

SÉBASTIEN CYR

**ORIGINE ET DYNAMIQUE DES PALSES BOISÉES DE LA
RÉGION DE LA RIVIÈRE BONIFACE, QUÉBEC NORDIQUE**

Mémoire présenté
à la Faculté des études supérieures de l'Université Laval
dans le cadre du programme de maîtrise en biologie
pour l'obtention du grade de maître ès sciences (M. Sc.)

DÉPARTEMENT DE BIOLOGIE
FACULTÉ DES SCIENCES ET DE GÉNIE
UNIVERSITÉ LAVAL
QUÉBEC

2007

Résumé

Neuf palses boisées ont été étudiées dans la région de la rivière Boniface, Québec nordique (57°45'N; 76°20'O). L'analyse dendroécologique des épinettes noires (*Picea mariana* (Mill.) BSP.) et la radiodatation de la tourbe de surface et de la matière organique enfouie ont permis de décrire la structure des peuplements d'épinettes des palses boisées et de déterminer l'époque de formation de ces palses. Les palses boisées de la région d'étude sont couvertes par deux types de peuplement d'épinettes noires, soit les peuplements arborescents denses et les peuplements arbustifs ouverts. Chez les palses possédant un couvert arborescent dense, des couvertures nivales moyennes allant jusqu'à plus d'un mètre d'épaisseur ont été inférées à l'aide de la morphologie des tiges et du feuillage des épinettes noires. Il semble donc que le pergélisol couvert d'une forêt relativement dense peut se maintenir sous plus d'un mètre de neige. Deux types de palses possédant un peuplement arborescent dense ont été répertoriés, soit celles couvertes d'un peuplement ancien et celles couvertes d'un peuplement moins ancien. Les palses boisées étudiées se sont formées au cours de deux périodes différentes relativement sèches et froides. Les plus anciennes se sont développées entre les années 750 et 1000 ap. J.-C., alors que les plus récentes se sont principalement soulevées au cours du XVI^e siècle (début du Petit Âge Glaciaire). À l'intérieur de ces deux périodes de formation, des palses à peuplement arborescent dense et des palses à peuplement arbustif ouvert se sont formées. Parmi les palses couvertes d'un peuplement arborescent dense, celles avec un couvert ancien se sont formées au cours de la première période alors que celles avec un couvert plus récent se sont formées au cours du Petit Âge Glaciaire. L'époque de formation, le climat, la présence de forêt à proximité et le degré d'exposition des palses boisées semblent être les principaux facteurs ayant influencé la physiologie des peuplements forestiers qui les occupent.

Avant-propos

Je ne peux présenter ce mémoire sans d'abord remercier mon directeur, Serge Payette. Ce travail n'aurait pu être le même sans l'aide précieuse de cet homme si généreux. Je me souviendrai toujours de Serge Payette comme étant un scientifique passionné et généreux de sa personne, ayant une capacité incomparable de cerner les forces et les faiblesses de chacune des personnes qui travaillent et vivent avec lui. Les forces, il sait les mettre en valeur et les récompenser, alors que les faiblesses, il sait montrer comment les surmonter. Merci Serge pour ta disponibilité, ta confiance, ta patience, ton soutien, ton aide et tes conseils.

J'aimerais également remercier Gilles Houle et Martin Lavoie, membres de mon comité d'évaluation.

Je tiens à remercier tout particulièrement Ann Delwaide pour son aide exceptionnelle tout au long de ma recherche. Merci à Jonathan Lamarre-Régnière (Ti-Jo), Mathieu Côté, Sarah Auger, Christianne Dupont et Mélanie Saulnier pour leur aide sur le terrain et en laboratoire. Merci également à Yann Arlen-Pouliot, Stéphane Boudreau, Guillaume de Lafontaine, Stefanie Pollock, Amélie Rivet, François Girard, Ann-Catherine Laliberté et Simon Thibault (en passant : on ne peut savoir, on peut que croire savoir) pour les services et les conseils qu'ils m'ont donnés.

Merci à Marie-Ève, à mes amis et à ma famille, sans qui la vie ne pourrait être la même. Le travail effectué ici est le fruit de l'énergie et le plaisir de vivre que mon entourage proche me donne tous les jours.

Ce travail a été réalisé en grande partie grâce à l'aide financière du Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) et du Programme de formation scientifique dans le Nord (PFSN). Le Centre d'études nordiques a également été d'un grand soutien logistique, pédagogique et professionnel. Je tiens à remercier tout spécialement Claude Tremblay pour son aide indispensable à la logistique et à l'entretien du campement de la rivière Boniface.

Table des matières

Résumé	ii
Avant-propos	iii
Table des matières	iv
Liste des tableaux	vi
Liste des figures	vii
Introduction	1
Le pergélisol	1
Les tourbières pergélisolées	1
Pales et plateaux palsiques	2
Les pales boisées	3
La dendroécologie	3
La stratigraphie	4
Objectifs et hypothèse	4
Région d'étude	6
Méthodologie	8
Choix des sites	8
Caractérisation des sites	9
Analyse dendroécologique	9
Analyse stratigraphique	10
Statistiques	11
Résultats	13
Caractéristiques des sites	13
Structure des peuplements forestiers	25
Dates d'établissement des épinettes noires	33
Formation des pales boisées	34
Discussion	42
Dates de formation des pales boisées	42
Pales à peuplement arborescent dense	43

Paises à peuplement arbustif ouvert	48
Conclusion.....	42
Bibliographie.....	50

Liste des tableaux

Tableau 1. Types de palse et de couvert d'épinettes noires.	8
Tableau 2. Caractéristiques des paises de chacun des sites.	14
Tableau 3. Périodes de vie et âge minimum des plus vieilles tiges d'épinettes noires de chacune des paises étudiées.	33
Tableau 4. Dates ^{14}C des échantillons de tourbe, de matière organique et de charbon provenant des profils stratigraphiques.....	37
Tableau 5. Dates de la formation des paises basées sur les années d'établissement des épinettes et des dates ^{14}C des échantillons de tourbe et de matière organique. Toutes les dates sont présentées en année calendaire.	43

Liste des figures

- Figure 1.** Aire d'étude et répartition du pergélisol au Québec-Labrador selon une mise à jour de Payette (2001) de la carte dressée par Allard et Séguin (1987a). A : zone de pergélisol continu. B : zone de pergélisol discontinu; B1 : plus de 50 % de la surface est sous régime pergélisolique; B2 : moins de 50 % de la surface est sous régime pergélisolique; B3 : aire de concentration de palses minérales et de plateau palsiques minérales formés dans les limons argileux déposés par la mer de Tyrrell. C : zone de pergélisol sporadique où moins de 2 % de la surface est sous régime pergélisolique. D : zone de gélisol annuel. Les monts Otish (1) et les monts Groulx (2) forment deux enclaves de pergélisol de haut sommet dans la zone de pergélisol sporadique. Les monts Chics-Chocs (3), en Gaspésie, forment une grande enclave de pergélisol de haut sommet au sein de la zone de gélisol annuel. Le mont du Lac des Cygnes (4), dans la région de Charlevoix, forme une minuscule enclave de pergélisol de haut sommet au sein de la zone de gélisol annuel.....7
- Figure 2.** Topographie et végétation de la palse du site S1. Le trait mince représente la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée la surface du pergélisol le 12 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol).15
- Figure 3.** Topographie et végétation de la palse du site S2. Les traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée représente la surface du pergélisol le 11 juillet 2005.....16
- Figure 4.** Topographie et végétation de la palse du site S3. Les traits minces et les points isolés représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée la surface du pergélisol le 14 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol). .17
- Figure 5.** Topographie et végétation de la palse du site S4. Les deux traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée la surface du pergélisol le 16 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol).18
- Figure 6.** Topographie et végétation de la palse du site S5. Les deux traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et les deux lignes pointillées la surface du pergélisol le 17 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol). .19
- Figure 7.** Topographie et végétation de la palse du site S6. Les deux traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée la surface du pergélisol le 19 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol).20

- Figure 8.** Topographie et végétation de la palse S7-E. Les deux traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et les deux lignes pointillées la surface du pergélisol le 20 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol). .21
- Figure 9.** Topographie et végétation de la palse S7-O. Les traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée la surface du pergélisol le 20 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol).22
- Figure 10.** Topographie et végétation de la palse du site S8. Les traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée la surface du pergélisol le 21 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol).23
- Figure 11.** Topographie et végétation de la palse du site S9. Les traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et les deux lignes pointillées la surface du pergélisol le 22 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol). .24
- Figure 12.** Structure d'âge (a) et structure de taille (b) des épinettes noires du site S1.....26
- Figure 13.** Structure d'âge (a) et structure de taille (b) des épinettes noires du site S2.....27
- Figure 14.** Période de vie des épinettes noires du site S1 (a) et du site S2 (b). Chaque ligne représente la période de vie d'un individu.28
- Figure 15.** Structures de diamètre (a) et de hauteur (b) des épinettes noires du site S3. Épinettes vivantes en noir et épinettes mortes en gris.....29
- Figure 16.** Arbres vivants et arbre mort de la palse du site S3.30
- Figure 17.** Relation entre la hauteur et le diamètre des épinettes vivantes et des épinettes mortes du site S3. Le trait noir représente la droite de régression des épinettes vivantes, alors que le trait gris représente la droite de régression des épinettes mortes. Les deux droites sont significativement différentes l'une de l'autre ($p < 0,05$).31
- Figure 18.** Nombre d'individus morts au cours des 300 dernières années dans le site S3.....32
- Figure 19.** Coupe stratigraphique de la palse du site S3. Emplacement des échantillons S3-1, S3-2 et S3-3.39
- Figure 20.** Coupe stratigraphique de la palse S7-O. Emplacement des échantillons S7-O-1-06 et S7-O-2-06.40
- Figure 21.** Coupe stratigraphique de la palse du site S6. Les couches indiquées par la même couleur représentent le même horizon replié. La partie en jaune indique l'horizon C,

la partie en bleu l'horizon B, la partie en vert l'horizon Ae autrefois présent en dessous de l'ancienne végétation de surface (ancienne tourbière), la partie en rouge la tourbe de l'ancienne tourbière et la partie en violet la surface de l'ancienne tourbière (centre du pli). Les échantillons S6-1-06 et S6-2-06 ont été prélevés au centre de la partie en violet. La classification des horizons de sol est basée sur le système canadien de classification des sols (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002).....**41**

Figure 22. Photo prise près du sommet de la palse du site S3 où l'on observe aucune marcotte.**46**

Figure 23. Arbres vivants en position oblique (a) et arbres récemment morts en position allongée (b) présents sur les palses du site S7.**47**

Introduction

Le pergélisol

Le pergélisol se définit comme tout terrain, minéral ou organique, dont la température est inférieure à 0 °C pendant 2 ans ou plus (Washburn 1979). Le pergélisol a été principalement formé au cours des périodes froides de l'Holocène dans le nord-est de l'Amérique du Nord (Allard *et al.* 1996, Payette et Delwaide 2000). La répartition du pergélisol est subdivisée en trois zones géographiques différentes : la zone de pergélisol continu, la zone de pergélisol discontinu et la zone de pergélisol sporadique (Figure 1) (Allard et Séguin 1987a). La couche dégélée en été surmontant le pergélisol, le mollisol, varie généralement de 60 à 100 cm d'épaisseur (Zoltai 1972). En été, lorsque le sol est plus sec, le mollisol devient un isolant thermique protégeant le pergélisol de la chaleur (Zoltai et Tarnocai 1971). La couverture nivale, dépendante des précipitations nivales et de la topographie, joue un rôle important dans la dynamique du pergélisol et semble être le plus important facteur de son développement dans les tourbières (Seppälä 1982, 1986, 1994). Dans les milieux subarctiques, le facteur critique pour la formation du pergélisol est l'épaisseur de la neige (Dionne 1978, Seppälä 1990). Le couvert de neige devient un isolant thermique diminuant de façon importante la pénétration de l'onde de gel dans le sol.

Les tourbières pergélisolées

Les toutes premières manifestations périglaciaires le long du gradient climatique au Québec-Labrador, et ailleurs au Canada, se font d'abord sentir dans les tourbières, surtout à cause des propriétés thermiques de la tourbe (Payette 2001). En effet, dans la zone méridionale du pergélisol, la répartition de celui-ci est étroitement associée à celle des tourbières (Brown 1977). Tarnocai (1978), Damman (1979) et Glaser (1987) définissent une tourbière comme tout habitat dont le développement est influencé par un substrat généralement mal drainé, où la tourbe s'accumule plus qu'elle ne se décompose. Dans ces écosystèmes, plusieurs processus périglaciaires entrent en jeu, donnant naissance à différentes formes reconnaissables. Les palses et les plateaux palsiques représentent les manifestations périglaciaires les plus importantes dans les tourbières des régions boréales et subarctiques (Seppälä 1986, Payette 2001).

Palses et plateaux palsiques

Washburn (1983) définit une palse comme toute butte tourbeuse pergélisolée dépassant 2 m de diamètre et variant entre 0,5 et 10 m de haut. Les palses se développent généralement dans les tourbières à la limite méridionale du pergélisol (Pissart 1985, Payette 2001). Au cours du soulèvement du sol, la glace de ségrégation, formant le noyau gelé, serait alimentée par la succion de l'eau du sol non gelé vers le front de gel (Allard *et al.* 1986). Le soulèvement par le gel est fortement dépendant du type de dépôt (Allard et Rousseau 1999). Les plateaux palsiques, qui tirent leur origine des mêmes mécanismes responsables de la formation des palses (Brown 1968), se distinguent par leur dimension beaucoup plus grande, généralement d'une longueur supérieure à 100 m (Payette 2001). Les plateaux palsiques proviennent parfois de la coalescence de plusieurs palses, alors que ces dernières sont parfois la résultante de la fragmentation des plateaux palsiques (Payette *et al.* 1976). Étant donné la grande similarité entre les palses et les plateaux palsiques, ceux-ci ne seront pas distingués dans cette étude.

Les palses organiques possèdent un couvert de tourbe. Les propriétés isolantes de la tourbe facilitent l'aggradation et le maintien du pergélisol dans les milieux tourbeux. En hiver, la chaleur s'échappe rapidement de la tourbe gelée, particulièrement lorsqu'il y a un mince couvert de neige, alors qu'en été la tourbe de surface devient rapidement sèche et très isolante, ce qui prévient la fonte de la glace (Seppälä 1988). Il est fréquent d'observer des palses minérales dépourvues de tourbe ; toutefois, ces formes se trouvent plus au nord que les formes organiques. Selon Åhman (1976), les processus physiques responsables de la formation des palses minérales sont les mêmes que ceux des palses organiques. À cause de l'absence d'une couche de tourbe sur les palses minérales, le mollisol est beaucoup plus épais que dans les palses organiques (Allard *et al.* 1986). Les palses minérales sont surtout situées dans la toundra arbustive, alors que les palses organiques se trouvent généralement dans la toundra forestière (Payette *et al.* 1976, Dionne 1978, Lagarec 1980, 1982). Il n'y a pas que les propriétés de la tourbe qui influencent la dynamique du pergélisol des palses. Le processus d'aggradation et de dégradation du pergélisol est aussi fortement influencé par le type de végétation (Payette *et al.* 1976, Roche et Allard 1996).

Les palses boisées

Les palses possédant un couvert arborescent sont dénommées palses boisées. Les conditions microclimatiques des palses boisées sont différentes de celles des autres palses. La présence d'arbres à densité élevée contribue à faire progresser le pergélisol en augmentant le pouvoir isolant de la tourbe et en réduisant le rayonnement direct au cours de l'été (Viereck 1965, Zoltai 1972, Samson 1975, Payette *et al.* 1976). Avec la formation de communautés forestières, les conditions d'humidité deviennent davantage mésiques et la température du sol baisse avec la diminution de la radiation solaire à l'interface sol-air (Payette *et al.* 1976). Les conditions mésiques augmentent le pouvoir isolant de la tourbe. L'ensemble de ces conditions permet au noyau de gel de se maintenir au cours de la saison estivale. Par contre, lorsque la densité des arbres est faible, ces derniers interceptent la neige et provoquent une augmentation du couvert de neige. Un couvert de neige plus épais favoriserait une plus grande isolation de la palse durant la période hivernale (Allard et Séguin 1987b, Roche et Allard 1996), diminuant la pénétration de l'onde de gel en hiver et la progression du pergélisol. Les palses minérales boisées ont une morphologie semblable à celle des palses organiques boisées et suivent la même évolution. L'absence de tourbe isolante est compensée par un microclimat plus froid (Payette *et al.* 1976).

La dendroécologie

Les conditions climatiques particulières des régions subarctiques permettent de conserver les tiges d'arbres morts à la surface du sol pendant plusieurs centaines d'années. Au Québec subarctique, la présence récurrente de cernes pâles observés dans les sections transversales des individus vivants et des spécimens morts chez l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) BSP.) a permis la confection de séries dendrochronologiques de longue durée grâce à l'interdatation dendrochronologique (Filion et Payette 1986, Filion *et al.* 1986, Arseneault et Payette 1998). Selon Payette (2001), la formation des palses provoquerait un assèchement de la surface bombée et favoriserait l'établissement des arbres et la formation d'un couvert forestier. Ainsi, l'analyse dendrochronologique du couvert forestier d'une palse permet d'obtenir l'âge minimum de la colonisation arborescente et de la formation du pergélisol.

La stratigraphie

La formation d'une palse conduit à un changement stratigraphique important où l'on observe le passage entre l'ancien sol qui se développait avant le soulèvement de la palse et le sol actuel qui s'est formé suite au soulèvement (Samson 1975, Couillard et Payette 1985, Allard *et al.* 1986, Allard et Séguin 1987b, Vallée 2004). Avant la formation des paises, la tourbe s'est accumulée pendant plusieurs milliers d'années dans un milieu minérotrophe saturé en eau. Le soulèvement gélocal a, par la suite, asséché la surface de la tourbière causant un changement important dans l'environnement local (Zoltai et Tarnocai 1975). Lorsque la glace de ségrégation s'accumule dans le sol, la surface de la tourbière s'élève au-dessus de la nappe phréatique et une végétation plus xérique colonise la palse en formation (Allard *et al.* 1986, Allard et Séguin 1987b, Payette 2001, Beilman 2001). À l'aide de l'analyse stratigraphique, il est possible d'observer le passage entre la tourbe de cypéracées (tourbe minérotrophe) et la matière organique provenant de la végétation plus mésique. Chez les paises boisées, les caractéristiques stratigraphiques du sol tourbeux montrent fréquemment un dépôt de tourbe de cypéracées surmonté par un horizon organique forestier (Samson 1975). La radiodation de la partie sommitale de la tourbe de cypéracées permet d'obtenir l'âge maximum de la formation de la palse organique boisée, alors que la radiodation de la partie basale de l'horizon organique forestier permet d'obtenir son âge minimum. La stratigraphie de la partie sommitale des paises minérales ne montre pas de dépôt de tourbe, mais plutôt un sol minéral surmonté par une mince couche de matière organique moderne. Lors de la formation des paises minérales, le soulèvement gélocal entraîne un enfouissement de la végétation et du sol organique de surface présents en périphérie du centre de soulèvement. Malgré l'absence de tourbe, la radiodation de la matière organique provenant de cette végétation et de ce sol enfouis en périphérie permet d'obtenir l'âge maximum de la formation des paises minérales.

