

# **ÉCOLE DOCTORALE ÉNERGIE, MATÉRIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS**

Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace

# THÈSE présentée par : Benoît D'ANGELO

soutenue le : [XX mois en lettres 2015]

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

## **Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers**

# [Titre de la thèse]

## [Sous titre éventuel]

## **THÈSE dirigée par :**

**Christophe GUIMBAUD** Co-directeur de recherche, LPC2E, Orléans  
**Fatima LAGGOUN** Co-directeur de recherche, ISTIT, Orléans

## RAPPORTEURS :

**Prénom Nom** Titre, établissement  
**Prénom Nom** Titre, établissement

**JURY:**



# Table des matières

<b>Table des matières</b>	iii
<b>Liste des figures</b>	vii
<b>Liste des tableaux</b>	ix
<b>Remerciements</b>	xi
<b>Introduction</b>	1
<b>1 Synthèse Bibliographique</b>	7
1.1 Les tourbières et le cycle du carbone . . . . .	8
1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies . . . . .	8
1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales . . . . .	14
1.1.3 Les tourbières et les changements globaux . . . . .	16
1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants . . . . .	20
1.2.1 GES et Tourbières . . . . .	20
1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières . . . . .	21
1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les processus ?(flux) . . . . .	26
1.2.4 Facteurs contrôlant les flux à l'échelle de la colonne de tourbe/de l'écosystème . . . . .	30
1.2.5 Bilans de carbone . . . . .	33
<b>2 Sites d'études et méthodologies employées</b>	37
2.1 Présentation de la tourbière de La Guette . . . . .	38
2.2 Autres sites du service national d'observation . . . . .	43
2.3 Mesures de flux . . . . .	44
2.3.1 Présentation des méthodologies possibles . . . . .	44
2.3.2 Les mesures de CO <sub>2</sub> . . . . .	45
2.3.3 Les mesures de CH <sub>4</sub> . . . . .	48
2.3.4 Le calcul des flux . . . . .	49
2.4 Facteurs contrôlants . . . . .	49
2.4.1 acquisitions automatisées . . . . .	49
<b>3 Bilan de C de la tourbière de La Guette</b>	51
3.1 Introduction . . . . .	52
3.2 Procédure expérimentale et analytique . . . . .	53
3.2.1 Méthodes de mesures . . . . .	53
3.2.2 Modélisation du bilan de C . . . . .	55
3.3 Résultats . . . . .	60
3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette . . . . .	60

3.3.2	Sélection des modèles . . . . .	65
3.3.3	Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème . . . . .	73
3.3.4	Variabilité spatiale du bilan . . . . .	80
3.4	Discussion . . . . .	82
3.4.1	Estimations des flux . . . . .	82
3.4.2	Estimations des bilans . . . . .	85
3.4.3	Sensibilité et limitations du bilan . . . . .	85
3.4.4	Représentativité locale du modèle . . . . .	86
3.4.5	Variation du bilan avec la végétation . . . . .	86
3.4.6	perspectives . . . . .	87
<b>4</b>	<b>Effets de l'hydrologie sur les flux de GES</b>	<b>89</b>
4.1	Introduction . . . . .	90
4.2	Procédure expérimentale . . . . .	91
4.2.1	Expérimentation A . . . . .	92
4.2.2	Expérimentation B . . . . .	92
4.2.3	traitement . . . . .	93
4.3	Résultats . . . . .	94
4.3.1	Expérimentation A . . . . .	94
4.3.2	Expérimentation B . . . . .	97
4.3.3	tendances générales . . . . .	100
4.4	Discussion . . . . .	100
4.4.1	Comparaison aux mesures <i>in-situ</i> . . . . .	100
4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz . . . . .	102
4.4.3	Effet cycles multiples . . . . .	103
<b>5</b>	<b>Variation journalière de la respiration de l'écosystème (article)</b>	<b>105</b>
5.1	Introduction . . . . .	107
5.1.1	Study sites . . . . .	109
5.1.2	Data acquisition . . . . .	109
5.1.3	Data synchronisation . . . . .	110
5.1.4	Sensitivity of ER to temperature . . . . .	110
5.1.5	Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature . . . . .	111
5.1.6	Physico-chemical characterisation of the peat . . . . .	111
5.2	Résultats . . . . .	112
5.2.1	Température de l'air et variabilité de RE . . . . .	112
5.2.2	Synchronisation RE et température du sol . . . . .	113
5.2.3	Équations utilisées . . . . .	114
5.2.4	Relation entre RE et la température . . . . .	115
5.2.5	Évolution du Q10 . . . . .	116
5.2.6	Déférence entre mesures de jour et de nuit . . . . .	118
5.2.7	Caractérisation de la tourbe . . . . .	118
5.3	Discussion . . . . .	118
5.3.1	Déférence de RE entre les différents sites . . . . .	118
5.3.2	Temps de latence entre température et RE . . . . .	122

5.3.3	La synchronisation entre RE et la température améliore la représentation de la sensibilité de RE à la température . . . . .	123
5.3.4	Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit . . . . .	124
5.3.5	La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à la synchronisation . . . . .	124
5.4	Conclusions . . . . .	125
<b>Conclusions et perspectives</b>		<b>127</b>
5.5	Bilan du bilan (de C) ? . . . . .	128
5.6	Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches qui précèdent le BdC . . . . .	129
5.7	Ouverture vers d'autre méthodes de mesures . . . . .	129
<b>Références bibliographiques</b>		<b>141</b>
<b>Index</b>		<b>142</b>
<b>Annexes</b>		<b>143</b>
A	Photos supplémentaires . . . . .	144
B	protocole végétation . . . . .	144
C	CARBODIV . . . . .	147
D	package m70r . . . . .	147



# Liste des figures

1.1	Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après Rydin et Jeglum (2013b) . . . . .	11
1.2	Global distribution of peatlands . . . . .	12
1.3	Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après Manneville (1999) . . . . .	13
1.4	Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après (MacDonald <i>et al.</i> , 2006) . . . . .	18
1.5	Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90 <sup>e</sup> percentile des températures journalières maximum par °C de changement de température moyenne maximale, (c) précipitations moyenne (en % par °C de changement de température moyenne) et (d) fraction de jours ayant des précipitations dépassant le 95 <sup>e</sup> percentile. Sources : (a) et (c) simulations CMIP5, scénario RCP4.5, (b) et (d) adaptation d'après Orlowsky et Seneviratne (2012)(IPCC2013). . . . .	19
1.6	Décroissance de la proportion de CO <sub>2</sub> de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos <i>et al.</i> , 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer <i>et al.</i> , 2009). Modifié d'après (Ciais <i>et al.</i> , 2014). . . . .	21
1.7	schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère . . . . .	22
1.8	todo, modifié d'après Long et Hällgren (1993) . . . . .	27
1.9	Productivités moyennes des espèces de sphaignes en g m <sup>-2</sup> an <sup>-1</sup> . Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié d'après Gunnarsson (2005) . . . . .	29
2.1	Site d'études SNO . . . . .	38
2.2	Carte de la tourbière de La Guette . . . . .	39
2.3	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure. . . . .	41
2.4	Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014 . . . . .	42
2.5	Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014 . . . . .	42
2.6	Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014 . . . . .	43
2.7	Mesures de CO <sub>2</sub> . . . . .	46
2.8	SPIRIT . . . . .	47
3.1	Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié. . . . .	53
3.2	Cas idéaux de distribution des résidus (source ?) . . . . .	58

3.3	Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives) . . . . .	59
3.4	Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	60
3.5	Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5, -30, -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015 . . . . .	61
3.6	Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	61
3.7	Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	62
3.8	Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	62
3.9	Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015. . . . .	63
3.10	Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	65
3.11	Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant . . . . .	66
3.12	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1 . . . . .	67
3.13	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3 . . . . .	69
3.14	RE modèles avec Tair . . . . .	71
3.15	RE modèles avec Tair . . . . .	72
3.16	CH <sub>4</sub> modèle H . . . . .	72
3.17	Flux de CO <sub>2</sub> interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2 . . . . .	75
3.18	Flux de CO <sub>2</sub> interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3 . . . . .	76
3.19	Flux de CO <sub>2</sub> interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3 . . . . .	76
3.20	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3 . . . . .	79
3.21	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2 . . . . .	80
3.22	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2 . . . . .	81
4.1	Prélèvement des mésocosmes . . . . .	93
4.2	Schéma d'un mésocosme . . . . .	94
4.3	Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH <sub>4</sub> , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhumectation (R) en bleu. . . . .	95
4.4	Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH <sub>4</sub> , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu. . . . .	98
4.5	Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe . . . . .	101
5.1	Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT). . . . .	113

5.2	Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) . . . . .	114
5.3	Profile of R <sup>2</sup> and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model. . . . .	117
5.4	Profile of Q <sub>10</sub> with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT). . . . .	119
5.5	Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair). . . . .	120
5.6	Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013 . . . . .	128
7	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure. . . . .	144
8	Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur . . . . .	145
9	Scanne des feuilles . . . . .	145
10	Calibration de la biomasse herbacées pour <i>molinia Caerulea</i> (a), pour <i>eriophorum</i> (b) et de la surface de feuille pour <i>molinia Caerulea</i> (c), pour <i>eriophorum</i> (d) en fonction de la hauteur . . . . .	146



# Liste des tableaux

1.1	Estimations des stocks de C pour différents environnements . . . . .	15
1.2	Surface de tourbe utilisée selon les usages considérés (tourbières non-tropicale). Modifié d'après Joosten et Clarke (2002). . . . .	17
1.3	Vitesse apparente d'accumulation du carbon à long terme en $\text{gC m}^{-2} \text{s}^{-1}$	34
3.1	Valeur des paramètres des équations utilisées pour modéliser les flux et sensibilité relative (en %) des flux en réponse à une variation de $\pm 10\%$ de chacun des paramètres des modèles. . . . .	74
3.2	Bilan des flux en gCm2an1 . . . . .	77
3.3	Bilan des flux en gCm2an1 . . . . .	77
3.4	Sensibilité relative (en %) du bilan de CO <sub>2</sub> (ENE) en réponse à une variation de $\pm 10\%$ de chacun des paramètres des modèles. . . . .	78
3.5	Bilan des flux de CO <sub>2</sub> en gCm2an1, en utilisant PPB-2 et RE-3 . . . . .	81
4.1	Récapitulatif des mesures pour les deux expérimentations . . . . .	93
5.1	R <sup>2</sup> and NRMSE profile with depth for models using non-synchronised and synchronised data and for the three equations (linear : lin, exponential : exp, arrhenius : arr). . . . .	115
5.2	Peat chemical properties as a function of depth in cm : content (%) N, C, H, S, the total, retention and effective porosity, $\Phi_T$ , $\Phi_R$ , $\Phi_E$ respectively in $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ , solid peat volumic fraction in $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ and the bulk density (Bd) in $\text{g.cm}^{-3}$ . . . . .	121



# Remerciements

Fatima, Christophe, Sébastien Franck, Fabien Marielle Emélie, Étienne, Zi, Tianyi, Sarah, Paul, Xiaole, Guillaume Frédéric Stéphane Gilles Catherine, Catherine, Marie-Noëlle, Olivier



# <sup>1</sup> Introduction

---

## <sup>2</sup> Contexte général

<sup>3</sup> En 1957, Charles David Keeling, scientifique américain, met au point et utilise  
<sup>4</sup> pour la première fois, un analyseur de gaz infra-rouge pour mesurer la concentration  
<sup>5</sup> de CO<sub>2</sub> de l'atmosphère sur l'île d'Hawaii, à Mauna Loa. La précision et la fréquence  
<sup>6</sup> importante de ses mesures lui permirent de voir pour la première fois les variations  
<sup>7</sup> journalière et saisonnière des concentrations en CO<sub>2</sub> atmosphérique, mais également à  
<sup>8</sup> plus long terme leur tendance haussière [Harris \(2010\)](#). Le CO<sub>2</sub> est un gaz à effet de serre  
<sup>9</sup> (GES) et son accumulation dans l'atmosphère... **force ? comparaison ? explication**  
<sup>10</sup> **effet de serre ?** Ce constat a probablement joué un rôle considérable dans la prise de  
<sup>11</sup> conscience, par la communauté scientifique, de l'importance et de l'intérêt de l'étude du  
<sup>12</sup> changement climatique et plus largement des changements globaux. Car si à l'époque  
<sup>13</sup> les concentration en CO<sub>2</sub> était inférieure à 320 ppm (partie par millions) elles ont  
<sup>14</sup> dépassées, au printemps 2014, la barre symbolique des 400 ppm selon un communiqué  
<sup>15</sup> de l'Organisation Météorologique Mondiale. Les concentrations pré-industrielles (avant  
<sup>16</sup> 1800) sont quand à elles généralement estimée à 280 ppm [Siegenthaler et Oeschger](#)  
<sup>17</sup> ([1987](#)).

<sup>18</sup> Aujourd'hui, que ce soit pour le comprendre, le caractériser ou bien le prédire,  
<sup>19</sup> de nombreux **Combien ? cf fact sheet IPCC** scientifiques dans un grand nombre  
<sup>20</sup> de disciplines, travaillent directement ou indirectement sur les changements globaux.  
<sup>21</sup> Ils sont nombreux également à collaborer au sein du Groupe d'experts Intergouver-  
<sup>22</sup> nemental sur l'Évolution du Climat (GIEC), qui rassemble, évalue et synthétise les  
<sup>23</sup> connaissances internationales liée au sujet.

<sup>24</sup> De manière générale, parmi les flux de C mesurés entre la biosphère et l'atmosphère,  
<sup>25</sup> la respiration et la photosynthèse sont les plus important, 98 et 123 PgC/yr pour le flux  
<sup>26</sup> de respiration globale (+ les feux) et la photosynthèse respectivement [Bond-Lamberty](#)  
<sup>27</sup> et [Thomson \(2010\)](#); [Beer et al. \(2010\)](#). Pour comparaison les flux liés à la production  
<sup>28</sup> de ciment et aux ressources fossiles (charbon, pétrole et gaz) représentent 7.8 PgC/yr

29 Ciais *et al.* (2014).

30 Étroitement lié aux changements globaux, le cycle du carbone est particulièrement étudié, quels sont les réservoirs, quels sont les flux et comment vont-ils évoluer ?

32 **schéma ?**

33 Zones humides tourbières

34 historique des tourbières, généralités sur l'histoire des tourbières vis à vis des  
35 hommes Sujets principaux qui ont menés à l'étude des tourbières jusqu'à nos jours  
36 (Exploitation, effet de serre)

37 Pourquoi étudier les tourbières aujourd'hui ?

38 L'étude des tourbières se poursuit car, en plus de rendre de nombreux services éco-  
39 logiques (épuration du sol, régulation des flux hydriques, biodiversité), elles constituent  
40 un stock de carbone relativement important au regard de la surface qu'elle occupent.

41 Ainsi il est généralement admis que les tourbières contiennent un quart à un tiers  
42 du carbone présent Chiffres (**surfaces...**) dans l'ensemble des terres émergées tandis  
43 qu'elle ne constituent que 3 % des surfaces continentales (**Réf needed**). Ce ratio rela-  
44 tivement important, correspond à un stock d'environ 455 Gt Gorham (1991); Turunen  
45 *et al.* (2002) est à mettre perspective avec les autres stock du cycle du carbone. On  
46 observe que ce stock est du même ordre de grandeur que celui de la végétation

47 En conséquence dans un contexte \*\*d'augmentation des GES dans l'atm et de  
48 réchauffement\*\*, l'évolution de ce stock, sa pérennité ou sa remobilisation est un sujet  
49 d'étude important. De plus cette importance n'est à ce jour pas prise en compte de  
50 façon spécifique dans les modèles climatiques globaux.

51 En France les tourbières s'étendent sur environ 60 000 Ha ((**Réf needed**)).

52 Transition modèles

53 En octobre 2013 le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat  
54 (GIEC) a publié le rapport du groupe de travail I qui travaille sur les aspects scientifique  
55 physique du système et du changement climatique. S'il note que les connaissances ont  
56 avancées, il note également que de nombreux processus ayant trait à la décomposition  
57 du carbone sont toujours absents des modèles notamment en ce qui concerne le carbone

---

58 des zones humides boréales et tropicales et des tourbières. (Réf needed)

## 59 Objectif de la thèse et approche mise en oeuvre

60 L'objectif de ces travaux est donc de mieux comprendre la dynamique du carbone  
61 au sein des tourbières. Tout d'abord en caractérisant la variabilité spatiale et temporelle  
62 des flux de carbone à travers l'établissement de bilan de carbone. De déterminer quels  
63 facteurs environnementaux contrôlent le fonctionnement comme puits ou source de  
64 carbone de ces écosystèmes. Enfin construire, dans un esprit de synthèse et d'ouverture  
65 et à l'aide des connaissances acquise, un modèle intégrateur permettant un lien avec  
66 les modèles globaux et notamment ORCHIDE, afin que ces écosystèmes puissent être  
67 pris en compte à cette échelle.

68 Pour atteindre ces objectifs, nos travaux ont été articulés autour de trois volets  
69 **volet... t'as pas mieux ? Branche ? -\_-**" principaux : Dans un premier temps,  
70 l'**observation** régulière des flux de gaz ( $\text{CO}_2$  et  $\text{CH}_4$ ) ainsi que d'un certain nombre de  
71 paramètres environnementaux servant à la caractérisation des variabilités spatiales et  
72 temporelles, ainsi qu'à l'étude des facteurs contrôlant. Certains facteurs contrôlant qui  
73 sont, dans un second temps, étudiés plus spécifiquement à travers un volet **expérimenta-**  
74 **tion**. Ce dernier doit permettre une meilleure compréhension de processus clé avec  
75 notamment l'impact de l'hydrologie. Enfin un troisième volet axé sur la **modélisation**,  
76 avec le développement d'un modèle le plus mécaniste possible.

77 Cette thèse est structurée de la façon suivante : Le chapitre 1 est une synthèse  
78 bibliographique, un état de l'art des connaissances liées au sujet. Les chapitres 2 et  
79 3 rassemblent les travaux du volet observation, ils concernent respectivement le suivi  
80 XX et le suivi YY Les chapitres 4 et 5 développent la partie expérimentale à travers  
81 l'impact d'un assèchement et celui d'un rehaussement du niveau de l'eau. Le chapitre 6  
82 concerne plus spécifiquement la modélisation, même si ce volet interviendra par ailleurs  
83 de façon transverse dans les autres chapitres. Enfin une conclusions et des perspectives

<sup>84</sup> seront exposées.



## 1 Synthèse Bibliographique

86			
87	<b>1.1 Les tourbières et le cycle du carbone . . . . .</b>	<b>8</b>	
88	1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies . . . . .	8	
89	1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales . . . . .	14	
90	1.1.3 Les tourbières et les changements globaux . . . . .	16	
91			
92	<b>1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants . . . . .</b>	<b>20</b>	
93	1.2.1 GES et Tourbières . . . . .	20	
94	1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières . . . . .	21	
95	1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les processus ?(flux) . . . . .	26	
96	1.2.4 Facteurs contrôlant les flux à l'échelle de la colonne de tourbe/de		
97	l'écosystème . . . . .	30	
98	1.2.5 Bilans de carbone . . . . .	33	
100			

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

101 La première partie de ce chapitre traite des tourbières de façon générale : Que  
102 sont ces écosystèmes ? Quelle terminologie y est associée ? Comment se forment-ils ?  
103 Quelle est leur situation dans le monde d'aujourd'hui ? La seconde partie traite plus  
104 spécifiquement des tourbières à travers le prisme des flux de carbone, principalement  
105 gazeux. Quels sont les facteurs qui contrôlent ces flux ? Quels bilans de carbone pour  
106 ces écosystèmes ?

### 107 1.1 Les tourbières et le cycle du carbone

108 Que se soit dans leurs définitions, leurs modes de formation, les tourbières sont  
109 indissociables du cycle du carbone.

#### 110 1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies

##### 111 Définitions

112 Les tourbières font partie d'un ensemble d'écosystèmes plus large que l'on appelle les  
113 zones humides. Ces zones humides ne sont ni des écosystèmes terrestres au sens strict,  
114 ni des écosystèmes aquatiques. Elles sont à la frontière entre ces deux mondes et sont  
115 caractérisées par un niveau de nappe élevé, proche de la surface du sol, voire au dessus.  
116 Cette omniprésence de l'eau joue fortement sur l'aération du milieu et constraint, de  
117 façon plus ou moins importante, l'accès à l'oxygène. Les zones humides ont été définie  
118 en 1971, lors de la convention dite de RAMSAR<sup>1</sup> de la façon suivante :

---

1. La convention de RAMSAR est un traité international visant à la conservation et l'utilisation rationnelle des zones humides.

**ZONES HUMIDES :**

«les zones humides sont des étendues de marais, de fagnes<sup>2</sup>, de tourbières ou d'eaux naturelles ou artificielles, permanentes ou temporaires, où l'eau est stagnante ou courante, douce, saumâtre ou salée, y compris des étendues d'eau marine dont la profondeur à marée basse n'excède pas six mètres.»

(Ramsar, 1987)

Les zones humides regroupent donc des écosystèmes très variés parmi lesquels les marais, les mangroves, les plaines d'inondations et les tourbières. Ces dernières ont comme particularité d'avoir, comme toutes les zones humides, un niveau de nappe élevé et donc une zone anaérobiose importante. Ceci induit le développement de communautés microbienne et végétales spécifiques, adaptées aux milieux fortement humides ou inondés.

Les tourbières représentent 50 à 70 % des zones humides Joosten et Clarke (2002). Leur définition est variable selon les régions ((Réf needed), exple). Deux définitions sont régulièrement utilisées :

**TOURBIÈRE :**

Écosystèmes, avec ou sans végétation, possédant au moins 30 cm de tourbe naturellement accumulée.

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

Cette première définition correspond au *peatland* anglo-saxon. L'épaisseur de tourbe accolée à cette définition peut varier selon le pays, elle est par exemple établie à 40 cm au Canada (National Wetlands Working Group, 1997).

**TOURBIÈRE ACTIVE :**

Écosystèmes dans lesquels un processus de tourbification est actif.

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

2. Marais tourbeux situé sur une hauteur

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

134 Cette seconde définition correspond au *mire* anglo-saxon et peut être traduite en fran-  
135 çais par le terme de tourbière active. Les concepts derrières ces deux définitions se  
136 chevauchent mais ne sont pas complètement similaires : une tourbière drainée peut  
137 avoir plus de 30 cm de tourbe et ne plus former de tourbe, ne plus être active. À l'in-  
138 verse il peut exister des zones où l'épaisseur de tourbe est inférieure à 30 cm malgré  
139 un processus de tourbification actif. Un même écosystème tourbeux pouvant d'ailleurs  
140 avoir à la fois des zones correspondant à la première définition et d'autres à la seconde.  
141 Les tourbières sont donc, selon la définition utilisée, des écosystèmes contenant ou des  
142 écosystèmes formant de la tourbe. Mais qu'est ce que la tourbe ?

### TOURBE :

143 «Accumulation sédentaire de matériel composé d'au moins 30 % (matière  
sèche), de matières organiques mortes.»

Définition traduite d'après [Joosten et Clarke \(2002\)](#)

144 Le seuil de 30 %, souvent utilisé pour rapprocher sa définition de celle d'un sol orga-  
145 nique (histosol) au sens large, dans lesquels sont classés la majorité des sols tourbeux.  
146 D'autres définitions existent, faisant la distinction entre sols organiques et tourbes avec  
147 un seuil à 75 % ([Andrejko et al., 1983](#)) ou 80 % ([Landva et al., 1983](#)). Il est également  
148 nécessaire de préciser que, au delà de la classification utilisée, ce que les écologues  
149 considèrent comme de la tourbe contient généralement 80 % de matières organiques au  
150 minimum ([Rydin et Jeglum, 2013a](#)). Ce processus de formation est appelé la tourbifica-  
151 tion ou turfogénèse et les matières organiques accumulées proviennent majoritairement  
152 de la végétation. On définit les matières organiques de la façon suivante :

### MATIÈRES ORGANIQUES :

153 Matières constituées d'un assemblage de composés ayant une ou plusieurs  
liaisons C–H. Ces matières sont composées de nombreux éléments dont  
des carbohydrates (sucres, cellulose ...), des composés azotés (protéines,  
acides aminés ...) et phénoliques (lignine ...), des lipides (cires, résines,  
...) et d'autres<sup>3</sup>.

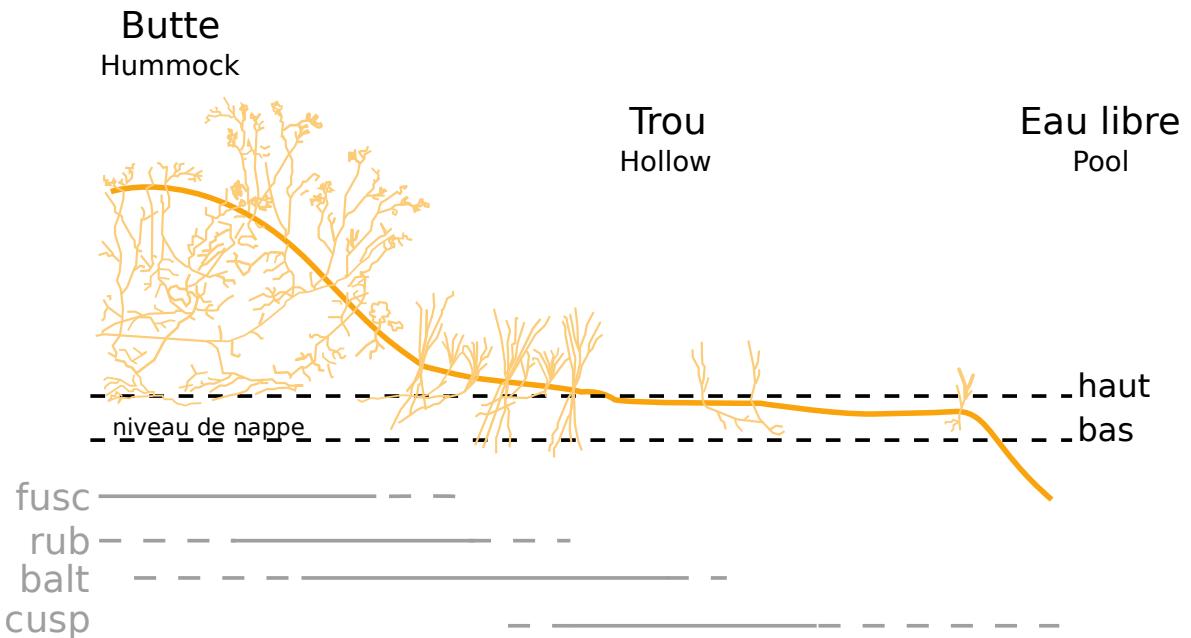


FIGURE 1.1 – Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d’après [Rydin et Jeglum \(2013b\)](#)

#### <sup>154</sup> Distribution des tourbières à l'échelle mondiale

<sup>155</sup> Ces variations de définitions ajoutées aux limites floues qui peuvent exister entre  
<sup>156</sup> certains écosystèmes tourbeux et non-tourbeux rendent la cartographie de ces écosys-  
<sup>157</sup> tèmes délicate. Les estimations généralement citées évaluent la surface occupée par  
<sup>158</sup> les tourbières à environ 4 000 000 km<sup>2</sup> ([Lappalainen, 1996](#)). Cette surface correspond  
<sup>159</sup> à 2 à 3 % de l’ensemble des terres émergées du globe. Plus de 85 % d’entre elles sont  
<sup>160</sup> situés dans l’hémisphère nord, majoritairement dans les zones boréales et sub-boréales  
<sup>161</sup> ([Strack, 2008](#)) (Figure 1.2). Ce sont sur ces écosystèmes que sera focalisé ce travail, lais-  
<sup>162</sup> sant de côté les tourbières tropicales dont le fonctionnement est distinct et spécifique  
<sup>163</sup> (**Réf needed**).

#### <sup>164</sup> La formation des tourbières

<sup>165</sup> L’atterrissement et la paludification sont les deux processus principaux permet-  
<sup>166</sup> tant la formation des tourbières (Figure 1.3). Il s’agit pour le premier du comblement

3. Cette définition, utile pour définir simplement les matières organiques, est cependant limitée car elle inclue des composés traditionnellement considérés comme minéraux (le graphite) et exclue certains autres considérés comme organiques (acide oxalique) (Liste de diffusion ResMO).

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

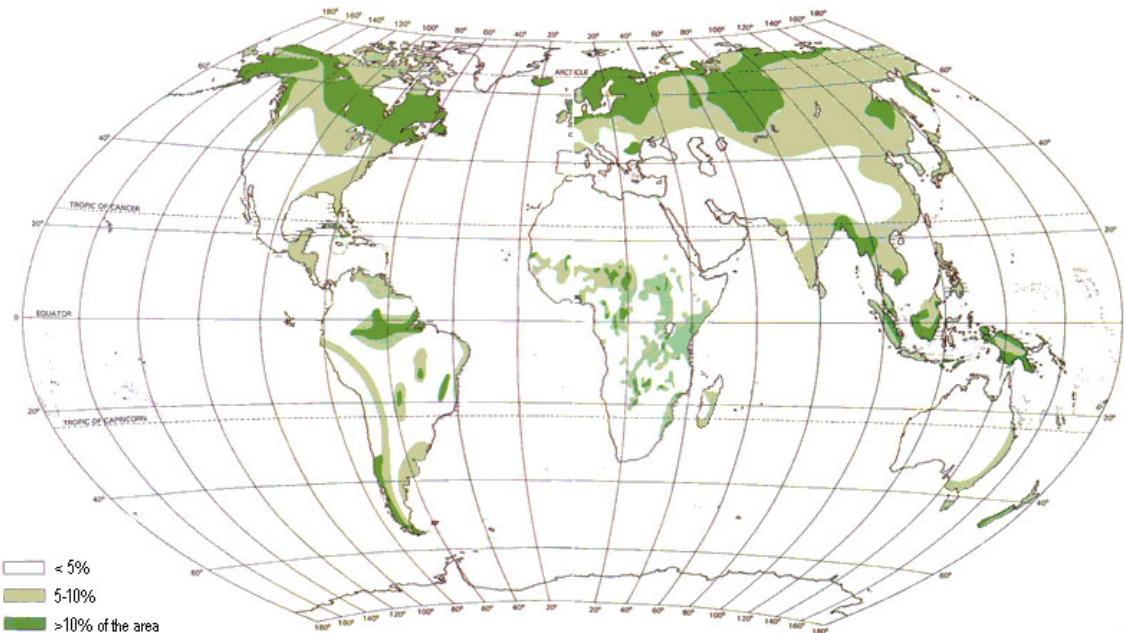


FIGURE 1.2 – Global distribution of peatlands

167 progressif d'une zone d'eau stagnante. La paludification est la formation de tourbe  
168 directement sur un sol minéral, grâce à des conditions d'humidité importante. Ces  
169 modes de formation ne sont pas exclusif, une tourbière pouvant se développer, selon  
170 les endroits considérés ou le temps, via des processus différents.

### 171 Classifications

172 Différentes classifications sont utilisées pour différencier ces écosystèmes. La plus  
173 générale et la plus utilisée dans la littérature distingue les tourbières dite haute, ou de  
174 haut marais, correspondant au *bog* anglais, et les tourbières basse, ou de bas marais,  
175 correspondant au *fen* anglais.

176 Les tourbières de haut-marais ont généralement une épaisseur de tourbe supérieure  
177 à 30 cm et sont alimentées principalement par les précipitations : elles sont dites ombro-  
178 trophes. Leur surface parfois bombée (tourbières élevées ou bombées) peut également  
179 être plate ou en pente. Cette géométrie situe une partie au moins de l'écosystème au  
180 dessus du niveau de la nappe. Elles ont une concentration en nutriments relativement  
181 faible : elles sont oligotrophes et sont fortement acide avec des eaux de surface dont le  
182 pH est autour de 4 voire moins.

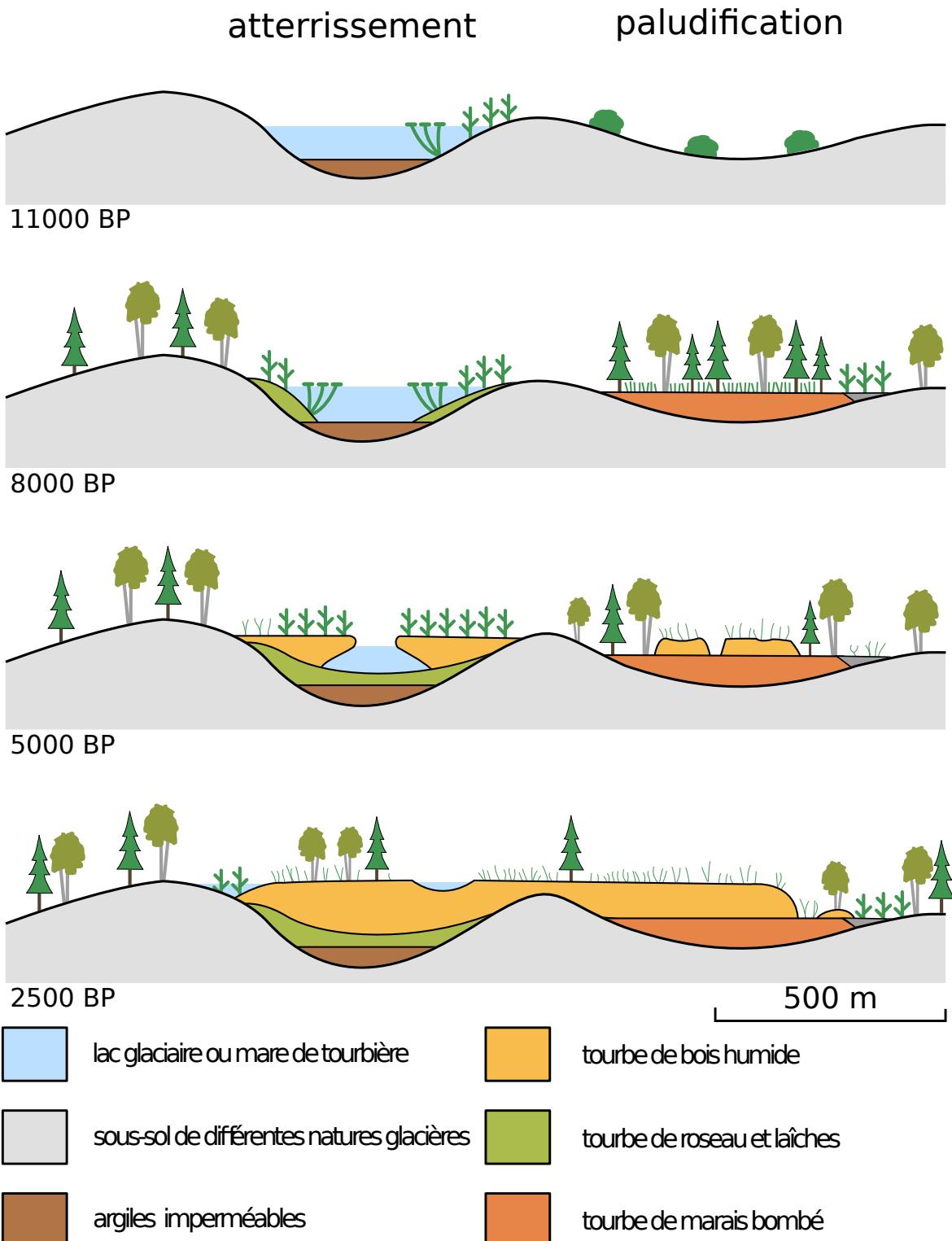


FIGURE 1.3 – Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après [Manneville \(1999\)](#)

## **1.1. Les tourbières et le cycle du carbone**

---

183       Les tourbière de bas-marais ont une épaisseur généralement supérieure à 30 cm avec  
184      un niveau de nappe très proche de la surface du sol. De forme concave ou en pente elles  
185      sont généralement alimentée en eaux par des sources ou par ruissellement et sont donc  
186      dites minerotrophes. Le pH de leur eaux de surface varient de 4 à 8. Les végétations  
187      dominantes de ces écosystèmes peuvent être des bryophytes, des graminées ou des  
188      arbustes bas.

### **189     1.1.2   Tourbières et fonctions environnementales**

#### **190     Biodiversité dans les tourbières**

191       Les tourbières sont le siège d'une biodiversité importante et spécifique. Ainsi les  
192      Sphaignes, qui sont des bryophytes, (des mousses) sont caractéristiques des écosystèmes  
193      tourbeux. Ce sont des espèces dites ingénierues, capables de modifier l'environnement  
194      dans lequel elles vivent afin de l'adapter à leurs besoins. Les sphaignes sont ainsi capable  
195      d'abaisser le pH, de capter des nutriments et de les séquestrer et ce même quand  
196      elles n'en ont pas besoin afin d'empêcher d'autres espèces notamment vasculaire d'en  
197      profiter. Plus précisément, le fait que les sphaignes captent les nutriments via leur  
198      capitulum leur permet de les intercepter avant qu'ils ne soient captés par d'éventuelles  
199      racines positionnées plus bas ([Malmer \*et al.\*, 1994](#); [Svensson, 1995](#)). Les sphaignes,  
200      comme de nombreuse mousses ont des litières relativement récalcitrantes<sup>4</sup> ([Hobbie,](#)  
201      [1996](#); [Liu \*et al.\*, 2000](#)). La vitesse de décomposition relative entre les différentes espèces  
202      de sphaignes est mal connue ([Cornelissen \*et al.\*, 2007](#)). Des différences ont été observées  
203      entre espèces pour les parties jeunes de la plante, mais la différence est moindre pour  
204      les parties plus anciennes ([Limpens et Berendse, 2003](#)).

---

4. il est d'usage de parler de litières récalcitrantes sans plus de précision. Il s'agit en fait de litières difficilement dégradables

Tableau 1.1 – Estimations des stocks de C pour différents environnements

Compartiment	Stock (en Gt de C)	référence
Tourbières	270 – 455	Gorham (1991); Turunen <i>et al.</i> (2002)
Végétation	450 – 650	Robert et Saugier (2003)
Sols	1500 – 2000	Robert et Saugier (2003); Post <i>et al.</i> (1982); Eswaran <i>et al.</i> (1993)
CO <sub>2</sub> atmosphérique	750 – 800	Robert et Saugier (2003)
Permafrost	1700	

205 **Qualité des eaux**206 **Puits de carbone**

207 Par définition les tourbières stockent ou ont stocké du carbone. C'est cette fonction  
 208 de puits de carbone qui rend l'importance de ces écosystèmes non négligeable malgré  
 209 la faible surface qu'ils représentent. Les estimations du stock de carbone présent dans  
 210 les tourbières tempérées/boréales sont comprises entre 270 et 455 Gt C (Gorham, 1991;  
 211 Turunen *et al.*, 2002). Les différences entre les estimations sont liées aux incertitudes  
 212 de cartographie citées précédemment auxquelles s'ajoutent des incertitudes concernant  
 213 l'épaisseur et la densité moyenne de la tourbe. Le carbone stocké dans les tourbières  
 214 représente 10 à 25 % du carbone présent dans les sols et entre 30 et 60 % du stock de  
 215 carbone atmosphérique.

216 Ce stock est un héritage datant des 10 derniers milliers d'années, l'holocène, période  
 217 pendant laquelle se sont formés la majorité des tourbières (**Réf needed**) (Yu *et al.*,  
 218 2010). Le fonctionnement naturel de ces écosystèmes permet le stockage du C. C'est un  
 219 des services écologiques que rendent les tourbières et que l'on appelle la fonction puits  
 220 de carbone. Cette fonction est liée au niveau élevé de la nappe d'eau, qui rend l'accès à  
 221 l'oxygène plus difficile diminuant d'autant l'activité aérobie, dont la respiration des  
 222 micro-organismes et des plantes. Cela se traduit par une dégradation relativement faible  
 223 des matières organiques. Elle est également liée à la production de litière récalcitrante  
 224 par les bryophytes.

225 En comparaison avec un sol forestier, l'accumulation de matières organiques n'est  
 226 donc pas lié à une production primaire plus forte, mais bien à une dégradation des

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

227 matières produites plus faible.

228 Ces perturbations peuvent induire des modifications de fonctionnement, notamment  
229 l'envahissement de ces écosystèmes par une végétation vasculaire, et changer cette  
230 fonction puits.

### 231 **1.1.3 Les tourbières et les changements globaux**

232 On définit les changements globaux comme l'ensemble des modifications environne-  
233 mentales plus ou moins rapides, ayant lieu à l'échelle mondiale, quelle que soit leur ori-  
234 gine. Les deux contraintes développées dans cette partie sont la pressions de l'homme :  
235 contrainte anthropique, et celle du climat : contrainte climatique.

#### 236 **Contrainte anthropique**

237 L'interaction entre les Hommes et les zones humides au sens large et les tourbières  
238 en particulier remonte probablement à l'aube de l'humanité. De grandes découvertes  
239 archéologiques ont été faites dans ces écosystèmes témoins d'époques révolues. Des  
240 chemins de rondins néolithique aux crannogs de l'époque romaine ([Buckland, 1993](#)).

241 L'utilisation de la tourbe et des tourbières a du commencer relativement tôt, mais c'est  
242 à partir du 17<sup>e</sup> siècle que le drainage de ces écosystèmes, pour les convertir en terres  
243 agricoles, s'est intensifié. Au 19<sup>e</sup> siècle, l'apparition de machines permettant une ré-  
244 colte industrialisée de la tourbe, a développé son utilisation comme combustible. Enfin  
245 depuis le milieu du 20<sup>e</sup> une part importante de ces écosystèmes ont été drainé pour  
246 développer la sylviculture. Aujourd'hui l'exploitation principale de la tourbe est liée à  
247 son utilisation comme substrat horticole ([Lappalainen, 1996; Chapman \*et al.\*, 2003](#)).

248 Suite à ces perturbations, la surface de tourbières altérée est estimée à 500 000 km<sup>2</sup> en-  
249viron, principalement du fait de leur reconversion pour l'agriculture et la sylviculture  
250 ([Tableau 1.2](#)). En France, suite à leur utilisation, principalement agricole, la surface  
251 des tourbières a été par deux entre 1945 et 1998, passant de 1200 km<sup>2</sup> à 600 km<sup>2</sup> ([Lap-](#)  
[palainen, 1996; Manneville, 1999](#)).

253 Ces écosystèmes ont donc été et sont encore perturbés par différentes activités

Tableau 1.2 – Surface de tourbe utilisée selon les usages considérés (tourbières non-tropicale). Modifié d'après [Joosten et Clarke \(2002\)](#).

Utilisation	Surface (km <sup>2</sup> )	proportion (%)
Agriculture	250 000	50
Sylviculture	150 000	30
Extraction de tourbe	50 000	10
Urbanisation	20 000	5
Submersion	15 000	3
Pertes indirectes (érosion, ...)	5000	1
Total	490 000	100

<sup>254</sup> humaines.

## <sup>255</sup> Contrainte climatique

<sup>256</sup> Comme nous l'avons dit, le stock de C accumulé par les tourbières s'est majoritairement constitué pendant l'Holocène. À cette époque déjà ces écosystèmes étaient influencés par le climat, et leur développement n'a pas été linéaire sur ces douze derniers milliers d'années. Il est reconnu que le développement des tourbières est très important au début de cette période entre il y a 12 000 et 8000 ans ([Smith et al., 2004](#); [MacDonald et al., 2006](#); [Yu et al., 2009](#)). Cette période coïncide avec le maximum thermique holocène (HTM), période pendant laquelle le climat était plus chaud que aujourd'hui ([Kaufman et al., 2004](#)). Ce constat peu sembler paradoxal si l'on considère que dans la littérature concernant les tourbières et le réchauffement actuel, la crainte de voir ces écosystèmes se transformer en source de C est majoritaire. Cependant ces même auteurs qui ont montré cette relation, entre le HTM et le développement important des tourbières, ne préjugent pas de l'effet du réchauffement actuel. Notamment [Jones et Yu \(2010\)](#) expliquent que pendant cette période de maximum thermique, existe également une saisonnalité très importante, avec des été chauds et des hivers froid, qui a dû en minimisant la respiration hivernale de ces écosystèmes, jouer un rôle important dans leur développement.

