

Centre d'études nordiques



UNIVERSITÉ
LAVAL

Rapport final

Reconstitution paléoenvironnementale du site archéologique CeEv-5, arrondissement Laurentien, ville de Québec

17 septembre 2003

Recherche effectuée
sous la direction de Najat Bhiry

Résumé

Un site archéologique datant de 8890 ± 50 ans A.A. (avant l'actuel) a été découvert suite à des travaux de réfection d'une halte routière en bordure sud de l'autoroute 40 dans l'arrondissement Laurentien de la ville de Québec (Saint-Augustin-de-Desmaures). Ce site, le plus ancien découvert à ce jour au Québec, a été occupé par des Amérindiens associés à la période culturelle de l'Archaïque ancien. Afin de connaître l'évolution du contexte paléogéographique régional et local du site archéologique CeEv-5, des analyses macrofossiles et polliniques ont été effectuées sur deux carottes de tourbe: l'une prélevée dans une sapinière adjacente au site archéologique et l'autre dans une tourbière située à 1 km de ce même site. Des synthèses des données concernant la paléogéographie et de la paléophytogéographie de la région (*i.e.* le détroit de Québec) ont aussi été réalisées à partir de travaux déjà existants. Ces synthèses indiquent que le site, situé à près de 110 m d'altitude, a été libéré des glaces de l'inlandsis Laurentidien puis ennoyé par la mer de Champlain vers 12 500-12 000 ans A.A. Le niveau de la mer se situait à l'altitude du site vers 11 000 ans A.A. Au moment de l'occupation humaine du site, pendant la phase du lac Lampsilis qui succède à celle de la mer de Champlain, le niveau lacustre se trouvait entre 30 et 60 m. Les datations ^{14}C (AMS) de la base des carottes de tourbe montrent que l'accumulation de la tourbe a débuté vers 5600 ans A.A. dans la sapinière et vers 5150 ans A.A. dans la tourbière. Les analyses polliniques ont révélé que l'érablière à bouleau jaune était déjà en place à cette époque et que son établissement a certainement précédé ces dates. L'absence d'accumulation avant 5100-5600 ans A.A. ne résulte pas de l'absence de végétation mais bien de conditions non favorables à la conservation des pièces végétales (climat chaud de l'Hypsithermal). Le taux d'accumulation de la matière organique a d'abord été très faible dans les deux sites, puis il a augmenté par la suite, ce qui traduit une augmentation de l'humidité. Les datations ^{14}C du site de la sapinière permettent de savoir que des conditions plus humides ont prévalu à partir de 2000 ans A.A. Les analyses macrofossiles ont mises en évidence la présence d'une forêt coniférienne humide dans les deux sites depuis le début de l'accumulation de la matière organique. La tourbière, quant à elle, est d'origine récente et résulte sans doute d'une perturbation importante du drainage suite à la construction de l'autoroute 40.

Table des matières

Résumé.....	2
Table des matières.....	3
Liste des figures.....	5
Liste des tableaux.....	6
Introduction.....	7
Chapitre 1 – Synthèse des données paléogéographiques.....	8
1.1 La glaciation wisconsinienne (80 000 à 10 000 ans A.A.).....	8
1.1.1 Le Wisconsinien supérieur (35 000-25 000 à 10 000 ans A.A.).....	9
1.1.1.1 Le maximum glaciaire.....	9
1.1.1.2 La déglaciation.....	10
1.2 La mer de Champlain (12 500 à 9750 ans A.A.).....	13
1.2.1 Généralités.....	13
1.2.2 Paléogéographie du détroit de Québec.....	15
1.2.2.1 Phase de sédimentation marine en eaux profondes.....	16
1.2.2.2 Phase d'érosion.....	17
1.2.2.3 Phase de courants de marée.....	17
1.2.2.4 Phase de sédimentation de marée dans des baies protégées.....	17
1.3 Le lac Lampsilis (9750 à 7500 ans A.A.).....	18
1.4 Le proto Saint-Laurent (7500 à 5000 ans A.A.).....	20
1.5 Le fleuve Saint-Laurent (5000 ans A.A. à aujourd'hui).....	21
Chapitre 2 – Synthèse des données paléophytogéographiques.....	23
2.1 Phase de végétation non forestière (de la déglaciation à 8000 ans A.A.).....	26
2.1.1 Le désert périglaciaire.....	27
2.1.2 La toundra.....	28
2.2 Phase d'afforestation (8000 à 7900 ans A.A.).....	28
2.2.1 La toundra arborée et la taïga (8000 ans A.A.).....	28
2.2.2 La tremblaie (7950 ans A.A.).....	29
2.3 Phase forestière (7900 ans A.A. à aujourd'hui).....	29
2.3.1 La pessière (7900 à 7600 ans A.A.).....	29
2.3.2 La sapinière à bouleau blanc (7600 à 7200 ans A.A.).....	30
2.3.3 La sapinière à bouleau jaune (7200 à 5800 ans A.A.).....	30
2.3.4 L'érablière à bouleau jaune (5800 à 3300 ans A.A.).....	31
2.3.5 L'érablière laurentienne (3300 ans A.A.-aujourd'hui).....	31
2.4 Phase anthropique (1600 ans ap. J.-C. à aujourd'hui).....	32
Chapitre 3 – Sites d'étude et sédiments étudiés.....	33
3.1 Site archéologique CeEv-5.....	33
3.2 Site de la sapinière.....	35
3.3 Site de la tourbière.....	35
Chapitre 4 – Analyse granulométrique et exoscopie des sédiments du site archéologique CeEv-5.....	38
4.1 Datation des fragments de charbon de bois.....	38
4.2 Analyse granulométrique.....	38
4.3 Exoscopie des minéraux.....	39

Chapitre 5 – Résultats des analyses macrofossiles	41
5.1 La sapinière de Saint-Augustin-de-Desmaures.....	41
5.1.1 Zone macrofossile 1 : 50 à 40 cm (5600 à 2000 ans A.A.).....	42
5.1.2 Zone macrofossile 2 : 40 à 22 cm (2000 à ≈900 ans A.A.).....	44
5.1.3 Zone macrofossile 3 : 22 à 6 cm (≈900 à ≈100 ans A.A.).....	45
5.1.4 Zone macrofossile 4 : 6 à 0 cm (subactuelle).....	45
5.2 La tourbière de Saint-Augustin-de-Desmaures.....	46
5.2.1 Zone macrofossile 1 : 91 à 62 cm.....	46
5.2.2 Zone macrofossile 2 : 62 à 57 cm.....	47
5.2.3 Zone macrofossile 3 : 57 à 7 cm.....	49
5.2.4 Zone macrofossile 4 : 7 à 0 cm.....	49
Chapitre 6 – Résultats des analyses polliniques	51
6.1 La sapinière de Saint-Augustin-de-Desmaures.....	51
6.1.1 Zone pollinique 1 : 50 à 40 cm.....	51
6.1.2 Zone pollinique 2 : 40 à 17 cm.....	53
6.1.3 Zone pollinique 3 : 17 à 0 cm.....	54
6.2 La tourbière de Saint-Augustin-de-Desmaures.....	54
6.2.1 Zone pollinique 1 : 90 à 75 cm.....	54
6.2.2 Zone pollinique 2 : 75 à 30 cm.....	56
6.2.3 Zone pollinique 3 : 30 à 0 cm.....	57
Chapitre 7 – Discussion et conclusion	58
7.1 Phase marine (12 500 - 12 000 ans A.A.).....	59
7.2 Phase de régression marine (11 000 à 5000 ans A.A.).....	59
7.2.1 Début de la régression marine et établissement humain sur le site archéologique CeEv-5 (11 000 à 8000 ans A.A.).....	59
7.2.2 Fin de la régression marine et colonisation végétale (8000 à 5000 ans A.A.).....	63
7.3 Phase du paysage actuel (5000 ans A.A. à aujourd'hui).....	64
Bibliographie	67
Annexe – Rapports de datation	70

Liste des figures

Figure 1 : Extension maximale de l'inlandsis laurentidien.....	9
Figure 2 : Position du front glaciaire.....	11
Figure 3 : Position des moraines dans la région de Québec.....	12
Figure 4 : Les mers postglaciaires du Québec.....	14
Figure 5 : Aperçu de l'archipel à l'entrée de la mer de Champlain vers 10 500 ans A.A. et localisation des sites de Saint-Nicolas et CeEv-5.....	15
Figure 6 : Localisation du lac Lampsilis.....	18
Figure 7 : La terrasse de Montréal vers 8500 ans A.A. dans la région de Québec (terrasse de 30 m).....	19
Figure 8 : La terrasse de Saint-Barthélemy vers 7500 ans A.A. dans la région de Québec (terrasse de 15 m).....	20
Figure 9 : Courbe d'émersion de la région de Québec.....	21
Figure 10 : Transect entre la ville de Québec et St-Damien-de-Buckland.....	22
Figure 11 : Cartes schématiques du couvert végétal du Québec méridional vers 10 800, 9500 et 7900 ans A.A.....	24
Figure 12 : Végétation du Québec-Labrador, formations et grands domaines.....	25
Figure 13 : Localisation des sites d'étude cités dans cette synthèse.....	26
Figure 14 : Modèle expliquant l'apport pollinique au front d'un glacier.....	27
Figure 15 : Photo aérienne montrant la localisation du site CeEv-5, de la sapinière et de la tourbière.....	34
Figure 16 : Localisation des prélèvements des échantillons Mc, Mf et Mt sur le site CeEv-5.....	36
Figure 17 : Secteur marécageux de la tourbière de Saint-Augustin-de-Desmaures.....	37
Figure 18 : Exoscopie des minéraux du site archéologique CeEv-5.....	40
Figure 19 : Diagramme macrofossile de la sapinière de Saint-Augustin-de-Desmaures.....	43
Figure 20 : Section basale de la carotte montrant la transition entre les silts et la tourbe.....	47
Figure 21 : Diagramme macrofossile de la tourbière de Saint-Augustin-de-Desmaures.....	48
Figure 22 : Vue sur la tourbière et l'autoroute 40; a) vue vers le nord et b) vue vers l'ouest.....	50
Figure 23 : Diagramme pollinique de la sapinière de Saint-Augustin-de-Desmaures.....	52
Figure 24 : Diagramme pollinique de la tourbière de Saint-Augustin-de-Desmaures.....	55
Figure 25 : Localisation du site CeEv-5 et paléogéographie vers 11 000 ans A.A.....	60
Figure 26 : Vues tridimensionnelles de la région d'étude.....	61
Figure 27 : Vues tridimensionnelles du site d'étude.....	62
Figure 28 : Changements environnementaux d'origine climatique dans la région du site archéologique CeEv-5.....	66

Liste des tableaux

Tableau 1 : Exoscopie des minéraux au microscope électronique à balayage.....	39
Tableau 2 : Âges radiocarbones (AMS) et calibrés des échantillons de la sapinière.....	42
Tableau 3 : Âges radiocarbones (AMS) et calibrés des échantillons de la tourbière.....	46

Liste des annexes

Rapports de datation.....	70
---------------------------	----

Introduction

Un site archéologique associé à la période culturelle de l'Archaïque ancien a été découvert près d'une halte routière du Ministère des Transports du Québec. Cette halte routière est l'objet d'un important projet de réaménagement. Le site se trouve sur la bordure sud de l'autoroute 40 dans l'arrondissement Laurentien de la ville de Québec (Saint-Augustin-de-Desmaures) à une altitude approximative de 110 m. La datation au ^{14}C de charbons de bois découverts dans un ancien foyer a donné un âge de 8890 ± 50 ans A.A., ce qui fait de ce site archéologique le plus ancien à avoir été mis au jour au Québec jusqu'à maintenant. Ce site archéologique constitue donc une découverte importante qui justifie l'analyse exhaustive de son contexte paléogéographique.

L'objectif de cette recherche est de reconstituer les conditions environnementales qui ont prévalu avant, pendant et après l'occupation des premiers Amérindiens. Plus spécifiquement, il s'agit de : 1) déterminer les environnements dans lesquels ont évolué les sédiments du site archéologique, 2) reconstruire l'évolution de la végétation à proximité du site par l'analyse macrofossile de sédiments organiques fossilisés dans une sapinière et dans une tourbière, 3) reconstituer l'évolution de la végétation régionale à l'aide de l'analyse pollinique.

Dans le cours de cette recherche, deux rapports d'étapes ont déjà été soumis. Ceux-ci comprenaient : 1) la synthèse des données paléogéographiques et paléophytogéographiques de la région environnante du site archéologique; 2) les résultats des analyses granulométriques et de l'exoscopie des minéraux effectuées sur des sédiments provenant du foyer; 3) les résultats des analyses macrofossiles effectuées sur la matière organique d'une carotte prélevée dans la sapinière adjacente au site archéologique et d'une autre carotte extraite d'une tourbière située à un kilomètre du site archéologique et 4) les résultats des analyses polliniques effectuées sur les sédiments de la carotte prélevée dans la tourbière de Saint-Augustin. Le présent rapport inclut tout ce qui a déjà été présenté en plus des résultats additionnels des analyses polliniques de la carotte de la tourbière (4 nouveaux échantillons) et de celle de la sapinière (18 échantillons). Une synthèse de tous les résultats est exposée dans le dernier chapitre.

Chapitre 1

Synthèse des données paléogéographiques

1.1 La glaciation wisconsinienne (80 000 à 10 000 ans A.A.)

La glaciation wisconsinienne est la dernière glaciation à avoir affecté la région de Québec. Cette glaciation se divise en trois phases : le Wisconsinien inférieur, moyen et supérieur. Le Wisconsinien inférieur est un intervalle à prédominance glaciaire qui a duré de 80 000-75 000 à 65 000-53 000 ans A.A. Il est suivi du Wisconsinien moyen, un intervalle où l'inlandsis a légèrement retraité vers le nord à la suite d'un réchauffement climatique relatif. Pendant cet intervalle, qui se termine autour de 35 000-25 000 ans A.A., il y a eu formation de lacs et de mers glaciaires. Le dernier intervalle, le Wisconsinien supérieur, est à prédominance glaciaire. C'est au cours de cette période que l'inlandsis laurentidien a atteint son extension maximale (Pagé, 1999).

Le Wisconsinien supérieur est l'intervalle qui sera considéré, puisqu'il est responsable de la majorité des marques glaciaires qui sont actuellement observables dans la région de Québec.

1.1.1 Le Wisconsinien supérieur (35 000-25 000 à 10 000 ans A.A.)

1.1.1.1 Le maximum glaciaire

Pendant cette période, l'inlandsis laurentidien recouvrait la Gaspésie, le bassin des Grands Lacs et s'étendait jusqu'au large de la côte du Maine et à Long Island (Occhietti, 1989). Selon Prest (1975), l'inlandsis aurait atteint son extension maximale vers 18 000 ans A.A. (figure 1).

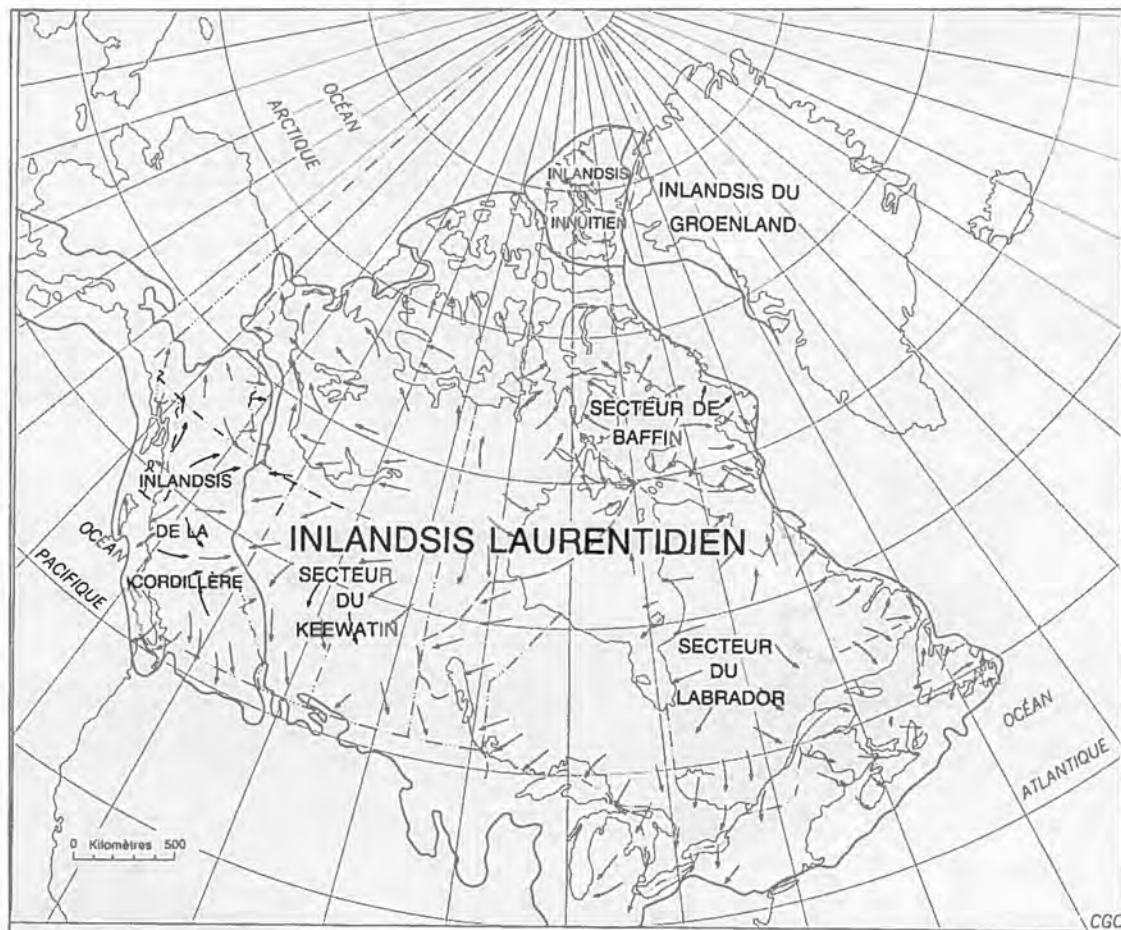
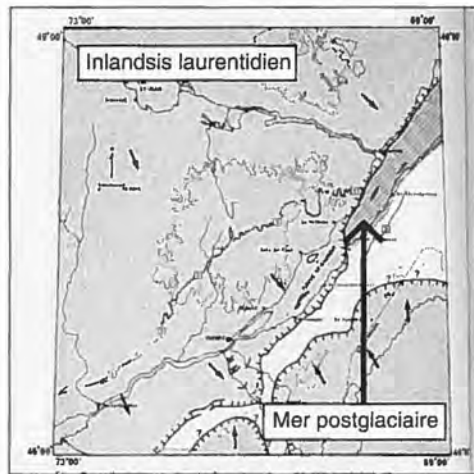


Figure 1. Extension maximale de l'inlandsis laurentidien (Fulton, 1989)

1.1.1.2 La déglaciation

La déglaciation du détroit de Québec se révèle d'une importance particulière. En effet, tant que la glace occupait le chenal du fleuve Saint-Laurent, la mer ne pouvait pénétrer dans les Basses-Terres (LaSalle *et al.*, 1977). D'abord, la baie de vîlage du golfe du Saint-Laurent a séparé les glaces de la Gaspésie de celles de l'inlandsis laurentidien. L'écoulement glaciaire qui s'effectuait vers le sud a été complètement modifié de telle manière que les Appalaches sont devenues un centre de dispersion régional (Gadd, 1988). Par la suite, le retrait glaciaire a favorisé le prolongement de la baie de vîlage dans l'estuaire du Saint-Laurent jusqu'à Québec. Plus en amont, le retrait glaciaire du bassin du lac Ontario s'est effectué, laissant place à la formation du lac glaciaire Iroquois dans la région du bassin actuel des Grands Lacs. Finalement, la glace s'est retirée de la vallée supérieure puis de la vallée centrale du Saint-Laurent. En effet, il a fallu attendre autour de 12 000 ans A.A. avant que le barrage de glace isolant la vallée du Saint-Laurent d'une invasion marine n'ait disparu. Lorsque ce barrage, situé dans le détroit de Québec, a cédé, les eaux saumâtres de la mer de Champlain ont alors remplacé les eaux douces du lac Ontario. C'est à partir de ce moment que la région de Québec a été libérée des glaces de l'inlandsis laurentidien (Occhietti, 1989).

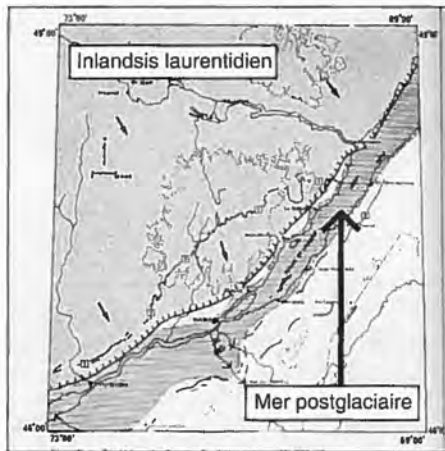
Lasalle *et al.* (1977) proposent un modèle d'évolution temporelle des masses glaciaires durant la déglaciation (figure 2). Ce modèle tient compte de la position géographique des dépôts glaciaires ainsi que de la direction du transport. Les datations sont basées, entre autres, sur des échantillons provenant d'organismes marins.



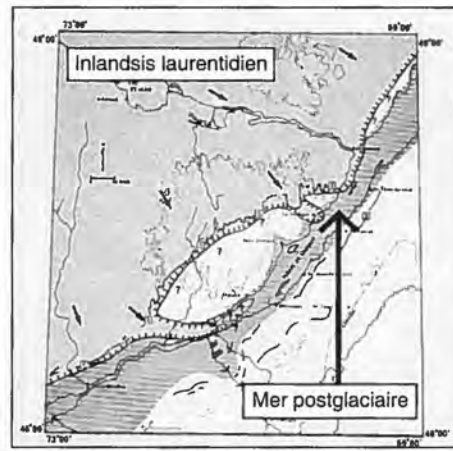
a) circa 12 800 à 12 900 A.A.



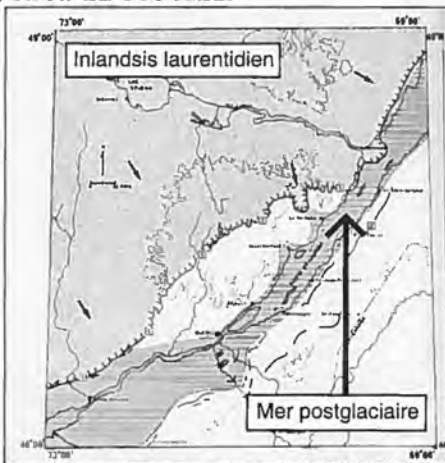
b) circa 12 500 à 12 800 A.A.



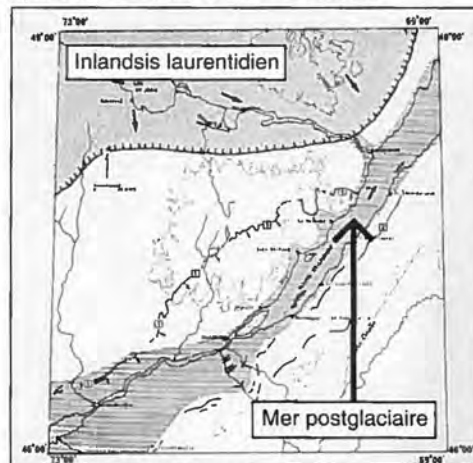
c) circa 11 600 A.A.



d) circa 11 000 à 11 300 A.A.



e) circa 10 400-10 500 à 10 800-11 000 A.A.



f) circa 10 100 à 10 200 A.A.

Figure 2. Position du front glaciaire (LaSalle *et al.*, 1977)

Après avoir atteint son extension maximale en Amérique du Nord il y a environ 18 000 ans A.A., l'inlandsis laurentidien a régressé progressivement. La marge glaciaire méridionale aurait été à proximité de la ville de Québec entre 12 000 et 12 200 ans A.A. puisque la moraine de Drummondville (figure 3), formée vers 12 200 ans A.A. juste au sud de Québec, indique l'emplacement du front glaciaire. Par la suite, l'inlandsis a régressé en direction nord-ouest (Painchaud, 1993).

