

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

UTILISATION D'UN GÉORADAR AFIN DE CARACTÉRISER LA STRATIGRAPHIE
DE LA TOURBE ET ESTIMER LE CARBONE ORGANIQUE ACCUMULÉ DANS UNE
TOURBIÈRE BORÉALE, RÉGION D'EASTMAIN, BAIE JAMES, QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
PIERRE-LUC DALLAIRE

OCTOBRE 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je tiens à remercier ma directrice, Dr Michelle Garneau (UQAM), sans qui rien n'aurait été possible. Je te suis reconnaissant pour ton soutien, tes conseils, ton encadrement, ta rigueur scientifique, tes encouragements et ton écoute. Mais plus que tout, je te remercie pour ta confiance en moi qui m'a permis de cheminer vers où je n'avais jamais rêvé. Je garderai toujours en mémoire les extraordinaires expériences que tu m'as permis de vivre. Un énorme merci à mon co-directeur, Dr Bernard Giroux (INRS), qui m'a considérablement aidé lors du traitement et l'interprétation des données géoradar. Je lui suis également reconnaissant pour les nombreux apports théoriques et corrections bonifiant ce mémoire. Je remercie les professionnels de recherche (UQAM) Hans Asnong et Luc Pelletier pour leurs conseils et recommandations, ainsi que les conviviaux moments de détente.

Je me dois de souligner la contribution incommensurable de Simon van Bellen (UQAM) à la réalisation de ce mémoire. Je te suis très reconnaissant pour les données paléoécologiques fournies, les discussions quant à l'interprétation de nos résultats communs, le partage de tes connaissances paléoécologiques ainsi que ton soutien tout au long de ma démarche. Lorsqu'on m'a engagé comme assistant de terrain à l'été 2006, on m'a présenté à un collègue hollandais, maintenant, je termine ma maîtrise avec un ami quasi québécois...

Les collectes de données sur le terrain auraient été impossibles sans la précieuse aide des dévoués assistants de terrain. Je suis ainsi reconnaissant envers Maxime Boivin (UQAR), Sébastien Lacoste (UQAM), Laurence Parenteau (UQAM) et Éric Rosa (UQAM). Une pensée particulière va à Éric qui m'a gracieusement fait profiter de ses expériences avec le géoradar tout en contribuant à façonner mon raisonnement lors de nos nombreuses discussions. Je tiens à souligner les contributions de Dr Benoît St-Onge (UQAM) lors de l'apprentissage de la photogrammétrie, Prof. Andrew M. Thomas (University of Birmingham)

pour les mesures de permittivité électrique et André Parent (UQAM) qui m'a prodigué multiple recommandations d'ordre cartographique.

Je remercie mes collègues du groupe de recherche des *Tourbeux* (UQAM) pour le soutien, les conseils et les bons moments passés ensemble : Daniel Brosseau, Noémie Cliche-Trudeau, Dr. Aurélie Genrie, Marilou Hayes, Sébastien Lacoste, Jessica Lagacé-Banville, Alexandre Lamarre, Caroline L'Heureux, Julie Loisel, Louis Tremblay, Anne Quillet et Simon van Bellen. Une attention particulière à Caroline pour l'écoute attentive et les mots d'encouragements.

Le support moral, l'encouragement et les moments de détente offerts par parents et amis (Montréal : Karine, Véronique, Caroline, Simon, Heidi ; Lac-À-La-Croix : Thomas, Sabin, Rébecca, Daniel) ont certes contribué à l'achèvement de ce mémoire. Malgré que vous confondiez encore géographie et géologie, je vous remercie sincèrement !!! Un merci bien spécial à Rébecca qui m'a poussé à débiter ce projet, sans sa confiance en moi je n'aurais jamais tenté une telle aventure.

Les facilités, locaux, congrès, conférences et activités sociales offerts par le centre de recherche du GÉOTOP ont considérablement allégé ma tâche tout en ponctuant mon cheminement d'activités enrichissantes et agréables. Merci !

Enfin, je remercie le Dr Alain Tremblay (conseiller scientifique senior en environnement chez Hydro-Québec Production) ainsi que le Programme de formation scientifique dans le Nord (PFSN; bourses 1789 et 2558) du Ministère des Affaires Indiennes du Canada pour avoir assuré l'aspect financier de ce projet de recherche.

À la mémoire de G.G. qui m'a accompagné à tous les jours...



TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vii
LISTE DES ÉQUATIONS.....	x
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES SIGLES, ABRÉVIATIONS ET SYMBOLES	xii
RÉSUMÉ.....	xv
CHAPITRE I	
INTRODUCTION ET CONTEXTE DE LA RECHERCHE	1
1.1 Introduction	1
1.2 Les écosystèmes tourbeux	2
1.2.1 Définition d'une tourbière	2
1.2.2 Les tourbières en chiffres.....	3
1.2.3 L'analyse paléoécologique	3
1.2.4 Les tourbières face aux changements climatiques	4
1.2.5 Le calcul du Carbone	6
1.3 Géoradar	9
1.3.1 Définition du géoradar	9
1.3.2 Principes physiques	10
1.3.3 Le géoradar et la stratigraphie	11
1.3.4 Le géoradar dans les tourbières	12
1.4 Système d'Information Géographique.....	16
1.4.1 Définition des Systèmes d'Information Géographique.....	16
1.4.2 Les SIG et les tourbières	17
CHAPITRE II	
LOCALISATION DE LA RÉGION ET DU SITE D'ÉTUDE.....	18
2.1 Localisation et description de la région d'étude.....	18
2.2 Localisation et description du site d'étude	21

2.2.1 La tourbière du Lac le Caron (EM- 476)	21
--	----

CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE	25
3.1 Données de terrain	25
3.1.1 Données d'altitude	25
3.1.2 Mesures de l'épaisseur de tourbe	27
3.1.3 Prélèvement des carottes de tourbe	28
3.1.4 Acquisition des données par géoradar	29
3.1.5 Tranchée	32
3.1.6 Échantillonnage d'eau	33
3.1.7 Mesures de la nappe phréatique	34
3.2 Analyses en laboratoire	34
3.2.1 Description stratigraphique	34
3.2.2 Teneur en eau et en matière organique de la tourbe	35
3.3 Traitements des données	35
3.3.1 Traitement des données acquises par géoradar	35
3.3.2 Vitesse	38
3.3.3 Cartographie et interpolations	39
3.4 Calculs du carbone	43
3.5 Distributions spatiales des données acquises	45

CHAPITRE IV	
INTERPRÉTATIONS DES PROFILS GÉORADAR; COMPARAISONS ET	
VALIDATIONS	48
4.1 Altitude de surface	48
4.2 Mesures de l'épaisseur de tourbe	50
4.3 Propriétés de l'eau	53
4.4 Observations à la tranchée	55
4.5 Permittivité relative apparente	62
4.6 Mesures de la nappe phréatique	63
4.7 Descriptions stratigraphiques des carottes de tourbe	66
4.8 Densité, teneur en eau et teneur en matière organique des carottes de tourbe	66

4.9	Vélocité de l'onde radar dans la tourbe.....	69
4.10	Interprétation des profils géoradar.....	71
4.10.1	La transition organique/minéral.....	71
4.10.2	Éléments stratigraphiques.....	73
4.10.3	Profil de mare.....	75
4.11	Validations, comparaisons et justifications des interprétations.....	77
4.11.1	Épaisseur de tourbe.....	77
4.11.2	Petit Âge Glaciaire.....	78
4.11.3	Transition minérotrophe - ombrotrophe.....	80
4.11.4	La mare.....	82
4.11.5	Fragments ligneux et charbons.....	82
4.12	Les conditions favorables de la tourbière Lac le Caron.....	82
4.12.1	Conductivité électrique.....	82
4.12.2	Type de dépôt et salinité.....	83
4.13	Erreurs, améliorations et possibilités.....	84
4.13.1	Erreurs.....	84
4.13.2	Améliorations.....	84
4.13.3	Possibilités.....	85
CHAPITRE V		
	CALCUL DU STOCK DE CARBONE.....	87
5.1	Les interpolations.....	87
5.2	Calculs du Carbone.....	92
5.3	Comparaisons.....	92
5.4	Imprécisions.....	96
5.5	Avantages et applications.....	98
CONCLUSION.....		
		100
APPENDICE A		
	MODES D'ACQUISITION DES DONNÉES GÉORADAR.....	105
APPENDICE B		
	PROTOCOLE D'ANALYSE DE PERTE AU FEU (PAF).....	107

APPENDICE C	
VALIDATIONS CROISÉES ET SOMMAIRES DES INTERPOLATIONS	109
RÉFÉRENCES	114

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I

Figure 1.1 Modélisations des changements des précipitations et de la température pour l'Amérique du Nord entre 1980- 1999 et 2080-2099.....	5
---	---

CHAPITRE II

Figure 2.1 Localisation de la région d'étude	19
Figure 2.2. Modèle d'élévation numérique de la région de la tourbière Lac le Caron.....	22
Figure 2.3 Section de surface ridée de la portion ombrotrophique de la tourbière Lac le Caron	23

CHAPITRE III

Figure 3.1 Composantes du système de positionnement global différentiel (DGPS)	26
Figure 3.2 Carottage	28
Figure 3.3. Schéma du fonctionnement du géoradar <i>Pulse EKKO 100</i>	29
Figure 3.4 Acquisition des transects 9 et 10 à la mare centrale de la tourbière Lac le Caron	31
Figure 3.5 Tranchée creusée à la tourbière Lac le Caron	33
Figure 3.6 Séquence des traitements apportée aux données géoradar.....	37
Figure 3.7 Exemple de la validation croisée utilisée lors du choix de paramétrage des interpolations	42
Figure 3.8 Distribution spatiale et type des données utilisées pour les interpolations	44
Figure 3.9 Distribution spatiale de l'échantillonnage des campagnes de 2006 et de 2007	46
Figure 3.10 Distribution spatiale de l'échantillonnage de la campagne de 2008 et des épaisseurs de tourbe nulles ajoutées	47

CHAPITRE IV

Figure 4.1 Topographie de surface.....	49
Figure 4.2 Valeurs de mesures d'épaisseur de tourbe	51
Figure 4.3 Carte des polygones de Thiessen	52
Figure 4.4. Relations linéaires entre la profondeur de l'échantillon d'eau récolté et la valeur de conductivité électrique mesurée.....	53

Figure 4.5 Stratigraphie de la tranchée.....	56
Figure 4.6 Coupe transversale de la tranchée.....	57
Figure 4.7 Profils géoradar avant l'excavation de la tranchée.....	58
Figure 4.8 Test avec tige de métal au contact des unités (1) et (2) ; Profil 0011.04	59
Figure 4.9 Test avec tiges de métal au contact des unités (1) et (2) ; Profil 0015.05	60
Figure 4.10 Test avec tiges de métal au contact des unités (2) et (3) ; Profil 0016.05	61
Figure 4.11 Profil géoradar de la tranchée, sans tige de métal ; Profil 0007.04.....	61
Figure 4.12 Interpolation des valeurs de mesures de nappe phréatique	65
Figure 4.13 Profil géoradar acquis au transect des mesures de nappe phréatique.....	65
Figure 4.14 Courbes de la perte au feu, de la densité sèche et de la teneur en eau.....	67-69
Figure 4.15 Profil géoradar du transect 7	72
Figure 4.16 Profil géoradar d'une section du transect 1 ; Profil 0035.08.....	74
Figure 4.17 Profil géoradar du transect 9 ; Profil 0239.10	76
Figure 4.18 Relation linéaire entre l'épaisseur de tourbe mesurée manuellement et à l'aide du géoradar	78
Figure 4.19 Profil géoradar d'une section du transect 4-5 ; Profil 0189.08	81
Figure 4.20 Relation entre conductivité, profondeur et fréquence utilisée.....	83
CHAPITRE V	
Figure 5.1 Interpolations	89
Figure 5.2 Représentation spatiale de l'erreur standard de prédiction	91

LISTE DES ÉQUATIONS

Équation [1] Calcul du bassin de carbone	7
Équation [2] Vitesse selon la démarche <i>target to depth</i>	38
Équation [3] Test de Fisher (test de F)	42

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE III

Tableau 3.1 Paramétrages du géoradar lors des campagnes de terrain 2007 et 2008.....	31
Tableau 3.2 Paramétrages des interpolations	42

CHAPITRE IV

Tableau 4.1 Valeurs des tests de variabilité de la sonde <i>Oakfield</i>	50
Tableau 4.2 Valeurs de pH et de conductivité des échantillons d'eau	54
Tableau 4.3 Valeurs des mesures de la permittivité relative apparente.....	62
Tableau 4.4 Valeurs des mesures de la profondeur de la nappe phréatique	63
Tableau 4.5 Valeurs de la vitesse de la tourbe obtenue à partir des analyses de CMP.....	69
Tableau 4.6 Valeurs de la vitesse de la tourbe estimées à l'aide de la technique profondeur au réflecteur	70

CHAPITRE V

Tableau 5.1 Volume de tourbe des différentes unités stratigraphiques	88
Tableau 5.2 Valeurs utilisées lors des calculs de C et résultats des estimations de C à l'intérieur de la zone interpolée.....	92
Tableau 5.3 Recensement des travaux présentant des valeurs d'accumulation de C au sein de tourbières canadiennes	93
Tableau 5.4 Différentes densités sèches selon les types de tourbière d'Amérique du Nord.....	96

LISTE DES SIGLES, ABRÉVIATIONS ET SYMBOLES

<i>a</i>	Aire
app.	Appendice
art.	Article
<i>BC</i>	Bassin de carbone
<i>i.e.</i>	C'est-à-dire (<i>id est</i>)
Ca	Calcium
C	Carbone
cm	Centimètre
RTK	Cinématique temps réel (<i>Real time kinematic</i>)
CMP	<i>Common mid- point</i>
σ	Conductivité électrique (en $\mu\text{S cm}^{-1}$)
ε	Constante diélectrique
<i>pc</i>	Contenu de carbone (en %)
<i>d</i>	Densité volumétrique (en g cm^{-3})
CO_2	Dioxyde de carbone
EM-1	Eastmain-1 (réservoir hydroélectrique d'Eastmain-1)
EM	Électromagnétique
<i>é</i>	Épaisseur de tourbe
EMA	Erreur moyenne absolue (<i>Mean absolute error</i>)
<i>fs</i>	Fenêtre de mesure (en ns)
<i>f</i>	Fréquence centrale (en MHz)
GES	Gaz à Effet de Serre
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
Gt	Gigatonne 1 Gt = 1 X 10 ⁹ tonne
g	Gramme
GPR	<i>Ground Penetrating Radar</i> (géoradar)

IDW	<i>Inverse distance weighted</i>	
<i>i</i>	Intervalle d'échantillonnage (en m)	
kg	Kilogramme	
km	Kilomètre	
LORCA	<i>L</i> ong-term <i>a</i> pparent <i>R</i> ate <i>C</i> arbon <i>A</i> ccumulation	
λ	Longueur d'onde	
Mg	Magnésium	
M.O.	Matière organique	
MHz	Mégahertz	
CH ₄	Méthane	
m	Mètre	
μ S	Micro Siemens	
Ga	Milliard d'année	
Ma	Million d'année	
MNE	Modèle numérique d'élévation	
MRCC	Modèle régional climatique canadien	
ns	Nanoseconde	
n.p.	Nappe phréatique	
n.m.m.	Niveau moyen des mers	
<i>e.g.</i>	Par exemple (<i>exempli gratia</i>)	
par.	Paragraphe	
psu	<i>Practical salinity unit</i>	(1 psu = 1 g de sel kg ⁻¹ d'eau de mer)
μ	Perméabilité magnétique	
PAG	Petit Âge Glaciaire	
ϵ_r^*	Permittivité relative apparente	
PAF	Perte Au Feu	
Pg	Pétagramme	1 Pg = 1 X 10 ¹⁵ g
K	Potassium	
QWA	<i>Quarter-Wavelength Analysis</i>	
sect.	Section	
Na	Sodium	

SIG	Systeme d'Information Géographique	
GPS	<i>Global positioning system</i> (Systeme Global de Positionnement)	
DGPS	<i>Differential Global positioning system</i> (GPS Différentiel)	
Tg	Téragramme	1 Tg = 1 X 10 ¹² g
TDR	<i>Time- domain reflectometry</i>	
<i>twtt</i>	<i>Two way traveltime</i> (temps du trajet aller-retour)	
UMS	Unité Morphologique de Surface	
v	Vélocité (en m ns ⁻¹)	
V	Volt	

RÉSUMÉ

Les tourbières boréales stockent une grande quantité de carbone (C) par l'accumulation de la matière organique qui excède sa décomposition. Les changements climatiques anticipés pourraient induire un important retour de ce C dans l'atmosphère. Il est donc nécessaire d'obtenir des estimations précises quant à la distribution et le bilan du C stocké dans les tourbières. La plupart des études quantifiant les stocks de C ont été réalisées à l'échelle régionale en utilisant un nombre restreint de valeurs. Cette étude a permis d'évaluer le bilan de C d'une tourbière de la région d'Eastmain (baie James) en tentant d'éliminer l'incertitude d'un sous échantillonnage par l'utilisation de relevés au géoradar. Le géoradar est un outil de prospection géophysique basé sur la propagation d'ondes électromagnétiques dans le sol et dont la réflexion/diffraction du signal est largement contrôlée par la distribution du contenu en eau. La prospection au géoradar a permis d'obtenir des profils continus des principales unités stratigraphiques d'une tourbière ombrotrophe de 2,2 km². Pour cette recherche, plus de 10 km de profils géoradar ont été récoltés. L'interprétation et la validité des profils ont été basées sur des données de terrain (*e.g.* épaisseur manuelle de tourbe, stratigraphie des carottes, tranchée de 10 m, mesures de conductivité électrique, mesures de la profondeur de la nappe phréatique et mesures de permittivité électrique en laboratoire) et des analyses paléostratigraphiques (*e.g.* perte au feu, macrorestes et description Tröels-Smith). Trois grands changements ont été identifiés sur les profils : (a) le contact organique/minéral, (b) la transition minérotrophe/ombrotrophe et (c) l'accumulation post Petit Âge Glaciaire. Ces résultats ont été interpolés afin de modéliser en 3D les différentes couches stratigraphiques sur l'ensemble de la tourbière et calculer la masse totale de C. L'emploi du géoradar a permis de calculer avec plus de précision le volume total de tourbe et d'appliquer des valeurs distinctes (*e.g.* densité sèche, teneur en matière organique) à chacune des unités pour le calcul de la masse globale de carbone.

Mots clés : Tourbières boréales, Géoradar, Bilan de carbone, Interpolations, Baie James.

ABSTRACT

Boreal peatlands store large amounts of carbon (C) through peat accumulation. Global climate change could induce important return of C to the atmosphere. Thus, a more accurate estimation of the distribution of C is required to improve the evaluation of such impacts. Most studies evaluating sequestered C have been made at a regional or global scale. Here, we calculated the amount of C in a 2.2 km² ombrotrophic peatland located in northern Québec using a ground-penetrating radar (GPR), in order to estimate if at the scale of a peatland studies can improve previous estimations of global sequestered carbon. GPR is a geophysical technique based on the propagation of electromagnetic waves (EM) in the ground, which is largely controlled by the spatial distribution of water content. It allows continuous imaging of the dominant stratigraphic layers in sediments. More than 10 km of GPR transects were collected. Interpretation and validation have been performed with field data (*e.g.* manual thickness measurements, cores stratigraphy, a 10 m trench, water conductivity, peat layer permittivity and water-table measurements) and paleostratigraphic analyses (*e.g.* loss-on-ignition, Troels-Smith description). Three main stratigraphic layers were correlated with the GPR profiles: (a) the organic/mineral contact; (b) the fen-bog transition and (c) post-Little Ice Age accumulation. We have developed a 3D model including interpolations of the different layers to represent the whole peatland and estimate the total C pool. The GPR application allows to increase the accuracy of the peat volume estimation and to apply distinct peat properties (*e.g.* bulk density, organic matter content) to each layer for the C budget estimation.

Key words: Boreal peatland, Ground-Penetrating Radar (GPR), Carbon stock, Interpolations, James Bay.

CHAPITRE I

INTRODUCTION ET CONTEXTE DE LA RECHERCHE

Ce premier chapitre se subdivise en deux sections, l'introduction et le contexte de la recherche. Les objectifs et sous objectifs sont présentés dans l'introduction puis le contexte de la recherche est introduit par une revue exhaustive de la littérature faisant état des connaissances sur l'estimation du carbone dans les tourbières, le développement de l'utilisation du géoradar et des systèmes d'informations géographiques (SIG) dans ces milieux.

1.1 Introduction

Depuis la fin des années 1980, la scène politique internationale se soucie considérablement de l'effet anthropique des gaz à effet de serre (GES) sur l'environnement (Dalmedico et Guillemot, 2006). Au sein de plusieurs initiatives (*e.g.* Protocole de Kyoto, bourse de Carbone, Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC)), un effort accru a été attribué à la quantification de ces GES, au détriment du calcul des masses comme celle du carbone (C) (*e.g.* Tremblay *et al.* (2005)). Ceci pourrait se traduire par un degré plus élevé d'incertitudes en ce qui a trait aux estimations de ces masses de C comprises dans les différents écosystèmes.

Dans les tourbières, par exemple, l'emphase est actuellement mise sur la quantification des émissions de dioxyde de carbone (CO₂) et de méthane (CH₄) plutôt que sur le calcul de la

masse de C séquestrée (Blodau, 2002). Dans ce contexte, des lacunes méthodologiques ont été soulevées pour l'estimation des bilans de C dans ces écosystèmes (Gorham, 1991; Sheng *et al.*, 2004; Bhatti *et al.*, 2006; Beilman *et al.*, 2008; Krankina *et al.*, 2008; Limpens *et al.*, 2008). La représentativité des données, l'exactitude des moyennes utilisées ou les techniques d'interpolation font partie des diverses sources d'incertitudes. Par l'utilisation d'un outil de prospection géophysique comme le géoradar, validée par des indicateurs paléoécologiques et interpolé dans un système d'information géographique (SIG), cette recherche vise à développer une méthodologie permettant l'amélioration significative du calcul de la masse de C au sein d'une tourbière du Québec boréal.

L'objectif principal de la présente recherche est donc de développer une méthodologie permettant d'évaluer, avec la plus haute précision possible, le C organique accumulé dans une tourbière sise dans le bassin-versant de la rivière Eastmain, Baie James. Trois objectifs secondaires sont issus de l'objectif principal de cette étude et visent à :

- reconstituer la topographie de surface ainsi que celle du bassin minéral dans lequel s'est développée la tourbière afin d'évaluer le volume de tourbe accumulée;
- identifier les principales unités stratigraphiques du complexe tourbeux;
- corréler les unités stratigraphiques obtenues à l'aide du géoradar à celles identifiées à partir d'analyses paléoécologiques;
- interpoler les unités stratigraphiques interprétées sur les profils géoradar afin de couvrir la superficie totale de la tourbière.

1.2 Les écosystèmes tourbeux

1.2.1 Définition d'une tourbière

Les régions boréales et subarctiques de l'hémisphère Nord contiennent environ 90% de la totalité des tourbières de la planète (Francez, 2000). Les tourbières sont des systèmes où l'accumulation de la matière organique (M.O.) produite excède la décomposition en raison des conditions anaérobiques à partir desquelles elles se sont développées. Ces conditions sont favorisées par le contenu élevé en eau des tourbières, qui varie de 90% à 95% (Francez, 2000)

et les températures moyennes annuelles basses. La combinaison de ces facteurs favorise un faible taux de décomposition et donc un taux moyen d'accumulation nette de M.O. de 2 à 5 cm par siècle (Francez, 2000; Vitt *et al.*, 2000; Takeshi *et al.*, 2008). Au sein du cycle du C de la biosphère, les tourbières possèdent le double rôle de puits et de sources. En effet, elles sont considérées comme un puits lorsqu'elles fixent le CO₂ par la photosynthèse et comme source quand, dû à l'abaissement de la nappe phréatique (n.p.) et l'oxydation des horizons de surface, elles émettent plus de CO₂ qu'elles n'en captent (Francez, 2000). Les émissions de CH₄, produites par les micro-organismes qui favorisent la décomposition de la M.O. sous la surface en libérant du CH₄ par oxydation (Moore, 2001), constituent également une source de GES 21 fois plus puissante que le CO₂ (Hao *et al.*, 2001).

1.2.2 Les tourbières en chiffres

À l'échelle de la planète, les tourbières couvrent près de 4 millions de km² (Francez, 2000), ce qui équivaut à 3% de la surface terrestre du globe (Blodau, 2002). Elles comptent pour environ 30% du C des sols et 5 à 10% du CH₄ émis dans l'atmosphère (Blodau, 2002), ce qui correspond entre 20 et 50 téragrammes (Tg) par année (Mikaloff Fletcher *et al.*, 2004). Approximativement 90% des tourbières sont situées en régions boréales et subarctiques de l'hémisphère Nord, le Canada étant le pays où on y trouve les plus vastes étendues, soit 28% de la superficie mondiale (Francez, 2000). D'après Payette et Rochefort (2001), de 9 à 12% du territoire québécois est occupé par des écosystèmes tourbeux. Depuis la dernière déglaciation, 455 pétagrammes (Pg) de C ont été stockés dans les tourbières des régions boréale et subarctique (Gorham, 1991), ce qui équivaut à 6 000 gigatonnes (Gt) de tourbe (Lappalainen, 1996). Ce C a été emmagasiné à raison de 30¹⁰ grammes (g) de C an⁻¹ (Roulet, 2000).

1.2.3 L'analyse paléocéologique

Au gré de l'évolution d'une tourbière, et suivant les conditions atmosphériques ambiantes (*i.e.* précipitations, températures, évaporation) ainsi que les statues trophiques, les assemblages de végétaux qui colonisent les tourbières se modifient (Charman, 2002). En raison des

conditions anaérobiques, les assemblages qui se succèdent avec le temps sont conservés et forment des dépôts de tourbe qui peuvent accumuler des épaisseurs considérables de M.O. (Francez, 2000) reflétant les conditions de croissance de surface à une période donnée. Ils forment ainsi des horizons stratigraphiques qui traduisent les conditions du passé et sont efficaces pour réaliser des reconstitutions paléécologiques (Charman, 2002). En effet, par différentes analyses effectuées sur des échantillons de tourbe (*e.g.* description Troëls-Smith (1955), perte au feu (PAF) (Dean, 1974), analyses micro et macro-fossiles (Birks et Birks, 1980)), il est possible de reconstruire l'histoire de la dynamique de la végétation d'une tourbière en fonction des conditions autogènes et allogènes qui ont influencé son évolution (Charman, 2002; Yeloff et Mauquoy, 2006).

1.2.4 Les tourbières face aux changements climatiques

Les prédictions climatiques énoncées dans le dernier rapport du GIEC (2007) évoquent de grands changements pour l'Amérique du Nord. Pour l'horizon 2080- 2099, les modèles prédisent une augmentation globale des températures et des précipitations (figure 1.1). Ce sont les saisons hivernales qui seraient les plus affectées alors que les précipitations pourraient subir un rehaussement jusqu'à 30% pour la partie septentrionale de l'Amérique du Nord et les températures moyennes augmenter de 7 °C, par rapport à 2 °C pendant l'été (Christensen- Hesselbjerg et Hewitson, 2007). Ces changements devraient donc particulièrement affecter les régions nordiques, comparativement aux régions méridionales et le modèle régional climatique canadien (MRCC) prévoit des changements similaires pour la région du bassin versant de la rivière Eastmain (Caya et Laprise, 1999; Plummer *et al.*, 2006; Music et Caya, 2007).

En conséquence de ces changements, la dynamique du C des tourbières devrait subir diverses modifications (Gorham, 1991; Bhatti *et al.*, 2006; Karofeld *et al.*, 2008; Takeshi *et al.*, 2008). Takeshi *et al.* (2008) ont simulé différents scénarios à long terme pour évaluer l'impact de l'abaissement de la n.p. et l'augmentation de la température sur une tourbière de la partie septentrionale du Manitoba. Ils ont observé qu'une augmentation de 4 °C générerait une perte de 40% du C organique des horizons supérieurs, et de 86% du C en profondeur. Ils concluent

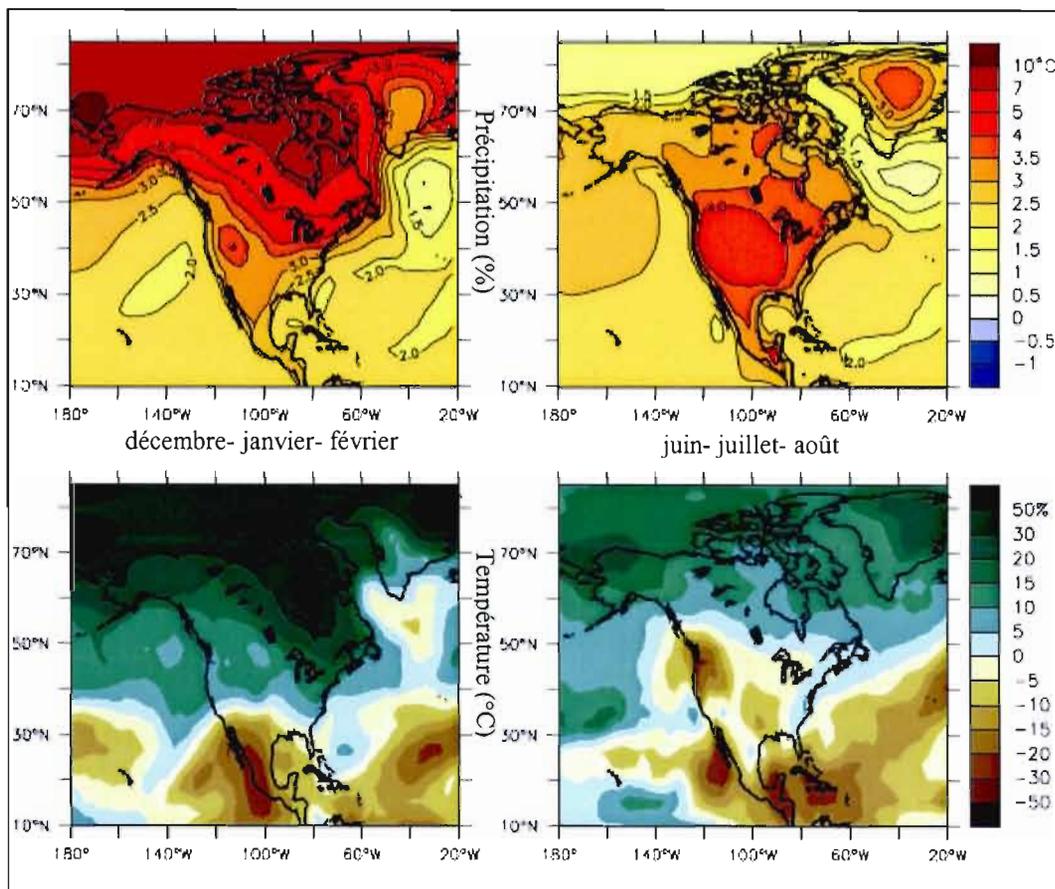


Figure 1.1 Modélisations des changements des précipitations et de la température pour l'Amérique du Nord entre 1980- 1999 et 2080- 2099 basés sur la moyenne de 21 simulations MMD-A1B (Tiré de : Christensen- Hesselbjerg et Hewitson (2007)).

que les tourbières, face à des conditions plus chaudes et plus sèches, vont répondre rapidement en perdant le C organique labile qu'elles contiennent. Sous l'influence des changements climatiques, ces écosystèmes pourraient donc devenir une source de C plutôt qu'un puits (Gorham, 1991). Karofeld *et al.* (2008) mentionnent qu'une augmentation de la température de l'eau à la surface des mares aura de plus comme répercussion une accélération de la décomposition de la tourbe basale remontée du fond. Les incendies de forêt, qui surviennent par temps chaud et sec, devraient être plus fréquents et ainsi affecter plus en profondeur et en superficie les tourbières, relâchant ainsi dans l'atmosphère du C accumulé (Gorham, 1991). Enfin, les émissions de CH₄ devraient augmenter de façon considérable (*i. e.* 6,6 fois en élevant la température de 10 à 23 °C (Francez, 2000)) suivant les prédictions climatiques (Francez, 2000; Frenzel *et al.*, 2008; Karofeld *et al.*, 2008).

Beilman *et al.* (2008) ont donc soulevé l'importance d'effectuer des recherches supplémentaires dans le but d'obtenir une meilleure compréhension des éventuelles modifications du cycle de C, déterminer les répercussions engendrées par les modifications du climat, évaluer et quantifier les futures émissions ainsi qu'établir un bilan exhaustif du C boréal et subarctique.

L'élaboration des scénarios d'impact sur les tourbières doit également tenir compte des interactions entre la végétation, l'hydrologie et le sol, car ces réactions sont multiples et modifient considérablement la dynamique du C. Waddington et Turetsky (2008) mentionnent que l'abaissement de la n.p. peut engendrer une subsidence du dépôt tourbeux, augmentant ainsi sa densité, et donc en modifier la conductivité hydraulique. Ces auteurs suggèrent une approche écohydrologique afin d'évaluer les potentielles émissions de CH₄ et de CO₂ en réponse aux changements climatiques.

1.2.5 Le calcul du Carbone

Dans ce contexte de changements climatiques, il devient donc impératif d'obtenir des estimations du contenu en C dans les tourbières basées sur des méthodologies précises (Gorham, 1991; Beilman *et al.*, 2008).

Dans son étude sur la quantification du C des tourbières boréales et subarctiques, Gorham (1991) a obtenu une valeur totale de 455 Pg de C, ce qui est largement supérieur à l'estimation de 249 Pg réalisée par Armentano et Menges (1986). La plus importante différence entre ces deux estimations provient de la sous-estimation présumée de l'épaisseur moyenne des dépôts par Armentano et Menges (1986) (*i.e.* 1 m), versus 2,3 m pour Gorham (1991). D'après Gorham (1991) et Turunen *et al.* (2002), les moyennes d'épaisseur et de densité de la tourbe seraient les facteurs générant l'incertitude des estimations de stock de C. La densité moyenne de la tourbe est principalement due à la composition de la matière végétale et à son taux de décomposition qui fluctue, à la fois dans l'espace et dans le temps. C'est pour cette raison que Beilman *et al.* (2008) ont attribué une valeur de densité aux

premiers 100 cm de tourbe et une seconde pour les horizons subséquents. De plus, la microtopographie de la surface, ainsi que celle du bassin minéral, engendrent de multiples incertitudes quant aux moyennes estimées à partir de mesures ponctuelles (Dallaire et Garneau, 2008).

Gorham (1991) a aussi assumé que la totalité du matériel tourbeux utilisé pour évaluer les stocks de C était constitué de M.O. Toutefois, la méthode de combustion par PAF (Dean, 1974) a permis de constater qu'une partie des échantillons (~3%) n'était pas de composition végétale, ce qui entraîne une surestimation du calcul des stocks. Dans ce contexte, Sheng *et al.* (2004) ont défini l'équation [1] pour estimer le volume de C:

$$BC = a \times \bar{e} \times d \times p \times pc \quad \text{équation [1]}$$

où BC est le bassin de carbone, a l'aire de la tourbière (s), \bar{e} l'épaisseur moyenne, d la densité volumétrique moyenne, p la moyenne des PAF et pc le contenu en C de la matière végétale.

Selon Dean (1974), le contenu en C organique d'un échantillon peut être estimé en utilisant la valeur empirique 2,13 ou 46,9% (*i.e.* $100\% / 2,13 = 46,9$). Cette valeur est fondée sur le poids des ions compris dans la M.O. contenue à l'intérieur des cendres suite à la combustion des échantillons lors de la PAF. Borren, Bleuten et Lapshina (2004) ont présenté des valeurs de contenu en C associés aux différents assemblages végétaux. Par exemple, dans une tourbière ombrotrophe, le contenu en C peut fluctuer entre $47,7 \pm 2,5\%$ pour un dépôt de sphaignes (*Sphagnum fuscum*) et $51,3 \pm 3,6\%$ pour un dépôt composé d'herbacées et de mousses brunes, alors que dans une tourbière minérotrophe, le minimum est $50,4 \pm 2,8\%$ pour un horizon de mousses brunes et le maximum est $54,5 \pm 2,5\%$ pour un dépôt herbacé.

L'échelle à laquelle est réalisée l'étude peut également influencer le niveau de précision de l'estimation de la masse de C. Les plus grands territoires sont généralement synonymes de sous échantillonnage, rehaussant l'incertitude des moyennes utilisées. À titre d'exemple, Sheng *et al.* (2004) ont estimé le bassin de carbone des tourbières de l'ouest de la Sibérie (plus de 10 000 tourbières couvrant $592\,440 \text{ km}^2$ dans les basses-terres de l'ouest de la Sibérie) en utilisant 149 mesures manuelles. Gorham (1991) a quantifié le bassin de carbone

des tourbières boréales et subarctiques de l'hémisphère nord (superficie totale de 3 420 000 km²) à partir de 346 données d'épaisseur de tourbe. Afin de réduire l'incertitude pouvant être générée en utilisant un échantillonnage par mesures ponctuelles, des études récentes ont utilisé de nouveaux outils permettant de préciser certains aspects des tourbières. Dans leur étude, Sheng *et al.* (2004) ont réalisé deux profils à l'aide d'un géoradar (total 86 mètres (m) de longueur) de façon à obtenir des données d'épaisseur en continu. Krankina *et al.* (2008) ont utilisé des images Landsat pour valider les différentes sources de données multi- scalaire de l'étendue et de la distribution des tourbières de la région de Saint-Pétersbourg (Russie). Ils ont démontré que la télédétection permet plus de précision que ce qui était obtenu dans les travaux précédents en ce qui a trait aux calculs de surface et l'identification des milieux. Enfin, les méthodes géostatistiques ont permis d'effectuer, conjointement avec l'utilisation des SIG, une interpolation plus précise des mesures et ainsi d'améliorer la base de données constituées des mesures de terrain conventionnelles (Sheng *et al.*, 2004; Beilman *et al.*, 2008).

L'estimation du calcul des stocks de C peut aussi être obtenue avec l'utilisation des modèles âge-profondeur (Turunen *et al.*, 1999; Turunen *et al.*, 2001; Turunen *et al.*, 2002). Cette approche se base sur la quantité de C (grammes par centimètre carré) obtenue à l'aide de l'analyse de PAF. Elle permet une estimation relative du taux annuel d'accumulation de la tourbe qui est dérivée par le nombre d'années écoulées depuis la formation de la tourbière (LORCA (LONg-term appaRent Rate Carbon Accumulation)). Le cumul moyen obtenu en g C m⁻² an⁻¹, fondé sur l'âge basal ou sur plusieurs âge dans une séquence tourbeuse est ensuite multiplié par l'aire totale de la tourbière afin d'obtenir une valeur relative de C accumulée sur le complexe tourbeux. La différence entre les deux approches se situe donc au niveau de la quantité de matière accumulée, l'une utilisant l'âge, tandis que la seconde se base sur l'épaisseur du dépôt tourbeux. Pour les deux approches, la validité du calcul est assujettie au nombre d'échantillons prélevés. Turunen *et al.* (2002) mentionnent que les données obtenues avec l'âge sont souvent basées sur les résultats d'une seule carotte centrale (*i.e.* point maximal de l'accumulation), générant ainsi une surestimation des valeurs, puisque le calcul ne tient compte que de l'épaisseur moyenne maximale

1.3 Géoradar

1.3.1 Définition du géoradar

Le géoradar (*Ground Penetrating Radar* (GPR)) est un appareil de prospection géophysique utilisé pour sonder les premiers mètres de la surface du sol (Gawthorpe *et al.*, 1993; Bano, 2000; Neal, 2004). Il repose sur des principes similaires à ceux de la sismique réflexion (Davis et Annan, 1989). Son fonctionnement s'appuie sur l'émission, la propagation, la réflexion et la réception d'ondes électromagnétiques (EM) dans la bande des fréquences radio (10- 1 000 mégahertz (MHz)) (Neal, 2004). La circulation d'un courant électrique dans une antenne génère un champ électromagnétique qui se propage dans l'espace. Si le courant est une impulsion rapide dans le temps (de l'ordre des nanosecondes (ns)), l'énergie émise se comporte comme une onde qui pénétrera dans le sol. Selon les propriétés du terrain sondé et la fréquence de l'onde, celle-ci va pénétrer entre quelques centimètres (cm) et quelques mètres de profondeur dans le sol. Quand l'onde rencontre une interface entre des matériaux possédant des propriétés électriques différentes (conductivité électrique (σ), permittivité diélectrique (ϵ) et perméabilité magnétique (μ)), une fraction de son énergie est réfléchi ; l'antenne réceptrice capte et mesure l'onde réfléchi qui témoigne du contraste de l'impédance électrique qui forme ce que l'on nomme un réflecteur (Bradford *et al.*, 2005; Cassidy, 2008). La prise de données, en mode réflexion, est répétée à intervalles réguliers sur un profil, et une représentation des discontinuités électriques du sol est ainsi obtenue. Une échelle verticale en nanosecondes indique le temps pris par l'onde pour effectuer le trajet aller-retour entre les antennes et le contact des différents matériaux. Le résultat obtenu est un profil continu où on retrouve en abscisse la position du sondage, et en ordonnée le temps. La conversion de temps à profondeur s'effectue en utilisant la vitesse (vitesse (v)) de l'onde au sein du milieu investigué (Jol et Bristow, 2003).

L'intérêt pour le géoradar a débuté vers le début des années 1970. L'amélioration de la qualité des appareils au début des années 1990 et une meilleure compréhension de l'effet des propriétés électriques sur la propagation des ondes (Annan, 2003 a) ont permis d'accroître les possibilités d'application (Cassidy, 2008). Depuis, de nombreux travaux ont démontré

l'efficacité de cet outil dans différentes disciplines (*e.g.* archéologie, sédimentologie, stratigraphie, hydrogéologie, génie civil).