<sup>272</sup> Cette forte saisonnalité n'est pas attendue lors du réchauffement actuel. L'effet estimé dans les hautes latitudes, semble plus important pendant l'hiver et l'automne,

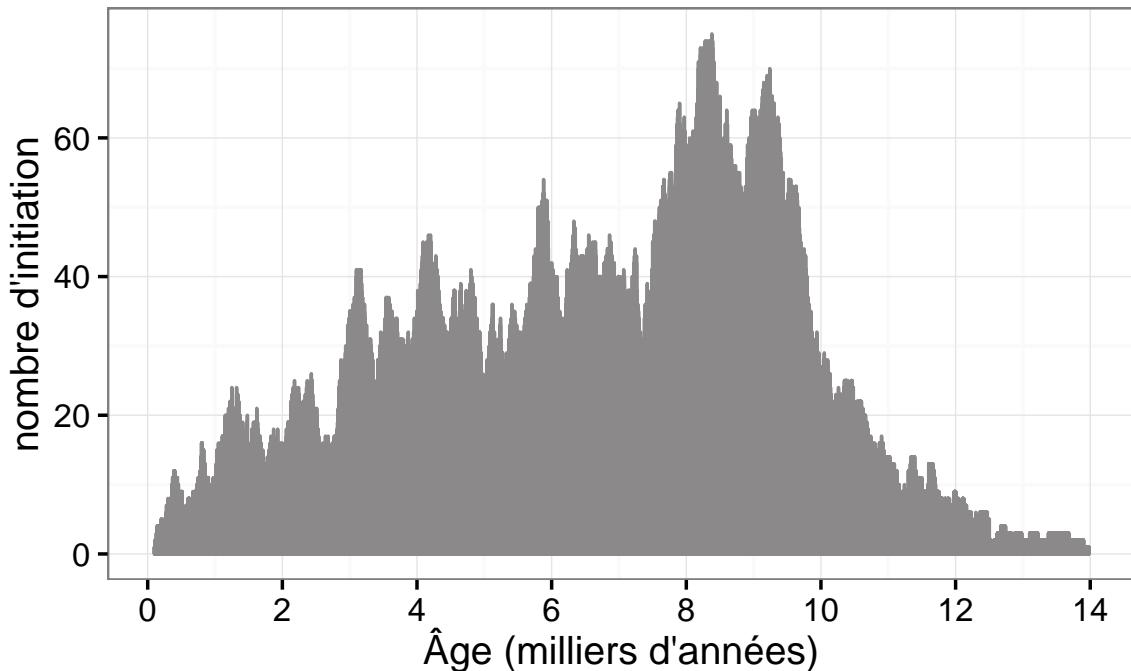


FIGURE 1.4 – Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après ([MacDonald \*et al.\*, 2006](#))

274 et tendrait donc à la minimiser ([Christensen \*et al.\*, 2007](#)). Les effets directs attendus  
275 du réchauffement dans les hautes latitudes à l'horizon 2100, sont une augmentation  
276 des températures de 2 à 8 °C dans les zones boréales, et de 2 à 6 °C dans les zone  
277 tempérées, ainsi qu'une augmentation probable des précipitations ([Christensen \*et al.\*,](#)  
278 [2013; Frolking \*et al.\*, 2011](#)). De façon plus indirecte est attendue la fonte du permafrost,  
279 l'augmentation de l'intensité et de la fréquence de feux et des changements dans les  
280 compositions des communautés végétales.

281 Les tourbières, qui ont accumulées un stock de carbone important, sont donc sou-  
282 mises à des contraintes fortes qu'elles soient anthropiques ou climatiques. Afin de mieux  
283 cerner le devenir de ce carbone, l'étude de ces écosystèmes, des flux de carbone qu'ils  
284 échangent avec l'atmosphère, est une nécessité.

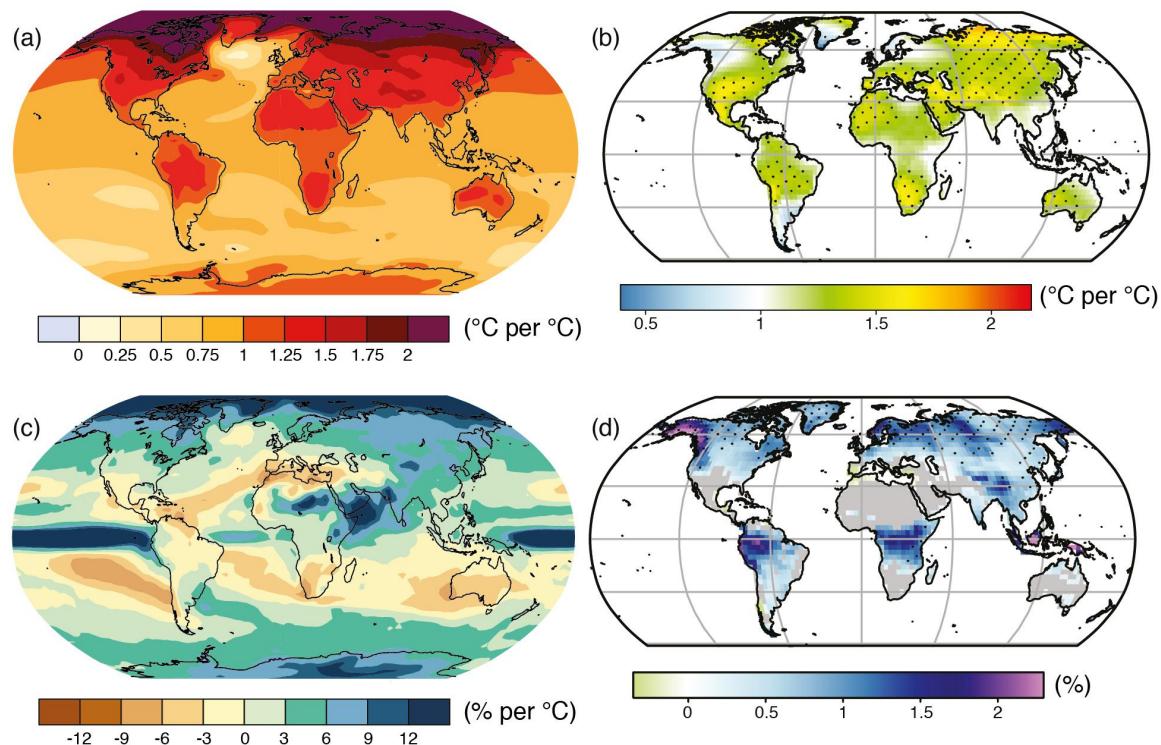


FIGURE 1.5 – Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90<sup>e</sup> percentile des températures journalières maximum par °C de changement de température moyenne maximale, (c) précipitations moyenne (en % par °C de changement de température moyenne) et (d) fraction de jours ayant des précipitations dépassant le 95<sup>e</sup> percentile. Sources : (a) et (c) simulations CMIP5, scénario RCP4.5, (b) et (d) adaptation d'après Orlowsky et Seneviratne (2012)(IPCC2013).

285    

## 1.2    Flux de gaz à effet de serre et facteurs

286    

### contrôlants

287    Cette partie s'attache à décrire les GES et leurs liens avec les tourbières, les flux de  
288    carbone et des processus qui y sont liés, puis facteurs contrôlants ces flux à l'échelle des  
289    processus jusqu'aux individus et communautées (nécessaire afin de pouvoir appréhender  
290    correctement ces flux à des échelles plus large), les facteurs contrôlant à l'échelle de  
291    l'écosystème (colonne de tourbe, site complet) et enfin les bilans de carbone.

292    

#### 1.2.1    GES et Tourbières

293    Dans l'atmosphère le carbone est principalement présent dans l'atmosphère sous  
294    forme de dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) et de méthane ( $\text{CH}_4$ ).

295    La concentration en  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère fluctuait avant l'ère industrielle entre  
296    180 et 290 ppm. En 1750 au début de l'ère industrielle sa concentration était de 280 ppm  
297    environ avant d'augmenter pour atteindre 391 ppm aujourd'hui (moyenne annuelle en  
298    2011) ([Ciais et al., 2014](#)). Différents processus permettent d'extraire du  $\text{CO}_2$  de l'at-  
299    mosphère, la photosynthèse, la dissolution du  $\text{CO}_2$  dans l'océan et enfin l'altération de  
300    silicate et les réactions avec le carbonate de calcium. Ces processus s'effectuent avec des  
301    échelles de temps différentes, en conséquence après une émission de  $\text{CO}_2$ , il ne reste que  
302    40 % de cette émission après 100 ans, mais il reste toujours plus de 20 % après 1000 ans  
303    et plus de 10 % après 10 000 ans ([Joos et al., 2013](#); [Ciais et al., 2014](#)) (Figure 1.6).

304    La concentration en méthane de l'atmosphère est estimée à 350 ppb il y a 18 000 ans  
305    environ lors de la dernière glaciation, à 720 ppb en 1750, et à 1800 ppb aujourd'hui  
306    (ou plutôt en 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). À l'inverse du  $\text{CO}_2$  sa durée de vie dans  
307    l'atmosphère est limitée : moins de 10 ans ([Lelieveld et al., 1998](#); [Prather et al., 2012](#)).  
308    Malgré cela son potentiel de réchauffement global<sup>5</sup> (PRG) est important notamment à

---

5. indice permettant de comparer le pouvoir de réchauffement des différents GES en donnant une équivalence par rapport au  $\text{CO}_2$ . Le PRG du  $\text{CO}_2$  vaut donc 1 par définition.

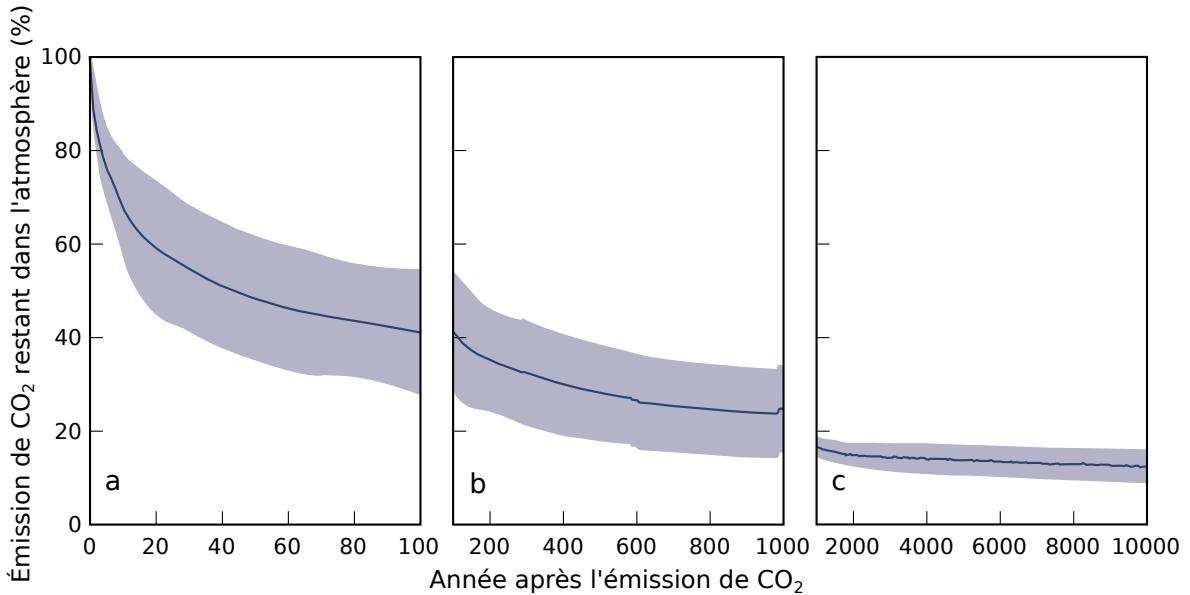


FIGURE 1.6 – Décroissance de la proportion de CO<sub>2</sub> de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d'après (Ciais *et al.*, 2014).

court terme, 72 à 20 ans. À plus long terme sont effet relativement au CO<sub>2</sub> diminue et atteint 25 à l'horizon 100 ans. Les zones humides sont la première source naturelle de CH<sub>4</sub> atmosphérique pour avec un flux à l'échelle globale estimé entre 145 et 285 Tg an<sup>-1</sup> (Lelieveld *et al.*, 1998; Wuebbles et Hayhoe, 2002; Ciais *et al.*, 2014) (Tableau ?). Les tourbières de l'hémisphère nord comptent pour 46 Tg an<sup>-1</sup> (Gorham, 1991) (**pas de source plus récente ?**).

À l'échelle globale, le stockage de C par les tourbières, prenant en compte à la fois le CO<sub>2</sub> et le CH<sub>4</sub>, est estimé à 70 Tg an<sup>-1</sup> (Clymo *et al.*, 1998).

### 1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières

#### De l'atmosphère à l'écosystème

Avant de stocker et de conserver du carbone, le faut le capturer. Ce transfert du carbone de l'atmosphère à la tourbe se fait sous la forme de CO<sub>2</sub>, assimilé lors de la photosynthèse. Principalement par les végétaux supérieurs, et éventuellement, bien que dans de moindre proportions, par des algues, des lichens ou des bactéries photosynthétiques Girard *et al.* (2011). On peut écrire la réaction de photosynthèse de la façon

## 1.2. Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants

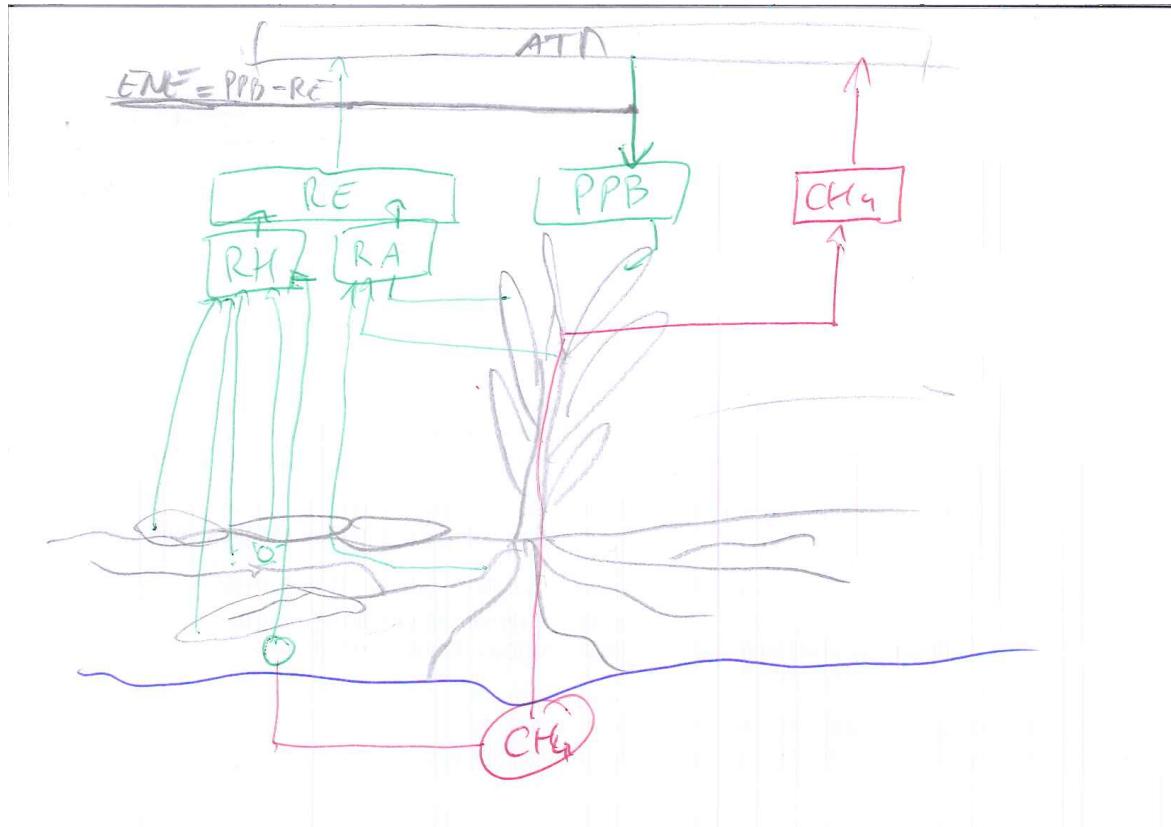


FIGURE 1.7 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

<sup>324</sup> suivante :



<sup>325</sup> Si la photosynthèse est le processus majeur d'assimilation du  $CO_2$ , il existe d'autres  
<sup>326</sup> voies métaboliques permettant la capture du  $CO_2$  de l'atmosphère. Ainsi les micro-  
<sup>327</sup> organismes chemolithotrophes (**expliquer**) sont capables d'assimiler le  $CO_2$  en uti-  
<sup>328</sup> lisant l'énergie issue de l'oxydation de composés inorganiques, ce que l'on appelle la  
<sup>329</sup> chimiosynthèse.

<sup>330</sup> On définit donc la **Production Primaire Brute** (PPB), *Gross Primary Production*, (GPP) en anglais comme :

### PRODUCTION PRIMAIRE BRUTE (PPB) :

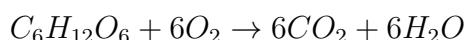
Quantité de carbone extraite de l'atmosphère et transformée en matières organiques par l'écosystème principalement par photosynthèse. Ce flux est exprimé en moles de carbone par unité de surface et de temps ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ).

Les tourbières sont des écosystèmes dont la production primaire est estimée à environ  $500 \text{ gC m}^{-2}$  (Francez, 2000). Les voies métaboliques permettant l'assimilation du  $\text{CO}_2$  sont plutôt bien connues et le fait que les substrats de départ de varient pas a permis une compréhension relativement fine du processus (Farquhar *et al.*, 1980). Cependant une fois assimilé par la végétation le devenir du carbone est moins direct. À plus long terme, et après son assimilation par la plante, le carbone est stocké principalement à travers la partie non décomposée des litières végétales. Litières qui à force de compressions et de tassements va devenir de la tourbe.

Il n'y a pas de flux direct de  $\text{CH}_4$  de l'atmosphère vers les écosystèmes terrestres. 90 % du  $\text{CH}_4$  présent dans l'atmosphère est extrait suite à sa réaction avec des radicaux hydroxyles. Cette réaction à lieu majoritairement dans la troposphère.

### De l'écosystème à l'atmosphère

Les sources de carbone émises par les tourbières vers l'atmosphère sont multiples. D'abord différents gaz peuvent être émis, notamment le  $\text{CO}_2$  et le  $\text{CH}_4$ , éventuellement du  $\text{N}_2\text{O}$ , et certains d'entre eux peuvent avoir plusieurs sources. Au niveau cellulaire, la respiration peut être écrite sous la forme :



Le  $\text{CO}_2$  est émis dans l'atmosphère à travers différents processus, la respiration aérobie (le plus gros contributeur), les respirations anaérobies ou fermentations (e.g. du glucose, de l'acétate), ou encore l'oxydation du méthane. Les principales sources de  $\text{CO}_2$ , sont représentées dans la figure 1.7. La ou plutôt les respirations sont généralement

## 1.2. Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants

---

353 séparées en deux. D'un côté la respiration végétale, que ce soit celle de feuilles, des tiges,  
354 des racines et que l'on appelle la **respiration autotrophe**. De l'autre rassemblé sous le  
355 vocable de **respiration hétérotrophe**, la respiration de la rhizosphère, liée à l'émission  
356 d'xsudats par les racines, la décomposition des litières et des matières organiques, la  
357 respiration de la faune et l'oxydation du CH<sub>4</sub> par les organismes méthanotrophes.  
358 L'ensemble de ces respirations est défini comme :

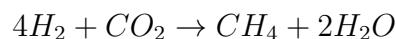
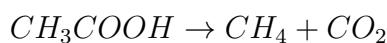
RESPIRATION DE L'ÉCOSYSTÈME (RE) :

Quantité de carbone émise sous forme de CO<sub>2</sub> par l'écosystème dans l'atmosphère. Elle englobe la respiration autotrophe et hétérotrophe en incluant ses composantes aériennes et souterraines. Ce flux est exprimé en moles de carbone par unité de surface et de temps ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ).

360 On distingue la respiration de l'écosystème de celle du sol en définissant la respiration  
361 du sol (RS) comme l'ensemble des respirations de la colonne de sol, à l'exclusion de la  
362 partie aérienne (Luo et Zhou, 2006a). Cependant, dans la littérature la respiration du  
363 sol semble parfois être considérée comme équivalente à la respiration de l'écosystème,  
364 ou du moins cette terminologie est parfois utilisée de façon synonyme à la respiration  
365 de l'écosystème (Raich et Schlesinger, 1992). Les études discriminant RS et RE montrent  
366 ainsi que dans des sols tourbeux RS compte pour plus de 60 % de RE Lohila *et al.*  
367 (2003) La production de CO<sub>2</sub> est donc un signal multi-sources intégré sur l'ensemble  
368 de la colonne de tourbe. C'est cette multitude de processus qui rend l'estimation de ce  
369 flux difficile, en effet chacune des respirations n'aura pas la même sensibilité vis à vis  
370 de facteurs contrôlant.

371 La strate muscinale pouvant jouer/participer/produire jusqu'à 80 % de la production primaire (Francez, 2000). Cette production primaire n'est pas particulière élevée  
372 (Réf needed) et c'est en fait la faible décomposition des matières organiques qui permet aux tourbières de stocker du carbone. L'accumulation moyenne estimée dans les  
374 tourbières boréales est de 30 gC m<sup>-2</sup>. Le taux d'accumulation varie en fonction des  
375 espèces végétales présentes ((Réf needed)), le niveau d'eau ((Réf needed)), ... (???)  
377 Conséquence du niveau de nappe élevé des tourbières, le développement d'une zone

378 anoxique importante dans la colonne de sol favorise la production de CH<sub>4</sub>. Il est pro-  
 379 duit par des Archaea méthanogènes, des organismes anaérobies vivants sous le niveau  
 380 de la nappe. En moyenne des flux de CH<sub>4</sub> mesurés dans les tourbières s'étendent  
 381 de 0 à plus 0,96 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, avec généralement des flux compris entre 0,0048 et  
 382 0,077 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> ([Blodau, 2002](#)). Le CH<sub>4</sub> est principalement produit à partir d'acé-  
 383 tate (CH<sub>3</sub>COOH) ou de dihydrogène (H<sub>2</sub>), ces deux composés étant dérivés de la dé-  
 384 composition préalable de matières organiques ([Lai, 2009](#)).



385 Le CH<sub>4</sub> produit est transporté dans l'atmosphère par diffusion, ébullition ou à travers  
 386 certaines plantes ([Joabsson \*et al.\*, 1999](#); [Colmer, 2003](#)). Pendant ce transport le CH<sub>4</sub>  
 387 peut être oxydé par des organismes méthanotrophes. (**Détailler dégradation CH<sub>4</sub>**)  
 388 Cette transformation produit tour à tour différents composés (méthanol, formaldéhyde,  
 389 formate) aboutissant à la production de CO<sub>2</sub> ([Whalen, 2005](#)).



390 On défini le flux de CH<sub>4</sub> comme :

FLUX DE CH<sub>4</sub> (F<sub>CH<sub>4</sub></sub>) :

391 Quantité de carbone émise sous forme de CH<sub>4</sub> par l'écosystème dans l'at-  
 mosphère, suite au bilan des processus de création et de destruction de la  
 molécule. Ce flux est exprimé en moles de carbone par unité de surface et  
 de temps (µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>).

## 392 Conventions

393 Dans ce document les flux (RE, PPB et F<sub>CH<sub>4</sub></sub>) sont exprimés en valeur absolue  
 394 afin de faciliter leur étude. Les bilans seront établis en prenant l'écosystème comme  
 395 référence : les flux RE et F<sub>CH<sub>4</sub></sub> seront comptés négativement et la PPB sera comptée

396 positivement. Ainsi on défini

L'ÉCHANGE NET DE L'ÉCOSYSTÈME (ENE) :

Bilan de la quantité de CO<sub>2</sub> émise par l'écosystème : ENE=PPB–RE. Ce flux est exprimé en moles de carbone par unité de surface et de temps ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ).

398 Ce terme correspond, au référentiel près, au *Net Ecosystem Exchange* anglais, qui prend  
399 l'atmosphère comme référence<sup>6</sup> (ENE=–NEE) ([Chapin \*et al.\*, 2006](#)).

400 Par la suite l'abréviation PPB et le mot photosynthèse seront employés de façon  
401 inter-changeable de même que RE et respiration.

402 Le flux de carbone de l'atmosphère à l'écosystème à pour source quasiment unique  
403 la réaction de photosynthèse des plantes. La variabilité de ce flux vient donc de la  
404 composition des communautés végétales et de leurs sensibilités aux conditions envi-  
405 ronnementales. À l'inverse, le flux de carbone de l'écosystème vers l'atmosphère est  
406 multi-source avec un nombre important de réactions de respirations et de fermenta-  
407 tions.

### 408 1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les processus ?(flux)

409 Les facteurs majeurs qui contrôlent ces flux de carbone sont globalement connus.  
410 Comme bon nombre de réactions biochimiques les vitesses de réaction des processus  
411 décrit précédemment sont fonction de la température. Cette relation est connue depuis  
412 longtemps. Elle a été mise en évidence par un chimiste suédois en 1889 : Svante August  
413 Arrhenius sur la base de travaux réalisés par un autre chimiste, néerlandais, Jacobus  
414 Henricus Van't Hoff. Le niveau de la nappe, interface entre un monde oxique et un  
415 monde anoxique, et la teneur en eau du sol vont également jouer sur ces flux. La  
416 végétation également que ce soit de façon directe ou indirecte.

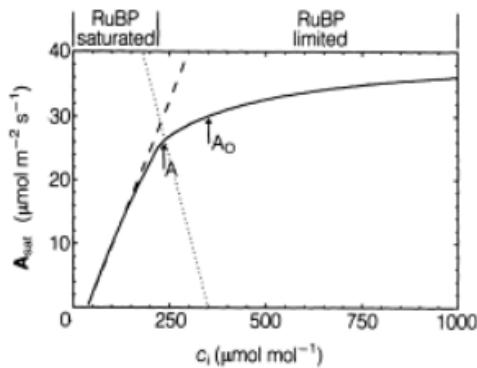


Fig. 9.10. A generalised response of the light saturated  $\text{CO}_2$  assimilation rate ( $A_{\text{sat}}$ ) to leaf internal  $\text{CO}_2$  mole fraction ( $c_i$ ) as described by equation 9.18.  $A_{\text{sat}}$  on the initial slope of the curve is limited by the carboxylation efficiency (dashed line) and is therefore RuBP saturated. Beyond the inflection of the curve,  $A_{\text{sat}}$  is assumed to be limited by the potential rate of regeneration of RuBP and is therefore RuBP limited. Point A represents the operating point, i.e. the rate of  $\text{CO}_2$  assimilation that would be achieved given an external  $\text{CO}_2$  concentration ( $c_a$ ) of  $354 \mu\text{mol mol}^{-1}$  and the actual stomatal conductance; in this example  $g_s = 0.235 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Point  $A_0$  illustrates the  $A_{\text{sat}}$  that would be achieved if there was no stomatal restriction, i.e.  $g_s = \infty$  and  $c_i = c_a$ . The dotted line indicates the 'supply function', the  $c_i$  obtained for a given  $g_s$  with varying  $A_{\text{sat}}$ .

FIGURE 1.8 – todo, modifié d’après Long et Hällgren (1993)

#### <sup>417</sup> la photosynthèse

<sup>418</sup> À l'échelle d'un végétal, la quantité de carbone assimilable par la photosynthèse  
<sup>419</sup> est fonction de la quantité de lumière reçue (Long et Hällgren, 1993). La quantité  
<sup>420</sup> de carbone assimilée augmente d'abord de façon linéaire avec le rayonnement, avant  
<sup>421</sup> d'être limitée par la régénération d'une enzyme, la Rubisco<sup>7</sup>, nécessaire à la fixation  
<sup>422</sup> du  $\text{CO}_2$  (Figure 1.8). Les limitations de l'assimilation, que ce soit la pente initiale de la  
<sup>423</sup> partie linéaire, ou l'assimilation maximale, varient de façon importante en fonction de  
<sup>424</sup> l'espèce considérée (Wullschleger, 1993). La régénération de la Rubisco, qui limite la  
<sup>425</sup> photosynthèse, est contrainte par la capacité de transport des électrons. La vitesse de  
<sup>426</sup> ce transport est liée à la température et est traditionnellement décrit par une équation  
<sup>427</sup> d'Arrhenius modifiée, relativement complexe, ou par une équation simplifiée (Farquhar  
<sup>428</sup> et al., 1980; June et al., 2004).

6. Attention cependant, certains auteurs changent la convention

7. ribulose-1,5-bisphosphate carboxylase/oxygénase

**Teneur en eau vs plante** Le niveau de la nappe constraint également la teneur en eau du sol et la hauteur de la frange capillaire. Cette dernière atteint généralement la surface tant que le niveau de la nappe ne descend pas en dessous de 30 à 40 cm (Laiho, 2006). La hauteur du niveau d'eau va influer sur le bien-être des différentes communautés végétales. Un niveau d'eau important risque de diminuer l'accès de la végétation vasculaire à l'oxygène par leur racines et aux substrats tandis qu'il sera propice au développement de sphagnes. À l'inverse un niveau d'eau faible risque de faciliter le développement de certains végétaux vasculaires au détriment des bryophytes (Réf needed).

À l'échelle de communautés végétales, des groupes de végétaux, la productivité primaire varie. Les bryophytes n'ont pas la même productivité primaire que les graminées ou que les arbustes. En plus de ces différences entre groupes de végétaux, il existe également des différences de productivité pour un même groupe selon le type de tourbière (Moore *et al.*, 2002 dans Rydin et Jeglum, 2013a). Alors que dans les tourbières de haut-marais, les sphagnes et les arbustes ont une productivité importante, les herbacées et graminées ont une productivité beaucoup plus faible. À l'inverse ce sont les herbes et les graminées qui ont la plus forte productivité dans les tourbières de bas-marais pauvres. Elles sont suivies par les sphagnes puis les arbustes. Au sein même de ces groupes la productivité peut varier de façon importante, c'est ce que montrent Gunnarsson (2005) avec les sphagnes, dont la productivité, selon l'espèce et les conditions dans lesquelles elle vit, varie fortement (Figure 1.9).

Compétitions inter-espèces ?

### La RE

La respiration, au sens de la réaction biochimique telle que décrite par l'équation 1.2.2 est catalysée par la température. Cette réaction est limitée par la quantité de substrat et la présence d'oxygène. Dans les tourbières la limitation en substrat n'a de sens que vis-à-vis de communautés spécifiques. Les substrats facilement utilisable, typiquement les sucres peuvent devenir limitant (Réf needed). Mais l'accès à l'oxy-

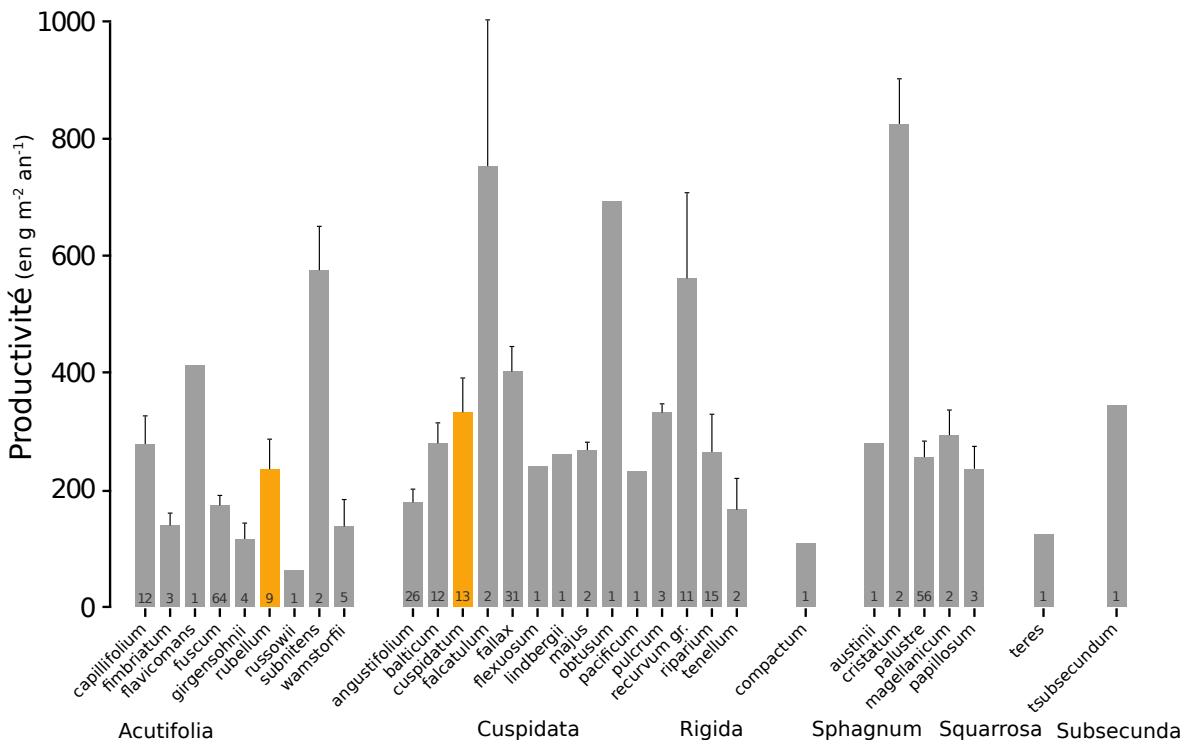


FIGURE 1.9 – Productivités moyennes des espèces de sphaignes en  $\text{g m}^{-2} \text{an}^{-1}$ . Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié d'après Gunnarsson (2005)

457 gène rendu difficile par les hauteurs élevées du niveau de la nappe est prépondérant.  
 458 La qualité du substrat (la facilité qu'il aura à être dégradé) va donc jouer sur la vitesse  
 459 de respiration) Par ailleurs, la photosynthèse en libérant des substrats, les exsudats  
 460 racinaires, permet influe également sur la respiration.

#### 461 Partitionnement de la RE

#### 462 Le CH<sub>4</sub>

463 La production du CH<sub>4</sub>, par des Archaea méthanogènes principalement à partir  
 464 d'H<sub>2</sub> et d'acétate, est contrôlée par la disponibilité de ces substrats (Segers, 1998).  
 465 L'ajout de substrats à destination des méthanogènes (acétate, glucose, éthanol) tend à  
 466 augmenter les émissions de CH<sub>4</sub> Coles et Yavitt (2002). Le niveau de la nappe est un  
 467 autre facteur contrôlant les flux de CH<sub>4</sub>. Généralement plus le niveau est important plus  
 468 la zone potentiel de production du CH<sub>4</sub> est importante et plus les émissions sont fortes  
 469 (Pelletier *et al.*, 2007). Par contre une augmentation du niveau de la nappe au dessus de

470 la surface peut conduire à une diminution des émissions de CH<sub>4</sub> (bubier1995,sundh1995  
471 dans lai2009) Les flux sont d'autant plus forte en présence de végétation ([Pelletier et al.](#),  
472 2007). Enfin la température joue généralement un rôle important, augmentant la vitesse  
473 de production et pouvant faciliter son transport par ébullition ou via la végétation ([Lai](#),  
474 2009).

### 475 1.2.4 Facteurs contrôlant les flux à l'échelle de la colonne de 476 tourbe/de l'écosystème

#### 477 la température

478 De nombreuses études ont mis en évidence une corrélation positive entre la res-  
479piration et la température ([Singh et Gupta, 1977](#); [Raich et Schlesinger, 1992](#); [Luo et Zhou, 2006b](#)). Cependant la diversité cumulée des processus, communautés et des  
480 conditions environnementales qui joue sur la respiration, font qu'aucune équation ne  
481 fait réellement consensus. Malgré tout, la majorité d'entre-elles décrivent une augmen-  
482 tation exponentielle de la respiration avec la température. Ainsi dans les tourbières, des  
483 études de terrain ont montré que dans des conditions plus chaude, mais également plus  
484 sèche étant donné que ces deux conditions sont difficilement séparable sur le terrain, la  
485 RE a tendance à augmenter ([Aurela et al., 2007](#); [Cai et al., 2010](#); [Ward et al., 2013](#)).  
486 Des études à base de mésocosmes<sup>8</sup> prélevés sur le terrain ont également montré la  
487 relation entre les variation de RE et celle de la température([Updegraff et al., 2001](#);  
488 [Weedon et al., 2013](#)).

490 La modélisation de ce flux se fait donc généralement en utilisant la température que  
491 se soit celle de l'air ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) ou celle du sol à différentes profondeurs :  
492 –5 cm ([Görres et al., 2014](#); [Ballantyne et al., 2014](#)), –10 cm [Kim et Verma \(1992\)](#); [Zhu et al. \(2015\)](#). Le niveau de la nappe est parfois pris en compte ([Strack et Zuback, 2013](#);  
493 [Munir et al., 2015](#)), plus rarement la végétation ([Bortoluzzi et al., 2006](#); [Karki et al., 2015](#)).

---

8. définition méso

496 le niveau de la nappe

497 Le niveau de nappe, conditionnant l'accès à l'oxygène, joue également un rôle im-  
498 portant. Un niveau qui diminue se traduit généralement pas une hausse de la RE que  
499 ce soit à long terme ([Strack et al., 2006; Ballantyne et al., 2014](#)) ou à plus court terme  
500 ([Aerts et Ludwig, 1997](#)).

501 Le niveau de la nappe et la température semblent être les facteurs prépondérant du  
502 contrôle des flux de méthane

503 température et niveau de nappe ?

504 L'effet d'une variation du niveau de la nappe et de la température, jouant sur  
505 la végétation va également jouer sur la PPB. Distinguer ces deux facteurs n'est pas  
506 anodin, la majorité des études réalisées sur le terrain montre les effets des deux fac-  
507 teurs combinés. Ainsi [Cai et al. \(2010\)](#) ont montré que des conditions plus chaudes  
508 et sèches pouvaient augmenter la PPB. L'effet du niveau de la nappe peut varier se-  
509 lon le contexte : Dans une étude des effets à long terme de variation du niveau de la  
510 nappe, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) montrent qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne  
511 une augmentation de la PPB en facilitant l'accès des plantes vasculaire à l'oxygène  
512 et aux nutriments. Paradoxalement, la hausse d'un niveau de nappe, initialement bas  
513 et entraînant un stress hydrique important, conduira également à une augmentation  
514 de la PPB ([Strack et Zuback, 2013](#)). Ces effets sont variables selon les communautés  
515 végétales et le contexte dans lequel elles se trouvent. Pour un gradient de niveau de  
516 nappe qui augmente dans une tourbière de haut-marais, [Weltzin et al. \(2000\)](#) montrent  
517 une diminution de la productivité des arbustes, tandis que celle des graminées n'est  
518 pas affectée. À l'inverse, pour un gradient similaire dans une tourbière de bas-marais,  
519 la productivité des arbustes n'est pas affectés tandis que celle des graminées augmente.  
520 Un opposition similaire est également relevé concernant les graminées soumises à un  
521 traitement infra-rouge afin de les réchauffer. Ces dernières voient leur productivité di-  
522 minuer dans la tourbière de haut-marais et augmenter dans la tourbière de bas-marais.  
523 [Munir et al. \(2015\)](#) isolent également l'effet de la température en utilisant des OTC

## 1.2. Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants

---

524 (*Open Top Chamber*). Ces dispositifs, ressemblent à des serres ouvertes et permettent  
525 de réchauffer une zone de la tourbière. Ils montrent que dans les zones sans manipula-  
526 tion du niveau de la nappe, le réchauffement des OTC, augmente la PPB.

527 On défini l'Échange Net de l'Écosystème (ENE) comme la différence entre la Pho-  
528 tosynthèse Primaire Brute (PPB) et la Respiration de l'écosystème (RE). Les facteurs  
529 contrôlants l'ENE sont donc les mêmes que ceux qui contrôlent ces 2 flux. Cependant  
530 l'effet d'un même facteur de contrôle peut être différent vis à vis de PPB et de RE  
531 selon le contexte environnemental, que ce soit par rapport à la nature de l'effet ou son  
532 importance. Ainsi une variation de l'ENE peut parfois est contrôlé majoritairement  
533 soit par la PPB soit par la RE soit par les deux. Par exemple, une baisse du niveau de  
534 la nappe est souvent liée dans la littérature à une baisse de l'ENE. Cependant certains  
535 attribuent cette baisse à une augmentation de la Respiration ([Alm et al., 1999; Ise](#)  
536 [et al., 2008](#)) ([aurela2013, oechel1993](#)) quand d'autres l'attribuent à une diminution de  
537 la photosynthèse ([Sonnentag et al., 2010; Peichl et al., 2014](#)). Enfin certain voient un  
538 effet à la fois de l'augmentation de la respiration et de la diminution de la photosynthèse  
539 ([Strack et Zuback, 2013](#)).

540 À noter un article particulièrement intéressant ([Lund et al., 2012](#)) dans lequel,  
541 dans un même site une baisse du niveau de la nappe 2 année différente entraînera une  
542 baisse de l'ENE dans les 2 cas, mais dans l'un des cas cette baisse est contrôlée par  
543 un augmentation de la respiration et dans l'autre cas cette baisse est contrôlée par une  
544 diminution de la photosynthèse.

545 Également un article de [Ballantyne et al. \(2014\)](#) qui lui ne note pas d'effet d'une  
546 baisse du niveau de la nappe sur l'ENE car l'augmentation de la respiration est com-  
547 pensée par une augmentation de la photosynthèse.

### 548 la végétation

549 La végétation est également un facteur important. D'abord car elle exerce une  
550 influence directe sur les flux, avec d'un côté la photosynthèse et de l'autre la respi-  
551 ration des plantes vivantes. La composition des communautés végétales va également

552 influer sur le potentiel photosynthétique de l'écosystème, qui peut varier selon le végé-  
553 tal considéré (Moore *et al.*, 2002). De façon plus indirecte, le type de végétation joue  
554 sur la vitesse de décomposition des litières. La végétation peut également stimuler la  
555 respiration des micro-organismes présent dans la rhizosphère<sup>9</sup> via la libération d'exsu-  
556 dats racinaires (Moore *et al.*, 2002). Enfin certaines plantes vasculaires, adaptées aux  
557 conditions de saturations en eau, peuvent faciliter l'échange de gaz entre l'atmosphère  
558 et l'écosystème grâce à un espace intercellulaire agrandi, l'Aerenchyme.

559 Cependant la sensibilité des flux à ces facteurs ne fait pas consensus et peut varier  
560 selon les conditions environnementales ou l'échelle de temps ou d'espace considérée.  
561 Par la suite nous considérons les processus à l'échelle d'une colonne de sol ou d'un  
562 écosystème

563 La prépondérance relative des ces différents flux, contrôlée par les conditions envi-  
564 ronnementale, va donc impacter le fonctionnement des tourbières. Soit elles stockent  
565 du carbone, en accumulant des matières organiques, et donc fonctionnent comme des  
566 puits ou soit elles relâchent du carbone et fonctionnent comme des sources.

567 L'étude individuelle de tel ou tel flux avec tel ou tel facteur contrôlant est nécessaire  
568 afin de comprendre ce qu'il se passe au niveau des processus. Il est tout aussi nécessaire  
569 d'arriver à intégrer l'ensemble de la complexité naturelle. C'est l'intérêt d'établir des  
570 bilans de carbone.

