chaudière ont vraisemblablement été déposées par des glaces s'écoulant vers le nord-ouest et vers l'ouest à partir d'une calotte glaciaire localisée sur la haute Beauce et le nord de l'État du Maine (fig. 4-32; McDonald, 1967; Shilts, 1976, 1981; Parent, 1984a). Plus tard, l'écoulement serait venu du nord-ouest, ce qui implique que les glaces laurentidiennes auraient intégré les glaces appalachiennes jusqu'en Estrie (McDonald et Shilts, 1971). Toutefois, Parent (1984a, 1987) apporte au contraire les preuves qu'une partie de la région est restée exclusivement occupée par la glace appalachienne.

Épisode de déglaciation partielle

Au cours d'un intervalle d'âge non déterminé, habituellement placé avant le maximum glaciaire, une grande partie des Appalaches méridionales du Québec semble avoir été déglacée (McDonald et Shilts, 1971; fig. 4-33). Durant cet épisode, l'Inlandsis laurentidien semble être resté dans la vallée moyenne du Saint-Laurent. Il a bloqué le drainage du versant nord des Appalaches, ce qui a entraîné la retenue du Lac glaciaire Gayhurst pendant au moins 4 ka, d'après le nombre de varves comptées dans la Formation de Gayhurst (Shilts, 1981). Cet intervalle pourrait être l'équivalent de l'Interstade de Plum Point, situé entre 32 et 23 ka, ou encore, ce qui est moins plausible, de l'Interstade de Port Talbot, situé entre 53 et 36 ka (Dreimanis et Karrow, 1972). Une datation non significative de débris organiques de >20 ka (McDonald et Shilts, 1971) donne l'âge minimal de la Formation de Gayhurst.

Tableau 4-11. Corrélation des événements postérieurs à l'intervalle de Saint-Pierre.

Unités climatostratigraphiques conventionnelles	Âge	Laurentides méridionales et vallée moyenne du Saint-Laurent (Gadd, 1971; Occhietti, 1982)	Appalaches du Québec méridional (MacDonald et Shills, 1971; Lortie, 1975; Chauvin, 1979a, b; Shills, 1981; Parent, 1987)	Vallée supérieure du Saint-Laurent, Montréal (MacClintock et Stewart, 1965; Presti et Rodde-Keiser, 1977; Prichonnet, 1982a; Clark et Karrow, 1983; LaSalle, 1984)	Vermont, lac Champlain (Stewart et MacClintock, 1969)	Estuaire moyen, bas Saint-Laurent, vallée de la Chaudière (Gadd, 1978a; LaSalle et al., 1979; Martineau et Corbell, 1983)
Stade de Shawinigan	6 ka	Stade de Shawinigan?				
Stade de Trois-Rivières	11 ka	épisode de la Formation de Matuwin	épisode du Till de Lennoxville, <i>laurentidien</i>	Till B (anciennement Till de Covington)	épisode du Till de Burlington	épisode du till de Lennoxville, <i>laurentidien</i>
		épisode du Till de Gentilly	lac glaciaire Vermont lac glaciaire Memphramagog inversion des Bois-Francis	lac glaciaire Chambly	lac glaciaire Vermont	inversion des monts Notre-Dame
		lac glaciaire Gayhurst	lac glaciaire Chamby	lac glaciaire Châteauguay	lac glaciaire	?
Interstade de Saint-Pierre	40 ou 70 ka	?	inversion d'Asbestos, <i>laurentidien</i>	complexe du till intermédiaire	épisode du Till de Shelburne	épisode du Till de Chaudière, <i>appalachien</i>
		épisode lacustre (turbidites)	épisode du Till de Chaudière <i>appalachien</i>	Till A (anciennement Till de Malone) épisode du Till de l'Ange-Gardien		
	?	(Saint-Pierre)	(Massawippi)			(Vallée-Jonction)

On pense généralement que les Grands Lacs méridionaux étaient libres de glace durant cet épisode (Karrow, 1984, 1989). La déglaciation de la vallée supérieure du Saint-Laurent et du bassin du lac Champlain lui est également associée, sans preuves chronologiques directes. De nombreux dépôts indiquent un épisode de déglaciation qui pourrait dater du Wisconsinien moyen: les sédiments glaciolacustres intercalés entre le Till de Shelburne et le till supérieur de Burlington, dans le bassin du lac Champlain; les sédiments du lac Châteauguay, au sud de Montréal (LaSalle, 1984); les sédiments intercalés entre le Till de l'Ange Gardien et le till supérieur aux environs de Granby (Prichonnet, 1984a) et les varves de la partie supérieure du Complexe du till intermédiaire de la région de Montréal (Prest et Hode-Keyser, 1977). Le contexte paléogéographique de l'épisode de Gayhurst ressemble à celui de la fin du Wisconsinien supérieur, immédiatement avant l'invasion de la Mer de Champlain (fig. 4-33).

Le maximum glaciaire du Wisconsinien supérieur

Les tills superficiels de la région (partie supérieure du Till de Gentilly, Till de Lennoxville et leurs équivalents, tableaux 4-6A, C) sont mis en corrélation avec le maximum du Wisconsinien supérieur et la déglaciation subséquente. Toutes ces unités mettent en évidence un écoulement glaciaire général du Bouclier canadien vers le sud-est et le sud (fig. 4-34a). Au cours de cette phase, l'Inlandsis laurentidien a recouvert la Gaspésie (David et Lebus, 1985), a envahi le bassin des Grands Lacs (Karrow, ce chapitre) et s'est étendu jusqu'au large de la côte du Maine et à Long Island. L'inlandsis a peut-être atteint son étendue maximale avant 21,3 ka à Long Island (Sirkin, 1981); il avait déjà commencé à reculer au nord du New Jersey à 18,5 ka (Cotter et al., 1985).

Deux facteurs principaux, la topographie et une baie de vélage (ou un important courant glaciaire) dans le golfe du Saint-Laurent, ont influencé la dynamique glaciaire durant le retrait. D'après Thomas (1977), Lebus et David (1977), LaSalle et al. (1977 a,b), la baie de vélage a engendré un amincissement de la glace dans l'axe de la vallée du Saint-Laurent. Celui-ci (associé d'après l'auteur à un fort courant glaciaire) est à l'origine d'un gradient de pente vers le nord, pour les glaces de l'inlandsis sur les Appalaches du Québec et du nord-ouest du Maine (Shilts, 1981; Lowell, 1985; fig. 4-34b), et d'une brève inversion du sens d'écoulement de ces glaces. Celles-ci ont abandonné peu de débris mais ont laissé de nombreux témoins à orientation nord et ouest sur le versant nord des Appalaches (Lamarque, 1971, 1974; Gauthier, 1975; Lortie, 1976; Rencz et Shilts, 1980), de la rivière Saint-François jusqu'en Gaspésie. Après cette inversion, les glaces résiduelles ont eu tendance à s'écouler dans les vallées, puis, pendant la décrépitude glaciaire, les reliefs ont été déglacés les premiers et d'épaisses langues de glace stagnante se sont maintenues dans les vallées (Gerath et al., 1985). Il en résulte une disposition complexe des témoins de la marge glaciaire, des dépôts de stagnation et des lacs glaciaires locaux, qui rend difficiles les corrélations d'une vallée à l'autre et qui ouvre la voie à des interprétations paléogéographiques controversées (Gadd, 1983, 1984; Parent, 1984b; Dubois et al., 1984).