Objectifs et hypothèse

Les principaux objectifs de cette étude sont de décrire la structure du couvert forestier des paises boisées de la région de la rivière Boniface et de déterminer l'époque de formation de ces paises. De manière plus spécifique, on vise à déterminer l'âge des paises boisées à l'aide de l'analyse dendrochronologique des épinettes et de la radiodation de la tourbe de surface et de la matière

organique enfouie. Les paises boisées de la région de la rivière Boniface sont divisées en deux types principaux, soit les paises occupées par un couvert arborescent dense et les paises occupées par un couvert arbustif ouvert. Nous posons l'hypothèse que la formation de ces deux types de paises s'est faite lors de deux périodes différentes. Les paises ayant un couvert forestier dense se seraient formées il y a plus de 1000 ans, à une époque où le climat de la région de la rivière Boniface permettait une régénération de l'épinette noire. Au cours du dernier millénaire, la régénération de cette dernière a été très ralentie (Arseneault et Payette 1997a, 1997b). Ainsi, les paises occupées par des épinettes rabougries se seraient formées il y a moins de 1000 ans, vraisemblablement lors du Petit Âge Glaciaire (entre 1500 et 1800).

Région d'étude

Notre étude a été effectuée dans la région de la rivière Boniface (57°45'N; 76°20'O) dans le nord de la toundra forestière, à 130 km au sud-est de Inukjuak et à 30 km de la côte est de la Baie d'Hudson (Figure 1). Cette région est située dans la zone de pergélisol discontinu (Allard et Séguin 1987a). La limite des arbres se situe à environ 10 km au nord. La température moyenne annuelle à Inukjuak est de -7 °C. La température moyenne du mois le plus froid (février) est de -26 °C et celle du mois le plus chaud (juillet) est de 9 °C. Les précipitations annuelles totalisent 450-500 mm dont 40 % tombent sous forme de neige (Environnement Canada, 2006). La durée moyenne de la période sans gel est de 60 jours, alors que la saison de croissance va de la mi-juin à la mi-août. L'épinette noire est l'espèce arborescente dominante qui occupe les vallées et les dépressions humides, alors que la toundra couvre le sommet des collines (Payette 1983). La répétition des feux et une détérioration générale du climat au cours du dernier millénaire ont résulté en un déboisement systématique des collines (Arseneault et Payette 1997a).

Les paises et les plateaux palsiques sont les formes périglaciaires les plus remarquables de la région (Allard et Rousseau 1999). Les paises organiques sont généralement de forme circulaire avec un diamètre variant entre 40 m et 60 m et une hauteur de 4 à 6 m. La plupart du temps, elles occupent les vallées profondes et les dépressions humides. La présence d'une couche de tourbe n'est pas nécessaire au maintien du pergélisol dans une région aussi froide que celle de la rivière Boniface, ce qui explique l'abondance des paises minérales (Allard et Rousseau 1999). Plusieurs paises organiques et minérales sont occupées par l'épinette noire. Les paises boisées (minérales et organiques) de cette région forment des buttes pergélisolées occupées par un couvert d'épinettes noires arborescentes et arbustives. Ces paises boisées semblent avoir été épargnées par les feux depuis leur formation.

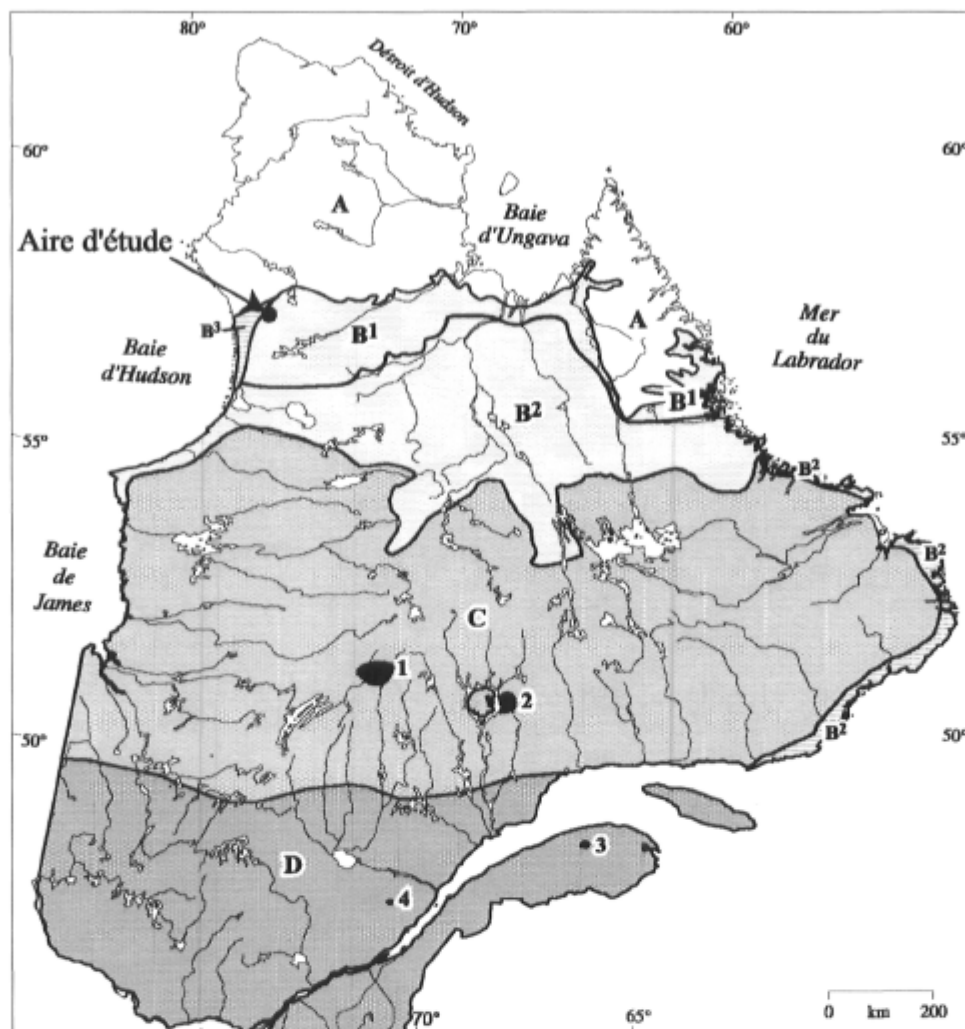


Figure 1. Aire d'étude et répartition du pergélisol au Québec-Labrador selon une mise à jour de Payette (2001) de la carte dressée par Allard et Séguin (1987a). A : zone de pergélisol continu. B : zone de pergélisol discontinu; B1 : plus de 50 % de la surface est sous régime pergélisolique; B2 : moins de 50 % de la surface est sous régime pergélisolique; B3 : aire de concentration de palses minérales et de plateau palsiques minérales formés dans les limons argileux déposés par la mer de Tyrrell. C : zone de pergélisol sporadique où moins de 2 % de la surface est sous régime pergélisolique. D : zone de gélisol annuel. Les monts Otish (1) et les monts Groulx (2) forment deux enclaves de pergélisol de haut sommet dans la zone de pergélisol sporadique. Les monts Chics-Chocs (3), en Gaspésie, forment une grande enclave de pergélisol de haut sommet au sein de la zone de gélisol annuel. Le mont du Lac des Cygnes (4), dans la région de Charlevoix, forme une minuscule enclave de pergélisol de haut sommet au sein de la zone de gélisol annuel.

Méthodologie

Choix des sites

L'examen des photographies aériennes de la région de la rivière Boniface a permis de repérer les milieux les plus affectés par le pergélisol que sont les vallées profondes et les dépressions humides. Ainsi, l'inventaire des paises a été réalisé en examinant les rives de la rivière Boniface sur une largeur de 500 m et une longueur de 20 km, de part et d'autre de la rivière. En plus de permettre la cartographie des paises de la région, l'inventaire a servi à définir les critères de sélection des sites d'étude. Tous les sites sélectionnés renferment une ou plusieurs paises possédant un couvert d'épinettes noires arborescent ou arbustif (>10 %) relativement uniforme. Neuf sites ont été sélectionnés de façon à considérer tous les types de paises boisées présents dans la région, minérales et organiques, à peuplement arborescent dense et à peuplement ouvert constitué principalement d'épinettes noires arbustives (Tableau 1). Ce dernier type de paise est généralement caractérisé par de plus petites buttes parfois fragmentées. La stratigraphie de la partie sommitale des paises organiques montre une séquence de tourbe surmontée par un horizon organique forestier, alors que celle des paises minérales montre un sol minéral couvert d'une couche de matière organique relativement mince.

Tableau 1. Types de paise et de couvert d'épinettes noires.

Sites	Type de paise	Type de couvert
S1	Organique	D
S2	Organique	D
S3	Minérale	D
S4	Minérale	O
S5	Organique	O
S6	Minérale	O
S7	Minérale	D
S8	Organique	O
S9	Organique	O

D = couvert dense composé d'épinettes noires arborescentes

O = couvert ouvert composé d'épinettes noires arbustives

Caractérisation des sites

La première étape de l'échantillonnage a consisté à établir un transect d'inventaire permettant de caractériser chaque site. La position du premier point d'inventaire a été établie aléatoirement en périphérie de la palse et tous les autres points ont été placés systématiquement à tous les deux mètres, à l'aide d'un ruban métrique, de façon à traverser complètement la palse à l'étude. Les points d'inventaire ont par la suite été positionnés précisément à l'aide d'une station totale (Leica T1010) dans le but d'obtenir un profil topographique de la palse. Une description du milieu (présence d'une mare thermokarstique, d'une dépression, d'un sentier de caribou, etc.) a été effectuée à tous les points d'inventaire. Le recouvrement de chaque espèce végétale (classe de recouvrement : 0 = < 1 %, 1 = 1-10 %, 2 = 11-20 %, 3 = 21-30%, etc.) répertoriée a été évalué par la méthode de la ligne intersecte (Mueller-Dombois et Ellenberg 1974). La classe de recouvrement de chaque espèce était déterminée entre chaque point d'inventaire, c'est-à-dire le long d'un segment de 2 mètres de long. L'épaisseur du couvert de neige, de l'horizon organique et du mollisol et la hauteur de la plus grande épinette ont été mesurés à tous les points d'inventaire. Les données ont été prises entre le 11 et le 22 juillet 2005.

En été, l'épaisseur du couvert de neige est évaluée à l'aide des signes d'abrasion causée par la neige et les cristaux de glace qui affectent les aiguilles et les méristèmes apicaux des épinettes à l'interface neige-air. Ainsi, la position moyenne des tiges ayant une anomalie de croissance indique habituellement l'épaisseur moyenne du couvert de neige. Cette dernière est estimée en mesurant la hauteur, à partir de la surface du sol, à laquelle on observe un changement de couleur des aiguilles. Généralement, les aiguilles protégées par la neige sont plus foncées que les aiguilles exposées (Lavoie et Payette 1992).

Analyse dendroécologique

Dans chacun des sites S1 et S2, la structure de population des épinettes noires a été décrite au sein d'un quadrat de 7,5 m par 10 m placé de façon aléatoire à la surface de chaque palse. À l'intérieur de ces quadrats, on a mesuré la hauteur et le diamètre basal de tous les arbres morts et vivants de façon systématique, soit 257 arbres et 312 arbres respectivement dans les sites S1 et S2. L'échantillonnage a consisté à prélever une section transversale de la base de la tige principale de ces épinettes. Dans le but d'obtenir l'âge minimum de chaque palse, on a procédé à

un échantillonnage systématique des plus vieux arbres morts trouvés dans chaque site en dehors des quadrats d'inventaire, soit 48 et 47 individus échantillonnés respectivement dans les sites S1 et S2.

Dans le but de décrire la structure de taille du peuplement d'épinettes du site S3, on a mesuré la hauteur et le diamètre basal de toutes les épinettes présentes dans un quadrat de 7,5 m par 10 m (198 individus au total). On a prélevé une rondelle à la base de la tige principale de 94 épinettes mortes à la surface de la palse en vue de déterminer l'âge minimum de la formation du pergélisol et de l'établissement des épinettes. Dans le but de conserver l'intégralité de la forêt du site S3, nous avons évité d'échantillonner les arbres vivants.

En vue de connaître l'âge minimum de la formation des pases dans les autres sites (S4, S5, S6, S7, S8 et S9), l'échantillonnage a consisté à prélever des sections transversales de la base de la tige principale du plus grand nombre possible de vieilles épinettes vivantes et mortes. Le nombre d'épinettes échantillonnées à chaque site a varié entre 11 dans le site S6 à 43 dans le site S9.

Tous les échantillons (934 épinettes noires) ont été séchés et sablés. Afin de connaître la période de vie de toutes les épinettes échantillonnées, les cernes annuels de croissance de chaque individu ont été comptés et interdatés en utilisant la chronologie des cernes pâles diagnostiques établie pour la région (Filion *et al.* 1986, Arseneault et Payette 1998). Chez quelques individus, lorsque les cernes pâles étaient peu nombreux ou difficiles à identifier, on a mesuré et indicé la largeur des cernes. Les courbes obtenues ont été interdatées avec la série dendrochronologique de la largeur des cernes de croissance des épinettes noires de la région de la rivière Boniface établie par Arseneault (1996). Afin de confirmer l'interdatation, on a interdaté les quelques cernes pâles visibles avec la chronologie des cernes pâles.

Analyse stratigraphique

On a effectué plusieurs coupes stratigraphiques afin de déterminer la nature de chaque palse. Les pases organiques possèdent un horizon organique composé d'une couche de tourbe de cypéracées surmontée par une couche de matière organique forestière. Les pases minérales possèdent en surface une mince couche de matière organique d'origine forestière. Dans le but de

dater l'époque de la formation des pases organiques boisées, on a prélevé un échantillon de la partie sommitale de la tourbe de cypéracées et un échantillon de la partie basale de l'horizon organique forestier. La radiodatation de ces échantillons a permis d'obtenir respectivement l'âge maximum et l'âge minimum de formation de ces pases. Étant donné le faible taux d'accumulation de la tourbe et de la matière organique, on s'est assuré de prélever des échantillons de moins de un centimètre d'épaisseur. Chez les pases minérales boisées, l'échantillonnage a consisté à prélever un ou plusieurs échantillons de la matière organique provenant de la végétation et du sol organique de surface enfouis au cours du soulèvement gélocal survenu lors de la formation des pases. L'horizon organique enfoui s'observe le long d'une coupe stratigraphique effectuée en bordure de chacune des pases, c'est-à-dire dans la zone de contact entre la pase en formation et le milieu avoisinant. La radiodatation de ces échantillons a permis d'obtenir un âge approximatif de la formation des pases minérales boisées.

En laboratoire, tous les échantillons ont été examinés et nettoyés sous une loupe binoculaire à un grossissement de 40X afin d'enlever toutes les racines, les radicelles et autres matières organiques modernes. Par la suite, les échantillons ont été séchés à 75 °C pendant 24 heures. Les échantillons ont été datés au laboratoire de radiochronologie du Centre d'études nordiques (méthode conventionnelle), au laboratoire de l'Université de Californie à Irvine (Keck Carbon Cycle AMS Facility) et au laboratoire ISOTRACE de l'Université de Toronto (AMS Facility). L'étalonnage des dates au radiocarbone a été effectué à l'aide du programme CALIB REV 5.0.1 (Stuiver et Reimer, 1993) et des données d'étalonnage intcal04.14c de Reimer *et al.* (2004).

Statistiques

Les structures de taille et d'âge des sites S1, S2 et S3 ont été comparées statistiquement entre elles à l'aide du test de Kolmogorov-Smirnov afin de vérifier si elles étaient significativement différentes ou semblables. Dans le but de vérifier si les sites S1, S2 et S3 étaient significativement différents l'un de l'autre quant à la hauteur des arbres, des analyses non paramétriques (test de Kruskal-Wallis) ont été effectuées. Pour ce faire, la hauteur des 50 individus vivants de chaque site ayant le plus grand diamètre a été considérée. Toutes les épinettes retenues dans l'analyse avaient un diamètre supérieur à 3 cm. Cette sélection a permis d'éliminer l'effet des jeunes marcottes juvéniles surcimées et d'utiliser des adultes matures.

Étant donné qu'au site S3 la forme des arbres vivants est différente de celle des arbres morts, nous avons effectué une analyse de la covariance (ANCOVA) permettant de comparer la croissance (hauteur en fonction du diamètre) des épinettes vivantes et des épinettes mortes. Pour ce faire, nous avons sélectionné tous les individus morts et vivants ayant un diamètre supérieur à 5 cm, ce qui a permis d'éliminer l'effet des jeunes marcottes vivantes. Les analyses statistiques ont été effectuées avec le logiciel Statistica 7 (Statsoft, 2005).

Résultats

Caractéristiques des sites

Selon les relevés effectués dans les 9 sites d'étude, la hauteur des palses boisées varie de 1,17 à 8,04 m et le diamètre de 23 à 122 m (Tableau 2; Figures 2 à 11). Les palses des sites S1 à S7 sont composées d'une seule butte principale, alors que les palses des sites S8 et S9 renferment des buttes et des dépressions. Ces deux derniers sites ressemblent à des plateaux palsiques. Les épinettes noires couvrent de 15 à 35 % de la surface des palses. Les sites S1, S3 et S7 sont plus isolés et protégés par la présence de collines à proximité que les autres sites très exposés.

Les palses ont été divisées en deux groupes en fonction de la nature du couvert d'épinette noire. Les palses des sites S1, S2, S3 et S7 (soit deux palses dans le site S7 : S7-E et S7-O) ont un couvert dense composé principalement d'épinettes de forme arborescente. Parmi ces sites, S2 possède la plus faible couverture arborescente et la plus petite hauteur moyenne des plus grandes épinettes (2,15 m). Les trois autres sites présentent une couverture en épinette supérieure ou égale à 25 % et une hauteur moyenne des plus grandes épinettes supérieure à 2,5 mètres (Tableau 2; Figures 2 à 11). Chez ces trois peuplements, l'épaisseur de neige moyenne inférée à l'aide de la morphologie des tiges et du feuillage des épinettes noires est supérieure ou égale à un mètre. Les palses des sites S4, S5, S6, S8 et S9 sont principalement couvertes d'épinettes noires arbustives. La hauteur moyenne des plus grandes épinettes varie de 0,65 m à 1,50 m et l'épaisseur moyenne de neige inférée ne dépasse pas 0,55 m (Tableau 2; Figures 2 à 11). Les peuplements denses composés essentiellement d'épinettes de forme arborescente interceptent donc davantage la neige que les peuplements d'épinettes arbustives.

