

Université de Montréal

**Reconstitution des taux récents d'accumulation de carbone  
et des conditions paléoécologiques de la tourbière boréale**

**Degerö Stormyr, Suède**

par

Marialejandra Mujica

Département de géographie

Faculté des arts et des sciences

Mémoire présenté à la Faculté des arts et des sciences  
en vue de l'obtention du grade de Maîtrise ès sciences (M. Sc.)  
en Géographie

Septembre, 2016

© Marialejandra Mujica, 2016

## Résumé

Dans l'éventualité où l'important réservoir de carbone que représentent les tourbières venait à être déstabilisé, les impacts sur le climat planétaire pourraient être majeurs. Pourtant, les facteurs influençant les taux d'accumulation de carbone à l'échelle décennale et centennale dans les tourbières n'ont pas clairement été déterminés et les dynamiques passées et contemporaines en matière d'accumulation de carbone ont rarement été comparées pour le même site d'étude. Ce projet visait à (1) reconstruire à l'échelle fine (cm) les taux d'accumulation de carbone pour la tourbière Degerö Stormyr (Suède), (2) identifier les principaux facteurs influençant ces taux d'accumulation et (3) comparer les taux reconstruits aux flux de carbone contemporains mesurés sur le site. Deux approches méthodologiques complémentaires ont été employées : les reconstructions paléoécologiques et la modélisation. Les principales conclusions de ce mémoire sont les suivantes : (1) les taux apparents d'accumulation de carbone sont principalement liés aux conditions hydroclimatiques dans l'acrotelme, mais sont influencés par la composition végétale de la tourbe dans le catotelme. (2) Les taux réels d'accumulation de carbone pour la période récente ( $\approx$  130 dernières années) sont semblables au bilan écosystémique net de carbone mesuré sur le site. (3) La comparaison entre les dynamiques récentes et à plus long terme suggère que Degerö Stormyr a séquestré davantage de carbone au cours des dernières décennies. Les résultats de ce mémoire soulignent l'importance d'étudier les facteurs influençant les taux d'accumulation de carbone pour différentes échelles temporelles et suggèrent que l'accent doit être mis sur l'accumulation de carbone à l'échelle décennale et centennale.

**Mots-clés :** tourbières, Suède, paléoécologie, modélisation, accumulation de carbone, bilan net de carbone, changements environnementaux

## Abstract

In the event that the important carbon reservoir sequestered in peatlands were to be destabilized, the impacts on global climate could be major. However, the factors influencing carbon accumulation rates at decadal and centennial scale in peatlands have not yet been clearly identified and past and contemporary carbon accumulation dynamics of the same study site have rarely been compared. This project aimed to (1) reconstruct fine scale (cm) carbon accumulation rates for the Degerö Stormyr peatland (Sweden), (2) identify the key factors influencing accumulation rates and (3) compare the reconstructed rates to modern carbon fluxes measured at the site. Two complementary methodological approaches were used: paleoecological reconstructions and modelling. The main conclusions of this thesis are that: (1) Apparent rates of carbon accumulation are mainly related to hydroclimatic conditions in the acrotelm, but are influenced by the vegetation composition of the peat in the catotelm. (2) True rates of carbon accumulation for the recent period ( $\approx$  last 130 years) are similar to the net ecosystem carbon balance measured on site. (3) The comparison between recent and long-term carbon accumulation dynamics suggests that Degerö Stormyr has sequestered more carbon over the past decades. The results of this thesis highlight the importance of studying factors influencing carbon accumulation rates at different time scales and suggest that emphasis should be placed on decadal and centennial scales.

**Keywords:** peatlands, Sweden, paleoecology, modelling, carbon accumulation, net carbon balance, environmental change

# Table des matières

Résumé.....	i
Abstract.....	ii
Table des matières.....	iii
Liste des tableaux.....	vi
Liste des figures.....	vii
Liste des équations.....	x
Liste des sigles, des abréviations et des symboles.....	xi
Remerciements.....	xiii
Introduction.....	1
Chapitre 1. Contexte de la recherche.....	4
1.1. Qu'est-ce qu'une tourbière?.....	4
1.2. Les types de tourbières.....	4
1.2.1. Les tourbières minérotrophes.....	5
1.2.2. Les tourbières ombrotrophes.....	6
1.3. Les tourbières à travers le monde.....	6
1.4. Les tourbières : des archives paléocéologiques.....	8
1.5. Le rôle des tourbières dans le cycle biogéochimique du carbone.....	8
1.5.1. Le bilan net de carbone contemporain.....	9
1.5.2. L'accumulation de carbone.....	11
1.5.3. Comment établir un lien entre le bilan net de carbone contemporain et l'accumulation de carbone à plus long terme?.....	13
1.6. Présentation des objectifs de la recherche.....	15
Chapitre 2. Méthodes.....	17
2.1. Description du site d'étude.....	17
2.1.1. Bilan net de carbone contemporain.....	19
2.2. Échantillonnage.....	20
2.3. Analyses en laboratoire.....	21

2.3.1. Chronologie .....	21
2.3.1.1. Datation au radiocarbone .....	21
2.3.1.2. Datation au $^{210}\text{Pb}$ .....	24
2.3.2. Densité apparente de la tourbe sèche, contenu en matière organique et contenu en carbone et en azote .....	32
2.3.3. Analyse des macrorestes .....	33
2.3.4. Analyse des thécamoebiens .....	34
2.4. Traitement des données, modélisation et analyses statistiques .....	36
2.4.1. Modèle âge-profondeur .....	36
2.4.1.1. Délimitation entre l'acrotelme et le catotelme.....	38
2.4.2. Reconstruction des taux d'accumulation de carbone .....	38
2.4.2.1. Taux « apparents » d'accumulation de carbone .....	38
2.4.2.2. Modélisation des flux de carbone et des taux « réels » d'accumulation de carbone ..	39
2.4.3. Fonction de transfert et variations du niveau de la nappe phréatique .....	47
2.4.4. Variations du climat.....	48
2.4.5. Identification des principaux facteurs qui influencent les taux d'accumulation de carbone .....	49
2.4.6. Comparaison entre les taux d'accumulation de carbone reconstruits et le bilan du carbone contemporain .....	49
Chapitre 3. Résultats .....	51
3.1. Chronologie.....	51
3.1.1. Datations au radiocarbone et au $^{210}\text{Pb}$ .....	51
3.1.2. Modèle âge-profondeur .....	54
3.1.2.1. Délimitation entre l'acrotelme et le catotelme.....	58
3.2. Analyses géochimiques et reconstruction des taux d'accumulation de carbone .....	60
3.2.1. Analyses géochimiques.....	60
3.2.2. Reconstruction des taux d'accumulation de carbone .....	62
3.2.2.1. Taux « apparents » d'accumulation de carbone .....	62
3.2.2.2. Taux « réels » d'accumulation de carbone.....	66

3.3. Analyses paléoécologiques et variations du climat .....	73
3.3.1. Analyse des macrorestes et historique de la végétation locale.....	73
3.3.2. Analyse des thécamoebiens et variations du niveau de la nappe phréatique .....	77
3.3.3. Variations du climat.....	82
Chapitre 4. Discussion .....	84
4.1. Reconstruction des taux « apparents » d'accumulation de carbone.....	84
4.1.1. Chronologie .....	84
4.1.1.1. Datations et modèle âge-profondeur.....	84
4.1.1.2. Taux nets d'augmentation de la profondeur et délimitation entre l'acrotelme et le catotelme .....	86
4.1.2. Analyses géochimiques.....	87
4.1.3. Reconstruction des taux « apparents » d'accumulation de carbone .....	92
4.2. Identification des principaux facteurs qui influencent les taux « apparents » d'accumulation de carbone à Degerö Stormyr.....	96
4.2.1. Interprétation des résultats des analyses paléoécologiques.....	96
4.2.2. Liens entre les taux « apparents » d'accumulation de carbone, les résultats des analyses géochimiques et paléoécologiques et l'historique des variations hydrologiques et climatiques .....	103
4.2.3. Quels sont les facteurs qui influencent les taux « apparents » d'accumulation de carbone à Degerö Stormyr? .....	106
4.3. Comparaison des taux d'accumulation de carbone reconstruits aux flux de carbone mesurés sur le site.....	109
4.3.1. Reconstruction des taux « réels » d'accumulation de carbone.....	109
4.3.2. Comparaison des taux « réels » d'accumulation de carbone avec le bilan écosystémique net mesuré sur le site .....	116
Conclusion.....	120
Bibliographie .....	124

## Liste des tableaux

Tableau I. Feuille de calcul pour le modèle CRS (adaptée d'Appleby, 2001) .....	27
Tableau II. Constantes et variables requises pour le calcul de l'incertitude des datations au $^{210}\text{Pb}$ selon la méthodologie présentée par Sanchez-Cabeza et al. (2014). .....	31
Tableau III. Échantillons pour lesquels l'analyse des macrorestes a été effectuée.....	34
Tableau IV. Datations au radiocarbone .....	52
Tableau V. Datations au $^{210}\text{Pb}$ .....	52
Tableau VI. Modèle chronologique CRS .....	53
Tableau VII. Datations au radiocarbone réalisées par Larsson (2016) .....	55

## Liste des figures

Figure 1. Tourbière minérotrophe (Degerö Stormyr, Suède; Talbot, 2011).....	5
Figure 2. Tourbière ombrotrophe (Mer Bleue, Canada; Talbot, 2010) .....	6
Figure 3. Composantes majeures du cycle du carbone dans les tourbières (adaptée de Moore, 2001) .....	9
Figure 4. Carte de localisation .....	17
Figure 5. Représentation schématique de la microtopographie de la tourbière Degerö Stormyr (adaptée de Rydin et Jeglun, 2013) .....	19
Figure 6. Chaîne de désintégration radioactive du $^{238}\text{U}$ .....	24
Figure 7. Modèle âge-profondeur pour la tourbière Misten Bog (Belgique) produit par le programme Bacon et présenté dans l'article de Charman et al. (2013) .....	37
Figure 8. Modélisation de la décomposition de la matière organique pour la carotte PE08-S de la tourbière Petersville (Alaska) présentée dans l'article de Loisel et Yu (2013b) .....	41
Figure 9. Représentation schématique des dynamiques du carbone pour l'acrotelme et le catotelme d'un profil de tourbe (adaptée de Loisel et Yu, 2013b) .....	46
Figure 10. Modèle âge-profondeur A produit par le programme Bacon (Blaauw et Christen, 2011) combinant les datations au $^{14}\text{C}$ et au $^{210}\text{Pb}$ réalisées sur la carotte DS2.....	54
Figure 11. Modèle âge-profondeur B produit par le programme Bacon (Blaauw et Christen, 2011) combinant les datations réalisées sur la carotte DS2 et les résultats de Larsson (2016) .....	56
Figure 12. Comparaison entre les deux modèles âge-profondeur construits pour la tourbière Degerö Stormyr .....	58

Figure 13. Délimitation entre l'acrotelme et catotelme de la tourbière Degerö Stormyr .....	59
Figure 14. Résultats des analyses géochimiques selon la profondeur (cm) et l'âge de la tourbe (années calibrées BP et AD) pour la tourbière Degerö Stormyr.....	61
Figure 15. Relation entre la densité apparente de la tourbe sèche ( $\text{g cm}^{-3}$ ) et la densité apparente de matière organique ( $\text{g cm}^{-3}$ ) pour la tourbière Degerö Stormyr .....	63
Figure 16. Relation entre la densité apparente de matière organique ( $\text{g cm}^{-3}$ ) et le contenu en carbone organique (%) pour la tourbière Degerö Stormyr .....	64
Figure 17. Taux apparents d'accumulation de carbone ( $\text{g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) pour la tourbière Degerö Stormyr (A) selon la profondeur (cm), (B) selon l'âge (années calibrées BP et AD) et (C) pour la période s'étendant de -100 à 100 BP (2050 à 1850 AD) .....	66
Figure 18. Taux apparents d'accumulation de carbone ( $\text{g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) pour la tourbière Degerö Stormyr selon l'âge (années calibrées BP et AD) combinant les résultats pour la carotte DS2 et les résultats de Larsson (2016).....	67
Figure 19. Modélisation de la décomposition de la matière organique ( $\text{g cm}^{-2}$ ) selon l'âge (années) (A) pour l'acrotelme et (B) le catotelme de la tourbière Degerö Stormyr .....	68
Figure 20. Flux de carbone reconstruits ( $\text{g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) selon l'âge (années calibrées BP et AD) (A) pour l'acrotelme, (B) le catotelme et (C) la période de transition entre les deux horizons de la tourbière Degerö Stormyr.....	70
Figure 21. Modélisation de la décomposition de la matière organique ( $\text{g m}^{-2}$ ) de la tourbière Degerö Stormyr au cours des 600 dernières années .....	72
Figure 22. Résultats de l'analyse des macrorestes selon la profondeur (cm) et l'âge de la tourbe (années calibrées BP et AD) pour la tourbière Degerö Stormyr.....	75

Figure 23. Résultat de l'analyse des thécamoebiens et variations de la profondeur de la nappe phréatique (cm) selon la profondeur (cm) et l'âge de la tourbe (années calibrées BP et AD) pour la tourbière Degerö Stormyr.....	79
Figure 24. (A) Température (°C) et (B) précipitations (mm) moyennes pour les mois d'avril à août pour la région d'Umeå .....	83
Figure 25. Analyses géochimiques, principaux types de macrorestes, variations du niveau de la nappe phréatique, température et précipitations moyennes pour les mois d'avril à août pour la région d'Umeå et taux apparents d'accumulation de carbone pour la tourbière Degerö Stormyr selon la profondeur (cm) et l'âge de la tourbe (années calibrées BP et AD) .....	98
Figure 26. Bilan net de carbone (NCB; $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) modélisé selon l'âge (années calibrées BP et AD) (A) pour l'acrotelme et (B) le catotelme de Degerö Stormyr .....	112
Figure 27. Comparaison entre (A) le bilan écosystémique net de carbone estimé (NECB; $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) pour la période s'étendant de 2001 à 2012 AD et (B) les taux réels d'accumulation de carbone moyens (NCB; $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) calculés pour les 25, 50 et 100 dernières années ainsi que pour la période correspondant à l'acrotelme de la tourbière Degerö Stormyr ( $\approx 130$ ans) .....	117

## Liste des équations

Équation 1 .....	27
Équation 2 .....	28
Équation 3 .....	28
Équation 4 .....	28
Équation 5 .....	29
Équation 6 .....	29
Équation 7 .....	29
Équation 8 .....	30
Équation 9 .....	32
Équation 10 .....	39
Équation 11 .....	41
Équation 12 .....	42
Équation 13 .....	43
Équation 14 .....	43
Équation 15 .....	44
Équation 16 .....	45
Équation 17 .....	49

## Liste des sigles, des abréviations et des symboles

Années BP	années avant l'actuel (1950)
Années AD	années après Jésus-Christ
AMS	spectromètre de masse à accélérateur de particules
C	carbone
<sup>12</sup> C	carbone 12
<sup>13</sup> C	carbone 13
<sup>14</sup> C	carbone 14
CH <sub>4</sub>	méthane
CH <sub>4</sub> -C	échanges de CH <sub>4</sub> entre la tourbière et l'atmosphère
CO <sub>2</sub>	dioxyde de carbone
COD	carbone organique dissous
CONISS	groupement hiérarchique avec contrainte de contiguïté spatiale
C/N	ratio carbone azote
C <sub>précip</sub>	ajout de carbone organique par les précipitations
CRS	<i>Constant rate of supply</i>
Décharge-C	décharges en carbone organique et inorganique dissous
ÉÉN	échange écosystémique net de CO <sub>2</sub>

LORCA	taux apparents d'accumulation de carbone à long terme
N	azote
NECB	bilan écosystémique net de carbone
NCB	bilan net de carbone
NCP	réservoir net de carbone
NCR	émission nette de carbone
NCU	absorption nette de carbone
$^{206}\text{Pb}$	plomb 206
$^{210}\text{Pb}$	plomb 210
pMC	pourcentage de carbone moderne
$^{209}\text{Po}$	plomb 210
$^{210}\text{Po}$	polonium 210
$^{226}\text{Ra}$	radium 226
RERCA	taux récents d'accumulation de carbone
$^{222}\text{Rn}$	radon 222
SLU	Université suédoise des sciences agricoles
SMHI	Institut suédois de météorologie et d'hydrologie
$^{238}\text{U}$	uranium 238
WAPLS	modèle de moyenne pondérée à l'aide de la méthode des moindres carrés

## Remerciements

Premièrement, je tiens à remercier sincèrement ma directrice de recherche Julie Talbot d'avoir su me guider à travers ce long périple qu'aura été la réalisation de ce mémoire. Julie, merci pour ta grande patience et ton écoute. Merci de m'avoir permis de concrétiser ce projet au cours duquel j'ai énormément appris.

Je veux aussi exprimer ma gratitude au D<sup>r</sup> Matthew Amesbury et aux membres du Laboratoire de biogéographie qui m'ont consacré du temps et m'ont aidé pour certaines analyses. Merci également à tous les professeurs du département de Géographie qui ont contribué de près ou de loin à la rédaction de ce mémoire.

Je remercie de tout cœur mes parents qui m'ont épaulée et soutenue tout au long de mon parcours universitaire : sans vous, jamais je n'aurais pu me rendre aussi loin. Mille mercis à ma sœur de m'avoir longuement écoutée et encouragée à persévérer, même dans les moments les plus difficiles.

Finalement, je remercie Alex, mon amoureux, mon principal confident et celui sans qui tout ceci aurait été impossible : merci pour ton soutien moral, tes encouragements et tes précieux conseils.

# Introduction

Les tourbières sont des écosystèmes terrestres où la production de biomasse excède la décomposition, ce qui entraîne l'accumulation de matière organique dans le sol. En accumulant de la matière organique, ces écosystèmes séquestrent des quantités importantes de carbone. En effet, même si elles ne couvrent que 3 % de la surface terrestre, les tourbières stockent l'équivalent de la moitié du carbone qui se trouve dans l'atmosphère sous forme de dioxyde de carbone (Frolking et Roulet, 2007; Limpens et al., 2008). En plus de leur rôle comme puits naturels de carbone (Frolking et al., 2011; Gorham, 1991), les tourbières contribuent à l'équilibre du cycle de l'eau, forment un habitat précieux pour de nombreuses espèces rares ou spécialisées (Parish et al., 2008) et constituent une véritable mine d'informations grâce aux restes de plantes, d'animaux et de particules atmosphériques qui sont conservés dans la tourbe (Barber, 1993, cité dans Chapman et al., 2003).

Les processus de décomposition anaérobies qui permettent l'accumulation de carbone dans les tourbières produisent du méthane. Les tourbières interagissent donc avec le système climatique en accumulant à long terme du dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) et en relâchant du méthane (CH<sub>4</sub>) dans l'atmosphère (Frolking et Roulet, 2007; Gorham et al., 2007; Korhola et al., 2010; MacDonald et al., 2006; Yu, 2011). À long terme, l'accumulation de CO<sub>2</sub> atmosphérique dépasse l'émission de CH<sub>4</sub> qui a un temps de séjour beaucoup plus court dans l'atmosphère, ce qui permet aux tourbières d'exercer un effet de refroidissement net sur le bilan radiatif global (Frolking et Roulet, 2007; Frolking et al., 2011; MacDonald et al., 2006; Yu, 2011). Toutefois, si l'important réservoir de carbone que représentent les tourbières venait à être déstabilisé par des changements environnementaux ou par l'action directe de l'homme, les impacts sur le contenu en carbone de l'atmosphère et sur le climat à l'échelle planétaire pourraient être majeurs (Frolking et al., 2011; Gorham, 1991; Limpens et al., 2008; Wania et al., 2009). En effet, la dégradation des tourbières à large échelle peut mener à l'émission du carbone séquestré, réduisant ou même inversant ainsi l'effet refroidissant qu'elles ont sur le climat (Dise, 2009; IPCC, 2007). Les causes de cette

dégradation peuvent être de nature humaine — le drainage, la conversion des tourbières en terres agricoles et l'exploitation de la tourbe — ou peuvent être reliées à des changements environnementaux à plus long terme qui peuvent être d'origine humaine ou naturelle (Dise, 2009; Joosten et Clarke, 2002; Parish et al., 2008).

On retrouve la majorité des tourbières dans les régions boréales et subarctiques de l'hémisphère nord (Charman, 2002; Gorham, 1991; Loisel et al., 2014; Vitt, 2008; Yu, 2011; Yu et al., 2011) où le climat se réchauffe plus rapidement que n'importe où ailleurs sur la terre (Christensen et al., 2007; McGuire et al., 2009). Les tourbières sont également affectées par d'autres facteurs environnementaux qui sont susceptibles de changer dans le futur tels que la fréquence et la quantité de précipitations, les dépôts atmosphériques d'azote et de soufre, la quantité de CO<sub>2</sub> atmosphérique, les conditions météorologiques extrêmes et les feux (Charman et al., 2013; Dise, 2009; Frohling et al., 2011; Strack, 2008). Pourtant, la prédiction de l'impact des perturbations anthropiques ou des perturbations naturelles sur le cycle du carbone dans les tourbières en est encore à un stade rudimentaire (Belyea, 2013; Frohling et al., 2011; Loisel et al., 2014; Yu, 2012). Malgré l'étendue que les tourbières occupent dans les régions nordiques et l'importante quantité de carbone qu'elles stockent, le développement de modèles représentant le cycle du carbone dans ces écosystèmes accuse un retard important (Belyea et Baird, 2006; Frohling et al., 2013). Encore aujourd'hui, nous n'avons qu'une compréhension partielle du fonctionnement des tourbières.

Le présent mémoire traite de l'accumulation de carbone de la tourbière Degerö Stormyr localisée au nord de la Suède. Plus précisément, il cherche à faire le pont entre les dynamiques passées et les dynamiques contemporaines de la tourbière en matière d'accumulation de carbone en s'appuyant sur deux approches méthodologiques complémentaires : les reconstructions paléoécologiques et la modélisation. Le projet de recherche réalisé dans le cadre de ce mémoire comporte trois volets : (1) la reconstitution des taux d'accumulation de carbone à l'échelle fine (cm) de la tourbière Degerö Stormyr, (2) l'identification des principaux facteurs environnementaux, qui influencent les taux d'accumulation de carbone à l'échelle fine parmi l'historique de la végétation et l'historique

des variations hydrologiques et climatiques et (3) la comparaison des taux d'accumulation de carbone reconstruits aux flux de carbone contemporains mesurés sur le site.

Les grandes étapes du projet de recherche réalisé dans le cadre de ce mémoire sont divisées en quatre chapitres. Le premier chapitre présente le contexte de la recherche. Dans ce premier chapitre, le terme « tourbière » et les deux grands types de tourbières sont définis, l'étendue et la distribution des tourbières à l'échelle mondiale sont présentées et le rôle des tourbières en tant qu'archives paléoécologiques et celui qu'elles occupent dans le cycle biogéochimique du carbone sont exposés. À la fin de ce premier chapitre, les trois objectifs du projet de recherche sont définis. Le deuxième chapitre présente une description du site d'étude et des étapes méthodologiques qui ont été suivies afin de répondre aux objectifs du projet. Dans le troisième chapitre, les résultats du projet de recherche sont exposés selon trois catégories, c'est-à-dire la chronologie, les analyses géochimiques et la reconstruction des taux d'accumulation de carbone (qui inclut la reconstruction des taux « apparents » et la modélisation des taux « réels ») et finalement, les analyses paléoécologiques et les variations climatiques. Dans le quatrième chapitre, les résultats obtenus sont interprétés et discutés en suivant une structure qui fait écho aux objectifs du projet de recherche. Enfin, en conclusion, une synthèse des objectifs, de la méthodologie employée et des résultats obtenus est présentée, la portée des résultats est évaluée et d'éventuelles pistes de recherche sont suggérées.

# Chapitre 1. Contexte de la recherche

Ce premier chapitre présente le contexte de la recherche : le terme « tourbière » et les deux grands types de tourbières sont définis, l'étendue et la distribution des tourbières à l'échelle mondiale sont présentées et le rôle des tourbières en tant qu'archives paléocéologiques et celui qu'elles occupent dans le cycle biogéochimique du carbone sont exposés. À la fin du chapitre, les trois objectifs du projet de recherche sont définis.

## 1.1. Qu'est-ce qu'une tourbière?

Les tourbières sont des écosystèmes terrestres, généralement mal drainés, où la tourbe s'accumule plus qu'elle ne se décompose (Payette, 2001). La tourbe est constituée de matière végétale ou animale partiellement décomposée qui, la plupart du temps, est saturée en eau (Rydin et Jeglum, 2013; Vitt, 2008). Les tourbières sont caractérisées par une couche de tourbe d'une épaisseur d'au moins 30 à 40 cm et qui peut aller jusqu'à plusieurs mètres (Charman, 2002; National Wetlands Working Group, 1997; Payette, 2001; Rydin et Jeglum, 2013).

Les tourbières sont composées de deux horizons tourbeux : le catotelme et l'acrotelme (Ingram, 1978). Le catotelme, qui se situe en profondeur, est saturé en eau et les conditions anaérobies qui en résultent réduisent l'activité biologique dans cet horizon. Les activités biologiques et les échanges d'éléments se concentrent donc plutôt dans l'acrotelme, qui se situe à la surface de la tourbière (Payette, 2001; Vitt, 2008).

## 1.2. Les types de tourbières

Les deux principaux types de tourbières qui sont reconnus sont les tourbières minérotrophes (figure 1) et les tourbières ombrotrophes (figure 2) (Charman, 2002; Wheeler et Proctor, 2000). Cette classification est généralement basée sur l'hydrologie, la chimie et la végétation des tourbières (Bridgham et al., 1996; Vitt, 2008).

Les tourbières minérotrophes sont alimentées en eau et en nutriments par des sources externes, tandis que les tourbières ombrotrophes sont alimentées uniquement par les précipitations (Charman, 2002; Vitt, 2008; Wheeler et Proctor, 2000). Les tourbières minérotrophes sont donc généralement plus humides que les tourbières ombrotrophes, plus sèches et pauvres en nutriments.

### **1.2.1. Les tourbières minérotrophes**

Dans les tourbières minérotrophes, la nappe phréatique monte jusqu'à la surface ou très près de celle-ci (Vitt, 2008). La végétation qu'on y retrouve est diversifiée et caractéristique des conditions humides qui sont associées à ce type de tourbière (Payette, 2001). La plupart du temps, la végétation est dominée par un couvert herbacé composé principalement de cypéracées, de bryophytes, d'arbustes et d'arbres. Lorsque le pH est élevé, les sphaignes se font rares ou sont absentes. Selon la nature du couvert végétal, on classifie les tourbières minérotrophes en deux groupes : les tourbières minérotrophes riches et les tourbières minérotrophes pauvres (Payette, 2001; Vitt, 2008; Wheeler et Proctor, 2000). Dans les tourbières minérotrophes riches, le pH de l'eau et du substrat organique est habituellement supérieur à 5,5 et peut atteindre 7,5, tandis que le pH des tourbières minérotrophes pauvres varie entre 3,8 et 6,5 (Payette, 2001).



Figure 1. Tourbière minérotrophe (Degerö Stormyr, Suède; Talbot, 2011)

### 1.2.2. Les tourbières ombrotrophes

Dans les tourbières ombrotrophes, les plantes croissent au-dessus de la nappe phréatique. Généralement, la végétation associée aux tourbières ombrotrophes est moins diversifiée et comprend très peu de plantes vasculaires (Payette, 2001). Les sphaignes dominent le couvert végétal (Payette, 2001; Vitt, 2008), car elles sont particulièrement bien adaptées aux milieux faibles en éléments minéraux (Clymo et Hayward, 1982). Le pH associé aux tourbières ombrotrophes est généralement inférieur à 5,0 (Payette, 2001).

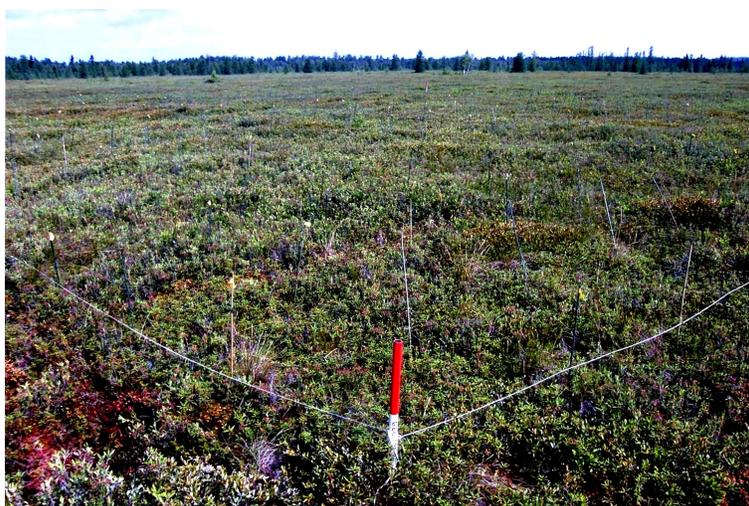


Figure 2. Tourbière ombrotrophe (Mer Bleue, Canada; Talbot, 2010)

### 1.3. Les tourbières à travers le monde

Les tourbières forment probablement le groupe de milieux humides le plus répandu à travers la planète (Charman, 2002). Toutefois, il est difficile d'estimer avec précision l'étendue qu'elles couvrent à l'échelle planétaire (Charman, 2002; Rydin et Jeglum, 2013). En effet, en plus des difficultés pratiques qui peuvent être rencontrées au moment de délimiter l'étendue d'une tourbière, chaque région du monde a sa propre définition de ce que représente ce type de milieu, ce qui complique l'intégration des données pour l'obtention d'une estimation globale (Rydin et Jeglum, 2013).

L'étendue et la distribution des tourbières tropicales sont particulièrement peu documentées et même en Amérique du Nord et en Europe, les données disponibles restent approximatives (Charman, 2002). L'estimation de la proportion du territoire couvert par des tourbières à travers le globe n'a cessé de croître au cours du dernier siècle, grâce à la recension de données nouvelles et plus précises, surtout en ce qui concerne les pays tropicaux (Rydin et Jeglum, 2013). Selon le *Global Peatland Database* de l'*International Mire Conservation Group* (Joosten, 2012, cité dans Rydin et Jeglum, 2013), qui considère comme étant une tourbière les écosystèmes comportant une couche de tourbe d'une épaisseur d'au moins 30 cm, la superficie couverte par des tourbières à travers la planète est de l'ordre de  $3,81 \times 10^6 \text{ km}^2$ , soit 2,6 % de la superficie des terres émergées. Toujours selon cette base de données, environ 81 % des tourbières sont localisées dans l'hémisphère nord dans des régions au climat froid ou tempéré, 17 % sont localisées dans des régions tropicales ou subtropicales et très peu sont localisées dans l'hémisphère sud dans des régions au climat froid ou tempéré. Dans les régions nordiques, les tourbières couvrant les plus vastes étendues sont localisées en Russie, au Canada, aux États-Unis et en Scandinavie, tandis qu'elles sont localisées dans les bassins de l'Amazonie, en Asie du Sud-Est (Indonésie, Papouasie–Nouvelle-Guinée et Malaisie) et dans le bassin du fleuve Congo en ce qui concerne les régions tropicales (Rydin et Jeglum, 2013).

À l'échelle mondiale, les tourbières ont accumulé 612 Gt de carbone, ce qui représente environ un tiers du carbone organique stocké dans les sols (Yu et al., 2010). Au Canada, les tourbières occupent approximativement 1,136 million de  $\text{km}^2$ , ce qui représente environ 12 % du territoire. Localisées en grande majorité dans les régions boréales et subarctiques, les tourbières canadiennes contiennent environ 147 Gt de carbone, soit 56 % du carbone organique stocké dans l'ensemble des sols canadiens (Tarnocai, 2006).

## **1.4. Les tourbières : des archives paléoécologiques**

En plus d'avoir stocké à travers le temps de grandes quantités de matière organique, les tourbières ont accumulé année après année de nombreux marqueurs biostratigraphiques, tels que pollens, spores, particules apportées par le vent et l'eau, graines et restes de plantes et d'animaux. À cause des conditions physiques et chimiques extrêmes retrouvées dans les tourbières (Payette et Rochefort, 2001), ce type d'écosystème constitue un milieu idéal pour la conservation de ces marqueurs (Pons, 1970). En effet, les tourbières sont des écosystèmes qui sont généralement acides, mal drainés, et où la décomposition de la matière organique est très lente (Charman, 2002; Payette, 2001; Vitt, 2008). Puisque la tourbe est saturée en eau la plupart du temps, il en résulte des conditions anaérobies où l'activité biologique est réduite.

Les marqueurs biostratigraphiques préservés dans la tourbe peuvent fournir une mine d'informations et de données sur le développement des tourbières et sur les changements environnementaux qui s'y sont déroulés à travers le temps (Chambers et Charman, 2004; Charman, 2002). En effet, lorsqu'ils sont couplés avec des méthodes de datation précises, ces indicateurs biotiques et abiotiques permettent de déterminer quelles étaient les conditions écologiques et climatologiques passées (Charman, 2002). Les tourbières offrent un grand potentiel pour la recherche, puisqu'elles constituent des archives naturelles qui ont enregistré l'histoire des organismes ayant vécu sur place et s'étant remplacés au fil des années, ainsi que l'histoire de la végétation passée et du climat (Payette et Rochefort, 2001).

## **1.5. Le rôle des tourbières dans le cycle biogéochimique du carbone**

Il est reconnu que les tourbières jouent un rôle significatif dans le cycle biogéochimique du carbone, du CO<sub>2</sub> et du CH<sub>4</sub> à l'échelle de la planète (Frolking et Roulet, 2007; Moore, 2001), tandis que le cycle biogéochimique du carbone revêt une importance capitale en ce qui concerne la structure et le fonctionnement des tourbières (Moore, 2001).

Dans les tourbières, le cycle du carbone s'enclenche par la prise de CO<sub>2</sub> atmosphérique par la photosynthèse et se poursuit par le retour du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère par la respiration autotrophe et par la décomposition de la matière organique (figure 3). Le cycle est complété par la production, l'oxydation et l'émission de CH<sub>4</sub>, ainsi que par la production et l'exportation de carbone organique dissous (COD) (Moore, 2001; Nilsson et al., 2008; Roulet et al., 2007). Lorsque les entrées de CO<sub>2</sub> atmosphérique, et donc la production végétale, excèdent les émissions de CO<sub>2</sub>, de CH<sub>4</sub> et de COD, il y a accumulation de matière organique dans le sol et développement d'un dépôt de tourbe (Moore, 2001; Vitt, 2008). L'accumulation de carbone dans une tourbière résulte donc d'un déséquilibre entre la quantité de carbone adsorbée et la quantité de carbone émise et exportée.

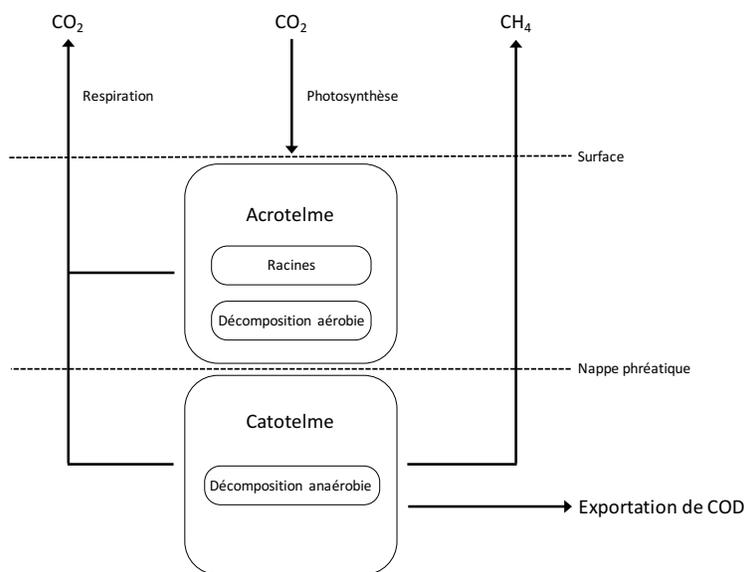


Figure 3. Composantes majeures du cycle du carbone dans les tourbières (adaptée de Moore, 2001).

### 1.5.1. Le bilan net de carbone contemporain

Le bilan écosystémique net de carbone d'une tourbière (*net ecosystem carbon balance* [NECB]; Chapin et al., 2006) correspond à son taux net d'accumulation de carbone. Pour déterminer le NECB d'une tourbière, soit la différence entre la quantité de carbone importée et exportée de l'écosystème, il faut mesurer les flux de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub>, ainsi que les

pertes de COD (Koehler et al., 2010; Moore, 2001; Nilsson et al., 2008; Roulet et al., 2007). Sur le terrain, on mesure les flux de CO<sub>2</sub> ou de CH<sub>4</sub> à l'aide de tours micrométéorologiques ou à l'aide de chambres transparentes ou opaques placées au-dessus de la tourbière qui enregistrent les changements de concentration de CO<sub>2</sub> (Koehler et al., 2010; Moore, 2001; Nilsson et al., 2008; Roulet et al., 2007). Pour déterminer les flux de COD, on mesure le débit de l'eau qui s'écoule à partir de la tourbière et la concentration de l'eau en carbone organique dissous.

Dans les tourbières, ce sont les échanges de CO<sub>2</sub> avec l'atmosphère qui dominent le bilan du carbone (Moore, 2001). L'échange écosystémique net de CO<sub>2</sub> (ÉÉN; Chapin et al., 2006) correspond à l'adsorption de CO<sub>2</sub> atmosphérique par la photosynthèse et à la production de CO<sub>2</sub> par la respiration autotrophe (la respiration des racines de plantes) et hétérotrophe (l'activité microbienne associée à la décomposition de la tourbe). Le flux de CO<sub>2</sub> vers l'atmosphère est corrélé avec la profondeur de la nappe phréatique (Alm et al., 1999; Aurela et al., 2007; Lund et al., 2007; Shurpali et al., 1995) et avec la température de la tourbe (Lindroth et al., 2007; Lund et al., 2010). En effet, un abaissement de la nappe phréatique ou un réchauffement du sol entraîne une augmentation du flux de CO<sub>2</sub> vers l'atmosphère, ce qui modifie le bilan écosystémique net de carbone de la tourbière.

En plus d'échanger du CO<sub>2</sub> avec l'atmosphère, les tourbières émettent du CH<sub>4</sub>. Au niveau et en dessous de la nappe phréatique, et donc sous conditions anaérobies, les organismes méthanogéniques produisent du CH<sub>4</sub> (Charman, 2002). Le CH<sub>4</sub> diffuse ensuite vers les couches aérobies de surface où il peut s'échapper de la tourbière s'il n'est pas oxydé. Les flux de CH<sub>4</sub> sont très variables à travers le temps et à travers l'espace et sont donc complexes à interpréter. Toutefois, il est reconnu que le principal facteur causant une variation des flux de CH<sub>4</sub> est la position de la nappe phréatique, puisque la méthanogénèse requiert des conditions anaérobies. Comme en ce qui concerne les flux de CO<sub>2</sub>, le deuxième facteur en cause est la température du profil de tourbe. Finalement, une grande partie des variations des émissions de CH<sub>4</sub> est reliée aux patrons de végétation et à la microtopographie.

Le carbone organique dissous représente une exportation de carbone à partir de la tourbière et exerce une influence importante sur la chimie de l'eau (Moore, 2001). Le COD est un mélange de molécules organiques complexes qui est produit par le lessivage et la décomposition des tissus végétaux et de la matière organique. Les eaux tourbeuses sont très concentrées en COD à cause de la prédominance de matière organique dans le sol et du faible écoulement de l'eau. La production de COD est influencée par la température et le degré de décomposition de la tourbe.

Tandis que de nombreuses estimations des taux d'accumulation de carbone à long terme ont été réalisées pour les tourbières boréales, très peu d'études se sont penchées sur les échanges de carbone contemporains (Roulet et al., 2007). Les quelques bilans écosystémiques nets de carbone contemporains ayant été publiés indiquent que les tourbières boréales sont des puits de carbone : la moyenne globale pour un total de 18 années, mesurée pour cinq sites, est de  $32,3 \pm 7,8 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (Yu, 2012). Par ailleurs, les résultats de ces études sont beaucoup plus variables que les estimations des taux d'accumulation à long terme. Selon Roulet et al. (2007), ces variations sont causées en partie par l'utilisation de méthodes différentes pour mesurer les différents flux, par l'intégration complète ou incomplète des composantes du bilan du carbone et par la courte durée des observations — d'une saison à quelques années.

### **1.5.2. L'accumulation de carbone**

Il est établi que le contenu en carbone de la tourbe varie habituellement entre 45 et 55 % de son poids lorsqu'elle est sèche (Chambers, Van Geel, et al., 2011; Gorham, 1991). Toutefois, puisqu'il n'y a pas d'évaluation précise de l'étendue qu'occupent les tourbières à travers le globe (Charman, 2002; Rydin et Jeglum, 2013), l'estimation de la quantité totale de carbone entreposée par ce type d'écosystème est très approximative : la quantité totale de carbone stockée dans les tourbières varie entre 202 et 679 Pg selon les estimations (Batjes, 1996). Les tourbières boréales, quant à elles, stockent une quantité de carbone qui varie entre 270 à 370 Pg, ce qui représente une très grande proportion de la quantité de carbone

entreposée à l'échelle planétaire (Gorham, 1991; Turunen et al., 2002). Durant les 6000 à 8000 dernières années, les tourbières boréales ont accumulé de 20 à 30 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (Gorham, 1991; Turunen et al., 2004; Turunen et al., 2002; Vitt et al., 2000).

L'accumulation de carbone est le résultat d'un déséquilibre entre les entrées de CO<sub>2</sub> atmosphérique et les émissions de CO<sub>2</sub>, de CH<sub>4</sub> et de COD (Moore, 2001; Vitt, 2008). En effet, la tourbe s'accumule lorsque la quantité de carbone séquestrée dans la biomasse végétale excède les pertes de carbone par émission dans l'atmosphère et par exportation dans l'eau (Vitt, 2008). La matière organique s'accumule premièrement dans l'acrotelme où les taux de décomposition sont rapides et, lorsqu'elle est partiellement décomposée, se dépose dans le catotelme où les taux de décomposition sont très faibles à cause des conditions anaérobies (Clymo, 1984; Vitt, 2008). La quantité de carbone qui peut s'accumuler sur un site est largement déterminée par le taux de passage entre l'acrotelme et le catotelme (Vitt, 2008).

Les taux d'accumulation de carbone sont déterminés en couplant l'âge de la tourbe à sa densité apparente lorsqu'elle est sèche et à son contenu en carbone organique (Clymo et al., 1998; Tolonen et Turunen, 1996). On distingue généralement les taux « apparents » d'accumulation de carbone à long terme (LORCA) et les taux récents d'accumulation de carbone (RERCA) (Pitkänen et al., 1999; Tolonen et Turunen, 1996; Turetsky et al., 2000; Turunen et Turunen, 2003; Wieder et al., 1994). Les LORCA sont calculés en divisant la masse de carbone accumulée par une tourbière par le temps s'étant écoulé depuis le début de sa formation. La datation de la base des dépôts de tourbe constitue donc une source importante d'information en ce qui concerne les taux d'accumulation du carbone à long terme (Gorham, 1991; Vitt et al., 2000). Les RERCA (100 à 200 dernières années), quant à eux, sont mesurés près de la surface, dans l'acrotelme, en divisant la masse cumulative de carbone pour cette période par l'âge de la tourbe (Tolonen et Turunen, 1996; Turunen et al., 2004).

Dans une tourbière, l'accumulation de carbone est reliée aux conditions hydrologiques et climatiques environnantes (Belyea et Malmer, 2004; Lavoie et Richard,

2000; Malmer et al., 2005). Par exemple, des conditions plus chaudes ou plus sèches peuvent contribuer à une baisse de la profondeur à laquelle on retrouve la nappe phréatique et à une augmentation de l'activité microbienne, ce qui accroît la décomposition de matière organique et restreint la séquestration du carbone (Charman, 2002). Le climat régule aussi l'hydrologie et les dynamiques de végétation, qui sont des facteurs clés en ce qui a trait à l'accumulation de la tourbe. En effet, l'accumulation de tourbe dépend principalement des conditions d'humidité et de la composition végétale de la tourbière (Bauer, 2004; Belyea et Malmer, 2004). La végétation influence les taux d'accumulation de la tourbe en jouant un rôle sur la productivité primaire nette, c'est-à-dire le taux d'addition de matière organique d'une tourbière (Belyea et Malmer, 2004; Malmer et al., 2005). La composition végétale de la tourbe détermine également la résistance à la décomposition de la matière organique qui la compose (Bauer, 2004; Malmer et al., 2005; Mauquoy et al., 2002). À long terme, l'accumulation de tourbe pourrait donc être affectée par des changements dans les conditions climatiques moyennes, l'hydrologie locale ou la fréquence d'évènements climatiques extrêmes tels que les sécheresses.