Le retrait glaciaire de la moraine terminale jusqu'au début de la déglaciation finale des Appalaches du Québec

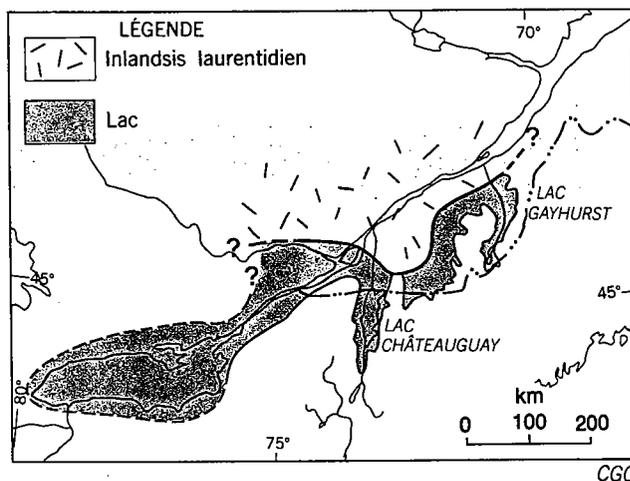


Figure 4-33. Paléogéographie des basses terres du Saint-Laurent au maximum de la déglaciation du Wisconsinien moyen.

a duré pas moins de 5 ka; ce laps de temps inclut l'Interstade d'Érié, le Stade de Port Bruce, l'Interstade de Mackinaw et une grande partie du Stade d'Huron (Karrow, 1989). Plusieurs moraines de retrait et de réavancée ont été construites dans la vallée d'Hudson-Champlain (Connally et Sirkin, 1973); la baie de vélage du golfe du Saint-Laurent a séparé les glaces de Gaspésie de l'inlandsis; l'écoulement des glaces sur les Appalaches du Québec s'est inversé et les glaces résiduelles se sont écoulées dans les vallées puis ont stagné faute d'une épaisseur suffisante. Le retrait glaciaire est ensuite marqué par le prolongement de la baie de vélage dans l'estuaire du Saint-Laurent, la fonte des glaces stagnantes appalachiennes, le retrait glaciaire du bassin du lac Ontario, de la vallée supérieure puis de la vallée centrale du Saint-Laurent.

Progression de la baie de vélage

La majorité des chercheurs admettent que la baie de vélage a progressé jusqu'à Québec; la vitesse de cette progression du golfe vers l'estuaire du Saint-Laurent et l'éventuel prolongement de la baie de vélage restent l'objet de controverses. D'après les âges ^{14}C de coquilles marines, la baie de vélage avait déjà dépassé Sainte-Marthe-de-Gaspé et atteint Trois-Pistoles à 13,4 ka (Locat, 1977; David et Lebus, 1985) et Québec à 12,4 ka. Selon Gadd (1980b) et Richard (1975b), elle aurait atteint Ottawa à 12,7 ka. Cette dernière hypothèse reposait seulement sur une datation controversée obtenue à Clayton, en Ontario (GSC-1859), que Karrow et al. (1975), Karrow (1981b) et Hillaire-Marcel (1981b) ont rejetée; une nouvelle datation du même site par accélérateur a donné un âge de $12\,180 \pm 90$ BP (TO-245). Par ailleurs, l'hypothèse d'une baie de vélage jusqu'à la vallée de l'Outaouais était rejetée par Karrow (1981b): d'après la chronologie de la région des Grands Lacs, les eaux marines ne pouvaient pas s'étendre au bassin occidental de la Mer de Champlain avant la fin, après 12 ka, de la phase Belleville du Lac glaciaire Iroquois (voir les autres arguments dans la sous-section *Chronologie de la section Épisode marin postglaciaire*).

Le retrait glaciaire dans les Appalaches du Québec. On a vu plus haut que le mode de retrait glaciaire dans les Appalaches est complexe et dépourvu de bons repères chronologiques. En haute Beauce, les formes de décrépitude mettent en évidence un retrait du front glaciaire vers le NNW, transversal à la vallée de la Chaudière (Gadd, 1978a). À l'ouest de cette vallée, sur les bas plateaux de la Beauce et des Bois-Francis, la masse de glace appalachienne semble fonctionner indépendamment du reste de l'inlandis et se dissipe selon un mode complexe, d'après les stries glaciaires (fig. 4-34b; Lortie, 1976), la présence d'un till de fusion sur place de glace stagnante près de Thetford Mines (Chauvin, 1979b) et l'absence de moraines de récession bien individualisées (Parent, 1987). Plus au sud, dans la région du lac Mégantic, et plus au sud-ouest, dans les Appalaches de la région de Sherbrooke, l'inlandis se retire selon un front approximativement latitudinal, fortement influencé par la topographie (Shilts, 1981; fig. 4-23). La glace s'écoule vers le SSE et construit, entre 13,5 et 12,5 ka, la Moraine de Cherry River (McDonald, 1967), la moraine interlobaire des monts Stoke (McDonald, 1967; Clément et Parent, 1977), les systèmes morainiques de Ditchfield, Mégantic, La Guadeloupe (Shilts, 1981) et de Tingwick-Ulverton (Parent, 1987). La dislocation de masses secondaires de glace engendre localement des écoulements influencés par la topographie, notamment sur le piémont appalachien à l'est de l'axe du lac Champlain et du Richelieu (Prichonnet, 1977, 1982 a et b, 1984 a). Une série de lacs glaciaires secondaires (Clément et Parent, 1977; Larocque et al, 1983 a, b) et l'important Lac Memphrémagog, bloqués entre les seuils appalachiens et le front de l'inlandis, accompagnent le retrait glaciaire (Boissonnault et Gwyn, 1983; McDonald, 1967; Parent, 1984b).

Le retrait glaciaire dans le bassin du lac Ontario et la vallée supérieure du Saint-Laurent. La disposition des témoins de l'écoulement et du retrait des glaces dans la

région amont de la vallée du Saint-Laurent indique un front glaciaire en retrait composé de plusieurs lobes (Gadd, 1980 a, b). Un lobe s'écoulait vers le sud dans la dépression du lac Champlain-Hudson. Au sud de ce lobe, un lac glaciaire à plusieurs phases se déversait dans l'Hudson et suivait le front glaciaire en retrait vers le nord (Connally et Sirkin, 1973; fig. 4-35a). Le dernier épisode lacustre est celui de la phase Fort Ann du Lac glaciaire Vermont qui s'est terminée avec l'invasion de la Mer de Champlain, vraisemblablement vers 12 ka (Cronin, 1979b).

À la fin du Wisconsinien, la glace s'écoulait dans la vallée supérieure du Saint-Laurent, entre Montréal et l'arche de Frontenac. Elle buttait contre les Adirondacks au sud, et a maintenu ainsi des lacs glaciaires dans cette partie de la vallée durant presque toute la déglaciation. Elle a, de plus, isolé les lacs du bassin du lac Ontario de ceux du bassin du lac Champlain, à peu près jusqu'à l'invasion marine.