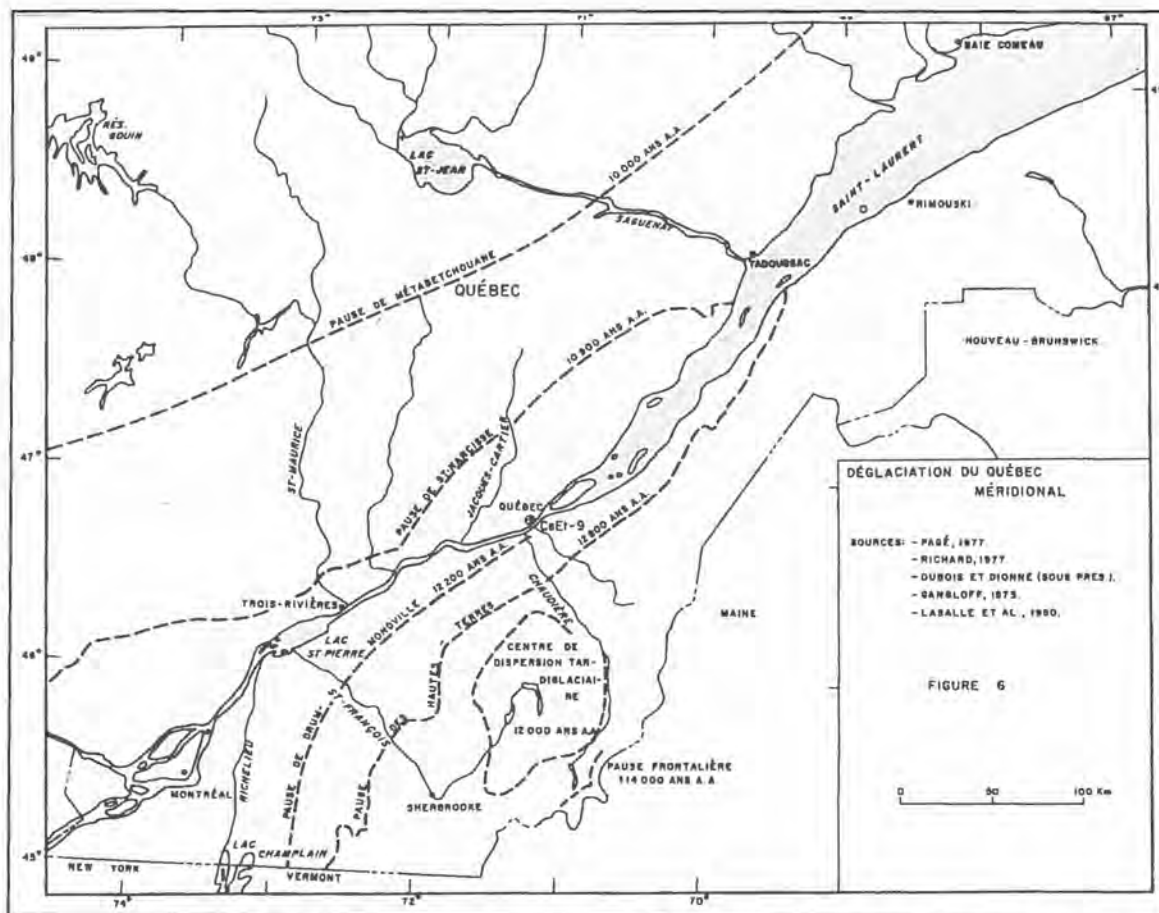


Figure 3. Position des moraines dans la région de Québec (Painchaud, 1993)

La moraine de Saint-Narcisse s'est formée lorsque l'inlandsis laurentidien a effectué une réavancée vers 10 900 ans A.A. Formée en aval du glacier, cette moraine s'étend sur environ 600 km (de Charlevoix jusqu'en Outaouais), ce qui en fait le plus important complexe morainique au Québec, mais aussi la seconde plus jeune moraine frontale du Québec méridional, la première étant celle de Batiscan, selon des données récentes. La moraine de Saint-Narcisse est facilement

identifiable, autant à l'échelle régionale que locale (Parent et Occhietti, 1999). Elle passe à environ 50 km au nord de Québec (figure 3). Dans la région de Saint-Raymond-de-Portneuf, située à environ 30 km à l'ouest de Québec, l'événement de Saint-Narcisse a été marqué par une activité glaciaire dans le chenal du Saint-Laurent. En effet, la moraine de Saint-Narcisse y est composée en partie de sédiments marins, un till argileux, en raison de son contact direct avec la mer postglaciaire. La datation ^{14}C de coquilles marines des sédiments de la moraine de Saint-Narcisse a permis d'évaluer sa mise en place entre 11 200 et 10 800 ans A.A. (Painchaud, 1993). Après cet épisode, le front glaciaire a continué à reculer en s'éloignant de plus en plus de la région de Québec. D'autres moraines se succèdent au nord de Québec.

1.2 La mer de Champlain (12 500 à 9750 ans A.A.)

1.2.1 Généralités

Le début de la mer de Champlain remonte à l'ouverture du détroit de Québec, vers 12 500 ans A.A., à la suite de la rupture d'un barrage glaciaire qui se trouvait à la hauteur de Québec (Painchaud, 1993). Cette mer a donc pénétré dans la région de Québec entre le front glaciaire au nord et les Hautes-Terres appalachiennes. Tout le secteur immédiat de Québec fut alors recouvert par les eaux de la mer de Champlain. La région de Québec, située à l'entrée même du bassin de la mer de Champlain qui s'étend de Québec à Ottawa (figure 4), s'avère complexe. Le contexte du début et de la fin de l'invasion marine de cette région est peu connu et controversé. Le niveau maximal de cette mer est d'au moins 190 m. Cependant, des plages plus élevées ont été notées (St-Julien et Osborne, 1973 *in* Painchaud, 1993).

L'analyse isotopique de la faune de la mer de Champlain, combinée à l'étude des faciès et des communautés animales, a permis de reconstituer les caractéristiques hydrologiques de ce bassin (Hillaire-Marcel, 1977, 1979, 1981, 1988 *in* Occhietti *et al.*, 2001). Selon Occhietti *et al.* (2001), la mer de Champlain était un vaste estuaire non homogène du point de vue hydrologique, avec de forts gradients de température et de salinité et une variation saisonnière de l'halocline. La marge nord est restée pendant près de mille ans en contact avec l'inlandsis laurentidien en retrait.

Pendant ce temps, les eaux de fonte du glacier se mélangeaient peu aux eaux océaniques plus salées qui étaient maintenues dans les parties plus profondes du bassin (Occhietti *et al.*, 2001).

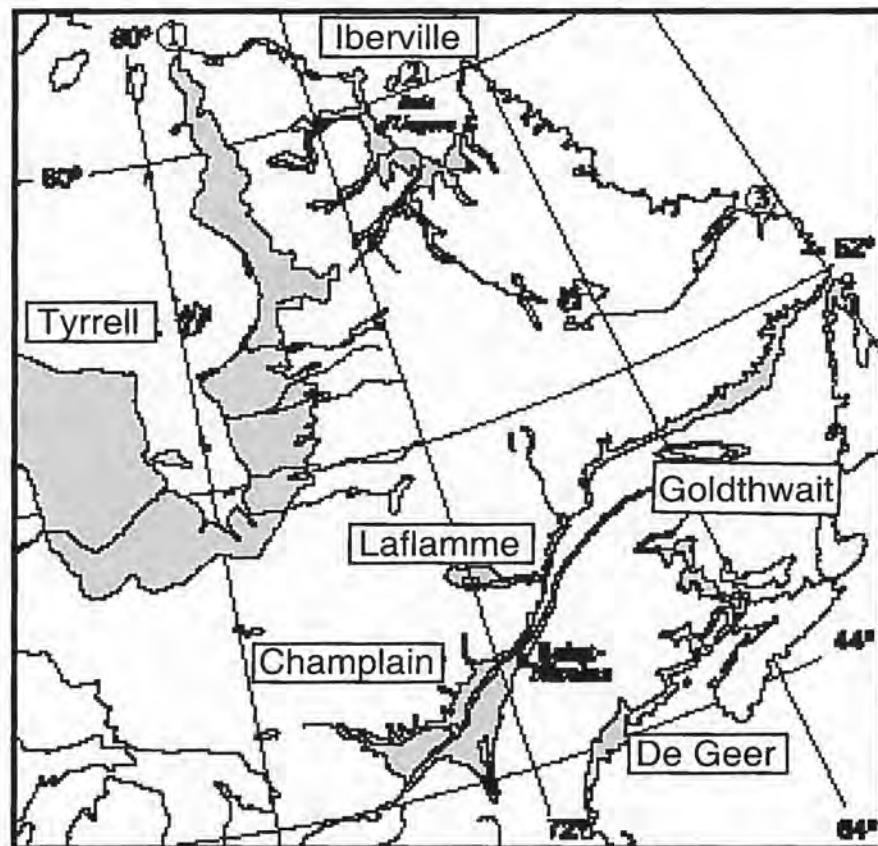


Figure 4. Les mers postglaciaires du Québec (Occhietti *et al.*, 2001)

En raison du relèvement isostatique du continent, qui a été plus élevé que la hausse du niveau marin, l'altitude relative des rivages de la mer de Champlain s'est abaissée progressivement. Le taux de relèvement isostatique était de 70 mm/an dans la région de Québec (Hillaire-Marcel, 1974). Vers 10 000 ans A.A., le relèvement était assez important pour obstruer l'entrée des eaux marines dans la mer de Champlain. En-deça de 90 m d'altitude, des traces de courants fluviaux sont perceptibles (Osborne, 1956 *in* Painchaud, 1993). La fin de la mer de Champlain, vers 9750 ans A.A., correspondrait à la terrasse de 60 m connue sous le nom de terrasse de Rigaud (Hillaire-Marcel, 1974).

1.2.2 Paléogéographie du détroit de Québec

À la fin du Pléistocène et au début de l'Holocène, le détroit de Québec, entre Pont-Rouge et l'aval de l'île d'Orléans, formait un seuil de 80 km de longueur parsemé d'îles allongées (figure 5). Les eaux marines ont traversé ce seuil dans des conditions climatiques froides jusqu'à environ 9750 ans A.A., pendant une phase de relèvement isostatique ralenti et une phase de remontée eustatique rapide (Occhietti *et al.*, 2001). Le site de Saint-Nicolas (figure 5) permet de reconstituer, en raison de la présence d'une faune marine fossile exceptionnelle, la paléogéographie du détroit de Québec, ce seuil à l'entrée de la mer de Champlain. Le site de Saint-Nicolas est situé sur la rive sud du Saint-Laurent, face au site archéologique CeEv-5. La distance séparant les deux sites n'excède pas 8 km.

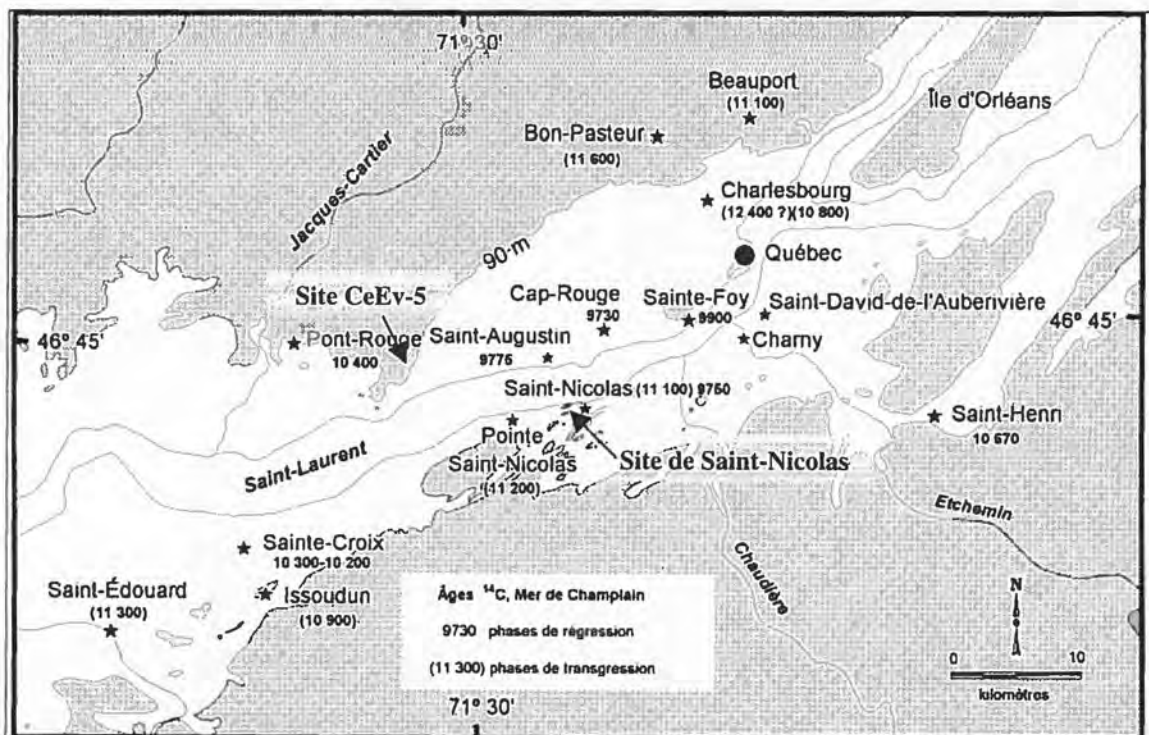


Figure 5. Aperçu de l'archipel à l'entrée de la mer de Champlain vers 10 500 ans A.A. et localisation des sites de Saint-Nicolas et CeEv-5 (Occhietti *et al.*, 2001)

Le site de la sablière de Saint-Nicolas situé à l'entrée de la mer de Champlain présente des dépôts de la transition Pléistocène-Holocène contenant une faune marine très diversifiée. On y compte 34 types d'invertébrés en plus des microfossiles, 3 types de mammifères, 3 types d'oiseaux et 5 types de poissons. Ce site possède le plus important gisement fossilifère connu de la mer de Champlain. Les fossiles sont datés entre 11 000 et 9810 ans A.A. Ils sont enfouis sous des tidalites marquant la phase ultime de la mer de Champlain, autour de 9750 ans A.A. Les données lithologiques, géochimiques et paléontologiques évoquent une sédimentation dans un archipel situé à l'entrée de la mer de Champlain. Cet archipel aurait été soumis à des marées de 5 à 10 m d'amplitude. Les forts courants de marée montante ont favorisé le maintien tardif d'apport en eau salée. L'archipel a protégé les dépôts de l'érosion durant le reflux des marées et pendant l'érosion fluviale due au relèvement glacio-isostatique. Ce système sédimentaire a pu se maintenir grâce à la stabilisation relative du niveau marin par la remontée eustatique du début de l'Holocène (Occhietti *et al.*, 2001). La remarquable diversité faunique du site de Saint-Nicolas est associée à une forte productivité marine causée par un mélange des eaux douces et salées. La faune du site comprenait aussi bien des mollusques que des morces, des phoques et des oiseaux qui nidifiaient sur les îlots rocheux.

L'étude du site de Saint-Nicolas a permis de distinguer 4 phases paléogéographiques.

1.2.2.1 Phase de sédimentation marine en eaux profondes

L'invasion marine de la vallée du Saint-Laurent a débuté vers 12 000 ans A.A. (Occhietti *et al.*, 2001). Une phase de sédimentation marine et de délestage d'icebergs à Saint-Nicolas est indiquée par la présence de *Balanus hameri* datés à 11 000 ans A.A. (LaSalle *et al.*, 1977) de même que par des enclaves diamictiques dans l'unité 1 de la coupe de Saint-Nicolas (Occhietti *et al.*, 2001). La partie supérieure de l'unité comporte des fossiles de *Balanus hameri*, *Portlandia arctica* et *Nuculana natica*, ce qui confirme la présence d'eaux froides et profondes à cette époque (Occhietti *et al.*, 2001). Pendant cette phase, la mer de Champlain a atteint une altitude maximale de 190 m (Occhietti, 1989).

1.2.2.2 Phase d'érosion

Entre 10 960 et 10 060 ans A.A., une phase d'érosion est observée. La discordance observée dans la coupe stratigraphique de Saint-Nicolas n'est pas encore élucidée, mais l'explication la plus plausible serait une crue glaciaire importante et le développement de forts courants marins dans le détroit suite à la remontée glacio-isostatique et à la stabilisation du niveau eustatique (Occhietti *et al.*, 2001). La phase de déversement du lac Agassiz via North Bay, la vallée des Outaouais et la mer de Champlain s'est produite pendant cette phase d'érosion. À cette époque, la mer de Champlain atteignait une altitude maximale de 150 m (Elson, 1969).

1.2.2.3 Phase de courants de marée

Vers 10 300-10 000 ans A.A., on observe une phase de forte productivité du plancton favorisant ainsi toute la chaîne alimentaire dans le bassin oriental de la mer de Champlain. Cette phase se prolonge jusqu'à environ 9750 ans A.A. à Saint-Nicolas. À cette époque, la diversité et l'abondance des invertébrés (34 taxons) auraient permis l'implantation saisonnière d'oiseaux de même que la présence d'une colonie de morses sur les estrans rocheux (Occhietti *et al.*, 2001). Pendant cette phase, la mer de Champlain a atteint une altitude maximale de 70 m (MacPherson, 1967).

1.2.2.4 Phase finale de sédimentation de marée dans des baies protégées

La phase finale est représentée par des silts sableux stratifiés et des rythmites de marée contenant des moulages de *Hiatella arctica* et *Macoma balthica*. La présence tardive (9800 ans A.A.) de marées d'eau salée ou saumâtre exclut la possibilité d'un drainage majeur des eaux douces provenant du lac Agassiz (Occhietti *et al.*, 2001). Pendant cette phase, la mer de Champlain atteignait une altitude maximale de 60 m (MacPherson, 1967).

1.3 Le lac Lampsilis (9750 à 7500 ans A.A.)

Après la phase marine, le lac Lampsilis, composé d'eaux saumâtres s'adoucissant graduellement, a occupé une superficie encore assez importante (figure 6). Ce lac s'étendait d'Ottawa à Québec (Prest, 1975). À Québec, cet épisode date de 9750 ans A.A. (LaSalle, 1985). Le lac Lampsilis a perduré jusqu'à environ 7500 ans A.A.

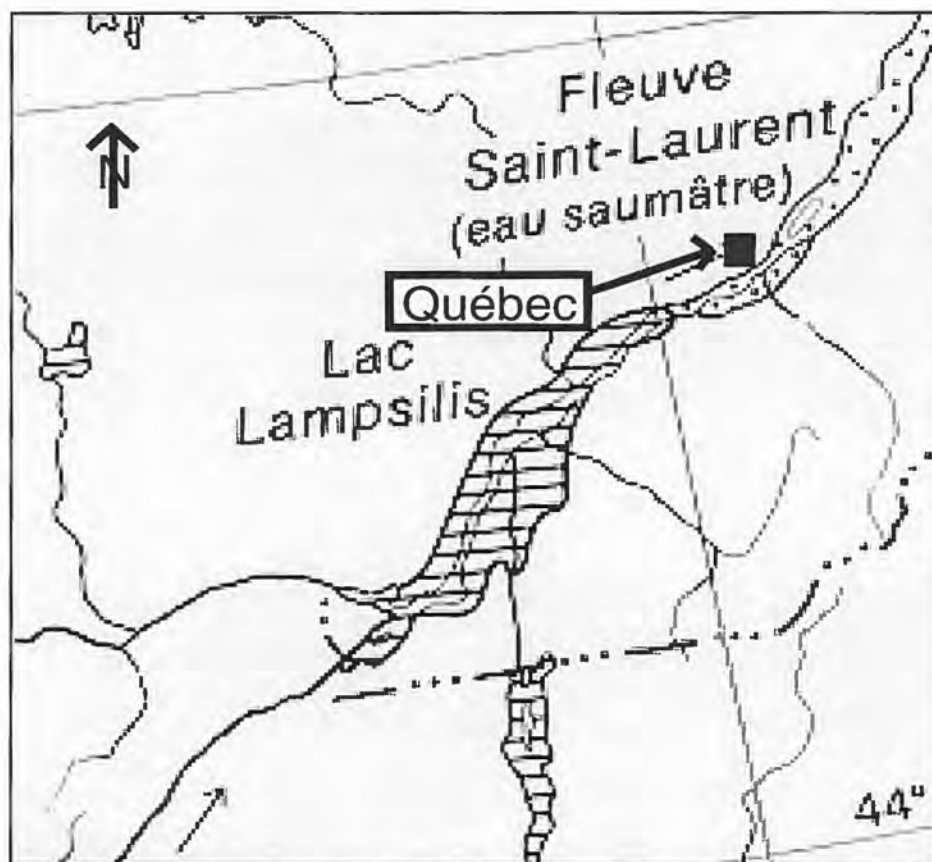


Figure 6. Localisation du lac Lampsilis (Prest, 1975)

Au cours de cette phase, deux niveaux majeurs de terrasse ont été identifiés (MacPherson, 1967). La terrasse de Montréal, datée d'environ 8500 ans A.A., se situe à une altitude de 30 m (figure 7). La terrasse de Saint-Barthélemy se trouve à une altitude de 15 m et date d'environ 7000-7500 ans A.A. (figure 8). Les falaises situées de part et d'autre de l'actuel fleuve Saint-Laurent ont subi une érosion considérable en raison de l'augmentation du débit à la hauteur du

détroit de Québec. Ce phénomène était causé par la fermeture d'autres décharges et par la vidange du lac proglaciaire Agassiz situé au centre du Canada. Dans les environs de Cap-Rouge / Limoilou où était situé un chenal de dépression, des quantités importantes d'argiles, de graviers et de sables, mieux protégés des courants, ont été sédimenté. Ce lac a finalement disparu en raison du relèvement isostatique et de l'érosion du seuil de Québec (Painchaud, 1993).

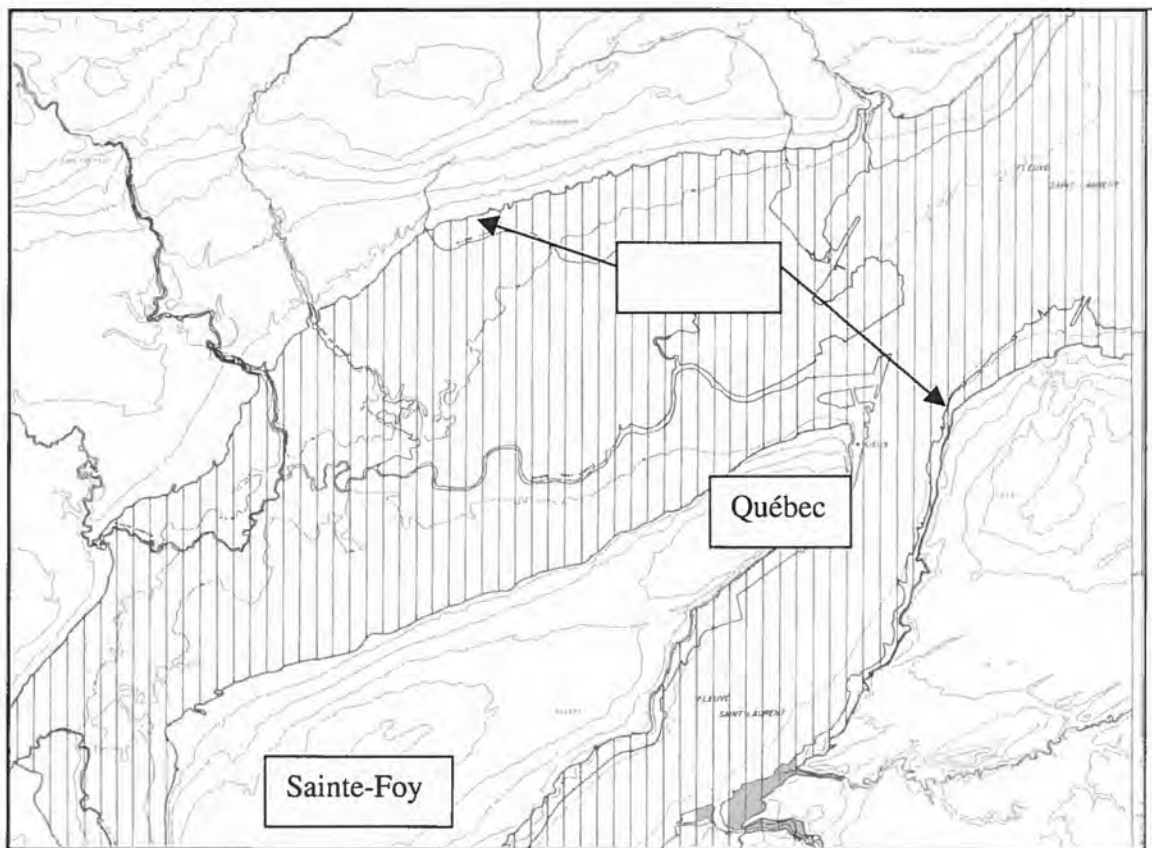


Figure 7. La terrasse de Montréal vers 8500 ans A.A. dans la région de Québec (terrasse de 30 m) (Painchaud, 1993)

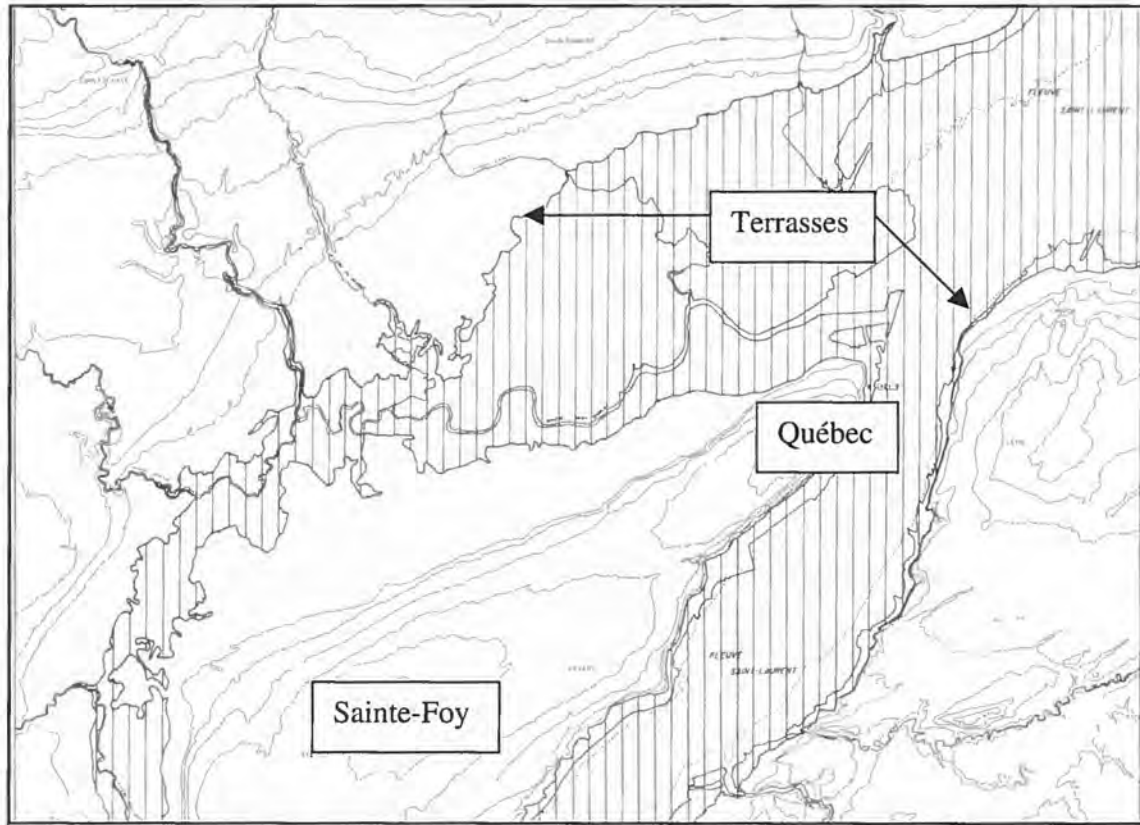


Figure 8. La terrasse de Saint-Barthélemy vers 7500 ans A.A. dans la région de Québec (terrasse de 15 m) (Painchaud, 1993)

1.4 Le proto Saint-Laurent (7500 à 5000 ans A.A.)

À la suite de l'érosion du seuil de Québec et de la poursuite du relèvement isostatique, le lac Lampsilis a fini par se drainer complètement pour laisser place au proto Saint-Laurent, qui a duré de 7500 à 5000 ans A.A. Le niveau du plan d'eau était de 15 m au-dessus du niveau actuel vers 7500 ans A.A., et il a atteint son niveau actuel vers 5000 ans A.A. Le tracé du proto Saint-Laurent est devenu alors semblable à celui du fleuve Saint-Laurent actuel (Painchaud, 1993).