### **1.5.3. Comment établir un lien entre le bilan net de carbone contemporain et l'accumulation de carbone à plus long terme?**

Puisqu'on ne peut présumer que les taux d'accumulation de carbone actuels sont équivalents à ceux ayant prévalu depuis des milliers d'années (Moore, 2001), une comparaison doit être établie entre les flux de carbone contemporains et les taux d'accumulation de carbone à plus long terme (Bauer, 2004).

En 2007, Roulet et al. ont publié une étude sur six ans présentant un bilan du carbone contemporain pour la tourbière Mer Bleue, une tourbière ombrotrophe localisée en Ontario. Pour établir le bilan du carbone, l'échange écosystémique net de CO<sub>2</sub>, les émissions de CH<sub>4</sub> ainsi que l'exportation de carbone organique dissous ont été mesurés. Roulet et al. (2007) ont également mesuré le taux d'accumulation de carbone à long terme pour la même tourbière.

À partir du bilan du carbone mesuré sur six ans, Roulet et al. (2007) ont calculé une accumulation moyenne de carbone de  $21 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . En ce qui concerne le taux d'accumulation de carbone à long terme, un taux moyen de  $20 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  a été établi. Ce taux correspond aux taux d'accumulation de carbone à long terme ayant été rapportés pour l'Est canadien dans Turunen, Roulet, Moore et Richard (2004) et est similaire aux estimations qu'on retrouve dans la littérature pour les tourbières de l'hémisphère nord (Gorham et al., 2003; Turunen et al., 2002; Vitt et al., 2000). Cette étude a été la première à comparer le taux récent d'accumulation de carbone au taux d'accumulation à long terme pour une même tourbière. Selon les résultats de Roulet et al. (2007), ces deux taux ne sont pas statistiquement différents pour la tourbière Mer Bleue. Toutefois, afin d'établir un lien entre les taux récents d'accumulation de carbone et les taux d'accumulation à long terme, il faudrait reproduire cette étude pour différentes régions climatiques et pour différents types de tourbières (Roulet et al., 2007).

Les résultats de l'étude de Roulet et al. (2007) démontrent l'importance de considérer les flux de  $\text{CH}_4$  et de COD en plus de l'ÉÉN si l'on ne veut surestimer les quantités de carbone stockées par les tourbières. De plus, puisque les flux mesurés sont très variables d'une année à l'autre, on ne peut se fier aux résultats des études basées sur seulement quelques années (Roulet et al., 2007).

En 2008, Nilsson et al. ont publié une étude présentant le bilan du carbone contemporain sur deux ans pour la tourbière Degerö Stormyr, une tourbière minérotrophe pauvre localisée dans le nord de la Suède. L'ÉÉN, les émissions de  $\text{CH}_4$ , ainsi que l'apport et l'export de carbone organique dissous ont été mesurés pour établir le bilan. Nilsson et al. (2008) ont calculé un taux d'accumulation moyen de  $24 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  ( $27 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour l'année 2004 et  $20 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour l'année 2005). Les auteurs affirment que malgré la courte durée de l'étude, les taux récents d'accumulation de carbone calculés ne sont pas différents des taux d'accumulation à long terme disponibles dans la littérature pour cette région (Oldfield et al., 1997; Turunen et al., 2002). Finalement, malgré le fait qu'il s'agisse de

deux types de tourbières différents, les taux récents d'accumulation de carbone pour Mer Bleue et pour Degerö Stormyr sont très similaires (Nilsson et al., 2008).

## **1.6. Présentation des objectifs de la recherche**

Les données recueillies sur les échanges de carbone contemporains permettent d'en apprendre davantage sur l'état et la dynamique actuels des tourbières, mais ne fournissent aucune information sur la façon dont ces écosystèmes se sont comportés par le passé (Frolking et al., 2010). Pour en apprendre davantage sur les dynamiques passées des tourbières, il convient plutôt de se tourner vers l'analyse de carottes de tourbe. À l'aide d'analyses paléoécologiques, il est possible de reconstituer les conditions climatiques passées, les dynamiques associées à la composition végétale et les taux d'accumulation de carbone à long terme (Frolking et al., 2010).

La reconstitution des taux d'accumulation de carbone, en particulier lorsque réalisée à l'échelle fine (cm), fournit une opportunité unique d'établir un lien entre les dynamiques passées et les dynamiques contemporaines en termes d'accumulation de carbone dans les tourbières (Yu et al., 2011). En plus de permettre une analyse plus quantitative de la relation qui existe entre l'accumulation de la tourbe et le climat (Amesbury et al., 2011; Mauquoy et Yeloff, 2008), ce type de reconstructions fournit des données qui ont une plus haute résolution temporelle et qui peuvent plus facilement être comparées aux données climatiques contemporaines (Charman et al., 2009).

Peu d'études ont tenté de reconstruire à l'échelle centimétrique les variations des taux d'accumulation de carbone et les dynamiques associées à la végétation dans le but d'établir un lien avec les facteurs environnementaux (De Jong et al., 2010). Par conséquent, les principaux facteurs qui influencent les variations des taux d'accumulation de carbone à l'échelle fine dans les tourbières restent à être déterminés.

Les principaux objectifs de ce projet de recherche sont les suivants :

- 1) Effectuer des reconstructions à l'échelle centimétrique des taux d'accumulation de carbone pour la tourbière Degerö Stormyr;
- 2) Identifier les principaux facteurs qui influencent les taux d'accumulation de carbone dans cette tourbière parmi l'historique de la végétation et l'historique des variations hydrologiques et climatiques;
- 3) Comparer les taux d'accumulation reconstruits aux flux de carbone mesurés sur le même site durant plus de 10 ans.

## Chapitre 2. Méthodes

Ce deuxième chapitre présente une description du site d'étude et des étapes méthodologiques qui ont été suivies afin de répondre aux objectifs du projet, soit l'échantillonnage, les analyses en laboratoire et le traitement des données, la modélisation et les analyses statistiques.

### 2.1. Description du site d'étude

La tourbière Degerö Stormyr est localisée au nord de la Suède ( $64^{\circ} 11' N$ ,  $19^{\circ} 33' E$ ) dans la forêt expérimentale de Kulbäcksliden, du comté de Västerbotten, à environ 60 km au nord-ouest de la ville d'Umeå (figure 4). Située entre le fleuve Umeälven et la rivière Vindelälven, Degerö Stormyr se trouve à 270 mètres au-dessus du niveau de la mer (Nilsson et al., 2008; Sagerfors et al., 2008).



Figure 4. Carte de localisation.

La région où se trouve Degerö Stormyr est caractérisée par un climat tempéré humide, une température moyenne (1961-1990 AD) annuelle de 1,2 °C (14,7 °C en juillet et -12,4 °C en janvier) et des précipitations moyennes (1961-1990) annuelles de l'ordre de 523 mm (Alexandersson et al., 1991, cité dans Nilsson et al., 2008 et Sagerfors et al., 2008). Dans le comté de Västerbotten, 73 % du territoire est occupé par des terres forestières, 13 % par des tourbières, 10 % par des landes ou des prairies, 1 % par des terres agricoles et 3 % par d'autres types d'utilisation du territoire (bâtiments, puits, carrières, mines, roche nue, etc.) (Statistics Sweden, 2010). À plus petite échelle, le bassin versant où est localisé Degerö Stormyr est couvert à 69 % par des tourbières et à 31 % par des terres forestières qui sont dominées par *Pinus sylvestris* et *Picea abies* (ICOS Sweden, 2015).

Degerö Stormyr est une tourbière minérotrophe (*fen*) pauvre. La profondeur de la tourbe varie en moyenne entre trois et quatre mètres, mais des profondeurs allant jusqu'à huit mètres ont été mesurées sur le site; les dépôts de tourbe les plus profonds correspondent à un âge de 8000 ans (Nilsson et al., 2008; Sagerfors et al., 2008).

Couvrant une superficie d'environ 6,5 km<sup>2</sup>, Degerö Stormyr est composée de plusieurs petites tourbières, interconnectées les unes aux autres, qui sont divisées par des îlots et des crêtes de till (Nilsson et al., 2008; Sagerfors et al., 2008). Les buttes et les dépressions sont plutôt rares, tandis que les tapis flottants et les platières dominent le paysage (figure 5) (Schubert et al., 2010).

La végétation de Degerö Stormyr est dominée par des plantes vasculaires telles que *Eriophorum vaginatum* L., *Trichophorum cespitosum* (L.) Hartm., *Vaccinium oxycoccos* L., *Andromeda polifolia* L. et *Rubus chamaemorus* L. Les espèces *Carex limosa* L., *Carex rostrata* L. et *Schezeria palustris* L. sont également présentes, mais à plus faible densité. La strate muscinale, quant à elle, est dominée par *Sphagnum majus* (Russ.) C. Jens (tapis flottants), *Sphagnum balticum* (Russ.) C. Jens et *Sphagnum lindbergii* Schimp. (platières), *Sphagnum fuscum* Schimp. Klinggr. et *Sphagnum rubellum* Wils. (buttes) (Nilsson et al., 2008; Sagerfors et al., 2008).

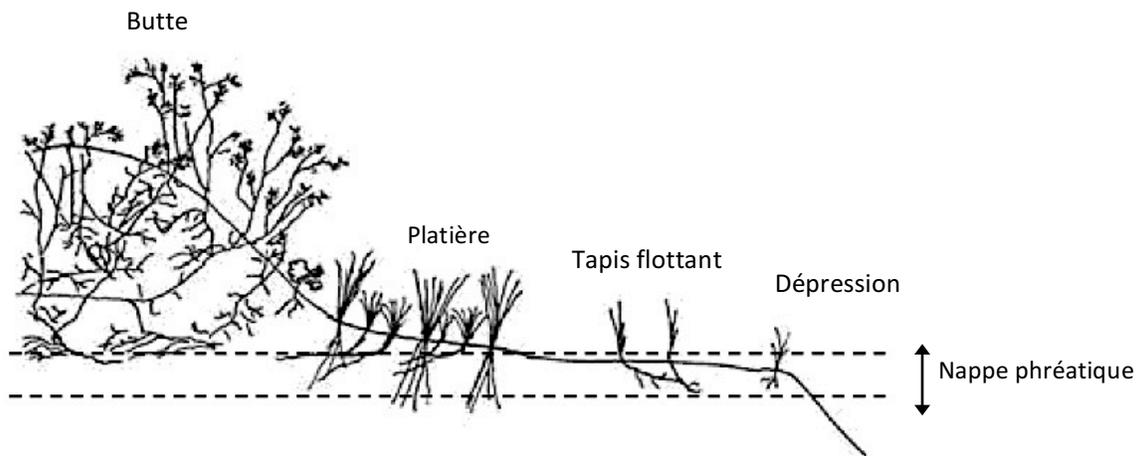


Figure 5. Représentation schématique de la microtopographie de la tourbière Degerö Stormyr (adaptée de Rydin et Jeglun, 2013).

### 2.1.1. Bilan net de carbone contemporain

En plus d'avoir été bien définie en matière d'hydrologie et de composition végétale contemporaine, Degerö Stormyr est l'une des tourbières qui détient les plus longues séries temporelles de mesures en matière de flux de  $\text{CO}_2$  (Peichl et al., 2014). En effet, depuis 2001, l'échange écosystémique net de  $\text{CO}_2$  (ÉÉN) de la tourbière est mesuré sur le site à l'aide de la technique de corrélation des turbulences (Baldocchi et al., 1988) grâce à une tour micrométéorologique. L'ajout de carbone organique par les précipitations ( $C_{\text{précip.}}$ ), les échanges de  $\text{CH}_4$  entre la tourbière et l'atmosphère ( $\text{CH}_4\text{-C}$ ) ainsi que les décharges en carbone organique et inorganique dissous (Décharge-C) sont également mesurés depuis 2004, permettant de calculer le bilan écosystémique net de carbone (NECB) de la tourbière. Plus de détails concernant les méthodes employées pour mesurer ces différents flux sont disponibles dans les articles publiés par Nilsson et al. (2008) et Sagerfors et al. (2008).

Nilsson et al. (2008) ont publié le bilan écosystémique net de carbone contemporain de la tourbière Degerö Stormyr pour l'année 2004 et pour l'année 2005. Les échanges écosystémiques nets de  $\text{CO}_2$  mesurés sont de l'ordre de  $-55 \pm 1,9 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour l'année 2004 et de  $-48 \pm 1,6 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour l'année 2005 (les valeurs négatives

représentent une absorption de carbone). La quantité de carbone organique ajoutée par les précipitations est en moyenne de  $1,3 \pm 0,14 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour les années 2004 et 2005. En ce qui concerne les flux de  $\text{CH}_4$ , des émissions de  $9 \pm 1,8 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  et de  $14 \pm 2,5 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  ont été mesurées pour l'année 2004 et pour l'année 2005 respectivement. Finalement, des pertes en carbone organique et inorganique dissous de  $20,4 \pm 2,1 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (année 2004) et de  $15,1 \pm 1,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (année 2005) ont été mesurées. Le NECB pour la tourbière Degerö Stormyr est donc de  $-27 \pm 3,4 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour l'année 2004 et de  $-20 \pm 3,4 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour l'année 2005. Puisque le bilan est négatif, l'accumulation de carbone est en moyenne de  $24 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ .

Plus récemment, Peichl et al. (2014) ont publié les résultats de l'étude pour la période s'étendant de 2001 à 2012 AD. Les résultats publiés ne comprennent toutefois que les échanges écosystémiques nets de  $\text{CO}_2$ . Selon les résultats de l'étude, Degerö Stormyr est un puits de  $\text{CO}_2$  avec un ÉÉN moyen de  $-58 \pm 21 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . En général, le ÉÉN varie entre -42 et  $-79 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , mais a atteint une valeur de  $-18 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  en 2006 et de  $-106 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  en 2008.

## 2.2. Échantillonnage

L'échantillonnage de quatre carottes de tourbe de 50 cm (DS1) ou d'un mètre de longueur (DS2, DS3 et DS4) a été réalisé en septembre 2011. L'emplacement pour l'échantillonnage de chacune des carottes a été sélectionné suivant la microtopographie locale et la localisation géographique de la tour mesurant les flux de  $\text{CO}_2$  : les quatre emplacements choisis ont une microtopographie intermédiaire (platière) et sont localisés à une cinquantaine de mètres de la tour. Les quatre carottes de tourbe ont été prélevées à l'aide d'un carottier de type Wardenaar (Wardenaar, 1987), comme recommandé par De Vleeschouwer et al. (2011).

À la suite de leur prélèvement, les carottes de tourbe ont été emballées dans une pellicule plastique, puis transportées en l'espace de 6 heures au laboratoire de l'Université

suédoise des sciences agricoles (*Sveriges lantbruksuniversitet*; SLU), localisé à Umeå, où elles ont été congelées à -20 °C. Les carottes ont ensuite été découpées en tranches de 1 cm (ou de 2 ou 3 cm pour les échantillons de surface) à l'aide d'une scie à ruban à l'intérieur d'une chambre froide dont la température était maintenue au maximum à -15 °C, pour éviter que les échantillons ne dégèlent. Chaque échantillon de tourbe a ensuite été emballé individuellement et conservé à -20 °C pour des analyses ultérieures. Les échantillons ont été transportés au Laboratoire de biogéographie de l'Université de Montréal dans une glacière.

## **2.3. Analyses en laboratoire**

Lorsqu'ils sont couplés avec des méthodes de datation précises, les indicateurs biotiques et abiotiques préservés dans la tourbe permettent de déterminer quelles étaient les conditions écologiques et climatologiques passées (Charman, 2002). Les macrorestes végétaux indiquent quelle était la végétation sur le site étudié et fournissent des renseignements quant au niveau de décomposition de la matière organique (Bhiry et Filion, 2001; Mauquoy et al., 2011) et les thécamoebiens donnent des indications sur les changements hydrologiques survenus par le passé (Charman, 2001; Lavoie, 2001; Mitchell et al., 2008).

Les analyses suivantes ont donc été réalisées en laboratoire afin de reconstruire l'accumulation de carbone (densité apparente de la tourbe sèche, contenu en matière organique et contenu en carbone et en azote), l'historique de la végétation (analyse des macrorestes) et l'hydrologie (analyse des thécamoebiens) de la tourbière Degerö Stormyr. Les analyses ont été réalisées sur les carottes DS2, DS3 et DS4 tandis que la carotte DS1 a été archivée pour des analyses futures.

### **2.3.1. Chronologie**

#### **2.3.1.1. Datation au radiocarbone**

On appelle radionucléides, ou radioisotopes, les atomes au noyau instable qui

subissent une désintégration radioactive, ou une transmutation<sup>1</sup>, en émettant ou en recevant des particules subatomiques (Le Roux et Marshall, 2011). Au fil du temps, les radionucléides « mères » se transforment progressivement en atomes « filles » par perte ou par gain de ces particules subatomiques (« Isotope », 2016). La datation radiométrique vise à déduire le nombre de demi-vies<sup>2</sup> qui se sont écoulées depuis le début de la désintégration radioactive. Cette déduction se fait en comparant la quantité de radionucléides mères qu'il reste dans un échantillon à la quantité d'atomes-filles qu'il contient (Le Roux et Marshall, 2011).

Le carbone 14 (<sup>14</sup>C), communément appelé radiocarbone, est un isotope radioactif du carbone. La datation au radiocarbone repose sur le fait que le <sup>14</sup>C se retrouve en plus petite proportion dans l'atmosphère que le carbone 12 (<sup>12</sup>C) et le carbone 13 (<sup>13</sup>C), deux isotopes plus communs. La concentration de <sup>14</sup>C est de l'ordre d'un atome par billion d'atomes de <sup>12</sup>C (Goh, 1991b; Van der Plicht, 2007), tandis que 99 % du carbone que l'on retrouve dans l'atmosphère est composé de <sup>12</sup>C et 1 % de <sup>13</sup>C (Boutton, 1991).

Lors de la photosynthèse, les plantes absorbent du CO<sub>2</sub> et assimilent du carbone dans leurs tissus selon le même ratio <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C que l'on retrouve dans l'atmosphère (Van der Plicht, 2007). Après la mort d'un organisme, les échanges de carbone avec l'atmosphère cessent et sa concentration en <sup>14</sup>C se met à décroître avec les années. Considérant que la désintégration radioactive du <sup>14</sup>C se fait de façon exponentielle à travers le temps et que le <sup>14</sup>C a une demi-vie de 5568 années (Mook, 1986), on peut établir l'âge des tissus végétaux qui composent la tourbe selon leur contenu en <sup>14</sup>C (Björck et Wohlfarth, 2001; Piotrowska et al., 2011; Turetsky et al., 2004). La datation au <sup>14</sup>C a donc pour objectif de mesurer la radioactivité résiduelle d'un échantillon, car en évaluant la quantité de <sup>14</sup>C qu'il reste dans un organisme, il est possible de remonter au moment de sa mort (Beta Analytic, 2016; Van der Plicht, 2007).

---

<sup>1</sup> Transformation d'un élément chimique en un autre élément (« Transmutation », 2016).

<sup>2</sup> Temps nécessaire pour que la moitié des atomes contenus dans un échantillon se soient désintégrés (Le Roux et Marshall, 2011).

À travers les années, le contenu en  $^{14}\text{C}$  de l'atmosphère a fluctué que ce soit pour des raisons naturelles, telles que les variations solaires ou les changements du champ magnétique de la Terre (Damon et al., 1978; Stuiver et Braziunas, 1993; Van Geel et al., 1998), ou anthropiques (Goh, 1991a; Levin et al., 2008; Pazdur et al., 2007; Rakowski et al., 2010). Puisque le contenu en  $^{14}\text{C}$  de l'atmosphère n'est pas constant, l'âge conventionnel d'un organisme, c'est-à-dire le nombre d'années s'étant théoriquement écoulées depuis sa mort, diffère de son âge calendaire (Piotrowska et al., 2011). Afin de prendre en compte les fluctuations du  $^{14}\text{C}$  et ainsi déterminer de façon plus précise l'âge calendaire d'un échantillon, des courbes d'étalonnage mettant en relation les âges conventionnels et les âges calendaires ont été établies (Björck et Wohlfarth, 2001; Piotrowska et al., 2011; Turetsky et al., 2004). L'âge conventionnel d'un échantillon est habituellement rapporté en années avant l'actuel (années BP), c'est à dire 1950 après Jésus-Christ (1950 AD) (Björck et Wohlfarth, 2001; Piotrowska et al., 2011; Turetsky et al., 2004).

Des parties aériennes de la végétation de la carotte DS2, principalement des restes de sphaignes, mais aussi des graines ou des feuilles d'éricacées, ont été isolées pour former cinq échantillons qui ont fait l'objet de datations au  $^{14}\text{C}$ . Les datations ont été réalisées au laboratoire Beta Analytic (Floride, États-Unis) à l'aide de spectromètres de masse à accélérateur de particules (AMS). Le procédé employé, considéré comme étant le plus efficace pour mesurer le  $^{14}\text{C}$ , détermine la concentration en  $^{14}\text{C}$  d'un échantillon en comptant les atomes de  $^{12}\text{C}$ , de  $^{13}\text{C}$  et de  $^{14}\text{C}$  qu'il émet (Beta Analytic, 2016; Jull, 2007; Piotrowska et al., 2011).

Les datations ont ensuite été calibrées à l'aide du programme OxCal (Ramsey, 2009). La courbe d'étalonnage postbombe NH1 (Hua et al., 2013) a été utilisée pour calibrer le résultat des datations pour les sous-échantillons récents, c'est-à-dire postérieurs à 1950 AD, tandis que la courbe IntCal13 (Reimer et al., 2013) a été utilisée pour les sous-échantillons plus âgés.

### 2.3.1.2. Datation au $^{210}\text{Pb}$

La datation au radiocarbone peut difficilement être utilisée pour dater des échantillons récents (0 à 150 ans) (Björck et Wohlfarth, 2001). En effet, en raison des marges d'incertitude élevées, des variations du contenu en  $^{14}\text{C}$  de l'atmosphère, de la combustion des combustibles fossiles qui produit de « l'ancien »  $\text{CO}_2$  (Levin et al., 2008; Pazdur et al., 2007; Rakowski et al., 2010) et des essais d'armes nucléaires qui ont augmenté la production de  $^{14}\text{C}$  (Goh, 1991a), il est préférable de se tourner vers d'autres radionucléides ayant une durée de vie plus courte (Björck et Wohlfarth, 2001).

Le plomb 210 ( $^{210}\text{Pb}$ ) est un isotope radioactif du plomb qui a une demi-vie de 22,23 années (Bé et al., 2008). Le  $^{210}\text{Pb}$  fait partie de la chaîne de désintégration radioactive de l'uranium 238 ( $^{238}\text{U}$ ) (figure 6) (Appleby, 2001; Le Roux et Marshall, 2011; Turetsky et al., 2004). Le  $^{238}\text{U}$  se désintègre dans le sol, en passant par d'autres éléments filles, pour former du radon 222 ( $^{222}\text{Rn}$ ), un élément gazeux. En passant par d'autres éléments filles, le  $^{222}\text{Rn}$ , quant à lui, se désintègre en  $^{210}\text{Pb}$  (Appleby, 2001; Le Roux et Marshall, 2011; Turetsky et al., 2004).

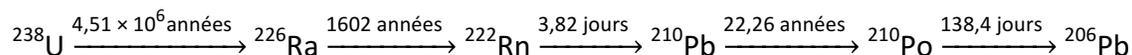


Figure 6. Chaîne de désintégration radioactive du  $^{238}\text{U}$ . Seuls les radionucléides étant principalement liés au cycle de production du  $^{210}\text{Pb}$  et leurs demi-vies radioactives sont présentés. Figure adaptée d'Appleby (2001).

Le  $^{210}\text{Pb}$  que l'on retrouve dans un échantillon est une combinaison de ce que l'on appelle le  $^{210}\text{Pb}$  supporté et le  $^{210}\text{Pb}$  non supporté (Appleby, 2001; Le Roux et Marshall, 2011; Turetsky et al., 2004). Le  $^{210}\text{Pb}$  supporté provient de la désintégration *in situ* du  $^{222}\text{Rn}$  : une première partie du  $^{222}\text{Rn}$  qui se trouve dans le sol se désintègre sur place pour former du  $^{210}\text{Pb}$ . Le  $^{210}\text{Pb}$  non supporté, quant à lui, provient des dépôts atmosphériques : la deuxième partie du  $^{222}\text{Rn}$  se trouvant dans le sol diffuse à travers le sol et les roches et s'échappe dans l'atmosphère. Le  $^{222}\text{Rn}$  se désintègre dans l'atmosphère et forme du  $^{210}\text{Pb}$ .

Les atomes de  $^{210}\text{Pb}$  se lient rapidement à des particules atmosphériques et se déposent à la surface de la Terre par précipitation ou dépôt sec (Appleby, 2001; Le Roux et Marshall, 2011; Turetsky et al., 2004).

Pour déterminer l'âge d'un échantillon à l'aide du  $^{210}\text{Pb}$ , il faut déterminer quelle fraction de l'activité provient du  $^{210}\text{Pb}$  supporté et quelle fraction provient du  $^{210}\text{Pb}$  non supporté (Le Roux et Marshall, 2011). La fraction provenant du  $^{210}\text{Pb}$  supporté peut être facilement mesurée, car elle est habituellement en équilibre radioactif avec l'activité du  $^{226}\text{Ra}$  contenue dans l'échantillon (Appleby, 2001; Appleby et Oldfield, 1978; Sanchez-Cabeza et Ruiz-Fernández, 2012). La fraction provenant du  $^{210}\text{Pb}$  non supporté, quant à elle, est déterminée en soustrayant l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  supporté à l'activité totale (Appleby, 2001; Appleby et Oldfield, 1978). Dans la plupart des cas, l'équilibre entre le  $^{210}\text{Pb}$  supporté et non supporté est atteint après 6 à 7 demi-vies, c'est-à-dire 130 à 150 ans (Appleby, 2001).

Dans une tourbière qui n'a pas été perturbée où l'accumulation de tourbe se fait de façon verticale, plus la tourbe se trouve près de la surface, plus l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  non supporté est élevée puisque celle-ci a plus récemment été exposée à des dépôts atmosphériques. Plus en profondeur, en raison de la désintégration radioactive, l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  non supporté décroît (Appleby et Oldfield, 1983, cité dans Turetsky et al. 2004). En quantifiant l'inventaire de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté que l'on trouve dans une carotte de tourbe, il est possible d'établir une relation entre l'âge et la profondeur de la tourbe et ainsi estimer depuis combien d'années les échantillons ont été formés (Appleby et Oldfield, 1983, cité dans Turetsky et al. 2004).

Huit échantillons de surface de la carotte DS2 ont été datés par radiochronologie en utilisant le  $^{210}\text{Pb}$  comme marqueur (Le Roux et Marshall, 2011). Les datations ont été réalisées sur des parties aériennes de la végétation, soit principalement des restes de sphaignes, mais aussi des graines ou des feuilles d'éricacées qui ont été isolées. Les datations ont été effectuées au laboratoire de radiochronologie du Geotop (Université du Québec à Montréal). Les échantillons ont été analysés à l'aide d'un spectromètre alpha. L'activité du

$^{210}\text{Pb}$  a été estimée en mesurant l'émission alpha du  $^{210}\text{Po}$ , un élément fille du  $^{210}\text{Pb}$ , après l'ajout d'une quantité connue de  $^{209}\text{Po}$ .

Plusieurs modèles ont été développés afin d'établir l'âge des échantillons analysés. Ces modèles mettent en relation la concentration de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté qu'on trouve dans les sédiments, le taux de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté qui se dépose à la surface des sédiments et le taux d'accumulation sédimentaire (Sanchez-Cabeza et Ruiz-Fernández, 2012). Ces modèles sont dérivés du modèle original développé par Krishnaswamy et al. (1971) appelé CFCS (*Constant Flux Constant Sedimentation*), mais sont adaptés à des conditions sédimentaires différentes (Sanchez-Cabeza et Ruiz-Fernández, 2012).

Dans le cadre de ce projet, l'âge des échantillons a été calculé à l'aide du modèle CRS (*Constant rate of supply*; Appleby et Oldfield, 1978), puisque celui-ci est considéré comme étant le modèle le plus approprié pour dater des carottes de tourbe (Appleby, 2008; Turetsky et al., 2004). Dans ce modèle, on considère que l'apport de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté est resté constant, mais que les taux d'accumulation de tourbe ont varié à travers le temps (Appleby et Oldfield, 1978).

Le calcul de l'âge des échantillons selon le modèle CRS a été effectué en suivant la méthodologie et les équations présentées par Appleby (2001). L'inventaire cumulatif de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté ( $\hat{A}$ ; équation 2), l'inventaire total de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté ( $A(0)$ ; équation 6), puis l'inventaire de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté restant en dessous des échantillons datés ( $A$ ; équation 7) ont été successivement calculés pour être en mesure de déterminer l'âge des échantillons ( $t$ ; équation 8). La majeure partie des calculs a été réalisée à l'aide de la feuille de calcul présentée dans le tableau I.

Tableau I. Feuille de calcul pour le modèle CRS (adaptée d’Appleby, 2001)

<sup>210</sup> Pb non supporté											Modèle chronologique CRS		
Échantillon	Profondeur		Masse sèche cumulative		Activité		Inventaires				Âge		BP
	$x$	$\pm$	$m$	$\pm$	$C$	$\pm$	$\hat{A}$	$\pm$	$A$	$\pm$	$t$	$\pm$	
	cm		g cm <sup>-2</sup>		Bq kg <sup>-1</sup>		Bq m <sup>-2</sup>		Bq m <sup>-2</sup>		Années		
1	$x_1$	-	$m_1$	-	$C_1$	-	$\hat{A}_1$	-	$A_1$	-	$t_1$	-	-
2	$x_2$	-	$m_2$	-	$C_2$	-	$\hat{A}_2$	-	$A_2$	-	$t_2$	-	-
3	$x_3$	-	$m_3$	-	$C_3$	-	$\hat{A}_3$	-	$A_3$	-	$t_3$	-	-
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
$n$	$x_n$	-	$m_n$	-	$C_n$	-	$\hat{A}_n$	-	$A_n$	-	$t_n$	-	-

*Inventaire cumulatif de <sup>210</sup>Pb non supporté*

La densité apparente de la tourbe sèche ayant été mesurée pour tous les centimètres de la carotte DS2 (voir section 2.3.2 pour plus de détails), l’équation suivante a été utilisée pour calculer la masse cumulative de la tourbe sèche ( $m$ ) pour chacune des tranches de 1 cm de la carotte DS2 :

$$m_n = m_{n-1} + s_n (x_n - x_{n-1})$$

$m$  = masse cumulative de la tourbe sèche (g cm<sup>-2</sup>)

$s$  = densité apparente de la tourbe sèche (g cm<sup>-3</sup>)

$x$  = profondeur (cm)

Équation 1

Les masses cumulatives de la tourbe sèche correspondant aux échantillons datés au <sup>210</sup>Pb ont été entrées dans la feuille de calcul.

L’inventaire cumulatif de <sup>210</sup>Pb non supporté ( $\hat{A}$ ) a ensuite été calculé selon l’équation suivante :

$$\hat{A}_n = \hat{A}_{n-1} + \frac{C_{n-1} - C_n}{\ln(C_{n-1}/C_n)} (m_n + m_{n-1}) \times 10$$

$\hat{A}$  = inventaire cumulatif de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté ( $\text{Bq m}^{-2}$ )

$C$  = activité totale du  $^{210}\text{Pb}$  mesurée en laboratoire ( $\text{Bq kg}^{-1}$ )

Équation 2

### *Inventaire total de $^{210}\text{Pb}$ non supporté*

La valeur de l'inventaire total de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté ( $A(0)$ ) équivaut, en principe, à la valeur de l'inventaire cumulatif de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté ( $\hat{A}$ ) au point où l'activité totale du  $^{210}\text{Pb}$  ( $C$ ) est en équilibre avec le  $^{226}\text{Ra}$  (c'est-à-dire le point où il ne reste que du  $^{210}\text{Pb}$  supporté et donc que la totalité du  $^{210}\text{Pb}$  non supporté a été désintégré). Puisque l'activité du  $^{226}\text{Ra}$  n'a pas été mesurée,  $A(0)$  a été estimé à l'aide des taux d'accumulation de tourbe.

Lorsque l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  décroît de façon plus ou moins exponentielle selon la profondeur, on peut en déduire que l'accumulation de tourbe s'est faite de façon uniforme. Un graphique mettant en relation l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  ( $\ln C$ ) et la profondeur, exprimée en  $\text{g cm}^{-2}$  ( $m$ ), a donc été construit. Puisque la relation entre l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  et la profondeur est exponentielle pour la portion inférieure du profil ayant été daté, le taux d'accumulation de tourbe moyen pour cette section du profil ( $\bar{r}_b$ ) a été estimé à partir de la pente du graphique en utilisant les équations suivantes :

$$\frac{d}{dm} \ln C = -\frac{\lambda}{\bar{r}_b}$$

$\lambda$  = constante de désintégration radioactive du  $^{210}\text{Pb}$  ( $0,03114 \text{ année}^{-1}$ );

$\bar{r}_b$  = taux d'accumulation de tourbe moyen pour la base du profil ( $\text{g cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ).

Équation 3

$$\bar{r}_b = \frac{\lambda}{-\left(\frac{d}{dm} \ln C\right)}$$

Équation 4

L'inventaire de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté ( $A_b$ ) qu'il reste en dessous du dernier échantillon daté, dont la profondeur est  $x_N$ , a été estimé en utilisant la formule suivante :

$$A_b = \frac{1}{\lambda} \bar{r}_b C_N \times 10$$

$A_b$  = inventaire de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté qu'il reste en dessous de la profondeur  $x_N$  ( $\text{Bq m}^{-2}$ );

$C_N$  = activité totale du  $^{210}\text{Pb}$  à la profondeur  $x_N$  ( $\text{Bq kg}^{-1}$ ).

Équation 5

L'inventaire total de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté ( $A(0)$ ), soit l'inventaire de  $^{210}\text{Pb}$  au moment du dépôt de la tourbe, a finalement été estimé selon l'équation :

$$A(0) = \hat{A}_N + A_b$$

$A(0)$  = inventaire total de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté ( $\text{Bq m}^{-2}$ ).

Équation 6

#### *Inventaire de $^{210}\text{Pb}$ non supporté restant en dessous des échantillons datés*

L'inventaire de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté restant en dessous de chacun des échantillons datés ( $A$ ) a été calculé par soustraction :

$$A = A(0) - \hat{A}$$

$A$  = inventaire de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté qu'il reste en dessous de l'échantillon daté ( $\text{Bq m}^{-2}$ ).

Équation 7

#### *Âge des échantillons*

L'âge ( $t$ ) de chacun des échantillons analysés a finalement été établi grâce à l'estimation de l'inventaire total de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté ( $A(0)$ ) et de l'inventaire de  $^{210}\text{Pb}$  non supporté restant en dessous des échantillons datés ( $A$ ) :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{A(0)}{A} \right)$$

$t$  = temps s'étant écoulé depuis le dépôt de l'échantillon (années)

Équation 8

### *Calcul de l'incertitude des datations au $^{210}\text{Pb}$*

Deux méthodes sont utilisées pour estimer l'incertitude des datations au  $^{210}\text{Pb}$  obtenues à l'aide du modèle CRS : la propagation des incertitudes et la méthode de Monte-Carlo (Appleby, 2001). La méthode de Monte-Carlo repose sur un concept statistique stipulant que la répétition d'une expérience à de nombreuses reprises permet d'obtenir la distribution de la fréquence des résultats. Si l'on assume que cette distribution est gaussienne, il est possible de déterminer sa valeur moyenne et son écart type. Or l'une des façons les plus communes d'exprimer l'incertitude d'une variable est de présenter sa valeur moyenne et son écart type (ISO, 1995, cité dans Sanchez-Cabeza et al., 2014).

Le calcul de l'incertitude pour chacune des datations a été réalisé selon la méthodologie présentée par Sanchez-Cabeza et al. (2014), où l'on propose d'estimer les incertitudes par simulation de Monte-Carlo. Les constantes et les variables nécessaires au calcul sont présentées dans le tableau II.

Afin de calculer les incertitudes pour les datations au  $^{210}\text{Pb}$  effectuées sur la carotte DS2, l'incertitude associée aux constantes et aux variables mesurées a premièrement été déterminée. Des incertitudes de type B suivant une loi uniforme ont été considérées pour la constante  $d$  et les variables  $h$ ,  $x$  et  $m_x$  ( $0,1/\sqrt{3}$  pour  $d$  et  $x$ ,  $0,01/\sqrt{3}$  pour  $h$  et  $0,0001/\sqrt{3}$  pour  $m_x$ ), tandis qu'une incertitude de 0,12 a été fixée pour la constante  $T$  (Bé et al., 2008). Les incertitudes pour la variable C, quant à elles, ont été fournies par le laboratoire de radiochronologie du Geotop.

Tableau II. Constantes et variables requises pour le calcul de l'incertitude des datations au  $^{210}\text{Pb}$  selon la méthodologie présentée par Sanchez-Cabeza et al. (2014).

<b>Constantes :</b>		
Diamètre de l'échantillonneur volumétrique	cm	$d$
Demi-vie du $^{210}\text{Pb}$	années	$T$
<b>Variables mesurées :</b>		
Hauteur de l'échantillon pour le calcul de la densité apparente de la tourbe sèche	cm	$h$
Profondeur	cm	$x$
Masse de la tourbe sèche	g	$m_x$
Concentration de $^{210}\text{Pb}$	Bq kg $^{-1}$	$C$
<b>Constantes et variables dérivées :</b>		
Constante de désintégration radioactive du $^{210}\text{Pb}$	an $^{-1}$	$\lambda$
Volume de l'échantillon pour le calcul de la densité apparente de la tourbe sèche	cm $^3$	$v$
Densité apparente de la tourbe sèche	g cm $^{-3}$	$s$
Masse cumulative de la tourbe sèche	g cm $^{-2}$	$m$
Inventaire cumulatif de $^{210}\text{Pb}$ non supporté (Bq m $^{-2}$ )	Bq m $^{-2}$	$\hat{A}$
Taux d'accumulation de tourbe moyen pour la base du profil	g cm $^{-2}$ an $^{-1}$	$\bar{r}_b$
Inventaire de $^{210}\text{Pb}$ non supporté qu'il reste en dessous de la profondeur $x_N$	Bq m $^{-2}$	$A_b$
Inventaire total de $^{210}\text{Pb}$ non supporté	Bq m $^{-2}$	$A(0)$
Inventaire de $^{210}\text{Pb}$ non supporté qu'il reste en dessous de l'échantillon daté	Bq m $^{-2}$	$A$
Âge de l'échantillon	années	$t$

L'estimation de l'incertitude pour les variables dérivées a été réalisée à l'aide de calculs itératifs. Tel que recommandé par Sanchez-Cabeza et al. (2014), 10 000 itérations ont été effectuées. À chacune des itérations, un nombre aléatoire suivant une distribution gaussienne a été généré pour chacune des constantes et chacune des variables mesurées. Les équations du modèle CRS ont permis le calcul des variables dérivées ( $var$ ), puis ces mêmes équations ont été appliquées aux nombres ayant été générés aléatoirement afin de calculer des variables dérivées « aléatoires » ( $rand\ var$ ). L'écart quadratique entre les variables dérivées et les variables dérivées aléatoires ( $rand\ var - var$ ) $^2$  a été calculé pour chacune des itérations et a été additionné à l'écart quadratique obtenu lors de l'itération

précédente. L'incertitude ( $\sigma$ ) pour chacune des variables dérivées a finalement été obtenue à l'aide de l'équation suivante :

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (rand\ var_i - var)^2}{n}}$$

Équation 9

où  $n$  équivaut au nombre d'itérations ayant été réalisées (Sanchez-Cabeza et al., 2014).

### **2.3.2. Densité apparente de la tourbe sèche, contenu en matière organique et contenu en carbone et en azote**

La densité apparente de la tourbe sèche ( $\text{g cm}^{-3}$ ) a été mesurée pour tous les échantillons des trois carottes de tourbe en suivant le protocole présenté dans Chambers, Beilman, et al. (2011). Des sous-échantillons de 2,2 cm de diamètre ont été prélevés au centre de chacun des échantillons à l'aide d'un tube de métal. Puisque la hauteur des tranches variait légèrement, la hauteur de chacun des échantillons a elle aussi été mesurée. Les sous-échantillons ont été séchés au four à 105 °C durant toute une nuit, ont été placés dans un dessiccateur jusqu'à leur refroidissement complet, puis ont été pesés. La densité apparente de la tourbe a été calculée en divisant le poids des sous-échantillons secs par le volume occupé par les sous-échantillons frais.

Le contenu en matière organique de la tourbe (%) a été mesuré pour chacun des échantillons des carottes DS3 et DS4. Ce contenu a été établi par la technique de la perte au feu (Dean, 1974). Des sous-échantillons de 1  $\text{cm}^3$ , prélevés au centre de chacun des échantillons à l'aide d'un tube de métal, ont été séchés au four à 105 °C durant toute une nuit, ont été placés dans un dessiccateur, puis ont été pesés. Les sous-échantillons ont ensuite été brûlés au four à 600 °C durant 30 minutes, puis ont été placés dans un dessiccateur jusqu'à leur refroidissement complet pour être pesés à nouveau. Le contenu en matière organique a finalement été calculé en divisant le poids perdu à la suite de la

combustion (soit le poids des sous-échantillons secs moins le poids des sous-échantillons ayant été brûlés) par le poids des sous-échantillons secs (Chambers, Beilman, et al., 2011).

Le contenu en carbone et en azote (N) de la tourbe (%) a été mesuré pour douze échantillons de la carotte DS2. Des sous-échantillons de tourbe d'environ 0,5 cm<sup>3</sup> ont été prélevés à l'aide d'un tube de métal à tous les 7 ou 8 cm le long de la carotte. Ils ont été séchés au four à 105 °C durant toute une nuit, ont été placés dans un dessiccateur jusqu'à leur refroidissement complet et ont été broyés finement à l'aide d'un pilon et d'un mortier. Des quantités variant entre 1,6 et 2,3 mg de chaque sous-échantillon ont ensuite été pesées puis analysées au laboratoire d'isotopes stables du Geotop (Université du Québec à Montréal). Des duplicata ont été réalisés pour 4 des 12 sous-échantillons de la carotte DS2.

### **2.3.3. Analyse des macrorestes**

Les macrorestes ont été analysés pour 9 échantillons des carottes DS2, DS3 et DS4 (tableau III). Les 27 échantillons analysés ont été prélevés approximativement à tous les 10 cm le long des trois carottes. La totalité du matériel disponible par niveau de profondeur a été analysée. Les échantillons ont été placés dans une boîte de Pétri carrée. De l'eau distillée a été ajoutée aux échantillons pour faire flotter les macrorestes et ainsi faciliter leur analyse. Certains échantillons se trouvant plus en profondeur ont été rincés avec de l'eau distillée et tamisés à 150 µm avant l'analyse. Les macrorestes ont été analysés sous une loupe stéréoscopique. Certains sous-échantillons ont été montés sur lame et identifiés au microscope. Les macrorestes ont été identifiés à l'aide de l'article de Mauquoy et Van Geel (2007) et d'une collection de référence.

Lors de l'analyse, la boîte de Pétri a été divisée en cinq zones. Le pourcentage du volume analysé représenté par les principaux types de macrorestes (sphaignes, herbacées, éricacées, hépatiques et fragments de bois) a été estimé pour chacune des cinq zones. La représentation moyenne des divers types de macrorestes a été calculée afin d'obtenir un résultat pour l'ensemble de l'échantillon. Pour les herbacées et les éricacées, les

pourcentages représentés par les parties aériennes et souterraines des plantes ont été estimés séparément. Certaines pièces telles que les graines, les fruits, les inflorescences, les collets d'herbacées et les aiguilles ont été dénombrées.

Tableau III. Échantillons pour lesquels l'analyse des macrorestes a été effectuée.

Carotte DS2			Carotte DS3			Carotte DS4		
Échantillon	Profondeur (cm)	Âge (années BP)	Échantillon	Profondeur (cm)	Âge (années BP)	Échantillon	Profondeur (cm)	Âge (années BP)
DS2-1	1,5	-47,1	DS3-1	0,5	-48,6	DS4-1	1,0	-48,6
DS2-10	12,5	-30,9	DS3-10	9,5	-37,4	DS4-10	10,5	-35,7
DS2-20	22,5	-6,2	DS3-20	19,5	-13,1	DS4-20	20,5	-10,7
DS2-30	32,5	28,0	DS3-30	29,5	16,4	DS4-30	30,5	20,2
DS2-40	42,5	62,5	DS3-40	39,5	52,8	DS4-40	40,5	56,1
DS2-50	52,5	377,5	DS3-50	49,5	213,5	DS4-50	50,5	258,8
DS2-60	62,5	767,7	DS3-60	59,5	670,7	DS4-60	60,5	702,8
DS2-70	72,5	1079,8	DS3-70	69,5	991,0	DS4-70	70,5	1021,4
DS2-79	81,5	1328,5	DS3-78	77,5	1221,1	DS4-76	76,5	1193,6

Un diagramme présentant les résultats de l'analyse a été réalisé à l'aide du programme C2 (Juggins, 2007). Les résultats sont présentés sous forme d'histogrammes qui expriment l'abondance des principaux types de macrorestes en pourcentage et le nombre de pièces ayant été dénombrées.