1.3.2 Principes physiques

La propagation d'une onde radar dépend essentiellement des propriétés électriques du matériau et de la fréquence de l'impulsion EM (Annan, 2009). La constante diélectrique, ou permittivité diélectrique relative, est liée à la capacité d'un corps à emmagasiner et à relâcher l'énergie électromagnétique (Cassidy, 2009 a). Elle constitue la propriété ayant l'influence la plus importante sur la propagation et la réflexion de l'onde (van Dam *et al.*, 2002). L'eau liquide est le matériau qui possède la plus haute valeur de constante diélectrique. Dans un milieu poreux, la teneur en eau influence donc grandement la constante diélectrique globale (Davis et Annan, 1989). La conductivité électrique décrit la facilité d'un milieu à transmettre un courant, c'est-à-dire à permettre le déplacement de charges sous l'effet d'un champ électrique. L'interaction entre les charges et le milieu cause une perte d'énergie, et ultimement une atténuation du signal émis (Cassidy, 2008). Dans les sédiments, la conductivité augmente proportionnellement à celle de la teneur en eau, la salinité ou le contenu en argile (Doolittle et Butnor, 2009). La quantité, la distribution, la chimie (concentration en sels dissous) et la phase (*i.e.* liquide, gazeux ou solide) de l'eau influencent sa conductivité électrique (Doolittle et Butnor, 2009). L'équivalent magnétique de la constante diélectrique, soit la perméabilité magnétique, représente la capacité d'un matériau à se magnétiser sous l'effet d'un champ magnétique externe (Neal, 2004). Les sédiments organiques possèdent une variation de perméabilité magnétique plutôt négligeable, ainsi son influence sur la propagation de l'onde est plutôt minimale (van Dam *et al.*, 2002; Neal, 2004). Seuls les matériaux à haute teneur en oxyde de fer se distinguent par une forte valeur de perméabilité magnétique (Cassidy, 2008).

La propagation de l'onde à travers un matériau est assujettie aux différentes sources d'atténuation qu'elle rencontre. Une forte atténuation aura comme incidence de diminuer la pénétration du signal, et ainsi réduire la profondeur sondée (Davis et Annan, 1989; Cassidy, 2008). L'atténuation est principalement due à la fréquence de l'onde et à la conductivité

électrique des matériaux sondés (Cassidy, 2008). L'argile, le sel, le limon (Jol et Bristow, 2003; Doolittle et Butnor, 2009) et les sols saturés (Cassidy, 2008) sont des sources d'atténuation du signal EM. Par ailleurs, pendant la collecte des données, les antennes doivent être à plat et en position parallèle sur la surface sondée afin de maximiser le couplage avec le sol. Si ceci n'est pas respecté, il y a alors perte de l'énergie émise car celle-ci est transmise dans l'air plutôt que dans le sol (Cassidy, 2008).

1.3.3 Le géoradar et la stratigraphie

Parce qu'il permet la reconstitution de profils continus, qu'il possède une résolution parfois centimétrique et qu'il n'abîme pas les sédiments, le géoradar est de plus en plus utilisé lors d'études stratigraphiques. Il offre un complément et une alternative aux interpolations des mesures manuelles, lesquelles possèdent une incertitude parfois considérable (Doolittle et Butnor, 2009; Rosa *et al.*, 2009). De multiples objectifs peuvent être atteints par l'utilisation de cette technique: estimer le volume de graviers dans des plages (Bristow, Dickson et Jol, 2008), caractériser la stratigraphie d'un esker (Burke *et al.*, 2008), décrire des macrostructures cryogéniques (Doolittle et Nelson, 2008), effectuer une cartographie spatio-temporelle de polygones de glace (Godfrey *et al.*, 2008), évaluer le volume de tourbe compris dans une tourbière (Hänninen, 1992), détecter les variations du pergélisol (Hinkel *et al.*, 2001), relever les évidences de tremblements de terre du passé (Meyers *et al.*, 1996), etc. Neal (2004) a synthétisé les résultats de plus de 200 études réalisées sur différents types de dépôts (*e.g.* fluvial, glaciaire, fluvioglaciaire, côtier, tourbeux, éolien, volcanique, etc.). Son travail a permis de valider l'usage du géoradar dans différents matériaux et selon différents objectifs de recherche: imager les structures sédimentaires, identifier les changements granulométriques, relever les variations de densité et d'orientation ou encore repérer les superpositions minéralogiques. L'usage du géoradar a aussi permis la reconstitution de l'accumulation de dépôts, tout en renseignant sur les processus géomorphologiques ayant favorisé leur mise en place (Meyers *et al.*, 1996; Neal, 2004).

Dans plusieurs études, l'interprétation des profils géoradar est validée à l'aide de techniques conventionnelles de prospection (*e.g.* carotte, tranchée, exposition d'une coupe ou d'un

affleurement) et cette validation renforce l'interprétation des résultats. Jol et Bristow (2003) ont mentionné cependant que cette validation devrait avoir lieu une fois l'interprétation des profils réalisée afin de conserver une objectivité lors de l'interprétation.

1.3.4 Le géoradar dans les tourbières

De nombreuses études ont été réalisées dans les tourbières en utilisant le géoradar. Au début des années 1980, cette technique permettait au milieu industriel d'estimer le volume de tourbe exploitable (Baraniak et Associates, 1983). Les résultats obtenus par l'appareil permettent en effet d'identifier le contact minéral à la base des tourbières, et aussi l'acquisition d'une grande quantité de données d'épaisseur de tourbe en peu de temps et à faible coût, utile à la réalisation d'une cartographie de la distribution d'épaisseur de tourbe (Baraniak et Associates, 1983). Baraniack et Associates (1983) ont validé les données géoradar à l'aide de mesures sur le terrain, obtenant une erreur moyenne de 5,7 cm entre les deux techniques. Dès lors, plusieurs études ont montré l'efficacité du géoradar à reconstituer l'épaisseur de M.O. accumulée au sein d'un bassin minéral (Worsfold, Parashar et Perrott, 1986; Halleux, 1990; Warner, Nobes et Theimer, 1990; Hänninen, 1992; Jol et Smith, 1995; Mellet, 1995; Kettles et Robinson, 2000; Mäkilä, Saarnisto et Kankainen, 2001; Carrier *et al.*, 2002; Slater et Reeve, 2002; Sheng *et al.*, 2004; Dallaire et Garneau, 2008; Doolittle et Butnor, 2009; Lowry, Fratta et Anderson, 2009; Rosa *et al.*, 2009; Saas *et al.*, 2010). Certains auteurs ont affirmé que le géoradar constitue une technique objective pour mesurer l'épaisseur de tourbe accumulée, comparativement aux sondages manuels puisque l'interprétation visuelle, la non-verticalité de la sonde, la nature du contact (argile ou gyttja) ou l'irrégularité du bassin favoriseraient une subjectivité dans les résultats des mesures manuelles (Worsfold, Parashar et Perrott, 1986; Jol et Smith, 1995). Des profils d'épaisseurs de tourbe obtenus à l'aide du géoradar ont aussi été utilisés dans le cadre d'études appliquées. Par exemple, Jol et Smith (1995) ont effectué des profils afin de déterminer l'emplacement de passage d'oléoducs dans des tourbières canadiennes. L'excellente pénétration qu'offrent certaines tourbières (Doolittle et Butnor, 2009) permet d'en étudier la stratigraphie et les paramètres hydrologiques associés lors d'études de caractérisation des eaux souterraines (Carrier *et al.*, 2002; Carrier, 2003), ou encore d'investiguer la continuité, sous les sédiments

tourbeux, d'éboulis d'origine périglaciaire amalgamés en bas de pente afin d'en évaluer l'âge de formation (Leopold et Völkel, 2003).

D'autres études à l'aide du géoradar ont réussi à cartographier la distribution du pergélisol dans une tourbière et à mesurer la taille des formations palsiques (Kettles et Robinson, 2000). Bradford *et al.* (2005) quant à eux, ont réussi à estimer la portion de pergélisol dégelant durant la saison estivale. Ils ont noté qu'aucune réflexion n'était visible sous le réflecteur engendré par le sol gelé. Selon eux, ceci s'expliquerait par les multiples de hautes amplitudes créées au contact de la tourbe gelée/dégelée qui dissimuleraient les possibles réflecteurs sous et dans le pergélisol. D'autres recherches ont également démontré que l'accumulation de neige ou de glace dans la tourbe pouvait causer des réflecteurs superflus et camoufler les autres signaux reçus (Warner, Nobes et Theimer, 1990; Hänninen, 1992).

Les tourbières sont constituées de diverses unités morphologiques de surface (UMS) et biotopes associés (*e.g.* butte, dépression humide, mare, platière), et chacune de ces unités est caractérisée par un assemblage végétal et un régime hydrique particuliers (Charman, 2002). Plusieurs travaux ont été réalisés dans le but d'expliquer la mise en place de ces unités (Nungesser, 2003), certains se sont basés sur les résultats obtenus par le géoradar. Comas, Slater et Reeve (2004) ont émis l'hypothèse du rôle des dépôts minéraux sous-jacents dans la composition de la végétation de surface d'une tourbière et des conditions de drainage associées. Ils ont associé la transition entre les formations arbustives et arborescentes aux épaisissements des dépôts glaciomarins du bassin et ce changement serait expliqué par le contrôle exercé par les matériaux géologiques sur la hauteur de la n.p. Les résultats leur ont aussi permis d'associer l'emplacement des mares aux irrégularités du relief du bassin minéral sous-jacent (*i.e.* eskers ou amas de till). Assumant une corrélation mares/eskers, ces auteurs ont extrapolé la position des eskers sous la tourbe (Comas, Slater et Reeve, 2005 c). Dans le but de comprendre la dynamique de la végétation de surface des tourbières, Kettridge *et al.* (2008) ont étudié l'écohydrologie d'une tourbière avec un géoradar. À partir de carottes échantillonnées, ils ont décrit l'humification de la tourbe selon la technique de von Post et Granlund (1926), constituant la base de l'interprétation des profils géoradar. Les résultats ont permis de lier les variations d'humification corrélées sur les profils géoradar aux différentes

UMS observées en surface. Les changements de teneur en eau génèrent des modifications de la constante diélectrique du milieu qui sont perceptibles avec l'appareil. Les auteurs concluent que même si le géoradar offre moins de détails stratigraphiques que les carottes de sédiment, il permet une reconstitution stratigraphique continue sur plusieurs mètres de longueur, ce qui s'avère intéressant pour les études en paléoécologie des tourbières.

Le géoradar représente aussi un potentiel intéressant pour l'analyse interne des différentes composantes d'une tourbière. Le réseau naturel de canalisation d'une tourbière est notamment identifiable (Holden, Burt et Vilas, 2002; Holden, 2005 a, 2005 b). Holden, Burt et Vilas (2002) ont observé des conduites de 9 cm de diamètre dans une tourbière de couverture située dans la réserve naturelle de Moor House (UK), avec un écart maximum de 30 cm entre les valeurs obtenues par sondages manuels et celles provenant du géoradar. Néanmoins, les canaux trop proches de la surface n'ont pu être relevés, fort probablement à cause des fréquences utilisées (*i.e.* 100 et 200 MHz) et donc de la longueur d'onde (λ) trop grande. Le géoradar permettrait aussi de caractériser le contenu en gaz des tourbières. Celles-ci peuvent être composées jusqu'à 20% de gaz en phase libre (Rosenberry, Glaser et Siegel, 2006) et lorsque concentrés, ces gaz peuvent être distingués et leur volume quantifié dans la tourbe. Les résultats de Comas *et al.* (2005 B), obtenus à partir de mesures en forage réalisées à la tourbière Caribou bog (Maine, États-Unis), ont en effet démontré que l'abondance de gaz dans la tourbe engendre une diffusion de l'onde qui se traduit par une section de profil où les réflecteurs sont quasi ou totalement inexistantes (*scattering zone*, ou zones de diffusion). Des mesures de surface avec des concentrations élevées de CO₂ et de CH₄ ont permis de confirmer l'interprétation de ces zones de diffusion. Des résultats similaires ont été obtenus avec des profils géoradar en mode *common offset* (appendice (app.) A) sur de grandes surfaces d'investigations (Comas, Slater et Reeve, 2005 a). Toutefois, ces deux modes d'acquisition ne sont efficaces que si le sol possède une teneur en eau constante. Les changements de teneur en gaz ont comme effet de modifier la teneur en eau de la tourbe, et de générer un réflecteur. Des tests en laboratoire, effectués sur un bloc de tourbe (0,022 m³), ont révélé que les données géoradar acquises en mode *common mid-point* (CMP) (app. A) permettent de déterminer la distribution, l'évolution et le modèle d'émission des gaz (Comas et Slater, 2007; Parsekian *et al.*, 2009). D'autres essais menés sur le terrain ont obtenu des

conclusions similaires (Comas, Slater et Reeve, 2007, 2008). Kozlowski (2010) a par hasard détecté l'emplacement de défenses de mastodonte en effectuant des relevés de géoradar dans une tourbière new yorkaise. L'excavation a permis de confirmer la présence des vestiges.

D'autres études ont aussi démontré que les différentes propriétés des unités stratigraphiques de la tourbe (composition végétale, degré de décomposition, densité de la M.O., densité volumétrique), favorisant des teneurs en eau distinctes, pouvaient être perceptibles à l'aide du géoradar (Halleux, 1990; Warner, Nobes et Theimer, 1990; Theimer, Nobes et Warner, 1994; Slater et Reeve, 2002; Doolittle et Butnor, 2009). Des changements de teneur en eau de l'ordre de 2 à 3% à l'intérieur d'un horizon de moins de 15 cm ont pu être décelés (Theimer, Nobes et Warner, 1994). D'après Theimer, Nobes et Warner (1994) et Mellet (1995), l'identification des couches de cendre, des horizons ligneux, des arbres enfouis et de l'eau libre dans les horizons tourbeux devrait être possible. À l'aide d'analyses de PAF sur différentes carottes prélevées le long d'un transect, Warner, Nobes et Theimer (1990) ont été en mesure de confirmer le contact acrotelme/catotelme décelé à l'aide du géoradar (*PulseEKKO III*) et d'antennes de 200 MHz de fréquence. Hänninen (1992) a aussi comparé les résultats de PAF aux profils obtenus avec le géoradar et ceci lui a permis de caractériser la composition botanique du dépôt tourbeux (*i.e.* tourbe de sphaignes, tourbe de cypéracées). Kettles et Robinson (2000) ont réussi à distinguer les horizons de tourbe fibrique et humique dans leurs profils alors que Leopold et Völkel (2003) ont identifié des faciès dans les sédiments tourbeux, dont un légèrement concave qui a été associé à la présence d'anciennes mares. Ces résultats n'ont par contre pas été validés avec du matériel prélevé sur le terrain.

La vitesse moyenne des dépôts tourbeux se situe entre $0,032 \text{ m ns}^{-1}$ (Bradford *et al.*, 2005) et $0,042 \text{ m ns}^{-1}$ (Leopold et Völkel, 2003). La vitesse moyenne de la tourbe peut être estimée en employant la technique *depth-to-target*. Welsby (1988) a mentionné qu'un échantillon par kilomètre carré (km^2) devrait suffire pour obtenir une estimation représentative. Plus récemment, Rosa *et al.* (2009) ont statistiquement démontré que ce nombre était nettement insuffisant. Leurs résultats recommandent la prise de 30 mesures manuelles par tourbière pour en définir la vitesse moyenne. En dessous de ce compte, les mesures d'épaisseur relevées au géoradar risquent d'être faussées par une sous-estimation de la variabilité spatiale

de la vitesse des ondes EM. Rosa *et al.* (2009) ont aussi remarqué que l'erreur moyenne absolue (EMA) était reliée à l'épaisseur de tourbe. L'EMA des mesures pour des épaisseurs < 3 m se situait à 22 cm, tandis que celle des mesures pour les épaisseurs > 3 m était de 59 cm. D'après eux, trois causes expliqueraient cette variation: (1) plus la tourbe est épaisse, plus la taille de l'empreinte du radar (*footprint*) est importante rendant le géoradar moins sensible aux irrégularités locales du bassin qui ne sont pas estimées par les mesures directes de profondeur ; (2) l'épaisseur est estimée en multipliant le temps aller-retour avec la vitesse et ainsi, l'impact de l'erreur sur la vitesse estimée augmente directement avec l'épaississement de la colonne de tourbe ; (3) l'hétérogénéité de la tourbe s'accroît au fur et à mesure que l'épaisseur s'intensifie et puisque chaque unité stratigraphique possède une vitesse propre, les différences quoique très minimes s'additionnent d'une couche à l'autre.

D'une tourbière à l'autre, les résultats obtenus au géoradar risquent de fluctuer. Les complexes tourbeux ombrotrophes offrent une meilleure pénétration et résolution que les tourbières minérotrophes (Doolittle et Butnor, 2009). En effet, les précipitations atmosphériques constituent la principale source d'approvisionnement en eau des tourbières ombrotrophes, un pH et un contenu de cations de base (Ca, Mg, Na et K) faibles, améliorent l'efficacité du géoradar dans ces tourbières.

1.4 Système d'Information Géographique

1.4.1 Définition des Systèmes d'Information Géographique

Un SIG se compose d'un : « [...] ensemble de principes, de méthodes, d'instruments et de données à référence spatiale utilisés pour saisir, conserver, extraire, mesurer, transformer, analyser, modéliser, simuler et cartographier les phénomènes et les processus distribués dans l'espace géographique» (Thériault, 1992 *In* Raveneau, 1998, p. 13). Ils permettent une superposition de renseignements spatiaux (ou couches) afin de questionner et de visualiser l'interaction entre les différents phénomènes. L'intérêt des SIG provient du potentiel d'intégration et d'interrogation de différents types de données. En effet, à l'aide d'un SIG, il est possible d'effectuer différents calculs de superficie et de volume, d'interpoler certains phénomènes ou de procéder à des calculs géostatistiques sur les données. Les résultats de

nouveaux outils, comme la photogrammétrie, les images satellitaires ou les outils de prospection géophysique peuvent également être intégrés au sein d'un SIG et permettre d'accroître significativement la compréhension de phénomènes complexes variant à l'échelle spatio-temporelle.

1.4.2 Les SIG et les tourbières

Depuis plus d'une dizaine d'années, les SIG ont été intégrés dans l'étude des tourbières. Korhola (1994) et Korhola *et al.* (1996) ont interpolé des résultats de radiochronologie (^{14}C) d'échantillons de tourbe dans le but d'en reconstituer l'évolution spatio-temporelle en identifiant les principaux stades et périodes de formation. Kettles et Tarnocai (1999) ont développé un modèle afin d'estimer la sensibilité des tourbières canadiennes face au réchauffement climatique. En se basant sur différentes sources d'informations existantes (*i.e.* climat, végétation, distribution du pergélisol), ils ont développé une base de données pour ensuite l'interroger et définir des zones de sensibilité par rapport à des critères prédéfinis.

Sheng *et al.* (2004) ont développé un SIG afin de dresser un bilan des stocks de C des tourbières des Basses Terres de la Sibérie Occidentale. Le SIG ainsi défini leur a permis de combiner plusieurs sources de données, et ainsi préciser différentes caractéristiques dont la superficie des tourbières et l'épaisseur de tourbe. Ils ont estimé la masse du C total à 70,21 Pg dans ces tourbières alors que les travaux antérieurs avaient obtenu des estimations entre 40 et 55 Pg de C (Neustadt, 1971; Yefremov et Yefremova, 2001). Récemment, Beilman *et al.* (2008) ont utilisé une approche similaire afin de quantifier le C séquestré dans les tourbières de la portion méridionale du bassin versant du fleuve Mackenzie (ouest du Canada). Ils ont effectué des analyses de variabilité spatiale à l'aide de semi-variogrammes en se basant sur des mesures d'épaisseur de tourbe déjà publiées, pour ensuite déterminer les paramètres optimaux permettant l'interpolation de l'épaisseur de tourbe, en plus d'intégrer les différentes valeurs de C des horizons inférieurs et supérieurs à 1 m de tourbe d'épaisseur. Cette approche ne leur a pas permis par contre de tenir compte des variations inter- et intra- tourbières.

CHAPITRE II

LOCALISATION DE LA RÉGION ET DU SITE D'ÉTUDE

Ce second chapitre décrit la région ainsi que le site d'étude, soit la tourbière Lac le Caron. Les contextes géomorphologique, hydrographique, géologique et floristique seront entre autres abordés. Il sera également question d'attributs spécifiques au site d'étude, tels que les unités morphologiques de surface dominantes de la tourbière, la nature des sédiments minéraux qui constituent le bassin topographique et les limites naturelles qui circonscrivent la tourbière.

2.1 Localisation et description de la région d'étude

La région d'étude est située dans les basses terres de la Baie de James, plus précisément dans le bassin-versant de la rivière Eastmain où est situé le réservoir hydroélectrique EM-1 (figure 2.1). Ce secteur est dominé par la forêt coniférienne boréale, où deux domaines bioclimatiques se rencontrent, la pessière à mousses au sud et la pessière à lichens au nord (Lagacé-Banville, 2009). La flore arboricole est caractérisée par une forte proportion de résineux, majoritairement des épinettes noires (*Picea mariana* Mill BSP) et de pins gris (*Pinus banksiana* Lamb). Dans une moindre mesure, les feuillus dominants sont le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides* Michx.) et le bouleau à papier (*Betula papyrifera* Marsh.) (Lagacé-Banville, 2009). La région du bassin-versant de la rivière Eastmain reçoit des précipitations annuelles moyennes de 732 millimètres (mm), tandis que la température annuelle moyenne est de -2,08 °C (Agriculture, 2008). Les extrêmes de température oscillent

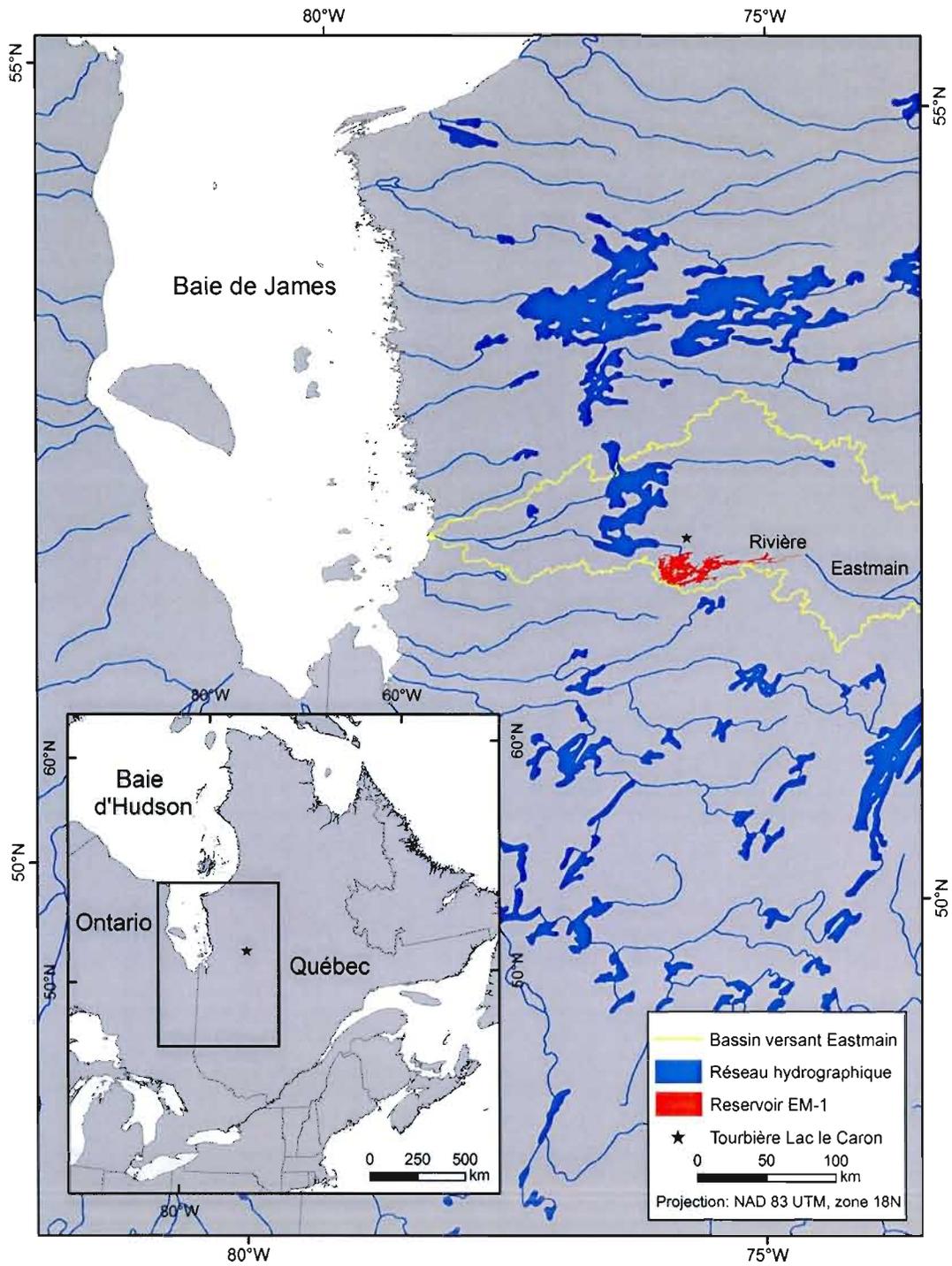


Figure 2.1 Localisation de la région d'étude

entre -25 °C (moyenne pour le mois le plus froid, janvier) et 17°C (moyenne pour le mois le plus chaud, juillet), laissant à la végétation quelques mois sans gel (*i.e.* entre 155 et 175 jours de croissance an⁻¹) (Environnement Canada, s.d.). Plusieurs grandes rivières à fort débit sillonnent la région d'étude (*e.g.* rivières Opinaca, Eastmain, Sakami, Nemiscau). Elles sont toutes quasi parallèles à l'axe latitudinal et l'exutoire de chacune d'elles se trouve au confluent avec la baie de James. Pour la plupart, un haut potentiel hydroélectrique leur est attribué, d'où la construction de plusieurs réservoirs et centrales hydroélectriques dans ce secteur.

La région d'étude se trouve au sein du Bouclier canadien, dans la province géologique du Supérieur mise en place durant l'ère Archéenne (~2,5 milliards d'années (Ga)) (Marquis, 2004). Cette province est essentiellement formée de roches de nature métavolcanique et métasédimentaire ; quelques granitoïdes datant du Protérozoïque y sont aussi présents (2,5 Ga à 543 millions d'année (Ma)) (Franconi, 1982). La rivière Eastmain est localisée dans la sous-province de la bande volcano-sédimentaire (Franconi, 1978, 1982). Le socle rocheux de ce territoire a été façonné et modelé par les glaciations de la période Quaternaire dont la plus récente est associée à l'Inlandsis Laurentidien. Diverses formes et dépôts d'origine glaciaire et postglaciaire témoignent de son passage sur le territoire (*e.g.* esker, moraine, till). Selon Dyke, Moore et Robertson (2003), la déglaciation du secteur a pris fin il y a 8000 ans cal. BP. La fonte du glacier a été suivie par une période d'invasion marine de près de 400 ans (Dyke, Moore et Robertson, 2003). La mer de Tyrrell se serait progressivement mise en place dans le secteur étudié, atteignant un niveau limite de 274 m (par rapport au niveau moyen des mers (n.m.m.)) (Brosseau, 2008). Durant l'épisode marin, différents types de sédiments ont recouvert le till de fond épais et compact, déposé sur l'ensemble du territoire. En milieu profond, des sédiments fins, silteux et argileux se sont déposés, tandis que des dépôts sableux grossiers, pré-littoraux ou littoraux se sont accumulés dans les secteurs moins profonds. La mer de Tyrrell aurait eu une salinité comprise entre 25 et 35 unités de salinité (*practical salinity unit* (psu)) (Pendea *et al.*, 2007), ce qui est supérieur aux valeurs actuelles des eaux de la Baie de James (0- 27 psu). Le relèvement isostatique combiné à la fonte complète du glacier a permis l'exondation graduelle des terres.

Le retrait de la Mer de Tyrrell, jumelé aux changements des conditions climatiques, a permis à la végétation de progressivement recoloniser le secteur au cours de l'Holocène. Les dépressions mal drainées, où des sédiments fins s'étaient accumulés, ont été comblées par la formation de tourbières. Celles du secteur étudié sont majoritairement de type ombrotrophe, et caractérisées par une succession de buttes, de dépressions et de mares alternant à la surface. Les tourbières de la région d'Eastmain correspondent à l'ensemble du Haut-Boréal humide (Groupe de travail national sur les terres humides, 1997) où la végétation dominante est caractérisée par une forte présence de sphaignes, quelques éricacées (*Chamaedaphne calyculata* ou *Vaccinium angustifolium*), et aux endroits les mieux drainés des conifères de petites tailles (*Picea mariana* et *Larix laricina*) (Loisel, 2009).

2.2 Localisation et description du site d'étude

Dans le cadre du projet de caractérisation des émissions nettes de gaz à effet de serre suite à la mise en place d'un réservoir hydroélectrique (site internet : www.eastmain1.org), six tourbières ont été retenues à partir de leur représentativité régionale aux niveaux physiographique, écologique et hydrologique pour différents types de mesures de surface et en profondeur de celles-ci (Garneau *et al.*, 2006). De ces six tourbières, trois se trouvent actuellement submergées suite à la mise en eau du réservoir EM-1 (superficie de 603 km²) qui a débuté au cours de l'automne 2005 (Hydro-Québec, s.d.). La présente étude porte sur l'une des trois tourbières exondées retenues comme analogues à celles ennoyées soit la tourbière du Lac le Caron (EM- 476).

2.2.1 La tourbière du Lac le Caron (EM- 476)

La tourbière du Lac le Caron (52° 17' 6'' N et 75° 50' 19'' O) couvre une superficie de 2,24 km². Elle est circonscrite à l'ouest, par un affleurement rocheux de 290 m (n.m.m.) d'altitude, alors qu'au nord, à l'est et au sud sa délimitation naturelle correspond aux limites du ruisseau à l'eau Claire. L'altitude moyenne de la surface de la tourbière est de 247,1 m (n.m.m.). Une datation au radiocarbone (¹⁴C), réalisée sur des sédiments prélevés à la partie la plus profonde du bassin, a permis d'estimer l'âge du début de l'entourbement à 7520 cal. BP (Beta –

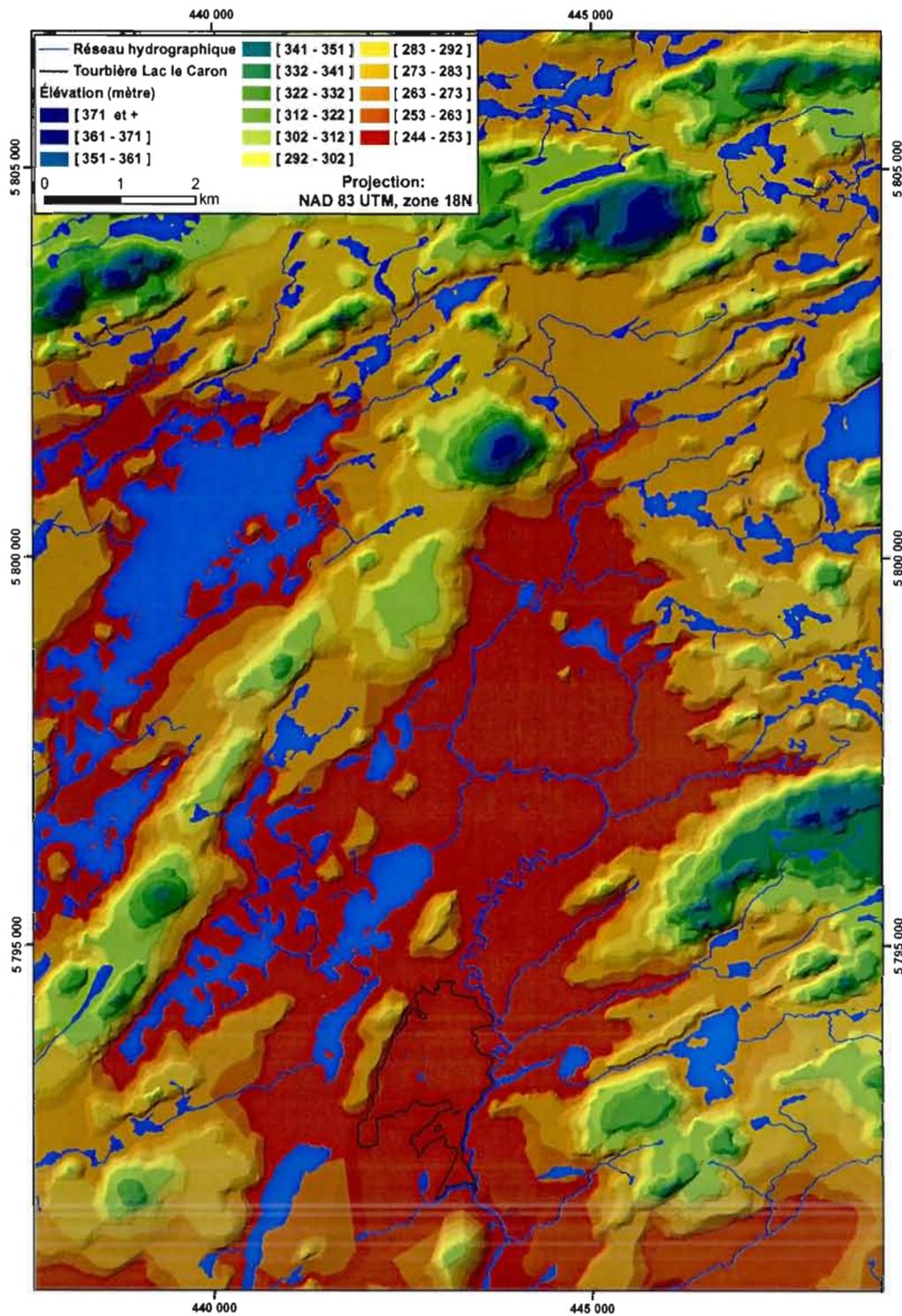


Figure 2.2. Modèle d'élévation numérique de la région de la tourbière Lac le Caron. Sources : (Ressources naturelles, S.D. b).

223743). La Mer de Tyrrell aurait submergé le secteur de la tourbière Lac le Caron, y déposant des sables fins à grossiers (des sédiments argileux et silteux ont aussi été identifiés sporadiquement). Selon Brosseau (2008), la tourbière aurait été mise en place sur des dépôts deltaïques suite au retrait de la Mer de Tyrrell dans ce secteur. La tourbière Lac le Caron se serait formée dans une dépression assez mal drainée ceinturée d’affleurements rocheux (*i.e.* 290 à 375 m) (figure 2.2).



Figure 2.3 Section de surface ridée de la portion ombrotrophique de la tourbière Lac le Caron. Photo : P.-L. Dallaire, 2006.

Plus de 80% de la tourbière est de type ombrotrophe, avec un patron morphologique de surface de type ridé (73%) (figure 2.3). Ce microrelief correspond à une succession de buttes (25- 50 cm au-dessus de la surface) et de dépressions humides (Loisel, Garneau et Hélie, 2009). La seconde unité morphologique de surface (UMS) est une unité à mares (9%), majoritairement concentrée au milieu de la tourbière. Le pH est acide, et oscille entre 3,76 et 4,04 (Garneau *et al.*, 2006). La strate muscinale se compose de *Sphagnum fuscum* et *S. capillifolium* sur les buttes, *S. angustifolium*, *S. magellanicum*, *S. rubellum*, *S. papillosum* et *S. pulchrum* sur les platières, et enfin *S. teres*, *S. majus* et *S. lindbergii* dans les dépressions. Au niveau des herbacées, les principales espèces sont *Eriophorum vaginatum* ssp. *spissum*,

Trichophorum cespitosum, *Scheuchzeria palustris*, *Carex oligosperma*, *C. pauciflora* et *C. limosa*. La strate arbustive est dominée par les éricacées, dont *Chamaedaphne calyculata*, *Kalmia angustifolia*, *Rhododendron groenlandicum* et *Andromeda glaucophylla* (Loisel, 2009). Aux pourtours de la tourbière, lorsque la nappe phréatique (n.p.) y est plus basse, on trouve les conifères *Picea mariana* et *Larix laricina*. Près de l'escarpement rocheux, les eaux de ruissellement ont enrichi le milieu et favorisé le développement d'un secteur minérotrophe caractérisé par un couvert de cypéracées et de conifères (Garneau *et al.*, 2006).

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre expose le cadre méthodologique de la présente recherche. La collecte des données sur le terrain, les analyses en laboratoire ainsi que les divers traitements de données sont décrits.

3.1 Données de terrain

Les différentes données acquises proviennent de trois campagnes de terrain qui se sont déroulées au cours de l'été 2006 (8 juillet au 7 août), durant l'hiver 2007 (12 au 23 mars) ainsi qu'en été 2008 (23 juillet au 13 août).

3.1.1 Données d'altitude

Des relevés topographiques ont été effectués lors des campagnes estivales de 2006 et 2008. Les coordonnées géographiques ont été relevées à l'aide d'un système de positionnement global différentiel (DGPS) de *Trimble*. Un récepteur de base a été installé à un endroit fixe et une communication entre les satellites et le récepteur permettait de déterminer avec précision les coordonnées de son emplacement. Par la suite, un récepteur mobile relié par radio au récepteur de base, était déplacé où les relevés de positions devaient être effectués (figure 3.1). L'appareil détermine les coordonnées en effectuant la différence entre les positions des deux récepteurs (Ressources naturelles Canada, S.D. a). Deux modèles compatibles de géoïde ont

été utilisés, soit le modèle CGVD28 en 2006 et le modèle H2T en 2008 (Ressources naturelles Canada, S.D. c). Ces modèles permettent de représenter la Terre selon une forme ellipsoïdale, qui se rapproche de sa morphologie réelle. Les données ont été acquises en mode cinématique temps réel (*real time kinematic* (RTK)), permettant une correction en temps réel basée sur les mesures de phase des ondes satellitaires. Dans le but d'optimiser la stabilité, la qualité des communications radio ainsi que la couverture satellitaire, le récepteur de base était placé sur un îlot rocheux surplombant la tourbière (figures 3.7 et 3.8). Un emplacement a été désigné à chacune des campagnes, et un marqueur métallique, fixé au sol, permettait le repositionnement du récepteur de base.



Figure 3.1 Composantes du système de positionnement global différentiel (DGPS). Photo : P.-L. Dallaire, 2009.

Lors de la campagne de l'été 2006, des mesures d'altitude ont été collectées à intervalle de 5 m sur des transects longitudinaux et latitudinaux (figure 3.9). À l'été 2008, les coordonnées ont été relevées à chaque site de mesures et aux différents sites d'échantillonnage dans la tourbière (*e.g.* sites de carottages, traces géoradar, collecte d'eau, mesure de la nappe phréatique (n.p.), etc.) (figure 3.10). Des relevés topographiques ont aussi été effectués aux pourtours et au centre de la tourbière. Ceux-ci ont permis d'effectuer la photogrammétrie et l'orthorectification des photos aériennes couvrant la tourbière (ligne de vol HQ90-1008). Les

relevés ont été effectués à des endroits facilement repérables sur les photographies et sur le terrain (*e.g.* arbre isolé, substrat rocheux). La photogrammétrie est une méthode qui permet de générer une valeur d'altitude sur chacun des pixels de la photo en effectuant une modélisation mathématique de la géométrie en mode stéréoscopique (Kasser et Egels, 2002). L'orthorectification élimine, par une série de procédés mathématiques, la distorsion focale de la photographie aérienne afin que celle-ci puisse représenter la réalité le plus précisément possible (Geomatiga, 2003). L'ensemble de ces opérations a été réalisé avec le logiciel *PCI Geomatica* version 9.1.

Les valeurs de la tourbière Lac le Caron acquises à l'été 2008 ont été corrigées afin d'être conformes au système de référence spatiale. Pour ce faire, une base de relais a été installée au sommet d'une colline entre la borne géodésique 90KG875 et la base de la tourbière Lac le Caron. Les coordonnées géographiques ont ensuite été saisies à la borne ainsi qu'à l'emplacement du marqueur métallique. Un vecteur de correction a été calculé afin de déterminer, avec une précision millimétrique, la position du récepteur de base à la tourbière. Un second vecteur a aussi été évalué en déterminant la différence entre les anciennes et les nouvelles coordonnées de la base au Lac le Caron (Santerre, 1991).

3.1.2 Mesures de l'épaisseur de tourbe

L'épaisseur de la matière organique (M.O.), ainsi que la composition des sédiments minéraux du bassin dans lequel s'est développée la tourbière, ont été obtenues durant la saison estivale 2006. Cette tâche a été accomplie à l'aide d'une sonde *Oakfield* (Rosa *et al.*, 2009), enfoncée dans les sédiments organiques jusqu'au contact minéral. La nature des sédiments minéraux à la base de la tourbière a été déterminée systématiquement à tous les 200 m. De plus, afin d'estimer la variabilité des mesures d'épaisseurs de tourbe, 30 valeurs ont été prélevées dans un quadrilatère d'un mètre carré (Rosa *et al.*, 2009) en milieu ouvert et en milieu fermé dans la tourbière (figure 3.9).

3.1.3 Prélèvement des carottes de tourbe

Des carottes de tourbe ont été échantillonnées pendant l'été 2006, quatre latérales (LLC- L1, LLC- L2, LLC- L3 et LLC- L4) et une centrale (LLC- C) représentée par la partie la plus profonde du bassin (figure 3.9). Celles-ci ont été prélevées afin de réaliser des analyses paléoécologiques et paléohydrologique (projet de doctorat de Simon van Bellen, UQÀM) ainsi que pour la caractérisation du contenu en C de ces séquences. Durant l'été 2008, deux autres carottes (Tran_0m et Tran_10m) (figure 3.10) ont été récoltées aux extrémités du site d'excavation d'une tranchée (art. 3.1.5). Pour l'ensemble des carottes, le premier mètre de sédiment a été extrait en utilisant le carottier de type Box (8 x 8 x 105 cm), et les sections ultérieures ont été récoltées à l'aide des sondes Russes (diamètre de 4,5 ou 7,5 cm) (figure 3.2 A). Sur le terrain, les sédiments ont été emballés d'une pellicule de plastique et recouverts de papier d'aluminium, puis insérés dans des tubes de plastique rigide en PVC (figure 3.2 B). En laboratoire, les carottes ont été coupées en sections d'un centimètre et individuellement ensachées pour être conservées au réfrigérateur jusqu'aux analyses.



Figure 3.2 Carottage A) Échantillonnage d'une carotte de tourbe avec le carottier Russe (diamètre 7,5 cm) B) Emballage d'une carotte prélevée à l'aide du carottier Russe (diamètre 4,5 cm). Photos : V. Dubois, 2006.