Un important courant glaciaire s'étendait de la région d'Ottawa vers le sud puis bifurquait vers le sud-ouest jusque dans le bassin du lac Ontario. Le retrait de ce lobe a rendu possible la formation du Lac Iroquois et son extension vers le nord-est (Muller et Prest, 1985). Ce lac glaciaire se vidangeait vers l'est dans la rivière Mohawk à Rome, dans l'État de New York, il y a environ 12,5 ka. La déglaciation de la région de Covey Hill a fait ensuite baisser le niveau du Lac Iroquois, en favorisant la coalescence des eaux du bassin du lac Ontario avec celles du lac Champlain en une seule nappe d'eau qui se drainait vers le sud. Cette coalescence a combiné la phase Fort Ann du Lac glaciaire Vermont dans le bassin du lac Champlain, le lac Chambly au sud de Montréal (LaSalle, 1981) et la phase Belleville de la partie est du bassin du lac Ontario (fig. 4-35b). D'après la présence d'ostracodes d'eau douce, surtout de *Candona subtriangulata*, dans les sédiments sus-jacents aux dépôts glaciaires, Anderson et al. (1985)

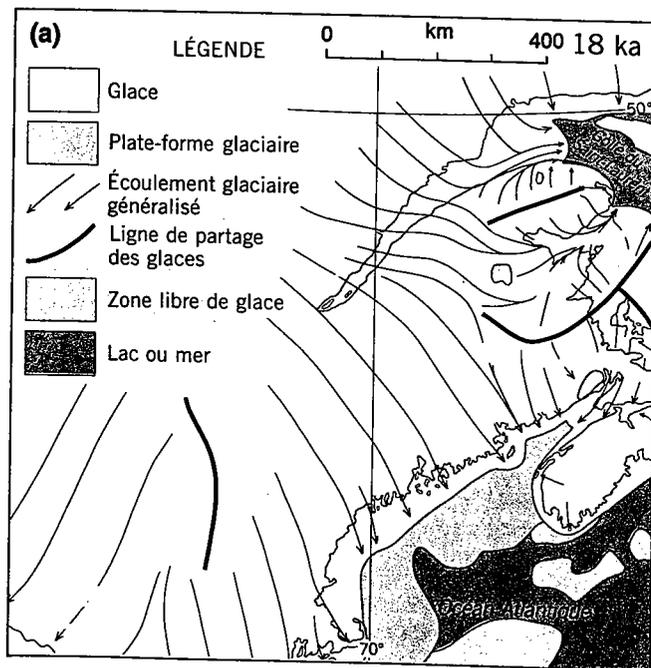


Figure 4-34a. Écoulement glaciaire lors du maximum de la glaciation du Wisconsinien supérieur.

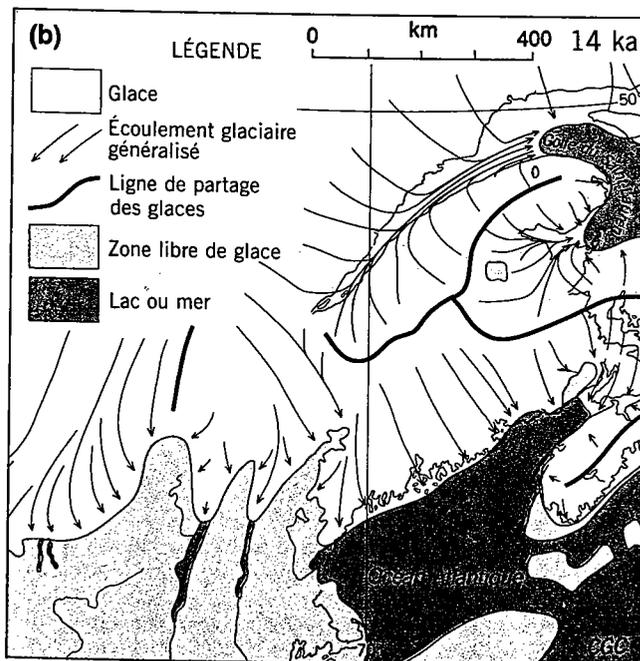


Figure 4-34b. Écoulement glaciaire lors de la formation d'une baie de vélage dans le golfe du Saint-Laurent.

ont suggéré d'étendre ce lac jusque dans la région d'Ottawa. Rodrigues et Richard (1986) doutent qu'un lac unique ait occupé toute la région d'Ottawa et du haut Saint-Laurent. Le niveau du lac s'est abaissé et les eaux douces ont été remplacées par l'eau de mer lorsque le retrait glaciaire de la vallée moyenne du Saint-Laurent a permis l'invasion de la Mer de Champlain, vraisemblablement vers 12 ka.

À l'ouest d'Ottawa, la glace s'écoulait vers le sud à travers la vallée de l'Outaouais et par dessus le massif Algonquin, en direction du bassin du lac Ontario (fig. 4-35a). Dès le début du retrait, ce lobe s'est séparé de la glace du bassin du lac Ontario; la Moraine d'Oak Ridges a été construite entre ces deux lobes. À la suite de l'amincissement de la glace et de la déglaciation des reliefs du massif Algonquin, les glaces furent déviées vers le sud-est pour former dans la vallée de l'Outaouais un lobe glaciaire local. Ce lobe a laissé une série de petites moraines de retrait vers l'amont de la vallée, à partir de Renfrew (Gadd, 1980b; Barnett et Kennedy, 1987). La chronologie de la déglaciation de la vallée de l'Outaouais est mal connue, mais on sait que la Mer de Champlain avait déjà atteint Westmeath à 20 km à l'est de Pembroke, il y a $11\ 000 \pm 160$ BP (GSC-1664, Lowdon et Blake, 1979), et que la glace avait quitté la vallée de l'Outaouais en aval du lac Témiscamingue, de telle sorte que les Grands Lacs ont pu utiliser l'exutoire de North Bay avant 10,1 ka (Harrison, 1972).

Le retrait glaciaire dans la vallée moyenne du Saint-Laurent. Dans la vallée moyenne du Saint-Laurent, plusieurs collines Montérégiennes ont formé des nunataks avant 12,5 ka et la Mer de Champlain a apparemment envahi la rive sud de la vallée du Saint-Laurent quelques siècles plus tard (Prichonnet, 1977). Rien n'indique qu'il y ait eu des arrêts ou des réavancées importantes au cours du retrait glaciaire dans les basses terres. Toutefois, la disposition des crêtes morainiques et des dépôts fluvioglaciai-

res dispersés évoque un front glaciaire arqué, en retrait vers le nord ou le nord-ouest (Prichonnet et al., 1982b; Prichonnet, 1984b). Le front glaciaire en retrait s'est stabilisé près de la marge du Bouclier canadien, au nord et au nord-ouest de la vallée; les glaces ont réavancé, au moins localement, ont chevauché les sédiments marins et formé la Moraine de Saint-Narcisse (Parry et Macpherson, 1964; fig. 4-36) entre 11 et 10,6 ka (Occhiotti, 1980). Cette période de construction morainique et la déglaciation subséquente sont appelées Stade de Shawinigan (Occhiotti, 1980; tableau 4-11). D'après LaSalle et Elson (1975), la Moraine de Saint-Narcisse représenterait une période de stabilisation de la marge de l'inlandsis sous l'influence de facteurs climatiques. Hillaire-Marcel et al. (1981) voient plutôt dans la Moraine de Saint-Narcisse une forme de rééquilibrage par ancrage de la glace au substratum, après un retrait glaciaire accéléré. Le recul du front glaciaire au nord de la Moraine de Saint-Narcisse marque la fin de la déglaciation de la vallée du Saint-Laurent. Le front glaciaire a ensuite reculé jusqu'à l'amont du lac Saint-Jean, loin au nord de la Moraine de Saint-Narcisse, et ouvert ce bassin aux eaux marines vers 10,3 ka (LaSalle et Tremblay, 1978; Vincent, 1989).