#### 2.3.4. Analyse des thécamoebiens

Les thécamoebiens sont des organismes unicellulaires qui fabriquent des enveloppes rigides qui résistent à la dégradation et persistent dans les sédiments (Booth et al., 2011; Charman, 2001; Mitchell et al., 2008). Ces enveloppes rigides, qui sont variables sur le plan de la grandeur et de la morphologie, permettent l'identification des thécamoebiens au niveau de l'espèce (Charman et al., 2000). Les thécamoebiens vivent dans des environnements aquatiques à humides, tels que les lacs, les rivières et les sols (Meisterfeld 2002a et 2002b, cités dans Mitchell et al., 2008). Ces organismes abondent

particulièrement dans les mousses de surface et la végétation humide des tourbières ombrotrophes et minérotrophes (Charman, 2001).

L'analyse des thécamoebiens a été effectuée pour 53 échantillons de la carotte DS4. Des sous-échantillons de 1 cm<sup>3</sup>, ou de 2 cm<sup>3</sup> pour ce qui est de l'échantillon de surface, ont été prélevés le long de la carotte à l'aide d'un tube de métal. Les 30 premiers sous-échantillons ont été prélevés à tous les centimètres et les 23 suivants à tous les deux centimètres. Ils ont été préparés pour l'analyse en suivant le protocole présenté dans Booth et al. (2011) : les sous-échantillons ont premièrement été portés à ébullition dans de l'eau distillée pour une durée d'environ 10 minutes afin de désagréger la tourbe. Les sous-échantillons ont ensuite été tamisés à 300 µm et à 15 µm. Le matériel retenu a été centrifugé et a finalement été teint. Les sous-échantillons, prêts pour l'analyse, ont été conservés dans de la glycérine.

Les thécamoebiens ont été montés sur lame puis identifiés et dénombrés au microscope. L'identification a été réalisée à l'aide de la clé taxonomique de Charman et al. (2000). Un minimum de 150 spécimens a été identifié pour la plupart des sous-échantillons, mais ce minimum n'a pu être atteint pour quelques-uns des sous-échantillons analysés : les échantillons pour lesquels moins de 100 thécamoebiens ont été dénombrés ont été exclus des analyses ultérieures. Le nombre total de spécimens identifiés par sous-échantillon a servi de base pour calculer la représentation en pourcentage des différentes espèces.

Les résultats de l'analyse des thécamoebiens sont présentés sous forme de diagrammes réalisés à l'aide du programme C2 (Juggins, 2007). Les assemblages de thécamoebiens ont été séparés en cinq zones pour faciliter leur description et leur interprétation. Ces zones ont été délimitées à l'aide de dendrogrammes construits par le programme rioja (Juggins, 2015) selon la méthode CONISS (groupement hiérarchique avec contrainte de contiguïté spatiale; Grimm, 1987).

## 2.4. Traitement des données, modélisation et analyses statistiques

### 2.4.1. Modèle âge-profondeur

Deux modèles âge-profondeur ont été construits à l'aide du programme Bacon (Blaauw et Christen, 2011), disponible dans R (R Development Core Team, 2015), un logiciel de traitement de données et d'analyses statistiques. Les datations au radiocarbone, ainsi que les datations au  $^{210}\text{Pb}$  ont été introduites dans le programme Bacon.

Le programme Bacon vise à produire des modèles âge-profondeur plus réalistes en s'appuyant sur la reconstruction du processus d'accumulation de la tourbe qui est inhérent aux relations âge-profondeur (Blaauw et Christen, 2011). Basé sur des statistiques bayésiennes, Bacon reconstitue l'historique d'accumulation de la tourbe en combinant le résultat des datations, la position stratigraphique des échantillons datés, et de l'information *a priori* sur les taux d'accumulation de tourbe et sur leur variabilité à travers le temps, c'est-à-dire que l'accumulation de tourbe se fait de façon croissante, non continue et linéaire par segments (Blaauw et Christen, 2005, 2011).

Le programme Bacon utilise un algorithme de Monte-Carlo par chaînes de Markov pour produire des milliers de modèles âge-profondeur qui sont tous plausibles et indépendants les uns des autres. Afin de construire ces différents modèles âge-profondeur, Bacon divise la carotte en de multiples sections de même longueur pour lesquelles il estime un taux d'accumulation linéaire (années  $\text{cm}^{-1}$ ) qu'il combine à une date de départ approximative (Blaauw et Christen, 2013). Les taux d'accumulation de tourbe sont quelque peu fonction de ceux de la section précédente (processus autorégressif avec un certain degré de « mémoire »; Blaauw et Christen, 2011). Les différents taux d'accumulation et dates de départ mis bout à bout forment les différents modèles âge-profondeur. Un âge est assigné à tous les niveaux de profondeur (chacun des centimètres) de la carotte de tourbe, y compris les niveaux qui n'ont pas été datés, pour chacun des modèles âge-profondeur construits (Blaauw et Christen, 2013). À partir des différents modèles âge-profondeur produits par le

programme, des distributions d'âges calendaires sont construites pour chacun des niveaux de profondeur, toujours à une résolution de 1 cm.

Les distributions d'âges calendaires forment le modèle âge-profondeur final présenté par Bacon sous forme graphique et sous forme de tableau. Sur le graphique, les distributions sont illustrées par des échelles de gris : les âges calendaires les plus probables sont présentés en gris plus foncé, tandis que les sections du modèle âge-profondeur qui sont moins précises sur le plan chronologique sont présentées par des teintes de gris plus clair qui sont étendues sur de plus larges sections (figure 7). Dans le tableau, on retrouve, pour chacun des niveaux de profondeur, l'âge calendaire le plus probable ainsi que la plage des valeurs se trouvant dans un intervalle de confiance de 95,4 %.

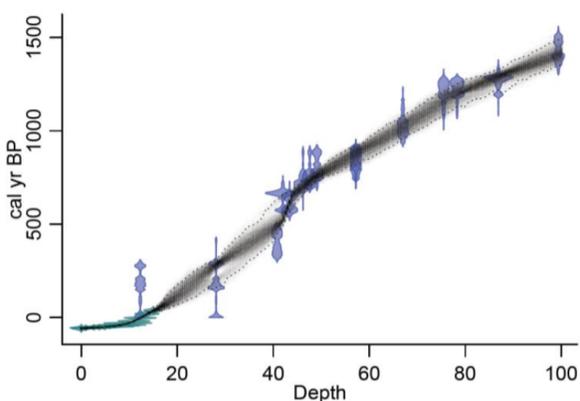


Figure 7. Modèle âge-profondeur pour la tourbière Misten Bog (Belgique) produit par le programme Bacon et présenté dans l'article de Charman et al. (2013). Les datations sont présentées en bleu et en turquoise, tandis que le modèle âge-profondeur est présenté en gris.

La longueur des sections analysées par Bacon est définie par le paramètre *thick* qui, par défaut, est de 5 cm. En ce qui concerne l'information *a priori* considérée par Bacon, la valeur de plusieurs paramètres doit être établie. Pour ce qui est des taux d'accumulation de tourbe, l'information *a priori* consiste en une distribution gamma pour laquelle la forme et la moyenne doivent être déterminées (paramètres *acc.shape* et *acc.mean*). La mémoire, qui définit à quel degré le taux d'accumulation pour une certaine profondeur dépend du taux d'accumulation de la profondeur qui la précède, consiste, quant à elle, en une distribution bêta. La force et la moyenne de cette distribution doivent, elles aussi, être établies (paramètres *mem.strenght* et *mem.mean*; Blaauw et Christen, 2013). Les valeurs des paramètres retenues pour la construction des deux modèles âge-profondeur sont celles

suggérées par les auteurs du programme, soit  $acc.shape = 1,5$  et  $acc.mean = 20$  pour les taux d'accumulation de tourbe (valeurs basées sur les résultats de Goring et al., 2012) et  $mem.strenght = 4$  et  $mem.mean = 0,7$  pour la mémoire. Les profils ont été divisés en sections de 5 cm ( $thick = 5$ ) pour la construction des deux modèles.

#### **2.4.1.1. Délimitation entre l'acrotelme et le catotelme**

La frontière entre l'acrotelme et le catotelme a été délimitée à l'aide du modèle âge-profondeur construit pour la tourbière Degerö Stormyr. La frontière entre les deux horizons a été fixée entre les deux échantillons adjacents présentant l'écart le plus important en termes de taux nets d'augmentation de la profondeur ( $r$ ;  $mm\ an^{-1}$ ).

#### **2.4.2. Reconstruction des taux d'accumulation de carbone**

##### **2.4.2.1. Taux « apparents » d'accumulation de carbone**

Les taux « apparents » d'accumulation de carbone ont pu être reconstruits pour la tourbière Degerö Stormyr à l'aide du modèle âge-profondeur, des mesures de la densité apparente de la tourbe sèche ( $g\ cm^{-3}$ ), du contenu en matière organique (%) et du contenu en carbone de la tourbe (%).

La densité apparente de matière organique ( $g\ cm^{-3}$ ) a premièrement été déterminée en multipliant la densité apparente de la tourbe sèche par le contenu en matière organique pour chacun des échantillons des carottes DS3 et DS4. Le contenu en matière organique de la tourbe n'ayant pas été mesuré pour la carotte DS2, la densité apparente de matière organique n'a pu être déterminée de la même façon pour cette carotte. Afin d'estimer la densité apparente de matière organique de la carotte DS2, une relation entre la densité apparente de la tourbe sèche et la densité apparente de matière organique des carottes DS3 et DS4 a été établie par analyse de régression. La densité apparente de matière organique de la carotte DS2 a alors été calculée à l'aide de l'équation de régression obtenue.

Le modèle âge-profondeur construit pour Degerö Stormyr a ensuite été couplé à la densité apparente de matière organique des échantillons afin de calculer des taux d'accumulation de matière organique ( $\text{g cm}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) par niveau de profondeur. Les taux d'accumulation de matière organique ont été calculés selon l'équation suivante (adaptée de Tolonen et Turunen, 1996) :

$$A = r \times \rho$$

$A$  = accumulation de matière organique ( $\text{g cm}^{-2} \text{an}^{-1}$ )

$r$  = taux net d'augmentation de la profondeur ( $\text{cm an}^{-1}$ )

$\rho$  = densité apparente de matière organique ( $\text{g cm}^{-3}$ )

Équation 10

Une relation a été établie par analyse de régression entre la densité apparente de matière organique et le contenu en carbone des douze échantillons de la carotte DS2 pour lesquels le contenu en carbone a été mesuré. Le contenu en carbone pour les échantillons de la carotte DS2 n'ayant pas été analysés a alors été calculé à l'aide de l'équation de régression obtenue.

Les taux apparents d'accumulation de carbone ( $\text{g cm}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) ont finalement été reconstruits pour chacun des niveaux de profondeur de la carotte DS2 en multipliant le taux d'accumulation de matière organique par le contenu en carbone mesuré ou calculé.

#### **2.4.2.2. Modélisation des flux de carbone et des taux « réels » d'accumulation de carbone**

Les flux de carbone et les taux « réels » d'accumulation de carbone (bilan net de carbone; Yu, 2011) de la tourbière Degerö Stormyr ont été modélisés en suivant la méthodologie présentée par Loisel et Yu (2013b) qui combine l'utilisation de trois modèles, soit l'*exponential decay model* de Clymo (1984), le *peatland C flux reconstruction model* de Yu (2011) et le *peat decomposition model* de Frohking et al. (2001).

### *Taux « apparents » d'accumulation de carbone reconstruits par Larsson (2016)*

La profondeur de la tourbière Degerö Stormyr varie principalement entre trois et quatre mètres et l'âge de la tourbe basale est d'environ 8000 ans (Nilsson et al., 2008). Afin de modéliser avec plus de précision les flux de carbone et les taux réels d'accumulation de carbone pour la tourbière Degerö Stormyr, les taux « apparents » d'accumulation de carbone ont été combinés à ceux reconstruits par Larsson (2016) qui couvrent une portion du profil n'ayant pas été analysée dans le cadre de ce projet. Les carottes de tourbe analysées par Larsson (2016) s'étendent de 60 à 374 cm, ce qui couvre une période s'étendant jusqu'à 8300 BP environ. L'utilisation des résultats de Larsson (2016) a permis de couvrir le profil entier de la tourbière.

### *Modélisation de la décomposition de la matière organique*

L'*exponential decay model*, un modèle de décomposition de la tourbe développé par Clymo (1984), repose sur l'idée que plus la tourbe s'accumule dans un écosystème, plus la décomposition de matière organique y est importante puisqu'il y a plus de tourbe à décomposer (Clymo, 1984; Clymo et al., 1998). Il est présumé par ce modèle que l'addition de tourbe dans un écosystème se fait à un taux qui reste approximativement constant à travers le temps. Puisque l'addition de matière organique reste constante, mais que la décomposition devient plus importante, le taux net d'augmentation de la profondeur de la tourbière décroît lentement avec le temps. Par conséquent, un graphique présentant l'âge de la tourbe versus sa profondeur (exprimée sous forme de masse cumulative de matière sèche à partir de la surface) a une forme concave (figure 8).

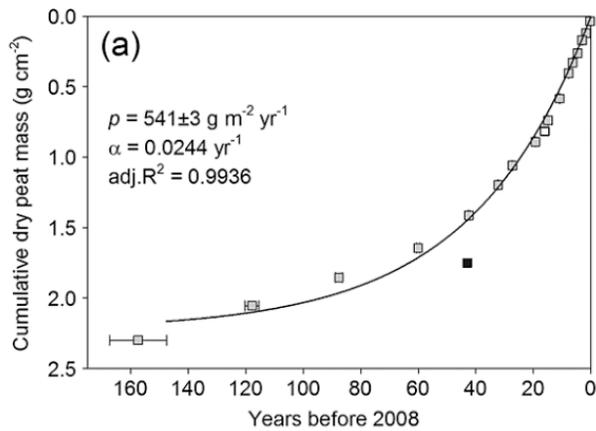


Figure 8. Modélisation de la décomposition de la matière organique pour la carotte PE08-S de la tourbière Petersville (Alaska) présentée dans l'article de Loisel et Yu (2013b). Les carrés noirs et gris présentent les horizons datés au  $^{14}\text{C}$  et au  $^{210}\text{Pb}$ , tandis que le carré blanc représente une couche de téphras d'âge connu. La figure présente le taux d'addition de matière organique  $p$  et le coefficient de décomposition  $\alpha$  pour la période récente.

Deux graphiques mettant en relation l'âge de la tourbe ( $t$ ; années) et la masse cumulative de matière organique ( $M$ ;  $\text{g cm}^{-2}$ ) ont été réalisés. Le premier graphique contient les résultats obtenus pour la portion du profil correspondant à l'acrotelme et au début du catotelme. Le deuxième graphique présente uniquement les résultats pour le catotelme et combine les résultats de ce projet de recherche à ceux obtenus par Larsson (2016). La masse cumulative de matière organique a été calculée à l'aide de l'équation suivante :

$$M_n = M_{n-1} + \rho_n(x_n - x_{n-1})$$

$M$  = masse cumulative de matière organique ( $\text{g cm}^{-2}$ )

$\rho$  = densité apparente de matière organique ( $\text{g cm}^{-3}$ )

$x$  = profondeur (cm)

Équation 11

Pour la construction du deuxième graphique, la masse cumulative de matière organique et l'âge de la tourbe ont été rééchelonnés à zéro au début du catotelme.

L'*exponential decay model* (Clymo, 1984) a ensuite été utilisé pour déterminer un taux d'addition de matière organique ( $p$ ;  $\text{g m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) et un coefficient de décomposition ( $\alpha$ ;  $\text{an}^{-1}$ ) à partir des données présentées dans les deux graphiques. L'ajustement des courbes (*curve fitting*) a été réalisé dans le logiciel R (R Development Core Team, 2015). Le modèle de Clymo (1984) a la forme suivante :

$$M = \left(\frac{p}{\alpha}\right) \times (1 - e^{-\alpha \times t})$$

$p$  = taux d'addition de matière organique ( $\text{g cm}^{-2} \text{an}^{-1}$ )

$\alpha$  = coefficient de décomposition ( $\text{an}^{-1}$ )

$t$  = âge de la tourbe (années)

Équation 12

Puisqu'ils ont été analysés séparément, l'acrotelme et le catotelme ont chacun leur taux d'addition de matière organique et leur coefficient de décomposition.

### *Modélisation des flux de carbone*

Le *peatland C flux reconstruction model* de Yu (2011) repose sur le fait que la tourbe continue à se décomposer à travers le temps. Pour expliquer les assises de son modèle, Yu (2011) prend comme exemple de la tourbe qui s'est déposée il y a 7000 ans et qui s'est décomposée au cours des millénaires subséquents. Puisqu'il y a eu décomposition au fil du temps, la quantité de tourbe que l'on observe aujourd'hui qui date de cette époque est bien moindre que la quantité qui s'est initialement déposée. De plus, en émettant du  $\text{CO}_2$ , le processus de décomposition réduit la quantité nette de carbone stockée au cours des millénaires suivants. En effet, l'absorption nette de carbone d'une tourbière pour la période qui date d'il y a 6000 est réduite par la décomposition de la tourbe s'étant déposée il y a 7000 ans (ainsi que par la décomposition de la tourbe s'étant déposée au cours de chacun des intervalles de temps précédents).

L'objectif du modèle de Yu (2011) est de reconstruire les quantités de carbone ayant initialement été absorbées et les quantités de carbone ayant subséquemment été émises par la décomposition de la tourbe. Cette reconstruction se fait à partir des données d'accumulation de carbone observées à l'heure actuelle et est réalisée à l'aide d'équations qui estiment les taux de décomposition de la tourbe. Concrètement, le modèle développé par Yu (2011) décompose en flux de carbone les taux d'accumulation de carbone reconstruits par l'analyse des carottes de tourbe.

Le modèle de Yu (2011) a été utilisé afin de modéliser les flux de carbone de la tourbière Degerö Stormyr. Dans l'article de Yu (2011), les taux apparents d'accumulation de carbone sont définis en tant que réservoir net de carbone (*net carbon pool* [NCP]; g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>). À partir des valeurs de NCP, l'absorption nette de carbone (*net carbon uptake* [NCU]; g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>) et l'émission nette de carbone (*net carbon release* [NCR]; g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>) ont été modélisés à l'aide des équations suivantes :

$$NCU_t = \frac{NCP_t}{e^{-\alpha \times t}}$$

NCU = absorption nette de carbone (g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>)

NCP = réservoir net de carbone (g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>)

$\alpha$  = coefficient de décomposition (an<sup>-1</sup>)

$t$  = âge de la tourbe (années)

Équation 13

Le NCU représente la quantité de carbone qui a initialement été absorbée au temps  $t$ , tandis que le NCP correspond à la quantité de carbone qu'il reste après  $t$  années.

$$NCR_t = \sum_{k=t}^{\text{âge de formation}} \left( \frac{NCP_k}{e^{-\alpha \times t}} - \frac{NCP_k}{e^{-\alpha \times (t-1)}} \right)$$

NCR = émission nette de carbone (g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>)

Équation 14

Le NCR représente la quantité totale de carbone qui a été émise par la tourbière durant une période de temps définie. Le NCR, au temps  $t$ , correspond donc à la somme des quantités de carbone libérées durant cette période pour chacun des intervalles de temps plus âgés que  $t$ . Les coefficients de décomposition déterminés à l'aide du modèle de Clymo (1984) ont été utilisés pour modéliser le NCU et le NCR. Le coefficient utilisé varie dépendamment si l'on se trouve dans l'acrotelme ou dans le catotelme de la tourbière. Le NCU et le NCR ont été

modélisés pour chacune des valeurs de NCP, c'est-à-dire pour tous les taux apparents de carbone reconstruits.

#### *Modélisation des taux « réels » d'accumulation de carbone*

La quantité nette de carbone ayant réellement été stockée par une tourbière peut être déterminée en considérant la quantité de carbone ayant initialement été absorbée et la quantité de carbone ayant ultérieurement été émise par cette tourbière (Yu, 2011). À partir des valeurs de NCU et de NCR modélisées, un bilan net de carbone (*net carbon balance* [NCB];  $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) a été calculé à l'aide de l'équation suivante :

$$NCB = NCU - NCR$$

$$NCB = \text{bilan net de carbone (g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}\text{)}$$

Équation 15

Le NCB, qui représente la différence entre le NCU et le NCR, correspond aux taux réels d'accumulation de carbone de la tourbière. Le NCB a été calculé pour chacune des valeurs de NCP.

#### *Comparaison entre les résultats obtenus pour l'acrotelme et le catotelme*

Le *peat decomposition model* développé par Frohking et al. (2001) est un modèle de décomposition de la tourbe semblable à l'*exponential decay model* de Clymo (1984). Le modèle de Frohking et al. (2001) est toutefois plus complexe, car il considère le fait que plus la tourbe se décompose, plus elle devient résistante à la décomposition. La décomposition de la tourbe ralentit donc avec le temps, ce qui est traduit dans le modèle par un taux de décomposition qui diminue avec le temps.

Les dynamiques du carbone sont différentes dans l'acrotelme et le catotelme d'une tourbière (Loisel et Yu, 2013b). En effet, l'échelle temporelle sur laquelle s'étend l'acrotelme d'une tourbière est d'ordre décennal, tandis qu'elle est d'ordre millénaire en ce qui concerne le catotelme (Blodau, 2002). De plus, le type de décomposition qui se produit dans l'acrotelme est différent de celui qui se produit dans le catotelme (décomposition aérobie

versus décomposition anaérobie; Blodau, 2002). Afin d'être en mesure de comparer les dynamiques du carbone pour l'acrotelme et le catotelme de la tourbière Degerö Stormyr, une version simplifiée du modèle de Frolking et al. (2001) et les résultats de la modélisation des flux de carbone ont été utilisés (figure 9).

Le *peat decomposition model* (Frolking et al., 2001) a permis la modélisation de la décomposition à travers le temps de la matière organique étant entrée dans l'acrotelme. Cette modélisation s'est faite à partir de l'équation suivante :

$$M_t = \frac{M_0}{1 + k_0 t} = \frac{p}{1 + \alpha t}$$

$M_t$  = masse de matière organique restante ( $\text{g m}^{-2}$ )

$M_0$  ou  $p$  = masse initiale de matière organique ( $\text{g m}^{-2}$ )

$k_0$  ou  $\alpha$  = coefficient de décomposition initial ( $\text{an}^{-1}$ )

$t$  = âge de la tourbe (années)

Équation 16

Le taux d'addition de matière organique ( $p$ ) et le coefficient de décomposition ( $\alpha$ ), déterminés pour l'acrotelme à l'aide du modèle de Clymo (1984), ont été utilisés en guise de masse initiale de matière organique ( $M_0$ ) et de coefficient de décomposition initial ( $k_0$ ).

La masse de matière organique restante ( $M_t$ ) à la frontière entre l'acrotelme et le catotelme a été comparée aux flux de carbone reconstruits pour le catotelme à l'aide du modèle de Yu (2011). Afin d'évaluer la quantité de matière organique ( $\text{g m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) étant entrée dans le catotelme et d'ainsi permettre la comparaison avec  $M_t$ , le NCU moyen ( $\text{g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) obtenu pour le catotelme a été divisé par son contenu en carbone moyen (%).

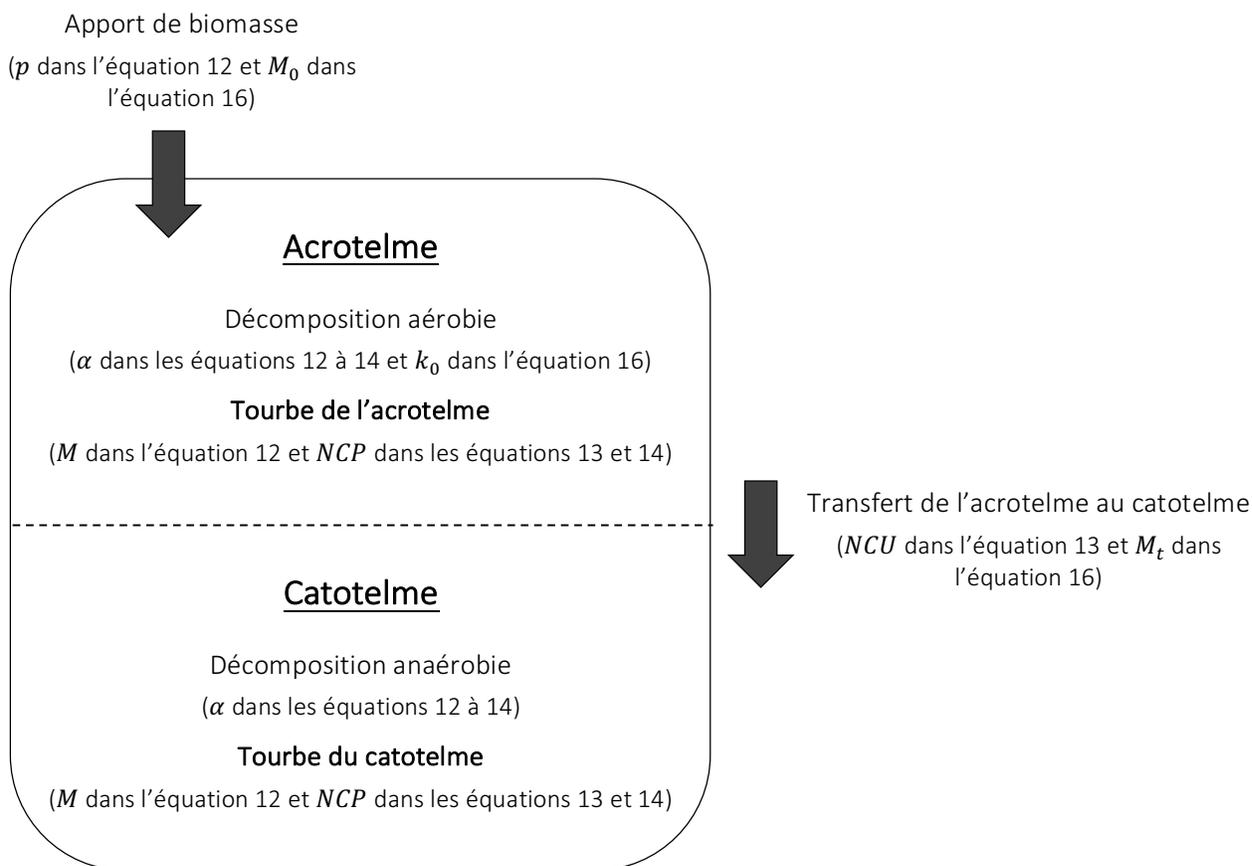


Figure 9. Représentation schématique des dynamiques du carbone pour l'acrotelme et le catotelme d'un profil de tourbe (adaptée de Loisel et Yu, 2013b). La matière organique entre dans l'acrotelme à un taux constant ( $p$ ). Une proportion constante de la tourbe contenue dans l'acrotelme ( $M$ ) se décompose par décomposition aérobie ( $\alpha$ ) et une petite quantité de tourbe entre dans le catotelme ( $M_t$ ). Une proportion constante de la tourbe contenue dans le catotelme ( $M$ ) se décompose par décomposition anaérobie ( $\alpha$ ). La quantité de matière organique qui passe de l'acrotelme au catotelme est estimée de deux façons : (1) en décomposant la quantité de matière organique étant entrée dans l'acrotelme jusqu'à la frontière entre l'acrotelme et le catotelme à l'aide du modèle de Frohling et al. (2001) et (2) en reconstruisant l'absorption nette de carbone ( $NCU$ ) à l'entrée du catotelme à l'aide du modèle de Yu (2011) — la valeur du  $NCU$  est alors divisée par le contenu en carbone de la matière organique afin d'évaluer la quantité de matière organique étant entrée dans le catotelme.

### **2.4.3. Fonction de transfert et variations du niveau de la nappe phréatique**

Les thécamoebiens sont couramment utilisés pour la reconstitution des conditions paléohydrologiques des tourbières (Charman, 2001; Mitchell et al., 2008). En effet, dans les tourbières oligotrophes, la composition des communautés de thécamoebiens est principalement contrôlée par la teneur en humidité de la tourbe de surface (Bobrov et al., 1999; Booth, 2001; Charman, 1997; Charman et Warner, 1992; Charman et Warner, 1997; Lamentowicz et Mitchell, 2005; Mitchell et al., 1999; Tolonen et al., 1994). La disponibilité de grands ensembles de données sur les thécamoebiens et l'hydrologie des tourbières, combinée à la prédominance de l'hydrologie en tant que facteur contrôlant les assemblages de thécamoebiens, ont permis le développement de fonctions de transfert (Booth et al., 2011; Charman, 2001; Mitchell et al., 2008). Les fonctions de transfert décrivent de façon statistique la relation qu'il existe entre les données biologiques modernes et une variable environnementale d'intérêt telle que le niveau de la nappe phréatique. Ils appliquent ensuite ce modèle aux assemblages fossiles afin d'estimer les variations de la variable environnementale à travers le temps (Juggins et Birks, 2012).

Les variations de la profondeur de la nappe phréatique à travers le temps ont été reconstituées en couplant les résultats de l'analyse des thécamoebiens à une fonction de transfert développée par Charman et al. (2007). Cette fonction de transfert a été construite à partir d'assemblages modernes de thécamoebiens provenant de sept tourbières qui sont réparties à travers l'Europe et qui sont représentatives de sa variabilité longitudinale et latitudinale.

Le modèle statistique ayant été utilisé pour reconstituer les variations de la nappe phréatique est un modèle de moyenne pondérée à l'aide de la méthode des moindres carrés partiels (WAPLS). Le WAPLS est le modèle le plus efficace pour modéliser les relations entre les espèces de thécamoebiens et le niveau de la nappe phréatique selon Charman et al. (2007). L'incertitude pour chacune des valeurs reconstruites a été calculée à l'aide de la méthode de « bootstrap ». Afin d'obtenir les incertitudes, 1000 itérations ont été effectuées.

Les calculs ont été réalisés à l'aide du programme C2 (Juggins, 2007) par le D<sup>r</sup> Matthew Amesbury, chercheur au département de géographie de l'Université d'Exeter, Royaume-Uni.

En général, l'identification des thécamoebiens a été réalisée en suivant la taxonomie utilisée par Charman et al. (2007). Toutefois, certaines espèces de thécamoebiens identifiées à Degerö Stormyr ne sont pas incluses dans la fonction de transfert développée par Charman et al. (2007). L'abondance de ces espèces est donc présentée avec les assemblages de thécamoebiens, mais n'a pas été considérée pour la reconstitution du niveau de la nappe phréatique. De plus, les espèces *Heleopera petricola* et *Heleopera sphagni* n'ont pas été différenciées lors de l'analyse et ont été dénombrées dans une même catégorie. Toutefois, puisque *Heleopera petricola* et *Heleopera sphagni* sont séparées dans la fonction de transfert, les deux espèces ont été considérées comme étant *Heleopera petricola* lors du calcul du niveau de la nappe phréatique. De ce fait, l'espèce *Heleopera sphagni* n'a pas été considérée lors du calcul.

Les variations de la nappe phréatique sont présentées avec les assemblages de thécamoebiens. Une diminution du niveau de la nappe phréatique (nappe phréatique plus basse) indique des conditions plus sèches, tandis qu'une augmentation du niveau de la nappe phréatique (nappe phréatique plus haute) indique des conditions plus humides. Les valeurs positives signifient que la nappe phréatique se situe en dessous du niveau de la tourbe, tandis que les valeurs négatives signifient que la nappe phréatique se situe au-dessus.

#### **2.4.4. Variations du climat**

Les données relatives à la température et aux précipitations moyennes pour les mois d'avril à août proviennent de Van der Linden, Barke, et al. (2008). Ces données ont été mesurées dans la région d'Umeå par l'Institut suédois de météorologie et d'hydrologie (*Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut*; SMHI). Les données couvrent une période s'étendant de -52 à 90 BP (2002 à 1860 AD).

## 2.4.5. Identification des principaux facteurs qui influencent les taux d'accumulation de carbone

Afin de permettre l'identification des principaux facteurs influençant les taux « apparents » d'accumulation de carbone reconstruits pour la tourbière Degerö Stormyr, un diagramme présentant l'ensemble des résultats (section 4.2) a été réalisé à l'aide du programme C2 (Juggins, 2007). À l'aide du diagramme, les taux apparents d'accumulation de carbone ont été comparés de façon qualitative aux résultats des analyses paléocéologiques ainsi qu'à l'historique des variations hydrologiques et climatiques.

## 2.4.6. Comparaison entre les taux d'accumulation de carbone reconstruits et le bilan du carbone contemporain

Les taux d'accumulation « réels » de carbone ( $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) ont été comparés au bilan écosystémique net de carbone mesuré sur le site (Nilsson et al., 2008; Peichl et al., 2014). Afin d'être en mesure d'effectuer une comparaison avec les résultats de Peichl et al. (2014) qui ne comprennent que les échanges écosystémiques nets de  $\text{CO}_2$  (ÉÉN), mais qui s'étendent sur une plus longue période que les résultats de Nilsson et al. (2008), le bilan écosystémique net de carbone (NECB) pour la période s'étendant de 2001 à 2012 AD a été calculé à l'aide de l'équation suivante (Nilsson et al., 2008) :

$$\text{NECB} = \text{ÉÉN} + C_{\text{précip.}} + \text{CH}_4\text{-C} + \text{Décharge-C}$$

$$\text{NECB} = \text{bilan écosystémique net de carbone (g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}\text{)}$$

$$\text{ÉÉN} = \text{échange écosystémique net de CO}_2 \text{ (g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}\text{)}$$

$$C_{\text{précip.}} = \text{ajout de carbone organique par les précipitations (g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}\text{)}$$

$$\text{CH}_4\text{-C} = \text{échange de CH}_4 \text{ entre la tourbière et l'atmosphère (g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}\text{)}$$

$$\text{Décharge-C} = \text{décharge en carbone organique et inorganique dissous (g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}\text{)}$$

Équation 17

Les flux nets entrants dans la tourbière sont représentés par des valeurs positives, tandis que les flux nets sortants de la tourbière sont représentés par des valeurs négatives. En ce qui concerne l'ajout de carbone organique par les précipitations, l'échange de CH<sub>4</sub> entre la tourbière et l'atmosphère et la décharge en carbone organique et inorganique dissous, les valeurs qui ont été utilisées pour le calcul sont les valeurs moyennes mesurées par Nilsson et al. (2008) pour les années 2004 et 2005. Le NECB a été calculé pour chacune des années de la période s'étendant de 2001 à 2012 AD.

## Chapitre 3. Résultats

Dans ce troisième chapitre, les résultats chronologiques (datations au radiocarbone et au  $^{210}\text{Pb}$  et modèle âge-profondeur), les résultats des analyses géochimiques et la reconstruction des taux d'accumulation de carbone (taux « apparents » et « réels ») ainsi que les résultats des analyses paléoécologiques (analyse des macrorestes et des thécamoebiens) et les variations du climat sont présentés.

Les résultats chronologiques et les résultats des analyses géochimiques ont permis de reconstruire les taux d'accumulation de carbone pour la tourbière Degerö Stormyr et d'ainsi répondre au premier objectif de ce projet de recherche. En ce qui a trait au deuxième objectif, les résultats des analyses paléoécologiques ont permis la reconstitution de l'historique de la végétation et des variations hydrologiques. Les taux réels d'accumulation de carbone ont été modélisés afin d'être en mesure de répondre au troisième objectif du projet, c'est-à-dire comparer les taux d'accumulation de carbone reconstruits aux flux de carbone mesurés sur le site.

### 3.1. Chronologie

#### 3.1.1. Datations au radiocarbone et au $^{210}\text{Pb}$

Les résultats des datations au radiocarbone et au  $^{210}\text{Pb}$  sont présentés dans les tableaux IV et V respectivement. Le tableau VI, quant à lui, expose les résultats des calculs nécessaires à la modélisation des datations au  $^{210}\text{Pb}$  suivant le modèle chronologique CRS d'Appleby et Oldfield (1978). Ce tableau présente également les résultats du calcul de l'incertitude pour chacune des variables. Les résultats sont tous présentés en années BP.

Tableau IV. Datations au radiocarbone

N° de laboratoire	Échantillon	Profondeur (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Âge conventionnel*	Âge calibré (années BP)**
Beta-337226	DS2-19	21,5	-27,1	122,0 ± 0,5 pMC***	-22 ± 13
Beta-337227	DS2-34	36,5	-24,4	120 ± 30 années BP	141 ± 130
Beta-337228	DS2-51	53,5	-27,4	470 ± 30 années BP	517 ± 23
Beta-337229	DS2-66	68,5	-25,8	1070 ± 30 années BP	992 ± 63
Beta-337230	DS2-80	82,5	-25,5	1490 ± 30 années BP	1410 ± 104

\*Matériel daté : restes de sphaigne, feuilles et graines d'éricacées.

\*\* $2\sigma$  (intervalle de confiance de 95 %).

\*\*\*Pourcentage de carbone moderne.

Les cinq datations au radiocarbone, réalisées à tous les 15 cm environ, couvrent les trois derniers quarts du profil de la carotte DS2. Les huit datations au  $^{210}\text{Pb}$ , réalisées à tous les 6 cm environ, couvrent la première moitié du profil. La combinaison des deux types de datations permet donc de couvrir en entier le profil étudié.

Tableau V. Datations au  $^{210}\text{Pb}$ 

N° de laboratoire	Échantillon	Profondeur (cm)	$^{210}\text{Pb}$ (dpmg g <sup>-1</sup> )	Âge modélisé (années BP)
UQPo-281	DS2-1	3	11 678 ± 0,424	-45 ± 1
UQPo-7282	DS2-6	9	10 417 ± 0,400	-39 ± 1
UQPo-7283	DS2-11	14	13 159 ± 0,481	-28 ± 1
UQPo-7284	DS2-16	19	7 286 ± 0,309	-15 ± 2
UQPo-7285	DS2-22	25	6 620 ± 0,265	-1 ± 2
UQPo-7286	DS2-29	32	5 142 ± 0,218	26 ± 2
UQPo-7287	DS2-36	39	0,764 ± 0,038	52 ± 3
UQPo-7288	DS2-41	44	0,258 ± 0,023	66 ± 4

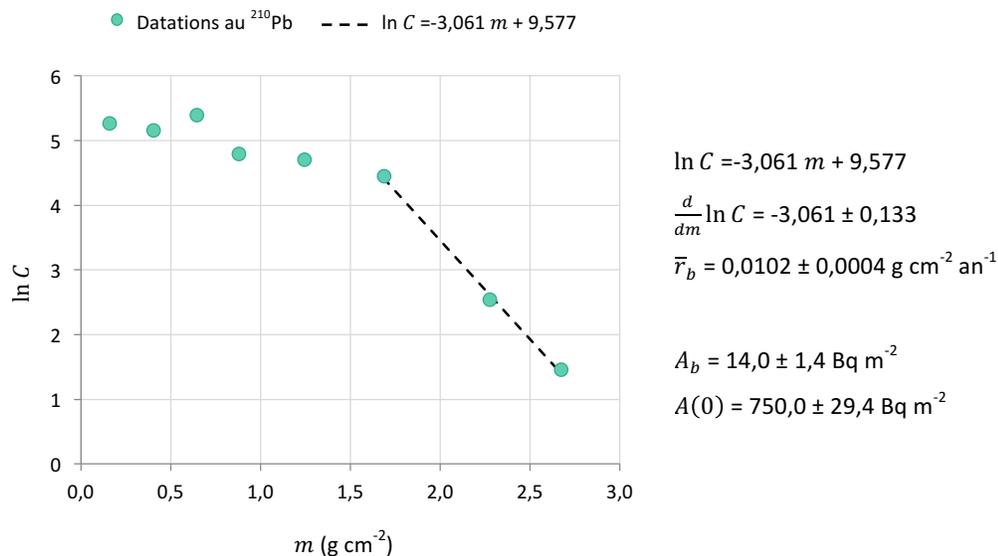
\*Matériel daté : restes de sphaignes, feuilles et graines d'éricacées.

L'observation des dates obtenues, que ce soit en ce qui concerne la datation au radiocarbone ou au  $^{210}\text{Pb}$ , permet de constater que la logique temporelle est respectée puisque l'âge de la tourbe augmente selon la profondeur. Aucune inversion ni aucune date incongrue n'ont été observées. Les résultats des deux types de datations se complètent et

semblent cohérents lorsque comparés les uns aux autres. Pour la construction du modèle âge-profondeur, tous les résultats ont été conservés.

Tableau VI. Modèle chronologique CRS

Échantillon	<sup>210</sup> Pb non supporté										Modèle chronologique CRS		
	Profondeur		Masse sèche cumulative		Activité		Inventaires			Âge			
	$x$	$\pm$	$m$	$\pm$	$C$	$\pm$	$\hat{A}$	$\pm$	$A$	$\pm$	$t$	$\pm$	BP
	cm		$\text{g cm}^{-2}$		$\text{Bq kg}^{-1}$		$\text{Bq m}^{-2}$		$\text{Bq m}^{-2}$		Années		
	0,0	0,0	0,00	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	750,0	29,4	0	0	-62
DS2-1	3,0	0,1	0,16	0,01	194,6	7,1	307,2	23,3	442,7	18,2	17	1	-45
DS2-6	9,0	0,1	0,40	0,01	173,6	6,7	385,9	25,2	364,1	16,5	23	1	-39
DS2-11	14,0	0,1	0,64	0,02	219,3	8,0	484,1	27,9	265,9	13,1	33	1	-28
DS2-16	19,0	0,1	0,88	0,04	121,4	5,1	573,3	30,9	176,6	9,6	46	2	-15
DS2-22	25,0	0,1	1,24	0,05	110,3	4,4	637,4	33,1	112,5	7,2	61	2	-1
DS2-29	32,0	0,1	1,68	0,08	85,7	3,6	701,4	35,3	48,5	3,2	88	2	26
DS2-36	39,0	0,1	2,27	0,11	12,7	0,6	728,3	36,3	21,7	1,6	114	3	52
DS2-41	44,0	0,1	2,67	0,13	4,3	0,4	735,9	36,5	14,0	1,4	128	4	66



### 3.1.2. Modèle âge-profondeur

Le modèle âge-profondeur A (figure 10) repose sur les résultats des datations réalisées sur la carotte DS2 présentés plus haut, soit cinq datations au radiocarbone et sept datations au  $^{210}\text{Pb}$ . La date qui a été retenue pour la surface du profil est la date où l'échantillonnage a été effectué, c'est-à-dire le 20 septembre 2011 (-61,72 arrondi à -62 BP).

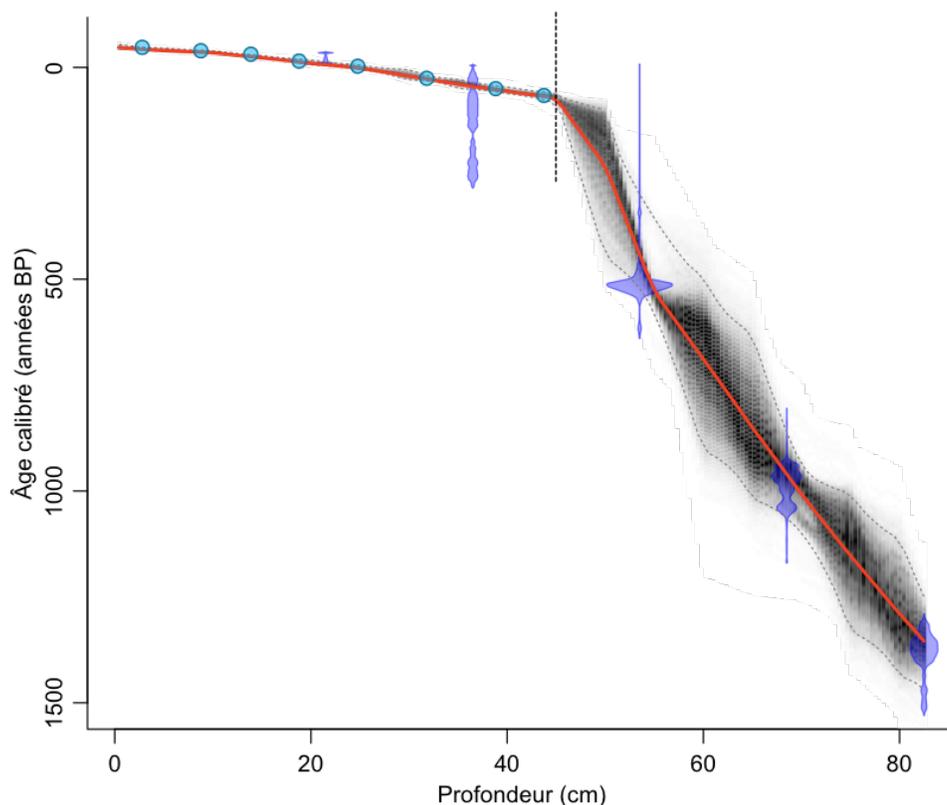


Figure 10. Modèle âge-profondeur A produit par le programme Bacon (Blaauw et Christen, 2011) combinant les datations au  $^{14}\text{C}$  et au  $^{210}\text{Pb}$  réalisées sur la carotte DS2. La courbe rouge présente l'âge moyen pondéré pour chacun des niveaux de profondeur et les courbes grises présentent la plage des valeurs se trouvant dans un intervalle de confiance de 95,4 %. Les âges calendaires les plus probables sont présentés en gris plus foncé, tandis que les âges moins probables sont présentés en gris plus clair. Les datations au  $^{210}\text{Pb}$  sont présentées en bleu pâle et les datations au  $^{14}\text{C}$  en bleu foncé. Les zones marquées par une ligne pointillée noire ont été délimitées selon les taux nets d'augmentation de la profondeur.