3.1.4 Acquisition des données par géoradar

Des profils au géoradar ont été effectués en mode *common offset* (app. A) à l'aide d'un appareil *Pulse EKKO 100* de *Sensors & Software Inc.* Deux campagnes ont été réalisées, la première pendant l'hiver 2007 et la seconde durant l'été 2008. Lors de la campagne hivernale, l'appareil a été installé sur un traîneau à neige (figure 3.3) séparé des antennes par une distance de 5 m, afin d'éviter l'atténuation (Jol et Bristow, 2003; Bradford *et al.*, 2005). De façon à maintenir un espacement constant entre les antennes, celles-ci avaient été fixées sur une pièce de bois (figure 3.3). L'emplacement des transects correspond à celui où les mesures manuelles d'épaisseur de tourbe ont été réalisées au cours de l'été 2006. Un total de 7 837 traces, réparties sur 5 transects, a été collecté (figure 3.9). Le pas d'échantillonnage entre les données avait été fixé à 1 m.

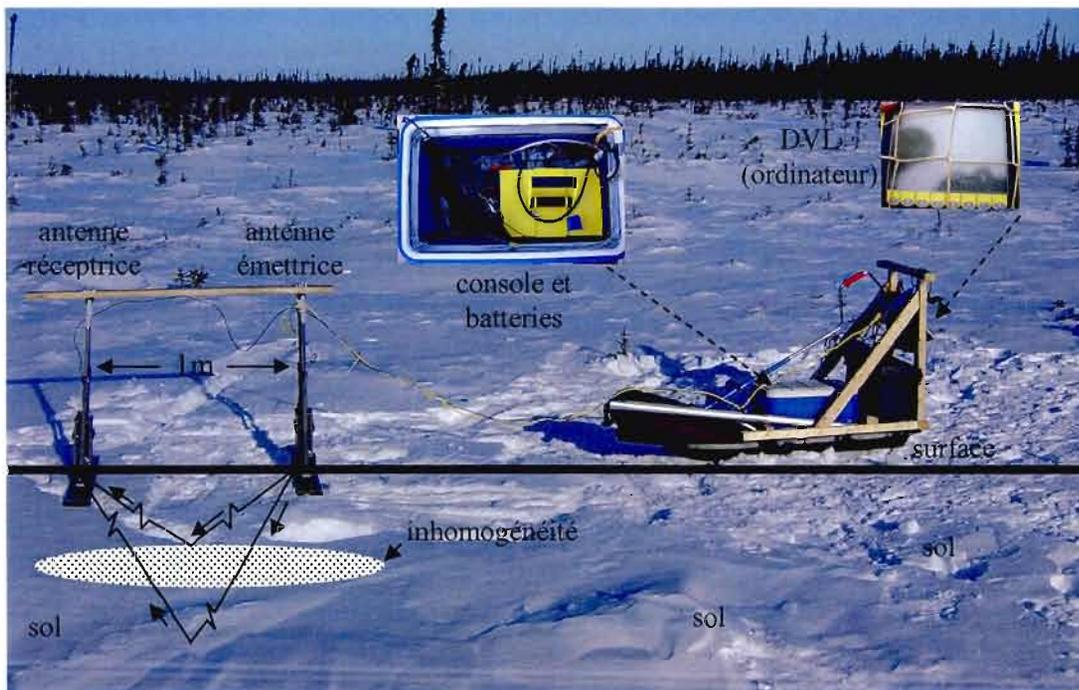


Figure 3.3. Schéma du fonctionnement du géoradar *Pulse EKKO 100* (*Sensors & Softwares Inc.*) (Tirée de Warner, Nobes et Theimer (1990)). Photos : P.-L. Dallaire, 2007.

Au cours de l'été 2008, la console a été placée dans un sac à dos pour en faciliter le transport et les transects ont été réalisés sur des tronçons reliant les sites de carottage de 2006. Le pas d'échantillonnage entre les traces était maintenu par un gallon à mesurer déroulé sur la surface de la tourbière. À l'emplacement de chaque trace géoradar, les coordonnées géographiques étaient saisies à l'aide du DGPS. Un espace d'au moins 5 m était maintenu entre les antennes et la console, ainsi qu'une distance de 10 m entre la console et le DGPS. Au total, 23 483 traces ont été récoltées sur 9 transects. Les données ont été prises avec un intervalle de 0,25 m.

La qualité des résultats obtenus à l'aide d'un géoradar est grandement influencée par le choix des paramètres de collecte de données (Annan et Cosway, 1999). Il importe en effet de définir la fréquence (f) des antennes à utiliser, la longueur de la fenêtre de mesure (fs), l'intervalle d'échantillonnage (i) et l'espace séparant les antennes (e). La résolution verticale des profils est proportionnelle à la fréquence. Plus la fréquence est élevée, meilleure est la résolution. Cependant, plus la fréquence est haute, moins la pénétration de l'onde est grande (Gawthorpe *et al.*, 1993; Cassidy, 2008). La fenêtre fs représente, en nanosecondes, la plage d'enregistrement des données. Plus grande est cette fenêtre, plus elle enregistre des données en profondeur, mais souvent avec une résolution moindre car le pas d'échantillonnage temporelle doit être accru, le nombre d'échantillon par trace étant constant (Annan et Cosway, 1999). L'intervalle d'échantillonnage et l'espacement entre les antennes permettent d'accroître la résolution dans la mesure où plus ils sont petits, meilleure est la résolution. Il convient de trouver un compromis entre précision des données et temps alloué pour effectuer la collecte de données, car plus l'intervalle et l'espacement sont réduits, plus la récolte des données est longue. Les paramètres utilisés en 2007 ont été basés sur les travaux de Laterreur (2004) et Rosa (2007), tandis que ceux de 2008 ont été déterminés à partir des travaux d'Annan et Cosway (1999) et des tests réalisés au préalable au site de la tranchée (chap. 3.1.5).

Comas, Slater et Reeve (2005 c) ont montré une corrélation entre la présence de mares à la surface d'une tourbière et des eskers à la surface minérale sous-jacente. Afin de vérifier l'existence d'un lien similaire à l'emplacement des mares de la tourbière Lac le Caron, deux

Tableau 3.1 Paramétrages du géoradar lors des campagnes de terrain 2007 et 2008

	Hiver 2007	Été 2008
Fréquence (f)	100 et 200 MHz	200 MHz
Espace entre les antennes	1 m	0,5 m
Pas d'échantillonnage	1 m	0,25 m
Fenêtre de mesure	666 ns	300 et 600 ns
Mode d'échantillonnage	<i>Common offset</i>	<i>Common offset</i>
Voltage (Volt (V))	400 V	400 V
Empilage (<i>Number of stacks</i>)	16	16

transects (transects 9 et 10) ont été effectués depuis la surface de la plus grande mare de la tourbière (figure 3.10). Pour l'acquisition de ces profils, le DVL ainsi que la console ont été placés à l'intérieur d'une glacière et les antennes ont été encastrées dans un panneau isolant de mousse en polystyrène (figure 3.4). Un gallon à mesurer a été déroulé sur la surface pour assurer un pas d'échantillonnage constant. À chaque extrémité des transects, les coordonnées géographiques ont été saisies à l'aide du DGPS, la valeur d'altitude a été conservée pour la totalité du profil et une interpolation a permis de déterminer les valeurs de latitude et de longitude.



Figure 3.4 Acquisition des transects 9 et 10 à la mare centrale de la tourbière Lac le Caron. Photo : M. Boivin, 2008

3.1.5 Tranchée

Au cours de l'été 2008, une tranchée a été creusée dans la portion nord-est de la tourbière afin de confirmer le choix des paramètres optimaux de l'appareil, de prélever en continu les unités stratigraphiques dominantes et d'en valider l'interprétation à l'aide du profil exposé. La tranchée mesurait 10,25 m de long par 0,60 m de large depuis la surface de la tourbière jusqu'au contact minéral. Le choix de son emplacement a été motivé par : (1) la présence de la bordure forestière indiquant le pourtour du bassin minéral à proximité, (2) le site de carottage de LLC- L1 situé ~15 m à l'ouest, et (3) la transition entre la bordure forestière et le milieu ouvert arbustif (figure 3.5 A). Une description des unités stratigraphiques exposées, et potentiellement détectables au géoradar, a été réalisée à tous les 25 cm. Plusieurs profils ont été acquis, avant et après le creusage de la tranchée, en utilisant différents paramètres afin d'en déterminer les optimaux pour l'atteinte des objectifs de l'étude. Pour minimiser les conséquences de la perturbation sur les horizons stratigraphiques et les conditions hydrauliques de la tourbe, certaines précautions ont été prises lors de l'excavation de la tranchée. Une paroi a été protégée tout au long des travaux, les données ont été récoltées à une distance de 1,5 m du fossé et deux journées ont séparé les travaux de creusage et la collecte des données. Pour interpréter la stratigraphie des profils, des tiges métalliques de 1,5 cm de diamètre ont été insérées au contact de deux horizons stratigraphiques avant certains passages au géoradar. En effet, les ondes EM du géoradar, lorsqu'elles rencontrent une particularité isolée et ponctuelle (*e.g.* tuyau, roche, tige métallique), génèrent une hyperbole (Cassidy, 2008) et dans notre cas, l'hyperbole a permis de vérifier si le changement stratigraphique identifié visuellement était également détectable à l'aide du géoradar.

Les contrastes de permittivité électrique entre deux matériaux, ou unités stratigraphiques, sont susceptibles de produire des réflecteurs perceptibles sur les profils géoradar (van Dam *et al.*, 2002; Cassidy, 2008, 2009 a). C'est pourquoi des sous-échantillons correspondant aux principales unités stratigraphiques identifiées à partir de la tranchée ont été récoltés. Pour ce faire, des carottes ont été prélevées à une distance de 2 m du bord de la tranchée depuis la surface jusqu'à la base minérale en utilisant les carottiers Box et Russe. Des sous-échantillons provenant d'unités stratigraphiques différentes ont été prélevés à partir de ces carottes, placés

dans un contenant de plastique hermétique, puis enveloppés dans une pellicule de cellophane, scellés avec du ruban adhésif et placés au réfrigérateur. Ils ont ultérieurement été envoyés au laboratoire de la *School of Civil Engineering* à l'University of Birmingham, Royaume- Uni, où des mesures de la permittivité relative apparente (ϵ_r^*) ont été effectuées par le professeur Andrew M. Thomas. Les méthodes de réflectométrie *Time- Domain Reflectometry* (TDR) (Thomas, 2008) et *Quarter-Wavelength Analysis* (QWA) (Thomas *et al.*, 2008) ont été utilisées. Pour les deux techniques, les analyses ont été réalisées avec une sonde lorsque la taille de l'échantillon était suffisante (échantillon #1 et #2), et dans une cellule quand elle ne l'était pas (échantillon #3 et #4).

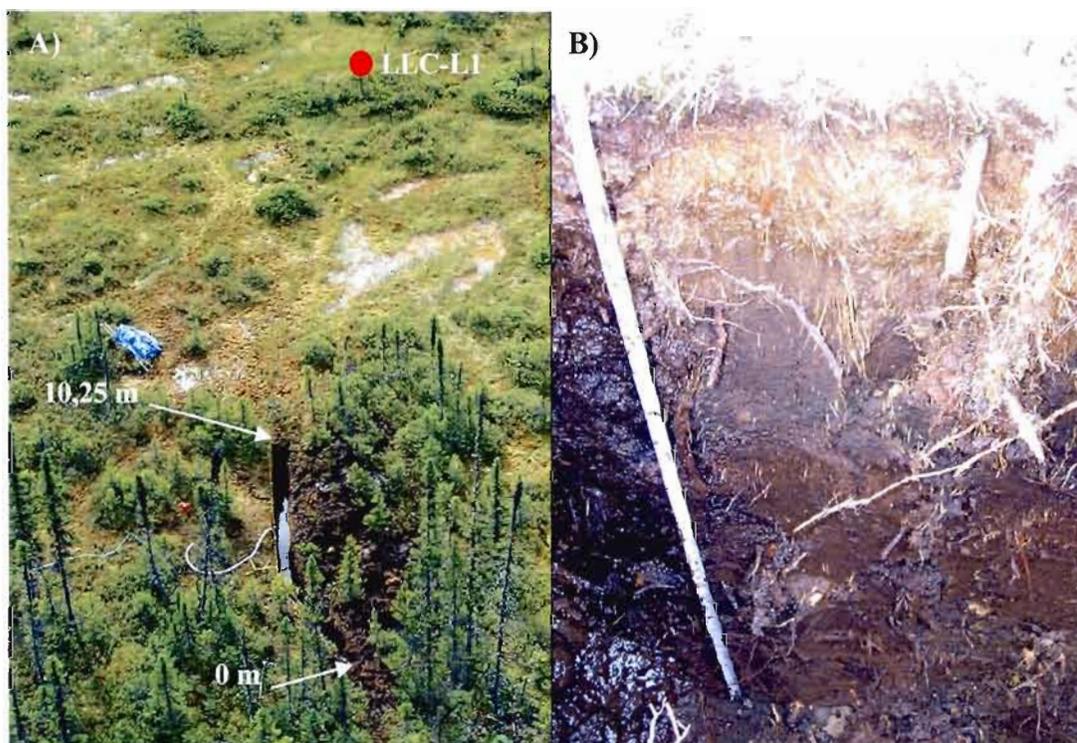


Figure 3.5 Tranchée creusée à la tourbière Lac le Caron. A) Vue aérienne de la tranchée. B) Coupe transversale de la tranchée effectuée à 775- 800 cm. Photos : M. Boivin, 2008.

3.1.6 Échantillonnage d'eau

Durant l'été 2008, des échantillons d'eau ont été prélevés tous les 50 cm de profondeur de tourbe aux sites carottés lors de l'été 2006. Un tuyau de PVC, dont l'une des embouchures

était refermée par du ruban adhésif, a été enfoncé aux profondeurs nécessaires et le ruban ensuite perforé pour permettre à l'eau de s'introduire dans le tuyau (Fraser, Roulet et Lafleur, 2001). Le lendemain de l'installation des tuyaux, un échantillon d'eau a été recueilli dans une bouteille *Nalgene* de 250 millilitres (ml) à l'aide d'une seringue et d'un tuyau de plastique souple. Un total de 27 prélèvements a été effectué. Les bouteilles et leur contenu ont été conservés au réfrigérateur jusqu'aux analyses. En laboratoire, la conductivité électrique (σ) et le potentiel hydrogène (pH) de l'eau ont été mesurés avec l'appareil *YSI 30* (model 30/10 ft) (dos Santos Fonseca *et al.*, 2004; Kaweekityota *et al.*, 2007).

3.1.7 Mesures de la nappe phréatique

La hauteur de la n.p. a été mesurée pendant l'été 2008 le long d'un transect de 25,5 m juxtaposé à une portion de profil géoradar (transect 4- 5) (figure 3.10). Les mesures ont été effectuées afin de confirmer ou d'infirmer le niveau de la n.p. sur les profils géoradar. Une série de piézomètres en PVC, d'une longueur d'un mètre, a été introduite dans la tourbe à tous les 50 cm. Les piézomètres ont été enfoncés le matin, et les mesures prises en fin d'après-midi dans le but de minimiser les effets de perturbations sur les mesures de la n.p. Au total, 51 mesures ont été effectuées.

3.2 Analyses en laboratoire

Les analyses en laboratoire ont permis de caractériser la composition de la tourbe, étape essentielle à l'interprétation des profils géoradar. Les résultats de ces analyses sont regroupés sous forme de diagrammes conçus à l'aide des logiciels *Tiliagraph 2.0.B.4* et *TGView 2.02*.

3.2.1 Description stratigraphique

À intervalle de 10 cm, un échantillon de 1 cm³ de tourbe a été prélevé et une description macrofossile sommaire accompagnée de l'évaluation du degré de décomposition de la tourbe selon la méthode de Troëls- Smith (1955) ont été effectuées. En tout, 7 carottes (5 carottes

prélevées à l'été 2006 et deux à l'été 2008) ont été analysées, les longueurs de celles-ci variant entre 499 cm (LLC- C) et 85 cm (Tran_0m) (figures 3.9 et 3.10).

3.2.2 Teneur en eau et en matière organique de la tourbe

Les changements de densité de la tourbe et de la teneur en eau des unités stratigraphiques peuvent constituer des réflecteurs (Warner, Nobes et Theimer, 1990; Theimer, Nobes et Warner, 1994; Slater et Reeve, 2002; Doolittle et Butnor, 2009). L'analyse par perte au feu (PAF) a été utilisée pour quantifier ces fluctuations (Dean, 1974). Pour ce faire, un échantillon de 1 cm³ a été extrait à tous les centimètres sur chacune des 7 carottes de tourbe. Le contenu en eau et la densité sèche (g cm⁻³) de la tourbe ont été acquis en séchant à l'étuve les échantillons pendant un minimum de 12 heures à 105 °C. Par la suite, le rapport entre les poids secs et frais des échantillons a été effectué. La teneur en M.O. a aussi été obtenue à l'aide de la technique de la PAF. Il s'agit de brûler les échantillons pendant 3 heures à 550 °C pour ensuite diviser le poids perdu suite à l'ignition, avec le volume de l'échantillon frais (Dean, 1974). Le protocole complet figure en appendice (app. B).

3.3 Traitements des données

3.3.1 Traitement des données acquises par géoradar

Avant d'être interprétées, les données géoradar doivent subir une série de traitements afin d'accroître le rapport signal/bruit (Jol et Bristow, 2003; Cassidy, 2009 b). La majorité des données ne requiert que des opérations de base (*i.e.* rehaussement, filtre passe-bande, repositionnement du temps 0) (Jol et Bristow, 2003; Cassidy, 2008, 2009 b). Des procédés inappropriés pourraient rompre l'authenticité des données et fausser l'interprétation des profils (Annan, 1999). L'édition des données a été réalisée avec le logiciel *ReflexW version 5.0*.

Le bruit de basse fréquence a été éliminé par l'application du filtre temporel *subtract-mean (dewow)* (figure 3.6 B); une fenêtre de 10 ns a été employée pour les données récoltées au cours de l'hiver 2007 et une autre fenêtre de 6,25 ns a été utilisée pour celles recueillies à

l'été 2008. Le filtre agit indépendamment sur chacune des traces, il utilise la fenêtre pour déterminer la valeur moyenne et soustrait/additionne cette moyenne obtenue au point central (Annan, 2003 b). Le repositionnement du temps zéro (0 ns) à la surface du sol (figure 3.6 C) s'effectue en éliminant l'onde aérienne du profil. Cette étape a été réalisée avec l'outil *move starttime* et les temps de l'onde pour atteindre la surface du sol de chaque section de profil. Les signaux les plus faibles ont été rehaussés en appliquant le gain *automatic gain control* (AGC) (fenêtre spectrale de 40 et 125 ns) (figure 3.6 D). Par l'application de ce gain, on calcule pour chaque trace la moyenne de l'amplitude à l'intérieur de la fenêtre qui se déplace verticalement le long des traces, et chaque amplitude est harmonisée par rapport à cette moyenne (Sandmeier, 2008).

Les ondes EM ne voyagent pas directement d'une antenne à l'autre de façon rectiligne : elles sont plutôt émises et reçues à l'intérieur d'un complexe « cône 3D ». Ainsi, les traces ne sont pas uniquement le reflet des structures sous le point milieu entre les antennes (Neal, 2004). En conséquence, de « faux » réflecteurs, des distorsions, des diffractions et des inclinaisons sont présents au sein des profils (Neal, 2004; Bradford *et al.*, 2005). La migration est une fonction qui permet d'éliminer en partie ces imprécisions. Le but de ce traitement est d'augmenter la résolution, de rendre le profil plus authentique spatialement et de rehausser la reconstruction visuelle de la représentation du sol (Annan, 1999; Cassidy, 2009 b) en repositionnant l'énergie réfléchie à son point d'origine (Bradford *et al.*, 2005). Toutefois, la migration requiert une excellente connaissance de la distribution de la vitesse dans le sol ainsi que des sols plutôt homogènes (Neal, 2004). La migration qui a été utilisée est la migration *fk* (Stolt, 1978) (figure 3.6 E) permettant de clarifier avec succès la structure interne de la surface des sols (Neal, 2004).

Les variations topographiques de surface ne sont pas prises en compte lors de la collecte des données au géoradar, ce qui peut engendrer des distorsions et des interprétations erronées (Neal, 2004). Il importe alors d'apposer les coordonnées géographiques aux points de mesure sur les profils (Annan et Cosway, 1999; Jol et Bristow, 2003). Les données d'altitude du modèle numérique d'élévation (MNE) ont été utilisées pour corriger et préciser la topographie de surface sur les transects effectués à l'hiver 2007. Pour les profils de l'été 2008,

une mesure était simultanément saisie à l'aide du DGPS lors du passage du géoradar (figure 3.6 F). La topographie de surface a été lissée à l'aide d'un filtre médian du logiciel *Matlab*. Enfin, les différentes sections des profils ont été juxtaposées pour obtenir des profils continus, en employant l'outil *merge*.

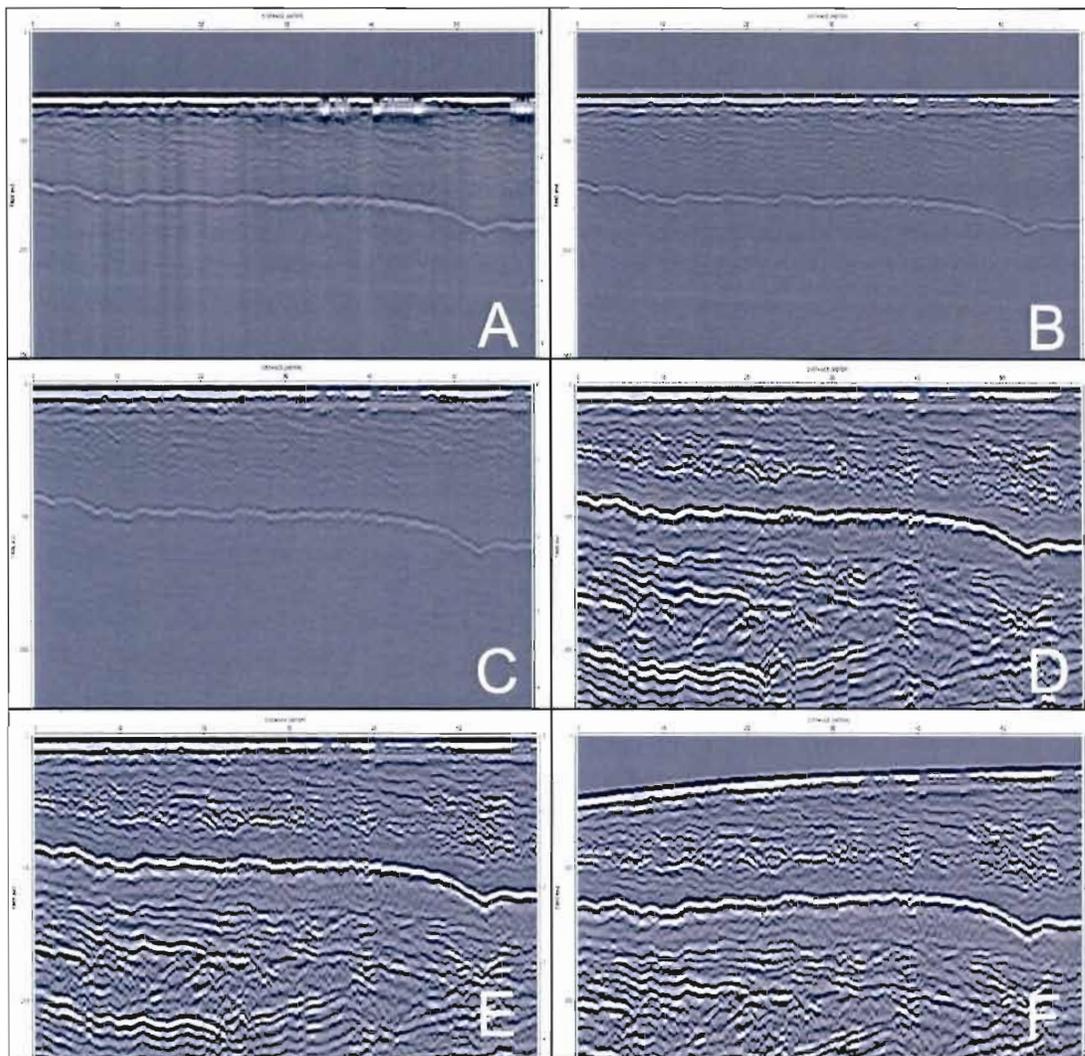


Figure 3.6 Séquence des traitements apportée aux données géoradar, section 226 du profil 7 (portion de 59 m, fréquence de 200 MHz, acquis à l'été 2008) : A) Données brutes ; B) Filtre « subtract- mean (dewow) » ; C) Repositionnement du temps 0 ; D) Application du gain « automatic gain control (AGC) » ; E) Emploi de la migration « migration FK » ; F) Ajustement topographique.

3.3.2 Vitesse

La vitesse est le vecteur de vitesse à laquelle l'onde voyage dans un matériau. Cette vitesse est influencée par la constante diélectrique, et dans une moindre mesure, par la conductivité électrique (Davis et Annan, 1989). En effet, plus la constante diélectrique est élevée, plus la vitesse est lente (Cassidy, 2008). Il est primordial de déterminer la vitesse avec une grande précision car celle-ci permet 1) de convertir le temps en profondeur, 2) d'obtenir de l'information sur la teneur en eau du milieu sondé (Jol et Bristow, 2003) et 3) d'effectuer certains traitements sur les données (*e.g.* migration) (Annan, 1999). De surcroît, la vitesse au sein du matériau influence considérablement la résolution verticale des profils géoradar (Cassidy, 2008).

Deux techniques ont été utilisées pour estimer la vitesse moyenne de la tourbe. La méthode *target to depth* a été utilisée pour les données récoltées au cours de la campagne hivernale de 2006. Celle-ci consiste à déterminer la vitesse requise pour obtenir la meilleure corrélation entre les mesures d'épaisseur de tourbe acquises au géoradar et par sondage (Neal, 2004; Rosa *et al.*, 2009). L'équation [2] a été utilisée pour dériver la vitesse selon la démarche *target to depth*:

$$v = \frac{2\sqrt{(0,5^2 + e^2)}}{twtt} \quad \text{équation [2]}$$

où *twtt* est le temps aller-retour de l'onde entre les deux antennes (*two ways travel time*), *e* est l'épaisseur mesurée manuellement (art. 3.1.12) et 0.5 représente l'écartement entre les antennes. Un total de 39 mesures prises à la tourbière Lac le Caron a été utilisé pour déterminer la vitesse moyenne de la tourbe.

La vitesse moyenne de la tourbe au cours de la campagne estivale a été estimée en sondant par mode *common mid-point* (CMP) (app. A). Avec ce mode, l'écartement entre les antennes est augmenté graduellement pour chaque trace; l'augmentation est constante et équivaut à l'espacement des antennes en mode *common offset*. L'augmentation du *twtt* en fonction de l'écartement permet de calculer la vitesse moyenne d'un médium (Neal, 2004). Au total, 15 CMP ont été récoltés à la tourbière Lac le Caron. L'analyse de la vitesse a été

effectuée avec l'outil *common mid point* du logiciel *ReflexW* et la moyenne de toutes les analyses a permis de déterminer la vitesse la plus représentative (Neal, 2004; Kettridge *et al.*, 2008).

3.3.3 Cartographie et interpolations

Les interpolations ainsi que les rendus cartographiques des données ont été réalisés en utilisant les multiples fonctions et outils du logiciel *ArcGIS* 9.2 et 9.3.

3.3.3.1 Polygones de Thiessen

Des polygones de Thiessen ont été créés (*Create Thiessen Polygons (Analysis Tools)*) en utilisant les valeurs d'épaisseur de tourbe mesurées avec l'aide de la sonde *Oakfield*. Chacun de ces polygones définis autour d'un point d'échantillonnage possède une zone d'influence, de sorte que toute position à l'intérieur du polygone est plus proche de ce point que tous les autres points mesurés (Webster et Oliver, 2001).

3.3.3.2 Interpolations

Les données ponctuelles (*i.e.* altitude de surface, unités stratigraphiques obtenues à l'aide du géoradar et des mesures d'épaisseur de tourbe), ont été interpolées afin d'obtenir des valeurs sur l'ensemble de la tourbière (Lo et Yeung, 2007). La qualité et la validité des interpolations sont fonction de plusieurs facteurs, dont la base de données utilisée, le choix de la technique d'interpolation et les paramètres d'interpolation (Skidmore, 2002).

Une base de données a été constituée pour chacune des couches stratigraphiques. Celles-ci agglomèrent les valeurs disponibles (*e.g.* la base de données pour le bassin minéral sous la tourbe regroupe : les valeurs obtenues à l'aide des mesures manuelles (*Oakfield*), les données acquises à l'aide du géoradar en 2007 et en 2008 ainsi que l'ajout de valeur nulle (aux pourtours de la tourbière ainsi que sur les îlots rocheux (figure 3.10))). Une sélection aléatoire (*i.e.* la valeur initiale a été déterminée aléatoirement) a été effectuée dans les bases de

données pour y diminuer le nombre d'observations. Cette opération avait comme but de réduire l'intervalle de la collecte de données afin de ne pas surestimer l'échantillonnage dans un secteur, alors que d'autres endroits n'ont pas été investigués. Cette opération a été nécessaire dû au fait que la plupart des données ont été collectées sur des transects linéaires. Plusieurs bases de données ont été constituées en utilisant différents intervalles, et le choix de la base de données optimale a été fondé sur les différents résultats des interpolations obtenues lors de la validation croisée effectuée avec le module *Geostatistical Analyst* d'*ArcGIS* 9.2 et 9.3.

Une multitude de techniques d'interpolation est disponible. Chacune d'elle utilise un algorithme permettant de prédire des valeurs entre les données. Le principe de base des algorithmes stipule que plus les données sont près l'une de l'autre, plus elles sont semblables ou corrélées (Johnston *et al.*, 2001). La méthode d'interpolation retenue a été celle du krigeage (*Ordinary kriging, prediction map*) car en plus de répondre au concept de base, cette technique considère également l'arrangement spatial des données et offre une distribution spatiale de l'erreur associée aux estimations (Johnston *et al.*, 2001; Tapsoba *et al.*, 2005). Enfin, sur le plan statistique, le krigeage constitue la méthode optimale d'interpolation spatiale dû à son utilisation du variogramme (Gratton, 2002).

Les interpolations ont été effectuées en employant le module d'assistance de la boîte d'outil *Geostatistical analyst (Geostatistical wizard)*. Ce module offre la possibilité de définir les paramètres de la technique d'interpolation du krigeage. Le variogramme est une mesure de la variance entre deux points d'échantillonnage en fonction de la distance entre ces points ; il est utilisé afin de définir la corrélation spatiale des données (Johnston *et al.*, 2001). Le choix du modèle de semi-variogramme (*i.e.* variogramme divisé par deux) s'ajustant le mieux aux données s'avère l'un des paramètres les plus importants (Burrough et McDonnell, 1998). Dans cette recherche, les interpolations ont été réalisées avec le modèle sphérique. Ce choix a été basé sur la comparaison des résultats de validation croisée (*Geostatistical Analyst* d'*ArcGIS*) obtenue lors de tests préalables. De plus, Webster et Oliver (2001) mentionnent que le modèle sphérique est l'un des plus utilisés en géostatistique et qu'il est particulièrement adéquat pour les interpolations tridimensionnelles des couches

stratigraphiques. Par ailleurs, des recherches similaires effectuées dans les milieux tourbeux ont retenu ce modèle afin de réaliser les interpolations (Bauer, Gignac et Vitt, 2003; Borren et Bleuten, 2006; Beilman *et al.*, 2008).

Il a fallu par la suite déterminer la longueur et le nombre de *lag*. Ce *lag* représente la distance entre les points sur le nuage de points du variogramme, communément dénoté par *h* (Isaaks et Srivastava, 1989). La distance moyenne entre les points d'échantillonnage constitue une valeur fiable pour estimer la longueur du *lag* (Isaaks et Srivastava, 1989). Cette valeur a été déterminée en employant l'outil *average nearest neighbor (spatial statistics tools)*.

Le nombre de points (*neighbors to include*) utilisé par l'algorithme, ainsi que le type de secteur (*sectors type*) influencent considérablement le résultat final de l'interpolation. Plus le nombre de points utilisés est grand, moins le poids de chacun de ces points est élevé, ce qui génère un modèle plus homogène représentant la tendance générale du phénomène interpolé (ArcGIS, 2009). Le type de secteur représente la façon de subdiviser le cercle dans lequel sont sous-échantillonnés les points utilisés lors de l'interpolation (*i.e.*  4 choix possibles où le nombre de points choisis s'applique pour chacune des subdivisions). Le choix de ces caractéristiques a été déterminé selon une technique objective (*i.e.* résultats de validation croisée (*Geostatistical Analyst*)) et une démarche subjective (*i.e.* l'aspect visuel de l'interpolation versus la connaissance des données).

La majorité des paramètres ont été retenus en fonction des résultats de validations croisées issues des multiples tests préalables. Une panoplie d'essais couplant des combinaisons de paramétrages différents a été effectuée dans le but de sélectionner les paramètres les plus adéquats. Les critères considérés sont l'erreur moyenne entre les valeurs prédites et mesurées, l'erreur quadratique moyenne (*root mean square (RMS)*), l'erreur moyenne standardisée, la moyenne standardisée et l'erreur quadratique moyenne standardisée (figure 3.7) (Webster et Oliver, 2001). La différence de ces paramètres n'étant que très minime, des tests de Fisher (test de F) basés sur l'équation [3] ont réalisés afin de vérifier l'existence d'une différence significative entre les valeurs (Wonnacott et Wonnacott, 1990).

$$F = \left(\frac{RMS}{RMS \min} \right)^2$$

équation [3]

Le tableau 3.2 présente les différents paramétrages utilisés lors de chacune des interpolations (chapitre 4, sect. 5.1). La carte 3.8 présente la distribution spatiale des données ainsi que les types de données utilisées pour les interpolations.

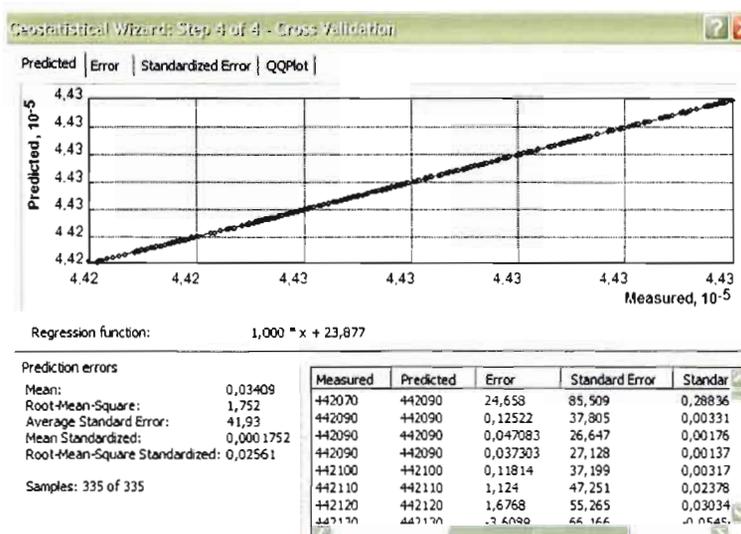


Figure 3.7 Exemple de la validation croisée utilisée lors du choix de paramétrage des interpolations (*Geostatistical analyst*).

Tableau 3.2 Paramétrages des interpolations

	% de points	Modèle de variogramme	Nombre de lag	Dimensions des lag	Nombre de point	Type de secteur
Altitude de surface	1,33%	Sphérique	50	11	6	
Épaisseur de tourbe	0,7%	Sphérique	100	12	5	
Horizon PAG	4%	Sphérique	20	10	2	
Contact Fen / Bog	2%	Sphérique	50	12	6	

Certaines interpolations ne couvrent pas la totalité de la zone d'étude (figure 2.2). Cela s'explique par un échantillonnage insuffisant dans quelques portions de la tourbière. Plutôt que d'ajouter des points de valeurs nulles aux pourtours de la tourbière (absence de tourbe) et de sous-estimer les résultats d'extrapolations, les zones interpolées ne couvrent que les sections où des données ont été collectées. Les volumes de tourbe accumulés à l'intérieur de chacune des unités stratigraphiques ont été calculés à partir de ces interpolations. La superficie utilisée pour les calculs représente la zone interpolée de l'unité stratigraphique interprétée à partir des profils géoradar (figure 3.8 D), soit celle commune à chacune des interpolations (superficie de 1,52 km²). Les volumes ont été déterminés en employant l'outil *area and volume (3D analyst)*.

3.4 Calculs du carbone

Les estimations du carbone (C) accumulé dans la tourbière Lac le Caron sont basées sur l'équation [1] de Sheng *et al.* (2004). Les limites de la tourbière ont été déterminées par photo-interprétation et la superficie a été calculée à l'aide de l'outil *Calculate Geometry (ArcGIS 9.2)*. Les différentes moyennes d'épaisseur de tourbe ont été obtenues à partir des interpolations (par. 3.3.3.2). Les valeurs de densité sèche ainsi que de teneur en M.O. proviennent des analyses de PAF (art. 3.2.2) effectuées sur les carottes prélevées au cours de l'été 2006 (art. 3.1.3). Les moyennes des unités stratigraphiques sont appuyées sur les résultats des analyses Troëls-Smith (van Bellen, Garneau et Booth, en prép.). Les pourcentages de contenu en C diffèrent selon les types de tourbe et une valeur de 50% a été retenue pour la tourbe ombrotrophe (Turunen *et al.*, 1999; Turunen *et al.*, 2002; Beilman *et al.*, 2008). Celle utilisée pour la tourbe minérotrophe est de 52,45%, et est basée sur les résultats de Borren, Bleuten et Lapshina (2004).

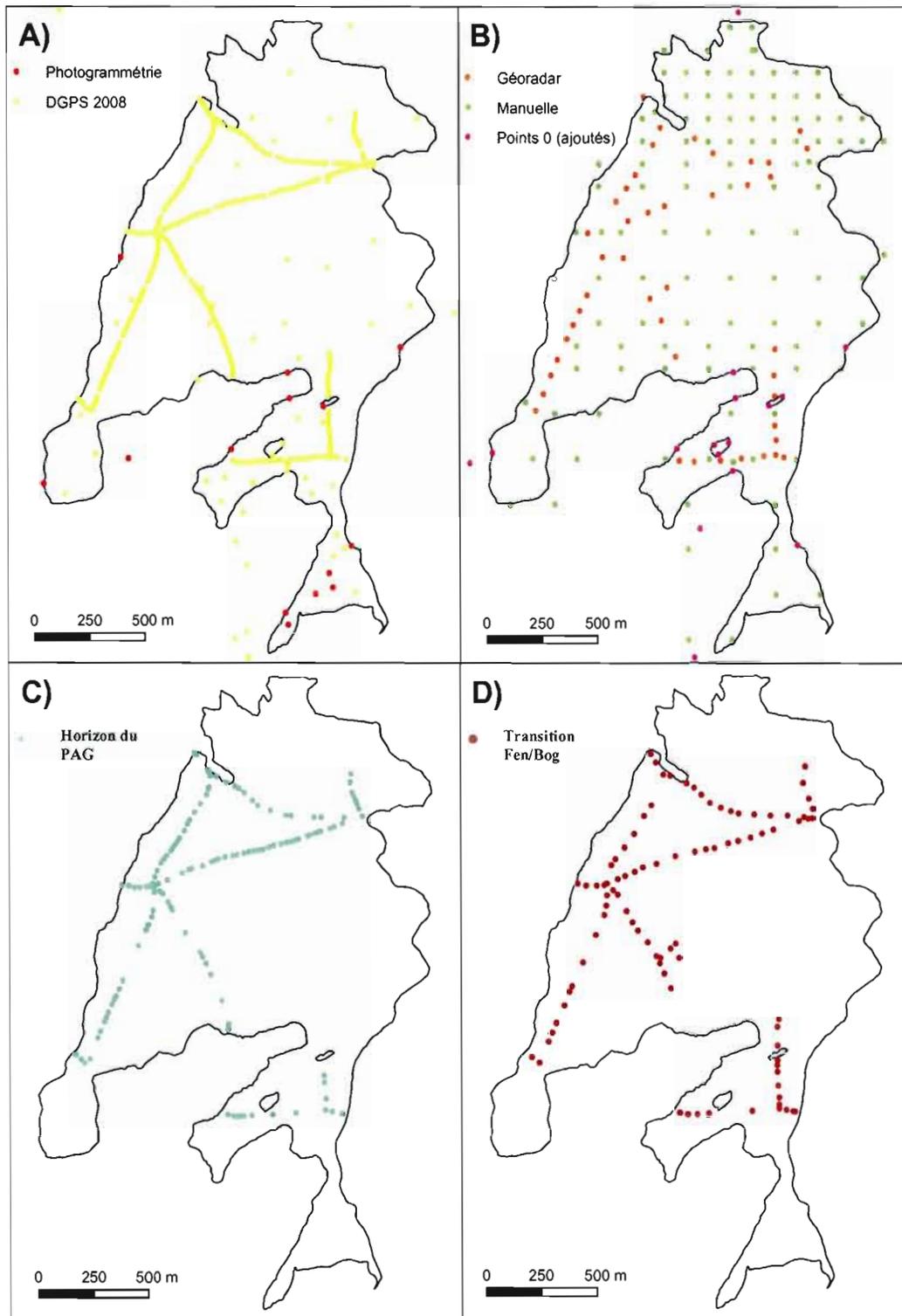


Figure 3.8 Distribution spatiale et type des données utilisées pour les interpolations (les interpolations sont présentées à la section 5.1). A) Altitude de surface de la tourbière ; B) Épaisseur de tourbe ; C) Horizon du PAG interprété à partir des profils géoradar (art. 4.10.2) ; D) Transition Fen/Bog interprété sur les profils géoradar (art. 4.10.2).

3.5 Distributions spatiales des données acquises

La validité des interpolations est étroitement liée à la distribution spatiale des données (Skidmore, 2002). Les figures 3.9 et 3.10 présentent les sites d'échantillonnage effectués au cours des campagnes de terrain s'échelonnant entre 2006 et 2008. À des fins de comparaison, plusieurs prélèvements ont été réalisés aux mêmes endroits. La figure 3.9 combine les données des campagnes 2006 et 2007, alors que la figure 3.10 présente celles de la campagne 2008 (les sites de carottage de l'été 2006 apparaissent sur les deux cartes, car ils ont servi à justifier le choix de l'emplacement des transects au géoradar en 2008). Les points correspondant aux épaisseurs de tourbe nulle apparaissent sur la figure 3.10. Malgré le fait que les données soient ponctuelles, elles apparaissent ici comme linéaires étant donné la très faible distance qui les sépare.