Épisode marin postglaciaire

Les régions adjacentes au golfe du Saint-Laurent, à la vallée du Saint-Laurent et à la basse vallée de l'Outaouais ont été inondées par la mer pendant la déglaciation de la fin du Wisconsinien. Une mer postglaciaire, appelée Mer de Goldthwait, occupait l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent en aval de Québec. Une mer éphémère, appelée Mer de Champlain, a envahi la vallée en amont de Québec, sur une superficie totale diachronique de 55 000 km², entre 12 et 9,5 ka (Elson, 1969a; fig. 4-36).

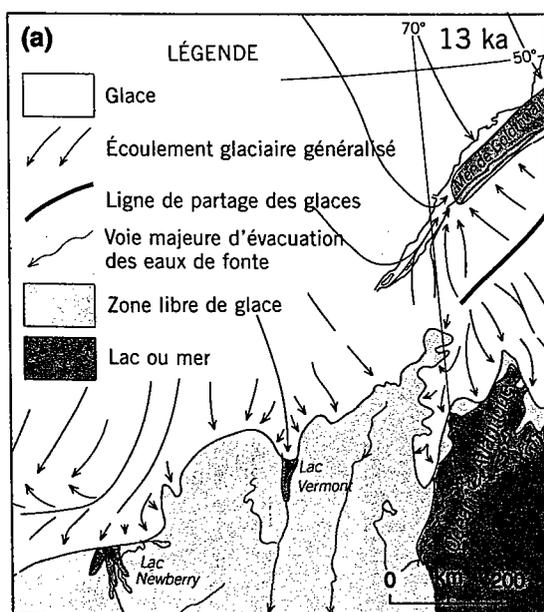


Figure 4-35a. Écoulement glaciaire après le retrait du front de l'inlandsis jusqu'au voisinage de la frontière entre le Québec et les États-Unis.

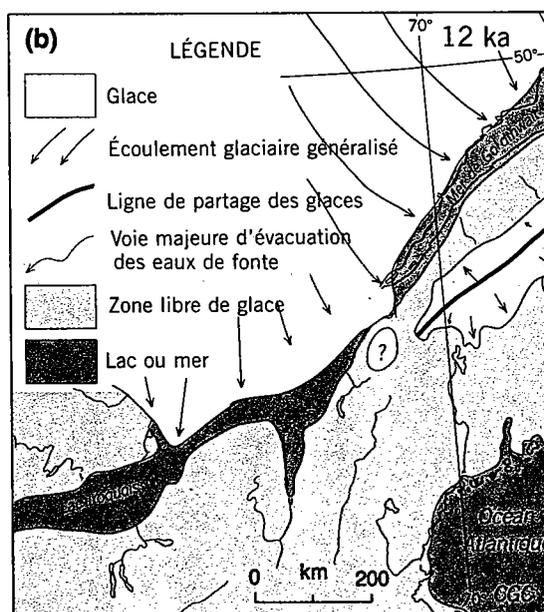


Figure 4-35b. Paléogéographie avant l'incursion de la Mer de Champlain dans la vallée supérieure du Saint-Laurent.

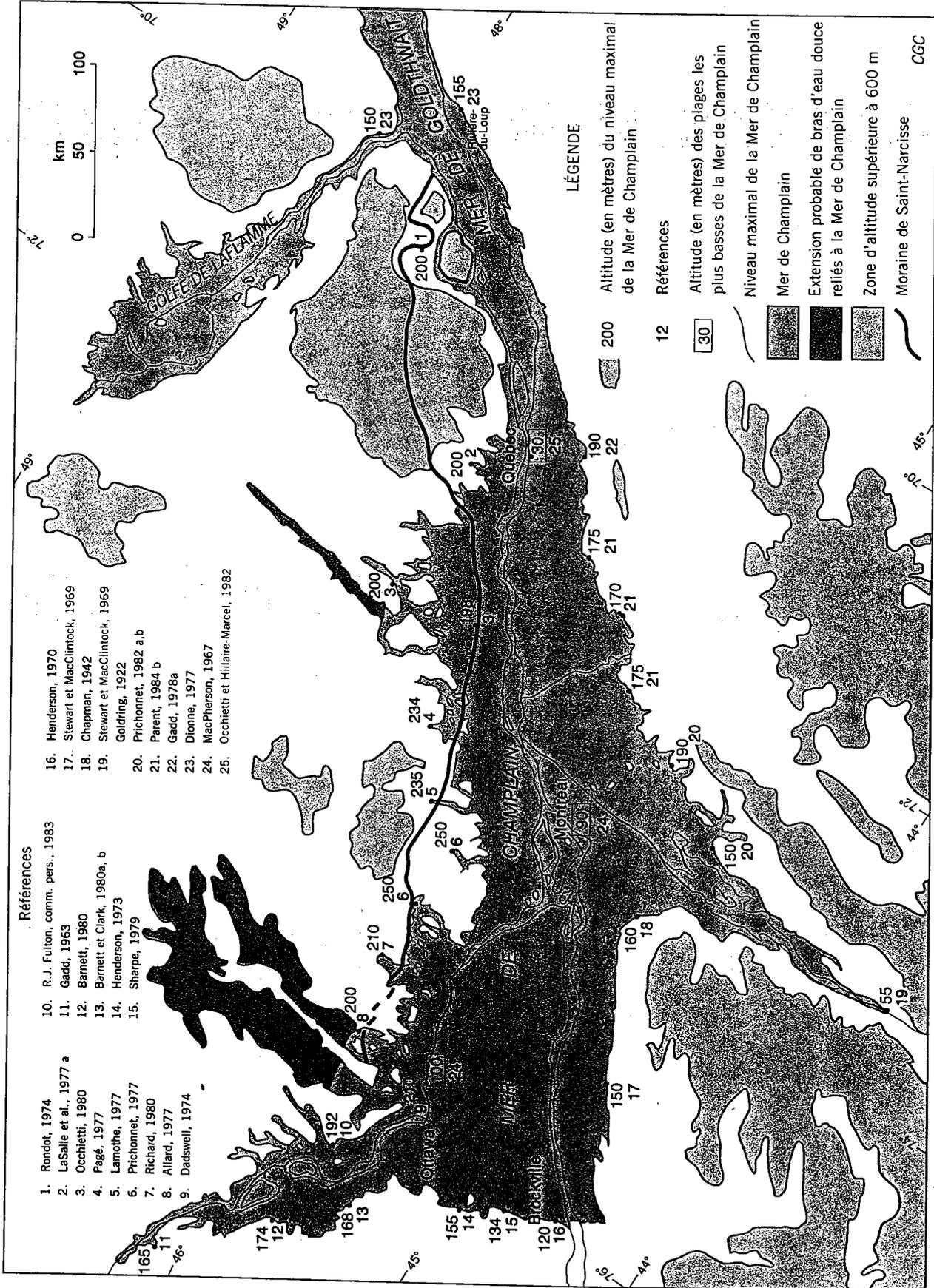


Figure 4-36. Extension maximale diachronique et limite supérieure de la Mer de Champlain.