En observant le modèle A, deux zones pour lesquelles les taux nets d'augmentation de la profondeur ( $r$ ;  $\text{mm an}^{-1}$ ) semblent plutôt constants ont été délimitées, soit de la surface à 45 cm (78 BP) et de 45 cm à la base du profil (1355 BP). Les taux nets d'augmentation de la profondeur sont beaucoup plus importants pour la zone en surface (moyenne de  $4,25 \pm 0,54 \text{ mm an}^{-1}$ ) que pour la zone en profondeur (moyenne de  $0,31 \pm 0,01 \text{ mm an}^{-1}$ ). Excepté le passage entre ces deux sections, le modèle obtenu est plutôt lisse.

Tableau VII. Datations au radiocarbone réalisées par Larsson (2016)

Échantillon	Profondeur (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Âge conventionnel* (années BP)	Âge calibré (années BP)**
DS1	60	-27,8	$779 \pm 44$	$721 \pm 57$
DS4	95	-27,4	$1173 \pm 36$	$1098 \pm 119$
DS7	130	-28,5	$1773 \pm 55$	$1689 \pm 135$
DS10	164	-29,8	$2159 \pm 47$	$2160 \pm 153$
DS35	182	-29,0	$2433 \pm 30$	$2527 \pm 173$
DS13	199	-27,6	$3338 \pm 63$	$3606 \pm 200$
DS36	220	-25,2	$3652 \pm 31$	$3987 \pm 97$
DS16	241	-28,1	$4550 \pm 106$	$5224 \pm 347$
DS19	269	-27,1	$4538 \pm 64$	$5210 \pm 237$
DS37	284	-29,0	$4398 \pm 31$	$5038 \pm 172$
DS30RB1	302	-29,4	$5285 \pm 31$	$6065 \pm 117$
DS30RB2	302	-29,2	$5240 \pm 30$	$6048 \pm 128$
DS38RB1	319	-29,3	$6501 \pm 32$	$7401 \pm 76$
DS38RB2	319	-29,2	$6513 \pm 32$	$7408 \pm 80$
DS25	338	-23,7	$7360 \pm 56$	$8177 \pm 145$

\*Matériel daté : tourbe pour laquelle les racines et l'écorce ont été enlevées pour les échantillons DS30RB1, DS30RB2, DS38RB1 et DS38RB2 et restes de sphaignes pour les autres échantillons.

\*\* $2\sigma$  (intervalle de confiance de 95 %).

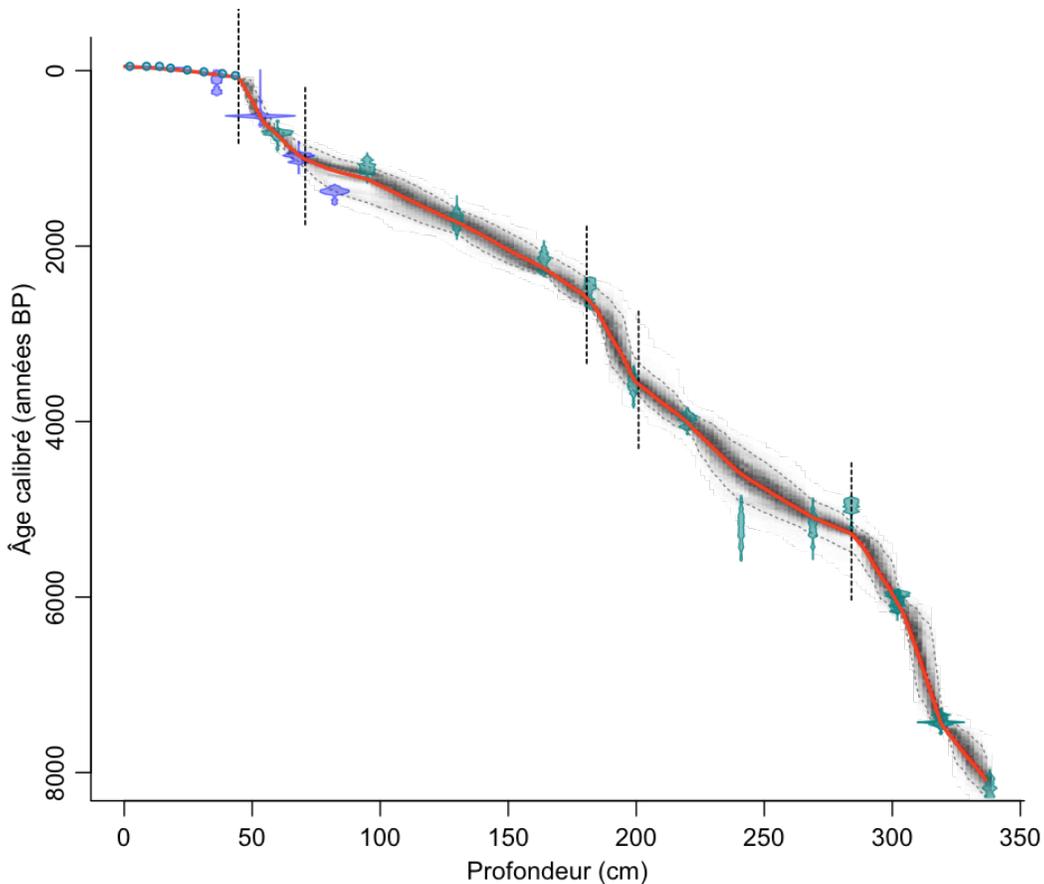


Figure 11. Modèle âge-profondeur B produit par le programme Bacon (Blaauw et Christen, 2011) combinant les datations réalisées sur la carotte DS2 et les résultats de Larsson (2016). La courbe rouge présente l'âge moyen pondéré pour chacun des niveaux de profondeur et les courbes grises présentent la plage des valeurs se trouvant dans un intervalle de confiance de 95,4 %. Les âges calendaires les plus probables sont présentés en gris plus foncé, tandis que les âges moins probables sont présentés en gris plus clair. Les datations au  $^{210}\text{Pb}$  sont présentées en bleu pâle, les datations au  $^{14}\text{C}$  pour la carotte DS2 en bleu foncé et les datations au  $^{14}\text{C}$  réalisées par Larsson en turquoise. Les zones marquées par une ligne pointillée noire ont été délimitées selon les taux nets d'augmentation de la profondeur.

Le deuxième modèle âge-profondeur construit pour la tourbière Degerö Stormyr (modèle âge-profondeur B; figure 11) inclut les résultats des datations réalisées dans le cadre de ce projet, mais également d'autres datations au  $^{14}\text{C}$  effectuées en 2009 sur le même site (Larsson, 2016). Ces datations sont présentées dans le tableau VII. Elles couvrent une profondeur allant de 60 à 338 cm et ont été effectuées approximativement à tous les 23 cm.

La première datation se positionne donc à une profondeur qui était déjà couverte par le modèle A, tandis que les 14 datations supplémentaires ajoutent de la profondeur au nouveau modèle. En général, les âges se succèdent selon la profondeur, sauf en ce qui concerne les échantillons 19 (profondeur de 269 cm) et 37 (profondeur de 284 cm), pour lesquels une inversion est observée. Toutes les dates obtenues par Larsson (2016) ont tout de même été conservées pour la construction du deuxième modèle âge-profondeur. Ce deuxième modèle âge-profondeur repose donc sur 20 datations au  $^{14}\text{C}$  et sur 7 datations au  $^{210}\text{Pb}$ . Encore une fois pour ce modèle, la date qui a été retenue pour la surface du profil est le 20 septembre 2011 (-61,72 arrondi à -62 BP), date où l'échantillonnage de la carotte DS2 a été effectué.

Le modèle obtenu est lui aussi plutôt lisse : seuls des changements graduels peuvent être observés. Six zones pour lesquelles les taux nets d'augmentation de la profondeur sont restés plus ou moins constants ont été délimitées : de la surface à 45 cm (85 BP), de 45 à 70 cm (990 BP), de 71 à 181 cm (2580 BP), de 181 à 201 cm (3556 BP), de 201 à 285 cm (5280 BP) et de 285 cm à la base du profil (8076 BP). Les taux nets d'augmentation de la profondeur sont encore une fois beaucoup plus importants pour la première zone (moyenne de  $4,18 \pm 0,36 \text{ mm an}^{-1}$ ), puis diminuent pour la deuxième zone (moyenne de  $0,32 \pm 0,02 \text{ mm an}^{-1}$ ). Ils augmentent ensuite graduellement de  $0,67 \text{ mm an}^{-1}$  à  $1,49 \text{ mm an}^{-1}$  pour redescendre à  $0,53 \text{ mm an}^{-1}$  dans la troisième zone (moyenne de  $0,87 \pm 0,03 \text{ mm an}^{-1}$ ). Les taux diminuent entre la troisième et la quatrième zone (moyenne de  $0,25 \pm 0,02 \text{ mm an}^{-1}$ ), puis augmentent pour la cinquième zone (moyenne de  $0,69 \pm 0,02 \text{ mm an}^{-1}$ ) et diminuent finalement pour la zone se trouvant plus en profondeur (moyenne de  $0,23 \pm 0,01 \text{ mm an}^{-1}$ ).

Les deux modèles semblent cohérents lorsque comparés l'un à l'autre (figure 12) : le modèle B semble être la continuation du modèle A. De plus, les différences d'âge observées entre les modèles A et B sont négligeables pour les 70 premiers centimètres. Les deux modèles divergent pour les quatorze derniers centimètres du modèle A (de 68,5 à 82,5 cm), mais pas de façon drastique. Le modèle A a été retenu pour dater les différents niveaux de

profondeur de la tourbière et a permis de reconstruire les taux d'accumulation de carbone « apparents » et « réels » présentés à la section 3.2.2.

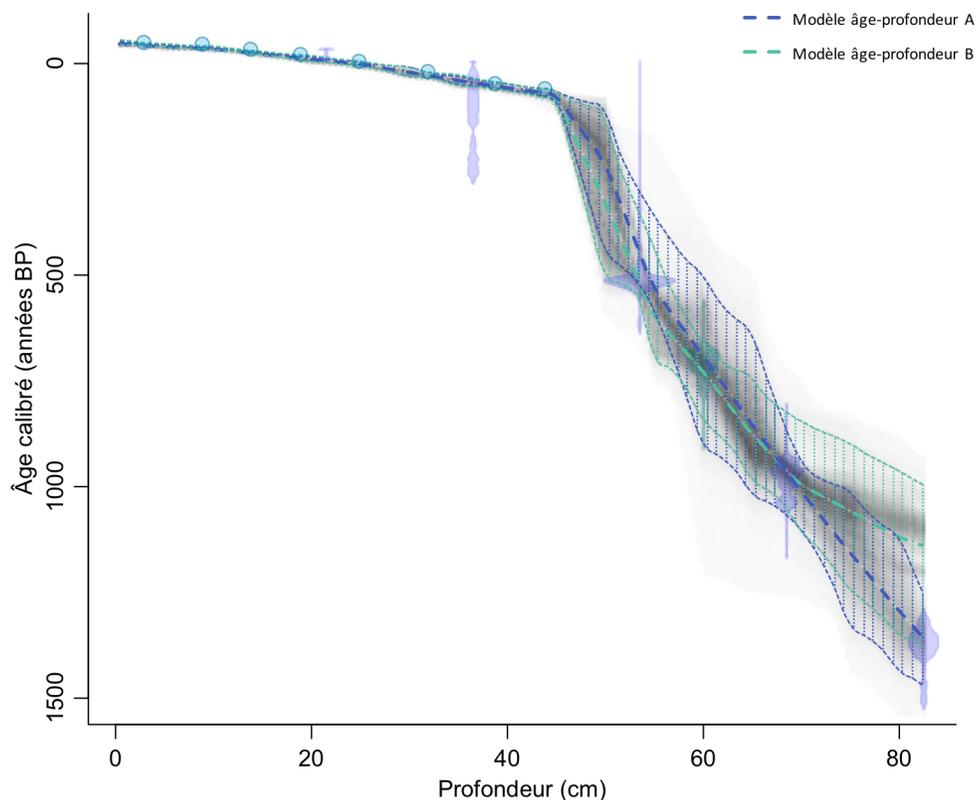


Figure 12. Comparaison entre les deux modèles âge-profondeur construits pour la tourbière Degerö Stormyr. Les courbes de couleur bleue (modèle A) et de couleur turquoise (modèle B) présentent l'âge moyen pondéré pour chacun des niveaux de profondeur et la plage des valeurs se trouvant dans un intervalle de confiance de 95,4 %. Les âges calendaires les plus probables pour chacun des modèles sont présentés en gris plus foncé, tandis que les âges moins probables sont présentés en gris plus clair. Les datations au  $^{210}\text{Pb}$  sont présentées en bleu pâle, les datations au  $^{14}\text{C}$  pour la carotte DS2 en bleu foncé et les datations au  $^{14}\text{C}$  réalisées par Larsson (2016) en turquoise.

### 3.1.2.1. Délimitation entre l'acrotelme et le catotelme

La frontière entre l'acrotelme et le catotelme de Degerö Stormyr a été établie à l'aide du modèle âge-profondeur A (figure 13). L'acrotelme et le catotelme correspondent aux deux zones délimitées selon les taux nets d'augmentation de la profondeur (figure 10), soit de la

surface à 45 cm (78 BP) et de 45 cm à la base du profil (1355 BP). La portion du profil correspondant à l'acrotelme s'étend donc sur approximativement 140 ans qui sont répartis sur 45 cm, tandis que la portion du catotelme étudié s'étend sur environ 1280 ans répartis sur 38 cm.

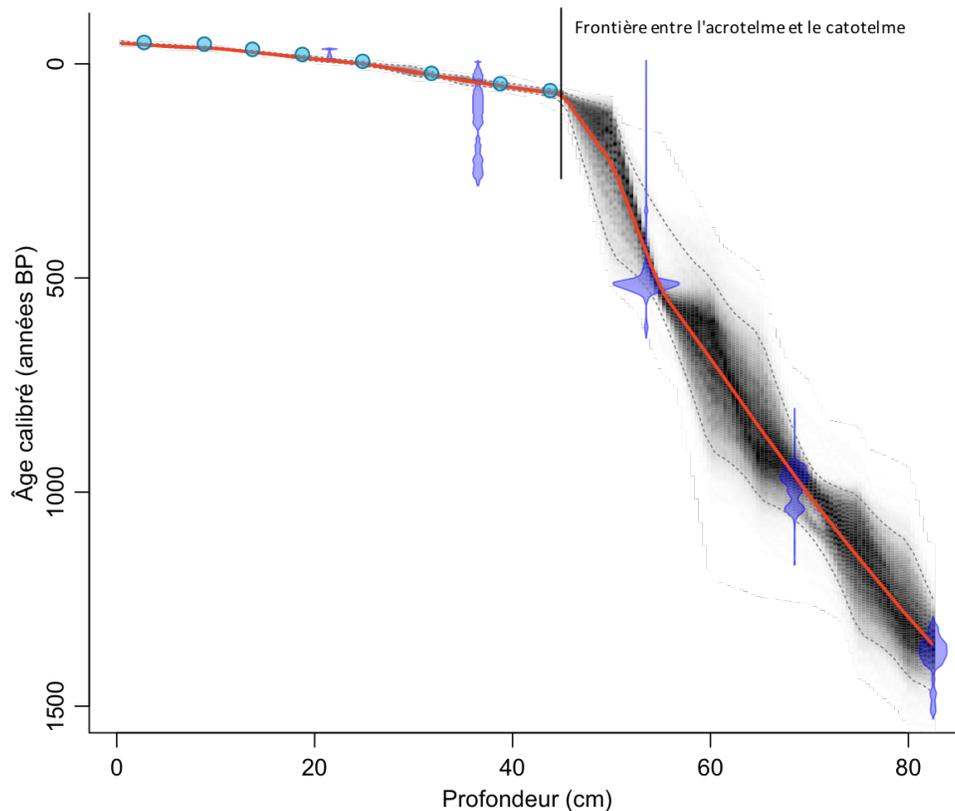


Figure 13. Délimitation entre l'acrotelme et catotelme de la tourbière Degerö Stormyr. La frontière entre les deux horizons, représentée par la droite noire, a été fixée entre les deux échantillons adjacents présentant l'écart le plus important en termes de taux nets d'augmentation de la profondeur ( $r$ ;  $\text{mm an}^{-1}$ ). Le modèle âge-profondeur A est représenté par la courbe rouge, tandis que les datations sont présentées en bleu pâle ( $^{210}\text{Pb}$ ) et en bleu foncé ( $^{14}\text{C}$ ). Les courbes grises présentent la plage des valeurs se trouvant dans un intervalle de confiance de 95,4 %. Les âges calendaires les plus probables sont présentés en gris plus foncé, tandis que les âges moins probables sont présentés en gris plus clair.

## 3.2. Analyses géochimiques et reconstruction des taux d'accumulation de carbone

### 3.2.1. Analyses géochimiques

Les résultats des analyses géochimiques sont présentés en fonction de la profondeur (cm) et de l'âge de la tourbe (années calibrées BP et AD) (figure 14). Le contenu en carbone (%) et en azote (%) et le ratio C/N ont été mesurés pour certains échantillons de la carotte DS2, la densité apparente de la tourbe sèche ( $\text{g cm}^{-3}$ ) a été mesurée pour tous les échantillons des carottes DS2, DS3 et DS4 et le contenu en matière organique (%) a été mesuré pour tous les échantillons des carottes DS3 et DS4.

Le contenu en carbone est de  $48,2 \pm 0,7$  % en moyenne et varie entre 44,7 et 53,4 % le long du profil. Le contenu en carbone diminue pour les premiers centimètres, mais, en général, augmente progressivement avec la profondeur. Deux pics où la concentration en carbone augmente de façon plus marquée sont observés à une profondeur de 50,5 cm (259 BP) et à une profondeur de 74,5 cm (1138 BP). L'augmentation la plus importante du contenu en carbone est observée entre 66,5 (896 BP) et 74,5 cm, où le contenu en carbone passe de 48,1 à 53,4 %.

Le contenu en azote varie, quant à lui, entre 0,4 et 1,7 % et est en moyenne de  $0,8 \pm 0,1$  %. De façon générale, le contenu en azote suit les variations du contenu en carbone. La concentration en azote augmente de façon marquée pour les mêmes niveaux de profondeur que la concentration en carbone, c'est-à-dire 50,5 (259 BP) et 74,5 cm (1138 BP). Toutefois, l'augmentation la plus marquée du contenu en azote est observée entre 42,5 (63 BP) et 50,5 cm, où il passe de 0,8 à 1,7 %. Cette augmentation est suivie d'une diminution encore plus marquée du contenu en azote qui passe de 1,7 à 0,6 % entre 50,5 et 58,5 cm (639 BP).

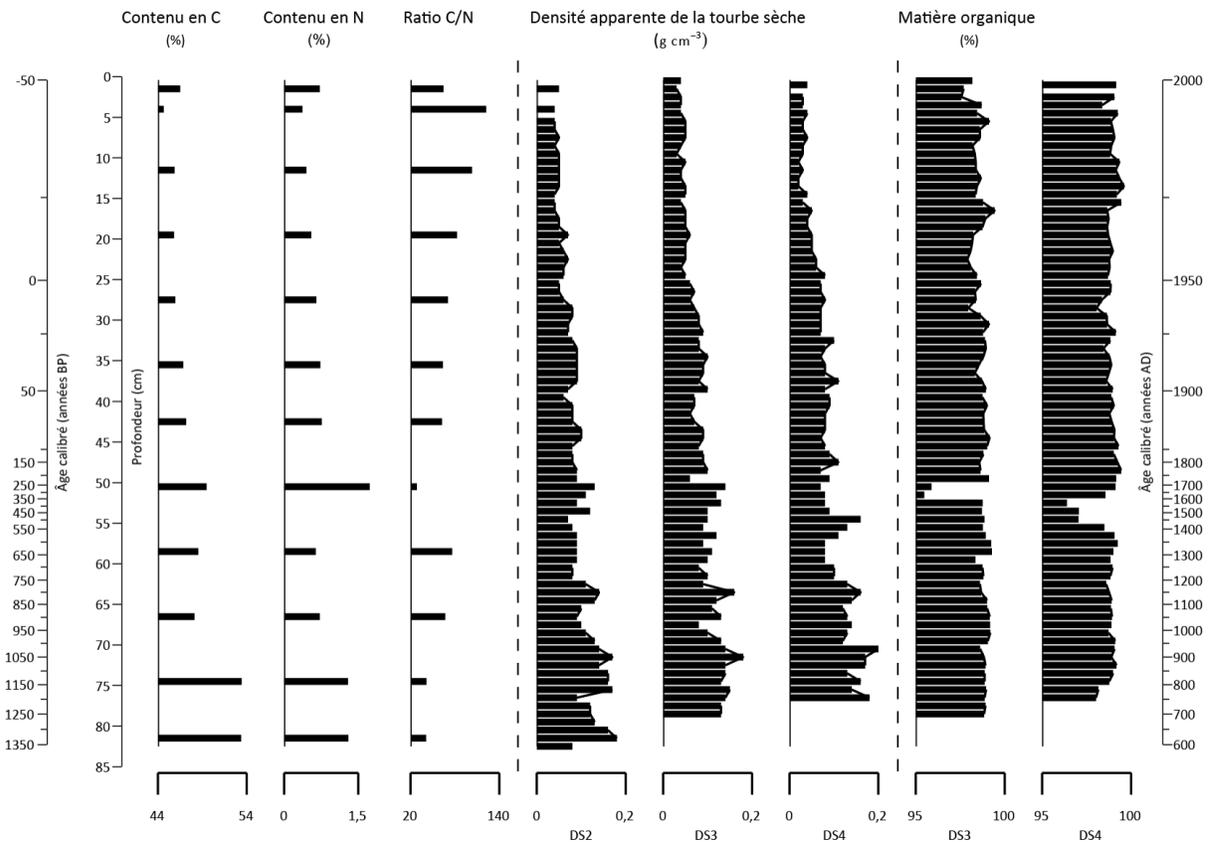


Figure 14. Résultats des analyses géochimiques selon la profondeur (cm) et l'âge de la tourbe (années calibrées BP et AD) pour la tourbière Degerö Stormyr. Le contenu en carbone (%), le contenu en azote (%) et le ratio C/N ont été mesurés pour la carotte DS2, la densité apparente de la tourbe sèche ( $\text{g cm}^{-3}$ ) a été mesurée pour les trois carottes, tandis que le contenu en matière organique (%) a été mesuré pour les carottes DS3 et DS4.

Le ratio C/N a une valeur moyenne de  $69 \pm 6$ . Les variations du ratio C/N sont un miroir des variations du contenu en carbone et en azote : on observe une augmentation importante pour les premiers centimètres et une diminution marquée du ratio C/N à une profondeur de 50,5 cm (259 BP) et de 74,5 cm (1138 BP). Le ratio C/N le plus élevé (ratio de 122) est atteint à une profondeur de 4 cm (-43 BP), ce qui correspond aux contenus en carbone et en azote les plus bas, soient 44,7 % et 0,4 % respectivement. Le ratio C/N le plus bas (ratio de 29) est, quant à lui, observé à une profondeur de 50,5 cm, profondeur à laquelle la concentration en azote est la plus élevée.

La densité apparente de la tourbe varie entre 0,035 et 0,179 g cm<sup>-3</sup> pour la carotte DS2, 0,031 et 0,177 g cm<sup>-3</sup> pour la carotte DS3 et 0,024 et 0,199 g cm<sup>-3</sup> pour la carotte DS4. La moyenne est similaire pour les trois carottes : elle est de 0,087 ± 0,004 g cm<sup>-3</sup> pour la carotte DS2, 0,084 ± 0,004 g cm<sup>-3</sup> pour la carotte DS3 et 0,083 ± 0,005 g cm<sup>-3</sup> pour la carotte DS4. Malgré les fluctuations assez importantes observées, en général, la densité apparente de la tourbe sèche augmente avec la profondeur pour chacune des trois carottes. Les variations de la densité apparente de la tourbe sèche sont plutôt synchrones entre les trois carottes, particulièrement en ce qui concerne les carottes DS2 et DS3.

La composition de la tourbe en matière organique varie entre 95,5 et 99,4 % pour la carotte DS3 et entre 96,4 et 99,6 % pour la carotte DS4. En moyenne, la tourbe est composée de 98,7 ± 0,05 % de matière organique (moyenne de 98,6 ± 0,07 % pour la carotte DS3 et de 98,8 ± 0,06 % pour la carotte DS4). Le contenu en matière organique reste assez constant pour les deux carottes malgré de légères fluctuations, sauf pour la portion se situant entre 50,5 (259 BP) et 54,5 cm (496 BP), où le contenu en matière organique diminue de façon marquée pour les deux carottes.

### **3.2.2. Reconstruction des taux d'accumulation de carbone**

#### **3.2.2.1. Taux « apparents » d'accumulation de carbone**

##### *Densité apparente de matière organique*

La relation obtenue entre la densité apparente de la tourbe sèche (g cm<sup>-3</sup>) et la densité apparente de matière organique (g cm<sup>-3</sup>) pour les carottes DS3 et DS4 est une relation linéaire positive forte ( $R^2 = 0,99$ ; figure 15 A). Cette relation a permis de calculer la densité apparente de matière organique pour chacun des échantillons de la carotte DS2 (figure 15 B).

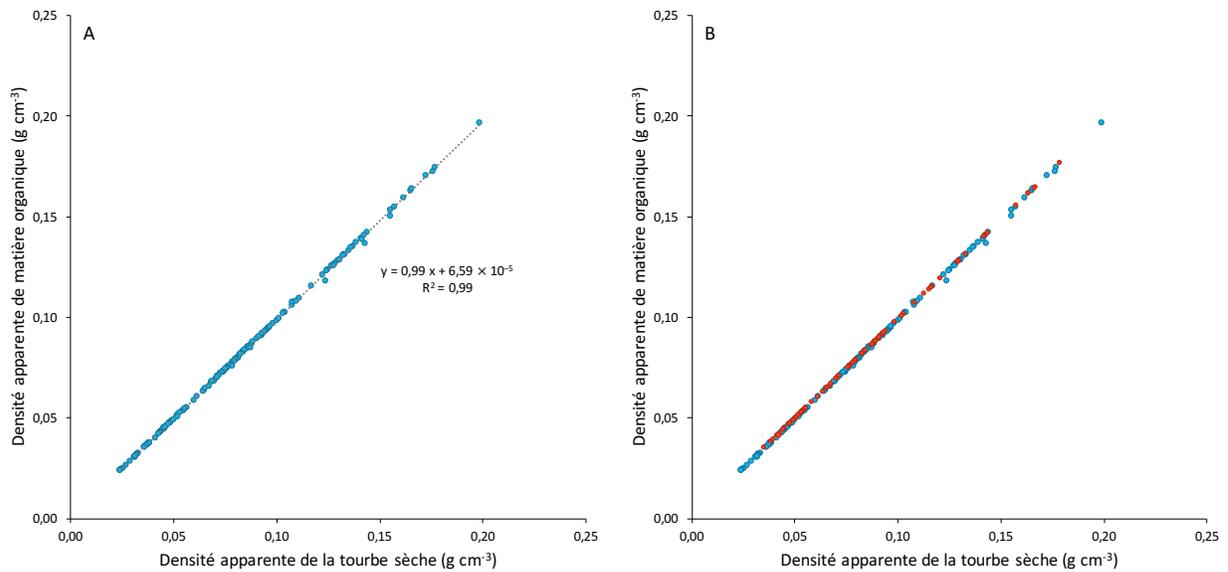


Figure 15. Relation entre la densité apparente de la tourbe sèche ( $\text{g cm}^{-3}$ ) et la densité apparente de matière organique ( $\text{g cm}^{-3}$ ) pour la tourbière Degerö Stormyr. La figure présente (A) les données mesurées et (B) les données calculées à l'aide de l'équation obtenue. Les points pour lesquels la densité apparente de matière organique a été mesurée sont présentés en bleu et les points calculés sont présentés en rouge. Les données ont été mesurées pour les carottes DS3 et DS4 et calculées pour la carotte DS2.

### *Contenu en carbone organique*

La relation entre la densité apparente de matière organique ( $\text{g cm}^{-3}$ ) et le contenu en carbone organique (%) pour la carotte DS2 est présentée à figure 16. La relation entre les deux variables est une relation linéaire positive forte ( $R^2 = 0,94$ ; figure 16 A). La relation obtenue a permis le calcul du contenu en carbone organique pour les échantillons pour lesquels celui-ci n'a pas été mesuré (figure 16 B).

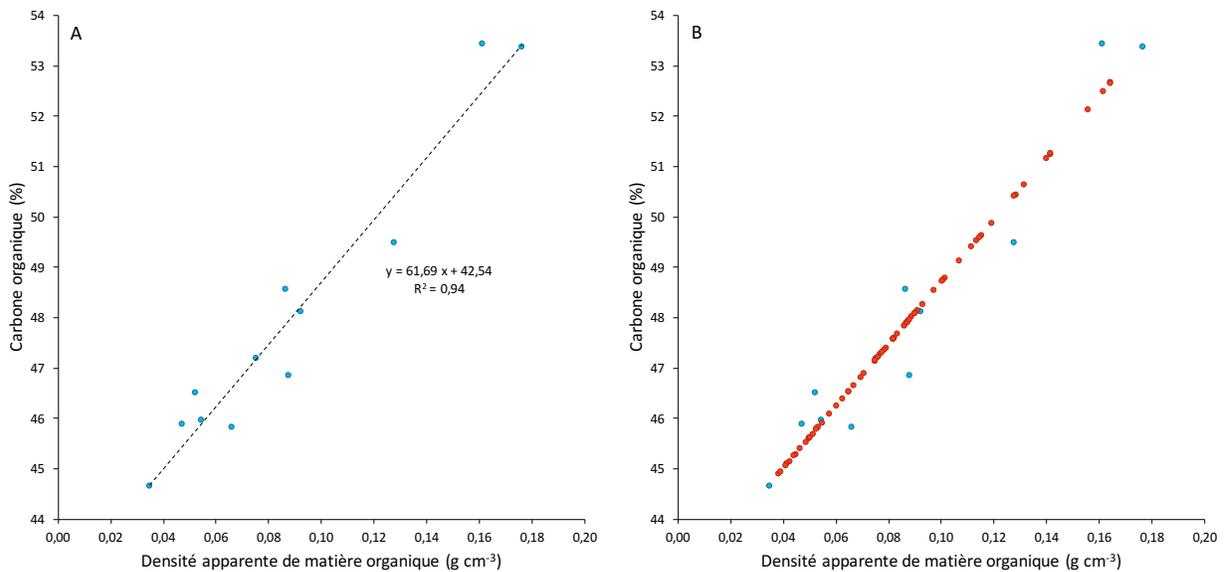


Figure 16. Relation entre la densité apparente de matière organique ( $\text{g cm}^{-3}$ ) et le contenu en carbone organique (%) pour la tourbière Degerö Stormyr. La figure présente (A) les données mesurées et (B) les données calculées à l'aide de l'équation obtenue. Les points pour lesquels le contenu en carbone a été mesuré sont présentés en bleu et les points calculés sont présentés en rouge. Les données ont été mesurées pour quelques échantillons de la carotte DS2 et calculées pour le reste de la carotte.

### *Taux « apparents » d'accumulation de carbone*

Les taux « apparents » d'accumulation de carbone ( $\text{g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) ont été calculés à partir du modèle âge-profondeur A (figure 10), de la densité apparente de matière organique (figure 15 B) et du contenu en carbone organique (figure 16 B). Les taux apparents d'accumulation de carbone sont présentés selon la profondeur (cm; figure 17 A) et selon l'âge (années calibrées BP et AD; figure 17 B).

Les taux apparents d'accumulation de carbone varient de façon importante d'une année à l'autre, mais ont tendance à décroître de façon importante, puis à augmenter légèrement dans le bas du profil. En moyenne, le taux d'accumulation de carbone est de  $68,2 \pm 6,3 \text{ g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$  pour le profil entier. Les taux d'accumulation de carbone mesurés varient entre 5,2 (profondeur de 54,5 cm; 496 BP) et  $251,8 \text{ g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$  (profondeur de 7,5 cm; -39 BP). Les portions du profil correspondant à l'acrotelme et au catotelme sont

facilement identifiables en observant les taux apparents d'accumulation de carbone. En effet, les taux d'accumulation chutent drastiquement entre 44,5 (69 BP) et 45,5 cm (86 BP).

Dans l'acrotelme, les taux apparents d'accumulation de carbone varient de façon importante. En général, ils ont tendance à diminuer pour la première partie de l'acrotelme, c'est-à-dire jusqu'à 26,5 cm (5 BP), puis augmentent jusqu'au passage vers le catotelme. Dans l'acrotelme, les taux d'accumulation varient entre 63,3 (profondeur de 26,5 cm) et 251,8 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (profondeur de 7,5 cm; -39 BP) et le taux d'accumulation moyen est de 113,8 ± 6,0 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Si l'on ne considère que les 100 dernières années, le taux d'accumulation de carbone moyen est de 112,6 ± 7,6 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>, tandis que si l'on ne considère que les 50 dernières années, le taux d'accumulation moyen est de 126,0 ± 12,6 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>.

À partir du passage vers le catotelme, les taux apparents d'accumulation varient de façon moins importante que dans l'acrotelme et ont tendance à augmenter légèrement selon l'âge et la profondeur. Dans le catotelme, les taux varient entre 5,2 (profondeur de 54,5 cm; 496 BP) et 36,5 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (profondeur de 81,5 cm; 1329 BP) et le taux d'accumulation moyen est de 17,8 ± 1,2 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Les taux d'accumulation de l'acrotelme sont donc en moyenne plus de six fois plus élevés que ceux du catotelme.

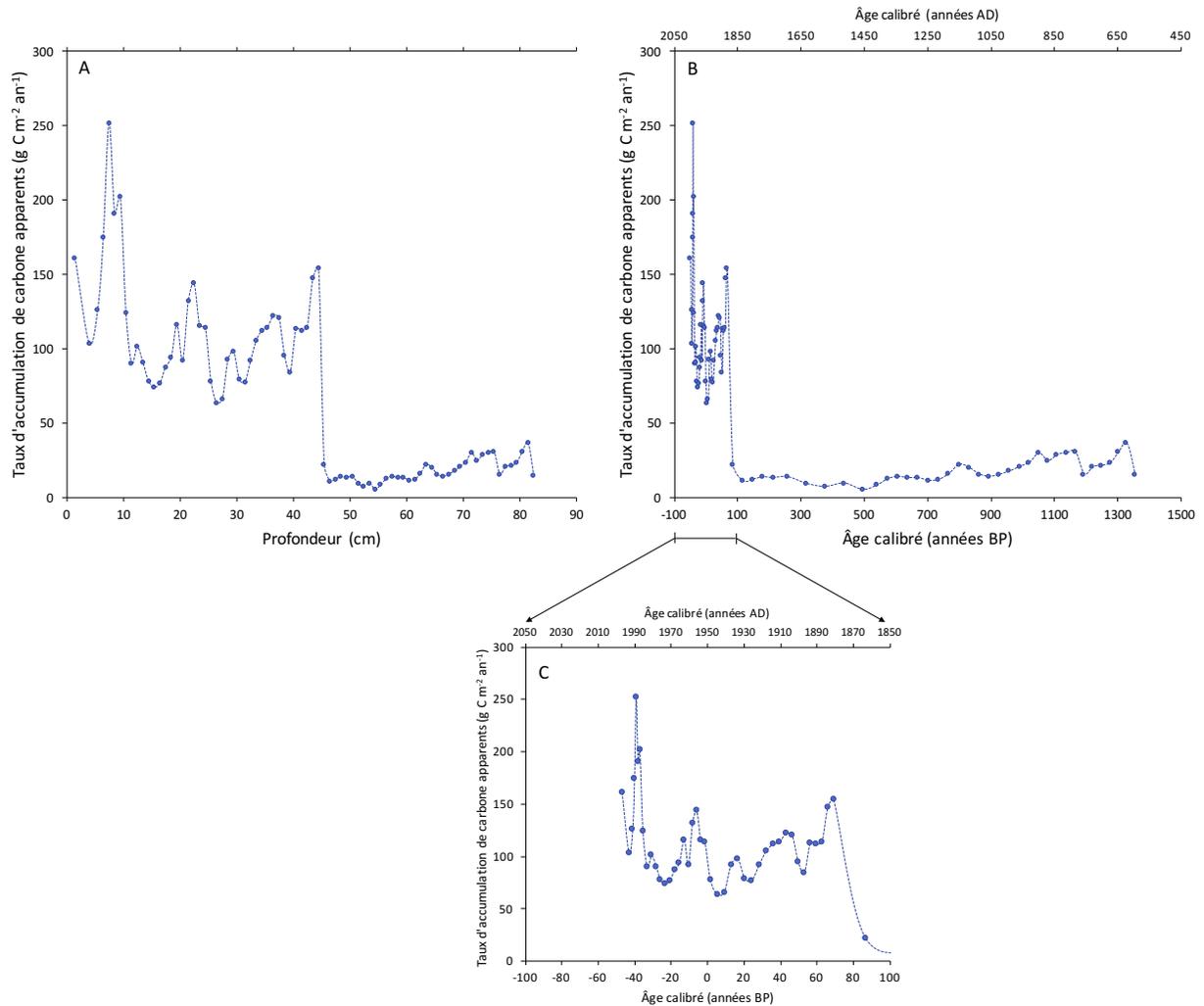


Figure 17. Taux apparents d'accumulation de carbone ( $\text{g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) pour la tourbière Degerö Stormyr (A) selon la profondeur (cm), (B) selon l'âge (années calibrées BP et AD) et (C) pour la période s'étendant de -100 à 100 BP (2050 à 1850 AD). Les données proviennent de la carotte DS2.

### 3.2.2.2. Taux « réels » d'accumulation de carbone

*Taux « apparents » d'accumulation de carbone reconstruits par Larsson (2016)*

Les taux « apparents » d'accumulation de carbone ( $\text{g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ; figure 18) combinent les résultats obtenus dans le cadre de ce projet et les résultats de Larsson (2016). Dans cette figure, les taux apparents d'accumulation de carbone sont présentés selon l'âge de la tourbe (années calibrées BP et AD).

Les taux apparents d'accumulation de carbone reconstruits par Larsson (2016) ont tendance à diminuer selon l'âge de la tourbe. Les taux reconstruits par Larsson (2016) varient entre 3,0 (période s'étendant d'approximativement 6780 à 8180 BP) et 18,8 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (≈ 1390 BP) : ils varient donc moins que les taux reconstruits à partir des données provenant de la carotte DS2. Le taux d'accumulation moyen pour les résultats provenant de Larsson (2016) est de 9,5 ± 0,6 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>.

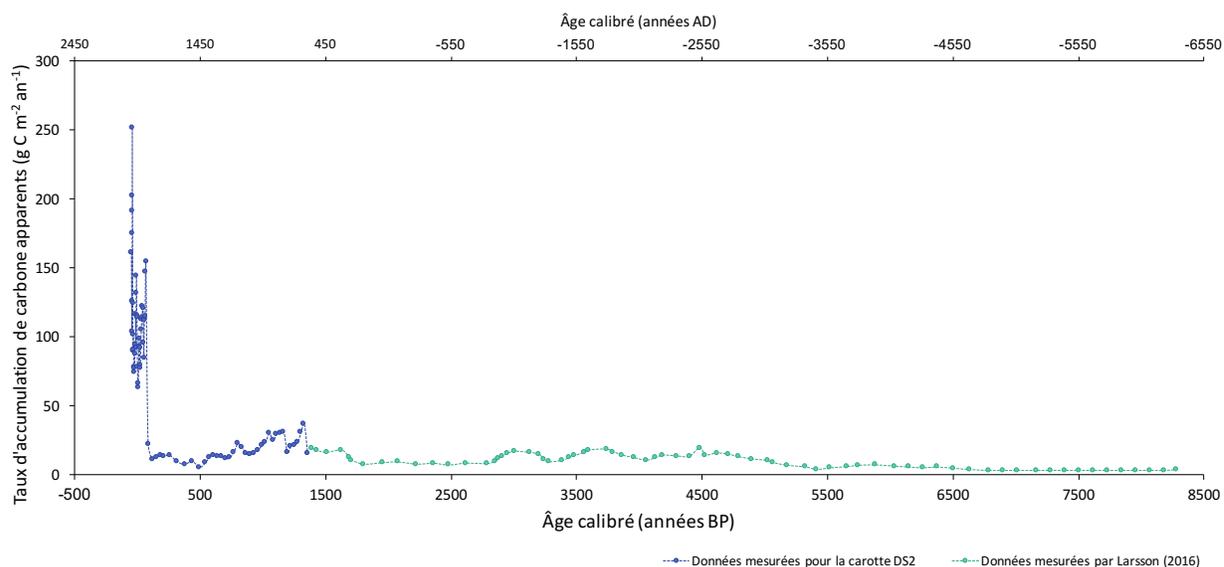


Figure 18. Taux apparents d'accumulation de carbone (g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>) pour la tourbière Degerö Stormyr selon l'âge (années calibrées BP et AD) combinant les résultats pour la carotte DS2 et les résultats de Larsson (2016). Les données mesurées pour la carotte DS2 sont présentées en bleu et les données mesurées par Larsson (2016) sont présentées en turquoise.

Les taux d'accumulation reconstruits pour le profil entier, combinant les résultats de Larsson (2016) et les résultats provenant de la carotte DS2, ont tendance à décroître selon l'âge de la tourbe. En incluant l'acrotelme, le taux d'accumulation de carbone moyen est de 40,8 ± 4,1 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> et les taux mesurés varient entre 3,0 (période s'étendant d'approximativement 6780 à 8180 BP) et 251,8 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (-39 BP).

Les résultats de Larsson (2016) couvrent une partie de la tourbière Degerö Stormyr localisée dans le catotelme. Si l'on combine les résultats obtenus par Larsson (2016) aux

résultats provenant de la carotte DS2, le catotelme de Degerö Stormyr s'étend donc sur environ 8200 ans qui sont répartis sur 290 cm. Les taux apparents d'accumulation de carbone pour le catotelme de la tourbière Degerö Stormyr ont tendance à diminuer selon l'âge de la tourbe et varient entre 3,0 (période s'étendant d'approximativement 6780 à 8180 BP) et 36,5 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (1329 BP). Le taux d'accumulation moyen pour le catotelme est de 12,4 ± 0,7 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> et, en moyenne, les taux d'accumulation de l'acrotelme (moyenne de 113,8 ± 6,0 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>) sont neuf fois plus élevés que ceux du catotelme.

### Modélisation de la décomposition de la matière organique

Les courbes des deux modèles de décomposition de la matière organique construits pour la tourbière Degerö Stormyr selon le modèle de Clymo (1984) ont une forme concave (figure 19). La valeur du coefficient de décomposition est de 0,0073 an<sup>-1</sup> pour l'acrotelme (figure 19 A) et de 0,0002 an<sup>-1</sup> pour le catotelme (figure 19 B). La valeur du taux d'addition de matière organique est, quant à elle, de 273 ± 8 g m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> pour l'acrotelme (figure 19 A) et de 40 ± 1 g m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> pour le catotelme (figure 19 B).