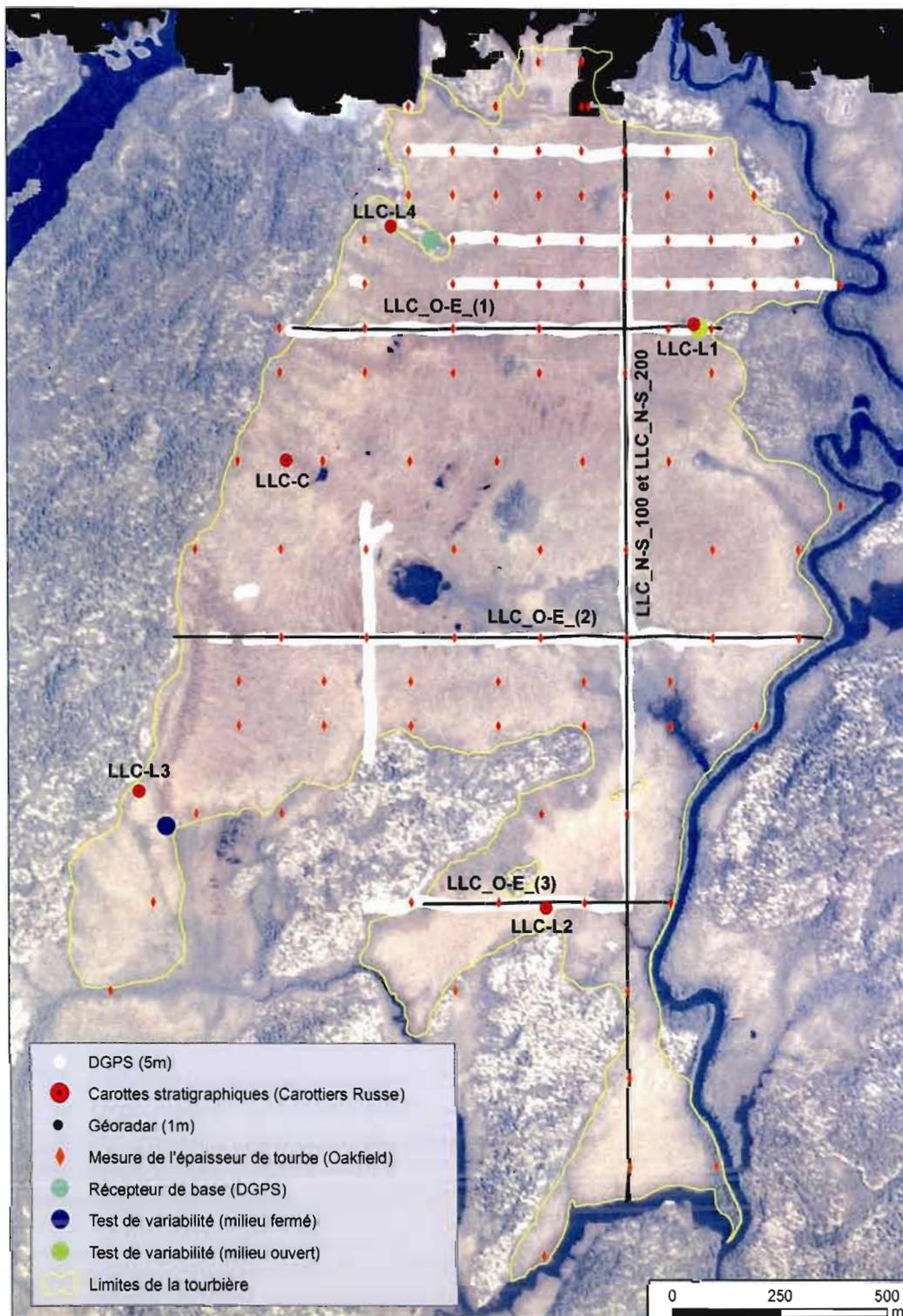


Figure 3.9 Distribution spatiale de l'échantillonnage des campagnes de 2006 et de 2007.

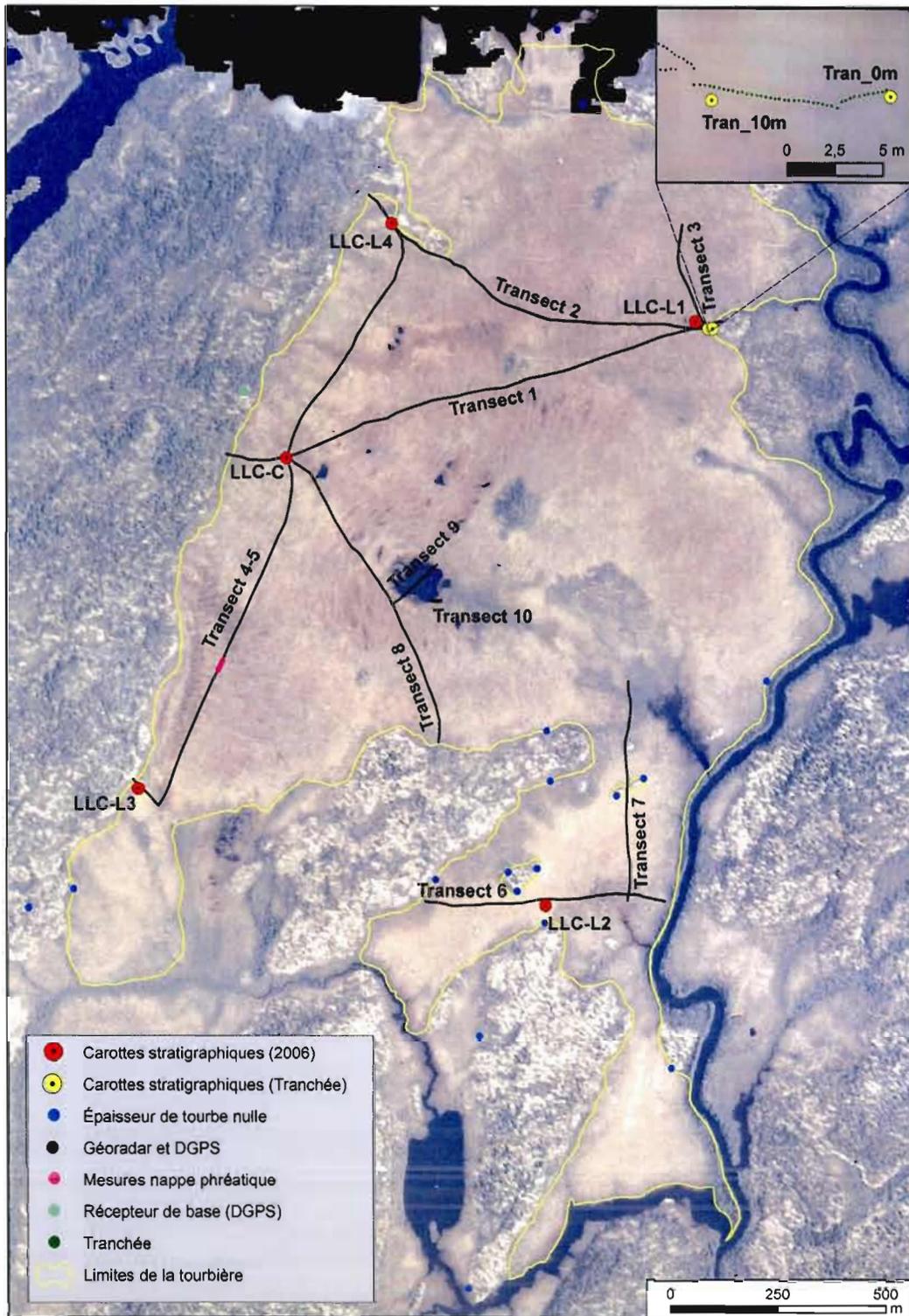


Figure 3.10 Distribution spatiale de l'échantillonnage de la campagne de 2008 et des épaisseurs de tourbe nulles ajoutées.

CHAPITRE IV

INTERPRÉTATIONS DES PROFILS GÉORADAR; COMPARAISONS ET VALIDATIONS

Ce chapitre présente les différents résultats obtenus suite à la collecte et aux traitements des données de la tourbière du Lac le Caron. Les sous-sections présentent les mesures d'altitude de surface, les valeurs des mesures d'épaisseur de tourbe, les mesures des propriétés de l'eau (pH et conductivité de l'eau), les observations réalisées à la tranchée, les mesures de permittivité relative apparente, les mesures de la position de la nappe phréatique, les descriptions stratigraphiques des carottes de tourbe, les valeurs de densité et de teneur en eau des carottes de tourbe, les valeurs de la vitesse de l'onde radar au sein de la tourbe ainsi que les interprétations des profils acquis au géoradar. Ces résultats sont par la suite discutés avec une emphase particulière mise sur la justification et la validation de l'interprétation des profils obtenus avec le géoradar.

4.1 Altitude de surface

L'altitude moyenne de la surface mesurée à la tourbière Lac le Caron à l'aide d'un DGPS est de 247,04 m par rapport au niveau moyen des mers (n.m.m). L'altitude maximale de 250,7 m se situe dans la portion nord-ouest de la tourbière (figure 4.1 A) adjacent à l'escarpement rocheux (figure 2.2). À l'opposé, l'altitude minimale est de 242,7 m et se situe dans le secteur sud-est (figure 4.1 A). Le dénivelé maximal de la tourbière Lac le Caron est donc de 8 m entre les secteurs N-O et S-E (figure 4.1 A). La figure 4.1 B présente le profil topographique du transect 2 (figure 3.10), permettant de visualiser le sens général de la pente de la tourbière.

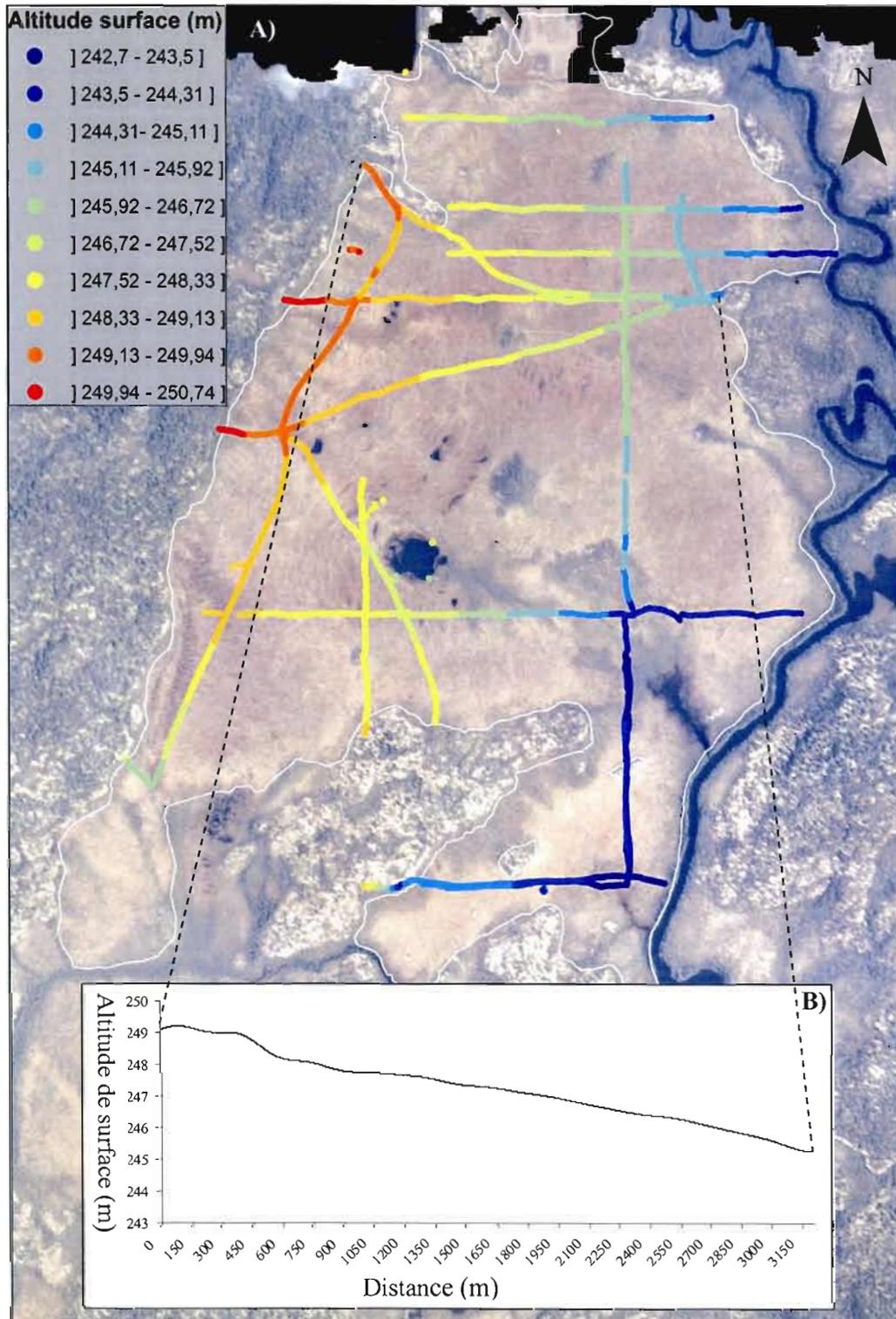


Figure 4.1 Topographie de surface A) Valeurs d'altitude de surface B) Profil topographique du transect 2 (figure 3.10).

4.2 Mesures de l'épaisseur de tourbe

Les mesures manuelles d'épaisseur de tourbe effectuées à partir de la surface fluctuent de 0 à 5,31 m de profondeur, la moyenne étant de 2,70 m. L'épaisseur maximale a été obtenue au nord-ouest de la tourbière (figure 4.2). La figure 4.3 présente les polygones de Thiessen (par. 3.3.3.1) réalisés à partir des valeurs d'épaisseur de tourbe, et confirme la profondeur accrue du bassin dans la partie occidentale. Les tests de variabilité (art. 3.1.2) des mesures ont permis de calculer un écart type de $\pm 0,062$ m au sein de la partie ouverte et de $\pm 0,051$ m (tableau 4.1) dans la section de tourbière fermée (figure 3.9), pour une moyenne de $\pm 0,057$ m.

Tableau 4.1 Valeurs des tests de variabilité de la sonde *Oakfield*

Échantillon	Épaisseur (m) partie ouverte	Épaisseur (m) partie fermée
1	2,63	3
2	2,47	3,07
3	2,63	3,03
4	2,55	3,03
5	2,5	3
6	2,53	2,88
7	2,51	3,04
8	2,56	3,08
9	2,54	3,03
10	2,5	3,03
11	2,46	3,09
12	2,49	3,03
13	2,51	3,04
14	2,59	3,03
15	2,56	2,91
16	2,53	3,01
17	2,55	3,04
18	2,46	3,04
19	2,41	2,98
20	2,47	3,08
21	2,5	2,98
22	2,48	2,93
23	2,62	3,04
24	2,48	3,06
25	2,54	3,05
26	2,68	2,94
27	2,53	3,04
28	2,47	2,96
29	2,44	3,04
30	2,55	3,07
Minimum	2,41	2,88
Maximum	2,68	3,09
Moyenne	2,52	3,02
Écart-type	0,062	0,051

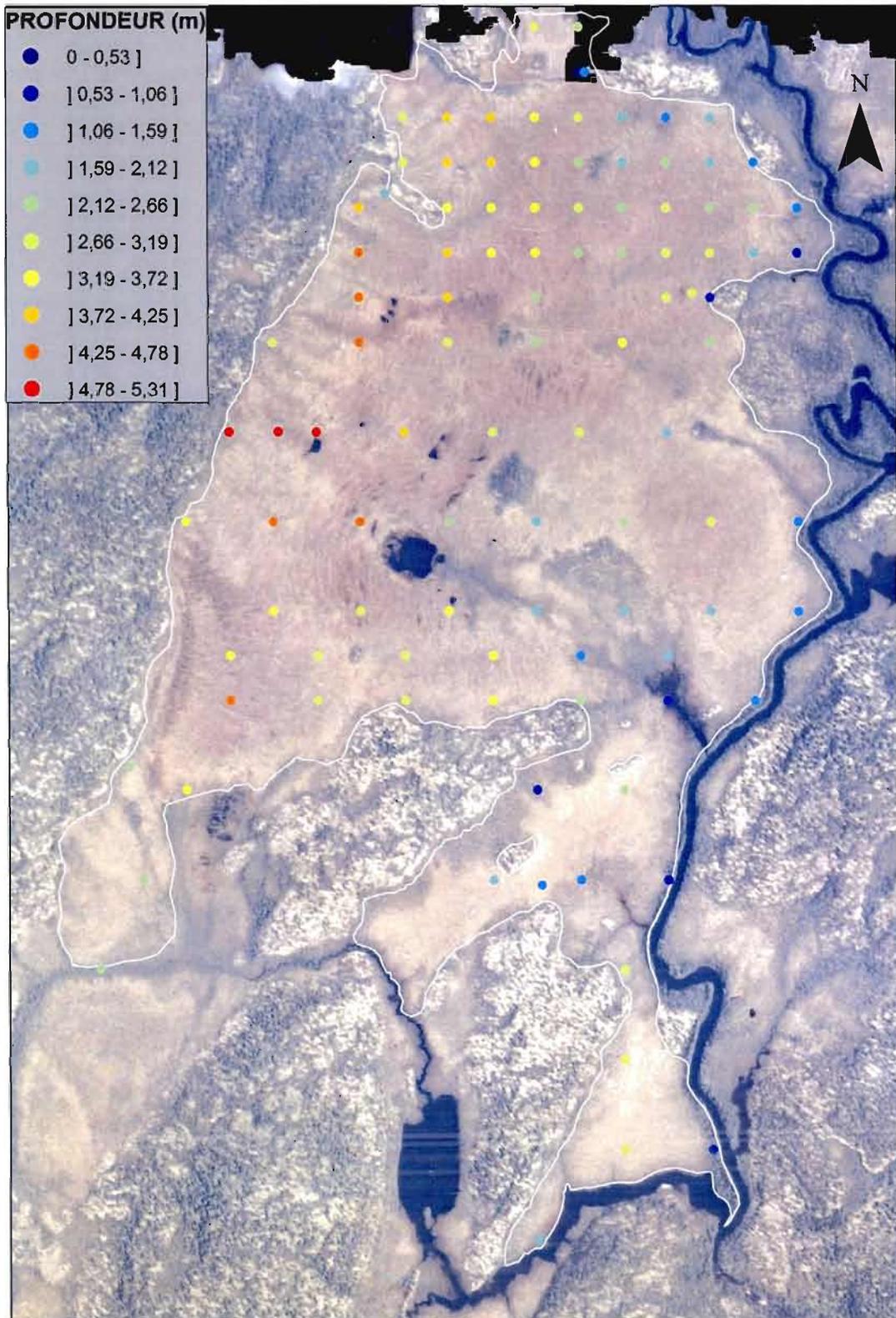


Figure 4.2 Valeurs de mesures d'épaisseur de tourbe.

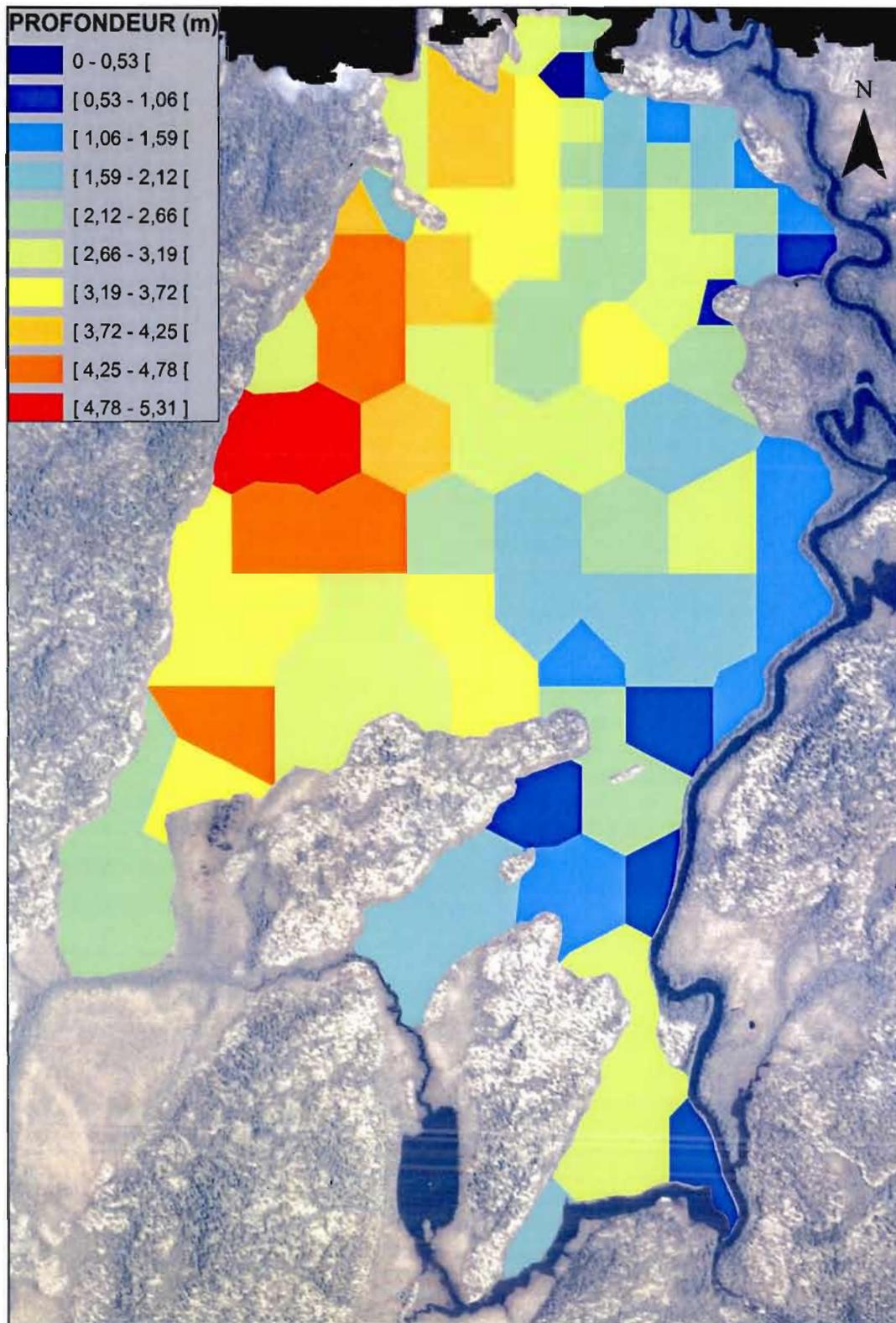


Figure 4. 3 Carte des polygones de Thiessen.

4.3 Propriétés de l'eau

Des mesures de potentiel hydrogène (pH) ont été réalisées sur les échantillons d'eau prélevés aux sites de carottage (figure 3.9). Ils présentent une moyenne de 4,68 avec des valeurs variant entre 4,09 et 6,82 (tableau 4.2). Le site de carottage LLC- L1 est le plus acide avec un pH de 4,37, alors que la moyenne la plus élevée a été mesurée au site de carottage de LLC- L3 (5,29). Les valeurs des mesures de conductivité électrique oscillent entre 22,2 et 86,4 microSiemens/cm ($\mu\text{S cm}^{-1}$) avec une moyenne de $40,66 \mu\text{S cm}^{-1}$ (tableau 4.2). Les valeurs moyennes minimales et maximales ont été obtenues aux sites de carottage LLC- L4 (minimum à $31,1 \mu\text{S cm}^{-1}$) et LLC- L3 (maximum à $55,64 \mu\text{S cm}^{-1}$).

La figure 4.4 présente les résultats des relations linéaires entre la profondeur à laquelle l'échantillon d'eau a été prélevé et les valeurs de conductivité électrique mesurées à cette profondeur. Les coefficients de corrélation varient entre 0,03 (LLC- L1, $\rho = 0,781\ 8$) et 0,83 (LLC- L4, $\rho = 0,090\ 74$). La relation la plus forte (LLC- L4 : $r^2 = 0,83$) montre le lien entre la diminution de la conductivité électrique et l'augmentation de la profondeur. Cependant, le phénomène inverse, soit une augmentation de la conductivité lorsque la profondeur s'accroît, est observé à LLC- C ($r^2 = 0,55$ et $\rho < 0,000\ 1$).

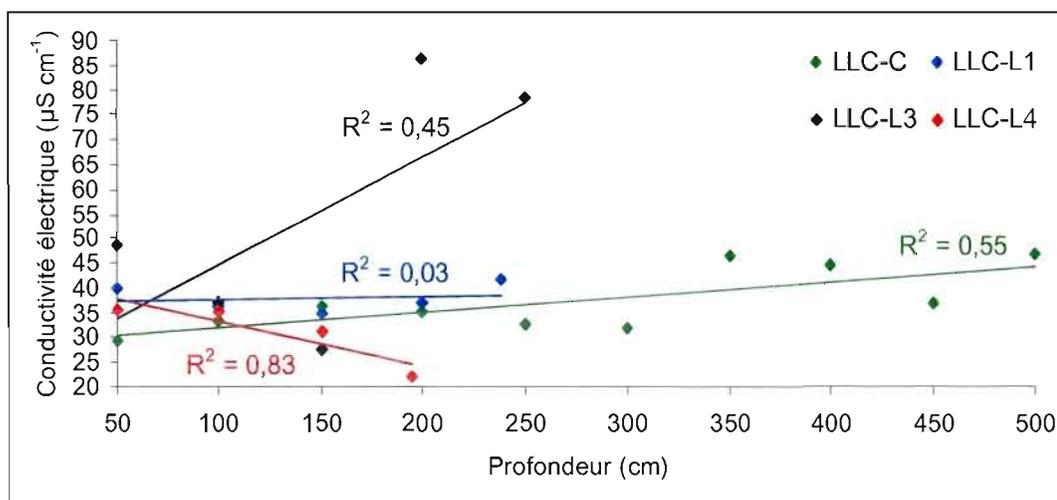


Figure 4.4. Relations linéaires entre la profondeur de l'échantillon d'eau récolté et la valeur de conductivité électrique mesurée.

Tableau 4.2 Valeurs de pH et de conductivité des échantillons d'eau

Nom de l'échantillon	Profondeur (cm)	pH	Conductivité spécifique ($\mu\text{S cm}^{-1}$)
LLC- C 50 cm	50	4,67	29,3
LLC- C 100 cm	100	4,75	33,6
LLC- C 150 cm	150	4,37	36,4
LLC- C 200 cm	200	4,26	35,2
LLC- C 250 cm	250	4,37	32,8
LLC- C 300 cm	300	4,55	31,9
LLC- C 350 cm	350	5,27	46,5
LLC- C 400 cm	400	4,54	44,6
LLC- C 450 cm	450	4,72	37,2
LLC- C 500 cm	500	5,26	46,8
LLC- L1 50 cm	50	4,37	40
LLC- L1 100 cm	100	4,25	36,4
LLC- L1 150 cm	150	4,36	35
LLC- L1 200 cm	200	4,32	36,9
LLC- L1 238 cm	238	4,54	41,6
LLC- L2 50 cm	50	4,16	56,4
*LLC- L2 110 cm	110	4,85	36,2
LLC- L3 50 cm	50	4,75	48,6
LLC- L3 100 cm	100	4,33	37,1
LLC- L3 150 cm	150	4,86	27,6
*LLC- L3 200 cm	200	6,82	86,4
LLC- L3 250 cm	250	5,71	78,5
LLC- L4 50 cm	50	4,67	35,7
LLC- L4 100 cm	100	4,42	35,4
LLC- L4 150 cm	150	4,33	31,1
LLC- L4 195 cm	195	4,66	22,2
Mare (surface)	0	4,09	38,4
Minimum	0	4,09	22,2
Maximum	500	6,82	86,4
Moyenne	----	4,68	40,66
Écart-type	----	0,564	13,947

* Analyse dans cylindre gradué, volume d'eau insuffisant

4.4 Observations à la tranchée

Les descriptions visuelles de la tranchée ont permis d'identifier quatre principales unités stratigraphiques dans cette portion de la tourbière (figure 4.5 A). À partir de la surface, la première unité (1) est composée des 40 premiers centimètres ; elle se distingue par une teinte brun pâle et un taux de décomposition bas. La seconde (2) est juxtaposée à celle de surface (1) ; elle possède une épaisseur variable (*i.e.* épaisseur minimale de 50 cm et maximale de 1,65 m, la moyenne est de 92 cm) qui augmente avec la profondeur du bassin et suit la topographie du bassin. La tourbe est d'un brun foncé à très foncé, le matériel est décomposé et les valeurs de compaction et de densité sèche sont élevées. La troisième (3) unité identifiée n'est pas continue et elle s'insère au sein de l'unité précédente (2). Cette unité n'est observée qu'à partir de 2,5 m de la bordure forestière et son épaisseur varie entre 5 et 21 cm (moyenne de 9 cm). Cette unité se distingue par une concentration élevée de débris ligneux compris dans une tourbe fibrique brun pâle et dont le taux de décomposition est moindre que celui de la couche (2). La dernière couche stratigraphique identifiée (4) se situe entre l'unité (2) et la base minérale du bassin. Elle est observée de façon discontinue. Cette unité se distingue par une forte concentration de matière ligneuse et par une matrice très décomposée allant du brun très foncé à noir. La figure 4.6 A présente les unités stratigraphiques décrites et reconstituées.

À la base du bassin, une fine couche de gyttja a également été identifiée. Une transition dans la compaction et la composition granulométrique du substrat minéral a aussi été observée. En bordure de la tranchée (position 0 m (figure 3.5)) on note une forte compaction des silts et sables fins, alors que vers le centre de la tourbière (*i.e.* position de la tranchée, 10,25 m (figure 3.5)) des sables grossiers peu compactés ont été identifiés. Au site de la tranchée, la position de 21 troncs ou racines de dimensions très variables (*i.e.* de 2 à 12 cm de diamètre) a été relevée (figures 4.5 B et 4.6). Enfin, la présence d'horizons minces de charbons a été notée au-dessus des sédiments minéraux ainsi que parmi la tourbe (figure 4.5 C).

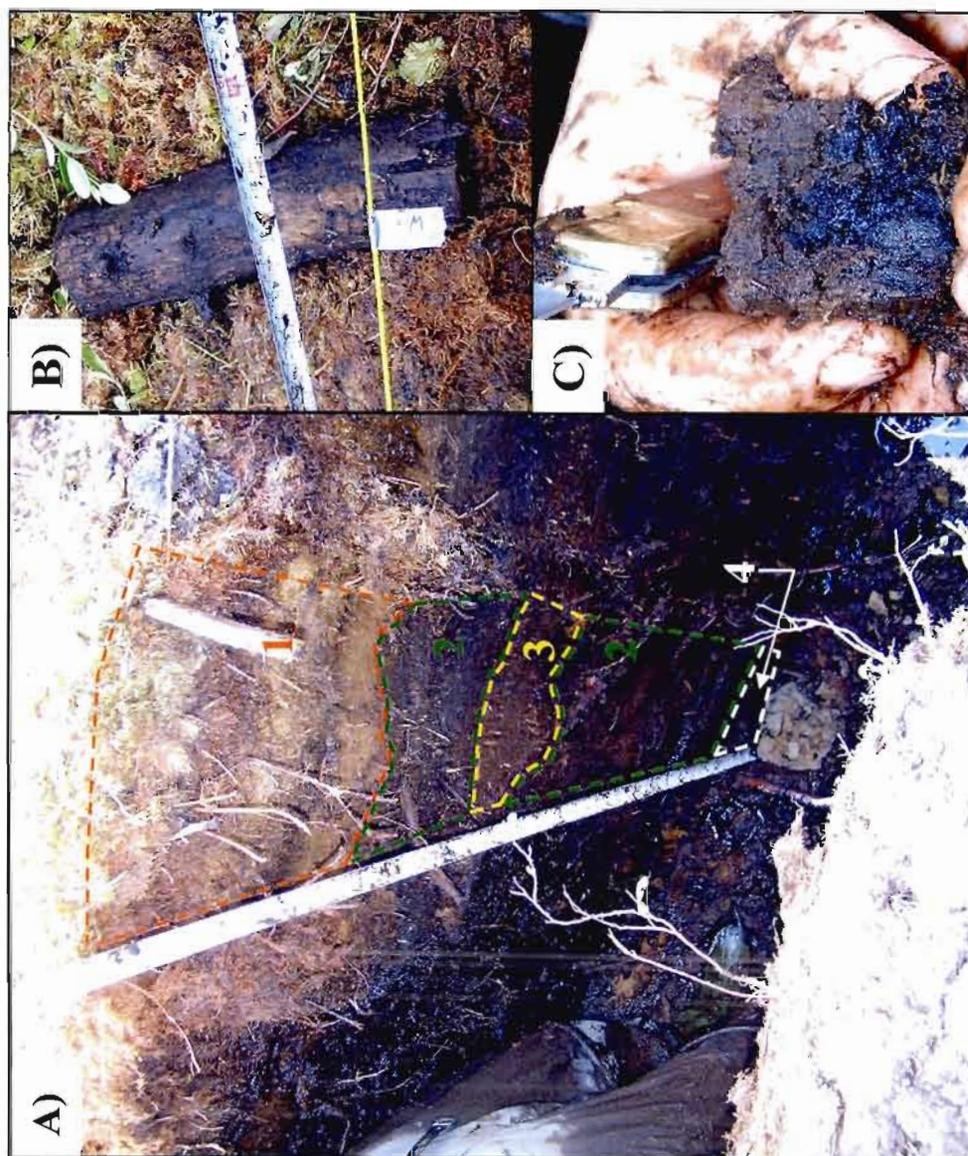


Figure 4.5 Stratigraphie de la tranchée. A) Quatre unités stratigraphiques observées (coupe 675-700cm, 1,41m de profondeur) B) Macroreste ligneux (intervalle horizontal 900-925 cm, à 1,52m de profond) C) Couche de charbon (intervalle horizontal 575-600 cm, à 0,28 m de profondeur). Photos : M. Boivin, 2008.

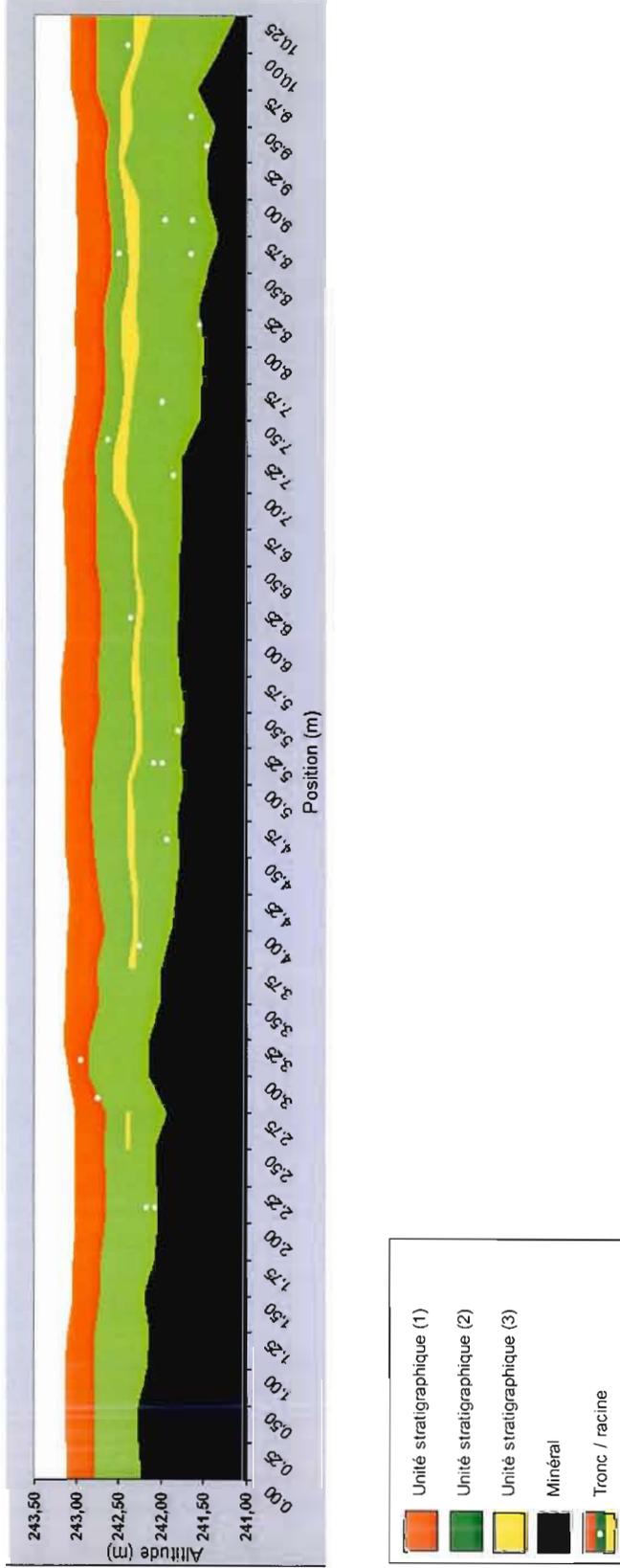


Figure 4.6 Coupe transversale de la tranchée.

Les tests au site de la tranchée effectués avant le creusage ont permis de déterminer les paramètres optimaux pour l'acquisition des profils géoradar. La figure 4.7 présente les résultats de profils obtenus. Le profil 003.04 (figure 4.7 C) est celui qui offre la meilleure résolution pour l'identification du contact minéral/organique (ligne blanche continue, à 0 m et 60 ns) et les réflecteurs compris dans la tourbe. À l'opposé, le profil 001.04 (figure 4.7 A) présente la résolution la moins précise, la transition minéral/organique étant difficilement détectable sur la totalité du segment, et peu de réflecteurs sont visibles au sein de la tourbe. Le profil 002.04 (figure 4.7 B) possède une résolution intermédiaire, particulièrement au contact des sédiments minéraux et organiques.

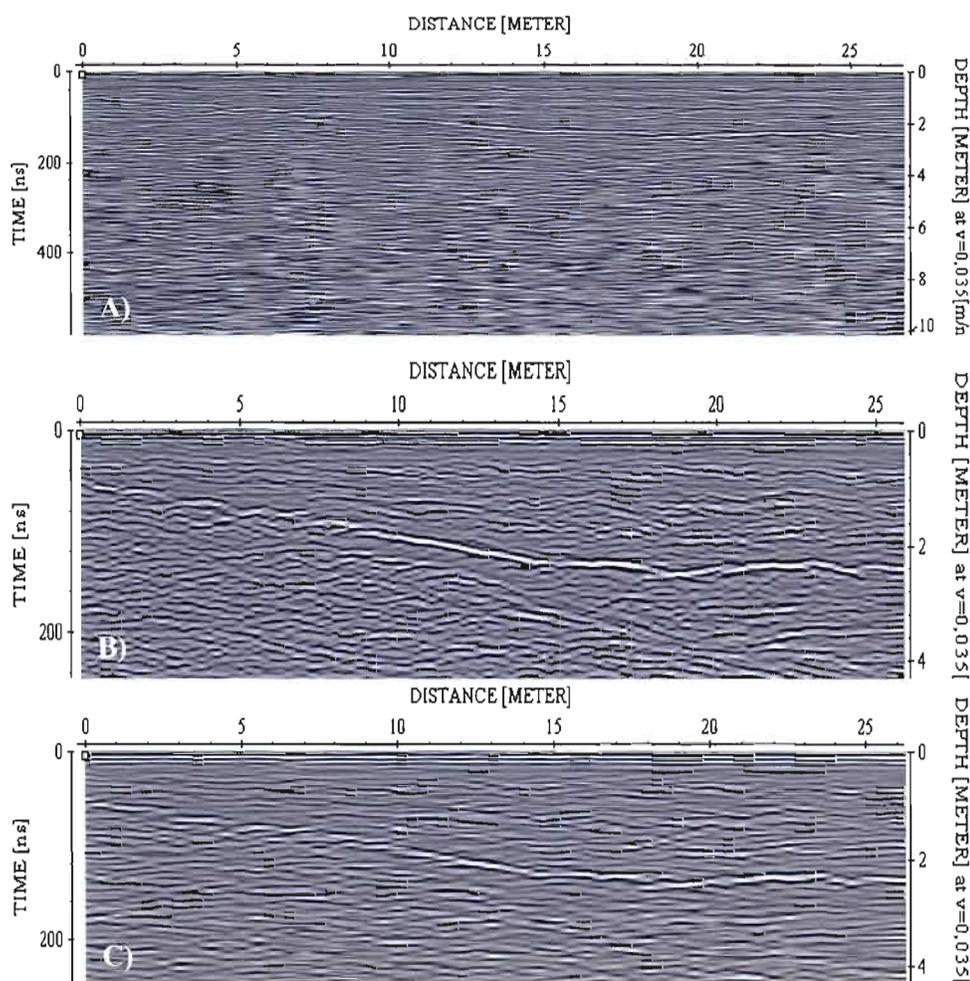


Figure 4.7 Profils géoradar avant l'excavation de la tranchée. A) Profil 0001.04 (paramétrage : 200MHz, espacement entre les données de 50cm, antennes espacées de 50cm et une fenêtre d'acquisition de 666ns) ; B) Profil 0002.04 (paramétrage : 200MHz, espacement entre les données de 50cm, antennes espacées de 50cm et une fenêtre d'acquisition de 300ns) ; C) Profil 0003.04 (paramétrage : 200MHz, espacement entre les données de 25cm, antennes espacées de 50cm et une fenêtre d'acquisition de 300ns).

Les figures 4.8, 4.9 et 4.10 présentent les profils acquis au géoradar alors que des tiges métalliques ont été insérées à la transition de deux unités stratigraphiques. Sur le profil de la figure 4.8, la tige a été enfoncée au 5^e m de la tranchée, au contact des couches (1) et (2), soit à 35 cm de la surface. Sur le profil illustré à la figure 4.9 deux tiges ont été insérées, la première au contact similaire à celle sur la figure 4.8, alors que la seconde a été introduite au 6^e m de la tranchée au contact des couches (1) et (2) à 44 cm de profondeur. Sur ces deux profils, les tiges sont identifiées par la présence des traits noirs, surlignés en orange sur les figures 4.8b et 4.9b. Toutefois, en raison d'une densité de mesure insuffisante (*i.e.* espacement trop élevé entre les données), celles-ci ne possèdent pas la forme hyperbolique conventionnelle et les repères sont déplacés de quelques centimètres par rapport à leur position réelle. De plus, les marques ne permettent pas de relier les transitions stratigraphiques à un réflecteur.