Les figures 2 à 11 montrent la répartition générale de la végétation des palses en fonction de la topographie. Les valeurs de recouvrement des histogrammes proviennent des relevés de végétation effectués à tous les segments de 2 mètres sur les transects d'inventaire de chaque site. Les valeurs de recouvrement de chaque espèce provenant d'un même groupe (ex. *Cladina* sp.) ont été cumulées. De façon générale, l'épinette noire occupe les parties plus sèches des palses. Sous ces épinettes, il est fréquent d'observer des bryophytes tel que *Hylocomium splendens* et *Pleurozium schreberi*. Les dépressions sont généralement occupées par des espèces comme

Empetrum nigrum, *Sphagnum* sp. et *Dicranum* sp. Parmi les lichens les plus communs, on trouve *Cladina rangiferina*, *Cladina mitis* et *Cladina stellaris*, ainsi que quelques espèces de *Cladonia*.

La profondeur moyenne du sol minéral varie considérablement entre les palses minérales et les palses organiques (Tableau 2). Chez les palses organiques, le mollisol n'atteint généralement pas le sol minéral, ce qui ne permet pas de mesurer la profondeur de ce dernier. Toutefois, malgré cette contrainte, la profondeur moyenne minimum du sol minéral mesurée est de 17 cm. Chez les palses minérales, la profondeur moyenne du sol minéral est dans tous les cas inférieure à 14 cm.

L'épaisseur moyenne du mollisol varie de 38 cm à plus de 130 cm, 130 cm étant la longueur maximale de la sonde utilisée (Tableau 2; Figures 2 à 11). De façon générale, toutes les palses organiques ont un mollisol plus mince que celui des palses minérales. Compte tenu des propriétés thermiques de la tourbe, le mollisol est généralement plus épais dans les palses minérales que dans les palses organiques.

Tableau 2. Caractéristiques des palses de chacun des sites.

Sites	Hauteur moyenne des épinettes ^a (m)	% de recouvrement en épinette	Hauteur de la palse (m)	Diamètre de la palse (m)	Épaisseur moyenne du mollisol (m)	Épaisseur moyenne de la neige (m)	Profondeur moyenne du sol minéral (m)
S1	2,80	25	6,85	96	0,63	1,05	0,17
S2	2,15	15 ^b	8,04	122	0,38	0,65	>0,38
S3	3,20	35	7,05	66	0,77	1,00	0,09
S4	0,75	20	2,20	23	0,75	0,50	- ^γ
S5	1,50	20	4,15	45	0,48	0,55	>0,48
S6	0,95	35	5,65	43	0,76	0,55	0,13
S7-E	4,50	30	2,66	24	>1,30	1,10	0,10
S7-O	3,40	25	3,70	33	>1,30	1,00	0,14
S8	0,65	30	1,93	64	0,40	0,30	>0,40
S9	0,75	20	1,17	68	0,50	0,30	>0,34

^a Hauteur moyenne des plus grandes épinettes mesurées à chaque point d'inventaire

^b Seulement 15 % puisque le transect traversait un sentier où il n'y avait pas d'arbre

^γ Aucune donnée prise sur la profondeur du sol minéral dans ce site. Il y avait très peu de matière organique et le sol minéral affleurait à plusieurs endroits à la surface de la palse.

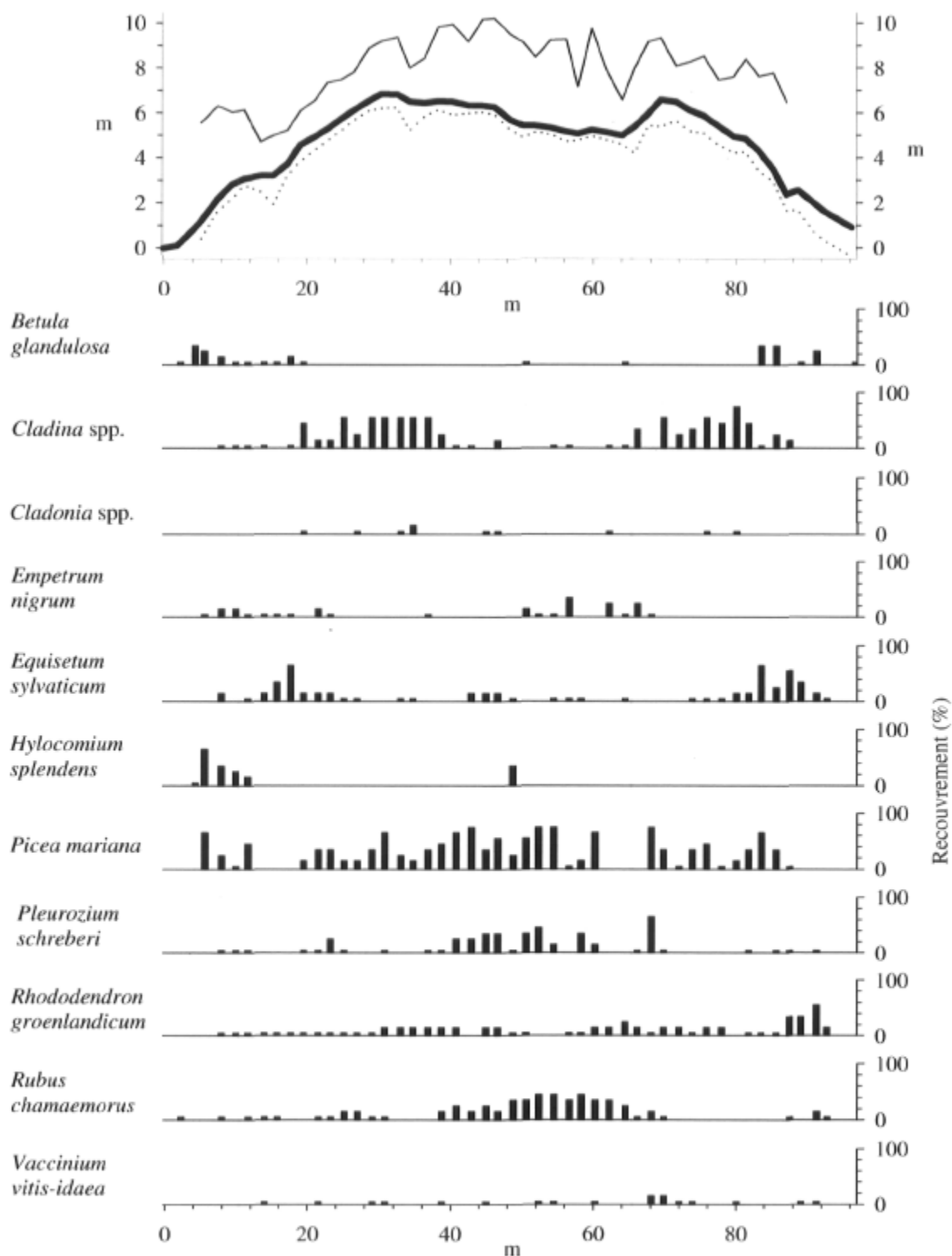


Figure 2. Topographie et végétation de la palse du site S1. Le trait mince représente la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée la surface du pergélisol le 12 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol).

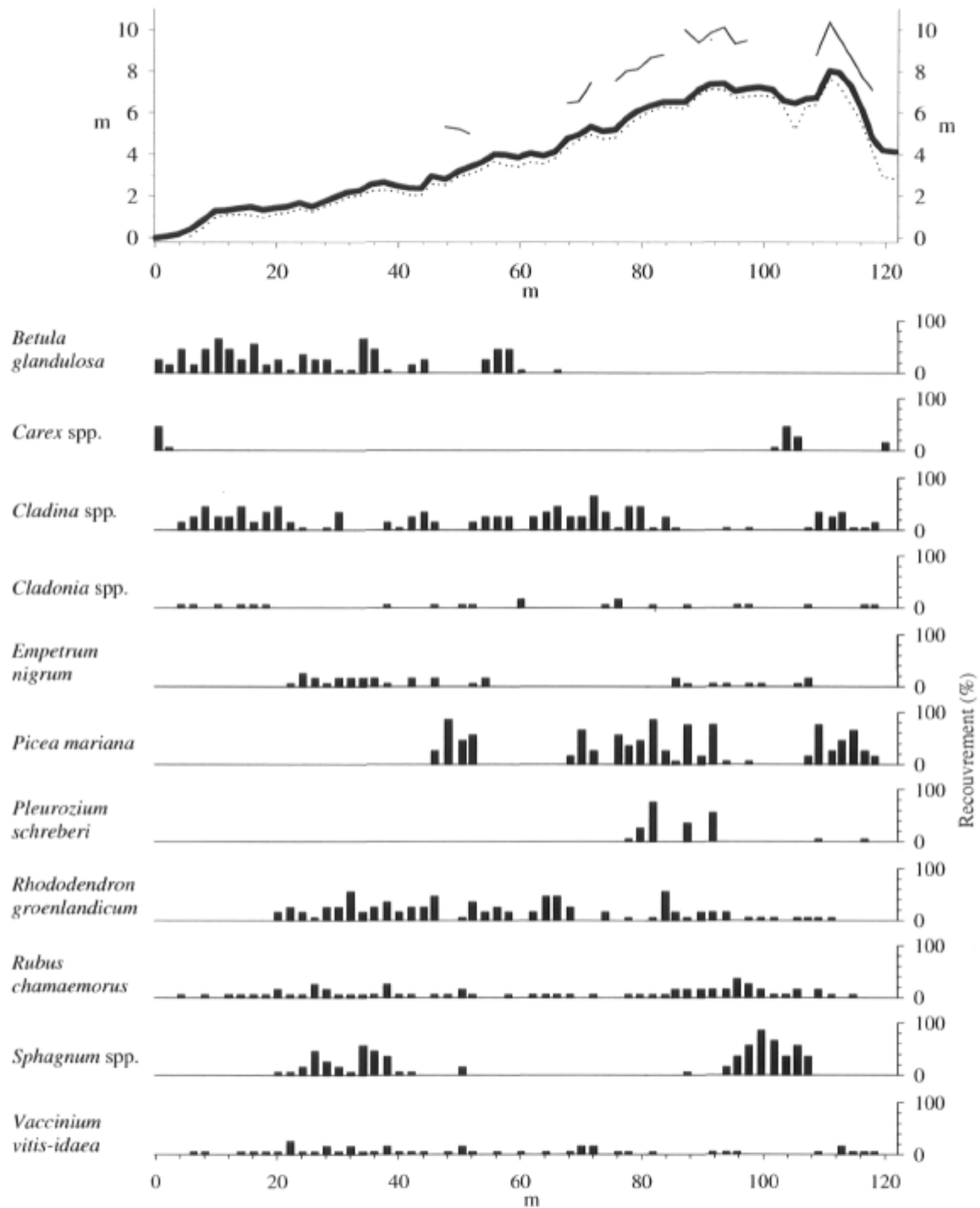


Figure 3. Topographie et végétation de la palse du site S2. Les traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée la surface du pergélisol le 11 juillet 2005.

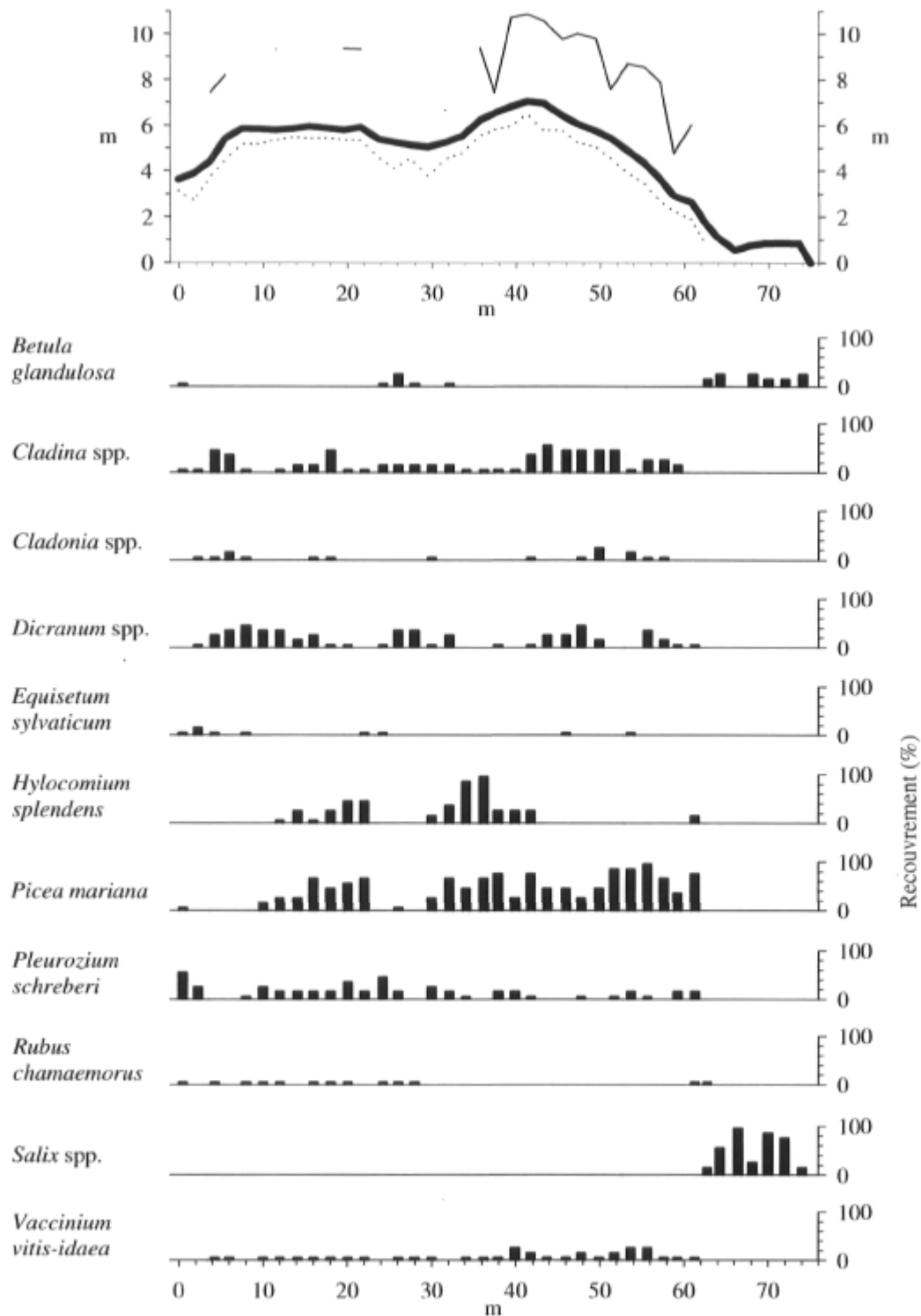


Figure 4. Topographie et végétation de la palse du site S3. Les traits minces et les points isolés représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée la surface du pergélisol le 14 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol).

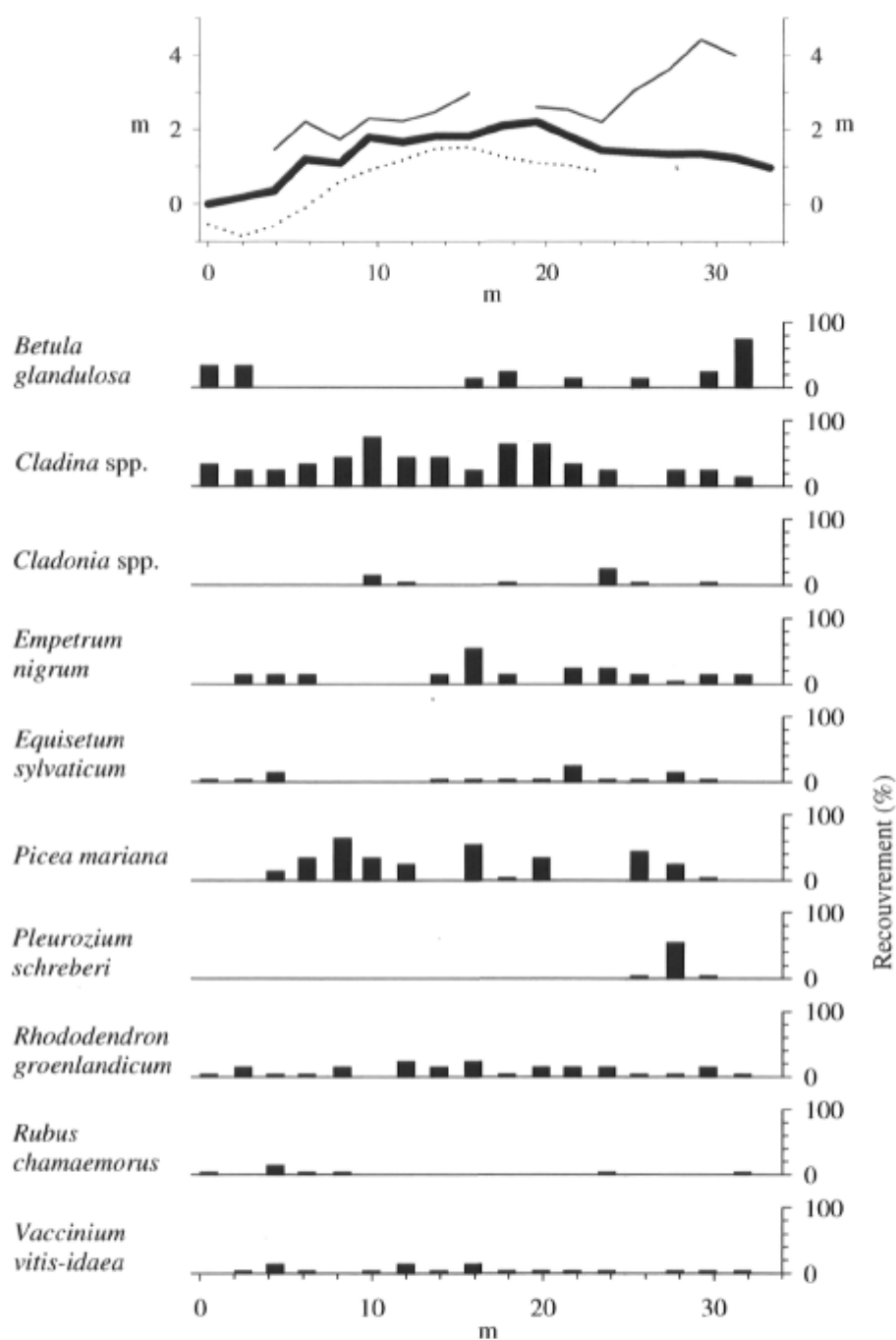


Figure 5. Topographie et végétation de la palse du site S4. Les deux traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée la surface du pergélisol le 16 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol).

