

# **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>	x
<b>Liste des tableaux</b>	xii
<b>Remerciements</b>	xiii
<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 . . . . .	17
1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants . . . . .	21
1.2.1 Les flux de GES entre l'atmosphère et les tourbières . . . . .	21
1.2.2 Les facteurs majeurs contrôlant les flux de GES . . . . .	27
1.2.3 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème . . . . .	34
<b>2 Sites d'études et méthodologies employées</b>	39
2.1 Présentation de la tourbière de La Guette . . . . .	40
2.2 Autres sites du service national d'observation . . . . .	45
2.3 Mesures de flux de gaz . . . . .	46
2.3.1 Présentation des méthodologies principales . . . . .	46
2.3.2 Les mesures de CO <sub>2</sub> . . . . .	47
2.3.3 Les mesures de CH <sub>4</sub> . . . . .	50
2.3.4 Le calcul des flux . . . . .	52
2.4 Facteurs contrôlants . . . . .	52
2.4.1 acquisitions automatisées . . . . .	52
2.4.2 acquisitions manuelles . . . . .	53
<b>3 Bilan de C de la tourbière de La Guette</b>	55
3.1 Introduction . . . . .	56
3.2 Procédure expérimentale et analytique . . . . .	57

3.2.1	Design expérimental . . . . .	57
3.2.2	Variables élaborées utilisées . . . . .	61
3.2.3	Estimation des flux de GES dans le bilan de C . . . . .	62
3.2.4	Estimation des flux de carbone organique dissout dans le bilan de C . . . . .	66
3.2.5	Variabilité spatiale des flux et du bilan de carbone . . . . .	67
3.2.6	Estimation de l'erreur associée aux flux et aux bilans . . . . .	68
3.3	Résultats . . . . .	69
3.3.1	Cinétique des facteurs contrôlant et des flux de GES . . . . .	69
3.3.2	Estimation des flux de GES . . . . .	76
3.3.3	Le bilan de carbone à l'échelle de l'écosystème . . . . .	86
3.3.4	Variabilité spatiale du bilan de CO <sub>2</sub> . . . . .	91
3.4	Discussion . . . . .	97
3.4.1	Modèles à l'échelle de l'écosystème . . . . .	98
3.4.2	Les flux annuels à l'échelle de la tourbière de La Guette . . . . .	100
3.4.3	Estimations du bilan net de l'écosystème à l'échelle de la tourbière de La Guette . . . . .	105
3.4.4	Variabilité spatiale sur la tourbière de La Guette . . . . .	106
<b>4</b>	<b>Effets de l'hydrologie sur les flux de GES</b>	<b>111</b>
4.1	Introduction . . . . .	112
4.2	Procédure expérimentale . . . . .	114
4.2.1	Expérimentation A . . . . .	117
4.2.2	Expérimentation B . . . . .	118
4.3	Résultats . . . . .	118
4.3.1	Expérimentation A . . . . .	118
4.3.2	Expérimentation B . . . . .	125
4.3.3	Comparaison des deux expérimentations . . . . .	130
4.4	Discussion . . . . .	133
4.4.1	Comparaison des flux de carbone à ceux mesurés sur le terrain .	133
4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz .	134
4.4.3	Effet des cycles hydrologique multiples sur les flux de GES .	137
<b>5</b>	<b>Variation journalière de la respiration de l'écosystème</b>	<b>139</b>
5.1	Préambule . . . . .	140
5.2	Introduction . . . . .	141
5.2.1	Study sites . . . . .	143
5.2.2	Data acquisition . . . . .	143
5.2.3	Data synchronisation . . . . .	144
5.2.4	Sensitivity of ER to temperature . . . . .	144
5.2.5	Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature . . . . .	145
5.2.6	Physico-chemical characterisation of the peat . . . . .	146
5.3	Results . . . . .	146
5.3.1	Air temperature and ER variability . . . . .	146
5.3.2	ER and soil temperature synchronisation . . . . .	147
5.3.3	Model implementation . . . . .	149
5.3.4	ER and temperature relationship . . . . .	151

5.3.5	$Q_{10}$ evolution . . . . .	153
5.3.6	Daytime and nighttime differences . . . . .	153
5.3.7	Peat characterisation . . . . .	153
5.4	Discussion . . . . .	156
5.4.1	ER differences between sites . . . . .	156
5.4.2	Time-delay between temperature and ER . . . . .	157
5.4.3	Synchronising ER and temperature improves ER sensitivity to temperature representation . . . . .	158
5.4.4	Differences between daytime and nighttime ER measurements .	159
5.4.5	$Q_{10}$ sensitivity to temperature depth and synchronisation . .	159
5.5	Conclusions . . . . .	160
	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>161</b>
	<b>Références bibliographiques</b>	<b>171</b>
	<b>Index</b>	<b>185</b>
	<b>Annexes</b>	<b>187</b>
A	Photos supplémentaires . . . . .	188
B	protocole végétation . . . . .	188
C	package m70r . . . . .	191
D	Résultats des ACP . . . . .	192
D.1	ACP des flux de CO <sub>2</sub> et des facteurs contrôlants (sans CH <sub>4</sub> ) .	192
D.2	ACP des flux et des facteurs contrôlants (avec CH <sub>4</sub> ) . . . . .	192
E	Le projet CARBIODIV . . . . .	192
F	Calibrations flux de GES et facteurs contrôlant . . . . .	192
G	Cartes des flux par placettes . . . . .	196
G.1	PPB . . . . .	196
G.2	RE . . . . .	197
H	Tableau modélisation par groupe de végétation . . . . .	198
I	Tableau de données bibliographiques . . . . .	200



## LISTE DES FIGURES

1.1	Distribution mondiale des tourbières en pourcentage de surface recouverte.	12
1.2	Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. Modifié d'après Manneville (1999) . . . . .	13
1.3	Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après Rydin et Jeglum (2013c) . . . . .	15
1.4	Nombre d'initiation de tourbières dans l'hémisphère nord, pendant l'holocène. Modifié d'après (MacDonald <i>et al.</i> , 2006). . . . .	15
1.5	Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels 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) dans Christensen <i>et al.</i> (2013). . . . .	20
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) sont 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). . . . .	22
1.7	schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère . . . . .	23
1.8	todo, modifié d'après Long et Hällgren (1993) . . . . .	28
1.9	Productivités moyennes des espèces de sphagnes 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) . . . . .	30
1.10	Vitesse apparente d'accumulation du carbone à long terme durant l'Holocène. Les chiffres entre parenthèses représentent le nombre de mesures. Modifié d'après Yu <i>et al.</i> (2009) . . . . .	35

1.11 Bilan de C dans différentes tourbières (en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ), en fonction de la température moyenne annuelle dans la littérature. Les données utilisées pour réaliser ce graphe sont détaillée dans l'annexe I. La ligne de tirets sépare les écosystèmes stockant du carbone (au dessus) de ceux libérant du carbone (en dessous). . . . .	36
2.1 Localisation des sites d'études appartenant au SNOT . . . . .	40
2.2 Carte de la tourbière de La Guette (orthophotographie : BD ORTHO® – IGN) . . . . .	42
2.3 Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure. . . . .	43
2.4 Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014	44
2.5 Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014 . . . . .	44
2.6 Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014 . .	44
2.7 Mesures de $\text{CO}_2$ . . . . .	49
2.8 SPIRIT . . . . .	50
3.1 Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié. . . . .	58
3.2 Cas idéaux de distribution des résidus. Modifié d'après source inconnue, repris de : <a href="https://danieljhocking.wordpress.com/2011/07/18/model-validation-interpreting-residual-plots/">https://danieljhocking.wordpress.com/2011/07/18/model-validation-interpreting-residual-plots/</a> . . . . .	64
3.3 Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives) . . . . .	68
3.4 Variabilité temporelle du niveau moyen de la nappe mesuré dans les 20 placettes entre mars 2013 et février 2015. Les valeurs correspondent à la distance entre le niveau de nappe et la surface du sol (en cm). . . . .	70
3.5 Variabilité de la valeur et de la composition (proportion des différentes strates végétales) de l'indice de végétation (IV) au cours du temps entre mars 2013 et février 2015, Évolution de la végétation à travers l'indice de végétation et des strates qui le compose . . . . .	70
3.6 Variabilité temporelle des moyennes des températures de l'air (Tair) et du sol à $-5, -30, -50$ et $-100$ cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) mesurée dans les 20 placettes entre mars 2013 et février 2015 . . . . .	71
3.7 Variabilité temporelle des moyennes de la conductivité (A), du pH (B) et du carbone organique dissout (C) mesurés dans l'eau des piézomètres entre mars 2013 et février 2015. . . . .	72
3.8 Variabilité temporelle des flux de $\text{CO}_2$ moyen mesurés sur les 20 placettes entre mars 2013 et février 2015. Avec la PPB (A), la RE (B) et l'ENE (C) ; les barres d'erreur représentent la déviation standard. . . . .	74
3.9 Évolution des flux de méthane moyen sur cinq placettes entre mars 2013 et février 2015. les barres d'erreur représentent la déviation standard. .	75
3.10 Relations entre les flux de gaz (exprimés en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) et une sélection de facteurs contrôlant : l'indice de végétation à droite (IV, sans unité), le niveau de la nappe d'eau au milieu (cm) et la température de l'air (Tair en °C) . . . . .	76

3.11 Résultats de la calibration de la PPB. En haut la PPBsat (équation 3.4 avec la représentativité du modèle et la distribution des résidus (graphes a et b). Au milieu les tendances entre les résidus de cette équation et l'indice de végétation, le pourcentage de recouvrement de la strate herbacée et le niveau de la nappe (graphes c, d et e). Et en bas la PPB (équation 3.5), sa représentativité et la distribution des résidus de l'équation (graphes f et g) et l'évaluation sur un jeu de données indépendant (graphe h, annexe E)). . . . .	78
3.12 Résultats de la calibration de la PPB en prenant en compte la végétation. En haut la PPBsat (équation 3.6 avec la représentativité du modèle et la distribution des résidus (graphes a et b). Au milieu les tendances entre les résidus de cette équation et l'indice de végétation, le pourcentage de recouvrement de la strate herbacée et le niveau de la nappe (graphes c, d et e). Et en bas la PPB (équation 3.5), sa représentativité et la distribution des résidus de l'équation (graphes f et g) et l'évaluation sur un jeu de données indépendant (graphe h, annexe E). . . . .	80
3.13 Calibration de la RE utilisant l'équation 3.7. En haut la représentativité du modèle et la distribution des résidus (graphes a et b), ainsi que son évaluation sur un jeu de données indépendant (graphe c, annexe E)). En bas les tendances entre les résidus de cette équation et l'indice de végétation, le pourcentage de recouvrement de la strate herbacée et le niveau de la nappe (graphes c, d et e). . . . .	83
3.14 Calibration de la RE prenant en compte la végétation en utilisant l'équation 3.8, en haut, et l'équation 3.9 en bas. Avec la représentativité des modèles et la distribution de leurs résidus (graphes a et b pour le premier et d et e pour le second), ainsi que leur évaluation sur un jeu de données indépendant (graphe c et f, annexe E)). . . . .	83
3.15 Évolution du $R^2$ de l'équation $F_{CH_4} = a \times \exp(b \times Température)$ avec la profondeur. La ligne de tirets gris représente la surface du sol. La zone bleu claire représente la gamme des niveau moyen relevés sur le site et la zone bleu foncé le niveau moyen pour l'année 2013 et 2014. . . . .	84
3.16 Calibration des flux de CH <sub>4</sub> avec la végétation en utilisant l'équation 3.10. Avec la représentativité des modèles et la distribution des résidus de l'équation (graphes a et b), l'évaluation sur un jeu de données indépendant (graphe c) et les tendances des résidus de l'équation avec le niveau de la nappe la température du sol à -20 et -40 cm (graphe d, e et f). . . . .	85
3.17 Flux de CO <sub>2</sub> interpolé à l'heure à partir de PPB-1 (en haut) et PPB-2 (en bas). Les points rouges représentent les moyennes des mesures mensuelles et leur déviation standard . . . . .	86
3.18 Flux de CO <sub>2</sub> interpolé à l'heure à partir de RE-1 (en haut), RE-2 (au milieu) et RE-3 (en bas). Les points rouges représentent les moyennes des mesures mensuelles et leur déviation standard . . . . .	87
3.19 Flux de CO <sub>2</sub> interpolé à partir de FCH4. Les points rouges représentent les moyennes des mesures mensuelles et leur déviation standard . . . . .	88
3.20 Quantité d'eau quittant le bassin versant de la tourbière, modifié d'après Binet <i>et al.</i> (2013). . . . .	90
3.21 Distribution des valeurs de la NRMSE recalculée par placette à partir des modèles calibrés à l'échelle de l'écosystème . . . . .	91

3.22 Recouvrement végétal moyen par strate (en %) des 4 groupes, les groupes sont nommés en fonction de la végétation majoritaire. Les barres d'erreur représente la déviation standard. . . . .	93
3.23 Distribution de la NRMSE, du R <sup>2</sup> (en gris) et des paramètres (en noir) des modèles RE-1 (à gauche) et RE-3 (à droite) calibrés par placette (N=20). Les lettres sous les graphes correspondent aux paramètres des équations utilisées. . . . .	95
3.24 Distribution de la NRMSE, du R <sup>2</sup> (en gris) et des paramètres (en noir) du modèle PPB-2 calibré par placette (N=17). Les lettres sous les graphes correspondent aux paramètres des équations utilisées. . . . .	96
3.25 Distribution des flux estimés par placette en gcma pour le modèle PPB-2 (à gauche), RE-1 (au milieu) et RE-3 (à droite) . . . . .	97
3.26 Relation entre la production primaire brute (PPB) et la température moyenne annuelle (en °C) dans la littérature (points gris) et pour la tourbière de La Guette. Les couleurs correspondent aux différentes combinaisons de modèles utilisées. . . . .	100
3.27 Relation entre la respiration de l'écosystème (RE) et la température moyenne annuelle (en °C) dans la littérature (points gris) et pour ces travaux. Les couleurs correspondent aux différentes combinaisons de modèles utilisées. . . . .	101
3.28 Relation entre les flux de CH <sub>4</sub> et la température moyenne annuelle (en °C) dans la littérature (points gris) et pour ces travaux (en rouge). . . . .	103
3.29 Relation entre le bilan de carbone net de l'écosystème (BCNE) et la température moyenne annuelle (en °C) dans la littérature (points gris) et pour ces travaux. Les couleurs correspondent aux différentes combinaisons de modèles utilisées et la ligne de tirets sépare les écosystèmes stockant du carbone (au dessus) de ceux libérant du carbone (en dessous). . . . .	105
3.30 Distribution des groupes de végétation sur la tourbière de La Guette. . . . .	107
3.31 Variabilité spatiale, par placette, des flux issus des modèles PPB-2 et RE-3, comparée aux valeurs relevées dans la littérature (points gris). Les barres violettes représentent les gammes mesurées en 2013 et les barres vertes celles mesurées en 2014. Le tableau de l'annexe 5 recense les références utilisées. . . . .	109
4.1 Prélèvement des mésocosmes sur la tourbière de La Guette (en haut). Mésocosmes installés près du laboratoire : 6 témoins et 6 traités, avec des dispositif pour intercepter la pluie (en bas). . . . .	115
4.2 Dispositif expérimental : les mésocosmes sont installés dans un trou creusé dans le sol. Ils sont isolés de ce dernier par une bâche imperméable et, pour l'expérimentation B, des sondes de température reliées à une station météorologique sont installées à différentes profondeurs. . . . .	116
4.3 Expérimentation A : Évolution de la 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 de juin à août 2013, dans les placettes « Contrôle » et « Dessiccation ». Les phases de dessiccation (D) sont représentées en rouge et la phase de réhumectation (R), en bleu. Les numéros de 1 à 24 correspondent aux dates des campagnes. . . . .	121

4.4	Expérimentation B : Évolution de la teneur en eau du sol à -5 cm (A), de la température de l'air (B), et de la température du sol à -5 cm (C) de juin à août 2013, dans les placettes « Contrôle » et « Dessiccation ». Les phases de dessiccation (D) sont représentées en rouge et la phase de réhumectation (R), en bleu. Les numéros de 1 à 24 correspondent aux dates des campagnes. . . . .	122
4.5	Relation entre les niveaux de nappe et la teneur en eau du sol lors de l'expérimentation A. Les numéros correspondent à l'ordre des campagnes de mesure et les lignes grises aux déviations standard. . . . .	123
4.6	Relation entre les niveaux de nappe et la teneur en eau du sol lors de l'expérimentation B. Les numéros correspondent à l'ordre des campagnes de mesure et les lignes grises aux déviations standard. . . . .	126
4.7	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. Les numéros présent sur le graphe A correspondent aux numéros des campagnes. . . . .	127
4.8	Expérimentation B : Évolution de la teneur en eau du sol à -5 cm (A), de la température de l'air (B), et des températures du sol à -5, -10, -20 cm (C, D, E). Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu. Les numéros présent sur le graphe A correspondent aux numéros des campagnes. . . . .	128
4.9	Relations entre les flux de GES, CH <sub>4</sub> (A et B), la RE (C et D), la PPB (E et F) et l'ENE (G et H), et le niveau de la nappe. . . . .	131
4.10	Relation entre les résidus d'équation du type $Flux = a * \exp(b * Température)$ reliant les flux de RE (A et B) et de CH <sub>4</sub> (C et D) au niveau de la nappe. La température de l'air est utilisée pour la RE des deux expérimentation (A et B), la température de la tourbe à -10 cm est utilisée pour l'expérimentation A et celle de la tourbe à -5 cm pour l'expérimentation B. . . . .	132
5.1	Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT). . . . .	148
5.2	Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) . . . . .	149
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. . . . .	152
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). . . . .	154
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). . . . .	155

