

Université du Québec  
Institut national de la recherche scientifique  
Centre Eau Terre Environnement

**RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE DES FEUX D'UNE FORÊT RIVERAINE DU  
MOYEN-NORD QUÉBÉCOIS À L'AIDE DE MACRORESTES VÉGÉTAUX  
CARBONISÉS, COMPARAISON AVEC UNE DENDROSÉRIE MILLÉNAIRE ET  
IMPACT DES FEUX SUR LES PROPRIÉTÉS PHYSICO-CHIMIQUES DES  
SÉDIMENTS LACUSTRES**

Par  
Gabriel Rodrigue

Mémoire présenté pour l'obtention du grade Maître ès sciences (M. Sc.)  
en sciences de la terre

Examineur externe	Hugo Asselin Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue
Examineur interne	Monique Bernier Institut national de la recherche scientifique
Directeur de recherche	Pierre Francus Institut national de la recherche scientifique
Codirecteur de recherche	Yves Bégin Institut national de la recherche scientifique

© Droits réservés de Gabriel Rodrigue, 2016



## REMERCIEMENTS

Je remercie mes directeurs Pierre Francus et Yves Bégin pour leur support, leur amabilité, leur compréhension et leur patience. Je salue chaleureusement mes collègues du laboratoire *Rock n' Varves* Frédéric Bouchard, Arnaud De Coninck, David Fortin, Jean-Philippe Jenny, Guillaume Jouve, François Lapointe, Charly Massa et Obinna Peter Nzekwe. Je tiens à souligner la contribution de Dominique Arseneault, Fabio Gennaretti, Charles Gobeil, Barbara Godbout, Lise Rancourt et Yves Bouthillier. Leur aide m'a permis d'améliorer considérablement la qualité de ce mémoire. J'exprime ma gratitude à l'équipe du laboratoire général de l'Institut national de la recherche scientifique - Centre Eau Terre Environnement (INRS-ETE). Une pensée particulière à mes parents qui m'ont inculqué des valeurs comme la rigueur, la détermination, la persévérance et la fierté.

Ce projet n'aurait pu voir le jour sans le soutien financier du consortium Ouranos, d'Hydro-Québec, du Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG), d'ArcticNet, du Programme de formation scientifique dans le Nord (PFSN) et du ministère des Affaires autochtones et Développement du Nord Canada (AADNC).



## RÉSUMÉ

Ce mémoire s'inscrit dans le cadre du projet ARCHIVES (Analyse rétrospective des conditions hydroclimatiques à l'aide des indicateurs et de leur variabilité à l'échelle séculaire), un projet multidisciplinaire visant à reconstituer les paramètres hydroclimatiques servant à modéliser les apports en eau dans le Moyen-Nord québécois. Ses objectifs sont de reconstituer l'histoire des feux d'une forêt riveraine et d'évaluer l'impact des incendies sur les propriétés physico-chimiques des sédiments lacustres.

Des échantillons de sols ont été prélevés dans le dessein d'effectuer des datations  $^{14}\text{C}$  sur des macrorestes végétaux carbonisés et d'obtenir des dates de feux. Du début du 13<sup>e</sup> siècle à aujourd'hui, la fréquence et l'intervalle de retour des feux étaient de 5 par 1 ka et 192,75 ans. La fréquence des feux est restée stable jusqu'à la fin du 18<sup>e</sup> siècle. Il n'y a pas eu de hausse durant l'optimum climatique médiéval (900 à 1300 CE). Après 1850 CE, aucun incendie n'est survenu, possiblement à cause de changements dans la circulation atmosphérique ayant favorisé la présence de masses d'air maritime d'origine méridionale et, de ce fait, réduit la fréquence des sécheresses.

Des carottes de sédiments ont été échantillonnées dans les zones profondes du lac, puis des analyses paléolimnologiques ont été réalisées (p. ex. analyse par tomodynamométrie axiale, analyse du carbone et de l'azote total, mesure de la perte au feu à 550°C et analyse par microfluorescence X). Les résultats suggèrent que les feux ont accru la sensibilité des sols à l'érosion et provoqué un accroissement du détritisme. Il faut néanmoins être prudent avec ces interprétations, car le report des dates de feux sur les données paléolimnologiques pourrait comporter de légères erreurs en raison de la faible résolution temporelle de l'archive sédimentaire et l'imprécision de son modèle d'âge (nombre limité de datations  $^{14}\text{C}$ ). Par ailleurs, des revêtements d'oxydes de manganèse et fer ont été observés dans les sédiments. Ils pourraient s'être formés au cours des processus de dégradation de la matière organique et témoigner de périodes d'anoxie ou d'augmentation abrupte du taux de sédimentation.



## TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS .....	iii
RÉSUMÉ .....	v
TABLE DES MATIÈRES .....	vii
LISTE DES TABLEAUX .....	xi
LISTE DES FIGURES .....	xiii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES .....	xvii
1 INTRODUCTION .....	21
2 CADRE THÉORIQUE.....	26
2.1 PRINCIPAUX FACTEURS INFLUENÇANT LE CLIMAT DU MOYEN-NORD QUÉBÉCOIS .....	26
2.1.1 Activité solaire .....	26
2.1.2 Activité volcanique.....	26
2.1.3 Gaz à effet de serre (GES).....	27
2.2 CLIMAT DU MOYEN-NORD QUÉBÉCOIS AU COURS DE L'HOLOCÈNE.....	27
2.3 ACTIVITÉ DES FEUX EN ZONE BORÉALE QUÉBÉCOISE .....	28
2.3.1 Concepts-clés.....	28
2.3.2 Relation climat-feux.....	30
2.3.3 Fréquence des feux en zone boréale québécoise depuis 8 ka cal BP .....	31
2.4 MÉTHODES DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE DES FEUX.....	33
2.4.1 Dendrochronologie .....	33
2.4.2 Pédoanthracologie.....	34
2.4.3 Analyses physico-chimiques des sédiments .....	35
3 SITE D'ÉTUDE .....	37
3.1 RECHERCHE DE LAC VARVÉS DANS LA RÉGION D'ÉTUDE DU PROJET ARCHIVES .....	37
3.2 GÉOLOGIE ET PÉDOLOGIE.....	38
3.3 CLIMAT .....	40
3.4 VÉGÉTATION .....	41
4 MÉTHODOLOGIE .....	43
4.1 ANALYSES PÉDOANTHRACOLOGIQUES .....	43
4.1.1 Échantillonnage des macrorestes végétaux.....	43
4.1.2 Extraction et datation des macrorestes végétaux.....	44
4.2 ANALYSES PALÉOLIMNOLOGIQUES .....	45
4.2.1 Carottage des sédiments et sous-échantillonnage.....	45

4.2.2	Modèle d'âge .....	47
4.2.2.1	Radio-isotopes de courte période ( $^{210}\text{Pb}$ , $^{226}\text{Ra}$ et $^{137}\text{Cs}$ ).....	47
4.2.2.2	Radiocarbone ( $^{14}\text{C}$ ).....	49
4.2.2.3	Corrélation stratigraphique.....	49
4.2.3	Analyses physico-chimiques des sédiments .....	50
4.2.3.1	Lames minces.....	50
4.2.3.2	Tomodensitométrie (TDM) axiale.....	50
4.2.3.3	Analyse du carbone total ( $C_{\text{tot}}$ ) et de l'azote total ( $N_{\text{tot}}$ ).....	51
4.2.3.4	Perte au feu (PAF) à 550°C.....	51
4.2.3.5	Extraction des charbons de bois.....	52
4.2.3.6	Microfluorescence X ( $\mu\text{XRF}$ ).....	52
5	RÉSULTATS .....	54
5.1	ANALYSES PÉDOANTHROLOGIQUES .....	54
5.2	RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE DES FEUX .....	55
5.3	ANALYSES PALÉOLIMNOLOGIQUES .....	56
5.3.1	Modèle d'âge .....	56
5.3.1.1	Radio-isotopes de courte période ( $^{210}\text{Pb}$ , $^{226}\text{Ra}$ et $^{137}\text{Cs}$ ).....	56
5.3.1.2	Radiocarbone.....	57
5.3.1.3	Corrélation stratigraphique.....	57
5.3.1.4	Modèle d'âge .....	58
5.3.2	Analyses physico-chimiques des sédiments .....	59
5.3.2.1	Lames minces.....	59
5.3.2.2	Propriétés physico-chimiques des sédiments.....	60
6	DISCUSSION .....	66
6.1	ANALYSES PÉDOANTHROLOGIQUES .....	66
6.1.1	Comparaison des dates de feux obtenues par la dendrochronologie et la pédoanthracologie .....	66
6.1.2	Comparaison de la fréquence des feux de la forêt riveraine du lac 18 avec celles d'autres sites d'étude appartenant à la zone boréale québécoise .....	68
6.2	ANALYSES PALÉOLIMNOLOGIQUES .....	69
6.2.1	Interprétation des données paléolimnologiques.....	69
6.2.2	Revêtements d'oxydes de manganèse (MnO) et de fer (FeO).....	73
6.2.3	Qualité de l'archive sédimentaire .....	74
7	CONCLUSION.....	76



8 RÉFÉRENCES .....	79
9 ANNEXES .....	96



## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 4.1 Analyses paléolimnologiques réalisées sur les carottes de sédiments du site d'échantillonnage n° 1 .....	47
Tableau 5.1 Âges des pièces carbonisées datées au $^{14}\text{C}$ .....	55
Tableau 5.2 Âges des échantillons de sédiments datés au $^{14}\text{C}$ .....	57
Tableau 5.3 Matrice des coefficients de corrélation de Pearson (R) des données $\mu\text{XRF}$ .....	61



## LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Température moyenne planétaire entre 1850 et 2010 CE ; l'ordonnée de gauche représente les anomalies de la température de l'air par rapport à la moyenne de la période 1961 à 1990 CE et l'ordonnée de droite la température moyenne planétaire estimée (Stocker <i>et al.</i> , 2013).....	22
Figure 1.2 Apports annuels moyens en eau des bassins versants affectés à la production hydroélectrique dans le Moyen-Nord québécois entre 1950 et 2000 CE (Consortium Ouranos, 2010).....	23
Figure 2.1 Nombre annuel moyen de taches solaires entre 1610 et 2000 CE (Hathaway <i>et al.</i> , 1994, Hoyt & Schatten, 1998, Stott <i>et al.</i> , 2003).....	26
Figure 2.2 Concentrations atmosphériques du CO <sub>2</sub> , du CH <sub>4</sub> et du N <sub>2</sub> O depuis 2 ka CE (Stocker <i>et al.</i> , 2013).....	27
Figure 2.3 a) Fréquence des feux mesurée aux lacs aux Geais (LG), Raynald (LR), à la Loutre (LL) et Profond (LPR) et fréquence des feux composite normalisée depuis 8 ka cal BP ; la médiane est représentée par un trait horizontal pointillé ; les rectangles gris correspondent aux périodes où la fréquence des feux composite normalisée dépasse la médiane ; b) Intervalle de retour moyen des feux et diagramme de quartiles ; la médiane est représentée par un trait horizontal pointillé (Ali <i>et al.</i> , 2009, Hély <i>et al.</i> , 2010b).....	32
Figure 2.4 Fréquence des feux mesurée aux lacs Aurélie (courbe épaisse), Nans (courbe mince), Richard (courbe traitillée) et Twin (courbe pointillée) depuis 7 ka cal BP (El Guellab <i>et al.</i> , 2015).....	33
Figure 2.5 Macrorestes ligneux carbonisés prélevés dans des sols forestiers .....	35
Figure 2.6 Indicateurs de l'érosion des sols (résidu de la PAF à 600 et 1000°C et susceptibilité magnétique) selon la concentration de charbons de bois dans les sédiments au cours de l'Holocène (Carcaillet <i>et al.</i> , 2006).....	36
Figure 3.1 Lacs du réseau de dendroséries millénaires de Gennaretti <i>et al.</i> (2013, 2014) .....	38
Figure 3.2 Sous-provinces géologiques du nord-ouest québécois (MRNFQ, 2013a).....	39
Figure 3.3 Podzol humo-ferrique de la forêt riveraine du lac 18 .....	40
Figure 4.1 Localisation des peuplements forestiers et des sites d'échantillonnage .....	44
Figure 4.2 Bathymétrie et localisation des sites d'échantillonnage .....	46

Figure 4.3 Série de désintégration radioactive de l'isotope $U^{238}$ (les demi-vies sont indiquées au-dessus des flèches) et sources du $^{210}Pb$ dans les sédiments (Appleby, 2001, Appleby, 2008, Bouchard, non publié, Oldfield & Appleby, 1984)	48
Figure 4.4 Position des profilés en aluminium sur la demi-carotte de sédiments (Röhrig & Scharf, 2006)	50
Figure 5.1 Anthracomasses des échantillons de sol 6B, 7B, 12A et 14A à intervalles de 1 cm	54
Figure 5.2 Reconstitution de l'histoire des feux de la forêt riveraine du lac 18 au cours de la période $1241 \pm 23$ CE à aujourd'hui	55
Figure 5.3 Activité du $^{210}Pb$ total et supporté, du $^{210}Pb$ non supporté, modèle CRS, activité du $^{137}Cs$ et taux de sédimentation de la carotte 1A	56
Figure 5.4 Données $\mu XRF$ du titane et du calcium (moyenne mobile avec fenêtre de sept mesures) des carottes de sédiments 1A, 1B et 1C avec radiographies en arrière-plan ; les résultats ont été normalisés en nombre de coups par seconde (kcps = $10^3$ coups par seconde) ; les repères utilisés pour établir la corrélation stratigraphique sont représentés par des traits et des rectangles orangés	58
Figure 5.5 Modèle d'âge et taux de sédimentation du lac 18 ; les traits orangés représentent les dates de feux de Gennaretti <i>et al.</i> (2013, 2014)	59
Figure 5.6 Intensité tomographique de la carotte de sédiments 1B avec image tomodensitométrique en arrière-plan et microfaciès observés au microscope pétrographique	60
Figure 5.7 Analyse en composantes principales (ACP) des données $\mu XRF$	61
Figure 5.8 Intensité tomographique, $C_{tot}$ , $N_{tot}$ , rapport C/N, PAF à $550^\circ C$ et concentration de macrocharbons de la séquence composite avec radiographie en arrière-plan ; les traits orangés représentent les dates de feux de Gennaretti <i>et al.</i> (2013, 2014)	63
Figure 5.9 Données $\mu XRF$ du silicium, du potassium, du calcium, du titane, du manganèse, du fer et du zirconium (moyenne mobile avec fenêtre de sept mesures) de la séquence composite avec radiographies en arrière-plan ; les résultats ont été normalisés en nombre de coups par seconde (kcps = $10^3$ coups par seconde) ; les traits orangés représentent les dates de feux de Gennaretti <i>et al.</i> (2013, 2014)	64

Figure 6.1 Périodes de vie des arbres vivants (barres vertes) et subfossiles (barres noires) ; les DLG calcinés sont représentés par des barres rouges ; les traits orangés représentent les dates de feux de Gennaretti *et al. (ibid.)* .....67





## LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

°C	Degré Celsius
<sup>14</sup> C	Radiocarbone
<sup>137</sup> C	Césium 137
<sup>206</sup> Pb	Plomb 206
<sup>210</sup> Pb	Plomb 210
<sup>210</sup> Po	Polonium 210
<sup>226</sup> Ra	Radium 226
<sup>222</sup> Rn	Radon 222
<sup>238</sup> U	Uranium 238
AADNC	Ministère des Affaires autochtones et Développement du Nord Canada
ACP	Analyse en composantes principales
AMS	<i>Accelerator mass spectrometry</i>
ARCHIVES	Analyse rétrospective des conditions hydroclimatiques à l'aide des indicateurs et de leur variabilité à l'échelle séculaire
Bq	Becquerel
CaCO <sub>3</sub>	Carbonate de calcium
cal BP	<i>Calibrated years before present</i>
CFC	Chlorofluorocarbures
CE	<i>Common era</i>
CEREGE	Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement
CGC	Commission géologique du Canada
CH <sub>4</sub>	Méthane
cm	Centimètre
CO <sub>2</sub>	Dioxyde de carbone
CRS	<i>Constant Rate of Supply</i>
CRSNG	Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada
C <sub>tot</sub>	Carbone total
DJC	Degrés-jours de croissance
DLG	Débris ligneux grossiers
FeO	Oxyde de fer
g	Gramme

G\$	Milliard de dollars
GES	Gaz à effet de serre
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
GIRAS	Laboratoire de géochimie, imagerie et radiographie des sédiments
H <sub>2</sub> O	Eau
HCFC	Hydrochlorofluorocarbures
HFC	Hydrofluorocarbures
INRS-ETE	Institut national de la recherche scientifique - Centre Eau Terre Environnement
IT	Intensité tomographique
ka	Millier d'année
kcps	<i>Kilo counts per second</i>
km	Kilomètre
LFH	Litière, fibres et humus
Ma	Million d'années
MCGA	Modèle de circulation générale atmosphérique
min	Minute
mm	Millimètre
MnO	Oxyde de manganèse
Mt	Mégatonne
MW	Mégawatt
N <sub>2</sub> O	Oxyde nitreux
(NaPO <sub>3</sub> ) <sub>6</sub>	Hexamétaphosphate de sodium
N <sub>tot</sub>	Azote totale
O <sub>3</sub>	Ozone
OCH	Optimum climatique holocène
OCM	Optimum climatique médiéval
PAF	Perte au feu
PAG	Petit âge glaciaire
PBq	Pétabecquerel
PFC	Perfluorocarbures
PFSN	Programme de formation scientifique dans le Nord
Réseau UQ	Réseau de l'Université du Québec
s	Seconde

SF <sub>6</sub>	Hexafluorure de soufre
SIG	Système d'information géographique
TDM	Tomodensitométrie
UQAR	Université du Québec à Rimouski
UH	Unité Hounsfield
UV	Ultraviolet
μXRF	Microfluorescence X



## 1 INTRODUCTION

Le système climatique planétaire est régi par des interactions entre des forçages naturels, par exemple l'activité solaire, l'activité volcanique et l'excentricité de l'orbite terrestre ainsi qu'anthropiques. Le cinquième rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) révèle que l'homme contribue au réchauffement climatique par l'émission de gaz à effet de serre (GES) et d'aérosols sulfatés dans l'atmosphère depuis le début de l'ère industrielle (vers 1750 CE). Selon le GIEC, la température moyenne planétaire a augmenté de  $0,45 \pm 0,01^\circ\text{C}$  par décennie entre 1850 et 2010 CE (Figure 1.1). Dans les régions continentales des moyennes latitudes de l'hémisphère nord, les précipitations ont augmenté au cours du 20e siècle (Stocker *et al.*, 2013). Au Québec, les projections climatiques du consortium Ouranos basées sur des modèles de circulation générale atmosphérique (MCGA) et des scénarios d'émissions de GES prédisent des différences latitudinales importantes. Le réchauffement climatique sera plus marqué aux hautes latitudes qu'aux moyennes latitudes (Consortium Ouranos, 2010, Serreze & Barry, 2011, Stocker *et al.*, 2013). À l'horizon 2050 CE, en hiver, la température augmentera de 4,5 à 6,5°C aux hautes latitudes par rapport à 2,5 à 3,8°C aux moyennes latitudes. En été, le réchauffement sera de l'ordre de 1,6 à 3,8°C aux hautes latitudes comparativement à 1,9 à 3°C aux moyennes latitudes. Aussi, en hiver, les précipitations s'intensifieront de 16,8 à 29,4 % aux hautes latitudes vis-à-vis de 8,6 à 18,1 % aux moyennes latitudes, ce qui entrainera une hausse de la quantité de neige accumulée au sol. En été, les précipitations s'accroîtront de 3 à 12,1 % aux hautes latitudes alors qu'aucun changement significatif ne se produira aux moyennes latitudes (Consortium Ouranos, 2010, Durack *et al.*, 2012, Snover *et al.*, 2003, Stocker *et al.*, 2013).

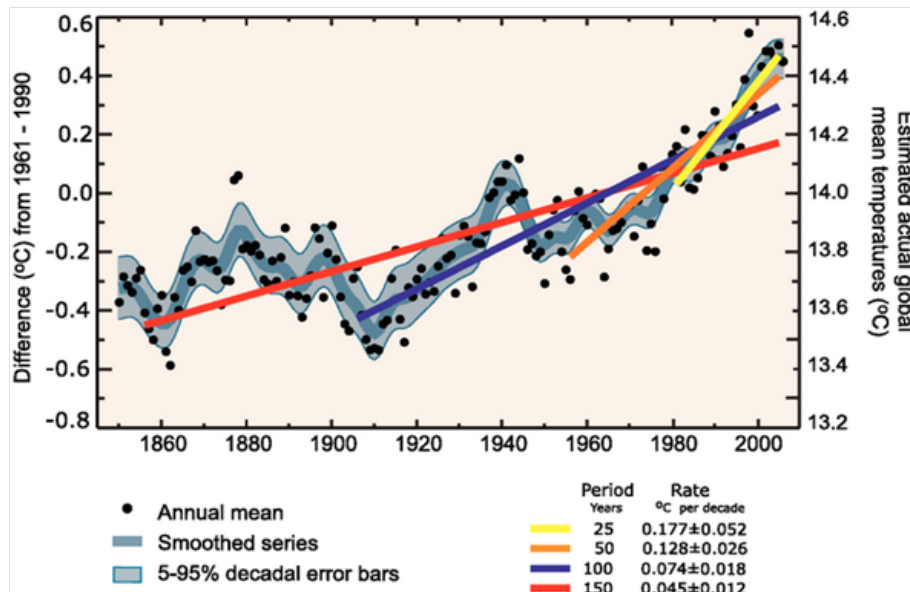
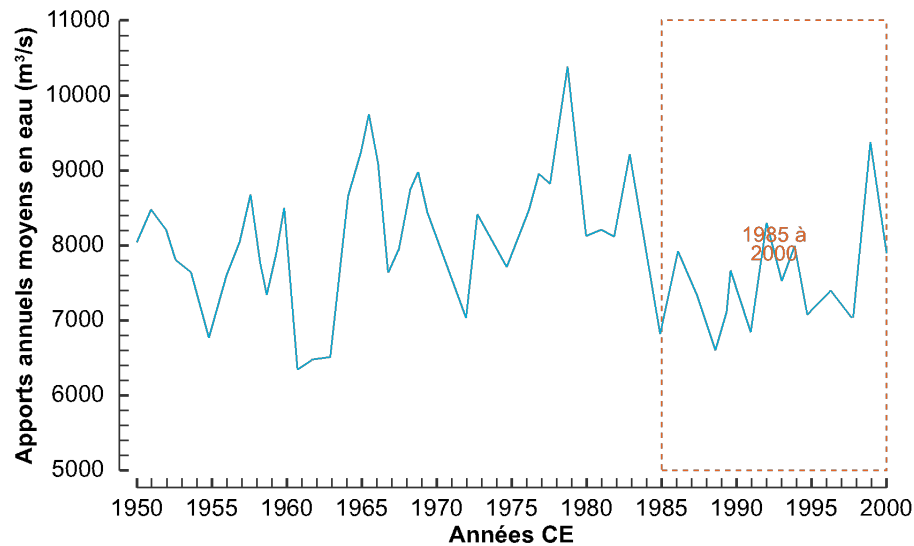


Figure 1.1 Température moyenne planétaire entre 1850 et 2010 CE ; l'ordonnée de gauche représente les anomalies de la température de l'air par rapport à la moyenne de la période 1961 à 1990 CE et l'ordonnée de droite la température moyenne planétaire estimée (Stocker *et al.*, 2013)

Même si les précipitations s'intensifieront, les taux d'évaporation augmenteront du fait de conditions climatiques plus chaudes et plus sèches en été (Dai, 2011, Sheffield & Wood, 2007, Wotton & Flannigan, 1993). Par conséquent, la plupart des forêts boréales nord-américaines seront caractérisées par des conditions climatiques propices aux feux vers la fin du 21<sup>e</sup> siècle (Flannigan *et al.*, 2005, Girardin & Mudelsee, 2008, Hély *et al.*, 2010b). De plus, les superficies incendiées pourraient doubler par rapport à la période 1961 à 1990 CE (Flannigan *et al.*, 2005, Gillett *et al.*, 2004, Tymstra *et al.*, 2007). En zone boréale québécoise, entre les 48<sup>e</sup> et 58<sup>e</sup> parallèles nord, les modifications de l'occurrence des feux pourraient varier d'une région à l'autre ; elle augmenterait dans le Nord, tandis qu'elle demeurerait stable ou diminuerait dans l'Ouest et le Sud (Bergeron, 1991, Bergeron & Archambault, 1993, Bergeron *et al.*, 2006, Bergeron & Flannigan, 1995, Bergeron & Leduc, 1998).

Hydro-Québec opère huit centrales hydroélectriques à la Baie-James (Robert-Bourassa, La Grande-3, La Grande-4, La Grande-1, Laforge-1, Laforge-2, Brisay et Easmain-1) (MRNFQ, 2013b). Depuis 30 ans, les apports annuels moyens en eau des bassins versants affectés à la production hydroélectrique dans le Moyen-Nord québécois sont inférieurs à la moyenne de la période instrumentale (Consortium Ouranos, 2010) (Figure 1.2). Cette situation soulève des inquiétudes parce qu'entre 2001 et 2004 CE, Hydro-

Québec a perdu environ 1 G\$ par année à cause de faibles niveaux d'eau dans les réservoirs hydroélectriques du Québec (Lasserre & Descroix, 2011).