Lithostratigraphie

Les sédiments de la Mer de Champlain sont déjà décrits dans la section sur les sédiments marins. La succession lithostratigraphique comprend les dépôts de retrait glaciaire incluant des sédiments glaciolacustres et glaciomarine, les sédiments d'inondation marine en eaux calmes ou profondes et les sédiments de régression. Les sédiments de retrait et d'inondation sont diachroniques d'est en ouest et du sud au nord du bassin; les dépôts de régression sont diachroniques de la périphérie vers le centre du bassin. Les faciès mixtes de marge glaciaire et de transgression marine ont suivi le front glaciaire en retrait. Les sédiments littoraux et de régression se sont déposés sur la marge de la mer, dont le niveau eustatique montait, et du continent, soulevé par compensation glacio-isostatique.

Biostratigraphie

Les sédiments de la Mer de Champlain contiennent une faune de vertébrés et d'invertébrés marins diversifiée et représentative d'une grande diversité de niches écologiques (tableau 4-8). Les communautés d'eaux froides pouvant tolérer des variations de salinité ont suivi le retrait glaciaire; les organismes euryhalins froids sont apparus pendant la période d'inondation; les communautés littorales, sublittorales et saumâtres se sont développées en bordure du bassin. Cette variété de biocénoses remet en question les phases à *Hiatella arctica* et à *Mya arenaria* proposées par Elson et Elson (1959), qui ne reflètent pas la biostratigraphie du bassin (Hillaire-Marcel, 1979; Occhietti, 1980; Rodrigues et Richard, 1983, 1985, 1986). Il y a une convergence entre les biozones établies avec les macrofossiles (Hillaire-Marcel, 1980; Rodrigues et Richard, 1983), les ostracodes (Gunther et Hunt, 1977; Cronin, 1977a, b, 1979a, 1981; Rodrigues et Richard, 1986), les foraminifères (Cronin, 1977a, 1979a, b; Guilbault, 1980; Corliss et al., 1982; Rodrigues et Richard, 1986), les diatomées (Lortie, 1983; Lortie et Guilbault, 1984) et les changements environnementaux du bassin marin. L'évolution biostratigraphique suit la séquence des communautés-types définies par Hillaire-Marcel (1980; fig. 4-29, tableau 4-8), et confirme le passage progressif des faciès de marge glaciaire aux faciès d'eau profonde, puis aux faciès de régression.

Hydrologie de la Mer de Champlain

L'analyse des isotopes stables ^{18}O et ^{13}C , appuyée sur la biostratigraphie, a permis de reconstituer l'hydrologie du bassin marin (Hillaire-Marcel, 1977, 1981a; Corliss et al., 1982). Le bassin fermé de la Mer de Champlain était soumis à un apport considérable d'eaux continentales et caractérisé par de forts gradients verticaux de température et de salinité (Hillaire-Marcel, 1979). Pendant la phase pléni-marine, les eaux du bassin étaient stratifiées: eaux salées et froides en profondeur et eaux saumâtres à fortes variations saisonnières de température vers la surface. Les espèces d'eau profonde, notamment *Balanus hameri* et *Portlandia arctica*, ont des compositions isotopiques élevées (positives) fig. 4-37. Les coquilles littorales, telles que *Macoma balthica*, *Mya arenaria* et *Mytilus edulis*, ont au contraire des compositions isotopiques très négatives, liées à la température plus élevée et à la dilution des eaux marines par les eaux de fonte glaciaires fortement déficitaires en ^{18}O (Hillaire-Marcel, 1981a). En raison du relèvement

isostatique, la tranche d'eau marine a continuellement diminué et la proportion des eaux douces continentales a augmenté. Les conditions hydrologiques générales étaient voisines de celles de l'actuelle baie James, les salinités variant de 10 à 30 ‰ et les températures moyennes de -1 à 8 °C.

Chronologie

D'après un diamicton fossilifère trouvé à Petite-Matane, sur la rive sud du Saint-Laurent à environ 100 km au nord-est de Rimouski, Lebus et David (1977) ont admis l'existence d'une phase glaciomarine, entre les glaces laurentienne et appalachienne, en aval de Trois-Pistoles. Les coquilles de ce diamicton et de dépôts marins d'autres sites entre Petite-Matane et Trois-Pistoles-Saint-Fabien (13,4 et 13,4 ka, tableau 4-12; Locat, 1977) donnent un âge d'environ 13,5 ka pour l'apparition des conditions marines dans cette région. L'ouverture du bras occidental de la Mer de Goldthwait dans l'estuaire moyen, en amont de Trois-Pistoles, a dû commencer vers 12,8 ka (tableau 4-12; Lee, 1962), d'après la datation de coquilles de *Portlandia arctica* échantillonnées sur le rebord de la Moraine de Saint-Antonin à Trois-Pistoles.

L'âge du début de l'invasion de la Mer de Champlain est controversé. Les âges ^{14}C de 12,7 à 12,1 ka de coquilles marines trouvées à proximité d'Ottawa (tableau 4-12; Rodrigues et Richard, 1986), l'âge de 12,5 ka attribué à des coquilles prélevées près de Saint-Dominique (Prichonnet, 1982a) et l'âge de deux échantillons de gyttja provenant du mont Saint-Bruno (LaSalle, 1966; Terasmae, 1968) sont de 200 à 800 ans plus vieux que les âges obtenus sur du matériel similaire dans les régions environnantes. Selon Gadd (1980b), l'extension rapide d'une baie de vèlage, limitée à la partie la plus profonde de la vallée, aurait permis aux eaux marines de se frayer un passage jusqu'aux environs d'Ottawa, bien avant d'atteindre la région de Montréal et la vallée supérieure du Saint-Laurent. Selon Hillaire-Marcel et al. (1979) et Karrow (1981b), l'apport de carbone inerte par les eaux de fonte glaciaire déversées dans la mer peut localement appauvrir le contenu en ^{14}C des eaux marines et augmenter l'âge mesuré des fossiles. Selon Hillaire-Marcel (1981b), cet écart pourrait également s'expliquer par l'effet de vieillissement de l'eau de mer (Mangerud et Gulliksen, 1975) après un trajet de 400 à 600 km entre l'Atlantique et le bassin, sans rééquilibration avec le CO_2 atmosphérique.

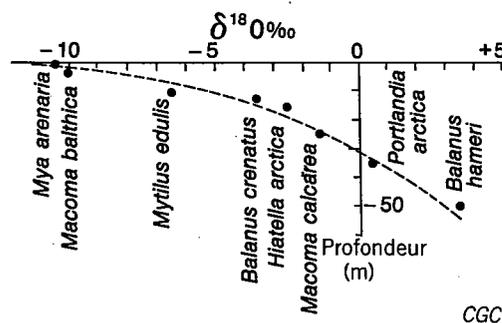


Figure 4-37. Rapports isotopiques de l' ^{18}O dans les coquilles de la Mer de Champlain, en fonction de la profondeur d'eau (Hillaire-Marcel, 1979).

Tableau 4-12. Datations au ¹⁴C de coquilles marines : début de la transgression post-glaciaire et fin de la Mer de Champlain. (Une liste plus complète des âges obtenus pour le bassin occidental de la Mer de Champlain est donnée dans Rodrigues et Richard, 1985.)