5.6	Comparaison entre les valeurs estimées par les modèle RE-1 (ligne orange), RE-3 (ligne bleue) et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013 (points noirs). Les lignes de pointillés représentent l'erreur (NRMSE) associée aux modèles. La zone grisée correspond à la gamme de valeur de la RE mesurée sur l'ensemble des 20 placettes pendant la campagne du 24-25 juillet 2013. La ligne de tiret correspond à la moyenne de la RE pour cette campagne. . . . .	168
7	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure. . . . .	188
8	Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur . . . . .	189
9	Scanne des feuilles . . . . .	189
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 . . . . .	190
11	Planche de graphes permettant le diagnostique des mesures de flux de CO <sub>2</sub> . . . . .	191
12	Dimension 1 et 2 de l'ACP sans les données de CH <sub>4</sub> (en haut), et pourcentage de variance expliqué par dimension (en bas) . . . . .	193
13	Dimension 1 et 2 de l'ACP avec les données de CH <sub>4</sub> (en haut), et pourcentage de variance expliqué par dimension (en bas) . . . . .	194
14	Résultat de la calibration de la RE avec un modèle exponentiel et en utilisant la température à -5 cm. À gauche la relation entre la RE mesurée et la RE modélisée et à gauche la distribution des résidus. . . . .	195
15	Répartition de RE sur la tourbière de La Guette en gC m <sup>-2</sup> an <sup>-1</sup> à partir du modèle PPB-2 . . . . .	196
16	Répartition de RE sur la tourbière de La Guette en gC m <sup>-2</sup> an <sup>-1</sup> à partir du modèle RE-1 . . . . .	197
17	Répartition de RE sur la tourbière de La Guette en gC m <sup>-2</sup> an <sup>-1</sup> à partir du modèle RE-3 . . . . .	197

## LISTE DES TABLEAUX

1.1	Estimations des stocks de C pour différents environnements . . . . .	16
1.2	Surface de tourbe utilisée selon les usages considérés (tourbières non-tropicales). Modifié d'après Joosten et Clarke (2002). . . . .	18
3.1	Liste des variables acquises. Les données acquises manuellement sont réalisées sur les 20 placettes, tandis que les données acquises automatiquement sont réalisées par la station météorologique (1 seul point). . . . .	60
3.2	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. . . . .	81
3.3	Cumul annuel des flux, en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , en fonction des modèles utilisés.	88
3.4	Bilan de carbone annuel, en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , en fonction des modèles utilisés. Les valeurs entre parenthèses représentent l'erreur associée au bilan	89
3.5	Cumul des flux de $\text{CO}_2$ en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ interpolés par groupe de végétation avec les modèles RE-1 et RE-3 pour la respiration et les modèles PPB-1 et PPB-2 pour la photosynthèse. (Le modèle RE-2, très proche de RE-3 n'a pas été inclus)	93
3.6	Bilan de $\text{CO}_2$ par groupe de végétation (en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) avec différentes combinaisons de modèles. La dernière colonne représente de bilan de $\text{CO}_2$ à l'échelle de l'écosystème.	94
4.1	Récapitulatif des différentes phases de dessiccation/réhumectations pour les deux expérimentations. La colonne code phase correspond à la première lettre de la phase (D pour dessiccation et R pour réhumectation) suivie d'un numéro représentant l'ordre du cycle. La phase EQ correspond au temps laissé aux mésocosmes pour s'équilibrer avec leur nouvel environnement.	114
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).	150

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 $g.cm^{-3}$ . . . . .	156
3	Valeur des paramètres des équations utilisées pour modéliser les flux de RE par groupe de végétation avec se l'erreur standard (en %) et pval la p-value. . . . .	198
4	Valeur des paramètres des équations utilisées pour modéliser les flux de PPB par groupe de végétation avec se l'erreur standard (en %) et pval la p-value. . . . .	199
5	Références et données utilisés. La colonne « Année » se réfère aux années de mesure, les flux (ENE, RE, PPB, CH <sub>4</sub> , COD, BCNE) sont exprimés en gC m <sup>-2</sup> an <sup>-1</sup> . La colonne « Classif » décrit le type de tourbière (Haut-marais : bog ou Bas-marais : fen). La colonne « Manag. » décrit une éventuelle utilisation du site. Les colonnes « TMA » et « PMA » correspondent respectivement aux températures moyennes annuelles et aux précipitation moyennes annuelles. Les latitudes et longitudes (colonne « Lat/Lon ») sont exprimés en degrés décimaux . . . . .	200



## 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>

<sup>2</sup>

## INTRODUCTION

---

3        Vers 1610, Jan Baptist Van Helmont, chimiste, physiologiste et médecin, découvre  
4        le dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) qu'il nomme « gaz sylvestre<sup>1</sup> » (Philippe de Souabe-  
5        Zyriane, 1988). À cette époque pré-industrielle (avant 1800), les concentrations en  
6         $\text{CO}_2$  sont estimées à 280 ppm<sup>2</sup> (Siegenthaler et Oeschger, 1987). En 1957, Charles  
7        David Keeling, scientifique américain, met au point et utilise pour la première fois un  
8        analyseur de gaz infra-rouge pour mesurer la concentration de  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère  
9        dans l'île d'Hawaii, à Mauna Loa. La précision et la fréquence importante de ses mesures  
10      lui permirent de mettre en évidence pour la première fois les variations journalières et  
11      saisonnières des concentrations en  $\text{CO}_2$  atmosphérique, et d'évaluer également à plus  
12      long terme leur tendance à la hausse (Harris, 2010). Depuis l'époque pré-industrielle  
13      les concentrations en  $\text{CO}_2$  ont en effet légèrement augmenté et sont alors estimées à  
14      315 ppm environ. (Pales et Keeling, 1965). Ce constat a probablement joué un rôle dans  
15      la prise de conscience, par la communauté scientifique, de l'importance et de l'intérêt de  
16      l'étude du changement climatique et plus largement des changements globaux. En 2013,  
17      le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du Climat (GIEC) a publié  
18      son 5<sup>e</sup> rapport sur le changement climatique qui souligne l'importance des émissions de  
19      Gaz à Effet de Serre (GES) dans le changement climatique (Stocker *et al.*, 2013). Au  
20      printemps 2014, la barre symbolique des 400 ppm a été dépassée dans tout l'hémisphère  
21      nord selon un communiqué de l'Organisation Météorologique Mondiale ([http://www.wmo.int/pages/mediacentre/press\\_releases/pr\\_991\\_fr.html](http://www.wmo.int/pages/mediacentre/press_releases/pr_991_fr.html)).  
22

23        À l'échelle globale, l'humanité, par la consommation des combustibles fossiles et  
24        par la production de ciment, émet dans l'atmosphère environ  $7,8 \text{ PgC an}^{-1}$ <sup>3</sup> (Ciais  
25        *et al.*, 2014). Les flux « naturels » entre l'atmosphère et la biosphère sont d'un ordre de  
26        grandeur supérieur : 98 et  $123 \text{ PgC an}^{-1}$  respectivement, pour la respiration ( $\text{CO}_2$  et  
27         $\text{CH}_4$  principalement) et la photosynthèse au sens large (Bond-Lamberty et Thomson,  
28        2010; Beer *et al.*, 2010). L'importance de ces flux renforce la nécessité de les comprendre  
29        et si possible de les prédire, car une modification de leur dynamique même faible

---

1. Ce nom vient du fait que ce gaz était identifié comme provenant, entre autres, de la combustion du charbon

2. Partie par million

3. PgC :  $10^{15}$  grammes de carbone

30 pourrait avoir des conséquences importantes. Les flux de carbone entre les écosystèmes  
31 naturels et l'atmosphère sont important et les sols stockent entre entre 1500 et 2000 PgC  
32 qu'il faut mettre en perspective avec les 750 à 800 PgC stockés dans l'atmosphère.

33 Parmi les écosystèmes terrestres naturels, les **tourbières** sont les plus efficaces  
34 dans le stockage du carbone. Ce fonctionnement naturel en **puits de carbone** est  
35 la conséquence de conditions de saturation en eau importante du milieu, empêchant  
36 la dégradation des matières organiques (majoritairement constituées de carbone) qui  
37 se stockent sous forme de tourbe. Ce stock est estimé entre **270 et 455 PgC**, ce qui  
38 représente **10 à 25 % du carbone stocké dans les sols mondiaux** alors que ces  
39 écosystèmes ne représentent que **2 à 3 % des terres émergées**. La concentration de ce  
40 stock sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord, où sont localisées la majorité des  
41 tourbières, rend incertain son devenir. En effet ce sont dans ces zones que sont attendus  
42 les changements climatiques les plus importants ([Ciais et al., 2014](#)). La pérennité de  
43 ces écosystèmes est également fragilisée par les nombreuses perturbations anthropiques  
44 qu'ils subissent ou qu'ils ont subit. Longtemps considérés comme néfastes et impropre  
45 à la culture, une grande partie des tourbières ont été drainées pour être exploitées : la  
46 tourbe a été utilisée comme combustible ou comme substrat horticole, les tourbières  
47 comme terres agricoles ou sylvicoles.

48 Autrefois étudiées pour les propriétés combustibles de la tourbe, les tourbières sont  
49 aujourd'hui principalement étudiées afin de comprendre leur fonctionnement et l'effet  
50 des perturbations climatiques et anthropiques sur ce fonctionnement, notamment par  
51 rapport à leur fonction de puits de carbone. La variabilité de ces écosystèmes rend la  
52 prédiction de leurs comportements délicate et aujourd'hui malgré leur importance ces  
53 écosystèmes ne sont pas pris en compte dans les modèles globaux. Le dernier rapport du  
54 GIEC note ainsi que si les connaissances ont avancé, de nombreux processus ayant trait  
55 à la décomposition de la matière organique des sols sont toujours absents des modèles  
56 notamment en ce qui concerne le carbone des zones humides boréales et tropicales et des  
57 tourbières ([Ciais et al., 2014](#)). Plus spécifiquement, si les facteurs de contrôle principaux  
58 des émissions de carbone dans ces écosystèmes sont connus : la température, le niveau

---

59 de la nappe d'eau, la végétation, leurs variations et co-variations ne font pas consensus.

60 **Le rôle des variations du niveau de la nappe d'eau**, particulièrement l'effet du

61 sens de ces variations et leur intensité sur les flux de GES, restent à comprendre. Tout

62 comme **l'effet des communautés végétales** et de leur changements, comme par

63 exemple l'envahissement d'une tourbière par une végétation vasculaire. Pour mieux

64 comprendre ces écosystèmes, à différentes échelles, l'investigation est donc nécessaire

65 pour estimer leurs comportements face aux changements qu'ils subissent et vont subir.

## 66 Objectifs du travail

67 Dans ce contexte les objectifs de ce travail sont donc (i) de caractériser la varia-

68 bilité spatio-temporelle des flux et des variables environnementales qui pourraient les

69 conditionner (ii) de déterminer quels facteurs environnementaux contrôlent le fonc-

70 tionnement comme puits ou source de carbone de cet écosystème notamment l'effet

71 du niveau de la nappe sur les émissions lors de cycles de dessiccations réhumectations,

72 et (iii) d'établir le bilan de carbone de la tourbière de La Guette. Pour ce faire une

73 approche axée sur **l'observation** et **l'expérimentation** a été mise en oeuvre :

- 74 — Dans un premier temps, un suivi de la tourbière de La Guette a été mis en
- 75 place, sur deux années, permettant d'évaluer les flux de GES ( $\text{CO}_2$  et  $\text{CH}_4$ ) et
- 76 d'étudier leurs variations saisonnières et spatiales sur l'ensemble de l'écosystème.
- 77 Ces estimations de flux ont ensuite pu être utilisées pour estimer le bilan de
- 78 carbone de la tourbière.
- 79 — Dans un second temps, à travers des expérimentations en mésocosmes et sur le
- 80 terrain, l'effet du niveau de la nappe sur les flux de GES a été exploré, particu-
- 81 lièrement lors de cycles de dessiccation-réhumectations.
- 82 — Enfin un suivi des flux à haute fréquence sur plusieurs tourbières a été réalisé
- 83 afin de déterminer les éventuelles différences de sensibilité des émissions de  $\text{CO}_2$
- 84 entre le jour et la nuit et de tester à cette échelle une méthode d'estimation de
- 85 la RE basée sur la synchronisation entre les signaux de flux et de température.
- 86 Le document est structuré de la façon suivante :

- 87 — Le premier chapitre pose le contexte bibliographique dans lequel s'inscrit ce  
88 travail. Il se découpe en trois parties ; la première définit les terminologies et les  
89 concepts principaux employés dans le manuscrit. La seconde précise l'état des  
90 connaissances sur les tourbières vis à vis des flux de carbone. Enfin la troisième  
91 partie replace ce travail au sein du contexte précédemment établi.
- 92 — Le deuxième chapitre décrit les sites d'études et les méthodes et matériels em-  
93 ployés dans ces travaux.
- 94 — Le troisième chapitre présente la variabilité spatio-temporelle des flux et l'esti-  
95 mation du bilan de carbone de la tourbière de La Guette.
- 96 — Le quatrième chapitre décrit l'effet de cycles de dessication/ré-humectation sur  
97 les flux de GES en mésocosmes.
- 98 — Le cinquième chapitre se concentre sur des aspects méthodologiques en ce qui  
99 concerne la respiration à l'échelle journalière, plus spécifiquement la prise en  
100 compte du temps de latence entre la vague de chaleur et les flux, et la différence  
101 entre les mesures faites le jour et la nuit.
- 102 — Enfin la dernière partie du document présente la synthèse et l'interprétation des  
103 résultats obtenus, ainsi que les perspectives de ce travail.



104 CHAPITRE 1

105 

106

107

108 **SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE**

107	<b>1.1 Les tourbières et le cycle du carbone . . . . .</b>	<b>8</b>
108	1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies . . . . .	8
109	1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales . . . . .	14
110	1.1.3 Les tourbières et les changements globaux . . . . .	17
111	<b>1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants . . . . .</b>	<b>21</b>
112	1.2.1 Les flux de GES entre l'atmosphère et les tourbières . . . . .	21
113	1.2.2 Les facteurs majeurs contrôlant les flux de GES . . . . .	27
114	1.2.3 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème . . . . .	34
115		
116		
117		

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

118 La première partie de ce chapitre traite des tourbières de façon générale : Que  
119 sont ces écosystèmes ? Quelle terminologie y est associée ? Comment se forment-ils ?  
120 Quelle est leur extension ? Quelles sont les perturbations qu'ils subissent ? La seconde  
121 partie décrit plus spécifiquement les tourbières à travers le prisme des flux de carbone,  
122 principalement gazeux : Quels sont les liens entre la structure et le fonctionnement  
123 des tourbières et les flux de carbone ? Quels sont les facteurs qui contrôlent ces flux ?  
124 Quel est l'état des connaissances quant à l'estimation des bilans de carbone dans ces  
125 écosystèmes ?

### 126 1.1 Les tourbières et le cycle du carbone

127 Les tourbières sont des écosystèmes particulièrement liés au cycle du carbone. En  
128 effet le carbone y est stocké de façon considérable grâce à un fonctionnement naturel  
129 propice à cette accumulation. Ce lien est d'ailleurs d'une importance telle qu'il fait  
130 partie intégrante de leurs définitions.

#### 131 1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies

##### 132 Définitions

133 Les tourbières font partie d'un ensemble d'écosystèmes plus large que l'on appelle  
134 les zones humides (*wetlands*). Ces zones humides ne sont ni des écosystèmes terrestres  
135 au sens strict, ni des écosystèmes aquatiques. Elles sont à la frontière entre ces deux  
136 mondes et sont caractérisées par un niveau de nappe élevé, proche de la surface du  
137 sol, voire au dessus. Cette omniprésence de l'eau joue sur l'aération du sol et module  
138 ainsi la disponibilité en oxygène. Les zones humides ont été définies en 1971, lors de la  
139 convention 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.

**ZONE HUMIDE :**

«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)

141 Les zones humides regroupent donc des écosystèmes très variés parmi lesquels les  
 142 marais, les mangroves, les plaines d'inondations et les tourbières. Ces dernières sont  
 143 des écosystèmes majoritairement continentaux (par opposition aux écosystèmes cô-  
 144 tiers comme les deltas) et ont comme particularité d'avoir, comme toutes les zones  
 145 humides, un niveau de nappe d'eau élevé, conséquence d'un bilan hydrique positif, et  
 146 donc une zone anaérobie importante. Ceci induit le développement de communautés  
 147 microbiennes et végétales spécifiques, adaptées aux milieux humides ou inondés.

148 Les tourbières représentent 50 à 70 % des zones humides Joosten et Clarke (2002).  
 149 Leur définition est variable selon les régions. Deux définitions sont régulièrement utili-  
 150 sées :

**TOURBIÈRE :**

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

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

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

**TOURBIÈRE ACTIVE :**

Écosystème dans lequel un processus de tourbification est actif.

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

2. Marais tourbeux situé sur une hauteur topographique

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

156 Cette seconde définition correspond au *mire* anglo-saxon et peut être traduite en fran-  
157 çais par le terme de tourbière active. Les concepts derrière ces deux définitions se  
158 chevauchent mais ne sont pas complètement similaires : une tourbière drainée peut,  
159 par exemple, avoir plus de 30 cm de tourbe et ne plus former de tourbe, ne plus être  
160 active. À l'inverse il peut exister des zones où l'épaisseur de tourbe est inférieure à  
161 30 cm malgré un processus de tourbification actif. Un même écosystème tourbeux peut  
162 d'ailleurs contenir à la fois des zones qui correspondent à la première définition et  
163 d'autres à la seconde. Les tourbières sont donc, selon la définition utilisée, des éco-  
164 systèmes contenant ou des écosystèmes formant de la tourbe. Mais qu'est-ce que la  
165 tourbe ?