### 571 1.2.5 Bilans de carbone

572 Le calcul d'un bilan de carbone à l'échelle d'un écosystème permet de détermi-  
573 ner si l'équilibre (ou le déséquilibre) des flux tend à stocker du carbone, le système  
574 fonctionnant alors comme un puits, ou à libérer du carbone, le système fonctionnant  
575 alors comme une source. Il existe différentes façons de réaliser le bilan de carbone d'une  
576 tourbière que l'on peut séparer en deux approches principales. La première approche  
577 consiste à utiliser l'archive tourbeuse pour estimer des vitesses d'accumulation de la  
578 tourbe. Cette méthode permet d'étudier la fonction puits sur des temps longs (derniers

---

9. zone du sol impacté par les racines

Tableau 1.3 – Vitesse apparente d’accumulation du carbon à long terme en gC m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>

min – max	moyenne	référence
20 – 140	?	Mitra2005
?	18.6	Yu2009
	17.2	Gorham2012
	20	Jones2010
	16.2	Borren2004
	18.5	Packalen2014
	19.4	Vitt2000
	19	Turunen2004
5.74 – 129.31	33.66	Xing2015

579 millénaires) et de lier d’éventuels changements dans les vitesses d’accumulation à des  
 580 facteurs environnementaux. La seconde approche se base d’avantage sur des mesures  
 581 actuelles des différents flux afin d’étudier, sur des temps forcément plus court, l’évolu-  
 582 tion de la prépondérance puits/source d’un écosystème. Les deux approches sont donc  
 583 complémentaires.

584 **passé**

585 long-term apparent rate of carbon accumulation (LORCA) datations + dry bulk  
 586 density + carbon content (Tableau 1.3)

587 **tableau LORCA ajouter colonne contexte (exple : 7 tourbières ombro-  
 588 trophe)**

589 **présent**

590 Dans cette approche on estime les flux actuels de carbone entrant et sortant de  
 591 l’écosystème afin de déterminer un bilan. Un certain nombre de flux de carbone sont  
 592 présent au sein des écosystèmes terrestre (équation (1.1))

$$BCNE = \frac{dC}{dt} = \overbrace{PPB - Re}^{ENE} - F_{COD} - F_{COP} - F_{CH_4} - F_{CID} - F_{COV} - F_{Co} \quad (1.1)$$

593 — ENE : Échange Net de l’Écosystème

- 594 — PPB : Production Primaire Brute
- 595 — Re : Respiration de l'Écosystème
- 596 —  $F_{COP}$  : Flux de Carbone Organique Dissous
- 597 —  $F_{COV}$  : Flux de Composés Organique Volatils
- 598 —  $F_{CH_4}$  : Flux de Méthane
- 599 —  $F_{CID}$  : Flux de Carbone Inorganique Dissous
- 600 —  $F_{CO}$  : Flux de Monoxyde de Carbone
- 601 Les bilans les plus complets réalisées sur les tourbières comprennent la partie ga-
- 602 zeuse, dissoute...
- 603 Dans les tourbières, les flux de  $CO_2$  sont généralement les plus importants (**Réf**
- 604 **needed**), puis les flux de  $CH_4$  et/ou de COD et enfin les flux de COP.
- 605 Pour estimer ces flux différentes techniques existent, notamment l'eddy covariance
- 606 et les méthodes de chambre pour les flux de gaz.
- 607 D'autres méthodes, moins souvent utilisées, existent comme l'utilisation du ratio
- 608 C :N (Kirk2015)



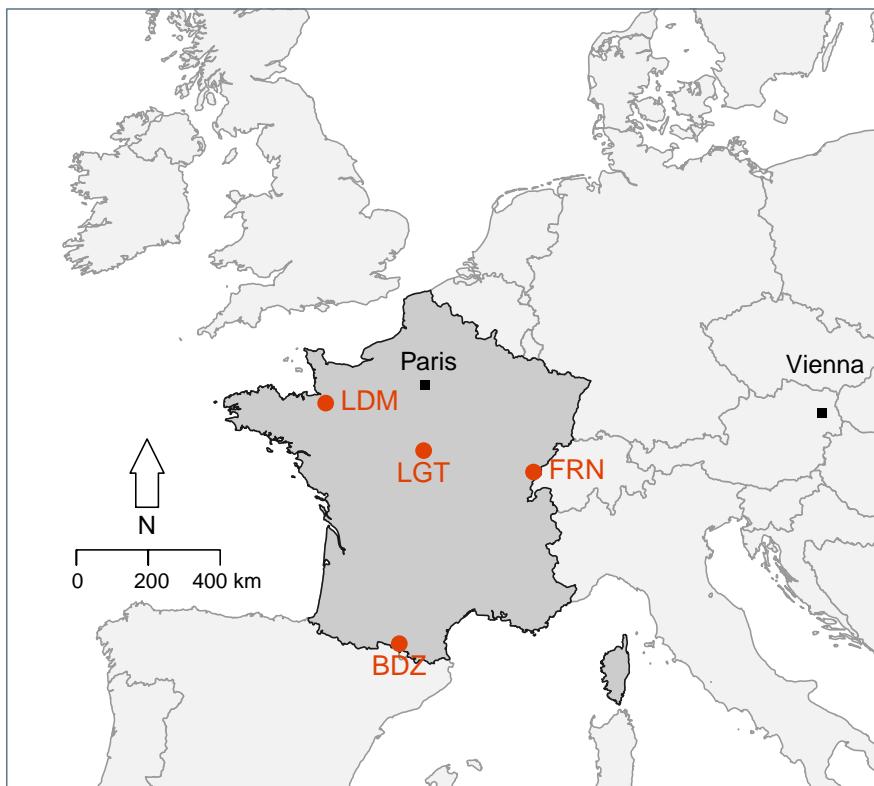
## **610 2 Sites d'études et méthodologies employées**

611

612	<b>2.1 Présentation de la tourbière de La Guette . . . . .</b>	<b>38</b>
613		
614	<b>2.2 Autres sites du service national d'observation . . . . .</b>	<b>43</b>
615		
616	<b>2.3 Mesures de flux . . . . .</b>	<b>44</b>
617		
618	2.3.1 Présentation des méthodologies possibles . . . . .	44
619		
620	2.3.2 Les mesures de CO <sub>2</sub> . . . . .	45
621		
622	2.3.3 Les mesures de CH <sub>4</sub> . . . . .	48
623		
624	2.3.4 Le calcul des flux . . . . .	49
625		
626	<b>2.4 Facteurs contrôlants . . . . .</b>	<b>49</b>
627		
628	2.4.1 acquisitions automatisées . . . . .	49
629		

## 624 2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

625 Le site d'étude, la tourbière de La Guette, est l'un des quatre sites du service  
626 national d'observation des tourbières (SNOT) qui vise à étudier la fonction puits de  
627 carbone des tourbières tempérées notamment vis-à-vis des changements globaux.



BDZ: Bernadouze (1400 m), FRN: Frasne (840 m),  
LDM: Landemarais (155 m), LGT: La Guette (145 m)

FIGURE 2.1 – Site d'études SNO

628 La tourbière de La Guette est située à Neuvy-sur-Barangeon, en Sologne, ( $N\ 47^{\circ}19'44''$ ,  
629 E  $2^{\circ}17'04''$ ) dans le département du Cher (Figure 2.1). Le site s'étend sur une surface  
630 d'une vingtaine d'hectare avec une géométrie relativement allongée 2.2. Cette surface  
631 la classe parmi les plus grandes de Sologne. L'épaisseur moyenne de la tourbe est de  
632 80 cm avec des maximums locaux atteignant 180 cm. La tourbière de La Guette est pro-  
633 bablement topogène (**Réf needed**), formée par l'accumulation d'eau de pluie dans une  
634 cuvette imperméabilisée par une couche d'argile issue d'alluvions de la rivière du même  
635 nom (La Guette). Les précipitations annuelles moyennes sur le site sont de 880 mm et

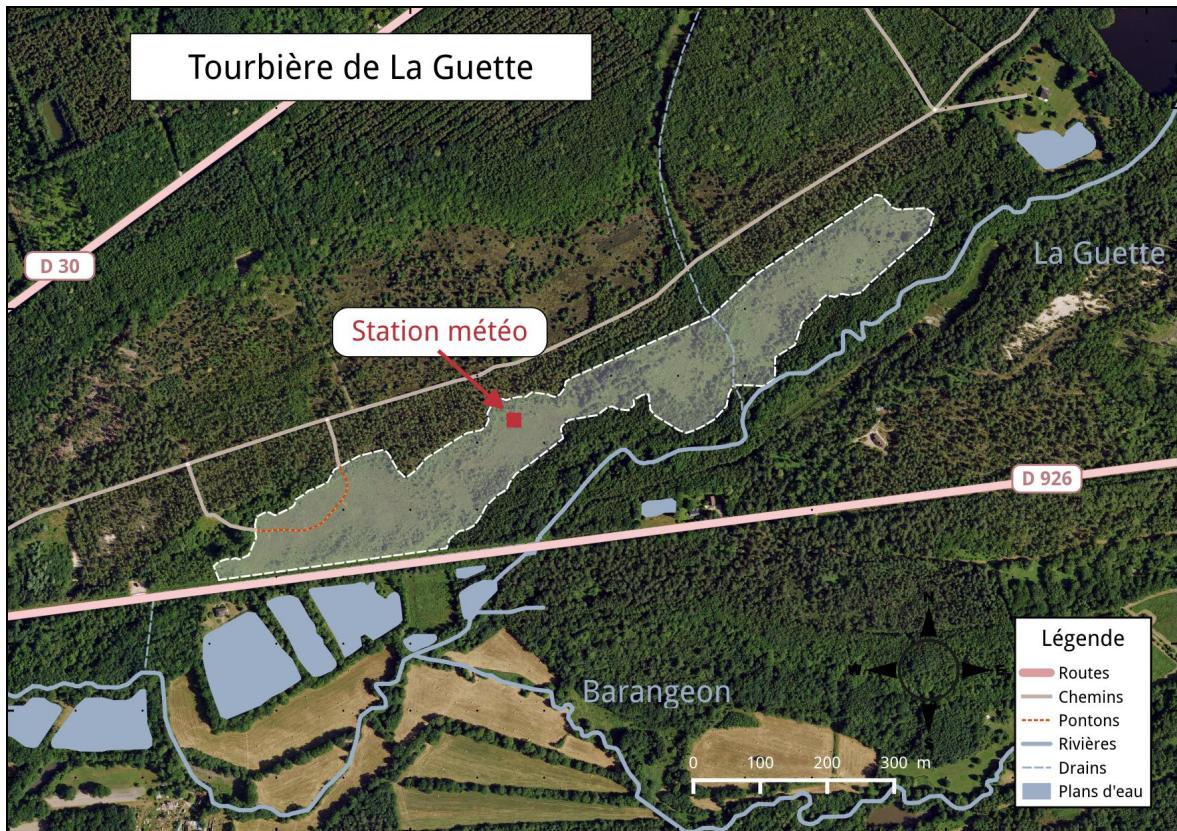


FIGURE 2.2 – Carte de la tourbière de La Guette

les températures moyenne annuelle de 11 °C. L'eau du site à une conductivité généralement inférieure à  $80 \mu\text{S m}^{-2}$  et un pH compris entre 4 et 5. Ces caractéristiques classe la tourbière parmi les tourbières minérotrophes pauvres en nutriments (*poor fen*). Les datations effectuées sur le site permettent de dire que les premiers dépôts tourbeux remontent à environ 5 à 6000 ans.

Le site a subi un certain nombre de perturbations au cours de son existence. D'abord la construction d'une route, avant 1945, qui coupe l'extrémité sud de la tourbière favorisant son drainage. Le site est également brûlé par un incendie en 1976. En 1979 des pins noirs (*Pinus nigra*) sont plantés au nord du site. Enfin 2008 le récurage du fossé de drainage bordant la route semble entraîner une augmentation significative des pertes d'eau du système.

Ces perturbations, ou au moins une partie d'entre elles, ont probablement favorisé l'envahissement du site par une végétation vasculaire, notamment arborée et composée de pins (*Pinus sylvestris*) et de bouleaux (*Betula verrucosa* et *pubescens*). [Viel et al.](#)

## 2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

---

650 (2015) a pu calculé, grâce à l'étude de photos aérienne, la vitesse de fermeture du site,  
651 entre 1945 et 2010, estimée à  $2020 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$  avant l'incendie de 1976 et à  $3469 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$   
652 après. La tourbière est également envahie de façon importante par la molinie bleue  
653 (*Molinia caerulea*) de la famille des *Poaceae* (Figure 2.3c). Leur présence favorisant la  
654 dégradation des matières organiques (Gogo *et al.*, 2011). Sont également présentes sur  
655 le site un certain nombre d'espèces caractéristiques des tourbières comme les sphaignes,  
656 principalement *Sphagnum cuspidatum* et *Sphagnum rubellum*, qui forment des tapis.  
657 Un tapis de sphaignes en cours de formation est visible sur la photo 2.3a. Sur cette  
658 même photo sont également visible des Linaigrettes à feuilles étroites (*Eriophorum*  
659 *angustifolium*), une plante de la famille des *Cyperaceae* caractéristique des marais et  
660 des landes tourbeuses (Rameau *et al.*, 2008). Des bruyères sont également présentes de  
661 façon importante sur le site avec notamment *Erica tetralix*, parfois appelée la Bruyère  
662 des marais, de la famille des *Ericaceae* (Figure 2.3b). De la même famille est présente  
663 sur le site, mais de façon moins omniprésente, la Callune (*Calluna vulgaris*). L'ensemble  
664 de ces espèces tendent à préférer les milieux riches en matières organiques et pauvres  
665 en nutriment (tela-botanica). D'autres espèces sont présentes sur ce site notamment,  
666 *Rhynchospora alba* de la famille des *Cyperaceae*, *Juncus bulbosus*(image annexe ?),  
667 de la famille de *Juncaceae*, et des Droséras, une plante insectivore, de la famille des  
668 *Droseraceae* (Annexe A, Figure 7a) .

669 Au cours des dernières années, les précipitations sont relativement différentes avec  
670 deux années plus sèche que la moyenne avant 2013 et deux années plus humide en 2013  
671 et 2014 (Figure 2.4). On observe également cette dualité au niveau du niveau de la  
672 nappe. Avant 2013 les étés sont marqués par des étiages important avec des baisses du  
673 niveau de nappe allant jusqu'à -60 cm en 2012 (Figure 2.5). Après 2013, les étiages  
674 sont beaucoup moins importants sur le site (Figure 2.6). Les variations inter-annuelles  
675 de la température moyenne de l'air semblent moins marquées. L'année 2011 est très  
676 proche de 2014 avec une température moyenne supérieure à 11 °C. De la même façon  
677 les années 2012 et 2013 sont très proche avec des température moyenne inférieure à  
678 10 °C.



(a) *Sphagnum – Eriophorum angustifolium*



(b) *Erica tetralix – Molinia caerulea*



(c) *Molinia caerulea*

FIGURE 2.3 – Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.

## 2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

---

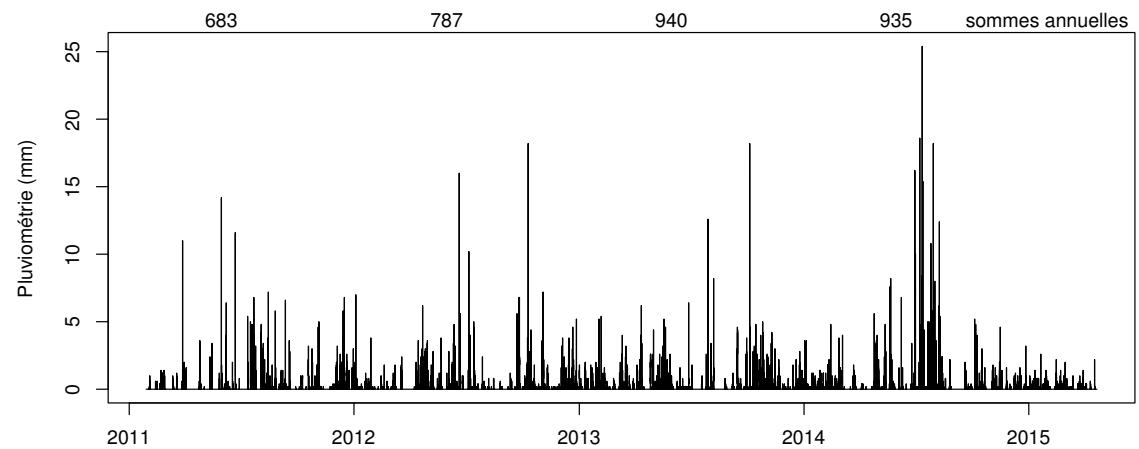


FIGURE 2.4 – Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014

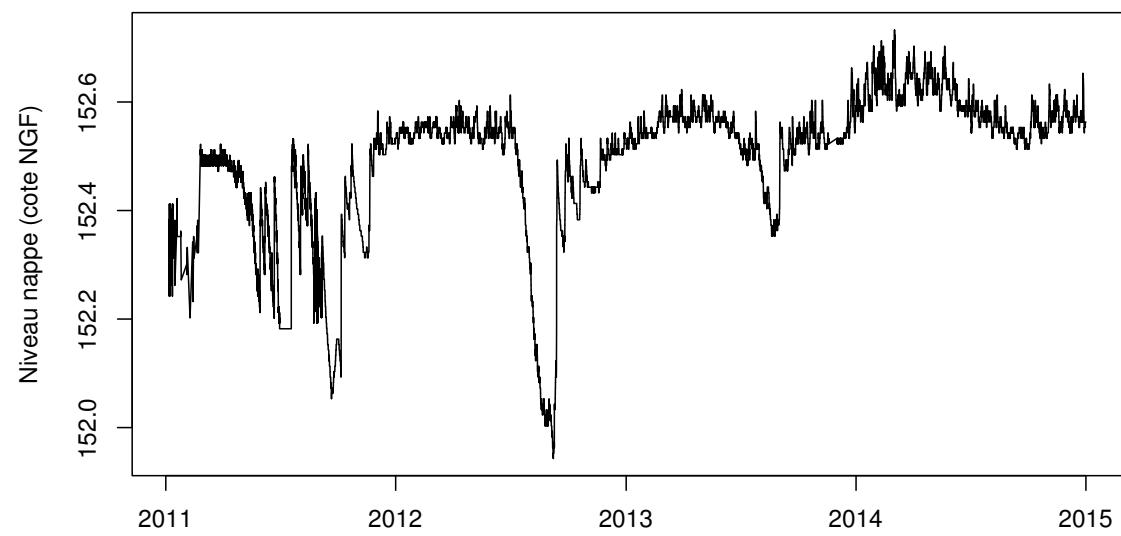


FIGURE 2.5 – Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014

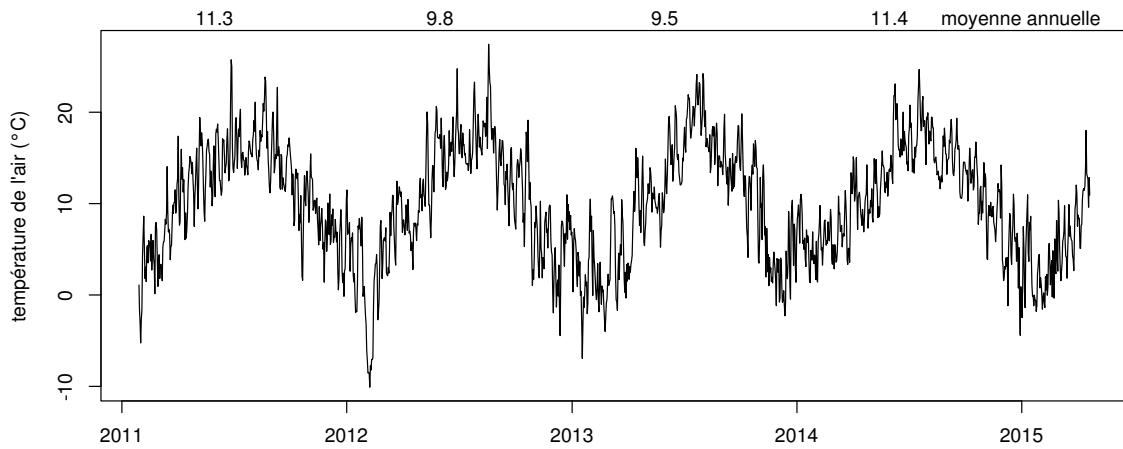


FIGURE 2.6 – Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014

## 679 2.2 Autres sites du service national d'obser- 680 vation

681 Bien que moins étudiés, les autres sites du SNOT, Bernadouze, Frasne et Landema-  
682 rais ont également fait l'objet d'un suivi ponctuel en 2013. La tourbière de Bernadouze  
683 est situé à 1400 m dans les Pyrénées, en Ariège (N 42°48'09'', E 1°25'24''). Elle est  
684 relativement petite avec 3,75 ha seulement. La tourbière de Frasne est situé à 840 m  
685 dans le Doubs et s'étend sur une surface de 98 ha. Enfin la tourbière de Landemarais  
686 est située en Ille-et-villaine, à 154 m et s'étend sur 23 ha. les températures annuelles  
687 moyennes sur ces trois sites sont respectivement de 6, 7,5 et 11 °C. les précipitations  
688 annuelles étant de 1700, 1400, 870 mm.

689 Au sein de ses sites de nombreuses mesures ont été effectuées et notamment des  
690 mesures de flux de GES notamment le CO<sub>2</sub> et le CH<sub>4</sub>. La méthodologie utilisée pour  
691 les mesurer étant transverse aux différentes expérimentations elle sera détaillée dans  
692 ce chapitre.

## 693 2.3 Mesures de flux

### 694 2.3.1 Présentation des méthodologies possibles

695 De nombreuses techniques permettent de mesurer des flux de gaz, avec en premier  
696 lieu les méthodes de chambres.

697 Les chambres peuvent être ouvertes, c'est à dire que la mesure se fait lorsque le  
698 gaz à l'intérieur de la chambre à l'équilibre avec celui à l'extérieur, ou fermées, dans  
699 ce cas le gaz à l'intérieur de la chambre n'est pas à l'équilibre avec celui à l'extérieur.  
700 Elles peuvent également être dynamique, lorsqu'un système de pompe, permettant  
701 notamment de transporter le gaz jusqu'à l'analyseur, est présent. Ou statique si le  
702 système est sans flux artificiel.

703 Trois grandes techniques de chambre existent. D'abord les chambres **dynamiques**  
704 **ouvertes** qui se basent sur un état d'équilibre et mesurent une différence de concen-  
705 tration d'un gaz dont une partie passe par la chambre et l'autre non. Cette méthode  
706 nécessite un système de pompe et donc le passage d'un flux. Ensuite les chambres **dy-  
707 namiques fermées** qui mesurent l'évolution de la concentration du gaz au sein de la  
708 chambre à l'aide d'un système de pompe permettant l'envoi du gaz dans un analyseur  
709 externe. Enfin les chambres **statiques fermées** qui mesurent également l'évolution de  
710 la concentration du gaz au sein de la chambre sans qu'un système de pompe ne soit  
711 présent. Dans ce cas soit l'analyseur est présent dans la chambre, soit des prélèvements  
712 sont fait à intervalles réguliers puis analysés par la suite en chromatographie gazeuse.

713 Il faut noter que les dénominations anglaises de ces méthodes doit faire l'objet d'une  
714 attention particulière. *Closed chamber* par exemple est parfois utilisé pour se référer  
715 à l'état ou non d'équilibre, comme défini dans ce document, mais parfois également  
716 pour désigner les méthodes de chambre sans système de flux ce qui peut prêter à  
717 confusion [Pumpenan et al. \(2004\)](#). Souvent utilisées les dénominations *open/closed* et  
718 *dynamic/static* sont décrites dans [Luo et Zhou \(2006c\)](#), une autre convention peut être  
719 rencontrée : *flow-through/non-flow-through* et *steady state/non-steady state* [Livingston](#)

720 et Hutchinson (1995)

721 Ces différentes méthodes ont divers avantages et inconvénients.

722 Ces méthodes sont souvent utilisées car elles ont un coût modeste, et sont très ver-  
723 satiles ce qui permet leur utilisation dans de nombreuses situations. D'autres méthodes  
724 plus globales existent comme les méthodes d'Eddy Covariance.

725 Les méthodes d'Eddy Covariance se base sur...

726 Comparaison entre les méthodes de chambre et les méthodes d'Eddy Covariance.

### 727 2.3.2 Les mesures de CO<sub>2</sub>

728 Toutes les mesures de CO<sub>2</sub> présentées par la suite ont été faite avec les mêmes ma-  
729 tériels et le même protocole. Les chambres utilisées sont en plexiglass et ont été conçue  
730 (LPC2E) et fabriquées (ISTO) au CNRS. Ce sont des chambres transparentes, cylin-  
731 drique, de 30 cm de diamètre et 30 cm de hauteur. Les mesures de CO<sub>2</sub> à proprement  
732 parler ont été faite à l'aide d'une sonde Vaisala CARBOCAP® GMP 343. La sonde est  
733 directement insérée dans la chambre ainsi qu'une sonde Vaisala HUMICAP® HMP 75  
734 mesurant d'humidité et la température dans la chambre.

735 Avant toute mesure, des embases sont installées sur le site. Ce sont des cylindres  
736 de PVC d'une hauteur de 15 cm pour 30 cm de diamètres, insérés dans le sol sur 8  
737 à 10 cm. La partie basale et enterrée de ces cylindres (sur 7 cm) a été préalablement  
738 percée d'une quarantaine de trous (1 cm de diamètre) afin de minimiser les impacts de  
739 l'embase sur le développement racinaire et permettre les écoulements d'eau.

740 Pour les raisons détaillée précédemment, la méthode mise en œuvre est celle de  
741 la chambre statique fermée, aucun système de pompe n'est donc utilisé. la chambre  
742 est posée sur l'embase, elle contient l'analyseur de CO<sub>2</sub> qui mesure la variation de  
743 la concentration en gaz au cours du temps. Un ventilateur de faible puissance est  
744 également présent à l'intérieur de la chambre afin d'homogénéiser l'air. 1 à 3 min de  
745 stabilisation sont nécessaires après la pose de la chambre afin d'éviter les effets pouvant  
746 y être liés. Ensuite l'enregistrement est lancé, avec l'acquisition toutes les 5 s pendant  
747 5 min de la concentration en CO<sub>2</sub>, de la température et de l'humidité. La mesure se

## 2.3. Mesures de flux

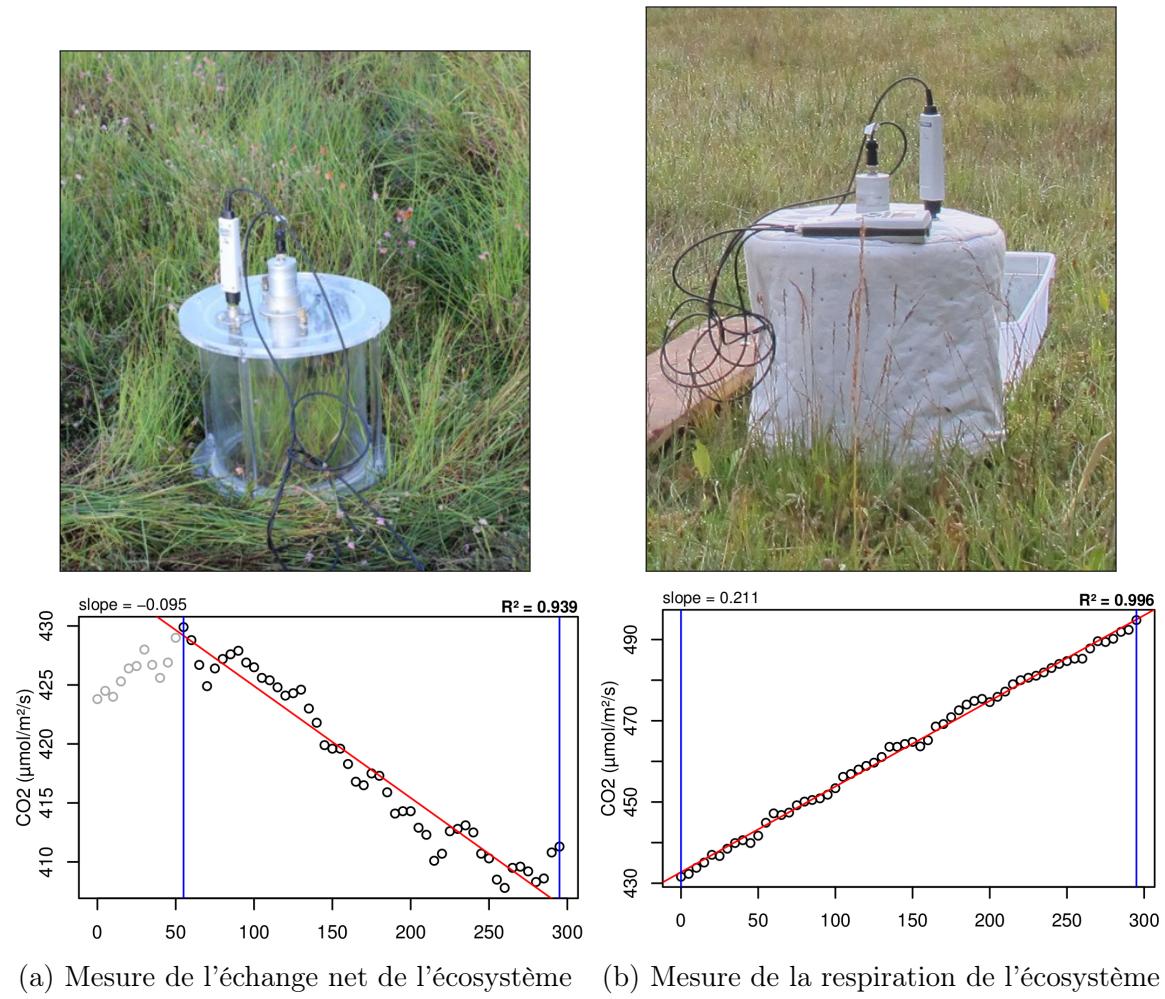


FIGURE 2.7 – Mesures de CO<sub>2</sub>

déroule donc sur une période de temps relativement courte afin de minimiser le déséquilibre avec le milieu extérieur. Dans ce but les mesures ont parfois été manuellement raccourcies, 2 à 3 min d'acquisition, si une pente claire se dégageait rapidement. Ceci notamment lorsque les conditions météorologiques, chaudes et ensoleillées, laissaient supposer une différence rapidement importante vis-à-vis des conditions extérieures. Généralement, deux acquisitions de CO<sub>2</sub> sont faites à la suite sur une même embase. La première, avec la chambre transparente nue, permettant l'enregistrement de l'ENE (Figure 2.7-a). La seconde avec la chambre recouverte d'une chaussette de tissu occultant, isolant la chambre de la lumière, permettant d'interrompre la photosynthèse et donc d'enregistrer les respirations (RE) (Figure 2.7-b).

De nombreux écueils peuvent rendre une mesure inexploitable. D'abord le placement de la chambre, cela peut sembler trivial mais positionner la chambre au milieu d'her-



FIGURE 2.8 – SPIRIT

760 bacées et de bruyères n'est pas toujours évident. Plus anecdotiquement des sphaignes  
 761 gelées, recouvrant les bords de l'embase rendent la pose de la chambre difficile voire  
 762 impossible. Enfin selon l'heure de la journée des gradients de concentrations peuvent  
 763 être présent et augmenter localement les concentrations de CO<sub>2</sub> de façon importante  
 764 allant jusqu'à saturer la sonde.

765 Au vu du volume de données acquises et souhaitant garder l'intérêt de mesures  
 766 manuelles, à savoir le contrôle humain des flux et des conditions de mesure, il a été  
 767 nécessaire de développer un outil de traitement facilitant le contrôle et le calcul des flux.  
 768 Ceci afin d'éviter de recourir à des seuils arbitraires (typiquement une valeur de R<sup>2</sup>)  
 769 pour le contrôle qualité des données, mais également de permettre une reproductibilité  
 770 et un traçage des modifications effectuées sur les données brutes. (donner des exemples)  
 771 Ce travail est présenté dans l'annexe D.

### 772 2.3.3 Les mesures de CH<sub>4</sub>

773 Les mesures de CH<sub>4</sub> ont été réalisée avec une chambre aux caractéristiques similaires  
774 à celles utilisées pour les mesures de CO<sub>2</sub> à l'exception de l'interface avec l'analyseur.  
775 La méthode de la chambre dynamique fermée a été utilisée pour réaliser ces mesures,  
776 elle diffère donc légèrement de celle utilisée pour le CO<sub>2</sub> puisqu'elle nécessite la mise en  
777 oeuvre d'un système de pompe pour transporter le gaz jusqu'à l'analyseur. Les mesures  
778 de concentration en CH<sub>4</sub> ont été réalisée à l'aide du SPIRIT (Figure 2.8).

779 C'est un SPectrometre Infra Rouge In-situ Troposphérique développé par le LPC2E.  
780 La spectrométrie infra-rouge se base sur la mesure de l'absorption d'un rayonnement  
781 infrarouge par des molécules conduisant Cet instrument profite de l'expertise acquise  
782 par le laboratoire dans le domaine de la métrologie infra-rouge, notamment avec le  
783 développement de son ancêtre le SPIRALE (SPectroscopie Infra Rouge par Absorption  
784 de Lasers Embarqués). Plus petit et plus léger (100 kg), le SPIRIT a été développé  
785 en différentes versions, fonction des usages. Il existe actuellement une version sol et  
786 une version avion de l'appareil. Les capacités du SPIRIT sont principalement liées  
787 à deux éléments. Premièrement l'invention d'une cellule à réflexion multiple par le  
788 LPC2E ([Robert, 2007](#)), permettant d'adapter facilement la longueur du parcours op-  
789 tique en fonction de la concentration des gaz à mesurer. Deuxièmement l'utilisation de  
790 lasers à cascades quantique (QCL), dont la puissance permet d'augmenter le nombre  
791 de réflexion et la sensibilité des mesures d'absorption. Les QCL installés émettent sé-  
792 quentiellement dans le moyen infra-rouge (2,5 à 25 µm) (Choix dicté par l'absorbance  
793 à ces longueurs d'onde d'un grand nombre d'espèce d'intérêt et l'intensité importante  
794 des raies d'absorption.) et dans une fenêtre spécifique aux espèces que l'on souhaite  
795 mesurer. Après son émission, le laser est divisé en deux La première partie traverse  
796 une cellule de référence, contenant un gaz de concentration connue. La seconde partie  
797 traverse une cellule de mesure, contenant le gaz à mesurer. Les deux parties du laser  
798 débouchent finalement sur les détecteurs. Le fonctionnement détaillé du SPIRIT-sol  
799 est décrit dans [Guimbaud \*et al.\* \(2011\)](#).

### 800 2.3.4 Le calcul des flux

801 Que ce soit pour le CO<sub>2</sub> ou le CH<sub>4</sub>, le flux de gaz est calculé à l'aide de l'équation  
 802 suivante :

$$F = \frac{dX}{dt} \times \frac{P}{R \times T} \times \frac{V}{S} \quad (2.1)$$

803 Avec :

804 F : le flux en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$

805 X : la concentration en gaz mesuré en  $\mu\text{mol mol}^{-1}$

806 P : la pression atmosphérique en  $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$

807 R : la constante des gaz parfait en  $\text{kg m}^2 \text{s}^{-2} \text{mol}^{-1} \text{K}^{-1}$

808 T : la température dans la chambre en K

809 V : le volume de la chambre en m<sup>3</sup>

810 S : la surface occupée par l'embase en m<sup>2</sup>

## 811 2.4 Facteurs contrôlants

812 Afin de déterminer l'impact de facteurs contrôlants sur ces flux, mesurer les flux  
 813 ne suffit pas il faut également mesurer les variables environnementales dont on pense  
 814 qu'elles seront des facteurs contrôlants important. La description des techniques et  
 815 matériels communs aux différentes expérimentations utilisées est développée ci-dessous.  
 816 Par contre leur mise en œuvre ou caractéristiques spécifiques, comme la fréquence des  
 817 mesures, sera décrite individuellement au niveau des parties détaillant chacune des  
 818 expérimentations.

### 819 2.4.1 acquisitions automatisées

820 Les paramètres météorologiques ont été mesurés, en un point, au centre de la tour-  
 821 bière (Figure 2.2)(carte ?) à l'aide d'une station d'acquisition Campbell installée sur le

## 2.4. Facteurs contrôlants

---

site en 2008. Les variables ont été acquises à une fréquence horaire jusqu'au 20 février 2014 puis toutes les demi-heures par la suite. Les paramètres enregistrés sont la pression atmosphérique, l'humidité relative de l'air, la pluviométrie, l'irradiation solaire, la vitesse et la direction du vent. (**détail du matos ?**). Cette même station a également permis l'acquisition de la température de l'air et de la tourbe à -5, -10, -20 et -40 cm. Installées à la même époque, quatre sondes **OTT ?** de mesure du niveau de la nappe d'eau permettent le suivi du niveau de la nappe dans la tourbière.

# <sup>829</sup> 3 Bilan de C de la tourbière de La Guette

<sup>830</sup>		
<sup>831</sup>	<b>3.1 Introduction</b>	<b>52</b>
<sup>832</sup>		
<sup>833</sup>	<b>3.2 Procédure expérimentale et analytique</b>	<b>53</b>
<sup>834</sup>	3.2.1 Méthodes de mesures	53
<sup>835</sup>	3.2.2 Modélisation du bilan de C	55
<sup>836</sup>	<b>3.3 Résultats</b>	<b>60</b>
<sup>837</sup>	3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière	
<sup>838</sup>	de La Guette	60
<sup>839</sup>	3.3.2 Sélection des modèles	65
<sup>840</sup>	3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle	
<sup>841</sup>	de l'écosystème	73
<sup>842</sup>	3.3.4 Variabilité spatiale du bilan	80
<sup>843</sup>	<b>3.4 Discussion</b>	<b>82</b>
<sup>844</sup>	3.4.1 Estimations des flux	82
<sup>845</sup>	3.4.2 Estimations des bilans	85
<sup>846</sup>	3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan	85
<sup>847</sup>	3.4.4 Représentativité locale du modèle	86
<sup>848</sup>	3.4.5 Variation du bilan avec la végétation	86
<sup>849</sup>	3.4.6 perspectives	87
<sup>850</sup>		
<sup>851</sup>		

852    3.1    Introduction

853       La majorité des écosystèmes tourbeux pour lesquels un bilan de carbone a été es-  
854       timé, se situe sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord comme par exemple en  
855       Suède ([Waddington et Roulet, 2000; Peichl \*et al.\*, 2014](#)), en Finlande ([Alm \*et al.\*, 1997](#)),  
856       au Canada ([Trudeau \*et al.\*, 2014](#)). Les tourbières situées plus au sud ont fait l'objet de  
857       rare estimation de bilan (e.g. tourbière du Jura français par [Bortoluzzi \*et al.\* \(2006\)](#)).  
858       L'étude de ces écosystèmes présent à la limite sud de leur extension est importante car  
859       ils expérimentent des conditions plus extrêmes que les autres qui sans être identiques,  
860       peuvent se rapprocher de celles que subiront d'autres écosystèmes tourbeux suite au  
861       réchauffement climatique. Par ailleurs, concernant la tourbière de La Guette, ce site  
862       est représentatif d'une grande partie des tourbières dans les perturbations qu'elle su-  
863       bie : son drainage et son envahissement par une végétation vasculaire (cf Chapitre 2)  
864       Le premier objectif de ce chapitre est donc d'établir le bilan de C de la tourbière de  
865       La Guette. Le second objectif est de caractériser la variabilité spatiale de ces flux de  
866       GES à travers ce bilan de C. En effet les tourbières sont des écosystèmes avec des  
867       conditions environnementales qui peuvent varier dans l'espace. Par exemple le niveau  
868       de la nappe, à cause de variation micro-topographique peut être plus ou moins élevé,  
869       faire des flaques d'eau libre ou au contraire être quelques dizaines de centimètres sous  
870       la surface du sol. Conséquence de ces variations, ces micro-environnements abritent  
871       des communautés végétales et microbiennes différentes. Finalement ces conditions en-  
872       vironnementales contrôlant les flux, ceux-ci varient également. Estimer ces variations  
873       est donc nécessaire afin de préciser dans quelle mesure elles influent sur le bilan de C.

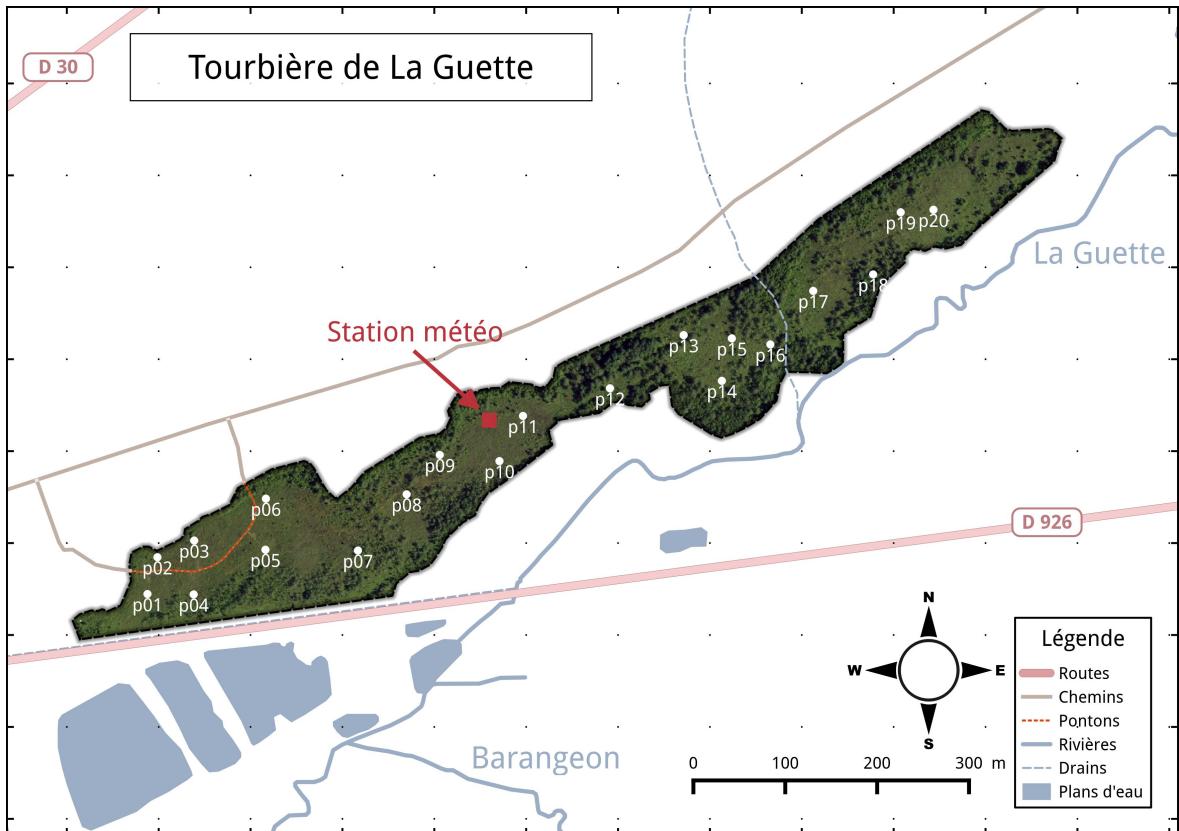


FIGURE 3.1 – Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.

## 874 3.2 Procédure expérimentale et analytique

### 875 3.2.1 Méthodes de mesures

#### 876 Mesures de flux de gaz

877 Les mesures des flux de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub> ont été effectuées en utilisant la méthode  
 878 décrite dans la partie 2.3. En juin 2011, 20 placettes ont été installées <sup>1</sup> selon un échan-  
 879 tillonnage aléatoire stratifié : La surface de la tourbière a été divisée selon une grille de  
 880 20 mailles et un point choisi aléatoirement dans chaque maille localise chaque placette.  
 881 La taille de la maille a été ajustée de manière à avoir vingt 20 carrés sur la surface de  
 882 la tourbière. Cette méthode permet de conserver un échantillonnage aléatoire tout en

<sup>1</sup>. je remercie ici Sébastien Gogo pour avoir installé ces placettes sur le terrain avant même mon arrivée.