**Figure 1.2 Apports annuels moyens en eau des bassins versants affectés à la production hydroélectrique dans le Moyen-Nord québécois entre 1950 et 2000 CE (Consortium Ouranos, 2010)**

Les données instrumentales qu'utilise Hydro-Québec pour étalonner ses modèles hydrologiques offrent peu de recul temporel (< 60 ans). C'est la raison pour laquelle le projet ARCHIVES (Analyse rétrospective des conditions hydroclimatiques à l'aide des indicateurs et de leur variabilité à l'échelle séculaire), dont l'objectif est de reconstituer les paramètres hydroclimatiques servant à modéliser les apports en eau a été mis sur pied. Ce projet regroupe une trentaine de professeurs, chercheurs, stagiaires postdoctoraux, étudiants et professionnels provenant du réseau de l'Université du Québec (Réseau UQ), du Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences (CEREGE), de l'Université Laval, de l'Université de Liège, du consortium Ouranos, d'Hydro-Québec et d'Environnement Canada. Il repose sur l'utilisation d'indicateurs naturels, soit les cernes de croissance des arbres et les sédiments lacustres (Boreux *et al.*, 2009, Boucher *et al.*, 2011, Fortin *et al.*, 2011, Gennaretti *et al.*, 2013, 2014, Naulier *et al.*, 2014, Savard *et al.*, 2012).

Dans le cadre du projet ARCHIVES, Fabio Gennaretti (UQAR), Dominique Arseneault (UQAR) et Yves Bégin (INRS-ETE) ont développé un réseau de dendroséries millénaires à l'aide d'arbres vivants et subfossiles (débris ligneux grossiers [DLG])

s'accumulant dans la zone littorale des lacs). En outre, ils ont reconstitué l'histoire des feux de cinq forêts riveraines de même que certains paramètres hydroclimatiques (Arseneault *et al.*, 2013, Gennaretti *et al.*, 2013, 2014).

Ce mémoire vise, d'une part, à reconstituer l'histoire des feux d'un des sites d'étude de Gennaretti *et al.* (2013, 2014), soit le lac 18, à l'aide de macrorestes végétaux carbonisés préservés dans les sols riverains. Les dates de feux obtenues par la dendrochronologie et la pédoanthracologie seront comparées, même si ces méthodes offrent des résolutions temporelles différentes. D'autre part, il a pour objectif d'établir la chronologie absolue des sédiments de ce même lac 18, d'analyser ses propriétés physico-chimiques et d'évaluer l'impact potentiel des feux sur ces dernières, notamment sur la concentration de matière organique et la géochimie. Ce mémoire s'organise en sept chapitres : introduction, cadre théorique, site d'étude, méthodologie, résultats, discussion et conclusion.





## 2 CADRE THÉORIQUE

### 2.1 PRINCIPAUX FACTEURS INFLUENÇANT LE CLIMAT DU MOYEN-NORD QUÉBÉCOIS

#### 2.1.1 Activité solaire

L'activité solaire est modulée par un cycle de 11 ans, soit le cycle de Schwabe (Figure 2.1). Au paroxysme d'un cycle de Schwabe, la température de la photosphère est élevée, car davantage de rayons gamma, X, UV et d'ondes radio sont projetés dans l'espace qu'à l'ordinaire (Hathaway *et al.*, 1994, Hoyt & Schatten, 1998). Depuis 1 ka CE, les périodes de faible activité solaire sont synonymes de périodes climatiques froides, par exemple le minimum de Wolf (1280 à 1350 CE), le minimum de Spörer (1450 à 1550 CE), le minimum de Maunder (1645 à 1715 CE) et le minimum de Dalton (1795 à 1830 CE) (Bard *et al.*, 2000, Bauer *et al.*, 2003, Eddy, 1976).

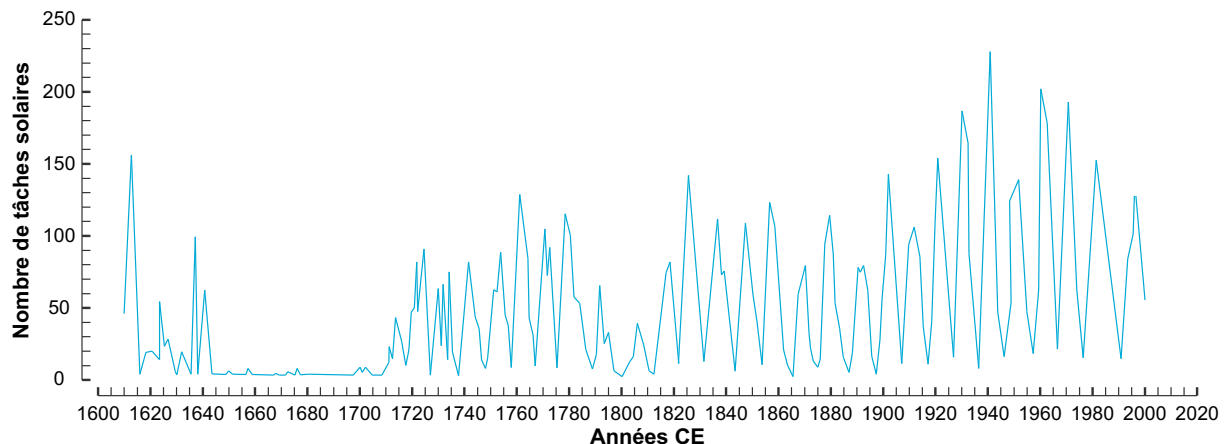


Figure 2.1 Nombre annuel moyen de taches solaires entre 1610 et 2000 CE (Hathaway *et al.*, 1994, Hoyt & Schatten, 1998, Stott *et al.*, 2003)

#### 2.1.2 Activité volcanique

Depuis 850 CE, une douzaine d'éruptions explosives importantes ont eu lieu (Wanner *et al.*, 2008). Par exemple, l'éruption du Tambora en 1815 CE a entraîné le rejet de plus de 200 Mt de poussières dans l'atmosphère. L'été de 1816 CE a été extrêmement froid et pluvieux, en particulier en Amérique du Nord et en Europe de l'Ouest (Briffa *et al.*, 1998, Hammer *et al.*, 1980, Langway *et al.*, 1995, Zielinski *et al.*, 1994). En 1835 CE, l'éruption

du Consiguïna a provoqué une diminution temporaire de la température planétaire ( $\approx 0,75^{\circ}\text{C}$ ). L'année 1837 CE est une des plus froides jamais enregistrée (Bradley, 2000, Mann *et al.*, 1999, Sear *et al.*, 1987).

### 2.1.3 Gaz à effet de serre (GES)

Depuis le début de l'ère industrielle, les activités anthropiques ont entraîné une augmentation sans précédent de la concentration de GES dans l'atmosphère (Figure 2.2) (Luthi *et al.*, 2008, Stocker *et al.*, 2013). Les données paléoclimatiques montrent un lien étroit entre la concentration de dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) dans l'atmosphère et la température (Tripathi *et al.*, 2009). Les principaux GES sont la vapeur d'eau ( $\text{H}_2\text{O}$ ) le  $\text{CO}_2$ , le méthane ( $\text{CH}_4$ ), l'oxyde nitreux ( $\text{N}_2\text{O}$ ) et l'ozone ( $\text{O}_3$ ), les chlorofluorocarbures (CFC), les hydrochlorofluorocarbures (HCFC), les hydrofluorocarbures (HFC), les perfluorocarbures (PFC) et l'hexafluorure de soufre ( $\text{SF}_6$ ) (Stocker *et al.*, 2013).

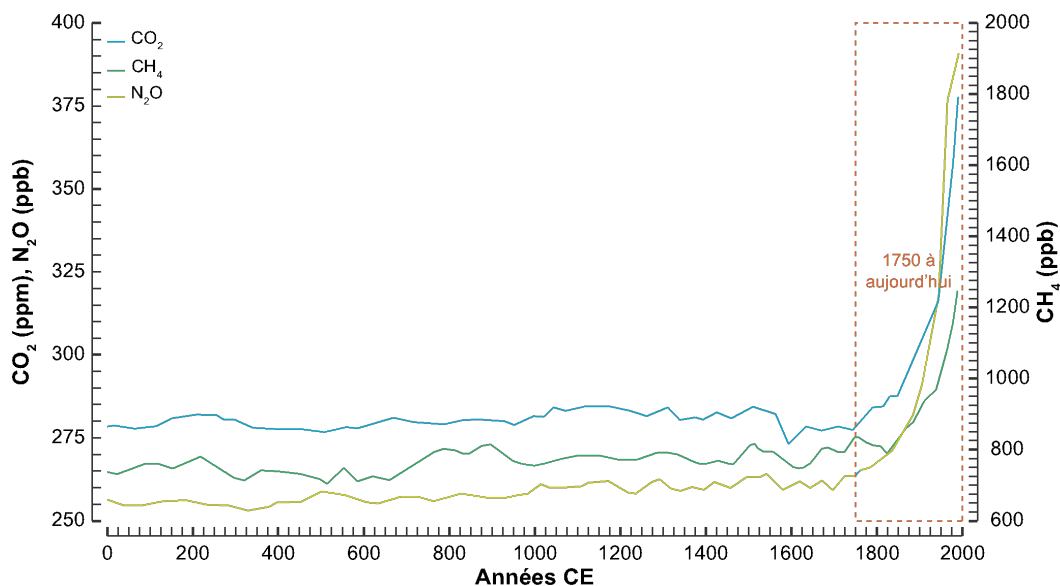


Figure 2.2 Concentrations atmosphériques du  $\text{CO}_2$ , du  $\text{CH}_4$  et du  $\text{N}_2\text{O}$  depuis 2 ka CE (Stocker *et al.*, 2013)

## 2.2 CLIMAT DU MOYEN-NORD QUÉBÉCOIS AU COURS DE L'HOLOCÈNE

Plusieurs auteurs ont étudié l'évolution du climat de l'Amérique du Nord depuis la fin du Pléistocène, il y a environ 10 ka cal BP (Dean *et al.*, 1984, Gajewski, 1988, Hu *et al.*, 1999, Lévesque *et al.*, 1993, Viau & Gajewski, 2009, Viau *et al.*, 2006, Viau *et al.*, 2012,

Wanner *et al.*, 2008). La variabilité climatique du début de l'Holocène s'expliquerait par des changements dans la répartition du rayonnement solaire et la circulation atmosphérique à la suite du retrait de la calotte glaciaire laurentidienne (Ritchie *et al.*, 1983, Viau *et al.*, 2006, Webb *et al.*, 1993). Des enregistrements polliniques ont montré qu'au cours de la première moitié de l'Holocène (13 à 6,5 ka cal BP), la température était plus chaude d'environ 2°C (Davis *et al.*, 1980). Aussi, des études palynologiques ont mis en évidence une tendance au refroidissement à partir de la fin de l'optimum climatique holocène (OCH) (6,5 à 4 ka cal BP). Ce refroidissement serait dû à l'affaiblissement du rayonnement solaire dans l'hémisphère nord (forçage orbital) (Bond *et al.*, 2001, Gajewski, 1988, Shuman *et al.*, 2005, Wahl *et al.*, 2012). D'autres études basées sur l'analyse des cernes de croissances des arbres, des pollens et des carottes de glace ont permis d'identifier des variations climatiques de plus courte durée, soit l'optimum climatique médiéval (OCM) (900 à 1300 CE) et le petit âge glaciaire (PAG) (1300 à 1860 CE) (Gajewski, 1988, 1993, Mann *et al.*, 2008). Ces périodes climatiques auraient été provoquées par le déplacement des systèmes de haute pression de l'Atlantique en été ; vers le Sud durant l'OCM et vers le Nord au cours du PAG (Gajewski, 1988). Bien que le réchauffement climatique de l'OCM ait été enregistré par une multitude d'indicateurs, des différences spatio-temporelles ont été observées à travers la planète (Grove & Switsur, PAGES 2k consortium, 2013). Pour sa part, le PAG est caractérisé par des avancées et des retraits glaciaires synchrones dans l'hémisphère nord (Denton & Karlén, 1977, Porter, 1986).

## **2.3 ACTIVITÉ DES FEUX EN ZONE BORÉALE QUÉBÉCOISE**

### **2.3.1 Concepts-clés**

#### *Cohorte*

Groupe d'arbres du même âge croissant à la suite d'une perturbation partielle ou totale d'un peuplement (MFFPQ, 2012).

#### *Cycle de feux*

Temps nécessaire pour brûler une superficie équivalente à celle de la région d'étude. Au terme d'un cycle de feux, certaines superficies n'auront pas été perturbées, alors que d'autres auront brûlé à plus d'une reprise (Frelich, 2002, Gauthier *et al.*, 2001, Heinselman, 1973, Johnson & Gutsell, 1994).

### *Espèce pionnière*

Premières espèces colonisant un nouvel écosystème étant généralement peu tolérantes à l'ombre et ayant besoin de beaucoup de lumière pour croître (RNC, 2014b).

### *Feu de cime*

Feu se propageant au faite des arbres (RNC, 2014a).

### *Feu de profondeur*

Feu consommant la couche de matière organique du sol (RNC, 2014a).

### *Feu de surface*

Feu consommant les combustibles sur le tapis forestier comme l'herbe, les brindilles, la litière et les débris de bois (RNC, 2014a).

### *Fréquence des feux*

Nombre de feux par unité de temps et de surface (Li, 2002, Merrill & Alexander, 1987).

### *Intervalle de retour*

Temps s'écoulant entre deux feux successifs (Heinselman & Wright Jr, 1973).

### *Occurrence des feux*

Nombre de feux ayant lieu dans la région d'étude sur une période de temps donnée (Gauthier *et al.*, 2008).

### *Peuplement forestier*

Ensemble d'arbres ayant une uniformité jugée suffisante quant à sa composition en essences, sa structure, son âge, sa répartition et sa condition sanitaire, pour se distinguer des peuplements voisins, et pouvant ainsi former une unité élémentaire sylvicole (MFFPQ, 2012).

### *Régime de feux*

Variabilité spatio-temporelle des perturbations par le feu en termes de cycle, d'étendue, de fréquence, d'intervalle de retour, d'occurrence, de saisonnalité, de sévérité et de type (Gauthier *et al.*, 2008, Le Goff & Sirois, 2004).

### *Régime de perturbations naturelles*

Variabilité spatio-temporelle des perturbations d'origine biotique (p. ex. maladies, épidémies d'insectes et chablis) et abiotique (p. ex. feu, vent et verglas) modifiant, dynamisant et régénérant les écosystèmes (Frelich, 2002, Gauthier *et al.*, 2008).

### *Saisonnalité*

Répartition temporelle des événements de perturbations selon la saison (Savard *et al.*, 2012).

### *Sévérité*

Effets d'un feu sur les organismes, la communauté ou l'écosystème (p. ex. mortalité) (Mann *et al.*, 2008, Steward & White, 1986).

### *Structure d'âge équiennne*

Se dit d'un peuplement ou d'une forêt dont les arbres appartiennent à la même classe d'âge (MFFPQ, 2012).

### *Structure d'âge inéquiennne*

Selon le nombre de classes d'âge et leur distribution, la structure d'âge sera qualifiée d'inéquiennne irrégulière (2 à 4 classes d'âge non équilibrées) ou d'inéquiennne équilibrée (3 classes d'âge équilibrées) (MFFPQ, 2012).

### *Succession écologique*

Processus de rétablissement d'une communauté à la suite d'une perturbation de l'écosystème (RNC, 2014b).

## **2.3.2 Relation climat-feux**

L'activité des feux est fortement influencée par le climat (température, précipitations, humidité relative, vent et cycles de foudre), la végétation (composition, structure et combustibles) et la topographie. En contrepartie, les feux affectent le climat par l'émission de GES et d'aérosols et modifient l'albédo de surface, la végétation et les processus édaphiques (Carcaillet *et al.*, 2001a, Dale *et al.*, 2001, Forget *et al.*, 2003, Oris *et al.*, 2013). Certains auteurs suggèrent que des conditions climatiques propices aux incendies prévaudront dans la plupart des forêts boréales nord-américaines vers la fin du 21<sup>e</sup> siècle (Flannigan *et al.*, 2005, Girardin & Mudelsee, 2008, Hély *et al.*, 2010b). Si les précipitations ne suffisent pas à compenser l'élévation de la température, l'impact des feux sur le climat pourrait s'accroître, ce qui provoquerait une boucle de rétroaction positive capable d'exacerber le réchauffement climatique (Amiro *et al.*, 2009, Bachelet *et al.*, 2005, Balshi *et al.*, 2009, Bergeron *et al.*, 2006, de Groot *et al.*, 2013, Flannigan *et al.*, 2005, Oris *et al.*, 2013).

De manière générale, on s'attend à ce que la fréquence des feux s'accroisse dans la majeure partie du Canada. Selon Bergeron *et al.* (2006) et Le Goff *et al.* (2009), elle pourrait être plus élevée dans l'Ouest canadien et le Nord-du-Québec, tandis que l'inverse se produirait dans l'est du Canada et l'ouest du Québec. Par exemple, en Abitibi Témiscamingue (sapinière à bouleau blanc), elle décroîtrait en raison d'une augmentation de l'abondance et une meilleure répartition temporelle des précipitations (Bergeron, 1991, Bergeron & Archambault, 1993, Bergeron *et al.*, 2006, Bergeron & Flannigan, 1995, Bergeron & Leduc, 1998, Forget *et al.*, 2003). Stocks *et al.* (1998) ont obtenu des résultats semblables en utilisant des archives météorologiques et des MCGA. En revanche, une légère augmentation de la fréquence des feux (+7 %) est anticipée dans la région de Waswanipi dans le Nord-du-Québec (pessière à mousses). Le régime de feux de cette région pourrait se transformer ; le risque d'incendie doublerait en août (+110 %), alors qu'il diminuerait en mai (-20 %) (Le Goff *et al.*, 2009, Le Goff *et al.*, 2007).

### **2.3.3 Fréquence des feux en zone boréale québécoise depuis 8 ka cal BP**

Ali *et al.* (2009) et Hély *et al.* (2010b) ont analysé les charbons de bois préservés dans les sédiments de quatre lacs situés dans la pessière à mousses (aux Geais, Raynald, à la Loutre et Profond) (Figure 2.3). La période 8 à 6 ka cal BP est caractérisée par une faible fréquence des feux (1 à 3 par 1 ka). Par la suite, la fréquence des feux a augmenté jusqu'à 4 à 6 par 1 ka autour de 3,5 ka cal BP. Des variations de température et du gradient de pression dans le Pacifique et l'Atlantique ont entraîné l'incursion de masses d'air arctique froid et sec (Girardin *et al.*, 2004a, Hély *et al.*, 2010a, Le Goff *et al.*, 2007). Au cours des trois derniers millénaires, les lacs aux Geais et à la Loutre ont connu une diminution de la fréquence des feux. De leur côté, les lacs Profond et Raynald ont été marqués par une fréquence des feux élevée entre 1,4 et 0,6 ka cal BP. Cette différence pourrait s'expliquer par des facteurs locaux (c.-à-d. non climatiques), par exemple la connectivité des massifs forestiers, l'abondance et la structure des combustibles et les conditions édaphiques (Girardin *et al.*, 2006a, Payette & Gagnon, 1985).

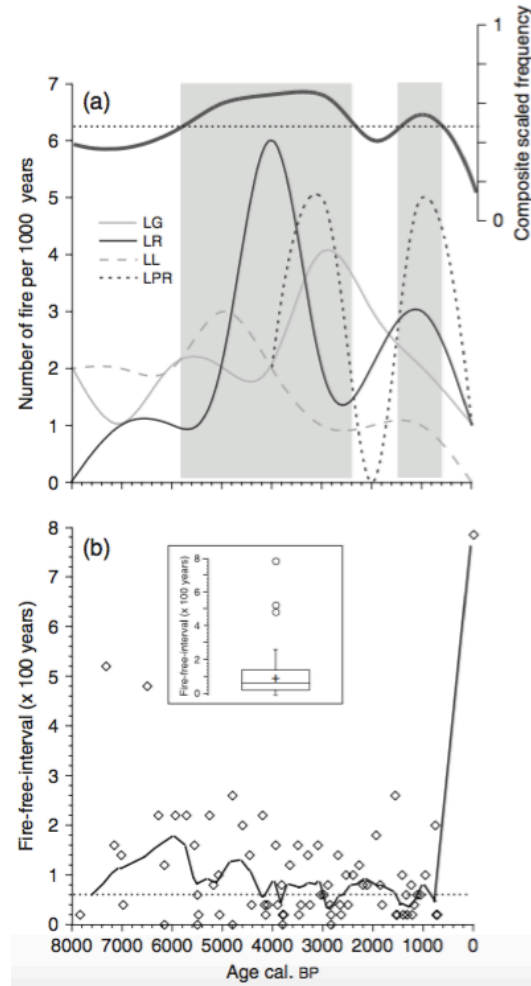
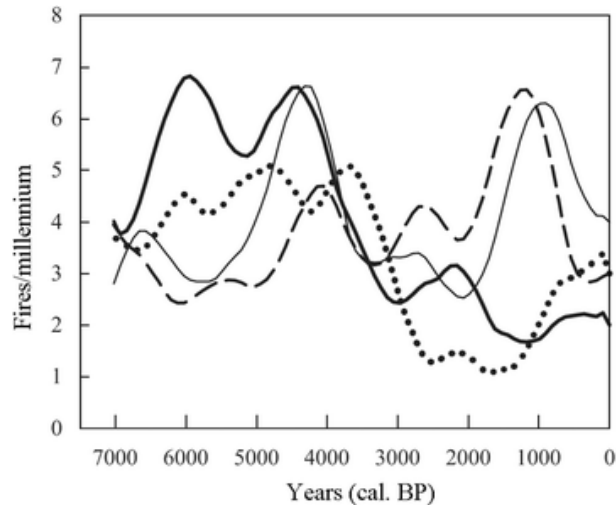


Figure 2.3 a) Fréquence des feux mesurée aux lacs aux Geais (LG), Raynald (LR), à la Loutre (LL) et Profond (LPR) et fréquence des feux composite normalisée depuis 8 ka cal BP ; la médiane est représentée par un trait horizontal pointillé ; les rectangles gris correspondent aux périodes où la fréquence des feux composite normalisée dépasse la médiane ; b) Intervalle de retour moyen des feux et diagramme de quartiles ; la médiane est représentée par un trait horizontal pointillé (Ali *et al.*, 2009, Hély *et al.*, 2010b)

À l'instar d'Ali *et al.* (2009) et Hély *et al.* (2010b), El Guellab (2012) et El Guellab *et al.* (2015) ont reconstitué l'histoire des feux ayant eu lieu à proximité des lacs Aurélie, Nans, Richard et Twin, situés au nord de Chibougamau (pessière à mousses) (Figure 2.4). Entre 7 et 3,5 ka cal BP, la fréquence des feux était de 4 par 1 ka. Cette période coïncide avec l'OCH durant lequel des conditions climatiques plus chaudes et plus sèches ont favorisé l'allumage des feux (Bartlein *et al.*, 1998, Viau *et al.*, 2006). Ensuite, elle a décru jusqu'à 2 par 1 ka tout au long du refroidissement du Néoglaciare (4 à 2 ka cal BP). Ce changement climatique est défini par des températures estivales plus froides, un raccourcissement de la saison de croissance et une réduction de la



productivité primaire (Hély *et al.*, 2000, Lavoie & Richard, 2000). La fréquence des feux est demeurée stable depuis 2 ka cal BP, à l'exception d'une période centrée sur l'OCM. Dans l'ensemble, les feux ont été moins fréquents pendant les quatre derniers millénaires que l'Holocène moyen (7 à 4 ka cal BP).



**Figure 2.4** Fréquence des feux mesurée aux lacs Aurélie (courbe épaisse), Nans (courbe mince), Richard (courbe traitillée) et Twin (courbe pointillée) depuis 7 ka cal BP (El Guellab *et al.*, 2015)

Bergeron (1991), Bergeron & Archambault (1993) et Bergeron & Flannigan (1995) ont daté des cicatrices de feux sur les rives et les îles du lac Duparquet, appartenant à la sapinière à bouleau blanc. Leurs résultats suggèrent un allongement du cycle de feu à partir de la fin du PAG à la suite d'une modification du patron de circulation des masses d'air. La pénétration accrue de masses d'air humide d'origine méridionale dans la zone boréale québécoise aurait entraîné une diminution du risque de feux (Girardin *et al.*, 2006b, Girardin *et al.*, 2004b). Le cycle de feux était de 90 ans avant 1850 CE, de 125 ans entre 1850 et 1920 CE, puis de 360 ans entre 1920 CE et aujourd'hui.