### TOURBE :

166 «Accumulation sédentaire<sup>3</sup> de matériel composé d'au moins 30 % (matière  
sèche) de matières organiques mortes.»

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

167 Le seuil de 30 % est souvent utilisé pour rapprocher sa définition de celle d'un sol  
168 organique (histosol) au sens large, dans lesquel est classée la majorité des sols tourbeux  
169 (selon la classification). D'autres définitions existent, faisant la distinction entre sols  
170 organiques et tourbes avec un seuil à 75 % (Andrejko *et al.*, 1983) ou 80 % (Landva  
171 *et al.*, 1983). Il est également nécessaire de préciser qu'au delà de la classification uti-  
172 lisée, ce que les écologues considèrent comme de la tourbe contient généralement 80 %  
173 de matières organiques au minimum (Rydin et Jeglum, 2013b). Ce processus de forma-  
174 tion est appelé la tourbification ou turfigénèse et les matières organiques accumulées  
175 proviennent majoritairement de la végétation. On définit les matières organiques de la  
176 façon suivante :

---

3. Joosten et Clarke (2002) distinguent sédimentaire de sédentaire dans le sens où dans le premier cas la matière migre (dans la colonne d'eau par exemple) entre la zone où elle est produite et la zone où elle est stockée, ce qui n'est pas le cas pour le second cas où ces zones sont confondues.

**MATIÈRES ORGANIQUES :**

Matières constituées d'un assemblage d'éléments ayant une ou plusieurs liaison C–H formant de nombreux composés organiques dont des carbohydrate (sucres, cellulose . . .), des composés azotés (protéines, acides aminés . . .) et phénoliques (lignine . . .), des lipides (cires, résines, . . .) et d'autres<sup>4</sup>.

**<sup>178</sup> Distribution des tourbières à l'échelle mondiale**

<sup>179</sup> L'hétérogénéité des définitions ajoutée aux limites floues qui peuvent exister entre  
<sup>180</sup> certains écosystèmes tourbeux et non-tourbeux rendent la cartographie de ces écosys-  
<sup>181</sup> tèmes délicate. Les estimations généralement citées évaluent la surface occupée par  
<sup>182</sup> l'ensemble des tourbières à environ 4 000 000 km<sup>2</sup> ([Lappalainen, 1996](#)). Cette surface  
<sup>183</sup> correspond à 2 à 3 % de l'ensemble des terres émergées du globe. Plus de 85 % d'entre  
<sup>184</sup> elles sont situées dans l'hémisphère nord, majoritairement dans les zones boréales et  
<sup>185</sup> sub-boréales ([Strack, 2008](#) et figure 1.1). Ce travail sera focalisé sur ces écosystèmes  
<sup>186</sup> caractérisés par la présence importante de sphaignes. Les sphaignes sont des bryo-  
<sup>187</sup> phytes<sup>5</sup> de la famille des *Sphagnaceae*. Les tourbières des forêts tropicales ne seront  
<sup>188</sup> donc pas considérées. Ces dernières ayant un fonctionnement spécifique, en effet malgré  
<sup>189</sup> des températures importantes, elle maintiennent un bilan hydrique positif grâce à des  
<sup>190</sup> précipitations très importantes ([Chimner et Ewel, 2005](#)).

**<sup>191</sup> La formation des tourbières**

<sup>192</sup> Pour former une tourbière il faut la réunion de deux conditions majeures : un bilan  
<sup>193</sup> hydrique positif (permettant de maintenir un niveau de nappe élevé et une anaérobie  
<sup>194</sup> importante du milieu), et une décomposition des litières végétales plus lente que sa  
<sup>195</sup> production. Ces deux conditions sont réunies dans les deux processus de formation des

4. Cette définition, utile pour définir simplement les matières organiques, est cependant limitée car elle inclut des composés traditionnellement considérés comme minéraux (le graphite) et en exclut d'autres considérés comme organiques (acide oxalique) (Liste de diffusion ResMO (Réseau Matières Organiques [http://www6.inra.fr/reseau\\_matieres\\_organiques](http://www6.inra.fr/reseau_matieres_organiques))).

5. Les bryophytes sont des végétaux caractérisés par un système vasculaire absent. Ces plantes n'ont pas de racines mais des rhizoïdes. On les appelle communément des mousses.

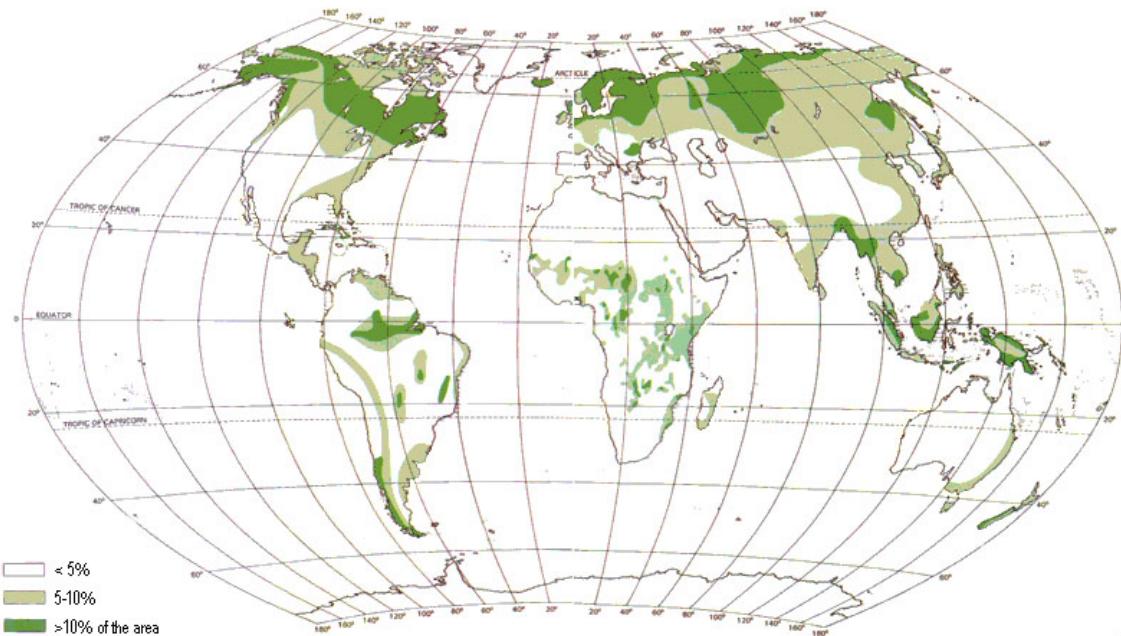


FIGURE 1.1 – Distribution mondiale des tourbières en pourcentage de surface recouverte.

196 tourbières généralement distingués : L'atterrissement et la paludification (Figure 1.2).  
197 Il s'agit pour le premier du comblement progressif d'une zone d'eau stagnante (Fi-  
198 gure 1.2). Ce comblement est généralement lié à l'action combinée d'apports exogènes  
199 et d'une végétation colonisant les eaux en formant des tremblants<sup>6</sup>. La paludification  
200 est la formation de tourbe directement sur un sol minéral, grâce à des conditions d'hu-  
201 midité importante dans des zones peu perméables et topographiquement favorables  
202 (dépressions). Ces modes de formation ne sont pas mutuellement exclusifs : une tour-  
203 bière peut être le siège de l'un ou l'autre des processus, ou des deux, selon la zone  
204 spatiale ou la période de temps considérée.

### 205 Classifications et terminologies

206 Selon les disciplines, différentes classifications sont utilisées pour différencier ces  
207 tourbières à sphaignes. La plus générale et la plus utilisée dans la littérature distingue  
208 les tourbières dite hautes, ou de haut-marais *bog*, et les tourbières basses, ou de bas-  
209 marais *fen*. Ces deux catégories doivent davantage être vues comme un continuum  
210 plutôt qu'une séparation franche.

6. Radeau végétal, composé de végétation vivante et de débris qui peuvent masquer la surface de l'eau

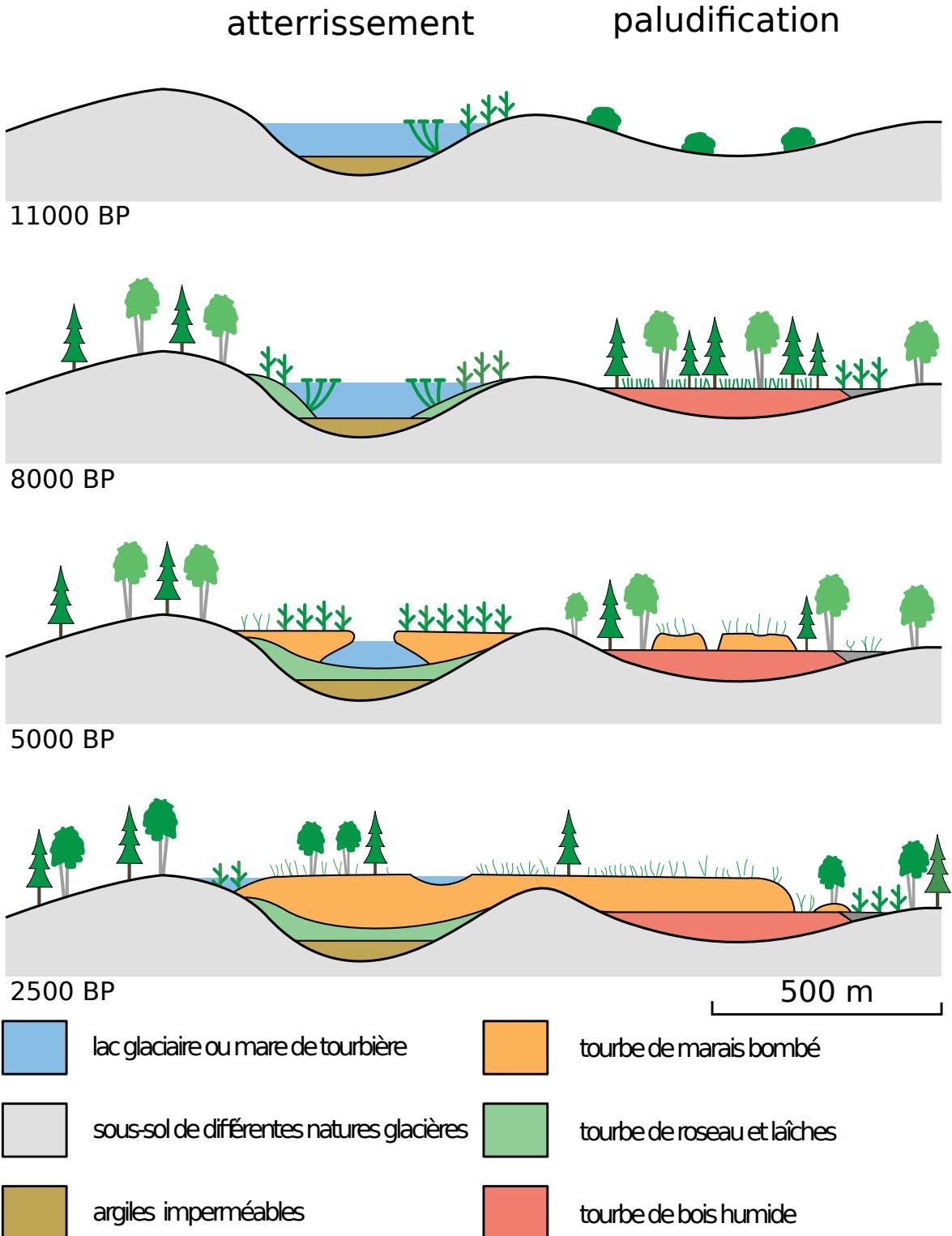


FIGURE 1.2 – Processus de formation des tourbières, à gauche l’atterrissement et à droite la paludification. Modifié d’après Manneville (1999)

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

211      Les tourbières de haut-marais sont alimentées principalement par les précipitations :  
212    elles sont dites ombratrophes. Leur surface parfois bombée (tourbières élevées ou bom-  
213    bées) peut également être plate ou en pente. Cette géométrie situe une partie au moins  
214    de l'écosystème au dessus du niveau de la nappe. Elles ont une concentration en nutri-  
215    ments relativement faible (oligotrophes) et renferment des eaux acides dont le pH est  
216    compris entre 3.5 et 4.2. Les végétations dominantes sont constituées de sphagnes, de  
217    linaigrettes, et de petits arbustes. ([Francez, 2000](#); [Rydin et Jeglum, 2013c](#)).

218      Les tourbières de bas-marais sont alimentées en eau par des nappes souterraines ou  
219    des eaux de ruissellement : elles sont dites minérotrophes. Elles ont généralement un  
220    niveau de nappe très proche de la surface du sol et sont généralement de forme concave  
221    ou en pente. Elles sont riches en nutriments (notamment en azote et phosphore) et le pH  
222    de leurs eaux de surface varie de 4 à 8. Les végétations dominantes de ces écosystèmes  
223    peuvent être des bryophytes, des graminées ou des arbustes bas ([Rydin et Jeglum,](#)  
224    [2013c](#)).

225      Au sein de ces écosystèmes la topographie est fortement variable et fait l'objet  
226    d'une terminologie particulière : on parle de buttes (*hummock*) pour désigner des sur-  
227    élévations topographiques, de gouilles (*hollow*) pour les dépressions et de replats (*lawn*)  
228    pour les zones entre les deux (Figure 1.3). Ces différences micro-topographiques en-  
229    traînent des différences de composition végétale, ainsi certaines espèces de sphagnes  
230    se développent préférentiellement sur les buttes (*Sphagnum fuscum*) et d'autres dans  
231    les gouilles (*Sphagnum cuspidatum*).

### 232 1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales

#### 233 Fonction puits de carbone

234      Par définition les tourbières stockent ou ont stocké du carbone. Cette fonction puits  
235    de carbone rend ces écosystèmes importants vis-à-vis des changements globaux malgré  
236    la faible surface qu'ils représentent (pour rappel 2 à 3 % des terres émergées). En effet  
237    le carbone stocké dans les tourbières tempérées et boréales est estimé entre 270 et

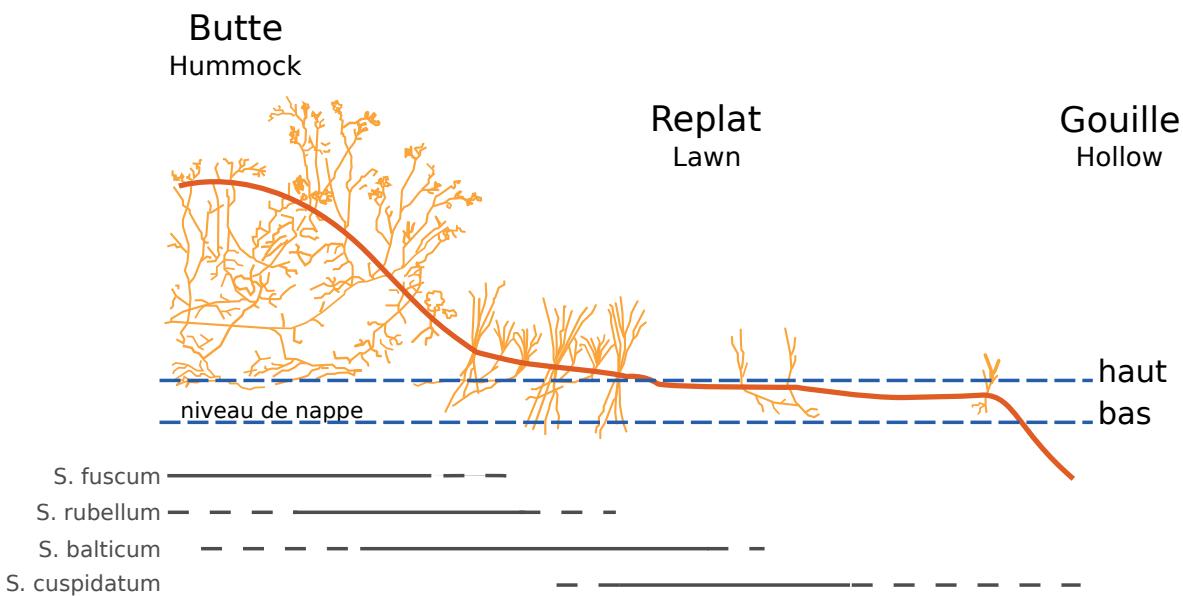


FIGURE 1.3 – Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d’après Rydin et Jeglum (2013c)

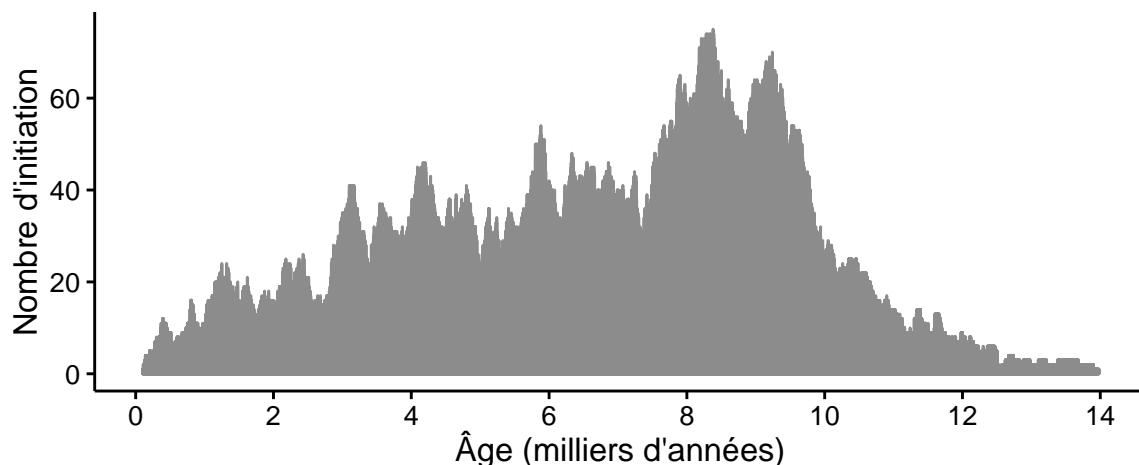


FIGURE 1.4 – Nombre d’initiation de tourbières dans l’hémisphère nord, pendant l’holocène. Modifié d’après (MacDonald *et al.*, 2006).