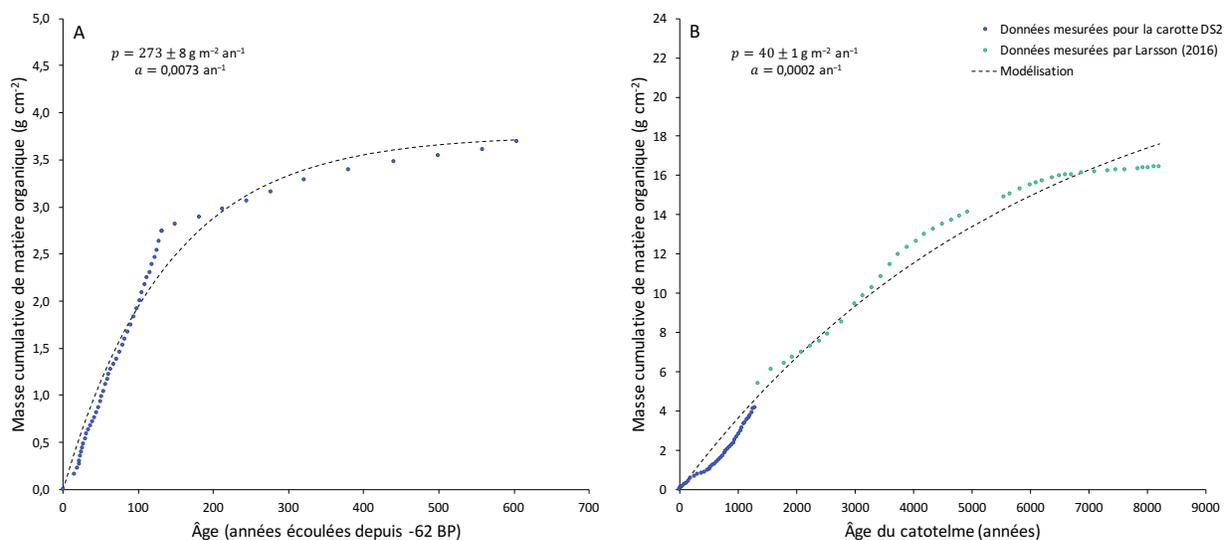


Figure 19. Modélisation de la décomposition de la matière organique (g cm<sup>-2</sup>) selon l'âge (années) (A) pour l'acrotelme et (B) le catotelme de la tourbière Degerö Stormyr. Les deux modèles sont représentés par les lignes pointillées. Les données mesurées pour la carotte DS2 sont présentées en bleu et les données mesurées par Larsson (2016) sont présentées en turquoise.

### *Modélisation des flux de carbone et des taux « réels » d'accumulation de carbone*

Les flux de carbone reconstruits pour la tourbière Degerö Stormyr selon l'âge de la tourbe (années calibrées BP et AD) sont présentés pour l'acrotelme (figure 20 A), le catotelme (figure 20 B) et la transition entre les deux horizons (figure 20 C). Le réservoir net de carbone (NCP;  $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ), l'absorption nette de carbone (NCU;  $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ), l'émission nette de carbone (NCR;  $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) et le bilan net de carbone (NCB;  $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) sont représentés par les différentes courbes. Le NCP correspond aux taux apparents d'accumulation de carbone (figures 17 et 18). En ce qui concerne le NCB, les périodes dominées par l'absorption nette de carbone sont représentées par des valeurs positives et les périodes dominées par l'émission nette de carbone sont représentées par des valeurs négatives.

Dans l'acrotelme, les flux de carbone varient de façon importante. Le NCU a tendance à diminuer pour les 40 dernières années, mais augmente ensuite jusqu'au passage vers le catotelme. Il varie entre 98,8 (-24 BP) et 403,8  $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (69 BP) et sa valeur moyenne est de  $189,3 \pm 11,3 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . Le NCR, quant à lui, diminue à travers les années. Dans l'acrotelme, il passe de 200,1 (-48 BP) à 33,5  $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (69 BP) et a une valeur moyenne de  $128,0 \pm 6,8 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . Le NCB a tendance à diminuer pour les 30 dernières années, mais augmente ensuite jusqu'au passage vers le catotelme. Le NCB varie entre 62,0 (-43 BP) et 370,3  $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (69 BP).

Dans le catotelme, les variations des flux de carbone sont beaucoup moins importantes que dans l'acrotelme. En général, le NCU augmente pour la première portion du catotelme, s'étendant sur environ 3400 ans, et diminue ensuite jusqu'à la base du profil. Dans le catotelme, le NCU varie entre 5,7 (496 BP) et 45,7  $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (622 BP) et a une valeur moyenne de  $19,3 \pm 0,8 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . Comme dans l'acrotelme, le NCR diminue à travers les années passant de 0,2 ( $\approx 8280$  BP) à 24,3  $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (86 BP). Sa valeur moyenne est de  $14,5 \pm 0,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour le catotelme. Le NCB, de son côté, varie de -17,8 (496 BP) à 30,6  $\text{g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  ( $\approx 4480$  BP). Dans le catotelme, le NCB a tendance à augmenter pour une

première portion du profil s'étendant sur 5200 ans environ et a ensuite tendance à diminuer légèrement jusqu'à la base du profil.

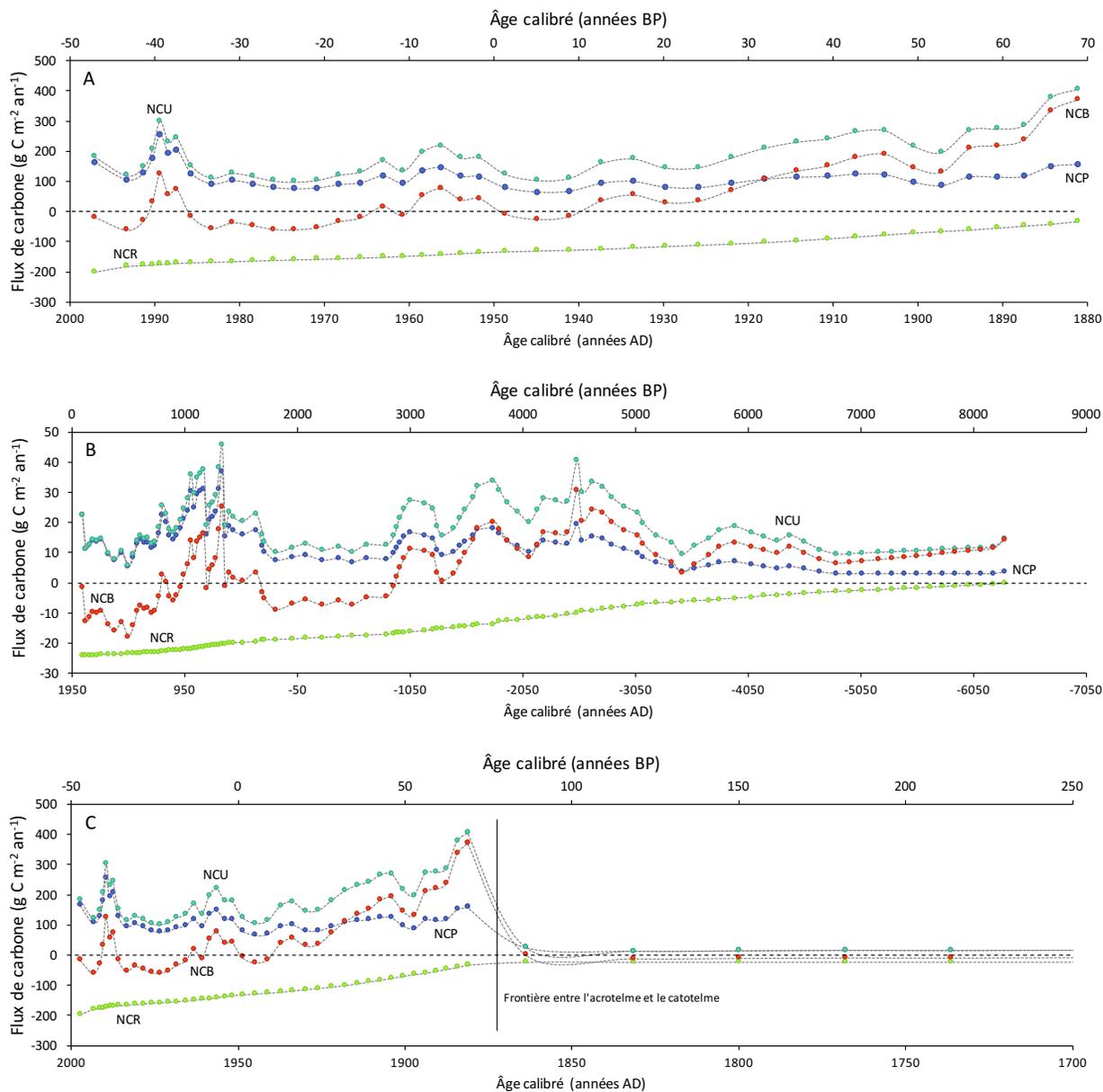


Figure 20. Flux de carbone reconstruits ( $\text{g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) selon l'âge (années calibrées BP et AD) (A) pour l'acrotelme, (B) le catotelme et (C) la période de transition entre les deux horizons de la tourbière Degerö Stormyr. Le réservoir net de carbone (NCP) est présenté en bleu, l'absorption nette de carbone (NCU) en turquoise, l'émission nette de carbone (NCR) en vert et le bilan net de carbone (NCB) en rouge.

Lorsque l'on considère le profil dans son ensemble, la valeur moyenne du NCU est de  $66,3 \pm 6,9 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , tandis que la valeur moyenne du NCR est de  $45,9 \pm 4,6 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . En observant la frontière entre l'acrotelme et le catotelme (figure 20 C), il est apparent que les flux de carbone ont des valeurs beaucoup plus élevées dans l'acrotelme que dans le catotelme. En effet, le NCU est en moyenne près de dix fois plus élevé dans l'acrotelme que dans le catotelme et le NCR près de neuf fois plus élevé.

Le NCB, qui représente le taux « réel » d'accumulation de carbone de la tourbière Degerö Stormyr, a une valeur moyenne de  $20,4 \pm 5,0 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour le profil entier. Le NCB a une valeur moyenne de  $61,3 \pm 16,5 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  dans l'acrotelme et de  $4,8 \pm 1,0 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  dans le catotelme. Le NCB est donc approximativement treize fois plus élevé dans l'acrotelme que dans le catotelme. Finalement, en ce qui concerne les 25, 50 et 100 dernières années, le NCB a une valeur moyenne de  $24,6 \pm 28,8 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ,  $-11,7 \pm 13,1 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  et de  $12,9 \pm 9,9 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  respectivement.

#### *Comparaison entre les résultats obtenus pour l'acrotelme et le catotelme*

Le modèle de décomposition de la matière organique construit selon le modèle de Frohking et al. (2011) (figure 21) a été utilisé pour simuler la perte de matière organique dans l'acrotelme au cours des 600 dernières années. Selon les résultats obtenus, il reste  $200 \pm 6 \text{ g m}^{-2}$  de matière organique (73,4 % de la masse initiale) après 50 ans,  $158 \pm 5 \text{ g m}^{-2}$  (57,9 %) après 100 ans,  $86 \pm 3 \text{ g m}^{-2}$  (31,5 %) après 300 ans et  $51 \pm 2 \text{ g m}^{-2}$  (18,7 %) après 600 ans.

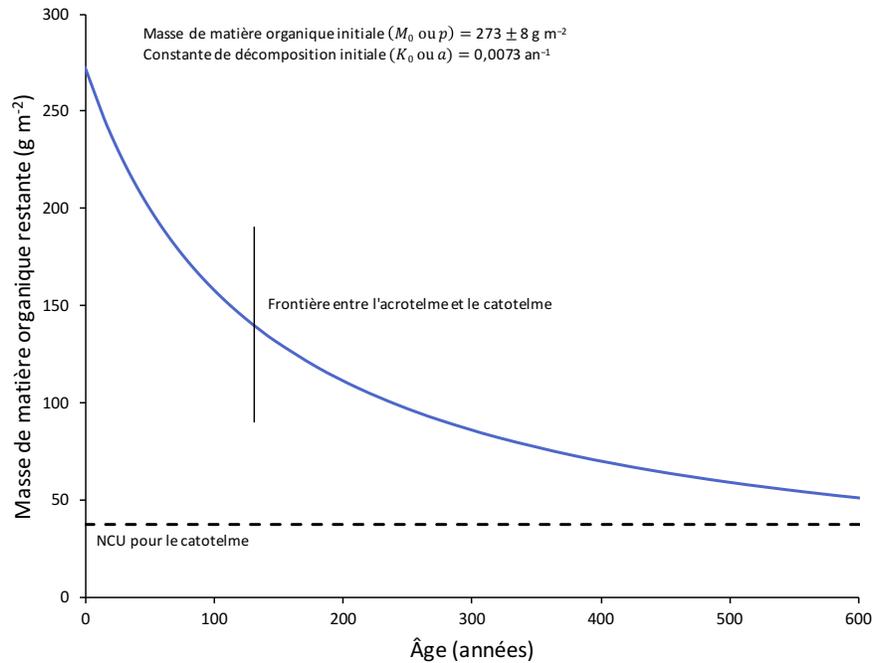


Figure 21. Modélisation de la décomposition de la matière organique ( $\text{g m}^{-2}$ ) de la tourbière Degerö Stormyr au cours des 600 dernières années. La courbe bleue présente le modèle, la ligne pointillée présente la valeur moyenne du NCU pour le catotelme et la ligne noire présente la frontière entre l'acrotelme et le catotelme.

La quantité de matière organique qu'il reste à la frontière entre l'acrotelme et le catotelme correspond à la masse de matière organique qui est transférée d'un horizon à l'autre. À la frontière entre l'acrotelme et le catotelme, c'est-à-dire après 130 ans passés dans l'acrotelme, le modèle indique que la quantité restante de matière organique est de  $140 \text{ g m}^{-2}$  ou  $72,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , soit 51,3 % de la masse initiale. Cette valeur est près de quatre fois plus élevée que la valeur moyenne du NCU ayant été modélisée pour le catotelme ( $19,3 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  ou  $37,2 \text{ g m}^{-2}$  de matière organique).

### 3.3. Analyses paléoécologiques et variations du climat

#### 3.3.1. Analyse des macrorestes et historique de la végétation locale

Les résultats de l'analyse des macrorestes sont présentés en fonction de la profondeur (cm) et de l'âge de la tourbe (années calibrées BP et AD) et sont combinés pour les carottes DS2, DS3 et DS4 (figure 22). L'abondance des principaux types de macrorestes est exprimée en pourcentage relatif au volume total des échantillons analysés. Le dénombrement (n) de certaines pièces, telles que les graines, les fruits, les inflorescences, les collets d'herbacées et les aiguilles, est également présenté.

Les résultats de l'analyse des macrorestes (figure 22) incluent le total du volume représenté par *Sphagnum spp.* ainsi que l'abondance des espèces *Sphagnum balticum* et *Sphagnum magellanicum* qui ont toutes deux été identifiées. En ce qui concerne les herbacées et les éricacées, le total du volume qu'elles représentent et l'abondance de leurs parties aériennes (feuilles et tiges) et souterraines (racines et radicelles) sont présentés. La catégorie « bois d'éricacées » présente les résultats pour le bois d'éricacées dont la provenance (partie aérienne ou souterraine) n'a pu être déterminée. Le total du volume représenté par les hépatiques et par les fragments de bois non identifiés est également inclus. Finalement, le dénombrement des collets d'herbacées, des graines de cypéracées, des graines et des inflorescences de *Andromeda polifolia*, des graines et des fruits de *Vaccinium oxycoccos*, des aiguilles de *Pinus sylvestris* et des restes de *Drosera rotundifolia* est présenté.

Les résultats de l'analyse des macrorestes exposent les changements de végétation locale. La surface du profil (0,5 à 1,5 cm; -49 à -47 BP) est dominée par les sphaignes et les hépatiques. Les éricacées sont présentes, mais peu abondantes, tandis que les herbacées sont absentes. De 9,5 (-37 BP) à 32,5 cm (28 BP), le profil est dominé par les sphaignes et les éricacées. Les herbacées sont présentes, mais peu abondantes. À partir de 49,5 cm (214 BP), l'abondance des sphaignes et des éricacées diminue, tandis que l'abondance des herbacées

prend de l'importance. Finalement, de 70,5 cm (1021 BP) à la base du profil (1329 BP), la tourbe est essentiellement composée d'herbacées et de fragments de bois non identifiés.

### *Sphaignes*

Les sphaignes sont présentes tout le long du profil. Leur abondance, quoiqu'assez constante dans le haut du profil, diminue avec la profondeur. Les sphaignes sont très abondantes pour les 70 premiers centimètres. Dans le bas du profil, elles sont présentes, mais très peu abondantes.

*Sphagnum balticum* est présente jusqu'à 77,5 cm (1221 BP). Elle est beaucoup plus abondante pour les 30 premiers centimètres que dans le bas du profil où elle est présente, mais très peu abondante. *Sphagnum magellanicum* est, quant à elle, présente tout le long du profil. Elle est abondante pour une plus grande portion du profil que *Sphagnum balticum*. En effet, *Sphagnum magellanicum* est abondante pour les 50 premiers centimètres du profil, c'est-à-dire une partie du profil correspondant majoritairement à l'acrotelme. Dans le bas du profil, *Sphagnum magellanicum* est présente, mais très peu abondante.

### *Herbacées*

Les herbacées sont présentes à partir d'une profondeur de 19,5 cm (-13 BP). Leur abondance tend à croître avec la profondeur. Les herbacées sont très majoritairement représentées par leurs racines. Peu abondantes avant d'atteindre une profondeur de 49,5 cm (214 BP), sauf pour le niveau de profondeur correspondant à 39,5 cm (53 BP; abondance de 27 % pour les racines et 31 % au total), elles deviennent plus abondantes à partir de 49,5 cm et sont très abondantes à une profondeur 72,5 cm (1080 BP; abondance de 78 % pour les racines et au total). Les tiges d'herbacées sont présentes entre 30 et 50 cm uniquement et sont peu abondantes.

Un total de cinq collets d'herbacées a été dénombré. Identifiés à une profondeur de 39,5 cm (53 BP; n = 3) et de 52,5 cm (378 BP; n = 2), leur présence concorde avec celle des tiges d'herbacées. Une seule graine de cypéracée a été recensée à une profondeur de 52,5 cm.

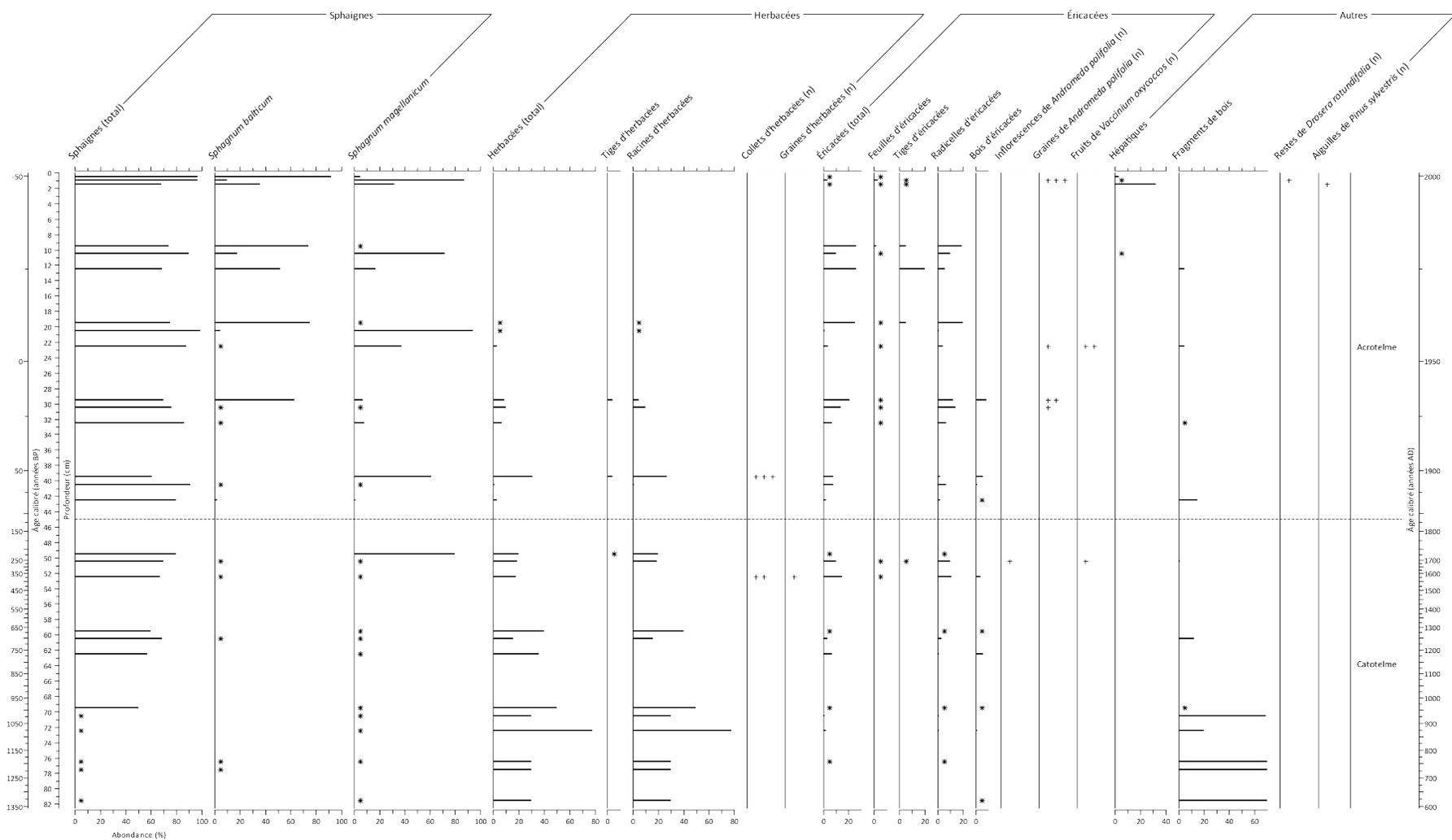


Figure 22. Résultats de l'analyse des macrorestes selon la profondeur (cm) et l'âge de la tourbe (années calibrées BP et AD) pour la tourbière Degerö Stormyr. L'abondance des principaux types de macrorestes est exprimée en pourcentage relatif au volume total de tourbe analysée. Le dénombrement de certaines pièces (n) est également présenté. Les astérisques présentent les niveaux de profondeur pour lesquels un certain type de macrorestes est présent, mais pas en quantité suffisante pour être exprimée en pourcentage. Les analyses ont été réalisées sur les carottes DS2, DS3 et DS4.

## Éricacées

Même si leur abondance est de moindre importance que celle des sphaignes et des herbacées, les éricacées sont présentes tout le long du profil. Présentes, mais très peu abondantes pour les premiers centimètres du profil, les éricacées deviennent plus abondantes de 9,5 (-37 BP; abondance de 26 %) à 29,5 cm (16 BP; abondance de 21 %). Leur abondance tend ensuite à décroître avec la profondeur.

Les racines d'éricacées sont présentes de 9,5 (-37 BP) à 76,5 cm (1194 BP). Leur abondance est plus importante de 9,5 (abondance de 19 %) à 19,5 cm (-13 BP; abondance de 20 %) et tend ensuite à diminuer avec la profondeur. Les feuilles d'éricacées, quant à elles, sont présentes jusqu'à 52,5 cm (378 BP), mais sont très peu abondantes. Les tiges d'éricacées sont seulement présentes pour certains niveaux de profondeur. Elles sont très peu abondantes, sauf en ce qui concerne la portion du profil se trouvant entre 9,5 (abondance de 5 %) et 19,5 cm (abondance de 5 %) où elles sont un peu plus abondantes. L'abondance maximale des tiges d'éricacées est de 20 % (profondeur de 12,5 cm; -31 BP). Le bois d'éricacées, dont la provenance (partie aérienne ou souterraine) n'a pu être déterminée, est présent à partir de 29,5 cm (16 BP) et est peu abondant.

*Andromeda polifolia* est présente sous forme d'inflorescences et de graines. Une seule inflorescence de *Andromeda polifolia* a été identifiée à une profondeur de 50,5 cm (259 BP). Au total, six graines de *Andromeda polifolia* ont été dénombrées. Ces graines ont été identifiées à une profondeur de 1 (-48 BP; n = 3), 22,5 (-6 BP; n = 1), 29,5 (16 BP; n = 1) et 30,5 cm (20 BP; n = 1). *Vaccinium oxycoccos* est présente sous forme de fruits. Trois fruits de *Vaccinium oxycoccos* ont été recensés à une profondeur de 22,5 (n = 2) et 50,5 cm (n = 1).

## Autres macrorestes

Présentes jusqu'à une profondeur de 10,5 cm (-36 BP), les hépatiques sont absentes du reste du profil. Elles sont assez abondantes à une profondeur de 1,5 cm (-47 BP; abondance de 32 %). Les espèces *Mylia anomalia* et *Hamatocaulis vernicosus* ont été

identifiées. Les fragments de bois non identifiés sont présents à partir de 12,5 cm (-31 BP) jusqu'à la base du profil (1329 BP). Leur abondance est très importante pour les basses profondeurs, c'est-à-dire de 70,5 (1021 BP) à 81,5 cm (1329 BP). Finalement, un reste de *Drosera rotundifolia* a été identifié à une profondeur de 1 cm (-48 BP) et une aiguille de *Pinus sylvestris* a été recensée à une profondeur de 1,5 cm.

### **3.3.2. Analyse des thécamoebiens et variations du niveau de la nappe phréatique**

L'abondance des espèces de thécamoebiens (%) est présentée en fonction de la profondeur (cm) et de l'âge de la tourbe (années calibrées BP et AD) (figure 23). L'abondance est exprimée en pourcentage relatif à la population totale des échantillons analysés. Seules les espèces les plus abondantes, c'est-à-dire les espèces pour lesquelles l'abondance totale représente plus de 1 % de la population totale de la carotte, sont présentées. Les résultats sont présentés jusqu'à une profondeur de 64,5 cm (833 BP), car en dessous de cette profondeur, la concentration en thécamoebiens n'était pas suffisante pour permettre des résultats fiables.

Les variations du niveau de la nappe phréatique sont également présentées en fonction de la profondeur et de l'âge de la tourbe (figure 23). Les valeurs positives signifient que la nappe phréatique se situe en dessous du niveau de la tourbe, tandis que les valeurs négatives signifient que la nappe phréatique se situe au-dessus. Les espèces *Hyalosphenia minuta*, *Phryganella acropodia* type, *Placosista spinosa* type et *Trinema lineare* sont présentées dans le diagramme, mais n'ont pas été considérées lors de la reconstruction de la nappe phréatique. Les variations des assemblages de thécamoebiens ont permis de séparer le profil en cinq zones distinctes. Ces zones ont été délimitées à l'aide de dendrogrammes construits par le programme rioja (Juggins, 2015) selon la méthode CONISS (groupement hiérarchique avec contrainte de contiguïté spatiale; Grimm, 1987).

En général, l'abondance des différentes espèces de thécamoebiens est assez variable le long du profil étudié. Seules deux espèces, soit *Amphitrema flavum* et *Arcella discoides* type, sont présentes tout le long du profil. Les espèces *Arcella artocrea*, *Heleopera petricola/sphagni* et *Hyalosphenia minuta*, quant à elles, sont présentes pour chacune des cinq zones identifiées, même si elles sont absentes pour certains niveaux de profondeur. Lorsque l'on considère le profil en entier, *Amphitrema flavum* est de loin l'espèce la plus abondante (28 % de la population totale), suivi par *Hyalosphenia papilio* (10 %) et *Heleopera petricola/sphagni* (8 %). *Heleopera petricola/sphagni* est une combinaison de deux espèces n'ayant pas été différenciées lors de l'analyse.

La hauteur de la nappe phréatique reconstituée varie entre  $13,0 \pm 7,7$  (profondeur de 2,5 cm; -46 BP) et  $-4,0 \pm 8,0$  cm (profondeur de 56,5 cm; -575 BP) et a une valeur moyenne de  $6,6 \pm 0,6$  cm. En général, le niveau de la nappe phréatique augmente avec la profondeur jusqu'à atteindre une profondeur de 57,5 cm (610 BP), puis diminue ensuite dans le bas du profil. Les assemblages de thécamoebiens et les variations de la nappe phréatique pour les cinq zones ayant été identifiées sont détaillés dans la section qui suit.

#### *Zone I : 1 à 11 cm (-48 à -35 BP)*

La zone I est caractérisée par la présence d'un nombre important d'espèces. Elle est dominée par *Amphitrema flavum* dont l'abondance a tendance à décroître avec la profondeur. Les espèces *Heleopera petricola/sphagni*, *Hyalosphenia elegans* et *Hyalosphenia papilio* y sont également assez abondantes. *Heleopera petricola/sphagni* est particulièrement abondante à une profondeur de 1 cm (-48 BP; abondance de 26 %), puis son abondance décroît et augmente ensuite avec la profondeur. L'abondance de *Hyalosphenia elegans* est assez variable quant à elle. Les thécamoebiens semblent être moins bien préservés dans cette zone : moins de 150 thécamoebiens ont pu être comptés pour quatre des dix échantillons compris dans cette zone.

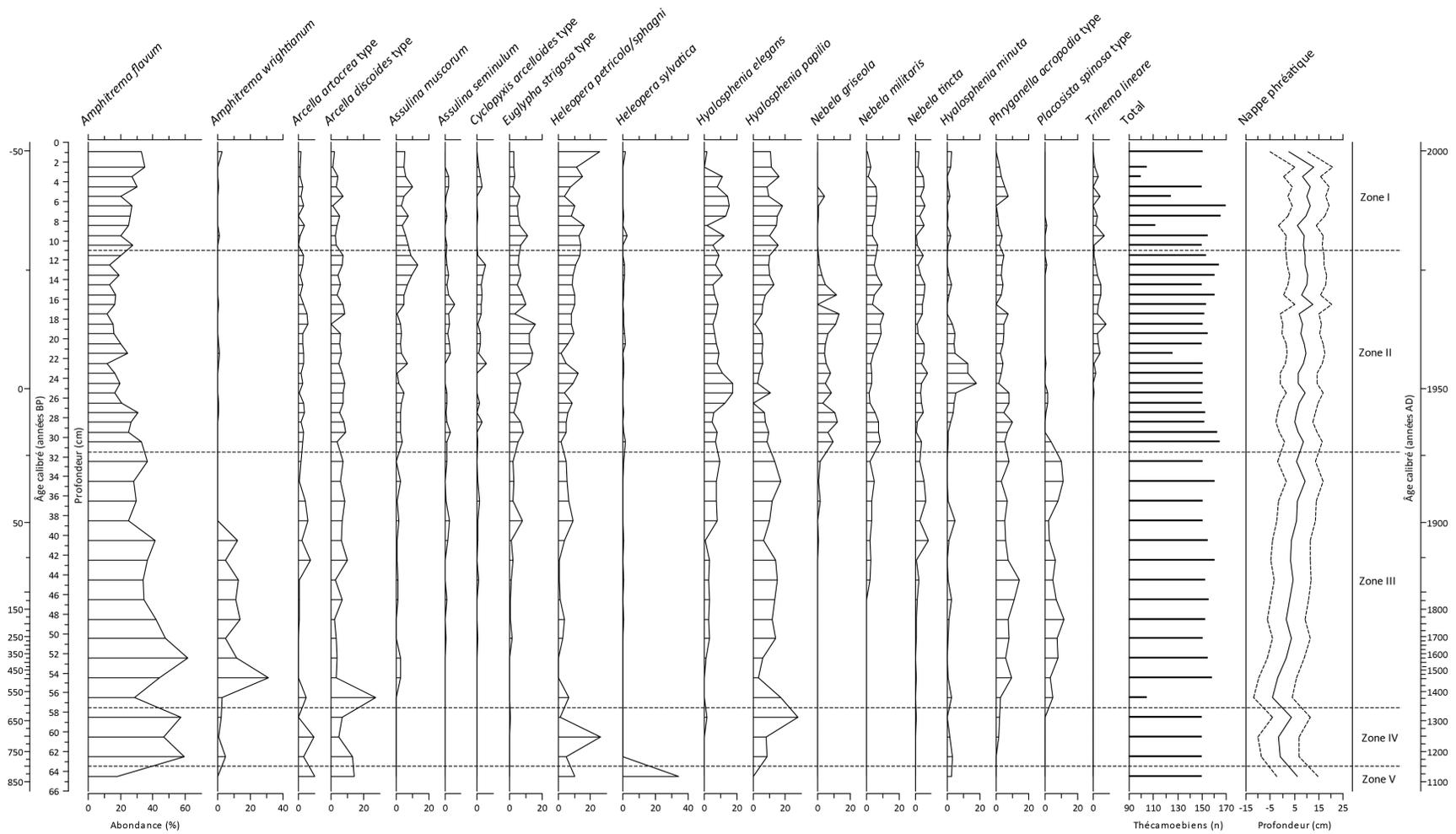


Figure 23. Résultat de l'analyse des thécamoebiens et variations de la profondeur de la nappe phréatique (cm) selon la profondeur (cm) et l'âge de la tourbe (années calibrées BP et AD) pour la tourbière Degerö Stormyr. L'abondance des thécamoebiens est exprimée en pourcentage relatif à la population totale des échantillons analysés. Seules les espèces les plus abondantes (> 1 % de la population totale de la carotte) sont présentées. Le nombre total (n) de thécamoebiens comptés par échantillon est également présenté. La profondeur moyenne de la nappe phréatique est représentée par la courbe pleine, tandis que l'incertitude calculée par la méthode de « bootstrap » est représentée par les courbes pointillées. Les analyses ont été réalisées sur la carotte DS4.

Pour la zone I, le niveau de la nappe phréatique diminue de façon marquée entre les deux premiers échantillons analysés, soit entre 1 et 2,5 cm de profondeur (-48 à -46 BP), où il passe de  $2,6 \pm 7,8$  à  $13,0 \pm 7,7$  cm. Le niveau de la nappe phréatique a ensuite tendance à augmenter avec la profondeur malgré des variations importantes. En moyenne, la nappe phréatique se situe à une hauteur de  $9,1 \pm 1,0$  cm dans cette zone.

#### *Zone II : 11 à 31,5 cm (-35 à 24 BP)*

La zone II est elle aussi caractérisée par la présence d'un grand nombre d'espèces. *Amphitrema flavum* est l'espèce la plus abondante dans cette zone. *Euglypha strigosa* type, *Heleopera petricola/sphagni*, *Hyalosphenia elegans* et *Hyalosphenia papilio* y sont également plutôt abondantes. L'abondance de *Amphitrema flavum* augmente pour la deuxième partie de la zone II. L'abondance de *Euglypha strigosa* type augmente dans la zone II pour atteindre une abondance maximale de 16 % à 18,5 cm de profondeur (-16 BP), puis diminue ensuite. En ce qui concerne *Heleopera petricola/sphagni*, son abondance a tendance à diminuer avec la profondeur. L'abondance de *Heleopera elegans* augmente entre 23,5 et 26,5 cm de profondeur (-4 à 5 BP) pour atteindre une valeur maximale de 17 % entre 24,5 et 25,5 cm (-2 et 1 BP). Les espèces *Nebela griseola* et *Hyalosphenia minuta* sont présentes principalement dans cette zone. L'espèce *Trinema lineare*, quant à elle, est seulement présente jusqu'à une profondeur de 25,5 cm et disparaît ensuite du profil. Le quota de 150 thécamoebiens n'a pas été atteint pour le niveau de profondeur correspondant à 21,5 cm (-9 BP).

Dans la zone II, le niveau de la nappe phréatique est moins variable que dans les autres zones. Il varie entre  $12,7 \pm 7,7$  (profondeur de 16,5 cm; -21 BP) et  $5,0 \pm 7,6$  cm (profondeur de 28,5 cm; 13 BP). En général, le niveau de la nappe phréatique a tendance à augmenter légèrement avec la profondeur. La hauteur moyenne de la nappe phréatique dans cette zone est de  $8,4 \pm 0,4$  cm.

#### *Zone III : 31,5 à 57,5 cm (24 à 610 BP)*

La zone III est caractérisée par un changement dans la composition des assemblages de thécamoebiens. En effet, l'abondance de plusieurs espèces présentes dans les zones I et II

diminue de façon importante (*Assulina spp.*, *Cyclopyxis arcelloides* type, *Euglypha strigosa* type, *Heleopera spp.* *Hyalosphenia elegans* et *Nebela spp.*). La zone III est dominée par *Amphitrema flavum*, mais les espèces *Amphitrema wrightianum*, *Arcella discoides* type et *Hyalosphenia papilio* y sont également abondantes. L'abondance de *Amphitrema flavum* augmente par rapport aux deux premières zones et atteint une valeur maximale de 61 % à une profondeur de 52,5 cm (378 BP). L'abondance de *Amphitrema wrightianum*, quant à elle, augmente dans cette zone de façon marquée jusqu'à atteindre un maximum de 31 % à une profondeur de 54,5 cm (496 BP), puis diminue ensuite. La présence de *Arcella discoides* type augmente elle aussi de façon marquée : son abondance atteint 28 % à une profondeur de 56,5 cm (575 BP). Finalement, les espèces *Hyalosphenia papilio*, *Phryganella acropodia* type et *Placosista spinosa* type deviennent elles aussi plus abondantes dans la zone III. Le quota de 150 thécamoebiens n'a pas été atteint pour le dernier échantillon de la zone III ayant été analysé (profondeur de 56,5 cm).

Le niveau de la nappe phréatique augmente de façon importante dans la zone III. La hauteur de la nappe phréatique est de  $3,3 \pm 1,0$  cm en moyenne et varie entre  $9,3 \pm 7,7$  cm (profondeur de 34,5 cm; 36 BP) et  $-4,0 \pm 8,0$  cm (profondeur de 56,5 cm; 575 BP)

*Zone IV : 57,5 à 63,5 cm (610 à 800 BP)*

Peu d'espèces sont présentes dans la zone IV. En effet, les espèces *Assulina spp.*, *Cyclopyxis arcelloides* type, *Heleopera sylvatica*, *Nebela griseola*, *Nebela militaris* et *Placosista spinosa* type, toutes présentes dans les zones précédentes, sont absentes de la zone IV. *Amphitrema flavum* est l'espèce dominante avec une abondance très élevée. *Heleopera petricola/sphagni* et *Hyalosphenia papilio* sont également abondantes : *Heleopera petricola/sphagni* atteint une abondance maximale de 26 % à une profondeur de 60,5 cm (703 BP), tandis que *Hyalosphenia papilio* atteint une abondance maximale de 28 % à une profondeur de 58,5 cm (639 BP). L'abondance de *Amphitrema wrightianum* est beaucoup plus faible que dans la zone III.

Des fluctuations importantes du niveau de la nappe phréatique sont observées pour la zone IV. Le niveau de la nappe phréatique passe de  $-4,0 \pm 8,0$  à  $3,7 \pm 7,7$  cm entre 56,5 (575 BP) et 58,5 cm de profondeur (639 BP). Il augmente ensuite de façon marquée pour atteindre  $-1,7 \pm 8,5$  cm à 60,5 cm de profondeur (703 BP). En moyenne, la hauteur de la nappe phréatique est de  $0,4 \pm 1,7$  cm pour la zone IV.

#### *Zone V : 63,5 à 64,5 cm (800 à 833 BP)*

La zone V, très peu étendue, couvre uniquement le dernier échantillon analysé. Il s'agit de l'unique zone pour laquelle l'espèce dominante n'est pas *Amphitrema flavum*, mais *Heleopera sylvatica* qui atteint une abondance de 34 % dans cette zone. La composition des assemblages de thécamoebiens pour la zone V est assez différente de celle des autres zones, car très peu d'espèces sont présentes. En effet, seules les espèces *Amphitrema flavum*, *Arcella spp.*, *Heleopera petricola/sphagni*, *Heleopera sylvatica* et *Hyalosphenia minuta* ont été recensés dans cette zone.

Le niveau de la nappe phréatique diminue de façon marquée dans la zone V, où il passe de  $-1,0 \pm 7,8$  (zone IV; profondeur de 62,5 cm; 768 BP) à  $6,1 \pm 8,6$  cm (profondeur de 64,5 cm; 833 BP).

### **3.3.3. Variations du climat**

La température (°C; figure 24 A) et les précipitations (mm; figure 24 B) moyennes pour les mois d'avril à août pour la région d'Umeå ont été mesurées par l'Institut suédois de météorologie et d'hydrologie (SMHI). Les données sont présentées pour la période qui s'étend de -52 à 90 BP (2002 à 1860 AD).

Un minimum de 6,3 °C (83 BP) et un maximum de 12,7 °C (13 BP) ont été enregistrés pour la période présentée (figure 24). Malgré les fluctuations, en général, la température augmente légèrement jusqu'à 10 BP, puis diminue ensuite. La température moyenne enregistrée pour cette période est de  $9,8 \pm 0,09$  °C. Les précipitations, quant à elles, sont assez variables d'une année à l'autre. Pour la période s'étendant de -52 à 90 BP, les

précipitations minimales enregistrées sont de 25 mm (13 BP), les précipitations maximales sont de 98 mm (-50 BP) et les précipitations moyennes sont de  $49 \pm 1$  mm. En général, pour la région étudiée, les précipitations ont tendance à diminuer légèrement avec les années et les variations les plus importantes en termes de précipitations sont observées pour la décennie la plus récente (-42 à -52 BP).

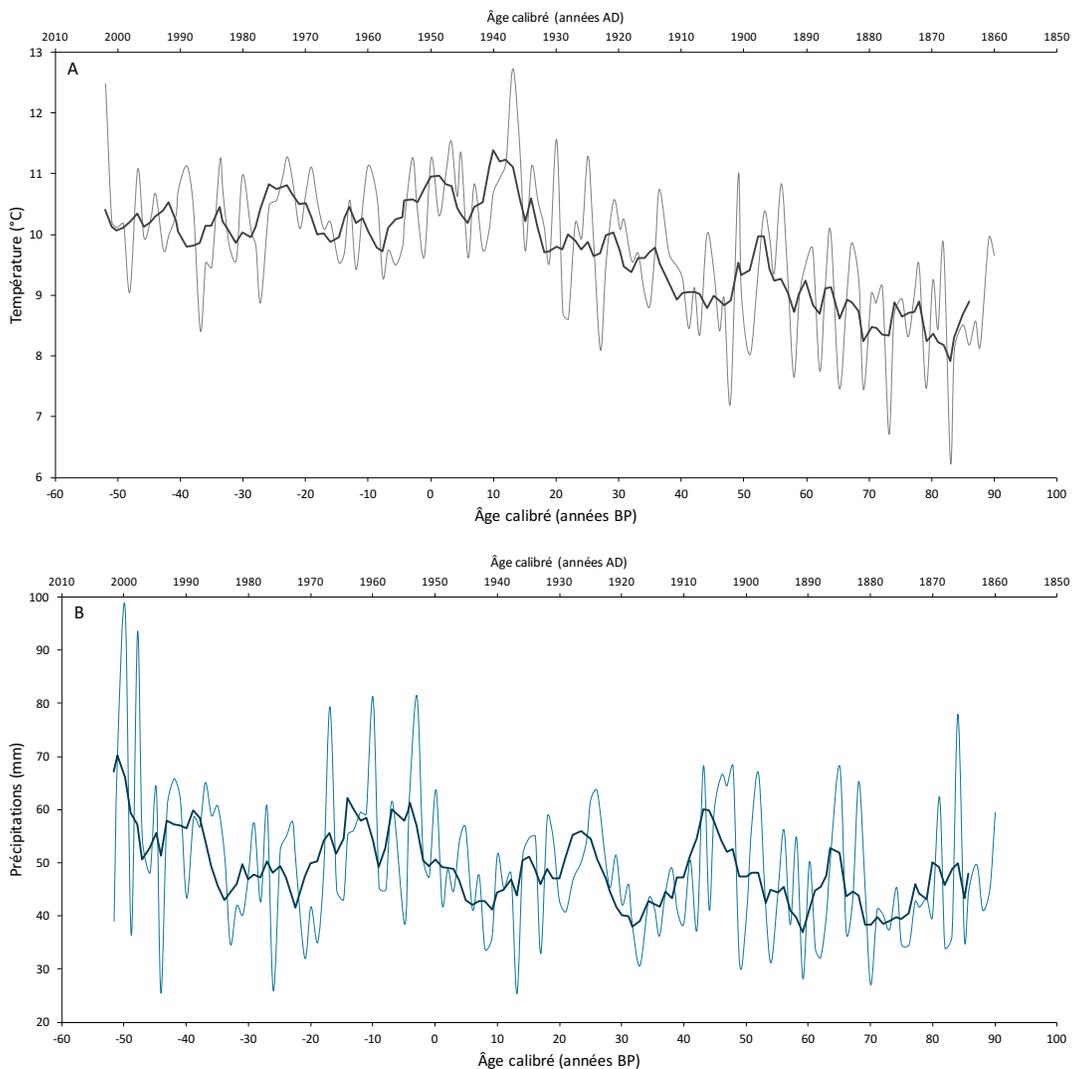


Figure 24. (A) Température (°C) et (B) précipitations (mm) moyennes pour les mois d’avril à août pour la région d’Umeå. Les courbes fines présentent les données annuelles pour la période s’étendant de -52 à 90 BP (2002 à 1860 AD), tandis que les courbes plus épaisses présentent la moyenne mobile calculée sur cinq ans. Les données, mesurées par le SMHI, proviennent de Van der Linden, Barke, et al. (2008).