## 2.4 MÉTHODES DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE DES FEUX

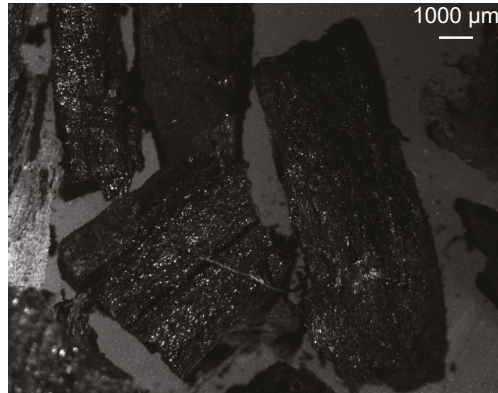
### 2.4.1 Dendrochronologie

La dendrochronologie est une méthode de datation reposant sur l'analyse des cernes de croissance des arbres. Ceux-ci sont l'indicateur naturel le plus utilisé étant donné leur résolution temporelle annuelle et le caractère ubiquiste des arbres. L'interdatation

consiste à faire correspondre des séries de cernes provenant d'arbres d'une même station. Cela permet de déterminer l'année de formation de chacun des cernes (Fritts, 1976, Payette & Fillion, 2010, Schweingruber, 1988, Schweingruber *et al.*, 1990). Des évènements ponctuels comme les incendies, les épidémies d'insectes, les fluctuations de niveaux lacustres et l'abrasion glacielle peuvent être datés en comptant les cernes, de l'écorce jusqu'à la cicatrice (Grissino-Mayer, 2016, Payette & Fillion, 2010). En outre, un signal climatique peut être extrait en mesurant l'épaisseur, la densité ou la composition isotopique des cernes (Fritts, 1971, Sheppard, 2010, Webb, 1977). Généralement, les arbres portant des cicatrices de feu se trouvent en périphérie de zones incendiées. Il s'agit d'arbres ayant survécu à un ou plusieurs feux (Dansereau & Bergeron, 1993). Il existe beaucoup d'études portant sur l'échantillonnage intensif de cicatrices de feux. Celles-ci ont permis d'améliorer la compréhension de la variabilité spatio-temporelle des perturbations par le feu dans différentes régions de l'Amérique du Nord (Arno & Sneek, 1977, Heinselman, 1973, Payette *et al.*, 1989).

#### **2.4.2 Pédoanthracologie**

La datation au  $^{14}\text{C}$  de macrorestes végétaux carbonisés préservés dans les sols, les tourbières et les sédiments (Figure 2.5) permet de reconstituer l'histoire des feux (Carcaillet *et al.*, 2001a, Magnan *et al.*, 2012, Sander & Gee, 1990). Le principal avantage des macrorestes végétaux carbonisés est qu'ils attestent de la présence *in situ* des espèces de même que de l'occurrence de feux locaux parce qu'ils se déposent près de la plante mère (Birks, 2001, Dunwiddie, 1987, Henry & Swan, 1974). De plus, ils sont conservés durant des millénaires, car le charbon de bois est inerte et résistant à la minéralisation biologique (Carcaillet *et al.*, 2001b, Talon *et al.*, 2005, Zackrisson *et al.*, 1996). La plupart du temps, les pièces carbonisées peuvent être identifiées à l'espèce ou au genre par l'observation de caractéristiques morpho-anatomiques. Lorsqu'une pièce carbonisée est datée au  $^{14}\text{C}$ , un âge apparent est obtenu (*inbuilt age*). Celui-ci est représentatif de la période de vie de l'échantillon. En zone boréale québécoise, la différence entre l'âge apparent d'un échantillon la date du feu l'ayant produit est habituellement inférieure à 100 ans du fait de la courte espérance de vie des espèces (Fillion, 1984, Gavin, 2006).



**Figure 2.5 Macrorestes ligneux carbonisés prélevés dans des sols forestiers**

### **2.4.3 Analyses physico-chimiques des sédiments**

La paléolimnologie est une discipline s'intéressant à l'histoire des systèmes lotiques et lentiques aux échelles décennale, séculaire et millénaire. Elle repose sur l'analyse d'archives physiques, chimiques et biologiques se trouvant dans les couches de sédiments, par exemple la densité, la granulométrie, les précipités chimiques, la matière organique, les diatomées et les chironomides (Cohen, 2003, Last & Smol, 2001, Seidov *et al.*, 2001). Les sédiments sont constitués d'apports allochtones et autochtones. La matière allochtone résulte de l'érosion du bassin versant, du transport de débris organiques et inorganiques par les cours d'eau et de dépôts atmosphériques tels que les poussières et les pollens. La matière autochtone est issue de l'activité chimique et biologique au sein de l'écosystème lacustre. Celle-ci génère des résidus comme des organites, des pelotes fécales (zooplancton) et des cellules mortes (phytoplancton) (Likens, 2010).

Des études ont démontré que les feux accentuent l'érosion des sols lorsqu'ils détruisent la couche de matière organique et atteignent les horizons minéraux (Heinselman & Wright Jr, 1973, Legleiter *et al.*, 2003, Meyer *et al.*, 2004, Soto *et al.*, 1995, Wondzell & King, 2003). Toutefois, cette relation n'a pas été démontrée sur de longues périodes (> 100 ans). Carcaillet *et al.* (2006) ont testé l'hypothèse selon laquelle les incendies ont provoqué une augmentation de l'érosion des sols et modifié les propriétés physico-chimiques des sédiments de sept lacs situés dans la sapinière à bouleau blanc et la pessière à mousse au cours de l'Holocène (Francis, Pas-de-Fond, à la Pessière, aux Cèdres, McGinnis, Petit Bouchard et Triangle). Pour ce faire, ils ont analysé les

charbons de bois préservés dans les sédiments, puis mesuré le résidu de la perte au feu (PAF) à 600 et 1000°C ainsi que la susceptibilité magnétique ; il s'agit d'indicateurs de l'érosion des sols. Leurs résultats ont révélé qu'il n'existe pas de corrélation significative entre la PAF à 600 et 1000°C, la susceptibilité magnétique et la concentration de charbons de bois (Figure 2.6). À l'inverse, Gedye *et al.* (2000) et Millspaugh & Whitlock (1995) ont extrait des signaux associés aux feux en mesurant la susceptibilité magnétique de sédiments de lacs situés dans les Alpes suisses et le nord-est des États-Unis. Il faut préciser que les sites d'étude de ces auteurs sont situés en régions montagneuses, tandis que ceux de Carcaillet *et al.* (2006) ont un relief plat et une couche de matière organique épaisse.

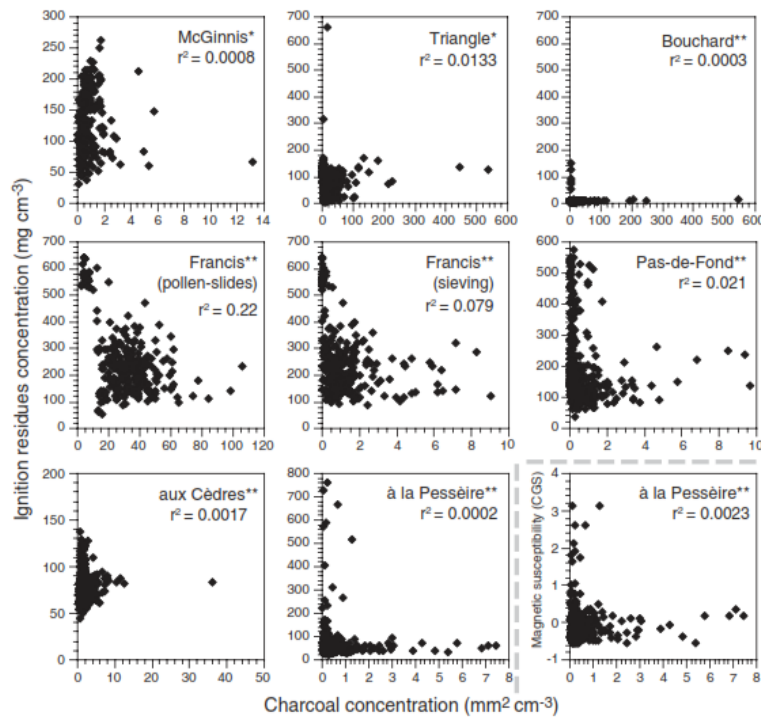


Figure 2.6 Indicateurs de l'érosion des sols (résidu de la PAF à 600 et 1000°C et susceptibilité magnétique) selon la concentration de charbons de bois dans les sédiments au cours de l'Holocène (Carcaillet *et al.*, 2006)

### 3 SITE D'ÉTUDE

#### 3.1 RECHERCHE DE LAC VARVÉS DANS LA RÉGION D'ÉTUDE DU PROJET ARCHIVES

Le terme d'origine suédoise « varves » désigne une succession de laminations se formant de manière rythmique et saisonnière dans les sédiments lacustres, estuariens et marins. Elles ont l'apparence de couplets composés d'une couche claire et d'une couche sombre (De Geer, 1912, Lamoureux & Gilbert, 2004, O'Sullivan, 1983). Tout comme les cernes de croissance des arbres, elles offrent une résolution temporelle annuelle. Le comptage des varves permet aussi d'élaborer des modèles d'âges extrêmement précis. En effet, les chronologies de varves comportent une marge d'erreur généralement inférieure à 3 % (Ojala *et al.*, 2012).

Puisque les varves ont un fort potentiel pour reconstituer les conditions environnementales et climatiques, David Fortin (INRS-ETE) et Pierre Francus (INRS-ETE) ont recherché des lacs varvés dans la région d'étude du projet ARCHIVES. Ils ont identifié sept lacs laminés, potentiellement varvés, soit Irrigation Lake en Ontario, Yasinski et lac 18 à la Baie-James, Pentecôte, Walker et Pasteur sur la Côte-Nord ainsi que Grand Lake au Labrador. Le lac 18 a été sélectionné comme site d'étude parce qu'il fait partie du réseau de dendroséries millénaires de Gennaretti *et al.* (2013, 2014) (Figure 3.1) ; 627 arbres subfossiles y ont été prélevés. En outre, il possède plusieurs caractéristiques communes aux lacs varvés, c'est-à-dire une faible superficie par rapport à la profondeur, des rives escarpées, des conditions hypoxiques potentielles à l'interface eau-sédiment (Auestad *et al.*, 2008) et des collines le protégeant du mélange de l'eau par l'action du vent (Tylmann *et al.*, 2012).

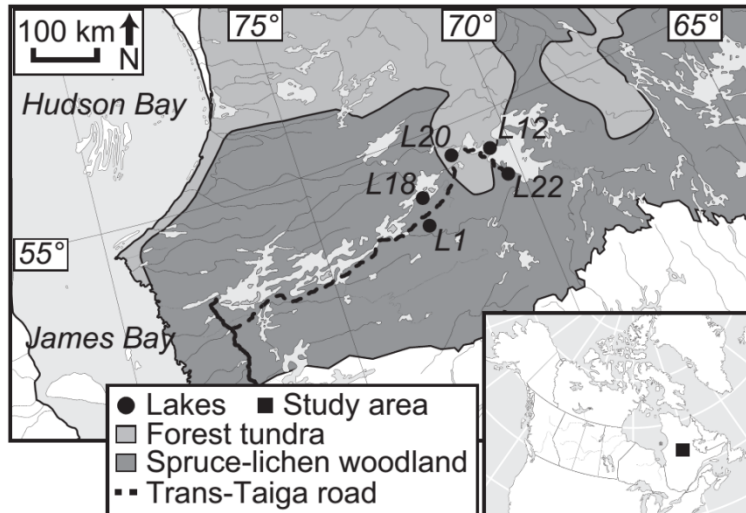


Figure 3.1 Lacs du réseau de dendroséries millénaires de Gennaretti *et al.* (2013, 2014)

### 3.2 GÉOLOGIE ET PÉDOLOGIE

Le lac 18 est situé au cœur de la sous-province géologique La Grande (Figure 3.2). Celle-ci est caractérisée par des intrusions multiphasées de composition dioritique, tonalitique, granodioritique et granitique injectées dans les séquences volcano-sédimentaires du Groupe d'Eastmain (2731,8 à < 2686 Ma) (Bandyayera *et al.*, 2010). La glaciation wisconsinienne s'est terminée autour de 7,9 ka cal BP avec le drainage du lac proglaciaire Ojibway et la transgression de la mer de Tyrrell (Bilodeau, 1990, Hillaire-Marcel, 1976, 1980, Payette & Rochefort, 2001, Veillette, 1994). Elle a laissé des dépôts postglaciaires, notamment des moraines, des drumlins, des eskers, des kames et des kettles. En réponse à l'ajustement isostatique, les côtes de la baie d'Hudson et de la baie de James ont connu des taux d'immersion importants ( $\approx 275$  m depuis la fin de la glaciation) (Allard & Tremblay, 1983). La limite marine se trouve à 246 m d'altitude, près de la centrale hydroélectrique La Grande-3, à 207 km de la côte. Le lac 18 est situé à 434 m d'altitude. De nos jours, les surfaces continentales sont dominées par des dépôts argilo-limoneux de la mer de Tyrrell et des tourbières (Dyke, 2004, Hillaire-Marcel *et al.*, 1981, Lajeunesse, 2008).

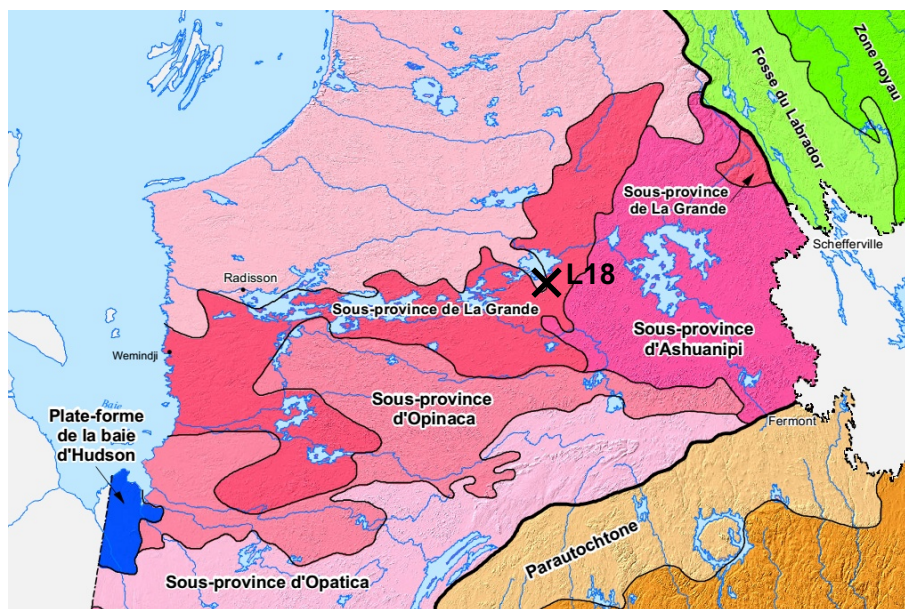


Figure 3.2 Sous-provinces géologiques du nord-ouest québécois (MRNFQ, 2013a)

La forêt riveraine du lac 18 repose sur des podzols humo-ferriques. Ce type de sol se développe sur des matériaux parentaux acides de texture grossière à moyenne (Figure 3.3). La séquence typique des horizons d'un podzol humo-ferrique est LFH ou O, Ae, Bhf, Bf, BC et C. L'horizon LFH ou O est surtout composé de feuilles, de débris ligneux et de mousses. L'horizon Ae est appauvri en éléments solubles (p. ex. sodium, potassium, calcium et manganèse). L'horizon illuvial regroupant Bhf, Bf et BC est enrichi en argile silicatée, fer, aluminium et humus. La présence d'une nappe phréatique perchée peut provoquer la formation de taches d'oxydoréduction ;  $\text{Fe}^{3+}$  est l'espèce oxydée et  $\text{H}_2\text{O}$  l'espèce réduite. L'horizon C n'est pas affecté par les processus pédogénétiques agissant dans les horizons A et B (Comité d'experts sur la prospection pédologique, 2002).



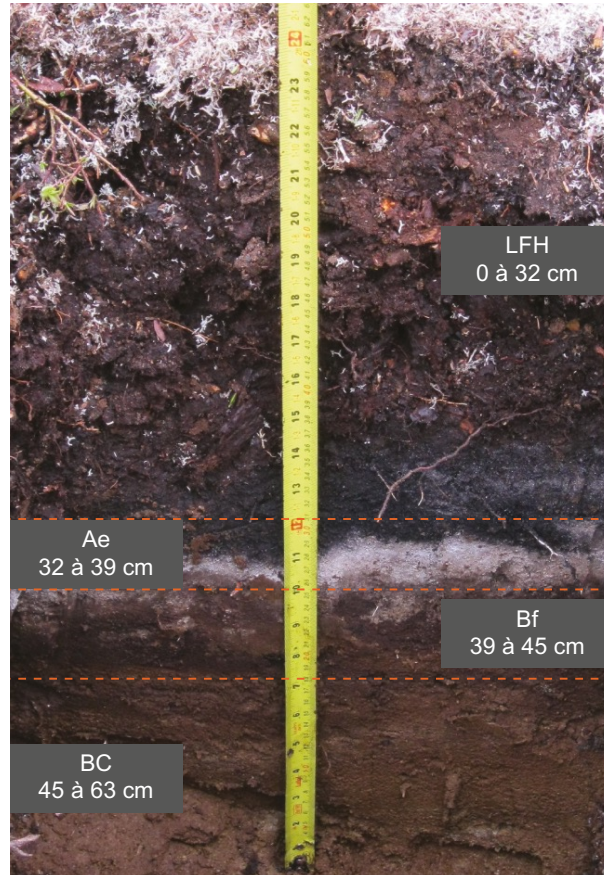


Figure 3.3 Podzol humo-ferrique de la forêt riveraine du lac 18

### 3.3 CLIMAT

Selon la classification de Köppen-Geiger, le climat de la Baie-James est de type continental froid, c'est-à-dire qu'il est caractérisé par de fortes amplitudes thermiques annuelles (Peel *et al.*, 2007, Rubel & Kottek, 2010). Les données de la station météorologique de l'aéroport de la Grande Rivière (53°37'51" N, 77°42'09" O) révèlent que la température annuelle moyenne est de -3,1°C. La température moyenne en janvier est de -23,2°C comparativement à 13,7°C en juillet. Les précipitations annuelles moyennes sont de 704,1 mm. De ce total, 266 cm tombent sous forme de neige. La période de gel s'étend de la mi-septembre à la mi-juin, la durée moyenne de la saison de croissance est de 90 jours et le nombre moyen de degrés-jours de croissance (DJC) est de 862 (Gouvernement du Canada, 2014).



### 3.4 VÉGÉTATION

Le lac 18 est situé au cœur de la forêt boréale, le principal biome de l'Amérique du Nord. Elle s'étend sur environ 15 millions de km<sup>2</sup>, soit environ 10 % de la surface terrestre. Plus précisément, le site d'étude appartient au domaine bioclimatique de la pessière à lichens. L'épinette noire (*Picea mariana* [L.] B.S.P.) possédant des cônes semi-sérotineux est l'espèce dominante (Peel *et al.*, 2007, Rubel & Kottek, 2010). Le pin gris (*Pinus banksiana* Lamb.) et le sapin baumier (*Abies balsamea* [L.] Mill.) y atteignent la limite nordique de leur aire de répartition. Les aulnes (*Alnus rugosa* [Du Roi] Sprengel et *Alnus viridis* (Chaix) DC.) et les saules (*Salix bebbiana* Sargent, *Salix planifolia* Pursh et *Salix argyrocarpa* Andersson) se développent autour des lacs. Le sol est recouvert d'éricacées (*Chamaedaphne calyculata* [L.], *Kalmia angustifolia* L., *Empetrum nigrum* L., *Ledum groenlandicum* Oeder, *Vaccinium angustifolium* Aiton, *Vaccinium vitis-idaea* L. et *Vaccinium uliginosum* L.) et de lichens (*Cladina mitis* [Sandst.] Hustich, *Cladina rangiferina* [L.] Nyl. et *Cladina stellaris* [Opiz] Brodo).



## 4 MÉTHODOLOGIE

### 4.1 ANALYSES PÉDOANTHRACOLOGIQUES

#### 4.1.1 Échantillonnage des macrorestes végétaux

Les macrorestes végétaux ont été échantillonnés sur la rive ouest du lac 18, au même endroit que les arbres subfossiles. Celle-ci a été survolée en hélicoptère dans le dessein d'identifier les peuplements forestiers, c'est-à-dire les ensembles d'arbres ayant une uniformité jugée suffisante pour se distinguer des peuplements voisins, et pouvant ainsi former une unité élémentaire sylvicole (composition en essences, structure, âge, répartition et condition sanitaire) (MFFPQ, 2012). Elle est constituée de trois peuplements (Figure 4.1). La structure d'âge du peuplement n° 1, situé près de l'exutoire du lac 18, est inéquienne (2 à 4 classes d'âge et écart d'au moins 10 à 20 ans). Sa structure verticale est irrégulière (biétagée) et le pourcentage d'ouverture de sa canopée est d'environ 35 %. L'épinette noire (*Picea mariana* [L.] B.S.P.) est omniprésente. Plusieurs DLG jonchent le sol. Le peuplement n° 2 s'étend sur 1,7 km, le long d'une des baies du lac 18. Tout comme le peuplement n° 1, il présente une structure d'âge inéquienne. Il s'agit probablement d'un peuplement forestier de deuxième cohorte (semi-ouvert et pourcentage d'ouverture de la canopée d'environ 20 %) au sein duquel les espèces intolérantes à l'ombre ont été remplacées par l'épinette noire (*Picea mariana* [L.] B.S.P.), une espèce tolérante à l'ombre et capable de se reproduire par marcottage en sous-couvert. Le peuplement n° 3 se trouve près de l'affluent du lac 18. Il ressemble en plusieurs points au peuplement n° 1 (composition, structure d'âge et structure verticale), à l'exception du pourcentage d'ouverture de sa canopée ( $\approx$  40 %). Trente échantillons de sol de 1000 cm<sup>3</sup> ont été prélevés dont quinze à 10 m de la rive et quinze à 20 m ; 10 échantillons de sol par peuplement. Ils ont été placés dans des sacs *Ziploc* et congelés jusqu'à l'extraction des macrorestes végétaux.

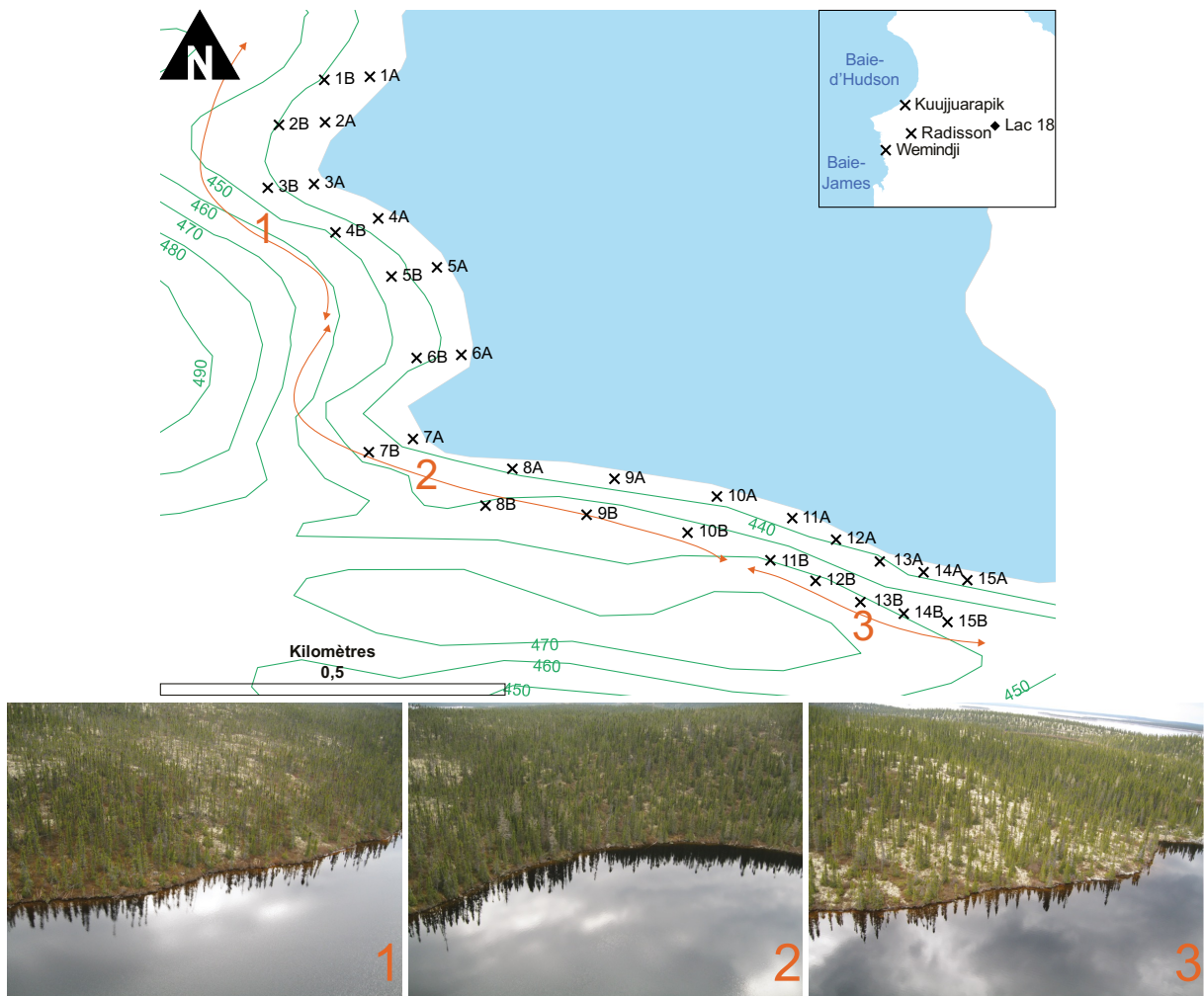


Figure 4.1 Localisation des peuplements forestiers et des sites d'échantillonnage