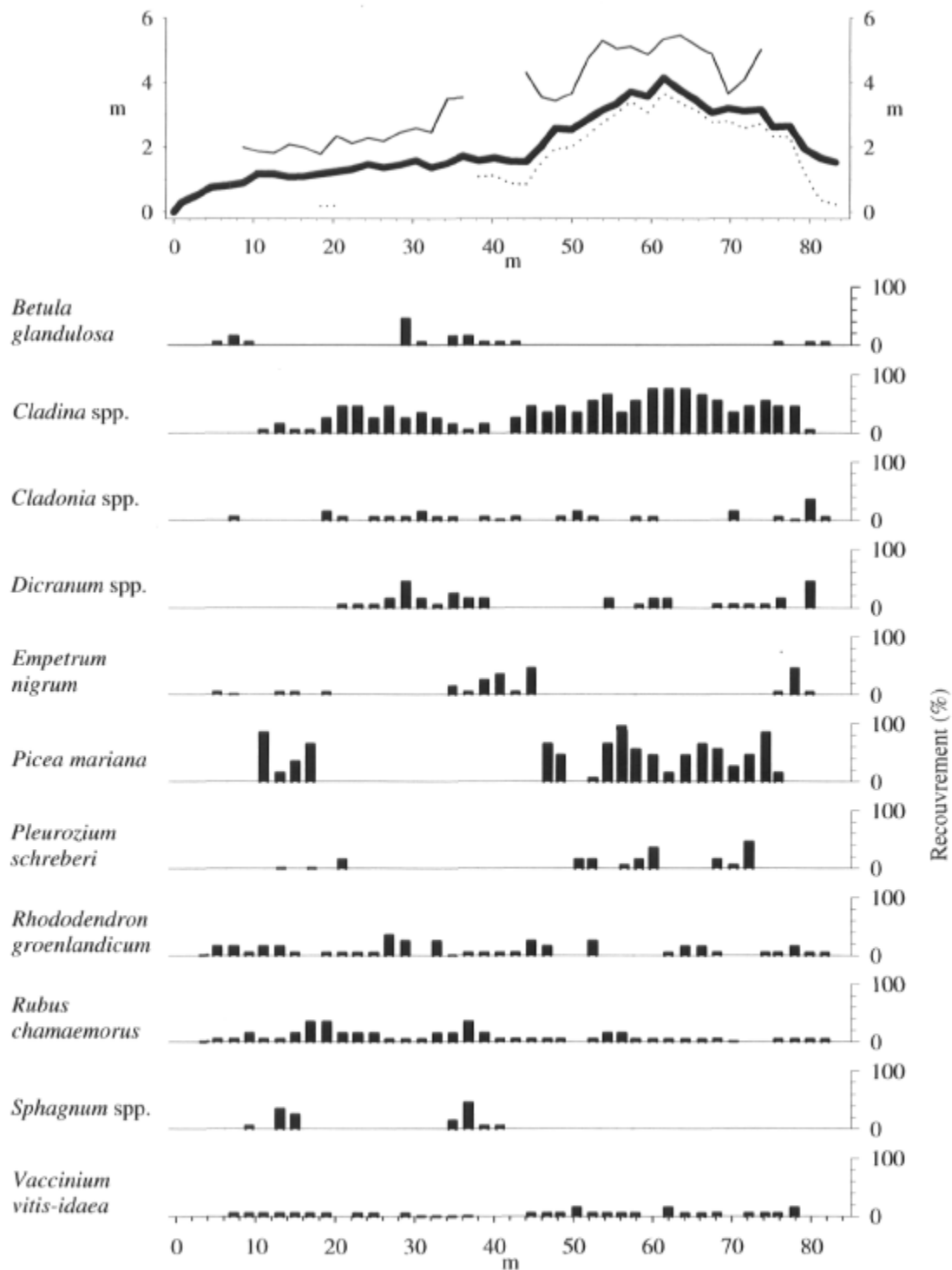


Figure 6. Topographie et végétation de la palse du site S5. Les deux traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et les deux lignes pointillées la surface du pergélisol le 17 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol).

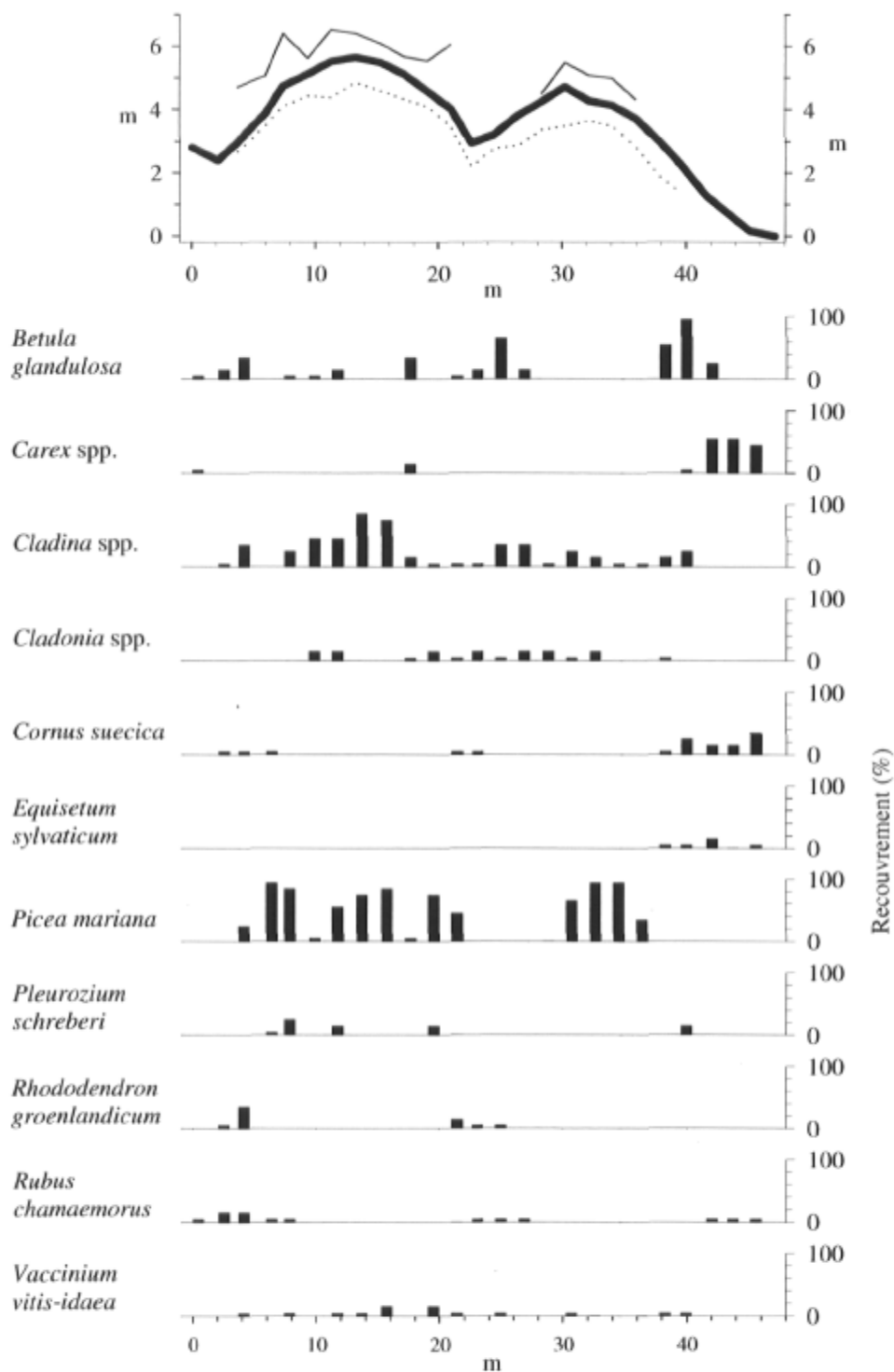


Figure 7. Topographie et végétation de la palse du site S6. Les deux traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée la surface du pergélisol le 19 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol).

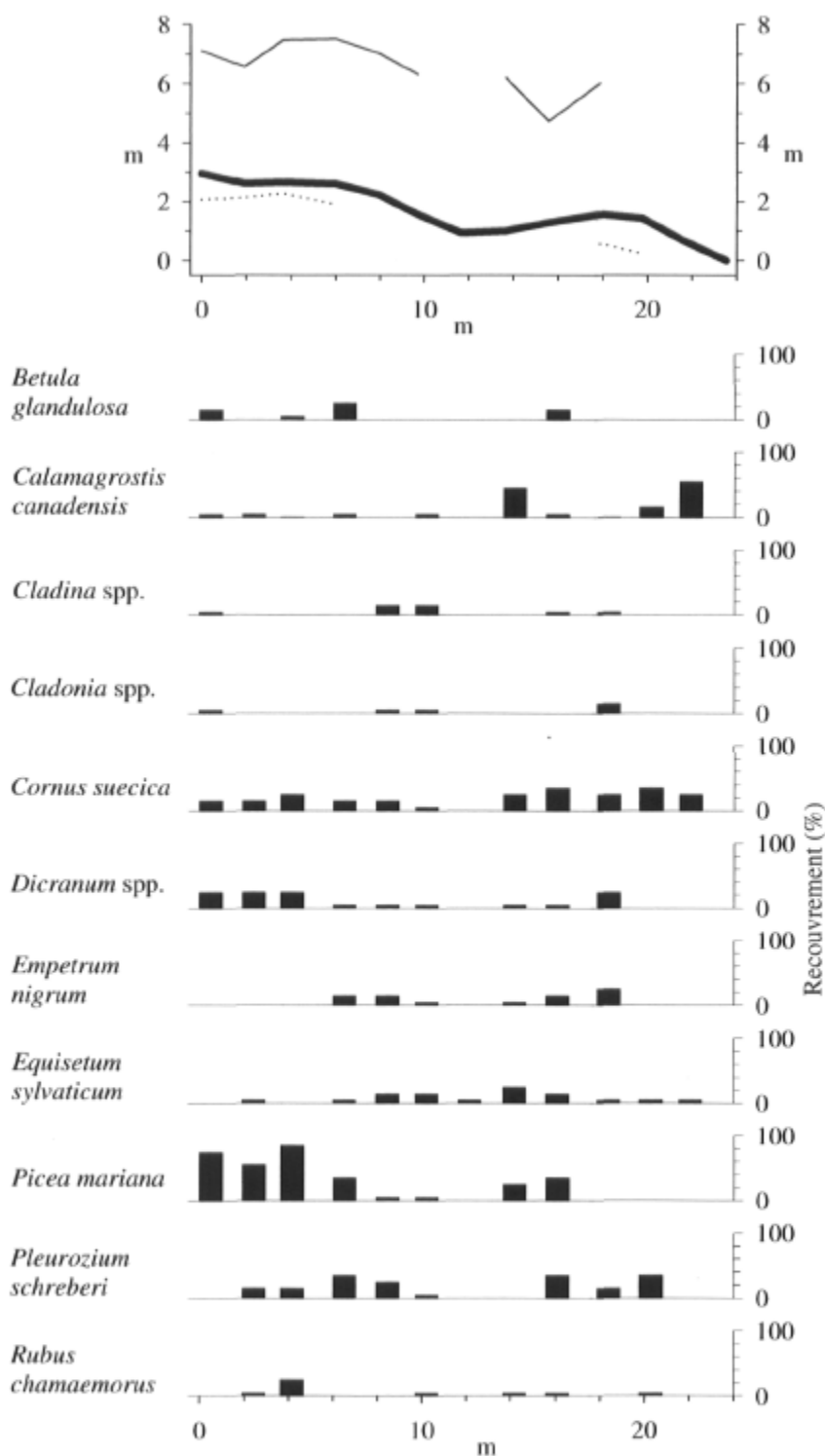


Figure 8. Topographie et végétation de la palse S7-E. Les deux traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et les deux lignes pointillées la surface du pergélisol le 20 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol).

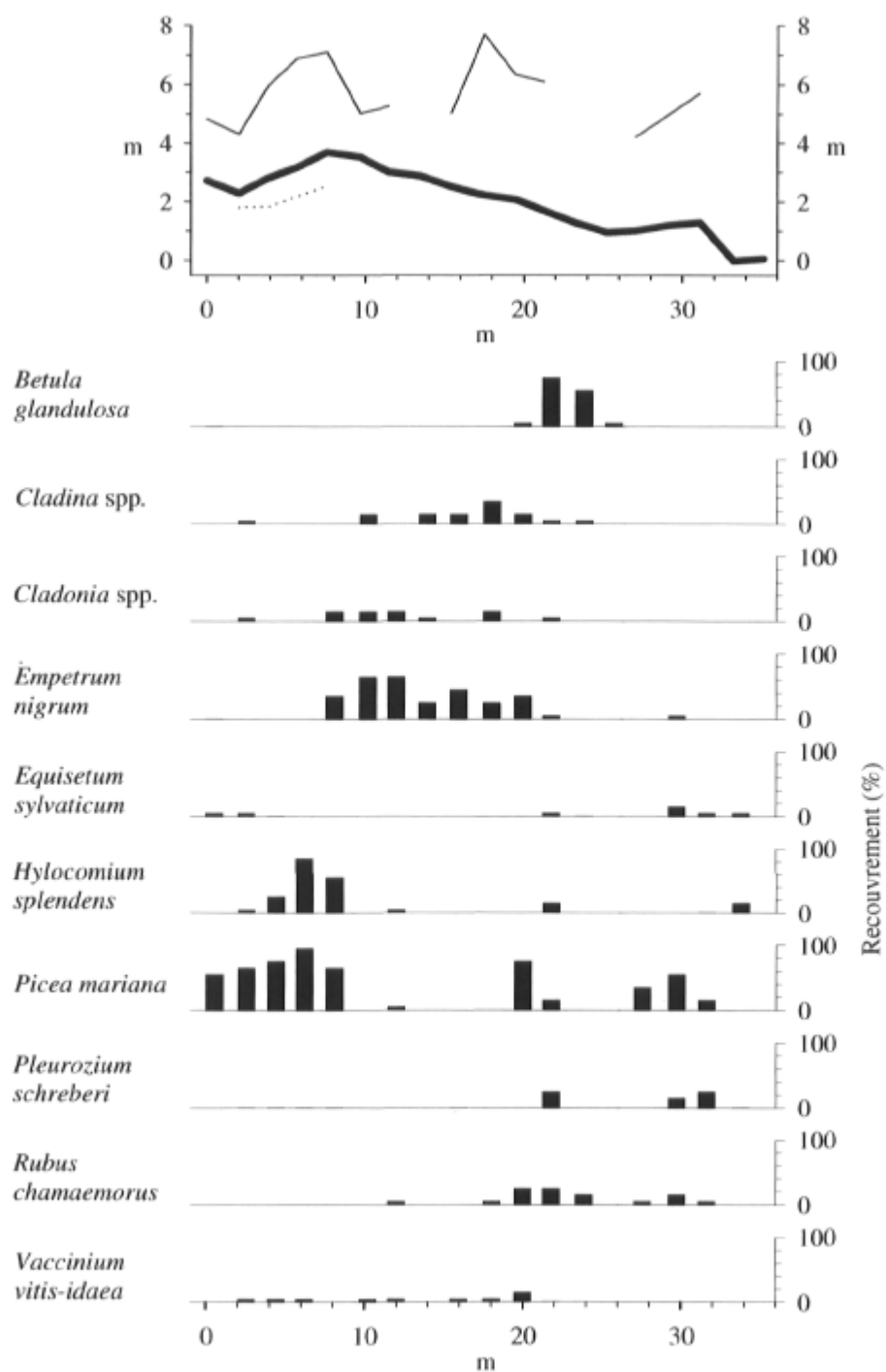


Figure 9. Topographie et végétation de la palse S7-O. Les traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée la surface du pergélisol le 20 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n’atteignait pas le pergélisol).

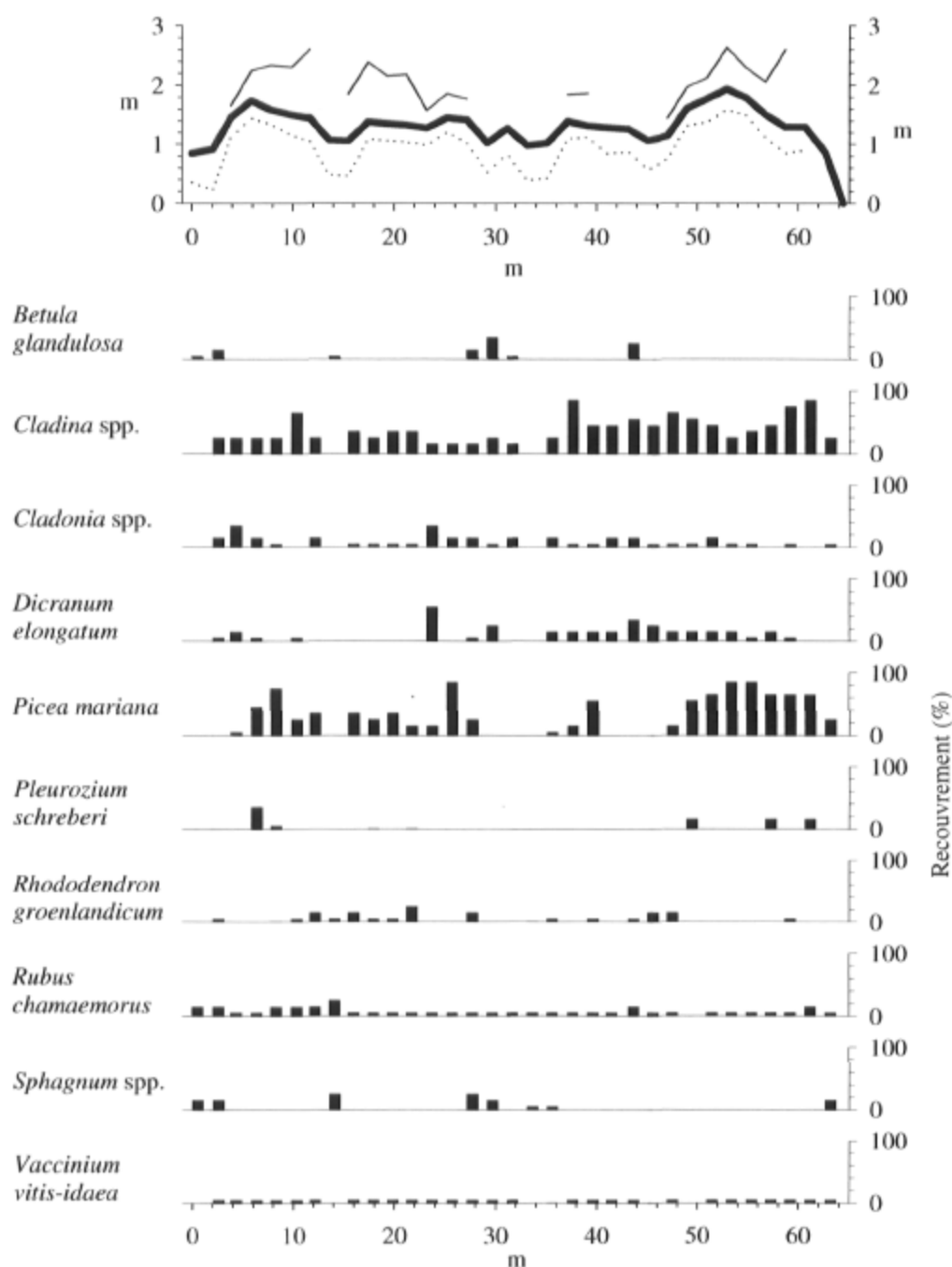


Figure 10. Topographie et végétation de la palse du site S8. Les traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et la ligne pointillée la surface du pergélisol le 21 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol).