### 3.2. Procédure expérimentale et analytique

étant assuré d'avoir une représentativité homogène du site. Les placettes, délimitées par des piquets, occupaient une surface de  $4\text{ m}^2$  ( $2\times 2\text{ m}$ ), à l'intérieur de laquelle ont été installé de façon permanente un piézomètre et une embase permettant la mesure des flux de gaz (Les embases sont décrites dans le chapitre 2, partie 2.3.2). Usuellement les placettes sont séparées en groupes micro-topographiques (Figure 1.1), avec des embases positionnées sur les buttes (*hummock*), les trous (*hollows*) et les zones d'eau libre (*pool*) (Alm *et al.*, 1997; Waddington et Roulet, 2000). Ou encore selon différents traitements, réhabilité/non réhabilité, exploité/non exploité, manipulé/non manipulé (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Strack et Zuback, 2013). Ceci a l'avantage de permettre une distinction fine des capacités sources/puits mais a l'inconvénient du placement proche des embases les unes des autres limitant la représentativité spatiale des mesures. Elles peuvent également être séparées en zone dans la tourbière, haut-marais *versus* bas-marais, ou réhabilité *versus* non-réhabilité. Afin de gagner en représentativité spatiale, la taille du site le permettant, il a été décidé de positionner des placettes sur l'ensemble du site. De plus, du fait de l'omniprésence de végétation vasculaire, et de la taille des chambres par rapport à la micro-topographie une telle approche était difficile à mettre en oeuvre.

Les flux de  $\text{CO}_2$  et de  $\text{CH}_4$  sont mesurés. Des tests effectués sur la tourbière ayant montré des émissions nulles de  $\text{N}_2\text{O}$ , ce gaz n'a pas été étudié. Les mesures de  $\text{CO}_2$  ont été effectuées de mars 2013 à février 2015, avec une fréquence quasiment mensuelle (20 campagnes, pour 24 mois de mesures). Les mesures de  $\text{CH}_4$  ont été effectuées avec une fréquence et sur un nombre d'embases inférieur (12 campagnes, 5 embases). Ceci a été déterminé par la difficulté de déploiement *in-situ* de l'instrument SPIRIT (lourd, difficilement transportable dans un milieu tourbeux).

Les facteurs contrôlant mesurés manuellement sont la pression atmosphérique, le rayonnement photosynthétique actif (*photosynthetically active radiation*, PAR), les températures du sol à différentes profondeurs, la végétation (pourcentage de recouvrement), le niveau de la nappe d'eau. Des prélèvements d'eau ont été effectués chaque mois pour mesurer le pH et la conductivité (mesures effectuées sur le terrain après les mesures de

912 flux). Les échantillons ont été congelés pour la mesure ultérieure de la concentration  
913 en carbone organique dissout. Ces mesures nécessitant d'accéder aux placettes régu-  
914 lièrement, des planches de bois ont été utilisées comme pontons mobiles pour limiter  
915 les perturbations. La dispersion des placettes sur l'ensemble du site a rendu impossible  
916 une installation plus permanente.

917 Les mesures automatiquement acquise via une station météo Campbell sont la tem-  
918 pérature de l'air, température de la tourbe à  $-5$ ,  $-10$ ,  $-20$  et  $-40$  cm de profondeur,  
919 vitesse et direction du vent, humidité relative de l'air, rayonnement solaire, pression  
920 atmosphérique.

### 921 3.2.2 Modélisation du bilan de C

#### 922 Estimation du bilan et variabilité temporelle

923 Pour estimer le bilan de carbone du site il est nécessaire d'établir des modèles  
924 reliant des flux mesurés ponctuellement avec des variables explicatives mesurées à haute  
925 fréquence (e.g. relation entre la respiration de l'écosystème et la température de l'air).  
926 Ces relations empiriques permettront d'interpoler les données acquises mensuellement  
927 sur l'ensemble des deux années de mesure et de reconstituer ainsi une chronique de flux  
928 dont l'intégration dans le temps permettra d'estimer une quantité sur l'année. Pour  
929 établir ces modèles empiriques les données acquises ont été moyennées par campagne  
930 de mesure. Ceci permettant, dans un premier temps, de s'affranchir de la variabilité  
931 spatiale des flux pour se concentrer sur la variabilité temporelle. Les relations entre  
932 flux et facteurs contrôlant ont ensuite été étudiées deux à deux.

933 La RE, et l'ENE sont mesurés directement sur le terrain. Cependant afin d'établir  
934 le bilan de C tout en gardant une discrimination entre flux d'entrée et de sortie la RE et  
935 la PPB (obtenue grâce à l'équation  $PPB = ENE - RE$ ) ont été modélisé séparément.  
936 Les flux en phase gazeuse ont été modélisés en partant d'équations usuellement utilisées  
937 et dans lesquelles la température est le facteur contrôlant majeur. Puis les résidus<sup>2</sup> de  
938 ces modèles de base ont ensuite été étudiés en fonction des facteurs de contrôle restant.

---

2. Valeurs moyennes - Valeurs moyennes estimées

### 3.2. Procédure expérimentale et analytique

939 Dans le cas où une tendance est visible, le facteur est intégré.

940 Les modèles ont été comparés avec différents indicateurs : Le coefficient de dé-  
941 termination ( $R^2$ ), l'erreur standard normalisée (*Normalised Root Mean Square Error*,  
942 NRMSE) et le critère d'information d'Akaike (*Akaike Information Criterion*, AIC). Le  
943  $R^2$  est utilisé comme indicateur de la proportion de la variabilité des données expliquée  
944 par le modèle, sa valeur est comprise entre 0 et 1. La RMSE et sa normalisation par la  
945 moyenne NRMSE sont utilisés comme indicateur de l'écart entre les données mesurées  
946 et les données modélisées. L'AIC permet de déterminer la pertinence de l'ajout d'un  
947 paramètre sur la représentation des données par le modèle.

948 La température a été choisie comme base de départ à la construction des modèles  
949 de RE et PPBsat, à la fois car c'est le facteur de contrôle le plus souvent invoqué et à  
950 la fois car les corrélations avec les flux étaient les plus forte. Concernant la respiration  
951 de l'écosystème, les températures utilisées dans la littérature sont variables. La tem-  
952 pérature la plus utilisée est la température du sol à -5 cm ([Ballantyne et al., 2014](#)).  
953 La température de l'air et la température du sol à -10 cm sont aussi régulièrement  
954 utilisées ([Bortoluzzi et al., 2006](#); [Kim et Verma, 1992](#)). Cette profondeur, -5 cm, est  
955 régulièrement utilisée car c'est dans la tourbe, proche de la surface que la respiration  
956 du sol est la plus importante. **production CO2 ? profils ?** C'est également à des  
957 profondeurs relativement faibles que se situent la majorité des racines (**Réf needed**).  
958 La respiration liée aux racines (autotrophe et hétérotrophe stimulée par les exsudats  
959 racinaires) peut contribuer à la respiration du sol (**de l'écosystème ?**) pour 35 à 60 %  
960 ([Silvola et al., 1996](#); [Crow et Wieder, 2005](#)). La RE est estimée directement à partir  
961 des données acquises moyennées en partant de la température connue pour contrô-  
962 ler une grande partie de ce flux. Les modèles les plus fréquemment utilisés (linéaire,  
963 exponentiel, arrhénius) ont été testés.

964 Pas de consensus émerge de la littérature quant aux facteurs contrôlant les émissions  
965 de CH<sub>4</sub>. La température, ([Alm et al., 1999](#); [Bubier et al., 1995](#)), le niveau de la nappe  
966 ([Bubier et al., 1993](#)) et/ou la végétation ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) peuvent être utilisés  
967 isolément ou conjointement.

968       Après la phase de calibration, les facteurs de contrôle utilisés dans les modèles  
969       ont été évalués à l'aide de données indépendantes issues d'une autre expérimentation  
970       réalisée sur le même site en 2014. Les méthodes de mesures des flux sont strictement  
971       identiques à celles utilisées pour établir le bilan de carbone. En revanche le position-  
972       nement des placettes est beaucoup plus classique : proches les unes des autres, et avec  
973       différents traitements. Afin de pouvoir les comparer, seule les placettes de contrôles,  
974       (n'ayant donc subie aucune manipulation) de cette expérimentation seront utilisées soit  
975       4 placettes dans une station en amont et 4 en aval de la tourbière de La Guette (plus  
976       de détails dans l'annexe C). Le terme d'évaluation est préféré à celui de validation car  
977       le nouveau jeu de données utilisé bien qu'indépendant de celui utilisé pour la calibra-  
978       tion n'a pas été acquis de manière strictement identique, notamment au niveau de la  
979       répartition des embases sur le site.

980       Enfin les facteurs contrôlants ont été interpolés au pas de mesure de la station  
981       météo présente sur le site, c'est-à-dire à l'heure. Pour des données dont l'acquisition  
982       est manuelle uniquement, comme la végétation, une interpolation linéaire est faite  
983       entre les points de mesures. Pour les données acquises à la fois automatiquement par  
984       la station météorologique et manuellement, comme la température de l'air ou de la  
985       tourbe, l'interpolation est faite à partir de la relation entre les mesures continues et  
986       ponctuelles. Les flux sont ensuite recalculés (en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ) à l'échelle horaire sur  
987       les deux années de mesure puis sommés afin d'estimer les bilans de carbone. Ces bilans  
988       sont par la suite exprimés en  $\text{gC m}^{-2}$  par période de temps (souvent l'année).

## 989       **Étude de la variabilité spatiale**

990       Deux approches ont été testées afin de caractériser la variabilité spatiale des flux et  
991       du bilan. La première consiste à calibrer par placette les modèles sélectionnés lors de la  
992       modélisation à l'échelle de l'écosystème. Cette opération permet ainsi calculer des flux  
993       par placette et éventuellement un bilan. L'inconvénient de cette méthode étant le faible  
994       nombre de points permettant la calibration des modèles conduisant éventuellement à  
995       une forte erreur sur l'estimation des paramètres voire à la non convergence des modèles.

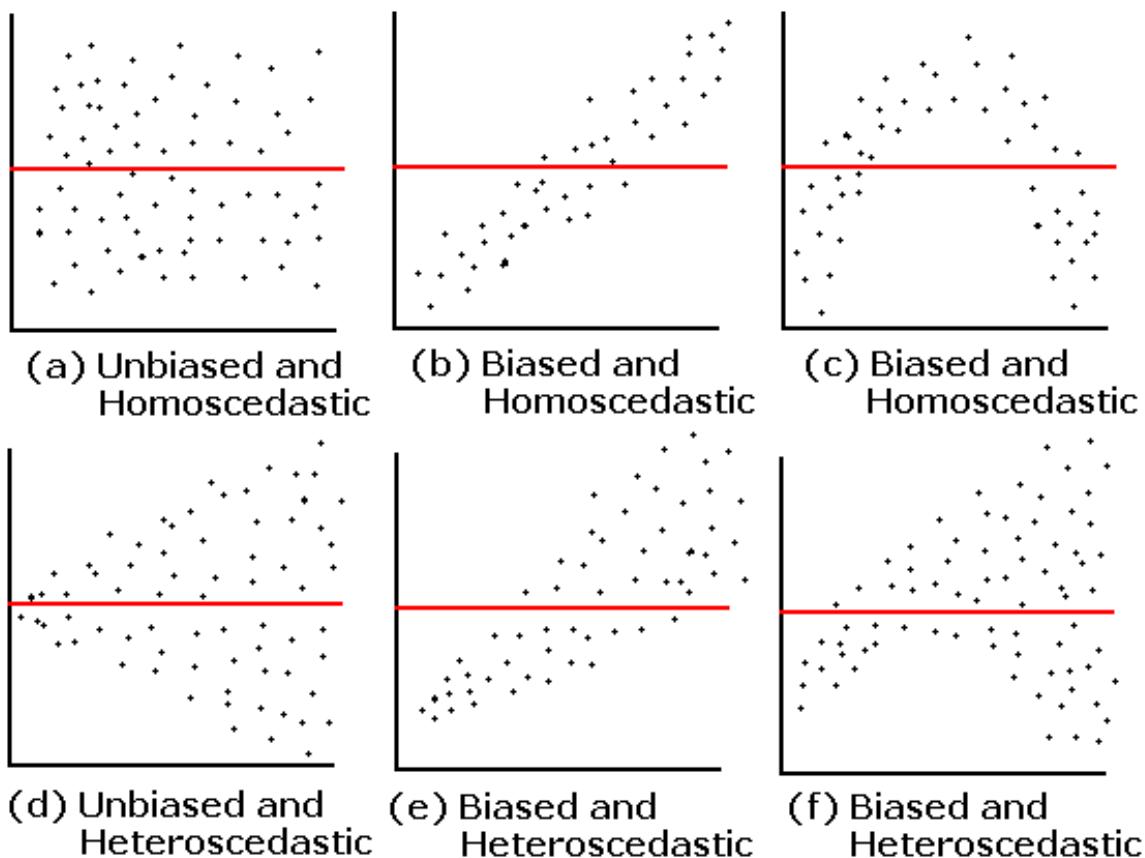


FIGURE 3.2 – Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)

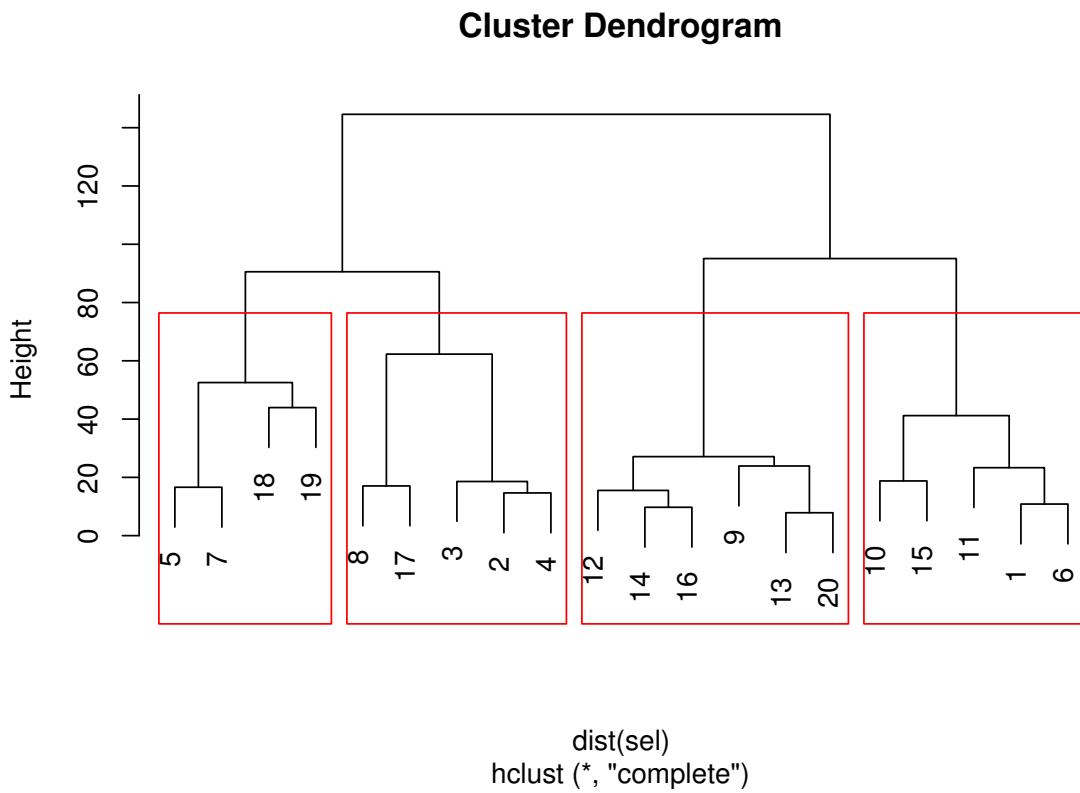


FIGURE 3.3 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

996 La seconde approche permet de palier en partie à ce souci en faisant des groupes de  
 997 placette. Ces ensembles de placette ont été fait en regroupant les placettes ayant la  
 998 composition végétale la plus proche. Ce choix se justifie par le fait que la végétation  
 999 joue un rôle important tout en étant délicate à prendre en compte. La température,  
 1000 plus facile à mesurer et le niveau de la nappe, qui n'a que peu varié, semblait des choix  
 1001 moins pertinent. Le partitionnement a été fait via une classification hiérarchique et  
 1002 quatre groupes ont été déterminés (Figure 3.3).

### 3.3. Résultats

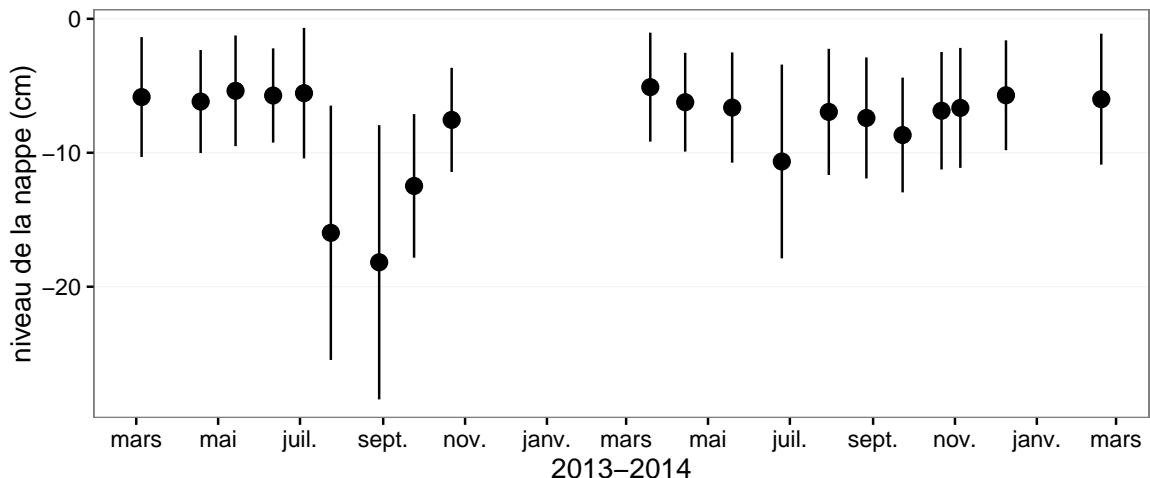


FIGURE 3.4 – Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

## 3.3 Résultats

### 3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette

#### Les Facteurs contrôlant

L'évolution du niveau de la nappe des 20 placettes est marquée par un étiage d'une vingtaine de centimètres en moyenne en 2013 et l'absence d'un étiage net en 2014 (Figure 3.4). Le niveau de la nappe moyen ne descend pas sous la barre des  $-10\text{ cm}$  avec  $-9,2 \pm 7,6$  et  $-7,1 \pm 4,8\text{ cm}$  respectivement pour 2013 et 2014. Ces observations sont cohérentes avec les mesures haute fréquence (Figure 2.5), et confirment l'étiage particulièrement haut de ces 2 années vis-à-vis des précédentes.

La température de l'air mesurée manuellement montre une variabilité saisonnière cohérente avec celle mesurées par la station météo. La variabilité saisonnière de la température est également visible dans le sol avec cependant un amortissement et une diminution de la variabilité avec la profondeur (figure 3.5)

La conductivité moyenne mesurée sur le site varie entre  $35$  and  $55\text{ }\mu\text{S m}^{-2}\text{ s}^{-1}$  (figure 3.6).

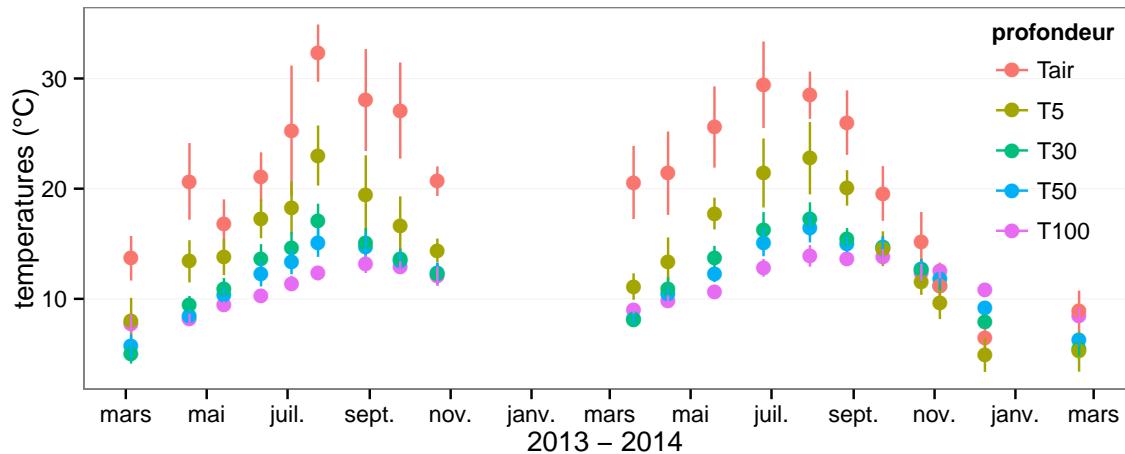


FIGURE 3.5 – Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5, -30, -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015

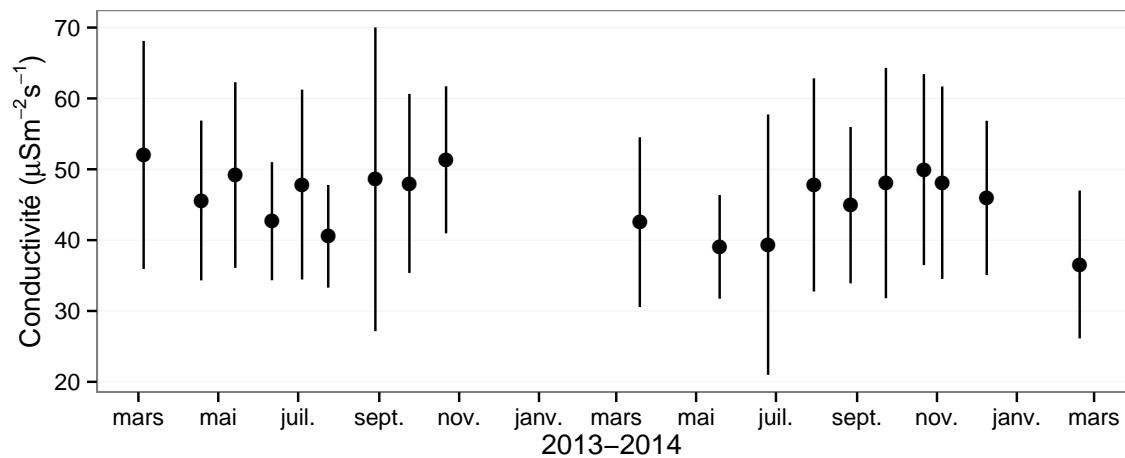


FIGURE 3.6 – Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

### 3.3. Résultats

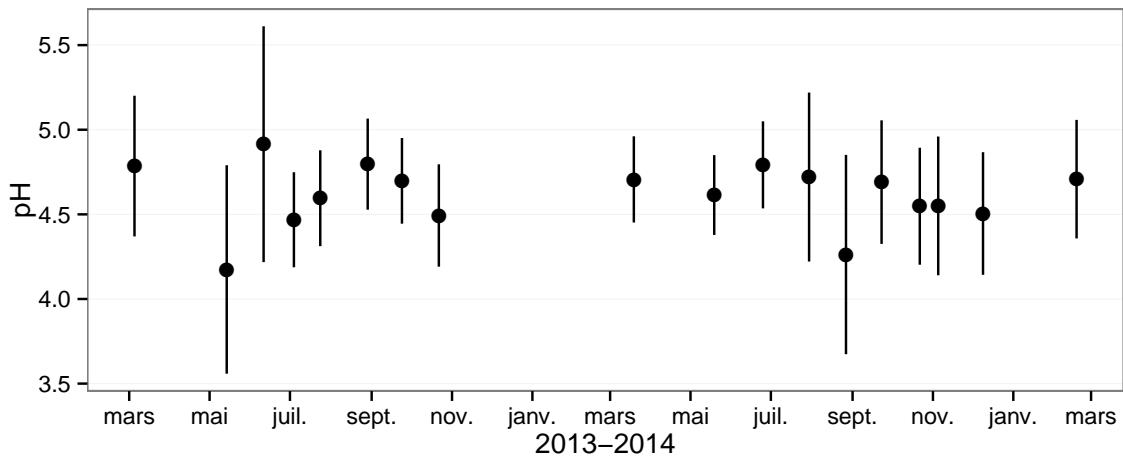


FIGURE 3.7 – Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

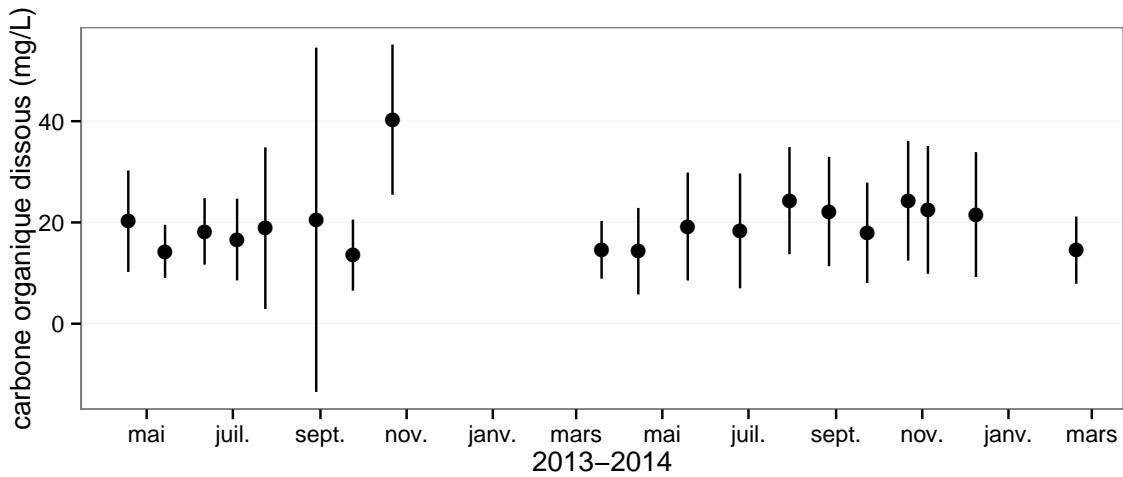


FIGURE 3.8 – Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1019 En moyenne le pH mesuré sur la tourbière de La Guette est compris entre 4 et 5  
1020 (figure 3.7). Ces valeurs sont cohérentes avec la classification en *poor-fen* du site .

1021 La concentration en carbone organique dissous présente dans l'eau de la tourbière  
1022 est compris en moyenne entre 10 et 30 mg L<sup>-1</sup> (figure 3.8).

#### 1023 Les flux de carbone

1024 L'ensemble des mesures de CO<sub>2</sub> s'étendent de mars 2013 à février 2015. Cependant  
1025 de novembre 2013 à février 2014 les mesures ont été interrompues suite à des problèmes  
1026 techniques. Les deux saisons de végétation, ont pu être mesurées dans leur ensemble,

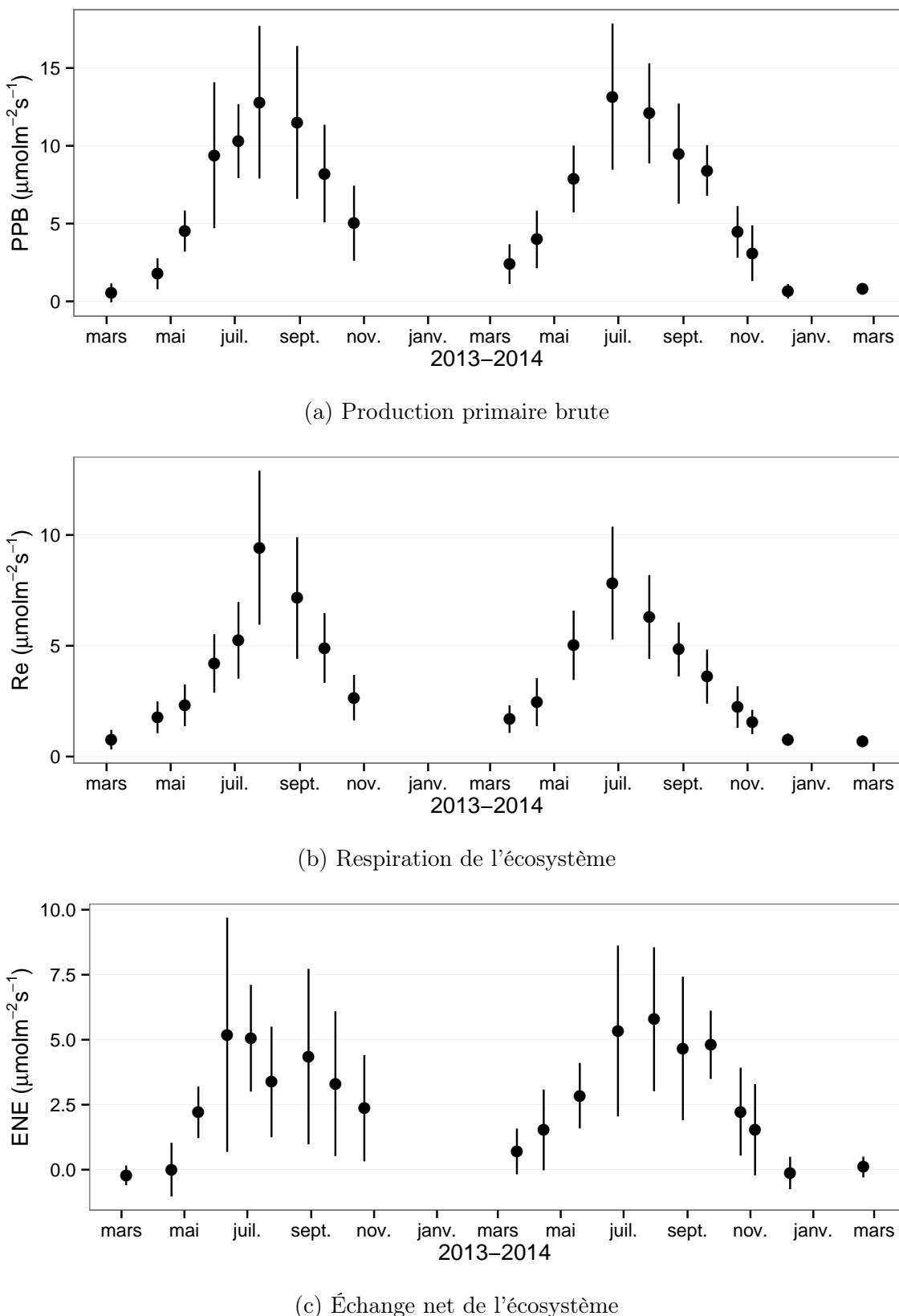


FIGURE 3.9 – Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.

### 3.3. Résultats

---

1027 permettant d'avoir un jeu de données représentatif sur le fonctionnement de l'écosys-  
1028 tème. À noter également que pour l'ensemble des flux, la déviation standard augmente  
1029 avec les valeurs mesurées.

1030 En 2013, les valeurs de la PPB (flux de CO<sub>2</sub> entrant dans l'écosystème) augmentent  
1031 au printemps et une partie de l'été avec un maximum de  $12,80 \pm 4,91 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
1032 atteint fin juillet, avant de diminuer à partir d'août (Figure 3.9a). En 2014 la PPB  
1033 maximale est atteinte en juin ( $13,16 \pm 4,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), soit environ un mois plus tôt  
1034 que l'année précédente. Puis pendant l'été et l'automne les valeurs décroissent jusqu'à  
1035 être proche de 0. En moyenne les valeurs de la PPB sont de  $7,12 \pm 5,19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
1036 en 2013 et de  $6,56 \pm 4,72 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en 2014 (Figure 3.9a).

1037 La RE (flux de CO<sub>2</sub> sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-  
1038 temps et une partie de l'été (Figure 3.9b). Elle atteint un maximum de  $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
1039 en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son maximum plus  
1040 tôt, en juin à  $7,83 \pm 2,55 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  avant de décroître jusqu'en hiver pour approcher  
1041 des valeurs nulles. La moyenne annuelle de RE en 2013 est de  $4,27 \pm 3,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ,  
1042 ce qui est légèrement supérieure à celle de 2014 :  $3,63 \pm 2,56 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (Figure 3.9b).

1043 Concernant l'ENE (bilan des flux de CO<sub>2</sub> entrant et sortant), elle augmente en 2013  
1044 jusque  $5,19 \pm 4,51 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , avec un maximum en juin, avant de diminuer jusqu'à  
1045 la fin de l'année. Cependant, cette baisse est moins uniforme que celle des deux flux  
1046 précédents, avec notamment une augmentation de l'ENE entre juillet et août 2013.  
1047 Ceci étant, il faut également noter les valeurs importantes de la déviation standard  
1048 particulièrement en juin et en août. En 2014, l'ENE maximum est atteinte en juillet  
1049 avec  $5,79 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  avant qu'elle ne décroisse. Cette baisse est cependant plus  
1050 homogène qu'en 2013. les moyennes de l'ENE en 2013 et 2014 sont très proches sont  
1051 respectivement de  $2,85 \pm 3,05 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  et  $2,93 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (Figure 3.9c).

1052 Les flux de CH<sub>4</sub> comme ceux du CO<sub>2</sub> montrent une variabilité saisonnière importante.  
1053 Cependant les flux de CH<sub>4</sub> mesurés sont un ordre de grandeur en dessous de ceux  
1054 mesurés pour le CO<sub>2</sub> (Figure 3.10). À l'inverse de ce dernier, l'importance des flux de  
1055 CH<sub>4</sub> mesurés en 2013 et 2014 est différente. En 2013 les flux sont moins importants

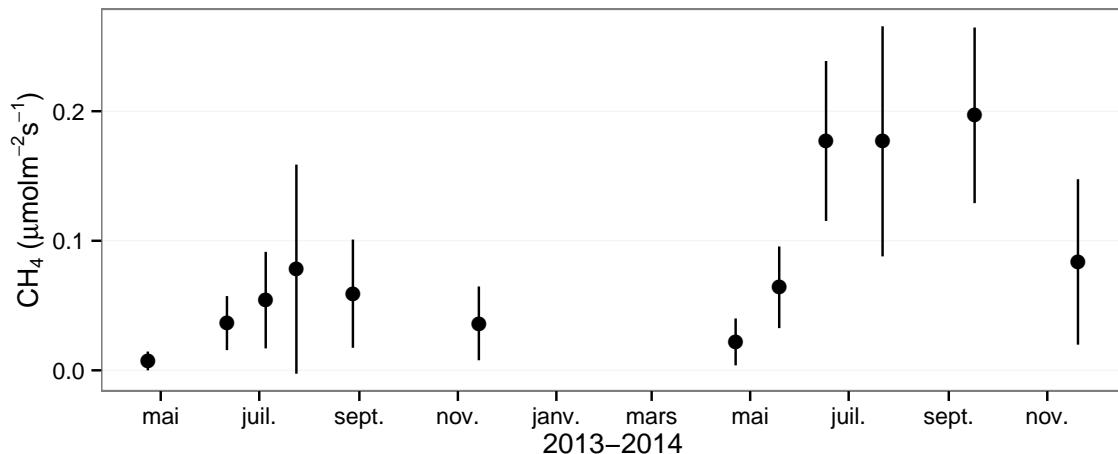


FIGURE 3.10 – Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1056 qu'en 2014 avec des maximum de  $0,078$  et  $0,196 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  respectivement.

### 1057 Les relations flux gazeux et facteurs contrôlant

1058 Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe n'a que peu varié pendant les  
 1059 deux années de mesures. De ce fait aucune relation claire ne se distingue entre les flux  
 1060 et le niveau de la nappe que ce soit pour le CO<sub>2</sub> (PPB et RE) ou le CH<sub>4</sub> (Figure 3.11).  
 1061 La PPB et la RE présentent cependant des relations avec la température de l'air,  
 1062 et l'indice de végétation, même si pour ce dernier les tendances sont moins claires,  
 1063 particulièrement pour la RE (Figure 3.11). Le CH<sub>4</sub> quant à lui ne présente pas de  
 1064 relation avec la température de l'air, mais une tendance exponentielle est visible vis-à-  
 1065 vis de l'indice de végétation (Figure 3.11). (**CH<sub>4</sub> et Température dans la tourbe ?**)

### 1066 3.3.2 Sélection des modèles

#### 1067 La Production Primaire Brute

1068 L'estimation de la PPB se fait en deux étapes. Dans un premier temps on estime le  
 1069 potentiel maximum de photosynthèse à un instant donné dans des conditions de lumière  
 1070 saturante (PPBsat). Ce potentiel peut varier avec les conditions environnementales et  
 1071 a été déterminé en utilisant l'équation de (June *et al.*, 2004) qui relie la vitesse de

### 3.3. Résultats

---

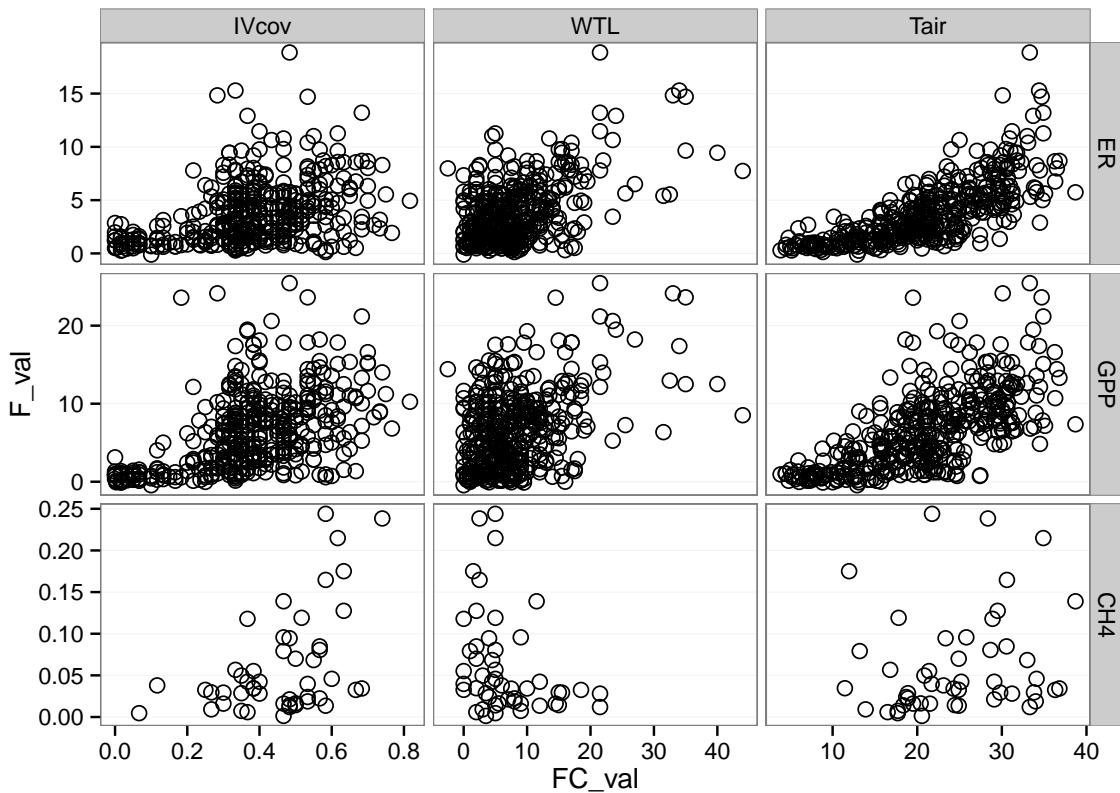


FIGURE 3.11 – Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant

1072 transport des électrons photosynthétiques à lumière saturante à la température :

$$PPB_{sat} = a * \exp\left(\frac{Tair - b}{c}\right)^2 \quad (3.1)$$

1073 Avec a la vitesse de transport des électrons photosynthétique à lumière saturante, b  
 1074 la température optimale pour ce transport et c la différence de température à laquelle  
 1075 à laquelle PPB<sub>sat</sub> vaut e<sup>-1</sup> de sa valeur à la température optimale. À partir de ce  
 1076 potentiel à lumière saturante, la PPB est estimée en prenant en compte la lumino-  
 1077 sité. On utilise l'équation 3.2 proposée par (Bubier *et al.*, 1998) et régulièrement et  
 1078 majoritairement utilisée (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Worrall *et al.*, 2009) :

$$PPB = \frac{PPB_{sat} * a * PAR}{PPB_{sat} + a * PAR} \quad (3.2)$$

1079 L'utilisation de l'équation de June seule, avec la température de l'air comme variable  
 1080 explicative de la PPB<sub>sat</sub>, permet d'expliquer 66 % des variations observées avec une

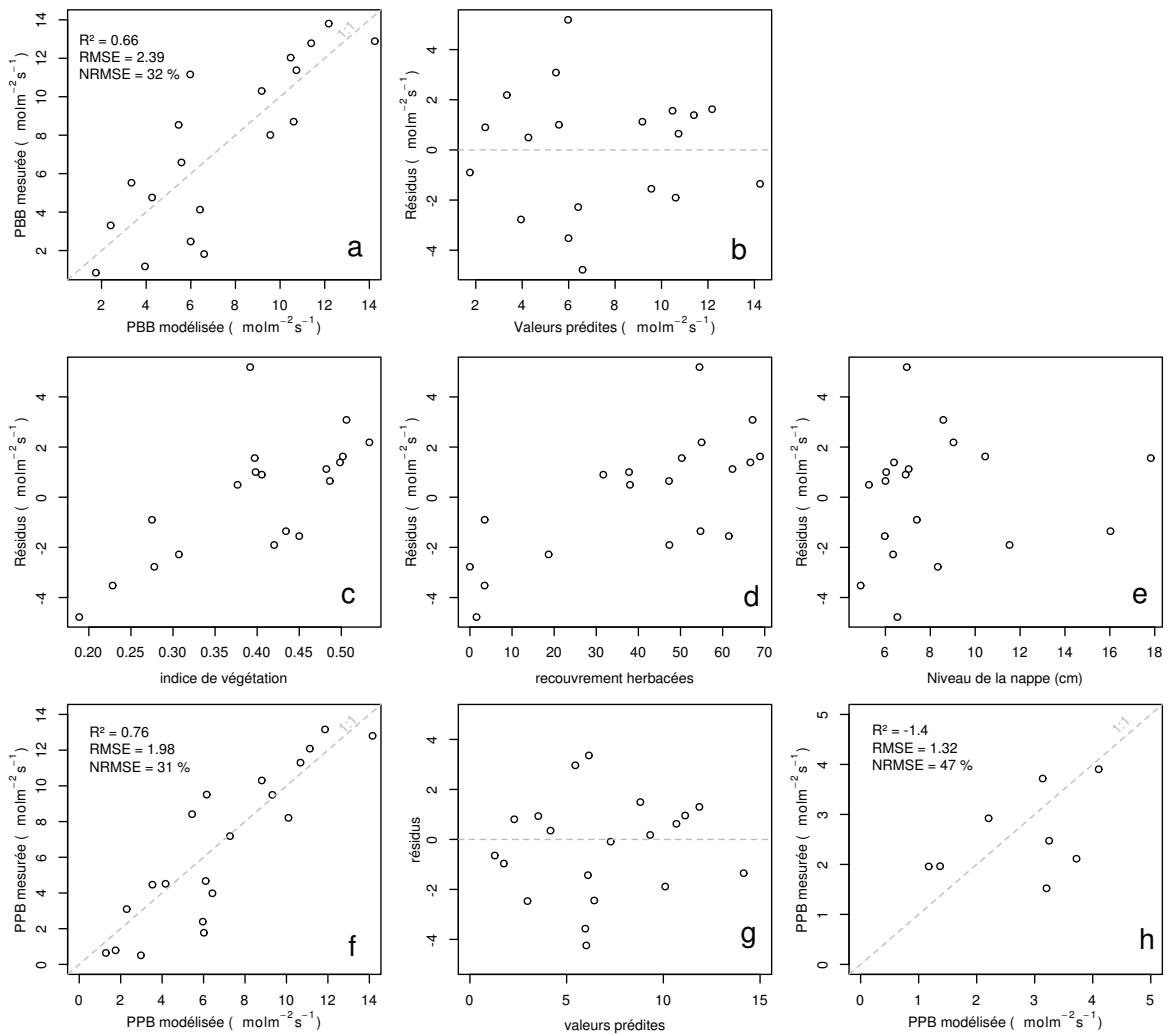


FIGURE 3.12 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1

### 3.3. Résultats

---

1081 erreur standard de l'estimation de 32 % (Figure 3.12-a). Les résidus de ce modèle se ré-  
1082 partissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.12-b). Corrélés avec  
1083 l'indice de végétation IV, ils présentent une tendance linéaire croissante (Figure 3.12-  
1084 c). On observe la même tendance avec le recouvrement de la strate herbacée avec une  
1085 dispersion des points plus importante (Figure 3.12-d). Par contre aucune tendance par-  
1086 ticulière n'est visible vis-à-vis du niveau de la nappe (Figure 3.12-e) Le recouvrement  
1087 des sphaignes (non présenté) ne montre également, aucune tendance avec les résidus  
1088 de cette équation. La PPB calculée à partir de l'équation 3.1 montre une erreur stan-  
1089 dard de 31 %, du même ordre de grandeur que celle de PPBsat (Figure 3.12-f) et les  
1090 résidus se répartissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.12-g).  
1091 Cependant l'évaluation du modèle sur les données de tests montre une erreur stan-  
1092 dard de l'estimation plus forte qui atteint 47 % (Figure 3.12-h). Par ailleurs une forte  
1093 incertitude est présente concernant l'estimation des paramètres qui ont tous une erreur  
1094 standard importante, parfois plus importante que la valeur du paramètre, et une faible  
1095 significativité (Tableau 3.1). Afin de prendre en compte la tendance linéaire entre les  
1096 résidus et l'indice de végétation (IV) le modèle est adapté pour y intégré une fonction  
1097 linéaire de la végétation :

$$PPBsat = (a * IV + d) * \exp\left(\frac{T - b}{c}\right)^2 \quad (3.3)$$

1098 Cette nouvelle équation permet d'expliquer une part plus importante des varia-  
1099 tions de PPBsat ( $R^2 = 0,85$ ) et augmente la proximité entre les données mesurées et  
1100 les données modélisées : l'erreur standard diminue à 21 %. (Figure 3.13-a). Les résidus  
1101 de cette équation semblent répartis de façon moins homogène que précédemment. On  
1102 observe notamment un resserrement des points autour de zéro à l'exception d'un point  
1103 de valeur supérieur à 4. Le biais reste malgré tout léger au regard de l'amélioration ap-  
1104 portée. Aucune tendance claire ne se dégage des résidus lorsqu'ils sont mis en relation  
1105 avec des facteurs contrôlant tel que les recouvrements végétaux (sphaignes, herbacées),  
1106 ou le niveau de la nappe (Figure 3.13-c,d,e). Comme précédemment, l'erreur standard  
1107 de la PPB, de 19 %, est du même ordre de grandeur que celle de PPBsat. Pour PPBsat