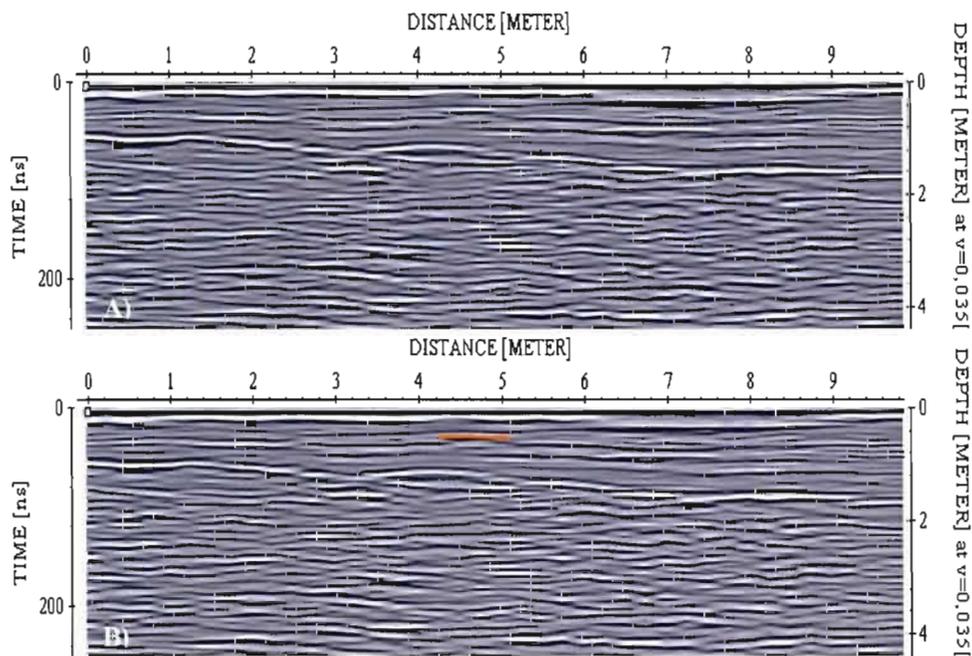


Figure 4.8 Test avec tige de métal au contact des unités (1) et (2) Profil 0011.04 (paramétrage : 200MHz, espacement entre les données de 25cm, antennes espacées de 50cm et une fenêtre d'acquisition de 300ns) ; A) Profil sans interprétation ; B) Profil avec interprétation. — Tige métallique.

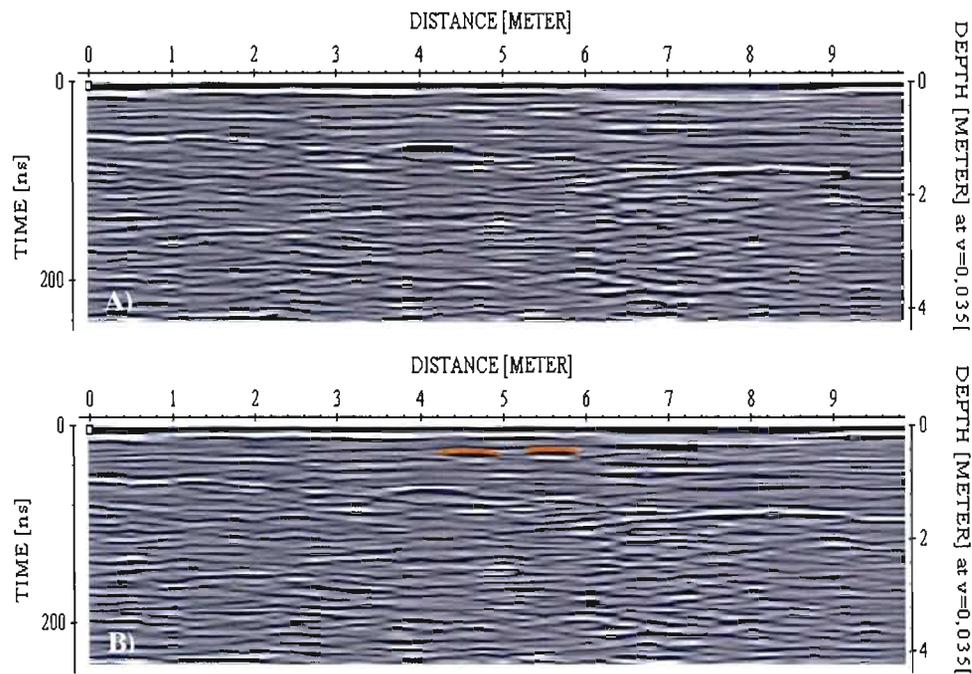


Figure 4.9 Test avec tiges de métal au contact des unités (1) et (2) Profil 0015.05 (paramétrage : 200MHz, espacement entre les données de 25cm, antennes espacées de 50cm et une fenêtre d'acquisition de 300ns) ; A) Profil sans interprétation ; B) Profil avec interprétation. — Tige métallique.

Lors de l'acquisition du profil illustré à la figure 4.10, deux tiges ont été placées dans la séquence tourbeuse. La première se trouve au 7^e m, au contact supérieur des couches (2) et (3), soit à 56 cm de la surface. La seconde est située au contact inférieur des unités (2) et (3), à 69 cm de profondeur et à 9,50 m du début de la tranchée. Contrairement aux figures 4.8 et 4.9, les traits générés par les tiges ne sont pas décalés de leur position originale, et un réflecteur quasi continu est observé. La figure 4.11 présente le profil 007.04 où aucune tige n'a été insérée dans la tourbe. Elle permet ainsi de confirmer la présence des tiges dans les profils des figures 4.8, 4.9 et 4.10.

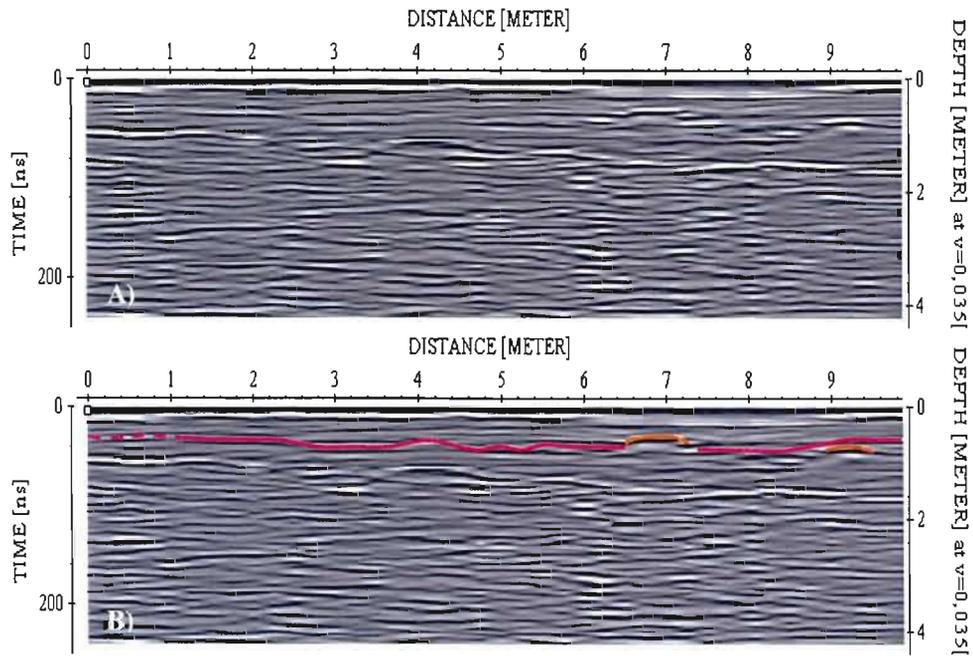


Figure 4.10 Test avec tiges de métal au contact des unités (2) et (3) Profil 0016.05 (paramétrage : 200MHz, espacement entre les données de 25cm, antennes espacées de 50cm et une fenêtre d'acquisition de 300ns) ; A) Profil sans interprétation ; B) Profil avec interprétation. — Tige métallique, — Changement stratigraphique 1 (les pointillés sont interpolés).

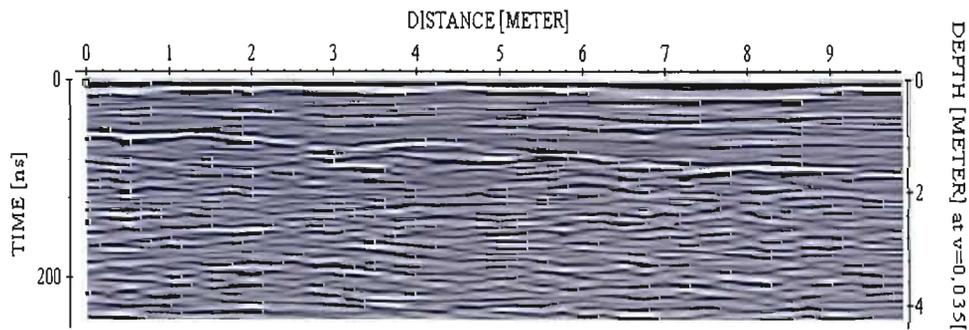


Figure 4.11 Profil géoradar de la tranchée, sans tige de métal Profil 0007.04 (paramétrage : 200MHz, espacement entre les données de 25cm, antennes espacées de 50cm et une fenêtre d'acquisition de 300ns).

4.5 Permittivité relative apparente

Au total, quatre échantillons ont été analysés pour la détermination de la permittivité relative apparente (ϵ_r^*), soit un par unité stratigraphique au site de la tranchée (section 4.4). La valeur de permittivité relative apparente la plus basse (ϵ_r^* 60,75 (*Quarter-Wavelength Analysis* (QWA)); 58,05 (*Time-Domain Reflectometry* (TDR))) a été enregistrée dans l'unité stratigraphique (1), alors que la plus élevée (ϵ_r^* 67,5 (QWA); 69,6 (TDR)) correspond à l'unité (3). Le tableau 4.3 présente les résultats obtenus à l'aide des deux techniques différentes sur les quatre unités identifiées

Tableau 4.3 Valeurs des mesures de la permittivité relative apparente

	QWA (ϵ_r^*)	TDR (ϵ_r^*)
Échantillon #1 (sonde)	60,75	58,05
Échantillon #2 (sonde)	62,6	62,8
Échantillon #3 (cellule)	67,5	69,6
Échantillon #4 (cellule)	63,49	65,66

4.6 Mesures de la nappe phréatique

Les mesures de profondeur de la nappe phréatique (n.p.) effectuées sur le transect de 25,5 m fluctuent entre 0 et 80,5 cm, avec une moyenne de 14,92 cm (tableau 4.4). La n.p. affleure à deux sections (entre 1 m à 3 m et entre 10 m à 13,5 m), alors que de très grandes variations sont enregistrées ailleurs sur le segment (figure 4.12).

Tableau 4.4 Valeurs des mesures de la profondeur de la nappe phréatique

Localisation	n.p. (cm)	Localisation	n.p. (cm)
0	2	1300	0
50	2	1350	0
100	0	1400	2,5
150	0	1450	1
200	0	1500	2,5
250	0	1550	40
300	0	1600	3,5
350	13	1650	7
400	6	1700	19
450	24	1750	49
500	20	1800	17,5
550	15	1850	18,5
600	48	1900	43,5
650	14,5	1950	20,5
700	80,5	2000	13
750	1,5	2050	0,8
800	68,3	2100	36
850	37,5	2150	67,5
900	14	2200	8
950	1	2250	23,5
1000	0	2300	20,5
1050	0	2350	2,5
1100	0	2400	4,3
1150	0	2450	3,3
1200	0	2500	11
1250	0	2550	13,5

La figure 4.13 présente le profil acquis à l'aide du géoradar sur le transect où des mesures de profondeur de la n.p. ont été effectuées. Aux endroits où la nappe affleure, on remarque une modification majeure du signal géoradar (lignes verticales en pointillé bleu), ce qui permet de relever la position des mares. Cependant, le fond de ces dernières ne semble pas être détectable. Le signal semble s'atténuer lorsque la nappe affleure à la surface. De la position 23,5 à 24,5 m (lignes verticales en pointillé turquoise), la profondeur de la nappe se situe entre 2 et 4 cm. Toutefois, les signaux s'avèrent atténués comme ceux où la nappe émerge. En aucun cas le profil n'a permis d'identifier un réflecteur associé à la transition acrotelme/catotelme et donc au niveau moyen de la nappe moyenne de la tourbière.

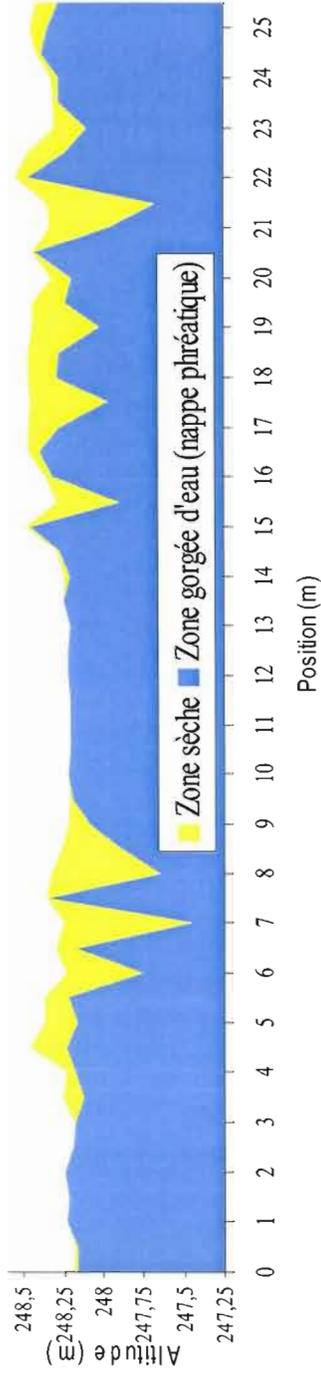


Figure 4.12 Interpolation des valeurs de mesures de nappe phréatique.

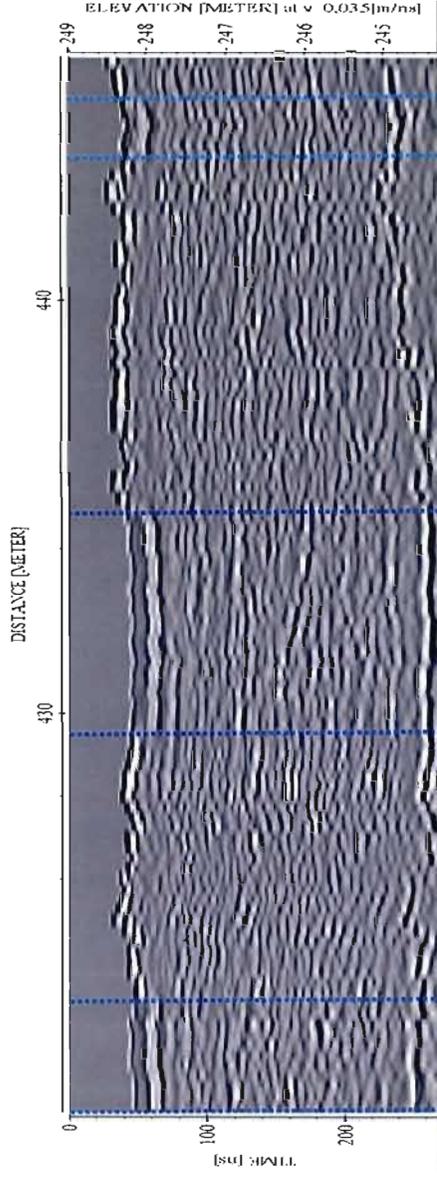


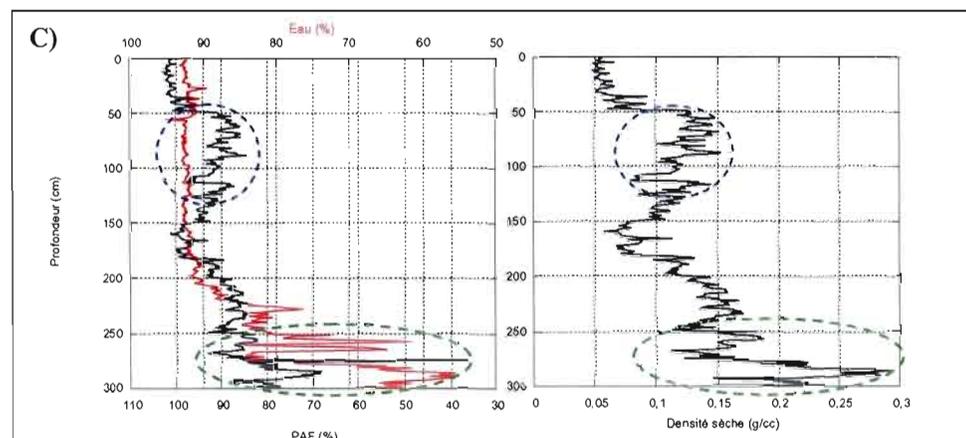
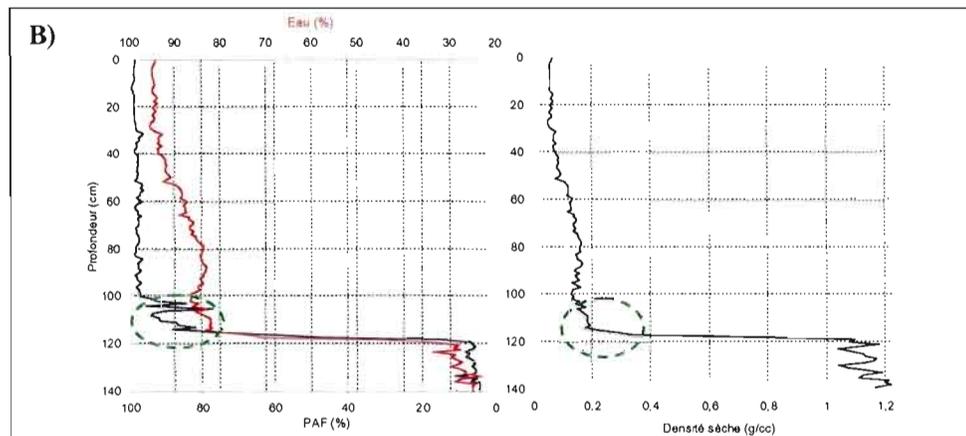
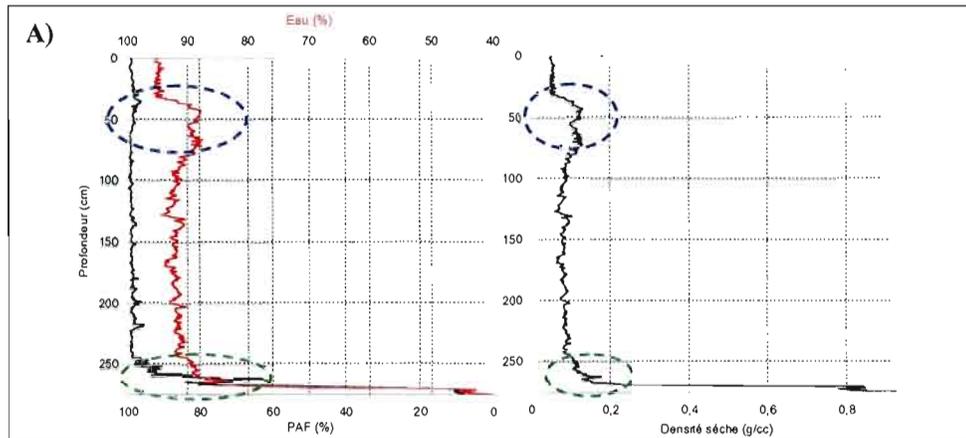
Figure 4.13 Profil géoradar acquis au transect des mesures de nappe phréatique (Section du profil 0193.08 (transect 4-5) (paramétrage : 200MHz, espacement entre les données de 25cm, antennes espacées de 50cm et une fenêtre d'acquisition de 300ns)). ······ Limites des zones d'atténuation.

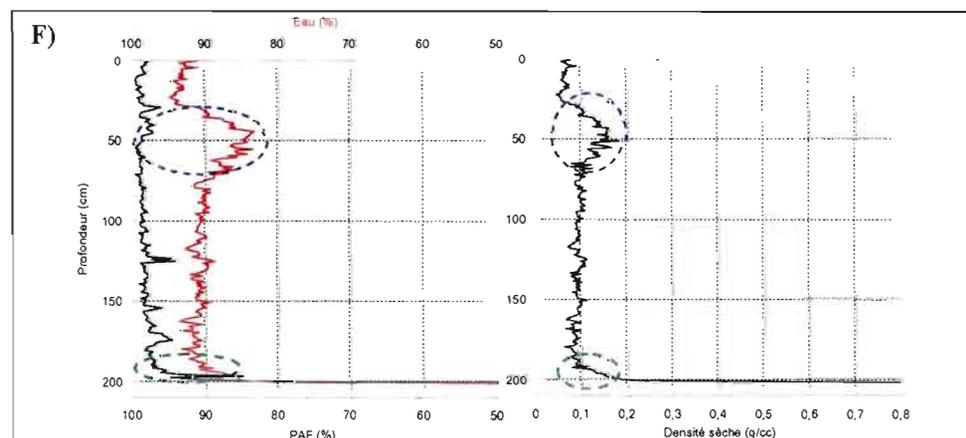
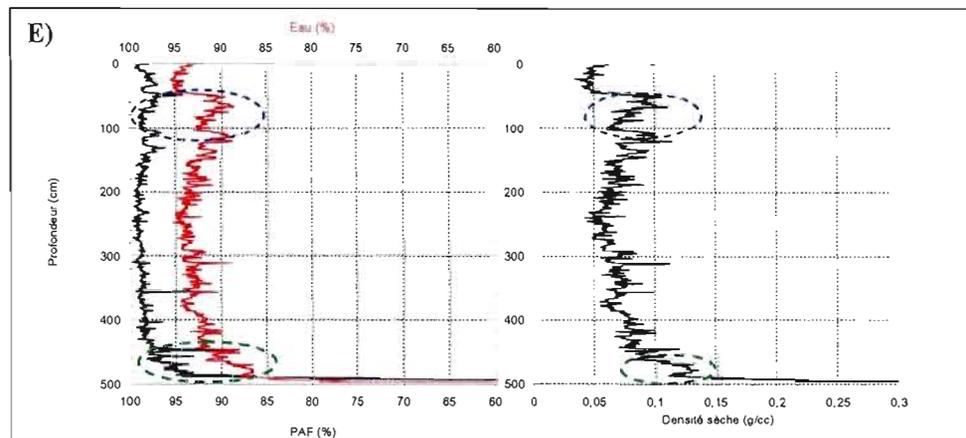
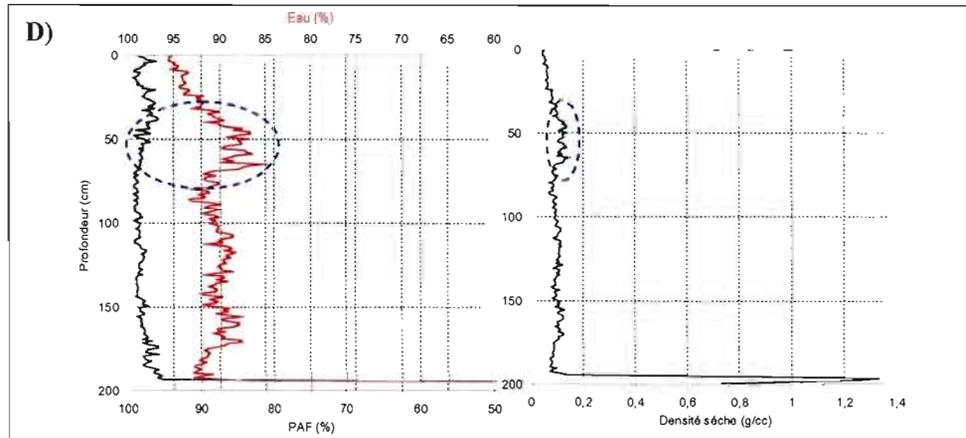
4.7 Descriptions stratigraphiques des carottes de tourbe

Une description Troëls-Smith a été effectuée (intervalle 10 cm) sur les sept carottes prélevées à la tourbière Lac le Caron. À la base de chacune d'elles, un horizon bien décomposé correspond au stade minérotrophique (fen) de la tourbière. Les sections supérieures des carottes sont composées de tourbe ombrotrophe, subdivisée en plusieurs unités stratigraphiques selon les assemblages végétaux et leur taux de décomposition. Les sphaignes constituent l'espèce végétale dominante. Toutefois, les analyses démontrent qu'elles sont accompagnées de restes soit ligneux, ou soit herbacés, témoignant de la succession des différents environnements au cours du développement de la tourbière.

4.8 Densité, teneur en eau et teneur en matière organique des carottes de tourbe

Deux grandes catégories de valeurs de densité et de teneur en eau et en matière organique (M.O.) ressortent des résultats d'analyses par perte au feu (PAF) des carottes analysées. Il arrive que certaines carottes ne comportent que l'un ou l'autre des changements (LLC-L2 ; LLC-L4). Le premier changement survient à ~60 cm sous la surface (ovale pointillé bleu). Dans les courbes, ce changement est caractérisé par une augmentation graduelle de teneurs en eau et une diminution de la densité. Cependant, situé à une soixantaine de cm de la surface, des changements abrupts, témoignent de rapides retours aux valeurs de densités et de teneurs observées au centre des carottes. La seconde variation se situe à la base de la tourbière où les teneurs en eau diminuent et la densité sèche augmente (ovale pointillé vert). Les valeurs minimales (teneurs) et maximales (densité) enregistrées sont associés aux sédiments minéraux du bassin. La figure 4.14 présente les courbes de PAF, de densité sèche et de teneur en eau des sept carottes analysées.





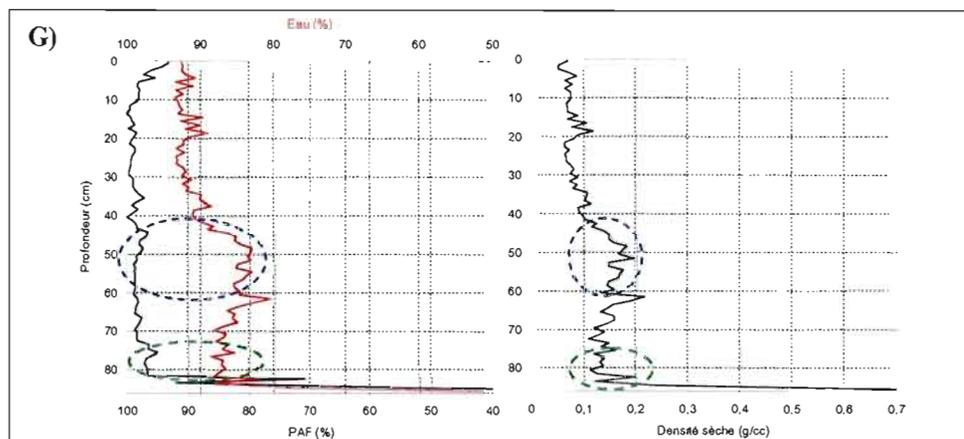


Figure 4.14 Courbes de la perte au feu, de la densité sèche et de la teneur en eau, A) Carotte LLC-L1 ; B) Carotte LLC-L2 ; C) Carotte LLC-L3 ; D) Carotte LLC-L4 ; E) Carotte LLC-C ; F) Carotte Tran_10m ; G) Carotte Tran_0m.

4.9 Vitesse de l'onde radar dans la tourbe

Les mesures de vitesse de la campagne estivale de 2008 ont été basées sur la méthode du point milieu commun (*common mid-point (CMP)*), les vitesses oscillent entre $0,0324 \text{ m ns}^{-1}$ et $0,0365 \text{ m ns}^{-1}$ (tableau 4.5). Une vitesse moyenne de $0,035 \text{ m ns}^{-1}$ a été obtenue à partir des 15 mesures.

Les valeurs de vitesse de l'onde radar dans la tourbe obtenues lors de la campagne hivernale, et estimées selon la technique profondeur au réflecteur (*target-to-depth*), se situent entre $0,0618 \text{ m ns}^{-1}$ et $0,0358 \text{ m ns}^{-1}$ (tableau 4.6). L'analyse des 39 sites de mesures a permis d'évaluer une vitesse moyenne de $0,046 \text{ m ns}^{-1}$.

Tableau 4.5 Valeurs de la vitesse de la tourbe obtenue à partir des analyses de CMP

	Vitesse (m ns ⁻¹)
CMP 04	0,035 40
CMP 05	0,035 30
CMP06	0,035 20
CMP 25	0,033 30
CMP 59	0,035 85
CMP 80	0,036 13
CMP 99	0,036 05
CMP 124	0,035 60
CMP 139	0,036 53
CMP 181	0,035 30
CMP 182	0,034 85
CMP 199	0,035 20
CMP 200	0,033 77
CMP 237	0,034 73
CMP 238	0,032 35
Moyenne	0,035

Tableau 4.6 Valeurs de la vitesse de la tourbe estimées à l'aide de la technique profondeur au réflecteur

Point	Transect GPR correspondant	Épaisseur manuelle (m)	Temps (ns)	Vélocité réelle (m ns ⁻¹)
1	LLC_E-O(3)_100	1,6	75	0,045
2	LLC_E-O(3)_100	1,25	68	0,040
3	LLC_E-O(3)_100	1,55	68	0,048
4	LLC_E-O(3)_100	0,9	45	0,046
5	LLC_E-O(2)_100	3,25	164	0,040
6	LLC_E-O(2)_100	2,96	142	0,042
7	LLC_E-O(2)_100	3,35	172	0,039
8	LLC_E-O(2)_100	1,64	68	0,050
9	LLC_E-O(2)_100	1,68	72	0,049
10	LLC_E-O(2)_100	2,04	96	0,044
11	LLC_E-O(2)_100	1,5	60	0,053
12	LLC_E-O(1)_100	4,43	230	0,039
13	LLC_E-O(1)_100	3,89	209	0,038
14	LLC_E-O(1)_100	2,34	111	0,043
15	LLC_E-O(1)_100	2,92	141	0,042
16	LLC_E-O(1)_100	2,69	134	0,041
17	LLC_E-O(1)_100	0,86	45	0,044
18	LLC_N-S_100	1,87	85	0,046
19	LLC_N-S_100	2,05	95	0,044
20	LLC_N-S_100	2,59	136	0,039
21	LLC_N-S_100	2,6	121	0,044
22	LLC_N-S_100	3,26	169	0,039
23	LLC_N-S_100	2,2	73	0,062
24	LLC_N-S_100	1,68	73	0,048
25	LLC_N-S_100	2,47	83	0,061
26	LLC_N-S_100	2,91	135	0,044
27	LLC_N-S_100	3,03	135	0,045
28	LLC_N-S_100	2,89	118	0,050
29	LLC_N-S_200	1,87	68	0,057
30	LLC_N-S_200	2,05	87	0,049
31	LLC_N-S_200	2,59	138	0,038
32	LLC_N-S_200	2,6	148	0,036
33	LLC_N-S_200	3,26	167	0,039
34	LLC_N-S_200	2,2	73	0,062
35	LLC_N-S_200	1,68	66	0,053
36	LLC_N-S_200	2,47	86	0,059
37	LLC_N-S_200	2,91	125	0,047
38	LLC_N-S_200	3,03	138	0,045
39	LLC_N-S_200	2,89	115	0,051
Moyenne	-----	2,41	-----	0,046

La permittivité et la conductivité électrique influencent la vitesse de propagation de l'onde dans un médium (Davis et Annan, 1989), et ces propriétés sont fonction de la température de l'eau (Hasted, 1973; Doolittle et Butnor, 2009). Ainsi la différence de vitesse obtenue entre les deux techniques serait principalement attribuable aux différences de température de l'eau lors de la saisie des données géoradar (*i.e.* eau plus froide en hiver 2007 et plus chaude en été 2008).

4.10 Interprétation des profils géoradar

4.10.1 La transition organique/minéral

Le profil géoradar de la figure 4.15 représente le transect 7 (figure 3.10) mesurant un peu plus de 500 m de longueur. Sur ce dernier, on remarque un réflecteur constant et prononcé au contact du bassin minéral. Deux îlots rocheux, se trouvent sur le profil aux distances 255 m (îlot 1) et 345 m (îlot 2). Le réflecteur épouse alors complètement la forme des îlots, et permet de représenter en continu la morphologie du bassin minéral dans lequel s'est accumulée la tourbe.

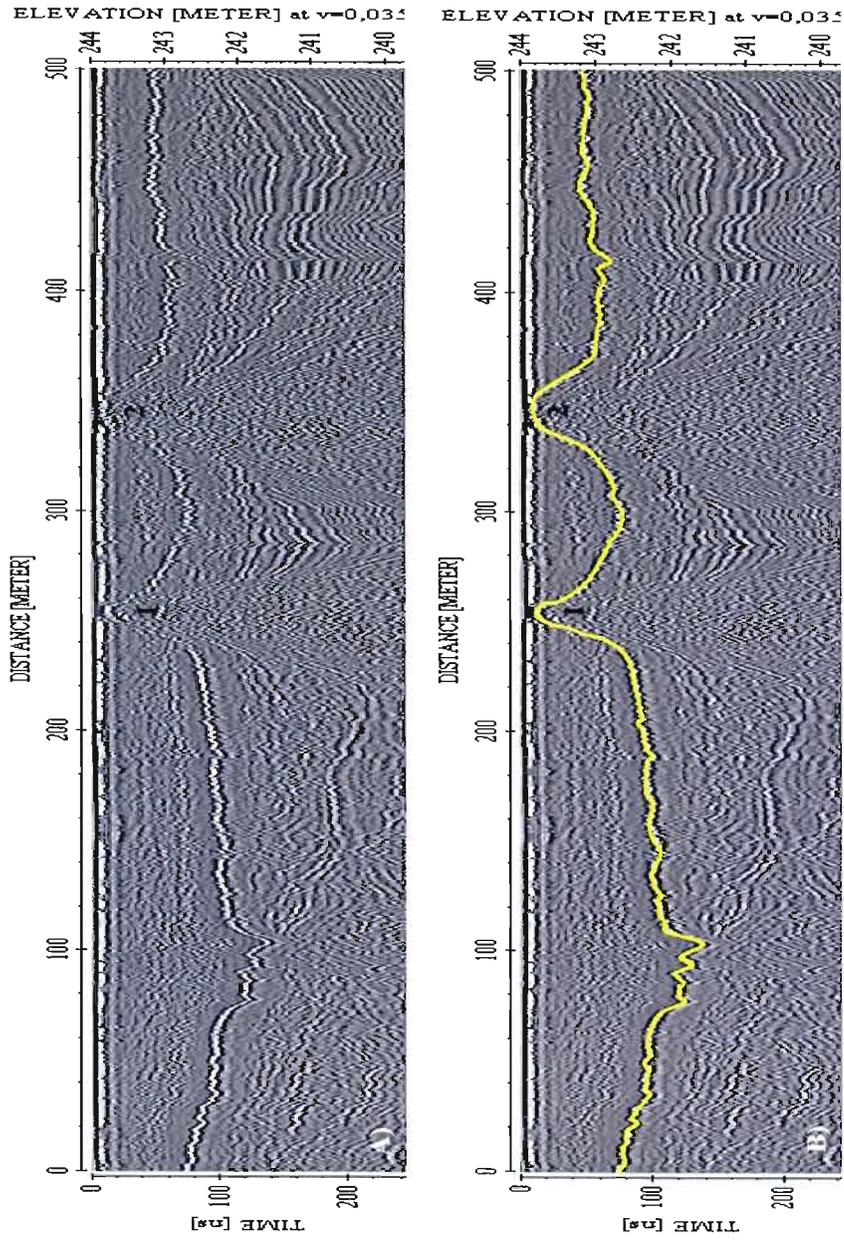


Figure 4.15 Profil géoradar du transect 7 (Profil 0225.10 (paramétrage : 200MHz, espacement entre les données de 25cm, antennes espacées de 50cm et une fenêtre d'acquisition de 300ns)) ; A) Profil sans interprétation ; B) Profil avec interprétation. — Contact minéral / organique.

4.10.2 Éléments stratigraphiques

La figure 4.16 présente le profil d'une section du transect 1 (figure 3.10). Le début de ce profil (525 m) se situe à 462 m du site où a été prélevée la carotte LLC- L1, alors que la fin (550 m) se trouve à 633 m du site d'échantillonnage de la carotte LLC- C. Ce profil montre les différents horizons stratigraphiques interprétés sur les profils géoradar. D'abord, il est possible d'identifier la présence de trois mares à la surface de la tourbière (traits bleus) et sous celles-ci, on observe une atténuation du signal, tel que mentionné à la section 4.6. Ensuite, la transition d'organique à minéral génère un réflecteur continu à la base de la tourbière (ligne jaune), celui même présenté à la section 4.10.1. À l'intérieur du dépôt organique, deux réflecteurs se distinguent de façon continue. Le premier est observé à une profondeur moyenne de 0,63 m (traits continus et pointillés mauve) et le second est à une profondeur moyenne de 2,61 m et épouse la forme du bassin minéral. L'épaisseur de cet horizon n'est pas constante mais elle est estimée à environ 50 cm. Ces deux réflecteurs sont présents dans la quasi-totalité de la tourbière, à l'exception des pourtours et des secteurs où les mares sont plus concentrés.

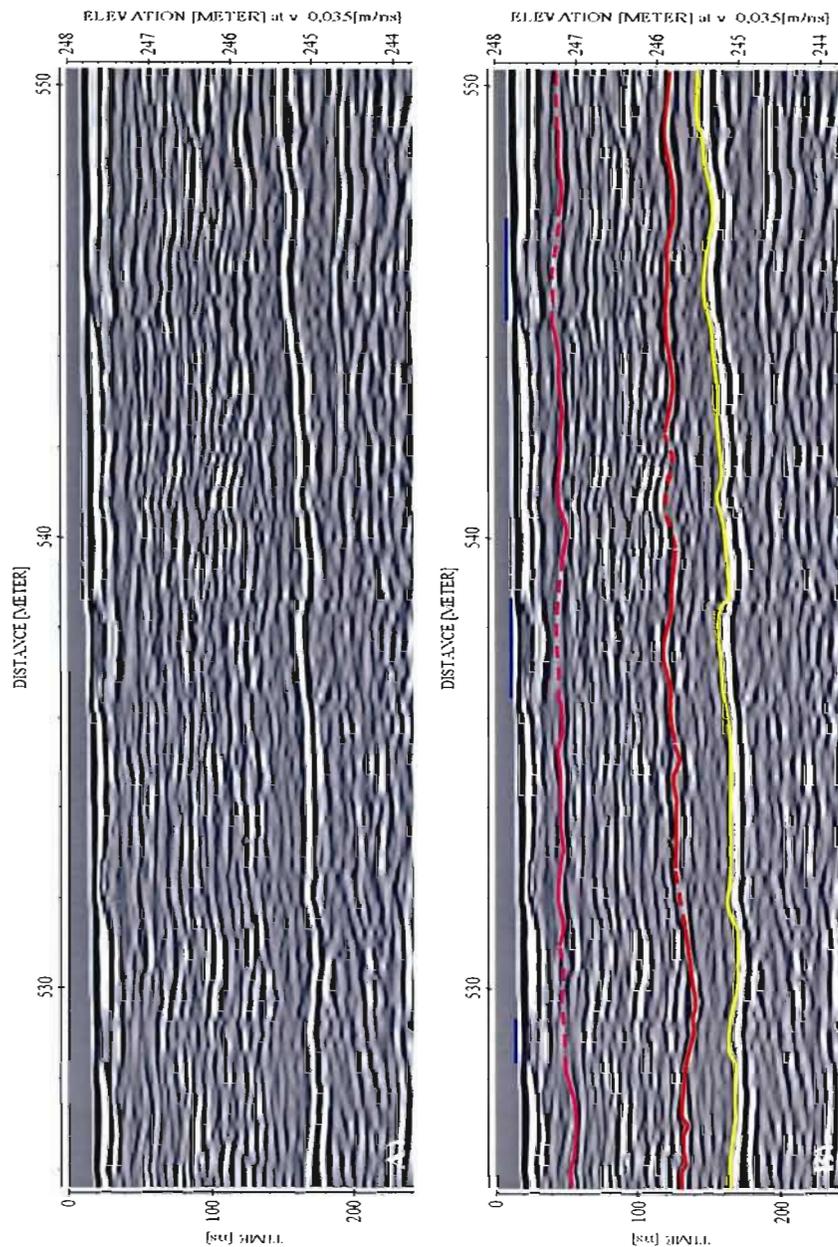


Figure 4.1.6 Profil géoradar d'une section du transect 1 Profil 0035.08 (paramétrage : 200 MHz, espacement entre les données de 25 cm, antennes espacées de 50 cm et une fenêtre d'acquisition de 300 ns) ; A) Profil sans interprétation ; B) Profil avec interprétation. — Mare, — Réflecteur 1 (PAG), — Réflecteur 2 (fen / bog), — Contact minéral / organique (les pointillés sont interpolés).

4.10.3 Profil de mare

La figure 4.17 présente le profil de géoradar du transect 9 acquis à la mare (figure 3.10). Sur ce profil, il est possible de distinguer certains des réflecteurs précédemment mentionnés (art. 4.10.1 et 4.10.2), soit celui généré par le contact minéral à la base de la tourbière et le second à ~50 cm au-dessus du contact minéral. Un 3^e réflecteur se distingue à l'interface de l'eau et du fond de la mare, permettant de mesurer la profondeur du plan d'eau (trait vert, figure 4.17 B). À ce profil, la présence d'eau en surface n'atténue pas le signal comme il a été mentionné à la section 4.6 (figure 4.13) et ceci rend possible la distinction des réflecteurs sous-jacents.