1.5 Le fleuve Saint-Laurent (5000 ans A.A. à aujourd'hui)

Dans la région du détroit de Québec, le fleuve Saint-Laurent suit le même cours, sans variation importante de niveau d'eau, depuis 5000 ans A.A. (Painchaud, 1993).

La figure 9 présente la courbe d'émersion des terres qui met en évidence le retrait marin du site CeEv-5 vers 11 000 ans A.A. (Occhietti *et al.*, 2001) ainsi que l'établissement humain sur le site CeEv-5 vers 8890 ans A.A. alors que le niveau marin se situait entre 30 et 60 m (MacPherson, 1967; LaSalle *et al.*, 1977).

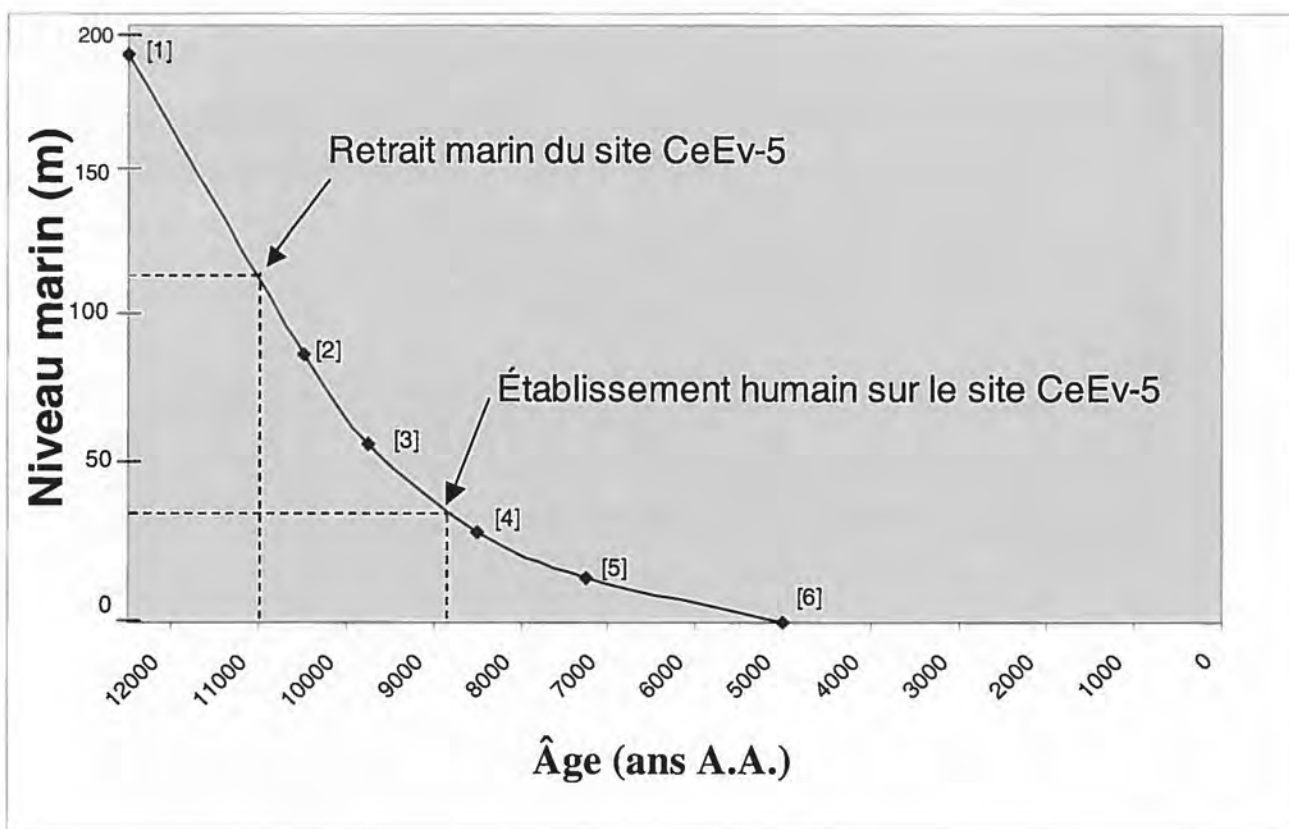


Figure 9. Courbe d'émersion de la région de Québec (selon MacPherson, 1967[4,5]; LaSalle *et al.*, 1977[3,6] ; Occhietti, 1989[1]; Occhietti *et al.*, 2001[2])

Les phases marine et fluviale ont chacune déposé des sédiments. Dans la région de Québec, un transect a été effectué de la ville de Québec à St-Damien-de-Buckland (figure 10). La séquence stratigraphique et sédimentologique permet de reconnaître les différentes étapes de déposition des sédiments y compris les dépôts de Cap-Rouge-Limoilou mentionnés ci-haut.

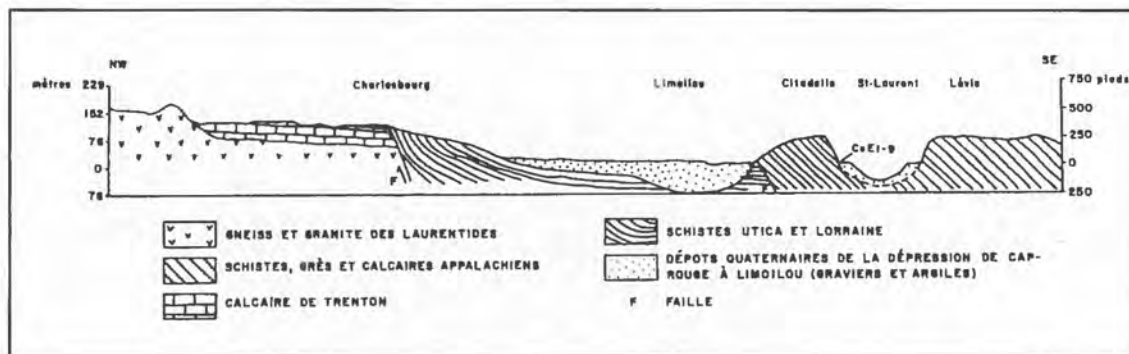


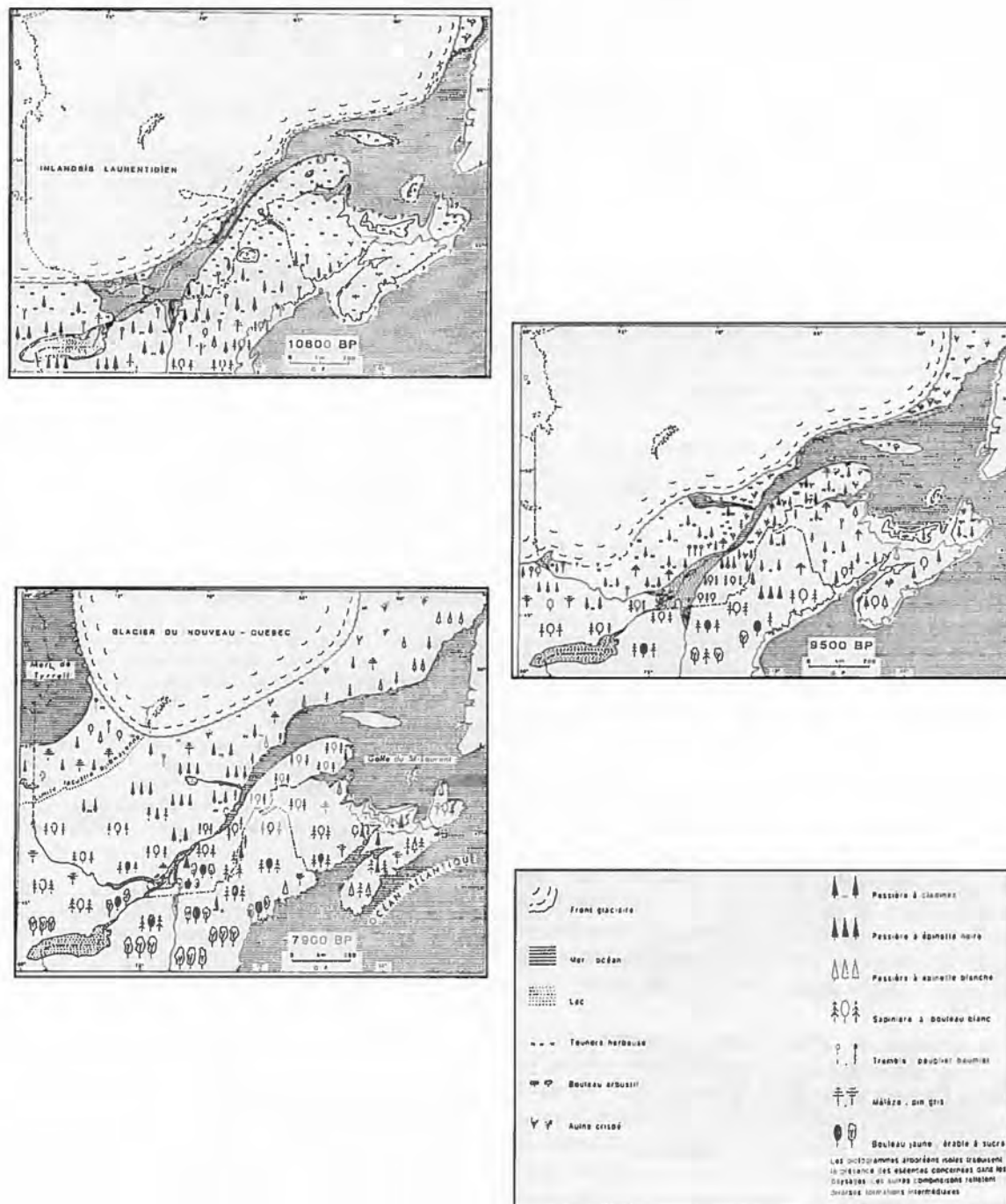
Figure 10. Transect entre la ville de Québec et St-Damien-de-Buckland (LaSalle, 1985)

Après le retrait de l'inlandsis laurentidien, puis de la mer de Champlain, les terres émergées ont été progressivement recolonisées par la végétation à un rythme variant en fonction des conditions locales.

Chapitre 2

Synthèse des données paléophytogéographiques

L'analyse des cernes de croissance des arbres ainsi que celle des grains de pollen et des macrofossiles prélevés au fond des lacs et dans des tourbières a permis de reconstituer l'histoire postglaciaire de la végétation dans la vallée du Saint-Laurent (Bhiry et Filion, 1996a, b, c; Bhiry *et al.*, 2000; Filion, 1987; Filion et Quinty, 1993; Larouche, 1979; Richard, 1977a, b). Pendant la transition Pléistocène-Holocène, la colonisation végétale était influencée par la proximité du front glaciaire. Au début de l'Holocène, elle était affectée par les basses températures de la mer de Champlain et par l'obstacle à la migration que représentait cette vaste étendue d'eau. À l'Holocène, l'évolution végétale dépendait essentiellement du climat et du contexte régional et local (Occhietti, 1989). Trois phases distinctes peuvent être identifiées dans la colonisation végétale à la suite du retrait du glacier wisconsinien et du retrait marin. Une première phase de végétation non forestière, une phase d'afforestation et une phase forestière sont nettement mises en évidence par l'analyse pollinique (figure 11). De plus, il est parfois possible de reconnaître une phase récente anthropique consécutive à la colonisation européenne (Richard, 1977b). La succession temporelle des étapes de la colonisation végétale postglaciaire du sud du Québec s'apparente à celle de la succession latitudinale sud-nord actuelle (figure 12).



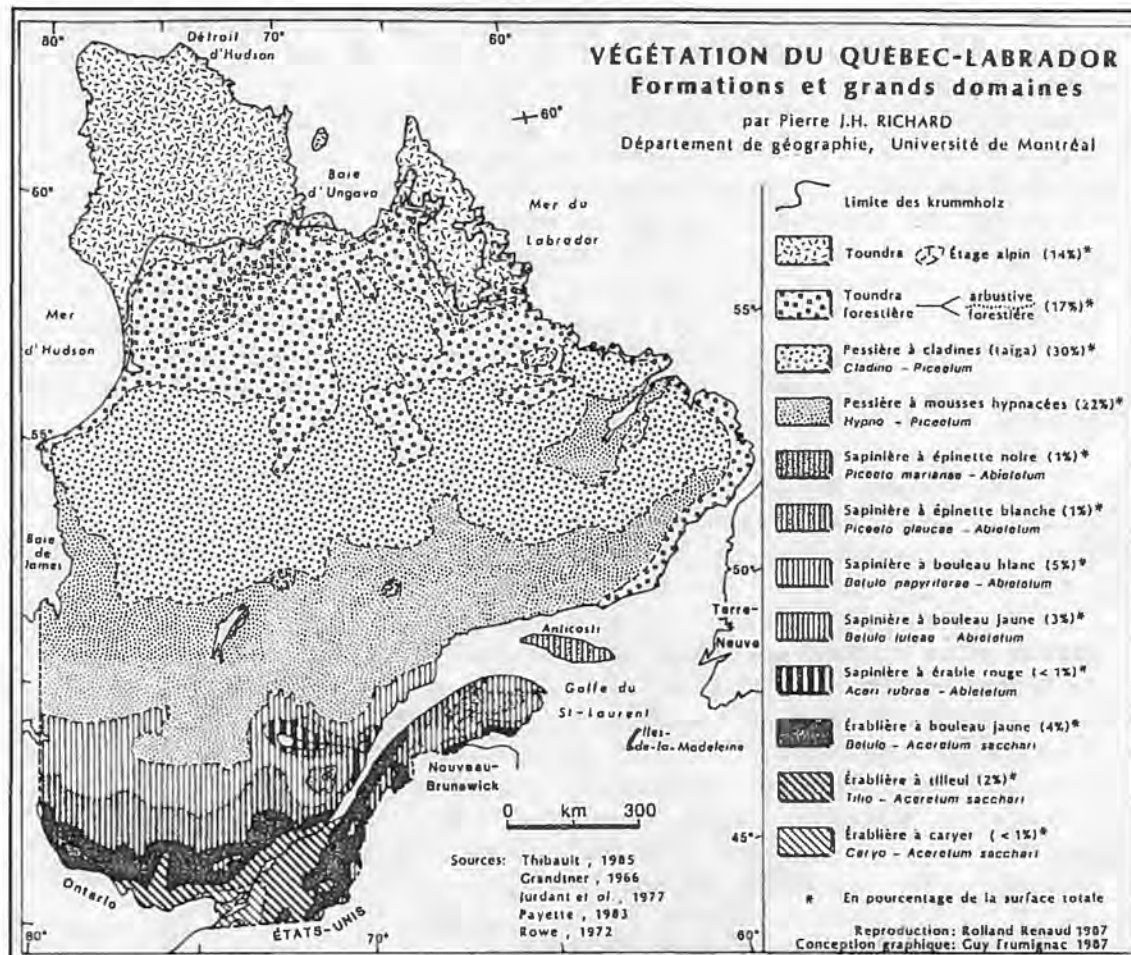


Figure 12. Végétation du Québec-Labrador, formations et grands domaines (Richard, 1987)

Les sites utilisés pour cette synthèse sont situés à proximité du site archéologique CeEv-5 (figure 13). Il s'agit des sites de Saint-Raymond, Lotbinière et St-Jean de l'île d'Orléans (Richard, 1977a, b), Montmagny (Bhiry *et al.*, 2000), Saint-Flavien (Filion, 1987; Fillion et Quinty, 1993; Bhiry et Fillion, 1996a, b, c) et Sainte-Foy (Larouche, 1979).

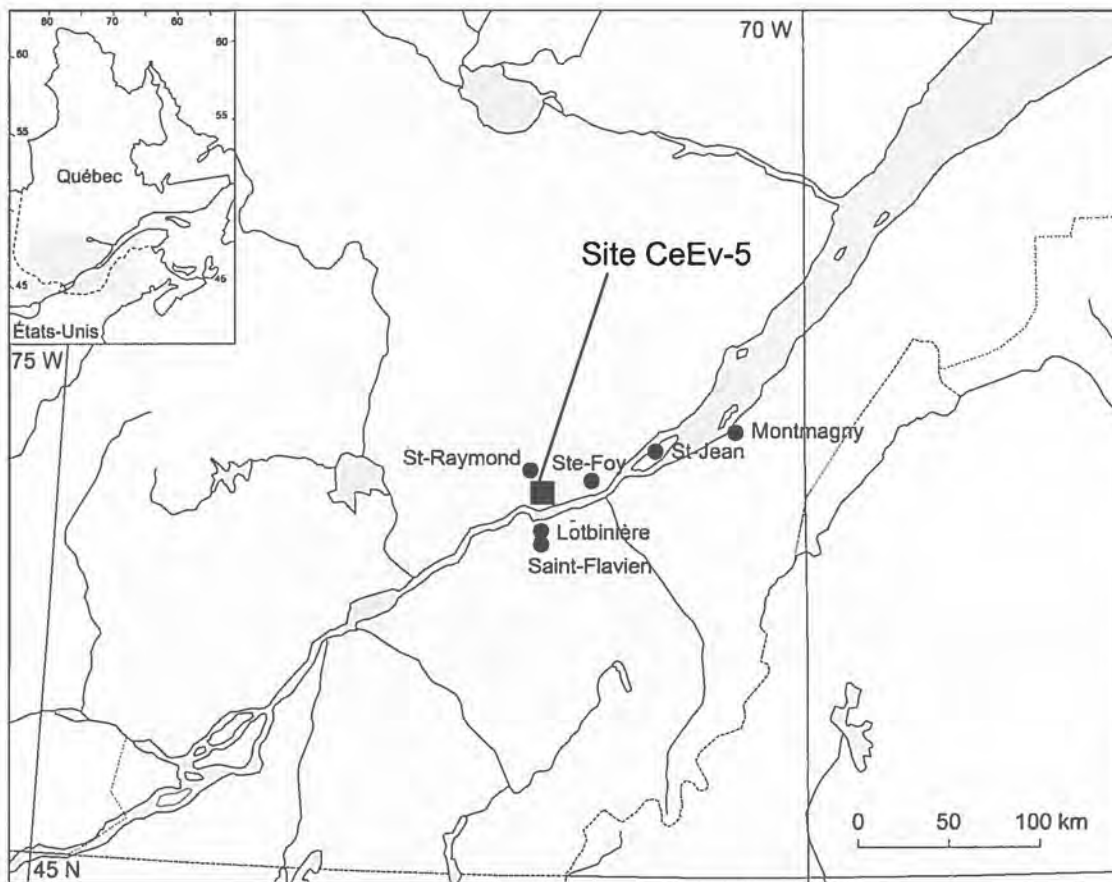


Figure 13. Localisation des sites d'étude cités dans cette synthèse

2.1 Phase de végétation non forestière (de la déglaciation à 8000 ans A.A.)

Au Québec méridional, il s'est écoulé un certain temps entre la disparition de l'inlandsis laurentidien et l'établissement de la forêt. Les lacs et les tourbières ont pu conserver dans leurs sédiments le pollen produit par la végétation de l'époque. Selon les diagrammes polliniques, il y a eu une phase initiale de végétation non forestière après la déglaciation. On distingue deux sous-phases non forestières : le désert périglaciaire suivi de la toundra. Un modèle (figure 14) a été développé pour expliquer l'influence de l'inlandsis sur l'apport pollinique en marge du glacier (Richard, 1977b).

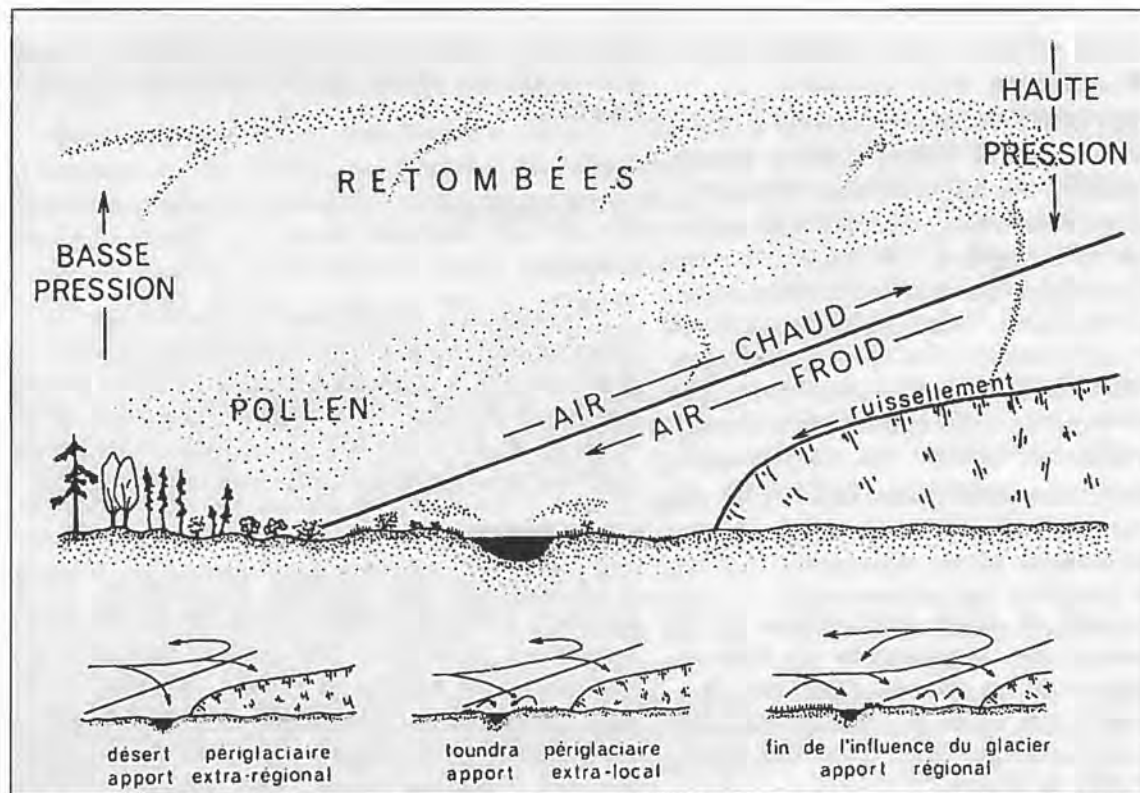


Figure 14. Modèle expliquant l'apport pollinique au front d'un glacier (Richard, 1977c)

D'autres études, semblables à celles effectuées sur le site de Saint-Flavien (figure 13), ont permis de reconstituer les conditions écologiques de cette époque. Le site de Saint-Flavien est situé à une altitude variant de 107 à 130 m (Fillion et Quinty, 1993). Il s'agit d'un champ de dunes paraboliques qui s'est formé entre 10 000 et 7500 ans A.A. Ce n'est qu'après 7500 ans A.A. que le processus de paludification entre les dunes s'est enclenché suite à l'arrêt de l'activité éolienne (Filion, 1987). Avant cette époque, les conditions n'étaient pas favorables à l'accumulation de matière organique.

2.1.1 Le désert périglaciaire

Cette phase correspond à la colonisation, après le retrait du glacier et de la mer de Champlain, par des espèces herbacées. Ce désert périglaciaire était composé de quelques plantes herbacées et sans doute par des lichens, mais sans former de couverture continue. On trouve alors du pollen d'*Ambrosia* sp., de cypéracées, de graminées, de caryophyllacées, d'*Artemisia*

labradoria et d'*Oxyria digyna* (Richard, 1977b). Le désert périglaciaire était présent depuis le retrait marin et jusque vers 8000 ans A.A. dans la région de Québec (Richard, 1977a).

2.1.2 La toundra

Cette période, caractérisée par une toundra arbustive, est dominée par une forte proportion de cypéracées et de graminées avec une proportion variable d'*Artemisia* sp., d'*Ambrosia* sp. et d'autres composées (surtout tubuliflores). On y retrouve aussi des taxons restreints à cette période de toundra tels que : *America labradoria*, *Koenigia islandica*, *Oxyria digyna*, *Oxytropis maydelliana*, *Dryas* sp., *Saxifraga cernua*, *S. oppositifolia*, *Polygonum viviparium*, *Epilobium* (cf. *latifolium*), *Tofieldia pusilla*, *Campanula* (cf. *uniflora*). Des caryophyllacées, des rosacées et des légumineuses sont aussi associées à cette période. Ce paysage de toundra était dépourvu d'arbres. L'humus n'était pas encore continu comme en environnement forestier et l'érosion superficielle était importante. Cette période, présente de façon métachronique et surtout sur des sites plus élevés en altitude, s'est terminée au plus tard vers 8000 ans A.A. dans la région de Québec (Richard, 1977b).