#### 4.1.2 Extraction et datation des macrorestes végétaux

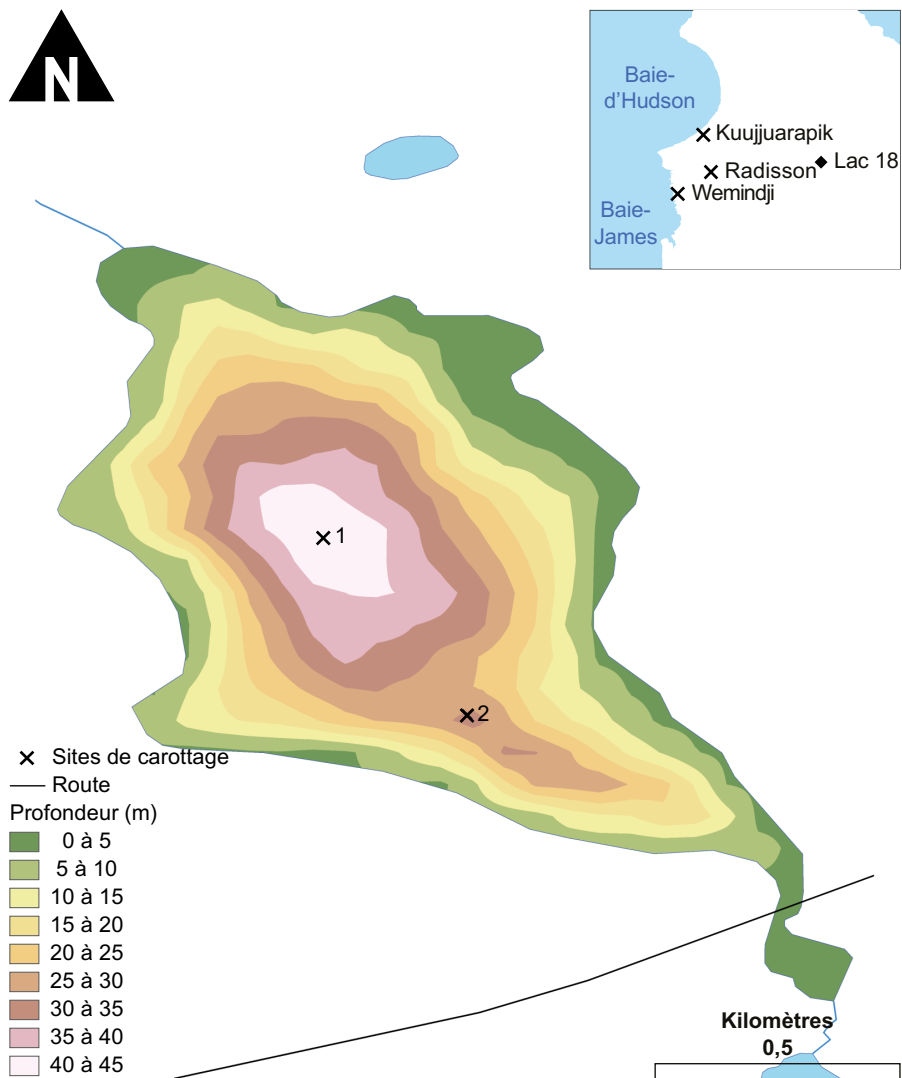
Les échantillons de sol ont été coupés en tranches de 1 cm à l'aide d'une scie dentelée. Les tranches ont été plongées dans une solution d'hexamétaphosphate de sodium ( $[\text{NaPO}_3]_6$ ) à 3 % durant 24 h. Elles ont été tamisées à faible jet d'eau (2, 1, 0,5 et 0,25 mm). Les refus de tamis ont été séchés à 50°C pendant 24 h dans une étuve et triés sous une loupe binoculaire (50x) (Bégin & Marguerie, 2002). Trente-quatre pièces carbonisées ont été identifiées grâce à la collection de référence du Laboratoire de paléoécologie terrestre, palynologie et anthracologie de l'Université Laval. Cinq d'entre elles ( $\geq 20$  mg), les mieux conservées, ont été prétraitées au Laboratoire de radiochronologie de l'Université Laval et datées au Laboratoire *Keck Carbon Cycle AMS*

de l'Université de la Californie. Les dates  $^{14}\text{C}$  ont été calibrées à l'aide du logiciel *OxCal* 4.2. La courbe de calibration *IntCal09* a été utilisée (Reimer *et al.*, 2009).

## **4.2 ANALYSES PALÉOLIMNOLOGIQUES**

### **4.2.1 Carottage des sédiments et sous-échantillonnage**

Un levé bathymétrique du lac 18 a été réalisé au moyen d'un échosondeur *Lowrance LMS-480M* à bord d'une embarcation gonflable de type *Zodiac*. Au total, 725 points de sondage ont été récoltés. Ils ont été importés dans le système d'information géographique (SIG) *ArcGIS 9.3*. Une carte bathymétrique a été réalisée en utilisant la méthode d'interpolation des voisins naturels (ESRI, 2009) (Figure 4.2). À la lumière des données bathymétriques recueillies, deux sites d'échantillonnages ont été choisis. Ils correspondent aux zones les plus profondes, c'est-à-dire celles enregistrant le mieux l'évolution des lacs et de leurs bassins versants (Hakanson, 1984). Pour chacun des sites, trois carottes de sédiments ont été prélevées à l'aide d'un carottier à percussion ou gravitaire (*Aquatic Research Instruments*). Afin d'évacuer l'eau accumulée à l'extrémité des tubes de carottage, ils ont été percés à 2 cm au-dessus de l'interface eau-sédiment. Aussi, 1 à 3 g de *Zorbitrol* (polymère superabsorbant) ont été ajoutés pour préserver l'interface eau-sédiment durant le transport (Tomkins *et al.*, 2008).



**Figure 4.2 Bathymétrie et localisation des sites d'échantillonnage**

Les tubes de carottage ont été sciés sur le plan longitudinal au laboratoire général de l'INRS-ETE. Les analyses paléolimnologiques ont été réalisées sur les carottes de sédiments du site d'échantillonnage n° 1 parce qu'elles étaient plus longues (Tableau 4.1). Pour chacune des carottes, une demi-carotte a été entreposée en chambre froide à 4°C dans l'intention d'effectuer des analyses non destructives (tomodensitométrie [TDM] axiale et microfluorescence X [ $\mu$ XRF]) et de fabriquer des lames minces. L'autre demi-carotte a été coupée en tranches de 0,5 cm qui ont été ensachées et lyophilisées pour l'analyse des radio-isotopes (plomb 210 [ $^{210}\text{Pb}$ ], radium 226 [ $^{226}\text{Ra}$ ], césium 137 [ $^{137}\text{C}$ ] et

$^{14}\text{C}$ ), du carbone total ( $\text{C}_{\text{tot}}$ ), de l'azote total ( $\text{N}_{\text{tot}}$ ), de la PAF à 550°C et des charbons de bois.

**Tableau 4.1 Analyses paléolimnologiques réalisées sur les carottes de sédiments du site d'échantillonnage n° 1**

Description			Analyses paléolimnologiques et n <sup>bre</sup> d'échantillons traités								
ID	Longueur (cm)	Type de carottier	$^{210}\text{Pb}$ , $^{226}\text{Ra}$ et $^{137}\text{Cs}$	$^{14}\text{C}$	Lames minces	TDM axiale	$\text{C}_{\text{tot}}$	$\text{N}_{\text{tot}}$	PAF à 550°C	Charbons de bois	$\mu\text{-XRF}$
1A	23,75	Gravitaire	X 14	X 1		X	X 41	X 41	X 41	X 12	X
1B	40	À percussion	X 18	X 4	X 10	X	X 80	X 80	X 80	X 30	X
1C	33,5	À percussion		X 1		X	X 65	X 65	X 65		X

## 4.2.2 Modèle d'âge

### 4.2.2.1 Radio-isotopes de courte période ( $^{210}\text{Pb}$ , $^{226}\text{Ra}$ et $^{137}\text{Cs}$ )

#### *Théorie*

La datation au  $^{210}\text{Pb}$ , un radio-isotope naturel du plomb, repose sur la loi de désintégration radioactive de ce dernier (demi-vie de 22,3 ans) (Appleby, 2001, 2008, Oldfield & Appleby, 1984). Il s'agit de la méthode la plus appropriée pour dater les sédiments récents (< 150 ans). Le  $^{210}\text{Pb}$  fait partie de la série de désintégration radioactive de l'uranium 238 ( $^{238}\text{U}$ ). L'isotope  $^{238}\text{U}$  se désintègre en  $^{226}\text{Ra}$  qui à son tour se désintègre en radon 222 ( $^{222}\text{Rn}$ ). Il existe deux sources de  $^{210}\text{Pb}$  : i) le  $^{210}\text{Pb}$  « supporté » se forme à la suite de la désintégration du  $^{222}\text{Rn}$  dans les sédiments et ii) le  $^{210}\text{Pb}$  « non supporté » est issu de la désintégration  $^{222}\text{Rn}$  atmosphérique ; il se dépose au sol sous forme de retombées sèches et humides (Figure 4.3).

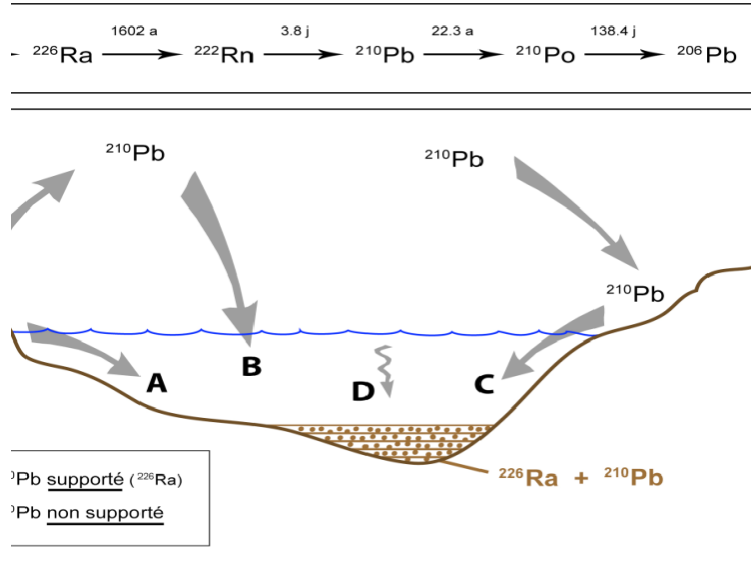


Figure 4.3 Série de désintégration radioactive de l'isotope  $\text{U}^{238}$  (les demi-vies sont indiquées au-dessus des flèches) et sources du  $^{210}\text{Pb}$  dans les sédiments (Appleby, 2001, Appleby, 2008, Bouchard, non publié, Oldfield & Appleby, 1984)

Les activités du  $^{210}\text{Pb}$  total et du  $^{210}\text{Pb}$  supporté (en équilibre avec le  $^{226}\text{Ra}$ ) sont mesurées par spectrométrie gamma. En soustrayant l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  total à celle du  $^{210}\text{Pb}$  supporté, on obtient l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  non supporté. Dès lors, il est possible de calculer l'âge des couches de sédiments et le taux de sédimentation en utilisant la constante de désintégration du  $^{210}\text{Pb}$ . L'activité du  $^{137}\text{Cs}$ , un radio-isotope artificiel, permet de valider le modèle d'âge obtenu. Au cours de la période 1950 à 1980 CE, les essais nucléaires atmosphériques ont libéré une quantité de  $^{137}\text{Cs}$  estimée à 948 PBq (Shaw, 2007). Puisque les retombées de  $^{137}\text{Cs}$  ont atteint un sommet en 1963 CE, le pic de  $^{137}\text{Cs}$  d'une carotte de sédiments devrait coïncider avec l'année 1963 CE.

### Laboratoire

Les échantillons de sédiments ( $\approx 5$  g), préalablement lyophilisés, ont été placés dans des vials de plastique et entreposés pendant 30 jours (6 à 7 demi-vies du  $^{222}\text{Rn}$ ) pour atteindre l'équilibre séculaire entre le  $^{226}\text{Ra}$  et le  $^{210}\text{Pb}$  supporté. Les activités du  $^{210}\text{Pb}$ , du  $^{226}\text{Ra}$  et du  $^{137}\text{Cs}$  ont été mesurées au laboratoire général de l'INRS-ETE à l'aide d'un spectromètre gamma *Ortec DSPEC*. Le modèle CRS (*Constant Rate of Supply*) a été utilisé. Il suppose que le flux de  $^{210}\text{Pb}$  est stable (Appleby & Oldfield, 1983). L'âge des couches de sédiments a été calculé au moyen de l'équation 4.1 :



$$t = \frac{\text{Ln}[(\text{Inv}t - \text{Inv}x)/\text{Inv}t]}{\lambda} \quad (4.1)$$

où *Inv*t est l'inventaire total du <sup>210</sup>Pb non supporté, *Inv*x l'inventaire du <sup>210</sup>Pb non supporté à la profondeur *x* et  $\lambda$  la constante de désintégration du <sup>210</sup>Pb.

L'équation 4.2 a été utilisée pour calculer le taux de sédimentation :

$$t_{sed} = \frac{prof\ x}{t} \quad (4.2)$$

où *prof*x est la profondeur *x* et *t* l'âge de la couche de sédiments.

#### **4.2.2.2 Radiocarbone (<sup>14</sup>C)**

Les organismes photosynthétiques assimilent du CO<sub>2</sub> atmosphérique afin de produire des glucides. Par conséquent, leur concentration de <sup>14</sup>C est en équilibre avec celle de l'atmosphère tout au long de leur vie. Lorsqu'ils meurent, le <sup>14</sup>C se désintègre au rythme de 14 désintégrations min<sup>-1</sup> g<sup>-1</sup> (demi-vie de 5 370 ans). L'âge d'un échantillon de matière organique peut donc être calculé en mesurant sa concentration de <sup>14</sup>C résiduel (Cohen, 2003, Libby *et al.*, 1949). Six échantillons de sédiments (≥ 2 g) ont été prétraités au Laboratoire de radiochronologie de l'Université Laval et datés au Laboratoire *Keck Carbon Cycle AMS* de l'Université de la Californie. Les dates <sup>14</sup>C ont été calibrées à l'aide du logiciel *OxCal 4.2*. La courbe de calibration *IntCal09* a été utilisée (Reimer *et al.*, 2009).

#### **4.2.2.3 Corrélation stratigraphique**

Les carottes de sédiments ont été corrélées à partir des données  $\mu$ XRF (voir ci-dessous). Les sédiments du lac 18 ont enregistré des épisodes détritiques se traduisant par des pics de titane et de calcium. Les carottes n'ont pas été « étirées », car le meilleur ajustement a été obtenu en déplaçant la profondeur absolue et en alignant les pics (hautes fréquences). Une séquence composite a été élaborée en superposant les sections les mieux conservées.

## 4.2.3 Analyses physico-chimiques des sédiments

### 4.2.3.1 Lames minces

Des lames minces ont été fabriquées afin de caractériser les microfaciès sédimentaires. D'abord, la surface de la demi-carotte a été nettoyée à l'aide d'une spatule. Ensuite, des profilés en aluminium ont été placés sur les sédiments de manière à ce qu'ils se chevauchent sur 1 cm (Jouve, 2013, Röhrig & Scharf, 2006) (Figure 4.4). Afin d'extraire les profilés, un outil s'apparentant à un couteau à fromage (*cheese-cutter-style tool*) a été utilisé (Francus & Cosby, 2001). Puis, les profilés ont été plongés dans de l'azote liquide ( $\approx 2$  min) et lyophilisés pendant 48 h. Enfin, ils ont été imprégnés dans de la résine époxy à faible viscosité, séchés à 60°C durant 48 h dans une étuve et envoyés chez *Texas Petrographic Services*, un laboratoire spécialisé dans la fabrication de lames minces.

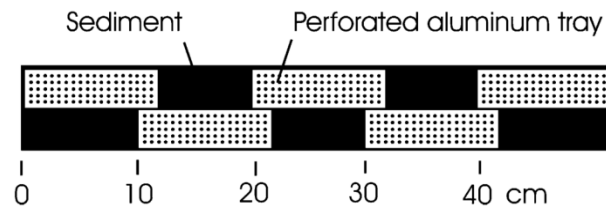


Figure 4.4 Position des profilés en aluminium sur la demi-carotte de sédiments (Röhrig & Scharf, 2006)

### 4.2.3.2 Tomodensitométrie (TDM) axiale

Les carottes de sédiments ont été analysées par TDM axiale au Laboratoire multidisciplinaire de scanographie pour les ressources naturelles et le génie civil de l'INRS-ETE à l'aide d'un scanographe *SOMATOM Volume Access* (résolution de 100  $\mu\text{m}$ ). Au cours de l'analyse par TDM axiale, une source de rayons X tourne autour de l'échantillon, puis l'atténuation des rayons X ayant traversé l'échantillon est mesurée par une couronne de détecteurs. L'absorption des rayons X est définie par la loi de Beer (Boespflug *et al.*, 1994) :

$$I = I_0 \cdot e^{-\mu \cdot x} \quad (4.3)$$

où  $I_0$  est l'intensité du rayonnement incident,  $\mu$  le coefficient d'absorption linéaire ou l'intensité tomographique et  $x$  l'épaisseur de l'échantillon.

L'intensité tomographique reflète la densité de l'échantillon :

$$IT = \left( \left( \frac{\mu_s}{\mu_{eau}} \right) - 1 \right) \cdot 100 \quad (4.4)$$

où  $\mu_s$  est le coefficient d'absorption massique de l'échantillon et  $\mu_{eau}$  le coefficient d'absorption de l'eau.

#### **4.2.3.3 Analyse du carbone total ( $C_{tot}$ ) et de l'azote total ( $N_{tot}$ )**

Les concentrations de  $C_{tot}$  et de  $N_{tot}$  ont été mesurées au laboratoire général de l'INRS-ETE conformément au *Guide méthodologique de caractérisation des sédiments* (Centre St-Laurent & MEQ., 1992). Un analyseur CNS *Carlo Erba*, composé d'une chambre de combustion, d'un chromatographe en phase gazeuse et d'un détecteur de conductivité thermique a été utilisé. En premier lieu, les échantillons de sédiments ( $\approx 3$  g), préalablement lyophilisés, ont été placés dans des capsules d'étain et chauffés à  $1000^\circ\text{C}$  ; du  $\text{CO}_2$ , de la vapeur d'eau et du diazote ( $\text{N}_2$ ) ont alors été produits. En second lieu, le  $\text{CO}_2$ , la vapeur d'eau et le  $\text{N}_2$  ont été séparés par chromatographie en phase gazeuse. En dernier lieu, les concentrations de  $C_{tot}$  et de  $N_{tot}$  ont été mesurées par le détecteur de conductivité thermique. Le rapport carbone/azote (C/N) a été calculé dans le dessein de retracer l'origine de matière organique. Le rapport C/N des plantes aquatiques se situe entre 4 et 9, tandis que celui des plantes terrestres est  $\geq 15$  (Meyers, 1994, Meyers & Ishiwatari, 1995).

#### **4.2.3.4 Perte au feu (PAF) à $550^\circ\text{C}$**

La PAF à  $550^\circ\text{C}$  permet d'estimer la concentration de matière organique d'un échantillon en pourcentage. La méthode détaillée par Heiri *et al.* (2001) a été employée. Les échantillons de sédiments ( $\approx 5$  g) ont été placés dans des creusets, séchés à  $105^\circ\text{C}$  pendant 48 h dans une étuve et chauffés à  $550^\circ\text{C}$  durant 4 h dans un four à moufle. La PAF à  $550^\circ\text{C}$  a été calculée au moyen de la formule 4.5 :

$$\% MO = \frac{((P_1 - P_0) - (P_2 - P_0))}{(P_1 - P_0)} \cdot 100 \quad (4.5)$$

où  $P_0$  est le poids du creuset vide,  $P_1$  le poids final et  $P_2$  le poids du creuset contenant les cendres.

#### **4.2.3.5 Extraction des charbons de bois**

Clark (1988) suggère que les microcharbons ( $\leq 0,5$  mm) sont transportés à l'extérieur des zones incendiées en raison des mouvements de convection dans l'atmosphère. L'analyse des microcharbons ne permet donc pas de reconstituer les feux locaux (Carcaillet *et al.*, 2001b, MacDonald *et al.*, 1991). C'est la raison pour laquelle seulement les macrocharbons ( $\geq 0,5$  mm) se déposant *in situ* ont été considérés (Ohlson & Tryterud, 2000). Les échantillons de sédiments ( $\approx 2$  g) ont été mélangés à une solution d'hexamétaphosphate de sodium ( $[\text{NaPO}_3]_6$ ) à 3 % durant 48h. Les particules flottantes ont été tamisées par voie humide à 5, 2, 1 et 0,5 mm et séchées à 50°C pendant 12 h dans une étuve. Les charbons de bois ont été triés sous une loupe binoculaire (Thinon, 1992, Walsh *et al.*, 2008).

#### **4.2.3.6 Microfluorescence X ( $\mu\text{XRF}$ )**

Les carottes de sédiments ont été analysées par  $\mu\text{XRF}$  à l'aide d'un appareil *ITRAX Core Scanner* au Laboratoire de géochimie, imagerie et radiographie des sédiments (GIRAS) de l'INRS-ETE. Le principe de la microfluorescence X ( $\mu\text{XRF}$ ) consiste à exciter de la matière avec un microfaisceau de rayons X. Dans ces conditions, les atomes éjectent des électrons de niveau d'énergie  $E1$ , puis des électrons du niveau d'énergie  $E2$  comblent ces lacunes. Cette transition se traduit par l'émission d'un photon d'énergie  $E = E2 - E1$ . Les raies correspondantes à ces émissions sont caractéristiques de l'atome (Cuven *et al.*, 2015). Une anode en molybdène a été utilisée étant donné sa capacité à détecter des éléments lourds tels que le calcium, le fer, le manganèse, le titane et le zirconium ainsi que des éléments moins lourds comme le silicium et le potassium (Rothwell *et al.*, 2006). Les résultats de l'analyse  $\mu\text{XRF}$  ont été réévalués selon la présence ou l'absence des éléments chimiques à l'aide du logiciel fourni par le fabricant de l'appareil (*Cox Analytical Systems*). Ils correspondent à des abondances semi-quantitatives, car les concentrations des éléments chimiques dépendent de la résolution spatiale et du temps d'acquisition choisis (100  $\mu\text{m}$  et 30 s dans le cas présent). Afin de faciliter l'interprétation des données  $\mu\text{XRF}$ , une matrice des coefficients de corrélation de Pearson (R) et une analyse en composantes principales (ACP) ont été réalisées.



## 5 RÉSULTATS

### 5.1 ANALYSES PÉDOANTHRACOLOGIQUES

Parmi les macrorestes végétaux trouvés dans les échantillons de sol, il y a des aiguilles, des bourgeons, des cônes, des écailles, des feuilles, des fragments ligneux et des tiges. Les pièces carbonisées datées au  $^{14}\text{C}$  sont issues d'éricacées (*Chamaedaphne*, *Kalmia* et *Vaccinium*). Lorsqu'un incendie survient, les sous-bois d'éricacées brûlent presque toujours parce qu'ils se trouvent près du sol et sont particulièrement inflammables (Laberge Pelletier, 2007). Les pièces carbonisées d'arbres n'ont pas été datées pour pallier le problème d'âge apparent, c'est-à-dire du bois mort depuis longtemps au moment du feu entraînant une erreur sur l'âge  $^{14}\text{C}$  (Filion, 1984, Gavin, 2006). La figure 5.1 et le tableau 5.1 présentent les anthracomasses des échantillons de sol 6B, 7A, 12A et 14A et les âges des pièces carbonisées datées au  $^{14}\text{C}$ . Ces échantillons de sol ont été retenus parce que leurs anthracomasses étaient les plus importantes des trente échantillons de sol prélevés sur la rive ouest du lac 18 et qu'ils comportaient des horizons carbonisés. Il ne semble pas y avoir de hiatus, car les âges croissent avec la profondeur.