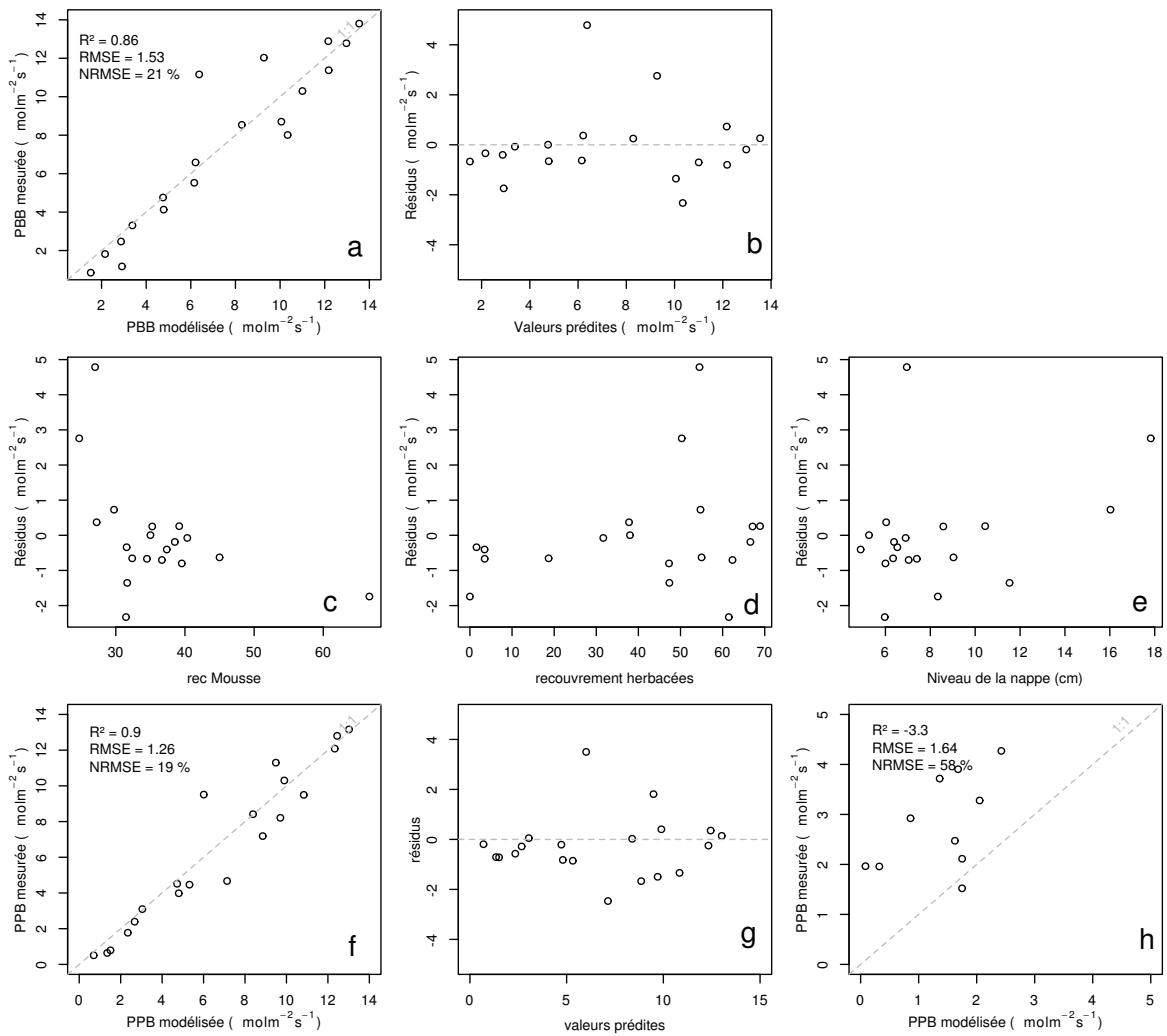


FIGURE 3.13 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3

### 3.3. Résultats

comme pour PPB l'erreur standard diminue avec l'ajout de l'indice de végétation lors de la calibration. En revanche, l'évaluation sur les données de test de ce dernier modèle montre une erreur importante (58 %), supérieure à celle du modèle ne prenant pas en compte la végétation. Cette évaluation montre également une tendance importante à sous-estimer les valeurs mesurées. Néanmoins ce modèle intégrant la végétation permet de diminuer de façon importante l'erreur standard associée à l'estimation des paramètres de l'équation. Dans la suite du texte le modèle permettant d'estimer la PPB à partir des équations 3.1 et 3.2 sera nommé PPB-1 et celui utilisant les équations 3.3 et 3.2 sera nommée PPB-2.

#### **La Respiration de l'Écosystème**

L'estimation de la RE s'effectue avec l'équation :

$$RE = a * \exp(b * T) \quad (3.4)$$

La température de l'air utilisée dans un modèle exponentiel permet d'expliquer 90 % des variations de la respiration de l'écosystème avec une erreur standard de 18 % (Figure 3.14-a). Les résidus de cette équation semblent répartis de façon non-biaisée, pas de tendance dans le nuage de point (Figure 3.14-b). L'évaluation de ce modèle montre une erreur standard de 35 % avec une tendance à sous-estimer les valeurs mesurées. Une légère tendance, moins claire que pour la PPBsat, est visible entre les résidus et l'indice de végétation ainsi qu'avec le recouvrement de la strate herbacée. Très souvent utilisée, la température à -5 cm donne des résultats proche mais moins bons notamment avec une hétéroscédasticité des résidus (**Fig Annexe ?** nope : M&M). On adapte l'équation 3.4 pour intégrer le signal de végétation :

$$RE = (a * IV + c) * \exp(b * T) \quad (3.5)$$

$$RE = (a * H + c) * \exp(b * T) \quad (3.6)$$

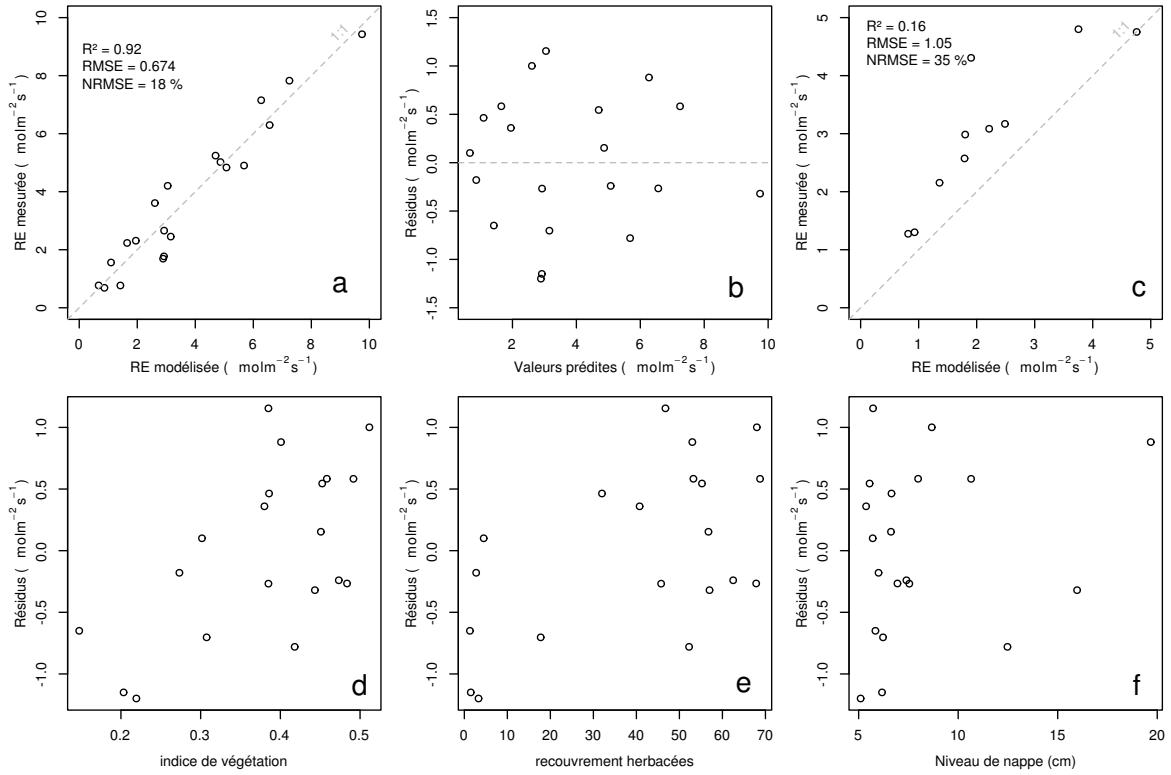


FIGURE 3.14 – RE modèles avec Tair

1129 Les calibrations de ces nouvelles équations sont présentées dans la figure 3.14-a,b et  
 1130 3.14-d,e respectivement. Dans les deux cas, l'erreur diminue pour avoisiner 13 %, avec  
 1131 des résidus qui se répartissent de façon non-biaisée. L'évaluation de ces deux équations  
 1132 montre cependant des différences : D'un côté l'équation 3.5 ne permet pas de diminuer  
 1133 l'erreur standard qui vaut 34 %, et est donc très proche des 35 % calculé pour l'évalua-  
 1134 tion du modèle n'intégrant pas la végétation. De l'autre l'évaluation de l'équation 3.6  
 1135 montre une erreur standard plus faible s'établissant à 23 %. Les paramètres des diffé-  
 1136 rentes équations sont présentés dans le tableau 3.1, les modèles RE-1, RE-2, et RE-3  
 1137 correspondent respectivement aux équations 3.4, 3.5 et 3.6. À l'inverse de la PPB les  
 1138 paramètres des modèles de la RE ont, à l'exception du paramètre c du modèle RE-2,  
 1139 une significativité importante et une erreur standard faible.

#### 1140 Le flux de CH<sub>4</sub>

1141 Les relations entre les facteurs contrôlant mesurés et le CH<sub>4</sub> sont moins claires que  
 1142 celles concernant le CO<sub>2</sub>. La corrélation la plus importante est liée à la végétation ( $R^2$

### 3.3. Résultats

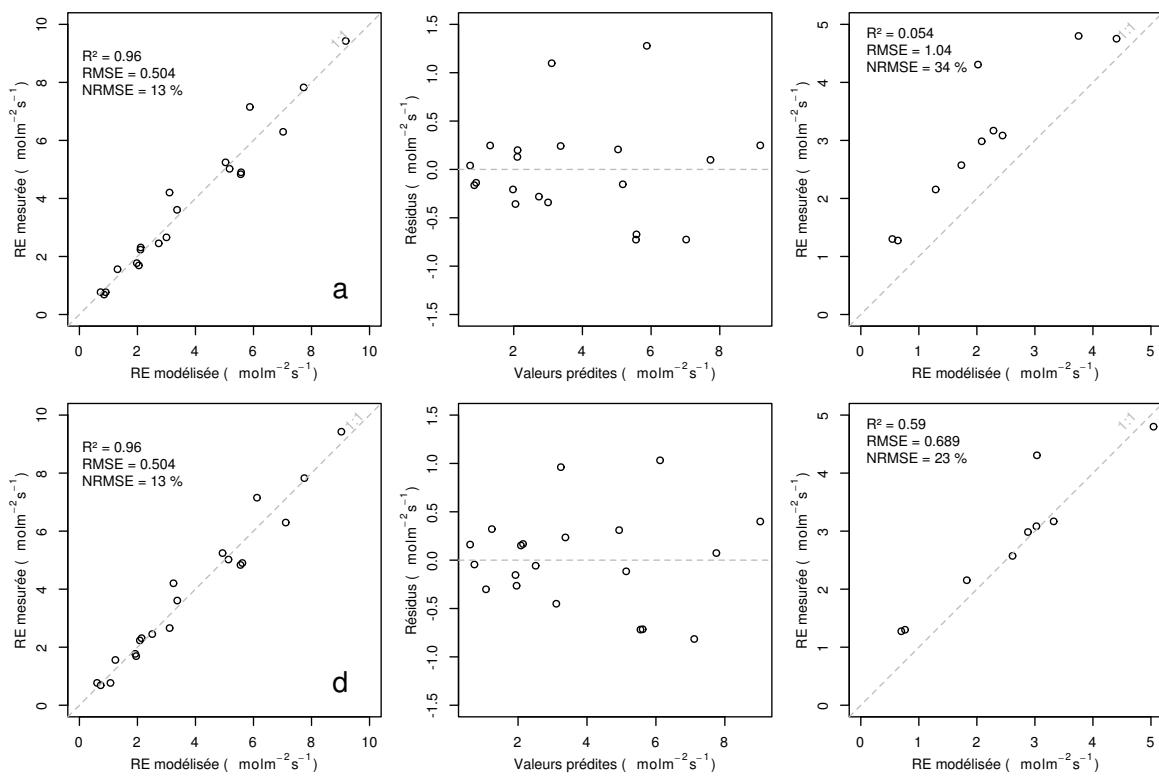


FIGURE 3.15 – RE modèles avec Tair

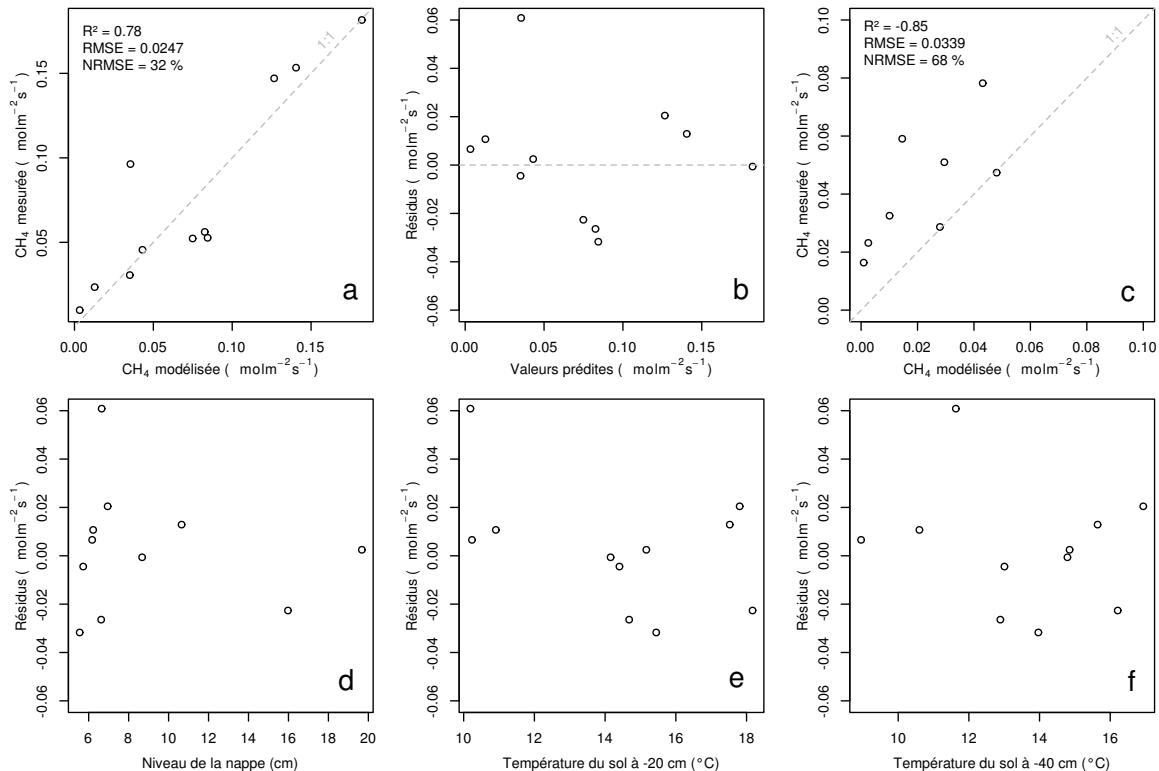


FIGURE 3.16 – CH<sub>4</sub> modèle H

1143 = **XX**,Figure 3.11). le CH<sub>4</sub> est également corrélé avec les températures, faiblement avec  
1144 les températures de surface, mais de manière plus importante avec les températures du  
1145 sol à plus forte profondeur ( $R^2 = \text{XX}$ ,Figure 3.11). Enfin il est anti-corrélé ( $R=-0.51$ )  
1146 avec le niveau de la nappe. Les relations CH<sub>4</sub> et végétation ont donc pu être modélisées  
1147 avec

$$F_{CH_4} = a * \exp(b * IV) \quad (3.7)$$

1148 Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Fi-  
1149 gure 3.16), il explique 78 % de la variabilité du CH<sub>4</sub> avec une erreur standard de 32 %.  
1150 Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette équation et les facteurs  
1151 contrôlant mesurés. L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer  
1152 les flux de CH<sub>4</sub> et une erreur standard qui double par rapport à la phase de calibration  
1153 en atteignant 68 %. Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.7 est  
1154 visible dans le tableau 3.1 sous le nom FCH4.

### 1155 Le COD

#### 1156 3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle 1157 de l'écosystème

1158 L'interpolation des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de  
1159 celle mesurée sur le terrain (Figure 3.17). Les valeurs mesurées les plus grandes (partie  
1160 supérieure de la barre rouge sur la figure 3.17) ne semblent pas atteinte par le modèle  
1161 PPB-2 à l'inverse du modèle PPB-1 (courbes noires sur la figure 3.17). Dans les deux  
1162 cas les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014.

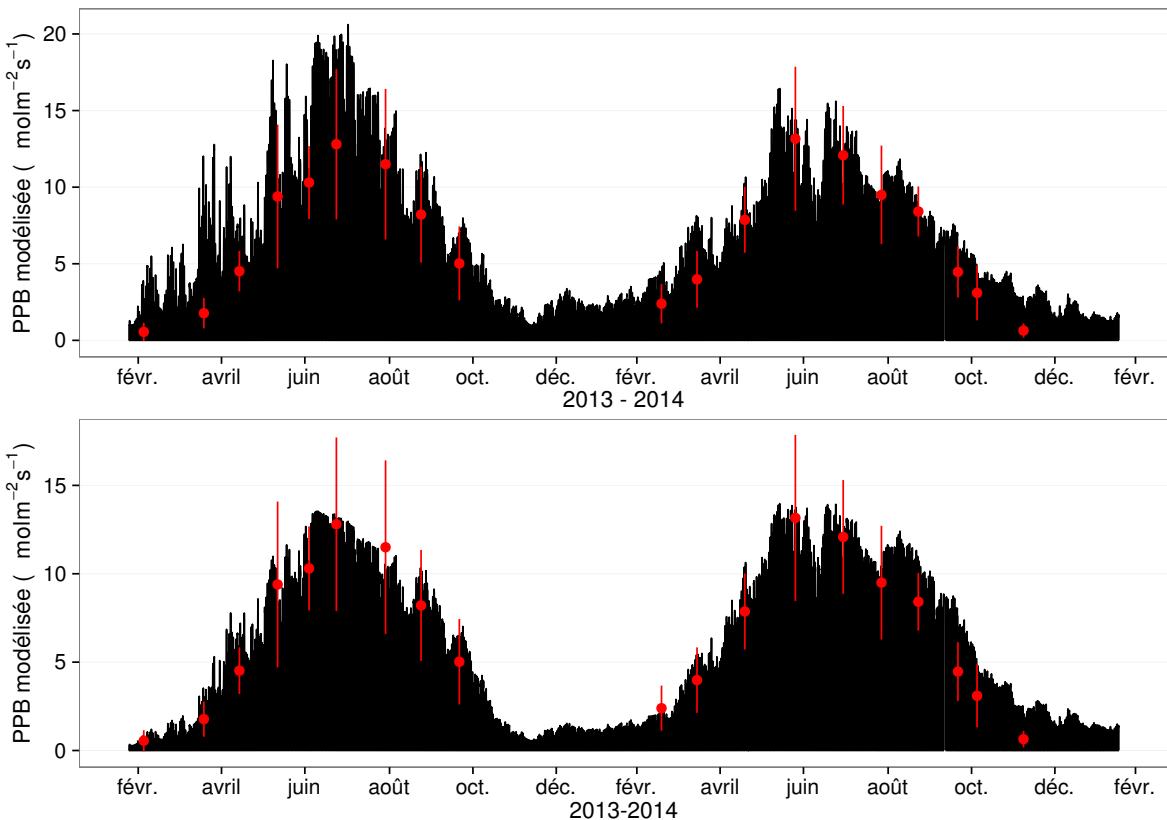
1163 Pour la RE, l'interpolation suit également les variations saisonnières mesurées men-  
1164 suellement (Figure 3.18). Les gammes de valeurs mesurées sont très proche des gammes  
1165 interpolées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'in-  
1166 terpolation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.18).  
1167 L'intégration de la végétation dans les modèles RE-2 et RE-3 diminue la RE maximum

### 3.3. Résultats

---

Tableau 3.1 – Valeur des paramètres des équations utilisées pour modéliser les flux et sensibilité relative (en %) des flux en réponse à une variation de  $\pm 10\%$  de chacun des paramètres des modèles.

	par	valeur	se	pval	-10 %	+10 %
PPB-1 – équations 3.1 et 3.2						
	a	26.23	62.07	0.68	-9.7	+9.6
	b	53.68	61.27	0.39	+43.7	-35.1
	c	27.21	28.56	0.35	-22.5	+21.9
	i	1.84	21.6	0.93	-0.4	+0.4
PPB-2 – équations 3.3 et 3.2						
	a	39.44	18.89	0.05	-11.8	+11.5
	b	40.27	19.11	0.05	+15.8	-17.2
	c	25.23	14.35	0.1	-8.1	+6.7
	d	-3.73	3.49	0.3	+2.8	-2.8
	i	0.26	0.25	0.31	-1.3	+1.1
RE-1 – équation 3.4						
	a	0.34	0.08	0	-10	+10
	b	0.10	0.01	0	-22.6	+29.9
RE-2 – équation 3.5						
	a	0.92	0.34	0.02	-7.3	+7.3
	b	0.09	0.01	0.00	-19.5	24.7
	c	0.14	0.09	0.14	+2.7	-2.7
RE-3 – équation 3.6						
	a	0	0	0.01	-3.9	+3.9
	b	0.08	0.01	0	-18.8	+23.6
	c	0.33	0.06	0	-6.1	+6.1
FCH4 – équation 3.7						
	a	0	0	0.48	-10	+10
	b	13.01	2.82	0	-43.9	+79.2

FIGURE 3.17 – Flux de CO<sub>2</sub> interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2

<sup>1168</sup> modélisée en 2013 par rapport au modèle RE-1.

<sup>1169</sup> Les flux de CH<sub>4</sub> interpolés (Figure 3.19), suivent également une cyclicité saisonnière.

<sup>1170</sup> L'estimation du CH<sub>4</sub> semble rendre compte dans les grandes lignes de la différence de  
<sup>1171</sup> flux mesurée entre 2013 et 2014.

<sup>1172</sup> Les flux interpolés à l'heure puis sommés par années sont présentés dans le ta-  
<sup>1173</sup> bleau 3.2 pour les différents modèles. Sur les deux années, selon le modèle utilisé, le  
<sup>1174</sup> flux total entrant via la PPB est estimé à 1070 et 1290 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> pour PPB-2 et  
<sup>1175</sup> PPB-1 respectivement. Dans le détail on observe une différence entre les deux modèles :  
<sup>1176</sup> Celui utilisant uniquement la température de l'air (PPB-1) présente un stockage plus  
<sup>1177</sup> important en 2013 qu'en 2014. Tandis que le modèle prenant en compte la végétation  
<sup>1178</sup> (PPB-2) stocke moins de carbone en 2013 qu'en 2014. L'intégration de la végétation  
<sup>1179</sup> minimise également l'erreur standard de l'estimation, la divisant approximativement  
<sup>1180</sup> par deux.

<sup>1181</sup> La différence de comportement, entre les années de mesures, liée à l'intégration de

### 3.3. Résultats

---

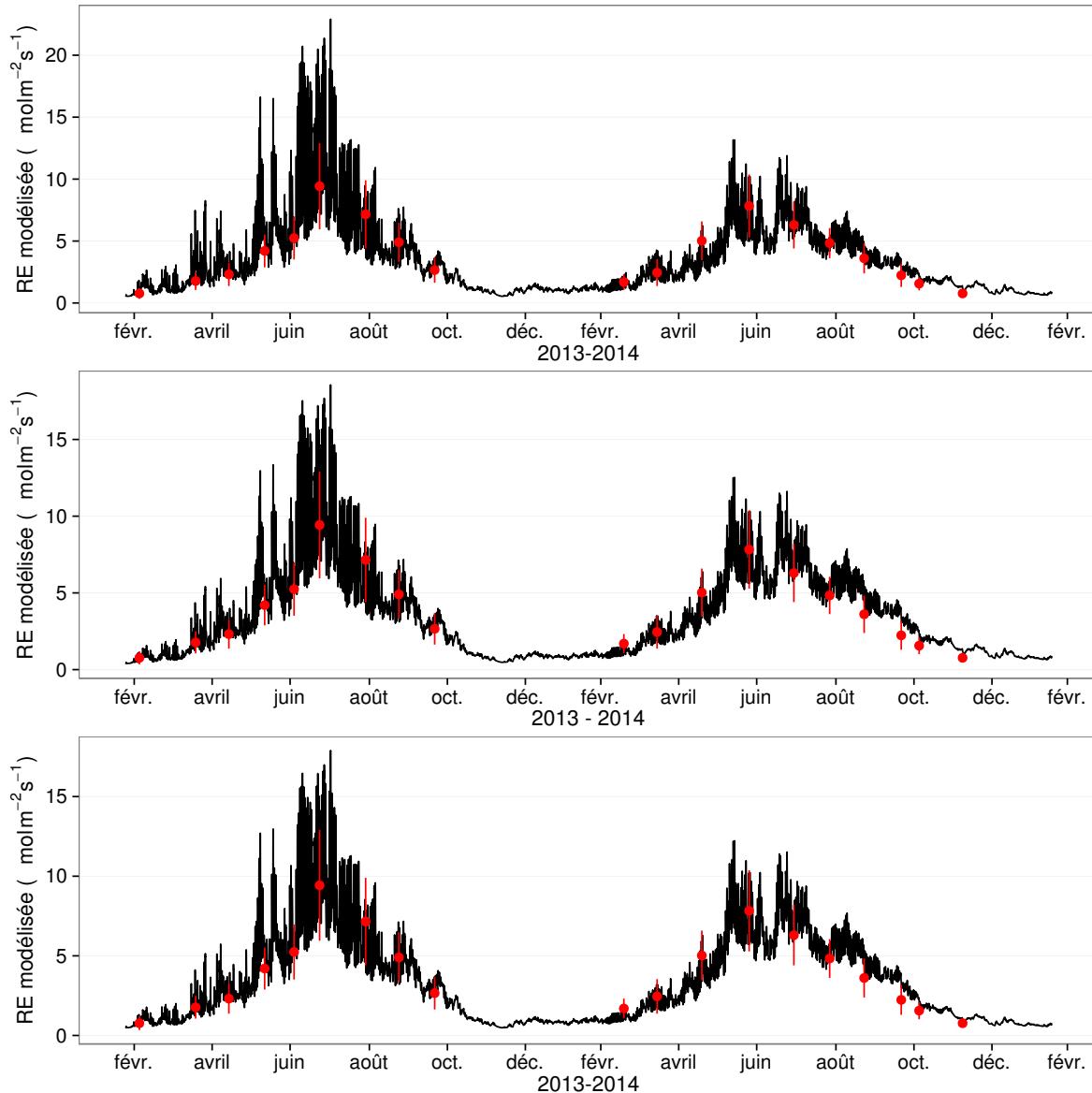


FIGURE 3.18 – Flux de  $\text{CO}_2$  interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

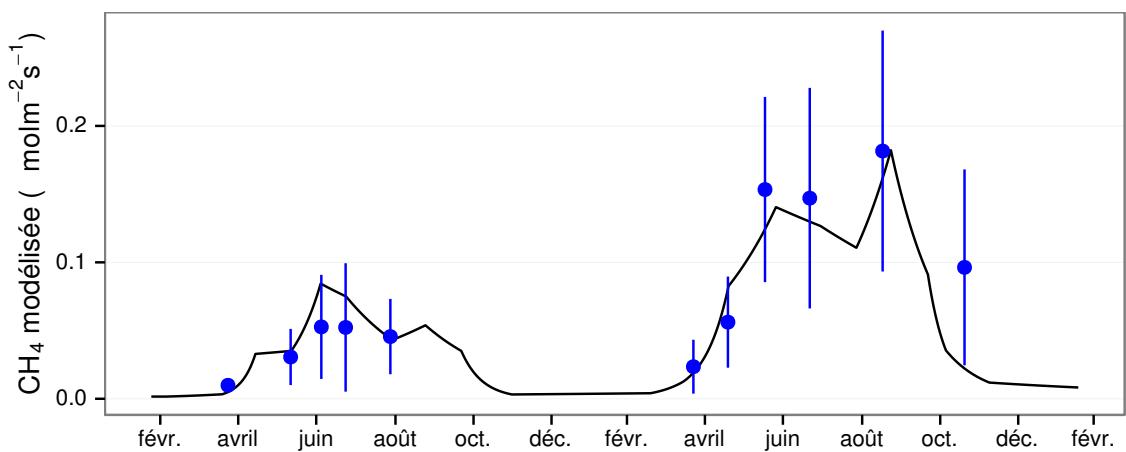


FIGURE 3.19 – Flux de  $\text{CO}_2$  interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

Tableau 3.2 – Bilan des flux en gCm<sup>2</sup>an<sup>-1</sup>

ID	Flux	équation	2013	2014	moyen
PPB-1	PPB	3.1 et 3.2	1322 ± 410	1258 ± 390	1290 ± 400
PPB-2		3.3 et 3.2	957 ± 182	1184 ± 225	1070 ± 203
RE-1	RE	3.4	1337 ± 241	1235 ± 222	1286 ± 231
RE-2		3.5	1232 ± 160	1310 ± 170	1271 ± 165
RE-3		3.6	1240 ± 161	1281 ± 167	1261 ± 164
FCH4	CH4	3.7	10 ± 3	24 ± 8	17 ± 5

 Tableau 3.3 – Bilan des flux en gCm<sup>2</sup>an<sup>-1</sup>

combinaison de modèles	2013	2014	moyen
PPB-1, RE-1, FCH4	-25	-2	-14
PPB-1, RE-3, FCH4	+72	-48	+12
PPB-2, RE-1, FCH4	-390	-75	-233
PPB-2, RE-3, FCH4	-293	-122	-208

1182 la végétation est également visible sur l'estimation de la RE. La prise en compte de la  
 1183 végétation (modèles RE-2 et RE-3) conduit à une respiration plus forte en 2014 qu'en  
 1184 2013 à l'inverse de RE-1. La différence entre l'estimation de la RE en 2013 et en 2014  
 1185 diminue avec l'intégration de la végétation. Elle passe de 102 pour RE-1 à 78 puis  
 1186 41 pour RE-2 et RE-3. Malgré ces différences, on observe une grande proximité dans  
 1187 les valeurs des flux interpolés sur les 2 années, quel que soit le modèle, avec un écart  
 1188 maximum de 25 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>.

1189 Les flux de CH<sub>4</sub> estimés ont une erreur importante et sont beaucoup plus faible que  
 1190 les flux de la PPB ou de la RE. Le flux de CH<sub>4</sub> est au moins deux fois plus important  
 1191 en 2014 qu'en 2013.

1192 Les bilans issus des différentes combinaisons de modèles (à l'exception de RE-3, non  
 1193 présenté car très proche de RE-2) varient de -233 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> à +12 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>  
 1194 stocké dans la tourbière (tableau 3.3). L'intégration de la végétation dans la modélisa-  
 1195 tion de PPB fait baisser les bilans de carbone dans le négatif (système source) au-delà  
 1196 de -200 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>, avec une différence entre les bilans de 220 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> environ.  
 1197 La différence sur les bilans quand les modèles de RE utilisent ou non la végétation est  
 1198 moindre : environ 26 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (tableau 3.3).

### 3.3. Résultats

---

Tableau 3.4 – Sensibilité relative (en %) du bilan de CO<sub>2</sub> (ENE) en réponse à une variation de ±10 % de chacun des paramètres des modèles.

PPB		RE		CH <sub>4</sub>				
	−10 %	+10 %	−10 %	+10 %	−10 %	+10 %		
PPB-1		RE-1		FCH4				
a	−3263	+3243	a	+3371	−3371	a	+0,05	−0,05
b	+14 788	−11 859	b	+7616	−10 078	b	+0,2	−0,36
c	−7597	+7398						
i	+119	−139						
PPB-2		RE-1		FCH4				
a	+59	−57	a	−60	+60	a	0	0
b	−78	+85	b	−135	+178	b	0	+0,01
c	+40	−33						
d	−14	+14						
i	6,22	−5,40						
PPB-1		RE-3		FCH4				
a	−426	+423	a	+168	−168	a	+0,01	−0,01
b	+1931	−1548	b	+813	−1018	b	+0,03	−0,05
c	−992	+966	c	+263	−263			
i	−18	+15						
PPB-2		RE-3		FCH4				
a	+67	−65	a	−26	+26	a	0	0
b	−89	+97	b	−125	+157	b	0	0
c	+45	−38	c	−40	+40			
d	−16	+16						
i	+7,1	−6,1						

### 1199 Évaluation du bilan

1200 L'analyse de sensibilité, consistant à faire varier chaque paramètre des modèles  
 1201 de ±10 %, les combinaisons de modèles PPB-1, PPB-2, RE-1 et RE-3 ont été testé  
 1202 (Tableau 3.4). Le modèle RE-2, très proche du modèle RE-3 n'a pas été testé. **Attente**  
 1203 **du COD, les valeurs du tableau sont fausse pour le moment**

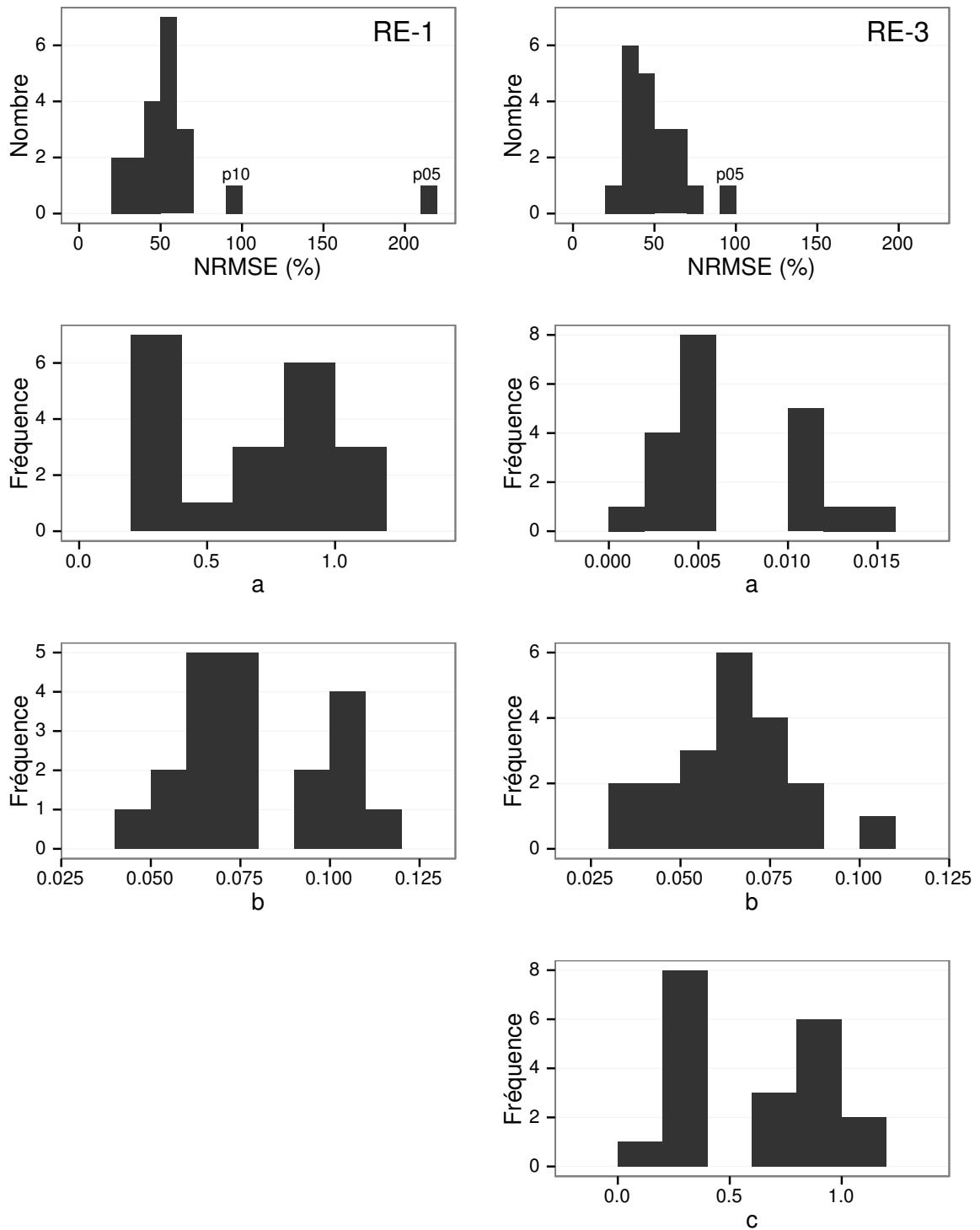


FIGURE 3.20 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3

### 3.3. Résultats

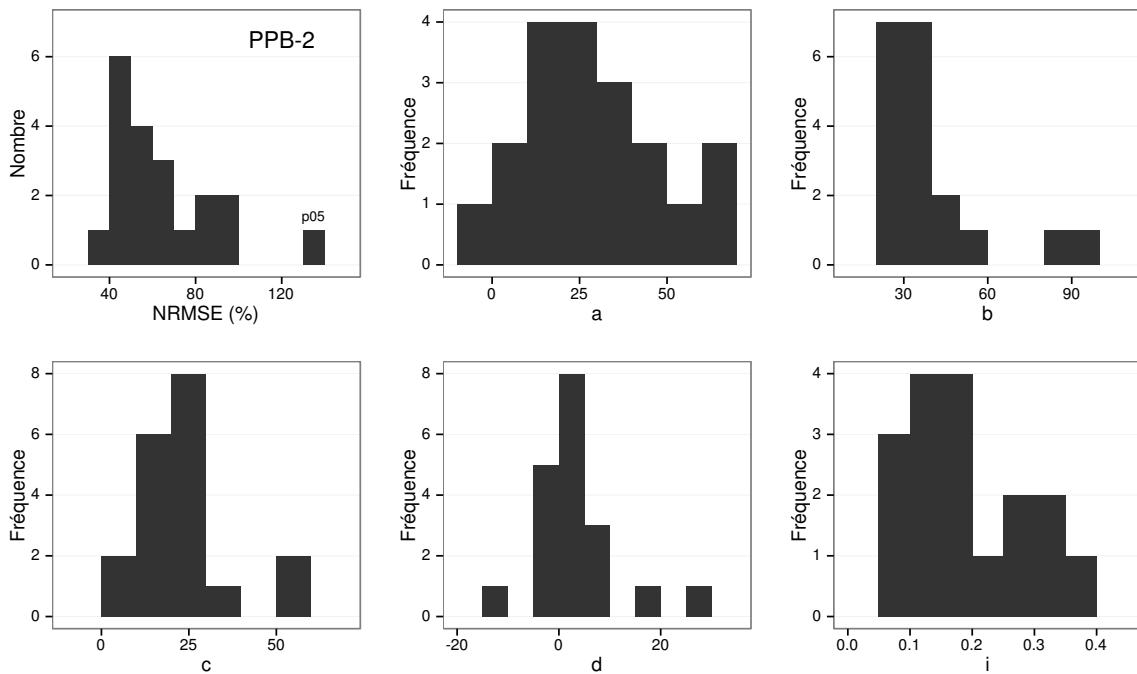


FIGURE 3.21 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

#### 3.3.4 Variabilité spatiale du bilan

##### Représentativité locale

La classification hiérarchique a permis de distinguer 4 groupes de végétation (Figure 3.22). Dans le premier groupe, la strate muscinale est majoritaire avec un recouvrement moyen de 91 %, moins de 35 et 15 % de recouvrement pour les herbacées et les arbustes respectivement. Le deuxième groupe est le plus homogène avec un recouvrement moyen des strates muscinale et arbustive de 63 et 58 % chacune. C'est également le groupe où il y a de moins d'herbacées avec un recouvrement de 24 %. La strate herbacée est majoritaire dans le troisième groupe avec un recouvrement moyen de 63 %, la strate arbustive y est peu présente (19 % en moyenne) et la strate muscinale y est pour ainsi dire absente (1 %). La strate muscinale est également absente, ou presque, dans le groupe quatre (1 %). Groupe dans lequel la strate arbustive est majoritaire avec de 65 % de recouvrement moyen, et la strate herbacée avec 33 %.