2.2 Phase d'afforestation (8000 à 7900 ans A.A.)

Pendant cette courte période, le paysage a évolué progressivement vers un couvert forestier, lequel marque la fin de la phase d'afforestation. On distingue deux étapes : la période de toundra forestière et de taïga suivie de l'installation de la tremblaie (Richard, 1977b). C'est à partir de ce moment que l'activité éolienne a cessé (Filion, 1987).

2.2.1 La toundra arborée et la taïga (8000 ans A.A.)

Pendant cette période, l'espèce arborescente dominante était *Picea mariana*, accompagnée de *Betula glandulosa* et d'*Alnus crispa* en proportions variables. La forêt de cette période ressemblait à l'actuelle taïga, où des bosquets de *Picea mariana* sont séparés par de vastes étendues occupées principalement par des cladonies (*Cladonia alpestris*, *C. rangiferina*, *C. mitis*). En bordure des bosquets, et entre ceux-ci lorsque le sol le permet, se trouvent des

groupements arbustifs de bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*) ou d'aulne vert (*Alnus crispa*). Le mélèze (*Larix laricina*) est souvent associé à ces paysages sur les sites humides, autour des lacs ou le long des ruisseaux et des rivières (Richard, 1977b).

2.2.2 La tremblaie (7950 ans A.A.)

Vers 7950 ans A.A., le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*) dominait le paysage. Il s'agit d'un arbre pionnier, donc nécessitant un plein ensoleillement à tous les stades de son développement. Sa longévité est d'environ 80 ans. Il est rapidement remplacé par des essences plus tolérantes à l'ombre. Il est actuellement abondant à cause de l'action de l'homme sur la végétation forestière. Sa présence dans la phase d'afforestation dénote l'existence d'une couverture végétale instable. Il traduit des conditions d'ensemble éloignées du climax (Richard, 1977b).

2.3 Phase forestière (7900 ans A.A. à aujourd'hui)

C'est la phase la plus longue de l'histoire de la végétation post-wisconsinienne au Québec. Elle correspond à un paysage où tous les sites pouvant supporter des arbres sont occupés par une couverture forestière continue. Le sol est recouvert d'une couche continue d'humus sur lequel ruissellent les eaux de pluie. Les plantes héliophiles sont peu abondantes (Richard, 1977b). Sur le site de Saint-Flavien, l'étude des macrorestes a mis en évidence le lien entre l'évolution de l'accumulation de la tourbe et le climat. Entre la régression marine et 6800 ans A.A., les conditions climatiques n'étaient pas propices à l'accumulation de la matière organique. (Bhiry et Fillion, 1996b). L'absence d'accumulation de matière organique pendant cette période est attribuée à la baisse de la nappe phréatique ainsi qu'au climat sec du début de l'Holocène.

2.3.1 La pessière (7900 à 7600 ans A.A.)

Pendant cette période, l'épinette noire (*Picea mariana*) dominait le paysage. Elle était accompagnée par le bouleau blanc (*Betula papyrifera*). Les arbustes et les herbacées héliophiles étaient présents en faibles proportions (Richard, 1977b).

2.3.2 La sapinière à bouleau blanc (7600 à 7200 ans A.A.)

Pendant cette période, le sapin baumier (*Abies balsamea*) dominait le paysage. Le bouleau blanc (*Betula papyrifera*) était l'espèce sous-dominante. L'épinette noire (*Picea mariana*) ainsi que l'érable à sucre (*Acer saccharum*) étaient présents mais en faibles quantités. Cette étape est métachronique dans la région même de Québec (Richard, 1977b).

2.3.3 La sapinière à bouleau jaune (7200 à 5800 ans A.A.)

Pendant cette période, le sapin baumier (*Abies balsamea*) dominait le paysage. Le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*), le pin blanc (*Pinus strobus*) et l'if du Canada (*Taxus canadensis*) étaient les espèces sous-dominantes. La sapinière à bouleau jaune occupait les sites mésiques (moyennement humides) de cette époque. Sur certains sites, cette période n'a pas eu lieu et la sapinière à bouleau blanc aurait évolué directement vers l'érablière à bouleau jaune (Richard, 1977b).

Malgré les données polliniques indiquant une arrivée tardive de certains taxons xéromésiques (secs à moyennement humides) tel que la pruche de l'est (*Tsuga canadensis*), des données macrofossiles viennent compléter la reconstitution régionale. À Montmagny, situé à moins d'une centaine de kilomètres du site CeEv-5 sur la rive sud de l'estuaire moyen du Saint-Laurent (figure 13), l'arrivée de *Tsuga canadensis* est datée à 6800 ans A.A. (Bhiry *et al.*, 2000).

Les études dendrochronologiques des tiges d'arbres fossiles récoltés à Saint-Flavien ont mis en évidence la dominance du pin blanc (*Pinus strobus*) et de la pruche (*Tsuga canadensis*) jusque vers 6000-5700 ans A.A. (Fillion et Quinty, 1993). L'étude des macrorestes d'une tourbe interdunaire dans ce site a permis d'identifier une période de décomposition rapide de la matière organique entre 6100 et 4100 ans A.A. Les basses valeurs de concentration macrofossile et d'influx pollinique ainsi que le faible taux d'accumulation de la tourbe supportent cette explication. Sur le site, entre 6100 et 4900 ans A.A., la pruche (*Tsuga canadensis*) et le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*) dominaient (Bhiry et Fillion, 1996c). Toutes ces données illustrent les conditions chaudes de l'Hypsithermal.

2.3.4 L'érablière à bouleau jaune (5800 à 3300 ans A.A.)

L'érablière à bouleau jaune est caractérisée par la présence dominante de l'érable à sucre (*Acer saccharum*) et par celle du bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*). On retrouve fréquemment la pruche (*Tsuga canadensis*), le pin blanc (*Pinus strobus*) ainsi que le hêtre à grandes feuilles (*Fagus grandifolia*). L'érablière à bouleau jaune occupait les sites mésiques de la sère physiographique qui caractérisait le domaine climacique de cette époque (Richard, 1977b).

L'analyse macrofossile et pollinique d'une tourbière localisée à la Base de plein-air de Sainte-Foy (figure 13), située à une altitude de 16 m, a montré que le site venait juste d'émerger vers 5600 ans A.A. Puisqu'il se trouve à quelques mètres seulement au-dessus du niveau actuel du fleuve Saint-Laurent, ce site représente donc une histoire végétale très jeune pour la vallée du Saint-Laurent. L'analyse pollinique démontre que ce site s'inscrit dans un environnement régional forestier dès 5600 ans A.A. Entre 5600 et 5500 ans A.A., le premier domaine climacique à occuper le site était la sapinière à bouleau blanc. Ensuite, de 5500 à 5250 ans A.A., l'érablière à bouleau jaune l'a remplacée régionalement. Puis, de 5250 ans A.A. à aujourd'hui, c'est l'érablière laurentienne qui forme le paysage régional (Larouche, 1979).

Les données macrofossiles peuvent indiquer certaines perturbations écologiques telles les épidémies d'insectes qui influencent les écosystèmes locaux et régionaux. Dans le cas de *Tsuga canadensis*, des études ont relié le déclin de l'espèce (entre 4900 et 3800 ans A.A.) à l'importante présence de macrorestes d'insectes défoliateurs. À Saint-Flavien, à environ 50 km de la ville de Québec sur la rive sud du Saint-Laurent, trois événements défoliateurs ont été identifiés : le premier vers 4900 ans A.A., le second vers 4600 ans A.A. et le troisième vers 4200 ans A.A. Les insectes phytophages devraient être considérés comme un facteur important influençant la succession écologique à long terme (Bhiry et Fillion, 1996b, c).

2.3.5 L'érablière laurentienne (3 300 ans A.A.-aujourd'hui)

L'érable à sucre (*Acer saccharum*) domine cette période qui s'étend jusqu'à aujourd'hui dans la région de Québec. Dans cette dernière étape de l'évolution de la phase forestière de la

végétation post-wisconsinienne, on retrouve une augmentation des taxons thermophiles tels le tilleul américain (*Tilia americana*), le hêtre à grandes feuilles (*Fagus grandifolia*), la pruche de l'est (*Tsuga canadensis*) ainsi que le charme de Caroline (*Carpinus caroliniana*), l'ostryer de Virginie (*Ostrya virginiana*), les caryers (*Carya* sp.), le noyer cendré (*Juglans cinerea*) et les frênes (*Fraxinus* spp.).

L'analyse macrofossile de la tourbe du site de Saint-Flavien montre un processus d'ombrotrophisation (transformation d'une tourbière minérotrophe, i.e. alimentée par les eaux souterraines et les eaux de pluie, en une tourbière ombrotrophe, i.e. alimentée uniquement par les eaux de pluies) à partir de 3750 ans A.A. L'ombrotrophisation de la tourbière est due à des facteurs autogènes et allogènes, tel un refroidissement climatique (Bhiry et Fillion, 1996c). En effet, plusieurs études du Minnesota, du Michigan et du Wisconsin prouvent que des conditions plus humides ont prévalu depuis 3000 ans A.A. (Bartlein *et al.*, 1984; Miller et Futyma, 1987; Winkler, 1988, 1994).

2.4 Phase anthropique (1600 ans ap. J.-C. à aujourd'hui)

L'action de l'homme sur la végétation au Québec ne s'est fait sentir qu'à l'arrivée des colons européens, du moins dans les diagrammes polliniques. Les Amérindiens du Québec étaient surtout des chasseurs nomades, agrémentant leurs repas de baies ou d'autres parties de végétaux durant la belle saison. Une certaine activité agricole amérindienne n'est apparue que tardivement dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, sans toutefois prendre beaucoup d'ampleur. Les défrichements extensifs des débuts de la colonisation européenne avaient pour objectif d'instaurer une agriculture suffisante pour assurer l'autonomie de la colonie. Partant des rives du Saint-Laurent, l'agriculture a progressivement gagné les régions à vocation forestière des contreforts laurentidiens et appalachiens. La phase anthropique est surtout enregistrée dans les diagrammes polliniques provenant de la zone agricole ou de son voisinage immédiat. Dans plusieurs cas, l'analyse pollinique dans la région de Québec a aussi permis de détecter le défrichement (Richard, 1977b).

Chapitre 3

Sites d'étude et sédiments étudiés

Trois sites ont été étudiés : le site archéologique CeEv-5, une sapinière et une tourbière. Ces sites sont situés à une altitude variant de 105 à 115 m, à quelques dizaines de kilomètres à l'ouest de la ville de Québec, plus précisément dans l'arrondissement Laurentien (Saint-Augustin-de-Desmaures), sur la bordure sud de l'autoroute 40 (figure 15).

3.1 Le site archéologique CeEv-5 (46° 44' 35'' N, 71° 32' 21'' O)

Deux coupes de sols en place de 1,0 à 1,25 m d'épaisseur ont été dégagées. L'analyse stratigraphique de ces coupes a permis d'identifier trois unités distinctes. À la base, l'unité 1, de 30 à 40 cm d'épaisseur, est un diamicton de couleur brun foncé (10YR 3/4). La matrice, formant 40% de l'ensemble du sédiment, est un sable fin à moyen. Le squelette (60%) est constitué de graviers, de galets et de blocs anguleux. Environ 50% de ces fragments provient de roches sédimentaires (schistes) tandis que l'autre moitié est issue de roches ignées (granite et gneiss). L'unité 2 fait de 57 à 63 cm d'épaisseur. Il s'agit d'une rudite de couleur brunâtre (10YR 3/6). La matrice (60-70%) est formée de sable fin tandis que le squelette est constitué de graviers et de galets émoussés. La taille des galets est nettement inférieure à celle des galets de l'unité 1. L'unité 3, de 13 à 22 cm d'épaisseur, consiste en un sable grisâtre insérant quelques graviers et des galets (7 cm de longueur au maximum). Ces unités minérales sont surmontées par un mince horizon (2 à 5 cm) de matière organique peu décomposée (litière). Ces dépôts minéraux sont d'origine fluvio-glaciaire ou fluvatile. Une étude sédimentologique et minéralogique plus poussée pourrait confirmer l'une ou l'autre des hypothèses.

Au milieu de la surface décapée du site archéologique (4 nord, 3 ouest), une coupe peu profonde (30 cm) a été excavée. Elle laisse voir une forme verticale en coin d'une longueur de 25

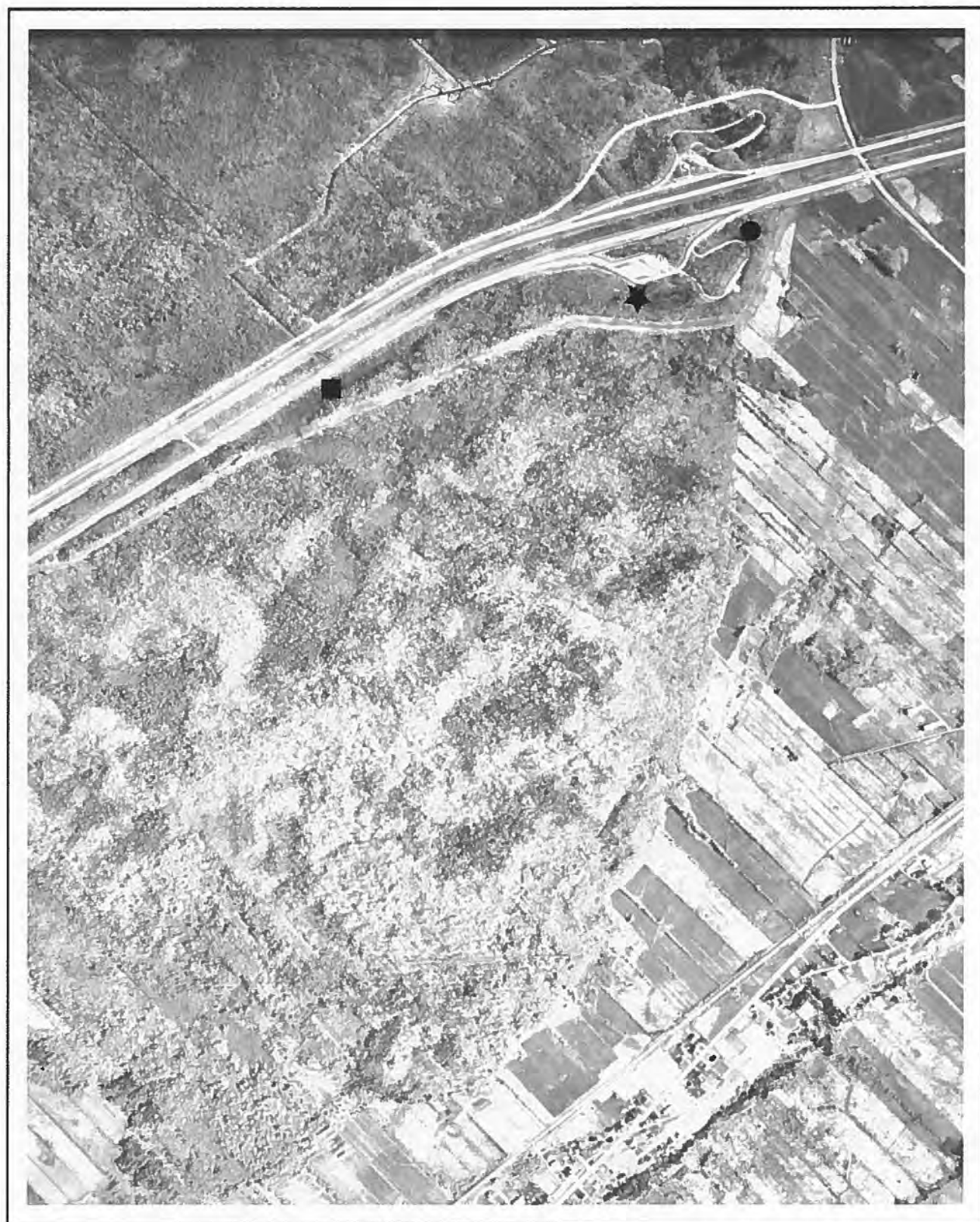


Figure 15. Photo aérienne montrant la localisation du site CeEv-5 (●), de la sapinière (★) et de la tourbière (■) (MRN, Q85831-43, 1:15000, 2001).

cm et d'une largeur maximale de 7 cm. Cette forme en coin a été enfouie par les sédiments de l'unité 3. Le sédiment formant le coin est un silt de couleur brun pâle (10YR 5/3) tandis que le sédiment englobant le coin est constitué du sédiment de l'unité 2 (rudite). Cette forme en coin pourrait correspondre soit à un ancien trou de pilier ou de pieu, soit à un ancien coin de glace.

Un échantillon minéral contenant plusieurs fragments de charbon de bois a été prélevé. Les fragments de charbons de bois ont été datés par la méthode AMS, tandis que le sédiment minéral (Mc) a été utilisé pour retracer l'impact du feu sur les minéraux. Deux autres échantillons ont été prélevés : un échantillon issu d'une structure ressemblant à un *foyer* (Mf) et un échantillon témoin (Mt), prélevé loin du *foyer* (figure 16). La comparaison à l'échelle granulométrique et microscopique de ces trois échantillons a permis de déduire si l'échantillon du *foyer* a été ou non affecté par le feu. Dans le cadre de cette recherche, cette comparaison a été effectuée par l'entremise de la granulométrie et de l'exoscopie.

3.2 Le site de la sapinière (46° 44' 35'' N, 71° 32' 21'' O)

Il s'agit un environnement humide dominé par le sapin (*Abies balsamea*) et le bouleau (*Betula* spp.). Il est situé à quelques dizaines de mètres du site archéologique CeEv-5 (figure 15). Une carotte a été prélevée là où le dépôt de tourbe est le plus épais. De 50 cm d'épaisseur, cette carotte est formée de tourbe noire très décomposée. Le substrat sous-jacent est une rudite (sables, graviers et galets émoussés).

3.3 Le site de la tourbière (46°44'17,9'' N, 71°33'19,2'' O)

Ce site est localisé à 1 km du site archéologique (figure 15). Le secteur le plus proche de l'autoroute est marécageux et marqué par la présence de troncs d'arbres morts (figure 17) en raison de l'excès d'eau. Par contre, le secteur situé à 200 m de l'autoroute est forestier. Une carotte de tourbe d'environ 90 cm a été extraite du secteur marécageux. Par dessus l'argile grisâtre, il y a eu accumulation d'environ 15 cm de tourbe grise foncée puis de tourbe brunâtre.

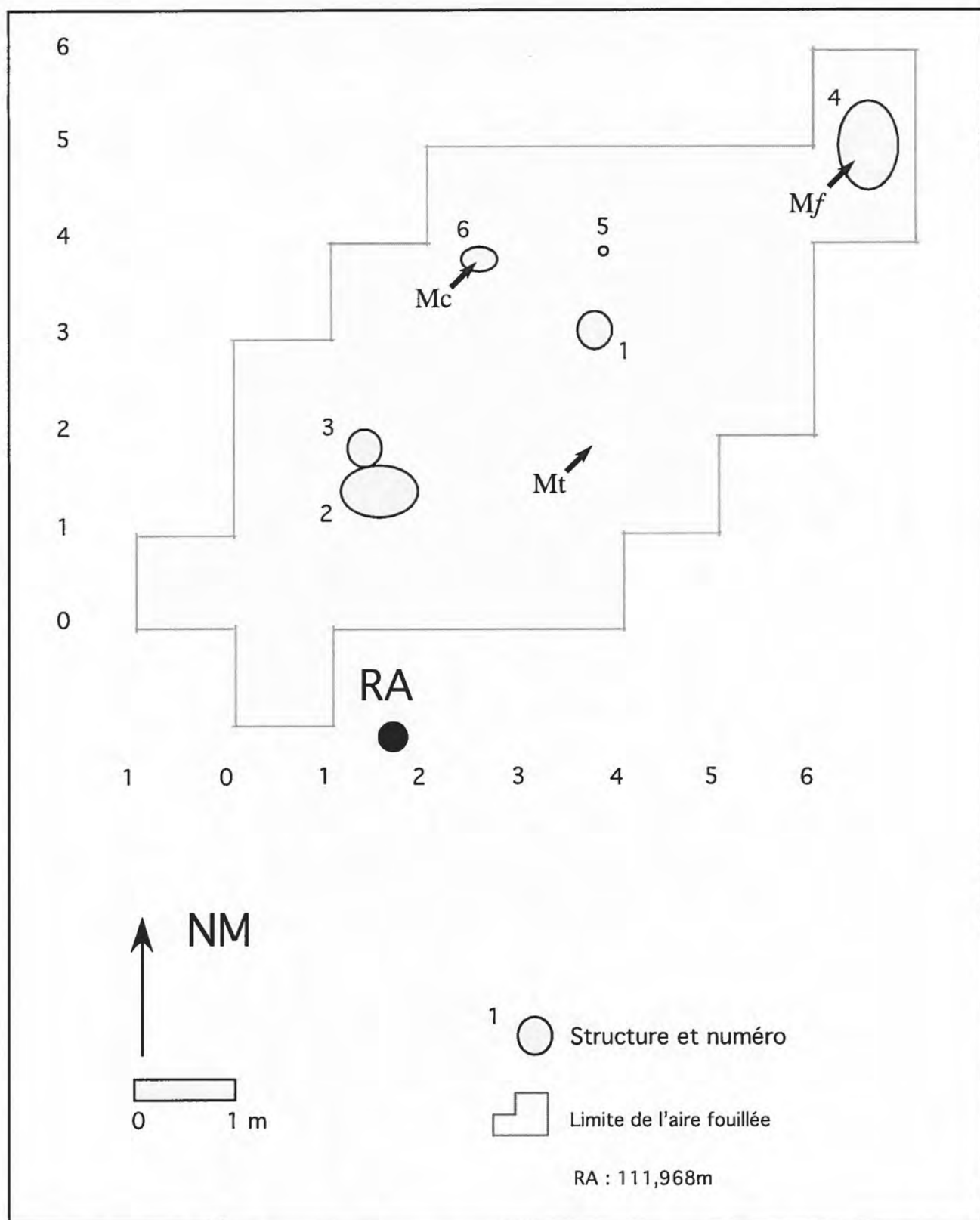


Figure 16. Localisation des prélèvements des échantillons Mc, Mf et Mt sur le site CeEv-5
(Modifié de Pintal, 2003).



Figure 17. Secteur marécageux de la tourbière de Saint-Augustin-de-Desmaures

Chapitre 4

Analyse granulométrique et exoscopie des sédiments du site archéologique CeEv-5

4.1 Datation des fragments de charbon de bois

La datation AMS des fragments de charbon de bois découverts dans le site archéologique a donné un âge de 8890 ± 50 ans A.A. (10 060 ans cal. A.A.) (voir Annexe – Datations). Cette date constitue, à l'heure actuelle, la plus ancienne obtenue pour un site archéologique au Québec.

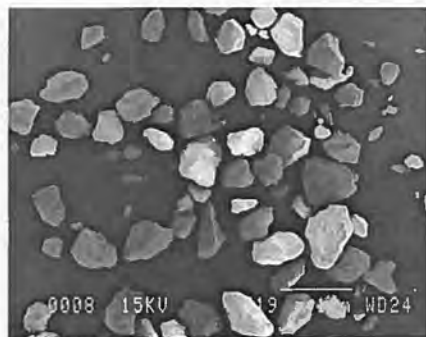
4.2 Analyse granulométrique

Les propriétés granulométriques de l'échantillon témoin (Mt) et de l'échantillon *foyer* (Mf) sont sensiblement différentes. La taille moyenne ($T_m = 4,7$) et l'indice de tri ($Tr = 4,7$) de l'échantillon témoin (Mt) indique qu'il s'agit d'un silt grossier non trié. Le sédiment de Mf est un sable fin très peu trié ($T_m = 2,2$ et $Tr = 3,6$). Un examen sommaire de l'échantillon témoin (Mt) à la loupe binoculaire montre, contrairement aux deux autres échantillons, une abondance de micas (biotite essentiellement). Étant donné que la biotite est un minéral feuilleté (figure 18) très fragile et facilement altérable, le feu a complètement détruit ce minéral en le réduisant en poussières et en épargnant les minéraux résistants (quartz, feldspath). L'élimination de la biotite a conféré à l'échantillon Mf une granulométrie plus grossière (sable fin au lieu de silt grossier).