## Chapitre 4. Discussion

Dans ce quatrième chapitre, les résultats qui ont été présentés dans le chapitre précédent sont interprétés et discutés. L'interprétation et la discussion sont structurées selon les trois objectifs du projet de recherche, soit la reconstruction des taux « apparents » d'accumulation de carbone, l'identification des principaux facteurs qui influencent les taux apparents d'accumulation de carbone à Degerö Stormyr et la comparaison des taux d'accumulation de carbone reconstruits aux flux de carbone mesurés sur le site.

### 4.1. Reconstruction des taux « apparents » d'accumulation de carbone

#### 4.1.1. Chronologie

##### 4.1.1.1. Datations et modèle âge-profondeur

La datation au radiocarbone, qui est la méthode la plus utilisée pour établir la chronologie d'une tourbière (Turetsky et al., 2004), n'est pas assez précise pour dater les échantillons qui se trouvent dans les portions supérieures des profils de tourbe (Björck et Wohlfarth, 2001). Des datations au  $^{210}\text{Pb}$ , communément utilisées pour dater les sédiments et la tourbe s'étant accumulés au cours des 150 dernières années (Le Roux et Marshall, 2011), ont donc aussi été réalisées afin d'obtenir des datations plus pointues pour la surface du profil (tableaux V et VI). Puisqu'elles ont été effectuées à une échelle plus fine que les datations au  $^{14}\text{C}$ , les datations au  $^{210}\text{Pb}$  ont majoré la précision des modèles âge-profondeur. De plus, la combinaison des datations au  $^{14}\text{C}$  et au  $^{210}\text{Pb}$  a permis une couverture complète du profil étudié.

L'utilisation des deux types de datations a aussi permis de valider la cohérence des chronologies obtenues par chacune des méthodes. En effet, les datations au  $^{14}\text{C}$  et au  $^{210}\text{Pb}$  sont deux méthodes indépendantes l'une de l'autre, car les mécanismes d'intégration du

$^{210}\text{Pb}$  et du  $^{14}\text{C}$  dans la tourbe sont différents. Localisé à l'extérieur de la matière végétale, le plomb, qui provient de l'atmosphère, se dépose sur la surface de la tourbière et est lentement enseveli dans la tourbe. Le carbone, quant à lui, provient du réservoir de  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère et est assimilé dans les tissus végétaux au cours de la photosynthèse (Le Roux et Marshall, 2011; Turetsky et al., 2004).

Pour répondre aux objectifs de ce projet, la construction d'un modèle âge-profondeur suffisamment précis était essentielle. Le programme Bacon (Blaauw et Christen, 2011), qui a aussi été utilisé dans le cadre d'autres projets de recherche (Charman et al., 2013; De Vleeschouwer et al., 2012), a permis de construire un modèle âge-profondeur ne se contentant pas de simplement relier entre elles les datations obtenues par interpolation linéaire. En effet, le programme Bacon modélise le processus d'accumulation de la tourbe et considère les distributions d'âges calendaires et la position stratigraphique des échantillons datés afin de produire des modèles âge-profondeur plus réalistes (Blaauw et Christen, 2005, 2011). Les modèles construits par Bacon sont très précis, car le programme fournit l'âge calendaire le plus probable ainsi que la plage des valeurs se trouvant dans un intervalle de confiance de 95,4 % pour chacun des niveaux de profondeur du profil étudié.

Deux modèles âge-profondeur ont été construits pour la tourbière Degerö Stormyr : le premier repose uniquement sur les datations réalisées sur la carotte DS2 (modèle A; figure 10), tandis que le deuxième inclut d'autres datations au  $^{14}\text{C}$  effectuées sur le même site par Larsson (2016) (modèle B; figure 11). La comparaison des modèles âge-profondeur A et B permet de constater que les deux modèles ne divergent pas de façon significative pour les 70 premiers centimètres (figure 12). La différence observée pour les quatorze derniers centimètres du modèle A (de 68,5 à 82,5 cm) n'est pas drastique lorsque l'on considère la marge d'erreur à cette profondeur (figure 12). Cette différence entre les deux modèles s'explique d'ailleurs facilement, car les échantillons datés ne proviennent ni de la même carotte ni du même emplacement sur le site. La cohésion entre les deux modèles permet toutefois de considérer que le modèle A (figure 10), retenu pour dater les différents niveaux de profondeur de la tourbière et reconstruire les taux d'accumulation de carbone

« apparents » et « réels », est robuste et décrit de façon adéquate la relation existant entre l'âge et la profondeur pour les 80 premiers centimètres de la tourbière Degerö Stormyr.

Le modèle âge-profondeur A (figure 10) a une forme convexe pour la portion correspondant au catotelme, ce qui indique que les taux d'accumulation de tourbe diminuent au cours du temps durant cette période (Yu, Vitt, et al., 2003). Le modèle âge-profondeur B (figure 11), qui couvre le profil au complet, a quant à lui une forme concave : cette forme concave est due à la compression de la tourbe et à la décomposition continue de la matière organique dans le catotelme qui réduit les taux apparents d'accumulation de tourbe avec la profondeur (Yu, Campbell, et al., 2001). La majorité, des modèles âge-profondeur construits pour une tourbière qui ont été publiés ont une forme concave (Yu, Campbell, et al., 2001), mais de nombreux exemples de modèles âge-profondeur présentant une forme convexe sont disponibles dans la littérature (Kubiw et al., 1989; Mäkilä et al., 2001; Turunen et al., 2001; Yu, 2006; Yu, Vitt, et al., 2003; Yu et al., 2014). Ces exemples proviennent principalement de tourbières minérotrophes (Yu et al., 2014).

#### **4.1.1.2. Taux nets d'augmentation de la profondeur et délimitation entre l'acrotelme et le catotelme**

Les modèles âge-profondeur A et B sont plutôt lisses (figure 10 et 11), ce qui est cohérent avec la théorie soutenant que la tourbe s'accumule à des taux qui sont relativement constants et que seuls quelques changements graduels peuvent être observés à travers le temps (Blaauw et Christen, 2005). Les taux nets d'augmentation de la profondeur (qui varient entre 0,23 et 4,25 mm an<sup>-1</sup> en moyenne pour les zones présentées aux figures 10 et 11), déterminés à partir des modèles âge-profondeur A et B, sont du même ordre de grandeur que les taux mesurés par De Vleeschouwer et al. (2009), De Vleeschouwer et al. (2012) et Oldfield et al. (1997) pour des tourbières localisées dans le nord de la Pologne, l'est de la Belgique et le nord de la Suède.

La frontière entre l'acrotelme et le catotelme de la tourbière Degerö Stormyr est facile à identifier en observant le modèle âge-profondeur A (figures 10 et 13). En effet, les

taux nets d'augmentation de la profondeur passent de  $0,31 \pm 0,01 \text{ mm an}^{-1}$ , en moyenne, pour la zone se trouvant plus en profondeur, à  $4,25 \pm 0,54 \text{ mm an}^{-1}$  pour la zone en surface. La différence marquée entre ces taux reflète du passage du catotelme vers l'acrotelme, qui est caractérisé par des plantes vivantes et de la tourbe non compressée (Belyea et Warner, 1996).

#### **4.1.2. Analyses géochimiques**

Les analyses géochimiques ont toutes été réalisées en suivant les protocoles recommandés par Chambers, Beilman, et al. (2011). De plus, les duplicata réalisés lors de l'analyse du contenu en carbone et en azote assurent la reproductibilité des résultats analytiques. Dans l'ensemble, les résultats obtenus sont similaires à ce que l'on trouve dans la littérature pour ce type de milieu et sont cohérents avec les résultats obtenus par Larsson (2016) pour le même site d'étude.

##### *Densité apparente de la tourbe sèche*

L'augmentation générale de la densité apparente de la tourbe selon la profondeur (figure 14) est causée par le processus de décomposition : l'effondrement de la structure de la végétation (Clymo, 1984) entraîne de la tourbe plus compressée et plus dense (Malmer et Holm, 1984). Les variations de la densité apparente de la tourbe, quant à elles, sont potentiellement attribuables aux changements hydrologiques (figure 23). Les variations de la densité apparente de la tourbe donnent des indications sur le degré de décomposition de la tourbe, sur son temps de résidence dans l'acrotelme et sur les conditions hydrologiques passées (Chambers, Beilman, et al., 2011; Mauquoy et al., 2002; Yu, Campbell, et al., 2003). La tourbe bien préservée a tendance à avoir une densité apparente plus faible, qui témoigne d'un passage rapide de l'acrotelme vers le catotelme, et est associée à une nappe phréatique plus élevée. À l'opposé, les densités apparentes plus élevées sont le résultat d'importantes pertes de matériel sous des conditions aérobies.

Selon Boelter (1969, dans Rydin et Jeglum, 2013), la densité apparente de la tourbe sèche varie entre  $0,02 \text{ g cm}^{-3}$  en surface et  $0,10$  à  $0,26 \text{ g cm}^{-3}$  plus en profondeur. De leur côté, Zoltai et al. (2000, cité dans Chambers, Beilman et al., 2011) ont mesuré des densités apparentes variant entre  $0,05$  et  $0,20 \text{ g cm}^{-3}$ . La densité apparente mesurée pour chacune des carottes de tourbe à Degerö Stormyr (entre  $0,02$  et  $0,20 \text{ g cm}^{-3}$ ) est donc similaire à ce que l'on trouve dans la littérature. De plus, les valeurs moyennes obtenues pour chacune des trois carottes ( $0,087 \pm 0,004 \text{ g cm}^{-3}$  pour la carotte DS2,  $0,084 \pm 0,004 \text{ g cm}^{-3}$  pour la carotte DS3 et  $0,083 \pm 0,005 \text{ g cm}^{-3}$  pour la carotte DS4) sont similaires à celles obtenues par Loisel et al. (2014) pour les tourbières fennoscandiennes ( $0,075 \pm 0,043 \text{ g cm}^{-3}$ ).

#### *Contenu en matière organique*

Les variations du contenu en matière organique observées pour la carotte DS3 et DS4 (figure 14) sont possiblement liées aux changements de végétation locale (figure 22). Le contenu en matière organique de la tourbe, tout comme sa densité apparente, varie selon sa composition végétale : la tourbe composée principalement de sphaignes a une densité apparente plus faible et contient plus de matière organique que la tourbe composée principalement de fragments de bois, d'herbacées ou de mousses (Zoltai et al., 2000, cité dans Chambers, Beilman et al., 2011).

La diminution marquée du contenu en matière organique pour la portion des carottes DS3 et DS4 se trouvant entre  $50,5$  (259 BP) et  $54,5 \text{ cm}$  (496 BP) est, quant à elle, potentiellement attribuable à un feu particulièrement intense ou à une augmentation de la fréquence des feux durant cette période. Cette hypothèse s'appuie sur la diminution marquée du contenu en matière organique et du ratio C/N au cours de la même période. Puisqu'un ratio C/N plus faible indique qu'il y a eu décomposition intensive de la tourbe dans l'acrotelme (Belyea et Warner, 1996; Mauquoy et al., 2002), n'importe quel facteur favorisant une augmentation de la décomposition serait aussi à considérer. Cependant, le fait que l'on retrouve une plus grande quantité de particules inorganiques durant cette période tend à indiquer le passage d'un feu. En effet, le feu a pour conséquence la perte de matière

organique et la perte de carbone sous forme de CO<sub>2</sub>, mais laisse sur place les constituants inorganiques, tels que l'azote, se trouvant dans la tourbe (Turetsky et Wieder, 2001).

Le contenu en matière organique observé à Degerö Stormyr (moyenne de  $98,6 \pm 0,07$  % pour la carotte DS3 et de  $98,8 \pm 0,06$  % pour la carotte DS4) est conforme avec ce que l'on trouve dans la littérature pour ce type d'écosystème, c'est-à-dire des contenus en matière organique très élevés ( $\approx 98,5$  %; Gorham, 1991). Les résultats moyens sont toutefois plus élevés que les moyennes obtenues par Loisel et al. (2014) pour les tourbières fennoscandiennes ( $95,6 \pm 8,7$  %).

### *Contenu en carbone*

Plusieurs études se contentent de présumer que la tourbe a un contenu en carbone organique d'environ 50 %. Pourtant, le contenu en carbone organique de la tourbe varie en fonction de son contenu en matière organique, de la végétation fossile qui la compose et des changements chimiques qui s'opèrent à travers le temps lors du processus de décomposition (Chambers, Beilman, et al., 2011). Même si l'idéal est de le mesurer pour tous les échantillons d'une carotte, il est possible d'estimer le contenu en carbone de la tourbe en établissant une relation entre le contenu en carbone et le contenu en matière organique (Ball, 1964; Dean, 1974).

Les variations du contenu en carbone de la tourbe (figure 14) sont attribuables à sa composition végétale (figure 22), puisque le contenu en carbone varie selon la qualité de la matière organique (Chambers, Beilman, et al., 2011). Plus précisément, le contenu en carbone de la tourbe varie selon sa composition en lignine et en cellulose : la tourbe composée principalement de fragments de bois ou d'herbacées étant plus riche en carbone que la tourbe composée principalement de mousses ou de sphaignes (Beilman et al., 2009). L'augmentation générale du contenu en carbone de la tourbe selon la profondeur (figure 14) est liée au processus de décomposition. En effet, l'accumulation de matériaux plus difficiles à décomposer, et donc plus riches en carbone, en profondeur (décomposition sélective; Clymo,

1984) provoque une augmentation de la concentration en carbone de la tourbe (Malmer et Wallén, 1993, 2004).

Le contenu en carbone moyen mesuré pour la tourbière Degerö Stormyr ( $48,2 \pm 0,7$  %) est un peu plus faible que le contenu moyen de  $51,8 \pm 4,7$  % mesuré par Vitt et al. (2000) et de 52,7 % mesuré par Bauer et al. (2006) pour le nord-ouest du Canada. Il est également plus faible que la moyenne de  $52,0 \pm 0,3$  % mesurée par Beilman et al. (2009) pour l'ouest de la Sibérie. Toutefois, le contenu en carbone moyen mesuré dans le cadre de cette étude reste plus élevé que celui mesuré par Loisel et al. (2014) pour les tourbières fennoscandiennes ( $44,5 \pm 5,7$  %) et est similaire à celui mesuré pour les tourbières nordiques en général ( $49,2 \pm 2,4$  %). Larsson (2016) a mesuré sur le même site, pour des carottes de tourbe s'étendant de 60 à 374 cm de profondeur, un pourcentage de carbone moyen d'approximativement 53 %. Les résultats de Larsson (2016) semblent donc indiquer que le contenu en carbone de Degerö Stormyr continue d'augmenter avec la profondeur.

#### *Contenu en azote*

Les variations du contenu en azote (figure 14) sont, elles aussi, attribuables à la composition végétale de la tourbe (figure 22), ce qui explique la raison pour laquelle les variations du contenu en azote suivent les variations du contenu en carbone. En effet, le contenu en azote est considérablement plus élevé pour la tourbe composée principalement de fragments de bois ou d'herbacées que pour la tourbe composée principalement de mousses ou de sphaignes (Aerts et al., 1999). L'augmentation importante du contenu en azote observée entre 42,5 (63 BP) et 50,5 cm (259 BP) est probablement causée par le feu (voir section *Contenu en matière organique* pour plus de détails). Le contenu en azote moyen pour la tourbière Degerö Stormyr ( $0,8 \pm 0,1$  %) est un peu plus faible que celui mesuré pour la Fennoscandie par Loisel et al. (2014;  $1,0 \pm 0,5$  %). Toutefois, les résultats de Larsson (2016) indiquent que le contenu en azote augmente de façon importante avec la profondeur à Degerö Stormyr.

## *Ratio C/N*

La diminution des ratios C/N selon la profondeur (figure 14) est attribuable au processus de décomposition. Lors du processus de décomposition, les tourbières émettent du CO<sub>2</sub>, du CH<sub>4</sub> et déchargent du carbone organique dissous (Moore et Basiliko, 2006), ce qui induit une perte de carbone organique. La perte de carbone organique se produit principalement dans l'acrotelme sous des conditions aérobies (Malmer et Holm, 1984). Cette perte de carbone a pour résultat l'enrichissement relatif en azote de la tourbe et, par conséquent, la décroissance du ratio C/N à travers le temps (Kuhry et al., 1992; Malmer et Holm, 1984).

Le ratio C/N permet de quantifier les pertes en carbone organique, mais donne aussi des indices sur le temps de résidence de la tourbe dans l'acrotelme (Malmer et Wallén, 2004) : un faible ratio C/N est associé à une décomposition intensive de la tourbe dans l'acrotelme (Belyea et Warner, 1996; Mauquoy et al., 2002). Les niveaux de profondeur pour lesquels un faible ratio C/N a été mesuré (figure 14) sont associés à des densités apparentes élevées, ce qui indique que la tourbe a subi d'importantes pertes de matériel sous des conditions aérobies. Le ratio C/N le plus bas, observé à une profondeur de 50,5 cm (259 BP), est potentiellement causé par le feu (voir section *Contenu en matière organique* pour plus de détails).

Les résultats des études de Malmer et Wallén (1993, 1999) suggèrent que le ratio C/N est élevé au début du processus de décomposition de la tourbe, se situant entre 120 et 140, ce qui est similaire à ce qui a été mesuré sur le site : un ratio de 122 a été mesuré dans le haut du profil à une profondeur de 4 cm (-43 BP). Le ratio C/N moyen mesuré pour Degerö Stormyr ( $69 \pm 6$ ) est plus élevé que celui mesuré par Loisel et al. (2014) pour la Fennoscandie ( $57,9 \pm 31,4$ ). Les résultats de Larsson (2016) indiquent toutefois que le ratio C/N décroît de façon importante avec la profondeur sur le site. En effet, le ratio C/N mesuré par Larsson (2016) atteint une valeur de 20 à une profondeur de 340 cm et a une valeur moyenne de  $52 \pm 4$  pour le profil entier.

### 4.1.3. Reconstruction des taux « apparents » d'accumulation de carbone

Afin d'augmenter la précision des résultats obtenus dans le cadre de ce projet, le contenu en carbone de la tourbe a été mesuré pour plusieurs niveaux de profondeur de la carotte DS2 (figure 14). Le contenu en carbone a ensuite été mis en relation avec la densité apparente de matière organique de la tourbe (figure 16 A), mesurée pour un plus grand nombre d'échantillons. Cependant, le contenu en carbone, mesuré pour la carotte DS2, n'a pu être mis en relation avec le contenu en matière organique de la tourbe, puisque celui-ci n'a pas été mesuré pour la carotte DS2. Malgré la relation linéaire forte obtenue entre le contenu en carbone et la densité apparente de matière organique de la tourbe ( $R^2 = 0,94$ ; figure 16 A) pour la carotte DS2 (figure 15 B), il aurait sans doute été préférable de mesurer le contenu en matière organique et le contenu en carbone sur la même carotte de tourbe pour permettre l'établissement d'une relation plus directe.

Lorsqu'ils sont présentés en termes de taux d'accumulation de carbone à long terme (LORCA) et récents (RERCA), les taux « apparents » d'accumulation de carbone d'une tourbière représentent des taux moyens et leur calcul présume que le taux d'accumulation de carbone s'est fait à un rythme constant (Borren et al., 2004; Clymo, 1984). Toutefois, même s'ils sont relativement stables lorsqu'on les étudie sur de longues échelles temporelles, les taux apparents d'accumulation de carbone sont influencés par des processus se déroulant à plus court terme et à plus petite échelle (Belyea et Clymo, 2001; Ohlson et Halvorsen Økland, 1998; Wallén et al., 1988). Pour mieux évaluer les changements s'étant opérés au fil du temps, les taux apparents d'accumulation de carbone ont été reconstruits pour chacun des niveaux de profondeur (chacune des tranches de 1 cm) de la tourbière Degerö Stormyr (figure 17). Des taux apparents d'accumulation de carbone aussi précis ont pu être reconstruits en couplant le modèle âge-profondeur à la densité apparente de matière organique et au contenu en carbone de la tourbe.

Les taux apparents d'accumulation de carbone mesurés dans l'acrotelme de Degerö Stormyr sont en moyenne plus de six fois plus élevés que ceux du catotelme. Ces résultats

sont semblables à ceux obtenus par Turunen et al. (2004) pour l'est du Canada, où le RERCA moyen est entre cinq et huit fois plus élevé que le LORCA moyen. La diminution importante des taux apparents d'accumulation de carbone entre l'acrotelme (moyenne de  $113,8 \pm 6,0 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) et le catotelme (moyenne de  $17,8 \pm 1,2 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) est liée au processus de décomposition de la tourbe. En effet, les taux apparents d'accumulation de carbone sont beaucoup plus importants dans l'acrotelme que dans le catotelme puisque le processus de décomposition y a été moins long et que la décomposition aérobie n'y est toujours pas terminée (Clymo, 1984). La chute drastique des taux apparents d'accumulation entre 44,5 (69 BP) et 45,5 cm (86 BP) est attribuable à la transition acrotelme-catotelme.

Les taux apparents d'accumulation de carbone augmentent légèrement avec la profondeur et l'âge dans le bas du profil pour la carotte DS2 (figure 17). Toutefois, la combinaison des résultats pour la carotte DS2 et des résultats de Larsson (2016) (figure 18) montre plutôt que les taux apparents d'accumulation de carbone ont tendance à décroître selon l'âge de la tourbe. Cette décroissance est cohérente avec les résultats d'autres études où les taux apparents d'accumulation de carbone dans le catotelme diminuent avec le temps en raison de la décomposition anaérobie (Clymo, 1984; Clymo et al., 1998; Gorham, 1991; Tolonen et Turunen, 1996; Turunen et al., 2004).

La combinaison des résultats obtenus pour la carotte DS2 et par Larsson (2016) donne un taux apparent d'accumulation de carbone à long terme moyen ( $12,4 \pm 0,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ; moyenne incluant les résultats pour le catotelme seulement<sup>3</sup>) plus faible que les moyennes relevées dans la littérature pour les tourbières boréales ( $22,9 \pm 2,0 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ; Loisel et al., 2014) et les tourbières finlandaises ( $18,5 \pm 2,0 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ; Turunen et al., 2002). Les valeurs moyennes calculées par Loisel et al. (2014) et Turunen et al. (2002) incluent toutefois des résultats provenant de tourbières minérotrophes (*fens*) et ombrotrophes (*bogs*), or les

---

<sup>3</sup> La période récente (acrotelme), où la décomposition aérobie a toujours lieu et pour laquelle les taux apparents d'accumulation de carbone sont nettement plus élevés, est exclue la plupart du temps des moyennes relevées dans la littérature.

tourbières minérotrophes ont des taux apparents d'accumulation de carbone à long terme plus faibles que les tourbières ombrotrophes (Kuhry et Turunen, 2006; Tolonen et Turunen, 1996; Turunen et al., 2002). La valeur plus faible obtenue par la combinaison des résultats de la carotte DS2 et des résultats de Larsson (2016) est donc probablement attribuable au fait que Degerö Stormyr est une tourbière minérotrophe.

La méthodologie utilisée pour estimer les taux apparents d'accumulation de carbone à long terme influence également les résultats (Kuhry et Turunen, 2006). Les taux apparents d'accumulation à long terme présentés par Loisel et al. (2014) et Turunen et al. (2002) ont été calculés en suivant une méthodologie distincte à celle utilisée dans le cadre de ce projet. Loisel et al. (2014) ont calculé des taux d'accumulation de carbone pour des intervalles temporels de 500 ans, tandis que Turunen et al. (2002) ont divisé la masse de carbone accumulée par les tourbières par leur âge basal. Dans les deux cas, des contenus en carbone moyens ont été considérés pour effectuer le calcul des taux apparents d'accumulation de carbone (soit 49 % de carbone dans la matière organique et 47 % dans la tourbe pour Loisel et al., 2014 et 50 % de carbone dans la tourbe pour Turunen et al., 2002). La différence observée entre les résultats obtenus dans le cadre de ce projet et les moyennes publiées par Loisel et al. (2014) et Turunen et al. (2002) est d'autant plus compréhensible lorsque l'on considère que les taux apparents d'accumulation à long terme n'ont pas été calculés de la même façon.

Les taux apparents d'accumulation de carbone obtenus pour l'acrotelme de la tourbière Degerö Stormyr, qui s'étend sur environ 140 ans, varient entre 63,3 et 251,8 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Ces taux récents sont du même ordre de grandeur que les résultats publiés dans le cadre d'études où le même type de méthodologie, c'est-à-dire une reconstruction des taux d'accumulation de carbone pour chacun des niveaux de profondeur, a été employée (Ukonmaanaho et al., 2006; Van der Linden et al., 2014).

Le taux apparent d'accumulation de carbone moyen calculé pour l'acrotelme de la tourbière Degerö Stormyr (113,8 ± 6,0 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>) est toutefois un peu plus élevé que ce

que l'on trouve dans la littérature. Tolonen et Turunen (1996) ont établi un taux apparent d'accumulation de carbone moyen de  $100,2 \pm 3,1 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (100 dernières années) pour les tourbières finlandaises, tandis que pour les tourbières de l'Est canadien, une moyenne de  $73 \pm 17 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (150 dernières années) a été calculé par Turunen et al. (2004). Encore une fois, l'écart entre la valeur moyenne obtenue pour l'acrotelme de Degerö Stormyr et les valeurs recensées dans la littérature pourrait être causé par les différentes méthodologies employées pour effectuer les calculs. Les taux récents d'accumulation de carbone ont été calculés par Tolonen et Turunen (1996) et par Turunen et al. (2004) en divisant la masse de carbone accumulée au cours des 100 ou 150 dernières années par l'âge de la tourbe. De plus, Tolonen et Turunen (1996) ont considéré un contenu en carbone moyen de 50 % pour effectuer le calcul des taux récents d'accumulation de carbone.

Les moyennes présentées par Tolonen et Turunen (1996) et Turunen et al. (2004) incluent des résultats provenant de tourbières ombrotrophes et minérotrophes. Comme en ce qui concerne les taux apparents d'accumulation à long terme, les taux récents sont plus faibles pour les tourbières minérotrophes que pour les tourbières ombrotrophes. En effet, Tolonen et Turunen (1996) ont calculé un taux d'accumulation moyen de  $76,8 \pm 4,3 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour les tourbières minérotrophes et de  $125,6 \pm 4,1 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour les tourbières ombrotrophes. Les taux d'accumulation de carbone sont plus importants pour les tourbières ombrotrophes que pour les tourbières minérotrophes en raison de la présence de sphaignes : les sphaignes sont plus résistantes à la décomposition que les herbacées (Clymo et al., 1998; Johnson et Damman, 1991; Johnson et al., 1990; Malmer et Wallén, 1993; Scheffer et al., 2001; Szumigalski et Bayley, 1996). Puisque Degerö Stormyr est une tourbière minérotrophe pauvre, la tourbe comprise dans son acrotelme est principalement composée de sphaignes (figure 22), ce qui pourrait expliquer que les taux apparents d'accumulation de carbone récents soient aussi élevés.

#### 4.2. Identification des principaux facteurs qui influencent les taux « apparents » d'accumulation de carbone à Degerö Stormyr

## **4.2. Identification des principaux facteurs qui influencent les taux « apparents » d'accumulation de carbone à Degerö Stormyr**

### **4.2.1. Interprétation des résultats des analyses paléoécologiques**

Dans le cadre de ce projet de recherche, les résultats de l'analyse des macrorestes pour trois carottes de tourbe ont été combinés (voir section 2.3.3 pour plus de détails). Les macrorestes végétaux sont représentatifs de la végétation locale, car ils se déposent à proximité de la plante mère et sont rarement transportés sur de longues distances (Mauquoy et al., 2011). En effectuant les analyses sur trois carottes de tourbe et en combinant les résultats pour les trois carottes, une idée plus globale des changements de végétation ayant eu cours à Degerö Stormyr a pu être obtenue.

Les espèces identifiées lors de l'analyse des macrorestes (figure 22) correspondent aux espèces identifiées par Larsson (2016) sur le même site. Elles sont également cohérentes avec la végétation actuelle que l'on trouve à Degerö Stormyr (Nilsson et al., 2008; Sagerfors et al., 2008) et dans les environs (ICOS Sweden, 2015). Les résultats de l'analyse des macrorestes sont toutefois peu précis. En effet, la représentation des différents types de macrorestes a été évaluée selon de grandes catégories (sphaignes, herbacées, éricacées, hépatiques et fragments de bois) et non pas selon l'espèce ou le genre. De plus, l'analyse des macrorestes a été effectuée pour un petit nombre d'échantillons. Ces choix méthodologiques ont permis d'économiser du temps lors de l'analyse, mais ont réduit la résolution des résultats. Dans ce contexte, il est plus difficile d'établir des liens entre les assemblages de macrorestes et les conditions hydrologiques ou les taux d'accumulation de carbone.

La reconstitution de la nappe phréatique a été réalisée à l'aide d'une fonction de transfert bien adaptée à l'emplacement du site d'étude. En effet, la fonction de transfert utilisée est basée sur des assemblages de thécamoebiens modernes provenant de sept tourbières qui sont représentatives de la variabilité longitudinale et latitudinale de l'Europe (Charman et al., 2007). Par ailleurs, cette fonction de transfert a été utilisée pour la

reconstitution de la nappe phréatique pour d'autres sites localisés en Suède (Van der Linden, Barke, et al., 2008; Van der Linden, Vickery, et al., 2008).

L'utilisation d'une fonction de transfert qui n'est pas circonscrite à une région géographique limitée permet l'inclusion d'un plus grand nombre de taxons. Cependant, malgré l'utilisation d'une fonction de transfert construite à partir d'un plus grand nombre de sites, certaines espèces de thécamoebiens identifiés à Degerö Stormyr (figure 23) ne sont pas incluses dans la fonction de transfert développée par Charman et al. (2007). Les espèces *Hyalosphenia minuta*, *Phryganella acropodia* type, *Placosista spinosa* type et *Trinema lineare* n'ont donc pas été considérées lors de la reconstitution de la nappe phréatique. L'abondance de ces espèces concorde toutefois avec les variations de la nappe phréatique reconstruite (figure 23), ce qui indique que la reconstitution est robuste. La hauteur de la nappe phréatique reconstruite, qui varie entre  $13,0 \pm 7,7$  et  $-4,0 \pm 8,0$  cm et a une valeur moyenne de  $6,6 \pm 0,6$  cm<sup>4</sup>, concorde avec les hauteurs normalement observées pour ce type de tourbière. En effet, les tourbières minérotrophes (*fens*) ont des nappes phréatiques élevées qui se trouvent près de la surface ou à la surface de la tourbe (Vitt, 2008).

Afin d'interpréter les résultats des analyses paléoécologiques, les résultats des analyses géochimiques (figure 14) ont été couplés aux assemblages de macrorestes (figure 22) et de thécamoebiens (figure 23) ainsi qu'aux variations du niveau de la nappe phréatique (figure 23). Une partie de ces résultats se trouve à la figure 25. Cette figure a été réalisée à l'aide du programme C2 (Juggins, 2007) et a été séparée en quatre zones afin de faciliter l'interprétation des résultats. Les quatre zones ont été délimitées à l'aide de dendrogrammes construits par le programme rioja (Juggins, 2015) selon la méthode CONISS (groupement hiérarchique avec contrainte de contiguïté spatiale; Grimm, 1987). L'interprétation des résultats pour les quatre zones ayant été identifiées est présentée dans les sections suivantes.

---

<sup>4</sup> Les valeurs positives signifient que la nappe phréatique se situe en dessous du niveau de la tourbe, tandis que les valeurs négatives signifient que la nappe phréatique se situe au-dessus.

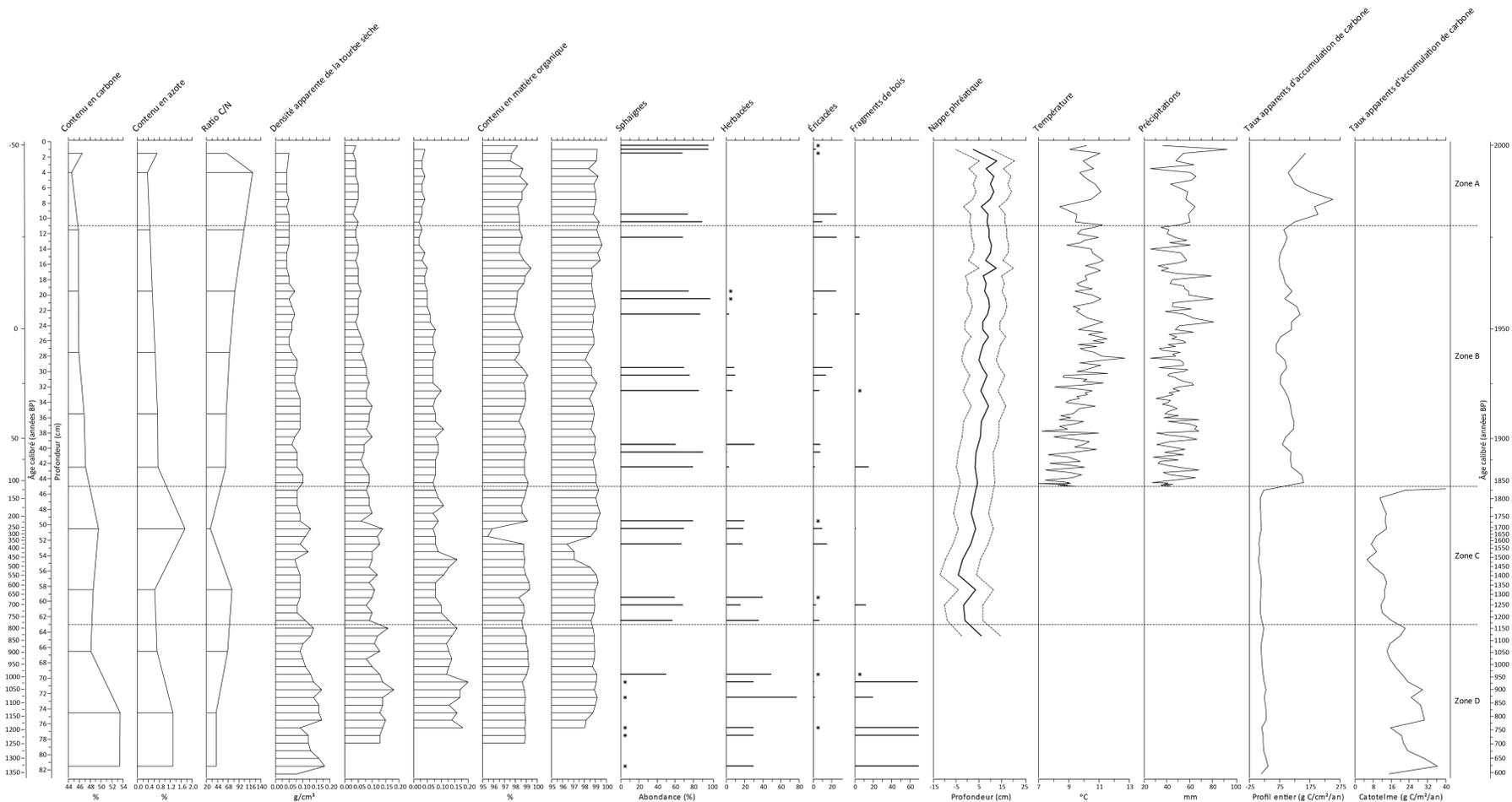


Figure 25. Analyses géochimiques, principaux types de macrorestes, variations du niveau de la nappe phréatique, température et précipitations moyennes pour les mois d'avril à août pour la région d'Umeå et taux apparents d'accumulation de carbone pour la tourbière Degerö Stormyr selon la profondeur (cm) et l'âge de la tourbe (années BP et AD). La profondeur moyenne de la nappe phréatique est représentée par la courbe pleine, tandis que l'incertitude calculée par la méthode de « bootstrap » est représentée par les courbes pointillées. La température et les précipitations sont seulement présentées pour la période correspondant à l'acrotelm de la tourbière (zones A et B). Les taux apparents d'accumulation de carbone sont présentés séparément pour le catotelm (zones C et D) pour permettre une meilleure visibilité des variations.

### Zone A : 0,5 à 11 cm (-49 à -35 BP)

La zone A est caractérisée par la dominance des sphaignes, la présence des éricacées et l'absence des herbacées. Les hépatiques, qui se décomposent rapidement dans l'acrotelme (Birks et Birks, 1980; Janssens, 1983; Mauquoy et Yeloff, 2008), sont uniquement présentes dans la zone A (figure 22). L'aiguille de *Pinus sylvestris* recensée à une profondeur de 1,5 cm (-47 BP; figure 22) témoigne de la présence de cette espèce d'arbre à proximité. Les densités apparentes de la tourbe sèche, plus faibles que dans le reste du profil, sont vraisemblablement attribuables au fait que la tourbe est moins décomposée (voir section 4.1.2 pour plus de détails) et à la prépondérance des sphaignes. En effet, la tourbe composée de sphaignes a une densité apparente plus faible que la tourbe composée de fragments de bois ou d'herbacées (Loisel et al., 2014; Zoltai et al., 2000, dans Chambers, Beilman, et al., 2011). Un reste de *Drosera rotundifolia*, une espèce associée à des conditions humides en raison de son système racinaire peu profond (Crowder et al., 1990), a été identifié à une profondeur de 1 cm (-48 BP; figure 22), soit la profondeur où le niveau de la nappe phréatique est le plus élevé dans la zone A.

L'absence des herbacées dans la zone A pointe vers des conditions plus sèches (Rydin et Jeglum, 2013), ce qui est confirmé par le niveau de la nappe phréatique qui est en moyenne plus bas que dans le reste du profil. Dans la zone A, le niveau de la nappe phréatique suit principalement les variations de l'abondance de *Heleopera petricola/sphagni* (figure 23) qui sont deux espèces préférant des conditions humides (Charman et al., 2007; Charman et al., 2000). Le niveau de la nappe phréatique est également relié à une abondance moins importante des espèces hydrophiles *Arcella discoides* type et *Amphitrema flavum* (Charman et al., 2007; Charman et al., 2000) et à l'absence de *Amphitrema wrightianum*, une espèce associée à des conditions très humides (Charman et al., 2007; Charman et al., 2000), pour la majorité des niveaux de profondeur (figure 23). Par ailleurs, l'abondance de *Placosista spinosa* type et de *Trinema lineare*, deux espèces de thécamoebiens n'ayant pas été considérées par la fonction de transfert, viennent corroborer la reconstruction des

variations de la nappe phréatique. *Trinema lineare*, qui préfère des conditions plus sèches (Charman et al., 2000), est relativement abondante dans la zone A, tandis que *Placosista spinosa* type, une espèce associée à des conditions très humides (Charman et al., 2007; Charman et al., 2000) est très peu présente (figure 23).

#### *Zone B : 11 à 45 cm (-35 à 78 BP)*

Dans la zone B, la végétation est toujours dominée par les sphaignes, mais l'abondance des herbacées et des fragments de bois augmente avec la profondeur. Probablement à cause du processus de décomposition (voir section 4.1.2 pour plus de détails) et du changement de composition végétale de la tourbe, le contenu en carbone et en azote et la densité apparente de la tourbe sèche augmentent avec la profondeur : la tourbe composée d'herbacées et de fragments de bois contient davantage de carbone et d'azote et a une densité apparente plus élevée que la tourbe composée de sphaignes (Aerts et al., 1999; Loisel et al., 2014; Zoltai et al., 2000, cité dans Chambers, Beilman, et al., 2011). Le ratio C/N, qui est moins important pour la tourbe composée d'herbacées ou de fragments de bois que pour celle composée de sphaignes, diminue avec la profondeur (Loisel et al., 2014; Rydin et Jeglum, 2013).

La plus grande abondance des herbacées dans la zone B suggère des conditions plus humides (Rydin et Jeglum, 2013) que dans la zone A, ce qui est corroboré par l'augmentation du niveau de la nappe phréatique. Dans la zone B, les variations de la nappe phréatique suivent principalement les changements d'abondance de *Nebela griseola*, une espèce hydrophile (Charman et al., 2007; Charman et al., 2000), tandis que l'augmentation du niveau de la nappe phréatique semble attribuable à l'accroissement de l'abondance de *Amphitrema flavum* (figure 23). De plus, l'abondance de *Arcella discoides* type est plus importante dans la zone B que dans la zone précédente, tandis que l'abondance de *Assulina muscorum*, associée à des conditions plus sèches (Charman et al., 2007; Charman et al., 2000), diminue (figure 23). Finalement, l'abondance de *Placosista spinosa* type est plus importante dans le bas du profil où le niveau de la nappe phréatique est plus élevé, tandis que l'abondance de

*Trinema lineare* décroît (figure 23). Les préférences hydrologiques de *Phryganella acropodia* type, une autre espèce qui n'a pas été considérée par la fonction de transfert, ne sont pas bien connues (Payne et Blackford, 2008). L'augmentation de l'abondance de cette espèce dans la zone B suggère toutefois qu'elle a une préférence pour des conditions plus humides (figure 23).

#### *Zone C : 45 à 63 cm (78 à 784 BP)*

Les sphaignes dominent toujours la végétation dans la zone C. Tandis que l'abondance des éricacées diminue avec la profondeur, l'abondance des herbacées augmente. Toutefois, les herbacées sont essentiellement présentes sous forme de racines (figure 22) : leur apparition pourrait donc être ultérieure à la période couverte par la zone C (78 à 784 BP). En effet, puisqu'elles poussent en profondeur, les racines peuvent pénétrer d'anciennes strates de tourbe (Mauquoy et al., 2011). Les fragments de bois sont absents pour la première portion de la zone C et réapparaissent ensuite.

La diminution de l'abondance des éricacées laisse présumer des conditions plus humides (Rydin et Jeglum, 2013) que dans les zones précédentes et, effectivement, le niveau de la nappe phréatique est plus élevé en moyenne que dans les zones A et B. Le niveau de la nappe phréatique dans la zone C suit les variations d'abondance de *Hyalosphenia papillio* (figure 23), une espèce hydrophile (Charman et al., 2007; Charman et al., 2000). Les variations du niveau de la nappe phréatique sont également attribuables à l'augmentation, puis à la diminution de l'abondance de *Amphitrema flavum*, *Amphitrema wrightianum*, *Arcella discoides* type et *Heleopera petricola/sphagni* (figure 23). L'abondance maximale pour chacune de ces espèces, toutes associées à des conditions humides, est par ailleurs atteinte dans la zone C. De plus, l'abondance des espèces qui préfèrent des conditions plus sèches (*Assulina* spp., *Cyclopyxis arcelloides* type, *Euglypha strigosa* type, *Hyalosphenia elegans*, *Nebela* spp. et *Hyalosphenia minuta*; Charman et al., 2007; Charman et al., 2000) diminue de façon marquée dans cette zone (figure 23).

Tel qu'exposé à la section 4.1.2, l'augmentation importante du contenu en azote et la diminution marquée du ratio C/N et du contenu en matière organique de la tourbe entre 50,5 (259 BP) et 54,5 cm (496 BP) sont potentiellement attribuables à un incendie majeur ou à une intensification de la fréquence des feux durant cette période. Les pics de densité apparente observés pour cette même période peuvent également résulter du feu. En effet, en élevant la température et en favorisant l'approvisionnement en éléments nutritifs à partir des cendres, le feu stimule la décomposition de la tourbe (Hogg et al., 1992, cité dans Turetsky, et al., 2002; Wardle, et al., 1998), ce qui augmente sa densité apparente. L'enrichissement en carbone organique peut lui aussi être causé par le feu : des études ont démontré que le contenu en carbone organique de la tourbe (Zhao et al., 2012) ou des sols (Kara et Bolat, 2009; Pardini et al., 2004) augmente après un feu. Finalement, l'absence de fragments de bois observée pour cette période pourrait également être une conséquence du feu (Yu, Vitt, et al., 2003).

Il semble étonnant qu'une période affectée par un incendie majeur ou des feux plus fréquents soit associée à une nappe phréatique élevée et donc à des conditions plus humides (Zoltai et al., 1998). Cependant, plusieurs études rapportent des cas où une élévation de la nappe phréatique a succédé à un feu (Marcisz et al., 2015; Sillasoo et al., 2007; Väiliranta et al., 2007). Cette augmentation de la nappe phréatique peut être un effet de la déforestation des marges de la tourbière suivant un feu de forêt, puisque la déforestation peut affecter les conditions locales de ruissellement et d'évapotranspiration (Marcisz et al., 2015; Väiliranta et al., 2007).

#### *Zone D : 63 à 82,5 cm (784 à 1355 BP)*

La zone D est caractérisée par de la tourbe essentiellement composée d'herbacées et de fragments de bois non identifiés. Les sphaignes et les éricacées sont présentes, mais beaucoup moins abondantes. La densité apparente et le contenu en carbone et en azote augmentent dans cette zone probablement en raison du processus de décomposition (voir section 4.1.2 pour plus de détails) et de la composition végétale de la tourbe.