Les bilans de CO<sub>2</sub> calculés par groupe de végétations sont présentés dans le ta-

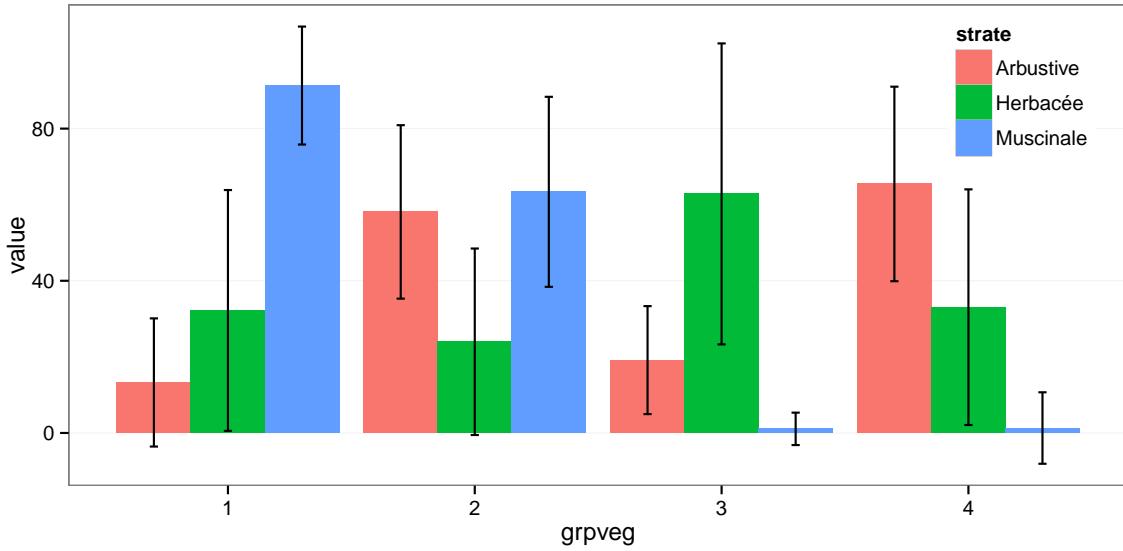


FIGURE 3.22 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

Tableau 3.5 – Bilan des flux de CO<sub>2</sub> en gCm<sup>2</sup>an<sup>-1</sup>, en utilisant PPB-2 et RE-3

groupe	PPB-2	RE-3	ENE
1	714	1023	-308
2	1045	1385	-340
3	1323	1057	266
4	1002	1262	-260

bleau 3.5. On constate que du point de vue de l'ENE les groupes 1 et 2 sont relativement proche, et que le groupe 3 est du même ordre de grandeur bien qu'avec une ENE un peu moins négative. Le groupe 3 est le seul groupe présentant une ENE positive, du même ordre de grandeur que les précédentes en valeur absolue. Dans le détail, la RE est la plus forte, supérieure à 1200 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>, dans les groupes 2 et 4. Elle est plus faible dans les groupes 1 et 3 (environ 1000 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>). Pour la PPB, la valeur la plus faible est dans le groupe 1 et la plus forte dans le groupe 3 avec plus de 1300 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>, soit une différence de plus de 600 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Les groupes 2 et 4 sont relativement proches avec des valeurs intermédiaires avoisinant 1000 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>.

<sub>1227</sub> Modélisation par placette

<sub>1228</sub> Corrélation avec facteurs contrôlant

## <sub>1229</sub> 3.4 Discussion

### <sub>1230</sub> 3.4.1 Estimations des flux

#### <sub>1231</sub> PPB

<sub>1232</sub> L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> selon  
<sub>1233</sub> l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont très élevées comparées à des tourbières  
<sub>1234</sub> boréales comme celles étudiées par ([Trudeau et al., 2014](#)) ou encore ([Peichl et al., 2014](#))  
<sub>1235</sub> dont les valeurs de PPB sont respectivement comprise entre 123 et 131 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>  
<sub>1236</sub> et entre 203 et 503 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Une première hypothèse permettant d'expliquer une  
<sub>1237</sub> telle différence, est la différence entre les températures moyennes sur les sites. -4,3 °C  
<sub>1238</sub> et 1,2 °C respectivement pour [Trudeau et al. \(2014\)](#) et [Peichl et al. \(2014\)](#). Ces tem-  
<sub>1239</sub> pératures sont bien plus faible pour les sites des études pré-citées que sur la tourbière  
<sub>1240</sub> de La Guette. Une seconde hypothèse, qui n'exclue pas la première, serait la com-  
<sub>1241</sub> position végétale de ces sites. La tourbière de La Guette envahie par une végétation  
<sub>1242</sub> vasculaire, notamment herbacée, est plus proche d'une prairie tourbeuse que d'une tour-  
<sub>1243</sub> bière boréale. En effet les valeurs observées à La Guette sont comparables à ce type  
<sub>1244</sub> d'écosystèmes. [Jacobs et al. \(2007\)](#) estiment des valeurs de PPB comprises entre 400 et  
<sub>1245</sub> 2000 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> avec une moyenne de 1300 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> dans des prairies tourbeuses  
<sub>1246</sub> hollandaises. Sur des écosystèmes similaires, au Danemark, ([Görres et al., 2014](#)) trouve  
<sub>1247</sub> des valeurs de PPB plus importantes encore, entre 1555 et 2590 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Il appa-  
<sub>1248</sub> rait cohérent que la tourbière de La Guette, par sa position géographique, et donc le  
<sub>1249</sub> climat qu'elle subit, mais également par sa problématique d'envahissement important  
<sub>1250</sub> par une végétation vasculaire notamment herbacée, s'approche en termes de flux de  
<sub>1251</sub> site tourbeux drainés pour les utiliser comme prairie.

Le modèle PPB-1 a une incertitude importante sur l'estimation de ses paramètres. L'apport de l'indice de végétation dans l'estimation de la PPB est important lors de la phase de calibration. Il permet de diminuer l'incertitude sur les paramètres du modèles, d'augmenter leur significativité et d'améliorer la représentativité des données mesurées. L'intégration de la végétation aux modèles d'estimation de la PPB est rarement réalisé (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Görres *et al.*, 2014), probablement à cause de la difficulté à prendre en compte ce signal aux sources multiples. Malgré cette amélioration lors de la calibration, lorsqu'il est évalué sur un jeu de données indépendant, le modèle PPB-2 à une erreur standard plus importante que celle du modèle PPB-1. L'apport de cet indice dans l'estimation de la PPB n'est donc pas généralisable. Bien que rarement faite à cause de la rareté des données, l'évaluation des modèles est cependant d'un intérêt majeur afin de confirmer ou d'infirmer l'apport de l'ajout d'un prédicteur à un modèle, particulièrement si l'on souhaite l'extrapoler.

Les différences observées selon la façon d'estimer la PPB peuvent paraître importante, néanmoins elles sont du même ordre de grandeur que celle rencontré par Worrall *et al.* (2009) qui compare différentes façons de modéliser des flux de gaz avec des équations différentes (et non pas juste des variations sur un type de modèle). Ces différences sont également liées à l'importance des flux qui font que, surtout dans le cas de modèles exponentiels, de faibles variations peuvent avoir des effets importants comme en témoigne l'analyse de sensibilité des paramètres du modèle (Tableau 3.4).

**Discussion 2013-2014 ?** Dans le détail l'intégration de l'indice de végétation à un effet beaucoup plus important en 2013, avec un flux qui diminue de  $365 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , qu'en 2014 où la baisse n'est que de  $74 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ .

## 1275 RE

De la même façon que pour la PPB, les flux de la RE sont important si on les compare à des tourbières boréales et s'approchent davantage des flux mesurés dans les prairies sur sols tourbeux. La Re sur la tourbière de La Guette, comprise entre 1232 et  $1337 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  est plus importante que celle observée par (Peichl *et al.*,

### 3.4. Discussion

---

1280 2014; Trudeau *et al.*, 2014) (pour reprendre les études citées précédemment) qui s'éta-  
1281 blissent respectivement entre 137 et 443 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> et 206 et 234 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Elles  
1282 sont en revanche plus faible que celle mesurées par (Jacobs *et al.*, 2007), entre 500 et  
1283 2000 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>, ou par (Görres *et al.*, 2014) : entre 2070 et 3500 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>.

1284 À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE n'amé-  
1285 liore que peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre  
1286 les valeurs d'erreur standard est de 5 %. En revanche lors de la phase d'évaluation,  
1287 l'utilisation du recouvrement des herbacées semble améliorer l'estimation de façon plus  
1288 importante avec une différence de 11 % entre les valeurs d'erreur standard. Contraî-  
1289 rement à la PPB la différence apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou  
1290 RE-3) est du même ordre de grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet  
1291 de l'intégration de la végétation est limité avec une différence de 25 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> au  
1292 maximum (entre ER-1 et ER-3), soit moins de 2 % du flux. Encore une fois l'intérêt  
1293 de l'évaluation est mis en avant puisqu'il permet de distinguer des modèles très proche  
1294 lors de la calibration.

1295 Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-  
1296 tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception du  
1297 paramètre c du modèles RE-2, ont une p-value inférieure à 0.05. L'erreur calculée lors  
1298 de l'évaluation de ces modèles, si elle augmente par rapport à la calibration, reste  
1299 faible particulièrement pour le modèle RE-3 où elle vaut moins de 25 %. La RE semble  
1300 donc mieux contrainte que la PPB, avec une estimation des paramètres fiable et une  
1301 différence entre les estimations issues des modèles limitée.

### 1302 CH<sub>4</sub>

1303 Les flux de CH<sub>4</sub> sont faibles comparés aux flux de CO<sub>2</sub>. Les valeurs mesurées sont  
1304 plus forte que celles mesurés entre 0 et 0,03 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> par Bortoluzzi *et al.* (2006).  
1305 Pour 2013 les valeurs mesurées sont proches de celle mesurée par Long *et al.* (2010).  
1306 L'absence d'étiage en 2014 explique peut-être le doublement des flux... (**Réf needed**)

1307 La faible relation observée entre le niveau de la nappe et les flux de méthane va dans

1308 le même sens que les observations faites par Trudeau *et al.* (2012) et (à développer, de  
1309 ref ds trudeau2012)

1310 **COD**

1311 **3.4.2 Estimations des bilans**

1312 D'une manière générale, les bilans sont principalement contraints par les flux de  
1313 CO<sub>2</sub>, le CH<sub>4</sub> ne jouant qu'un rôle marginal en termes de quantité de carbone. Ces ob-  
1314 servations sont cohérentes avec d'autres études comme Bortoluzzi *et al.* (2006); Worrall  
1315 *et al.* (2009). La forte variabilité entre les différents bilans est à attribuer en grande  
1316 majorité à l'erreur sur l'estimation du flux de PPB.

1317 Selon le bilan considéré, la tourbière de La Guette stocke de faible quantité de C  
1318 de l'ordre d'une dizaine de grammes par mètre carré, ou émet du carbone dans l'at-  
1319 mosphère de l'ordre de XXà plus de 200 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Les estimations sont cohérentes  
1320 avec le fait que la tourbière de La Guette a subie un drainage à l'aval (fossé de la  
1321 départementale 926) induisant un envahissement par une végétation vasculaire.

1322 **3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan**

1323 Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de CH<sub>4</sub> avec une erreur  
1324 standard de 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence  
1325 importante montre que l'estimation des flux de CH<sub>4</sub> à l'aide de l'indice de végétation  
1326 à permis l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les  
1327 années 2013 et 2014, mais que son utilisation dans d'autre conditions (année sèche,  
1328 haute MAT) est fortement limité. L'importance faible du CH<sub>4</sub> dans le bilan de carbone  
1329 de la tourbière rend ces erreurs moins critiques que celles faites sur l'estimation de la  
1330 PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises en évidence par les fortes  
1331 variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles sont la source des variations  
1332 observées en termes de bilan. L'ajout d'un indice de végétation diminue d'incertitude  
1333 des paramètres du modèle, mais cet apport semble spécifique à l'étude, n'étant pas

### **3.4. Discussion**

---

reflété par l'évaluation dont la végétation est relativement similaire à celle de l'étude spatiale. À l'inverse la RE est bien contrainte. Sur les 2 années la différence entre les différentes équations utilisées ne dépassent pas  $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ .

#### **1337 sensibilité du bilan au variation des paramètres**

**1338 limitations** Outre ces aspects ce bilan de carbone est aussi limité par sa représentativité. Ainsi la strate arborée fortement présente dans certaines zones n'est pas directement prise en compte. De la même manière une partie restreinte de la tourbière mais néanmoins présente est constitué de touradons dont l'effet n'a pas été pris en compte.**(Réf needed)(biblio effet microtype)**.

— pas de cartographie (pas grave si p7 maj bien représentée par mdl ecos)

— extrapolation sur d'autres site difficile (cf validation)

#### **1345 3.4.4 Représentativité locale du modèle**

**1346 Distribution des paramètres**

**1347 Pourquoi certaines placette mieux que d'autres**

**1348 Concernant la respiration la représentativité locale des modèles calibrés à l'échelle**  
**1349 de l'écosystème semble plus homogène pour le modèle RE-3 que pour le modèle RE-1.**

**1350 Une telle comparaison entre PPB-1 et PPB-2 n'a pas été possible car vu le faible**  
**1351 nombre de données et la qualité relative des modèles PPB par rapport aux modèles**  
**1352 RE, peu de modèles sont parvenus à converger pour PPB-1 (11 sur 20 placettes) et**  
**1353 pour PPB-2 (17 sur 20 placettes).**

#### **1354 3.4.5 Variation du bilan avec la végétation**

**1355 Le calcul des bilans avec les groupes de végétation permet de mettre en évidence**  
**1356 des comportements différents des flux selon la végétation majoritaire. Ainsi le groupe 3**  
**1357 dans lequel la strate herbacée est la plus importante est celui où la PPB est la plus forte.**  
**1358 Ce point semble en cohérence avec la croissance annuelle importante des herbacées. À**  
**1359 l'inverse le groupe 1 dans lequel la strate muscinale est la plus importante est également**  
**1360 le groupe pour lequel la PPB est la plus faible. (Réf needed)**

<sub>1361</sub> Pour la RE, ce sont les groupes 3 et 4 qui ont les flux estimés les plus importants  
<sub>1362</sub> avec une différence d'environ  $200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  avec les deux autres groupes. Malgré  
<sub>1363</sub> leurs différences, le groupe 2 possède une strate muscinale importante alors qu'elle est  
<sub>1364</sub> absente dans le groupe 3, ils ont en commun d'avoir une strate arbustive importante.

<sub>1365</sub> **3.4.6 perspectives**

<sub>1366</sub> cartographie ?



# <sup>1367</sup> 4 Effets de l'hydrologie sur les flux de GES

<sup>1368</sup>

<sup>1369</sup>	<b>4.1 Introduction</b>	<sup>1370</sup> . . . . . 90
<sup>1371</sup>	<b>4.2 Procédure expérimentale</b>	<sup>1371</sup> . . . . . 91
<sup>1372</sup>	4.2.1 Expérimentation A	<sup>1372</sup> . . . . . 92
<sup>1373</sup>	4.2.2 Expérimentation B	<sup>1373</sup> . . . . . 92
<sup>1374</sup>	4.2.3 traitement	<sup>1374</sup> . . . . . 93
<sup>1375</sup>	<b>4.3 Résultats</b>	<sup>1375</sup> . . . . . 94
<sup>1376</sup>	4.3.1 Expérimentation A	<sup>1376</sup> . . . . . 94
<sup>1377</sup>	4.3.2 Expérimentation B	<sup>1377</sup> . . . . . 97
<sup>1378</sup>	4.3.3 tendances générales	<sup>1378</sup> . . . . . 100
<sup>1379</sup>	<b>4.4 Discussion</b>	<sup>1379</sup> . . . . . 100
<sup>1380</sup>	4.4.1 Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	<sup>1380</sup> . . . . . 100
<sup>1381</sup>	4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	<sup>1381</sup> . . . . . 102
<sup>1382</sup>	4.4.3 Effet cycles multiples	<sup>1382</sup> . . . . . 103

<sup>1384</sup>

1385 4.1 Introduction

1386 Au cours des deux années qu'ont duré les suivis des émissions de flux de CO<sub>2</sub> et  
1387 de CH<sub>4</sub> sur la tourbière de La Guette, le niveau de la nappe n'a que très faiblement  
1388 varié comparé aux années précédentes bien plus sèches. En conséquence de cette faible  
1389 variation peu de variations des flux ont pu y être relié. Malgré tout il est connu que  
1390 l'hydrologie est un facteur contrôlant important des flux.

1391 Ainsi de nombreuses études on reliées les émissions de CO<sub>2</sub> au niveau de la nappe  
1392 avec, cependant, des résultats et des conclusions variables. La majorité des études  
1393 montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,  
1394 soit par une sécheresse, aura tendance à avoir un ENE plus faible : Ainsi [Strack et](#)  
1395 [Zuback \(2013\)](#) expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des mesures  
1396 faites pendant une période relativement sèche. Une observation similaire est faite par  
1397 [Aurela et al. \(2007\)](#) qui mesure un ENE plus faible lors d'une année sèche, sur une  
1398 tourbière à Carex du sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE à une  
1399 augmentation de la RE et à une baisse de la PPB, dans des conditions plus chaudes  
1400 et plus sèches. [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une  
1401 année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, au delà de -30 cm. Ils  
1402 expliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va dans le même  
1403 sens que [Lund et al. \(2012\)](#) qui, lors de l'étude d'une tourbière située au sud de la suède,  
1404 observent en 2008 une baisse de l'ENE. Les mesures de RE faites cette année là étant  
1405 similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une diminution  
1406 de la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent une autre  
1407 baisse de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à celle  
1408 des autres années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse est  
1409 expliqué par une augmentation de la RE Ce paradoxe apparent est interprété grâce  
1410 au type de sécheresse : courte et intense pendant la saison de végétation de 2006 et  
1411 d'intensité plus faible mais d'une durée plus longue en 2008. Enfin et à l'inverse des

<sup>1412</sup> résultats précédemment cités, Ballantyne *et al.* (2014) dans une étude des effets à long  
<sup>1413</sup> terme d'une baisse du niveau de la nappe, n'observe que peu d'effet sur l'ENE tandis  
<sup>1414</sup> que les flux de RE et de PPB augmentent tous deux. Toutes ces études montrent que  
<sup>1415</sup> si le niveau de la nappe est incontestablement reconnu comme un facteur de contrôle  
<sup>1416</sup> des flux de CO<sub>2</sub>, il est difficile d'en dégager, avec certitude, un comportement valable  
<sup>1417</sup> de façon générale.

<sup>1418</sup> Concernant le méthane, une baisse du niveau de la nappe est généralement liée à  
<sup>1419</sup> une baisse des émissions de CH<sub>4</sub>, et inversement (Strack *et al.*, 2006; Pelletier *et al.*,  
<sup>1420</sup> 2007; Turetsky *et al.*, 2008). Cependant d'autres études, principalement dans des sites  
<sup>1421</sup> où le niveau de la nappe est proche de la surface du sol, montrent une absence de  
<sup>1422</sup> relation entre le niveau de la nappe et les émissions de méthane, voire une relation  
<sup>1423</sup> inverse, avec des flux plus faibles liés à des niveaux de nappe plus élevés (Kettunen  
<sup>1424</sup> *et al.*, 1996; Bellisario *et al.*, 1999; Treat *et al.*, 2007). Là encore selon les conditions  
<sup>1425</sup> environnementales, la relation entre les flux de CH<sub>4</sub> et le niveau de la nappe n'est pas  
<sup>1426</sup> aisément généralisable.

<sup>1427</sup> L'objectif de ce chapitre est donc d'explorer plus en avant l'effet du niveau de la  
<sup>1428</sup> nappe sur les émissions de GES, effet peu ou pas visible *in-situ*. Plus précisément il  
<sup>1429</sup> s'agit de déterminer l'effet de cycles de dessication/ré-humectation sur les émissions de  
<sup>1430</sup> CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub>.

## <sup>1431</sup> 4.2 Procédure expérimentale

<sup>1432</sup> L'étude des cycles de dessication/ré-humectation s'est effectué sur des mésocosmes,  
<sup>1433</sup> prélevés sur la tourbière de La Guette. L'expérimentation a été testé durant l'été 2013  
<sup>1434</sup> avec un seul cycle relativement long, on s'y référera par la suite comme l'expérimenta-  
<sup>1435</sup> tion A. Cette expérimentation a été renouvelée l'été 2014 afin d'augmenter à trois le  
<sup>1436</sup> nombre de cycles, ceux-ci étant plus court. On appellera cette seconde expérimentation,  
<sup>1437</sup> l'expérimentation B (Tableau 4.1).

### **1438 4.2.1 Expérimentation A**

1439 Le 12 avril 2013, ont été prélevés, sur la tourbière de La Guette 6 mésocosmes. Le  
1440 prélèvement de mésocosmes s'effectue à l'aide de cylindres de PVC qui, dans un premier  
1441 temps, posé sur le sol, permettent de faire un pré-découpage au couteau, puis dans un  
1442 second temps sont insérés, délicatement, dans la tourbe. Les mésocosmes sont finale-  
1443 ment dégagés en creusant de chaque côté (Figure 4.1). Les mésocosmes sont transportés  
1444 au laboratoire où ils sont enterrés en extérieur et saturé en eau (eau prélevée dans la  
1445 tourbière), afin que leur conditions hydrologique de départ soient les plus proche pos-  
1446 sible (Figure 4.2). Trois mésocosmes sont choisi pour servir de contrôle, et trois vont  
1447 subir un cycle de dessication/ré-humectation. À partir du 31 mars 2013 les précipita-  
1448 tions ont été interceptées à l'aide d'abri bâchés installable rapidement en cas de pluie  
1449 et la nuit. Ces interceptions ont été faites jusqu'au 17 juillet dans les 3 mésocosmes  
1450 traités pour simuler une sécheresse. À cette date de l'eau est ajouté aux mésocosmes,  
1451 que ce soit les contrôles ou les traitements, pour simuler de fortes précipitations.

### **1452 4.2.2 Expérimentation B**

1453 Le 17 avril 2014, 6 nouveaux mésocosmes ont été prélevés sur la tourbières de La  
1454 Guette et installé près du laboratoire, en suivant le même protocole que pour l'expéri-  
1455 mentation A. Une station météo a été installée à côté des mésocosmes afin de mesurer  
1456 la température de l'air, l'humidité relative, l'irradiation solaire, la vitesse et la direction  
1457 du vent et les précipitations toutes les 15 minutes. Cette station permettait également  
1458 l'enregistrement des températures mesurées par des sondes (T107) installées à -5, -10,  
1459 et -20 cm. Les conditions météorologiques moins ensoleillée qu'en 2013 et l'objectif de  
1460 suivre plusieurs cycles de dessication/réhumectation ont nécessité la mise en place  
1461 d'un abaissement manuel du niveau de la nappe. Pendant les phases d'assèchement les  
1462 niveaux de nappes des placettes traitées étaient donc abaissés en moyenne de 2,5 cm  
1463 par jour. Le premier cycle de dessication/réhumectation dura du 30 juin au 6 juillet  
1464 pour la phase de dessication est du 7 au 16 juillet pour la phase de réhumectation.



FIGURE 4.1 – Prélèvement des mésocosmes

Tableau 4.1 – Récapitulatif des mesures pour les deux expérimentations

expérimentation	A	B
année	2013	2014
réplicats	6	6
cycles	1	3
station météo	non	oui

<sup>1465</sup> Le deuxième cycle dura du 17 au 28 juillet et du 29 juillet au 3 aout, Enfin le dernier  
<sup>1466</sup> cycle fut mesuré du 4 au 11 aout pour la dessication et du 12 au 14 aout pour la  
<sup>1467</sup> réhumectation.

### <sup>1468</sup> 4.2.3 traitement

<sup>1469</sup> Les flux sont moyennés par jour de mesure.

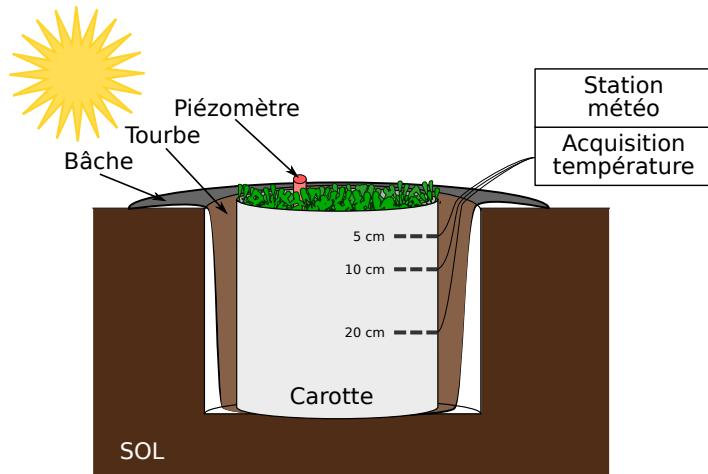


FIGURE 4.2 – Schéma d'un mésocosme

## <sup>1470</sup> 4.3 Résultats

### <sup>1471</sup> 4.3.1 Expérimentation A

<sup>1472</sup> Pendant la phase de dessication de l'expérimentation A, on observe une baisse du  
<sup>1473</sup> niveau de la nappe pour les placettes contrôles comme pour les placettes traitements  
<sup>1474</sup> (Figure 4.3–A). Malgré tout leur comportement est différent : les placettes contrôles ont  
<sup>1475</sup> un niveau de nappe relativement élevé jusqu'au 24 juin puis ce niveau baisse fortement  
<sup>1476</sup> alors que les placettes du groupe traité ont un niveau de nappe qui diminue de façon  
<sup>1477</sup> plus continue sur l'ensemble de la phase. La remontée du niveau de la nappe s'effectue  
<sup>1478</sup> de façon similaire pour les deux groupes. Enfin après la phase de ré-humectation, le  
<sup>1479</sup> niveau de la nappe baisse à nouveau, plus rapidement pour le groupe traitement que  
<sup>1480</sup> pour le groupe contrôle.

<sup>1481</sup> Les émissions de  $\text{CH}_4$ , s'étendant de 0 et  $0,3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , sont relativement si-  
<sup>1482</sup> milaires entre les deux groupes jusqu'au 24 juin 2013, date à partir de laquelle ils  
<sup>1483</sup> commencent à diverger (Figure 4.3–B). À cette date les émissions du groupe contrôle  
<sup>1484</sup> augmentent rapidement pour atteindre  $0,55 \pm 0,31 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  tandis que celles du  
<sup>1485</sup> groupe traité restent stable. Finalement mi-juillet, à la fin de la phase de dessicca-  
<sup>1486</sup> tion les deux groupes retrouvent des niveaux d'émission similaires compris entre 0,1 et

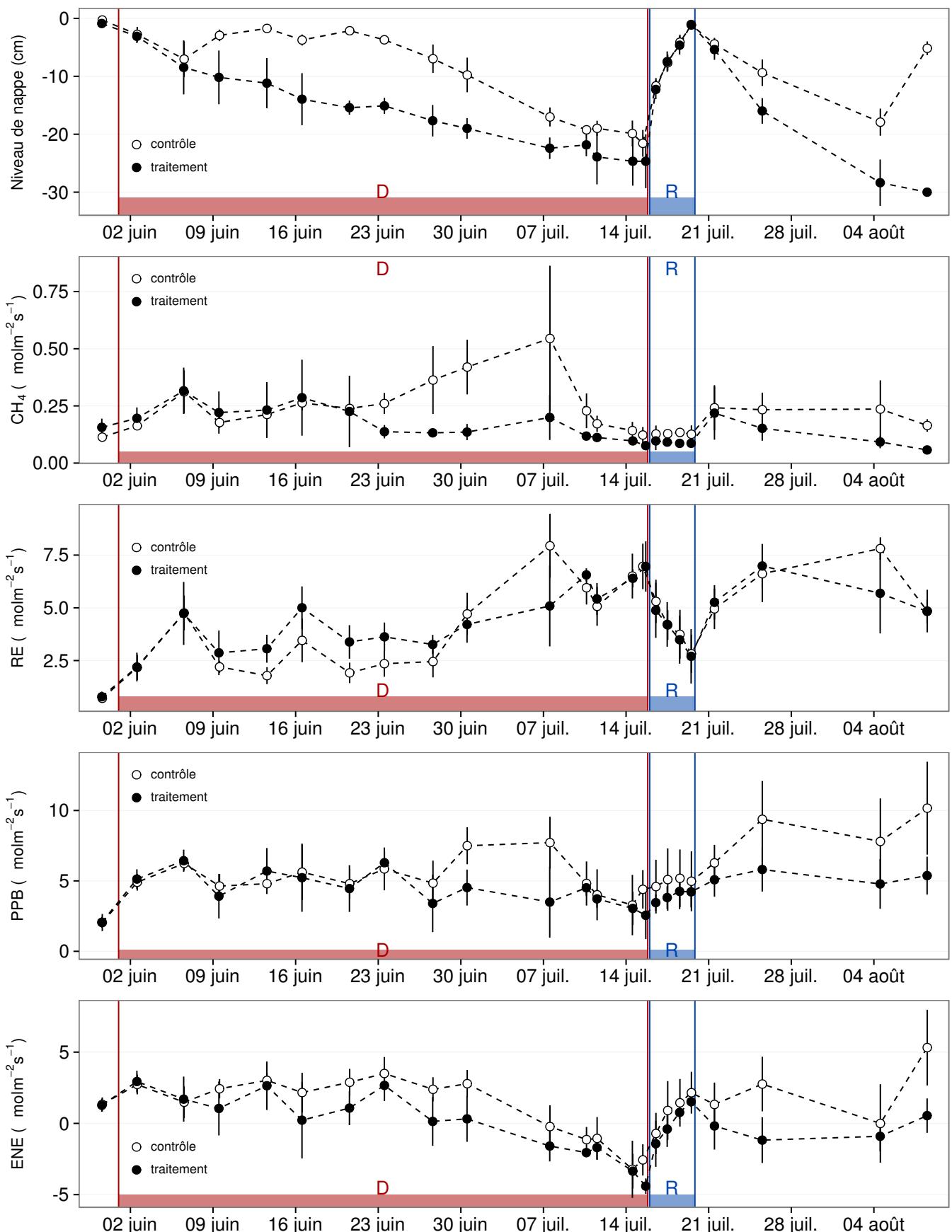


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux,  $\text{CH}_4$ , RE, PPB, ENE en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhumémentation (R) en bleu.

### 4.3. Résultats

---

1487 0,2  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Ces niveaux restent constant pendant toute la phase de réhumecta-  
1488 tion, avant d'augmenter légèrement par la suite ; ils ne dépassent pas 0,25  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
1489 mais franchissent la barre des 0,2  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

1490 Pendant la phase de dessication, les valeurs de la RE tendent à augmenter quel  
1491 que soit le groupe de placettes considéré (Figure 4.3–C). Ces valeurs inférieures à  
1492 2,5  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  début juin, atteignent environ 7  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour les deux groupes  
1493 mi-juillet, avant la réhumectation. Dans le détail cependant les deux groupes ne se  
1494 comportent pas de la même façon : la RE du groupe traité augmente régulièrement  
1495 pendant l'ensemble de cette phase, tandis que les valeurs du groupe de contrôle res-  
1496 tent, dans un premier temps, stable jusqu'à fin juin. La RE de ce groupe vaut alors  
1497  $2,45 \pm 0,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  contre  $3,26 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour le groupe traité. Cet  
1498 écart, pouvant varier dans le temps, étant installé depuis le 9 juin. À partir de dé-  
1499 but juillet, les valeurs de RE du groupe de contrôle augmentent fortement dépas-  
1500 sant les valeurs du groupe traité. La RE de ce groupe atteint alors un maximum à  
1501  $7,93 \pm 1,52 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  le 8 juillet avant de retrouver des valeurs proche de celles ob-  
1502 servées dans le groupe traité. Cette augmentation brusque correspond temporellement  
1503 à celle observée, pour le même groupe, dans les flux de CH<sub>4</sub>. Lors de la phase de réhu-  
1504 mectation, les flux de RE diminuent de façon très similaire pour les deux groupes ou  
1505 ils atteignent un minimum proche de 2,75  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Ce minimum reste cependant  
1506 plus élevé que les valeurs mesurées initialement. Après la phase de réhumectation, les  
1507 flux des deux groupes restent relativement proches pendant le reste des mesures, où ils  
1508 remontent à mesure que le niveau de la nappe diminue à nouveau.

1509 Pour les deux groupes, les flux de PPB restent relativement stables pendant la  
1510 phase de dessiccation (Figure 4.3–D). Jusqu'au 24 juin, les flux des deux groupes sont  
1511 très proches et sont compris entre 5 et 6  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  ( $5,29 \pm 0,76 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  de  
1512 moyenne pour les deux groupes). Après cette date, et comme pour le CH<sub>4</sub> et la RE,  
1513 les valeurs de la PPB du groupe de contrôle augmentent et s'écartent de celles me-  
1514 surées dans le groupe traité, en attendant de les rejoindre avant la fin de cette phase  
1515 de dessiccation. Par ailleurs, à la fin de cette phase, les flux diminuent légèrement at-

teignant un minimum proche de  $3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Pendant la phase de réhumectation, la PPB augmente très légèrement pour les deux groupes, le groupe de contrôle ayant des valeurs systématiquement supérieures à celles du groupe traité. Après la réhumectation, la PPB augmente un peu pour le groupe traité, atteignant un maximum de  $5,83 \pm 1,61 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , et plus fortement pour le groupe de contrôle où le maximum atteint, de  $10,17 \pm 3,30 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , est quasiment le double du précédent.

L'ENE mesuré sur les deux groupes est systématiquement supérieure pour le groupe contrôle, avec une évolution parallèle des flux pour les deux groupes (Figure 4.3–E). Pendant la phase de dessiccation l'ENE reste relativement constante jusque fin juin avec une valeur moyenne pour les deux groupes de  $1,18 \pm 0,58 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . L'écart entre le groupe contrôle et le groupe traitement tend à augmenter du 10 au 30 juin environ, avant que les valeurs du groupe de contrôle ne rejoignent celles du groupe traité. Au delà du 24 juin, l'ENE baisse fortement pour les deux groupes pour atteindre un minimum proche de  $-4,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Pendant la phase de réhumectation l'ENE monte rapidement pour atteindre  $1,52 \pm 0,36$  et  $2,15 \pm 1,47 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour le groupe de contrôle et de groupe traité respectivement. Après la réhumectation, l'ENE du groupe contrôle varie en suivant généralement les variations du niveau de nappe. Pour le groupe traité, l'ENE baisse par rapport au maximum atteint lors de la réhumectation puis se stabilise autour de 0.

Les variations du niveau de la nappe sont principalement liée à la RE (Figure 4.5–C) et, à travers elle, à l'ENE (Figure 4.5–G). L'effet des variations du niveau de la nappe sur la PPB est quasiment nul (Figure 4.5–E), même si la PPB semble diminuer aux plus fortes profondeurs. Pour le CH<sub>4</sub> il est également difficile de distinguer des tendances générales entre les flux et les niveaux de nappe (Figure 4.5–A).

### 4.3.2 Expérimentation B

Contrairement à l'expérimentation A, le niveau de nappe du groupe de contrôle de l'expérimentation B reste relativement constant pendant l'ensemble de la période de mesure. Le drainage artificiel du groupe traité permet d'abaisser le niveau de la nappe

### 4.3. Résultats

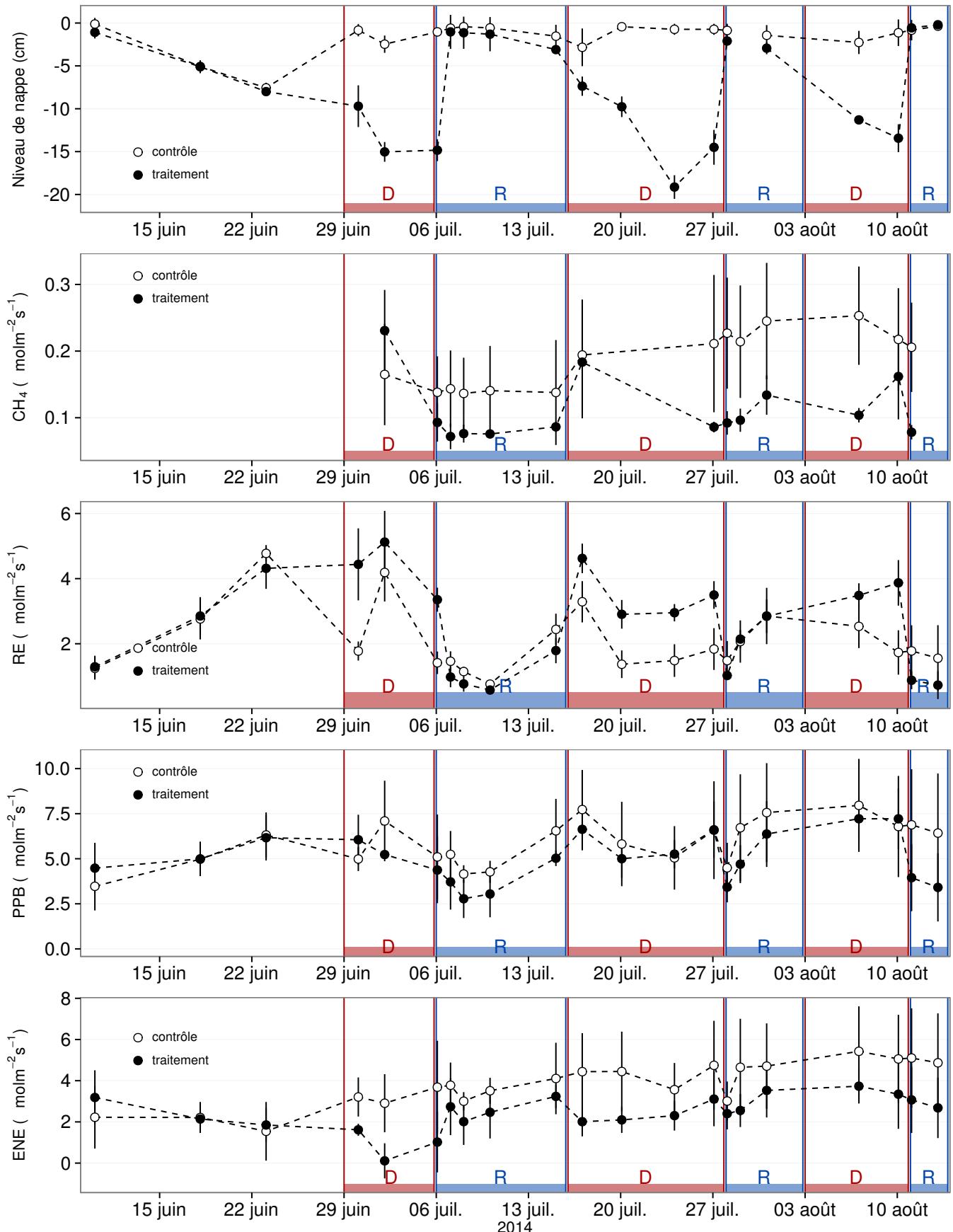


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux,  $\text{CH}_4$ , RE, PPB, ENE en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu.

1544 d'une quinzaine de centimètres en moyenne pour chaque cycle (Figure 4.4–A).

1545 Les flux de CH<sub>4</sub> moyen s'étendent de 0,07 à 0,34 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Les flux du groupe  
1546 de contrôle, à l'exception de la première mesure, sont supérieurs aux flux du groupe  
1547 traité, leurs moyennes respectives sur l'ensemble des mesures étant de 0,20 ± 0,06 et  
1548 0,11 ± 0,05 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> respectivement. Les émissions du groupe de contrôle tendent  
1549 à augmenter sur la période de mesure. Une tendance similaire, quoique moins mar-  
1550 quée, est également visible pour le groupe traité. Concernant les cycles de dessicca-  
1551 tion/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements communs, même s'il  
1552 semble que l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Figure 4.4–B). Cette re-  
1553 lation, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'apparaît cependant pas  
1554 sur l'ensemble des données (Figure 4.5–B). Un pic d'émission de CH<sub>4</sub> est également à  
1555 noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

1556 La RE varie pour les deux groupes entre 0,42 et 5,12 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (Figure 4.4–C).  
1557 Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des deux  
1558 groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue. Pen-  
1559 dant les phases de dessiccation, les valeurs du groupe traité sont systématiquement supé-  
1560 rieures, de 1,5 à 1,8 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> en moyenne par phase, par rapport à celle du groupe  
1561 de contrôle. À l'inverse pendant les phases de réhumectation les flux entre les deux  
1562 groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE du groupe de contrôle  
1563 à être au dessus de celle du groupe traité. La RE du groupe traité est systématiquement  
1564 plus faible pendant les phases de réhumectations que pendant les phases de dessicca-  
1565 tions. En moyenne la RE vaut respectivement 2,28 ± 1,00 et 3,86 ± 0,80 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>  
1566 pour les groupes de contrôle et traité pendant les phases de dessiccation et 1,70 ± 0,62  
1567 et 1,51 ± 0,98 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> pendant les phases de réhumectation.

1568 Sur l'ensemble de la période de mesure la PPB est comprise entre 2,78 et 7,96 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>.

1569 Avant le début des traitements les flux des deux groupes sont similaires (Figure 4.4–D).  
1570 La première phase de dessiccation fait passer la PPB du groupe de contrôle au dessus  
1571 du groupe traité. Pour les deux groupes, la PPB est plus importante lors des phases  
1572 de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec des moyennes respectives

#### **4.4. Discussion**

---

1573 de  $6,35 \pm 2,19$  contre  $5,80 \pm 2,20$  pour le groupe de contrôle et de  $5,95 \pm 1,46$  contre  
1574  $4,05 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour le groupe traité.

1575 Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre  $0,11$  et  $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , elles  
1576 ont tendance à augmenter au cours du temps. Passé la période pré-traitements pendant  
1577 laquelle les flux de l'ENE sont similaires pour les deux groupes l'ENE du groupe de  
1578 contrôle est systématiquement supérieure à celle du groupe de traitement (Figure 4.4–  
1579 E). L'évolution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la  
1580 période de mesure avec pour le groupe traité une diminution récurrente de l'ENE au  
1581 début de chaque phase de dessiccation.

##### **1582 4.3.3 tendances générales**

1583 Pour les deux expérimentations une relation nette est visible entre le niveau de la  
1584 nappe et l'ENE qui diminue lorsque le niveau de nappe augmente (Figure 4.5–G,H).  
1585 La relation inverse est visible, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau  
1586 de la nappe (Figure 4.5–C,D). La PPB par contre ne montre aucune tendance claire  
1587 quelle que soit l'expérimentation. On peut malgré tout noter que les valeurs de PPB les  
1588 plus faibles correspondent aux niveaux de nappe les plus élevés(Figure 4.5–E,F). Pour  
1589 le méthane, que ce soit pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble se  
1590 dégager vis à vis du niveau de la nappe (Figure 4.5–A,B).

## **1591 4.4 Discussion**

### **1592 4.4.1 Comparaison aux mesures *in-situ***

1593 Les flux moyen de  $\text{CH}_4$  mesurés dans les mésocosmes des deux expérimentations  
1594 font partie des valeurs hautes mesurées sur le terrain. Certaines campagnes dépassent  
1595 nettement, en faisant plus que doubler, le maximum de  $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  mesuré en  
1596 2014 sur la tourbière de La Guette.