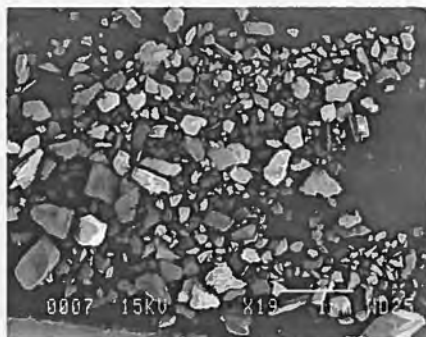
4.3 Exoscopie des minéraux (tableau 1 et figure 18)

Tableau 1. Exoscopie des minéraux effectuée au microscope électronique à balayage (MEB)

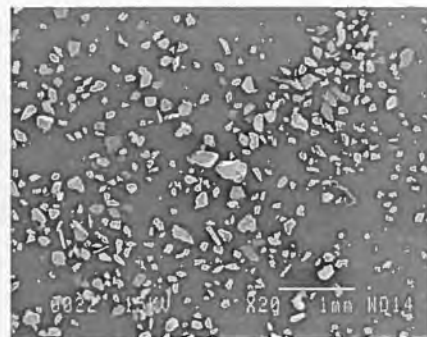
	Échantillon charbon (Mc)	Échantillon témoin (Mt)	Échantillon foyer (Mf)
	Taille des minéraux entre 63 µm et 1000 µm	Taille des minéraux entre 63 µm et 1000 µm	Taille des minéraux entre 63 µm et 1000 µm
Taille des minéraux	-Homogène (fig. 18a)	-Hétérogène (fig. 18b)	-Hétérogène (fig. 18c)
Minéraux présents	-Dominance de quartz.	-Diversité des minéraux (biotite, quartz, feldspath).	-Présence de feldspath, quartz, biotite.
Précipitation et dissolution des minéraux	-Accolage important des fragments de la biotite sur la surface des quartz (fig. 18d et 18g). -Dissolution du quartz peu visible.	- Seulement quelques globules ont été collés à la surface des quartz (fig. 18e et 18h). -Présence de dissolution visible sur le pourtour du quartz.	-Nombreux fragments de la biotite collés à la surface des quartz (fig. 18f et 18i). -Dissolution du quartz moyennement visible.
État de la biotite	-Biotite absente.	-Biotite abondante (fig. 18j et 18k).	-Biotite en bâtonnets et feuillets détachés (fig. 18l).



a) Échantillon charbon (Mc)



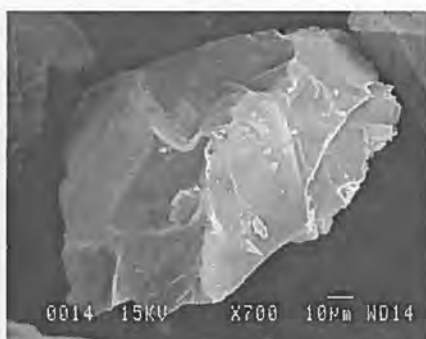
b) Échantillon témoin (Mt)



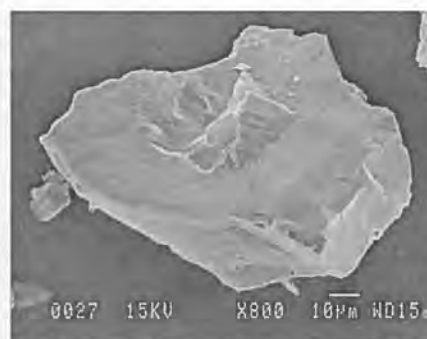
c) Échantillon *foyer* (Mf)



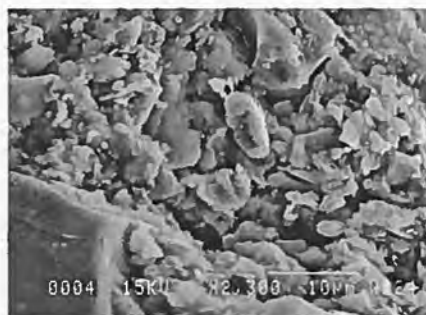
d) Quartz (Mc)



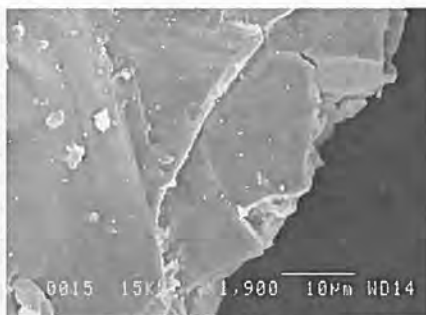
e) Quartz (Mt)



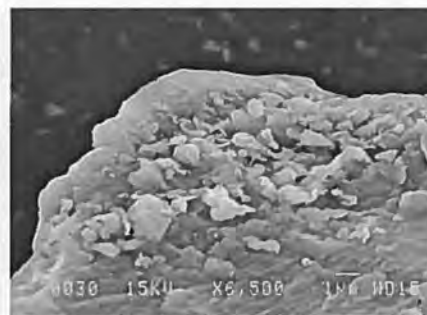
f) Quartz (Mf)



g) Fragments de biotite accolés à la surface du quartz (Mc)



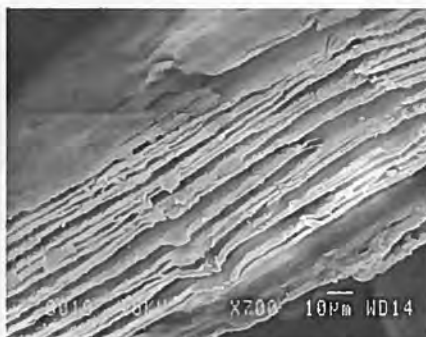
h) Fragments de biotite accolés à la surface du quartz (Mt)



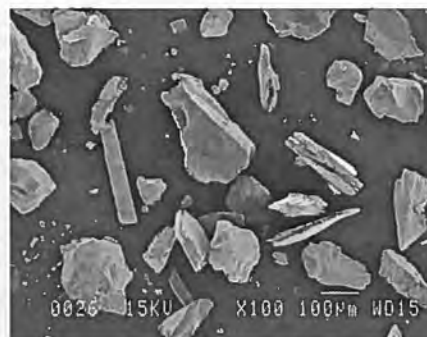
i) Fragments de biotite accolés à la surface du quartz (Mf)



j) Biotite en feuillets (Mt)



k) Feuillets de la biotite (Mt)



l) Biotite en bâtonnets et en feuillets (Mf)

Figure 18. Exoscopie des minéraux du site archéologique CeEv-5

Chapitre 5

Résultats des analyses macrofossiles

5.1 La sapinière de Saint-Augustin-de-Desmaures

Les sédiments organiques à la base de la carotte (50 cm) ont livré un âge de 5610 ± 40 ans A.A. (6400 ans cal. A.A.) (tableau 2). Dix centimètres plus haut, à 40 cm de profondeur, une date de 1990 ± 40 ans A.A. (1930 ans cal. A.A.) a été obtenu. Pendant cette période de 4470 ans (cal.), l'accumulation de la matière organique a été très lente (0,02 mm/an). Au centre de la carotte (24 à 25 cm), la datation au radiocarbone a donné un âge de 970 ± 40 ans A.A. (1030 ans cal. A.A.). Durant les 900 ans (cal.) qu'a duré cette deuxième période, le taux d'accumulation de la matière organique a augmenté à 0,17 mm/an. À 10 cm de profondeur, l'échantillon de tourbe soumis à la datation AMS a livré un âge de 90 ± 40 ans A.A. (60 ans cal. A.A.). Ainsi, le taux d'accumulation pendant la troisième période a été sensiblement moins élevé que celui de la deuxième période, soit 0,14 mm/an. Les derniers 10 cm se sont accumulés durant le XX^e siècle à un rythme beaucoup plus rapide (≈ 1 mm/an). Ce taux d'accumulation est cependant surévalué, car la matière organique qui compose ces 10 derniers centimètres est bien moins compacte que la matière organique sous-jacente.

L'analyse macrofossile a permis de délimiter quatre zones macrofossiles.

Tableau 2. Âges radiocarbones (AMS) et calibrés des échantillons de la sapinière.

Profondeur (cm)	Numéro de laboratoire	Âge ^{14}C (ans A.A.)	Âge calibré (ans cal. A.A.)	Matériel daté
10-11	Beta-177398	90 $\pm$ 40	60	Tourbe
24-25	Beta-175064	970 $\pm$ 40	1030	Tourbe
39-40	Beta-178752	1990 $\pm$ 40	1930	Tourbe
49-50	Beta-175065	5610 $\pm$ 40	6400	Tourbe

5.1.1 Zone macrofossile 1 : 50 à 40 cm (5600 à 2000 ans A.A.)

La zone 1 renferme très peu de macrorestes identifiables. Les macrorestes d'arbres sont rares : deux aiguilles de *Tsuga canadensis* à la base, un rameau feuillé de *Thuja occidentalis* et une aiguille de *Larix laricina* à la fin de la zone. Une graine de *Viola* sp. a aussi été identifiée. Plusieurs fragments de charbon de bois ont été retirés de la zone 1 (figure 19). On y retrouve aussi de nombreux sclérotés de *Cenococcum graniforme*, un champignon qui se développe en association avec des arbustes, spécialement dans des sites biens drainés (Jackson et Masson, 1984; Pirozynski, 1990).

La rareté des pièces macrofossiles ne permet pas de déterminer avec précision le type de milieu qui caractérisait le site à cette époque. Cependant, le degré d'humification très important de la matière organique, ainsi que le grand nombre de sclérotés de *Cenococcum graniforme* indiquent que le milieu était juste assez humide pour permettre une certaine accumulation de la tourbe, mais pas assez pour assurer une bonne préservation des pièces végétales. Les nombreux fragments végétaux carbonisés témoignent du passage d'un ou de plusieurs feux sur le site d'étude, ce qui signifie que l'humidité n'était pas suffisante pour le soustraire de l'influence des feux. Avant 5600 ans A.A., le site était trop bien drainé pour qu'une quelconque accumulation de la matière organique soit possible.

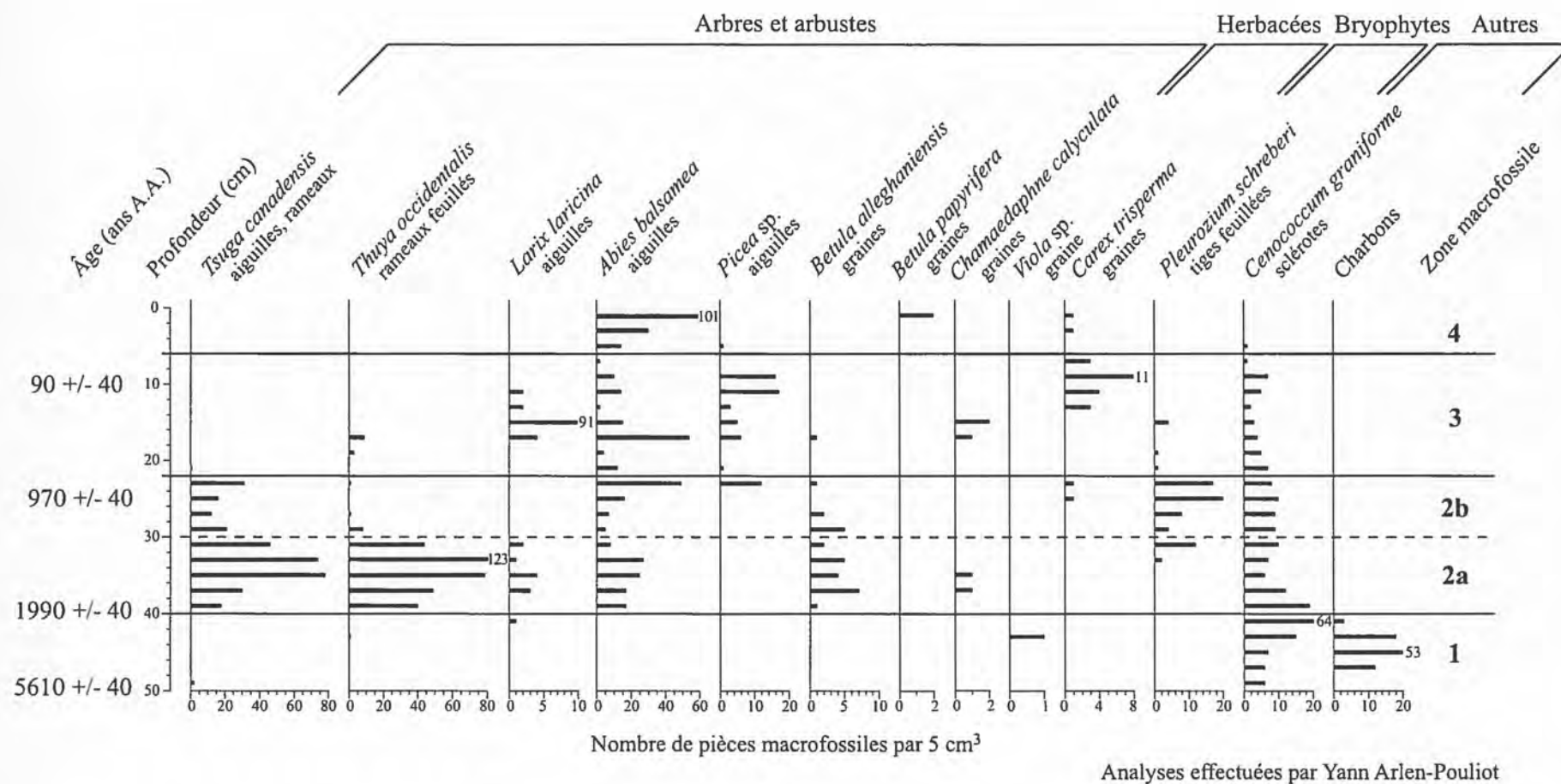


Figure 19. Diagramme macrofossile de la sapinière de Saint-Augustin-de-Desmaures

5.1.2 Zone macrofossile 2 : 40 à 22 cm (2000 à ≈900 ans A.A.)

Le contenu macrofossile de la zone 2 est beaucoup plus important que celui de la zone précédente (figure 19). Deux sous-zones peuvent être identifiées à l'intérieur de la zone 2. La sous-zone 2a renferme plusieurs macrorestes de *Thuja occidentalis*, de *Tsuga canadensis*, d'*Abies balsamea*, de *Betula alleghaniensis* et de *Cenococcum graniforme*. Quelques macrorestes de *Larix laricina*, *Chamaedaphne calyculata* et *Pleurozium schreberi* ont aussi été retrouvés. La sous-zone 2b se distingue de la précédente par 1) une réduction importante des macrorestes de *Tsuga canadensis* et *Betula alleghaniensis*, 2) la quasi disparition de *Thuja occidentalis*, 3) la disparition complète des pièces macrofossiles de *Larix laricina* et de *Chamaedaphne calyculata* et 4) un accroissement important des macrorestes de *Pleurozium schreberi*. À la fin de la sous-zone 2b, plusieurs aiguilles de *Picea* sp. ainsi que quelques graines de *Carex trisperma* ont été répertoriées. L'abondance des pièces macrofossiles d'*Abies balsamea* et de *Cenococcum graniforme* ne varie pas significativement entre les deux sous-zones.

L'assemblage macrofossile de la zone 2 marque l'existence d'un environnement forestier humide. Le degré d'humification de la matière organique est moins prononcé que dans la zone 1, ce qui implique que le milieu était relativement plus humide. La sous-zone 2a correspond à une forêt coniférienne humide dominée par *Thuja occidentalis* où *Tsuga canadensis*, *Larix laricina*, *Abies balsamea* et *Betula alleghaniensis* étaient également présents. La sous-zone 2b est associée à une forêt coniférienne humide dont le sous-bois était occupé par une mousse forestière très commune, *Pleurozium schreberi*. La diminution très importante des pièces macrofossiles de *Thuja occidentalis* et la disparition de celles de *Larix laricina* dans la sous-zone 2b sont probablement reliées à des conditions moins humides et/ou moins ensoleillées. *Thuja occidentalis* et *Larix laricina* sont des espèces qui nécessitent un plein ensoleillement; leur disparition signifie sans doute que le couvert forestier est devenu trop dense pour permettre leur régénération sur le site d'étude.

5.1.3 Zone macrofossile 3 : 22 à 6 cm (≈ 900 à ≈ 60 ans A.A.)

La zone 3 est caractérisée par un nombre important de macrorestes de *Picea* sp. et *Larix laricina*, alors que celui des macrorestes de *Tsuga canadensis*, *Thuja occidentalis* et *Betula alleghaniensis* est très faible (figure 19). *Abies balsamea* demeure présent dans toute la zone. *Pleurozium schreberi* diminue fortement puis disparaît complètement à partir du milieu de la zone. À l'inverse, *Carex trisperma* est absent dans la première moitié de la zone 3, puis devient abondant dans la deuxième moitié. La quantité des sclérotés de *Cenococcum graniforme* diminue progressivement tout au long de la zone.

L'assemblage macrofossile de la zone 3 est caractéristique d'une forêt coniférienne humide. La réapparition de *Larix laricina* implique une ouverture du couvert forestier et des conditions de plus forte humidité. L'humidité élevée du sol explique la disparition de *Tsuga canadensis* et *Betula alleghaniensis*, ainsi que la diminution progressive des sclérotés de *Cenococcum graniforme*. La présence de *Carex trisperma*, une cypéracée fréquente dans les sous-bois mal drainés et les tourbières forestières, confirme cette hypothèse.

5.1.4 Zone macrofossile 4 : 6 à 0 cm (subactuelle)

La zone 4 est peu diversifiée au point de vue du contenu macrofossile. La décomposition de la matière organique est peu avancée puisque la zone est d'origine subactuelle. La zone 4 est nettement dominée par les pièces macrofossiles d'*Abies balsamea* (figure 19). Une aiguille de *Picea* sp., deux graines de *Betula papyrifera*, deux graines de *Chamaedaphne calyculata* et un sclérote de *Cenococcum graniforme* ont aussi été identifiés.

L'assemblage macrofossile de la zone 4 est caractéristique de la sapinière qui se trouve actuellement sur le site d'étude. Les conditions de plus forte humidité qui prévalent sur le site sont favorables à l'accumulation de la matière organique, d'où la quasi disparition des sclérotés de *Cenococcum graniforme*.

5.2 La tourbière de Saint-Augustin-de-Desmaures

Quatre stades de développement de la tourbière ont été identifiés. L'accumulation de la tourbe a débuté vers 5140 ans A.A. (5910 ans cal. A.A.) (tableau 3), après une période non-favorable à l'accumulation de la matière organique. Les datations radiocarbone effectuées à la base de la tourbière ainsi que vers la moitié de la carotte (420 ans A.A. ou 500 ans cal. A.A.) indiquent que la tourbe ne s'est pas accumulée à un taux constant. Entre 5910 et 500 ans cal. A.A., l'accumulation lente de la tourbe (0,08 mm/an) reflète une forte décomposition des restes végétaux probablement associée à des conditions plutôt sèches. Après 500 ans cal. A.A., les conditions sont devenues plus humides et ont mené à un taux d'accumulation de la tourbe plus important (0,94 mm/an) que dans la première partie.

Tableau 3. Âges radiocarbone (AMS) et calibrés des échantillons de la tourbière

Profondeur (cm)	Numéro de laboratoire	Âge ^{14}C (ans A.A.)	Âge calibré (ans cal. A.A.)	Matériel daté
47-48	Beta-175066	420 $\pm$ 40	500	Tourbe
90-91	Beta-175067	5140 $\pm$ 40	5910	Tourbe

5.2.1 Zone macrofossile 1 : 91 à 62 cm

La première zone consiste en une tourbe fortement décomposée de couleur brun foncé accumulée par dessus un silt grisâtre (figure 20). L'accumulation a débuté vers 5140 ans A.A. La zone 1 est caractérisée par la présence de quelques macrorestes d'herbacées (*Luzula* sp.) (figure 21). Des feuilles de mousses brunes ainsi que quelques feuilles de *Sphagnum* spp. ont été retrouvées. De plus, on dénombre un fragment de charbon de bois ainsi que quelques sclérotés de *Cenococcum graniforme*.

Un tel assemblage macrofossile, pauvre et très décomposé, suggère un environnement sec favorisant ainsi une forte décomposition et éliminant la plupart des pièces végétales. Il s'agit des premières traces d'un environnement végétal terrestre suivant le retrait de la mer de Champlain à cet endroit.



Figure 20. Section basale de la carotte montrant la transition entre les silts et la tourbe.

5.2.2 Zone macrofossile 2 : 62 à 57 cm

La deuxième zone macrofossile est d'une épaisseur de 5 cm et se compose d'une tourbe ligneuse brune foncée. Contrairement à la zone 1, on n'observe aucune espèce herbacée et très peu de bryophytes (figure 21). Par ailleurs, le site a été colonisé par plusieurs espèces arborescentes. Bien que seulement deux niveaux aient été analysés, le contenu macrofossile est plus élevé que dans la zone précédente. Dans le premier niveau, on observe l'apparition de conifères tels que *Thuja occidentalis*, *Picea* sp. ainsi qu'*Abies balsamea*. Dans le second niveau analysé, *Thuja occidentalis* disparaît alors qu'*Abies balsamea* et *Picea* sp. deviennent plus abondants. De plus, *Betula* sp. (probablement *Betula alleghaniensis*) ainsi que *Tsuga canadensis* ont colonisé le site. Une quantité importante de sclérotes de *Cenococcum graniforme* a été identifiée dans cette zone.

La proportion importante de macrofossiles d'espèces arborescentes de cette deuxième zone macrofossile indique un environnement bien moins humide que celui que l'on retrouve normalement dans une tourbière. De plus, la faible présence des bryophytes suggère plutôt un

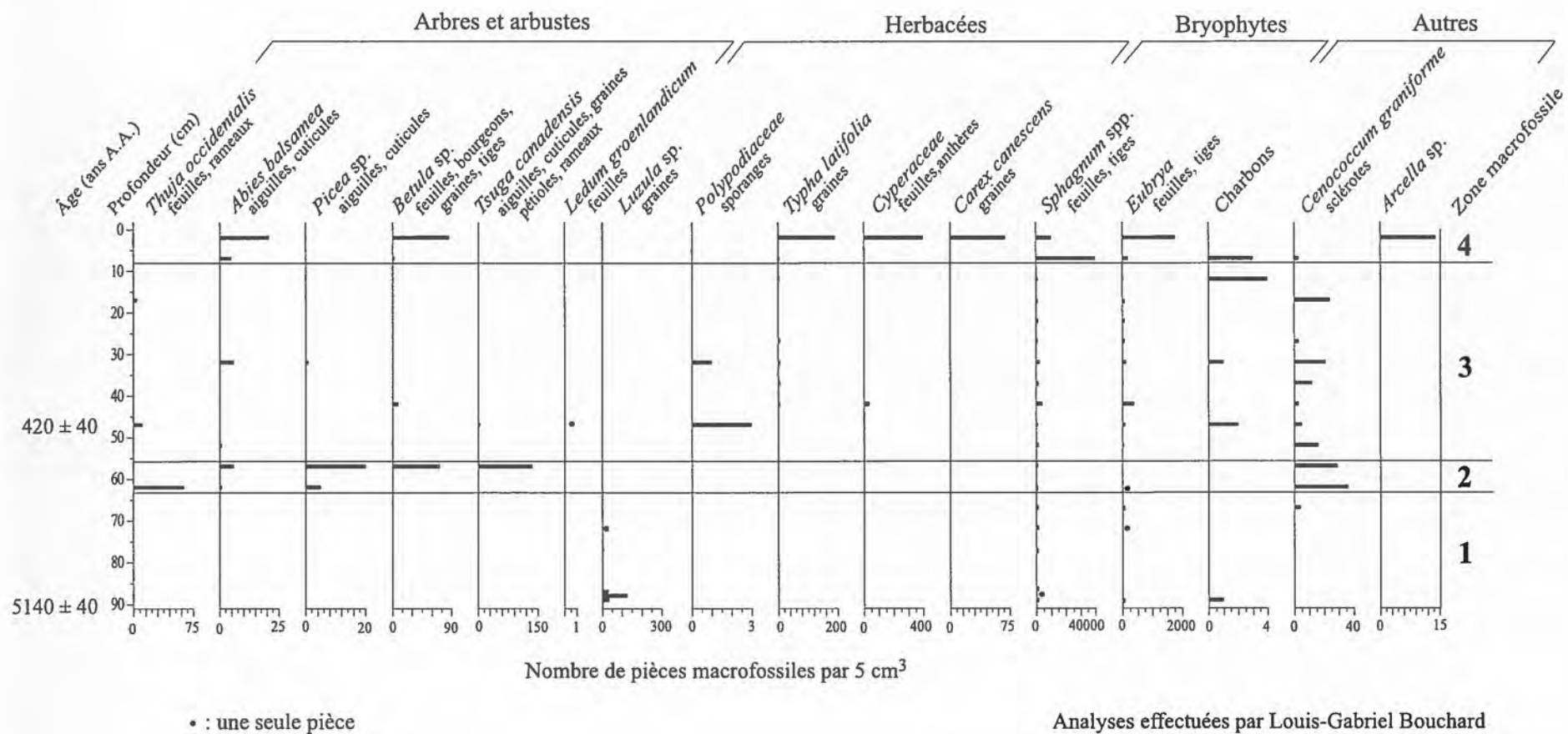


Figure 21. Diagramme macrofossile de la tourbière de Saint-Augustin-de-Desmaures

environnement forestier humide permettant la conservation de pièces végétales et ainsi l'accumulation de la tourbe.

5.2.3 Zone macrofossile 3 : 57 à 7 cm

La troisième zone macrofossile, d'une épaisseur de 50 cm, renferme une matière organique brunâtre bien décomposée. Elle présente beaucoup moins de pièces macrofossiles que la zone précédente (figure 21). En effet, il y a une diminution drastique des macrorestes des espèces arborescentes. À titre d'exemple, la concentration des pièces de *Tsuga canadensis* a diminué de $68,5 / 5\text{cm}^{-3}$ à $0,56 / 5\text{cm}^{-3}$ et celle de *Betula* sp. a chuté de $36,5 / 5\text{cm}^{-3}$ à $1 / 5\text{cm}^{-3}$. Dans cette zone, ont été retrouvés une feuille de *Ledum groenlandicum*, une espèce associée aux milieux tourbeux, des macrorestes de *Polypodiaceae* ainsi que de *Typha latifolia*, taxon exigeant un milieu saturé en eau. Des feuilles des bryophytes *Sphagnum* spp. et d'*Eubrya* ont été aussi identifiés. Les sclérotés de *Cenococcum graniforme* sont relativement fréquents et quelques fragments de charbons de bois ont été retrouvés.

La faible présence d'espèces arborescentes et l'apparition concomitante de *Typha latifolia* et de *Ledum groenlandicum* reflètent l'avènement de conditions relativement plus humides.

5.2.4 Zone macrofossile 4 : 7 à 0 cm

La zone 4 est composée de matière organique brunâtre et moins compacte que dans les zones précédentes. Cette zone, illustrant le milieu sub-actuel, est caractérisée par des espèces herbacées telles que *Typha latifolia*, des cypéracées dont *Carex canescens* ainsi qu'une forte présence de *Sphagnum* spp. et d'*Eubrya* (figure 21). De plus, on retrouve *Arcella* sp., un rhizopode dulçaquicole fréquent dans les mares (Garneau, 1993). Les espèces arborescentes, *Abies balsamea* et *Betula* sp., ont colonisé et continuent à coloniser le site. On remarque aussi la présence de quelques fragments de charbons ainsi que de quelques sclérotés de *Cenococcum graniforme*.