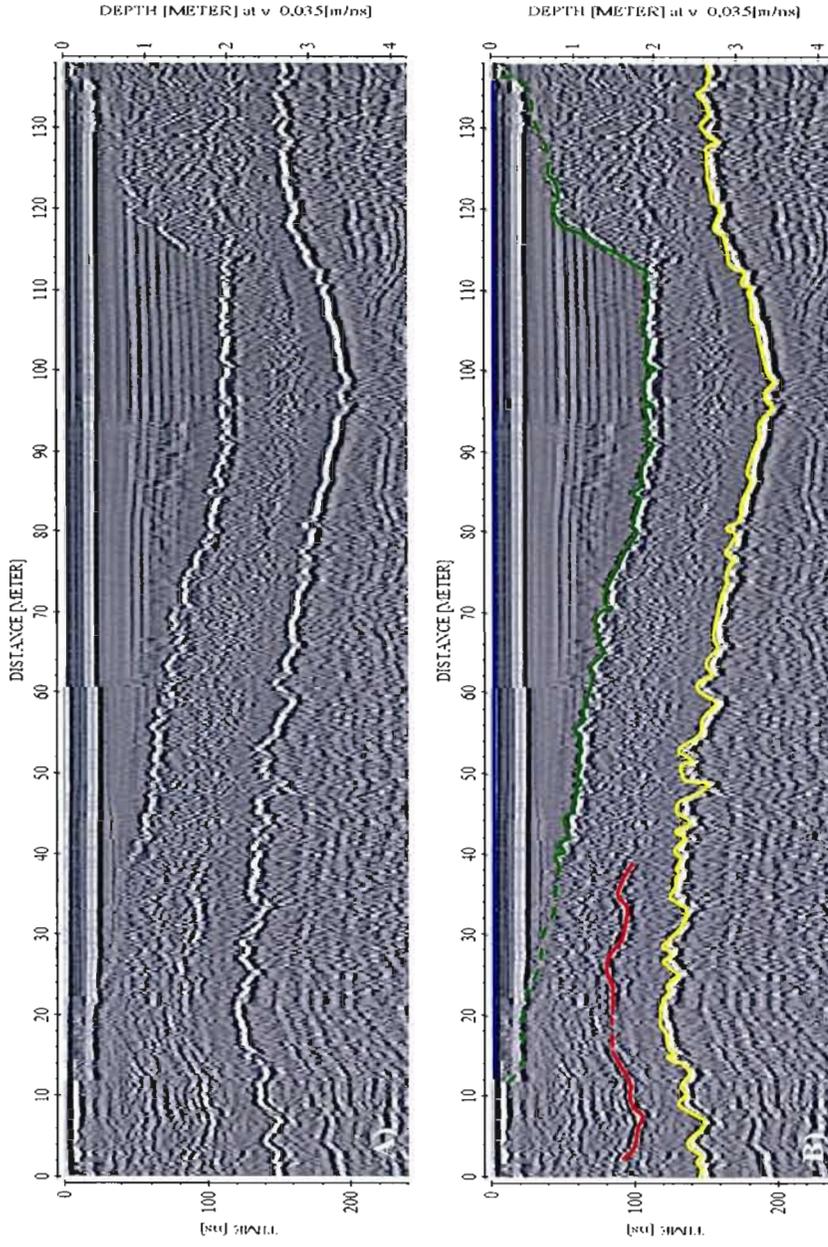


Figure 4.17 Profil géoradar du transect 9 Profil 0239.10 (paramétrage : 200 MHz, espacement entre les données de 2.5 cm, antennes espacées de 50 cm et une fenêtre d'acquisition de 300 ns) ; A) Profil sans interprétation ; B) Profil avec interprétation. — Fond de la mare, — Réflecteur 2 (fen / bog), — Contact minéral / organique (les pointillés sont interpolés).

4.11 Validations, comparaisons et justifications des interprétations

4.11.1 Épaisseur de tourbe

Le réflecteur présenté à la figure 4.15 (art. 4.10.1) est causé par le contact minéral. L'intensité de ce réflecteur s'explique par le fort contraste de permittivité (Rosa *et al.*, 2009) dû en partie aux différences de teneur en eau (sect. 4.8) entre les deux matériaux (organique et minéral). La validation et la précision des mesures d'épaisseur de tourbe par géoradar ont été estimées en confrontant les valeurs à celles acquises par sondage manuel (sect. 4.2). La figure 4.18 présente la relation entre les deux différentes techniques, le coefficient de corrélation se situant à 0,9 ($\rho = < 0.000\ 1$) confirme la précision des mesures obtenues par prospection géoradar. Des coefficients semblables ont été mesurés au sein de tourbières européennes (*e.g.* 0,94 par Hänninen, 1992 et 0,89 par Holden, Burt et Vilas, 2002). L'erreur moyenne absolue (EMA) entre les deux techniques de mesures est de 32 cm. Lors d'une étude similaire, Rosa *et al.* (2009) ont obtenu des EMA de 39 cm (tourbière Lanoraie, sud du Québec) et de 27 cm (Covey Hill, sud du Québec). Le EMA de 32 cm, est dans le même ordre de grandeur que les étendues des tests de variabilités de la sonde *Oakfield* (sect. 4.2), soit de 27 et de 21 cm respectivement réalisés en milieu ouvert et fermé. Une partie de l'écart entre les deux techniques de mesures pourrait être reliée à la nature subjective associée à la sonde *Oakfield* (Worsfold, Parashar et Perrott, 1986; Jol et Smith, 1995; Rosa *et al.*, 2009; Saas *et al.*, 2010). En effet, les tests de variabilités ont permis d'estimer un écart type à la moyenne de la sonde à $\pm 5,7$ cm (sect. 4.2) qui serait dû à l'obliquité de la sonde ou encore la subjectivité de l'interprétation visuelle des mesures (Worsfold, Parashar et Perrott, 1986; Jol et Smith, 1995). L'écart entre les deux techniques pourrait également être dû à un certain décalage spatial (pouvant atteindre ~ 5 m) entre les points de contrôles manuels et les profils radar.

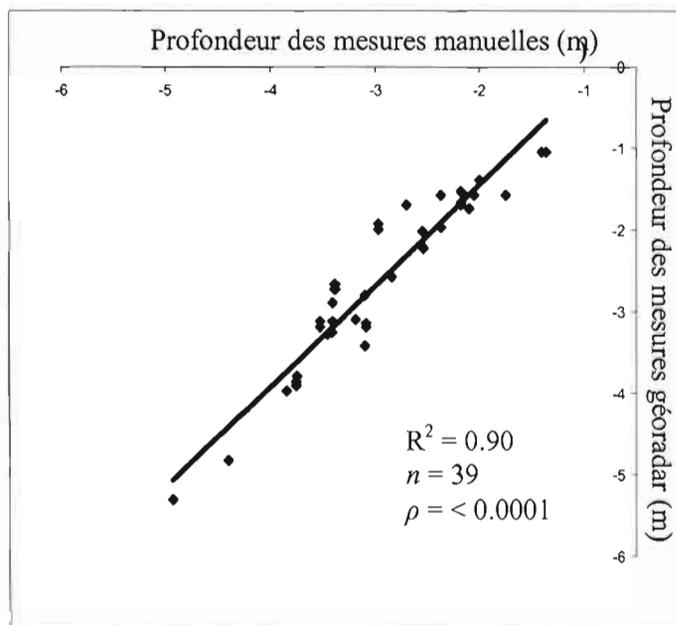


Figure 4.18 Relation linéaire entre l'épaisseur de tourbe mesurée manuellement et au géoradar.

4.11.2 Petit Âge Glaciaire

À la majorité des profils acquis pendant la campagne estivale de 2008 (figure 3.10), un réflecteur a été observé à une profondeur moyenne de 63 cm (figure 4.16 et art. 4.10.2). Ce réflecteur semble correspondre au contact supérieur des couches (2) et (3) identifiées à la tranchée (figure 4.6). De plus, le test réalisé avec une tige métallique introduite au contact des deux unités (à 56 cm) confirme un réflecteur visible sur une section du profil (figure 4.10). La présence de ce réflecteur pourrait être expliquée par les changements abrupts de densité volumétrique et de teneur en eau observés à ~60 cm de la surface sur les diagrammes d'analyse de PAF (figures 4.14 A- C- D- E- F- G). Ces changements de variations de teneur en eau associé à des modifications à petite échelle de la texture des sédiments sont responsables des changements de permittivité, causant des réflecteurs sur les profils géoradar (van Dam *et al.*, 2002; Comas et Slater, 2007; Comas, Slater et Reeve, 2008). Les mesures effectuées sur les échantillons de tourbe de la tranchée (tableau 4.3) ont permis de quantifier à 1,85 (QWA) ou à 4,75 (TDR) la différence de la permittivité relative apparente entre ceux deux unités.

De par sa profondeur, ce réflecteur aurait pu être associé à la position de la n.p. pouvant parfois se localiser jusqu'à 75 cm sous la surface (Payette et Rochefort, 2001). Toutefois, les analyses de PAF indiquent une augmentation de la teneur en eau immédiatement au-dessus du dit réflecteur (figure 4.14 A- D- E- F- G), alors que l'inverse devrait être présent si la cause de ce changement stratigraphique était dû à la n.p. De plus, la comparaison des mesures de la profondeur de la n.p. (figure 4.12) au profil géoradar acquis au même endroit (figure 4.13), suggère qu'il est improbable de relever la position de la n.p. se situant à une moyenne de 14,92 cm sous la surface (sect. 4.6). Sass *et al.* (2010) mentionnent que lorsque la n.p. est près de la surface, le réflecteur qu'elle peut générer risque d'être masqué par l'onde directe dans l'air et/ou le sol.

Il est par ailleurs admis qu'un refroidissement climatique ait sévi sur l'Hémisphère nord entre 1300 et 1800 AD. Cette période nommée le Petit Âge Glaciaire (PAG) aurait été causée par des modifications de l'activité solaire (van Geel *et al.*, 1999; Mauquoy *et al.*, 2004). Des évidences ont été enregistrées dans les tourbières européennes (Kilian, van der Plicht et van Geel, 1995; van Geel, Buurman et Waterbolk, 1996; Speranza, 2000; Speranza, van der Plicht et van Geel, 2000; Mauquoy *et al.*, 2002 a; Mauquoy *et al.*, 2002 b) et canadiennes (Hugues *et al.*, 2006; Camill *et al.*, 2009; Loisel, Garneau et Hélie, 2010).

van Bellen, Garneau et Booth. (en prép.) ont analysé le changement stratigraphique relevé entre les unités (2) et (3) (art. 4.10.2). Tout d'abord, les assemblages des thécamibes indiquent que lors de l'accumulation de la M.O. de cette période, le niveau de la nappe de la tourbière était plus bas, alors que les résultats des analyses macrofossiles révèlent une augmentation du taux de décomposition et du contenu en matière ligneuse. Enfin, le modèle d'âge basé sur les datations radiocarbones (C^{14}) date la limite supérieure de l'horizon (3) à 313- 479 ans cal BP (avant présent) (*i.e.* intervalle de confiance de 5 et 95%). Au Québec nordique, l'avènement du PAG aurait provoqué des conditions froides et sèches favorisant un abaissement des niveaux des lacs (Payette et Filion, 1993). Ainsi, le réflecteur se situant à 60 cm sous la surface est donc associé aux changements survenus pendant le refroidissement du PAG.

4.11.3 Transition minérotrophe - ombrotrophe

Un second réflecteur est identifiable (figure 4.16) sur la quasi-totalité des profils récoltés à l'été 2008. Situé à ~50 cm au-dessus du contact minéral/organique, ce réflecteur est associé aux variations de densité volumétrique et de teneur en eau obtenues au-dessus de la base minérale (figures 4.14 A- B- C- E- F- G). Les résultats des descriptions stratigraphiques (sect. 4.12) ainsi que l'épaisseur moyenne de cet horizon font en sorte qu'il est difficile d'associer ce réflecteur à l'unité stratigraphique (4) relevée sporadiquement à l'intérieur de la tranchée (sect. 4.4).

La tourbe ombrotrophe de sphaignes est précédée d'un dépôt minérotrophe recouvrant la base minérale d'environ 50 cm (Borren et Bleuten, 2006). van Bellen, Garneau et Booth (en prép.) ont effectué une analyse macrofossile sur la carotte centrale ainsi que des analyses Troëls-Smith sur les carottes latérales LLC- L1, L2 et L4 (art. 3.1.3). Ces analyses, respectivement réalisées à des intervalles de 4 et 10 cm, permettent de dénombrer et qualifier les différents restes végétaux. Des distinctions dans les contenus en matière ligneuse, les espèces de sphaignes et la proportion de mousses brunes ont permis à ces auteurs d'identifier la transition minérotrophe/ombrotrophe à une moyenne de 37,25 cm au-dessus de la couche sédimentaire minérale.

Les tourbières minérotrophes sont caractérisées par une végétation dominée par des herbacées (cypéracées), des bryophytes (mousses et sphaignes) ainsi que d'arbres et d'arbustes alors que celles de type ombrotrophe sont plutôt constituées de sphaignes et d'éricacées (Payette et Rochefort, 2001). Hänninen (1992) a interprété un réflecteur sur des profils géoradar acquis dans des tourbières finlandaises comme étant la transition d'une tourbe de cypéracées à un dépôt dominé par les sphaignes. Des analyses de PAF et de description de la tourbe (*i.e.* von Post) lui ont permis de noter des écarts entre les teneurs en eau (*i.e.* 2 à 3,6%) et les niveaux de décomposition de ces deux unités distinguées au géoradar. Kettles et Robinson (2000) ont identifié une zone de diffusion (*scattering zone*) à la base d'une tourbière dans les Territoires du Nord-Ouest, et ils ont associé cette zone à une tourbe plus décomposée. Un résultat similaire a été obtenu sur les profils géoradar du Lac le Caron, c'est-

à-dire entre les réflecteurs du contact minéral et celui observé à ~50 cm au-dessus de l'horizon minéral (figure 4.17). Hänninen (1992) et Holden, Burt et Vilas (2002) ont évoqué la présence d'un multiple généré par le contact minéral/organique. Cependant, si tel était le cas, ce multiple devrait posséder le même relief que le réflecteur minéral, et il devrait se situer à deux fois la profondeur du contact, donc sous ce dernier. Les figures 4.19 A- B permettent de constater que le réflecteur (ligne rouge) ne détient aucune des caractéristiques associées au multiple. Ainsi, le réflecteur se situant à ~50 cm au-dessus du contact minéral est relié à cette transition entre des conditions minérotrophes et ombrotrophes.

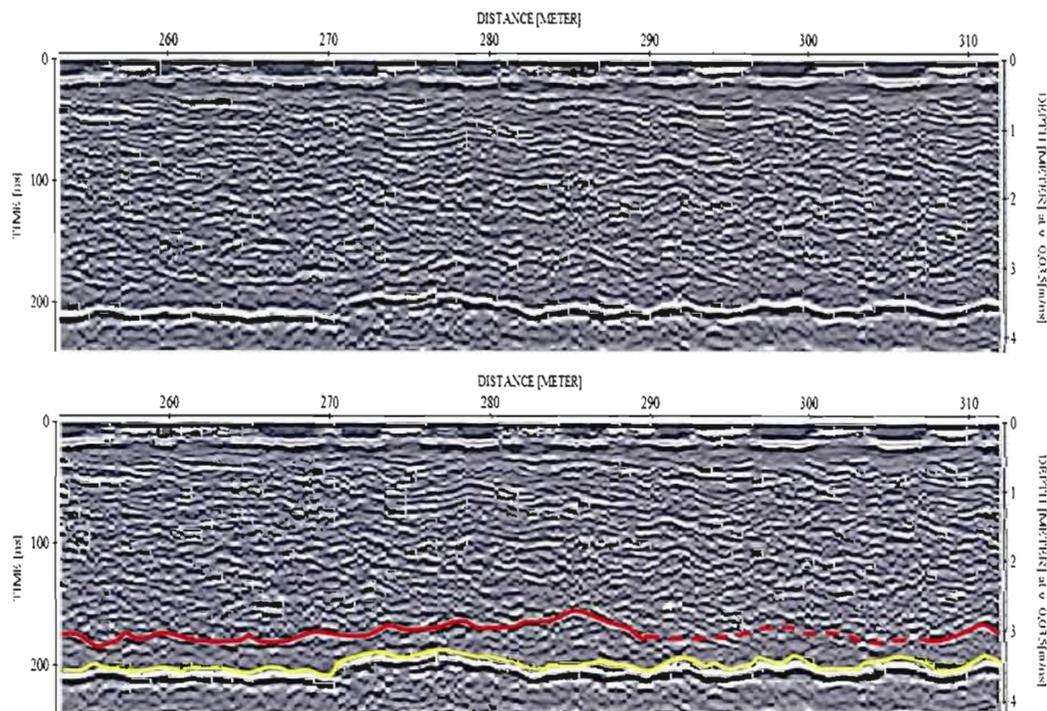


Figure 4.19 Profil géoradar d'une section du transect 4-5 Profil 0189.08 (paramétrage : 200 MHz, espacement entre les données de 25cm, antennes espacées de 50 cm et une fenêtre d'acquisition de 300 ns) ; A) Profil sans interprétation ; B) Profil avec interprétation. — Réflecteur 2 (fen / bog), — Contact minéral / organique (les pointillés sont interpolés).

4.11.4 La mare

Le profil acquis à la surface de la mare (art. 4.10.3 ; figure 4.17) n'a pas permis de lier la formation de celle-ci à la présence d'un esker tel que mentionné par Comas, Slater et Reeve (2005 c) pour les mares d'une tourbière du Maine (États- Unis). Ce profil est toutefois indicateur dans la mesure où il permet de confirmer qu'un minime changement de teneur en eau entre deux unités stratigraphiques peut créer un réflecteur indétectable sur les profils géoradar. En effet, il est possible de distinguer l'interface entre l'eau de la mare et l'horizon organique sous-jacent (trait vert, figure 4.17 B). Les analyses de PAF ont démontré que certains échantillons possédaient une teneur en eau aussi élevée que 95,5% (sect. 4.8), tandis que celle de l'eau de la mare avoisine vraisemblablement 100%.

4.11.5 Fragments ligneux et charbons

Les macrorestes ligneux et couches de charbon (figures 4.5 B- C et 4.6) n'ont pas pu être identifiés sur les profils géoradar acquis au site de la tranchée. Pourtant, Theimer, Nobes et Warner (1994) ainsi que Mellet (1995) avaient noté qu'ils pouvaient être sujets à générer de potentiels réflecteurs. La faible taille de ces derniers ou encore la fréquence des antennes utilisée expliqueraient cette observation.

4.12 Les conditions favorables de la tourbière Lac le Caron

4.12.1 Conductivité électrique

Lors de l'investigation de tourbières ontariennes, Theimer, Warner et Nobes (1994) ont mentionné que la pénétration de l'onde EM, et conséquemment l'identification d'éventuels réflecteurs, est fortement liée aux valeurs de conductivité électrique. Ainsi, dans certains secteurs de tourbières, de hautes valeurs de conductivité (*i.e.* entre 800 et 1 600 $\mu\text{S cm}^{-1}$) empêchaient la détermination du contact minéral/organique. La figure 4.20 présente la relation entre la profondeur de pénétration, la fréquence de l'onde et la conductivité électrique. Théoriquement, la profondeur maximale d'épaisseur de tourbe (*i.e.* 5,31 m (sect. 4.2)) et la valeur maximale de conductivité (*i.e.* 69,6 $\mu\text{S cm}^{-1}$ (sect. 4.3)), permettent

d'affirmer que la tourbière du Lac le Caron devrait être adéquate à la prospection par géoradar.

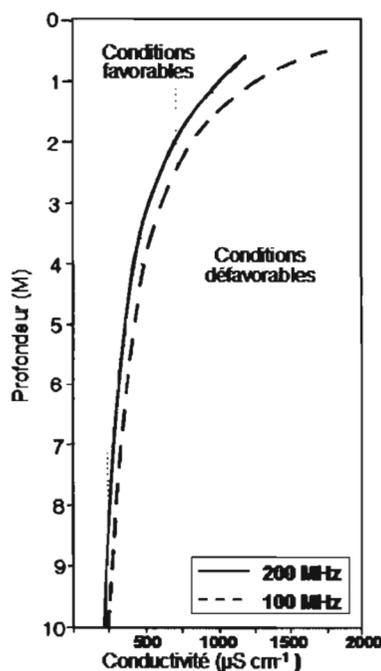


Figure 4.20 Relation entre conductivité, profondeur et fréquence utilisée. Tirée de Theimer, Nobes et Warner (1994).

4.1.2.2 Type de dépôt et salinité

Les possibilités de discerner des horizons stratigraphiques à l'intérieur de la colonne de tourbe sont régulièrement évoquées (*e.g.* Halleux, 1990; Theimer, Nobes et Warner, 1994; Slater et Reeve, 2002; Doolittle et Butnor, 2009). Cependant, peu de recherches ont obtenu des conclusions favorables en ce sens (*e.g.* Hänninen, 1992 ; Kettles et Robinson, 2000 ; Leopold et Völkel, 2003). Les réflecteurs interprétés sur les profils géoradar de la tourbière Lac le Caron (art. 4.11.2 et 4.11.3) peuvent être expliqués par plusieurs facteurs. Tout d'abord, la pénétration de l'onde EM a été favorisée par un dépôt argileux très faible, voire absent (art. 2.2.1). L'atténuation de l'onde due à la présence d'un sol argileux sous la M.O.

accumulée a été relevée par Theimer, Nobes et Warner (1994) dans une tourbière ontarienne. Ils ont également associé l'atténuation à la présence de la salinité de la Mer de Champlain (*i.e.* ~25 *practical salinity unit* (psu) avant le drainage du lac post-glaciaire Vermont (Cronin *et al.*, 2008)) et les fortes concentrations ioniques des dépôts. Lors de la submersion du site de la tourbière Lac le Caron, la Mer de Tyrrell possédait un taux de salinité (*i.e.* 25 à 35 psu (Pendea *et al.*, 2007)) semblable à celui de la Mer de Champlain. L'effet négligeable de l'eau salée sur la tourbière Lac le Caron peut s'expliquer par la formation d'un delta dans le secteur de Lac le Caron (Brosseau, 2008). Le dépôt deltaïque formant la base du bassin aurait « masqué » les sédiments argileux de l'épisode marin à hautes concentrations ioniques. La faible conductivité électrique moyenne enregistrée à Lac le Caron (*i.e.* 40,66 $\mu\text{S cm}^{-1}$ (sect. 4.3)), comparativement aux résultats de Theimer, Nobes et Warner (1994) (*i.e.* entre 15,7 et 3 750 $\mu\text{S cm}^{-1}$), Fraser, Roulet et Lafleur (2001) (*i.e.* entre 3 284 et 4 804 $\mu\text{S cm}^{-1}$) ou Slater et Reeve (2002) (*i.e.* entre 233 et 371 $\mu\text{S cm}^{-1}$), pourrait aussi être causée par l'unité deltaïque déposée au-dessus des dépôts argileux.

4.13 Erreurs, améliorations et possibilités

4.13.1 Erreurs

Le positionnement géographique des mesures d'épaisseurs de tourbe (art. 3.1.2) et des sites de prélèvement des carottes échantillonnées en 2006 (art. 3.1.3) a été effectué à l'aide d'un système global de positionnement (GPS), alors que le positionnement des transects géoradar de l'été 2008 a été réalisé avec un DGPS. La différence de précision entre les deux techniques de positionnement a pu générer certaines imprécisions quant à la comparaison entre les données terrains et celles acquises au géoradar.

4.13.2 Améliorations

Les valeurs de conductivité électrique ont été mesurées afin de valider les interprétations des profils. L'objectif était d'identifier les fluctuations de conductivité à l'intérieur de la colonne de tourbe et de tenter d'associer les changements aux réflecteurs des profils. Or, ces variations sont relativement faibles, et les résultats des mesures (figure 4.3) ne permettent pas de relier ces valeurs aux réflecteurs relevés sur les profils géoradar (figure 4.16 et 4.17). En

effet, aucune tendance ne semble contrôler la distribution verticale des valeurs de conductivité (figure 4.4) contrairement à Theimer, Warner et Nobes (1994) ainsi que Fraser, Roulet et Lafleur (2001). Les variations de conductivité pourraient être dues aux différences de concentrations ioniques de la tourbe (Theimer, Nobes et Warner, 1994) mais aucune mesure ne nous a permis de quantifier l'effet de ces concentrations sur les valeurs de conductivité de la tourbière Lac le Caron. D'après Saarenketo (1998), les propriétés physiques de la M.O. (*e.g.* compaction, plasticité, décomposition, humidité, teneur en eau) pourraient également influencer la conductivité. Toutefois, les descriptions stratigraphiques (sect. 4.7) et les analyses de PAF (sect. 4.8) montrent plutôt une homogénéité verticale dans les propriétés physiques de la tourbe. Selon Glaser (1992), le contexte hydrogéologique et la nature du substrat minéral du bassin pourraient expliquer ces variations de conductivité électrique. Le manque d'information ne permet pas de confirmer que ces facteurs sont la cause de l'hétérogénéité des valeurs de conductivité. Par contre, la position géographique des sites d'échantillonnages (figure 3.9) versus les valeurs d'altitude de surface (sect. 4.1) et d'épaisseur de tourbe (sect. 4.2) démontrent que les carottes ont été prélevées dans des contextes géomorphologiques différents, suggérant l'influence du contexte hydrogéologique et la nature minéral du bassin pour expliquer les différences dans les valeurs mesurées. L'intervalle d'échantillonnage (*i.e.* à chaque tranche verticale de 50 cm (art. 3.1.7)) est probablement non adéquat pour le but visé. Un prélèvement d'eau effectué aux différents horizons relevés à l'intérieur de la tranchée aurait sans doute été plus efficace.

La modélisation des propriétés physiques et électriques des différentes couches du sol permet d'obtenir un aperçu du comportement des ondes dans les matériaux sondés (Neal, 2004; Cassidy, 2009 b). Il aurait été souhaitable de procéder à une modélisation afin d'obtenir une source supplémentaire de garantie des interprétations des profils acquis avec le géoradar.

4.13.3 Possibilités

Les études paléocéologiques des tourbières sont généralement basées sur un nombre restreint de carottes dû aux coûts et temps que nécessite leur prélèvement (Lavoie et Richard, 2000; Lavoie, Zimmermann et Pellerin, 2001; Zimmermann et Lavoie, 2001; Booth, Jackson et

Gray, 2004; Loisel, 2009). Ainsi, l'exactitude de ces reconstitutions paléocéologiques est de plus en plus mise en doute face à la représentativité discutable des carottes sur les sites étudiés (Richard *et al.*, 2008). Le géoradar a permis de retracer les principales unités stratigraphiques dans la tourbière du Lac le Caron ainsi que de confirmer la partie la plus profonde du bassin (art. 4.10.2). Son usage pour les reconstitutions paléocéologiques permettrait de relier les différents sites de carottages et ainsi réduire la variabilité spatiale des sites. Également, le choix des sites de prélèvement pourrait être guidé par l'emploi des profils de géoradar afin de s'assurer de la représentativité des sites quant à l'épaisseur de tourbe accumulée. Généralement, il est admis que l'accumulation maximale soit au centre de la tourbière (Turunen *et al.*, 2002) mais les résultats des mesures d'épaisseur de M.O. de la tourbière du Lac le Caron ont cependant démontré qu'il ne s'agit pas toujours de la réalité (sect. 4.2).

L'estimation du C stocké dans les tourbières a fait l'objet de multiples travaux (*e.g.* Gorham, 1991 ; Beilman *et al.*, 2008 ; Turunen *et al.*, 2002). Dans quelques uns d'entre eux, le géoradar est utilisé afin d'obtenir une quantité d'information substantielle (*e.g.* Sheng *et al.*, 2004, van Bellen *et al.*, accepté.). Son emploi permet de mieux estimer l'épaisseur de M.O. accumulée, mais il pourrait également, si les conditions de la tourbière le permettent, contribuer à reconnaître les différentes unités stratigraphiques et attribuer une valeur de carbone (C) à chacune de ces unités.

CHAPITRE V

CALCUL DU STOCK DE CARBONE

Dans un premier temps, ce cinquième chapitre présente les interpolations de l'altitude de surface et des différentes unités stratigraphiques relevées sur les profils géoradar décrits lors du chapitre précédent. À partir de ces interpolations et des données d'analyse de perte au feu et de densité sèche, le calcul de la masse de carbone de la tourbière Lac le Caron a été effectué. Par la suite, les résultats de ces interpolations et des estimations du stock de carbone sont comparés à d'autres études. Pour terminer, des avenues d'amélioration ainsi que les avantages et applications sont discutés.

5.1 Les interpolations

La figure 5.1 présente les interpolations obtenues à partir des données récoltées sur le terrain. L'altitude de surface (figure 5.1 A), l'épaisseur de matière organique (M.O.) accumulée (figure 5.1 B) ainsi que les interprétations des unités stratigraphiques tirées des profils géoradar (horizon associé au Petit Âge Glaciaire (PAG) (figure 5.1 C) et la transition du stade minérotrophe au stade ombrotrophe (figure 5.1 D)) sont présentées. Le patron de distribution des valeurs extrêmes est le même sur les figures 5.1 A- B- D, les valeurs maximales se trouvent au centre-ouest de la tourbière, alors que les valeurs minimales se situent à la bordure sud-est. Bien que les valeurs de l'interpolation associées à l'horizon correspondant au PAG (figure 5.1 C) fluctuent très peu, les valeurs maximales sont confinées au nord-ouest de la tourbière alors que les valeurs minimales sont concentrées au centre de la tourbière.

Les valeurs prédites par les algorithmes d'interpolation sont basées sur les données ponctuelles d'échantillonnage. Parce que les algorithmes effectuent la moyenne entre ces points pour déterminer les valeurs prédites, il peut y avoir des artefacts circulaires (*bull's eye*) aux endroits où des valeurs extrêmes et isolées sont localisées (Yang *et al.*, 2004; Bakkali et Amrani, 2008). L'algorithme du krigeage tente d'atténuer cet inconvénient en reliant ces extrêmes plutôt qu'en les isolant par des contours tels que réalisés par d'autres algorithmes (*e.g. Inverse Distance Weighted (IDW)*) (Yang *et al.*, 2004). Les interpolations présentées à la figure 5.1 A- B- D possèdent des formes s'apparentant aux irrégularités des artefacts d'interpolation (pointillé noir). L'interpolation de l'horizon associé au PAG (figure 5.1 C), contient des formes linéaires allongées dépourvues d'orientation particulière (pointillé noir) concentrés majoritairement au centre de la tourbière. L'appendice C présente les résultats des validations croisées des différentes interpolations (app. C).

À partir des interpolations de la figure 5.1, le volume de M.O. des différentes unités stratigraphiques identifiées a été calculé. Ainsi, il a été possible d'estimer la proportion de tourbe minérotrophe à 14,4% par rapport à la tourbe ombrotrophe qui constitue 85,6% de la zone investiguée. La portion ombrotrophique a été subdivisée en deux horizons au-dessus et en dessous de l'unité associée au PAG. La tourbe accumulée avant et pendant cette période compte pour 63,7% du total accumulé tandis que celle postérieure à cette période représente 21,9% du volume de tourbe (tableau 5.1).

Tableau 5.1 Volume de tourbe des différentes unités stratigraphiques

	Volume (m ³)	Pourcentage
Section ↑ PAG	929 885	21,9%
Section ↓ PAG	2 707 204	63,7%
Section minérotrophe	610 524	14,4%

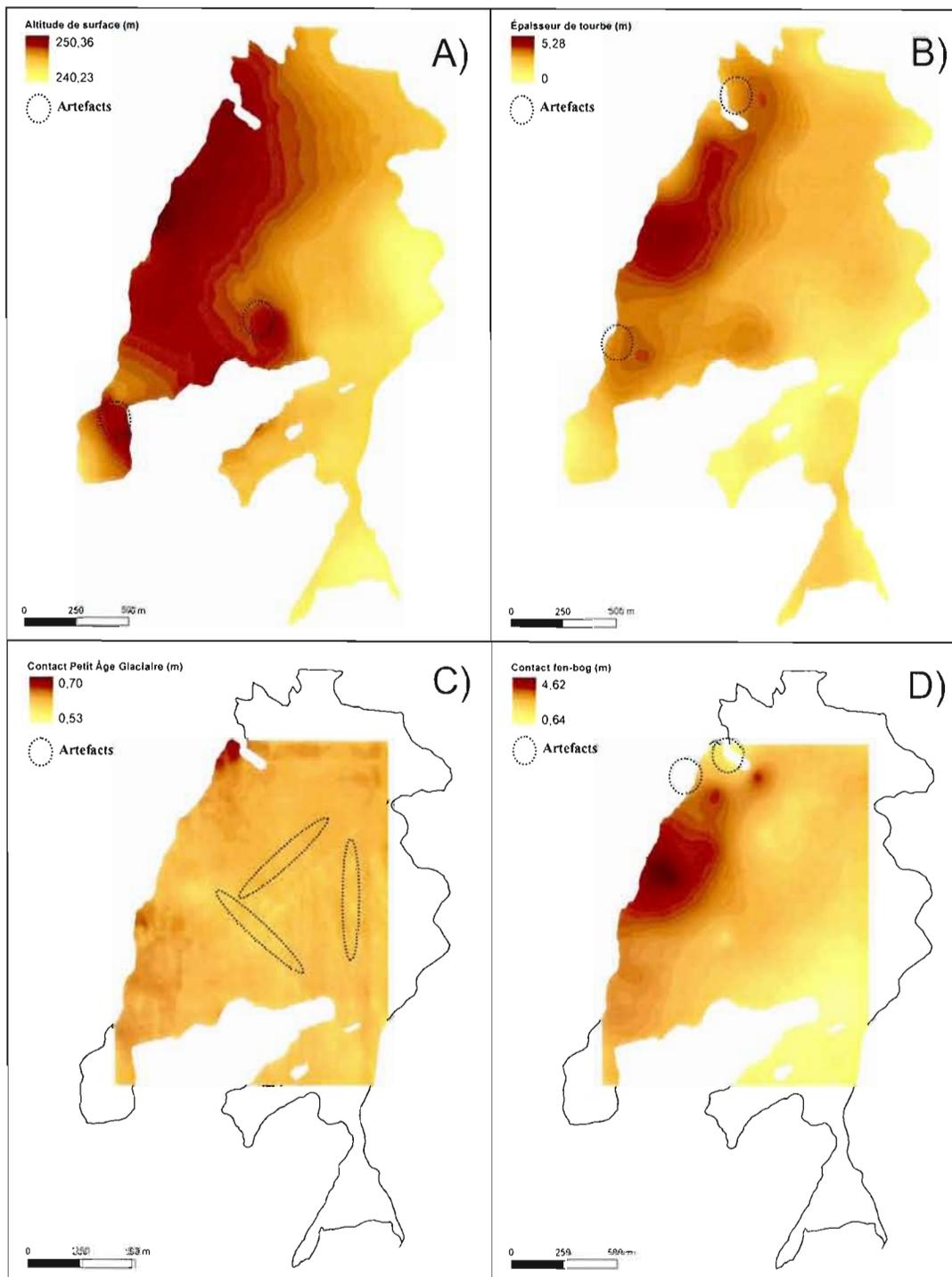


Figure 5.1 Interpolations A- Altitude de surface ; B- Épaisseur de tourbe ; C- Horizon associé au Petit Âge Glaciaire ; D- Contact minérotrophe ombrotrophe (fen-bog).

La distribution spatiale de l'erreur standardisée des quatre interpolations réalisées (figure 5.1) est présentée à la figure 5.2. L'erreur standardisée des interpolations de l'altitude de surface (figure 5.2 A) et des contacts stratigraphiques (figures 5.2 C- D), varie considérablement dans l'espace avec des valeurs minimales d'erreurs autour des points d'échantillonnage et maximales aux pourtours des zones interpolées. L'erreur associée à l'interpolation de l'épaisseur de M.O. est très homogène sur la totalité de la tourbière (figure 5.2 B). Les interpolations des horizons identifiés (figure 5.2 C- D) possèdent toutes deux une zone (pointillé rouge) où l'incertitude est considérable. Les artefacts relevés à l'interpolation de l'horizon associé au PAG (figure 5.2 C) sont également illustrés sur la carte de distribution de l'erreur (pointillé noir, figure 5.2 C). L'étendue des erreurs associée aux interpolations varie entre un minimum de 2,4 cm (contact PAG, figure 5.2 C) et un maximum de 99,5 cm (altitude de surface, figure 5.2 A).

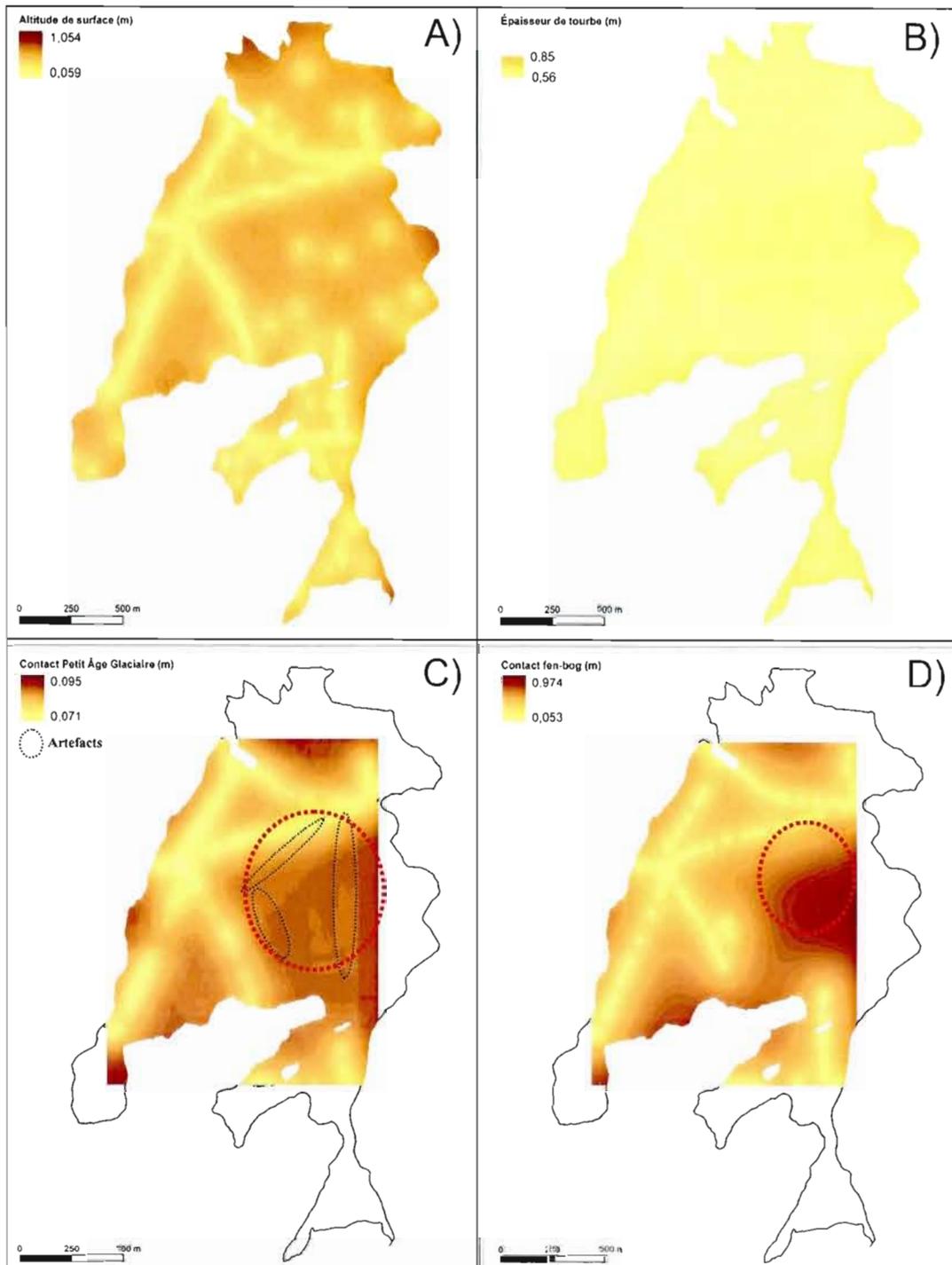


Figure 5.2 Représentation spatiale de l'erreur standard de prédiction (*Prediction standard error map*) A- Altitude de surface ; B- Épaisseur de tourbe ; C- Horizon associé au Petit Âge Glaciaire ; D- Contact minérotrophe-ombrotrophe (fen-bog).

5.2 Calculs du Carbone

L'estimation du contenu total de C compris à l'intérieur de la zone de 1,52 km² (par. 3.3.3.2) ainsi que les différentes valeurs utilisées pour ce calcul sont présentées au tableau 5.2. La section minérotrophe est celle qui possède le plus faible volume (610 524 m³) et taux de M.O. (92,3%) mais dont la densité sèche est la plus élevée (121,24 kilogramme (kg) m⁻³). Les contenus les plus élevés en M.O. (98,3%) et en volume de tourbe (2 707 204 m³) correspondent à la section ombrotrophe sous l'horizon associé au PAG. L'unité stratigraphique se situant au-dessus de l'horizon du PAG détient la plus basse densité sèche (61,6 kg m⁻³) entre autres parce qu'il inclut l'acrotelme de la tourbière. Le total de C estimé dans l'ensemble de la tourbière est de 178,24 millions de kg, ce qui correspond à 117,26 kg C m⁻². La portion minérotrophe est celle qui détient le plus haut taux d'accumulation par mètre cube (58,7 kg C m⁻³), alors que le plus faible est enregistré dans l'unité ombrotrophique la plus jeune et située au-dessus de l'horizon associé au PAG (30,06 kg C m⁻³).

Tableau 5.2 Valeurs utilisées lors des calculs de C et résultats des estimations de C à l'intérieur de la zone interpolée

	Volume (m ³)	M.O. (%)	Densité sèche (kg m ⁻³)	Contenu en C (%)	Total de C (en millions de kg)	kg C m ⁻²	kg C m ⁻³
↑ PAG	929 885	97,6	61,6	50%	27,95	18,39	30,1
↓ PAG	2 707 204	98,3	86,01	50%	114,45	75,3	42,3
fen	610 524	92,3	121,24	52,45%	35,84	25,58	58,7
				Total	178,24	117,26	

5.3 Comparaisons

L'estimation de la masse de C accumulé par unité de surface varie considérablement selon les auteurs. Le tableau 5.3 présente un recensement des principaux travaux canadiens. Turunen *et al.* (2004) ont calculé un taux d'accumulation moyen de 38,8 kg C m⁻² alors que Kuhry et Vitt

(1996) ont présenté une accumulation moyenne de 228,48 kg C m⁻². Ces deux études ont respectivement été menées dans des tourbières ombrotrophiques de la Nouvelle-Écosse (45° 42'' N; 60° 14'' O) et de l'Alberta (55° 01'' N ; 114° 09'' O).