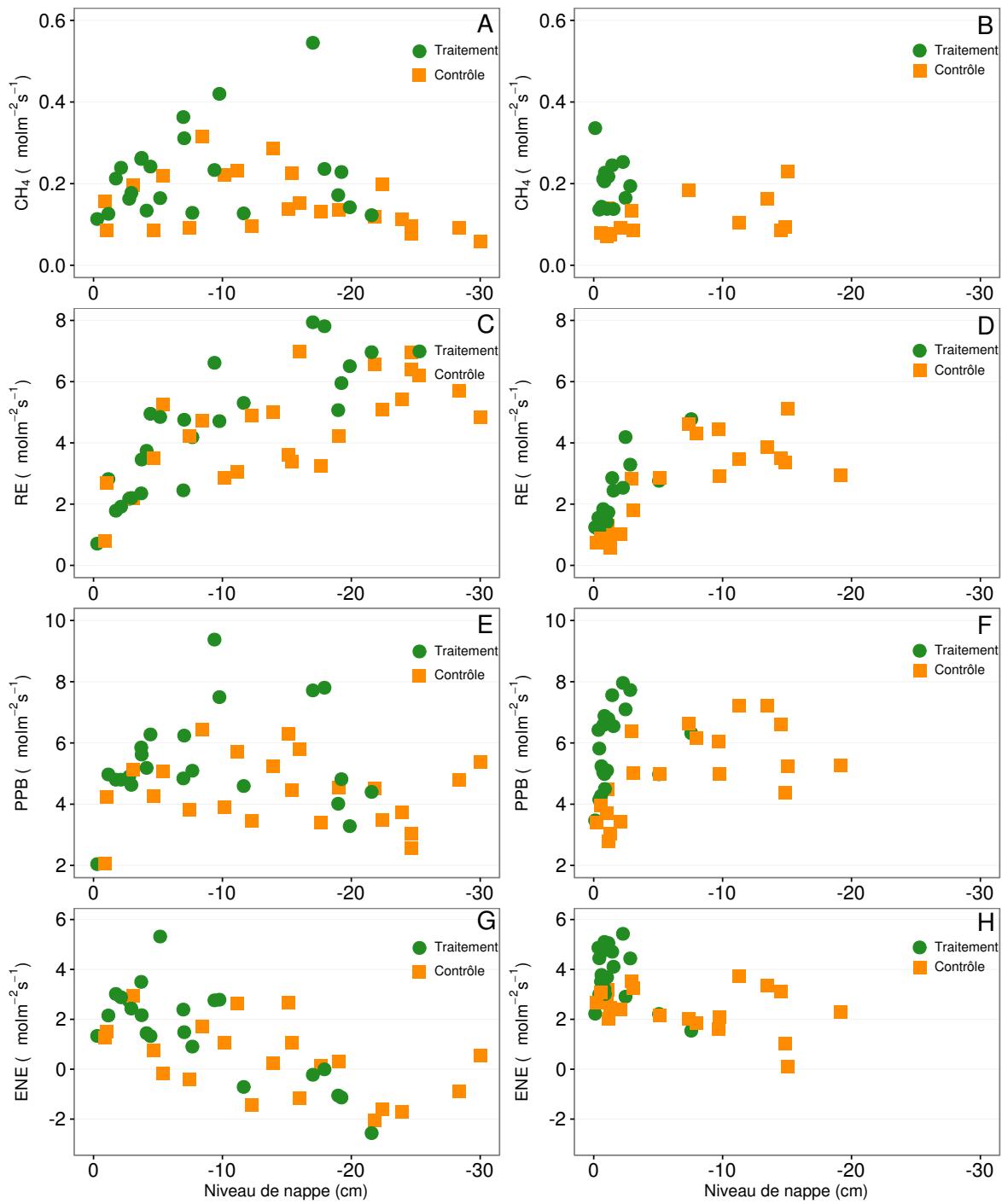


FIGURE 4.5 – Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe

#### 4.4. Discussion

---

1597 Pour le CO<sub>2</sub> les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurée sur la  
1598 tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que  
1599 celui mesuré sur le terrain la même année : 0,81 contre 2,85 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Pour l'expé-  
1600 rimentation B en revanche l'ENE moyen vaut 0,71 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> ce qui est relativement  
1601 proche de celui mesuré sur le terrain : 2,93 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Les flux de RE et de PPB  
1602 sont moins fort que les flux mesurés sur le terrain mais restent dans leur gamme de  
1603 valeurs. Ces comparaisons sont par ailleurs à relativiser puisque les mesures de flux  
1604 n'ont pas nécessairement lieu aux mêmes moment de la journée.

1605 Comme pour la RE, les flux de PPB sont du même ordre de grandeur que ceux me-  
1606 surés sur le terrain, mais légèrement plus faible : les maxima moyens mesurés dans les  
1607 mésocosmes sont d'environ 7,5 pour des valeurs de 13 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> mesuré directement  
1608 sur la tourbière.

##### 1609 4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de 1610 gaz

1611 Les résultats de ces deux expérimentations montrent clairement une augmentation  
1612 de la RE quand le niveau de la nappe diminue. Ceci est en accord avec les résultats  
1613 d'autres études que ce soit in-situ (Ballantyne *et al.*, 2014) ou en mésocosmes (Blodau  
1614 *et al.*, 2004; Dinsmore *et al.*, 2009). Dans ces deux dernières publications, la baisse  
1615 du niveau de la nappe diminue la PPB. Pas de variations claires de la PPB n'est vi-  
1616 sible dans les données présentées, même si une légère tendance semble émergée aux  
1617 plus fortes profondeur de nappe pour l'expérimentation A, ces observations restent à  
1618 confirmer. Cette absence d'effet du niveau de la nappe sur la PPB peut, peut être,  
1619 être liée à la profondeur des mésocosmes (30 cm). En effet dans Blodau *et al.* (2004)  
1620 et Dinsmore *et al.* (2009), les mésocosmes utilisés sont plus grands, 75 et 41 cm res-  
1621 pectivement, ont permis d'abaisser le niveau de l'eau au delà de -30 cm. Cette limite  
1622 a été rapportée plusieurs fois comme étant un seuil au delà duquel son observés des  
1623 changements importants (Blodau *et al.*, 2004; Peichl *et al.*, 2014). Ce seuil est expliqué  
1624 comme étant la limite au delà de laquelle les forces de capillarités ne permettent plus

1625 d'alimenter en eau les sphaignes (Rydin et Jeglum, 2013b; Ketcheson et Price, 2014).  
1626 Il résulte des constats précédents qu'une baisse du niveau de nappe, faisant augmenter  
1627 la RE et ne changeant pas ou peu la PPB, conduit à une baisse de l'ENE. Cette di-  
1628 minution de l'ENE est cohérente avec la littérature, que ce soit des expérimentations  
1629 en mésocosmes (Aerts et Ludwig, 1997; Blodau *et al.*, 2004), ou in-situ (Bubier *et al.*,  
1630 2003; Sonnentag *et al.*, 2010). Malgré tout l'extrapolation de ses résultats à d'autres  
1631 situations n'est pas évidente car fortement fonction du contexte. D'autre études n'ont,  
1632 par exemple, pas observé d'influence du niveau de la nappe sur la RE (Updegraff *et al.*,  
1633 2001). Par ailleurs Laiho (2006) a montré l'importance du contexte et notamment celui  
1634 de l'échelle de temps considéré qui peut impliquer des phénomènes différents et donc  
1635 avoir des conséquences différentes.

1636 La dépendance entre les flux de CH<sub>4</sub> et le niveau de la nappe, devant conduire à une  
1637 baisse des émissions quand le niveau de la nappe diminue, comme décrite dans Aerts et  
1638 Ludwig (1997), Pelletier *et al.* (2007) ou Turetsky *et al.* (2008), n'a pas été clairement  
1639 observée. Ce constat rejoins d'autres études dans lesquelles une relation inverse ou un  
1640 absence de relation a été trouvé entre le CH<sub>4</sub> et le niveau de la nappe Kettunen *et al.*  
1641 (1996); Bellisario *et al.* (1999); Treat *et al.* (2007). L'observation d'un pic de méthane  
1642 suivant de quelques jours une phase de hausse du niveau de la nappe, est également  
1643 rapportée par Kettunen *et al.* (1996). (**And so what ?**)

#### 1644 4.4.3 Effet cycles multiples



<sub>1645</sub> 5 Variation journalière de la respiration de  
<sub>1646</sub> l'écosystème (article)

<sub>1647</sub>

<sub>1648</sub>	<b>5.1 Introduction</b>	<b>107</b>
<sub>1649</sub>	5.1.1 Study sites	109
<sub>1650</sub>	5.1.2 Data acquisition	109
<sub>1651</sub>	5.1.3 Data synchronisation	110
<sub>1652</sub>	5.1.4 Sensitivity of ER to temperature	110
<sub>1653</sub>	5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER sensi-	
<sub>1654</sub>	tivity to temperature	111
<sub>1655</sub>	5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat	111
<sub>1656</sub>		
<sub>1657</sub>	<b>5.2 Résultats</b>	<b>112</b>
<sub>1658</sub>	5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE	112
<sub>1659</sub>	5.2.2 Synchronisation RE et température du sol	113
<sub>1660</sub>	5.2.3 Équations utilisées	114
<sub>1661</sub>	5.2.4 Relation entre RE et la température	115
<sub>1662</sub>	5.2.5 Évolution du Q <sub>10</sub>	116
<sub>1663</sub>	5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit	118
<sub>1664</sub>	5.2.7 Caractérisation de la tourbe	118
<sub>1665</sub>		
<b>5.3 Discussion</b>	<b>118</b>	
<sub>1666</sub>	5.3.1 Différence de RE entre les différents sites	118
<sub>1667</sub>	5.3.2 Temps de latence entre température et RE	122
<sub>1668</sub>	5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore la	
<sub>1669</sub>	représentation de la sensibilité de RE à la température	123

---

1670	5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit . . . . .	124
1671	5.3.5 La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à	
1672	la synchronisation . . . . .	124
1673	<b>5.4 Conclusions . . . . .</b>	<b>125</b>
1675		

## 1676 5.1 Introduction

1677 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most  
1678 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and  
1679 123 PgC yr<sup>-1</sup>, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer *et al.*, 2010). By  
1680 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at  
1681 7.8 PgC yr<sup>-1</sup> (Ciais *et al.*, 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem  
1682 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have  
1683 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.  
1684 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains  
1685 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice *et al.*, 2001;  
1686 Eswaran *et al.*, 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is  
1687 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable  
1688 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.  
1689 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as  
1690 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen *et al.*, 2002).  
1691 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution  
1692 under current environmental changes deserves attention.

1693 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-  
1694 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,  
1695 2006b). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown  
1696 consequences on the C balance (Limpens *et al.*, 2008). ER is often related to tempe-  
1697 rature : either to air temperature (e.g., Bortoluzzi *et al.*, 2006), or soil temperature.  
1698 The most commonly used soil temperatures are those at -5 cm (Ballantyne *et al.*, 2014;  
1699 Görres *et al.*, 2014) and -10 cm (Kim et Verma, 1992; Zhu *et al.*, 2015). In some studies,  
1700 different depths are used and the selected one depends on the goodness-of-fit (Günther  
1701 *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2015). All these studies use the chamber method to measure  
1702 gas fluxes. Even though most studies use -5 cm soil temperature, no clear consensus

## 5.1. Introduction

---

exists. In addition Pavelka *et al.* (2007) and Graf *et al.* (2008) showed that the relationship between ER and temperature is depth dependent since heat transfer in the soil profile is not instantaneous and leads to a time-delay between the temperature and the ER signals. The relationship between ER and temperature is often described using the  $Q_{10}$  indicator, which represents the proportional increase of a reaction rate due to a 10°C rise in temperature. However, even if the  $Q_{10}$  seems coherent at a global scale (Mahecha *et al.*, 2010), reported values show a significant variability at the ecosystem level (Graf *et al.*, 2008). Because the measured  $Q_{10}$  are not linked to a single reaction but to multiple processes, numerous issues arise (Davidson *et al.*, 2006). Among them are the time-scale considered (Curiel Yuste *et al.*, 2004), the depth (Graf *et al.*, 2008) and the time-delays between ER and soil temperatures (Phillips *et al.*, 2011). One way to deal with the time-delays might be data synchronisation according to Pavelka *et al.* (2007). Another issue is the difference between the daytime and nighttime ER relationship with temperature. Juszczak *et al.* (2012), for example, showed that there are significant differences between ER modelled with daytime and nighttime data. Assessing these differences may be important when working at a daily timescale and when treating data from eddy-covariance measurements.

Based on these previous studies, we expected that time-delays in *Sphagnum*-dominated peatlands would be significant, even in the first 10 centimetres depth and that they would lead to a better description of observed data once taken into account, especially through data synchronisation. To our knowledge no studies have explored the time-delay between ER and soil temperature in peatlands yet. Differences in the ER-temperature relationship between daytime and nighttime datasets were also expected. To test these predictions, ER fluxes, during the growing season in 4 *Sphagnum*-dominated peatlands were measured in 2013. Continuous measurements over 72 hours were carried out in each site using static dark chambers. Air and soil temperature were also monitored. Specifically, the relationship between ER and temperature, measured at different depths in peat was studied and the difference between daytime and nighttime measurements was assessed.

1732 The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale  
1733 between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the  
1734 effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel  
1735 ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference  
1736 between nighttime and daytime ER.

1737 **5.1.1 Study sites**

1738 The study was performed on four French *Sphagnum*-dominated peatlands : Berna-  
1739 douze (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ;  
1740 98 ha, N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha,  
1741 N 48°26'30", E 1°10'54", 154 m), and La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E  
1742 2°17'04", 145 m). Mean annual air temperatures and annual rainfalls were 6, 7.5, 11,  
1743 11°C, and 1700, 1400, 870, 880 mm for BDZ, FRN, LDM and LGT respectively. During  
1744 the measurements the water table level remained constant at to -12, -7, -35 and -9 cm  
1745 for BDZ, FRN, LDM and LGT.

1746 **5.1.2 Data acquisition**

1747 Fieldwork was conducted between July and October 2013. In each site, four plots  
1748 (replicates) with similar plant cover were chosen. Four cylindrical PVC collars (diame-  
1749 ter : 31 cm, height : 15 cm) were inserted into the peat the day before beginning the  
1750 measurements. For 72 hours, CO<sub>2</sub> fluxes were measured in the 4 plots once an hour  
1751 in random order. These measurements were undertaken using a closed static cham-  
1752 ber (diameter of 30.5 cm, height of 30 cm), with a GMP343 Vaisala probe. ER was  
1753 measured with a transparent chamber covered by an opaque material to avoid input of  
1754 photosynthetic active radiation. Inside the chamber the air was homogenized with a fan  
1755 in order to minimize concentration gradients ([Pumpanen et al., 2004](#)). Measurement  
1756 lasted a maximum of 5 min with CO<sub>2</sub> concentration recorded every 5 seconds as well  
1757 as the relative humidity and the temperature inside the chamber.

1758 In each site a weather station and a data logger were set up near the plots to provide

## 5.1. Introduction

---

1759 meteorological and environmental data recorded every second : surface temperature (air  
1760 temperature as close as possible to the surface : 5 cm), peat temperature (at -5, -10,  
1761 -20 and -30 cm depth), air relative humidity and solar radiation.

1762 After the 72 hours of measurements four peat cores (30 cm height and 15 cm  
1763 diameter), one for each replicate, were extracted at each site for physico-chemical cha-  
1764 racterisation.

### 1765 5.1.3 Data synchronisation

1766 The synchronisations between ER fluxes and temperatures were calculated for each  
1767 depth and time-delays : The acquisition frequency between temperature and ER were  
1768 different. Thus an average of the temperatures recorded during the ER measurement  
1769 time was calculated for all depths at the corresponding CO<sub>2</sub> flux measurement time.  
1770 Then the temperature averaging procedure was repeated at 10-minute increments, until  
1771 a 24 hour shift. The 10-minute step was a compromise between precision and calculation  
1772 time. Next a correlation coefficient was calculated for each time step and temperature  
1773 measurement depth. Finally the synchronisation was determined for each depth, by  
1774 selecting the time-delay corresponding to the highest correlation coefficient. Negative  
1775 correlations caused by the phase shift were discarded.

### 1776 5.1.4 Sensitivity of ER to temperature

Three widely used models Fang et Moncrieff (2001) were implemented to study the relationship between ER and temperature : Linear regression (5.1), exponential models : Q<sub>10</sub> (5.2) and Arrhenius (5.3)

$$ER = \alpha + \beta T \quad (5.1)$$

$$ER = \alpha e^{\beta T}; Q_{10} = e^{10*\beta} \quad (5.2)$$

$$ER = \alpha e^{\frac{-E_a}{RT}} \quad (5.3)$$

1777 ER was estimated using air temperature, soil temperatures at -5, -10, -20 and -30

1778 cm depth with both non-synchronised and synchronised datasets. Calculations were  
1779 implemented in R, and modelled data were adjusted to measured data using Ordinary  
1780 Least Squares (OLS). The goodness-of-fit was estimated by calculating the regression  
1781 coefficient ( $R^2$ ) and the root mean square error normalized by the mean (NRMSE).

1782 **5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER  
1783 sensitivity to temperature**

1784 To test whether the relationship between ER and temperature differed during day-  
1785 time and nighttime, the dataset was split into two groups which were then compared.  
1786 The data between 10 am and 5 pm were considered as representative of the day and  
1787 data between 11 pm and 6 am as representative of the night. Only the air temperature  
1788 and the -5 cm depth peat temperature (with synchronised and non-synchronised data)  
1789 were investigated as they provide the best ER representation. The data for day and  
1790 night were centred to account for natural differences in measurement, since : during  
1791 the day both temperature and ER are higher than in the night. Using these centred  
1792 data, ratios between ER and temperatures were calculated. Finally a paired Student's  
1793 t test was applied on the mean of the replicate for each site and each temperature to  
1794 assess the significance of the differences between day and night measurements.

1795 **5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat**

1796 In the laboratory, two peat cores from each site were immersed in water during 24  
1797 hours to saturate the pores. Then, the cores were soaked overnight to get rid of the  
1798 water filling the effective porosity. At 5 cm steps, a piece of peat with a known volume  
1799 ( $V$ ,  $\text{cm}^3$ ) was cut and weighed ( $W_1$ , g). Then, the samples were dried at  $50^\circ\text{C}$  for 48  
1800 hours and weighed ( $W_2$ , g). Total porosity ( $\Phi_T$ , dimensionless), retention porosity ( $\Phi_R$ ,  
1801 dimensionless), effective porosity ( $\Phi_E$ , dimensionless) and bulk density ( $Bd$ ,  $\text{g cm}^{-3}$ )  
1802 were calculated as follows :

$$\Phi_T = 1 - \left[ \frac{\left( \frac{W2}{\rho_{peat}} \right)}{V} \right] \quad (5.4)$$

$$\Phi_R = 1 - \left[ \frac{\left( \frac{(W1-W2)}{\rho_{peat}} \right)}{V} \right] \quad (5.5)$$

$$\Phi_E = \Phi_T - \Phi_R \quad (5.6)$$

$$Bd = \frac{W2}{V} \quad (5.7)$$

<sub>1803</sub> Peat density ( $\rho_{peat}$ ) was set at 1.45 according to [Kennedy et Price \(2005\)](#). Then  
<sub>1804</sub> the peat was crushed and C, H, N and S analyses were performed with an elemental  
<sub>1805</sub> analyser (Thermo Flash analyser).

<sub>1806</sub> 5.2 Résultats

<sub>1807</sub> 5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE

<sub>1808</sub> Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT  
<sub>1809</sub> which was  $20.8 \pm 7.4$  °C, (Figure 5.1 – H). The lowest mean temperature and amplitude  
<sub>1810</sub> were found at BDZ :  $14.4 \pm 3.3$  °C (Figure 5.1 – E). In LDM and FRN, the mean surface  
<sub>1811</sub> air temperatures were respectively  $14.9 \pm 8.7$  °C and  $15.0 \pm 10.3$  °C (Figure 5.1 – F,  
<sub>1812</sub> G) Surface air temperature was the highest in FRN.

<sub>1813</sub> At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :  
<sub>1814</sub>  $14.1 \pm 1.5$  °C and  $20.3 \pm 1.7$  °C respectively, whereas the opposite was observed in FRN  
<sub>1815</sub> and LDM with  $16.3 \pm 2.4$  °C and  $15.9 \pm 1.0$  °C respectively. Mean soil temperatures  
<sub>1816</sub> were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm  
<sub>1817</sub> the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.  
<sub>1818</sub> Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a  
<sub>1819</sub> large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature  
<sub>1820</sub> amplitude.

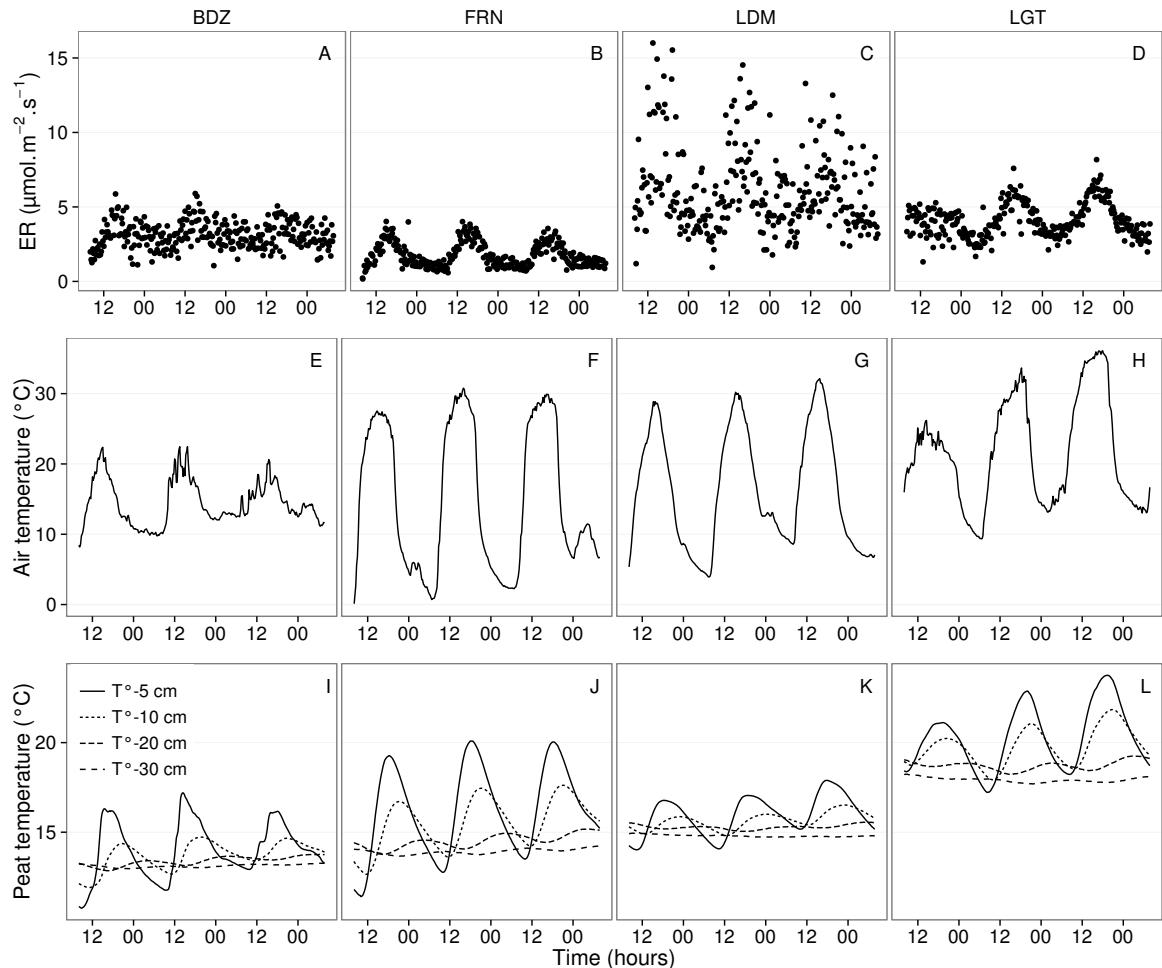


FIGURE 5.1 – Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

1821 In terms of ER, mean and variability were the lowest in FRN among all sites ( $1.75 \pm 0.83 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , Figure 5.1 – B). The highest variability and mean ER ( $6.13 \pm 2.81 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , Figure 5.1 – C) were observed in LDM. On this site replicates had different behaviours even though they were close to each other and in a similar environment. In BDZ and LGT, ER mean values were  $3.12 \pm 0.92$  and  $4.10 \pm 1.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  respectively (Figure 5.1 – A, B)

### 1827 5.2.2 Synchronisation RE et température du sol

1828 Figure 5.1 shows that the deeper the temperature was measured, the greater the shift with respect to ER. Taking this shift into account by synchronising soil temperatures with ER led to a significant positive linear correlation between the temperature

## 5.2. Résultats

measurement depth and the synchronisation time-delay (all sites pooled,  $R^2=0.94$ ,  $p<0.001$ ; Figure 5.2). The range of estimated time-delays decreased with depth up to -20 cm. At this depth the time-delay was 12 hours, i.e. a phase inversion on a daily timescale. For the three sites other than LDM, the slopes of the time-delay and measurement depth relationship were in a close range : 0.56, 0.54, 0.52 for FRN, BDZ and LGT respectively. The relationship for LDM was higher at -30 cm, leading to a steeper slope (0.66) than in the other sites (Figure 5.2). At the other depths, this site always had the highest time-delay, though the values were close to those of the other sites. BDZ always had the lowest time-delay, but like LDM, the values were close to those of the other sites, although slightly lower at -5 cm depth.

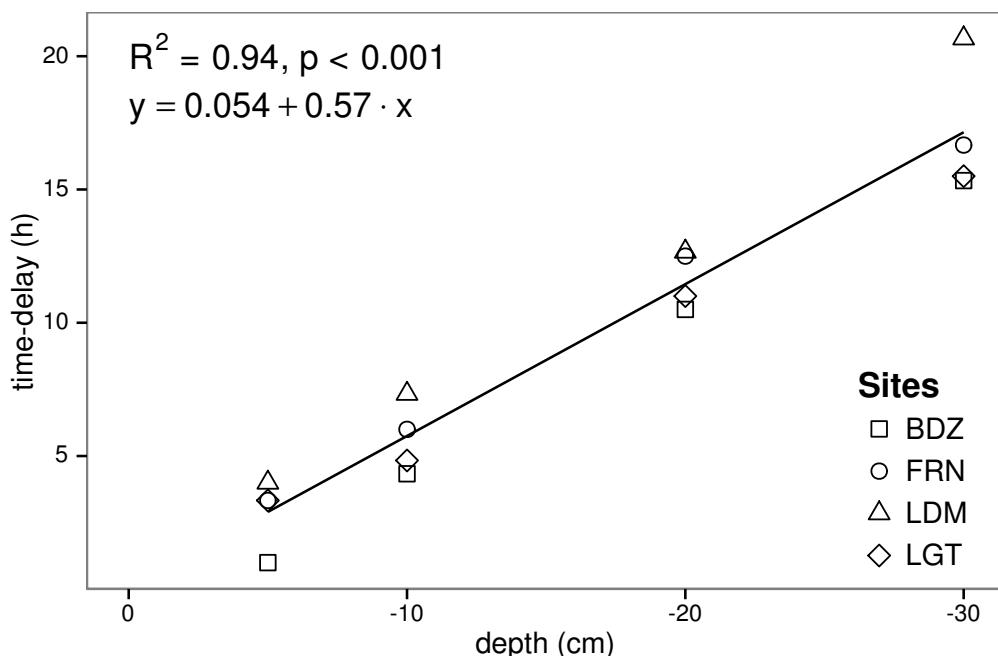


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

### 5.2.3 Équations utilisées

For both types of model (using non-synchronised and synchronised data), the differences between the 3 tested models were very small. The greatest differences, in  $R^2$  values, were 0.07 and 0.05 for non-synchronised and synchronised data respectively,

Tableau 5.1 –  $R^2$  and NRMSE profile with depth for models using non-synchronised and synchronised data and for the three equations (linear : lin, exponential : exp, arrhenius : arr).

depth	Non-synchronised						Synchronised					
	lin $R^2$	NRMSE	exp $R^2$	NRMSE	arr $R^2$	NRMSE	lin $R^2$	NRMSE	exp $R^2$	NRMSE	arr $R^2$	
Bernadouze												
0	0.22	25.88	0.19	26.09	0.19	26.09	0.22	25.88	0.19	26.09	0.19	
-5	0.23	25.66	0.20	25.89	0.20	25.89	0.27	25.18	0.24	25.40	0.24	
-10	0.02	28.92	0.03	29.26	0.03	29.26	0.23	25.72	0.22	25.90	0.22	
-20	0.04	28.64	0.03	28.98	0.03	28.98	0.13	27.79	0.13	28.16	0.13	
-30	0.02	28.93	0.02	29.28	0.02	29.28	0.05	29.54	0.05	29.92	0.05	
Frasne												
0	0.66	27.58	0.63	26.74	0.63	26.96	0.66	27.58	0.63	26.74	0.63	
-5	0.19	42.34	0.21	43.00	0.21	43.01	0.68	26.34	0.68	25.02	0.68	
-10	0.01	46.73	0.00	48.01	0.00	48.01	0.59	29.98	0.60	29.20	0.60	
-20	0.34	38.29	0.27	38.78	0.27	38.77	0.34	38.05	0.36	39.17	0.36	
-30	0.03	46.30	0.03	47.47	0.03	47.47	0.18	43.66	0.19	44.75	0.19	
Landemarais												
0	0.29	38.55	0.32	39.31	0.32	39.24	0.29	38.55	0.32	39.31	0.32	
-5	0.03	45.18	0.04	46.06	0.04	46.07	0.21	40.63	0.25	41.58	0.25	
-10	0.05	44.53	0.04	45.45	0.04	45.45	0.13	42.65	0.16	43.71	0.16	
-20	0.09	43.75	0.08	44.55	0.08	44.55	0.09	43.83	0.12	44.97	0.12	
-30	0.03	45.09	0.02	46.07	0.02	46.07	0.13	44.94	0.12	46.02	0.12	
La Guette												
0	0.61	17.44	0.56	17.30	0.56	17.34	0.61	17.44	0.56	17.30	0.56	
-5	0.31	23.27	0.29	23.24	0.28	23.26	0.63	16.83	0.59	16.49	0.58	
-10	0.08	26.89	0.07	27.09	0.07	27.10	0.61	17.21	0.57	16.84	0.57	
-20	0.30	23.41	0.27	23.30	0.27	23.30	0.54	18.93	0.51	19.01	0.51	
-30	0.12	26.25	0.11	26.37	0.11	26.37	0.39	22.18	0.36	22.26	0.36	

1845 whereas differences in NRMSE maximum values were 1.28 and 1.14 (Table 5.1). In  
 1846 most cases the linear model led to a slightly better  $R^2$  than the others. As the differ-  
 1847 ences between equations were small, however, we will describe the exponential model  
 1848 in the following sections, because (i) it is the most widely used model to describe the  
 1849 ER–temperature relationship and (ii) the  $Q_{10}$  value can be derived from this equation.  
 1850 This will allow the comparison of the results of our study to others.

#### 1851 5.2.4 Relation entre RE et la température

1852 The relationship between air temperature and ER, using the exponential model, was  
 1853 better in LGT and FRN ( $R^2 > 0.55$ ) than in LDM and LDM ( $R^2 < 0.35$ ) (Table 5.1).  
 1854 Nevertheless in all sites and with both linear and exponential models, using synchro-  
 1855 nised soil temperatures gave a better account of the ER variability than their non-  
 1856 synchronised counterparts (Figure 5.3). The goodness of fit ( $R^2$ ) increased on average  
 1857 by 0.26 to 0.35 at -5 cm and -10 cm depth respectively. The degree of improvement

## 5.2. Résultats

---

varied however between sites. For instance, at -5 cm depth  $R^2$  between synchronised and non-synchronised models increased by only 0.04 in BDZ while it increased by 0.47 in FRN. The improvement gained by using synchronised data was higher at -5 cm and -10 cm than at deeper layers, with 0.12, 0.11 on average for -20 and -30 cm depth (Figure 5.3).

A similar observation can be made for NRMSE. Regardless of some exceptions at deeper layers especially at -20 cm depth, the NRMSE values show that using synchronised data rather than non-synchronised ones improved the representation of ER variability at a daily timescale, indicating that depth measurements dependence is smaller for models using synchronised data than for models using non-synchronised data. However with increasing depth  $R^2$  values still decreased and NRMSE values still increased. For FRN, LDM and LGT, synchronised data at -5 cm depth gave a better account of the ER variability than surface air temperature (Figure 5.3). This was not the case in LDM, where temperature at the surface was the best descriptor of ER. For both  $R^2$  and NRMSE the values at -20 cm depth were better than those observed at -10 or -30 cm depth. This pattern was observed with different magnitudes among sites, and was particularly visible in FRN and LGT. For the most part, the synchronisation of data led to higher  $R^2$  and NRMSE values for models using one soil temperature, at a daily scale on *sphagnum*-dominated peatlands.

### 5.2.5 Évolution du Q<sub>10</sub>

The Q<sub>10</sub> stood between 0 and 2.5 for non-synchronised data with a maximum at -5 cm depth. Average values were 1.4, 2.4 and 1.3, at the surface, -5 and -10 cm depth respectively (Figure 5.4). Average Q<sub>10</sub> values at the surface and -10 cm depth were very similar. However there was much more variability at -10 cm depth, where the values ranged from 0.1 to 2.1, than at the surface where the values stood between 1.3 and 1.5. Beyond -10 cm depth Q<sub>10</sub> values fell almost to 0, while for non-synchronised data Q<sub>10</sub> values greatly increased with depth, reaching meaningless values. Q<sub>10</sub> values estimated with surface temperature were very similar between sites with an average of

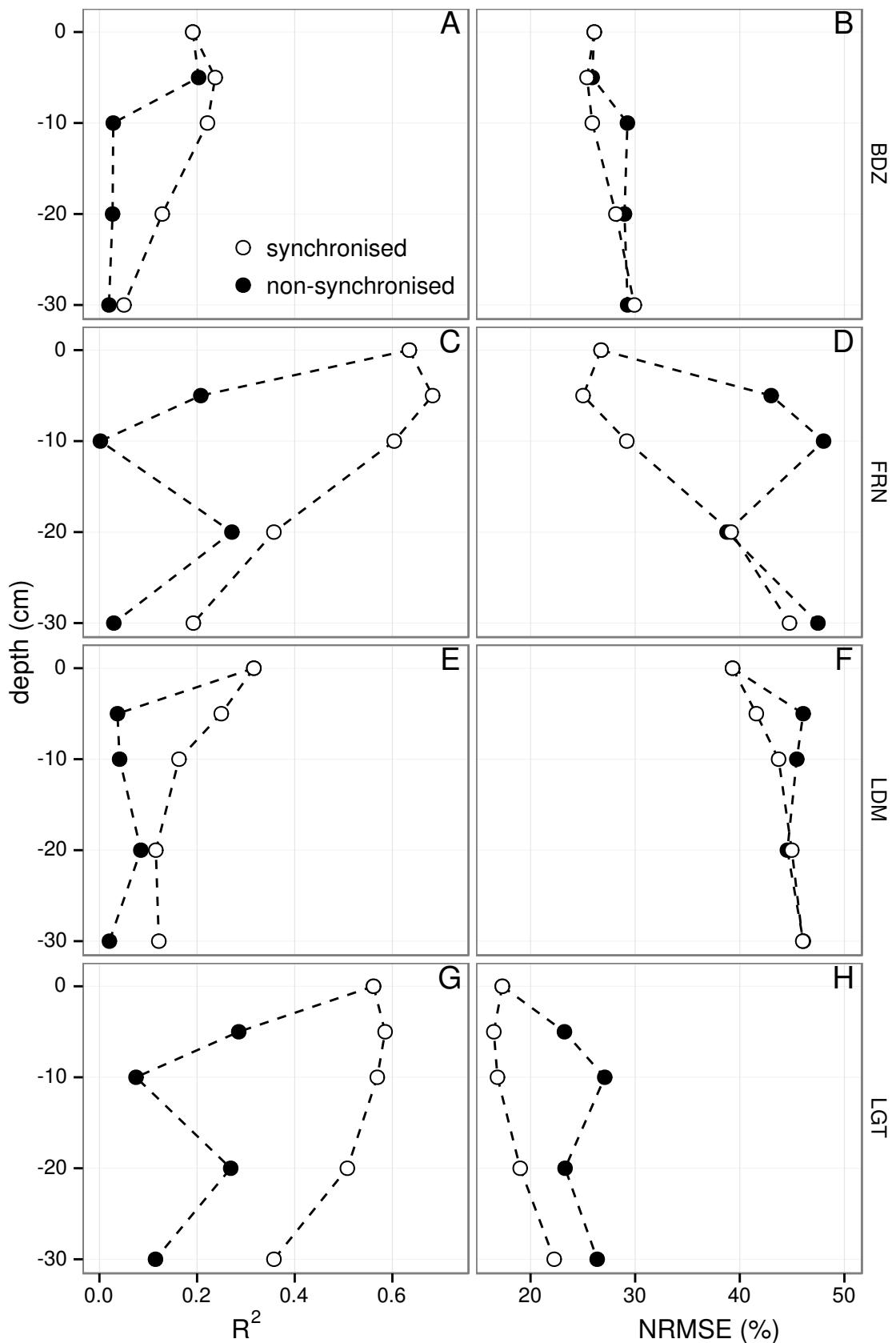


FIGURE 5.3 – Profile of  $R^2$  and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.

### **5.3. Discussion**

---

1886 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and  
1887 non-synchronised data. Below this depth,  $Q_{10}$  estimated with both methods either de-  
1888 creased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic  
1889 values (Figure 5.4).

#### **1890 5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit**

1891 For BDZ and LDM sites no significant differences were found between daytime and  
1892 nighttime data no matter which model was used, whereas differences were found for  
1893 FRN and LGT (Figure 5.5). In FRN, synchronisation increased the significance of the  
1894 differences :  $p < 0.001$  with and  $p < 0.01$  without synchronisation respectively. The  
1895 same pattern was found in LGT but with lower significance. Hence models using -5  
1896 cm depth with non-synchronised data are not significantly different but those using  
1897 synchronised data are. Note that, for LGT, the model using air temperature had a  
1898 daytime slope that was higher than the nighttime one, which was the opposite of all  
1899 the other cases.

#### **1900 5.2.7 Caractérisation de la tourbe**

1901 Elemental compositions were similar in all sites : 1–3%, 4–6% and <1% for N, H  
1902 and S respectively (Table 5.2). C content was mainly between 40 and 50 %, except at  
1903 the deeper levels in LDM and LGT where values were lower (< 32%).

## **1904 5.3 Discussion**

### **1905 5.3.1 Différence de RE entre les différents sites**

1906 The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those  
1907 of peatlands found in the literature. [Bortoluzzi \*et al.\* \(2006\)](#), for instance, found ER  
1908 values ranging from 2 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October

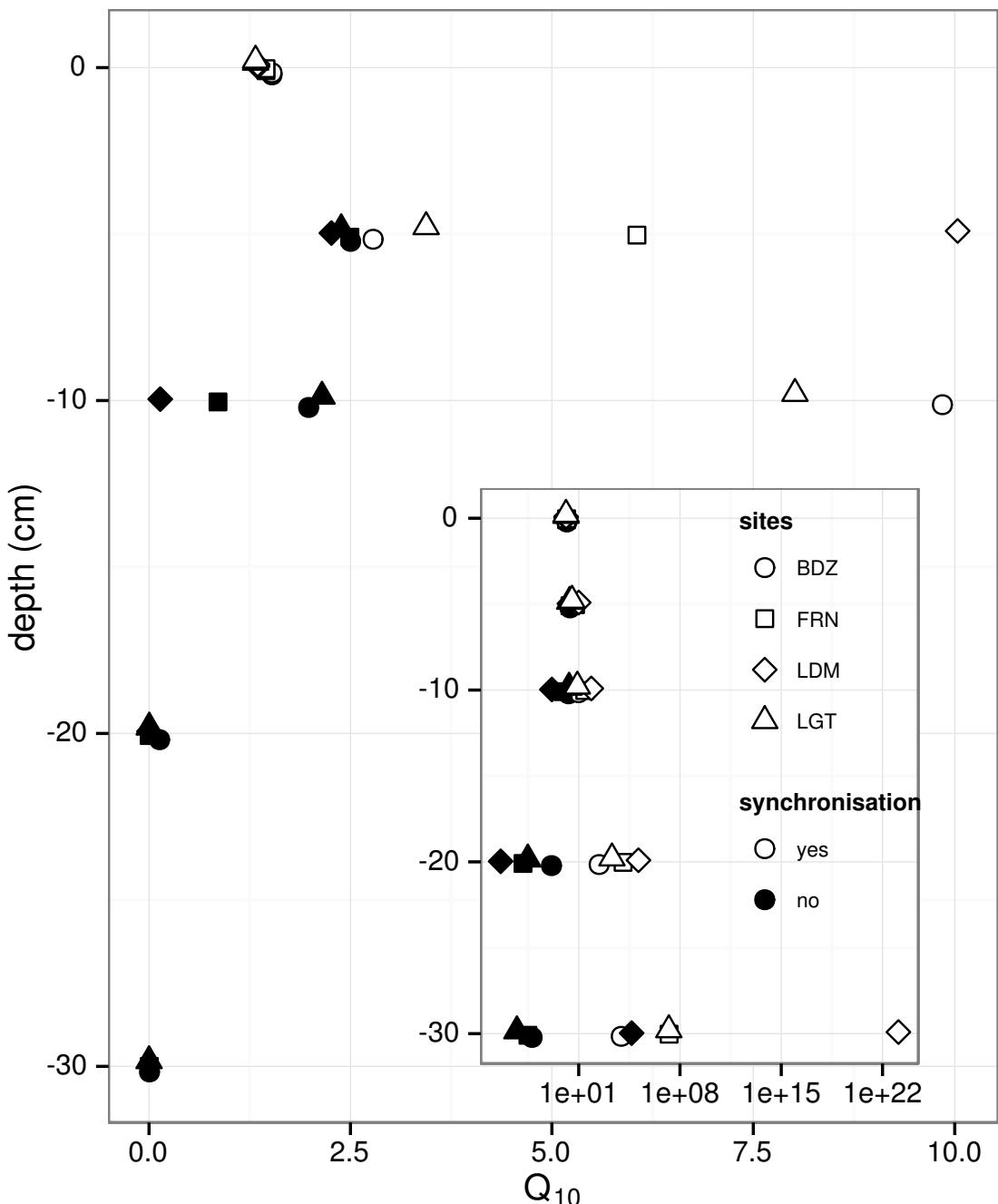


FIGURE 5.4 – Profile of  $Q_{10}$  with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

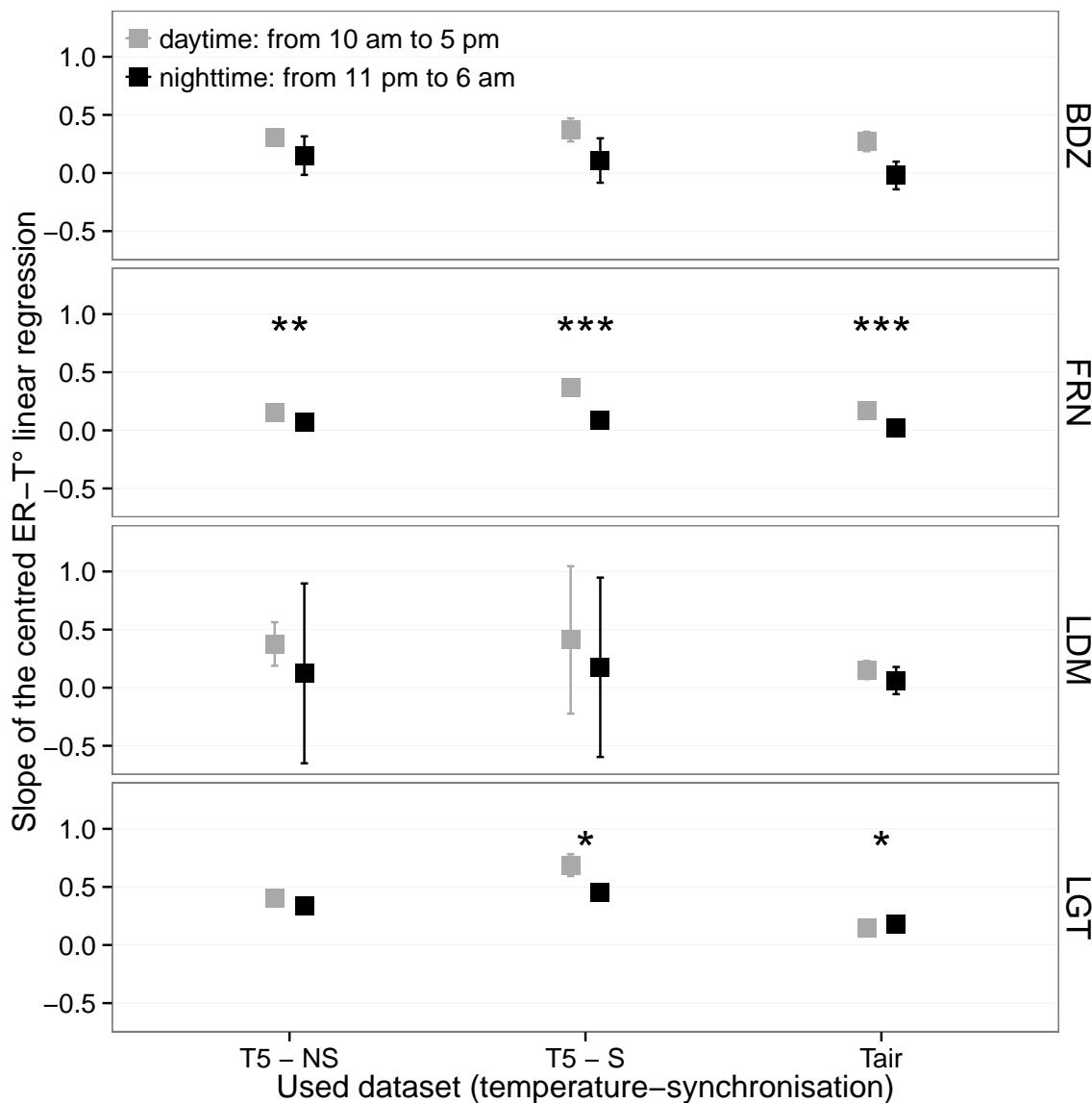


FIGURE 5.5 – Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).