<sup>238</sup> 455 Gt C (Tableau 1.1). Cela représente 10 à 25 % du carbone présent dans les sols et  
<sup>239</sup> entre 30 et 60 % du stock de carbone atmosphérique. Ce stock est un héritage datant  
<sup>240</sup> des 10 derniers milliers d’années, l’holocène, période pendant laquelle s’est formée la  
<sup>241</sup> majorité des tourbières (Yu *et al.*, 2010; MacDonald *et al.*, 2006) (Figure 1.4).

<sup>242</sup> L’accumulation du carbone nécessite donc que davantage de carbone soit assimilé,  
<sup>243</sup> par photosynthèse, qu’émis par l’écosystème. La production végétale des tourbières  
<sup>244</sup> n’est pas particulièrement élevée (Huc, 1980) et n’explique pas l’accumulation du car-  
<sup>245</sup> bone. La décomposition des litières végétales est en revanche plus faible que dans  
<sup>246</sup> d’autres écosystèmes (Rydin et Jeglum, 2013c). Ceci est rendu possible par les niveaux

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

Tableau 1.1 – Estimations des stocks de C pour différents environnements

Compartiment	Stock (PgC)	Références
Tourbières	270 – 455	Gorham (1991); Turunen <i>et al.</i> (2002)
Végétation	450 – 650	Robert et Saugier (2003)
Sols	1500 – 2000	Post <i>et al.</i> (1982); Robert et Saugier (2003); Eswaran <i>et al.</i> (1993)
CO <sub>2</sub> atmosphérique	750 – 800	Robert et Saugier (2003)
Permafrost	1700	Tarnocai <i>et al.</i> (2009)

247 de nappe élevés de ces écosystèmes, minimisant les processus de dégradation aérobie en  
248 limitant l'accès à l'oxygène. Cet effet est de plus renforcé par la végétation spécifique  
249 de ces écosystèmes, les sphaignes, qui produisent des litières difficilement dégradables,  
250 dites récalcitrantes, par rapport à celles produites par les végétaux vasculaires (Hobbie,  
251 1996; Liu *et al.*, 2000; Bragazza *et al.*, 2007).

### 252 Végétation et biodiversité des tourbières

253 Les sphaignes sont la végétation caractéristique des tourbières. Ce sont des espèces  
254 dites ingénierues, capables de modifier l'environnement dans lequel elles se développent  
255 dans le but d'obtenir un avantage compétitif sur les autres végétaux (Van Breemen,  
256 1995). Les sphaignes sont notamment capables de capter les nutriments apportés par  
257 les précipitations via leur capitulum <sup>7</sup> et donc avant que ceux-ci n'atteignent les racines  
258 des plantes vasculaires (Malmer *et al.*, 1994; Svensson, 1995). Elles ont également la  
259 capacité de stocker ces nutriments ce qui diminue encore ceux qui seront disponibles  
260 dans le milieu (Rydin et Jeglum, 2013d). En plus de favoriser un environnement pauvre  
261 en nutriment, les sphaignes promeuvent un environnement acide en abaissant le pH. Ces  
262 contraintes (pauvreté en nutriments et acidité) défavorisent l'implantation d'espèces  
263 peu tolérantes.

264 Malgré tout, ces écosystèmes sont le siège d'une biodiversité importante d'espèces  
265 végétales adaptées à ces milieux. Parmi les plus répandues des gramoïdes (*Eriogonum*  
266 spp., *Scirpus cespitosus*, *Rynchospora alba*, *Carex* spp.) des arbustes (*Erica*  
267 *tetralix*, *Calluna vulgaris*, *Andromeda polifolia*, *Vaccinium* spp.) et bien d'autres en-

---

7. partie apicale de la plante

268 core

269 : des Carex (*lasiocarpa, rostrata*) des herbacées (*Molinia caerulea*) des Phragmites  
270 (*Phragmites australis*) Joncs (*Juncus bulbosus*) et d'autres (?)

## 271 Autres fonctions environnementales

272 Les tourbières jouent également un rôle important vis-à-vis du cycle de l'eau. Elles  
273 permettent par exemple de tamponner les effets d'une sécheresse ou d'une inondation  
274 en fournissant un peu d'eau dans le premier cas et en retenant une partie des excédents  
275 dans le second, régulant ainsi les écoulements d'eau (Joosten et Clarke, 2002; Parish  
276 et al., 2008). Elles ont également un effet sur la qualité de l'eau notamment en filtrant  
277 les matières en suspensions, en dégradant certains micro-polluants organiques et en  
278 fixant des métaux et métalloïdes grâce à leur forte capacité d'échange cationique.

### 279 1.1.3 Les tourbières et les changements globaux

280 On définit les changements globaux comme l'ensemble des modifications environ-  
281 nementales plus ou moins rapides, ayant lieu à l'échelle mondiale, quelle que soit leur  
282 origine. Les deux contraintes développées dans cette partie sont la pression de l'homme :  
283 contrainte anthropique, et celle du climat : contrainte climatique.

#### 284 Les contraintes anthropiques

285 Les interactions entre les Hommes et les zones humides au sens large et les tourbières  
286 en particulier remontent probablement à l'aube de l'humanité. Des chemins de rondins  
287 néolithiques aux crannogs de l'époque romaine (Buckland, 1993), de grandes décou-  
288 vertes archéologiques ont été faites dans les écosystèmes tourbeux témoins d'époques  
289 révolues. L'utilisation de la tourbe et des tourbières a dû commencer relativement tôt,  
290 mais c'est à partir du 17<sup>e</sup> siècle que le drainage de ces écosystèmes, pour les convertir  
291 en terres agricoles, s'est intensifié. Au 19<sup>e</sup> siècle, l'apparition de machines permettant  
292 une récolte industrialisée de la tourbe a développé son utilisation comme combustible.  
293 Enfin depuis le milieu du 20<sup>e</sup> siècle une part importante de ces écosystèmes a été drai-

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

Tableau 1.2 – Surface de tourbe utilisée selon les usages considérés (tourbières non-tropicales). 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

294 née pour développer la sylviculture. Aujourd’hui l’exploitation principale de la tourbe  
295 est liée à son utilisation comme substrat horticole (Lappalainen, 1996; Chapman *et al.*,  
296 2003). Ces utilisations les ont fortement perturbées car elles nécessitent généralement  
297 de drainer ces écosystèmes, notamment pour pouvoir y faire rouler des engins méca-  
298 nisés. Aujourd’hui la surface de tourbières altérées est estimée à 490 000 km<sup>2</sup> environ,  
299 principalement du fait de leur reconversion pour l’agriculture et la sylviculture (Joos-  
300 ten et Clarke, 2002 et tableau 1.2). En France, suite à leur utilisation, principalement  
301 agricole, la surface des tourbières a été divisée par deux entre 1945 et 1998, passant de  
302 1200 km<sup>2</sup> à 600 km<sup>2</sup> (Lappalainen, 1996; Manneville, 1999).

303 Le fonctionnement de ces écosystèmes a donc été et est encore perturbé par diffé-  
304 rentes activités humaines. Leur importance est cependant reconnue et elles sont l’objet  
305 de nombreuses actions de préservation et/ou de réhabilitation.

### 306 Les contraintes climatiques

307 Comme indiqué précédemment, le stock de carbone des tourbières s’est majori-  
308 tairement constitué pendant l’Holocène. À cette époque déjà ces écosystèmes étaient  
309 influencés par le climat, et leur développement n’a pas été linéaire sur les douze der-  
310 niers milliers d’années. Il est reconnu que le développement des tourbières est très  
311 important au début de cette période (Smith *et al.*, 2004; MacDonald *et al.*, 2006; Yu  
312 *et al.*, 2009). Plus particulièrement, entre 12 000 et 8000 ans on recense la plus grande  
313 proportion d’initiation de tourbières (Figure 1.4). Cette période coïncide avec le maxi-

314 mum thermique holocène (HTM), période pendant laquelle le climat était plus chaud  
315 qu'aujourd'hui (Kaufman *et al.*, 2004). Ce constat peut sembler paradoxal : en effet,  
316 dans la littérature concernant les tourbières et le réchauffement climatique actuel, il est  
317 craint que ces écosystèmes ne deviennent des sources de carbone. Cependant ces mêmes  
318 auteurs qui ont montré cette relation entre le HTM et le développement important des  
319 tourbières, ne préjugent pas de l'effet du réchauffement actuel. Notamment Jones et Yu  
320 (2010) expliquent que pendant cette période de maximum thermique, il existe égale-  
321 ment une saisonnalité très importante, avec des été chauds et des hivers froids, qui a dû  
322 en minimisant la respiration hivernale de ces écosystèmes, jouer un rôle important dans  
323 leur développement. Cette forte saisonnalité n'est pas attendue lors du réchauffement  
324 actuel. L'effet estimé sous les hautes latitudes semble plus important pendant l'hiver  
325 et l'automne, et tendrait donc à minimiser cette saisonnalité (Christensen *et al.*, 2007).  
326 Les effets directs attendus du réchauffement sous les hautes latitudes à l'horizon 2100,  
327 sont une augmentation des températures de 2 à 8 °C dans les zones boréales, et de 2 à  
328 6 °C dans les zones tempérées, ainsi qu'une augmentation probable des précipitations  
329 (Figure 1.5). De façon plus indirecte est attendue la fonte du permafrost, l'augmenta-  
330 tion de l'intensité et de la fréquence de feux et des changements dans le recouvrement  
331 des communautés végétales (Christensen *et al.*, 2013; Frolking *et al.*, 2011).

332 Les tourbières, qui ont accumulé un stock de carbone important, sont donc soumises  
333 à des contraintes fortes qu'elles soient anthropiques ou climatiques. Afin de mieux  
334 comprendre le devenir de ce carbone, l'étude de ces écosystèmes, des flux de carbone  
335 qu'ils échangent avec l'atmosphère, est une nécessité.

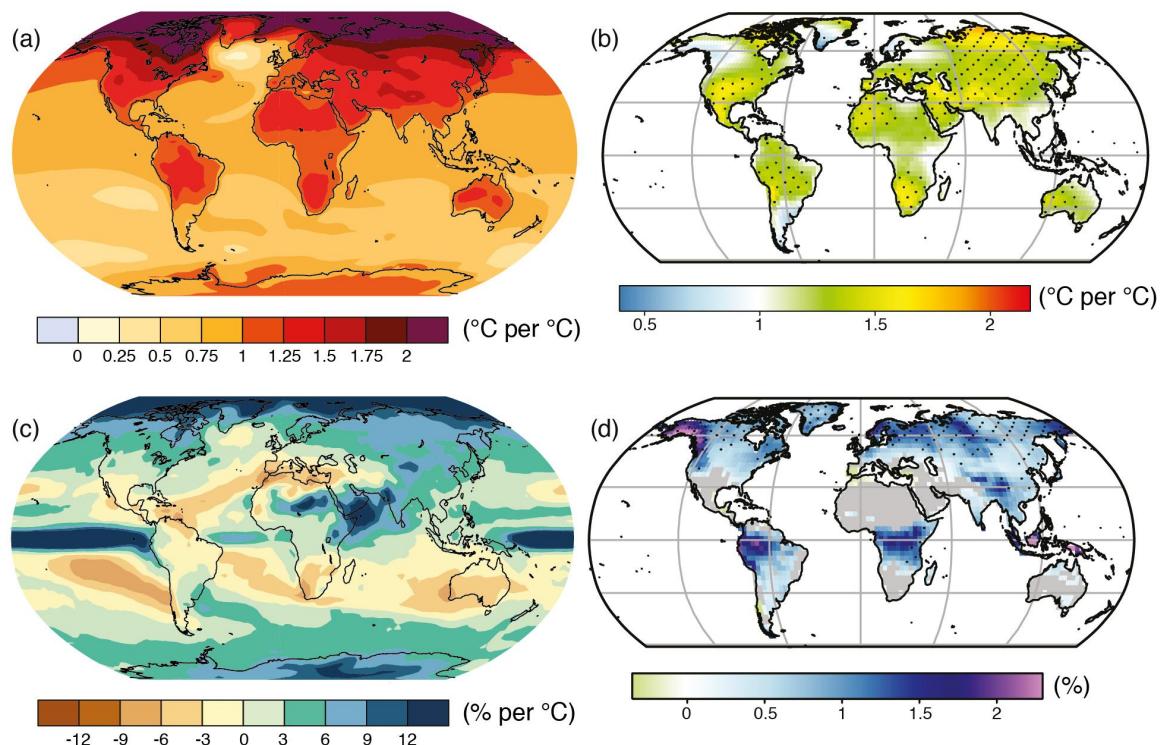


FIGURE 1.5 – Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90<sup>e</sup> percentile des températures journalières maximum par °C de changement de 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) dans Christensen *et al.* (2013).

## 336 1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs 337 contrôlants

338        Cette partie décrit dans un premier temps les relations entre les GES ( $\text{CO}_2$  et  $\text{CH}_4$ )  
 339      et les tourbières, puis les facteurs qui contrôlent ces flux dans ces écosystèmes et enfin  
 340      les bilans de carbone qui ont pu y être estimés.

### 341 1.2.1 Les flux de GES entre l'atmosphère et les tourbières

#### 342 Le $\text{CO}_2$ et le $\text{CH}_4$ dans l'atmosphère

343        Dans l'atmosphère le carbone est principalement présent sous forme de dioxyde de  
 344      carbone ( $\text{CO}_2$ ) et de méthane ( $\text{CH}_4$ ). La concentration en  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère fluc-  
 345      tuait avant l'ère industrielle entre 180 et 290 ppm. En 1750 au début de l'ère industrielle  
 346      sa concentration était de 280 ppm environ avant d'augmenter pour atteindre 391 ppm  
 347      aujourd'hui (moyenne annuelle en 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). Différents processus natu-  
 348      rels permettent d'extraire du  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère : la photosynthèse, la dissolution du  
 349       $\text{CO}_2$  dans l'océan<sup>8</sup>, les réactions avec les carbonates de calcium<sup>9</sup> et enfin l'altération  
 350      de silicate et les réactions avec le carbonate de calcium<sup>10</sup>. L'importance de ces pro-  
 351      cessus varie selon l'échelle de temps considérée. Pour une émission de  $\text{CO}_2$  idéalisé de  
 352      100 PgC, 60 % de ce  $\text{CO}_2$  sera extrait de l'atmosphère en un siècle par l'effet combiné  
 353      de la photosynthèse et des océans, ce qui laisse 40 % de l'émission initiale dans l'atmo-  
 354      sphère. À l'horizon 1000 ans 20 % de l'émission initiale sera toujours dans l'atmosphère  
 355      et à 10 000 ans, 10 % ([Joos et al., 2013](#); [Ciais et al., 2014](#) et figure 1.6).

356        La concentration en  $\text{CH}_4$  dans l'atmosphère est estimée à 350 ppb<sup>11</sup> il y a 18 000 ans  
 357      environ lors de la dernière glaciation et à 720 ppb en 1750. En 2011 elle est estimée à

---

8.  $\text{CO}_2 + \text{CO}_3^{2-} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 2\text{HCO}_3^-$

9.  $\text{CO}_2 + \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$

10.  $\text{CO}_2 + \text{CaSiO}_3 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$

11. Partie par milliard (*part per billion* en anglais)

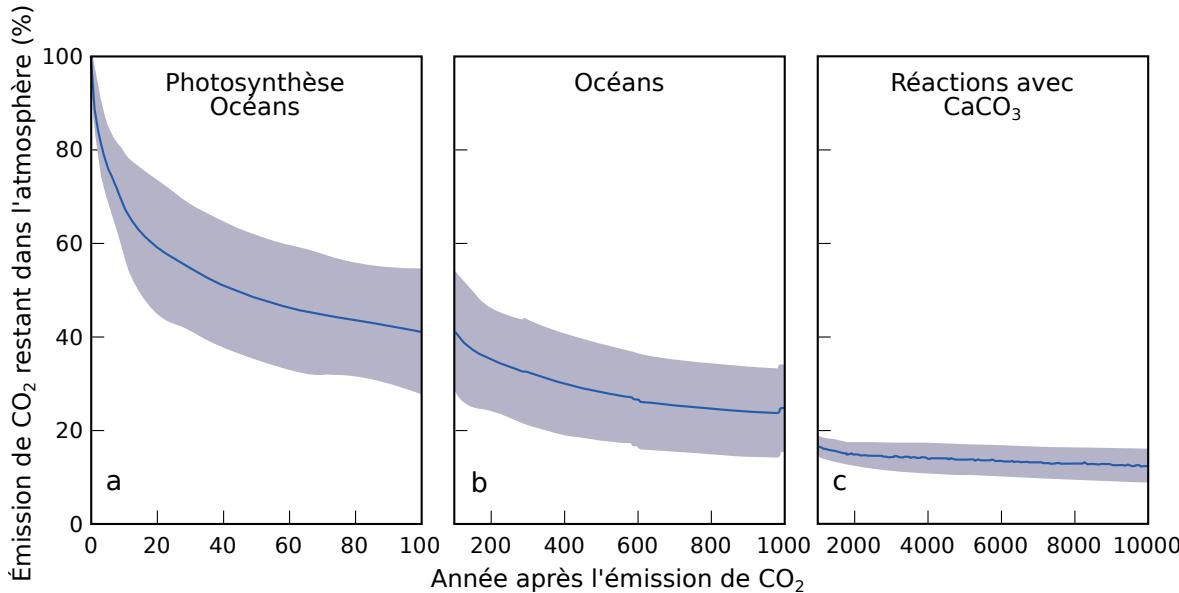


FIGURE 1.6 – Décroissance de la proportion de CO<sub>2</sub> de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) sont une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d'après (Ciais *et al.*, 2014).