Tableau 5.3 Recensement des travaux présentant des valeurs d'accumulation de C au sein de tourbières canadiennes

Localisation	Type de tourbière	kg C m ⁻²	Référence
Mirabel bog, Québec	bog	70	Muller <i>et al.</i> (2003)*
Sterne, Québec	bog	85,8	van Bellen <i>et al.</i> (accepté)
Mosaik, Québec	bog	81	van Bellen <i>et al.</i> (accepté)
Lac le Caron, Québec	bog	106,4	van Bellen <i>et al.</i> (accepté)
Lac à la Tortue, Québec	bog	150,89	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Yellow Lake, Québec	bog	113,22	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Despinassy Bog, Québec	bog	39,02	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Ilets-Jeremie Bog, Québec	bog	135,29	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Port Cartier Bog, Québec	bog	113,83	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Petite bog, N.-É.	bog	104,25	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Western Head, N.-É.	bog	165,02	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Fourchu, N.-É.	bog	38,8	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Foxley Moor, I.-P.-É.	bog	50,23	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Point Sapin, N.-B.	bog	98,47	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Point Escuminac, N.-B.	bog	137,28	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Miscou Island, N.-B.	bog	207,47	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Mer Bleue, Ontario	bog	198,53	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Baker Bog, Ontario	bog	97,1	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Norembego, Ontario	bog	149,46	Turunen <i>et al.</i> (2004) ⁺
Slave Lake bog, Alberta	bog	228,48	Kuhry et Vitt (1996)*
Goldey Lake fen, Alberta	fen	317	Yu (2006)*
CC-P, Nunavut	fen	61,31	Vardy <i>et al.</i> (2000)*
KJ-B, Nunavut	fen	27,2	Vardy <i>et al.</i> (2000)*
BB1, Nunavut	fen	64,85	Vardy <i>et al.</i> (2000)*
TK1P2, Nunavut	fen	83,75	Vardy <i>et al.</i> (2000)*
B.V. Rivière Mackenzie, Canada	bog / fen	53 à 165	Beilman <i>et al.</i> (2008)

⁺ Valeurs correspondant à la multiplication de l'âge basal et du taux d'accumulation (g C m⁻² an⁻¹).

* Valeurs correspondant à la multiplication de l'âge basal et du taux d'accumulation (g C m⁻² an⁻¹) publiés dans : Yu, Beilman et Jones (2009).

Plusieurs éléments peuvent expliquer les écarts entre les études. L'accumulation du C est déterminée par la balance des intrants (*e.g.* croissance des plantes et production de litière) et des extrants (*e.g.* décomposition) biologiques et ces processus sont très sensibles aux conditions climatiques (*i.e.* précipitations, température, humidité, etc.) (Yu, Beilman et Jones, 2009). Ainsi la localisation géographique, et les conditions atmosphériques associées, constituent un important facteur influençant le taux d'accumulation dans les tourbières. Gorham, Janssens et Glaser (2003) ont démontré que les taux d'accumulations de 32 tourbières nord-américaines sont inversement corrélés avec la précipitation annuelle moyenne. Les plus faibles taux proviennent des sites où les précipitations annuelles sont les plus abondantes (*e.g.* Pleasant Island, Alaska, États-Unis). De plus, selon Turunen *et al.* (2004), les dépôts d'azote (N) variant sur le territoire peuvent affecter l'accumulation du C par l'influence qu'il exerce sur la productivité nette des végétaux.

van Bellen *et al.* (accepté) ont calculé le taux d'accumulation du C de trois tourbières ombrotrophes situées dans le bassin versant de la rivière Eastmain. Les taux obtenus varient entre 81 kg C m⁻² pour la tourbière Mosaik et 106,4 kg C m⁻² pour la tourbière Lac le Caron dont il est question dans cette étude. La variation entre les taux démontre que des caractéristiques intra- régionales peuvent influencer l'accumulation du C. À cet effet, Yu, Beilman et Jones (2009) mentionnent que la topographie et la nature du substrat géologique peuvent influencer l'expansion des tourbières et l'accumulation du C. Kuhry (1994) a montré l'incidence de la fréquence des feux de forêt sur l'accumulation de la tourbe en démontrant la corrélation négative entre les couches de charbon versus le taux d'accumulation et l'épaisseur du dépôt.

Plusieurs travaux portant sur l'accumulation du C des tourbières nordiques sont basés sur une seule carotte (Belyea et Warner, 1996; Kuhry et Vitt, 1996), et ne tiennent pas compte des variabilités spatiales et de l'hétérogénéité de l'accumulation des différentes unités morphologiques de surface (UMS) (Robinson et Moore, 1999). À cet effet, Turunen *et al.* (2002) ont mentionné que l'échantillonnage se fait généralement au centre de la tourbière, générant deux sources d'erreurs possibles : (1) une sous-estimation de l'épaisseur moyenne, car les mesures d'épaisseur de tourbe effectuées à la tourbière Lac le Caron ont montré que

l'accumulation maximale de tourbe n'est pas forcément au centre (sect. 4.2); (2) ou encore une surestimation considérant que le volume entier de tourbe n'est basé que sur les valeurs obtenues à partir d'un échantillonnage dans la partie la plus profonde uniquement.

La masse de C séquestré à la tourbière Lac le Caron a été estimée à 242 millions de kg par van Bellen *et al.* (accepté), alors qu'avec la méthode utilisée dans cette étude le total accumulé atteint 262 millions de kg (extrapolation des valeurs obtenues sur les zones interpolées (sect. 5.1)). Les deux estimations sont basées sur des valeurs similaires (*i.e.* carottage, sondage manuel de l'épaisseur de tourbe, épaisseur de tourbe au géoradar, et les analyses de PAF), les 20 millions de kg de différence entre les deux résultats (*i.e.* écart équivalent à 7,6%) sont attribués à l'approche méthodologique. Tout d'abord, van Bellen *et al.* (accepté) ont utilisé un contenu de C fixe de 50%, alors que nos calculs ont assumé un contenu de C distinct selon le type de tourbe (*i.e.* 50% à la tourbe ombrotrophe et 52,45% pour la section minérotrophe). Cette distinction de 2,45% du contenu en C de l'horizon minérotrophe a généré une différence de 2,5 millions de kg de C. Mais c'est la façon de segmenter la M.O. accumulée qui a créé le plus de différence entre les deux résultats. van Bellen *et al.* (accepté) ont subdivisé les volumes de M.O. en distinguant l'acrotelme (32,2 kg C m⁻³) du catotelme (46 kg C m⁻³), alors que notre étude a fractionné la M.O. en trois parties. L'unité stratigraphique associée au stade minérotrophe possède un fort taux volumique de C (58,7 kg C m⁻³) comparativement aux deux unités supérieures (30,1 et 42,3 kg C m⁻³). Puisque le taux d'accumulation de la tourbe et du C n'est pas uniforme dans tous les types de tourbières (Reader et Stewart, 1972; Tolonen *et al.*, 1992; Botch *et al.*, 1995), l'écart entre les unités stratigraphiques est donc plausible. Le tableau 5.4 présente les différentes valeurs de densité sèche présentées pour certaines tourbières nord-américaines.

Le développement d'un modèle d'épaisseur de tourbe (*e.g.* figure 5.1 B) a permis d'attribuer une valeur à chacune des cellules (*i.e.* 1 m par 1 m) basée sur un algorithme empruntant à la géostatistique (par. 3.3.3.2). Une carte d'erreur associée à la prédiction (*e.g.* figure 5.2 B) permet de mesurer la précision de l'interpolation générée. Cette méthode a permis de calculer le volume de tourbe accumulée dans la tourbière en considérant la valeur attribuée à chacun des pixels du modèle (par. 3.3.3.2). L'apport de cette approche méthodologique a été évalué

en calculant le C selon la méthode traditionnelle. Ainsi, le volume a été déterminé par la multiplication de l'épaisseur moyenne de tourbe (*i.e.* 2,7 m (sect. 4.2)) à la superficie, la densité sèche (*i.e.* 100,31 kg m⁻³) et la teneur en M.O. (*i.e.* 95,7%) correspondant aux valeurs moyennes des analyses de PAF (sect. 5.2). Un contenu en C fixé à 50% a été retenu. Cette technique a permis d'estimer à 287 millions de kg (128 kg C m⁻²) le stock de C de la tourbière du Lac le Caron, surestimant de 8,7% (*i.e.* 25 millions de kg de C) et de 15,7% (*i.e.* 45 millions de kg de C) le stock de C, respectivement comparée à notre étude et celle de van Bellen *et al.* (accepté) basées sur des volumes de tourbe modélisés. L'utilisation des interpolations permet d'estimer le volume en intégrant la variation spatiale de l'échantillonnage dû à l'emploi des géostatistiques, alors que la moyenne est statique et commune à l'ensemble de la superficie de la tourbière. Cette différence entre les deux méthodes constitue sans doute la principale cause permettant d'expliquer les écarts entre ces deux techniques d'estimation du C.

Tableau 5.4 Différentes densités sèches selon les types de tourbière d'Amérique du Nord.
Tiré de Turunen *et al.*, 2002

Région	Type de tourbière	Densité sèche (kg m ⁻³)	Référence
U.S.A. (Maine)	bog	71	Tolonen <i>et al.</i> (1988)
Canada	bog	94	Robinson et Moore (1999)
Canada	fen	82	Robinson et Moore (1999)
Canada	bog / fen	112	Gorham (1991)
Canada	bog / fen ouvert	94	Vitt <i>et al.</i> (2000)
Canada	fen arbustif, boisé	105	Vitt <i>et al.</i> (2000)

5.4 Imprécisions

L'échantillonnage des carottes (art. 3.1.3) n'a pas tenu compte des différents biotopes de la tourbière, chacune des carottes a été prélevée au niveau intermédiaire (*i.e.* entre les sommets des buttes et les fonds des dépressions). Les variations des taux d'accumulation récent de C sont parfois attribuables aux changements microtopographiques de surface (*i.e.* butte,

dépression, platière) (Robinson et Moore, 1999). Ainsi, il se peut qu'un biais méthodologique affecte les différents résultats des analyses de PAF et modifie légèrement l'estimation de la masse totale de C.

Un des avantages indéniables du géoradar est qu'il permet l'acquisition de profils stratigraphiques en continu et sur de longues distances (Jol et Bristow, 2003). Cependant, cet avantage constitue, en quelque sorte, un inconvénient quant à la distribution spatiale des données utilisées lors de l'interpolation. Les artefacts ainsi que les représentations spatiales de l'erreur standard de prédiction (sect. 5.1) en témoignent. En effet, les artefacts des figures 5.1 C (sect. 5.1) traduisent certaines faiblesses lors de l'échantillonnage. Les artefacts se produisent lorsque : (1) les données sont fortement regroupées et/ou (2) le nombre de points utilisés (*neighbors to include*) est trop faible (Sidler, 2003). La distribution de l'erreur des figures 5.2 A- C- D (sect. 5.1) montre l'importance de la répartition des points d'échantillonnage afin d'effectuer une interpolation adéquate. Sur ces figures, il est possible de localiser l'emplacement des transects linéaires où la plupart des valeurs ont été utilisées lors des interpolations (*i.e.* lignes ou points d'erreurs minimales (jaune clair)). Également, des zones à très hautes erreurs sont relevées où l'échantillonnage était incomplet (*i.e.* zones où l'erreur est au maximum (orange foncé à brun)). À l'inverse, la figure 5.2 B (sect. 5.1) présente l'erreur de l'interpolation des valeurs d'épaisseur de tourbe, combinant la prospection manuelle et géophysique. La fusion des deux types de données a permis une répartition spatiale des points d'échantillonnage qui se traduit par : (1) une erreur moyenne faible (*i.e.* ~70 cm), (2) une répartition homogène de l'erreur et (3) l'absence de secteur où l'incertitude de la prédiction est élevée. L'emploi du géoradar afin d'estimer le volume de M.O. accumulée et son carbone (C) associé ou encore pour reconstituer les différentes unités stratigraphiques d'une tourbière n'est certes pas à proscrire. Toutefois, si la finalité de son utilisation consiste en une interpolation, il semble que l'acquisition de plusieurs courtes sections bien réparties sur le domaine à l'étude plutôt que de longs transects serait plus judicieuse. L'emploi de deux longs profils orthogonaux au centre de la tourbière seraient cependant nécessaires afin d'évaluer la continuité des réflecteurs et permettre un calcul robuste du variogramme.

Quang et Thi (2008) ont quantifié le volume de tourbe stocké dans une tourbière du Vietnam en utilisant différents paramétrages d'interpolation. Leurs résultats ont montré que, basé sur la validation croisée, les modèles de variogramme les plus adéquats étaient le Gaussien, l'exponentiel et le sphérique. Cependant, ils ont noté que l'estimation finale du volume de tourbe variait de 10% dépendamment du choix de l'un des trois modèles de variogramme. Dans notre étude, la sélection du paramétrage optimal basée sur la validation croisée comporte une faiblesse, en ce sens où cette technique ne considérait que les points sondés. Ainsi, la validation n'était effective seulement aux endroits où des mesures terrains ont été réalisées, et était directement liée à la distribution spatiale de l'échantillonnage. La meilleure démarche pour déterminer le variogramme et les paramétrages associés serait donc d'utiliser des logiciels statistiques, et de construire le semi-variogramme le plus adéquat pour la base de données à interpoler. Cette approche a été utilisée par Borren et Bleuten (2006) (logiciel : *Gstat geostatistical*) et Beilman *et al.* (2008) (logiciel : *GEOR*) afin d'interpoler des valeurs lors d'estimation des volumes de tourbe.

Sheng *et al.* (2004) ont mentionné que certaines études réalisées dans les basses-terres de la Sibérie, ont extrait du volume total de tourbe l'espace occupée par les mares et que cela avait comme effet de sous-estimer la masse totale de C. Afin de contrer cette lacune, Sheng *et al.* (2004) ont assumé que l'épaisseur de M.O. accumulée sous les mares équivalait à la moitié de l'épaisseur moyenne de tourbe. En ajoutant cette précision comparativement aux travaux précédents, ils ont pu ajouter 0,49 Pg de C (équivalent 0,7% de la masse totale). Durant nos travaux de terrain, aucune mesure n'a été récoltée quant aux dimensions et à la localisation des mares de la tourbière. De plus, l'échelle des photos disponibles (*i.e.* 1 : 40 000) n'a pas permis l'identification des mares par photo-interprétation. De ce fait, il a été impossible de soustraire de l'estimation de la masse de C l'espace occupée par les mares.

5.5 Avantages et applications

Il est hasardeux d'assumer une constante accumulation et expansion des tourbières sans la connaissance exacte de l'environnement de formation, car cet écosystème est très complexe et sa structure, son évolution et surtout sa dynamique sont influencées par plusieurs facteurs

autogènes et allogènes (Korhola, 1994). De par leur nature hétérogène il est peu réaliste de tenter de recréer l'évolution temporelle et spatiale de l'accumulation de la M.O. d'une tourbière à l'aide d'une seule carotte (Turunen *et al.*, 2002). Par conséquent, plusieurs études ont tenté d'en modéliser l'évolution tridimensionnelle (Korhola, 1994, 1995; Korhola *et al.*, 1996; Mäkilä, 1997; Mäkilä, Saarnisto et Kankainen, 2001; Bauer, Gignac et Vitt, 2003; Mäkilä et Moisanen, 2007; van Bellen *et al.*, accepté). Ces travaux montrent l'évolution spatio-temporelle des tourbières. Par contre, aucune de ces recherches n'a intégré les différents stades de développement (*e.g.* stade ombrotrophique, minérotrophique, variations stratigraphiques dues à des changements hydro- climatiques) aux modèles générés. La plupart de ces études ont recréé des profils stratigraphiques transversaux reliant les carottes échantillonnées. Mais aucune n'a interpolé les différents stades d'accumulation des tourbières, tout en atténuant l'aspect ponctuel des carottes (*i.e.* l'analyse des carottes ne permet qu'une interprétation ponctuelle, négligeant la variabilité spatiale intra- site). La faible quantité des données disponibles explique sans contredit ce constat. L'utilisation du géoradar, par la quantité élevée de données qu'il permet d'obtenir ainsi que sa capacité à détecter certaines unités stratigraphiques, rend possible l'ajout de stades évolutifs au sein des modèles tridimensionnels.

L'élaboration de modèle en trois dimensions s'avère donc nécessaire pour : (1) éviter de calculer l'accumulation à long terme du C sur l'analyse d'une seule carotte (Turunen *et al.*, 2002) et (2) considérer l'hétérogénéité de l'accumulation (Korhola, 1994). Turunen *et al.* (2002) ont cependant mentionné qu'une telle approche est généralement trop coûteuse et laborieuse à mettre en place pour des études à grande échelle. La collecte des données par géoradar, acquises selon une distribution spatiale adéquate, constitue par conséquent une alternative intéressante afin d'éliminer les difficultés liées à l'échantillonnage de multiples carottes pour le développement d'un modèle tridimensionnel d'accumulation (*e.g.* van Bellen *et al.*, accepté).

CONCLUSION

Le présent mémoire avait pour objectif de tester l'utilité du géoradar pour l'estimation du volume de carbone (C) total stocké dans une tourbière de la région de la baie James. L'utilisation de cet outil devait permettre à la fois le calcul du volume de tourbe mais également l'identification des principales unités stratigraphiques composant la tourbière. Le géoradar constitue une alternative efficace et peu coûteuse (Baraniack et Associates, 1983) afin d'atténuer l'erreur des estimations de C reliée au sous échantillonnage des tourbières (Turunen *et al.*, 2002). L'interprétation des profils acquis à l'aide de l'appareil peut toutefois être subjective (Jol et Bristow, 2003) et de façon à analyser objectivement les profils et valider les réflecteurs identifiés, plusieurs efforts ont été réalisés. En effet, la validation des réflecteurs a été basée sur des mesures manuelles d'épaisseurs de tourbe, des mesures de conductivité électrique de l'eau, des mesures de permittivité relative de la tourbe, des mesures de la position de la nappe phréatique (n.p.), des analyses de perte au feu (PAF) et l'excavation d'une tranchée où des tiges métalliques ont été introduites aux différents contacts stratigraphiques.

La majorité des profils traités et analysés dans le cadre de la présente étude ont montré trois réflecteurs auxquels il a été possible d'associer des natures physiques et stratigraphiques distinctes. Le premier réflecteur se situe au contact des sédiments organiques et minéraux et indique la topographie du bassin minéral dans lequel la tourbière s'est développée. Ce réflecteur a été créé par le fort écart de permittivité prévalant entre les sédiments organiques et minéraux (Rosa *et al.*, 2009). La confrontation des épaisseurs de tourbe mesurées manuellement à celles obtenues par géoradar a révélé un coefficient de corrélation de 0,9 ($\rho = < 0.000 1$) ainsi qu'une erreur moyenne absolue de 32 cm. Le second réflecteur a été identifié à ~50 cm au-dessus du contact minéral/organique. Les analyses de PAF réalisées sur les

carottes prélevées ont aussi démontré un changement de valeur équivalent à des densités et de teneurs en eau différentes expliquant ce second réflecteur (Warner, Nobes et Theimer, 1990 ; Theimer, Nobes et Warner, 1994). Des analyses macrofossiles et Troëls-Smith réalisées par van Bellen, Garneau et Booth (en prép.) laissent croire que ce réflecteur serait associé à une composition botanique associée au changement trophique de la transition minérotrophe/ombrotrophe (Payette, 2001). Le dernier réflecteur identifié est situé à ~60 cm sous la surface actuelle de la tourbière. Il a été confirmé par des tests effectués au sein de la tranchée, des mesures de permittivité relative ainsi que des changements de densité et de teneur en eau. L'analyse macrofossile et la reconstruction des fluctuations de la position de la n.p. à l'aide des thécamibes suggèrent des conditions climatiques plus sèches associées au Petit Âge Glaciaire (van Bellen, Garneau et Booth, en prép.).

Très peu d'études ont réussi à démontrer l'identification d'unités stratigraphiques dans une tourbière à l'aide du géoradar. Les résultats de la présente étude réalisée à la tourbière Lac le Caron apportent donc une contribution significative à l'avancement des connaissances dans le domaine. La faible conductivité électrique rencontrée sur le site a permis une pénétration adéquate du signal, l'atténuation du signal causée par de forte conductivité avait été soulevée par Theimer, Nobes et Warner (1994). De plus, le dépôt argileux mis en place lors de l'invasion marine de la Mer de Tyrrell n'a pas causé de problème quant à la pénétration du signal (Jol et Bristow, 2003). Ce sont probablement les sédiments deltaïques déposés au-dessus de l'argile marine lors de l'exondation du secteur (Brosseau, 2008) qui ont atténué l'impact négatif fréquemment associé aux dépôts argileux.

Les réflecteurs discernés sur les profils géoradar ont été utilisés afin de constituer une base de données permettant l'interpolation des unités stratigraphiques. Ainsi, une valeur prédite a été générée entre les différents transects et mesures ponctuelles récoltées sur le terrain. Cette opération a permis de calculer le volume de tourbe occupé par chacune des couches stratigraphiques identifiées. Le choix des paramètres d'interpolation a été déterminé en fonction des valeurs de la validation croisée des tests réalisés. Une carte de l'erreur associée à la prédiction a aussi permis de quantifier et de représenter la distribution spatiale de l'incertitude.

Le calcul du total de C organique séquestré dans la tourbière a été effectué en attribuant des caractéristiques (*e.g.* contenu en C, densité sèche, taux de matière organique (M.O.)) à chacune des couches identifiées. Ainsi il a été possible d'attribuer une plus haute densité sèche et un contenu en C plus élevé à la section minérotrophe comparativement à la section ombrotrophe, tout en éliminant l'emploi d'une valeur moyenne pour la totalité de la M.O. accumulée dans la tourbière. Les calculs ont révélé un stock de C de 262 millions de kg, ou encore de $117,26 \text{ kg C m}^{-2}$. L'estimation du stock de C calculé de façon conventionnelle (*i.e.* valeurs moyennes (*e.g.* épaisseur de tourbe, densité sèche et teneur en M.O.), abstraction du géoradar et des interpolations) a indiqué une masse de 287 millions de kg (128 kg C m^{-2}). L'écart entre les deux approches méthodologiques est attribuable à l'emploi de la valeur moyenne d'épaisseur de tourbe qui surestime le volume, comparativement à l'interpolation qui permet d'obtenir une valeur d'épaisseur de tourbe à chacun des pixels (*i.e.* 1 m^2) basée sur un calcul géostatistique. van Bellen *et al.* (accepté) ont estimé le C de la tourbière Lac le Caron à 242 millions de kg ($106,5 \text{ kg C m}^{-2}$) en utilisant une méthodologie différente. C'est la segmentation du volume de tourbe en fonction des unités stratigraphiques relevées au géoradar qui a expliqué la variation entre les calculs de masses de C. En effet, la subdivision des unités stratigraphiques a permis de préciser les calculs en attribuant des valeurs distinctes (*e.g.* teneur en M.O., densité sèche et contenu en C) à chacune des unités.

Les résultats de cette étude ont permis de reconnaître quelques améliorations pour les projets à venir. La longueur ainsi que l'emplacement des transects géoradar s'avèrent essentiels afin d'assurer la validité des modèles. Il serait préférable de prioriser la réalisation de plusieurs petits transects spatialement distribués couplés à 2 longs profils orthogonaux se croisant au centre de la tourbière, plutôt qu'un nombre restreint de longs transects. Idéalement, la combinaison de longs transects, un par axe, à de courts transects adéquatement répartis serait à privilégier. De plus, dans le cas de cette étude, les valeurs de conductivité mesurées ont fourni plus de questions que de réponses. L'échantillonnage, ou les mesures sur le terrain, devraient être effectuées sur des horizons spécifiques, comme par exemple sur les unités stratigraphiques relevées à l'intérieur de la tranchée plutôt qu'à intervalle systématique comme dans cette recherche. Lorsque des informations de permittivité et de conductivité sont

disponibles, la modélisation de l'onde permettant d'observer le comportement du signal face aux propriétés du sol devrait être envisagée afin de détecter les potentiels réflecteurs avant même la campagne de terrain. Le choix du modèle de variogramme, et les paramètres de ce dernier, influencent considérablement le résultat final de l'interpolation (Quang et Thi, 2008). Certains logiciels de géostatistique permettent de construire le modèle de variogramme le plus approprié, tout en définissant le paramétrage adéquat. Finalement, l'espace occupé par les mares n'a pas été soustrait du volume total de tourbe, générant une surestimation du résultat final de C accumulé (Sheng *et al.*, 2004). Il aurait donc été souhaitable de déterminer une technique objective afin de soustraire les mares du calcul final.

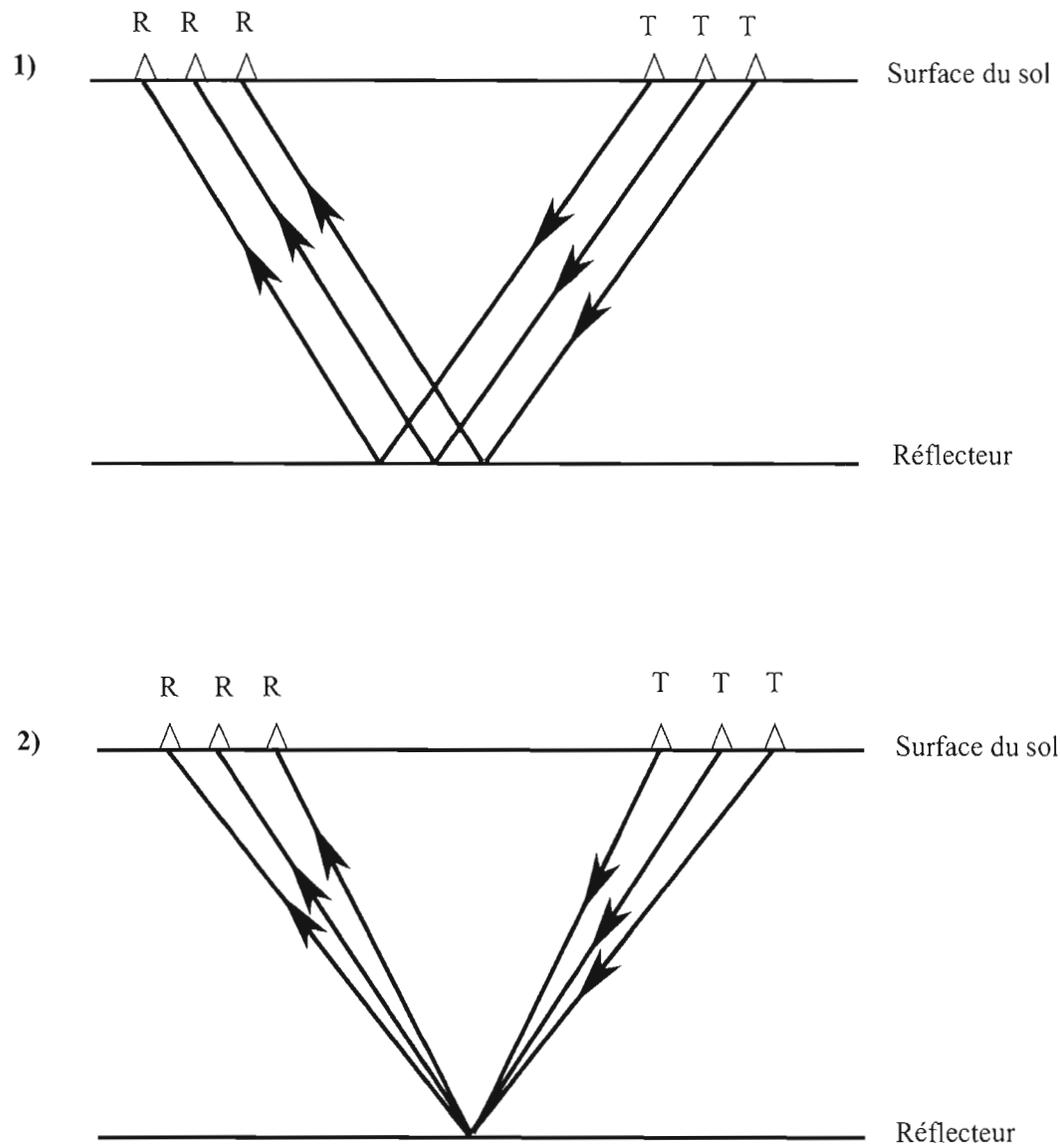
Les résultats obtenus à la tourbière Lac le Caron, notamment en ce qui a trait à la détection des principales unités stratigraphiques, suggèrent que l'usage du géoradar est efficace afin d'atténuer le manque de représentativité associé aux valeurs dérivées de carottes ponctuelles. Le coût élevé et le temps requis du carottage font en sorte que la plupart des études paléoécologiques ont jusqu'à maintenant basé leur reconstitution sur une seule carotte. L'utilisation de profils géoradar, jumelée à des techniques conventionnelles d'investigation permettrait de réduire l'erreur causée par la variabilité spatiale du ou des sites. De plus, le choix de l'emplacement du site d'échantillonnage des carottes pourrait être déterminé à partir des profils géoradar. En effet, les profils provenant de la tourbière du Lac le Caron ont montré que la partie la plus profonde de la tourbière n'est pas toujours au centre de celle-ci. Les modèles conceptuels de tourbière ombrotrophe sont régulièrement simplifiés par une surface convexe et un fond concave et les résultats de la présente étude montrent que ce n'est pas toujours aussi conforme. Par ses capacités d'offrir des données en continu, des profils géoradar transversaux pourraient permettre de relever les spécificités des milieux étudiés. Les données générées à partir du géoradar constituent un apport non négligeable lors de l'élaboration des modèles tridimensionnels de l'accumulation spatio-temporelle de la tourbe. De plus, il serait possible d'y ajouter les différents stades évolutifs décelés à partir des unités stratigraphiques identifiées.

En conclusion, cette recherche a permis de mettre en lumière l'avantage de jumeler la prospection géoradar à l'interpolation lors de l'estimation du stock de C dans une tourbière.

En effet, il a été démontré avec succès que les données acquises au géoradar permettent de préciser le volume de tourbe. Également, la subdivision du volume par rapport aux unités stratigraphiques offre l'opportunité d'appliquer des valeurs à chacune des unités, ce qui se traduit par une précision des calculs. Maintenant, il serait intéressant d'effectuer une étude similaire en y appliquant les améliorations suggérées.

APPENDICE A

MODES D'ACQUISITION DES DONNÉES GÉORADAR



A. Modes d'acquisition des données géoradar (R : Antenne réceptrice ; T : Antenne transmettrice). 1) Mode *Common Offset*, 2) Mode *Common Mid Point* (CMP). (Tiré de Neal (2004)).

APPENDICE B

PROTOCOLE D'ANALYSE DE PERTE AU FEU (PAF)

A. Étapes pour combustion des échantillons:

1- Peser les godets vides, puis les godets avec les échantillons frais ajoutés (manipuler les godets avec des pinces en tout temps).

2- Élimination de l'eau dans les sédiments. Faire sécher dans l'étuve à 105° C pendant 12 heures.

3- Laisser reposer pendant 30 minutes dans le dessiccateur pour refroidir, puis peser.

4- Élimination de la matière organique non carbonatée. Faire calciner les échantillons dans le four Lindberg à 550° C pendant 3 heures.

5- Laisser reposer pendant 30 à 40 minutes dans le dessiccateur pour refroidir, puis peser.

B. Calculs de la perte au feu :

1. Teneur en eau (%) (estimation du contenu en eau) :

$$\frac{(\text{Poids de l'échantillon frais} - \text{Poids de l'échantillon sec})}{\text{Poids de l'échantillon frais}} \times 100$$

2. Pourcentage de la perte au feu (PAF) à 550° C (estimation de la matière organique):

$$\frac{\text{Poids de l'échantillon sec} - \text{Poids de l'échantillon calciné à 550° C}}{\text{Poids de l'échantillon sec}} \times 100$$

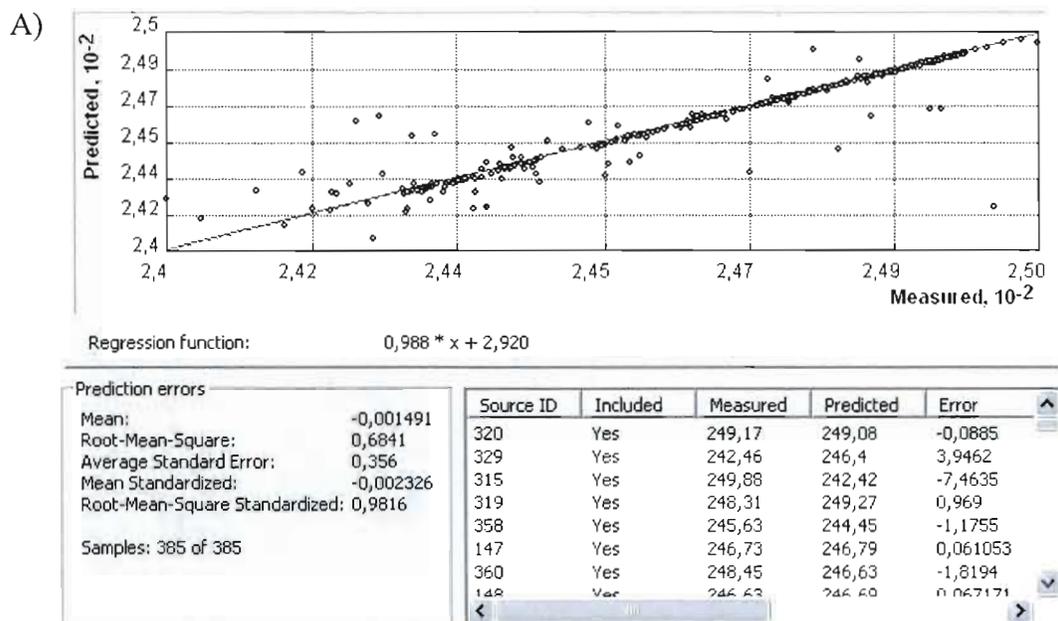
3. Densité sèche de la matière organique (g cm⁻³) :

$$\text{Poids de l'échantillon sec} - \text{Poids du godet vide}$$

(D'après Dean (1974))

APPENDICE C

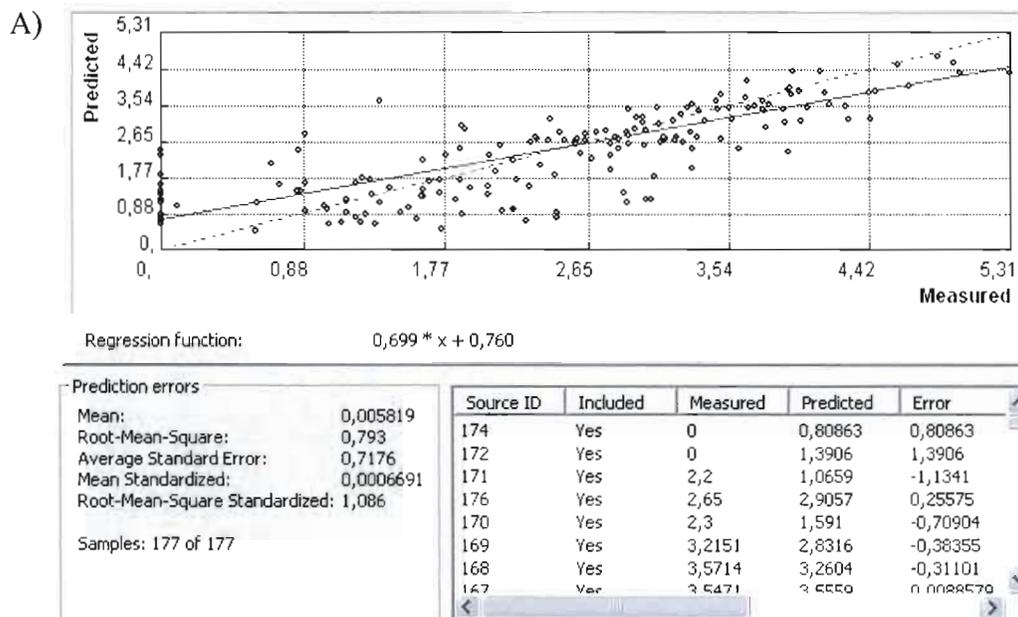
VALIDATIONS CROISÉES ET SOMMAIRES DES INTERPOLATIONS



B)

<input checked="" type="checkbox"/> Dataset	altitude_1_33_sans_photog
Location	F:\tests (janv 2010) interpolations\altitude
Type	Feature Class
Data field	SMOOT
Points	385
<input checked="" type="checkbox"/> Method	Kriging
Type	Ordinary
Output type	Prediction
<input checked="" type="checkbox"/> Dataset #	1
Trend type	None
<input checked="" type="checkbox"/> Searching neighborhood	Standard
Type	Standard
Neighbors to include	6
Include at least	1
Sector type	Four
Angle	0
Major semiaxis	548,8624600025037
Minor semiaxis	548,8624600025037
<input checked="" type="checkbox"/> Variogram	Semivariogram
Number of lags	11
Lag size	50
Nugget	0
Measurement error	0
<input checked="" type="checkbox"/> Model type	Spherical
Range	548,8624600025037
Anisotropy	No
Partial sill	1,1821220508657007

C.1 Interpolation de l'altitude de surface ; A) Validation croisée ; B) Sommaire de l'interpolation.



B) Dataset **ages_profs_5_bon_point**

Location F:\Article avec Simon van Bellen

Type Feature Class

Data field _M_

Points 177

Method **Kriging**

Type Ordinary

Output type Prediction

Dataset # 1

Trend type None

Searching neighborhood Standard

Type Standard

Neighbors to include 5

Include at least 1

Sector type Four

Angle 0

Major semiaxis 1185,32695911297

Minor semiaxis 1185,32695911297

Variogram Semivariogram

Number of lags 12

Lag size 100

Nugget 0,24974518255975584

Measurement error 0

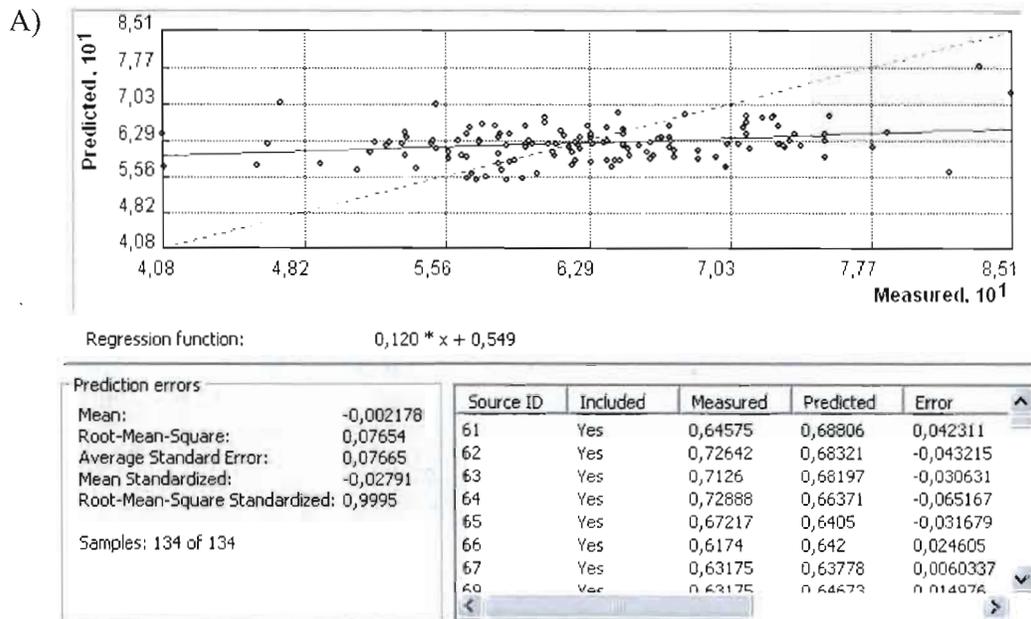
Model type Spherical

Range 1185,32695911297

Anisotropy No

Partial sill 1,6918978768170843

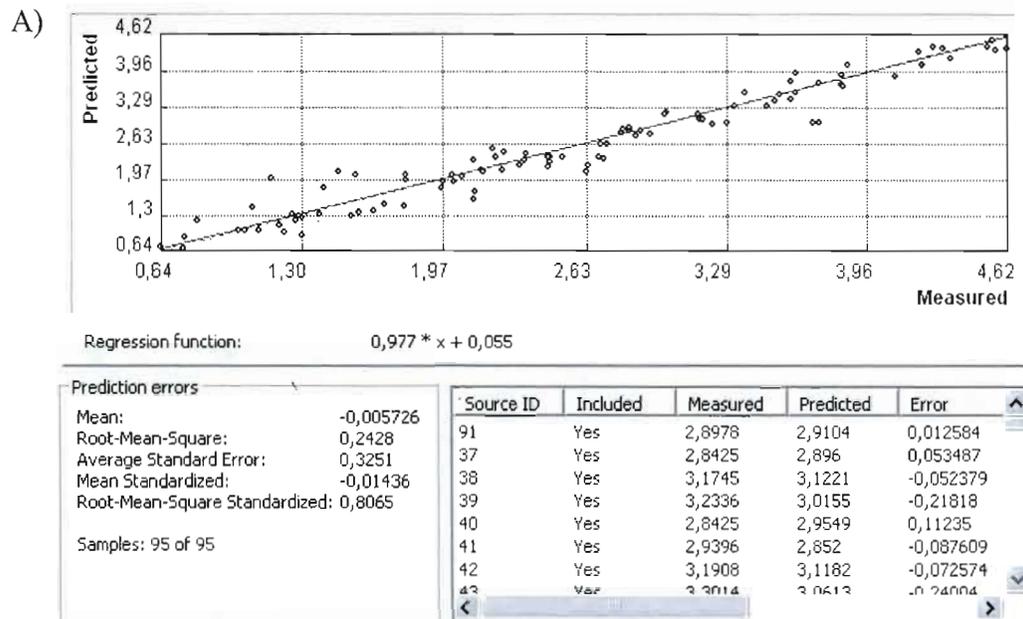
C.2 Interpolation de épaisseur de tourbe; A) Validation croisée ; B) Sommaire de l'interpolation.



B)

<input checked="" type="checkbox"/> Dataset	lia_4_pourcent_point
Location	F:\tests (Janv 2010) interpolations\LIA
Type	Feature Class
Data field	CONTACT
Points	134
<input checked="" type="checkbox"/> Method	Kriging
Type	Ordinary
Output type	Prediction
<input checked="" type="checkbox"/> Dataset #	1
Trend type	None
<input checked="" type="checkbox"/> Searching neighborhood	Standard
Type	Standard
Neighbors to include	2
Include at least	1
Sector type	Eight
Angle	0
Major semiaxis	198,4943324127921
Minor semiaxis	198,4943324127921
<input checked="" type="checkbox"/> Variogram	Semivariogram
Number of lags	10
Lag size	20
Nugget	0,004352127779925018
Measurement error	0
<input checked="" type="checkbox"/> Model type	Spherical
Range	198,4943324127921
Anisotropy	No
Partial sill	0,0021639175825102787

C.3 Interpolation de l'horizon associé au Petit Âge Glaciaire; A) Validation croisée ; B) Sommaire de l'interpolation.