Région	Âge (années ¹⁴ C BP)	Numéro de laboratoire	Espèce	Altitude m	Localité	Références	Commentaires
Bas estuaire	13 360 ± 320	QU-264	<i>Hiatella arctica</i>	98-126	Saint-Donat, Québec	Locat, 1977	
	13 390 ± 690	QU-271	<i>Hiatella arctica</i>	138-155	Saint-Fabien, Québec	Locat, 1977	
	12 720 ± 170	GSC-102	<i>Portlandia arctica</i>	167	Trois-Pistoles, Québec	Gadd et al., 1972a	Âge minimal de la Mer de Goldthwait dans l'estuaire moyen
Estuaire moyen	12 400 ± 160	GSC-1533	<i>Portlandia arctica</i>	109	Charlesbourg, Québec	Gadd et al., 1972a	Début de la Mer de Champlain dans la région de Québec
	12 230 ± 250	QU-93			Saint-Henri-de-Lévis, Québec	LaSalle, in: Richard, 1978b	
Rive sud de la vallée moyenne du Saint-Laurent	12 000 ± 230	GSC-936	plusieurs espèces	121	L'Avenir, Québec	Lowdon et Blake, 1970	Début de la Mer de Champlain dans le bassin principal
	12 480 ± 240	QC-475	<i>Mya</i> sp.	90	Saint-Dominique, Québec	Prichonnet, 1982a	Âge non compatible avec l'espèce et l'altitude; nouvelle datation de 11 250 ± 100 BP, UQ-1429 (Occhietti, donnée inédite) obtenue pour <i>Mya arenaria</i> au même endroit, dans une position stratigraphique légèrement différente
Partie occidentale du bassin de la Mer de Champlain	12 700 ± 100	GSC-2151	<i>Macoma balthica</i>	168	Clayton, comté de Lanark, Ontario	Richard, 1978b	Âge vérifié à deux reprises, sur le même matériel que TO-245 (voir plus loin)
	12 180 ± 90	TO-245	<i>Macoma balthica</i>	168	Clayton	inédite	
	12 200 ± 160	GSC-1646	<i>Macoma balthica</i>	192	Cantley, comté de Gatineau, Québec	Lowdon et Blake, 1973	
	12 100 ± 100	GSC-3110	<i>Macoma balthica</i>	170	White Lake, comté de Renfrew, Ontario	Rodrigues et Richard, 1983	
	12 000 ± 200	—			Massena, New York	Kirkland et Coates, 1977; Lowdon et Blake, 1973	Numéro de laboratoire non disponible
Rive nord de la vallée moyenne du Saint-Laurent	11 900 ± 200	GSC-1772	<i>Macoma balthica</i>	176	Martindale, comté de Gatineau, Québec	Lowdon et Blake, 1979; Cronin, 1979b	
	11 900 ± 120	GSC-2338	<i>Macoma balthica</i>	101	Peru, New York	Rodrigues et Richard, 1985	
	11 900 ± 100	GSC-3767	<i>Portlandia arctica</i>	76	Sparrowhawk Point, New York	Lowdon et Blake, 1970	
	11 800 ± 210	GSC-1013	plusieurs espèces	104	Maitland, Ontario	Rodrigues et Richard, 1985	
	11 800 ± 100	GSC-3523	<i>Macoma balthica</i>	120	Merrickville, comté de Grenville, Ontario	Lowdon et Blake, 1979; Cronin, 1979b	Sédiments glaciomarins antérieurs à l'épisode de Saint-Narcisse
Rive nord de la vallée moyenne du Saint-Laurent	11 800 ± 100	GSC-2366	<i>Macoma balthica</i>	96	Plattsburg, New York	Occhietti et Hillaire-Marcel, 1982	LaSalle (1984) a signalé des âges aussi récents que 9730 ± 190 BP, GSC-1726, obtenus sur des coquilles du même site
	11 300 ± 160	GSC-1729	<i>Portlandia arctica</i>	81	Rivière la Fourche, Québec	Occhietti, 1976	
	9 355 ± 185	UQ-64	<i>Hiatella arctica</i>	64	Saint-Nicolas		

L'auteur estime que l'hypothèse d'une invasion marine tardive, vers 12 ka, est plus conforme aux données disponibles. Plusieurs auteurs ont admis l'existence d'un vaste lac glaciaire au sud de la vallée de l'Outaouais et dans la vallée supérieure du Saint-Laurent avant l'arrivée de la Mer de Champlain (Prest, 1970; Anderson et al., 1985; Parent et al., 1985; Muller et Prest, 1985). Le front glaciaire au moment de l'invasion marine allait approximativement d'Ottawa aux Bois-Francs (fig. 4-35b). D'après la stratigraphie pollinique des sédiments de la Mer de Champlain, Anderson (1987) date l'arrivée de la mer dans la région d'Ottawa vers 11,7 ka. De plus Karrow (1981b) et Karrow et al. (1975) démontrent que la Mer de Champlain ne pouvait envahir le haut Saint-Laurent avant la vidange du Lac Iroquois qui a vraisemblablement eu lieu peu de temps après 12 ka; la Mer de Champlain ne pouvait donc pas atteindre Ottawa avant. Des datations de coquilles dans la vallée supérieure du Saint-Laurent et la vallée du lac Champlain suggèrent que la Mer de Champlain a atteint sa limite méridionale vers 12 ka (tableau 4-12).

Sur le versant nord de la vallée moyenne du Saint-Laurent, les plus anciennes coquilles, trouvées à Yamachiche, datent de 11,3 ka (Occhietti, 1980). La distance entre les Bois-Francs et Yamachiche est de 65 km. En admettant que la Mer de Champlain ait pénétré dans la vallée en s'intercalant entre l'inlandsis et le piémont des Bois-Francs, la durée de 700 ans et le taux d'environ 90 m/a du retrait glaciaire, calculés selon l'hypothèse d'une ouverture tardive vers 12 ka, sont les plus plausibles.

Le relèvement isostatique a entraîné la diminution progressive de l'épaisseur de la tranche d'eau du bassin marin. Celui-ci s'est dessalé d'ouest en est et vidangé, pour se transformer en un lac peu profond en amont de Québec il y a environ 10 ka (phase du Lac Lampsilis d'Elson, 1962, 1969b). Les faunes marines ultimes de la région de Québec, à Saint-Nicolas, datent de à peine 9,4 ka (Occhietti et Hillaire-Marcel, 1982).

Limites marines et émerision

La limite marine supérieure est diachronique à l'échelle du bassin et varie d'une région à l'autre (fig. 4-36). Les limites les plus élevées sont observées sur la marge nord du bassin, plus proches de la surcharge glaciaire et déglacées plus tardivement. Un modèle d'ensemble reste cependant à établir.

Les paléorivages, terrasses et rebords de terrasses indiquent des stabilisations et chutes du niveau marin relatif au cours de l'émerision. Les courbes d'émerision régionale sont encore peu nombreuses et rarement complètes (Elson, 1969a; Dionne, 1972a; Hillaire-Marcel, 1974; 1979; Locat, 1977; Fulton et Richard, 1987; Fig. 4-38). La Mer de Champlain est caractérisée par une émerision rapide, atteignant des taux de l'ordre de 115 m/ka.

Épisode continental postglaciaire et post-marin

Le début de l'histoire continentale postglaciaire de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches est diachronique. Elle débute après la déglaciation et la vidange des lacs glaciaires et des mers postglaciaires. La glace a disparu de certaines parties des Appalaches à 13 ka et s'est maintenue dans certaines vallées au nord de la Moraine de Saint-Narcisse jusqu'après 10,5 ka. Les lacs glaciaires tardifs de la région se sont vidangés après l'ouverture de la vallée du

Saint-Laurent, encore partiellement englacée, à la Mer de Champlain, il y a environ 12 ka. Le relèvement glacio-isostatique de la croûte terrestre a provoqué l'émerision de zones alors inondées par la mer. L'émerision des terres a commencé sur la côte gaspésienne il y a environ 13,5 ka, elle s'est terminée aux environs de Québec avant 9 ka et se poursuit actuellement dans l'estuaire du Saint-Laurent.