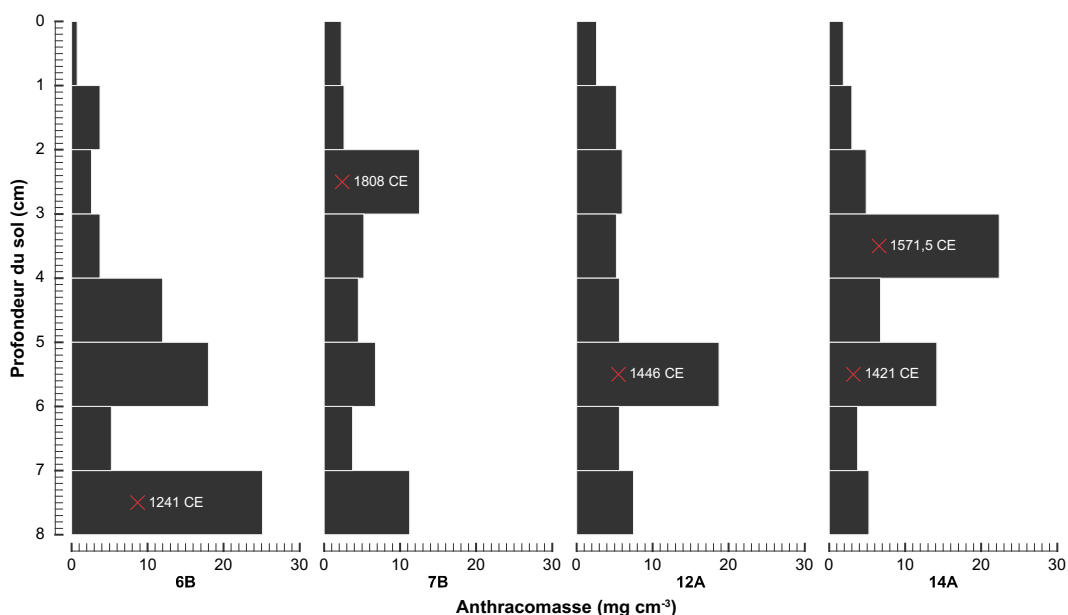


Figure 5.1 Anthracomasses des échantillons de sol 6B, 7B, 12A et 14A à intervalles de 1 cm

Tableau 5.1 Âges des pièces carbonisées datées au  $^{14}\text{C}$

ID	Profondeur (cm)	Genre	Âge $^{14}\text{C}$ (BP $\pm\sigma$ )	Intervalle $2\sigma$ (cal BP)	Probabilité médiane (cal BP)	Intervalle $2\sigma$ (CE)	Probabilité médiane (CE)
6B	7 à 8	<i>Vaccinium</i>	800 $\pm$ 15	734 à 687	710,5	1218 à 1264	1241
7B	2 à 3	<i>Chamaedaphne</i>	165 $\pm$ 15	284 à 0	142	1666 à 1950	1808
12A	5 à 6	<i>Kalmia</i>	440 $\pm$ 15	520 à 490	505	1431 à 1461	1446
14A	3 à 4	<i>Chamaedaphne</i>	315 $\pm$ 15	451 à 306	378,5	1499 à 1644	1571,5
14A'	5 à 6	<i>Vaccinium</i>	515 $\pm$ 15	544 à 515	529,5	1406 à 1436	1421

## 5.2 RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE DES FEUX

La forêt riveraine du lac 18 a brûlé au minimum à quatre reprises depuis 1241 $\pm$ 23. Les pièces carbonisées datées au  $^{14}\text{C}$  correspondent fort probablement à des événements distincts, à l'exception de celles remontant à 1421 $\pm$ 15 et 1446 $\pm$ 15 CE. Leurs écarts-types se chevauchent, donc elles pourraient provenir du même feu. L'écart-type de la pièce carbonisée 7B datant de 1808 $\pm$ 142 CE est particulièrement élevé (Figure 5.2). Bien que la reconstitution de l'histoire des feux couvre moins de 1 ka, la fréquence et l'intervalle de retour des feux ont été calculés. Si on considère que quatre incendies sont survenus (c.-à-d. que les pièces carbonisées 14A' et 12A ont été produites simultanément), la fréquence et l'intervalle de retour des feux égalent 5 par 1 ka et 192,75 ans.

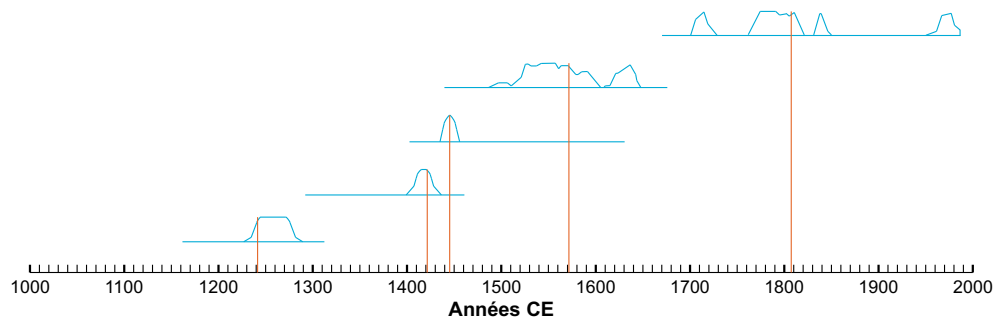


Figure 5.2 Reconstitution de l'histoire des feux de la forêt riveraine du lac 18 au cours de la période 1241 $\pm$ 23 CE à aujourd'hui

## 5.3 ANALYSES PALÉOLIMNOLOGIQUES

### 5.3.1 Modèle d'âge

#### 5.3.1.1 Radio-isotopes de courte période ( $^{210}\text{Pb}$ , $^{226}\text{Ra}$ et $^{137}\text{Cs}$ )

Les activités du  $^{210}\text{Pb}$  total et du  $^{210}\text{Pb}$  non supporté diminuent de manière exponentielle avec la profondeur. La profondeur d'équilibre se trouve à 5,5 cm. Le modèle CRS a été utilisé parce qu'il convient aux lacs appartenant à des bassins versants peu anthropisés où la majorité du  $^{210}\text{Pb}$  se dépose à la surface des lacs et des cours d'eau comme le lac 18 (Appleby & Oldfield, 1983). Les premiers 5,5 cm de la carotte 1A couvrent 85 ans. Le pic de l'activité du  $^{137}\text{Cs}$  ( $0,12\pm 0,01 \text{ Bq g}^{-1}$ ) coïncide avec l'année 1963 CE. Entre 0 et 4,5 cm, le taux de sédimentation varie très peu (0,03 à 0,3  $\text{cm an}^{-1}$ ). Il augmente abruptement à partir de 4,5 cm ( $\geq 0,93 \text{ cm an}^{-1}$ ) (Figure 5.3).

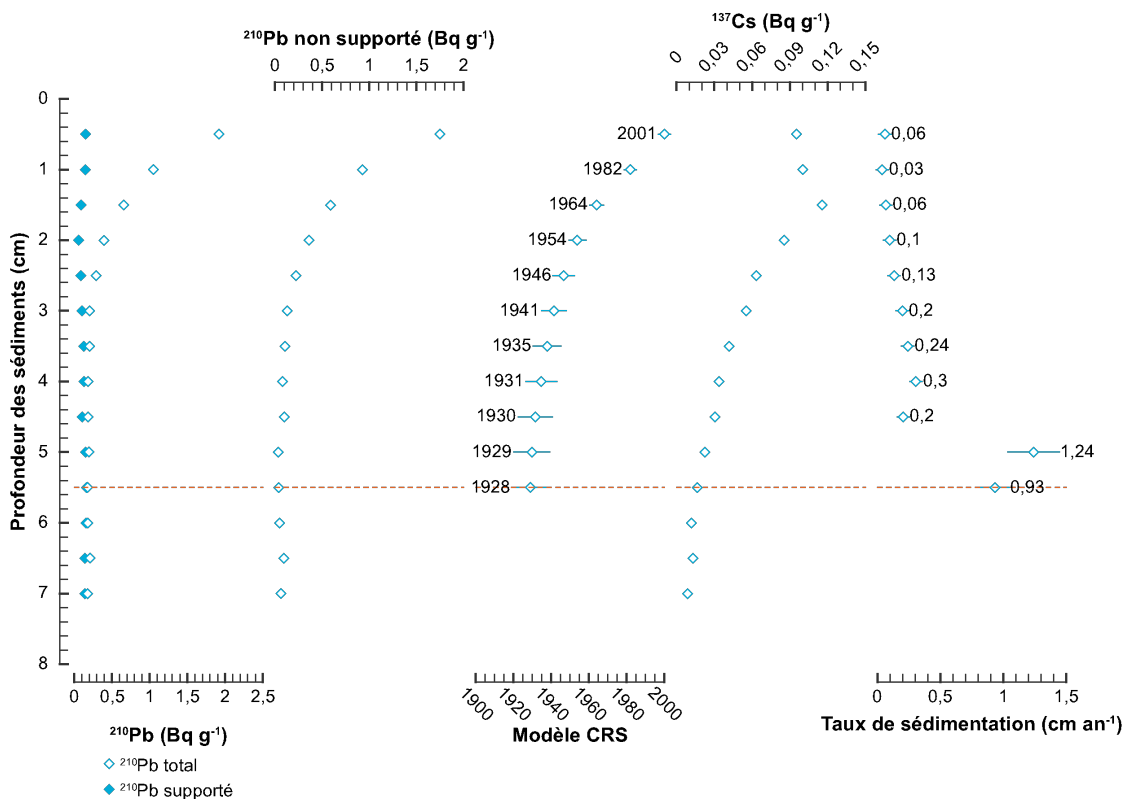


Figure 5.3 Activité du  $^{210}\text{Pb}$  total et supporté, du  $^{210}\text{Pb}$  non supporté, modèle CRS, activité du  $^{137}\text{Cs}$  et taux de sédimentation de la carotte 1A



### 5.3.1.2 Radiocarbone

Le tableau 5.2 présente les âges des échantillons de sédiments datés au  $^{14}\text{C}$ . L'échantillon de sédiments 1B' a été rejeté du fait d'une inversion chronologique. Il pourrait avoir été contaminé lors des manipulations en laboratoire. Une autre hypothèse est que cette inversion chronologique pourrait être due à des mouvements de masse subaquatiques provoqués, par exemple, par des secousses sismiques. Même si le site d'étude ne constitue par un environnement propice aux glissements ou aux coulées gravitaires (c.-à-d. qu'il est caractérisé par de faibles taux de sédimentation), il a déjà connu des séismes de magnitude 4 et est située à moins de 250 km de la zone sismique du Nord-Est de l'Ontario (RNC, 2016). Ces explications demeurent des hypothèses de travail et leur résolution sort des objectifs de cette étude.

Tableau 5.2 Âges des échantillons de sédiments datés au  $^{14}\text{C}$

ID	Profondeur (cm)	Âge $^{14}\text{C}$ (BP $\pm\sigma$ )	Intervalle $2\sigma$ (cal BP)	Probabilité médiane (cal BP)	Intervalle $2\sigma$ (CE)	Probabilité médiane (CE)
1A	23,75	2560 $\pm$ 15	2746 à 2620	2683	797 à 671	734
1B	16,5	2080 $\pm$ 25	2125 à 1989	2057	176 à 0	88
1B'	24,5	4065 $\pm$ 15	4783 à 4446	4614,5	2834 à 2497	2665,5
1B''	26,75	3560 $\pm$ 25	3960 à 3728	3844	2011 à 1779	1895
1B'''	38	5590 $\pm$ 20	6407 à 6313	6360	4458 à 4364	4411
1C	27,75	4460 $\pm$ 25	5283 à 4972	5127,5	3334 à 3023	3178,5

### 5.3.1.3 Corrélation stratigraphique

La séquence composite est composée de la section 0 à 5,5 cm de la carotte de sédiments 1A et 2 à 40 cm de la carotte 1B. La carotte 1C n'a pas été utilisée. Le modèle CRS suggère que les couches superficielles de la carotte 1A sont bien conservées. Si l'interface eau-sédiments avait été fortement perturbée (p. ex. remaniement biogénique, carottage et transport), les profils des activités du  $^{210}\text{Pb}$  non

supporté et du  $^{137}\text{Cs}$  auraient une apparence différente. La carotte 1B a été utilisée parce que quatre des six datations  $^{14}\text{C}$  ont été effectuées sur cette dernière (Figure 5.4).

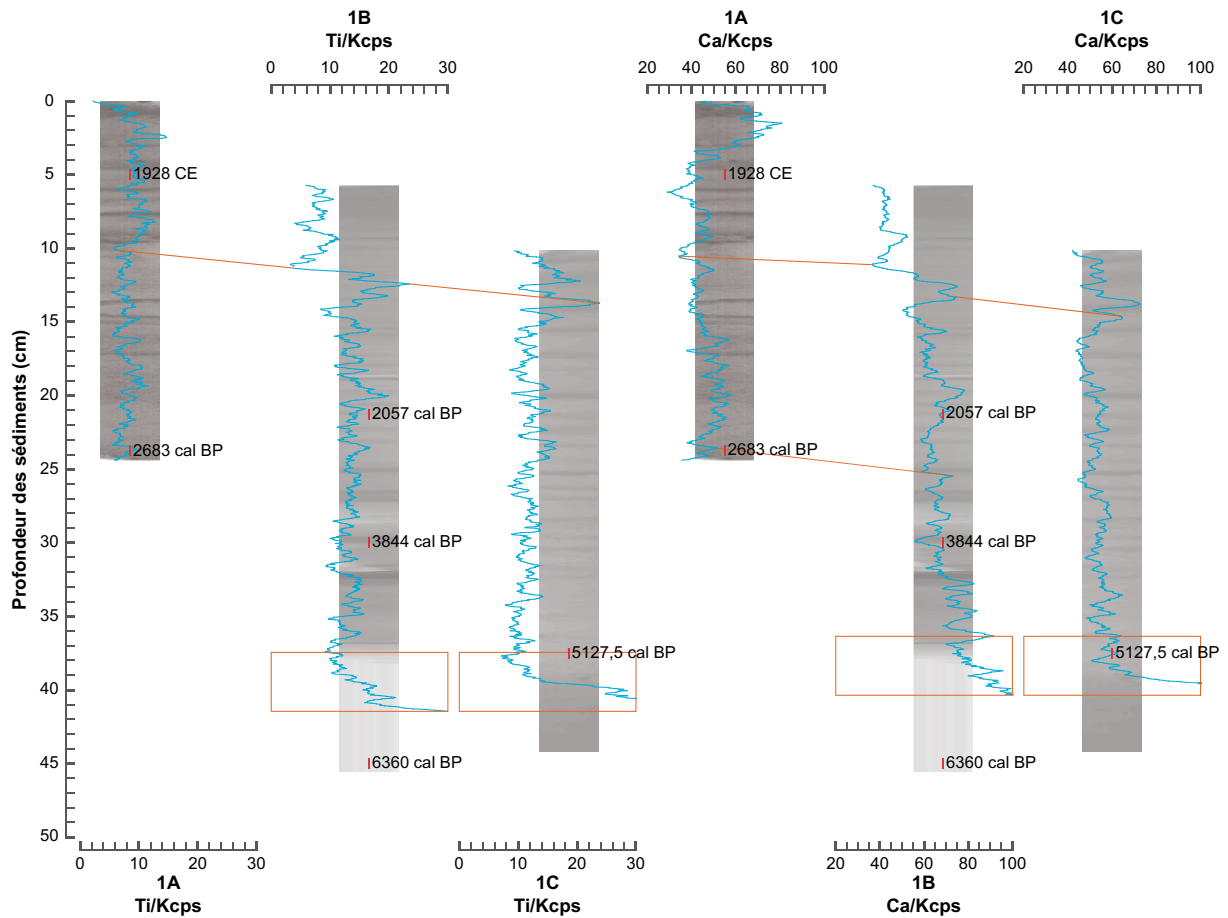


Figure 5.4 Données  $\mu\text{XRF}$  du titane et du calcium (moyenne mobile avec fenêtre de sept mesures) des carottes de sédiments 1A, 1B et 1C avec radiographies en arrière-plan ; les résultats ont été normalisés en nombre de coups par seconde (kcps =  $10^3$  coups par seconde) ; les repères utilisés pour établir la corrélation stratigraphique sont représentés par des traits et des rectangles orangés

### 5.3.1.4 Modèle d'âge

Le modèle d'âge remonte à 6,36 ka cal BP. Le taux de sédimentation est particulièrement faible. Il varie entre 0,004 et 0,3  $\text{cm an}^{-1}$  (Figure 5.5).

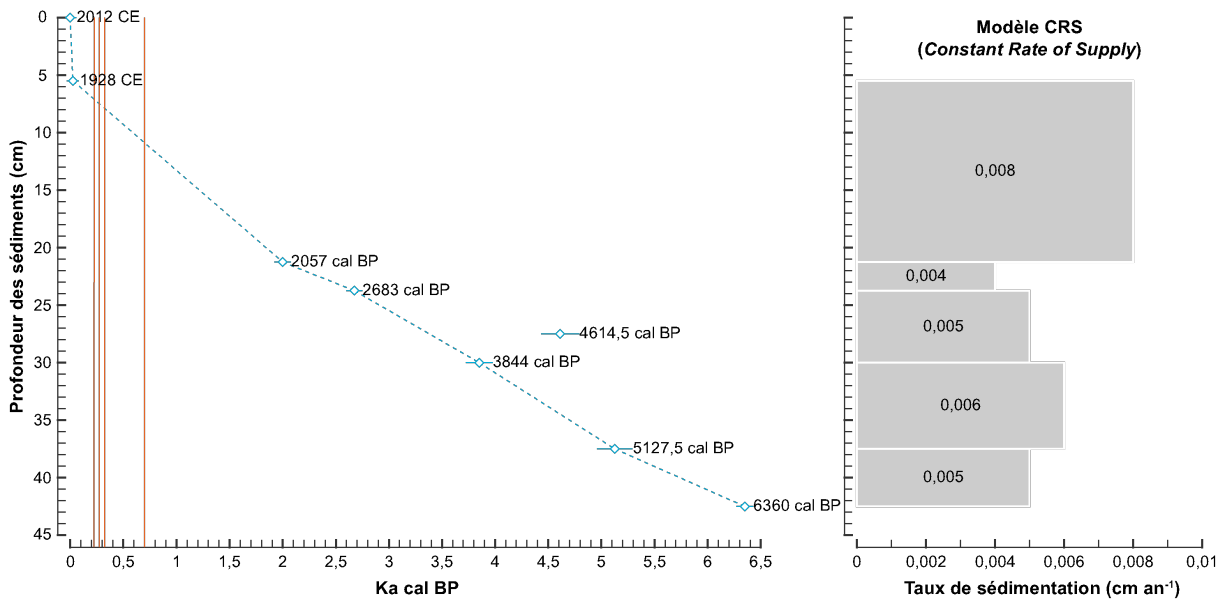


Figure 5.5 Modèle d'âge et taux de sédimentation du lac 18 ; les traits orangés représentent les dates de feux de Gennaretti *et al.* (2013, 2014)

### 5.3.2 Analyses physico-chimiques des sédiments

#### 5.3.2.1 Lames minces

L'analyse des lames minces de la carotte de sédiments 1B au microscope pétrographique en lumière naturelle, avec les nicols croisés et le gypse a permis d'identifier trois microfaciès. Le microfaciès n° 1 regroupe l'ensemble des laminations observées sur la carotte 1B. Elles sont horizontales, rougeâtres (2.5YR 3/6), denses et d'une épaisseur variant entre 1 et 3 mm. Le microfaciès n° 2 (0 à 34 cm) est constitué de gyttja brun foncé (7.5YR 4/3). Il contient des pelotes fécales (70 à 250  $\mu\text{m}$ ) et des frustules de diatomées (20 à 130  $\mu\text{m}$ ). Le microfaciès n° 3 (34 à 40 cm) ressemble au microfaciès n° 2 (gyttja brun foncé [7.5YR 3/2] ainsi que présence de pelotes fécales [70 à 250  $\mu\text{m}$ ] et de frustules de diatomées [20 à 130  $\mu\text{m}$ ]). Cependant, les pelotes fécales sont mal conservées, c'est-à-dire qu'elles ont des contours flous. Le microfaciès n° 3 renferme aussi des cristaux de pyrite automorphes (0,3 à 45  $\mu\text{m}$ ) (Figure 5.6).

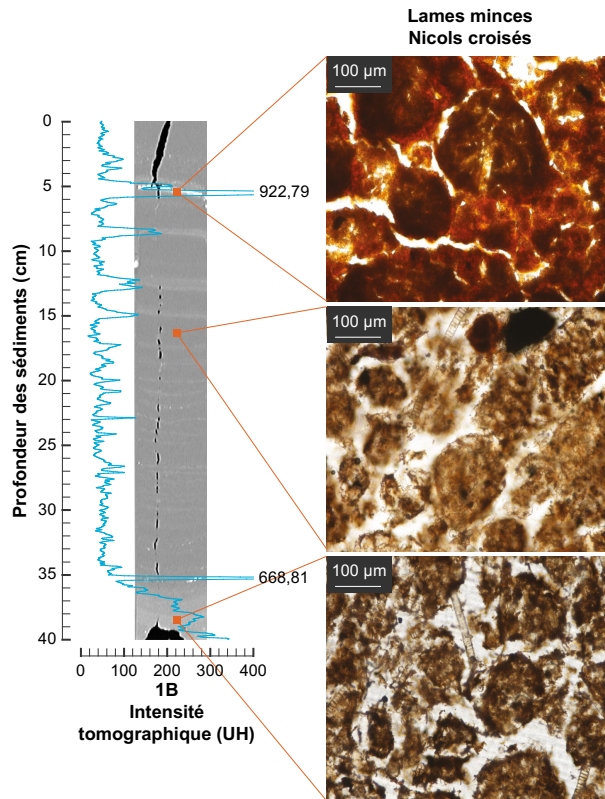


Figure 5.6 Intensité tomographique de la carotte de sédiments 1B avec image tomodensitométrie en arrière-plan et microfaciès observés au microscope pétrographique

### 5.3.2.2 Propriétés physico-chimiques des sédiments

La matrice des coefficients de corrélation de Pearson ( $R$ ) des données  $\mu$ XRF révèle de fortes relations entre le silicium, le potassium, le calcium et le titane ( $R = 0,74$  à  $0,92$  ;  $p$ -value =  $< 0,01$ ) (Tableau 5.3). L'ACP a permis d'identifier deux composantes. La composante n° 1 regroupe le silicium, le potassium, le calcium, le titane et le zirconium. Elle explique 52,88 % de la variance totale. Les coefficients de saturation factorielle varient entre 0,42 et 0,95. La composante n° 2 inclut le manganèse et le fer. Elle n'explique que 15,72 % de la variance totale. Les coefficients de saturation factorielle du manganèse et du fer sont de 0,67 et 0,77 (Figure 5.7).

Tableau 5.3 Matrice des coefficients de corrélation de Pearson (R) des données  $\mu$ XRF

	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Zr
Si	1						
K	0,8	1					
Ca	0,74	0,92	1				
Ti	0,74	0,87	0,84	1			
Mn	-0,19	-0,16	-0,24	-0,24	1		
Fe	-0,16	-0,14	-0,12	-0,13	0,2	1	
Zr	0,27	0,33	0,3	0,28	-0,07	-0,1	1

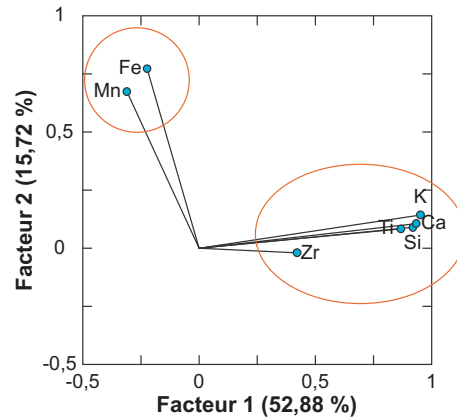


Figure 5.7 Analyse en composantes principales (ACP) des données  $\mu$ XRF

La séquence composite a été divisée en trois unités (Figures 5.8 et 5.9) :

*Unité n° 1 (6,36 à 4,5 ka cal BP)*

Il s'agit d'une unité singulière du point de vue physico-chimique. Les profils montrent des tendances marquées à la hausse ou à la baisse. L'intensité tomographique est particulièrement élevée ( $\bar{x}$  = 214,55 UH). Elle égale 304,33 UH à la base par rapport à 61,12 UH à la limite supérieure. Le  $C_{tot}$ , le  $N_{tot}$  et le rapport C/N augmentent considérablement. Leurs minimums se trouvent à la base (4,75 %, 0,22 % et 13,54). La PAF à 550°C décroît légèrement ( $\bar{x}$  = 7,43 %). Elle passe de 12,06 % à la base à 2,11 % à la limite supérieure. Le silicium, le potassium, le calcium, le titane et le zirconium diminuent fortement. Le manganèse et le fer ne varient pas beaucoup. Leurs moyennes sont de 40,27 et 4 133 kcps.

### *Unité n° 2 (4,5 à 1,5 ka cal BP)*

Les profils sont stables. L'intensité tomographique moyenne égale 74,21 UH. Trois pics ressortent vers 3,3, 2,84 et 2,31 ka cal BP. Le  $C_{tot}$  et le  $N_{tot}$  sont fortement corrélés. Leurs moyennes sont de 13,04 et 0,76 %. Le rapport C/N montre deux pics (1,95 et 1,63 ka cal BP). La PAF à 550°C croit de manière régulière ( $\bar{x}$  = 9,45 %). Elle passe de 2,1 % à la limite inférieure à 14,23 % à la limite supérieure. Le silicium, le titane et zirconium vont de pair. Le potassium évolue concomitamment avec le calcium. Les laminations décrites à la section 5.3.2.2 concordent avec les pics de l'intensité tomographique, du manganèse et du fer. La concentration de macrocharbons est élevée en 1,91, 1,78 et 1,62 ka cal BP.

### *Unité n° 3 (450 à 2012 CE)*

Les profils sont caractérisés par des pics de forte amplitude. L'intensité tomographique montre des pics nets en 661, 1023, 1847 et 1999 CE. Le rapport C/N moyen égale 17,4. De plus, il est anti-corrélé avec le  $C_{tot}$  et le  $N_{tot}$ . Quatre pics ressortent en 1251, 1822, 1988 et 2005 CE. La PAF à 550°C ( $\bar{x}$  = 16,86 %) surpasse de loin celle de l'unité n° 2. Son maximum est de 36,44 % (1850 CE). Le silicium, le titane et le zirconium vont de pair. Le manganèse et le fer atteignent leurs maximums (620,58 et 19 844 kcps). Les pics de l'intensité tomographique, du manganèse et du fer s'alignent avec les laminations. Beaucoup de macrocharbons ont été extraits aux profondeurs équivalant à 745, 1131, 1642 et 1998 CE.