358 1800 ppb (Ciais *et al.*, 2014). À l'inverse du CO<sub>2</sub> sa durée de vie dans l'atmosphère est  
 359 limitée : moins de 10 ans (Lelieveld *et al.*, 1998; Prather *et al.*, 2012). Cependant son  
 360 potentiel de réchauffement global <sup>12</sup> (PRG) est important notamment à court terme, 72  
 361 à 20 ans. À plus long terme son effet relativement au CO<sub>2</sub> diminue et atteint 25 à l'horizon  
 362 100 ans. Les zones humides sont la première source naturelle de CH<sub>4</sub> atmosphérique  
 363 avec un flux à l'échelle globale estimé entre 145 et 285 Tg an<sup>-1</sup> (Lelieveld *et al.*, 1998;  
 364 Wuebbles et Hayhoe, 2002; Ciais *et al.*, 2014). Les tourbières de l'hémisphère nord  
 365 émettent environ 46 Tg an<sup>-1</sup> (Gorham, 1991).

366 À l'échelle globale et pour l'ensemble des flux, le stockage du C par les tourbières  
 367 est estimé à 70 Tg an<sup>-1</sup> (Clymo *et al.*, 1998).

### 368 De l'atmosphère à l'écosystème

369 Avant de stocker et de conserver du carbone, le faut le capturer. Ce transfert du  
 370 carbone de l'atmosphère à la tourbe se fait par le processus de photosynthèse, où le CO<sub>2</sub>  
 371 est assimilé dans la matière organique. Principalement par les végétaux vasculaires et  
 372 les mousses, et éventuellement, bien que dans de moindres proportions, par des algues,

12. indice permettant de comparer le pouvoir de réchauffement des différents GES en donnant une équivalence par rapport au CO<sub>2</sub>. Le PRG du CO<sub>2</sub> vaut donc 1 par définition.

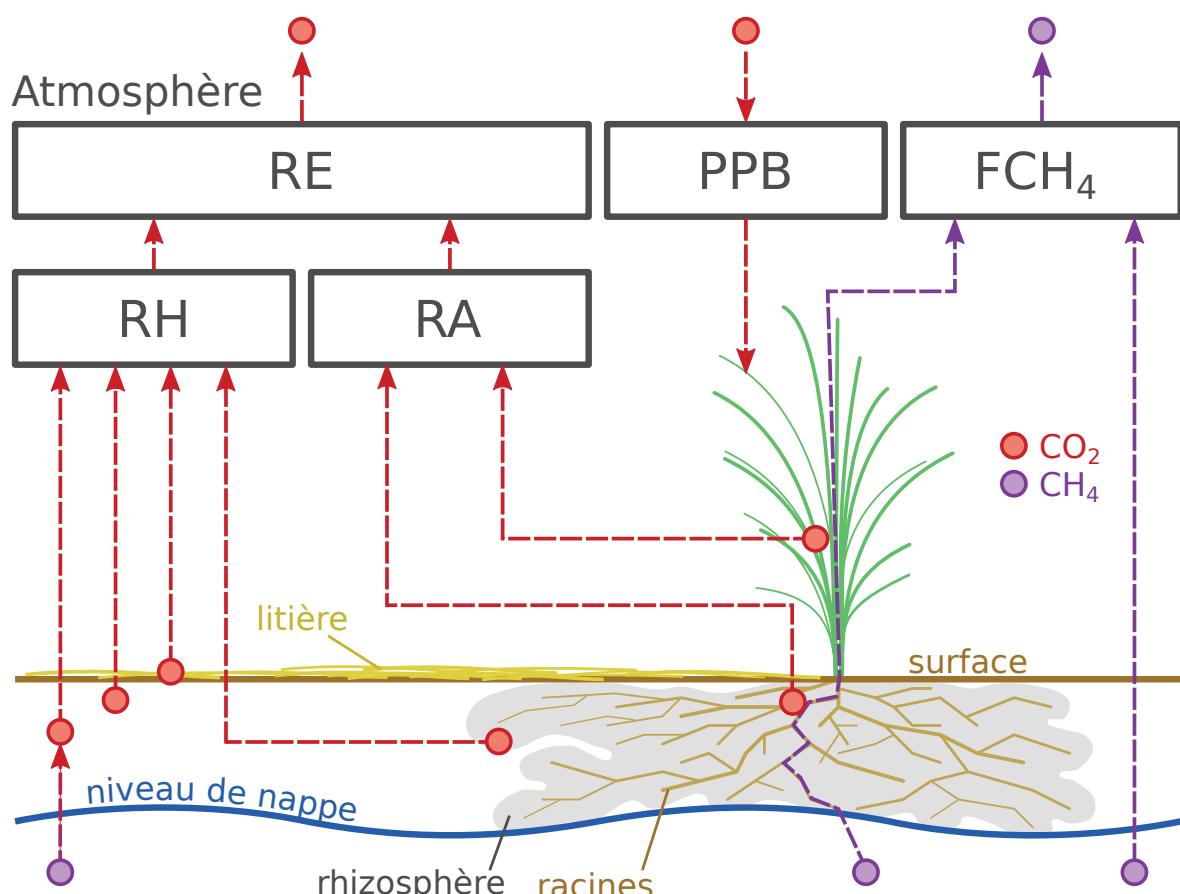
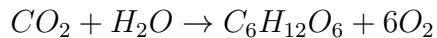


FIGURE 1.7 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

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

---

373 des lichens ou des bactéries photosynthétiques (Girard *et al.*, 2011). On peut écrire la  
374 réaction de photosynthèse de la façon suivante :



375 Si la photosynthèse est le processus majeur d'assimilation du CO<sub>2</sub><sup>13</sup>.

376 On définit la **Production Primaire Brute** (PPB), *Gross Primary Production*,  
377 (*GPP*) comme :

PRODUCTION PRIMAIRE BRUTE (PPB) :

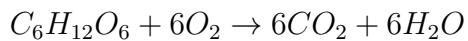
378 Quantité de carbone extraite de l'atmosphère et transformée en matières  
organiques par l'écosystème principalement via la photosynthèse. Ce flux  
est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

379 Les tourbières sont des écosystèmes dont la production primaire est estimée à envi-  
380 ron 500 gC m<sup>-2</sup>; la production de la strate muscinale pouvant atteindre 80 % (Francez,  
381 2000). Les productions primaires dans les tourbière ne sont pas élevées (**Réf needed**).  
382 C'est la faible décomposition des matières organiques qui permet aux tourbières de  
383 stocker du carbone. Du fait de la production élevée de CH<sub>4</sub> dans les tourbières, il n'y  
384 a pas de flux direct de CH<sub>4</sub> de l'atmosphère vers cet écosystème. 90 % du CH<sub>4</sub> présent  
385 dans l'atmosphère est extrait via des réactions avec des radicaux hydroxyles ayant lieu  
386 majoritairement dans la troposphère.

### 387 De l'écosystème à l'atmosphère

388 Les sources de carbone émises par les tourbières vers l'atmosphère sont multiples.  
389 D'abord différents gaz peuvent être émis, notamment le CO<sub>2</sub> et le CH<sub>4</sub> des molécules  
390 de carbone organique volatiles. Le processus majeur de production de CO<sub>2</sub> se fait par  
391 respiration qui, au niveau cellulaire, peut être écrit sous la forme :

13. Il existe d'autres voies métaboliques permettant la capture du CO<sub>2</sub> de l'atmosphère. Par exemple les micro-organismes chemolithotrophes sont capables d'assimiler le CO<sub>2</sub> en utilisant l'énergie issue de l'oxydation de composés inorganiques, ce que l'on appelle la chimiosynthèse, mais leur importance est négligeable.



392 Ce gaz est produit principalement par la respiration aérobie et minoritairement par  
 393 les respirations anaérobies, par fermentations (e.g. du glucose, de l'acétate), ou encore  
 394 par oxydation du CH<sub>4</sub> (Lai, 2009). Les principales sources d'émissions du CO<sub>2</sub> sont  
 395 représentées dans la figure 1.7. À l'échelle macroscopique la respiration est séparée  
 396 en deux. D'un côté la respiration végétale (des feuilles, des tiges, des racines) que  
 397 l'on appelle la **respiration autotrophe**<sup>14</sup>. De l'autre, rassemblé sous le terme de  
 398 **respiration hétérotrophe**<sup>15</sup>, la respiration du sol, liée à l'excrétion d'xsudats par  
 399 les racines, la décomposition des litières et des matières organiques par les micro-  
 400 organismes et l'oxydation du CH<sub>4</sub> par les organismes méthanotrophes. L'ensemble de  
 401 ces respirations est défini comme :

RESPIRATION DE L'ÉCOSYSTÈME (RE) :

402 Quantité de carbone émise sous forme de CO<sub>2</sub> par l'écosystème dans l'at-  
 mosphère. Elle englobe la respiration autotrophe et hétérotrophe en in-  
 cluant ses composantes aériennes et souterraines. Ce flux est exprimé en  
 quantité de carbone par unité de surface et de temps.

403 On distingue la respiration de l'écosystème de celle du sol en définissant la respi-  
 404 ration du sol (RS) comme l'ensemble des respirations de la colonne de sol, à l'exclusion  
 405 de la partie aérienne (Luo et Zhou, 2006a). Cependant, dans la littérature la respi-  
 406 ration du sol peut parfois être assimilée à la respiration de l'écosystème (RE)(Raich et  
 407 Schlesinger, 1992). Les études discriminant RS et RE montrent ainsi que dans des sols  
 408 tourbeux, RS compte pour plus de 60 % de RE Lohila *et al.* (2003). La production de  
 409 CO<sub>2</sub> est donc un signal multi-sources intégré sur l'ensemble de la colonne de tourbe.  
 410 Le transport du CO<sub>2</sub> produit se fait par diffusion suivant le gradient de concentration,  
 411 fort dans le sol et plus faible dans l'atmosphère. C'est cette multitude de processus  
 412 qui rend l'estimation de ce flux difficile. En effet chacune des respirations n'aura pas

14. Production de matières organiques à l'aide de composés minéraux simples.

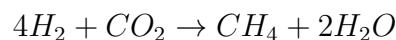
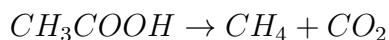
15. Production de matières organiques à partir de substrats organiques.

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

---

413 la même sensibilité vis à vis de facteurs contrôlant.

414 Conséquence du niveau de nappe élevé des tourbières, le développement d'une zone  
415 anoxique importante dans la colonne de sol favorise la production de CH<sub>4</sub>. Il est produit  
416 par des *Archaea* méthanogènes, des organismes anaérobies vivants sous le niveau de la  
417 nappe (Garcia *et al.*, 2000). En moyenne les flux de CH<sub>4</sub> mesurés dans les tourbières  
418 s'étendent de 0 à plus de 0,96 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, avec généralement des flux compris entre  
419 0,0048 et 0,077 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (Blodau, 2002). Le CH<sub>4</sub> est principalement produit à  
420 partir d'acétate (CH<sub>3</sub>COOH) ou de dihydrogène (H<sub>2</sub>) + CO<sub>2</sub>, ces deux composés étant  
421 dérivés de la décomposition préalable de matières organiques (Lai, 2009).



422 Le CH<sub>4</sub> produit est transporté dans l'atmosphère par diffusion, ébullition ou à travers  
423 certaines plantes (Joabsson *et al.*, 1999; Colmer, 2003). Pendant son transport, le CH<sub>4</sub>  
424 peut être oxydé par des organismes méthanolotrophes. Cette transformation produit  
425 tour à tour différents composés (méthanol, formaldéhyde, formate) aboutissant à la  
426 production de CO<sub>2</sub> (Whalen et Peirce, 2005).



427 On définit le flux de CH<sub>4</sub> comme :

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

428 Quantité de carbone émise sous forme de CH<sub>4</sub> par l'écosystème dans l'atmosphère, suite au bilan des processus le produisant et le dégradant. Ce flux est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

429 Au final, on peut noter que si le flux de carbone de l'atmosphère à l'écosystème  
430 a pour source quasiment unique la réaction de photosynthèse des plantes, le flux de  
431 carbone de l'écosystème vers l'atmosphère est multi-sources avec un nombre important  
432 de réactions de respirations et de fermentations. La variabilité du premier flux résulte

433 majoritairement de la nature et la structure des communautés végétales et de leurs  
434 sensibilités aux conditions environnementales. Celle du second flux est multiple et est  
435 liée à la diversité des réactions permettant la dégradation des matières organiques et des  
436 communautés végétales ou microbiennes impliquées, de leur sensibilité aux conditions  
437 environnementales.

### 438 1.2.2 Les facteurs majeurs contrôlant les flux de GES

439 Dans cette partie seront décrits les facteurs qui contrôlent les flux de carbone en  
440 commençant à une échelle relativement fine pour atteindre celle de l'écosystème qui  
441 nous intéresse plus particulièrement.

442 Les facteurs majeurs qui contrôlent les flux de carbone sont globalement connus.  
443 Comme bon nombre de réactions biochimiques, les vitesses de réactions des processus  
444 décrits précédemment sont fonction de la **température**. Cette relation a été mise en  
445 évidence par un chimiste suédois en 1889, Svante August Arrhenius, sur la base de  
446 travaux réalisés par un autre chimiste, néerlandais, Jacobus Henricus Van't Hoff. Le  
447 **niveau de la nappe d'eau**, interface entre une zone oxique et une zone anoxique,  
448 et la **teneur en eau du sol** vont également influencer sur ces flux. De même que  
449 la végétation, que ce soit de façon directe, comme siège de la photosynthèse et de la  
450 respiration autotrophe, ou indirecte en fournissant des nutriments via les exsudations  
451 racinaires et les litières.

#### 452 Facteurs contrôlant la photosynthèse

453 À l'échelle des espèces végétales, la quantité de carbone assimilable par la pho-  
454 tosynthèse est fonction de la quantité de lumière reçue (Long et Hällgren, 1993). La  
455 quantité de carbone assimilée augmente d'abord de façon linéaire avec le rayonnement,  
456 avant d'être limitée par la régénération d'une enzyme, la Rubisco<sup>16</sup>, nécessaire à la  
457 fixation du CO<sub>2</sub> (Figure 1.8). Les limitations de l'assimilation, que ce soit la pente  
458 initiale de la partie linéaire, ou l'assimilation maximale, varient de façon importante

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

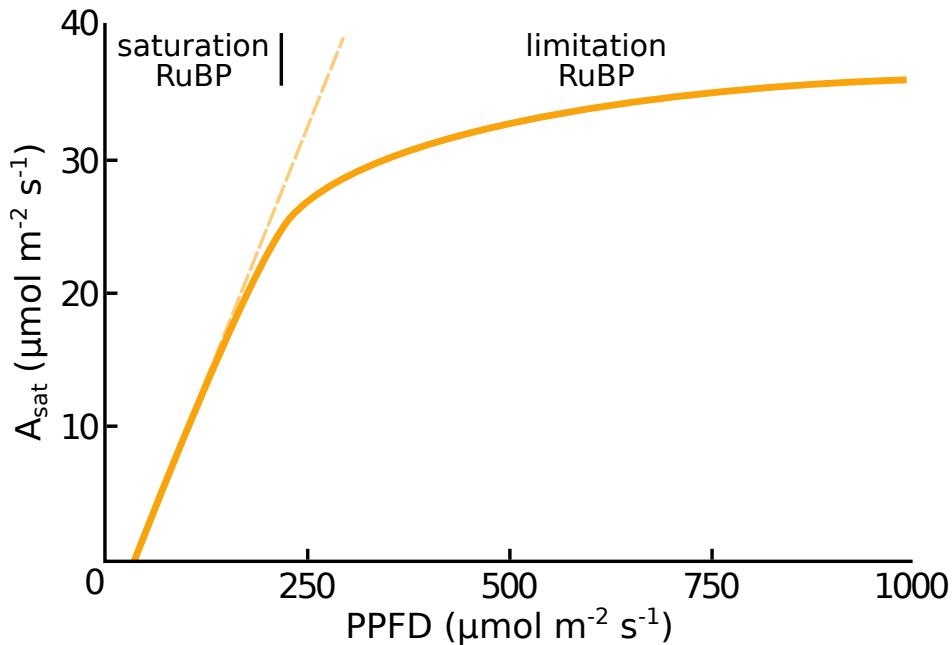


FIGURE 1.8 – todo, modifié d'après Long et Hällgren (1993)

en fonction de l'espèce végétale considérée (Wullschleger, 1993). La régénération de la Rubisco, qui limite la photosynthèse, est contrainte par la capacité de transport des électrons. La vitesse de ce transport est fonction de la température et est traditionnellement décrite par une équation d'arrhenius modifiée, relativement complexe, ou par une équation simplifiée (Farquhar *et al.*, 1980; June *et al.*, 2004). À cette échelle, le niveau de l'eau va également influencer le développement de la végétation en facilitant plus ou moins leur accès à l'eau. Wagner et Titus (1984) montrent par exemple que deux espèces de sphagnes ont des tolérances différentes à la dessiccation : l'espèce vivant dans les gouilles est plus résistante que celle vivant sur les buttes. Dans des conditions expérimentales différentes, lors de re-végétalisation de deux tourbières, Robroek *et al.* (2009) montrent que différentes espèces de sphagnes se développent de façon optimale à différents niveaux de nappe selon leurs affinités. Cette variabilité entre espèces d'une même famille est elle-même mise en évidence par leur variabilité en terme de productivité primaire (Figure 1.9). La productivité primaire varie également entre différentes communautés végétales : les bryophytes n'ont pas la même productivité primaire que les graminées ou que les arbustes (Moore *et al.*, 2002 dans Rydin et Jeglum, 2013b).