Colonisation et évolution végétales

L'analyse des pollens et des macrofossiles prélevés au fond des lacs et des tourbières a permis de reconstituer l'histoire postglaciaire de la végétation dans la vallée du Saint-Laurent et les Appalaches (Potzger et Courtemanche, 1956; LaSalle, 1966, Terasmae et LaSalle, 1968; Richard, 1971, 1973, 1975a, 1978a; Richard et Poulin, 1976; Mott, 1977; Savoie et Richard, 1979; Mott et Farley-Gill, 1981; Anderson, 1987; tableau 4-13). Avant l'Holocène, la colonisation végétale était influencée par la proximité du front glaciaire, par l'effet modérateur exercé par la mer froide de Champlain sur le climat, par l'obstacle à la migration que représentait la vaste étendue de la Mer de Champlain et, dans une moindre mesure, par les variations climatiques. À l'Holocène, l'évolution végétale dépend ensuite du climat et du contexte régional et local.

La même séquence générale et diachronique d'évolution végétale s'observe dans toutes les régions. La succession du mont Shefford (Richard, 1978a) peut servir de séquence type pour les régions méridionales. Elle comprend à la base un désert périglaciaire, suivi d'une toundra herbacée puis arbustive qui semble avoir duré 400 ans, jusqu'à 11 ka. L'afforestation a produit une pessière ouverte à *Picea mariana* et *Populus tremuloides* qui a duré environ un millénaire. Une sapinière à bouleau blanc a persisté ensuite du début de l'Holocène jusque vers 7,5 ka, avant l'érablière climacique. Dans d'autres secteurs, la période de toundra peut être plus longue, en raison de la persistance de glaces stagnantes, de la présence de lacs glaciaires et de la lenteur de migration de la végétation (Richard, 1977). Les zones actuelles de végétation climacique de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches se répartissent selon un gradient latitudinal qui donne, du sud au nord, une érablière à caryer, une érablière à tilleul,

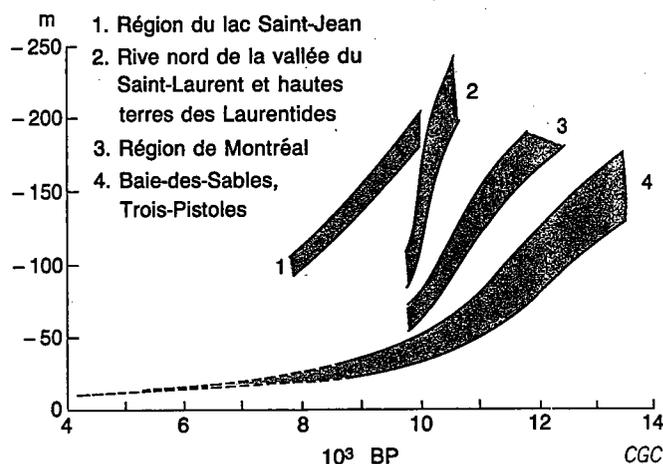


Figure 4-38. Diagrammes de corrélation de l'érosion littorale pour la Mer de Champlain.

une érablière à bouleau jaune, une sapinière à bouleau jaune puis à bouleau blanc (Grandtner, 1966).

Formes et sédiments associés à l'évolution du réseau hydrographique

Depuis le retrait des glaces et des plans d'eau postglaciaires, le réseau hydrographique s'est encaissé dans les sédiments quaternaires, où il a produit une série de terrasses, et dans le substratum où il a creusé des chenaux à chutes et rapides nombreux.

Dans les Appalaches méridionales du Québec, les vallées de la Chaudière et du Saint-François sont bordées de terrasses fluviales bien marquées. La rivière Chaudière est surimposée à un seuil rocheux aux chutes de Charny. D'anciennes vallées enfouies, par exemple celle de la rivière Eaton au nord-est de Sherbrooke (Dubois, 1973), n'ont pas été reprises par le réseau hydrographique.

Dans la vallée du Saint-Laurent, à Montréal et en amont, le Lac Lampsilis (Elson, 1962) succède à la Mer de Champlain. Ce lac existait vers 9,8 ka (Richard, 1978b) et faisait partie d'un vaste réseau fluvial et lacustre qui a progressé lentement mais continuellement vers la mer. Les lacs Saint-Louis, Saint-François et Saint-Pierre actuels en sont des vestiges. Le réseau hydrographique a laissé de vastes terrasses et un réseau de paléochenaux (MacPherson, 1967). Des tourbières et des marécages se sont formés dans de nombreux chenaux abandonnés. La datation du lit organique inférieur des tourbières des hautes terrasses donne l'âge minimal, environ 9,5 ka, de la régression marine dans la vallée moyenne du Saint-Laurent (Terasmae, 1960b).

Dans la vallée inférieure de l'Outaouais, des sédiments fluviaux silteux et sableux, très étendus et localement épais, reposent sur les dépôts marins (Gadd, 1986). Ces sédiments forment un système deltaïque en progression depuis Petawawa jusqu'au Saint-Laurent. Ils ont plusieurs origines: eaux de fonte provenant directement du front glaciaire en retrait, déversement des Grands Lacs glaciaires, drainage des lacs glaciaires plus au nord (Vincent, 1989) et érosion de dépôts marins et deltaïques récents soulevés par glacio-isostasie. Des coquilles de *Lampsilis*, trouvées localement près du sommet de cette succession et datées, indiquent la présence d'eaux douces à la fin de l'édification du système deltaïque de la vallée de l'Outaouais dès 10,3 ka (Rodrigues et Richard, 1983). Cet âge est toutefois en contradiction avec des datations de 10 ka de coquilles marines trouvées à de plus hautes altitudes dans la même région; la datation des coquilles de cette région pose donc un problème (Fulton et Richard, 1987).

Plusieurs grands deltas sont actuellement en cours d'édification dans la région. À la tête du lac Saint-Pierre, la confluence de plusieurs rivières avec le Saint-Laurent est à l'origine du delta des îles de Sorel. Le Saint-Maurice construit actuellement un delta de trois îles qui a donné son nom à la ville de Trois-Rivières. Dans l'estuaire moyen du Saint-Laurent, des estrans de plus de 1000 m de largeur sont exondés à marée basse; des boues sableuses à argileuses sont transportées au fond du fleuve (D'Anglejean, 1971, 1981). Les phénomènes glaciels agissent sur tous les rivages du réseau actuel de lacs et de rivières de la vallée (Dionne, 1969); les embâcles de printemps maintiennent à nu les berges et entraînent des blocs et d'autres matériaux vers l'aval.

Tableau 4-13. Zones d'assemblage pollinique du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Richard, 1977).