Cette zone est représentative d'un milieu humide constitué de cypéracées, de bryophytes et d'herbacées. La faible présence de sclérotés de *Cenococcum graniforme* supporte cette interprétation. Il est possible qu'une modification du drainage local d'origine anthropique, en l'occurrence la construction de l'autoroute 40, soit à l'origine de cet environnement plus humide (figure 22).

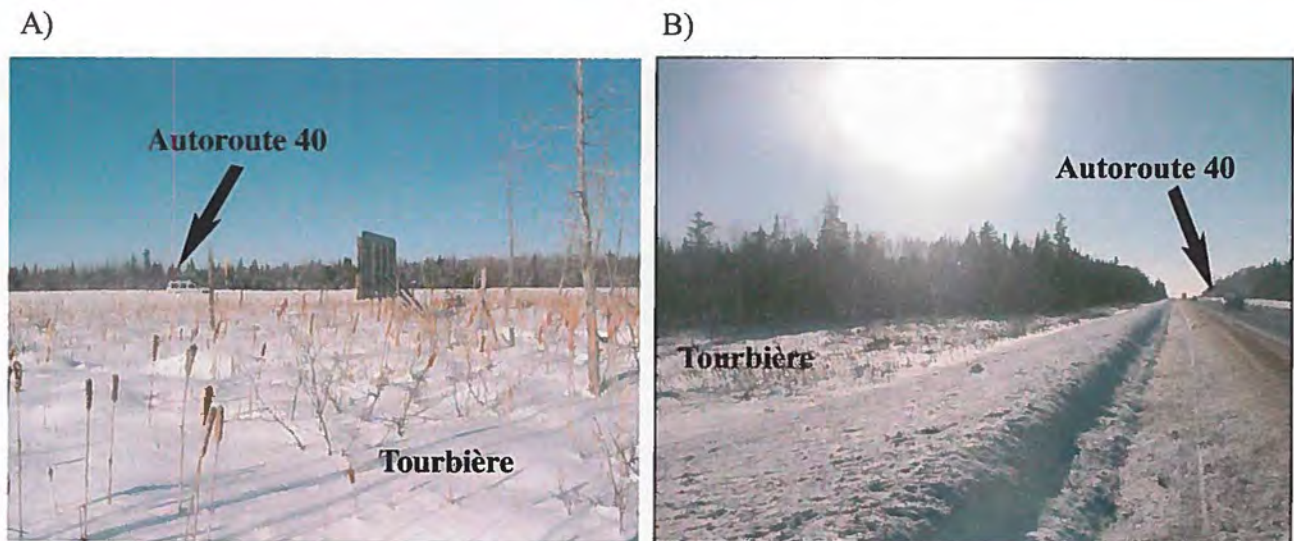


Figure 22. Vue sur la tourbière et l'autoroute 40 : a) vue vers le nord et b) vue vers l'ouest

Chapitre 6

Résultats des analyses polliniques

6.1 La sapinière de Saint-Augustin-de-Desmaures

6.1.1 Zone pollinique 1 : 50 à 40 cm

La zone pollinique 1 couvre une longue période de 3600 ans (de 5610 à 1990 ans A.A.) pendant laquelle le taux d'accumulation de la matière organique a été très faible, comme l'indiquent les fortes valeurs de concentration pollinique (figure 23). Dès le début de l'accumulation vers 5600 ans A.A., l'assemblage pollinique est caractérisé par une dominance des espèces arborescentes. Les grains de pollen de *Betula* sp. sont les plus abondants (40 à 55%), et c'est dans cette zone que ce taxon est le mieux représenté. Les autres taxons arboréens qui dominent sont *Tsuga canadensis* (7 à 17%), *Picea* sp. (5 à 14%), *Pinus* sp. (2 à 5%), *Populus* sp. (4 à 9%), *Acer rubrum* (2 à 3%), *A. saccharum* ($\approx 2\%$), *Juglans cinerea* (0,5 à 2%) et *Tilia americana* ($\approx 1\%$). Parmi les taxons arbustifs, on retrouve principalement *Alnus* sp. (10 à 16%), lequel est un gros producteur de pollens. Ce taxon est le moins bien représenté dans la zone 1, probablement en raison du maintien d'un couvert forestier dense peu favorable à l'établissement de taxons héliophiles comme *Alnus* sp. Pour la même raison, les grains de pollen d'herbacées sont rares et ce sont ceux des cypéracées qui sont les plus abondants.

Il importe de mentionner que *Betula* sp. est un important producteur de pollen, ce qui implique qu'il est toujours nettement sur-représenté dans les diagrammes polliniques. Les pinacées sont aussi d'importants producteurs de pollen et la morphologie particulière de leurs grains permet une plus grande dispersion par les vents. À l'inverse, *Populus* sp. est un taxon généralement sous-représenté dans les diagrammes polliniques. Ainsi, les forts pourcentages enregistrés par ce taxon dans la zone 1 témoignent de la présence d'une grande population sur, ou

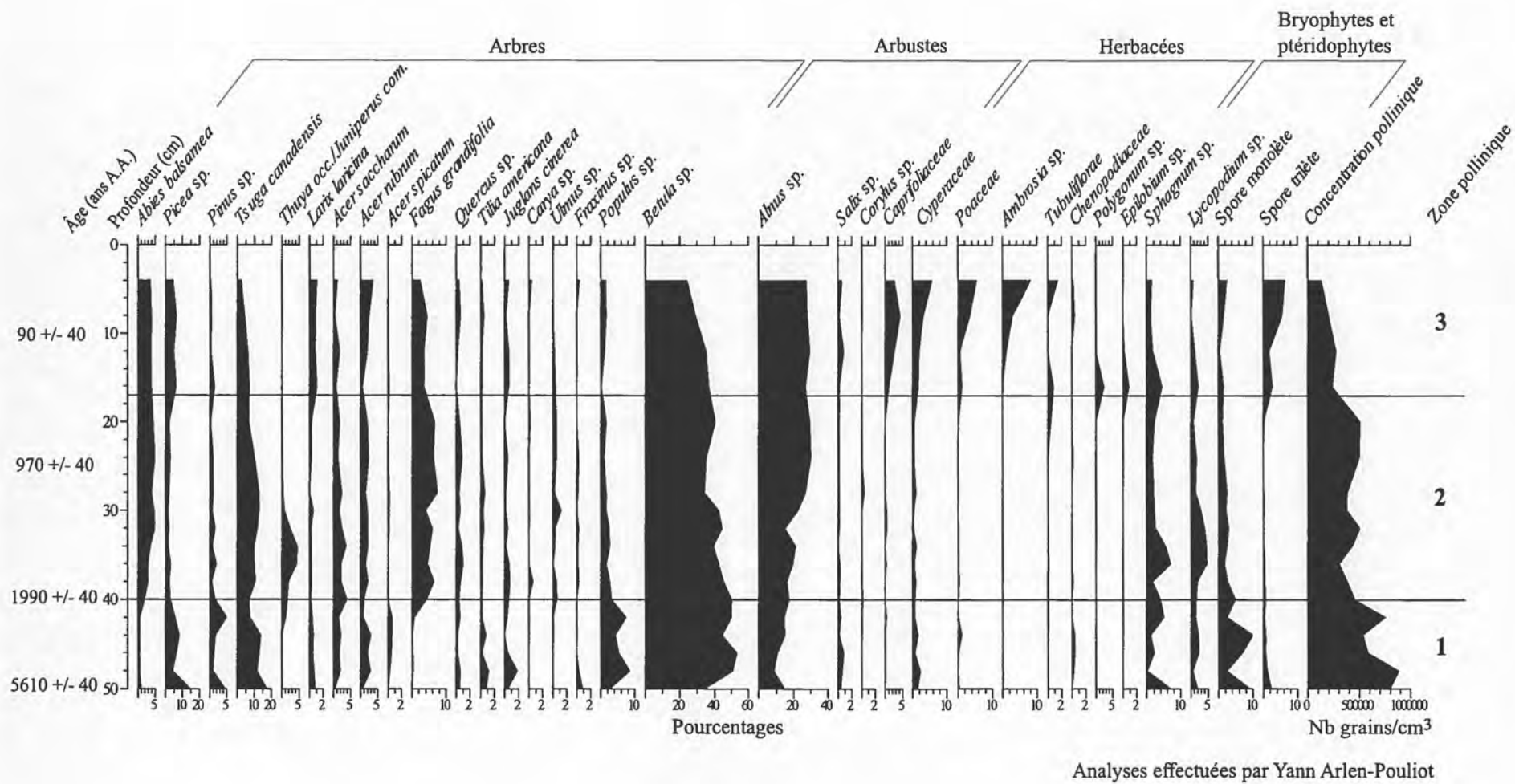


Figure 23. Diagramme pollinique de la sapinière de Saint-Augustin-de-Desmaures.

à proximité, du site de la sapinière. La plupart des essences forestières caducifoliées produisent relativement peu de pollens. Par conséquent, les basses valeurs observées pour *Acer saccharum*, *A. rubrum*, *Juglans cinerea* et *Tilia americana* suffisent à déterminer l'existence, à l'échelle régionale, de l'érablière à bouleau jaune. La végétation était déjà bien établie avant 5600 ans A.A., mais des conditions trop sèches ont entravé l'accumulation de la matière organique sur le site de la sapinière.

6.1.2 Zone pollinique 2 : 40 à 17 cm

La zone pollinique 2 a duré de 2000 ans A.A. jusqu'au début de la colonisation européenne indiquée par la présence de grains de pollen d'*Ambrosia* sp. Cette zone est marquée par des concentrations polliniques relativement moins élevées que dans la zone précédente (figure 23). Les grains de pollen d'arbres dominant encore l'assemblage pollinique. Les pollens de *Betula* sp. sont les plus abondants (35 à 45%), quoiqu'une baisse de leur proportion est observable comparativement à la zone 1. Ceux de *Picea* sp. (2 à 3%), *Pinus* sp. ($\approx 1\%$) et *Populus* sp. ($\approx 2\%$) sont aussi moins abondants que précédemment. Par contre, *Abies balsamea* (3 à 5%), *Thuja occidentalis* / *Juniperus communis* (2 à 5%) et *Fagus grandifolia* (4 à 7%) sont beaucoup mieux représentés. Les pourcentages de *Tsuga canadensis*, *Acer saccharum* et *A. rubrum* ne connaissent pas de variations significatives. Ces espèces demeurent des espèces importantes dans le paysage régional. Les grains de pollen issus de taxons arbustifs sont largement dominés par ceux d'*Alnus* sp. Les pourcentages polliniques de ce taxon augmentent progressivement tout au long de la zone 2. Les grains de pollen associés aux plantes herbacées sont rares.

L'assemblage pollinique de la zone 2 est représentatif, à l'échelle régionale, d'une forêt climacique, soit l'érablière laurentienne. À l'échelle locale, il faut noter la présence de *Thuja occidentalis* / *Juniperus communis*. Pour le même intervalle (de 40 à 30 cm), l'analyse macrofossile a aussi révélé la présence de *Thuja occidentalis* sur le site d'étude. Par ailleurs, l'accroissement du pourcentage pollinique d'*Abies balsamea* vers 40 cm coïncide avec l'apparition de macrorestes de cette espèce à la même profondeur. Le site de la sapinière était pendant la période couverte par la zone 2 un secteur coniférien mal drainé au sein du grand ensemble de l'érablière laurentienne.

6.1.3 Zone pollinique 3 : 17 à 0 cm

La zone pollinique 3 représente la période récente, du début de la colonisation européenne jusqu'à aujourd'hui. La concentration pollinique est plus faible, ce qui découle d'un taux d'accumulation plus élevé (figure 23). Le pollen arboréen domine toujours l'assemblage pollinique, bien que sa proportion soit moindre que précédemment. *Betula* sp. demeure le taxon le mieux représenté, mais sa proportion chute par rapport aux zones 1 et 2 pour se situer autour de 25 à 35%. Les autres taxons arboréens dominants sont *Tsuga canadensis* (3 à 8%), *Picea* sp. (5 à 7 %), *Abies balsamea* (≈4%), *Fagus grandifolia* (3 à 4%), *Acer rubrum* (1 à 4%) et *A. saccharum* (1 à 2%). Parmi les taxons arbustifs, *Alnus* sp. est clairement le plus abondant avec un pourcentage relativement stable de 27-28%. Les grains de pollen de caprifoliacées sont beaucoup plus nombreux que dans les deux zones précédentes. De même, la quantité de pollen d'herbacées augmente considérablement. Ce sont les pourcentages élevés des cypéracées, des poacées et d'*Ambrosia* sp. qui sont à l'origine de cette augmentation.

La zone pollinique 3 illustre le maintien de l'érablière laurentienne dans le paysage régional. Cependant, comme l'indique les pourcentages polliniques d'*Ambrosia* sp., cette zone est aussi caractérisée par l'implantation des colons européens, et du défrichage et de l'agriculture qui y sont associés, dans la vallée du Saint-Laurent. La diminution de la concentration pollinique indique que le taux d'accumulation est devenu plus important, ce qui implique que le site de la sapinière a été de moins en moins bien drainé.

6.2 La tourbière de Saint-Augustin-de-Desmaures

6.2.1 Zone pollinique 1 : 90 à 75 cm

La première zone pollinique est caractérisée par des concentrations polliniques moyennement élevées. Dès le début de l'accumulation de la matière organique vers 5140 ans A.A., l'assemblage pollinique est marqué par une dominance des espèces arborescentes (figure 24). Le taxon arboréen le plus important est *Betula* sp. (40 à 60%), suivi de *Picea* sp. (8 à 10%), *Tsuga canadensis* (4 à 8%) et *Populus* sp. (5 à 8%). Les pourcentages des taxons caducifoliés

thermophiles tels *Acer saccharum* (0,5 à 2,5%), *A. rubrum* (≈1%) et *Juglans cinerea* (0,5 à 1%) sont moyennement élevés. *Alnus* sp. (10 à 15%) et *Salix* sp. (2 à 6%) sont les deux taxons arbustifs que l'on retrouve dans la zone 1. Les grains de pollen d'herbacées sont peu nombreux. Par contre, les spores de ptéridophytes (lycopodes et fougères) sont très abondants.

L'assemblage pollinique de la zone 1 correspond à celui de l'érablière à bouleau jaune. La forte présence des espèces arborescentes, couplée à celle des ptéridophytes, dans cette première zone pollinique indique que de toute évidence, malgré l'âge de 5140 ans A.A. obtenu à la base de la carotte, la végétation était établie dans la région bien avant cette date. L'absence d'accumulation avant 5140 ans A.A. résulte de conditions trop sèches pour que puisse se conserver la matière organique.

6.2.2 Zone pollinique 2 : 75 à 30 cm

Les concentrations polliniques de la zone 2 sont caractérisées par une grande variabilité (figure 24). De 75 à 65 cm, les concentrations polliniques sont très élevées, puis elles s'abaissent de 65 à 30 cm pour se maintenir approximativement au même niveau que dans la zone 1. Les taxons arboréens dominants sont *Betula* sp. (50 à 65%) et *Populus* sp. (3 à 8%). Parmi les conifères, on observe *Abies balsamea* (2 à 4%) et *Picea* sp. (2 à 5%). *Tsuga canadensis* (2 à 7%), *Acer saccharum* (1 à 2%), *A. rubrum* (2 à 3%), *A. spicatum* (1 à 2%), *Fagus grandifolia* (2 à 5%), *Quercus* sp. (0,5 à 1%) et *Tilia americana* (0,5 à 1%) constituent les taxons thermophiles les plus abondants. Les grains de pollen issus de taxons arbustifs sont majoritairement représentés par *Salix* sp. (6 à 13%) de 75 à 55 cm puis par *Alnus* sp. (10 à 20%) de 55 à 30 cm. Très peu de grains de pollens de plantes herbacées ont été identifiés dans la zone 2. Le nombre de spores de ptéridophytes diminue abruptement par rapport à la zone 1.

Les données polliniques de la zone 2 montrent la présence de l'érablière laurentienne à l'échelle régionale. Dans la première partie de la zone (75 à 65 cm), l'augmentation importante de la concentration pollinique est certainement due à des conditions qui ne permettaient qu'une très faible accumulation de la matière organique. Dans la seconde partie (65 à 30 cm), les conditions semblent avoir été plus humides, car les concentrations polliniques sont plus basses.

6.2.3 Zone pollinique 3 : 30 à 0 cm

Les concentrations polliniques de la zone 3 décroissent comparées aux zones précédentes (figure 24). Le pollen arboréen, toujours majoritaire, est dominé par *Betula* sp. (30 à 45%), *Picea* sp. (10 à 25%), *Abies balsamea* (3 à 5%), *Pinus* sp. (2 à 5%), *Tsuga canadensis* (3 à 5%), *Populus* sp. ($\approx 4\%$), *Acer saccharum* ($\approx 2\%$), *A. rubrum* ($\approx 2\%$), *Juglans cinerea* (0,5 à 1%) et *Tilia americana* ($\approx 0,5\%$). *Alnus* sp. est le taxon arbustif le mieux représenté avec des valeurs de 10 à 25%. Le pourcentage occupé par les caprifoliacées (1 à 3%) augmente considérablement, alors que celui de *Salix* sp. demeure très bas. Les pollens d'herbacées sont beaucoup mieux représentés que précédemment. Parmi les plantes herbacées, il faut retenir *Ambrosia* sp. (4 à 6%), *Polygonum* sp. (1 à 3%), *Typha latifolia* (1 à 2%) et *Sparganium* sp. ($\approx 1\%$). La quantité de spores de *Sphagnum* sp. est aussi en forte augmentation dans cette dernière zone.

L'augmentation très importante de la proportion des pollens de *Picea* sp. est probablement due à une modification locale du drainage ayant entraîné la disparition des arbres moins tolérants aux conditions humides et ayant favorisé la croissance d'espèces mieux adaptées (telle que *Picea mariana*) à ces nouvelles conditions. Puis, en raison d'une détérioration successive du drainage, ces épinettes ont succombé à leur tour. Les arbres morts qui jonchent actuellement la tourbière sont, de toute évidence, ces épinettes en question. La présence de pollens et de spores de *Typha latifolia*, *Sparganium* sp. et *Sphagnum* sp. s'expliquent par la création de la tourbière. En somme, la tourbière que l'on observe actuellement est d'origine récente et résulte probablement des travaux de construction de l'autoroute 40. Le paysage régional est, quant à lui, toujours caractérisé par l'érablière laurentienne, mais la coupe forestière a causé une diminution des pourcentages de plusieurs essences nobles.

Chapitre 7

Discussion et conclusion

La combinaison des données paléogéographiques et paléoécologiques de la région de Québec, incluant Saint-Augustin-de-Desmaures, a permis de reconstituer la succession des différents changements qui ont affecté la région. Le site archéologique CeEv-5, situé à une altitude de près de 110 m, a été déglacé vers 12 500 ans A.A. et l'invasion marine a été immédiate (LaSalle *et al.*, 1977). La régression marine sur les terres situées à cette altitude s'est effectué vers 11 000 ans A.A. (Occhietti *et al.*, 2001). Il y a donc eu un intervalle important entre la régression marine et le début de l'accumulation de la matière organique entre 5600 et 5140 ans A.A. Pourtant, régionalement, les espèces végétales ont rapidement colonisé les nouvelles terres émergées : après le désert périglaciaire et la toundra se sont succédé, dès 8000 ans A.A., la toundra arbustive, la toundra arborée et la taïga, la tremblaie, la pessière, la sapinière et finalement l'érablière (Richard, 1977b, 1987).

7.1 Phase marine (12 500 - 12 000 ans A.A.)

Le silt grisâtre à la base de la carotte extraite de la tourbière est un indice de la présence passée de la mer de Champlain sur le site. À la suite de la rupture du barrage de glace situé dans le détroit de Québec qui isolait la vallée du Saint-Laurent, les eaux marines ont envahi les Basses-Terres du Saint-Laurent jusqu'à environ 190 m d'altitude (Occhietti, 1989).

7.2 Phase de régression marine (11 000 à 5000 ans A.A.)

7.2.1 Début de la régression marine et établissement humain sur le site archéologique CeEv-5 (11 000 à 8000 ans A.A.)

En raison du relèvement isostatique, le niveau marin relatif a baissé à 110 m (altitude actuelle du site archéologique CeEv-5) vers 11 000 ans A.A. (figure 25). Vers 9750 ans A.A., le niveau de la mer de Champlain a atteint 60 m (LaSalle *et al.*, 1977). Vers 8890 ans A.A., des Amérindiens de la période culturelle archaïque-ancien occupaient le site CeEv-5. Les analyses granulométriques et l'exoscopie des minéraux des sédiments du site archéologique ont permis de confirmer l'existence d'un foyer utilisé par ces Amérindiens. Au Québec, il s'agit du plus ancien site archéologique connu jusqu'à maintenant. D'après les archéologues Jean-Yves Pintal et Denis Roy (communication personnelle), l'occupation du site aurait été brève. Il aurait été utilisé pour produire des outils aux fins de la chasse et de la transformation des prises animales (Pintal, 2003). À cette époque, la mer de Champlain s'est transformée en un lac, en l'occurrence le lac Lampsilis, en réponse au relèvement isostatique. Vers 8500 ans A.A., le niveau lacustre a baissé à 30 m (MacPherson, 1967; Painchaud, 1993). Donc, au moment de l'occupation du site (*ca.* 8890 ans A.A.), le niveau du lac Lampsilis se situait entre 30 et 60 m (figures 26 et 27). Plusieurs conditions auraient favorisé l'établissement des Amérindiens à cet endroit précis. En effet, une étude sur le site de Saint-Nicolas, situé à la même longitude que notre site d'étude, mais sur la rive sud du lac Lampsilis, a démontré la présence d'une faune marine exceptionnellement riche et abondante au moins jusqu'au début de la phase du lac Lampsilis. Cette faune était constituée, entre autres, de phoques, de morses, de bélugas ainsi que de diverses espèces de poissons et

d'invertébrés tels que des petits crustacées (Occhietti et al., 2001). De plus, les conditions clémentes du début de l'Holocène étaient favorables à l'établissement humain sur le site.

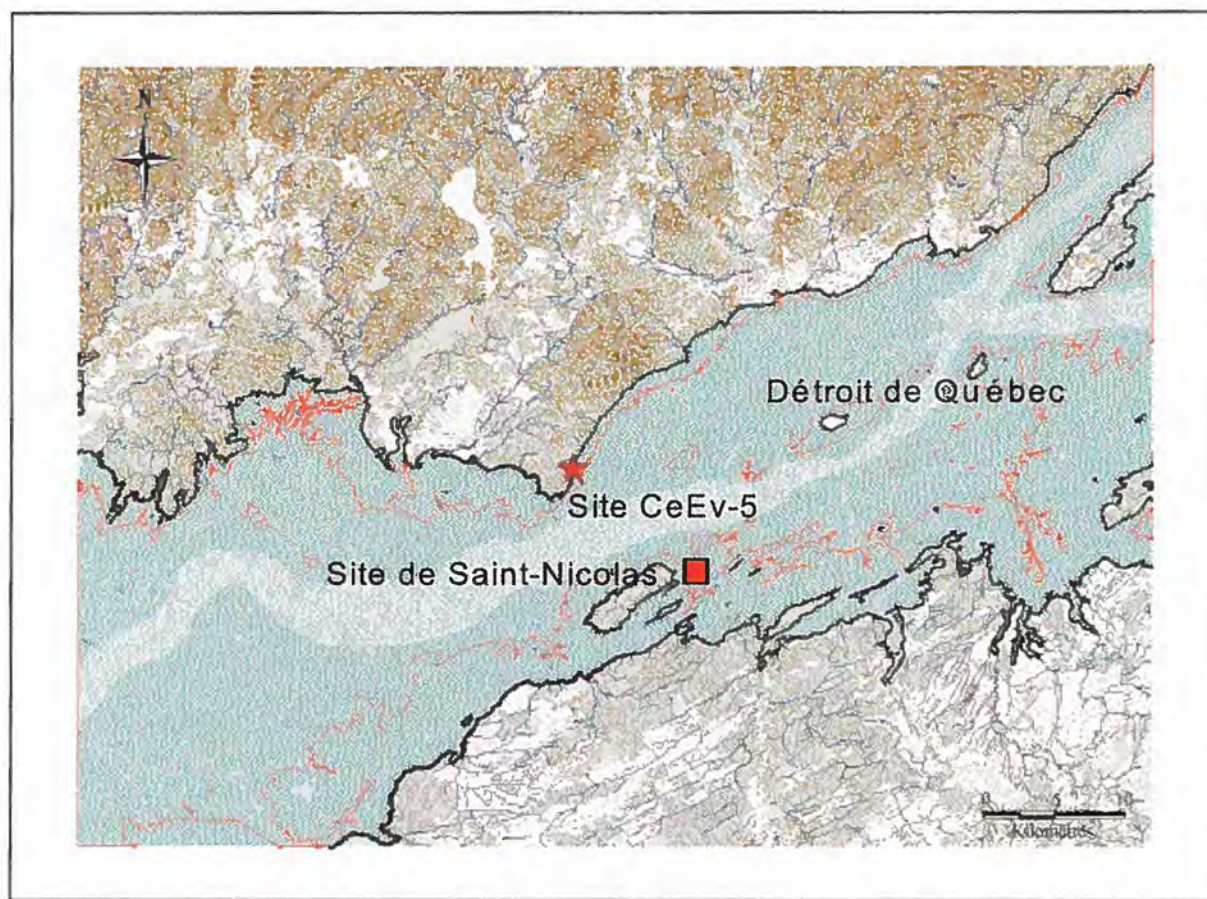


Figure 25. Localisation du site CeEv-5 et paléogéographie vers 11 000 ans A.A. (Pintal, 2003)

Après le retrait marin, la région a rapidement été colonisée par la végétation (figure 28). Des études polliniques sur les sites environnants ont mis en évidence une phase de désert périglaciaire caractérisée par quelques plantes herbacées et sans doute par des lichens, l'ensemble ne formant cependant pas une couverture continue. Vers le milieu de la phase du lac Lampsilis (9000-8000 ans A.A.), une toundra arbustive régionale annonce les prémices de l'afforestation. Cette phase d'afforestation régionale est marquée par l'établissement de la toundra arborée suivie de la taïga et de la tremblaie autour de 8000 ans A.A. (Richard, 1977b).