Le niveau de la nappe d'eau et les propriétés physiques du sol contraignent également

476 ment la teneur en eau du sol et la hauteur de la frange capillaire. Cette dernière atteint  
477 généralement la surface du sol tant que le niveau de la nappe d'eau ne descend pas  
478 en dessous de 30 à 40 cm de profondeur (Laiho, 2006). La hauteur du niveau d'eau va  
479 influencer le développement des différentes communautés végétales. Un niveau d'eau  
480 élevé peut diminuer l'accès de la végétation vasculaire à l'oxygène par leurs racines alors  
481 qu'il sera propice au développement de sphaignes. À l'inverse un niveau d'eau bas peut  
482 faciliter le développement de certains végétaux vasculaires au détriment des bryophytes  
483 (**Réf needed**). Cette compétition entre espèces végétales peut déterminer l'évolution  
484 à long terme des communautés et impacter la PPB. Gornall *et al.* (2011) montrent que  
485 les effets des bryophytes sur le développement des plantes vasculaires sont en partie  
486 positifs et en partie négatifs ; les effets négatifs étant de plus en plus prépondérants  
487 quand l'épaisseur de la strate muscinale augmente. La composition des communautés  
488 végétales va donc avoir un effet sur le potentiel photosynthétique de l'écosystème. Ce  
489 potentiel peut varier selon le végétal considéré et les conditions environnementales dans  
490 lesquelles il se trouve (Moore *et al.*, 2002).

491 À l'échelle de l'écosystème dans son ensemble la température, la végétation et le  
492 niveau de l'eau, co-varient ce qui rend la discrimination de leurs effets respectifs diffi-  
493 cile. L'effet d'une variation de température peut, selon l'échelle de temps considérée,  
494 influencer le niveau de nappe et la végétation. Dans l'optique de discriminer l'effet de  
495 chacun de ces facteurs, Munir *et al.* (2015) isolent l'effet de la température en utili-  
496 sant des OTC<sup>17</sup> (*Open Top Chamber*). Ils montrent que le réchauffement par les OTC  
497 augmente la PPB. Néanmoins la majorité des études réalisées sur le terrain montrent  
498 les effets de variation de la température et du niveau de la nappe simultanément. Cai  
499 *et al.* (2010) ont par exemple montré que des conditions plus chaudes et sèches d'une  
500 année augmentaient la PPB. Cependant l'effet du niveau de la nappe d'eau peut varier  
501 selon le contexte : dans une étude sur les effets à long terme d'une variation du niveau  
502 de la nappe, Ballantyne *et al.* (2014) montrent qu'une baisse du niveau de la nappe  
503 entraîne une augmentation de la PPB en facilitant l'accès des plantes vasculaires à

17. OTC ou chambres à toit ouvert, ce sont des hexagones en polycarbonate permettant un rehaussement *in-situ* de la température moyenne de l'air.

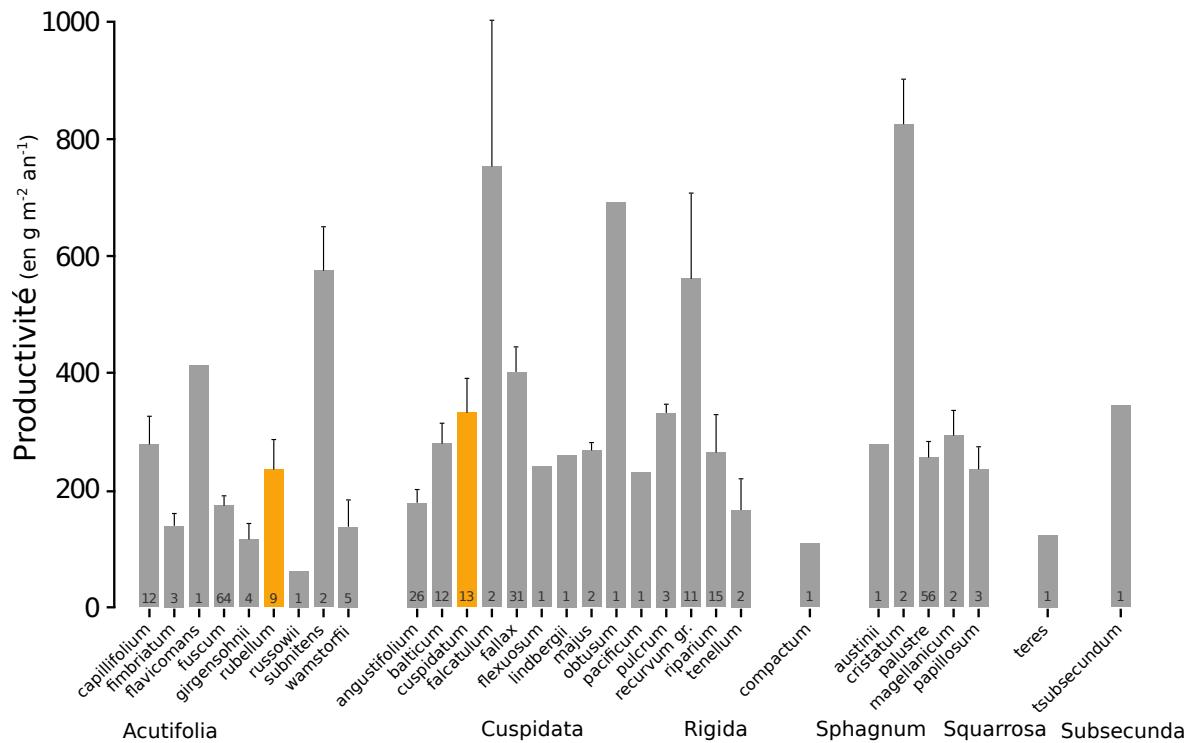


FIGURE 1.9 – Productivités moyennes des espèces de sphagnes en  $\text{g m}^{-2} \text{an}^{-1}$ . Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. Modifié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

504 l'oxygène et aux nutriments. Paradoxalement, un rehaussement du niveau de la nappe  
 505 d'eau suite à un stress hydrique prolongé conduit également à une augmentation de la  
 506 PPB (Strack et Zuback, 2013). Pour un gradient croissant de niveaux de nappe d'eau  
 507 dans un haut-marais, Weltzin *et al.* (2000) montrent une diminution de la productivité  
 508 des arbustes, tandis que celle des graminées n'est pas affectée. À l'inverse, pour un  
 509 gradient similaire dans un bas-marais, la productivité des arbustes n'est pas affectée  
 510 tandis que celle des graminées augmente. Des résultats similaires sont également relevés  
 511 pour des graminées soumises à un réchauffement simulé. La productivité des graminées  
 512 diminue dans le haut-marais et augmente dans le bas-marais (Weltzin *et al.*, 2000). Les  
 513 effets du niveau de la nappe d'eau peuvent donc être variables selon les communautés  
 514 végétales et le contexte (l'écosystème, le niveau initial) dans lequel elles se trouvent.

515 **Facteurs contrôlant la RE**

516 La respiration est limitée par la quantité de substrat (organique labile) et l'accès  
 517 à l'oxygène. Dans les tourbières la limitation en substrat n'a de sens que vis-à-vis de  
 518 communautés spécifiques. Les substrats facilement utilisables, par exemple les sucres,  
 519 peuvent devenir un facteur limitant (**Réf needed**). De part la quantité de matières  
 520 organiques qu'elles contiennent, les tourbières constituent un vaste réservoir de substrat  
 521 organique de plus en plus difficile à dégrader avec la profondeur. Plus les substrats sont  
 522 facilement utilisables plus leur utilisation est rapide est plus ils constituent un facteur  
 523 limitant. Inversement moins les substrats sont dégradables plus leur utilisation est  
 524 lente et plus ils s'accumulent. Mais l'accès à l'oxygène rendu difficile par les hauteurs  
 525 élevées du niveau de la nappe est prépondérant (**Réf needed**). La qualité du substrat  
 526 (la facilité qu'il aura à être dégradé) va donc déterminer la vitesse de respiration.  
 527 Par ailleurs la photosynthèse en libérant des substrats, les exsudats racinaires, affecte  
 528 également la respiration du sol.

529 À l'échelle de l'écosystème de nombreuses études ont mis en évidence une corrélation  
 530 positive entre la respiration et la température ([Singh et Gupta, 1977](#); [Raich et Schle-](#)  
 531 [singer, 1992](#); [Luo et Zhou, 2006c](#)). Cependant la diversité cumulée des processus, des  
 532 communautés et des conditions environnementales qui influencent la respiration, font  
 533 qu'aucune équation ne fait réellement consensus. Cependant la majorité de ces études  
 534 décrivent une augmentation exponentielle de la respiration avec la température. Ainsi  
 535 dans les tourbières, des observations *in-situ* ont montré que dans des conditions plus  
 536 chaudes, mais également plus sèches (ces deux conditions sont difficilement séparables  
 537 sur le terrain) la RE a tendance à augmenter ([Aurela et al., 2007](#); [Cai et al., 2010](#);  
 538 [Ward et al., 2013](#)). D'autres observations sur des mésocosmes<sup>18</sup> de tourbe ont égale-  
 539 ment montré une relation positive entre les variations de RE et celle de la température  
 540 ([Updegraff et al., 2001](#); [Weedon et al., 2013](#)).

541 Le niveau de la nappe d'eau conditionne l'accès des micro-organismes à l'oxygène, et  
 542 de ce fait joue un rôle important : un niveau d'eau qui diminue se traduit généralement

---

18. définition méso

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

---

543 par une hausse de la RE que ce soit à long terme (Strack *et al.*, 2006; Ballantyne *et al.*,  
544 2014) ou à plus court terme (Aerts et Ludwig, 1997).

545 De façon plus indirecte, le type de végétation influence la vitesse de décomposition  
546 des litières (Hobbie, 1996; Liu *et al.*, 2000; Gogo *et al.*, 2015). La végétation peut  
547 également stimuler la respiration des micro-organismes présents dans la rhizosphère<sup>19</sup>  
548 via la libération d'xsudats racinaires (Moore *et al.*, 2002).

### 549 Facteurs contrôlant l'ENE

550 À l'échelle de l'écosystème et selon les méthodes employées le CO<sub>2</sub> est parfois étudié  
551 comme un seul flux, généralement appelé l'échange net de l'écosystème.

#### L'ÉCHANGE NET DE L'ÉCOSYSTÈME (ENE) :

552 Bilan de la quantité de CO<sub>2</sub> émise ou captée par l'écosystème, calculée  
comme différence entre la Production Primaire Brute et la Respiration  
de l'Écosystème (ENE=PPB-RE). Ce flux est exprimé en quantité de  
carbone par unité de surface et de temps.

553 Ce terme correspond, au référentiel près, au *Net Ecosystem Exchange* anglais, qui prend  
554 l'atmosphère comme référence<sup>20</sup> (ENE=-NEE) (Chapin *et al.*, 2006).

555 Les facteurs contrôlant l'ENE sont donc les mêmes que ceux qui contrôlent la PPB  
556 et la RE. Cependant l'effet d'un même facteur de contrôle peut être différent vis à  
557 vis de PPB et de RE selon le contexte environnemental, que ce soit par rapport à la  
558 nature de l'effet ou son importance. Ainsi une variation de l'ENE peut être contrôlée  
559 majoritairement soit par la PPB, soit par la RE, soit par les deux. Par exemple, une  
560 baisse du niveau de la nappe est souvent liée dans la littérature à une baisse de l'ENE  
561 (**Réf needed**). D'autres études ont montré que cette baisse de l'ENE est due à une  
562 augmentation de la respiration (Alm *et al.*, 1999; Ise *et al.*, 2008). D'autres l'attribuent  
563 à une diminution de la photosynthèse (Sonnentag *et al.*, 2010; Peichl *et al.*, 2014).  
564 La baisse de l'ENE peut avoir un effet simultanée d'augmentation de la respiration

19. zone du sol impactée par les racines

20. Attention certains auteurs utilisent une autre convention

565 et de diminution de la photosynthèse (Strack et Zuback, 2013). Lund *et al.* (2012)  
566 montrent également que dans un même site, une baisse du niveau de la nappe deux  
567 années différentes entraînera une baisse de l'ENE dans les deux cas, mais que dans l'un  
568 des cas cette baisse est contrôlée par une augmentation de la respiration et que dans  
569 l'autre elle est contrôlée par une diminution de la photosynthèse. Enfin une étude de  
570 Ballantyne *et al.* (2014) ne montre pas d'effet d'une baisse du niveau de la nappe sur  
571 l'ENE, car l'augmentation de la respiration est compensée par une augmentation de la  
572 photosynthèse. La réponse des flux de CO<sub>2</sub> vis-à-vis d'une variation du niveau de la  
573 nappe d'eau n'est donc pas triviale.

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

575 La production du CH<sub>4</sub>, par des *Archaea* méthanogènes principalement à partir de  
576 dihydrogène et d'acétate, est contrôlée par la **disponibilité** de ces **substrats** (Segers,  
577 1998). L'ajout de substrats (acétate, glucose, éthanol) pour les méthanogènes tend à  
578 augmenter les émissions de CH<sub>4</sub> (Coles et Yavitt, 2002). Le **niveau de la nappe d'eau**  
579 est un autre facteur contrôlant les flux de CH<sub>4</sub>. Généralement, plus le niveau d'eau est  
580 élevé, plus la zone potentielle de production du CH<sub>4</sub> est importante et plus les émis-  
581 sions sont fortes (Pelletier *et al.*, 2007). Par contre, une augmentation du niveau de la  
582 nappe au dessus de la surface du sol peut conduire à une diminution des émissions de  
583 CH<sub>4</sub> (Bubier, 1995). Pelletier *et al.* (2007) montrent également que les flux sont plus  
584 importants lorsque le CH<sub>4</sub> est mesuré dans des zones avec **végétation**, et plus parti-  
585 culièrement des carex et des linaigrettes (Gogo *et al.*, 2011). Ce lien avec la végétation  
586 est la conséquence d'une adaptation de certaines espèces aux conditions de saturation  
587 en eau qui peuvent faciliter l'échange de gaz entre l'écosystème et l'atmosphère grâce  
588 à un espace intercellulaire agrandi, l'Aerenchyme (Rydin et Jeglum, 2013d). Enfin la  
589 **température** joue généralement un rôle important en augmentant la vitesse de pro-  
590 duction du CH<sub>4</sub>. La sensibilité à la température de la production de CH<sub>4</sub> varie selon  
591 le processus considéré et la communauté de méthanogènes associés (Segers, 1998). La  
592 température peut également faciliter le transport du CH<sub>4</sub> par ébullition et/ou via la

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

---

593 végétation ([Lai, 2009](#)).

594 Pour résumer, à l'échelle de l'écosystème un même facteur peut influencer ces diffé-  
595 rents flux, mais de différentes façons. Parmi ces facteurs, l'effet du niveau de la nappe  
596 d'eau sur les flux de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub> reste difficile à prédire. Ce facteur contrôle l'am-  
597 plitude des zones oxiques et anoxiques de la colonne de sol et donc la proportion de  
598 CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub> produite. Il influence également la végétation, que ce soit à court terme  
599 (stress hydrique), ou à long terme (changement de communautés végétales). L'effet  
600 d'une hausse du niveau de la nappe d'eau peut varier selon le niveau d'eau initial mais  
601 également la végétation présente sur le site. Pour un même niveau moyen, plus la va-  
602 riation du niveau est importante plus les flux seront fort (lesquels (**Réf needed**)). Des  
603 effets de chasse ont également été observés après simulation d'événements pluvieux. La  
604 question du niveau de la nappe est donc primordiale et sera explorée dans le chapitre [4](#).

### 605 1.2.3 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème

606 Le fonctionnement naturel d'une tourbière active tend à faire s'accumuler du CO<sub>2</sub>  
607 atmosphérique dans l'écosystème, sous la forme de tourbe. Ce fonctionnement est la  
608 conséquence d'entrées de carbone supérieures aux sorties, on parle alors d'un bilan  
609 positif, l'écosystème fonctionne en puits de carbone. Lorsque les sorties sont supérieures  
610 aux entrées, le bilan devient négatif et l'écosystème fonctionne comme une source de  
611 carbone

612 Par convention, dans ce document les flux (RE, PPB et F<sub>CH<sub>4</sub></sub>) sont exprimés en  
613 valeur absolue afin de faciliter l'étude de leurs variations. Les bilans sont établis en  
614 prenant l'écosystème comme référence, le carbone entrant dans l'écosystème (PPB) est  
615 représenté positivement et le carbone sortant (RE, F<sub>CH<sub>4</sub></sub>) négativement.

616 L'étude de ce bilan dans les tourbières est généralement approchée de deux ma-  
617 nières : (i) en évaluant la vitesse d'accumulation du carbone sur une période plus ou  
618 moins longue et/ou (ii) en établissant un bilan entre les flux entrants et sortants de  
619 l'écosystème actuel.