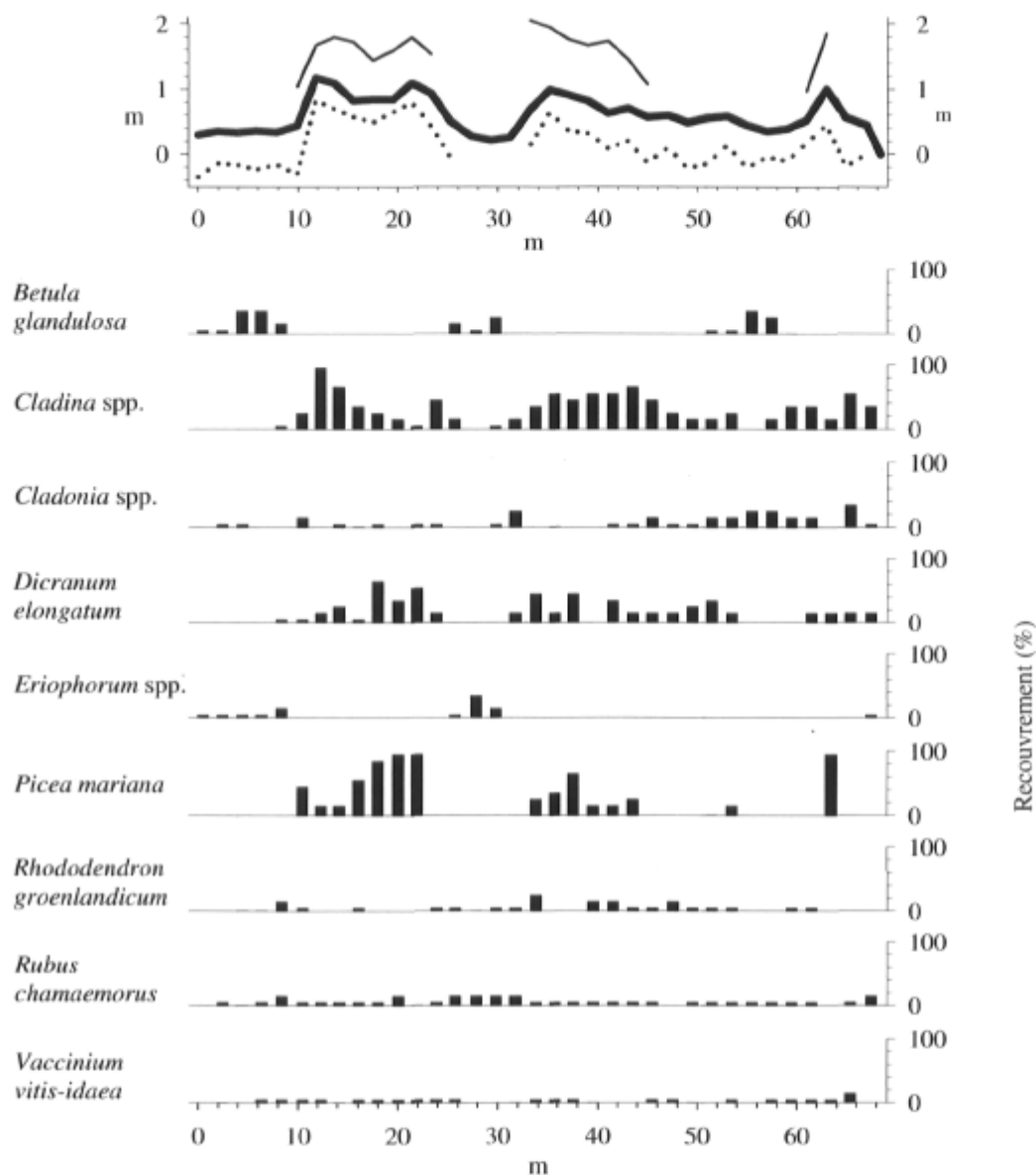


Figure 11. Topographie et végétation de la palse du site S9. Les traits minces représentent la hauteur des plus grandes épinettes, le trait épais la surface de la palse et les deux lignes pointillées la surface du pergélisol le 22 juillet 2005 (les zones où la ligne pointillée est absente sont celles où la sonde utilisée n'atteignait pas le pergélisol).

Structure des peuplements forestiers

La structure d'âge et la structure de taille des peuplements des sites S1 et S2 montrent des courbes en J inversé statistiquement semblables ($p > 0,05$) (Figures 12 et 13). La structure générale comprend des individus de tous les âges et de toutes les tailles (Figure 14), suggérant la présence de peuplements anciens. La structure de taille des épinettes noires du site S3 est statistiquement différente de celles des sites S1 et S2 ($p < 0,001$). De plus, elle ne présente pas une courbe en J inversé, mais plutôt une courbe en forme de cloche (Figure 15) suggérant l'incidence d'une colonisation à une certaine époque.

La croissance en hauteur des épinettes noires varie considérablement d'un site à l'autre et d'une période à l'autre. La hauteur moyenne des 50 épinettes noires vivantes ayant le plus grand diamètre est de 170 cm au site S1, 125 cm au site S2 et 370 cm au site S3. On constate que la hauteur des épinettes des sites S1, S2 et S3 est significativement ($p < 0,05$) différente d'un site à l'autre. Les épinettes noires mortes du site S3 ont une forme plus rabougrie et une taille plus petite ($p < 0,05$) que les épinettes noires vivantes (Figures 16 et 17). Les épinettes vivantes ont une forme arborescente, alors que les épinettes mortes ont plutôt une forme arbustive.

Environ 25 % des épinettes du site S3 étaient mortes au moment de l'échantillonnage comparativement à 9 % et 11 % dans les sites S1 et S2, suggérant l'incidence d'une plus forte mortalité au site S3. La fin du XX^e siècle semble avoir été la principale période de mortalité (Figure 18).

Le peuplement d'épinettes de la palse S7-E est plus jeune que celui de la palse S7-O. En effet, la grande majorité des individus morts échantillonnés sur la palse S7-E datent du XVIII^e et XIX^e siècle (20 individus sur 21), alors que ceux de la palse S7-O datent du XVII^e et XVIII^e siècle (17 individus sur 18). De plus, les arbres morts du site S7-E sont plus grands que ceux du site S7-O.

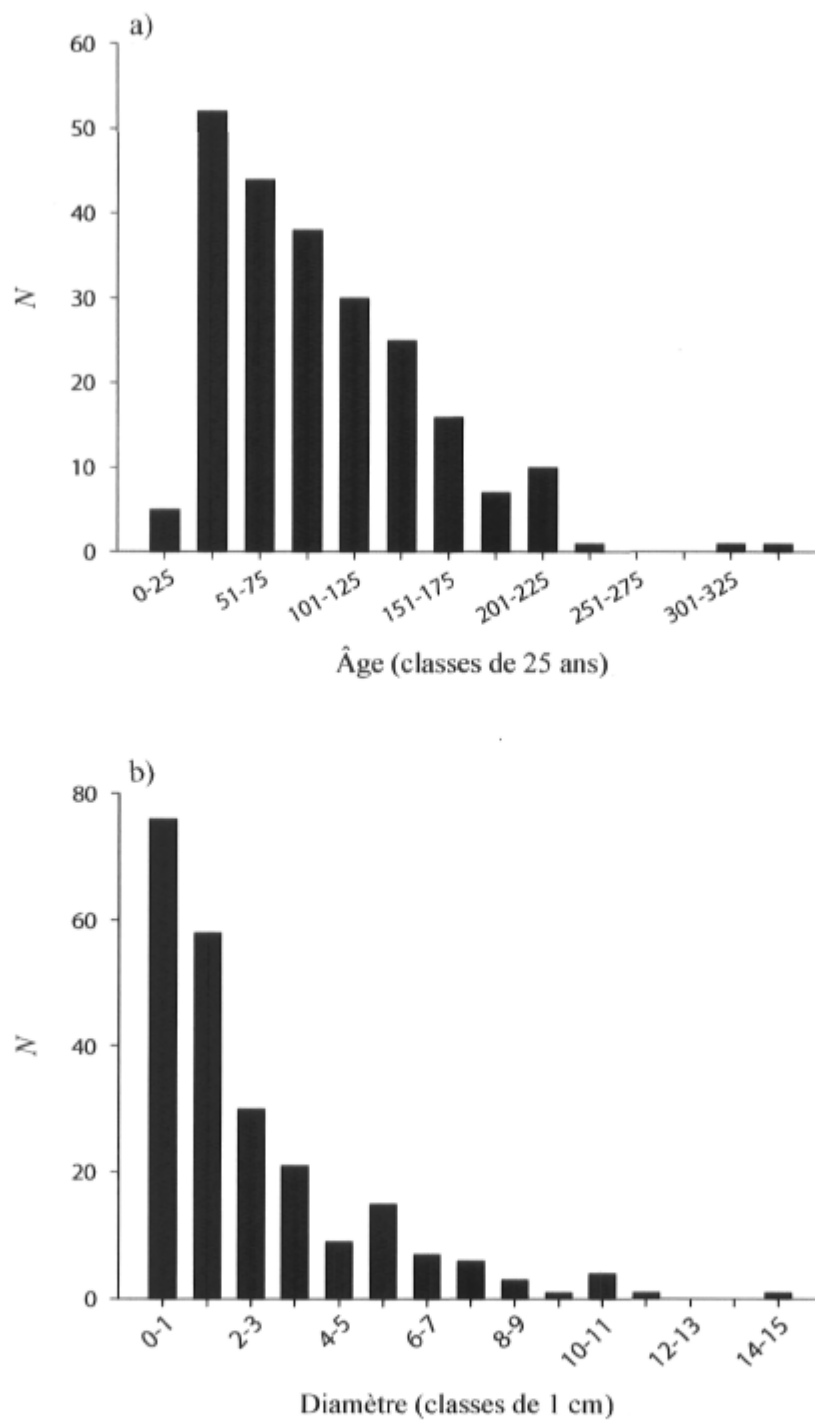


Figure 12. Structure d'âge (a) et structure de taille (b) des épinettes noires du site S1.

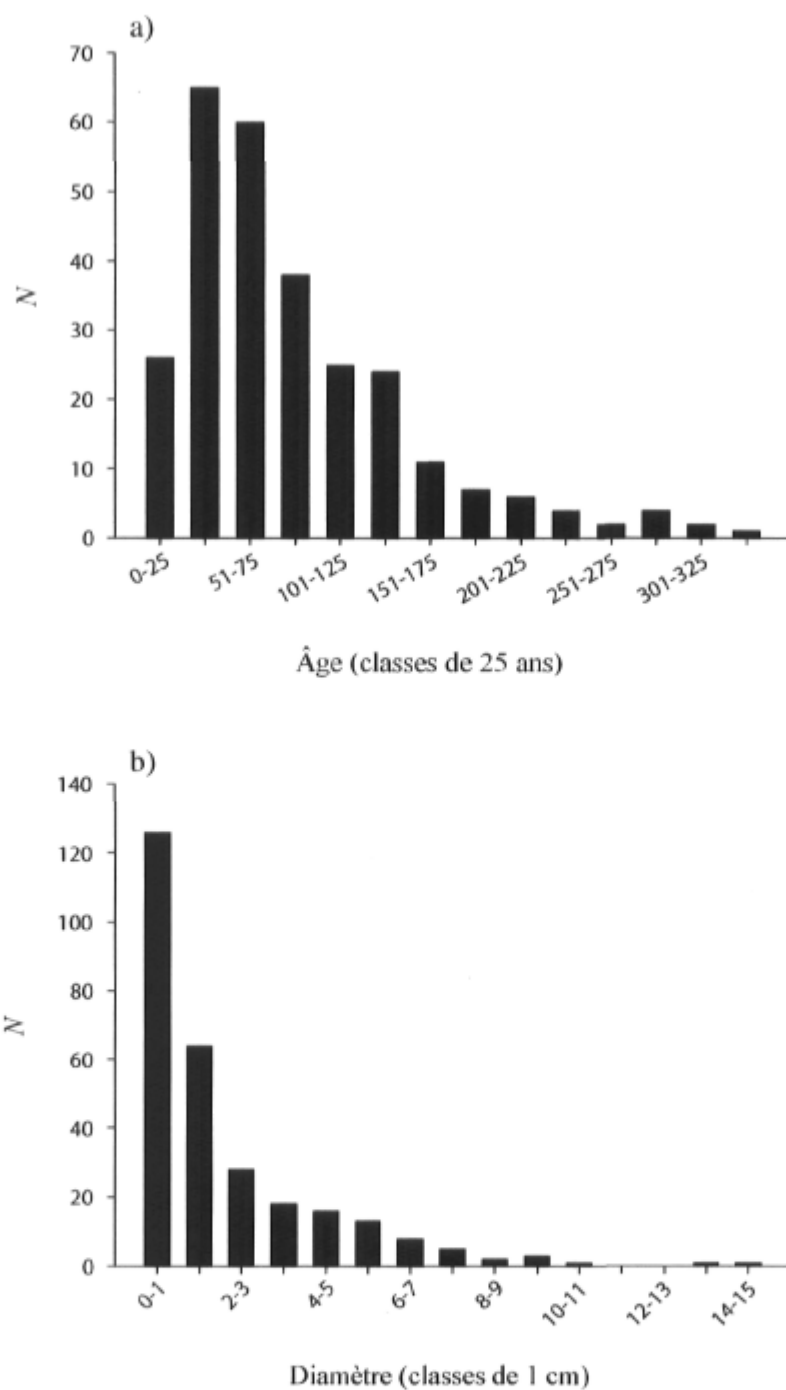


Figure 13. Structure d'âge (a) et structure de taille (b) des épinettes noires du site S2.

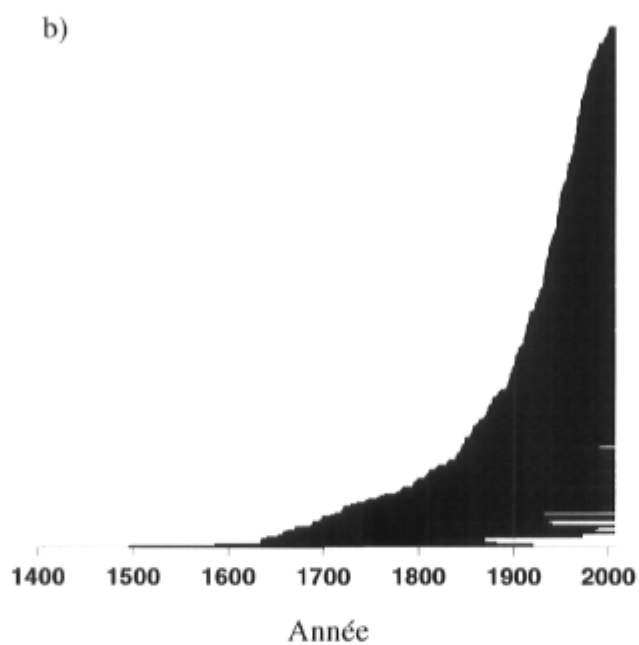
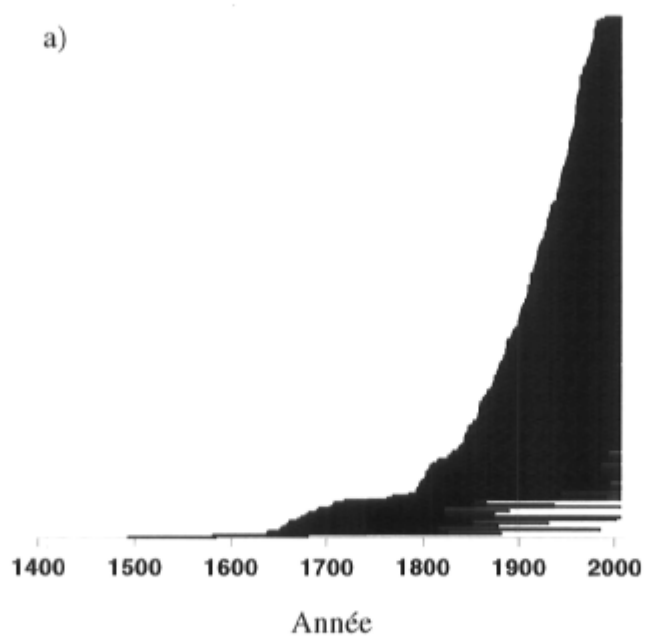


Figure 14. Période de vie des épinettes noires du site S1 (a) et du site S2 (b). Chaque ligne représente la période de vie d'un individu.