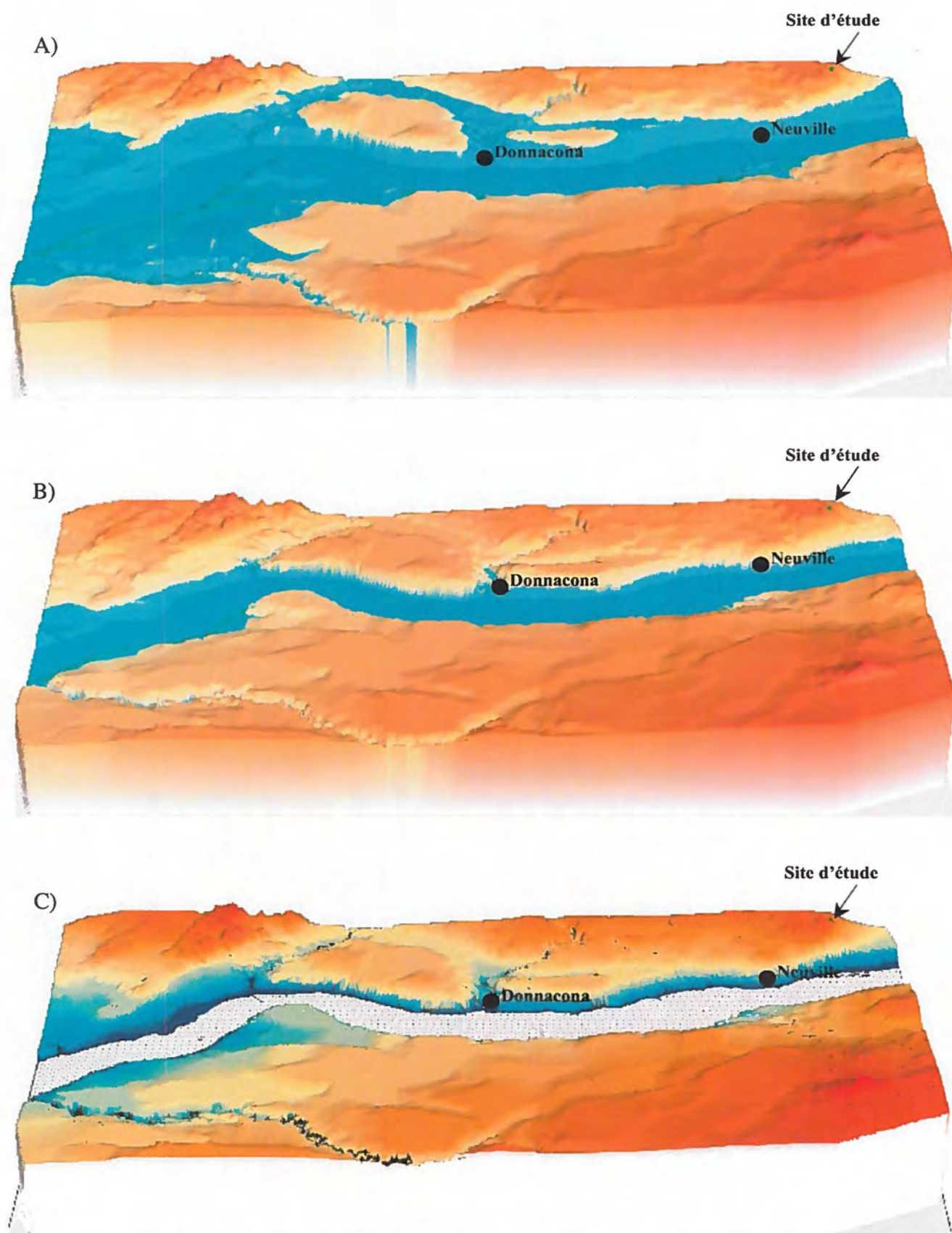
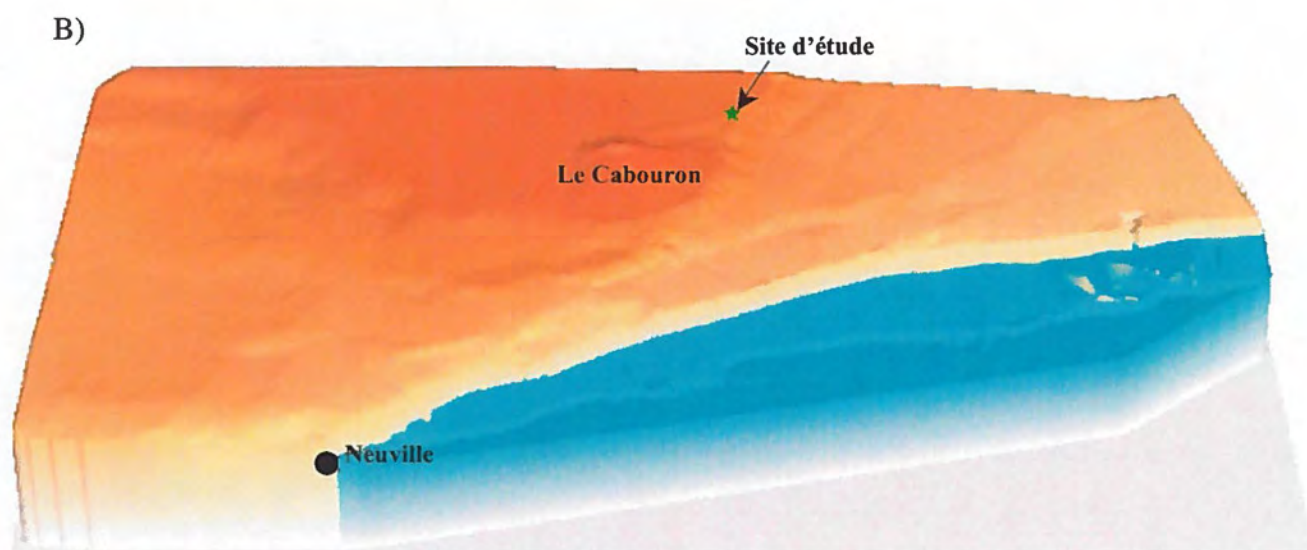
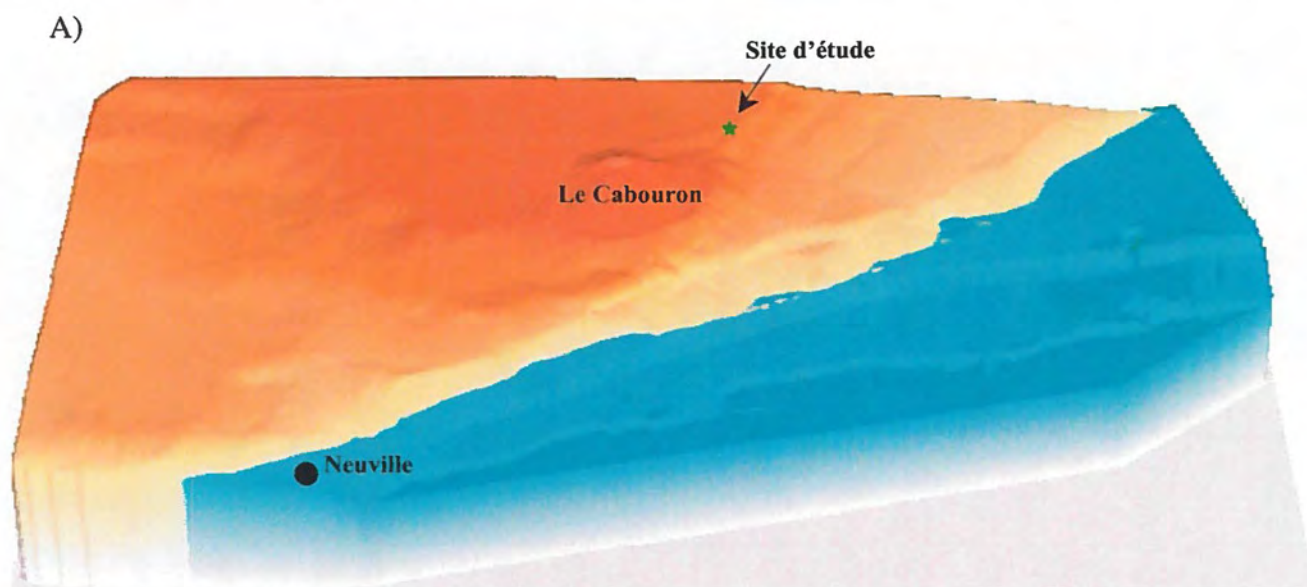


Figure 26. Vues tridimensionnelles de la région d'étude : a) Niveau marin à 60 m; b) Niveau marin à 30 m et c) Niveau marin actuel.



**Figure 27. Vues tridimensionnelles du site d'étude : a) Niveau marin à 60 m;
b) Niveau marin à 30 m.**

7.2.2 Fin de la régression marine et colonisation végétale (8000 à 5000 ans A.A.)

Vers 8000 ans A.A., le niveau d'eau du lac Lampsilis devait se situer autour de 30 m au-dessus du niveau actuel et il a continué à diminuer jusqu'à 15 m vers 7500-7000 ans A.A. pendant la phase proto-fluviale. Il y a 5000 ans A.A., le fleuve Saint-Laurent a atteint, à peu de choses près, le profil hydrologique actuel (MacPherson, 1967; Painchaud, 1993).

À l'échelle locale, comme l'indique les datations de la base des carottes extraites de la tourbière et de la sapinière de Saint-Augustin, les conditions n'étaient pas propices à l'accumulation de la matière organique avant 5600-5140 ans A.A. (figure 28). Ces dates pour le début de l'accumulation de la matière organique sont plutôt tardives puisque le site de Saint-Flavien, situé à une altitude comprise entre 107 et 130 m, à environ 50 km de notre site d'étude, a enregistré un début d'accumulation dès 7500 ans A.A. (Filion, 1987; Fillion et Quinty, 1993; Bhiry et Fillion, 1996a, b, c).

Le fait que la régression marine à cette altitude (110 m) se soit effectuée vers 11 000 ans A.A. et qu'aucune accumulation ne soit détectable avant 5600-5140 ans A.A. peut s'expliquer par plusieurs facteurs. La localisation du site à l'entrée du détroit de Québec (figure 25), un endroit affecté par de fortes marées, balayé par de forts vents et par des embruns (Occhietti *et al.*, 2001), pourrait être à l'origine de conditions locales non favorables à l'établissement de la végétation (Veyret et Vigneau, 2002) dans les débuts de l'Holocène. Les conditions chaudes de l'Hypsithermal auraient ensuite pu prendre la relève en favorisant une décomposition rapide des restes végétaux empêchant toute accumulation notable de matière organique pendant le début de l'Hypsithermal. Plusieurs études mettent en évidence un faible taux d'accumulation de la tourbe à cette époque (Futyma et Miller, 1986; Filion, 1987; Miller et Futyma, 1987; Bhiry et Fillion, 1996b). L'étude de Larouche (1979) montre que le site de Sainte-Foy, situé à une altitude de 16 m et à environ 12 km de notre site d'étude, a connu une accumulation de tourbe dès son émergence vers 5600 ans A.A. Puisque la matière organique à la base des carottes s'est accumulée très lentement, il est possible que, si des échantillons de 0,5 cm d'épaisseur (ou même moins) avaient été soumis plutôt que des échantillons de 1 cm, les dates obtenues auraient été plus anciennes, peut-être de l'ordre de 6000 ans A.A.

7.3 Phase du paysage actuel (5000 ans A.A. à aujourd'hui)

À partir de 5000 ans A.A., le relèvement isostatique s'est stabilisé et le proto Saint-Laurent a atteint le niveau marin actuel dans la région de Québec (figures 25 et 26). Son hydrographie correspond donc au niveau qui prévaut actuellement. Depuis cette époque, malgré de légères fluctuations du plan d'eau, aucune variation importante de niveau du fleuve Saint-Laurent n'a été mise en évidence en amont de Québec. Par contre, en aval de Québec, dans la région de la mer de Goldwaith, le niveau marin a varié considérablement (Dionne, 1988; Bhiry *et al.*, 2000).

La matière organique dans les niveaux inférieurs des carottes de la sapinière et de la tourbière est fortement décomposée, ce qui indique des milieux assez secs, peu favorables à la conservation des pièces végétales. Cette phase correspond à la fin de la période chaude de l'Holocène (Hypsithermal). La faible accumulation de la matière organique à cette période sur le site de Saint-Flavien est aussi expliquée par les conditions chaudes et sèches de l'Hypsithermal (Bhiry et Fillion, 1996b). Les analyses polliniques des carottes de la tourbière et de la sapinière de Saint-Augustin ont révélé la présence d'un environnement forestier associé à l'érablière à bouleau jaune dès le tout début de l'accumulation de la matière organique. Ces résultats indiquent que la végétation était établie bien avant 5600 ans A.A. et que l'absence d'accumulation antérieure à cette date ne résulte pas de l'absence de végétation, mais bien de conditions trop sèches pour permettre la conservation des pièces végétales.

Dans les niveaux supérieurs des deux carottes, la matière organique est moins décomposée. La meilleure conservation des macrorestes végétaux met en évidence des conditions relativement plus humides. La végétation locale sur les deux sites était une forêt humide dominée par *Thuja occidentalis*, *Picea* sp., *Abies balsamea*, *Larix laricina*, *Betula* sp. ainsi que *Tsuga canadensis*. Cette période correspond à un intervalle froid et plus humide, le Néoglaciale. Les études macrofossiles effectuées sur le site de Saint-Flavien indiquent que s'est produite à partir de 3750 ans A.A. (Bhiry et Fillion, 1996b), ce qui appuie la présente interprétation. La carotte de la tourbière, entre 57 et 7 cm, enregistre une diminution de la présence des arbres alors que l'on note l'apparition de *Ledum groenlandicum* ainsi que de *Typha latifolia*. Ces espèces indiquent

des conditions moins bien drainées. Pendant cette période, les analyses polliniques sur le site ainsi que celles qui ont été effectuées sur les sites environnants (Richard, 1977b) suggèrent plutôt une végétation régionale semblable à celle de l'actuelle érablière laurentienne. Vers 2000 ans A.A. (40 cm), sur le site de la sapinière, une meilleure conservation des pièces végétales est associée à des conditions plus humides. Les conditions sont devenues encore plus humides vers 900 ans A.A. (20 cm) comme l'indique la disparition de *Tsuga canadensis* et *Betula alleghaniensis* et l'apparition de *Larix laricina*, *Picea* sp., *Chamaedaphne calyculata* et *Carex trisperma*. Une hausse des précipitations est certainement à l'origine de l'augmentation de l'humidité sur le site.

Les analyses polliniques des carottes de la tourbière et de la sapinière montrent une augmentation importante des pollens d'*Ambrosia* sp. dans la zone pollinique subactuelle, ce qui indique la présence de l'être humain. Par ailleurs, les analyses macrofossiles ont révélé une forte saturation en eau du site de la tourbière probablement causée par la construction de l'autoroute 40. La présence de *Sphagnum* spp., d'*Eubrya*, d'*Arcella* sp., de cypéracées et de *Typha latifolia* reflète cette saturation en eau récente. En outre, *Typha latifolia* ainsi que *Sparganium* sp. ont été décelés dans le niveau subactuel par l'analyse pollinique, ce qui renforce cette hypothèse. En fait, l'existence de la tourbière est un phénomène récent; avant cet entourage, le site était occupé par une forêt coniférienne humide. Depuis 1700 ans ap. J.-C., Richard (1977b, c) décrit une phase anthropique identifiable, entre autres, par la présence d'*Ambrosia* sp., ce qui conforte cette interprétation.

Âge (ans A.A.)	Environnement	Niveau marin	Végétation régionale	Végétation locale	Fluctuation climatique	Activité humaine		
0	Fluviatile: Saint-Laurent	0 m	Phase anthropique	Tourbière	Réchauffement Moyen-Âge	Autoroute 40		
1000			Phase forestière	Forêt humide	Néoglaciale			
2000								
3000								
4000								
5000	Fluviatile: Proto Saint-Laurent	15 m	Phase d'afforestation	?	Hypsithermal			
6000						Conditions locales non propices à l'accumulation de matière organique		
7000	Lacustre: Lac Lampsilis	30 m		Désert périglaciaire	Désert périglaciaire		Première moitié de l'Holocène	
8000						Marin: Mer de Champlain		60 m
9000	90 m	Phase marine	Phase marine	Allerod				
10 000					190 m			
11 000								
12 000								

Figure 28. Changements environnementaux dans la région du site archéologique CeEv-5 (d'après MacPherson, 1967; Lasalle, 1977; Pagé, 1999; Richard, 1977b; Fulton, 1989; Occhietti, 1989; Occhietti *et al.*, 2001)

Bibliographie

- Bartlein, P.J., Webb, I. et Fleri, E., 1984. Holocene climatic change in the northern Midwest: Pollen derived estimates. *Quaternary Research*, 22: 361-374.
- Bhiry, N. et Fillion, L., 1996a. Characterization of the soil hydromorphic conditions in a paludified dunefield during the mid-Holocene hemlock decline near Québec city, Québec. *Quaternary Research*, 46: 281-297.
- Bhiry, N. et Fillion, L., 1996b. Holocene plant succession in a dune-swale environment of southern Québec: A macrofossil analysis. *Écoscience*, 3: 330-342.
- Bhiry, N. et Fillion, L., 1996c. Mid-holocene hemlock decline in eastern North America linked with phytophageous insect activity. *Quaternary Research*, 45: 312-320.
- Bhiry, N., Garneau, M. et Fillion, L., 2000. Macrofossil Record of a middle Holocene drop in relative sea level at the St. Lawrence estuary, Québec. *Quaternary Research*, 54: 228-237.
- Dionne, J.C., 1988. Holocene relative sea-level fluctuations in the St. Lawrence estuary, Québec, Canada. *Quaternary Research*, 29: 233-244.
- Elson, J.A., 1969. Late Quaternary submergence of Quebec. *Revue de géographie de Montréal*, 23 (3): 247-258.
- Filion, L., 1987. Holocene development of parabolic dunes in Central St. Lawrence Lowland, Québec. *Quaternary Research*, 28: 196-209.
- Fillion, L. et Quinty, F., 1993. Macrofossil and tree ring evidences for a long term forest succession and mid-Holocene hemlock decline. *Quaternary Research*, 40: 89-97.
- Fulton, R.J., 1989. Avant-propos sur le Quaternaire du Canada et du Groenland. In R.J. Fulton, édit., *Géologie du Canada*. Commission géologique du Canada.
- Futyma, R.P. et Miller, N.G., 1986. Stratigraphy and genesis of the Lake Sixteen peatland, northern Michigan. *Canadian Journal of Botany*, 69: 3008-3019.
- Gadd, N.R., 1988. The basin, the ice, the Champlain sea, p. 15-24. In N. R. Gadd, édit., *The late Quaternary development of the Champlain Sea Basin*. Geological association of Canada, Special paper 35.
- Garneau, M., 1993. Reconstitution paléoécologique d'une tourbière de l'estuaire du Saint-Laurent, Isle Verte, Québec, Canada. Thèse de doctorat d'État, Université d'Amsterdam.
- Hilaire-Marcel, C., 1979. Les mers post-glaciaires du Québec, quelques aspects. Thèse de doctorat, Université Paris VI, Paris, 293 p.
- Hilaire-Marcel, C., 1981. Paléo-océanographie isotopique des mers post-glaciaires du Québec. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 35: 35-119.
- Hilaire-Marcel, C., 1974. La déglaciation au nord-ouest de Montréal: données radiochronologiques et faits stratigraphiques. *Géographie physique et Quaternaire*, 28 (1-2): 407-417.
- Hilaire-Marcel, C., 1977. Les isotopes du carbone et de l'oxygène dans les mers post-glaciaires du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 81-106.
- Hilaire-Marcel, C., 1988. Isotopic composition (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C) of biogenic carbonates in Champlain sea sediments. In N. R. Gadd, édit., *The late Quaternary development of the Champlain sea basin*. Geological association of Canada, Special paper 35.
- Jackson, R.M. et Masson, P.A., 1984. Mycorrhiza. Edward Arnold, London.

- Larouche, A., 1979. Histoire postglaciaire comparée de la végétation à Sainte-Foy et au mont des Éboulements, Québec, par l'analyse macrofossile et l'analyse pollinique. Thèse de maîtrise, Université Laval, Québec, 117 p.
- LaSalle, P., 1985. Stratigraphie du Quaternaire du Québec : une revue. Série des manuscrits bruts ; MB 85-11. Énergie et ressources, Direction de la recherche géologique, [Québec], iii, 70 f. p.
- LaSalle, P., Martineau, G. et Chauvin, L., 1977. Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce, Monts Notre-Dame, Parc des Laurentides. DPV-516, Ministère des Richesses Naturelles, Québec.
- Lavoie, M., 2001. Analyse des microrestes végétaux : pollen, p. 295-309. In S. Payette et L. Rochefort, édit., *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Presses de l'Université Laval, Sainte-Foy.
- MacPherson, J.B., 1967. Raised shorelines and drainage evolution in the Montréal lowland. *Cahiers de géographie de Québec*, 23: 343-360.
- Miller, N.G. et Futyma, R.P., 1987. Paleohydrological implication of Holocene peatland development in northern Michigan. *Quaternary Research*, 44: 137-145.
- Occhietti, S., 1989. Géologie quaternaire de la sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches, p. 374-416. *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*. R.J. Fulton, Commission Géologique du Canada, chap. 4.
- Occhietti, S., Chartier, M., Hillaire-Marcel, C., Cournoyer, M., Cumbaa, S.L. et Harington, C., 2001. Paléoenvironnement de la mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 300 et 9750 BP: le site de Saint-Nicolas. *Géographie physique et Quaternaire*, 55 (1): 23-46.
- Pagé, P., 1999. Les grandes glaciations: l'histoire et la stratigraphie des glaciations continentales dans l'hémisphère Nord. Guérin Universitaire, Montréal, 492 p.
- Painchaud, A., 1993. Paléogéographie de la Pointe de Québec (Place-Royale). Les publications du Québec, Québec, 107 p.
- Parent, M. et Occhietti, S., 1999. Late Wisconsinian deglaciation and glacial development in the appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 (1): 117-135.
- Pintal, J.-Y., 2003. Inventaire et fouilles archéologiques sur le site CeEv-5, halte routière, autoroute 40, arrondissement Laurentien, ville de Québec. Rapport préparé pour le Ministère des Transports du Québec. 69 p.
- Pirozynski, K.A., 1990. Fungi, p.15-22 In B. G. Warner , édit., *Methods in Quaternary Ecology*. Geoscience Canada, St-John's Newfoundland.
- Prest, V.K., 1975. Géologie Quaternaire du Canada. In R.J.W. Douglas et L.P. Tremblay, édit., *Géologie et ressources minérales du Canada*. Série de la géologie économique no. 1. Commission géologique du Canada.
- Richard, P., 1977a. Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique, volume 2. Éditeur officiel du Québec, Québec, 312 p.
- Richard, P., 1977b. Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique, volume 1. Éditeur officiel du Québec, Québec, 312 p.
- Richard, P., 1977c. Végétation tardiglaciaire au Québec méridional et implications paléoécologiques. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 (1-2): 161-176.

- Richard, P.J.H., 1985. Couvert végétal et paléoenvironnement du Québec entre 12 000 et 8000 ans BP: l'habitabilité dans un milieu changeant. *Recherches amérindiennes au Québec*, 15 (1-2): 63-90.
- Richard, P.J.H., 1987. Le couvert végétal au Québec-Labrador et son histoire postglaciaire. Notes et documents. Département de géographie. Université de Montréal, Montréal, 74 p.
- Veyret, Y. et Vigneau, J.P., 2002. Géographie physique. Milieux et environnement dans le système terre. Coll. U-Géographie. Armand Collin, Paris, 368 p.
- Winkler, M.G., 1988. Effect of climate on development of two sphagnum bogs in south-central Wisconsin. *Ecology*, 69: 1032-1043.
- Winkler, M.G., 1994. Sensing plant community and climate change by charcoal isotope analysis. *Écoscience*, 1: 340-345.