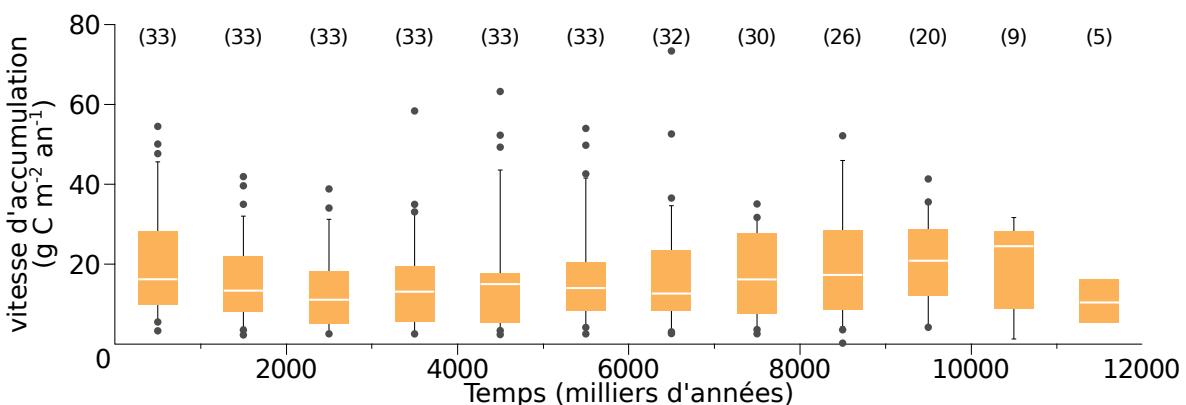


FIGURE 1.10 – Vitesse apparente d’accumulation du carbone à long terme durant l’Holocène. Les chiffres entre parenthèses représentent le nombre de mesures. Modifié d’après [Yu et al. \(2009\)](#)

## 620 Bilan de carbone passé

621 L’approche permettant de calculer le bilan de carbone passé d’une tourbière consiste  
 622 à estimer dans l’archive tourbeuse des vitesses d’accumulation de la tourbe en datant  
 623 des colonnes de tourbe et en mesurant la quantité de carbone qu’elles contiennent. Cette  
 624 méthode, appelée LORCA<sup>21</sup>, permet d’évaluer la fonction puits sur des temps longs  
 625 (derniers millénaires) de la comparer à l’actuelle et de relier d’éventuels changements  
 626 dans les vitesses d’accumulation à des facteurs environnementaux. Cette approche  
 627 conduit généralement à des vitesses d’accumulation comprises entre 10 et 30 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>  
 628 (Figure 1.10). Ces valeurs, exprimées dans la même unité que les bilans de carbone  
 629 contemporains, doivent être comparées avec précaution avec ces derniers. En effet elles  
 630 comprennent, à l’inverse des bilans contemporains, des milliers d’années de décompo-  
 631 sition du carbone en profondeur, et ont donc des vitesses d’accumulation sous-estimées  
 632 relativement à ces bilans ([Yu et al., 2009](#)). Selon l’échelle temporelle considérée, peut-  
 633 être serait-il plus judicieux de dire que les bilans contemporains sont sur-estimés.

## 634 Bilans de carbone contemporains

635 La seconde approche pour estimer le bilan de carbone d’écosystèmes est d’en esti-  
 636 mer les flux actuels de carbone entrants et sortants. Rappelons que les flux principaux  
 637 dans le bilan de carbone d’une tourbière sont la PPB, la RE et le flux de CH<sub>4</sub>. Cepen-

21. Acronyme anglais pour vitesse apparente d’accumulation du carbone à long terme (*LOng-term apparent Rate of Carbon Accumulation*)

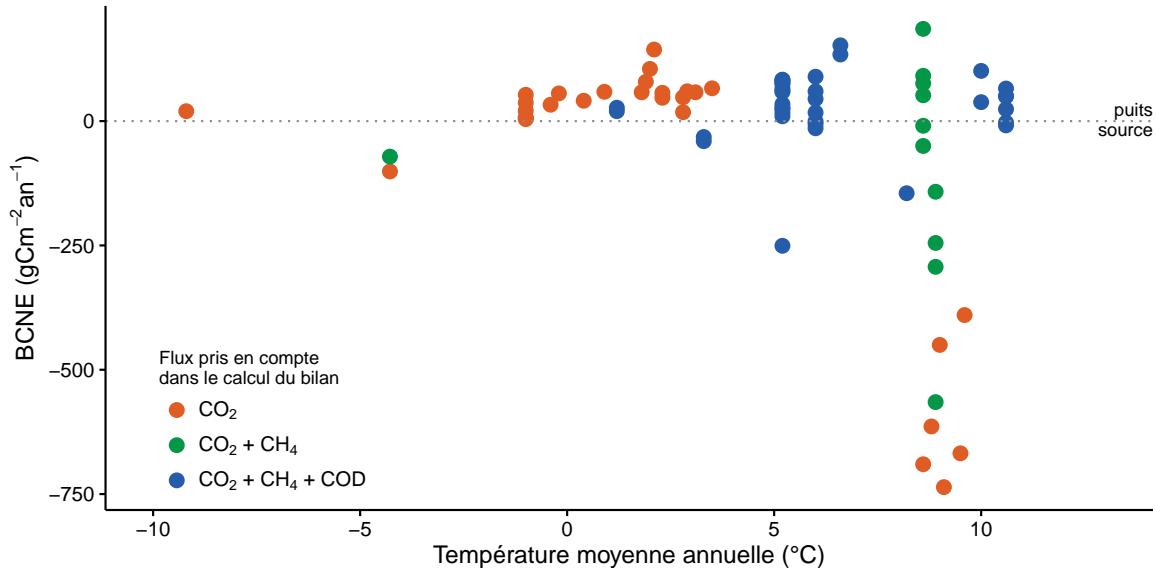


FIGURE 1.11 – Bilan de C dans différentes tourbières (en gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>), en fonction de la température moyenne annuelle dans la littérature. Les données utilisées pour réaliser ce graphe sont détaillée dans l’annexe I. La ligne de tirets sépare les écosystèmes stockant du carbone (au dessus) de ceux libérant du carbone (en dessous).

638 dant d’autres flux existent, notamment le flux de carbone organique dissout (COD), de  
 639 carbone organique particulaire (COP), de carbone inorganique dissout (CID), de Com-  
 640 posés Organiques Volatiles (COV), et de monoxyde de carbone (CO) ([Chapin et al.,](#)  
 641 [2006](#)). Ils sont considérés comme négligeables, à l’exception du COD ([Worrall et al.,](#)  
 642 [2009](#)). On définit ainsi le Bilan de Carbone Net de l’Écosystème (BCNE) comme :

$$BCNE = \frac{dC}{dt} = \overbrace{PPB - RE}^{ENE} - F_{CH_4} - F_{COD} \quad (1.1)$$

643 Avec :

- 644 — ENE : Échange Net de l’Écosystème
- 645 — PPB : Production Primaire Brute
- 646 — RE : Respiration de l’Écosystème
- 647 — F<sub>CH<sub>4</sub></sub> : Flux de Méthane
- 648 — F<sub>COD</sub> : Flux de Carbone Organique Dissout

649 Dans les tourbières, les flux de CO<sub>2</sub> sont généralement les plus importants puis  
 650 les flux de CH<sub>4</sub> et/ou de COD et enfin les flux de COP ([Worrall et al., 2009; Koeh-](#)  
 651 [ler et al., 2011](#)). Majoritairement réalisés dans les tourbières de haut-marais, les bi-

652    lans de carbone rencontrés dans la littérature sont généralement compris entre 100 et  
653     $-100 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (Figure 1.11). Si le stockage de carbone ( $\text{NECB} > 0$ ) ne dépasse  
654    que peu de ces valeurs, le déstockage ( $\text{NECB} < 0$ ) peut être beaucoup plus important  
655    avec des émissions de carbone de plus de  $500 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . Peu de bilans de carbone  
656    ont été faits dans les tourbières en dessous de  $50^\circ$  de latitude (le nord de la France ap-  
657    proximativement). Le comportement de ces tourbières les plus au sud reste peu connu  
658    par rapport à celles situées à des latitudes plus hautes (en Europe) ou dans des climats  
659    plus froids (au Canada).



660 CHAPITRE 2 \_\_\_\_\_

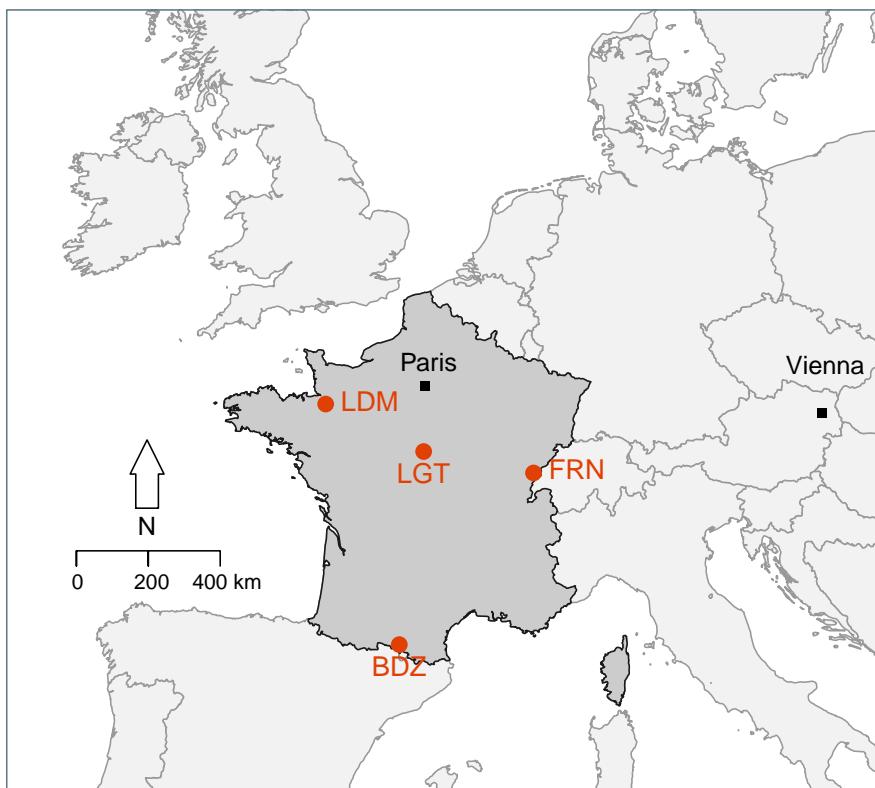
661    SITES D'ÉTUDES ET MÉTHODOLOGIES EMPLOYÉES

662

663 <b>2.1 Présentation de la tourbière de La Guette . . . . .</b>	<b>40</b>
664 <b>2.2 Autres sites du service national d'observation . . . . .</b>	<b>45</b>
665 <b>2.3 Mesures de flux de gaz . . . . .</b>	<b>46</b>
666     2.3.1 Présentation des méthodologies principales . . . . .	46
667     2.3.2 Les mesures de CO <sub>2</sub> . . . . .	47
668     2.3.3 Les mesures de CH <sub>4</sub> . . . . .	50
669     2.3.4 Le calcul des flux . . . . .	52
670 <b>2.4 Facteurs contrôlants . . . . .</b>	<b>52</b>
671     2.4.1 acquisitions automatisées . . . . .	52
672     2.4.2 acquisitions manuelles . . . . .	53
673	
674	
675	

## 676 2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

677 Le site d'étude, la tourbière de La Guette, est l'un des quatre sites du service  
678 national d'observation des tourbières (SNOT) qui vise à étudier la fonction puits de  
679 carbone des tourbières tempérées notamment vis-à-vis des changements globaux (<http://www.sno-tourbières.cnrs.fr/>).  
680



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

FIGURE 2.1 – Localisation des sites d'études appartenant au SNOT

681 La tourbière de La Guette est située à Neuvy-sur-Barangeon, en Sologne (N 47°19'44'',  
682 E 2°17'04''), dans le département du Cher (Figure 2.1). Le site est classé espace natu-  
683 rel sensible par le conseil départemental du Cher, c'est également une Zone Naturelle  
684 d'Intérêt Écologique Faunistique et Floristique (ZNIEFF) et il est intégré au site Na-  
685 tura 2000 « Sologne ». Le site s'étend sur une surface d'une vingtaine d'hectares avec  
686 une géométrie relativement allongée (Figure 2.2). Cette surface la classe parmi les plus  
687 grandes de Sologne (F. Laggoun, communication personnelle). L'épaisseur moyenne de

688 la tourbe est de 80 cm avec des maximums locaux atteignant 180 cm. La tourbière de  
689 La Guette est probablement topogène, formée par l'accumulation d'eau de pluie dans  
690 une cuvette imperméabilisée par une couche d'argile issue d'alluvions de la rivière du  
691 même nom (La Guette) (**Réf needed**). Les précipitations annuelles moyennes sur le  
692 site sont de 880 mm et la température moyenne annuelle de 11 °C. L'eau du site a une  
693 conductivité généralement inférieure à  $80 \mu\text{S m}^{-2}$  et un pH compris entre 4 et 5. Ces  
694 caractéristiques classent la tourbière parmi les tourbières minérotropes pauvres en  
695 nutriments (*poor fen*). En collaboration avec le laboratoire de mesure du carbone 14 de  
696 Saclay, des datations effectuées sur le site permettent de dire que les premiers dépôts  
697 tourbeux datent au moins de 4000 ans.

698 Le site a subi un certain nombre de perturbations au cours de son existence. D'abord  
699 la construction avant 1945 d'une route, la D 926, qui coupe l'extrémité sud de la  
700 tourbière favorisant son drainage. Le site a également subi un incendie en 1976. En  
701 1979 des pins noirs (*Pinus nigra*) sont plantés au nord du site. Enfin en 2008 le récurage  
702 du fossé de drainage bordant la route semble entraîner une augmentation significative  
703 des pertes d'eau du système.

704 Ces perturbations, ou au moins une partie d'entre elles, ont probablement favorisé  
705 l'environnement du site par une végétation vasculaire, notamment arborée et compo-  
706 sée de pins (*Pinus sylvestris*) et de bouleaux (*Betula verrucosa* et *pubescens*). [Viel  
et al. \(2015\)](#) ont pu calculer, grâce à l'étude de photos aériennes, la vitesse de fer-  
708 meture du site entre 1945 et 2010, estimée à  $2020 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$  avant l'incendie de 1976  
709 et à  $3469 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$  après. La tourbière est également envahie de façon importante par  
710 la molinie bleue (*Molinia caerulea*) de la famille des *Poaceae* (Figure 2.3c), leur pré-  
711 sence favorisant la dégradation des matières organiques ([Gogo et al., 2011](#)). Sont éga-  
712 lement présentes sur le site un certain nombre d'espèces caractéristiques des tourbières  
713 comme les sphaignes, principalement *Sphagnum cuspidatum* et *Sphagnum rubellum*,  
714 qui forment des tapis. Un tapis de sphaignes en cours de formation est visible sur la  
715 photo 2.3a. Sur cette même photo sont également visibles des Linaigrettes à feuilles  
716 étroites (*Eriophorum angustifolium*), une plante de la famille des *Cyperaceae* caracté-

## 2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

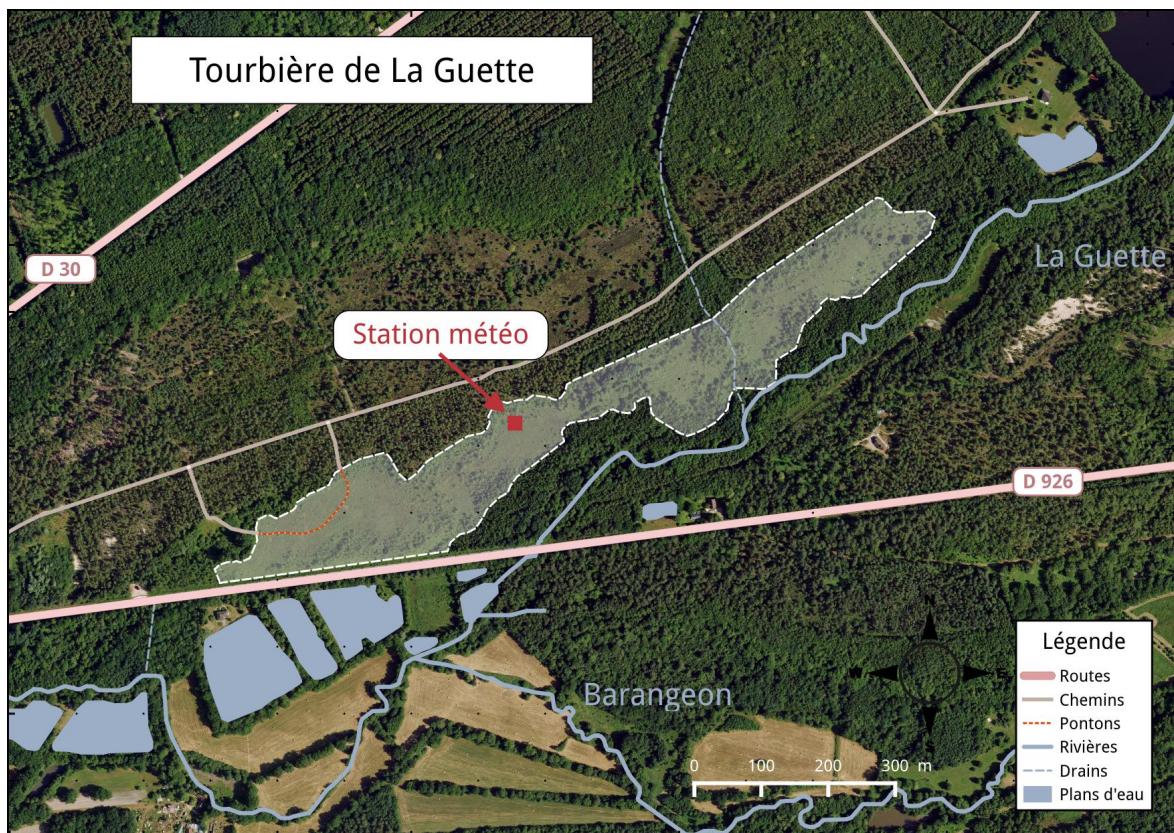


FIGURE 2.2 – Carte de la tourbière de La Guette (orthophotographie : BD ORTHO® – IGN)

ristique des marais et des landes tourbeuses (Rameau *et al.*, 2008). Des bruyères sont également présentes de façon importante sur le site avec notamment *Erica tetralix*, parfois appelée la Bruyère des marais, de la famille des *Ericaceae* (Figure 2.3b). De la même famille est présente sur le site, mais de façon moins omniprésente, la Callune (*Calluna vulgaris*). L'ensemble de ces espèces tendent à préférer les milieux riches en matières organiques et pauvres en nutriment (Rameau *et al.*, 2008). D'autres espèces sont présentes sur ce site, notamment *Rhynchospora alba* de la famille des *Cyperaceae*, *Juncus bulbosus* de la famille de *Juncaceae*, et des Droséras, une plante insectivore de la famille des *Droseraceae* (Annexe A, Figure 7a) .