Tableau 5.2 – Peat chemical properties as a function of depth in cm : content (%) N, C, H, S, the total, retention and effective porosity,  $\Phi_T$ ,  $\Phi_R$ ,  $\Phi_E$  respectively in  $m^3.m^{-3}$ , solid peat volumic fraction in  $m^3.m^{-3}$  and the bulk density (Bd) in  $g.cm^{-3}$ .

level	N	C	H	S	$\Phi_T$	$\Phi_R$	$\Phi_E$	solid	Bd
<b>Bernadouze</b>									
0–5	1.76	41.84	6.05	0.05	0.99	0.47	0.52	0.01	0.03
5–10	1.99	43.99	6.18	0.07	0.97	0.78	0.19	0.03	0.06
10–15	2.28	45.38	6.35	0.1	0.96	0.92	0.04	0.04	0.10
15–20	2.92	44.95	6.23	0.23	0.95	0.82	0.13	0.05	0.11
20–25	3.14	39.01	5.31	0.23	0.93	0.90	0.04	0.07	0.16
25–30	2.50	31.15	4.28	0.13	0.89	0.86	0.03	0.11	0.24
<b>Frasne</b>									
0–5	1.73	43.67	6.24	0.00	0.99	0.40	0.58	0.01	0.03
5–10	1.55	43.35	5.97	0.00	0.98	0.59	0.40	0.02	0.03
10–15	1.69	43.49	6.17	0.00	0.98	0.89	0.09	0.02	0.05
15–20	1.63	43.06	5.97	0.00	0.98	0.89	0.09	0.02	0.05
20–25	1.30	43.68	6.29	0.05	0.98	0.93	0.04	0.02	0.05
25–30	1.48	43.44	6.21	0.03	0.98	0.87	0.11	0.02	0.05
<b>Landemarais</b>									
0–5	1.36	45.63	5.69	0.25	0.97	0.62	0.35	0.03	0.07
5–10	3.08	47.37	5.37	0.09	0.95	0.74	0.21	0.05	0.11
10–15	2.73	48.34	5.63	0.10	0.94	0.94	0.00	0.06	0.13
15–20	2.54	48.67	5.64	0.30	0.96	0.81	0.15	0.04	0.10
20–25	2.08	46.99	5.80	0.23	0.97	0.89	0.08	0.03	0.07
25–30	1.57	45.65	6.23	0.21	0.97	0.89	0.08	0.03	0.07
<b>La Guette</b>									
0–5	1.55	38.33	5.23	0.05	0.97	0.61	0.36	0.03	0.05
5–10	2.35	41.31	4.66	0.20	0.93	0.83	0.10	0.07	0.08
10–15	2.34	43.81	5.72	0.18	0.91	0.89	0.02	0.09	0.10
15–20	1.99	43.17	5.45	0.10	0.89	0.87	0.01	0.11	0.13
20–25	1.90	37.91	4.83	0.05	0.88	0.83	0.05	0.12	0.15
25–30	1.32	18.95	2.32	0.01	0.79	0.76	0.03	0.21	0.28

### 5.3. Discussion

---

2004. In the present study, the models performed poorly in 2 sites, BDZ and LDM. For  
BDZ, amplitudes of both ER and temperatures were low (Figure 5.1 – A, E) making  
the representation of ER possible only on a short temperature span. With such low  
ranges of both ER and temperature, it can be assumed that ER variability was due  
to the variability between plots. For LDM, the ER fluxes were measured in plots that  
were more heterogeneous than expected, resulting in strong variability (Figure 5.1 –  
C). This observation is consistent with the high NRMSE value calculated for this site  
(39.3 % for BDZ against 26.1 % for LDM) whereas the  $R^2$  values for these two sites  
were close, 0.19 and 0.32 for BDZ and LDM respectively, using surface air temperature  
and an exponential relationship. It is noteworthy that in FRN the NRMSE values were  
high with respect to  $R^2$  values. This result can be explained by the fact that the mean  
ER flux was low ( $1.75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) and thus had a strong influence on NRMSE as  
we used mean normalization. Finally at -20 cm depth, models using non-synchronised  
data showed, an increase in  $R^2$  and a decrease in NRMSE which was more or less  
observable in the different sites : clearly in FRN, LGT and to a lesser extent in LDM,  
but barely perceivable in BDZ. At this depth the temperature and the ER signal phases  
are opposed making the non-synchronised models better at representing ER than at -10  
or -30 centimetres but with a reverse relationship. The ER fluxes thus show different  
behaviours either in their amplitude or in their homogeneity

#### 5.3.2 Temps de latence entre température et RE

Time-delays between soil temperatures and ER occur in *Sphagnum*-dominated peat-  
lands. They occur even close to the soil surface and increase with depth. The relation-  
ship between time-delays and depth was similar in all the studied sites although LDM  
had slightly higher time-delays. The overall delay observed in peat soils, 0.57 hours  
per centimetre, was higher than those found by [Pavelka \*et al.\* \(2007\)](#) in a forest and  
[in a grassland ecosystem](#) and by [Parkin et Kaspar \(2003\)](#) on two agricultural soils (0.4  
and 0.5 hours per centimetre respectively). This is coherent with the fact that peat soil  
has a lower thermal diffusivity than mineral soils ([Farouki, 1981](#); [Arya, 2001](#)). LDM

1937 was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected  
1938 as soil diffusivity increases with wetness (Hillel, 2003) and LDM was the site with the  
1939 lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements  
1940 conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the  
1941 time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER  
1942 fluxes.

1943 **5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore**  
1944 **la représentation de la sensibilité de RE à la température**

1945 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological  
1946 activities (Vargas *et al.*, 2010), few studies have addressed the effect of time-delays bet-  
1947 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this  
1948 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation  
1949 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation  
1950 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised  
1951 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations  
1952 are in agreement with those of Pavelka *et al.* (2007) who also found a decreasing ef-  
1953 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by  
1954 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the  
1955 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases  
1956 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.  
1957 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion  
1958 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a  
1959 phase inversion was found deeper, at -30 cm by Pavelka *et al.* (2007), due to a higher  
1960 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-  
1961 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher  $R^2$  and lower NRMSE values  
1962 than those using surface air temperature.

#### 1963 5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit

1964 The significant differences observed between daytime and nighttime measurements  
1965 corroborate other studies in which these differences were found using chamber tech-  
1966 niques ([Juszczak et al., 2012](#); [Darenova et al., 2014](#)). The fact that some sites show  
1967 significant differences (FRN and LGT) and not others (BDZ and LDM) seems to be  
1968 linked to the variability between plots and temperature amplitude. When temperature  
1969 amplitude was low, most of the variability originated from spatial variability between  
1970 plots. This was also corroborated by a test done on LGT where we calculated the day  
1971 and night differences only on the last two days when temperature amplitude was the  
1972 greatest. As a result the significance increased from  $p < 0.05$  to  $p < 0.01$  for the syn-  
1973 chronised model using -5 cm depth temperature and the differences observed in the  
1974 model using air temperature were no longer significant any more ( $p > 0.05$ ).

#### 1975 5.3.5 La sensibilité du Q<sub>10</sub> à la profondeur de la température 1976 et à la synchronisation

1977 In shallow layers ( $\leq 10$  cm), the Q<sub>10</sub> values calculated with non-synchronised data  
1978 in the ranges that are usually reported, i.e. between 1.3 to 3.3 ([Raich et Schlesinger,](#)  
1979 [1992](#)). At deeper levels in the peat profile ( $\geq 10$  cm), they reach 0 as the relationship  
1980 between ER and the temperature weakens, and is not compensated by a long term  
1981 evolution. A similar behaviour was found by [Pavelka et al. \(2007\)](#) even if this Q<sub>10</sub>  
1982 decrease with depth is not usually seen and most studies show the opposite, namely  
1983 an increase in Q<sub>10</sub> values with depth ([Graf et al., 2008](#)). This apparent contradiction  
1984 may be explained by the length of the study. Because of its short duration, the effect of  
1985 the time-delays on ER were preponderant over the temperature effect. Synchronisation  
1986 also led to meaningless high Q<sub>10</sub> values because synchronisation can explain a higher  
1987 proportion of ER flux with a smaller temperature variation. Temperature amplitude  
1988 decreases with depth because of soil dampening.

## <sup>1989</sup> 5.4 Conclusions

<sup>1990</sup> We showed that the time-delays between ER and soil temperatures at different  
<sup>1991</sup> depths are significant on a daily timescale as the signals are shifted 30 minutes every  
<sup>1992</sup> centimetre. At this scale the use of synchronised soil temperature, to take into account  
<sup>1993</sup> these time-delays, can improve the representation of ER particularly in the first 10  
<sup>1994</sup> centimetres. Only one of the studied sites showed highly significant differences between  
<sup>1995</sup> daytime and nighttime measurements. However it is possible that such differences exist  
<sup>1996</sup> in the other sites, depending on the environmental conditions (e.g. temperature am-  
<sup>1997</sup> plitude) and spatial variability in the ER fluxes. Addressing questions of bio-physical  
<sup>1998</sup> coupling in determining ER at different timescales requires high frequency observations  
<sup>1999</sup> ([Vargas et al., 2011](#)). Even if the automated chamber technique is increasingly used, it  
<sup>2000</sup> cannot be easily deployed in some sites due to tall vegetation, power supply difficulties,  
<sup>2001</sup> or harsh environmental conditions. In contrast, temperature measurements at different  
<sup>2002</sup> depths are easy to conduct, robust to harsh conditions and can be powered by a small  
<sup>2003</sup> solar panel. A calibration campaign with human manipulated closed chambers could be  
<sup>2004</sup> carried out to assess ER variability at different timescales. Coupling temperature pro-  
<sup>2005</sup> file and punctual ER measurements and then using synchronised data in models may  
<sup>2006</sup> be a good alternative in sites where automated chambers are not easily implantable.



<sup>2007</sup> Synthèse et perspectives

## 5.5. Bilan du bilan (de C) ?

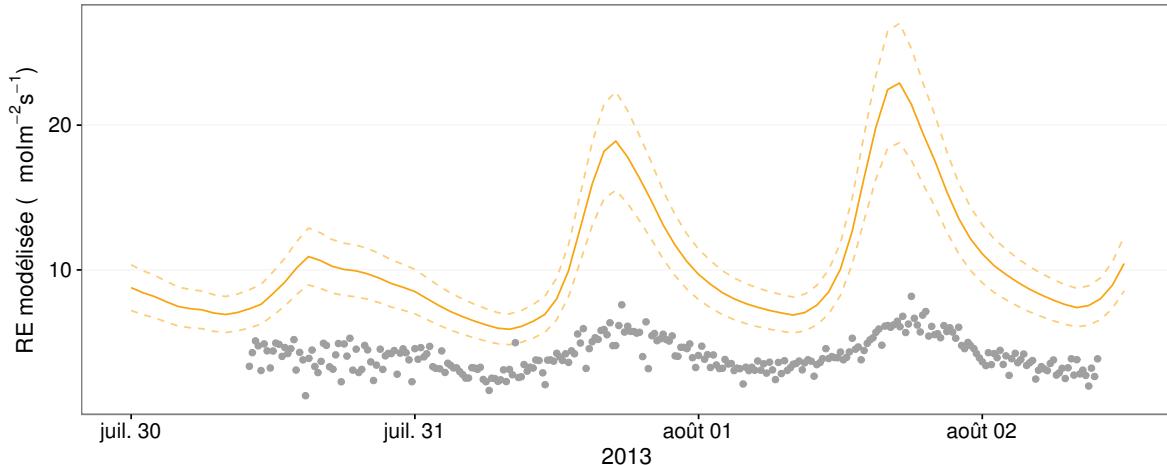


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013

2008 schéma conceptuel ? Modèles globaux (ORCHID, chloée)

## 2009 5.5 Bilan du bilan (de C) ?

2010 Flux fort

2011 sensibilité param forte

2012 Modèles multi annuel et prise en compte de la végétation

2013 Quid des variations journalières dans un bilan annuel ? (Figure 5.6)

2014 Les prendre en compte améliorerait-il les modèles

2015 modèles globaux ? **limitations des équations** : Plus généralement, la majorité des  
2016 tourbières sont sous la neige une partie de l'année, ce qui n'arrive que rarement sur  
2017 la tourbière de La Guette et une partie possède également des zones d'eau libre, qui  
2018 n'existent pas sur ce site.

2019 modèles globaux et profondeur de tourbe

<sub>2020</sub> 5.6 Résilience de la tourbe par rapport aux  
<sub>2021</sub> 2 années sèches qui précèdent le BdC  
<sub>2022</sub> (lien chap 3 et 4)

<sub>2023</sub> 5.7 Ouverture vers d'autre méthodes de me-  
<sub>2024</sub> sures

- <sub>2025</sub> — chambre automatique (lien chap 5, et chap 3 ?)
- <sub>2026</sub> — tour eddy covariance (lien chap 5 et chap 3 ?)



## <sup>2027</sup> Bibliographie

- <sup>2028</sup> AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect  
<sup>2029</sup> trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and*  
<sup>2030</sup> *Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- <sup>2031</sup> ALM, J., SAARNIO, S., NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. et MARTIKAINEN, P. (1999). Winter  
<sup>2032</sup> CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeo-*  
<sup>2033</sup> *chemistry*, 44(2):163–186.
- <sup>2034</sup> ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H.,  
<sup>2035</sup> NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance  
<sup>2036</sup> for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- <sup>2037</sup> ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques  
<sup>2038</sup> for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic*  
<sup>2039</sup> *Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- <sup>2040</sup> ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U.,  
<sup>2041</sup> CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS  
<sup>2042</sup> (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet.*  
<sup>2043</sup> *Sci.*, 37(1):117.
- <sup>2044</sup> ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International*  
<sup>2045</sup> *Geophysics Series*. Academic Press.
- <sup>2046</sup> AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITILA,  
<sup>2047</sup> E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO<sub>2</sub> exchange of a sedge fen  
<sup>2048</sup> in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- <sup>2049</sup> BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014).  
<sup>2050</sup> Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in nor-  
<sup>2051</sup> thern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.
- <sup>2052</sup> BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil*  
<sup>2053</sup> *Sci.*, 47(2):151–163.
- <sup>2054</sup> BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMELELLI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N.,  
<sup>2055</sup> RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A.,  
<sup>2056</sup> CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUSSAERT, S., MARGO-  
<sup>2057</sup> LIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS,  
<sup>2058</sup> C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Up-  
<sup>2059</sup> take : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- <sup>2060</sup> BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls  
<sup>2061</sup> on CH<sub>4</sub> emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–  
<sup>2062</sup> 91.

- 2063 BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls.  
2064     *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.
- 2065 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland  
2066     mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 2067 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in  
2068     the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 2069 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.  
2070     (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-  
2071     generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 2072 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).  
2073     Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.  
2074     *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 2075 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).  
2076     Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide  
2077     Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.
- 2078 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).  
2079     Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in a boreal peatland  
2080     complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 2081 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).  
2082     Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the  
2083     zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,  
2084     9(4):455–470.
- 2085 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge  
2086     of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 2087 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions  
2088     stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :  
2089     Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell  
2090     Environ.*, 33(3):394–407.
- 2091 CHAPIN, F., WOODWELL, G., RANDERSON, J., LOVETT, G., RASTETTER, E., BAL-  
2092     DOCCHI, D., CLARK, D., HARMAN, M., SCHIMEL, D., VALENTINI, R., WIRTH, C.,  
2093     ABER, J., COLE, J., GIBLIN, A., GOULDEN, M., HARDEN, J., HEIMANN, M., HO-  
2094     WARTH, R., MATSON, P., MCGUIRE, A., MELILLO, J., MOONEY, H., NEFF, J.,  
2095     HOUGHTON, R., PACE, M., RYAN, M., RUNNING, S., SALA, O., SCHLESINGER, W.  
2096     et SCHULZE, E.-D. (2006). Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and me-  
2097     thodology. *Ecosystems*, 9:1041–1050.
- 2098 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,  
2099     H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et  
2100     OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :  
2101     a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.

- 2102 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,  
 2103 JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional  
 2104 climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group*  
 2105 *Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11*,  
 2106 pages 847–940.
- 2107 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. et TURNER, J. (2013).  
 2108 Climate phenomena and their relevance for future regional climate change.
- 2109 CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,  
 2110 A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and  
 2111 other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis.*  
 2112 *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovern-*  
 2113 *mental Panel on Climate Change*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 2114 CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peat-  
 2115 land. *Oikos*, pages 368–388.
- 2116 COLES, J. R. et YAVITT, J. B. (2002). Control of methane metabolism in a forested  
 2117 northern wetland, New York State, by aeration, substrates, and peat size fractions.  
 2118 *Geomicrobiol. J.*, 19(3):293–315.
- 2119 COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on  
 2120 internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 2121 CORNELISSEN, J. H., LANG, S. I., SOUDZILOVSKAIA, N. A. et DURING, H. J. (2007).  
 2122 Comparative cryptogam ecology : a review of bryophyte and lichen traits that drive  
 2123 biogeochemistry. *Ann. Bot.*, 99(5):987–1001.
- 2124 CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO<sub>2</sub> emission from a northern  
 2125 peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 2126 CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual  
 2127 Q<sub>10</sub> of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature  
 2128 sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 2129 DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (décembre 2014). Diurnal deviations  
 2130 in the relationship between CO<sub>2</sub> efflux and temperature : A case study. *CATENA*,  
 2131 123:263–269.
- 2132 DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration  
 2133 in terrestrial ecosystems : moving beyond Q<sub>10</sub>. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2134 DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect  
 2135 of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*,  
 2136 318(1-2):229–242.
- 2137 ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of  
 2138 the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.
- 2139 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO<sub>2</sub> efflux on temperature.  
 2140 *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.

- 2141 FAROUKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics.  
2142 Trans Tech Pub., Rockport, MA.
- 2143 FARQUHAR, G. D., von CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model  
2144 of photosynthetic CO<sub>2</sub> assimilation in leaves of C<sub>3</sub> species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 2145 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum,  
2146 de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 2147 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUIT-  
2148 TILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate  
2149 system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 2150 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011).  
2151 *Sols et Environnement*, (2e édn), volume 28 de *Sciences Sup*. Editions Dunod : Paris,  
2152 Vottem, Belgique, 2nd édition édition.
- 2153 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.  
2154 (2011). In situ quantification of CH<sub>4</sub> bubbling events from a peat soil using a new  
2155 infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 2156 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable  
2157 Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 2158 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of  
2159 annual CO<sub>2</sub> flux of temperate peat soils under permanent grassland management.  
2160 *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 2161 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-  
2162 CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity  
2163 of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.
- 2164 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-  
2165 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOUILLAUD, B. et  
2166 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements  
2167 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*  
2168 *nology*, 22(7):1–17.
- 2169 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*  
2170 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 2171 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-  
2172 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*  
2173 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 2174 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO<sub>2</sub>  
2175 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.
- 2176 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*  
2177 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 2178 HOBBIE, S. E. (1996). Temperature and plant species control over litter decomposition  
2179 in Alaskan tundra. *Ecol. Monogr.*, 66(4):503–522.

- 2180 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of  
2181 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,  
2182 1(11):763–766.
- 2183 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,  
2184 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.  
2185 (2007). Variability of annual CO<sub>2</sub> exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,  
2186 4(5):803–816.
- 2187 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls  
2188 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &  
2189 Evolution*, 14(10):385–388.
- 2190 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of  
2191 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.
- 2192 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., VON BLOH,  
2193 BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-  
2194 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-  
2195 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISINGER,  
2196 A., SEGGSCHNEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,  
2197 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and  
2198 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :  
2199 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.
- 2200 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International  
2201 mire conservation group.
- 2202 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the  
2203 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on  
2204 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 2205 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-  
2206 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate  
2207 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 2208 KARKI, S., ELSGAARD, L., KANDEL, T. P. et LÆRKE, P. E. (2015). Full GHG balance  
2209 of a drained fen peatland cropped to spring barley and reed canary grass using  
2210 comparative assessment of CO<sub>2</sub> fluxes. *Environ Monit Assess*, 187(3):1–13.
- 2211 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,  
2212 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL,  
2213 M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓT-  
2214 TIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHKNIN,  
2215 A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-  
2216 BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et  
2217 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).  
2218 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 2219 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (février 1, 2005). A conceptual model of volume-  
2220 change controls on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.

- 2221 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of  
2222 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohydrology*, 7(2):771–782.
- 2224 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,  
2225 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from  
2226 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 2227 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO<sub>2</sub> flux in a Minnesota peatland.  
2228 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 2229 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,  
2230 19(4):409–421.
- 2231 LAIHO, R. (août 2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting  
2232 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):  
2233 2011–2024.
- 2234 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-  
2235 sification of peats and organic soils. In *Testing of peats and organic soils*, volume  
2236 820, pages 37–51.
- 2237 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society  
2238 Jyskä.
- 2239 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-  
2240 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 2241 LIMPENS, J. et BERENDSE, F. (2003). How litter quality affects mass loss and N loss  
2242 from decomposing Sphagnum. *Oikos*, 103(3):537–547.
- 2243 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,  
2244 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUB, G. (2008). Peatlands and the  
2245 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeosciences*,  
2246 5(2):1475–1491.
- 2247 LIU, W., FOX, J. E. et XU, Z. (2000). Leaf litter decomposition of canopy trees, bamboo  
2248 and moss in a montane moist evergreen broad-leaved forest on Ailao Mountain,  
2249 Yunnan, south-west China. *Ecol. Res.*, 15(4):435–447.
- 2250 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of  
2251 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.*  
2252 *Emiss. Soil Water*, pages 14–51.
- 2253 LOHILA, A., AURELA, M., REGINA, K. et LAURILA, T. (2003). Soil and total ecosystem  
2254 respiration in agricultural fields : effect of soil and crop type. *Plant Soil*, 251(2):303–  
2255 317.
- 2256 LONG, K. D., FLANAGAN, L. B. et CAI, T. (2010). Diurnal and seasonal variation in  
2257 methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance.  
2258 *Global Change Biology*, 16(9):2420–2435.

- 2259 LONG, S. P. et HÄLLGREN, J.-E. (1993). Measurement of CO<sub>2</sub> assimilation by plants  
 2260 in the field and the laboratory. In HALL, D. O., SCURLOCK, J. M. O., Bolhàr  
 2261 NORDENKAMPF, H. R., LEEGOOD, R. C. et LONG, S. P., éditeurs : *Photosynthesis*  
 2262 and *Production in a Changing Environment*, pages 129–167. Springer Netherlands.
- 2263 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects  
 2264 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.  
 2265 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 2266 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 1 - Introduction and overview. In LUO, Y. et  
 2267 ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 3 – 15. Academic  
 2268 Press, Burlington.
- 2269 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 5 - Controlling factors. In LUO, Y. et ZHOU,  
 2270 X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,  
 2271 Burlington.
- 2272 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006c). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.  
 2273 In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 161  
 2274 – 185. Academic Press, Burlington.
- 2275 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,  
 2276 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands  
 2277 and atmospheric CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> variations. *Science*, 314(5797):285–288.
- 2278 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-  
 2279 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-  
 2280 SENNS, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).  
 2281 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-  
 2282 vel. *Science*, 329(5993):838–840.
- 2283 MALMER, N., SVENSSON, B. M. et WALLÉN, B. (1994). Interactions between Sphagnum  
 2284 mosses and field layer vascular plants in the development of peat-forming systems.  
 2285 *Folia geobot. phytotax.*, 29(4):483–496.
- 2286 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,*  
 2287 *Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 2288 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.  
 2289 (2002). Plant biomass and production and CO<sub>2</sub> exchange in an ombrotrophic bog.  
 2290 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.
- 2291 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (février 20, 2015). Carbon  
 2292 dioxide flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming  
 2293 and water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–  
 2294 1111.
- 2295 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classifica-*  
 2296 *tion system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 2297 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :  
 2298 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.

- 2299 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon  
 2300 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 2301 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007).  
 2302 Dependence of the Q<sub>10</sub> values on the depth of the soil temperature measuring point.  
 2303 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 2304 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLE,  
 2305 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing  
 2306 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide  
 2307 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 2308 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,  
 2309 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Riviere watershed,  
 2310 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2311 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel  
 2312 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–  
 2313 527.
- 2314 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil  
 2315 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 2316 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas scenarios : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.  
 2317 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 2318 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,  
 2319 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,  
 2320 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGH-  
 2321 TON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI,  
 2322 X., MASKELL, K. et JOHNSON, C. A., éditeurs : *Climate Change 2001 : the Scienti-  
 2323 fic Basis. Contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the  
 2324 Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 185–237. Cambridge University  
 2325 Press, Cambridge, UK.
- 2326 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINKKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ,  
 2327 S., LOHLA, A., LARMOLA, T., MORERO, M., PIHLATIE, M., JANSSENS, I., YUSTE,  
 2328 J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØS-  
 2329 TRENG, G., ZIEGLER, W., ANTHONI, P., LINDROTH, A. et HARI, P. (2004). Com-  
 2330 parison of different chamber techniques for measuring soil CO<sub>2</sub> efflux. *Agric. For.  
 2331 Meteorol.*, 123(3–4):159–176.
- 2332 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil  
 2333 respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.
- 2334 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines  
 2335 et collines*. Forêt privée française.
- 2336 RAMSAR, C. (1987). *Convention relative aux zones humides d'importance internatio-  
 2337 nale particulièrement comme habitats des oiseaux d'eau, (Ramsar, Iran, 1971) telle  
 2338 qu'amendée en 1982 et 1987.*

- 2340 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for  
2341 very long optical paths. *Appl. Opt.*, 46(22):5408.
- 2342 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la  
2343 séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 2344 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Peatland habitats. In *The biology of Peatlands*,  
2345 pages 85–107. Oxford University Press.
- 2346 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Productivity and peat accumulation. In *The biology*  
2347 of *Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 2348 SEGERS, R. (1998). Methane production and methane consumption : a review of  
2349 processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41(1):23–51.
- 2350 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (février 4, 1987). Biospheric CO<sub>2</sub> emissions  
2351 during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*,  
2352 39B(1-2):140–154.
- 2353 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996).  
2354 The contribution of plant roots to CO<sub>2</sub> fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*,  
2355 23(2):126–131.
- 2356 SINGH, J. S. et GUPTA, S. R. (1977). Plant decomposition and soil respiration in  
2357 terrestrial ecosystems. *Bot. Rev.*, 43(4):449–528.
- 2358 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA,  
2359 O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands  
2360 a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*,  
2361 303(5656):353–356.
- 2362 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the  
2363 relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes  
2364 in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.
- 2365 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change*. IPS, International Peat Society,  
2366 Jyväskylä, Finland.
- 2367 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and  
2368 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,  
2369 9(2):278–287.
- 2370 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr  
2371 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 2372 SVENSSON, B. M. (1995). Competition between Sphagnum fuscum and Drosera rotund-  
2373 difolia : A Case of Ecosystem Engineering. *Oikos*, 74(2):205–212.
- 2374 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale  
2375 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH<sub>4</sub> flux in a temperate  
2376 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).

- 2377 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a  
2378 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,  
2379 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1-3):409–422.
- 2380 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in  
2381 the CO<sub>2</sub> balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,  
2382 118(1-3):371–387.
- 2383 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-  
2384 DEN, J. W. et MC GUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and  
2385 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan  
2386 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 2387 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating  
2388 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and  
2389 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 2390 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.  
2391 (2001). Response of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions from peatlands to warming and water  
2392 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.
- 2393 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,  
2394 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).  
2395 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO<sub>2</sub>  
2396 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 2397 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Fron-  
2398 tiers and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data  
2399 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 2400 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion  
2401 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water  
2402 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology (submitted)*.
- 2403 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned  
2404 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.
- 2405 WARD, S. E., OSTLE, N. J., OAKLEY, S., QUIRK, H., HENRYS, P. A. et BARDGETT,  
2406 R. D. (2013). Warming effects on greenhouse gas fluxes in peatlands are modulated  
2407 by vegetation composition. *Ecol. Lett.*, 16(10):1285–1293.
- 2408 WEEDON, J. T., AERTS, R., KOWALCHUK, G. A., VAN LOGTESTIJN, R., ANDRINGA,  
2409 D. et VAN BODEGOM, P. M. (2013). Temperature sensitivity of peatland C and N  
2410 cycling : Does substrate supply play a role? *Soil Biology and Biochemistry*, 61:109–  
2411 120.
- 2412 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHA-  
2413 PIN, C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and  
2414 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.
- 2415 WHALEN, S. (2005). Biogeochemistry of Methane Exchange between Natural Wetlands  
2416 and the Atmosphere. *Environmental Engineering Science*, 22(1):73–94.

- 2417 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).  
2418 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total*  
2419 *Environment*, 407(13):4084–4094.
- 2420 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.  
2421 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.
- 2422 WULLSCHLEGER, S. D. (1993). Biochemical limitations to carbon assimilation in C3  
2423 plants—a retrospective analysis of the A/Ci curves from 109 species. *J. Exp. Bot.*,  
2424 44(5):907–920.
- 2425 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-  
2426 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,  
2427 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Se-  
2428 ries Washington, DC.
- 2429 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global  
2430 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).
- 2431 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (février  
2432 2015). Ecosystem-atmosphere exchange of CO<sub>2</sub> in a temperate herbaceous peatland  
2433 in the Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

# Index

## A

2434 atterrissage ..... 11

## C

2436 carbone

2438 stock ..... 12

2439 changements globaux ..... 2, 14

## E

2441 échange net de l'écosystème

2442 contrôle ..... 21

## P

2444 paludification ..... 11

2445 photosynthèse ..... 17

2446 production primaire brute

2447 contrôle ..... 21

## R

2449 respiration ..... 18

2450 de l'écosystème ..... 18

2451 contrôle ..... 20

2452 du sol ..... 18

## S

2454 services écologiques ..... 3

## T

2456 tourbières ..... 8–16

2457 distribution ..... 11

2458 formation ..... 11

2459 surface ..... 10

2460 utilisation ..... 14

2461 tourbification ..... 10

## Z

2462 zone humide ..... 8

<sup>2464</sup> Annexes

<sup>2465</sup> A Photos supplémentaires



(a) droséra

FIGURE 7 – Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.

<sup>2466</sup> B protocole végétation

<sup>2467</sup> Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en  
<sup>2468</sup> place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de  
<sup>2469</sup> pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en  
<sup>2470</sup> place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la  
<sup>2471</sup> mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

<sup>2472</sup> **La strate arbustive**

<sup>2473</sup> Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en  
<sup>2474</sup> mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes,  
<sup>2475</sup> jusqu'au sommet de l'individu.

<sup>2476</sup> **La strate herbacée**

<sup>2477</sup> Pour la strate herbacée, en 2013, 5 individus des deux espèces majoritaires (*Eriophorum vaginatum* ? *augustifolium* ?, *Molinia Caerulea*) ont été marqués afin de pourvoir  
<sup>2478</sup> les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver  
<sup>2479</sup> les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas  
<sup>2480</sup> permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces  
<sup>2481</sup> ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.

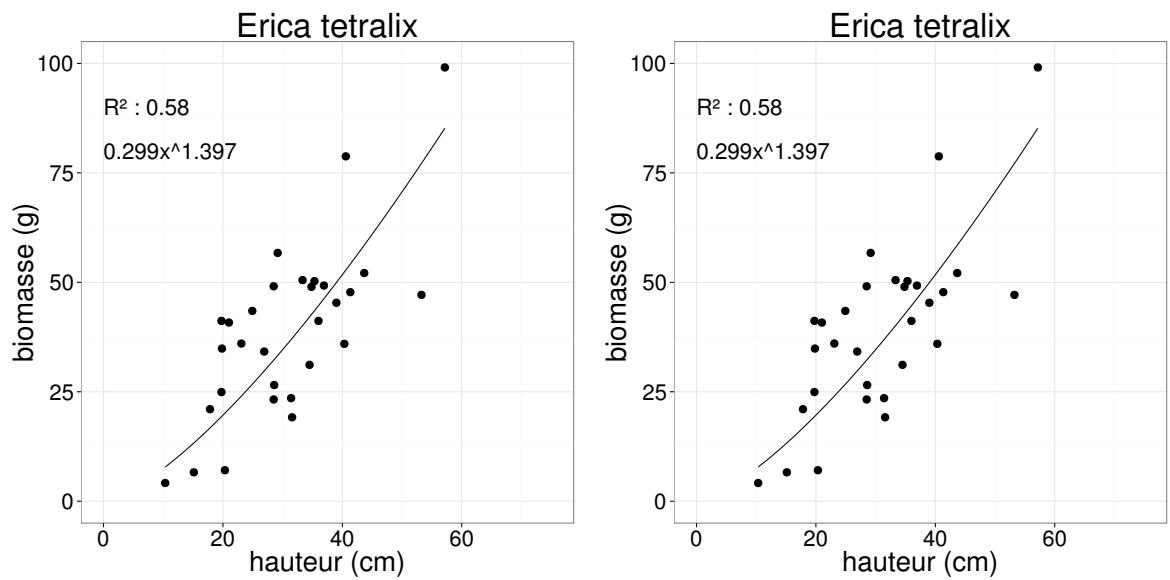


FIGURE 8 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

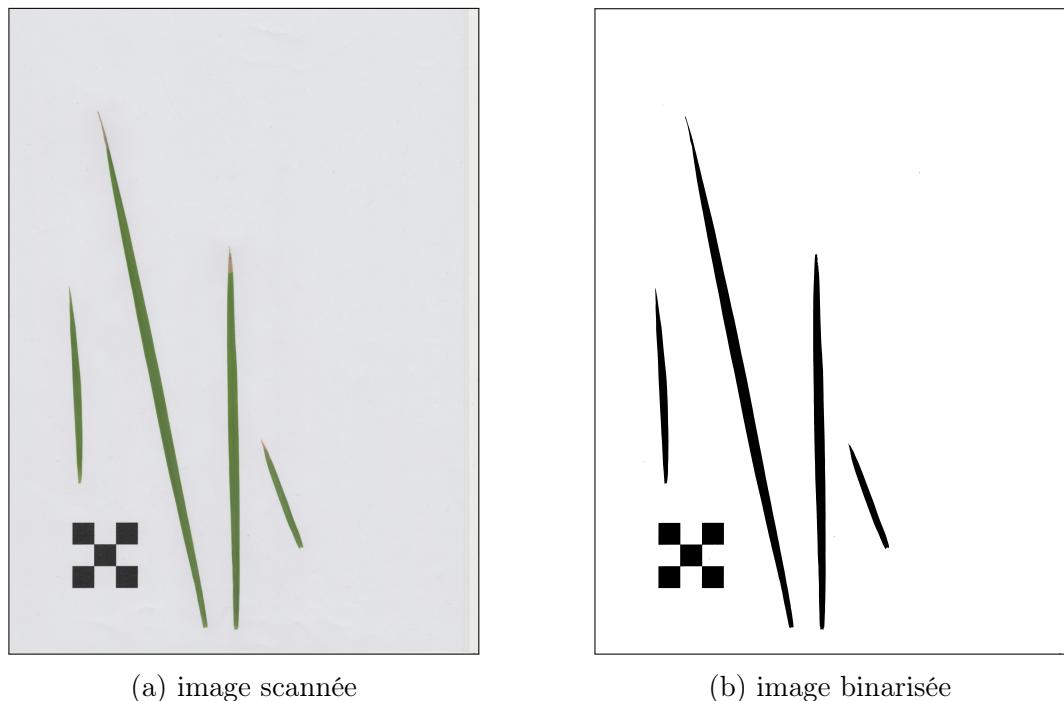


FIGURE 9 – Scanne des feuilles

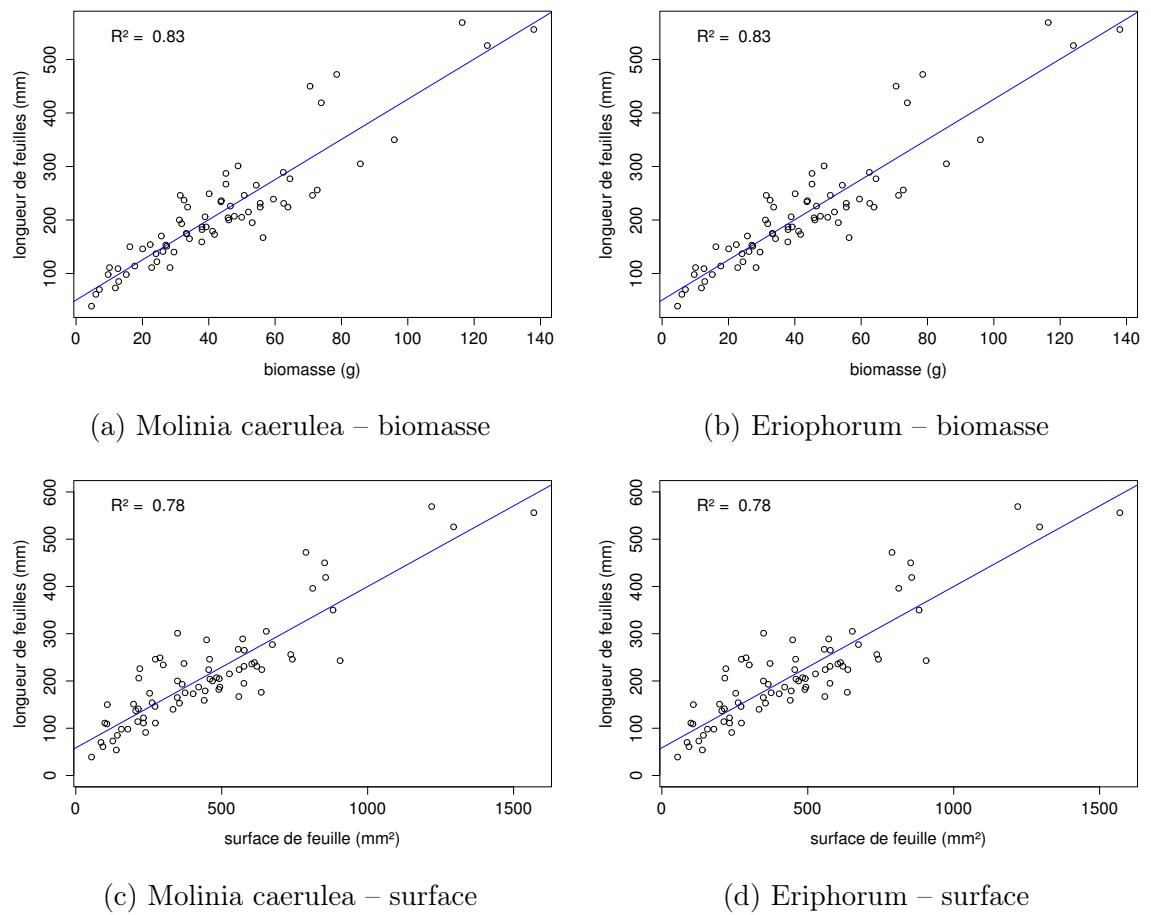


FIGURE 10 – Calibration de la biomasse herbacées pour *Molinia Caerulea* (a), pour *Eriophorum* (b) et de la surface de feuille pour *Molinia Caerulea* (c), pour *Eriophorum* (d) en fonction de la hauteur

<sub>2483</sub> C CARBIODIV

<sub>2484</sub> D package m70r

[Prénom NOM]  
**[Titre de la thèse (en français)]**

Résumé : (1700 caractères max.)

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Proin volutpat ipsum id purus ultrices lobortis. Maecenas ornare enim quis eros. Nunc eget mauris ut quam malesuada mattis. Vestibulum ante ipsum primis in faucibus orci luctus et ultrices posuere cubilia Curae ; Integer vel tellus. Nam rutrum, purus non sodales rhoncus, quam magna imperdiet eros, sit amet euismod justo metus at orci. Suspendisse neque turpis, feugiat interdum, faucibus vel, aliquet quis, risus. Etiam est elit, eleifend a, consequat sit amet, scelerisque nec, odio. Quisque id odio quis libero iaculis tincidunt. Sed non mi. Morbi aliquam commodo nibh. Integer justo purus, pulvinar a, suscipit vel, iaculis a, justo. Morbi ut orci. Maecenas fringilla orci. Phasellus auctor, enim vitae tempus egestas, justo mi cursus sem, vel blandit leo turpis vitae quam. Etiam sit amet felis vitae eros ornare porttitor.

Curabitur felis velit, aliquam at, aliquet in, iaculis vitae, velit. Nunc lobortis magna id ligula. Vestibulum ante ipsum primis in faucibus orci luctus et ultrices posuere cubilia Curae ; Integer congue ultrices mi. Isdem diebus Apollinaris Domitianus gener, paulo ante agens palatii Caesaris curam, ad Mesopotamiam missus a socero per militares numeros immode dicte scrutabatur, an quaedam altiora meditantis iam Galli secreta suscepit scripta, qui conpertis Antiochiae gestis per minorem Armeniam lapsus Constantinopolim petit.

Mots clés : mot 1, mot 2, ...

**[Titre de la thèse (en anglais)]**

Résumé : (1700 caractères max.)

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Proin volutpat ipsum id purus ultrices lobortis. Maecenas ornare enim quis eros. Nunc eget mauris ut quam malesuada mattis. Vestibulum ante ipsum primis in faucibus orci luctus et ultrices posuere cubilia Curae ; Integer vel tellus. Nam rutrum, purus non sodales rhoncus, quam magna imperdiet eros, sit amet euismod justo metus at orci. Suspendisse neque turpis, feugiat interdum, faucibus vel, aliquet quis, risus. Etiam est elit, eleifend a, consequat sit amet, scelerisque nec, odio. Quisque id odio quis libero iaculis tincidunt. Sed non mi. Morbi aliquam commodo nibh. Integer justo purus, pulvinar a, suscipit vel, iaculis a, justo. Morbi ut orci. Maecenas fringilla orci. Phasellus auctor, enim vitae tempus egestas, justo mi cursus sem, vel blandit leo turpis vitae quam. Etiam sit amet felis vitae eros ornare porttitor.

Curabitur felis velit, aliquam at, aliquet in, iaculis vitae, velit. Nunc lobortis magna id ligula. Vestibulum ante ipsum primis in faucibus orci luctus et ultrices posuere cubilia Curae ; Integer congue ultrices mi. Isdem diebus Apollinaris Domitianus gener, paulo ante agens palatii Caesaris curam, ad Mesopotamiam missus a socero per militares numeros immode dicte scrutabatur, an quaedam altiora meditantis iam Galli secreta suscepit scripta, qui conpertis Antiochiae gestis per minorem Armeniam lapsus Constantinopolim petit.

Mots clés : mot 1, mot 2, ...