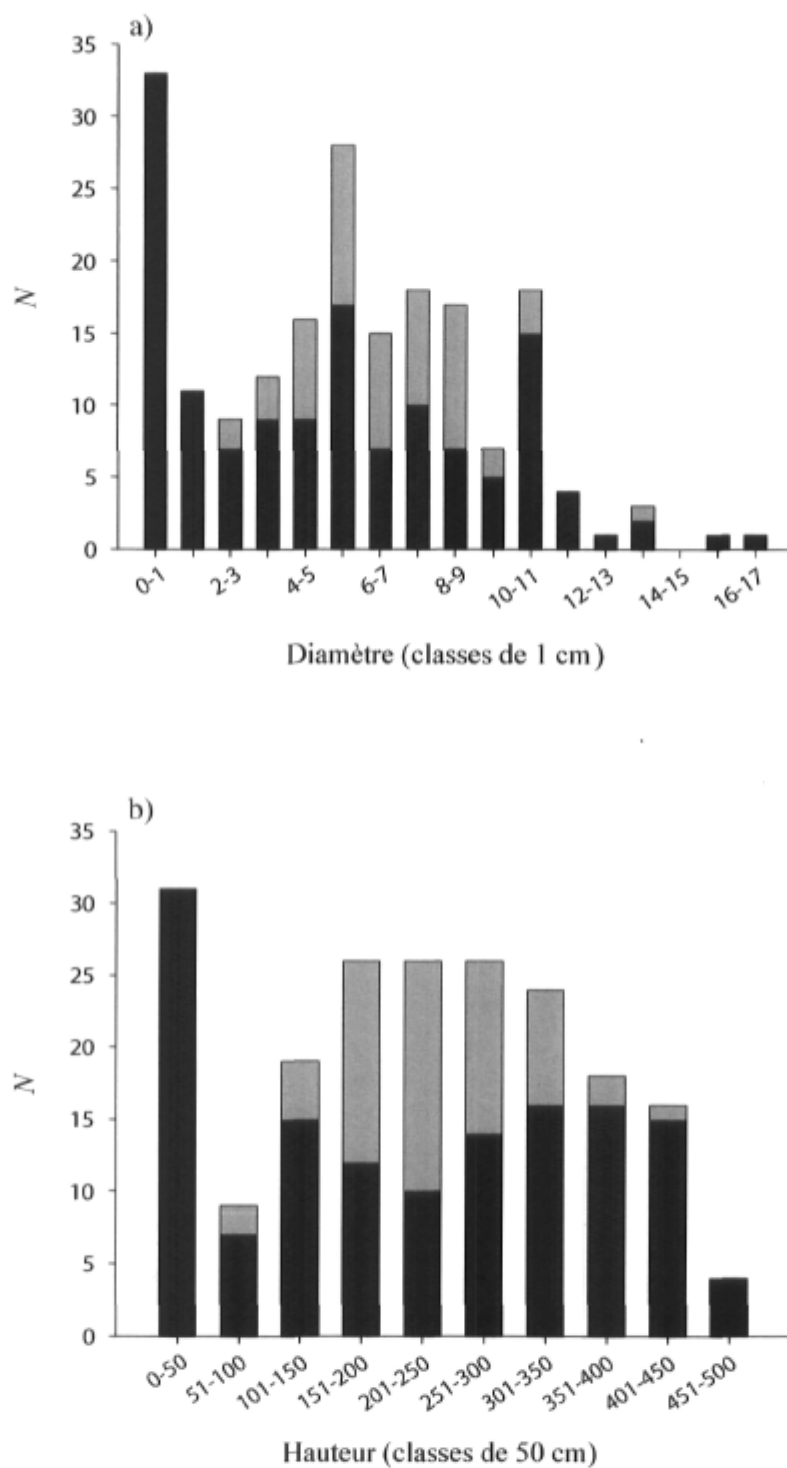


Figure 15. Structures de diamètre (a) et de hauteur (b) des épinettes noires du site S3. Épinettes vivantes en noir et épinettes mortes en gris.



Figure 16. Arbres vivants et arbre mort de la palse du site S3.

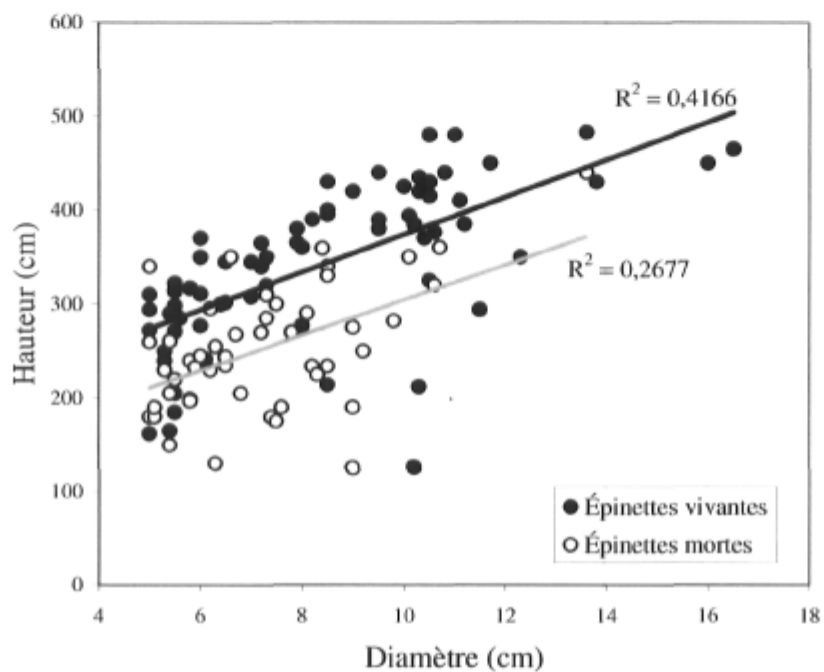


Figure 17. Relation entre la hauteur et le diamètre des épinettes vivantes et des épinettes mortes du site S3. Le trait noir représente la droite de régression des épinettes vivantes, alors que le trait gris représente la droite de régression des épinettes mortes. Les deux droites sont significativement différentes l'une de l'autre ($p < 0,05$).

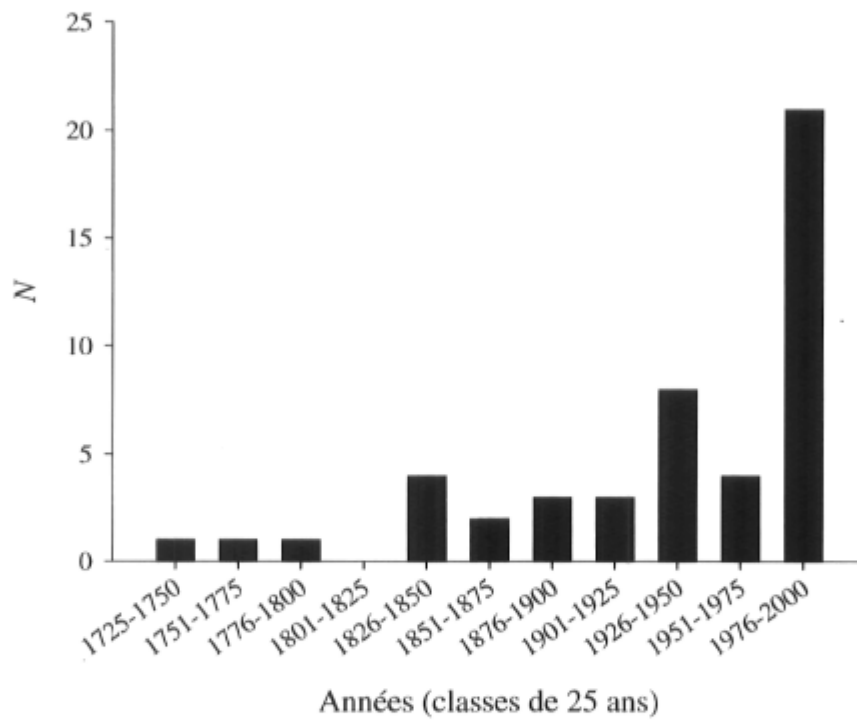


Figure 18. Nombre d'individus morts au cours des 300 dernières années dans le site S3.

Dates d'établissement des épinettes noires

L'âge des plus vieilles tiges d'épinettes échantillonnées dans chaque site correspond à l'âge minimum de la formation des palses (Tableau 3). La période de vie de la plus vieille tige diffère grandement chez les palses qui possèdent un couvert dense composé principalement d'épinettes arborescentes (S1, S2, S3 et S7). En effet, les épinettes des palses des sites S1 et S2 sont plus vieilles que celles des sites S3 et S7, ce qui suppose une date de la formation du pergélisol et de la colonisation par les épinettes plus ancienne dans les sites S1 et S2 que dans les sites S3 et S7.

L'année d'établissement des épinettes des sites à couvert arbustif ouvert (S4, S5, S6, S8 et S9) varie également d'un site à l'autre (Tableau 3). Malgré sa ressemblance physiologique avec les sites S4, S5, S6 et S8, le site S9 renferme un peuplement plus âgé, suggérant une formation plus ancienne de la palse.

Tableau 3. Périodes de vie et âge minimum des plus vieilles tiges d'épinettes noires de chacune des palses étudiées.

Site	Année d'établissement ¹	Année de mortalité ²	Âge minimum
S1	1463	1544	81
S2	1348	1512	164
S3	1554	1644	90
S4	1557	1726	169
S5	1466	1732	266
S6	1546	1660	114
S7-E	1692	1798	106
S7-O	1567	1660	93
S8	1527	1636	109
S9	1322	1436	114

¹ Année d'établissement minimal étant donné la décomposition avancée de la partie basale des tiges

² Année de mortalité maximale étant donné la décomposition de l'écorce et de la partie extérieure des tiges

Formation des pales boisées

La radiodation des échantillons provenant des coupes stratigraphiques effectuées chez les pales boisées a permis d'obtenir l'âge de leur formation. Dans les sites S1 et S2, le passage entre la tourbe de cypéracées et l'humus forestier s'observait clairement, ce qui a facilité l'échantillonnage et la datation au ^{14}C (toutes les dates ^{14}C obtenues ont été transformées en années calendaires ap. J.-C.). La pale du site S1 s'est formée entre les années 652 et 1224, alors que la pale du site S2 s'est formée entre les années 687 et 977 (Tableau 4).

La coupe stratigraphique du site S3 présentait divers horizons de matière organique enfouie qui correspondent à la végétation et au sol présents au moment de la formation de la pale (Figure 19). La datation de ces horizons (échantillons S3-1, S3-2 et S3-3) correspond à l'âge maximum de la formation de la pale. Les dates obtenues pour ces horizons enfouis sont respectivement de 1304-1365 (S3-1) et de 1279-1304 (S3-2 et S3-3) (Tableau 4). La présence de ces trois horizons de matière organique enfouie (Figure 19), datant approximativement de la même période, suggère un renversement du sol lors de la formation de la pale. De ce fait, il est possible que ces échantillons représentent la partie basale de l'horizon organique de surface présent au moment de la formation de la pale. C'est pourquoi une coupe stratigraphique a été effectuée au sommet de la pale afin d'échantillonner la base de la matière organique actuelle. La datation au ^{14}C de cet échantillon (S3-6) correspond à son âge apparent, donc au temps de renouvellement du carbone à cet endroit. En additionnant le temps de renouvellement à la moyenne des dates obtenues pour les autres échantillons (S3-1, S3-2 et S3-3), on obtient la date de la formation de la pale. Étant donné que la plus vieille tige d'épinette date de l'an 1554 et que les arbres se sont installés après la formation de la pale, cette dernière s'est formée avant l'an 1550, soit entre les années 1434 et 1534.

Étant donné que le peuplement d'épinettes noires de la pale S7-E est plus jeune que celui de la pale S7-O, une analyse stratigraphique a été réalisée sur chacune de ces pales. Dans la coupe stratigraphique de la pale S7-E, aucun horizon organique enfoui n'a été observé. Il est donc probable qu'au cours de la formation de la pale, la surface du sol ait été soulevée sans être enfouie. La partie basale de l'horizon organique actuel a été datée à 932-988 cal. BP (962-1018 ap. J.-C.) (Tableau 4), ce qui suggère que la formation de la pale n'a pas causé l'enfouissement

du sol de surface, puisque selon les résultats de l'analyse dendrochronologique, cette dernière s'est formée peu avant l'année 1692 (Tableau 3). Une des coupes stratigraphiques de la palse S7-O renfermait une mince couche de tourbe de cypéracées surmontée par une mince couche de tourbe de sphaignes (Figure 20). Cette tourbe de sphaignes, limitée à cette partie de la palse, indique un site humide avant la formation de la palse. Les échantillons de la partie basale de la tourbe de sphaignes et de la partie sommitale de la tourbe de cypéracées ont permis d'obtenir respectivement l'âge minimum et l'âge maximum de la formation de la palse. Les dates obtenues indiquent que la palse s'est formée entre les années 1217 et 1604 (Tableau 4).

Les palses des sites S4, S5, S6 et S8, recouvertes d'épinettes arbustives, se sont formées au cours du Petit Âge Glaciaire (de 1500 à 1800 ap. J.-C.) (Tableau 4), alors que la palse du site S9 s'est formée entre les années 580 et 1187 (Tableau 4). Toutefois, au site S9, d'autres échantillons (S9-3-06 et S9-4-06) ont été prélevés à l'extérieur du transect d'inventaire. Les dates obtenues pour ces échantillons montrent que le pergélisol s'est formé entre les années 1451 et 1909 (Tableau 4), ce qui suggère que le pergélisol du site S9 s'est formé au cours de deux périodes différentes. Dans le site S5, la palse boisée a été échantillonnée (échantillons S5-1-06 et S5-3-06) en plus d'une palse située à une dizaine de mètres de cette dernière (échantillons S5-4-06 et S5-5-06). Les âges ^{14}C de ces quatre échantillons suggèrent que le pergélisol du site S5 s'est formé graduellement au cours du Petit Âge Glaciaire (Tableau 4).

La perturbation causée par la formation de la palse du site S4 a été de faible amplitude. Seule une coupe stratigraphique effectuée en périphérie de la palse a permis d'observer un horizon organique enfoui. La date ^{14}C de cet horizon correspond à l'âge maximum de la formation de la palse qui se situe entre les années 1733 et 1783 (Tableau 4).

La stratigraphie de la palse du site S6 est particulière. En effet, la tranchée effectuée à la périphérie de la palse a permis de constater que l'ancienne surface s'est repliée sur elle-même au cours de la formation du pergélisol (Figure 21). Ainsi, la matière organique qui se trouve au centre du pli provient de l'ancienne végétation et du sol de surface présents au moment de la formation de la palse. Le centre du pli est constitué de couches de matière organique et de couches de sable. Deux échantillons (S6-1-06 et S6-2-06) de la matière organique du centre du

pli ont été prélevés et datés au ^{14}C . La date la plus récente correspond à l'échantillon prélevé le plus près du centre de plissement. Ainsi, l'âge maximum de la palse se situe entre les années 1449 et 1522 (Tableau 4).

Afin de vérifier si les paises boisées ont été affectées par les feux depuis leur formation, les coupes stratigraphiques de toutes les paises ont été observées. Dans tous les sites d'étude, aucun feu n'a été répertorié depuis la formation de chacune des paises. En fait, seulement 2 sites présentaient un horizon composé de charbon de bois, soit les sites S3 et S4. Les dates ^{14}C de ces charbons de bois sont toutefois antérieures à la date de formation de chacune des paises (Tableau 4).

Tableau 4. Dates ^{14}C des échantillons de tourbe, de matière organique et de charbon provenant des profils stratigraphiques.

No. d'échantillon	No. de laboratoire	No. de laboratoire de l'Université Laval	Matériel daté	Âge ^{14}C (BP)	Âge étalonné (année calendaire) 2 sigmas	Probabilité
S1-2	IsoTrace-TO-12592	-	Humus forestier	900 ± 50	1024-1223	1
S1-1	IsoTrace-TO-12591	-	Tourbe de cypéracées	1290 ± 50	652-829	0,952
S2-2	IsoTrace-TO-12649	-	Humus forestier	1180 ± 50	765-977	0,911
S2-1	IsoTrace-TO-12648	-	Tourbe de cypéracées	1200 ± 50	687-900	0,907
S3-1	UCIAMS-24225	ULGAS-211 ULA-41	Matière organique enfouie	600 ± 15	1304-1365	0,788
S3-2	UCIAMS-24226	ULGAS-213 ULA-42	Matière organique enfouie	675 ± 15	1279-1304	0,699
					1365-1384	0,301
S3-3	UCIAMS-24210	ULGAS-154 ULA-27	Matière organique enfouie	675 ± 15	1279-1304	0,699
					1365-1384	0,301
S3-6	UCIAMS-24209	ULGAS-152 ULA-25	Matière organique	225 ± 15	1781-1798	0,455
					1648-1668	0,515
S3-C	UCIAMS-24207	ULGAS-148 ULA-26	Charbon	1400 ± 15	616-659	1
S4-2-06	UCIAMS-31238	ULGAS-458 ULA-128	Matière organique enfouie	175 ± 15	1733-1783	0,525
S4-C	UCIAMS-24216	ULGAS-177 ULA-30	Charbon	1865 ± 20	82-219	1
S5-1-06	UCIAMS-31335	ULGAS-487 ULA-133	Tourbe de sphaignes	245 ± 15	1644-1665	0,857
S5-3-06	UCIAMS-31336	ULGAS-489 ULA-134	Tourbe de cypéracées	500 ± 15	1412-1439	1
S5-4-06	UCIAMS-31342	ULGAS-501 ULA-142	Tourbe de sphaignes	215 ± 15	1778-1799	0,535
					1650-1674	0,375
S5-5-06	UCIAMS-31341	ULGAS-499 ULA-141	Tourbe de cypéracées	230 ± 15	1647-1668	0,604
					1782-1797	0,384

Tableau 4 (suite). Dates ^{14}C des échantillons de tourbe, de matière organique et de charbon provenant des profils stratigraphiques.

No. d'échantillon	No. de laboratoire	No. de laboratoire de l'Université Laval	Matériel daté	Âge ^{14}C (BP)	Âge étalonné (année calendaire) 2 sigmas	Probabilité
S6-1-06	UCIAMS-31347	ULGAS-515 ULA-148	Matière organique enfouie	770 ± 15	1225-1275	1
S6-2-06	UCIAMS-31348	ULGAS-518 ULA-149	Matière organique enfouie	375 ± 20	1449-1522	0,71
S7-E-06	UCIAMS-31346	ULGAS-513 ULA-147	Matière organique	1070 ± 15	962-1018	0,83
S7-O-1-06	UCIAMS-31352	ULGAS-543 ULA-153	Tourbe de sphaignes	335 ± 15	1537-1604	0,506
					1485-1532	0,294
S7-O-2-06	UCIAMS-31353	ULGAS-545 ULA-154	Tourbe de cypéracées	800 ± 15	1217-1264	1
S8-1-06	UCIAMS-31354	ULGAS-549 ULA-155	Humus forestier	145 ± 20	1720-1780	0,336
					1832-1883	0,188
S8-3-06	UCIAMS-31358	ULGAS-557 ULA-161	Tourbe de cypéracées	510 ± 15	1409-1436	1
S9-1*	ULAVAL	UL-3059	Humus forestier	1000 ± 70	893-1187	0,994
S9-2*	ULAVAL	UL-3061	Tourbe de cypéracées	1320 ± 80	580-890	1
S9-3-06	UCIAMS-31453	ULGAS-570 ULA-169	Humus forestier	45 ± 15	1890-1909	0,667
S9-4-06	UCIAMS-31362	ULGAS-567 ULA-168	Tourbe de cypéracées	375 ± 15	1451-1518	0,761

Les échantillons avec une * ont été datés par la méthode conventionnelle; tous les autres ont été datés par la méthode AMS.