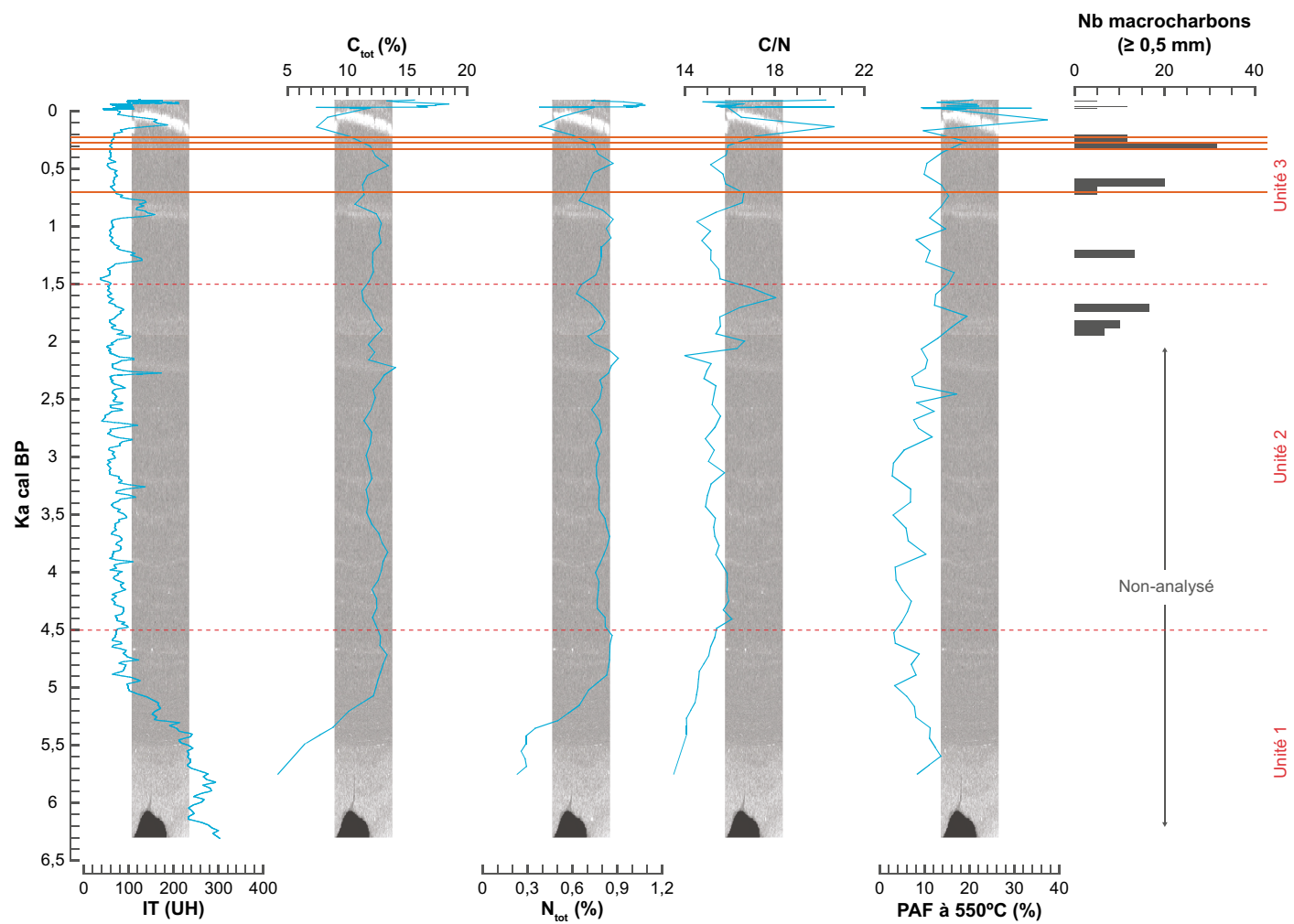


Figure 5.8 Intensité tomographique,  $C_{tot}$ ,  $N_{tot}$ , rapport C/N, PAF à 550°C et concentration de macrocarbons de la séquence composite avec radiographie en arrière-plan ; les traits orangés représentent les dates de feux de Gennaretti *et al.* (2013, 2014)

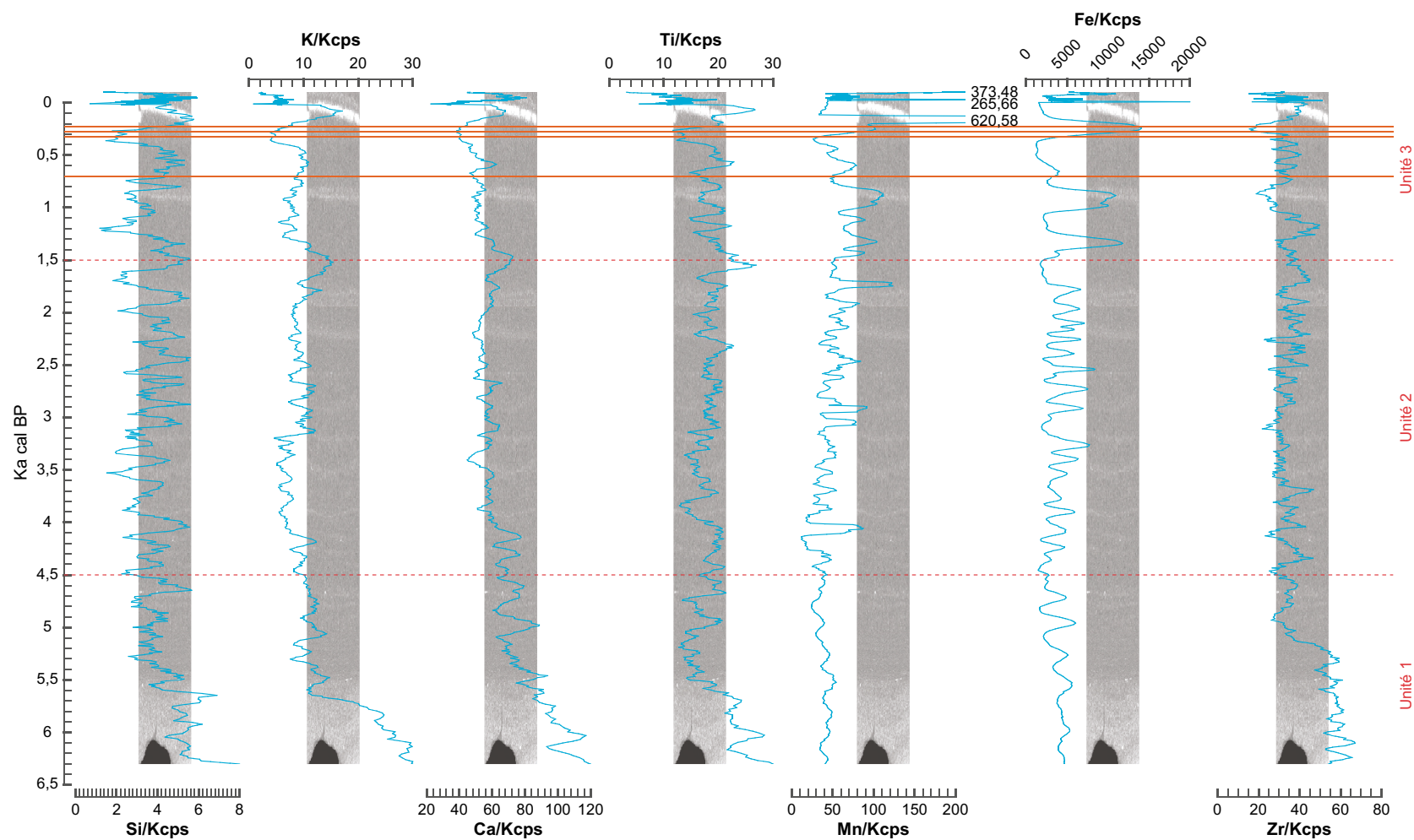


Figure 5.9 Données  $\mu$ XRF du silicium, du potassium, du calcium, du titane, du manganèse, du fer et du zirconium (moyenne mobile avec fenêtre de sept mesures) de la séquence composite avec radiographies en arrière-plan ; les résultats ont été normalisés en nombre de coups par seconde (kcps =  $10^3$  coups par seconde) ; les traits orangés représentent les dates de feux de Gennaretti *et al.* (2013, 2014)





## 6 DISCUSSION

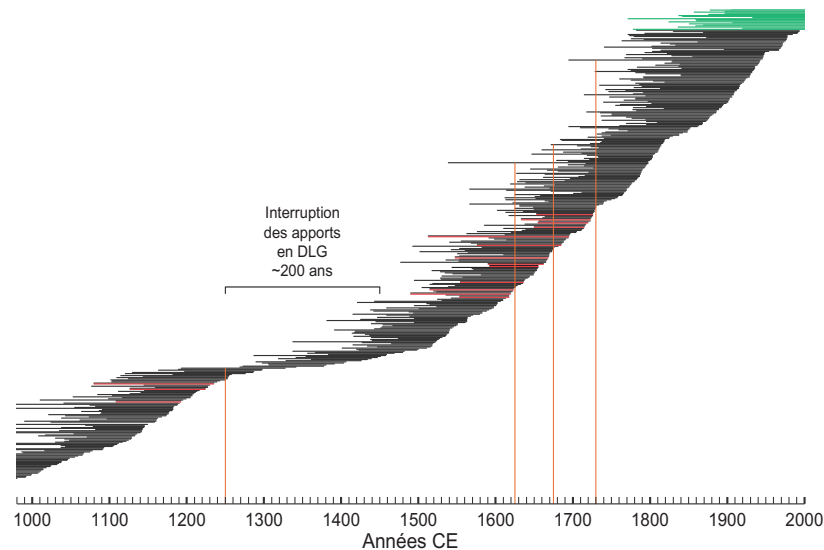
### 6.1 ANALYSES PÉDOANTHRACOLOGIQUES

#### 6.1.1 Comparaison des dates de feux obtenues par la dendrochronologie et la pédoanthracologie

L'interdatation d'arbres vivants et subfossiles, puis l'analyse des apports en DLG dans la zone littorale du lac 18, ont permis à Fabio Gennaretti, Dominique Arseneault et Yves Bégin d'identifier quatre incendies, soit en 1251, 1623, 1674 et 1729 CE, ce qui représente une fréquence et un intervalle de retour des feux de 5 par 1 ka et 190,25 ans (Figure 6.1). Comme indiqué à la section 5.2, les âges des pièces carbonisées datées au  $^{14}\text{C}$  sont  $1241\pm 23$ ,  $1421\pm 15$ ,  $1446\pm 15$ ,  $1571,5\pm 72,5$  et  $1808\pm 142$  CE. Si on considère que les pièces carbonisées remontant à  $1421\pm 15$  et  $1446\pm 15$  CE proviennent du même évènement, la fréquence et l'intervalle de retour des feux égalent 5 par 1 ka et 192,75 ans.

D'abord, il y a une forte probabilité que l'incendie de 1251 CE détecté grâce à des DLG calcinés corresponde à la pièce carbonisée 6B remontant à  $1241\pm 23$  CE. Ensuite, une interruption des apports en DLG est survenue entre 1251 et 1450 CE. Habituellement, les feux provoquent des interruptions durant environ 120 ans (Gennaretti *et al.*, 2013, 2014). Par conséquent, l'interruption ayant débutée en 1251 CE s'est avérée très longue ( $\approx 200$  ans). Gennaretti *et al.* (*ibid.*) ont émis l'hypothèse qu'un incendie n'ayant pas affecté le recrutement des DLG a perturbé la forêt riveraine du lac 18 au début du 15e siècle. Celui-ci aurait entraîné la mortalité des arbres s'étant établis après 1251 CE ; ils n'auraient pas atteint une taille suffisante pour pouvoir s'effondrer dans le lac. Les pièces carbonisées 12A et 14A' datant de  $1421\pm 15$  et  $1446\pm 15$  CE semblent confirmer cette hypothèse. Puis, l'incendie de 1623 CE, aussi identifié par l'interdatation de DLG calcinés, pourrait correspondre à la pièce carbonisée 14A remontant à  $1571,5\pm 72,5$  CE. En effet, l'année 1623 CE est comprise dans l'intervalle deux écarts-types de l'âge  $^{14}\text{C}$  de cette pièce carbonisée. Les analyses pédoanthracologiques n'ont pas permis de détecter le feu de 1674 CE observé dans la dendrosérie millénaire. Enfin, il se pourrait que l'incendie rapporté par Gennaretti *et al.* (*ibid.*) en 1729 CE et la pièce carbonisée 7B

dont l'âge  $^{14}\text{C}$  est  $1808 \pm 142$  CE soient associés au même événement, bien qu'il existe beaucoup d'incertitude du fait de l'écart-type important de cet âge  $^{14}\text{C}$ .



**Figure 6.1 Périodes de vie des arbres vivants (barres vertes) et subfossiles (barres noires) ; les DLG calcinés sont représentés par des barres rouges ; les traits orangés représentent les dates de feux de Gennaretti *et al.* (*ibid.*)**

Les différences observées entre les dates de feux obtenues par la dendrochronologie et la pédoanthracologie pourraient s'expliquer par des limitations méthodologiques ou par certains paramètres du régime de feux de la forêt riveraine du lac 18. Dans un premier temps, un nombre insuffisant de pièces carbonisées a été daté au  $^{14}\text{C}$ . Si davantage de datations  $^{14}\text{C}$  avaient été effectuées, la fiabilité et la précision de la reconstitution de l'histoire des feux auraient été supérieures. Nous avons cependant choisi d'investir plus de temps et d'énergie dans les analyses paléolimnologiques. Dans un second temps, les âges  $^{14}\text{C}$  sont accompagnés d'une marge d'erreur. Lorsqu'un échantillon de matière organique est âgé de moins de 150 ans, cette marge d'erreur est d'autant plus importante, car l'émission accrue de  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère depuis le début de l'ère industrielle et les essais nucléaires des années 1950 et 1960 CE ont perturbés le rapport  $^{14}\text{C}/\text{C}$  de la biosphère (Bradley, 2014, Reimer *et al.*, 2009, Stuiver *et al.*, 2006). Cela rend difficile toute comparaison avec des données dendrochronologiques. Dans un dernier temps, la sévérité (la proportion d'arbres détruits par le feu), déterminée par un ensemble de facteurs comme l'abondance et le taux d'humidité des combustibles ainsi que la direction et la vitesse du vent, influence les apports en DLG. Les feux de surface ne provoquent pas d'interruptions majeures parce qu'ils épargnent la vaste majorité des

grands arbres. Quant aux feux de cime et de profondeur, ils créent davantage de dommages et, par conséquent, génèrent de longues interruptions (Ricklefs & Miller, 1999, Riou-Niver, 2001, RNC, 2014a). D'ailleurs, Gennaretti *et al.* (2013, 2014) ont démontré que l'impact des incendies sur les apports en DLG varie selon leur sévérité, d'imperceptible (aucun DLG calciné, peu d'arbres morts et courte période de normalisation) à important (plusieurs DLG calcinés, mortalité massive des arbres et longue période de normalisation). Même si cela n'a pas été observé, des feux légers pourraient avoir produit des pièces carbonisées, mais ne pas avoir affecté les apports en DLG.

### **6.1.2 Comparaison de la fréquence des feux de la forêt riveraine du lac 18 avec celles d'autres sites d'étude appartenant à la zone boréale québécoise**

Des comparaisons ont été effectuées pour déterminer si la fréquence des feux enregistrée dans la forêt riveraine du lac 18 au cours du dernier millénaire se rapproche de celles d'autres sites d'étude appartenant à la zone boréale québécoise. Nos résultats ne s'accordent pas avec ceux d'Ali *et al.* (2009) et Hély *et al.* (2010b) ayant analysé les charbons de bois préservés dans les sédiments des lacs aux Geais, Raynald, à la Loutre et Profond situés dans la pessière à mousses, à environ 415 km au sud-ouest du lac 18. Ces auteurs ont observé une diminution de la fréquence des feux depuis 1 ka CE, en particulier aux lacs Raynald (3 par 1 ka en 1 ka CE par rapport à 1 par 1 ka aujourd'hui) et Profond (5 par 1 ka en 1 ka CE comparativement à 1 par 1 ka actuellement). Contrairement à ces sites d'étude, la fréquence des feux de la forêt riveraine du lac 18 n'a pas décru de manière significative. Elle est plutôt demeurée stable jusqu'à la fin du 18<sup>e</sup> siècle. De surcroît, les lacs Raynald et Profond ont enregistré une fréquence des feux élevée autour de 1 ka CE, ce qui coïncide avec l'OCM ; les décennies les plus chaudes des 1 100 dernières années ont eu lieu pendant l'OCM (PAGES 2k consortium, 2013, Viau *et al.*, 2012). El Guellab (2012) et El Guellab *et al.* (2015) ont aussi rapporté une période de haute fréquence des feux centrée sur l'OCM dans la région du lac Mistassini, à approximativement 220 km au sud-ouest du lac 18. Bien que la fréquence des feux de la forêt riveraine du lac 18 n'ait pas augmenté durant l'OCM, l'incendie le plus sévère s'est produit au milieu du 13<sup>e</sup> siècle.

Pour la période 1850 CE à aujourd'hui, nos résultats concordent avec ceux de Bergeron (1991), Bergeron & Archambault (1993) et Bergeron & Flannigan (1995) ayant récolté des cicatrices de feux dans la région du lac Duparquet localisée dans la sapinière à bouleau blanc, à peu près à 600 km au sud-ouest du lac 18. Ces chercheurs ont constaté une baisse de la fréquence des feux et, parallèlement, un allongement du cycle de feux. Le cycle de feux est passé de 90 ans avant 1850 CE à 125 ans entre 1850 et 1920 CE, puis à 360 ans depuis 1920 CE. Le réchauffement climatique post-PAG aurait provoqué des changements dans la circulation atmosphérique favorisant la présence de masses d'air maritime provenant du sud en été. Cela aurait entraîné une diminution de la fréquence des sécheresses (Girardin *et al.*, 2006b, Girardin *et al.*, 2004b). La forêt riveraine du lac 18 est moins exposée aux masses d'air maritime que le site d'étude de Bergeron (1991), Bergeron & Archambault (1993) et Bergeron & Flannigan (1995). Ce phénomène pourrait tout de même expliquer la faible fréquence des feux enregistrée depuis 1800 CE. Par ailleurs, il faut rappeler qu'à l'échelle locale, les régimes de feux sont contrôlés par des facteurs comme la connectivité des massifs forestiers, l'abondance et la structure des combustibles et les conditions édaphiques (Girardin *et al.*, 2006a, Payette & Gagnon, 1985). Ceux-ci peuvent masquer l'impact du climat sur la dynamique spatiotemporelle des incendies. Ainsi, il se peut que des sites d'étude rapprochés soient caractérisés par des événements de feux asynchrones (Ali *et al.*, 2009, Gavin *et al.*, 2006).

## **6.2 ANALYSES PALÉOLIMNOLOGIQUES**

### **6.2.1 Interprétation des données paléolimnologiques**

#### *Unité n° 1 (6,36 à 4,5 ka cal BP)*

Le Wisconsinien s'est terminé vers 7,9 ka cal BP avec la vidange du lac proglaciaire Ojibway dans la baie de James et la baie d'Hudson, puis l'invasion de la mer de Tyrrell. Par la suite, la moraine de Sakami s'est formée à cause d'une interruption du retrait du glacier du Nouveau-Québec. Celui-ci se situait alors entre, d'une part, la baie d'Hudson et la baie d'Ungava et, d'autre part, le 50° N et le détroit d'Hudson (Bilodeau, 1990, Hillaire-Marcel, 1976, 1980, Payette & Rochefort, 2001, Veillette, 1994). Des modes de déglaciation distincts prévalaient de chacun des côtés du glacier. À l'est ( $\geq 275$  m d'altitude), où se trouve le lac 18, une étendue lacustre profonde s'appuyait sur le

glacier, donc le principal mode d'ablation était le vêlage d'icebergs. À l'ouest ( $\leq 275$  m d'altitude), le glacier était bordé par des milieux subaériens et une étendue marine moins profonde. La présence d'eskers suggère que les eaux de fusion étaient abondantes (Hardy, 1977, 1982, Hillaire-Marcel *et al.*, 1981).

Selon Vincent (1989) et Dyke & Prest (1987), la fonte finale de l'inlandsis s'est produite entre 7 et 6,5 ka cal BP. Ainsi, le contexte postglaciaire a assurément limité le développement de la végétation pendant quelques centaines d'années. Entre 6,36 et 5,25 ka cal BP, le silicium, le potassium, le calcium, le titane et le zirconium décroissent considérablement. Cette diminution des apports détritiques illustre bien la transition Wisconsinien-Holocène. Étant donné la nature de la roche-mère (présence de silicates comme le feldspath, le quartz, l'amphibole et la hornblende) (Bandyayera *et al.*, 2010) et la corrélation entre le silicium et le titane ( $R = 0,74$  ;  $p\text{-value} = < 0,01$ ), nous croyons que le silicium provient majoritairement de silice détritique et non biogénique. En outre, le potassium et le calcium sont fortement corrélés avec le titane ( $R = 0,84$  et  $0,78$  ;  $p\text{-value} = < 0,01$ ), ce qui laisse supposer qu'ils sont issus de matériel arraché par le glacier (Croudace *et al.*, 2006, Cuvén *et al.*, 2010, Rothwell & Rack, 2006). Du carbonate de calcium ( $\text{CaCO}_3$ ) pourrait aussi s'être formé dans les couches de sédiments à la suite de la précipitation d'ions calcium dissous ( $\text{Ca}^{2+}$ ) (Locat *et al.*, 1984). Le zirconium n'est toutefois pas corrélé avec le titane ( $R = 0,28$  ;  $p\text{-value} = < 0,01$ ), bien qu'il s'agisse d'un élément lourd et résistant couramment associé au détritisme (Croudace *et al.*, 2006).

La colonisation végétale postglaciaire du nord-est de la Baie-James, stimulée par le réchauffement climatique de l'OCH, a débuté autour de 6,5 ka cal BP par une période de quasi désert. Ensuite, une forêt-parc à trembles s'est développée, après quoi celle-ci a été remplacée par une pessière ouverte (Beaulieu-Audy, 2006, Davis *et al.*, 1980, Richard, 1979). Ces changements dans la végétation se traduisent par une augmentation du  $C_{\text{tot}}$ , du  $N_{\text{tot}}$  et du rapport C/N entre 5,8 et 4,5 ka cal BP. Au fur et à mesure que la végétation s'est développée, la proportion de matière organique apportée par le bassin versant et s'accumulant au fond du lac 18 a cru, tandis que celle des particules minérales a diminué. D'ailleurs, le rapport C/N passe de 13,54 à 15,9, des valeurs proches du rapport C/N des plantes terrestres (Meyers, 1994, Meyers & Ishiwatari, 1995). Cette interprétation n'est cependant pas corroborée par la PAF à  $550^\circ\text{C}$ . Cet indicateur de la concentration de matière organique n'évolue pas de la même manière que le  $C_{\text{tot}}$  ( $R = 0,57$  ;  $p\text{-value} = < 0,01$ ). Cette différence pourrait

s'expliquer par la présence de CaCO<sub>3</sub>. Le CaCO<sub>3</sub> peut entraîner une surestimation du pourcentage de matière organique. Le fait que le calcium suit les basses fréquences de la PAF à 550°C semble confirmer cette hypothèse. Afin d'éliminer les carbonates, il aurait fallu chauffer les échantillons de sédiments à 950°C durant 2 h (Heiri *et al.*, 2001).

#### *Unité n° 2 (4,5 à 1,5 ka cal BP)*

Vers 4 ka cal BP, la pessière ouverte occupant le site d'étude était plus dense que la pessière à lichens actuelle. L'aulne crispé (*Alnus alnobetula* subsp. *crispa* [Aiton] Raus) et le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa* Michx.) étaient fortement représentés. Le paysage s'est ouvert peu à peu à partir de 2,7 ka cal BP à cause de conditions climatiques plus froides et plus sèches. La détérioration climatique du Néoglaciale aurait entraîné une hausse de la fréquence des feux et, par conséquent, favorisé la régénération du pin gris (*Pinus banksiana* Lamb.), l'espèce arborescente la mieux adaptée à une fréquence des feux élevée, au détriment de l'épinette noire (*Picea mariana* [L.] B.S.P.) (Beaulieu-Audy, 2006, Despons & Payette, 1993, Lavoie & Richard, 2000, Richard, 1979). Par exemple, dans la région de Radisson, Ferland (2007) a mis en évidence une période de bas niveaux lacustres entre 3 et 2 ka cal BP et Lavoie & Arseneault (2001) ont observé une diminution des coléoptères aquatiques (*Dystiscidae*, *Hydrophilidae* et *Hydraenidae*) à compter de 2,6 ka cal BP.

L'ouverture graduelle du couvert forestier pourrait être à l'origine d'une période d'éolisation (Filion, 1983, 1984, Lacroix, 2011). De plus, en dépit du contexte climatique froid et sec, l'érosion hydrique a sûrement provoqué l'accumulation d'une quantité non négligeable de sédiments dans les zones profondes du lac (p. ex. lors de la fonte des neiges et d'évènements de pluie intense) (Sharma *et al.*, 1993, Sharma *et al.*, 1991). L'augmentation marquée du potassium, du calcium, du titane et du zirconium entre 2,5 et 1,5 ka cal BP laisse croire qu'un tel épisode érosif s'est produit. Comme nous l'avons expliqué plus haut, ces éléments chimiques reflètent la composition minéralogique de la sous-province géologique La Grande (Bandyayera *et al.*, 2010). Les indicateurs de la matière organique suggèrent également un accroissement du détritisme. La hausse du rapport C/N, passant de 15,2 à 17,97, révèle que les apports de matière organique allochtone, issue de la dégradation des plantes terrestres et de la matière organique des sols, ont cru (Meyers, 1994, Meyers & Ishiwatari, 1995). Ce n'est pas le cas des apports de matière organique autochtone (c.-à-d. synthétisée dans l'écosystème lacustre).