Les variations du niveau de la nappe phréatique n'ont pu être reconstruites pour la zone D en raison de la faible concentration en thécamoebiens. Les résultats obtenus pour cette zone permettent de formuler deux hypothèses alternatives quant aux variations de la nappe phréatique, mais le peu de données disponibles ne permet pas de déterminer laquelle des deux hypothèses semble la plus plausible. L'augmentation de l'abondance des fragments de bois (Booth et Jackson, 2003; Bridge et al., 1990; Hughes et al., 2007) couplée à la diminution de l'abondance des sphaignes pointe vers des conditions plus sèches dans cette zone. Le ratio C/N plus faible dans le bas du profil et les densités apparentes plus élevées pointent également dans la même direction, c'est-à-dire d'importantes pertes de matériel sous des conditions aérobies et donc, une nappe phréatique basse (Belyea et Warner, 1996; Chambers, Beilman, et al., 2011; Mauquoy et al., 2002; Yu, Campbell, et al., 2003). D'un autre côté, la faible concentration en thécamoebiens pourrait être attribuable à une nappe phréatique trop élevée : selon les résultats de Charman et Blundell (2007), la zone de tolérance des espèces de thécamoebiens recensées sur le site sur le plan de la profondeur de la nappe phréatique ne s'étend pas au-dessus de -3 cm. Dans cette optique, l'augmentation de l'abondance des fragments de bois pourrait être causée par la mort massive d'arbres au cours d'une période très humide (Mighall et al., 2004).

#### **4.2.2. Liens entre les taux « apparents » d'accumulation de carbone, les résultats des analyses géochimiques et paléoécologiques et l'historique des variations hydrologiques et climatiques**

L'identification des facteurs influençant les taux « apparents » d'accumulation de carbone reconstruits pour la tourbière Degerö Stormyr a été réalisée en comparant les taux reconstruits (figure 17) aux résultats des analyses géochimiques (figure 14), aux assemblages de macrorestes (figure 22), aux variations du niveau de la nappe phréatique reconstruite (figure 23) et aux données météorologiques (figure 24). La comparaison a été effectuée pour chacune des quatre zones délimitées à la figure 25.

*Zone A : 0,5 à 11 cm (-49 à -35 BP)*

Les taux apparents d'accumulation de carbone sont plus hauts pour la zone A que pour tout le reste du profil. Un taux apparent d'accumulation de carbone élevé ( $161,1 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) est observé à une profondeur de 1,5 cm (-47 BP). Ce taux d'accumulation correspond à la portion de la zone A où le niveau de la nappe phréatique reconstruite est le plus haut ( $2,6 \pm 7,8 \text{ cm}$ ). Il correspond également aux précipitations moyennes pour les mois d'avril à août les plus abondantes (93 mm) pour la période où les données météorologiques sont disponibles, c'est-à-dire entre -52 et 90 BP. Les taux apparents d'accumulation de carbone chutent ensuite pour atteindre une valeur de  $103,6 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  à une profondeur de 4 cm (-43 BP). Ce creux est associé au niveau de la nappe phréatique le plus bas ( $13,0 \pm 7,7 \text{ cm}$ ) pour le profil entier. Des précipitations moyennes très faibles (26 mm) ont également été mesurées pour cette période. Un deuxième pic d'accumulation de carbone, le plus important pour le profil entier (jusqu'à  $251,8 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ), est observé entre 7,5 et 9,5 cm de profondeur (-39 à -37 BP). Il est attribuable à des taux nets d'augmentation de la profondeur très élevés (jusqu'à  $11,11 \text{ mm an}^{-1}$ ) et correspond à une nappe phréatique reconstruite relativement haute ( $6,1 \pm 7,8 \text{ cm}$ ). Il ne semble pas y avoir de lien avec les précipitations moyennes qui ne sont pas particulièrement abondantes (entre 57 et 65 mm), mais la température moyenne la plus basse pour la zone A est atteinte durant cette période ( $8,4 \text{ }^\circ\text{C}$ ).

*Zone B : 11 à 45 cm (-35 à 78 BP)*

Les taux apparents d'accumulation de carbone sont moins hauts dans la zone B que dans la zone A. Deux périodes où les taux apparents d'accumulation de carbone sont élevés ont été cernées dans la zone B. Un premier pic d'accumulation de carbone ( $144,0 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) est observé à une profondeur de 22,5 cm (-6 BP). Ce pic est associé à une nappe phréatique relativement haute ( $6,7 \pm 7,7 \text{ cm}$ ) et à des précipitations moyennes très abondantes (81 mm). Le deuxième pic d'accumulation de carbone ( $154,0 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ), qui a été identifié à une profondeur de 44,5 cm (69 BP), est associé à une nappe phréatique élevée

( $4,4 \pm 7,7$  cm) et à des températures moyennes basses ( $7,4$  °C). Les taux apparents d'accumulation de carbone atteignent leur valeur la plus faible ( $63,3 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) à une profondeur de 26,5 cm (5 BP) dans la zone B. Ce creux correspond à la période où les précipitations moyennes les plus basses (25 mm) et la température moyenne la plus haute ( $12,7$  °C) sont atteintes.

*Zone C : 45 à 63 cm (78 à 784 BP)*

Les taux apparents d'accumulation de carbone sont beaucoup plus bas dans la zone C que dans les zones A et B en raison du passage vers le catotélme. Dans la zone C, le taux apparent d'accumulation de carbone le plus élevé ( $22,2 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) est observé à une profondeur de 45,5 cm (86 BP). Il est associé à la température minimale ( $6,2$  °C) mesurée entre -52 et 90 BP. C'est dans la zone C que les taux apparents d'accumulation de carbone atteignent leurs valeurs les plus faibles : un minimum de  $5,2 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  est atteint à 54,5 cm (496 BP). Ce minimum est associé à un contenu en azote élevé (1,7 %), un ratio C/N bas (29) et un contenu en matière organique beaucoup plus faible que pour le reste du profil (95,5 % pour DS3 et 96,4 % pour DS4). Ce creux correspond également à une période où les fragments de bois sont absents. Tous ces facteurs réunis laissent présumer que la tourbière Degerö Stormyr a été affectée par un incendie majeur ou bien que la fréquence des feux a augmenté durant cette période, ce qui a réduit les taux d'accumulation de carbone.

*Zone D : 63 à 82,5 cm (784 à 1355 BP)*

Les taux apparents d'accumulation de carbone sont plus hauts dans la zone D que dans la zone C. Trois périodes où les taux apparents d'accumulation de carbone sont élevés ont été identifiées. Le premier pic d'accumulation de carbone ( $22,2 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ), observé à une profondeur de 63,5 cm (800 BP), est associé à une densité apparente de la tourbe sèche élevée ( $0,143 \text{ g cm}^{-3}$ ). Les deuxième et troisième périodes, identifiées entre 71,5 et 75,5 cm (1050 à 1166 BP) et à 81,5 cm (1329 BP) de profondeur, coïncident quant à elles avec une abondance importante de fragments de bois (jusqu'à 70 % de la composition végétale de la tourbe). Cette abondance de fragments de bois pourrait être attribuable à une mortalité

massive d'arbres suite à une inondation (voir section 4.2.1 pour plus de détails). Dans cette zone, les taux apparents d'accumulation de carbone suivent fidèlement les variations de la densité apparente de la tourbe sèche.

### **4.2.3. Quels sont les facteurs qui influencent les taux « apparents » d'accumulation de carbone à Degerö Stormyr?**

La comparaison des taux « apparents » d'accumulation de carbone avec les résultats des analyses paléocéologiques et l'historique des variations hydrologiques et climatiques n'a pas permis une identification claire des principaux facteurs influençant les taux d'accumulation de carbone à Degerö Stormyr. La comparaison des courbes représentant les taux apparents d'accumulation de carbone, le niveau de la nappe phréatique et la température et les précipitations moyennes (figure 25) n'a pas permis de déceler de relation ni de tendance claire. En ce qui concerne l'historique de la végétation locale, la comparaison des taux apparents d'accumulation de carbone avec les assemblages de macrorestes s'est avérée plus difficile en raison de la faible résolution des analyses. Des analyses supplémentaires auraient toutefois augmenté les coûts et le temps nécessaire à la réalisation de ce projet de recherche.

Puisque la tourbe n'a pas encore eu le temps de se décomposer dans l'acrotelme, il est plus difficile de comparer les taux apparents d'accumulation de carbone pour cet horizon à l'historique de la végétation et aux variables hydrologiques et climatiques. Dans l'acrotelme (zones A et B; figure 25), aucune relation n'a pu être établie entre l'historique de la végétation locale et les taux apparents d'accumulation de carbone. Par contre, la comparaison des taux apparents d'accumulation de carbone avec la nappe phréatique reconstruite et les données météorologiques a permis d'établir certaines relations. Les taux apparents d'accumulation de carbone les plus élevés sont tous associés à une nappe phréatique haute combinée à des précipitations moyennes abondantes ou à des températures moyennes basses (figure 25). Les taux apparents d'accumulation de carbone

les plus faibles, quant à eux, coïncident avec des périodes où les précipitations moyennes sont peu abondantes (figure 25).

Le lien qui existe entre les taux apparents d'accumulation de carbone de l'acrotelme et ces différents facteurs s'explique comme suit : dans des conditions plus fraîches et plus humides, l'évapotranspiration décroît, ce qui a pour conséquence l'augmentation du niveau de la nappe phréatique. Cette augmentation du niveau de la nappe phréatique accélère le passage de la tourbe de l'acrotelme vers le catotelme, ce qui ralentit la décomposition de la tourbe. Puisque la décomposition ralentit, moins de carbone est libéré au courant du processus et les taux apparents d'accumulation de carbone augmentent. À l'inverse, durant les périodes plus chaudes et plus sèches, le niveau de la nappe phréatique diminue et la tourbe réside plus longtemps dans l'acrotelme. De ce fait, les pertes en carbone sont plus importantes et les taux apparents d'accumulation de carbone décroissent (Belyea et Malmer, 2004; Clymo, 1984; Malmer et Wallén, 2004; Svensson, 1988).

Il a été plus difficile d'établir des relations pour le catotelme entre les taux apparents d'accumulation de carbone et l'historique des variations climatiques et hydrologiques (zones C et D; figure 25). En effet, les taux apparents d'accumulation de carbone des zones C et D n'ont pu être confrontés aux données météorologiques qui n'étaient pas disponibles pour la région d'Umeå après 90 BP. Cependant, le pic d'accumulation de carbone observé à une profondeur de 45,5 cm (86 BP; zone C) a pu être associé à des températures moyennes basses (figure 24 A). Puisque la nappe phréatique n'a pu être reconstituée pour la période s'étendant au-delà de 833 BP, les taux apparents d'accumulation de carbone de la zone D n'ont pas pu être comparés aux variations de la nappe phréatique. En ce qui concerne la zone C, aucune relation n'a pu être établie entre les taux apparents d'accumulation de carbone et les variations du niveau de la nappe phréatique (figure 25).

Quant à la végétation locale, une relation a pu être établie avec l'abondance des fragments de bois : dans le catotelme, les taux apparents d'accumulation de carbone les plus grands sont associés à des périodes où les fragments de bois sont très abondants dans la

tourbe (figure 25). Puisque les fragments de bois ont une densité apparente et un contenu en carbone élevé (Beilman et al., 2009; Loisel et al., 2014) et sont très résistants à la décomposition (Rydin et Jeglum, 2013), leur abondance peut avoir causé l'augmentation des taux apparents d'accumulation de carbone. À l'opposé, les valeurs les plus faibles en termes d'accumulation de carbone coïncident avec une période où les fragments de bois sont absents (figure 25). L'absence de fragments de bois (voir la section 4.2.2 pour plus de détails) et la décroissance des taux apparents d'accumulation de carbone peuvent être liées au feu qui ralentit l'accumulation de carbone (Turetsky et al., 2002; Turetsky et al., 2000) : des pertes en carbone causées par le feu allant jusqu'à 1,5 à 4,0 kg C m<sup>-2</sup> ont été rapportées dans la littérature (Kuhry, 1994; Pitkänen et al., 1999; Robinson et Moore, 1999).

Les taux apparents d'accumulation de carbone d'une tourbière dépendent d'une variété de facteurs climatiques, édaphiques et autogènes et il est difficile de discriminer lesquels ont le plus d'importance (Turunen et al., 2004). Les résultats de ce projet indiquent que les taux apparents d'accumulation de carbone pour l'acrotelme de Degerö Stormyr sont principalement reliés aux conditions hydrologiques et climatiques : les taux apparents d'accumulation de carbone les plus élevés sont associés à des conditions humides. Plusieurs études rapportent des résultats similaires, c'est-à-dire des taux apparents d'accumulation de carbone élevés dans des conditions plus humides en raison d'une nappe phréatique élevée, de précipitations abondantes ou de températures basses (Borren et al., 2004; Mäkilä et al., 2001; Malmer et Wallén, 2004; Tolonen et Turunen, 1996; Ukonmaanaho et al., 2006; Yu, Campbell, et al., 2003). Dans la même lignée, plusieurs auteurs concluent que les taux apparents d'accumulation de carbone ou de tourbe sont moins importants dans des conditions sèches (Lavoie et Richard, 2000; Malmer et Wallén, 2004; Robinson et Moore, 2000; Yu, Vitt, et al., 2003). Dans le catotelme, les taux apparents d'accumulation de carbone semblent principalement liés à l'abondance des fragments de bois. Ces résultats suggèrent que l'accumulation de carbone est influencée par la composition végétale de la tourbe qui détermine sa résistance à la décomposition (Bauer, 2004; Mauquoy et al., 2002).

Des résultats très semblables ont été publiés par Loisel et Garneau (2010) pour deux tourbières localisées à la baie James. En effet, Loisel et Garneau (2010) ont déterminé que les taux apparents d'accumulation de carbone les plus élevés pour ces deux tourbières étaient principalement corrélés avec des conditions humides ou des pourcentages élevés de fragments de bois. Larsson (2016), quant à elle, conclut que les variations des taux apparents d'accumulation de carbone à Degerö Stormyr coïncident avec les changements d'espèces végétales dominantes. Considérant que Larsson (2016) s'est concentrée sur la portion appartenant à l'acrotelme de la tourbière, ses conclusions ne sont pas en contradiction avec nos résultats.

### **4.3. Comparaison des taux d'accumulation de carbone reconstruits aux flux de carbone mesurés sur le site**

#### **4.3.1. Reconstruction des taux « réels » d'accumulation de carbone**

La reconstitution des taux « réels » d'accumulation de carbone, ou bilan net de carbone (NCB), a été réalisée en combinant l'utilisation de l'*exponential decay model* de Clymo (1984) et du *peatland C flux reconstruction model* de Yu (2011). Une modélisation des flux de carbone ayant été absorbés par la tourbière et des flux de carbone ayant été émis lors de la décomposition de la tourbe a été effectuée à partir des taux « apparents » d'accumulation de carbone. Les dynamiques du carbone pour l'acrotelme et le catotelme de la tourbière Degerö Stormyr ont ensuite été comparées à l'aide d'une version simplifiée du *peat decomposition model* de Frohking et al. (2001). Les résultats découlant de cette méthodologie sont limités par les présuppositions de chacun des modèles et représentent une estimation des taux réels. L'utilisation d'un modèle reste cependant l'unique façon de reconstruire les taux réels d'accumulation de carbone d'une tourbière à partir de données paléocéologiques (Yu, 2011).

### *Modélisation de la décomposition de la matière organique*

La valeur du coefficient de décomposition modélisée à l'aide de l'*exponential decay model* de Clymo (1984) pour l'acrotelme ( $0,0073 \text{ an}^{-1}$ ; figure 19 A) est du même ordre de grandeur que les valeurs obtenues par Belyea et Warner (1996;  $0,005$  à  $0,040 \text{ an}^{-1}$ ) pour une tourbière localisée dans le nord-est de l'Ontario. La valeur du coefficient de décomposition modélisée pour le catotelme ( $0,0002 \text{ an}^{-1}$ ; figure 19 B), quant à elle, est semblable aux valeurs recensées dans la littérature (Belyea et Warner, 1996; Clymo, 1984; Clymo et al., 1998; Loisel et Yu, 2013a, 2013b; Yu, 2011; Yu, Turetsky, et al., 2001). En ce qui concerne les taux d'addition de matière organique pour l'acrotelme ( $273 \pm 8 \text{ g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ; figure 19 A) et le catotelme ( $40 \pm 1 \text{ g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ; figure 19 B), ils sont également comparables à ce qui a été calculé pour diverses tourbières boréales (Belyea et Warner, 1996; Loisel et Yu, 2013a, 2013b; Wang et al., 2015).

Le modèle de Clymo (1984), utilisé pour modéliser les coefficients de décomposition et les taux d'addition de matière organique pour l'acrotelme et le catotelme de Degerö Stormyr, est bien adapté à la description du processus d'accumulation ayant cours dans le catotelme, mais est moins conforme en ce qui concerne l'acrotelme. En effet, selon Wieder (2001), l'utilisation d'un seul coefficient de décomposition pour la modélisation de l'ensemble de l'acrotelme ne semble pas réaliste, car la température, l'humidité et la qualité de la matière organique y varient considérablement selon la profondeur. Un modèle de décomposition plus complexe aurait pu être utilisé pour la modélisation de l'acrotelme, mais en considérant le temps imparti pour la réalisation de ce projet de recherche, les résultats obtenus sont satisfaisants.

### *Modélisation des flux de carbone et des taux « réels » d'accumulation de carbone*

L'absorption nette de carbone (NCU; figure 20) modélisée pour Degerö Stormyr (valeur moyenne de  $66,3 \pm 6,9 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour le profil entier) représente le flux moyen de carbone étant entré dans la tourbière depuis le début de sa formation. L'émission nette de carbone (NCR; figure 20; valeur moyenne de  $45,9 \pm 4,6 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour le profil entier)

représente le flux moyen de carbone émis par la tourbière : elle a augmenté au cours du temps passant de 0,2 ( $\approx 8280$  BP) à 200,1 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (-48 BP). Le NCR, puisqu'il représente le flux total de carbone ayant été émis par la tourbière durant une période de temps définie, signifie qu'au cours des dernières années, un flux d'environ 200,1 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> provenant de la tourbière Degerö Stormyr a été émis dans l'atmosphère et impliqué dans le cycle du carbone contemporain.

Le bilan net de carbone (NCB; figures 20 et 26) représente le taux net de carbone ayant réellement été stocké par la tourbière. Le NCB est obtenu en calculant la différence entre le NCU et le NCR. Le NCB fluctue au fil du temps : certaines périodes sont dominées par l'absorption de carbone par la photosynthèse (NCU), tandis que d'autres périodes sont dominées par l'émission de carbone dans l'atmosphère résultant du processus de décomposition (NCR) (Loisel et Yu, 2013b). Les périodes dominées par l'absorption nette de carbone sont représentées par des valeurs positives et signifient que la tourbière a été un puits de carbone au cours de ces intervalles temporels (figure 26). À l'opposé, les périodes dominées par l'émission nette de carbone sont représentées par des valeurs négatives et signifient que la tourbière a été une source de carbone durant ces intervalles de temps (figure 26).

Pour l'acrotelme de la tourbière Degerö Stormyr, trois périodes ont des NCB négatifs : de -47 à -41 BP, de -36 à -11 BP et de -1 à 9 BP (figures 20 A et 26 A). Le NCB augmente ensuite de façon importante pour la deuxième moitié de l'acrotelme (figures 20 A et 26 A). En ce qui concerne le catotelme de Degerö Stormyr, la tourbière a été une source de carbone de 86 à 959 BP et d'approximativement 1690 à 2850 BP (figures 20 B et 26 B). Le NCB a une valeur positive pour le reste de la période associée au catotelme (figures 20 B et 26 B). Les valeurs moyennes de NCB calculées pour l'acrotelme ( $61,3 \pm 16,5$  g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>), le catotelme ( $4,8 \pm 1,0$  g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>) et le profil entier ( $20,4 \pm 5,0$  g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>) de Degerö Stormyr indiquent qu'à long terme la tourbière est un puits de carbone, malgré certains intervalles temporels où elle a été une source de carbone (figures 20 et 26).

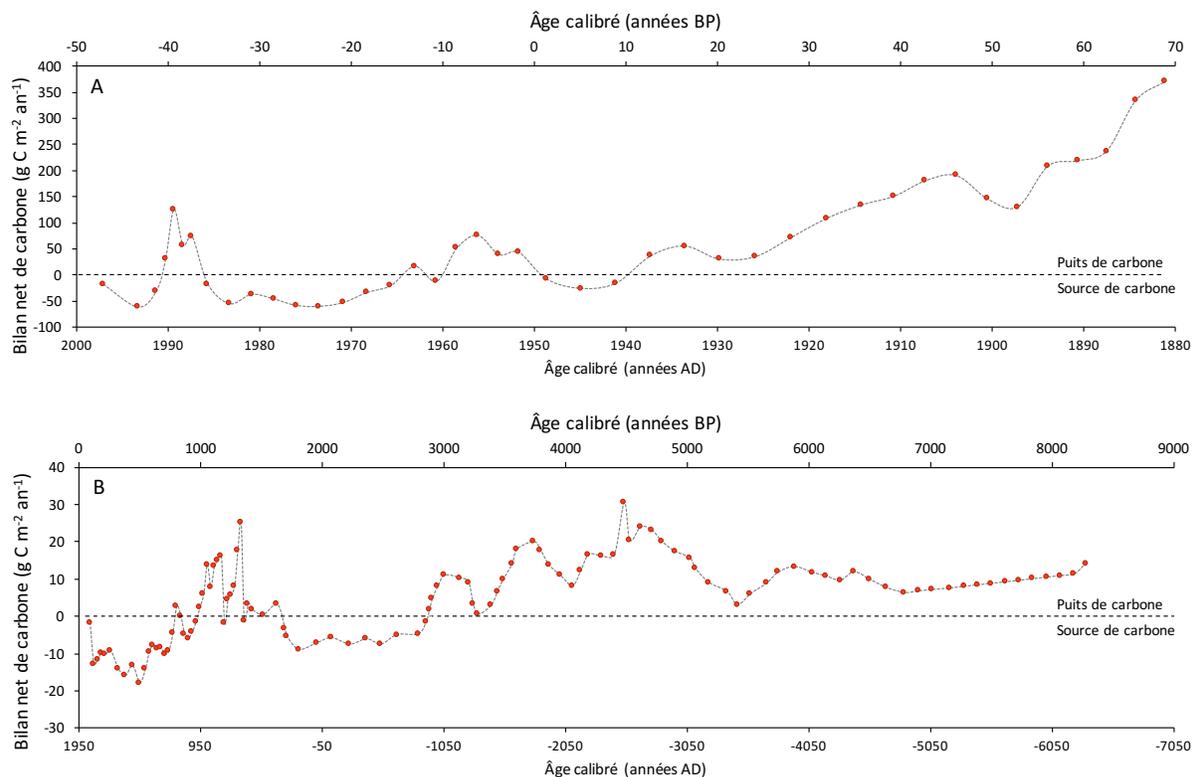


Figure 26. Bilan net de carbone (NCB;  $\text{g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) modélisé selon l'âge (années calibrées BP et AD) (A) pour l'acrotelme et (B) le catotelme de Degerö Stormyr. Les périodes dominées par l'absorption nette de carbone sont représentées par des valeurs positives (puits de carbone) et les périodes dominées par l'émission nette de carbone sont représentées par des valeurs négatives (source de carbone).

Le NCU et le NCR modélisés pour l'acrotelme de la tourbière Degerö Stormyr n'ont pu être comparés aux résultats d'autres études : à notre connaissance, il s'agit d'une première utilisation du *peatland C flux reconstruction model* de Yu (2011) pour l'estimation de flux de carbone à partir de données provenant de l'acrotelme d'une tourbière. Les valeurs de NCU et de NCR obtenues pour l'acrotelme de Degerö Stormyr sont quant à elles semblables aux valeurs de NCU et de NCR modélisées par Loisel et Yu (2013b) pour une tourbière localisée en Alaska et par Wang et al. (2015) pour sept tourbières localisées en Chine.

À notre connaissance, ce projet de recherche est le premier présentant un bilan net de carbone modélisé à partir du modèle de Yu (2011) pour un site d'étude spécifique. Loisel et Yu (2013b) et Wang et al. (2015) ont utilisé le modèle de Yu (2011) pour modéliser des

valeurs de NCU et de NCR, mais n'ont pas fait le calcul du NCB. Cependant, à l'échelle mondiale ou régionale, des NCB ont été publiés par Yu (2011, 2012) et Packalen et Finkelstein (2014). Pour les basses terres de la baie d'Hudson, Packalen et Finkelstein (2014) ont calculé des NCB variant de 14 à 42 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>, tandis que Yu (2012) a obtenu des valeurs variant entre 5,6 et 38 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> et une moyenne de 19 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> pour les tourbières boréales. Les résultats présentés par Packalen et Finkelstein (2014) et Yu (2012) n'incluent que des données provenant du catotélme des tourbières étudiées. Le NCB modélisé pour le catotélme de la tourbière Degerö Stormyr a une valeur moyenne de 4,8 ± 1,0 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> et varie entre -17,8 (496 BP) et 30,6 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (≈ 4480 BP). Le NCB est donc significativement plus faible pour le catotélme de Degerö Stormyr que pour les basses terres de la baie d'Hudson ou pour les tourbières boréales en général.

La différence entre les résultats obtenus pour Degerö Stormyr et les valeurs du NCB recensées dans la littérature est probablement attribuable au fait que les études de Packalen et Finkelstein (2014) et de Yu (2012), réalisées à beaucoup plus grande échelle, incluent des résultats provenant de tourbières minérotrophes et ombrotrophes. Il y a fort à parier que le NCB des tourbières minérotrophes est plus faible que celui des tourbières ombrotrophes, puisque les tourbières minérotrophes ont de plus faibles taux apparents d'accumulation de carbone à long terme (Kuhry et Turunen, 2006; Tolonen et Turunen, 1996; Turunen et al., 2002). La différence entre le NCB obtenu pour le catotélme de la tourbière Degerö Stormyr et les résultats obtenus par Yu (2012) pour les tourbières boréales n'est d'ailleurs pas surprenante, puisque le taux apparent d'accumulation de carbone moyen (12,4 ± 0,7 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>) mesuré pour le catotélme de Degerö Stormyr est plus faible que les estimés pour les tourbières boréales (Loisel et al., 2014; Yu et al., 2013).

#### *Comparaison entre les résultats obtenus pour l'acrotélme et le catotélme*

Les résultats obtenus à partir du *peat decomposition model* de Frohking et al. (2001), utilisé pour simuler la perte de matière organique dans l'acrotélme, sont très semblables aux résultats obtenus par Loisel et Yu (2013b) qui ont suivi la même méthodologie. Selon la

modélisation effectuée, une quantité de  $140 \text{ g m}^{-2}$  de matière organique ou  $72,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  devrait être transférée au catotelme après 130 années passées dans l'acrotelme (figure 21). Cette valeur est cependant près de quatre fois plus élevée que le taux de carbone ou de matière organique ayant été transféré vers le catotelme au cours des 8300 dernières années ( $37,2 \text{ g m}^{-2}$  de matière organique ou  $19,3 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ; valeur moyenne du NCU modélisé pour le catotelme; figure 21). Les résultats de la modélisation suggèrent que Degerö Stormyr a récemment augmenté son taux réel d'accumulation de carbone. Loisel et Yu (2013b) tirent la même conclusion : la tourbière Petersville, localisée en Alaska, a récemment emmagasiné plus de carbone que par le passé devenant un puits de carbone plus important.

Dans la même lignée, Wang et al. (2015) concluent que les taux réels d'accumulation de carbone des tourbières les plus humides qu'ils ont étudiées ont augmenté au cours des dernières décennies. Wang et al. (2015) remarquent que les taux apparents d'accumulation de carbone sont près de quatre fois plus importants dans l'acrotelme que dans le catotelme des tourbières qu'ils ont étudiées. Les résultats de Wang et al. (2015) sont donc similaires aux résultats pour Degerö Stormyr où les taux apparents d'accumulation de carbone de l'acrotelme sont, en moyenne, plus de six fois plus élevés que ceux du catotelme (figures 17 et 18). Comme discuté à la section 4.1.3, la diminution importante des taux apparents d'accumulation de carbone entre l'acrotelme et le catotelme est normalement conférée au processus de décomposition de la tourbe. Toutefois, les résultats obtenus par Loisel et Yu (2013b), Wang et al. (2015) et dans le cadre de ce projet de recherche suggèrent que les taux réels d'accumulation de carbone pour certaines tourbières ont augmenté au cours des dernières décennies. La différence observée entre les taux apparents d'accumulation de carbone pour la période récente et à plus long terme pour ces tourbières n'est donc peut-être pas uniquement attribuable au processus de décomposition.

Comme en ce qui concerne les taux apparents d'accumulation de carbone, les valeurs du NCB modélisées pour l'acrotelme de Degerö Stormyr sont beaucoup plus élevées que les valeurs obtenues pour le catotelme de la tourbière (figure 20 C) : le NCB, tout comme les taux apparents d'accumulation de carbone, est affecté par l'activité biologique et les

échanges de matière et d'énergie avec l'environnement plus intenses qui ont cours dans l'acrotelme (Ingram, 1978). Lors de la modélisation des flux de carbone pour l'acrotelme, l'utilisation d'un coefficient de décomposition et d'un taux d'addition de matière organique plus élevé reflète cette activité biologique et ces échanges de matière et d'énergie plus intenses (figure 19). Puisque les coefficients de décomposition et les taux d'addition de matière organique sont dérivés des données provenant des carottes de tourbe, leur valeur pourrait, elle aussi, être affectée par l'augmentation récente du taux réel d'accumulation de carbone (ou de matière organique) de la tourbière. La différence observée entre le NCB pour la période récente et à plus long terme pourrait donc elle aussi ne pas être uniquement attribuable au processus de décomposition et avoir été affectée par une augmentation du taux réel d'accumulation de carbone de Degerö Stormyr au cours des dernières décennies.

Loisel et Yu (2013b) suggèrent que l'augmentation du taux réel d'accumulation de carbone à Petersville est attribuable à un changement de végétation : le site a récemment été colonisé par des sphaignes. Dans le cas de Degerö Stormyr, un tel changement n'a pas eu lieu (figures 22 et 25). Au contraire, les résultats de Larsson (2016) indiquent que les sphaignes sont présentes à Degerö Stormyr depuis le début de la formation de la tourbière. Loisel et Yu (2013b) suggèrent également que l'augmentation récente du taux réel d'accumulation de carbone à Petersville peut être attribuable à des saisons végétatives plus longues et plus chaudes. Plusieurs études ont en effet démontré que de telles conditions favorisent une plus grande accumulation de carbone (Beilman et al., 2009; Charman et al., 2013; Clymo et al., 1998; Loisel et al., 2014; Mauquoy et al., 2002; Oldfield et al., 1997; Van der Linden et al., 2014; Yu et al., 2011; Yu et al., 2013). Tout comme Loisel et Yu (2013b), Wang et al. (2015) affirment que cette augmentation est probablement causée par un réchauffement du climat au cours des dernières décennies. Cette explication semble être plausible en ce qui concerne Degerö Stormyr, puisqu'une augmentation de la température moyenne pourrait avoir eu lieu en Suède depuis la fin du 19<sup>e</sup> siècle (Briffa et al., 1992, cité dans Malmer et Wallén, 2004).

Cette hypothèse peut sembler être en contradiction avec le lien négatif qui a été établi dans le cadre de ce projet entre les taux apparents d'accumulation de carbone et la température (voir section 4.2 pour plus de détails). Cependant, il est possible que cette contradiction soit attribuable aux différentes échelles temporelles qui sont en cause (Yu et al., 2011). Les taux apparents d'accumulation de carbone peuvent être principalement contrôlés par les conditions hydroclimatiques à l'échelle décennale (températures basses = moins d'évapotranspiration), mais être principalement contrôlés par la température à l'échelle centennale ou millénaire (températures élevées = saisons végétatives plus longues). Les études récentes qui ont établi un lien entre un climat plus chaud et des taux apparents d'accumulation de carbone plus élevés ont par ailleurs été effectuées à plus large échelle spatiale ou temporelle (Beilman et al., 2009; Charman et al., 2013; Loisel et al., 2014; Van der Linden et al., 2014; Yu et al., 2011; Yu et al., 2013).

#### **4.3.2. Comparaison des taux « réels » d'accumulation de carbone avec le bilan écosystémique net mesuré sur le site**

Les taux « réels » d'accumulation de carbone (NCB) pour la période la plus récente (moyennes calculées pour les 25, 50 et 100 dernières années ainsi que pour la période correspondant à l'acrotelme de la tourbière Degerö Stormyr [ $\approx 130$  ans]) ont été comparés au bilan écosystémique net de carbone (NECB) contemporain, estimé à partir des résultats de Peichl et al. (2014) et de Nilsson et al. (2008) (figure 27). Les résultats démontrent que les valeurs moyennes des taux réels d'accumulation de carbone sont du même ordre de grandeur que le NECB estimé, qui varie entre  $-10,0$  et  $77,1 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour la période s'étendant de 2001 à 2012 AD. De plus, le taux réel d'accumulation de carbone moyen le plus similaire au NECB estimé moyen ( $30,0 \pm 6,0 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ; moyenne sur 12 ans) est celui qui a été calculé pour la période la plus récente, c'est-à-dire pour les 25 dernières années (moyenne de  $24,6 \pm 28,8 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ).

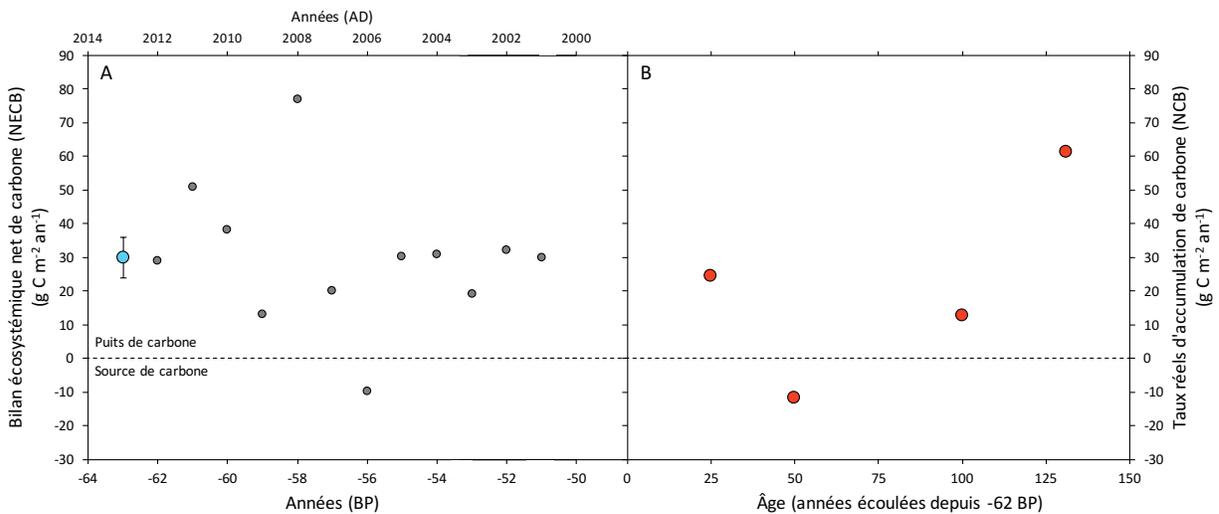


Figure 27. Comparaison entre (A) le bilan écosystémique net de carbone estimé (NECB;  $\text{g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) pour la période s'étendant de 2001 à 2012 AD et (B) les taux réels d'accumulation de carbone moyens (NCB;  $\text{g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) calculés pour les 25, 50 et 100 dernières années ainsi que pour la période correspondant à l'acrotelme de la tourbière Degerö Stormyr ( $\approx 130$  ans). Le point bleu représente le NECB estimé moyen pour la période s'étendant de 2001 à 2012 AD. Les périodes dominées par l'absorption nette de carbone sont représentées par des valeurs positives (puits de carbone) et les périodes dominées par l'émission nette de carbone sont représentées par des valeurs négatives (source de carbone).

Cependant, il convient de préciser que la valeur moyenne des taux réels d'accumulation de carbone varie de façon considérable selon la période temporelle analysée, car les taux réels d'accumulation de carbone ont des valeurs très étendues pour la période correspondant à l'acrotelme ( $-62,0$  à  $370,3 \text{ g C m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ; figures 20 A et 26 A). Puisque le NECB estimé n'a encore jamais atteint des valeurs aussi extrêmes, il est possible qu'un NECB moyen mesuré pour une plus longue période ne soit plus aussi semblable aux taux récents d'accumulation de carbone enregistrés dans la tourbe. De plus, les valeurs réelles du NECB contemporain sont probablement différentes de celles présentées à la figure 27, puisque l'ajout de carbone organique par les précipitations, l'échange de  $\text{CH}_4$  entre la tourbière et l'atmosphère et la décharge en carbone organique et inorganique dissous n'ont pas été publiés pour la période s'étendant de 2001 à 2012 AD, mais uniquement pour les années 2004 et 2005 AD (voir section 2.4.6 pour plus de détails).

À notre connaissance, seule l'étude publiée par Roulet et al. (2007) présente une comparaison entre le NECB contemporain et des taux d'accumulation de carbone mesurés pour une même tourbière. Roulet et al. (2007) concluent que le NECB moyen ( $21,5 \pm 39,0 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ; moyenne sur six ans) de la tourbière Mer Bleue (Ontario) est semblable à son taux « apparent » d'accumulation de carbone à long terme ( $20 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ; mesuré pour le catotelme de la tourbière). Cette comparaison donne un tout autre résultat pour la tourbière Degerö Stormyr : le NECB estimé moyen et le taux apparent d'accumulation de carbone à long terme ( $12,4 \pm 0,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ; mesuré pour le catotelme de la tourbière) sont très différents. Les résultats obtenus dans le cadre de ce projet indiquent que ce sont plutôt les taux réels d'accumulation de carbone pour la période la plus récente qui sont semblables au NECB estimé.

Ces résultats sont surprenants lorsque l'on considère que les méthodologies employées pour déterminer les taux réels d'accumulation de carbone (modélisation) et le NECB contemporain (mesures prises sur le site) sont complètement différentes. Il semble toutefois plus logique de comparer le NECB contemporain d'une tourbière à son taux réel d'accumulation de carbone (NCB) qu'à son taux apparent d'accumulation à long terme. Effectivement, les taux apparents d'accumulation de carbone ne peuvent être comparés directement au NECB contemporain (Frolking et al., 2014), tandis que le NCB mathématisé par Yu (2011) est l'équivalent du NECB (Chapin et al., 2006). De plus, la méthodologie employée pour reconstituer les taux réels d'accumulation de carbone a permis d'établir un NCB pour le profil entier en considérant l'absorption et l'émission nette de carbone pour l'acrotelme et le catotelme. Il semble en effet plus cohérent de comparer les taux réels d'accumulation de carbone pour la tourbière dans son ensemble, et non seulement pour le catotelme, au NECB contemporain, puisque celui-ci comprend les échanges de carbone pour le profil complet (Chapin et al., 2006). En conclusion, les taux d'accumulation de carbone pour la période récente (acrotelme) peuvent être étudiés à l'échelle décennale, par opposition aux taux d'accumulation à long terme (catotelme) qui sont étudiés à l'échelle centennale ou millénaire (Yu, 2012). Comme le NECB contemporain est calculé

annuellement, il semble plus pertinent de le comparer aux taux réels d'accumulation de carbone pour la période récente, car ils peuvent être reconstruits à plus haute résolution temporelle.

## Conclusion

Ce projet de recherche avait trois objectifs : (1) effectuer des reconstructions à l'échelle centimétrique des taux d'accumulation de carbone pour la tourbière Degerö Stormyr, (2) identifier les principaux facteurs environnementaux qui influencent les taux d'accumulation de carbone dans cette tourbière et (3) comparer les taux d'accumulation de carbone reconstruits aux flux de carbone mesurés sur le site depuis 2001.

Pour répondre aux objectifs, un modèle âge-profondeur a été construit et couplé à la densité apparente de matière organique et au contenu en carbone de la tourbe afin d'obtenir un taux « apparent » d'accumulation de carbone pour chacun des niveaux de profondeur de la tourbière. Les taux apparents d'accumulation de carbone reconstruits ont ensuite été comparés à l'historique de la végétation locale (reconstituée par l'analyse des macrorestes), aux variations du niveau de la nappe phréatique (déterminées en appliquant une fonction de transfert aux résultats de l'analyse des thécamoebiens) et aux variations du climat disponibles pour la région d'Umeå. Finalement, les taux « réels » d'accumulation de carbone de la tourbière, ou bilan net de carbone (NCB), ont été modélisés à l'aide de l'*exponential decay model* et du *peatland C flux reconstruction model*. Le bilan écosystémique net de carbone (NECB) contemporain, calculé pour la période s'étendant de 2001 à 2012 AD a alors pu être comparé aux taux réels d'accumulation de carbone pour la période la plus récente, c'est-à-dire la période correspondant à l'acrotelme de la tourbière ( $\approx$  130 ans). Finalement, l'utilisation du *peat decomposition model* a permis de comparer les dynamiques récentes (acrotelme) et à long terme (catotelme) en matière d'accumulation de carbone pour la tourbière Degerö Stormyr.

Les principales conclusions tirées de ce projet de recherche sont les suivantes : (1) Les taux apparents d'accumulation de carbone à long terme de la tourbière Degerö Stormyr sont plus faibles que les valeurs moyennes pour les tourbières boréales. À l'opposé, les taux apparents d'accumulation de carbone pour la période récente sont plus élevés que les

valeurs moyennes recensées dans la littérature. (2) La comparaison des taux apparents d'accumulation de carbone avec les résultats des analyses paléoécologiques et l'historique des variations hydrologiques et climatiques n'a pas permis une identification claire des principaux facteurs influençant les taux d'accumulation de carbone à Degerö Stormyr. Les résultats indiquent toutefois que dans l'acrotelme de la tourbière, les taux apparents d'accumulation de carbone sont principalement reliés aux conditions hydrologiques et climatiques, tandis que dans le catotelme, ils sont influencés par la composition végétale de la tourbe. (3) Les valeurs moyennes des taux réels d'accumulation de carbone pour la période récente et le NECB contemporain sont du même ordre de grandeur. La valeur moyenne des taux réels d'accumulation de carbone pour les 25 dernières années est très semblable au NECB moyen pour la période s'étendant de 2001 à 2012 AD. Cependant, les taux réels d'accumulation de carbone pour la période récente ont des valeurs beaucoup plus étendues que le NECB contemporain.

À notre connaissance, ce projet de recherche est le premier à présenter un bilan net du carbone modélisé à partir du *peatland C flux reconstruction model* pour un site d'étude spécifique et non à l'échelle régionale ou mondiale. Il est également le seul à avoir fait usage de ce même modèle pour estimer les flux de carbone ayant été absorbés et émis par une tourbière à partir de données qui incluent l'acrotelme. Le NECB contemporain a été comparé aux taux apparents d'accumulation de carbone à long terme pour la tourbière Mer Bleue (Ontario), mais ce projet est le premier à avoir effectué une comparaison entre les taux réels d'accumulation de carbone et le NECB contemporain pour une même tourbière. De plus, pour une première fois, la comparaison entre les taux d'accumulation de carbone et le NECB a été réalisée pour des échelles temporelles qui sont analogues.

Les résultats présentés dans le cadre de ce projet devront être comparés au NECB contemporain lorsqu'il aura été mesuré pour une plus longue période temporelle afin de valider si celui-ci est toujours semblable aux taux réels d'accumulation de carbone enregistrés dans la tourbe. Il faudrait également effectuer le même type d'étude pour d'autres sites où les flux de carbone contemporains sont mesurés (ex. Dinsmore et al., 2010;

Koehler, Sottocornola et Kiely, 2010; Olefeldt et al., 2012; Roulet et al., 2007) : si des conclusions similaires sont tirées des résultats provenant d'autres tourbières, il sera possible d'affirmer que le NECB contemporain est l'équivalent des taux réels d'accumulation de carbone. Une autre piste intéressante à explorer serait de reproduire cette étude dans une tourbière ombrotrophe (*bog*) afin de pouvoir comparer les résultats avec ceux obtenus pour la tourbière Degerö Stormyr. La tourbière Mer Bleue serait un choix intéressant parce que le NECB contemporain de Mer Bleue est similaire à celui de Degerö Stormyr et que les flux de carbone sont mesurés depuis 1998 sur le site.

Le projet réalisé dans le cadre de ce mémoire a permis de reconstituer à l'échelle fine (cm) les taux apparents d'accumulation de carbone à court et à long terme de la tourbière Degerö Stormyr. Grâce aux analyses paléoécologiques, les variations hydrologiques et l'historique de la végétation locale ont pu être reconstitués, ce qui a permis une meilleure caractérisation des dynamiques passées, surtout en ce qui concerne l'acrotelme de la tourbière. Même si les principaux facteurs environnementaux influençant les taux d'accumulation de carbone à Degerö Stormyr n'ont pu être identifiés clairement, ce projet a permis une meilleure compréhension du lien qui existe entre les conditions hydroclimatiques, la composition végétale de la tourbe et les taux apparents d'accumulation de carbone à court et à long terme.