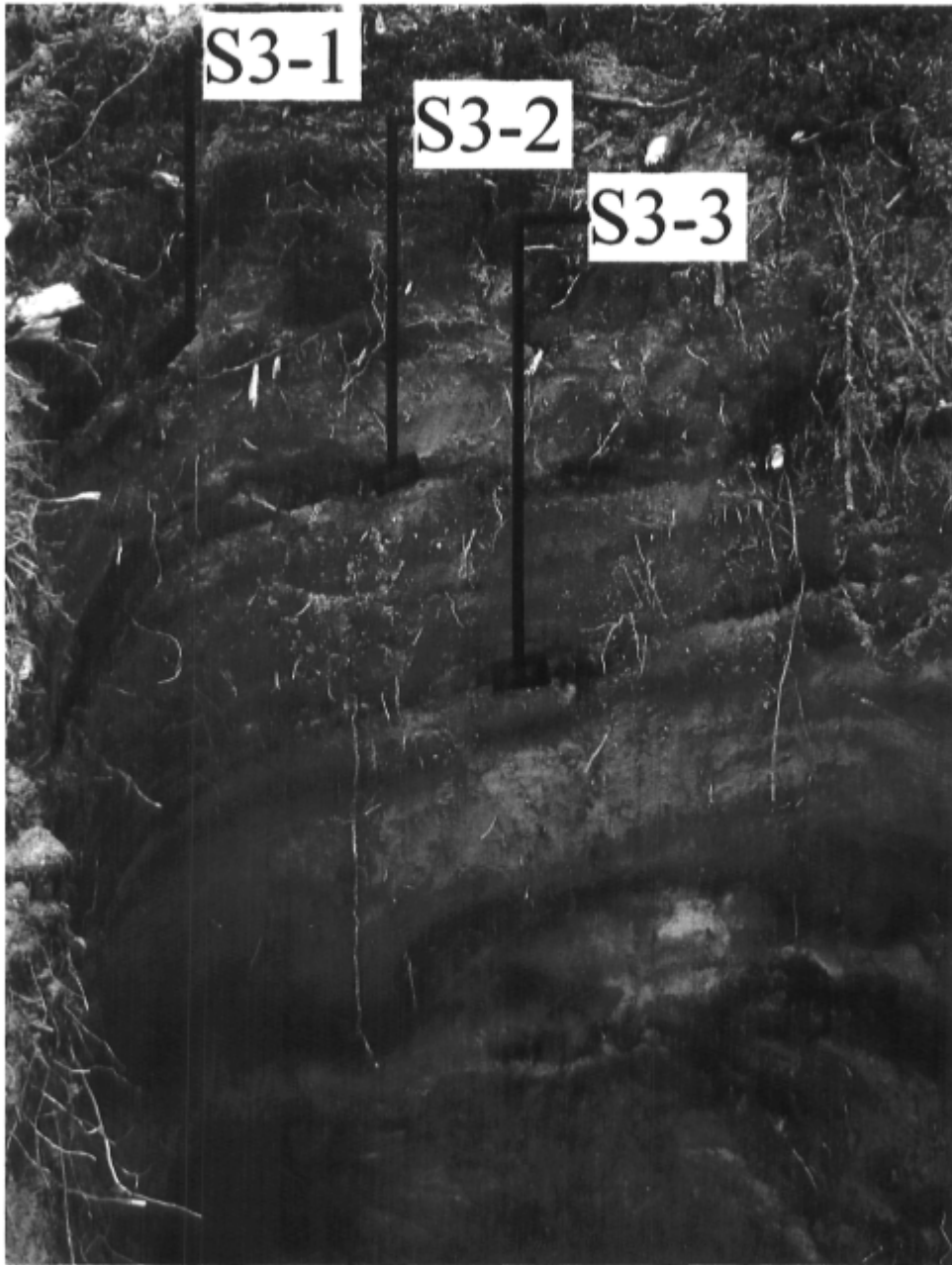


Figure 19. Coupe stratigraphique de la pale du site S3. Emplacement des échantillons S3-1, S3-2 et S3-3.

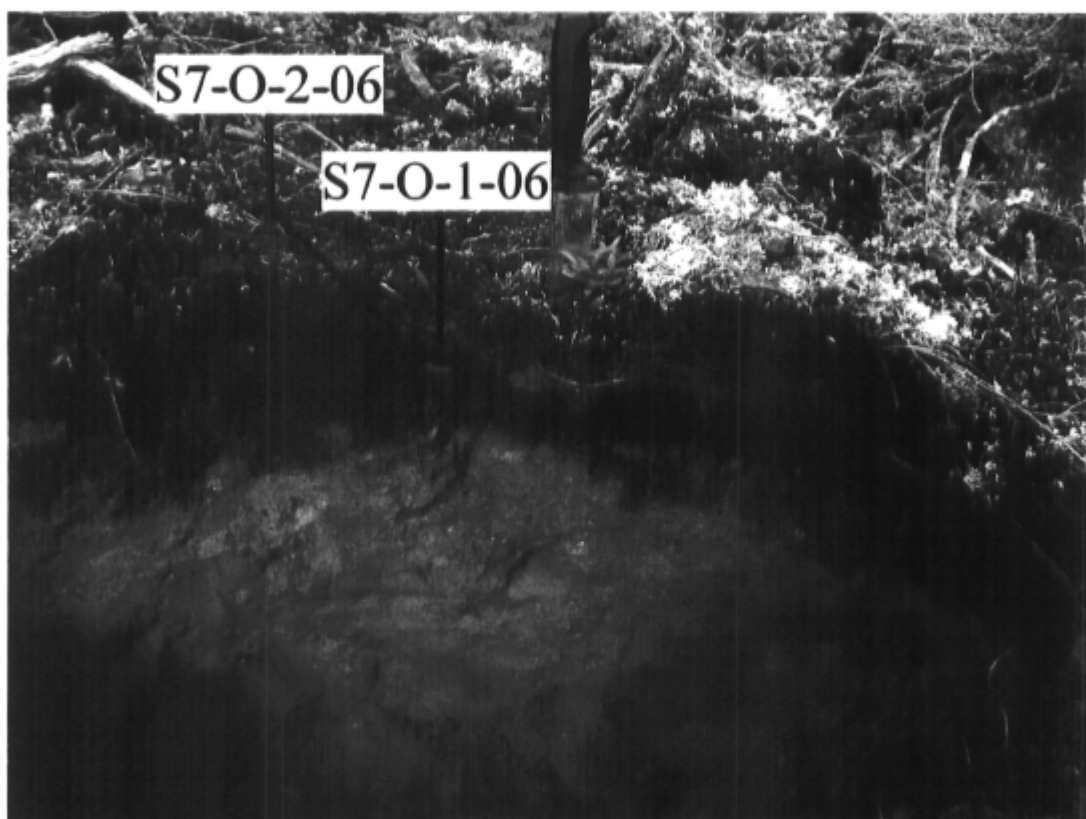


Figure 20. Coupe stratigraphique de la palse S7-O. Emplacement des échantillons S7-O-1-06 et S7-O-2-06.



Figure 21. Coupe stratigraphique de la palse du site S6. Les couches indiquées par la même couleur représentent le même horizon replié. La partie en jaune indique l'horizon C, la partie en bleu l'horizon B, la partie en vert l'horizon Ae autrefois présent en dessous de l'ancienne végétation de surface (ancienne tourbière), la partie en rouge la tourbe de l'ancienne tourbière et la partie en violet la surface de l'ancienne tourbière (centre du pli). Les échantillons S6-1-06 et S6-2-06 ont été prélevés au centre de la partie en violet. La classification des horizons de sol est basée sur le système canadien de classification des sols (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002).

Discussion

En Amérique du Nord, seuls Zoltai et Tarnocai (1971) ont réalisé une étude portant spécifiquement sur les palses boisées. Toutefois, ces derniers n'ont pas daté la formation de ces palses. Aucune palse boisée n'a été répertoriée dans le nord du continent européen, étant donné que les palses se situent principalement au nord de la limite des arbres (Luoto *et al.* 2004). Notre étude est donc la première qui aborde l'origine et la structure des palses boisées. L'interdatation des tiges d'épinettes et la radiodation au ^{14}C de la tourbe de surface et de la matière organique enfouie ont permis d'obtenir des dates précises de la formation des palses boisées. De plus, la présence d'un peuplement forestier qui stabilise le sol et en empêche l'érosion a permis la datation des différentes couches stratigraphiques d'origine.

L'influence des arbres à la surface d'une palse dépend de leur densité (Payette *et al.* 1976, Allard et Séguin 1987b, Payette 2001). Selon les résultats obtenus dans cette étude, il semble que dans la région de la rivière Boniface, les palses présentant les plus fortes densités de tiges arborescentes sont celles où l'on trouve les couvertures nivales les plus épaisses. En effet, une épaisseur de neige moyenne de plus d'un mètre a été inférée à la surface des palses couvertes par les peuplements arborescents les plus denses. Selon Nicholson et Granberg (1973), le pergélisol de la région de Schefferville se maintient dans les sites où l'épaisseur de neige ne dépasse pas 75 cm. Nos résultats indiquent plutôt que le pergélisol des buttes occupées par un couvert forestier relativement dense peut survivre sous plus d'un mètre de neige, étant donné la position plus nordique de la région d'étude. Les palses boisées de la région de la rivière Boniface sont donc des écosystèmes uniques où la forêt exerce un effet significatif sur les conditions hydriques et thermiques qui influencent l'évolution du pergélisol.

Dates de formation des palses boisées

Dans le nord-est de l'Amérique du Nord, la répartition du pergélisol a atteint son maximum au cours du Petit Âge Glaciaire (Payette 2001). Les dates de formation des palses boisées obtenues (Tableau 5) s'insèrent dans deux périodes principales d'expansion du pergélisol. Les palses des sites S1, S2 et S9 se sont formées entre les années 750 et 1000, alors que les palses des autres sites se sont principalement formées au cours du XVI^e siècle (Tableau 5). Ces périodes sont

associées aux refroidissements climatiques survenus au Québec subarctique entre 1500 et 1000 ans BP et durant le Petit Âge Glaciaire (Couillard et Payette 1985, Allard *et al.* 1986, Allard et Séguin 1987a, 1987b, Payette 2001). De plus, dans la région de la rivière Boniface, les années 750 à 1000 et les XVI^e et XVII^e siècles correspondent à des périodes de bas niveau d'eau (Payette et Delwaide 1991, 2000, 2004) suggérant des conditions plus sèches caractérisées par une plus faible accumulation de neige.

Tableau 5. Dates de la formation des palses boisées basées sur les années d'établissement des épinettes et des dates ¹⁴C des échantillons de tourbe et de matière organique. Toutes les dates sont présentées en année calendaire.

Type de peuplement	Site	Date d'établissement des épinettes noires	Date au radiocarbone maximum	Date au radiocarbone minimum	Date estimée de la formation des palses
Arborescent dense	S1	1463	750	1050	750-1000
	S2	1348	750	850	750-850
	S3	1554	1500	-	1500-1550
	S7-E	1692	-	-	1500-1700
	S7-O	1567	1225	1625	1400-1550
Arbustif ouvert	S4	1557	1750	-	1500-1550
	S5	1466	1425	1650	1400-1450
	S6	1546	1475	-	1475-1550
	S8	1527	1425	1750	1425-1525
	S9	1322	750	1050	750-1000

Palses à peuplement arborescent dense

Chez les palses des sites S1 et S2, les peuplements forestiers sont anciens. Selon Oliver et Larson (1996), une forêt ancienne est généralement composée d'individus de tous les âges et caractérisée par des structures de taille et d'âge montrant une courbe en J inversé. Étant donné la

décomposition des tiges d'épinettes, même si les plus vieilles tiges datent du XIV^e et XV^e siècle, il est probable que les épinettes ont colonisé les palses immédiatement après leur formation. À l'époque de la formation de ces palses, lorsque le climat de la région de la rivière Boniface permettait une régénération de l'épinette noire (Payette *et al.* 2007), les milieux avoisinant les buttes en formation étaient couverts de forêts. Les arbres ont donc rapidement colonisé les nouveaux sites propices à l'établissement de la forêt. À cet égard, les palses boisées des sites S1 et S2 constituent des écosystèmes rares où la forêt et le pergélisol coexistent et survivent depuis plus d'un millénaire.

La croissance d'un peuplement forestier est grandement influencée par son degré d'exposition. Dans la région de la rivière Boniface, l'exposition au vent est un facteur important modelant la physiologie des épinettes (Lavoie et Payette 1992). La différence de hauteur entre les épinettes noires adultes des sites S1 et S2 est probablement due à l'exposition plus importante du site S2. Ainsi, les épinettes du site S2 sont davantage affectées par les grands vents sévissant dans la région et ont une croissance en hauteur plus limitée que celles du site S1. Dans le site S3, la hauteur des épinettes est de loin supérieure à celles des sites S1 et S2. Cette différence s'explique par un degré d'exposition plus faible et par l'âge du peuplement forestier du site S3.

Les caractéristiques du peuplement d'épinettes noires du site S3 indiquent qu'il y a eu une forte colonisation suite à la formation de la palse (Figure 15). Sur la photo de la figure 22, qui a été prise près du sommet de la palse, on n'y observe aucune marcotte. La première cohorte d'un peuplement a généralement tendance à se densifier à un point tel où la compétition intraspécifique devient très intense et où le recrutement devient pratiquement nul (Oliver 1981, Oliver et Larson 1996). Ainsi, il semble que la densification survenue suite à la colonisation du site ait empêché l'établissement de nouveaux individus. Le peuplement du site S3 provient donc de la première cohorte installée sur la palse nouvellement formée. Ce peuplement serait au stade d'exclusion (Oliver 1981, Oliver et Larson 1996). La présence marquée de petites marcottes (<2 cm de diamètre) (Figure 15) s'explique en grande partie par la position du quadrat d'inventaire. En effet, une partie du quadrat se situe en bordure de la palse, où la lumière pénètre jusqu'au sol étant donné la faible densité en épinettes sur la pente abrupte en périphérie du quadrat. La compétition intraspécifique survenue suite à la densification du peuplement du site S3 est

probablement responsable de la forte mortalité survenue au cours du XX^e siècle (Figure 18). Le changement de forme de croissance observé chez les individus du site S3 (Figure 16) est probablement redevable au réchauffement climatique du XX^e siècle. Tout comme l'ont démontré Lavoie et Payette (1992), le réchauffement du climat survenu au cours du XX^e siècle a favorisé la croissance des arbres de la région de la rivière Boniface. Cette transition, passant de la forme arbustive à la forme arborescente, également notée chez l'épinette blanche le long de la Baie d'Hudson, est une conséquence d'étés et d'hivers plus cléments et humides observés depuis la fin du XIX^e siècle (Payette et al. 1985, Lescop-Sinclair et Payette 1995). De plus, la densification du site S3 a diminué l'exposition nivéo-éolienne, ce qui a facilité la croissance des arbres dominants. Le développement de peuplements forestiers assure une certaine protection contre le vent et permet l'accumulation d'un couvert de neige plus important, laquelle facilite la croissance des épinettes, ce qui leur permet d'avoir une croissance normale et un port symétrique en forêt (Payette et Filion 1985).

Toutefois, les peuplements forestiers des sites S3 et S7 se sont installés au cours du Petit Âge Glaciaire, suite au soulèvement des paises. Ceci s'explique par une régénération végétative et par un microclimat plus clément. Ces sites sont entourés de collines qui les protègent et les isolent des conditions d'exposition. De plus, les paises des sites S3 et S7 sont ceinturées d'une forêt dense. Les conditions plus sèches engendrées par la formation de ces paises ont donc permis aux épinettes, de coloniser ces nouveaux milieux via la reproduction asexuée.

Les paises du site S7 sont de jeunes paises présentant des signes de dégradation avancée. La faible occurrence de pergélisol (Figure 8 et 9) et la présence d'arbres récemment tombés au sol ou sur le point de tomber (Figure 23) indiquent que ces paises sont en dégradation depuis peu de temps. En effet, la présence d'arbres vivants et d'arbres morts récemment indique un effondrement récent du sol causé par la fonte du pergélisol. Seules les paises du site S7 comportent des signes de dégradation avancée.



Figure 22. Photo prise près du sommet de la palse du site S3 où l'on n'observe aucune marcotte.