Annexes

Rapports de datation

Dr. Najat Bhiry

Report Date: 2/21/2003

Université Laval

Material Received: 1/15/2003

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 175063 SAMPLE : CHAR-01 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (charred material): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 8240 to 7910 (Cal BP 10190 to 9860) AND Cal BC 7900 to 7830 (Cal BP 9860 to 9780)	8910 +/- 50 BP	-26.4 o/oo	8890 +/- 50 BP
Beta - 175064 SAMPLE : SSA-24-25 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (peat): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1000 to 1170 (Cal BP 950 to 780)	990 +/- 40 BP	-26.5 o/oo	970 +/- 40 BP
Beta - 175065 SAMPLE : SSA0-1 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (peat): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 4510 to 4350 (Cal BP 6460 to 6300)	5650 +/- 40 BP	-27.4 o/oo	5610 +/- 40 BP
Beta - 175066 SAMPLE : TN43-44 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (peat): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1420 to 1520 (Cal BP 530 to 430) AND Cal AD 1590 to 1620 (Cal BP 360 to 330)	450 +/- 40 BP	-26.7 o/oo	420 +/- 40 BP
Beta - 175067 SAMPLE : TN0-1 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (peat): acid washes 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 3990 to 3920 (Cal BP 5940 to 5870) AND Cal BC 3870 to 3810 (Cal BP 5820 to 5760)	5180 +/- 40 BP	-27.3 o/oo	5140 +/- 40 BP

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-26.4;lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-175063**

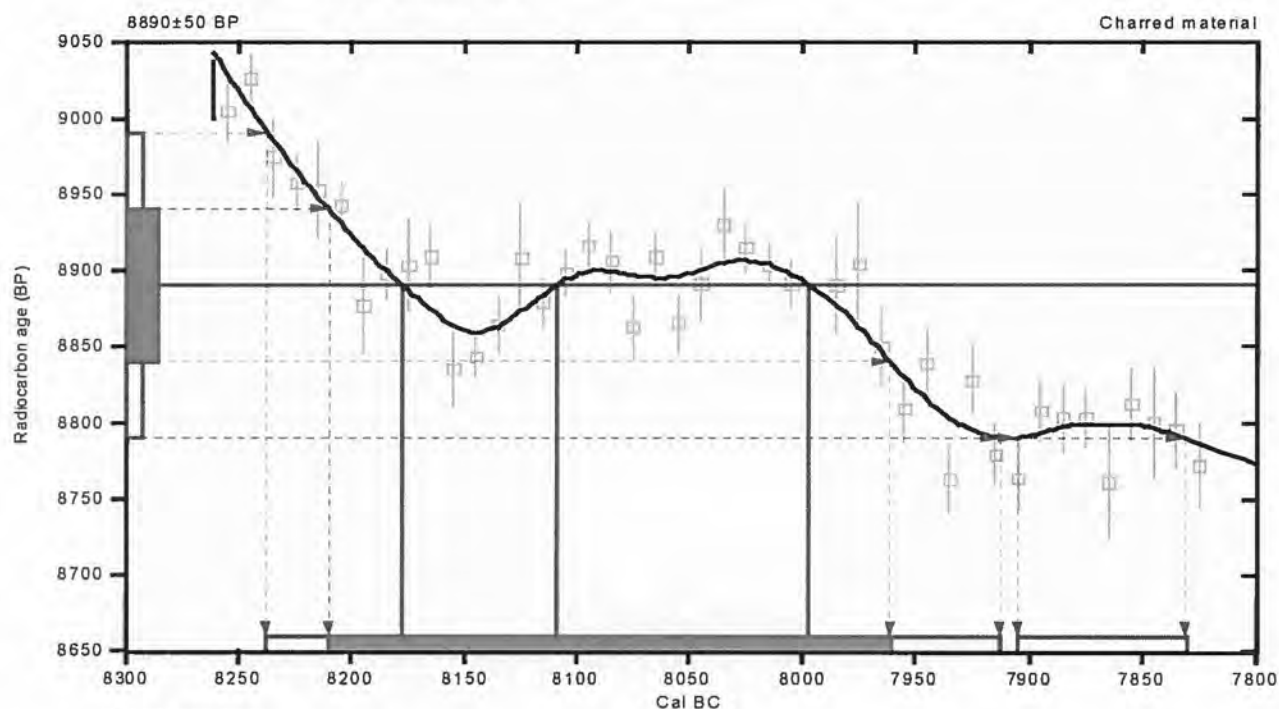
Conventional radiocarbon age: **8890±50 BP**

2 Sigma calibrated results: **Cal BC 8240 to 7910 (Cal BP 10190 to 9860) and
(95% probability) Cal BC 7900 to 7830 (Cal BP 9860 to 9780)**

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age
with calibration curve: **Cal BC 8180 (Cal BP 10130) and
Cal BC 8110 (Cal BP 10060) and
Cal BC 8000 (Cal BP 9950)**

1 Sigma calibrated result: **Cal BC 8210 to 7960 (Cal BP 10160 to 9910)
(68% probability)**



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxii-xiii

INTCAL 98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Inc.

4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-26.5;lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-175064

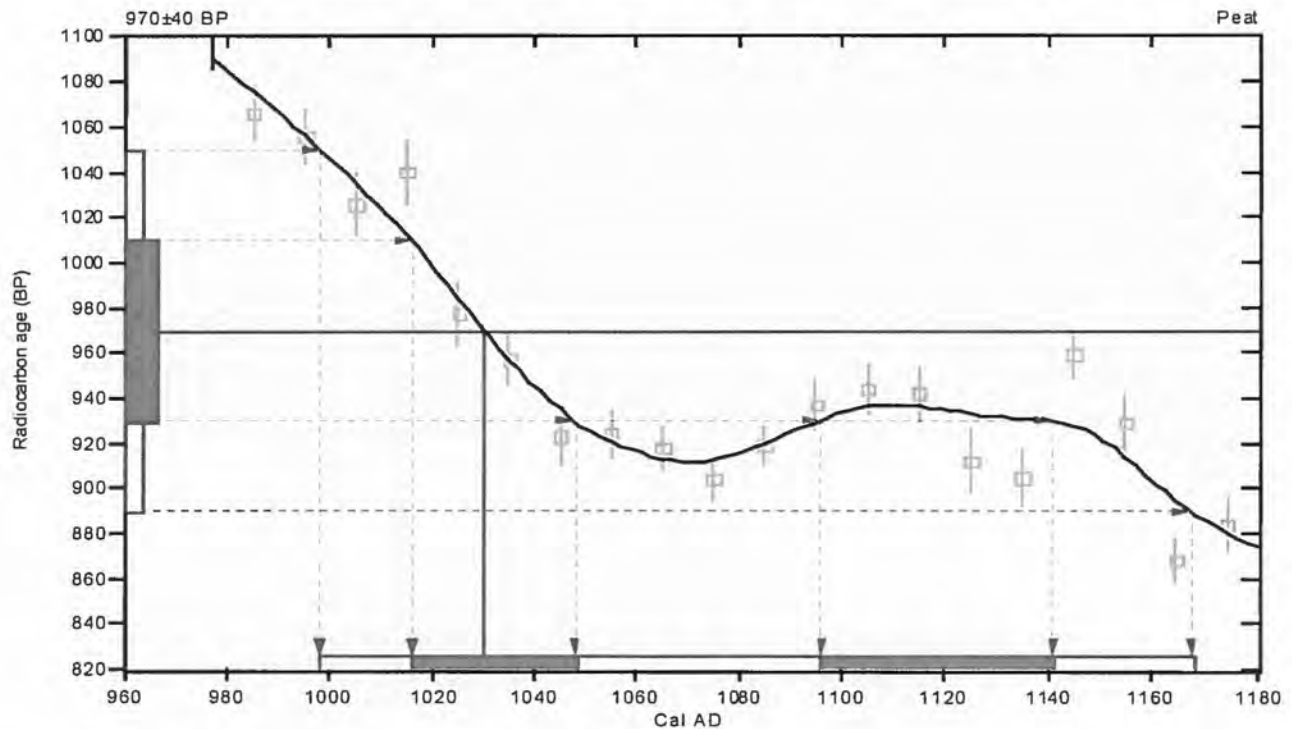
Conventional radiocarbon age: 970±40 BP

2 Sigma calibrated result: Cal AD 1000 to 1170 (Cal BP 950 to 780)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 1030 (Cal BP 920)

1 Sigma calibrated results: Cal AD 1020 to 1050 (Cal BP 930 to 900) and
(68% probability) Cal AD 1100 to 1140 (Cal BP 850 to 810)



References:

Database used

INTCAL98

Calibration Database

Editorial Comment

Suiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxi-xii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Suiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305) 667-5167 • Fax: (305) 663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-27.4; lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-175065

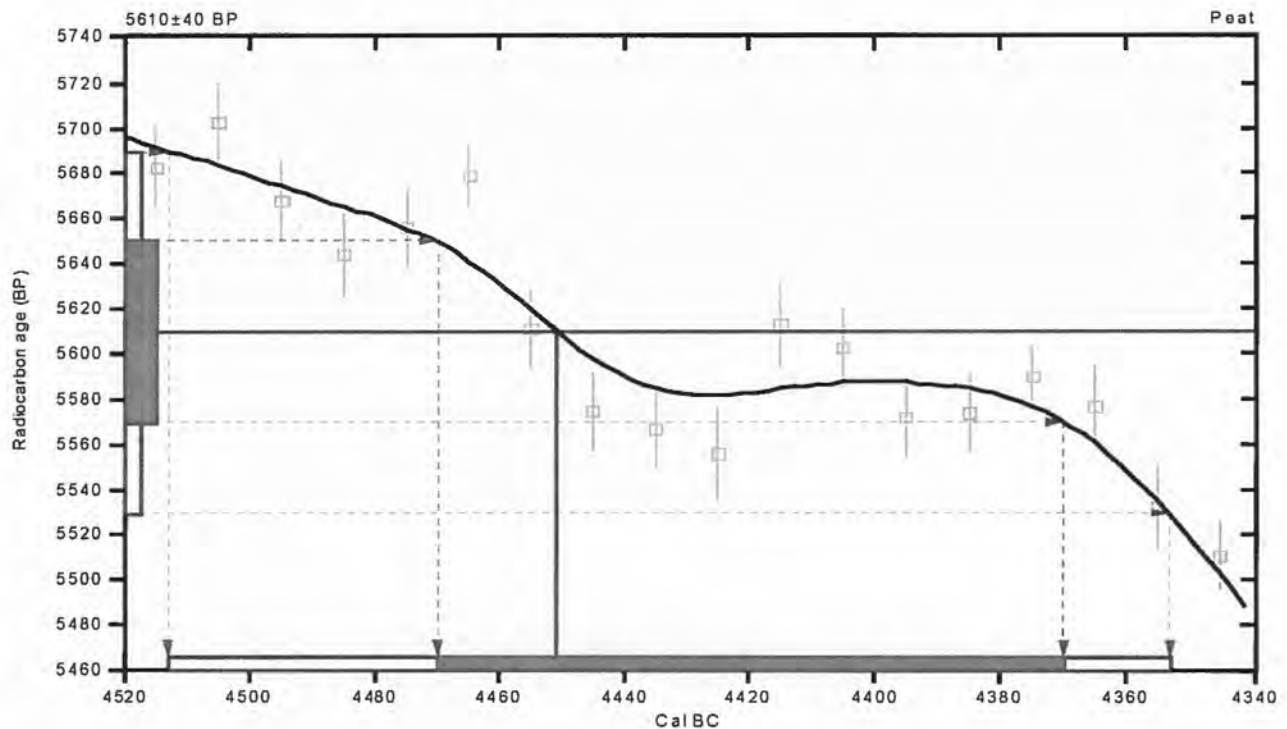
Conventional radiocarbon age: 5610±40 BP

2 Sigma calibrated result: Cal BC 4510 to 4350 (Cal BP 6460 to 6300)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 4450 (Cal BP 6400)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 4470 to 4370 (Cal BP 6420 to 6320)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), pxi-xiii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 35(2), p317-322

Beta Analytic Inc.

4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-26.7;lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-175066

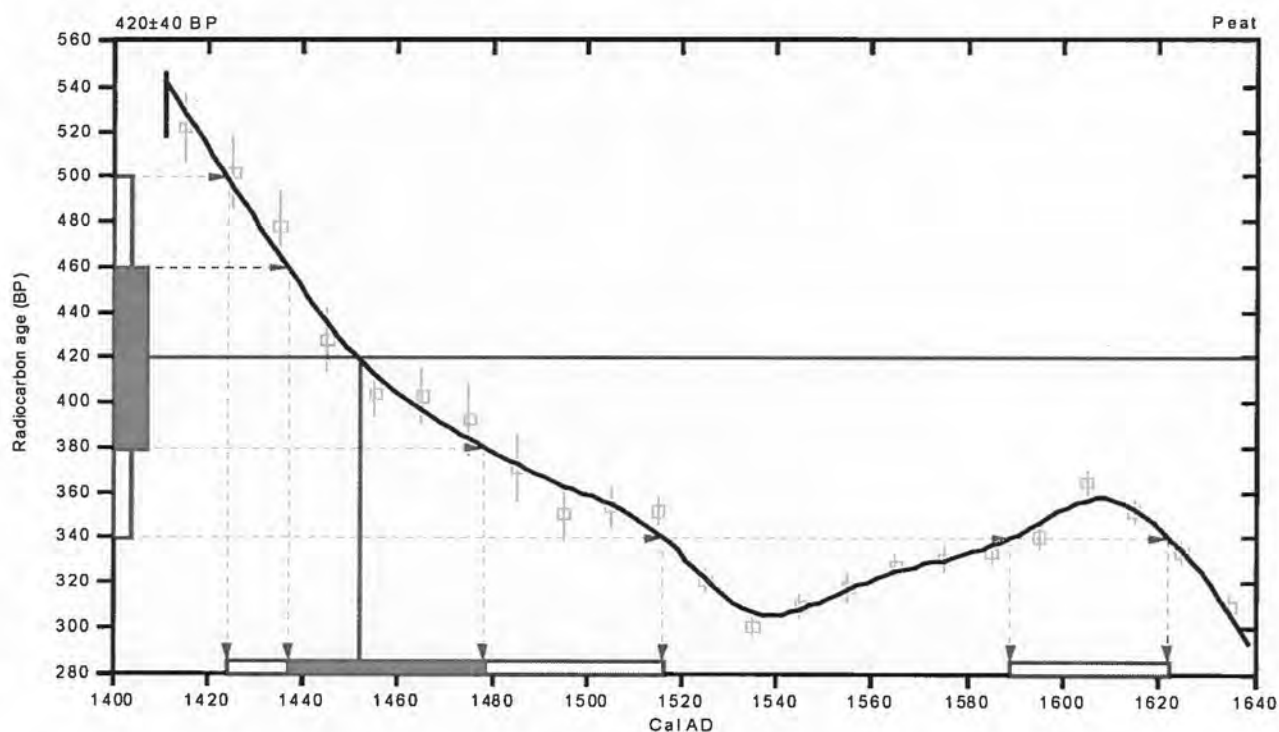
Conventional radiocarbon age: 420±40 BP

2 Sigma calibrated results: Cal AD 1420 to 1520 (Cal BP 530 to 430) and
(95% probability) Cal AD 1590 to 1620 (Cal BP 360 to 330)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 1450 (Cal BP 500)

1 Sigma calibrated result: Cal AD 1440 to 1480 (Cal BP 510 to 470)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p. xii-xiii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p. 1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 35(2), p. 317-322

Beta Analytic Inc.

4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-27.3; lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-175067**

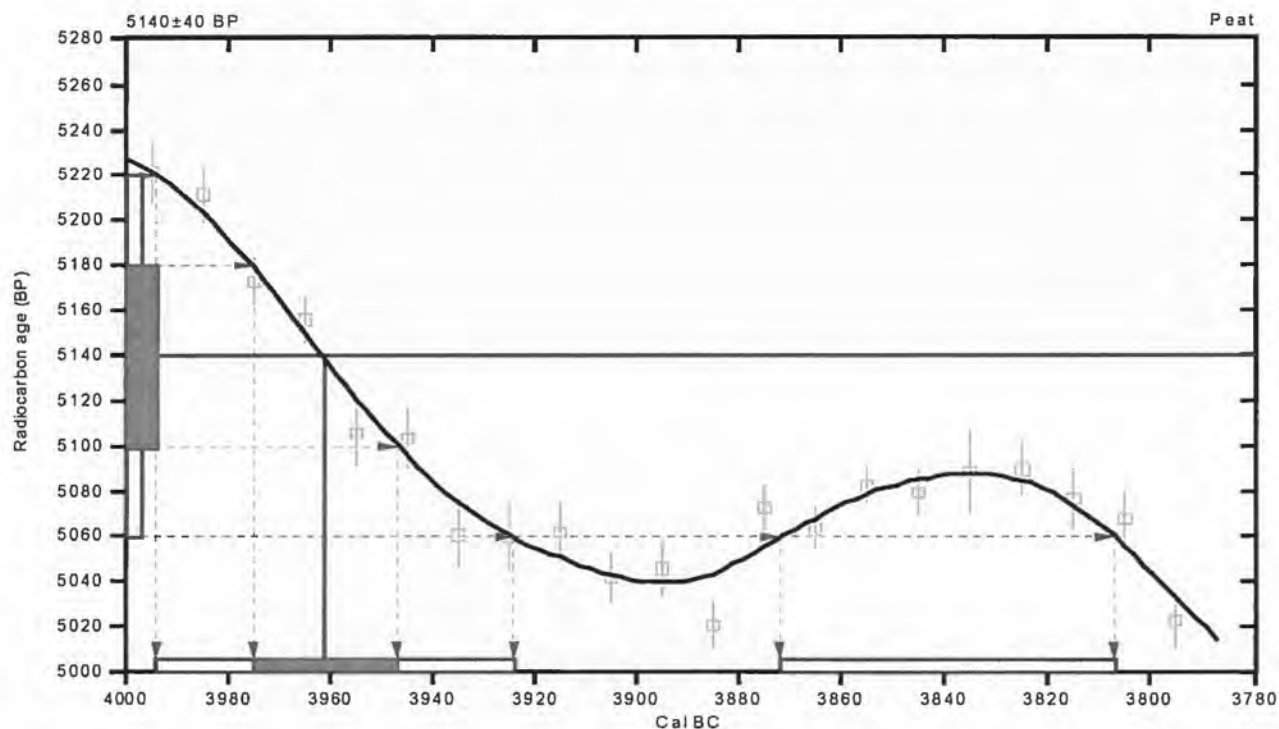
Conventional radiocarbon age: **5140±40 BP**

2 Sigma calibrated results: **Cal BC 3990 to 3920 (Cal BP 5940 to 5870) and**
(95% probability) Cal BC 3870 to 3810 (Cal BP 5820 to 5760)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: **Cal BC 3960 (Cal BP 5910)**

1 Sigma calibrated result: **Cal BC 3980 to 3950 (Cal BP 5920 to 5900)**
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), pxi-xiii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 35(2), p317-322

Beta Analytic Inc.

4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

Dr. Najat Bhiry

Report Date: 4/11/2003

Université Laval

Material Received: 3/13/2003

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 177398 SAMPLE : SSA-39-40 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (peat): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1680 to 1770 (Cal BP 270 to 180) AND Cal AD 1800 to 1940 (Cal BP 150 to 10) Cal AD 1950 to 1960 (Cal BP 0 to 0)	140 +/- 40 BP	-28.0 o/oo	90 +/- 40 BP

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-28:lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-177398**

Conventional radiocarbon age: **90±40 BP**

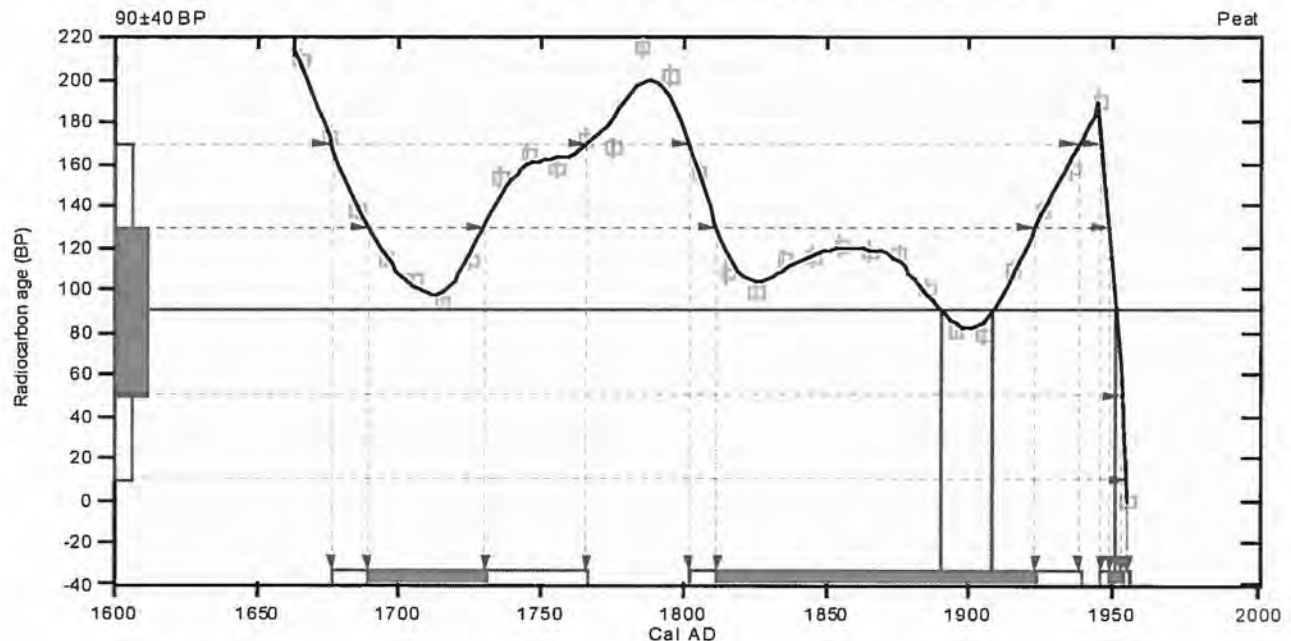
2 Sigma calibrated results: **Cal AD 1680 to 1770 (Cal BP 270 to 180) and
(95% probability) Cal AD 1800 to 1940 (Cal BP 150 to 10) and
Cal AD 1950 to 1960 (Cal BP 0 to 0)**

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age
with calibration curve:

**Cal AD 1890 (Cal BP 60) and
Cal AD 1910 (Cal BP 40) and
Cal AD 1950 (Cal BP 0)**

1 Sigma calibrated results: **Cal AD 1690 to 1730 (Cal BP 260 to 220) and
(68% probability) Cal AD 1810 to 1920 (Cal BP 140 to 30) and
Cal AD 1950 to 1950 (Cal BP 0 to 0)**



References:

Database used

INTCAL98

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, Radiocarbon 40(3), pxi-xiii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, Radiocarbon 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305) 667-5167 • Fax: (305) 663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

Dr. Najat Bhiry

Report Date: 5/23/2003

Université Laval

Material Received: 4/30/2003

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 178752 SAMPLE : SSA-10-11 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (peat): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 60 to Cal AD 90 (Cal BP 2010 to 1860)	2030 +/- 40 BP	-27.5 o/oo	1990 +/- 40 BP

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-27.5;lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-178752

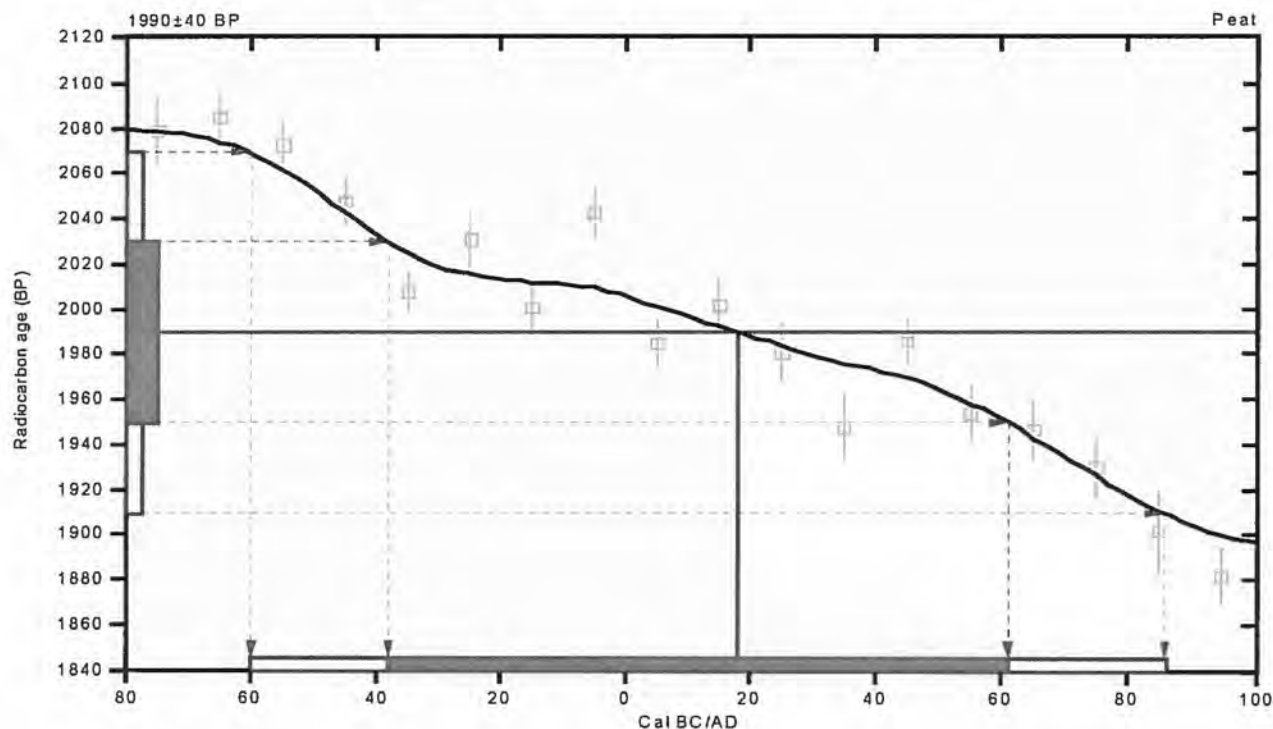
Conventional radiocarbon age: 1990±40 BP

2 Sigma calibrated result: Cal BC 60 to Cal AD 90 (Cal BP 2010 to 1860)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 20 (Cal BP 1930)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 40 to Cal AD 60 (Cal BP 1990 to 1890)
(68% probability)



References:

Database used

Calibration Database

Editorial Comment

Stuiver, M., van der Plicht, H., 1998, *Radiocarbon* 40(3), pxi-xiii

INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration

Stuiver, M., et. al., 1998, *Radiocarbon* 40(3), p1041-1083

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 35(2), p317-322

Beta Analytic Inc.

4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA • Tel: (305) 667 5167 • Fax: (305) 663 0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