En complément à ce projet de recherche, une méthodologie qui inclut l'utilisation d'analyses statistiques pourrait aider à mieux cerner les facteurs qui influencent les taux d'accumulation de carbone à Degerö Stormyr. En effet, ce type d'analyse pourrait potentiellement établir des relations plus directes entre les divers facteurs environnementaux et les taux apparents d'accumulation de carbone. Grâce à l'obtention de résultats quantitatifs, la comparaison entre les résultats obtenus pour Degerö Stormyr et pour différents sites d'étude pourrait également être facilitée. En plus d'analyser les relations entre les facteurs environnementaux et les taux apparents d'accumulation de carbone, il serait pertinent d'explorer les liens qui existent entre ces mêmes facteurs et les taux réels d'accumulation de carbone. Puisque la modélisation de ces derniers permet de définir les

périodes pour lesquelles une tourbière a été une source ou un puits de carbone, l'analyse des relations existant entre les facteurs environnementaux et les taux réels d'accumulation de carbone pourrait faciliter la discrimination des facteurs qui ont le plus d'importance.

Les résultats de ce projet de recherche et d'autres études récentes conduites sur une tourbière localisée en Alaska et sur sept tourbières localisées en Chine suggèrent que les taux d'accumulation de carbone de certaines tourbières boréales ont augmenté au cours des dernières décennies, soulignant l'importance d'étudier les facteurs qui influencent les taux d'accumulation de carbone pour différentes échelles temporelles. De plus, les résultats de ce projet de recherche suggèrent que les taux d'accumulation de carbone ne sont pas contrôlés par les mêmes facteurs selon l'échelle temporelle analysée. Les dynamiques en matière d'accumulation de carbone ne sont pas bien comprises à l'échelle décennale et centennale, alors qu'il s'agit des échelles les plus pertinentes à étudier dans un contexte de changements environnementaux causés par l'homme. Dans le futur, l'accent doit donc être mis sur l'accumulation de carbone à l'échelle décennale et centennale et sur les processus et les facteurs environnementaux qui sont impliqués à ces échelles temporelles.

## Bibliographie

- Aerts, R., Verhoeven, J. A. et Whigham, D. (1999). Plant-mediated controls on nutrient cycling in temperate fens and bogs. *Ecology*, 80(7), 2170-2181.
- Alm, J., Schulman, L., Walden, J., Nykänen, H., Martikainen, P. J. et Silvola, J. (1999). Carbon balance of a boreal bog during a year with an exceptionally dry summer. *Ecology*, 80(1), 161-174.
- Amesbury, M. J., Barber, K. E. et Hughes, P. D. M. (2011). The methodological basis for fine-resolution, multi-proxy reconstructions of ombrotrophic peat bog surface wetness. *Boreas*, 40(1), 161-174.
- Appleby, P. (2001). Chronostratigraphic techniques in recent sediments. Dans W. M. Last & J. P. Smol (dir.), *Tracking environmental change using lake sediments: Basin analysis, coring, and chronological techniques* (Vol. 1, p. 171–203). Dordrecht, Pays-Bas : Kluwer Academic Publishers.
- Appleby, P. (2008). Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: a review. *The Holocene*, 18(1), 83-93.
- Appleby, P. et Oldfield, F. (1978). The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported <sup>210</sup>Pb to the sediment. *Catena*, 5(1), 1-8.
- Aurela, M., Riutta, T., Laurila, T., Tuovinen, J.-P., Vesala, T., Tuittila, E.-S., . . . Laine, J. (2007). CO<sub>2</sub> exchange of a sedge fen in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5), 826-837.
- Baldocchi, D. D., Hincks, B. B. et Meyers, T. P. (1988). Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology*, 69(5), 1331-1340.
- Ball, D. (1964). Loss-on-ignition as an estimate of organic matter and organic carbon in non-calcareous soils. *European Journal of Soil Science*, 15(1), 84-92.
- Batjes, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, 47(2), 151-163.
- Bauer, I. E. (2004). Modelling effects of litter quality and environment on peat accumulation over different time-scales. *Journal of Ecology*, 92(4), 661-674.

- Bauer, I. E., Bhatti, J. S., Cash, K. J., Tarnocai, C. et Robinson, S. D. (2006). Developing statistical models to estimate the carbon density of organic soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 86(Special issue), 295-304.
- Bé, M.-M., Chisté, V., Dulieu, C., Browne, E., Chechev, V., Kuzmenko, N., . . . Huang, X. (2008). Table of radionuclides. *Monographie BIPM-5*, 4.
- Beilman, D. W., MacDonald, G. M., Smith, L. C. et Reimer, P. J. (2009). Carbon accumulation in peatlands of West Siberia over the last 2000 years. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(1).
- Belyea, L. R. (2013). Nonlinear dynamics of peatlands and potential feedbacks on the climate system. Dans A. J. Baird, L. R. Belyea, X. Comas, A. S. Reeve & L. D. Slater (dir.), *Carbon Cycling in Northern Peatlands* (p. 5-18). doi: 10.1029/2008GM000829.
- Belyea, L. R. et Baird, A. J. (2006). Beyond “the limits to peat bog growth”: Cross-scale feedback in peatland development. *Ecological Monographs*, 76(3), 299-322.
- Belyea, L. R. et Clymo, R. S. (2001). Feedback control of the rate of peat formation. *Proceedings of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences*, 268(1473), 1315-1321.
- Belyea, L. R. et Malmer, N. (2004). Carbon sequestration in peatland: patterns and mechanisms of response to climate change. *Global Change Biology*, 10(7), 1043-1052.
- Belyea, L. R. et Warner, B. G. (1996). Temporal scale and the accumulation of peat in a Sphagnum bog. *Canadian Journal of Botany*, 74(3), 366-377.
- Beta Analytic. (2016). Radiocarbon dating: an introduction. Repéré à <http://www.radiocarbon.com/about-carbon-dating.htm>
- Bhiry, N. et Filion, L. (2001). Analyse des macrorestes végétaux. Dans S. Payette & L. Rochefort (dir.), *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (p. 259-273). Sainte-Foy, Québec : Les Presses de l'Université Laval.
- Birks, H. J. B. et Birks, H. H. (1980). *Quaternary palaeoecology*. Londres, Royaume-Uni : Edward Arnold.
- Björck, S. et Wohlfarth, B. (2001). 14C chronostratigraphic techniques in paleolimnology. Dans W. M. Last & J. P. Smol (dir.), *Tracking environmental change using lake*

*sediments: Basin analysis, coring, and chronological techniques* (Vol. 1, p. 205-245). Dordrecht, Pays-Bas : Kluwer Academic Publishers.

- Blaauw, M. et Christen, J. A. (2005). Radiocarbon peat chronologies and environmental change. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, 54(4), 805-816.
- Blaauw, M. et Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3), 457-474.
- Blaauw, M. et Christen, J. A. (2013) Bacon manual : Software for flexible Bayesian age-depth modelling. (Version 2.2).
- Blodau, C. (2002). Carbon cycling in peatlands—A review of processes and controls. *Environmental Reviews*, 10(2), 111-134.
- Bobrov, A. A., Charman, D. J. et Warner, B. G. (1999). Ecology of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) on peatlands in western Russia with special attention to niche separation in closely related taxa. *Protist*, 150(2), 125-136.
- Booth, R. K. (2001). Ecology of testate amoebae (Protozoa) in two Lake Superior coastal wetlands: implications for paleoecology and environmental monitoring. *Wetlands*, 21(4), 564-576.
- Booth, R. K. et Jackson, S. T. (2003). A high-resolution record of late-Holocene moisture variability from a Michigan raised bog, USA. *The Holocene*, 13(6), 863-876.
- Booth, R. K., Lamentowicz, M. et Charman, D. J. (2011). Preparation and analysis of testate amoebae in peatland paleoenvironmental studies. *Mires and Peat*, 7(2), 1-7.
- Borren, W., Bleuten, W. et Lapshina, E. D. (2004). Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of western Siberia. *Quaternary Research*, 61(1), 42-51.
- Boutton, T. W. (1991). Stable carbon isotope ratios of natural materials: I. Sample preparation and mass spectrometric analysis. Dans D. C. Coleman & B. Fry (dir.), *Carbon isotope techniques* (p. 155-171). San Diego, Calif. : Academic Press.
- Bridge, M. C., Haggart, B. A. et Lowe, J. J. (1990). The history and palaeoclimatic significance of subfossil remains of *Pinus sylvestris* in blanket peats from Scotland. *Journal of Ecology*, 78(1), 77-99.

- Bridgman, S. D., Pastor, J., Janssens, J. A., Chapin, C. et Malterer, T. J. (1996). Multiple limiting gradients in peatlands: a call for a new paradigm. *Wetlands*, 16(1), 45-65.
- Chambers, F. M., Beilman, D. W. et Yu, Z. (2011). Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics. *Mires and Peat*, 7(7), 1-10.
- Chambers, F. M. et Charman, D. J. (2004). Holocene environmental change: contributions from the peatland archive. *The Holocene*, 14(1), 1-6.
- Chambers, F. M., Van Geel, B. et Van der Linden, M. (2011). Considerations for the preparation of peat samples for palynology, and for the counting of pollen and non-pollen palynomorphs. *Mires and Peat*, 7(11), 1-14.
- Chapin, F. S., Woodwell, G. M., Randerson, J. T., Rastetter, E. B., Lovett, G. M., Baldocchi, D. D., . . . Valentini, R. (2006). Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and methods. *Ecosystems*, 9(7), 1041-1050.
- Chapman, S., Buttler, A., Francez, A.-J., Laggoun-Défarge, F., Vasander, H., Schloter, M., . . . Epron, D. (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance: a conflict between economy and ecology. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 1(10), 525-532.
- Charman, D. J. (1997). Modelling hydrological relationships of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) on New Zealand peatlands. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 27(4), 465-483.
- Charman, D. J. (2001). Biostratigraphic and palaeoenvironmental applications of testate amoebae. *Quaternary Science Reviews*, 20(16), 1753-1764.
- Charman, D. J. (2002). *Peatlands and environmental change*. New York, N.Y. : J. Wiley.
- Charman, D. J., Barber, K. E., Blaauw, M., Langdon, P. G., Mauquoy, D., Daley, T. J., . . . Karofeld, E. (2009). Climate drivers for peatland palaeoclimate records. *Quaternary Science Reviews*, 28(19–20), 1811-1819.
- Charman, D. J., Beilman, D. W., Blaauw, M., Booth, R. K., Brewer, S., Chambers, F. M., . . . Zhao, Y. (2013). Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium. *Biogeosciences*, 10(121), 929-944.

- Charman, D. J. et Blundell, A. (2007). A new European testate amoebae transfer function for palaeohydrological reconstruction on ombrotrophic peatlands. *Journal of Quaternary Science*, 22(3), 209-221.
- Charman, D. J., Blundell, A. et les membres du groupe ACCROTELM. (2007). A new European testate amoebae transfer function for palaeohydrological reconstruction on ombrotrophic peatlands. *Journal of Quaternary Science*, 22(3), 209-221.
- Charman, D. J., Hendon, D. et Woodland, W. A. (2000). *The identification of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in peats*. Londres, Royaume-Uni : Quaternary Research Association.
- Charman, D. J. et Warner, B. G. (1992). Relationship between testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) and microenvironmental parameters on a forested peatland in northeastern Ontario. *Canadian Journal of Zoology*, 70(12), 2474-2482.
- Charman, D. J. et Warner, B. G. (1997). The ecology of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in oceanic peatlands in Newfoundland, Canada: modelling hydrological relationships for palaeoenvironmental reconstruction. *Ecoscience*, 4(4), 555-562.
- Christensen, J. H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, R., . . . Whetton, P. (2007). Regional climate projections. Dans S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor & H. Miller (dir.), *Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 847-940). Cambridge, Royaume-Uni et New York, N. Y. : Cambridge University Press.
- Clymo, R. S. (1984). The limits to peat bog growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 303(1117), 605-654.
- Clymo, R. S. et Hayward, P. M. (1982). The ecology of Sphagnum. Dans A. J. E. Smith (dir.), *Bryophyte Ecology* (p. 229-289). New York, N. Y. : Chapman and Hall.
- Clymo, R. S., Turunen, J. et Tolonen, K. (1998). Carbon accumulation in peatland. *Oikos*, 81(2), 368-388.
- Crowder, A. A., Pearson, M. C., Grubb, P. J. et Langlois, P. H. (1990). *Drosera L.* *Journal of Ecology*, 78(1), 233-267.

- Damon, P. E., Lerman, J. C. et Long, A. (1978). Temporal fluctuations of atmospheric  $^{14}\text{C}$ : causal factors and implications. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6, 457.
- De Jong, R., Blaauw, M., Chambers, F. M., Christensen, T. R., De Vleeschouwer, F., Finsinger, W., . . . Lamentowicz, M. (2010). Climate and Peatlands. Dans J. Dodson (dir.), *Changing Climates, Earth Systems and Society*. doi: 10.1007/9789048187164.
- De Vleeschouwer, F., Chambers, F. M. et Swindles, G. T. (2011). Coring and sub-sampling of peatlands for palaeoenvironmental research. *Mires and Peat*, 7(1), 1-10.
- De Vleeschouwer, F., Pazdur, A., Luthers, C., Streef, M., Mauquoy, D., Wastiaux, C., . . . Pawlyta, J. (2012). A millennial record of environmental change in peat deposits from the Misten Bog (East Belgium). *Quaternary International*, 268, 44-57.
- De Vleeschouwer, F., Piotrowska, N., Sikorski, J., Pawlyta, J., Cheburkin, A., Le Roux, G., . . . Mauquoy, D. (2009). Multiproxy evidence of 'Little Ice Age' palaeoenvironmental changes in a peat bog from northern Poland. *The Holocene*, 19(4), 625-637.
- Dean, W. E. J. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44(1), 242-248.
- Dinsmore, K. J., Billett, M., Skiba, U. T. E., Rees, R., Drewer, J. et Helfter, C. (2010). Role of the aquatic pathway in the carbon and greenhouse gas budgets of a peatland catchment. *Global Change Biology*, 16(10), 2750-2762.
- Dise, N. B. (2009). Peatland response to global change. *Science*, 326(5954), 810-811.
- Frolking, S., Roulet, N. et Lawrence, D. (2013). Issues related to incorporating northern peatlands into global climate models. Dans A. J. Baird, L. R. Belyea, X. Comas, A. S. Reeve & L. D. Slater (dir.), *Carbon Cycling in Northern Peatlands* (p. 19-35). doi: 10.1029/2008GM000809.
- Frolking, S. et Roulet, N. T. (2007). Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions. *Global Change Biology*, 13(5), 1079-1088.
- Frolking, S., Roulet, N. T., Moore, T. R., Richard, P. J., Lavoie, M. et Muller, S. D. (2001). Modeling northern peatland decomposition and peat accumulation. *Ecosystems*, 4(5), 479-498.

- Frolking, S., Roulet, N. T., Tuittila, E., Bubier, J. L., Quillet, A., Talbot, J. et Richard, P. J. H. (2010). A new model of Holocene peatland net primary production, decomposition, water balance, and peat accumulation. *Earth System Dynamics*, 1, 1-21.
- Frolking, S., Talbot, J., Jones, M. C., Treat, C. C., Kauffman, J. B., Tuittila, E. et Roulet, N. T. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate system. *Environmental Reviews*, 19, 371-396.
- Frolking, S., Talbot, J. et Subin, Z. M. (2014). Exploring the relationship between peatland net carbon balance and apparent carbon accumulation rate at century to millennial time scales. *The Holocene*, 24(9), 1167-1173.
- Goh, K. M. (1991a). Bomb carbon. Dans D. C. Coleman & B. Fry (dir.), *Carbon isotope techniques* (p. 147-151). San Diego, Calif. : Academic Press.
- Goh, K. M. (1991b). Carbon dating. Dans D. C. Coleman & B. Fry (dir.), *Carbon isotope techniques* (p. 125-145). San Diego, Calif. : Academic Press.
- Gorham, E. (1991). Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1(2), 182-195.
- Gorham, E., Janssens, J. A. et Glaser, P. H. (2003). Rates of peat accumulation during the postglacial period in 32 sites from Alaska to Newfoundland, with special emphasis on northern Minnesota. *Canadian Journal of Botany*, 81(5), 429-438.
- Gorham, E., Lehman, C., Dyke, A., Janssens, J. et Dyke, L. (2007). Temporal and spatial aspects of peatland initiation following deglaciation in North America. *Quaternary Science Reviews*, 26(3), 300-311.
- Goring, S., Williams, J., Blois, J., Jackson, S., Paciorek, C., Booth, R., . . . Christen, J. (2012). Deposition times in the northeastern United States during the Holocene: establishing valid priors for Bayesian age models. *Quaternary Science Reviews*, 48, 54-60.
- Grimm, E. C. (1987). CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences*, 13(1), 13-35.
- Hua, Q., Barbetti, M. et Rakowski, A. Z. (2013). Atmospheric radiocarbon for the period 1950–2010. *Radiocarbon*, 55(4), 2059-2072.

- Hughes, P., Lomas-Clarke, S., Schulz, J. et Jones, P. (2007). The declining quality of late-Holocene ombrotrophic communities and the loss of *Sphagnum austinii* (Sull. ex Aust.) on raised bogs in Wales. *The Holocene*, 17(5), 613-625.
- ICOS Sweden. (2015). Station Degerö. Repéré à [http://www.icos-sweden.se/station\\_degero.html](http://www.icos-sweden.se/station_degero.html)
- Ingram, H. A. P. (1978). Soil layers in mires: function and terminology. *European Journal of Soil Science*, 29(2), 224-227.
- IPCC. (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Dans S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor & H. Miller (dir.). Cambridge, Royaume-Uni et New York, N. Y.: Cambridge University Press.
- Isotope. (2016). Dans *Encyclopaedia Britannica*. Repéré à <http://academic.eb.com/EBchecked/topic/296583/isotope>
- Janssens, J. A. (1983). A quantitative method for stratigraphic analysis of bryophytes in Holocene peat. *The Journal of Ecology*, 71(1), 189-196.
- Johnson, L. C. et Damman, A. W. (1991). Species-controlled *Sphagnum* decay on a south Swedish raised bog. *Oikos*, 61(2), 234-242.
- Johnson, L. C., Damman, A. W. et Malmer, N. (1990). *Sphagnum* macrostructure as an indicator of decay and compaction in peat cores from an ombrotrophic south Swedish peat-bog. *The Journal of Ecology*, 78(3), 633-647.
- Joosten, H. et Clarke, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands—Background and principles including a framework for decision-making*. Saarijärvi, Finlande : International Mire Conservation Group and International Peat Society.
- Juggins, S. (2007) C2 user guide: Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. (Version 1.5). Newcastle upon Tyne, Royaume-Uni : University of Newcastle.
- Juggins, S. (2015) rioja: Analysis of Quaternary science data, R package version (0.9-5). Repéré à <http://cran.r-project.org/package=rioja>.

- Juggins, S. et Birks, H. J. B. (2012). Quantitative environmental reconstructions from biological data. Dans H. J. B. Birks, A. F. Lotter, S. Juggins & J. P. Smol (dir.), *Tracking environmental change using lake sediments: Data handling and numerical techniques* (Vol. 5, p. 431-494). Dordrecht, Pays-Bas : Springer Netherlands.
- Jull, A. J. T. (2007). Radiocarbon dating | AMS method. Dans S. A. Elias (dir.), *Encyclopedia of Quaternary Science* (p. 2911-2918). Oxford, Royaume-Uni : Elsevier.
- Kara, O. et Bolat, I. (2009). Short-term effects of wildfire on microbial biomass and abundance in black pine plantation soils in Turkey. *Ecological Indicators*, 9(6), 1151-1155.
- Koehler, A.-K., Sottocornola, M. et Kiely, G. (2010). How strong is the current carbon sequestration of an Atlantic blanket bog? *Global Change Biology*, 17(1), 309-319.
- Korhola, A., Ruppel, M., Seppä, H., Väliranta, M., Virtanen, T. et Weckström, J. (2010). The importance of northern peatland expansion to the late-Holocene rise of atmospheric methane. *Quaternary Science Reviews*, 29(5), 611-617.
- Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J. et Meybeck, M. (1971). Geochronology of lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 11(1-5), 407-414.
- Kubiw, H., Hickman, M. et Vitt, D. F. (1989). The developmental history of peatlands at Muskiki and Marguerite lakes, Alberta. *Canadian Journal of Botany*, 67(12), 3534-3544.
- Kuhry, P. (1994). The role of fire in the development of Sphagnum-dominated peatlands in western boreal Canada. *Journal of Ecology*, 82(4), 899-910.
- Kuhry, P., Halsey, L., Bayley, S. et Vitt, D. (1992). Peatland development in relation to Holocene climatic change in Manitoba and Saskatchewan (Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(5), 1070-1090.
- Kuhry, P. et Turunen, J. (2006). The postglacial development of boreal and subarctic peatlands. Dans R. K. Wieder & D. H. Vitt (dir.), *Boreal peatland ecosystems* (p. 25-46). Berlin, Allemagne : Springer.
- Lamentowicz, M. et Mitchell, E. A. (2005). The ecology of testate amoebae (Protists) in Sphagnum in north-western Poland in relation to peatland ecology. *Microbial Ecology*, 50(1), 48-63.

- Larsson, A. (2016). *Holocene carbon and nitrogen accumulation rates and contemporary carbon export in discharge*. (Thèse de doctorat, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala, Suède). Repéré à <http://urn.kb.se/resolve?urn=urn:nbn:se:slu:epsilon-e-3175>
- Lavoie, M. (2001). La paléohydrologie. Dans S. Payette & L. Rochefort (dir.), *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (p. 371-385). Sainte-Foy, Québec : Les Presses de l'Université Laval.
- Lavoie, M. et Richard, P. J. H. (2000). The role of climate on the developmental history of Frontenac Peatland, southern Quebec. *Canadian Journal of Botany*, 78(5), 668-684.
- Le Roux, G. et Marshall, W. A. (2011). Constructing recent peat accumulation chronologies using atmospheric fall-out radionuclides. *Mires and Peat*, 7(8), 1-14.
- Levin, I., Hammer, S., Kromer, B. et Meinhardt, F. (2008). Radiocarbon observations in atmospheric CO<sub>2</sub>: determining fossil fuel CO<sub>2</sub> over Europe using Jungfrauoch observations as background. *Science of the Total Environment*, 391(2), 211-216.
- Limpens, J., Berendse, F., Blodau, C., Canadell, J. G., Freeman, C., Holden, J., . . . Schaepman-Strub, G. (2008). Peatlands and the carbon cycle: from local processes to global implications? a synthesis. *Biogeosciences Discussions*, 5(2), 1379-1419.
- Lindroth, A., Lund, M., Nilsson, M., Aurela, M., Christensen, T. R., Laurila, T., . . . Ström, L. (2007). Environmental controls on the CO<sub>2</sub> exchange in north European mires. *Tellus B*, 59(5), 812-825.
- Loisel, J. et Garneau, M. (2010). Late Holocene paleoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: Potential and limits of multi-proxy archives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291(3-4), 493-533.
- Loisel, J. et Yu, Z. (2013a). Holocene peatland carbon dynamics in Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 69, 125-141.
- Loisel, J. et Yu, Z. (2013b). Recent acceleration of carbon accumulation in a boreal peatland, south central Alaska. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 118(1), 41-53.
- Loisel, J., Yu, Z., Beilman, D. W., Camill, P., Alm, J., Amesbury, M. J., . . . Zhou, W. (2014). A database and synthesis of northern peatland soil properties and Holocene carbon and

nitrogen accumulation. *The Holocene*(Special issue), 1-15. doi: 10.1177/0959683614538073

Lund, M., Lafleur, P. M., Roulet, N. T., Lindroth, A., Christensen, T. R., Aurela, M., . . . Laurila, T. (2010). Variability in exchange of CO<sub>2</sub> across 12 northern peatland and tundra sites. *Global Change Biology*, 16(9), 2436-2448.

Lund, M., Lindroth, A., Christensen, T. R. et Ström, L. (2007). Annual CO<sub>2</sub> balance of a temperate bog. *Tellus B*, 59(5), 804-811.

MacDonald, G. M., Beilman, D. W., Kremenetski, K. V., Sheng, Y., Smith, L. C. et Velichko, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> variations. *Science*, 314(5797), 285-288.

Mäkilä, M., Saarnisto, M. et Kankainen, T. (2001). Aapa mires as a carbon sink and source during the Holocene. *Journal of Ecology*, 89(4), 589-599.

Malmer, N. et Holm, E. (1984). Variation in the C/N-quotient of peat in relation to decomposition rate and age determination with <sup>210</sup>Pb. *Oikos*, 43(2), 171-182.

Malmer, N., Johansson, T., Olsrud, M. et Christensen, T. R. (2005). Vegetation, climatic changes and net carbon sequestration in a North-Scandinavian subarctic mire over 30 years. *Global Change Biology*, 11(11), 1895-1909.

Malmer, N. et Wallén, B. (1993). Accumulation and release of organic matter in ombrotrophic bog hummocks-processes and regional variation. *Ecography*, 16(3), 193-211.

Malmer, N. et Wallén, B. (1999). The dynamics of peat accumulation on bogs: mass balance of hummocks and hollows and its variation throughout a millennium. *Ecography*, 22(6), 736-750.

Malmer, N. et Wallén, B. (2004). Input rates, decay losses and accumulation rates of carbon in bogs during the last millennium: internal processes and environmental changes. *The Holocene*, 14(1), 111-117.

Marcisz, K., Tinner, W., Colombaroli, D., Kořaczek, P., Słowiński, M., Fiałkiewicz-Koziel, B., . . . Lamentowicz, M. (2015). Long-term hydrological dynamics and fire history over the last 2000 years in CE Europe reconstructed from a high-resolution peat archive. *Quaternary Science Reviews*, 112, 138-152.

- Mauquoy, D., Engelkes, T., Groot, M., Markesteijn, F., Oudejans, M., Van Der Plicht, J. et Van Geel, B. (2002). High-resolution records of late-Holocene climate change and carbon accumulation in two north-west European ombrotrophic peat bogs. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 186(3), 275-310.
- Mauquoy, D., Hughes, P. D. M. et Van Geel, B. (2011). A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits. *Mires and Peat*, 7(6), 1-5.
- Mauquoy, D. et Van Geel, B. (2007). Plant macrofossil methods and studies | Mire and peat macros. Dans S. A. Elias (dir.), *Encyclopedia of Quaternary Science* (p. 2315-2336). Oxford, Royaume-Uni : Elsevier.
- Mauquoy, D. et Yeloff, D. (2008). Raised peat bog development and possible responses to environmental changes during the mid- to late-Holocene. Can the palaeoecological record be used to predict the nature and response of raised peat bogs to future climate change? *Biodiversity and Conservation*, 17(9), 2139-2151.
- McGuire, A. D., Anderson, L. G., Christensen, T. R., Dallimore, S., Guo, L., Hayes, D. J., . . . Roulet, N. (2009). Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. *Ecological Monographs*, 79(4), 523-555.
- Mighall, T., Lageard, J., Chambers, F., Field, M. et Mahi, P. (2004). Mineral deficiency and the presence of *Pinus sylvestris* on mires during the mid-to late Holocene: palaeoecological data from Cadogan's Bog, Mizen Peninsula, Co. Cork, southwest Ireland. *The Holocene*, 14(1), 95-109.
- Mitchell, E. A., Buttler, A. J., Warner, B. G. et Gobat, J.-M. (1999). Ecology of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in Sphagnum peatlands in the Jura mountains, Switzerland and France. *Ecoscience*, 6(4), 565-576.
- Mitchell, E. A. D., Charman, D. J. et Warner, B. G. (2008). Testate amoebae analysis in ecological and paleoecological studies of wetlands: past, present and future. *Biodiversity and Conservation*, 17(9), 2115-2137.
- Mook, W. G. (1986). Business meeting: recommendations/resolutions adopted by the Twelfth International Radiocarbon Conference. *Radiocarbon*, 28(2A), 799.
- Moore, T. et Basiliko, N. (2006). Decomposition in boreal peatlands. Dans R. K. Wieder & D. H. Vitt (dir.), *Boreal peatland ecosystems* (p. 125-143). Berlin, Allemagne : Springer.

- Moore, T. R. (2001). Les processus biogéochimiques liés au carbone. Dans S. Payette & L. Rochefort (dir.), *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (p. 183-197). Sainte-Foy, Québec : Les Presses de l'Université Laval.
- National Wetlands Working Group. (1997). What is a wetland? Dans B. G. Warner & C. Rubec (dir.), *The Canadian Wetland Classification System* (2<sup>e</sup> éd., p. 2). Waterloo, Ontario : Wetlands Research Centre, University of Waterloo.
- Nilsson, M., Sagerfors, J., Buffam, I., Laudon, H., Eriksson, T., Grelle, A., . . . Lindroth, A. (2008). Contemporary carbon accumulation in a boreal oligotrophic minerogenic mire—a significant sink after accounting for all C-fluxes. *Global Change Biology*, 14(10), 2317-2332.
- Ohlson, M. et Halvorsen Økland, R. (1998). Spatial variation in rates of carbon and nitrogen accumulation in a boreal bog. *Ecology*, 79(8), 2745-2758.
- Oldfield, F., Thompson, R., Crooks, P. R. J., Gedye, S. J., Hall, V. A., Harkness, D. D., . . . Pilcher, J. R. (1997). Radiocarbon dating of a recent high latitude peat profile: Stor Åmyrån, northern Sweden. *The Holocene*, 7(3), 283-290.
- Olefeldt, D., Roulet, N. T., Bergeron, O., Crill, P., Bäckstrand, K. et Christensen, T. R. (2012). Net carbon accumulation of a high-latitude permafrost palsamire similar to permafrost-free peatlands. *Geophysical Research Letters*, 39(3).
- Packalen, M. S. et Finkelstein, S. A. (2014). Quantifying Holocene variability in carbon uptake and release since peat initiation in the Hudson Bay Lowlands, Canada. *The Holocene*, 24(9), 1063-1074.
- Pardini, G., Gispert, M. et Dunjó, G. (2004). Relative influence of wildfire on soil properties and erosion processes in different Mediterranean environments in NE Spain. *Science of the total Environment*, 328(1), 237-246.
- Parish, F., Sirin, A., Charman, D., Joosten, H., Minayeva, T., Silviu, M. et Stringer, L. (2008). *Assessment on peatlands, biodiversity and climate change: main report*. Kuala Lumpur, Malaisie et Wageningen, Pays-Bas : Global Environment Centren and Wetlands International.
- Payette, S. (2001). Les principaux types de tourbières. Dans S. Payette & L. Rochefort (dir.), *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (p. 39-89). Sainte-Foy, Québec : Les Presses de l'Université Laval.

- Payette, S. et Rochefort, L. (dir.). (2001). *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Sainte-Foy, Québec : Les Presses de l'Université Laval.
- Payne, R. J. et Blackford, J. J. (2008). Peat humification and climate change: a multi-site comparison from mires in south-east Alaska. *Mires and peat*, 1-11.
- Pazdur, A., Nakamura, T., Pawelczyk, S., Pawlyta, J., Piotrowska, N., Rakowski, A., . . . Szczepanek, M. (2007). Carbon isotopes in tree rings: climate and the Suess effect interferences in the last 400 years. *Radiocarbon*, 49(2), 775-788.
- Peichl, M., Öquist, M., Löfvenius, M. O., Ilstedt, U., Sagerfors, J., Grelle, A., . . . Nilsson, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide exchange in a boreal fen. *Environmental Research Letters*, 9(5), 1-11.
- Piotrowska, N., Blaauw, M., Mauquoy, D. et Chambers, F. M. (2011). Constructing deposition chronologies for peat deposits using radiocarbon dating. *Mires and Peat*, 7(10), 1-14.
- Pitkänen, A., Turunen, J. et Tolonen, K. (1999). The role of fire in the carbon dynamics of a mire, eastern Finland. *The Holocene*, 9(4), 453-462.
- Pons, A. (1970). *Le pollen*. Paris, France : Presses Universitaires de France.
- R Development Core Team. (2015) R: a language and environment for statistical computing. Vienne, Autriche : R Foundation for Statistical Computing. Repéré à <http://www.r-project.org/>
- Rakowski, A. Z., Nakamura, T., Pazdur, A., Charro, E., Villanueva, J. L. G. et Piotrowska, N. (2010). Radiocarbon concentration in modern tree rings from Valladolid, Spain. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(7), 1110-1112.
- Ramsey, C. B. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., . . . Friedrich, M. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-r1887.

- Robinson, S. D. et Moore, T. R. (1999). Carbon and peat accumulation over the past 1200 years in a landscape with discontinuous permafrost, northwestern Canada. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(2), 591-601.
- Robinson, S. D. et Moore, T. R. (2000). The influence of permafrost and fire upon carbon accumulation in high boreal peatlands, Northwest Territories, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 32(2), 155-166.
- Roulet, N. T., Lafleur, P. M., Richard, P. J. H., Moore, T. R., Humphreys, E. R. et Bubier, J. L. (2007). Contemporary carbon balance and late Holocene carbon accumulation in a northern peatland. *Global Change Biology*, 13(2), 397-411.
- Rydin, H. et Jeglum, J. K. (2013). *The biology of peatlands*. (2<sup>e</sup> éd.). Oxford, Royaume-Uni : Oxford University Press.
- Sagerfors, J., Lindroth, A., Grelle, A., Klemetsson, L., Weslien, P. et Nilsson, M. (2008). Annual CO<sub>2</sub> exchange between a nutrient-poor, minerotrophic, boreal mire and the atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 113(G1), 1-15.
- Sanchez-Cabeza, J. et Ruiz-Fernández, A. (2012). 210Pb sediment radiochronology: an integrated formulation and classification of dating models. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 82, 183-200.
- Sanchez-Cabeza, J.-A., Ruiz-Fernández, A. C., Ontiveros-Cuadras, J. F., Bernal, L. H. P. et Olid, C. (2014). Monte Carlo uncertainty calculation of 210Pb chronologies and accumulation rates of sediments and peat bogs. *Quaternary Geochronology*, 23, 80-93.
- Scheffer, R., Van Logtestijn, R. et Verhoeven, J. (2001). Decomposition of *Carex* and *Sphagnum* litter in two mesotrophic fens differing in dominant plant species. *Oikos*, 92(1), 44-54.
- Schubert, P., Eklundh, L., Lund, M. et Nilsson, M. (2010). Estimating northern peatland CO<sub>2</sub> exchange from MODIS time series data. *Remote Sensing of Environment*, 114(6), 1178-1189.
- Shurpali, N., Verma, S., Kim, J. et Arkebauer, T. (1995). Carbon dioxide exchange in a peatland ecosystem. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 100(D7), 14319-14326.

- Sillasoo, U., Mauquoy, D., Blundell, A., Charman, D., Blaauw, M., Daniell, J. R., . . . Karofeld, E. (2007). Peat multi-proxy data from Männikjärve bog as indicators of late Holocene climate changes in Estonia. *Boreas*, 36(1), 20-37.
- Statistics Sweden. (2010). Land use in Sweden. Repéré à [http://www.scb.se/en /Finding-statistics/Statistics-by-subject-area/Environment/Land-use/Land-use-in-Sweden/Aktuell-Pong/12857/Land-use-in-Sweden/](http://www.scb.se/en/Finding-statistics/Statistics-by-subject-area/Environment/Land-use/Land-use-in-Sweden/Aktuell-Pong/12857/Land-use-in-Sweden/)
- Strack, M. (2008). *Peatlands and climate change*. Jyväskylä, Finlande : International Peat Society.
- Stuiver, M. et Braziunas, T. F. (1993). Sun, ocean, climate and atmospheric  $^{14}\text{C}$ : an evaluation of causal and spectral relationships. *The Holocene*, 3(4), 289-305.
- Svensson, G. (1988). Bog development and environmental conditions as shown by the stratigraphy of Store Mosse mire in southern Sweden. *Boreas*, 17(1), 89-111.
- Szumigalski, A. R. et Bayley, S. E. (1996). Decomposition along a bog to rich fen gradient in central Alberta, Canada. *Canadian Journal of Botany*, 74(4), 573-581.
- Tarnocai, C. (2006). The effect of climate change on carbon in Canadian peatlands. *Global and Planetary Change*, 53(4), 222-232.
- Tolonen, K. et Turunen, J. (1996). Accumulation rates of carbon in mires in Finland and implications for climate change. *The Holocene*, 6(2), 171-178.
- Tolonen, K., Warner, B. G. et Vasander, H. (1994). Ecology of testaceans (Protozoa: Rhizopoda) in mires in southern Finland: II. Multivariate analysis. *Archiv für Protistenkunde*, 144(1), 97-112.
- Transmutation. (2016). Dans *Encyclopaedia Britannica*. Repéré à <http://academic.eb.com/EBchecked/topic/602997/transmutation>
- Turetsky, M., Wieder, K., Halsey, L. et Vitt, D. (2002). Current disturbance and the diminishing peatland carbon sink. *Geophysical Research Letters*, 29(11), 1-4.
- Turetsky, M. et Wieder, R. (2001). A direct approach to quantifying organic matter lost as a result of peatland wildfire. *Canadian Journal of Forest Research*, 31(2), 363-366.

- Turetsky, M. R., Manning, S. W. et Wieder, R. K. (2004). Dating recent peat deposits. *Wetlands*, 24(2), 324-356.
- Turetsky, M. R., Wieder, R. K., Williams, C. J. et Vitt, D. H. (2000). Organic matter accumulation, peat chemistry, and permafrost melting in peatlands of boreal Alberta. *Ecoscience*, 7(3), 115-122.
- Turunen, C. et Turunen, J. (2003). Development history and carbon accumulation of a slope bog in oceanic British Columbia, Canada. *The Holocene*, 13(2), 225-238.
- Turunen, J., Roulet, N. T., Moore, T. R. et Richard, P. J. H. (2004). Nitrogen deposition and increased carbon accumulation in ombrotrophic peatlands in eastern Canada. *Global Biogeochemical Cycles*, 18(3), GB3002.
- Turunen, J., Tahvanainen, T., Tolonen, K. et Pitkänen, A. (2001). Carbon accumulation in West Siberian mires, Russia. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(2), 285-296.
- Turunen, J., Tomppo, E., Tolonen, K. et Reinikainen, A. (2002). Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and subarctic regions. *The Holocene*, 12(1), 69-80.
- Ukonmaanaho, L., Nieminen, T., Rausch, N., Cheburkin, A., Le Roux, G. et Shotyk, W. (2006). Recent organic matter accumulation in relation to some climatic factors in ombrotrophic peat bogs near heavy metal emission sources in Finland. *Global and Planetary Change*, 53(4), 259-268.
- Väliranta, M., Korhola, A., Seppä, H., Tuittila, E.-S., Sarmaja-Korjonen, K., Laine, J. et Alm, J. (2007). High-resolution reconstruction of wetness dynamics in a southern boreal raised bog, Finland, during the late Holocene: a quantitative approach. *The Holocene*, 17(8), 1093-1107.
- Van der Linden, M., Barke, J., Vickery, E., Charman, D. J. et Van Geel, B. (2008). Late Holocene human impact and climate change recorded in a North Swedish peat deposit. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 258(1), 1-27.
- Van der Linden, M., Heijmans, M. M. et Van Geel, B. (2014). Carbon accumulation in peat deposits from northern Sweden to northern Germany during the last millennium. *The Holocene*(Special issue), 1-9. doi: 10.1177/0959683614538071

- Van der Linden, M., Vickery, E., Charman, D. J. et Van Geel, B. (2008). Effects of human impact and climate change during the last 350 years recorded in a Swedish raised bog deposit. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 262(1–2), 1-31.
- Van der Plicht, J. (2007). Radiocarbon dating | Variations in atmospheric <sup>14</sup>C. Dans S. A. Elias (dir.), *Encyclopedia of Quaternary Science* (p. 2923-2931). Oxford, Royaume-Uni : Elsevier.
- Van Geel, B., Van Der Plicht, J., Kilian, M. R., Klaver, E. R., Kouwenberg, J. H. M., Renssen, H., . . . Waterbolk, H. T. (1998). The sharp rise of <sup>14</sup>C ca. 800 cal BC: possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments. *Radiocarbon*, 40(1), 535-550.
- Vitt, D. H. (2008). Peatlands. Dans S. E. Jørgensen & B. D. Fath (dir.), *Encyclopedia of Ecology* (p. 2656-2664). Oxford, Royaume-Uni : Elsevier.
- Vitt, D. H., Halsey, L. A., Bauer, I. E. et Campbell, C. (2000). Spatial and temporal trends in carbon storage of peatlands of continental western Canada through the Holocene. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(5), 683-693.
- Wallén, B., Falkengren-Grerup, U. t. et Malmer, N. (1988). Biomass, productivity and relative rate of photosynthesis of Sphagnum at different water levels on a South Swedish peat bog. *Ecography*, 11(1), 70-76.
- Wang, M., Yang, G., Gao, Y., Chen, H., Wu, N., Peng, C., . . . He, Y. (2015). Higher recent peat C accumulation than that during the Holocene on the Zoige Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 114, 116-125.
- Wania, R., Ross, I. et Prentice, I. (2009). Integrating peatlands and permafrost into a dynamic global vegetation model: 2. Evaluation and sensitivity of vegetation and carbon cycle processes. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(3), GB3015
- Wardenaar, E. C. P. (1987). A new hand tool for cutting peat profiles. *Canadian Journal of Botany*, 65(8), 1772-1773.
- Wardle, D. A., Zackrisson, O. et Nilsson, M.-C. (1998). The charcoal effect in Boreal forests: mechanisms and ecological consequences. *Oecologia*, 115(3), 419-426.
- Wheeler, B. D. et Proctor, M. C. F. (2000). Ecological gradients, subdivisions and terminology of north-west European mires. *Journal of ecology*, 88(2), 187-203.

- Wieder, R. K. (2001). Past, present, and future peatland carbon balance: an empirical model based on  $^{210}\text{Pb}$ -dated cores. *Ecological Applications*, 11(2), 327-342.
- Wieder, R. K., Novák, M., Schell, W. R. et Rhodes, T. (1994). Rates of peat accumulation over the past 200 years in five Sphagnum-dominated peatlands in the United States. *Journal of Paleolimnology*, 12(1), 35-47.
- Yu, Z. (2006). Modeling ecosystem processes and peat accumulation in boreal peatlands. Dans R. Wieder & D. Vitt (dir.), *Boreal peatland ecosystems* (p. 313-329). Berlin, Allemagne : Springer.
- Yu, Z. (2011). Holocene carbon flux histories of the world's peatlands Global carbon-cycle implications. *The Holocene*, 21(5), 761-774.
- Yu, Z. (2012). Northern peatland carbon stocks and dynamics: a review. *Biogeosciences*, 9(10), 4071-4085.
- Yu, Z., Beilman, D. W., Frohling, S., MacDonald, G. M., Roulet, N. T., Camill, P. et Charman, D. J. (2011). Peatlands and their role in the global carbon cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 92(12), 97-99.
- Yu, Z., Beilman, D. W. et Jones, M. C. (2013). Sensitivity of northern peatland carbon dynamics to Holocene climate change. Dans A. J. Baird, L. R. Belyea, X. Comas, A. S. Reeve & L. D. Slater (dir.), *Carbon Cycling in Northern Peatlands* (p. 55-69). doi: 10.1029/2008GM000822.
- Yu, Z., Campbell, I. D., Campbell, C., Vitt, D. H., Bond, G. C. et Apps, M. J. (2003). Carbon sequestration in western Canadian peat highly sensitive to Holocene wet-dry climate cycles at millennial timescales. *The Holocene*, 13(6), 801-808.
- Yu, Z., Campbell, I. D., Vitt, D. H. et Apps, M. J. (2001). Modelling long-term peatland dynamics. I. Concepts, review, and proposed design. *Ecological Modelling*, 145(2), 197-210.
- Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D. P., Beilman, D. W. et Hunt, S. J. (2010). Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*, 37(13), L13402
- Yu, Z., Turetsky, M., Campbell, I. et Vitt, D. (2001). Modelling long-term peatland dynamics. II. Processes and rates as inferred from litter and peat-core data. *Ecological Modelling*, 145(2), 159-173.

- Yu, Z., Vitt, D. H., Campbell, I. D. et Apps, M. J. (2003). Understanding Holocene peat accumulation pattern of continental fens in western Canada. *Canadian Journal of Botany*, 81(3), 267-282.
- Yu, Z., Vitt, D. H. et Wieder, R. K. (2014). Continental fens in western Canada as effective carbon sinks during the Holocene. *The Holocene*(Special issue), 1-15. doi: 10.1177/0959683614538075
- Zhao, H., Tong, D. Q., Lin, Q., Lu, X. et Wang, G. (2012). Effect of fires on soil organic carbon pool and mineralization in a Northeastern China wetland. *Geoderma*, 189, 532-539.
- Zoltai, S., Morrissey, L., Livingston, G. et Groot, W. d. (1998). Effects of fires on carbon cycling in North American boreal peatlands. *Environmental Reviews*, 6(1), 13-24.