L'élévation de la PAF à 550°C, atteignant plus de 18,82 % en 1,81 ka cal BP, renforce cette hypothèse.

### *Unité n° 3 (450 à 2012 CE)*

Gennaretti *et al.* (2013, 2014) ont démontré qu'au cours du dernier millénaire, les incendies ont provoqué une ouverture progressive du couvert forestier et l'exclusion du sapin baumier (*Abies balsamea* [L.] Mill.), une espèce possédant une faible capacité de régénération post-feu (Gouvernement du Québec, 2014). De surcroît, ils ont prouvé que l'impact des feux sur les apports en DLG est d'autant plus important que leur sévérité. Il est donc possible que des incendies sévères aient occasionné une augmentation de l'érosion des sols (Heinselman & Wright Jr, 1973, Legleiter *et al.*, 2003, Meyer *et al.*, 2004, Soto *et al.*, 1995, Wondzell & King, 2003). Afin de tester cette hypothèse, nous avons confronté les dates de feux de Gennaretti *et al.* (*ibid.*) qui sont plus précises que les datations <sup>14</sup>C effectuées sur les macrorestes végétaux carbonisés aux données paléolimnologiques.

L'incendie de 1251 CE est le plus sévère des 1 000 dernières années ; il a sans doute brûlé la couche de matière organique et exposé les horizons minéraux. À cet égard, les indicateurs du détritisme, soit le silicium, le potassium, le calcium, le titane et le zirconium, ainsi que le C<sub>tot</sub> et le N<sub>tot</sub>, croissent entre 1251 et 1450 CE. Au cours de cette même période, le rapport C/N moyen égale 15,95, ce qui signifie que la matière organique s'accumulant dans les sédiments était essentiellement exogène (Meyers, 1994, Meyers & Ishiwatari, 1995). Par la suite, entre 1450 et 1600 CE, les éléments chimiques associés au détritisme, le C<sub>tot</sub> et le N<sub>tot</sub> décroissent. Le rétablissement du couvert forestier a probablement réduit la sensibilité des sols à l'érosion. Lorsqu'un feu survient, les arbustes se régénèrent après une dizaine d'années, alors que les lichens ont besoin d'environ 30 ans. Le rétablissement des arbres s'effectue sur une plus longue période, soit 80 à 100 ans (Lafleur *et al.*, 2002, Morneau & Payette, 1989). La baisse du C<sub>tot</sub> et du N<sub>tot</sub> pourrait aussi être attribuable aux conditions climatiques rigoureuses du PAG (Gajewski, 1988, 1993, Mann *et al.*, 2008). Le refroidissement du PAG pourrait avoir limité la productivité forestière. Des séries dendrochronologiques d'épinettes noires (*Picea mariana* [L.] B.S.P.) ont mis en évidence un ralentissement de la croissance des arbres au cours de cette période froide et sèche (Lavoie, 1990, Lavoie & Payette, 1991).



Les feux de 1623, 1674 et 1729 CE ont été moins sévères que celui de 1251 CE. Ils ont affecté les apports en DLG, mais n'ont pas causé d'interruptions majeures (Gennaretti *et al.*, 2013, 2014). La couche de matière organique n'a certes pas brûlé complètement ; elle a sûrement conservé une épaisseur appréciable. Les données paléolimnologiques suggèrent que ces événements s'étant produits dans un court laps de temps ont tout de même influencé la composition des sédiments. Une forte hausse du silicium, du potassium, du calcium, du titane et du zirconium a lieu entre 1623 et 1900 CE. Également, le  $C_{tot}$ , le  $N_{tot}$  et la PAF à 550°C s'accroissent considérablement, mais avec un léger décalage. Ce décalage n'est pas anormal vu les faibles taux de sédimentation et l'écart important entre la résolution des données géochimiques et de matière organique sédimentaire. Le rapport C/N ( $\bar{x} = 17,4$ ) connaît une augmentation sans précédent témoignant d'une concentration élevée de matière organique apportée par le bassin versant (Meyers, 1994, Meyers & Ishiwatari, 1995).

### **6.2.2 Revêtements d'oxydes de manganèse (MnO) et de fer (FeO)**

Les images acquises en TDM axiale montrent que les laminations du lac 18 résultent de processus post-dépositionnels (Annexe 2). Il s'agit de revêtements d'oxydes de manganèse (MnO) et de fer (FeO). Ce type de revêtements a notamment été observé au lac Champlain et Ontario à la frontière canado-américaine, Baïkal en Russie, Georges, Oneida et Michigan aux États-Unis ainsi que Windermere au Royaume-Uni. Ils sont généralement interprétés en tant que des périodes d'anoxie ou de forte sédimentation (Callender & Bowser, 1976, Cronan & Thomas, 1970, Gorham & Swaine, 1965, Granina *et al.*, 2010, Granina *et al.*, 2004). Les processus de dégradation de la matière organique à l'origine de leur formation sont complexes. Ils se succèdent le long d'un gradient vertical d'oxydoréduction (respiration aérobie, dénitrification, réduction du manganèse, réduction du fer, sulfonation et méthanogenèse). Dans le cours de ces réactions d'oxydoréduction, le manganèse et le fer sont réduits en ions  $Mn^{2+}$  et  $Fe^{2+}$ , puis libérés dans les eaux interstitielles. Ils peuvent alors diffuser vers la zone oxiqne et précipiter sous forme d'oxydes néoformés (Froelich *et al.*, 1979, Stumm & Morgan, 1996).

### 6.2.3 Qualité de l'archive sédimentaire

Le nombre de laminations détectées sur la séquence composite est de 17. Il ne s'agit donc pas de varves. Le lac 18 ne possède pas les caractéristiques nécessaires à la formation de varves. En effet, il appartient à un bassin versant ayant de faibles charges sédimentaires et son taux de sédimentation, compris entre 0,004 et 0,3 cm an<sup>-1</sup>, est insuffisant. De telles valeurs ne permettent pas d'élaborer des reconstitutions paléolimnologiques haute résolution parce qu'une couche de sédiments de 1 cm peut couvrir jusqu'à 245 ans. Aussi, les sédiments ont subi une certaine bioturbation, ce qui a pour effet d'accroître le transport des particules solides et la diffusion des fluides à l'interface eau-sédiments, la profondeur du front d'oxydoréduction ainsi que la vitesse des réactions chimiques (Aller, 1980, Fisher *et al.*, 1980, Matisoff, 1995). En bref, la mauvaise qualité de l'archive sédimentaire du lac 18 (faible résolution temporelle et remaniement biogénique) a rendu difficile l'interprétation des données paléolimnologiques et leur confrontation avec les reconstitutions de l'histoire des feux dérivées de la dendrochronologie et la pédoanthracologie.

Il aurait été préférable de choisir un lac faisant partie d'un bassin versant de grande taille, caractérisé par un couvert forestier encore plus ouvert et des taux de sédimentation élevés. Le recouvrement sédimentaire multiplie d'ailleurs le temps de persistance des DLG en les préservant de la décomposition par les microorganismes anaérobies (Arseneault *et al.*, 2007, Naiman *et al.*, 2002). De plus, un lac connaissant des périodes d'anoxie dans l'hypolimnion aurait été plus propice à la réalisation d'une étude paléolimnologique, car ces dernières limitent l'activité des organismes benthiques et, de ce fait, rendent possible la conservation des structures sédimentaires (Lamoureux & Gilbert, 2004, Larsen & MacDonald, 1993, Larsen *et al.*, 1998).



## 7 CONCLUSION

Ce mémoire a montré que les reconstitutions de l'histoire des feux basées sur la datation  $^{14}\text{C}$  de macrorestes végétaux carbonisés conservés dans les sols et l'interdatation d'arbres vivants et subfossiles peuvent livrer des résultats semblables. Les quelques différences observées entre ces deux méthodes sont principalement attribuables à des limites méthodologiques, à savoir le nombre peu important de datations  $^{14}\text{C}$  effectuées sur les pièces carbonisées et la marge d'erreur de ces dernières. En outre, les incendies n'influencent pas la production de macrorestes végétaux carbonisés et l'accumulation de DLG dans la zone littorale des lacs de la même manière. Par exemple, les feux légers peuvent générer des pièces carbonisées, mais ne pas affecter les apports en DLG.

La fréquence des feux de la forêt riveraine du lac 18 est demeurée stable jusqu'au début des années 1700 CE. Cela ne s'accorde pas avec les résultats d'Ali *et al.* (2009) et Hély *et al.* (2010b). Ces auteurs ont rapporté une diminution de la fréquence des feux au cours des 1 000 dernières années. De même, notre reconstitution de l'histoire des feux n'est pas compatible avec celles d'El Guellab (2012) et El Guellab *et al.* (2015) mettant en évidence une haute fréquence des feux durant l'OCM. Ce n'est pas le cas de la forêt riveraine du lac 18. Toutefois, nos résultats sont proches de ceux de Bergeron (1991), Bergeron & Archambault (1993) et Bergeron & Flannigan (1995). Ils ont constaté un allongement du cycle de feux à compter de 1850 CE. Cet asynchronisme n'est pas anormal, car l'activité des feux n'est pas seulement contrôlée par le climat régional. Des facteurs locaux (p. ex. la connectivité des massifs forestiers, l'abondance et la structure des combustibles et les conditions édaphiques) entrent en ligne de compte (Girardin *et al.*, 2006a, Payette & Gagnon, 1985).

Le résultat le plus intéressant est le fait que les incendies semblent accroître la vulnérabilité des sols à l'érosion. En effet, les indicateurs du détritisme, le  $C_{\text{tot}}$  et le  $N_{\text{tot}}$  augmentent pendant environ 175 ans à la suite du feu du 13<sup>e</sup> siècle. De leur côté, les incendies du 17<sup>e</sup> et du début du 18<sup>e</sup> siècle semblent avoir eu un impact cumulatif sur l'érosion des sols, même si ces derniers n'ont probablement pas brûlé entièrement la couche de matière organique. Aussi, lorsque les feux surviennent, le rapport C/N est toujours élevé, ce qui souligne la dominance des apports de matière organique issue du bassin versant. Il faut néanmoins être prudent avec ces interprétations, car le report des

dates de feux sur les données paléolimnologiques pourrait comporter de légères erreurs en raison de la faible résolution temporelle de l'archive sédimentaire et l'imprécision de son modèle d'âge (nombre limité de datations  $^{14}\text{C}$ ).

S'il y a une suite à ce projet, il faudrait améliorer la précision du modèle d'âge et resserrer l'intervalle de sous-échantillonnage pour faciliter la comparaison entre les données dendrochronologiques, pédoanthracologiques et paléolimnologiques. Il serait intéressant de reproduire ce genre d'étude dans un lac caractérisé par de forts taux de sédimentation ( $\geq 0,5 \text{ cm an}^{-1}$ ).



## 8 RÉFÉRENCES

- Ali AA, Carcaillet C & Bergeron Y (2009) Long-term fire frequency variability in the eastern Canadian boreal forest: The influences of climate vs. local factors. *Global Change Biology* 15(5):1230-1241.
- Allard M & Tremblay G (1983) Les processus d'érosion littorale périglaciaire de la région de Poste-de-la-Baleine et des îles Manitounuk sur la côte de la mer d'Hudson, Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie* 47:27-60.
- Aller RC (1980) Quantifying solute distributions in the bioturbated zone of marine sediments by defining an average microenvironment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44(12):1955-1965.
- Amiro BD, Cantin A, Flannigan MD & de Groot WJ (2009) Future emissions from Canadian boreal forest fires. *Canadian Journal of Forest Research* 39(2):383-395.
- Appleby PG (2001) Chronostratigraphic techniques in recent sediments. *Tracking environmental change using lake sediments*, Springer Netherlands. p 171-203.
- Appleby PG (2008) Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: A review. *The Holocene* 18(1):83-93.
- Appleby PG & Oldfield F (1983) The assessment of <sup>210</sup>Pb data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiologia* 103(1):29-35.
- Arno SF & Sneek KM (1977) *A method for determining fire history in coniferous forests of the mountain west*. Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Forest and Range Experiment Station. 28 p
- Arseneault D, Boucher É & Bouchon É (2007) Asynchronous forest-stream coupling in a fire-prone boreal landscape: Insights from woody debris. *Journal of Ecology* 95(4):789-801.
- Arseneault D, Dy B, Gennaretti F, Autin J & Begin Y (2013) Developing millennial tree ring chronologies in the fire-prone North American boreal forest. *Journal of Quaternary Science* 28(3):283-292.
- Auestad BH, Shumway RH, Tjøstheim D & Verosub KL (2008) Linear and nonlinear alignment of time series with applications to varve chronologies. *Environmetrics* 19(4):409-427.
- Bachelet D, Lenihan J, Neilson R, Drapek R & Kittel T (2005) Simulating the response of natural ecosystems and their fire regimes to climatic variability in Alaska. *Canadian Journal of Forest Research* 35(9):2244-2257.
- Balshi MS, McGuire AD, Duffy P, Flannigan MD, Walsh J & Melillo J (2009) Assessing the response of area burned to changing climate in western boreal North America

- using a Multivariate Adaptive Regression Splines (MARS) approach. *Global Change Biology* 15(3):578-600.
- Bandyayera D, Rhéaume P, Maurice C, Bédard É, Morin S & Edward WS (2010) *Synthèse géologique du secteur du réservoir Opinaca, Baie-James*. Gouvernement du Québec. 43 p
- Bard E, Raisbeck G, Yiou F & Jouzel J (2000) Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus B* 52(3):985-992.
- Bartlein PJ, Anderson KH, Anderson PM, Edwards ME, Mock CJ, Thompson RS, Webb RS, Webb T & Whitlock C (1998) Paleoclimate simulations for North America over the past 21,000 years: Features of the simulated climate and comparisons with paleoenvironmental data. *Quaternary Science Reviews* 17(6-7):549-585.
- Bauer E, Claussen M, Brovkin V & Huenerbein A (2003) Assessing climate forcings of the Earth system for the past millennium. *Geophysical Research Letters* 30(6):1-4.
- Beaulieu-Audy V (2006) *Reconstitution paléoécologique et dynamique de la végétation actuelle de trois tourbières dans la région de la rivière La Grande, Québec, Canada*. Maîtrise (Université du Québec à Montréal). 160 p
- Bégin Y & Marguerie D (2002) Characterization of tree macroremains production in a recently burned conifer forest in northern Québec, Canada. *Plant Ecology* 159(2):143-152.
- Bergeron Y (1991) The influence of island and mainland lakeshore landscapes on boreal forest fire regimes. *Ecology* 72(6):1980-1992.
- Bergeron Y & Archambault S (1993) Decreasing frequency of forest fires in the southern boreal zone of Québec and its relation to global warming since the end of the Little Ice Age. *The Holocene* 3(3):255-259.
- Bergeron Y, Cyr D, Drever CR, Flannigan MD, Gauthier S, Kneeshaw D, Lauzon È, Leduc A, Le Goff H & Lesieur D (2006) Past, current, and future fire frequencies in Quebec's commercial forests: Implications for the cumulative effects of harvesting and fire on age-class structure and natural disturbance-based management. *Canadian Journal of Forest Research* 36(11):2737-2744.
- Bergeron Y & Flannigan MD (1995) Predicting the effects of climate change on fire frequency in the southeastern Canadian boreal forest. *Water, Air, and Soil Pollution* 82(1-2):437-444.
- Bergeron Y & Leduc A (1998) Relationships between change in fire frequency and mortality due to spruce budworm outbreak in the southeastern Canadian boreal forest. *Journal of Vegetation Science* 9(4):492-500.
- Bilodeau G (1990) *Environnements postglaciaires de la Baie d'Hudson par l'analyse micropaléontologique*. Maîtrise (Université du Québec à Montréal). 118 p



- Birks HH (2001) Terrestrial, algal, and siliceous indicators. *Tracking environmental change using lake sediments*, Springer Netherlands. p 49-74.
- Boespflug X, Ross N, Long B & Dumais JF (1994) Tomodensitométrie axiale : Relation entre l'intensité tomographique et la densité de la matière. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31(2):426-434.
- Bond G, Kromer B, Beer J, Muscheler R, Evans MN, Showers W, Hoffmann S, Lotti-Bond R, Hajdas I & Bonani G (2001) Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294(5549):2130-2136.
- Boreux JJ, Naveau P, Guin O, Perreault L & Bernier J (2009) Extracting a common high frequency signal from Northern Quebec black spruce tree-rings with a Bayesian hierarchical model. *Climate of the Past* 5(4):607-613.
- Boucher É, Ouarda TBMJ, Bégin Y & Nicault A (2011) Spring flood reconstruction from continuous and discrete tree ring series. *Water Resources Research* 47(7):W07516.
- Bradley RS (2000) Past global changes and their significance for the future. *Quaternary Science Reviews* 19(1-5):391-402.
- Bradley RS (2014) *Paleoclimatology: Reconstructing climates of the Quaternary*. Academic Press. 696 p
- Briffa KR, Jones PD, Schweingruber FH & Osborn TJ (1998) Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature* 393(6684):450-455.
- Callender E & Bowser CJ (1976) Freshwater ferromanganese deposits. *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*, Elsevier. p 341-394.
- Carcaillet C, Bergeron Y, Richard PJH, Fréchette B, Gauthier S & Prairie YT (2001a) Change of fire frequency in the eastern Canadian boreal forests during the Holocene: Does vegetation composition or climate trigger the fire regime? *Journal of Ecology* 89(6):930-946.
- Carcaillet C, Bouvier M, Fréchette B, Larouche AC & Richard PJH (2001b) Comparison of pollen-slide and sieving methods in lacustrine charcoal analyses for local and regional fire history. *The Holocene* 11(4):467-476.
- Carcaillet C, Richard PJH, Asnong H, Capece L & Bergeron Y (2006) Fire and soil erosion history in East Canadian boreal and temperate forests. *Quaternary Science Reviews* 25(13-14):1489-1500.
- Centre St-Laurent & MEQ. (1992) *Guide méthodologique de caractérisation des sédiments*. Environnement Canada. 160 p
- Clark JS (1988) Particle motion and the theory of charcoal analysis: Source area, transport, deposition, and sampling. *Quaternary Research* 30(1):67-80.

- Cohen AS (2003) *Paleolimnology: The history and evolution of lake systems*. Oxford University Press. 528 p
- Comité d'experts sur la prospection pédologique (2002) *Le système Canadien de classification des sols*. Publication 1646. 170 p
- Consortium Ouranos (2010) *S'adapter aux changements climatiques*. [http://www.ouranos.ca/fr/pdf/ouranos\\_sadapterauxcc\\_fr.pdf](http://www.ouranos.ca/fr/pdf/ouranos_sadapterauxcc_fr.pdf) (Consulté le 22 novembre 2013)
- Cronan DS & Thomas RL (1970) Ferromanganese concretions in Lake Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 7(5):1346-1349.
- Croudace IW, Rindby A & Rothwell RG (2006) ITRAX: Description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications* 267(1):51-63.
- Cuven S, Francus P, Crémer FJ & Bérubé F (2015) Optimization of Itrax Core Scanner protocols for the micro x-ray fluorescence analysis of finely laminated sediment: A case study of lacustrine varved sediment from the High Arctic. *Micro-XRF studies of sediment cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*, Springer Netherlands. p 279-303.
- Cuven S, Francus P & Lamoureux SF (2010) Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology* 44(3):803-817.
- Dai A (2011) Drought under global warming: A review. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2(1):45-65.
- Dale VH, Joyce LA, McNulty S, Neilson RP, Ayres MP, Flannigan MD, Hanson PJ, Irland LC, Lugo AE, Peterson CJ, Simberloff D, Swanson FJ, Stocks BJ & Wotton BM (2001) Climate change and forest disturbances: Climate change can affect forests by altering the frequency, intensity, duration, and timing of fire, drought, introduced species, insect and pathogen outbreaks, hurricanes, windstorms, ice storms, or landslides. *BioScience* 51(9):723-734.
- Dansereau P-R & Bergeron Y (1993) Fire history in the southern boreal forest of northwestern Quebec. *Canadian Journal of Forest Research* 23(1):25-32.
- Davis MB, Spear RW & Shane LCK (1980) Holocene climate of New England. *Quaternary Research* 14(2):240-250.
- De Geer G (1912) Geochronologie der letzten 12000 Jahre. *Geologische Rundschau* 3(7):457-471.
- de Groot WJ, Flannigan MD & Cantin AS (2013) Climate change impacts on future boreal fire regimes. *Forest Ecology and Management* 294:35-44.

- Dean WE, Bradbury JP, Anderson RY & Barnosky CW (1984) The Variability of Holocene Climate Change: Evidence from Varved Lake Sediments. *Science* 226(4679):1191-1194.
- Denton GH & Karlén W (1977) Holocene glacial and tree-line variations in the White River Valley and Skolai Pass, Alaska and Yukon Territory. *Quaternary Research* 7(1):63-111.
- Despons M & Payette S (1993) The Holocene dynamics of jack pine at its northern range limit in Québec. *Journal of Ecology* 81(4):719-727.
- Dunwiddie PW (1987) Macrofossil and pollen representation of coniferous trees in modern sediments from Washington. *Ecology* 68(1):1-11.
- Durack PJ, Wijffels SE & Matear RJ (2012) Ocean salinities reveal strong global water cycle intensification during 1950 to 2000. *Science* 336(6080):455-458.
- Dyke AS (2004) An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Quaternary glaciations: extent and chronology* 2:373-424.
- Dyke AS & Prest VK (1987) Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 41(2):237-263.
- Eddy JA (1976) The Maunder Minimum. *Science* 192(4245):1189-1202.
- El Guellab A (2012) *Variations du régime des feux en réponse aux changements climatiques holocènes à la limite nordique de la forêt commerciale au Québec*. Maîtrise (Université du Québec à Montréal). 50 p
- El Guellab A, Asselin H, Gauthier S, Bergeron Y & Ali AA (2015) Holocene variations of wildfire occurrence as a guide for sustainable management of the northeastern Canadian boreal forest. *Forest Ecosystems* 2(1):1-7.
- ESRI (2009) *Natural Neighbor Interpolation*. <http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/index.cfm?TopicName=Natural%20Neighbor%20Interpolation> (Consulté le 24 juillet 2013)
- Ferland ME (2007) *Végétation et changements hydrologiques postglaciaires dans la région de LG2 (Jamésie), par l'étude des sédiments d'un lac*. Maîtrise (Université de Montréal). 161 p
- Filion L (1983) *Dynamique holocène des systèmes éoliens et signification paléoclimatique (Québec nordique)*. Doctorat (Université Laval). 120 p
- Filion L (1984) A relationship between dunes, fire and climate recorded in the Holocene deposits of Quebec. *Nature* 309(5968):543-546.
- Fisher JB, Lick WJ, McCall PL & Robbins JA (1980) Vertical mixing of lake sediments by tubificid oligochaetes. *Journal of Geophysical Research: ocean* 85(C7):3997-4006.

- Flannigan MD, Logan KA, Amiro BD, Skinner WR & Stocks BJ (2005) Future area burned in Canada. *Climatic Change* 72(1-2):1-16.
- Forget E, Drever R & Lorenzetti F (2003) *Changements climatiques : Impacts sur les forêts québécoises (Revue de littérature)*. Institut Québécois d'Aménagement de la Forêt Feuillue. 57 p
- Fortin D, Nicault A, Francus P, Bégin Y, Perreault L, Arsenault D, Bégin C, Savard MM, Marion J & Guiot J (2011) Hydrological reconstruction from tree rings and varved lake sediments. *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Francus P & Cosby CA (2001) Sub-sampling unconsolidated sediments: A solution for the preparation of undisturbed thin-sections from clay-rich sediments. *Journal of Paleolimnology* 26(3):323-326.
- Frelich LE (2002) *Forest dynamics and disturbance regimes: Studies from temperate evergreen-deciduous forests*. Cambridge University Press. 280 p
- Fritts HC (1971) Dendroclimatology and dendroecology. *Quaternary Research* 1(4):419-449.
- Fritts HC (1976) *Tree rings and climate*. Academic Press. 567 p
- Froelich PN, Klinkhammer GP, Bender ML, Luedtke NA, Heath GR, Cullen D, Dauphin P, Hammond D, Hartman B & Maynard V (1979) Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: Suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43(7):1075-1090.
- Gajewski K (1988) Late holocene climate changes in eastern North America estimated from pollen data. *Quaternary Research* 29(3):255-262.
- Gajewski K (1993) The role of paleoecology in the study of global climatic change. *Review of Palaeobotany and Palynology* 79(1-2):141-151.
- Gauthier S, Leduc A, Harvey B, Bergeron Y & Drapeau P (2001) Les perturbations naturelles et la diversité écosystémique. *Naturaliste Canadien* 125(3):10-17.
- Gauthier S, Vaillancourt M-A, Leduc A, De Granpré L, Kneeshaw D, Morin H, Drapeau P & Bergeron Y (2008) *Aménagement écosystémique en forêt boréale*. Presses de l'Université du Québec. 569 p
- Gavin DG (2006) Estimation of inbuilt age in radiocarbon ages of soil charcoal for fire history studies. *Radiocarbon* 43(1):27-44.
- Gavin DG, Hu FS, Lertzman K & Corbett P (2006) Weak climatic control of stand-scale fire history during late Holocene. *Ecology* 87(7):1722-1732.
- Gedye SJ, Jones RT, Tinner W, Ammann B & Oldfield F (2000) The use of mineral magnetism in the reconstruction of fire history: A case study from Lago di Origlio, Swiss Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 164(1-4):101-110.