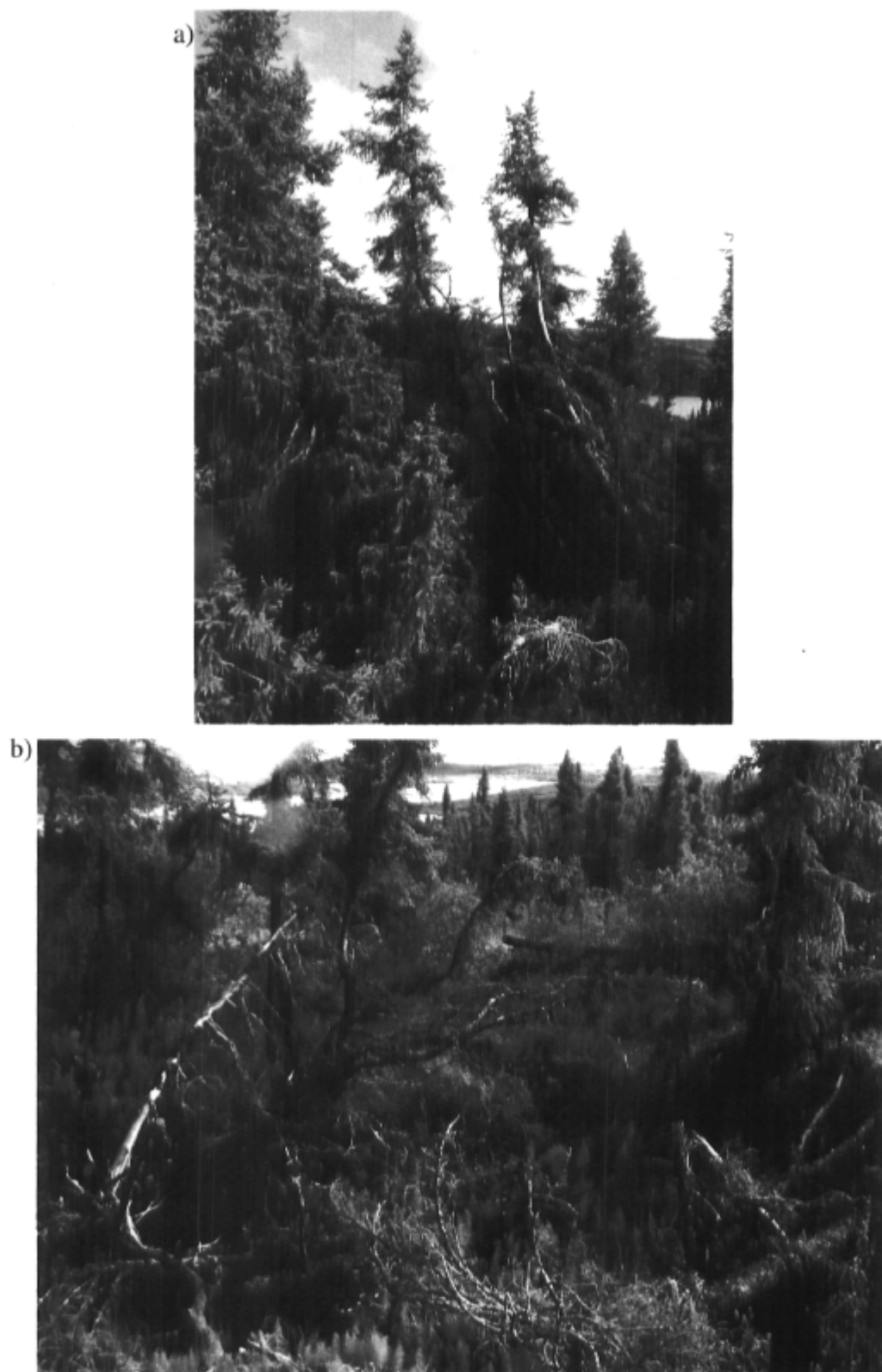


Figure 23. Arbres vivants en position oblique (a) et arbres morts récemment au sol (b), site S7.

Palses à peuplement arbustif ouvert

Selon les résultats ^{14}C obtenus pour le site S4, la palse se serait formée très récemment (au cours du XVIII^e siècle). Par contre, la présence de tiges d'épinettes mortes datant du XVI^e siècle à la surface de la palse suggère que cette dernière a été formée avant ou au cours de ce siècle. Étant donné que l'échantillonnage de la matière organique a été effectué en périphérie de la palse et que les tiges mortes ont été échantillonnées à la surface de celle-ci, il est possible que l'écart entre les données dendrochronologiques et stratigraphiques soit dû à la vitesse de la formation de la palse. En effet, il est probable que son centre se soit formé il y a plus de 400 ans et que sa périphérie se soit formée au cours des deux derniers siècles. Selon Weidong et Allard (1995), le soulèvement gélocal peut induire la formation d'une palse en l'espace d'une soixantaine d'années. Toutefois, après ce stade initial, la palse continue de croître jusqu'à un stade « quasi-stationnaire » atteint en 150 à 200 ans. Étant donné que la palse du site S4 est petite, il est également possible que la formation de cette dernière n'ait pas causé de perturbation suffisamment grande et que les arbres préalablement installés sur le site n'aient pas été influencés par ce changement. Ainsi, deux hypothèses sur l'époque de la formation de cette palse sont à considérer : (1) elle s'est formée de façon graduelle à partir du XVI^e jusqu'au XVIII^e siècle ou (2) elle s'est formée au XVIII^e siècle sans influencer les arbres déjà présents sur le site. La première hypothèse est appuyée par les données ^{14}C du site S5, indiquant que le pergélisol de ce site s'est formé de façon graduelle au cours du Petit Âge Glaciaire. De plus, la palse du site S4 se situe tout près du niveau de la rivière. Selon Payette et Delwaide (2000), le début du Petit Âge Glaciaire fut une période de bas niveau d'eau de la rivière Boniface, ce qui aurait permis la formation de plusieurs palses minérales, maintenant dégradées dues à la hausse du niveau de la rivière, situées dans le lit de la rivière à proximité de celle du site S4.

La végétation et la topographie des sites S8 et S9 sont semblables. Toutefois, la palse boisée du site S9 est plus ancienne que celle du site S8. En fait, la palse du site S9 est aussi ancienne que celles des sites S1 et S2 qui possèdent à leur surface des peuplements arborescents relativement dense. Pourquoi le peuplement d'épinettes noires ne s'est-il pas développé davantage à la surface de la palse du site S9? L'altitude et l'exposition du site en sont probablement les causes. Dans les milieux très exposés (comme le site S9), l'érosion nivéo-éolienne à l'interface neige-air provoque la dégradation du feuillage et la mortalité des bourgeons situés au dessus du niveau de

neige (Hadley et Smith 1986, 1989, Arseneault et Payette 1997a). Ainsi, les épinettes du site S9 ont constamment été perturbées par les conditions arides sévissant dans les milieux fortement exposés de la région et ne sont jamais parvenues à se développer davantage.

Conclusion

Les paises boisées de la région de la rivière Boniface se sont formées au cours de deux périodes différentes. Les plus anciennes se sont formées entre les années 750 et 1000 ap. J.-C., alors que les plus récentes se sont principalement formées au cours du XVI^e siècle. Ces deux périodes sont caractérisées par un climat froid et sec où les hivers étaient probablement plus rigoureux et les précipitations réduites (Payette et Delwaide 1991, 2000, 2004). L'époque de formation, le climat, la présence de forêt à proximité et le degré d'exposition des paises boisées semblent être les principaux facteurs ayant influencé la physionomie des peuplements forestiers qui les occupent.

Quatre types de paise boisée ont été documentés : les paises couvertes d'un peuplement arborescent dense (1) ancien et (2) relativement récent, formées respectivement entre les années 750 et 1000 et au cours du Petit Âge Glaciaire, et les paises couvertes d'un peuplement arbustif ouvert formées (3) entre les années 750 et 1000 et (4) au cours des derniers siècles. Dans tous les sites d'étude, aucun feu n'a été répertorié depuis la formation de chacune des paises. Ainsi, les paises boisées de la région d'étude sont des écosystèmes qui ont été épargnés par les feux.

Les paises couvertes d'un peuplement arborescent dense représentent des écosystèmes pergélisolés uniques. Il semble qu'un peuplement forestier puisse se développer et survivre à la surface des paises. Ces paises se sont maintenues sous ces conditions pendant plus d'un millénaire. La forêt exerce un effet marqué sur les conditions nivales, hydriques et thermiques permettant au pergélisol de survivre sous un épais couvert de neige.

Une étude portant sur la dynamique de la forêt en relation avec l'épaisseur de la couverture nivale et les conditions hydriques et thermiques permettrait de mieux comprendre l'influence du couvert forestier sur l'évolution du pergélisol. Dans le contexte des changements climatiques actuels, où le pergélisol est en régression dans l'ensemble de l'Hémisphère Nord (Séguin et Allard 1984, Zoltai 1993, Laberge et Payette 1995, Matthews *et al.* 1997, Zuidhoff et Kolstrup 2000, Payette *et al.* 2004), une connaissance plus approfondie de la relation entre la forêt et le pergélisol est essentielle. L'étude des paises boisées de la région de la Baie de James (Dionne

1978), où la densité forestière est supérieure et où le pergélisol est plus fragile, permettrait de mieux comprendre cette relation.

Bibliographie

- Åhman, R. 1976. The structure and morphology of minerogenic palsas in northern Norway. *Biuletyn Peryglacjalny* 26:25-31.
- Allard, M., Séguin, M.K. et Lévesque, R. 1986. Palsas and mineral permafrost mounds in northern Québec. pp. 285-309 *in* *International Geomorphology, Part II*. Gardiner, V. (éd.). London.
- Allard, M. et Séguin, M.K. 1987a. Le pergélisol au Québec nordique: bilan et perspectives. *Géographie physique et Quaternaire* 41:141-152.
- Allard, M. et Séguin, M.K. 1987b. The Holocene evolution of permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (northern Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences* 24:2206-2222.
- Allard, M., Caron, S. et Bégin, Y. 1996. Climatic and ecological controls on ice segregation and thermokarst: the case history of a permafrost plateau in northern Québec. *Permafrost and Periglacial Processes* 7:207-227.
- Allard, M. et Rousseau, L. 1999. The internal structure of a palsa and a peat plateau in the rivière Boniface region, Québec: inference on the formation of ice segregation mounds. *Géographie physique et Quaternaire* 53:373-387.
- Arsenault, D. 1996. Analyse dendroécologique des macrorestes ligneux des tourbières subarctiques. Thèse de doctorat. Université Laval, Québec.
- Arseneault, D. et Payette, S. 1997a. Landscape change following deforestation at the arctic tree line in Québec, Canada. *Ecology* 78:693-706.

- Arseneault, D. et Payette, S. 1997b. Reconstruction of millennial forest dynamics from tree remains in a subarctic tree line peatland. *Ecology* 78:1873-1883.
- Arseneault, D. et Payette, S. 1998. Chronologie des cernes pâles de l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) BSP.) au Québec subarctique : de 706 à 1625 ap. J.-C. *Géographie physique et Quaternaire* 52:219-226.
- Beilman, D.W. 2001. Plant community and diversity change due to localized permafrost dynamics in bogs of western Canada. *Canadian Journal of Botany* 79:983-993.
- Brown, R.J.E. 1968. Occurrence of permafrost in Canadian peatlands. *Proceedings of the 3rd International Peat Congress, Québec*. 174-181.
- Brown, R.J.E. 1977. Muskeg and permafrost. pp. 148-163 *in* Muskeg and the Northern Environment in Canada. Radforth, N.W. & Brawner, C.O. (éd.). Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada. University of Toronto Press, Toronto, Ontario.
- Couillard, L. et Payette, S. 1985. Évolution récente d'une tourbière à pergélisol (Québec nordique). *Canadian Journal of Botany* 63:1104-1121.
- Damman, A.W.H. 1979. Distribution and movement of elements in ombrotrophic peat bogs. *Oikos* 30:480-495.
- Dionne, J. C. 1978. Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire* 32:187-247.
- Environnement Canada. 2006. Normales climatiques.
http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals/index_f.html

- Filion, L. et Payette, S. 1986. La formation des cernes pâles chez l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) BSP.) à la limite latitudinale des forêts (Québec nordique). *Naturalia Monspeliensia – Colloque international sur l'Arbre*: 29-33.
- Filion, L., Payette, S., Gauthier, L. et Boutin, Y. 1986. Light rings in subarctic conifers as a dendrochronological tool. *Quaternary Research* 26:272-279.
- Glaser, P. 1987. The ecology of patterned boreal peatlands of northern Minnesota: a community profile. U.S. Fish and Wildlife Service. Biological Report 85, Washington D.C.
- Groupe de travail sur la classification des sols. 2002. Le système canadien de classification des sols (3^e édition). Agriculture et Agroalimentaire Canada, Publication 1646, Ottawa, Ontario.
- Hadley, J.L. et Smith, W.K. 1986. Wind effects on needles of timberline conifers: seasonal influence on mortality. *Ecology* 67:12-19.
- Hadley, J.L. et Smith, W.K. 1989. Wind erosion of leaf surface wax in alpine timberline conifers. *Arctic and Alpine Research* 21:392-398.
- Laberge, M.-J. et Payette, S. 1995. Long-term monitoring of permafrost change in a palsa peatland in northern Quebec, Canada: 1983-1993. *Arctic and Alpine Research* 27:167-171.
- Lagarec, D. 1980. Étude géomorphologique de paises et autres buttes cryogènes en Hudsonie, Nouveau-Québec. Thèse de doctorat. Université Laval, Ste-Foy, Québec.
- Lagarec, D. 1982. Cryogenic mounds as indicators of permafrost conditions, northern Québec. pp. 43-48 *in* Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference. French, H.M. (éd.). Comité associé de recherches géotechniques, Conseil national de recherches du Canada. Ottawa, Ontario.

- Lavoie, C. et Payette, S. 1992. Black spruce growth forms as a record of a changing winter environment at treeline, Québec, Canada. *Arctic and Alpine Research* 24:40-49.
- Lescop-Sinclair, K. et Payette, S. 1995. Recent advance of the arctic treeline along the eastern coast of Hudson Bay. *Journal of Ecology* 83:929-936.
- Luoto, M., Heikkinen, R.K. et Carter, T.R. 2004. Loss of palsa mires in Europe and biological consequences. *Environmental Conservation* 31:30-37.
- Matthews, J.A., Dahl, S.-O., Berrisford, M.S., Nesje, A. 1997. Cyclic development and thermokarstic degradation of palsas in the mid-alpine zone at Leipullan, Dovrefjell, southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 8:107-122.
- Mueller-Dombois, D. et Ellenberg, H. 1974. *Aims and methods of vegetation ecology*. John Wiley & Sons, New York, USA. 570 pp.
- Nicholson, F.H. et Granberg, H.B. 1973. Permafrost and snowcover relationships near Schefferville. pp. 151-158 *in* North American Contribution to the Second International Permafrost Conference. Washington, D.C.
- Oliver, C.D. 1981. Forest development in North America following major disturbances. *Forest Ecology and Management* 3:153-168.
- Oliver, C. D. et Larson, B. C. 1996. *Forest stand dynamics*. John Wiley & Sons, New York, USA. 520 pp.
- Payette, S., Samson, H. et Lagarec, D. 1976. The evolution of permafrost in the taiga and in the forest-tundra, western Québec-Labrador Peninsula. *Canadian Journal of Forest Research* 6:203-220.

- Payette, S. 1983. The forest-tundra and present tree-lines of the northern Québec-Labrador Peninsula. *Nordicana* 47:3-23.
- Payette, S., Filion, L., Gauthier, L. et Boutin, Y. 1985. Secular climate change in old-growth tree-line vegetation of northern Québec. *Nature* 315:135-138.
- Payette, S. et Filion, L. 1985. White spruce expansion at the tree-line and recent climatic change. *Canadian Journal of Forest Research* 15:241-251.
- Payette, S. et Delwaide, A. 1991. Variations séculaires du niveau d'eau dans le bassin de la rivière Boniface (Québec nordique): une analyse dendroécologique. *Géographie physique et Quaternaire* 45:59-67.
- Payette, S. et Delwaide, A. 2000. Recent permafrost dynamics in a subarctic floodplain associated with changing water levels, Quebec, Canada. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 32:316-323.
- Payette, S. 2001. Les processus et les formes périglaciaires. pp. 199-239 *in* *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Payette, S. & Rochefort, L. (éd.). Les Presses de l'Université Laval, Québec.
- Payette, S., Delwaide, A., Caccianiga, M. et Beauchemin, M. 2004. Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years. *Geophysical Research Letters* 31:1-4.
- Payette, S. et Delwaide, A. 2004. Dynamics of subarctic wetland forests over the past 1500 years. *Ecological Monographs* 74:373-391.
- Payette, S., Filion, L. et Delwaide, A. 2007. Spatially explicit fire-climate history of the boreal forest-tundra (eastern Canada) over the last 2,000 years. *Philosophical Transactions of the Royal Society. B. Biological Sciences*. Sous presse.

- Pissart, A. 1985. Pingos et palses : un essai de synthèse des connaissances actuelles. *Inter-Nord* 17:21-32.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., et Weyhenmeyer, C.E. 2004. IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0-26 ka cal BP. *Radiocarbon* 46:1029-1058.
- Roche, Y. et Allard, M. 1996. L'enneigement et la dynamique du pergélisol: l'exemple du Déroit de Manitousuk, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire* 50:377-393.
- Samson, H. 1975. Évolution du pergélisol en milieu tourbeux en relation avec le dynamisme de la végétation, Golfe de Richmond, Nouveau-Québec. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Sainte-Foy.
- Séguin, M.K. et Allard, M. 1984. La répartition du pergélisol dans la région du déroit de Manitousuk, côte est de la mer d'Hudson, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 21:354-364.
- Seppälä, M. 1982. An experimental study of the formation of palsas. *Comptes rendus de la quatrième conférence canadienne sur le pergélisol. Conseil National de Recherche du Canada*:36-42.
- Seppälä, M. 1986. The origin of palsas. *Geografiska Annaler* 68 A:141-147.
- Seppälä, M. 1988. Palsas and related forms. pp. 247-278 *in* *Advances in Periglacial Geomorphology*. Clark, M.J. (éd.). John Wiley & Sons, Department of Geography, University of Helsinki.

- Seppälä, M. 1990. Depth of snow and frost on a palsa mire, Finnish Lapland. *Geografiska Annaler* 72 A:191-201.
- Seppälä, M. 1994. Snow depth controls palsa growth. *Permafrost and Periglacial Processes* 9:367-373.
- StatSoft. 2005. *Statistica base et Statistica advanced linear/non-linear models*. Tulsa, Oklahoma.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J. 1993. Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon program. *Radiocarbon* 35:215-230.
- Tamocai, C. 1978. Genesis of organic soils in Manitoba and the Northwest Territories. pp. 453-470 *in* Quaternary Soils. Mahaney, W.C. (éd.). Geo Abstracts, Norwich.
- Vallée, S. 2004. Influence du pergélisol sur la dynamique des écosystèmes riverains. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec.
- Viereck, L.A. 1965. Relationship of white spruce to lenses of perennially frozen ground. Mount McKinley National Park, Alaska. *Arctic* 18:262-267.
- Washburn, A.L., 1979. *Geocryology. A Survey of Periglacial Processes and Environments*. Edward Arnold, London.
- Washburn, A.L. 1983. What is a palsa ? *in* Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialrum. Poser, H. & Shunke, E. (éd). *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen Mathematisch – Physikalische Klasse. Dritte Folge Nr.35*.
- Weidong, A. et Allard, M. 1995. A mathematical approach to modelling palsa formation: Insights on processes and growth conditions. *Cold Regions Science and Technology* 23:231-244.

Zoltai, S.C. et Tarnocai, C. 1971. Properties of a wooded palsa in northern Manitoba. *Arctic and Alpine Research* 3:115-129.

Zoltai, S.C. 1972. Palsas and other plateaus in central Manitoba and Saskatchewan. *Canadian Journal of Forest Research* 2:291-301.

Zoltai, S.C. et Tarnocai, C. 1975. Perennially frozen peatlands in the western Arctic and Subarctic of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12:28-43.

Zoltai, S.C. 1993. Cyclic development of permafrost in the peatlands of northwestern Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research* 25:240-246.

Zuidhoff, F.S. et Kolstrup, E. 2000. Changes in palsa distribution in relation to climate change in Laivadalen, northern Sweden, especially 1960-1997. *Permafrost and Periglacial Processes* 11:55-69.