Âge (ka)	Laurentides méridionales			Basses terres du Saint-Laurent			
	ZAP	Sous-ZAP	Taxon-guide	ZAP	Sous-ZAP	Taxon-guide	Âge (ka)
0							0
0,3	<i>Betula</i> -	(- <i>Ambrosia</i>)		<i>Betula-Pinus</i>	(- <i>Ambrosia</i>)		0,4
4	<i>Pinus</i>	- <i>Fagus</i>		<i>Betula-Picea</i>	- <i>Fagus</i>		4
		- <i>Tsuga</i>	4,8 minimum <i>tsuga</i>	(dans les	- <i>Tsuga</i>	<i>Accer</i>	
5			<i>Accer</i>	tourbières)	<i>Betula-Pinus</i>	<i>saccharum</i>	5
		- <i>Tsuga</i>			(- <i>Tsuga</i>)		
7	<i>Pinus</i> -	- <i>Quercus</i>			(- <i>Quercus</i>)		7
	<i>Betula</i>	- <i>Picea</i>			(- <i>Picea</i>)		
		<i>Betula arborescent</i> - <i>Picea</i>		<i>Pinus-Betula</i>	<i>Betula arborescent</i> - <i>Picea</i>		
		<i>Betula arborescent</i> - (<i>Alnus crispa</i>)		ou <i>Pinus</i> (à	(<i>Picea</i>)		10
10		<i>Populus</i> - <i>Picea</i> - <i>Juniperus</i>		l'ouest et	(Cypéracées)		
		<i>Betula arbustif</i>		dans le centre)			
		Cypéracées-Graminées					
11,5		Arbres - concentration pollinique minimale					

() peut être absent
ZAP Zone d'assemblage pollinique

Les processus périglaciaires

Des fentes de gel, des cryoturbations et des accumulations nivéo-éoliennes ont été identifiées dans les Appalaches et la vallée du Saint-Laurent (Hamelin, 1961; Gangloff, 1970, 1973; Dionné, 1971; Cailleux, 1972). Ces structures et accumulations sont caractéristiques de processus périglaciaires dans un milieu à pergélisol discontinu. Ces indices de climat rigoureux sont conformes à la présence tardive d'une toundra jusqu'à 11 ka sur le mont Shefford et jusqu'à 10 ka dans le Charlevoix (Richard et Poulin, 1976; Richard, 1978).

Les mouvements de masse

De vastes glissements de terrain dans les argiles marines saturées se sont produits pendant et après l'exondation marine, lors de la différenciation des chenaux de drainage du Saint-Laurent et de ses affluents (Fransham et Gadd, 1976). L'érosion linéaire, accentuée par le relèvement glacio-isostatique, a ensuite enfoncé les lits des cours d'eau et provoqué de nombreux glissements de terrain simples ou polyphasés (Karrow, 1972). Le mécanisme de déclenchement des glissements de terrain est complexe et lié à la thixotropie des argiles. Les glissements de 1663 dans la vallée du Saint-Maurice, décrits dans Les Relations des Jésuites et datés au ¹⁴C par Desjardins (1980), ont pour origine un tremblement de terre. Des pluies printanières abondantes ont largement contribué au glissement de Saint-Alban, sur la rivière Sainte-Anne, en 1894 (Chalmers, 1900; Occhietti et al., 1975). Le glissement catastrophique de Nicolet, en 1955, rappelle que ce phénomène constitue une menace permanente dans la région très peuplée de la vallée du Saint-Laurent (Hurtubise et al., 1957).

Dans les Appalaches, de petits décrochements et des coulées de solifluxion affectent les pentes rocheuses et les talus après des pluies abondantes. Ces mouvements sont peu importants à l'échelle régionale, mais il causent parfois des problèmes au réseau routier.

Les phénomènes éoliens

La surface des dépôts meubles a été soumise à une intense activité éolienne, immédiatement après le retrait des glaces ou l'émersion, et avant la colonisation végétale. Osborne (1950) et Clark et Elson (1961) ont signalé la présence de cailloux éolisés sur la Moraine de Saint-Narcisse, à Mont-Carmel. L'ensemble des hautes et moyennes terrasses et des deltas perchés de la vallée du Saint-Laurent est couvert de dunes fixées. Des réseaux de dunes paraboliques forment des crêtes de coq sur la rive sud (Gadd, 1971 et Dubé, 1971) et la rive nord du fleuve (Occhietti, 1980). Les anciennes aires de déflation sont souvent comblées par des tourbières. Des sédiments nivéo-éoliens (Cailleux, 1972) et du loess ont été identifiés, respectivement dans la région du bas Saint-Maurice (Occhietti, 1980) et près de Montréal (Gangloff, 1973).

Séismes et néotectonique

La vallée du Saint-Laurent est secouée par des tremblements de terre de magnitude le plus souvent faible ou moyenne et plus rarement forte (Basham et al., 1979). Ces secousses sont concentrées dans les régions de Montréal, de l'astrolème de Charlevoix et dans la vallée de la Gati-neau. Selon Rondot (1968), la sismicité de la région de

Tableau 4-14. Nouvelle hypothèse stratigraphique du Quaternaire de la vallée du Saint-Laurent.

Âge approximatif (ka)	Étages de la stratigraphie isotopique marine	Cadre chronostratigraphique (tel qu'utilisé dans ce volume)	Climat (interprétation)	Unités lithostratigraphiques
13	1	Holocène		
32	2	WISCONSINIEN	Supérieur	Till de Gently (avec interlits stratifiés)
			Frais	
	Moyen		Froid	
			Frais	
65	3			
80	4	Inférieur		
	5a	SANGAMONIEN	Frais	Sédiments de Saint-Pierre ⁽¹⁾
	Froid		Formation de Saint-François-du-Lac ⁽²⁾	
	Frais		Silts et sables aux Vieilles-Forges ⁽³⁾	
	Froid		Till ⁽¹⁾	
	Frais		Till de Lévrard ⁽²⁾	
130	5d		Froid	Varves de Deschailions ⁽¹⁾
	5e		Froid	Sable pré-Deschailions ⁽¹⁾
	6	ILLINOIEN	Chaud	Sable inférieur à Pointe-Fortune ⁽⁴⁾
				Varves ⁽¹⁾ et argiles ^(4,5)
				Till de Bécancour ⁽¹⁾
				Till inférieur à Pointe-Fortune ⁽⁵⁾

- (1) Lamothe, 1987
- (2) Lamothe, 1985
- (3) Occhietti et al., 1987
- (4) Anderson, T.W.; Matthews, J.V. Jr. et Mott, R.J., communication personnelle, 1987
- (5) Veillette et Nixon, 1984

CGC

Note du rédacteur. Entre la première rédaction (1984) et la révision finale (1988) de ce chapitre, des données nouvelles ont remis en question certaines interprétations de la stratigraphie du Quaternaire. Soucieux de rendre compte le plus fidèlement possible de l'état des connaissances en stratigraphie du Quaternaire de la vallée du Saint-Laurent, nous avons intégré une partie des travaux récents dans le corps du texte et ajouté le tableau 4-14.

Charlevoix aurait pour cause le relâchement de contraintes résiduelles associées à la structure produite par un impact météoritique du Dévonien. Certains auteurs ont évoqué la possibilité de mouvements verticaux récents de la croûte terrestre au sud des Laurentides (Gale, 1970). Il existe plusieurs autres indices de néotectonique dans la région, en particulier des failles postglaciaires (Oliver et al. 1970), qui sont probablement attribuables à un relèvement isostatique résiduel. Samuel de Champlain ne pourrait plus aujourd'hui mouiller ses bateaux dans la rivière Saint-Charles comme il le fit en 1603.

REMERCIEMENTS

Ce chapitre a été soumis à la lecture critique des personnes suivantes: W.H. Mathews (Université de la Colombie-Britannique), J.B. Bird (Université McGill), N.R. Gadd et V.K. Prest (Commission géologique du Canada), P. LaSalle (ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec), J.A. Elson (Université McGill), G.P. Prichonnet (Université du Québec à Montréal), E.V. Sado et P.J. Barnett (Commission géologique de l'Ontario).