- Gennaretti F, Arseneault D & Bégin Y (2013) Millennial stocks and fluxes of large woody debris in lakes of the North American taiga. *Journal of Ecology* (102):367-380.
- Gennaretti F, Arseneault D & Bégin Y (2014) Millennial disturbance-driven forest stand dynamics in the Eastern Canadian taiga reconstructed from subfossil logs. *Journal of Ecology* 102(6):1612-1622.
- Gillett NP, Weaver AJ, Zwiers FW & Flannigan MD (2004) Detecting the effect of climate change on Canadian forest fires. *Geophysical Research Letters* 31(18):L18211.
- Girardin MP, Bergeron Y, Tardif JC, Gauthier S, Flannigan MD & Mudelsee M (2006a) A 229-year dendroclimatic-inferred record of forest fire activity for the Boreal Shield of Canada. *International Journal of Wildland Fire* 15(3):375-388.
- Girardin MP & Mudelsee M (2008) Past and future changes in Canadian boreal wildfire activity. *Ecological Applications* 18(2):391-406.
- Girardin MP, Tardif JC, Flannigan MD & Bergeron Y (2004a) Multicentury reconstruction of the Canadian Drought Code from eastern Canada and its relationship with paleoclimatic indices of atmospheric circulation. *Climate Dynamics* 23(2):99-115.
- Girardin MP, Tardif JC, Flannigan MD & Bergeron Y (2006b) Synoptic-scale atmospheric circulation and boreal Canada summer drought variability of the past three centuries. *Journal of Climate* 19(10):1922-1947.
- Girardin MP, Tardif JC, Flannigan MD, Wotton BM & Bergeron Y (2004b) Trends and periodicities in the Canadian Drought Code and their relationships with atmospheric circulation for the southern Canadian boreal forest. *Canadian Journal of Forest Research* 34(1):103-119.
- Gorham E & Swaine DJ (1965) The influence of oxidizing and reducing conditions upon the distribution of some elements in lake sediment. *Limnology and Oceanography* 10(2):268-279.
- Gouvernement du Canada (2014) *Normales et moyennes climatiques de 1971-2000*. [http://climat.meteo.gc.ca/climate\\_normals/index\\_f.html](http://climat.meteo.gc.ca/climate_normals/index_f.html) - 1971 (Consulté le 22 mars 2012)
- Gouvernement du Québec (2014) *Le guide sylvicole du Québec*. <http://www2.publicationsduquebec.gouv.qc.ca/essences/index.php> (Consulté le 18 août 2015)
- Granina L, Mats VD & Phedorin MA (2010) Iron-manganese formations in the Baikal region. *Russian Geology and Geophysics* 51(6):650-660.
- Granina L, Müller B & Wehrli B (2004) Origin and dynamics of Fe and Mn sedimentary layers in Lake Baikal. *Chemical Geology* 205(1):55-72.
- Grissino-Mayer HD (2016) *Principles of dendrochronology*. <http://web.utk.edu/~grissino/principles.htm> (Consulté le 28 décembre 2015)

- Grove JM & Switsur R (1994) Glacial geological evidence for the medieval warm period. *Climatic Change* 26(2):143-169.
- Hakanson L (1984) Sediment sampling in different aquatic environments: Statistical aspects. *Water Resources Research* 20(1):41-46.
- Hammer CU, Clausen HB & Dansgaard W (1980) Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. *Nature* 288(5788):230-235.
- Hardy L (1977) La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. *Géographie physique et Quaternaire* 31(3-4):261-273.
- Hardy L (1982) La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire* 36(1-2):51-61.
- Hathaway DH, Wilson RM & Reichmann EJ (1994) The shape of the sunspot cycle. *Solar Physics* 151(1):177-190.
- Heinselman ML (1973) Fire in the virgin forests of the Boundary Waters Canoe Area, Minnesota. *Quaternary Research* 3(3):329-382.
- Heinselman ML & Wright Jr HE (1973) The ecological role of fire in natural conifer forests of western and northern North America. *Quaternary Research* 3(3):317-318.
- Heiri O, Lotter AF & Lemcke G (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: Reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25(1):101-110.
- Hély C, Bergeron Y & Flannigan MD (2000) Effects of stand composition on fire hazard in mixed-wood Canadian boreal forest. *Journal of Vegetation Science* 11(6):813-824.
- Hély C, Fortin CMJ, Anderson KR & Bergeron Y (2010a) Landscape composition influences local pattern of fire size in the eastern Canadian boreal forest: Role of weather and landscape mosaic on fire size distribution in mixedwood boreal forest using the prescribed fire analysis system. *International Journal of Wildland Fire* 19(8):1099-1109.
- Hély C, Girardin MP, Ali AA, Carcaillet C, Brewer S & Bergeron Y (2010b) Eastern boreal North American wildfire risk of the past 7000 years: A model-data comparison. *Geophysical Research Letters* 37(14):L14709.
- Henry JD & Swan JMA (1974) Reconstructing forest history from live and dead plant material : An approach to the study of forest succession in southwest New Hampshire. *Ecology* 55(4):772-783.
- Hillaire-Marcel C (1976) La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. *Cahiers de géographie du Québec* 20(50):185-220.

- Hillaire-Marcel C (1980) *Les mers post-glaciaires du Québec : Quelques aspects*. Doctorat (Université Pierre et Marie Curie, Paris). 293 p
- Hillaire-Marcel C, Occhietti S & Vincent J-S (1981) Sakami moraine, Quebec: A 500-km-long moraine without climatic control. *Geology* 9(5):210-214.
- Hoyt DV & Schatten KH (1998) Group sunspot numbers: A new solar activity reconstruction. *Solar Physics* 179(1):189-219.
- Hu FS, Slawinski D, Wright HE, Ito E, Johnson RG, Kelts KR, McEwan RF & Boedigheimer A (1999) Abrupt changes in North American climate during early Holocene times. *Nature* 400(6743):437-440.
- Johnson EA & Gutsell SL (1994) Fire frequency models, methods and interpretations. *Advances in Ecological Research* 25(239-287).
- Jouve G (2013) *Caractérisation microsédimentologique et géochimique des sédiments lacustres de la Laguna Potrok Aike, dans la province de Santa Cruz en Patagonie : Implications paléoenvironnementales et paléoclimatiques*. Doctorat (Institut national de la recherche scientifique). 202 p
- Laberge Pelletier C (2007) *L'environnement des éricacées des forêt de l'est du Québec*. Maîtrise (Université Laval, Québec). 99 p
- Lacroix C (2011) *Chronologie holocène des feux de forêt et dynamique éolienne pour le secteur de Radisson, Québec nordique*. Maîtrise (Université Laval). 91 p
- Lafleur B, Bradley R & Francoeur A (2002) Soil modifications created by ants along a post-fire chronosequence in lichen-spruce woodland. *Écoscience* 9(1):63-73.
- Lajeunesse P (2008) Early Holocene deglaciation of the eastern coast of Hudson Bay. *Geomorphology* 99(1-4):341-352.
- Lamoureux SF & Gilbert R (2004) Physical and chemical properties and proxies of high latitude lake sediments. *Long-term environmental change in Arctic and Antarctic lakes*, Springer Netherlands. p 53-87.
- Langway CC, Osada K, Clausen HB, Hammer CU & Shoji H (1995) A 10-century comparison of prominent bipolar volcanic events in ice cores. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 100(D8):16241-16247.
- Larsen CPS & MacDonald GM (1993) Lake morphometry, sediment mixing and the selection of sites for fine resolution palaeoecological studies. *Quaternary Science Reviews* 12(9):781-792.
- Larsen CPS, Pienitz R, Smol JP, Moser KA, Cumming BF, Blais JM, Macdonald GM & Hall RI (1998) Relations between lake morphometry and the presence of laminated lake sediments: A re-examination of Larsen and Macdonald (1993). *Quaternary Science Reviews* 17(8):711-717.

- Lasserre F & Descroix L (2011) *Eaux et territoires : Tension, coopérations et géopolitique de l'eau*. Presses de l'Université du Québec. 490 p
- Last WM & Smol JP (2001) *Tracking environmental change using lake sediments: Basin analysis, coring, and chronological techniques*. Kluwer Academic. 548 p
- Lavoie C (1990) *Impact des changements climatiques séculaires sur les formes de croissance de l'épinette noire au Québec subarctique*. Maîtrise (Université Laval). 64 p
- Lavoie C & Arseneault D (2001) Late Holocene climate of the James Bay area, Quebec, Canada, reconstructed using fossil beetles. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 33(1):13-18.
- Lavoie C & Payette S (1991) Les formes de croissance de l'épinette noire et les changements climatiques séculaires. *L'arbre, biologie et développement*, Naturalia Monspeliensia. p 221-227.
- Lavoie M & Richard PJH (2000) Postglacial water-level changes of a small lake in southern Québec, Canada. *The Holocene* 10(5):621-634.
- Le Goff H, Flannigan MD & Bergeron Y (2009) Potential changes in monthly fire risk in the eastern Canadian boreal forest under future climate change. *Canadian Journal of Forest Research* 39(12):2369-2380.
- Le Goff H, Flannigan MD, Bergeron Y & Girardin MP (2007) Historical fire regime shifts related to climate teleconnections in the Waswanipi area, central Quebec, Canada. *International Journal of Wildland Fire* 16(5):607-618.
- Le Goff H & Sirois L (2004) Black spruce and jack pine dynamics simulated under varying fire cycles in the northern boreal forest of Quebec, Canada. *Canadian Journal of Forest Research* 34(12):2399-2409.
- Legleiter CJ, Lawrence RL, Fonstad MA, W. AM & Aspinall R (2003) Fluvial response a decade after wildfire in the northern Yellowstone ecosystem: A spatially explicit analysis. *Geomorphology* 54(3-4):119-136.
- Lévesque AJ, Mayle FE, Walker IR & Cwynar LC (1993) A previously unrecognized late-glacial cold event in eastern North America. *Nature* 361(6413):623-626.
- Li C (2002) Estimation of fire frequency and fire cycle: A computational perspective. *Ecological Modelling* 154(1):103-120.
- Libby WF, Anderson EC & Arnold JR (1949) Age determination by radiocarbon content: World-wide assay of natural radiocarbon. *Science* 109(2827):227-228.
- Likens GE (2010) *Lake ecosystem ecology: A global perspective*. Academic Press. 463 p



- Locat J, Ballivy G & Lefebvre G (1984) Notes sur la minéralogie des sédiments fins du lac Ojibway, en particulier ceux de la région de Matagami, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 38(1):49-57.
- Luthi D, Le Floch M, Bereiter B, Blunier T, Barnola J, Siegenthaler U, Raynaud D, Jouzel J, Fischer H, Kawamura K & Stocker TF (2008) High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature* 453(7193):379-382.
- MacDonald GM, Larsen CPS, Szeicz JM & Moser KA (1991) The reconstruction of boreal forest fire history from lake sediments: A comparison of charcoal, pollen, sedimentological, and geochemical indices. *Quaternary Science Reviews* 10(1):53-71.
- Magnan G, Lavoie M & Payette S (2012) Impact of fire on long-term vegetation dynamics of ombrotrophic peatlands in northwestern Québec, Canada. *Quaternary Research* 77(1):110-121.
- Mann ME, Bradley RS & Hughes MK (1999) Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties and limitations. *Geophysical Research Letters* 26(6):759-762.
- Mann ME, Zhang Z, Hughes MK, Bradley RS, Miller SK, Rutherford S & Ni F (2008) Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105(36):13252-13257.
- Matisoff G (1995) Effects of bioturbation on solute and particle transport in sediments. *Metal contaminated aquatic sediments*, Ann Arbor Press. p 201-272.
- Merrill DF & Alexander ME (1987) *Glossary of forest fire management terms*. National Research Council of Canada. 91 p
- Meyer VF, Redente EF, Barbarick KA, Brobst RB, Paschke MW & Miller AL (2004) Plant and soil responses to biosolids application following forest fire. *Journal of Environmental Quality* 33(3):873-881.
- Meyers PA (1994) Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114(3-4):289-302.
- Meyers PA & Ishiwatari R (1995) Organic matter accumulation records in lake sediments. *Physics and chemistry of lakes*, Springer Berlin Heidelberg. p 279-328.
- MFFPQ (2012) *Glossaire forestier*. <http://glossaire-forestier.mffp.gouv.qc.ca/liste.aspx> (Consulté le 6 mars 2014)
- Millspaugh SH & Whitlock C (1995) A 750-year fire history based on lake sediment records in central Yellowstone National Park, USA. *The Holocene* 5(3):283-292.

- Morneau C & Payette S (1989) Postfire lichen-spruce woodland recovery at the limit of the boreal forest in northern Quebec. *Canadian Journal of Botany* 67(9):2770-2782.
- MRNFQ (2013a) *Cartes minières*. <https://www.mrn.gouv.qc.ca/mines/publications/publications-cartes.jsp> (Consulté le 16 mars 2014)
- MRNFQ (2013b) *Les barrages hydroélectriques au Québec*. <http://www.mrn.gouv.qc.ca/energie/hydroelectricite/barrages.jsp> (Consulté le 27 septembre 2014)
- Naiman RJ, Balian EV, Bartz KK, Bilby RE & Latterell JJ (2002) Dead wood dynamics in stream ecosystems. *Proceedings of the symposium on the ecology and management of dead Wood in western forests*. p 23-48.
- Naulier M, Savard MM, Bégin C, Marion J, Arseneault D & Bégin Y (2014) Carbon and oxygen isotopes of lakeshore black spruce trees in northeastern Canada as proxies for climatic reconstruction. *Chemical Geology* 374-375:37-43.
- O'Sullivan PE (1983) Annually-laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes: A review. *Quaternary Science Reviews* 1(4):245-313.
- Ohlson M & Tryterud E (2000) Interpretation of the charcoal record in forest soils: Forest fires and their production and deposition of macroscopic charcoal. *The Holocene* 10(4):519-525.
- Ojala AEK, Francus P, Zolitschka B, Besonen M & Lamoureux SF (2012) Characteristics of sedimentary varve chronologies: A review. *Quaternary Science Reviews* 43:45-60.
- Oldfield F & Appleby PG (1984) A combined radiometric and mineral magnetic approach to recent geochronology in lakes affected by catchment disturbance and sediment redistribution. *Chemical Geology* 44(1-3):67-83.
- Oris F, Asselin H, Ali AA, Finsinger W & Bergeron Y (2013) Effect of increased fire activity on global warming in the boreal forest. *Environmental Reviews* 22(3):206-219.
- PAGES 2k consortium (2013) Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nature Geoscience* 6(5):339-346.
- Payette S & Filion L (2010) *La dendroécologie : Principes, méthodes et applications*. Presses de l'Université Laval. 772 p
- Payette S & Gagnon R (1985) Late Holocene deforestation and tree regeneration in the forest-tundra of Quebec. *Nature* 313(6003):570-572.
- Payette S, Morneau C, Sirois L & Despons M (1989) Recent fire history of the northern Quebec biomes. *Ecology* 70(3):656-673.

- Payette S & Rochefort L (2001) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Presses de l'Université Laval. 644 p
- Peel MC, Finlayson BL & McMahon TA (2007) Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences* 11(5):1633-1644.
- Porter SC (1986) Pattern and forcing of Northern Hemisphere glacier variations during the last millennium. *Quaternary Research* 26(1):27-48.
- Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Ramsey CB, Buck CE, Burr GS & Edwards RL (2009) *IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP*. <https://journals.uair.arizona.edu/index.php/radiocarbon/article/view/3569> (Consulté le 12 octobre 2013)
- Richard PJH (1979) Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation du nord-est de la Jamésie, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 33(1):93-112.
- Ricklefs RE & Miller GL (1999) *Ecology*. W. H. Freeman and Company. 833 p
- Riou-Niver P (2001) *Les résineux : Connaissance et reconnaissance*. Institut pour le développement forestier. 256 p
- Ritchie JC, Cwynar LC & Spear RW (1983) Evidence from north-west Canada for an early Holocene Milankovitch thermal maximum. *Nature* 305(5930):126-128.
- RNC (2014a) *Comportement des feux*. <http://www.rncan.gc.ca/forets/feux/13146> (Consulté le 17 octobre 2014)
- RNC (2014b) *Ressources forestières : Glossaire*. <http://scf.rncan.gc.ca/termes/category/11> (Consulté le 21 octobre 2014)
- RNC (2016) *Les zones sismiques de l'Est du Canada*. <http://www.seismescanada.rncan.gc.ca/zones/eastcan-fr.php> (Consulté le 4 octobre 2015)
- Röhrig R & Scharf BW (2006) An alternative embedding method for thin section preparation of lake sediments. *Journal of Paleolimnology* 35(1):207-209.
- Rothwell RG, Hoogakker B, Thomson J, Croudace IW & Frenz M (2006) Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (Western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1-3: An application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications* 267(1):79-98.
- Rothwell RG & Rack FR (2006) New techniques in sediment core analysis: An introduction. *Geological Society, London, Special Publications* 267(1):1-29.

- Rubel F & Kottek M (2010) Observed and projected climate shifts 1901-2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorologische Zeitschrift* 19(2):135-141.
- Sander PM & Gee CT (1990) Fossil charcoal: Techniques and applications. *Review of Palaeobotany and Palynology* 63(3):269-279.
- Savard MM, Bégin C, Marion J, Arseneault D & Bégin Y (2012) Evaluating the integrity of C and O isotopes in sub-fossil wood from boreal lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 348-349(0):21-31.
- Schweingruber FH (1988) *Tree rings: Basics and applications of dendrochronology*. Springer. 276 p
- Schweingruber FH, Eckstein D, Bachet S & Bräker OU (1990) Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology. *Dendrochronologia* 8:9-38.
- Sear CB, Kelly PM, Jones PD & Goodess CM (1987) Global surface-temperature responses to major volcanic eruptions. *Nature* 330(6146):365-367.
- Seidov D, Haupt BJ & Maslin MA (2001) *The oceans and rapid climate change: Past, present, and future*. American Geophysical Union. 293 p
- Serreze MC & Barry RG (2011) Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global and Planetary Change* 77(1-2):85-96.
- Sharma PP, Gupta SC & Foster GR (1993) Predicting soil detachment by raindrops. *Soil Science Society of America Journal* 57(3):674-680.
- Sharma PP, Gupta SC & Rawls WJ (1991) Soil detachment by single raindrops of varying kinetic energy. *Soil Science Society of America Journal* 55(2):301-307.
- Shaw G (2007) *Radioactivity in the terrestrial environment*. Elsevier. 293 p
- Sheffield J & Wood EF (2007) Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario, IPCC AR4 simulations. *Climate Dynamics* 31(1):79-105.
- Sheppard PR (2010) Dendroclimatology: Extracting climate from trees. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 1(3):343-352.
- Shuman B, Bartlein PJ & Webb T (2005) The magnitudes of millennial- and orbital-scale climatic change in eastern North America during the Late Quaternary. *Quaternary Science Reviews* 24(20-21):2194-2206.
- Snover AK, Hamlet AF & Lettenmaier DP (2003) Climate change scenarios for water planning studies: Pilot applications in the Pacific Northwest. *Bulletin of the American Meteorological Society* 84(11):1513-1518.

- Soto B, Basanta R, Perez R & Diaz-Fierros F (1995) An experimental study of the influence of traditional slash-and-burn practices on soil erosion. *CATENA* 24(1):13-23.
- Steward TP & White PS (1986) *The ecology of natural disturbance and patch dynamics*. Academic Press. 472 p
- Stocker TF, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V & Midgley PM (2013) *Climate change 2013: The physical science basis*. Cambridge University Press. 1535 p
- Stocks BJ, Fosberg MA, Lynham TJ, Mearns L, Wotton BM, Yang Q, Jin JZ, Lawrence K, Hartley GR, Mason JA & McKenney DW (1998) Climate change and forest fire potential in Russian and Canadian boreal forests. *Climatic Change* 38(1):1-13.
- Stott PA, Jones GS & Mitchell JFB (2003) Do models underestimate the solar contribution to recent climate change? *Journal of Climate* 16(24):4079-4093.
- Stuiver M, Reimer PJ & Braziunas TF (2006) High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon* 40(3):1127-1151.
- Stumm W & Morgan JJ (1996) *Chemical equilibria and rates in natural waters*. Wiley-Interscience. 1162 p
- Talon B, Payette S, Filion L & Delwaide A (2005) Reconstruction of the long-term fire history of an old-growth deciduous forest in Southern Québec, Canada, from charred wood in mineral soils. *Quaternary Research* 64(1):36-43.
- Thinon M (1992) *L'analyse pédoanthracologique: Aspects méthodologiques et applications*. Doctorat (Université Aix-Marseille, Marseille). 272 p
- Tomkins JD, Antoniades D, Lamoureux SF & Vincent WF (2008) A simple and effective method for preserving the sediment-water interface of sediment cores during transport. *Journal of Paleolimnology* 40(1):577-582.
- Tripati AK, Roberts CD & Eagle RA (2009) Coupling of CO<sub>2</sub> and ice sheet stability over major climate transitions of the last 20 million years. *Science* 326(5958):1394-1397.
- Tylmann W, Szpakowska K, Ohlendorf C, Woszczyk M & Zolitschka B (2012) Conditions for deposition of annually laminated sediments in small meromictic lakes: A case study of Lake Suminko (Northern Poland). *Journal of Paleolimnology* 47(1):55-70.
- Tymstra C, Flannigan MD, Armitage OB & Logan K (2007) Impact of climate change on area burned in Alberta's boreal forest. *International Journal of Wildland Fire* 16(2):153-160.
- Veillette JJ (1994) Evolution and paleohydrology of glacial Lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews* 13(9):945-971.

- Viau AE & Gajewski K (2009) Reconstructing Millennial-Scale, Regional Paleoclimates of Boreal Canada during the Holocene. *Journal of Climate* 22(2):316-330.
- Viau AE, Gajewski K, Sawada MC & Fines P (2006) Millennial - scale temperature variations in North America during the Holocene. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111(9):1-12.
- Viau AE, Ladd M & Gajewski K (2012) The climate of North America during the past 2000 years reconstructed from pollen data. *Global and Planetary Change* 84-85:75-83.
- Vincent J-S (1989) Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien. *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, Commission géologique du Canada, Vol Géologie du Canada no. 1. p 266-295.
- Wahl ER, Diaz HF & Ohlwein C (2012) A pollen-based reconstruction of summer temperature in central North America and implications for circulation patterns during medieval times. *Global and Planetary Change* 84-85:66-74.
- Walsh MK, Whitlock C & Bartlein PJ (2008) A 14,300-year-long record of fire-vegetation-climate linkages at Battle Ground Lake, southwestern Washington. *Quaternary Research* 70(2):251-264.
- Wanner H, Beer J, Bütikofer J, Crowley TJ, Cubasch U, Flückiger J, Goosse H, Grosjean M, Joos F, Kaplan JO, Küttel M, Müller SA, Prentice IC, Solomina O, Stocker TF, Tarasov P, Wagner M & Widmann M (2008) Mid- to late Holocene climate change: An overview. *Quaternary Science Reviews* 27(19-20):1791-1828.
- Webb T (1977) Dendroclimatology. *Science* 197(4301):361-362.
- Webb T, Ruddiman WF, Street-Perrott FA, Markgraf V, Kutzbach JE, Bartlein PJ & Prell WL (1993) Climatic changes during the past 18,000 years: Regional syntheses, mechanisms, and causes. *Global climates since the last glacial maximum*, University of Minnesota Press. p 514-535.
- Wondzell SM & King JG (2003) Postfire erosional processes in the Pacific Northwest and Rocky Mountain regions. *Forest Ecology and Management* 178(1-2):75-87.
- Wotton BM & Flannigan MD (1993) Length of the fire season in a changing climate. *The Forestry Chronicle* 69(2):187-192.
- Zackrisson O, Nilsson M-C & Wardle DA (1996) Key ecological function of charcoal from wildfire in the boreal forest. *Oikos* 77:10-19.
- Zielinski GA, Mayewski PA, Meeker LD, Whitlow S, Twickler MS, Morrison M, Meese DA, Gow AJ & Alley RB (1994) Record of volcanism since 7000 B.C. from the GISP2 Greenland ice core and implications for the volcano-climate system. *Science* 264(5161):948-952.



## 9 ANNEXES

Annexe 1 Datations  $^{14}\text{C}$  effectuées sur les macrorestes végétaux carbonisés et données paléolimnologiques (activités des radio-isotopes de courte période [ $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  et  $^{137}\text{Cs}$ ], datations  $^{14}\text{C}$  effectuées sur les échantillons de sédiments, photographies des lames minces, intensité tomographique,  $C_{\text{tot}}$ ,  $N_{\text{tot}}$ , rapport C/N, PAF à 550°C et données  $\mu\text{XRF}$ )

Annexe 2 Intensité tomographique de la carotte 1B en plan longitudinal nord-sud et est-ouest avec image tomodensitométrie en arrière-plan