B) Dataset **fen_bog_2_pourcent_point**

Location C:\Documents and Settings\CK791302
 \Bureau\tests (Janv. 2010) interpolations\fen-bog

Type Feature Class

Data field CONTACT

Points 95

Method **Kriging**

Type Ordinary

Output type Prediction

Dataset # 1

Trend type None

Searching neighborhood Standard

Type Standard

Neighbors to include 6

Include at least 1

Sector type Eight

Angle 0

Major semiaxis 592,663479556485

Minor semiaxis 592,663479556485

Variogram Semivariogram

Number of lags 12

Lag size 50

Nugget 0

Measurement error 0

Model type Spherical

Range 592,663479556485

Anisotropy No

Partial sill 0,8289587424905908

C.4 Interpolation du contact ombrotrophe / minérotrophe (fen / bog); A) Validation croisée ; B) Sommaire de l'interpolation.

RÉFÉRENCES

- Agriculture, Canada. 2008. «Daily Gridded Climate Dataset for Canada (1961-2003)». En ligne. <<http://www4.agr.gc.ca/AAFC-AAC/display-afficher.do?id=1227620138144&lang=fra>>. Consulté le 13 mai 2009.
- Annan, A.P. 1999. *Practical processing of GPR data*. Mississauga, Ontario: Sensors & Softwares, 16 p.
- Annan, A.P. 2003 a. *Ground penetrating radar principles, procedures & applications*. Mississauga: Sensors& Software, 286 p.
- Annan, A.P. 2003 b. *EKKO_View Enhanced & EKKO_View Deluxe User's Guide*. Mississauga: Sensors& Software, 118 p.
- Annan, A.P. 2009. «Electromagnetic Principles of Ground Penetrating Radar». In *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, Harry M. Jol eds, p. 524. Amsterdam: Elsevier.
- Annan, A.P. et S.W. Cosway. 1999. *Ground penetrating radar survey design*. Mississauga: Sensors& Software, 18 p.
- ArcGIS, Desktop 9.3 Help. 2009. «Using kriging». En ligne. <http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/index.cfm?id=5989&pid=5984&topicname=Using_kriging>. Consulté le 12 février 2010.
- Armentano, T.V. et E.S. Menges. 1986. «Patterns of change in the carbon balance of organic-soil wetlands of the temperate zone». *Journal of Ecology*. vol. 74, p. 755-774.
- Bakkali, S. et M. Amrani. 2008. «About the use of spatial interpolation methods to denoising Moroccan resistivity data phosphate "Disturbances" map». *Acta Montanistica Slovaca*. vol. 13, no 2, p. 216-222.

- Bano, M. 2000. «Imagerie de la proche surface par géoradar». Mémoire, Strasbourg, Géophysique Appliquée, Université Louis Pasteur- Strasbourg 1, 72 p.
- Baraniak, D. W. et Donohue & Associates. 1983. «Exploration for surface peat deposits using ground penetrating radar». In *Symposium on peat utilization* (October 10-13 1983): C.H. Fuchsman and S.A. Spigarelli eds. Bemidji State University, Bemidji, Minnesota.
- Bauer, I. E., D. L. Gignac et D. H. Vitt. 2003. «Development of a peatland complex in boreal western Canada: lateral site expansion and local variability in vegetation succession and long-term peat accumulation». *Canadian Journal of Botany*. vol. 81, p. 833-847.
- Beilman, D. W., D. H. Vitt, J. S. Bhatti et S. Forests. 2008. «Peat carbon stocks in the southern Mackenzie river basin: uncertainties revealed in a high-resolution case study». *Global Change Biology*. vol. 14, p. 1-12.
- Belyea, L.R. et B.G. Warner. 1996. «Temporal scale and the accumulation of peat in a sphagnum bog». *Canadian Journal of Botany*. vol. 74, no 3, p. 366-377.
- Bhatti, J.S., R.C. Errington, I.E. Bauer et P.A. Hurdle. 2006. «Carbon stock trends along forested peatland margins in central Saskatchewan». *Canadian Journal of Soil Science*. vol. 86, p. 321-333.
- Birks, H.J.B. et H. H. Birks. 1980. *Quaternary Palaeoecology*. University of Cambridge: The Blackburn press, 289 p.
- Blodau, C. 2002. «Carbon cycling in peatlands- A review of processes and controls». *Environmental Review*. vol. 10, p. 111- 134.
- Booth, R. K., S. T. Jackson et C. E.D. Gray. 2004. «Paleoecology and high-resolution paleohydrology of a kettle peatland in upper Michigan». *Quaternary Research*. vol. 61, p. 1-13.
- Borren, W. et W. Bleuten. 2006. «Simulating Holocene carbon accumulation in a western Siberian watershed mire using a three-dimensional dynamic modeling approach». *Water Ressources Research*. vol. 42, p. 13.
- Borren, W., W. Bleuten et E. D. Lapshina. 2004. «Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of western Siberia». *Quaternary Research*. vol. 61, p. 42-51.

- Botch, M.S., K.I. Kobak, T.S. Vinson et T.P. Kolchugina. 1995. «Carbon pools and accumulation in peatlands of the former Soviet Union». *Global Biogeochemical Cycles*. vol. 9, p. 37-46.
- Bradford, J. H., J. P. McNamara, W. Bowden et M. N. Gooseff. 2005. «Measuring thaw depth beneath peat-lined arctic streams using ground-penetrating radar». *Hydrological Processes*. vol. 19, p. 2689-2699.
- Bristow, C., M. Dickson et H. Jol. 2008. «Ground penetrating radar (GPR) surveys of gravel barrier beaches, Waitaki Coast, South Island, New Zealand». In *12th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR08)*, (June 16-19). University of Birmingham, Birmingham, Angleterre.
- Brosseau, D. 2008. «Caractérisation des dépôts meubles et reconstitution paléogéographique quaternaire de la région du réservoir Eastmain-1, Baie James, Québec». Mémoire de maîtrise, Montréal, Département de Géographie, Université du Québec à Montréal, 125 p.
- Burke, M. J., J. Woodward, A. J. Russell, P. J. Fleisher et P. K. Bailey. 2008. «Controls on the sedimentary architecture of a single event englacial esker: Skeiðararjokull, Iceland». *Quaternary Science Reviews*. vol. 27, p. 1829-1847.
- Burrough, P. A. et R. A. McDonnell. 1998. *Principles of Geographical Information Systems*. Coll. «Spatial Information Systems and Geostatistics». New York: Oxford University Press, 333 p.
- Camill, P., A. Barry, E. Williams, C. Andreassi, J. Limmer et D. Solick. 2009. «Climate-vegetation-fire interactions and their impact on long-term carbon dynamics in a boreal peatland landscape in northern Manitoba, Canada». *Journal of Geophysical Research (Biogeosciences)*. vol. 114.
- Carrier, C. 2003. «Étude de l'interaction entre le système d'écoulement local d'une tourbière ombrotrophe et le système d'écoulement des eaux souterraines régionales dans le Sud-Est du Nouveau-Brunswick: caractérisation et modélisation hydrogéologique». Mémoire de Maîtrise, Sciences Géographiques, Université Laval, 232 p.
- Carrier, C., Y. Michaud, A. S. Crowe et M. Allard. 2002. «Caractérisation hydrogéologique d'une tourbière ombrotrophe dans le sud-est du Nouveau-Brunswick: résultats-préliminaires». In *IAH-CGS Groundwater Specialty Conferences (Ground and water: Theory to Practice)* (October 20-23, 2002): D, Stoll, A.R. Piggott and J.J. Crowder eds (Southern Ontario Section of the Canadian Geotechnical Society). Niagara Falls, Ontario.

- Cassidy, N. J. 2008. «Introduction to GPR (Workshop 1)». In *12th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR08)* (June 16-19). University of Birmingham, Birmingham, Angleterre.
- Cassidy, N. J. 2009 a. «Electrical and Magnetic Properties of Rocks, Soils and Fluids». In *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, Harry M. Jol, p. 524. Amsterdam: Elsevier.
- Cassidy, N. J. 2009 b. «Ground Penetrating Radar Data Processing, Modelling and Analysis». In *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, Harry M. Jol, p. 524. Amsterdam: Elsevier.
- Caya, D. et R. Laprise. 1999. «A semi-implicit semi-lagrangian regional climate model: The Canadian RCM». *Monthly Weather Review*. vol. 127, no 3, p. 341-362.
- Charman, D. 2002. *Peatlands and environmental change*. Chichester: Willey, 301 p.
- Christensen- Hesselbjerg, J. et B. Hewitson. 2007. «Regional Climate Projections». In *Climate Change 2007: The physical science basis*, Susan Solomon, Dahe Qin, Martin Manning, Melinda Marquis, Kristen Averyt, Melinda M.B. Tignor, Henry Jr. LeRoy Miller et Zhenlin Chen, p. 940. New York: Cambridge University Press.
- Comas, X. et L. Slater. 2007. «Evolution of biogenic gases in peat blocks inferred from noninvasive dielectric permittivity measurements». *Water Ressources Research*. vol. 43, p. 1-10.
- Comas, X., L. D. Slater et A. Reeve. 2004. «Geophysical evidence for peat basin morphology and stratigraphic controls on vegetation observed in a Northern peatland». *Journal of Hydrology*. vol. 295, p. 173-184.
- Comas, X., L. D. Slater et A. Reeve. 2005 a. «Geophysical and hydrological evaluation of two bog complexes in a northern peatland: Implications for the distribution of biogenic gases at the basin scale». *Global Biogeochemical Cycles*. vol. 19, p. 1-10.
- Comas, X., L. D. Slater et A. Reeve. 2005 b. «Spatial variability in biogenic gas accumulations in peat soil is revealed by ground penetrating radar (GPR)». *Geophysical Research Letters*. vol. 32, p. 1-4.

- Comas, X., L. D. Slater et A. Reeve. 2005 c. «Stratigraphic controls on pool formation in a domed bog inferred from ground penetrating radar (GPR)». *Journal of Hydrology*. vol. 315, p. 40-51.
- Comas, X., L. Slater et A. Reeve. 2007. «In situ monitoring of free-phase gas accumulation and release in peatlands using ground penetrating radar (GPR)». *Geophysical Research Letters*. vol. 34, p. 1-5.
- Comas, X., L. Slater et A. Reeve. 2008. «Seasonal geophysical monitoring of biogenic gases in a northern peatland: Implications for temporal and spatial variability in free phase gas production rates». *Journal of Geophysical Research*. vol. 113, p. 1-12.
- Cronin, T.M., P.L. Manley, S. Brachfeld, T.O. Manley, D.A. Willard, J.-P. Guilbault, J.A. Rayburn, R. Thunell et M. Berke. 2008. «Impacts of post-glacial lake drainage events and revised chronology of the Champlain Sea episode 13-9 Ka». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. vol. 262, no 1-2, p. 46-60.
- Dallaire, P.-L. et M. Garneau. 2008. «The use of a ground-penetrating radar (GPR) to characterize peat stratigraphy and estimate the carbon pool in a boreal peatland, Eastmain region, James Bay, Québec, Canada.». In *12th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR08)* (June 16-19). University of Birmingham, Birmingham, Angleterre.
- Dalmedico, A. D. et H. Guillemot. 2006. «Changement climatique : Dynamiques scientifiques, expertise, enjeux géopolitiques». *Sociologie du travail*. vol. 48, p. 412-432.
- Davis, J. L. et A.P. Annan. 1989. «Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy». *Geophysical Prospecting*. vol. 37, p. 531-551.
- Dean, W.E. 1974. «Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods». *Journal of Sedimentary Petrology*. vol. 44, p. 242-248.
- Doolittle, J. A. et J. R. Butnor. 2009. «Soils, Peatlands, and Biomonitoring». In *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, Harry M. Jol eds, p. 524. Amsterdam: Elsevier.
- Doolittle, J. A. et F. E. Nelson. 2008. «Using GPR to characterize cryogenic macrostructures in former periglacial areas of the USA». In *12th International*

Conference on Ground Penetrating Radar (GPR08), (June 16-19). University of Birmingham, Birmingham, Angleterre.

- dos Santos Fonseca, A. L., M. Minello, C. Cardoso Marinho et F. de Assis Esteves. 2004. «Methane Concentration in Water Column and in Pore Water of a Coastal Lagoon (Cabiúnas Lagoon, Macaé, RJ, Brazil)». *Brazilian Archives of Biology and Technology*. vol. 47, no 2, p. 301-308.
- Dyke, A. S., A. Moore et L. Robertson (2003). *Deglaciation of North America*. Commission géologique du Canada: Dossier publique 1574
- Environnement Canada, Gouvernement du Canada. s.d. «Archives nationales d'information et de données climatologiques». En ligne. <http://climate.weatheroffice.ec.gc.ca/Welcome_f.html>. Consulté le 12 mai 2009.
- Francez, A.-J. 2000. «La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum, de la sphaigne à l'effet de serre». *Année Biologique*. vol. 39, p. 205-270.
- Franconi, A. (1978). *La bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain inférieur*. Direction générale de la recherche géologique Québec: Ministère des Richesses Naturelles, MM 82-05
- Franconi, A. (1982). *Région de la Gorge Prosper*. Direction générale de la recherche géologique Québec: Ministère de l'Énergie et des Ressources, MM 82-02: 59 p
- Fraser, C.J.D., N.T. Roulet et M. Lafleur. 2001. «Groundwater flow patterns in a large peatland». *Journal of Hydrology*. vol. 246, p. 142-154.
- Frenzel, P., E. Karofeld, A. Hahn et M. Kasemets. 2008. «Global warming and peat mineralization; uplifting bog pool bottoms, methanogenesis and temperature». *Proceeding of the 13th International peat congress After wise use - The future of peatlands* Tullamore, Ireland. Catherine Farrell (Bord na Mona) and John Feehan (University College Dublin) eds. The International Peat Society (IPS), 34-35 p.
- Garneau, M., H. Asnong, V. Beaulieu-Audy, D. Brosseau, R.-A. Daigneault et L. Pelletier (2006). *Rapport des travaux 2005 Caractérisation des milieux terrestres avant la mise en eau du réservoir EM-1. Rapport pour Hydro-Québec*. Montréal, Université du Québec à Montréal: 144 p

- Gawthorpe, R.L., R.E. Collier, Li, J. Alexander, J.S. Bridge et M.R. Leeder. 1993. «Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies». *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs, Geological Society Special Publication*. vol. 73, p. 421-432.
- Geomatica. 2003. *PCI Geomatica Prime Help*. Richmond Hill, Ontario.
- GIEC, (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat) (2007). Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. Publié sous la direction de: Pachauri, R.K. et Reisinger, A. . Genève, Suisse, GIEC: 103 p
- Glaser, Paul H. 1992. «Vegetation and Water Chemistry». In *The patterned peatlands of Minnesota*, H.E. Jr. Wright, Barbara A. Coffin et Norman E. Aaseng eds, p. 376: The University of Minnesota Press.
- Godfrey, M. J., M. T. Bannister, D. C. Nobes et R. S. Sletten. 2008. «3D time-Lapse imaging of polygonal patterned ground in the McMurdo Dry Valleys of Antarctica». In *12th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR08)* (June 16-19). University of Birmingham, Birmingham, Angleterre.
- Gorham, E. 1991. «Northern peatlands:role in the carbon cycle and probable responses to climatic warning». *Ecological Applications*. vol. 2, p. 182-195.
- Gorham, E., J. A. Janssens et P. H. Glaser. 2003. «Rates of peat accumulation during the postglacial period in 32 sites from Alaska to Newfoundland, with special emphasis on northern Minnesota». *Canadian Journal of Botany*. vol. 81, p. 429-438.
- Gratton, Y. 2002. «Le Krigeage: La méthode optimale d'interpolation spatiale (dans: Les articles de l'Institut d'Analyse Géographique)». En ligne. <http://www.iag.asso.fr/articles/krigeage_juillet2002.htm>. Consulté le 17 août 2009.
- Groupe de travail national sur les terres humides. 1997. *Système de classification des terres humides du Canada*, 2^e édition. Waterloo (Ontario): University of Waterloo, 76 p.
- Halleux, L. 1990. «Ground penetrating radar applied to the study of peat bogs and moors». *Annales de la société géologique de Belgique*. vol. 113, no 2, p. 115-123.

- Hänninen, P. 1992. «Application of ground penetrating radar and radio wave moisture probe techniques to peatland investigation». *Geological Survey of Finland, bulletin 361*, p. 1- 71.
- Hao, X., C. Chang, F. J. Larney et G. R. Travis. 2001. «Greenhouse gas emissions during cattle feedlot manure composting». *Journal of Environmental Quality*. vol. 30, p. 376-386.
- Hasted, J.B. 1973. *Aqueous Dielectrics*. London: Chapman & Hall, 302 p.
- Hinkel, K.M., J.A. Doolittle, J.G. Bockheim, F.E. Nelsson, R. Paetzold, J.M. Kimble et R. Travis. 2001. «Detection of subsurface permafrost features with ground-penetrating radar, Barrow, Alaska». *Permafrost and Periglacial Processes*. vol. 12, p. 179-190.
- Holden, J. 2005 a. «Piping and woody plants in peatlands: Cause or effect?». *Water Resources Research*. vol. 41, p. 1-10.
- Holden, J. 2005 b. «Controls of soil pipe frequency in upland blanket peat». *Journal of Geophysical Research*. vol. 110, p. 1-11.
- Holden, J., T.P. Burt et M. Vilas. 2002. «Application of ground-penetrating radar to the identification of subsurface piping in blanket peat». *Earth Surface Process and Landforms*. vol. 27, p. 235-249.
- Hugues, P.D.M., A. Blundell, D. J. Charman, S. Bartlett, J.R.G. Daniell, A. Wojatschke et F.M. Chambers. 2006. «An 8500 cal. year multi-proxy climate record from a bog in eastern Newfoundland: contributions of meltwater discharge and solar forcing». *Quaternary Science Reviews*. vol. 25, p. 1208-1227.
- Hydro-Québec. s.d. «Projet EM-1». En ligne. <<http://www.eastmain1.org/fr/index.html>>. Consulté le 21 avril 2009.
- Isaaks, E. H. et M. R. Srivastava. 1989. *An Introduction to Applied Geostatistics*. New York: Oxford University Press, 561 p.
- Johnston, K., J. M. ver Hoef, K. Krivoruchko et N. Lucas. 2001. *Using ArcGIS geostatistical analyst*. Redlands: ESRI, 300 p.
- Jol, H. M. et C. S. Bristow. 2003. «GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide». In *Ground Penetrating*

- Radar in Sediments*, C. S. & Jol Bristow, H. M. (eds), p. 9-27. London: The Geological Society of London.
- Jol, H. M. et D. G. Smith. 1995. «Ground penetrating radar surveys of peatlands for oilfield pipelines in Canada». *Journal of Applied Geophysics*. vol. 34, p. 109-123.
- Karofeld, E., M. Kasemets, R. Szava-Kovats et H. Tonisson. 2008. «Does anticipated warming accelerate bog pool bottom rise, topographic changes and related peat decomposition?». *Proceeding of the 13th International peat congress After wise use - The future of peatlands* Tullamore, Ireland. Catherine Farrell (Bord na Mona) and John Feehan (University College Dublin) eds. The International Peat Society (IPS), 587-591 p.
- Kasser, M. et Y. Egels. 2002. *Digital Photogrammetry*. London: Taylor & Francis Ltd, 376 p.
- Kaweekityota, T., W. Taparhudee, C. Limsuwan et N. Chuchird. 2007. «A Comparison Study on Production and Plankton between Two Water Exchange Rates of Recirculating Shrimp Culture (*Penaeus monodon*) System Using Low Salinity Water». *Kasetsart University Fisheries Research Bulletin*. vol. 31, p. 24-31.
- Kettles, I. M. et S. D. Robinson. 2000. «A ground-penetrating radar study of peat landforms in the discontinuous permafrost zone near Fort Simpson, Northwest Territories, Canada». In *Northern Forested Wetlands Ecology and Management*, M. F. Jurgensen C. C. Trettin, D. F. Grigal, M. R. Gale and J. K. Jeglum eds., p. 486. Boca Raton: CRC Lewis publishers.
- Kettles, I. M. et C. Tarnocai. 1999. «Development of a model for estimating the sensitivity of canadian peatlands to climate warming». *Géographie Physique et Quaternaire*. vol. 153, no 3, p. 323-338.
- Kettridge, N., X. Comas, A. Baird, L. Slater, M. Strack, D. Thompson, H. Jol et A. Binley. 2008. «Ecohydrologically important subsurface structures in peatlands revealed by ground-penetrating radar and complex conductivity surveys». *Journal of Geophysical Research*. vol. 113, p. 1-115.
- Kilian, M.R., J. van der Plicht et B. van Geel. 1995. «Dating raised bogs: new aspects of AMS ^{14}C wiggle matching, a reservoir effect and climatic change». *Quaternary Science Reviews*. vol. 14, p. 959-966.

- Korhola, A. A. 1994. «Radiocarbon Evidence for Rates of Lateral Expansion in Raised Mires in Southern Finland». *Quaternary Research*. vol. 42, p. 299-307.
- Korhola, A. A. 1995. «Holocene climatic variations in southern Finland reconstructed from peat-initiation data». *The Holocene*. vol. 5, p. 43-58.
- Korhola, A. A., A. Jukka, T. Kimmo, T. Jukka et Hogue J. 1996. «Three-dimensional reconstruction of carbon accumulation and CH₄ emission during nine millennia in a raised mire». *Journal of Quaternary Science*. vol. 11, p. 161-165.
- Kozlowski, A. L. 2010. «Mastodons and Ground Penetrating Radar: A late Quaternary interdisciplinary study in Southeastern New York». In *The Geological Society of America, Northeastern Section (45th Annual)* (13-16 March 2010). Baltimore, Maryland.
- Krankina, O.N., D. Pflugmacher, M. Friedl, W.B. Cohen, P. Nelson et A. Baccini. 2008. «Meeting the challenge of mapping peatlands with remotely sensed data». *Biogeosciences*. vol. 5, p. 1809-1820.
- Kuhry, P. 1994. «The role of fire in the development of *Sphagnum*-dominated peatlands in western boreal Canada». *Journal of Ecology*. vol. 82, p. 899-910.
- Kuhry, P. et D.H. Vitt. 1996. «Fossil carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition». *Ecology*. vol. 77, p. 271-275.
- Lagacé-Banville, J. 2009. «Caractérisation des stocks de carbone de 5 types de formations végétales dans un secteur du bassin versant de la rivière Eastmain, Baie James». Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Université du Québec à Montréal, 159 p.
- Lappalainen, E. 1996. «General review on world peatland and peat resources». In *Global Peat Resources*, E. Lappalainen. UNESCO, International Peat Society, Geological Survey of Finland, pp 53- 56.
- Laterreur, N. 2004. «Utilisation du géoradar en hiver dans trois tourbières localisées dans la région de la rivière La Grande (Baie James)». Activité synthèse (1^{er} cycle), Montréal, Département de géographie, Université du Québec à Montréal, 58 p.
- Lavoie, C., C. Zimmermann et S. Pellerin. 2001. «Peatland restoration in southern Québec (Canada): A paleoecological perspective». *Écoscience*. vol. 8, no 2, p. 247-258.

- Lavoie, Martin et Pierre J. H. Richard. 2000. «The role of climate on the developmental history of Frontenac Peatland, southern Quebec». *Canadian Journal of Botany*. vol. 78, p. 668-682.
- Leopold, M. et J. Völkel. 2003. «GPR images of periglacial slope deposits beneath peat bogs in the Central European Highlands, Germany». In *Ground Penetrating Radar in Sediments*, C. S. & Jol Bristow, H. M. (eds), p. 181-189. London: The Geological Society of London.
- Limpens, J., F. Berendse, C. Blodau, J.G. Canadell, C. Freeman, J. Holden, N. Roulet, H. Rydin et G. Schaepman-Strub. 2008. «Peatlands and the carbon cycle: from local processes to global implications - a synthesis». *Biogeosciences*. vol. 5, p. 1475-1491.
- Lo, C.P. et A. K. Yeung. 2007. *Concepts and Techniques of Geographic Information Systems*, Second edition. Coll. «In Geographic Information Science». Upper Saddle River (N.J.): Pearson Prentice Hall Series, 532 p.
- Loisel, J. 2009. «Reconstitution paléoécologique de deux tourbières boréales à l'Holocène récent dans le bassin versant de la rivière Eastmain, Baie James, Québec». Mémoire de maîtrise, Département de Géographie, Université du Québec à Montréal, 180 p.
- Loisel, J., M. Garneau et J.-F. Hélie. 2009. «Modern sphagnum $\delta^{13}\text{C}$ signatures follow a surface moisture gradient in two boreal peat bogs, James Bay lowlands, Québec». *Journal of Quaternary Science*. vol. 24, no 3, p. 209-214.
- Loisel, J., M. Garneau et J.-F. Hélie. 2010. «Sphagnum $\delta^{13}\text{C}$ values as indicators of palaeohydrological changes in a peat bog». *The Holocene*, p. 1-7.
- Lowry, C. S., D. Fratta et M. P. Anderson. 2009. «Ground penetrating radar and spring formation in a groundwater dominated peat wetland». *Journal of Hydrology*. vol. 373, p. 68-79.
- Mäkilä, M. 1997. «Holocene lateral expansion, peat growth and carbon accumulation on Haukkasuo, a raised bog in southeastern Finland». *Boreas*. vol. 26, p. 1-14.
- Mäkilä, M. et M. Moisanen. 2007. «Holocene lateral expansion and carbon accumulation of Luovuoma, a northern fen in Finnish Lapland». *Boreas*. vol. 36, p. 198-210.

- Mäkilä, M., M. Saarnisto et T. Kankainen. 2001. «Aapa mires as a carbon sink and source during the Holocene». *Journal of Ecology*. vol. 89, p. 589-599.
- Marquis, R. 2004. «Pour une meilleure compréhension de la Province du Supérieur». En ligne. <<http://www.mrnf.gouv.qc.ca/mines/quebec-mines/2004-10/superieur.asp>>. Consulté le 10 mai 2009.
- Mauquoy, D., T. Engelkes, M.H.M. Groot, F. Markesteijn, M.G. Oudejans, J. van der Plicht et B. van Geel. 2002 a. «High-resolution records of late Holocene climate change and carbon accumulation in two north-west European ombrotrophic peat bogs». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. vol. 186, p. 275-310.
- Mauquoy, D., B. van Geel, M. Blaauw, A. Speranza et J. van der Plicht. 2004. «Changes in solar activity and Holocene climatic shifts derived from ^{14}C wiggle-match dated peat deposits». *The Holocene*. vol. 14, no 1, p. 45-52.
- Mauquoy, D., B. van Geel, M. Blaauw et J. van der Plicht. 2002 b. «Evidence from North-West European bogs shows 'Little Ice Age' climatic changes driven by changes in solar activity». *The Holocene*. vol. 12, p. 1-6.
- Mellet, J. S. 1995. «Profiling of ponds and bogs using ground-penetrating radar». *Journal of Paleolimnology*. vol. 14, p. 233-240.
- Meyers, R. A., D. G. Smith, H. M. Jol et C. D. Peterson. 1996. «Evidence for eight great earthquake-subsidence events detected with ground-penetrating radar, Willapa barrier, Washington». *Geology*. vol. 24, no 2, p. 99-102.
- Mikaloff Fletcher, S. E., P. P. Tans, L. M. Bruhwiler, J. B. Miler et M. Heimann. 2004. «CH₄ sources estimated from atmospheric observations of CH₄ and its $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotopic ratios: 1. Inverse modeling of source processes». *Global Biogeochemical Cycles*. vol. 18, p. 17.
- Moore, T. R. 2001. «Les processus biogéochimique liés au carbone». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, Serge Payette et Line Rochefort eds., p. 345-370: Les Presses de l'Université Laval.
- Music, B. et D. Caya. 2007. «Evaluation of the hydrological cycle over the Mississippi river basin as simulated by the Canadian Regional Climate Model (CRCM)». *Journal of Hydrometeorology*. vol. 8, no 5, p. 969-988.
- Neal, A. 2004. «Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress». *Earth-Sciences Reviews*, no 66, p. 261-330.

- Neustadt, M.I. 1971. «The world natural phenomenon- Bogs of the West Siberian Lowland (in Russia)». *Izvestia AN SSSR, Seria Geografia*. vol. 1, p. 21-34.
- Nungesser, M. K. 2003. «Modeling microtopography in boreal peatlands: hummocks and hollows». *Ecological Modelling*. vol. 165, p. 175-207.
- Parsekian, A., L. Slater, X. Comas et P. H. Glaser. 2009. «A Comparison of Carbon Gas Accumulation between Near-Crest Bogs and Mid-Slope Lawns in the Glacial Lake Agassiz Peatland: Ground Penetrating Radar (GPR) Evidence for Freephase Gas Distribution». In *The 2nd International Symposium: Peatlands in the Global Carbon Cycle (25-30 septembre 2009)*. Prague, République Tchèque.
- Payette, S. 2001. «La stratigraphie». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, Serge Payette et Line Rochefort eds., p. 345-370: Les Presses de l'Université Laval.
- Payette, S. et L. Filion. 1993. «Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree-line in northern Québec». *Boreas*. vol. 22, p. 7-14.
- Payette, Serge et Line Rochefort. 2001. «Introduction». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, Serge Payette et Line Rochefort eds., p. 1-4. Saint-Nicolas: Les Presses de l'Université Laval.
- Pendea, I.F., A. Costopoulos, V. Pospelova et G.L. Chmura. 2007. «Paleoecological Reconstruction of the Late Tyrell Sea Phase at Old Factory Lake, Eastern James Bay, Québec». In *Canadian Quaternary Association (CANQUA) Congress*. Ottawa, Ontario.
- Plummer, D.A., D. Caya, A. Frigon, H. Côté, M. Giguère, D. Paquin, S. Biner, R. Harvey et R. de Elia. 2006. «Climate and climate change over North America as simulated by the Canadian RCM». *Journal of Climate*. vol. 19, no 13, p. 3112-3132.
- Quang, V. M. et V. G. Thi. 2008. «Estimation of peat soil volume by using geo-statistics and interpolation techniques: case study at Vo Dou National Park in the Mekong Delta, Vietnam». In *The 13th International Peat Congress- After Wise Use: The Future of Peatlands (8-13 June)*: Catherine Farrell (Bord na Moya) and John Feehan (University College Dublin) eds. Tullamore, Irlande.

- Raveneau, Jean. 1998. *Cartographie assistée par ordinateur, CartAO*, 5: Département de géographie, l'Université Laval, 214 p.
- Reader, R.J. et J.M. Stewart. 1972. «The relationship between net primary productivity and accumulation for peatland in southeastern Manitoba». *Ecology*. vol. 53, p. 1024-1037.
- Ressources naturelles, Canada. S.D. b. «Base national de données topographiques (BNDT), Canada». En ligne. <<http://www.geogratis.ca/geogratis/fr/index.html>>. Consulté le 20 mai 2009.
- Ressources naturelles Canada, Gouvernement du Canada. S.D. c. «Système canadien de référence spatiale». En ligne. <http://www.geod.nrcan.gc.ca/apps/gpsh/help/modell_f.php>. Consulté le 21 mai 2009.
- Ressources naturelles Canada, Gouvernement du Canada S.D. a. «Système canadien de référence spatiale». En ligne. <http://www.geod.nrcan.gc.ca/edu/geod/gps/gps13_f.php>. Consulté le 2 juillet 2009.
- Richard, P. J. H., M. Larocque, M. Roy et S. Pellerin. 2008. «Le bassin versant du ruisseau du Point-du-Jour, région de Lanoraie: Paléohydrologie Holocène et accumulation de tourbe». In *XI congrès quadriennuel de l'association québécoise pour l'étude du Quaternaire (AQQUA): Changements environnementaux et dynamiques des hydrosystèmes anciens et actuels (19-22 août 2008)*: Université du Québec à Rimouski (UQAR). Baie-Comeau (Québec).
- Robinson, S. D. et T. R. Moore. 1999. «Carbon and peat accumulation over the past 1200 years in a landscape with discontinuous permafrost, northwestern Canada». *Global Biogeochemical Cycles*. vol. 13, no 2, p. 591-601.
- Rosa, É. 2007. «Caractérisation hydrogéologique du complexe tourbeux de Lanoraie, Québec, Canada». Mémoire de maîtrise, Sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, 95p.
- Rosa, E., M. Larocque, S. Pellerin, S. Gagné et B. Fournier. 2009. «Determining the number of manual measurements required to improve peat thickness estimations by ground penetrating radar». *Earth Surface Process and Landforms*, p. 7.

- Rosenberry, D. O., P. H. Glaser et D. I. Siegel. 2006. «The hydrology of northern peatlands as affected by biogenic gas: current developments and research needs». *Hydrological Processes*. vol. 20, p. 3601-3610.
- Roulet, N.T. 2000. «Peatlands, carbon storage, greenhouse gases, and Kyoto protocol: prospects and significance for Canada.». *Wetlands*. vol. 20, p. 605-615.
- Saarenketo, T. 1998. «Electrical properties of water in clay and silty soils». *Journal of Applied Geophysics*. vol. 40, p. 73-88.
- Saas, O, A. Friedmann, G. Haselwanter et K.-F. Wetzel. 2010. «Investigating thickness and internal structure of alpine mires using conventional and geophysical techniques». *Catena*. vol. 80, p. 195-203.
- Sandmeier, K.J. (2008). ReflexW (version 5.0) program for processing and interpretation of reflection and transmission data. Karlsruhe, Germany, Sandmeier software
- Santerre, R. 1991. «Impact of GPS satellite sky distribution». *Manuscripta Geodaetica*. vol. 16, p. 28-53.
- Sheng, Y., L. C. Smith, G. M. MacDonald, K. V. Kremenetski, K. E. Frey, A. A. Velichko, M. Lee, D. W. Beilman et P. Dubinin. 2004. «A high-resolution GIS-based inventory of the Siberian peat carbon pool». *Global Biogeochemical Cycles*. vol. 18, p. 1-14.
- Sidler, R. 2003. «Kriging and Conditional Geostatistical Simulation Based on Scale-Invariant Covariance Models». Thèse de doctorat, Zürich, Institute of Geophysics Department of Earth Science, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, 79 p.
- Skidmore, A. 2002. *Environmental modelling with GIS and remote sensing*. New York: Taylor and Francis, 268 p.
- Slater, L. D. et A. Reeve. 2002. «Investigating peatland stratigraphy and hydrogeology using integrated electrical geophysics». *Geophysics*. vol. 67, no 2, p. 265-378.
- Speranza, A. 2000. «Solar and anthropogenic forcing of late-Holocene vegetation changes in the Czech Giant Mountains». Thèse de doctorat, Amsterdam, Faculteit der Natuurwetenschappen, University of Amsterdam.

- Speranza, A., J. van der Plicht et B. van Geel. 2000. «Improving the time control of the Subboreal/subatlantic transition in a Czech peat sequence by ^{14}C wiggle-matching». *Quaternary Science Reviews*. vol. 19, p. 1589-1604.
- Stolt, R.H. 1978. «Migration by Fournier transformation». *Geophysics*. vol. 43, p. 49-76.
- Takeshi, I., A. L. Dunn, S. C. Wofsy et P. Moorcroft. 2008. «High sensitivity of peat decomposition to climate change through water-table feedback». *Nature Geoscience*. vol. 1, p. 763-766.
- Tapsoba, D., V. Fortin, F. Anctil et M. Haché. 2005. «Apport de la technique du Krigeage avec dérive externe pour une cartographie raisonnée de l'équivalent en eau de la neige: Application aux bassins de la rivière Gatineau». *Canadian Journal of Civil Engineering*. vol. 32, p. 289-297.
- Theimer, B. D., D. C. Nobes et B. G. Warner. 1994. «A study of the geoelectrical properties of peatlands and their influence on ground-penetrating radar surveying». *Geophysical Prospecting*. vol. 42, p. 179-209.
- Thériault, M. 1992. *Systèmes d'information géographique, concepts fondamentaux*. Coll. «Notes et documents de cours ». Départements de Géographie, Université Laval, 165 p.
- Thomas, A. 2008. «Soils (workshop 4)». In *12th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR08)* (June 16-19). University of Birmingham, Birmingham, Angleterre.
- Thomas, A.M. , D.N. Chapman, C.D.F. Rogers, N. Metje, P.R. Atkins et H.M. Lim. 2008. «Broadband apparent permittivity measurement in dispersive soils using quarter-wavelength analysis». *Soil Science Society of America Journal*. vol. 72, no 5, p. 1401-1409.
- Tolonen, K., R.B. Davis et L. Widoff (1988). Peat accumulation rates in selected Maine peat deposits. Maine Geological Survey Department of Conservation Bulletin 33: 1-99 p
- Tolonen, K., H. Vasander, A.W.H. Damman et R.S. Clymo. 1992. «Preliminary estimate of long-term carbon accumulation and loss in 25 boreal peatlands». *Suo*. vol. 43, p. 277-280.

- Tremblay, A., L. Varfalvy, C. Roehm et M. Garneau (eds). 2005. *Greenhouse Gas Emissions - Fluxes and Processes: Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments*. New York: Springer, 732 p.
- Troëls-Smith, J. 1955. «Karakterisering af løse jordarter. Characterization of unconsolidated sediments». *Geological Survey of Denmark. série 2*. vol. 3, no 10, p. 73.
- Turunen, J., N. T. Roulet, T. R. Moore et P. J. H. Richard. 2004. «Nitrogen deposition and increased carbon accumulation in ombrotrophic peatlands in eastern Canada». *Global Biogeochemical Cycles*. vol. 18, p. 1-12.
- Turunen, J., T. Tahvanainen, K. Tolonen et A. Pitkanen. 2001. «Carbon accumulation in West Siberian mires, Russia». *Global Biogeochemical Cycles*. vol. 15, no 2, p. 285-296.
- Turunen, J., K. Tolonen, S. Tolvanen, M. Remes et J. Ronkainen. 1999. «Carbon accumulation in the mineral subsoil of boreal mires». *Global Biogeochemical Cycles*. vol. 13, no 1, p. 71-79.
- Turunen, J., E. Tomppo, K. Tolonen et A. Reinikainen. 2002. «Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland - Application to boreal and subarctic regions». *The Holocene*. vol. 12, no 1, p. 69-80.
- van Bellen, S., P.-L. Dallaire, M. Garneau et Y. Bergeron. accepté. «Quantifying spatial and temporal Holocene carbon accumulation in ombrotrophic peatlands of the Eastmain region, Quebec, Canada». *Global Biogeochemical Cycles*.
- van Bellen, S., M. Garneau et R. K. Booth. en prép. «Holocene carbon accumulation rates from three ombrotrophic peatlands in boreal Quebec, Canada: impact of climate-driven ecohydrological change».
- van Dam, R. L., E. H. van den Berg, S. van Heteren, C. Kasse, J. A.M. Kenter et K. Groen. 2002. «Influence of organic matter in soils on radar-wave reflection: sedimentological implications». *Journal of Sedimentary Research*. vol. 72, no 3, p. 341-352.
- van Geel, B., J. Buurman et H.T. Waterbolk. 1996. «Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in the Netherlands and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP». *Journal of Quaternary Science*. vol. 11, p. 451-460.

- van Geel, B., O.M. Raspopov, H. Renssen, J. van der Plicht, V.A. Dergachev et H.A.J. Meijer. 1999. «The role of solar forcing upon climate change». *Quaternary Science Reviews*. vol. 18, p. 331-338.
- Vitt, D. H., L. A. Halsey, I. E. Bauer et C. Campbell. 2000. «Spatial and temporal trends in carbon storage of peatlands of continental western Canada through the Holocene». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 37, p. 683-693.
- von Post, L. et E. Granlund. 1926. «Södra sveriges tortillangar I». *Sveriges Geologiska Undersoetning*. vol. 335, p. 1-127.
- Waddington, J.M. et M.R. Turetsky. 2008. «Peatland Ecohydrology: Water-Vegetation-Carbon Interactions in a Changing Climate». In *AGU Fall Meeting* (15-19 December). San Francisco, États-Unis.
- Warner, B. G. , D. C. Nobes et B. D. Theimer. 1990. «An application of ground penetrating radar to peat stratigraphy of Ellice Swamp, southwestern Ontario». *Canadian Journal of Earth Science*. vol. 27, p. 932-938.
- Webster, R. et M. A. Oliver. 2001. *Geostatistical for Environmental Scientists*. Coll. «Statistics in Practice». Chichester (UK): John Wiley & Sons, Ltd, 271 p.
- Welsby, J. 1988. «The utilisation of georadar in monitoring cutover peatlands». 8th *International Peat Congress* Leningrad. International Peat Society, 99-107 p.
- Wonnacott, T. H. et R. J. Wonnacott. 1990. *Introductory Statistics*, Fifth edition. New York: John Willey & Sons, 711 p.
- Worsfold, R. D., S. K. Parashar et T. Perrott. 1986. «Depth profiling of peat deposits with impulse radar». *Canadian Geotechnical Journal / Revue Canadienne de Géotechnique*. vol. 23, p. 142-154.
- Yang, C.-S., S.-P. Kao, F.-B. Lee et P.-S. Hung. 2004. «Twelve different interpolation methods: A case study of surfer 8.0». *XXth ISPRS (International Society for Photogrammetry and Remote Sensing)* Istanbul, Turkey. 778-783 p.
- Yefremov, S.P. et T.T. Yefremova. 2001. «Stocks and forms of deposited carbon and nitrogen in bog ecosystems of west Siberian». In *West Siberian Peatlands and Carbon Cycle: Past and Present*, édité par S.V. Vasiliev, A.A. Titlyanova et A.A. Velichko, p. 148-151. Novosibirsk, Russia: Agenstvo Sibprint.

- Yeloff, D. et D. Mauquoy. 2006. «The influence of vegetation composition on peat humification: implications for palaeoclimatic studies». *Boreas*. vol. 35, p. 662-673.
- Yu, Z., D. W. Beilman et M. C. Jones. 2009. «Sensitivity of Northern Peatland Carbon Dynamics to Holocene Climate Change». In *Carbon Cycling in Northern Peatlands*, L. R. Belyea A. J. Baird, X. Comas, A.S. Reeve, and L. D. Slater eds., p. 299. Washington (D.C.): American Geophysical Union.
- Zimmermann, C. et C. Lavoie. 2001. «A paleoecological analysis of a southern permafrost peatland, Charlevoix, Quebec». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 38, p. 909-919.