Au cours des dernières années, les précipitations sont relativement différentes avec deux années plus sèches que la moyenne avant 2013 et deux années plus humides en 2013 et 2014 (Figure 2.4). On observe également cette dualité vis-à-vis du niveau de la nappe. Avant 2013 les étés sont marqués par des étiages importants avec des baisses du niveau de nappe allant jusqu'à -60 cm en 2012 (Figure 2.5). Après 2013, les étiages



(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

---

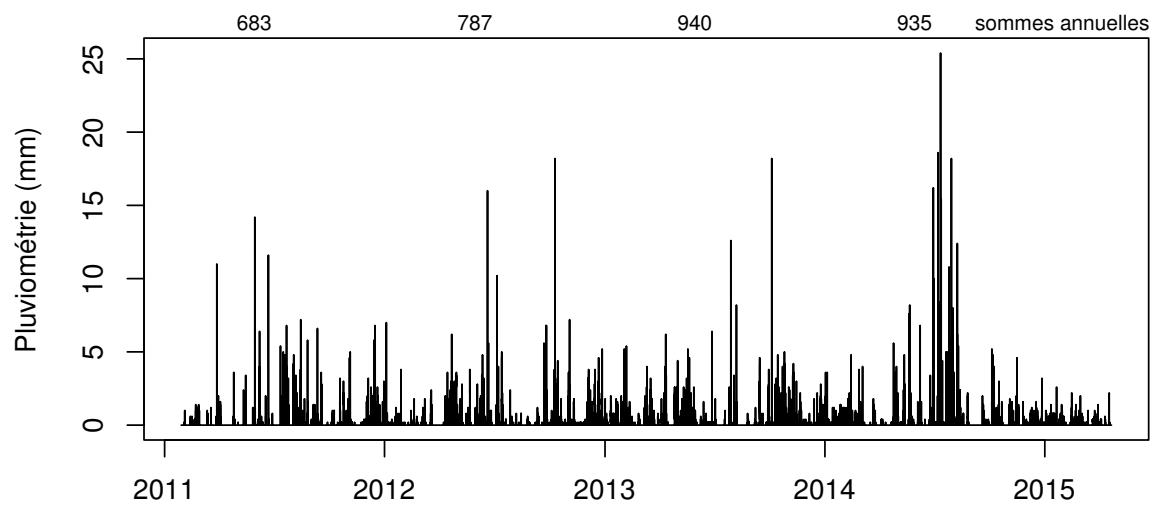


FIGURE 2.4 – Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014

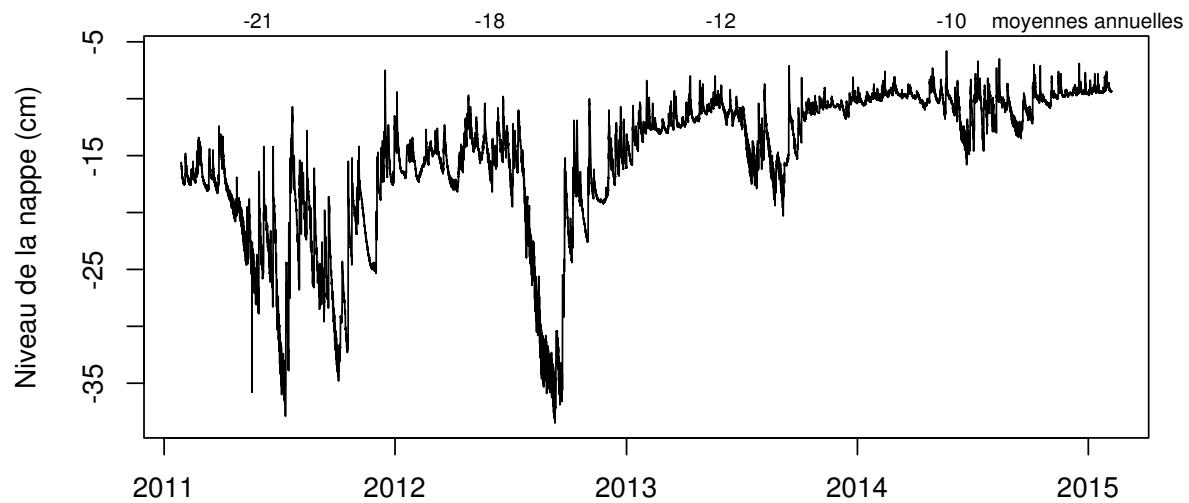


FIGURE 2.5 – Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014

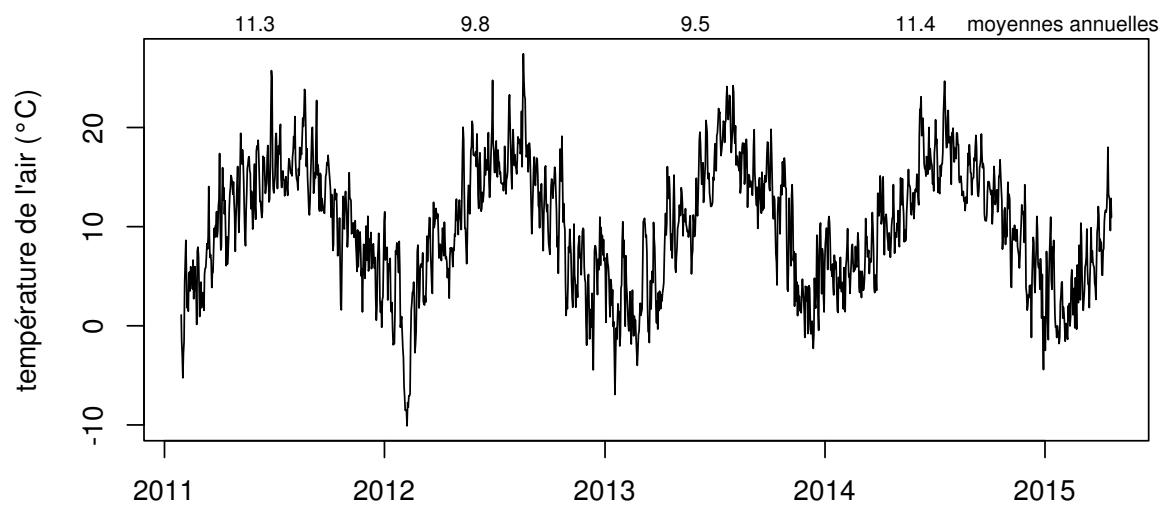


FIGURE 2.6 – Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014

731 sont beaucoup moins importants sur le site (Figure 2.6). Les variations inter-annuelles  
732 de la température moyenne de l'air semblent moins marquées. L'année 2011 est très  
733 proche de 2014 avec une température moyenne supérieure à 11 °C. De la même façon  
734 les années 2012 et 2013 sont très proches avec des températures moyennes inférieures  
735 à 10 °C.

## 736 2.2 Autres sites du service national d'obser- 737 vation

738 Bien que moins étudiés, les autres sites du SNOT, Bernadouze, Frasne et Landemarais  
739 ont également fait l'objet d'un suivi ponctuel en 2013. La tourbière de Bernadouze  
740 est située à 1400 m d'altitude dans les Pyrénées, en Ariège (N 42°48'09", E 1°25'24").  
741 Elle est relativement petite avec 3,75 ha seulement. La tourbière de Frasne est située  
742 à 840 m dans le Doubs (N 46°49'35", E 6°10'20") et s'étend sur une surface de 98 ha.  
743 Enfin la tourbière de Landemarais est située en Ille-et-villaine (N 48°26'30", E 1°10'54")  
744 à 154 m et s'étend sur 23 ha. les températures annuelles moyennes sur ces trois sites  
745 sont respectivement de 6, 7,5 et 11 °C. les précipitations annuelles étant de 1700, 1400  
746 et 870 mm.

747 Au sein du SNOT et à travers les différentes expérimentations et observations réali-  
748 sées sur les sites, de nombreuses mesures ont été effectuées : des mesures de CO<sub>2</sub> et de  
749 CH<sub>4</sub> ainsi que d'un certain nombre de facteurs contrôlant. Les méthodologies utilisées  
750 de façon transverse aux différentes expérimentations sont décrites ci-après, celles plus  
751 spécifiques le seront dans le chapitre qui les concerne.

## <sup>752</sup> 2.3 Mesures de flux de gaz

### <sup>753</sup> 2.3.1 Présentation des méthodologies principales

<sup>754</sup> Différentes techniques existent pour estimer les flux de gaz nécessaires pour le calcul  
<sup>755</sup> des bilans de carbone. Les méthodes les plus utilisées sont les techniques de chambres  
<sup>756</sup> et les techniques micro-météorologiques.

<sup>757</sup> De façon générale les méthodes de chambre consistent à placer une enceinte (ou  
<sup>758</sup> chambre) sur une zone de l'écosystème dont où souhaite mesurer les flux. Ces chambres  
<sup>759</sup> peuvent être ouvertes : la mesure se fait lorsque le gaz à l'intérieur de la chambre est à  
<sup>760</sup> l'équilibre avec celui à l'extérieur, ou fermées : le gaz à l'intérieur de la chambre n'est pas  
<sup>761</sup> à l'équilibre avec celui à l'extérieur. Elles peuvent également être dynamiques, lorsqu'un  
<sup>762</sup> système de pompe permettant notamment de transporter le gaz jusqu'à l'analyseur est  
<sup>763</sup> présent, ou statique si le système est sans flux artificiel. Trois grandes techniques de  
<sup>764</sup> chambre existent. D'abord les chambres **dynamiques ouvertes** qui se basent sur un  
<sup>765</sup> état d'équilibre et mesurent une différence de concentration d'un gaz dont une partie  
<sup>766</sup> passe par la chambre et l'autre non. Cette méthode nécessite un système de pompe et  
<sup>767</sup> donc l'existence d'un flux. Ensuite les chambres **dynamiques fermées** qui mesurent  
<sup>768</sup> l'évolution de la concentration du gaz au sein de la chambre à l'aide d'un système de  
<sup>769</sup> pompe permettant l'envoi du gaz dans un analyseur externe mais en utilisant une boucle  
<sup>770</sup> fermée. Enfin les chambres **statiques fermées** qui mesurent également l'évolution de  
<sup>771</sup> la concentration du gaz au sein de la chambre sans système de pompe. Dans ce cas soit  
<sup>772</sup> l'analyseur est présent dans la chambre, soit des prélèvements sont faits à intervalles  
<sup>773</sup> réguliers puis analysés par la suite en chromatographie gazeuse.

<sup>774</sup> Il faut noter que les dénominations anglaises de ces méthodes doivent faire l'objet  
<sup>775</sup> d'une attention particulière. *Closed chamber* par exemple est parfois utilisé pour se  
<sup>776</sup> référer à l'état ou non d'équilibre, comme défini dans ce document, mais parfois égale-  
<sup>777</sup> ment pour désigner les méthodes de chambre sans système de flux ce qui peut prêter  
<sup>778</sup> à confusion ([Pumpenan et al., 2004](#)). Souvent utilisées, les dénominations *open/closed*

779 et *dynamic/static* sont décrites dans ([Luo et Zhou, 2006d](#)), une autre convention peut  
780 être rencontrée : *flow-through/non-flow-through* et *steady state/non-steady state* ([Li-](#)  
781 [vingston et Hutchinson, 1995](#)).

782 Ces différentes méthodes ont divers avantages et inconvénients : les systèmes sans  
783 circulation d'air sont généralement plus facile à transporter et à utiliser sur le terrain.  
784 L'ensemble des méthodes de chambres fermées ont, par principe, une variation des  
785 concentrations en gaz qui, si elle est très importante, peut perturber le gradient de  
786 diffusion du gaz. Malgré tout ces méthodes sont souvent utilisées car elles ont un  
787 coût modeste, et sont très versatiles ce qui permet leur utilisation dans de nombreuses  
788 situations.

789 D'autres méthodes plus globales existent comme les méthodes micro-météorologiques,  
790 basées sur l'étude des flux turbulents en analysant à haute fréquence la vitesse et la  
791 direction du vent. Ces méthodes sont souvent appelées *Eddy Covariance* ou *Eddy Corre-*  
792 *lation*. Elles sont beaucoup plus onéreuses et lourdes à mettre en place mais permettent  
793 une acquisition haute fréquence des flux de gaz. Ces méthodes sont complémentaires  
794 aux mesures de chambre, car elles se font sur une zone plus grande que celles mesurées à  
795 l'aide de chambres. La variabilité spatiale est donc intégrée dans la mesure, ce qui peut  
796 être un avantage comme un inconvénient. La grande majorité des bilans pluriannuels  
797 sont faits à l'aide cette méthode.

### 798 2.3.2 Les mesures de CO<sub>2</sub>

799 Toutes les mesures de flux de CO<sub>2</sub> présentées par la suite ont été faites avec les  
800 mêmes matériels et le même protocole. Les chambres utilisées sont en Plexiglas® et  
801 ont été conçue (LPC2E) et fabriquées (ISTO) au CNRS. Ce sont des chambres trans-  
802 parentes, cylindriques, de 30 cm de diamètre pour 30 cm de hauteur. Les mesures de  
803 concentration en CO<sub>2</sub> à proprement parler ont été faites à l'aide d'une sonde Vaisala  
804 CARBOCAP® GMP 343. La sonde est directement insérée dans la chambre ainsi  
805 qu'une sonde Vaisala HUMICAP® HMP 75 mesurant l'humidité et la température  
806 dans la chambre (Figures 2.7, photographies).

## 2.3. Mesures de flux de gaz

---

807 Avant toute mesure, des embases sont installées sur le site. Ce sont des cylindres  
808 de PVC d'une hauteur de 15 cm pour 30 cm de diamètre, insérés dans le sol sur 8 à  
809 10 cm de profondeur. La partie basale et enterrée de ces cylindres a été préalablement  
810 percée d'une quarantaine de trous (1 cm de diamètre) afin de minimiser les impacts de  
811 l'embase sur le développement racinaire et permettre les écoulements d'eau.

812 La méthode mise en œuvre est celle de la chambre statique fermée, aucun système  
813 de pompe n'est donc utilisé. Ceci permet d'avoir un système de mesure relativement  
814 léger, facilement transportable et permettant une mise en œuvre sur l'ensemble du  
815 site d'étude. Une mesure se déroule de la façon suivante : la chambre est posée sur  
816 l'embase, l'analyseur de CO<sub>2</sub> et la sonde humidité/température sont insérées à l'inté-  
817 rieur. Un ventilateur de faible puissance est également positionné à l'intérieur de la  
818 chambre au préalable afin d'homogénéiser l'air. 1 à 3 min de stabilisation sont néces-  
819 saires après la pose de la chambre afin d'éviter les effets pouvant y être liés, le plus  
820 souvent la perturbation d'un gradient de concentration. L'enregistrement est ensuite  
821 lancé, les données (concentration en CO<sub>2</sub>, température, humidité) sont acquises toutes  
822 les 5 s pendant 5 min. La mesure se déroule donc sur une période de temps relative-  
823 ment courte afin de minimiser les perturbations possibles et d'éviter de s'éloigner des  
824 conditions naturelles extérieures. Dans ce but les mesures ont parfois été manuellement  
825 raccourcies, 2 à 3 min d'acquisition, si une pente claire se dégageait rapidement. Ceci  
826 notamment lorsque les conditions météorologiques, chaudes et ensoleillées, laissaient  
827 supposer une différence importante vis-à-vis des conditions extérieures. Généralement,  
828 deux acquisitions de CO<sub>2</sub> sont faites à la suite sur une même embase. La première,  
829 avec la chambre transparente nue, permettant l'enregistrement de l'ENE (Figure 2.7-  
830 a). La seconde avec la chambre recouverte d'une chaussette de tissu occultant, isolant la  
831 chambre de la lumière, permettant d'interrompre la photosynthèse et donc d'enregistrer  
832 les respirations (RE) (Figure 2.7-b).

833 De nombreux écueils peuvent rendre une mesure inexploitable. D'abord le placement  
834 de la chambre : cela peut sembler trivial mais positionner la chambre au milieu d'her-  
835 bacées et de bruyères n'est pas toujours évident. Plus anecdotiquement des sphaignes

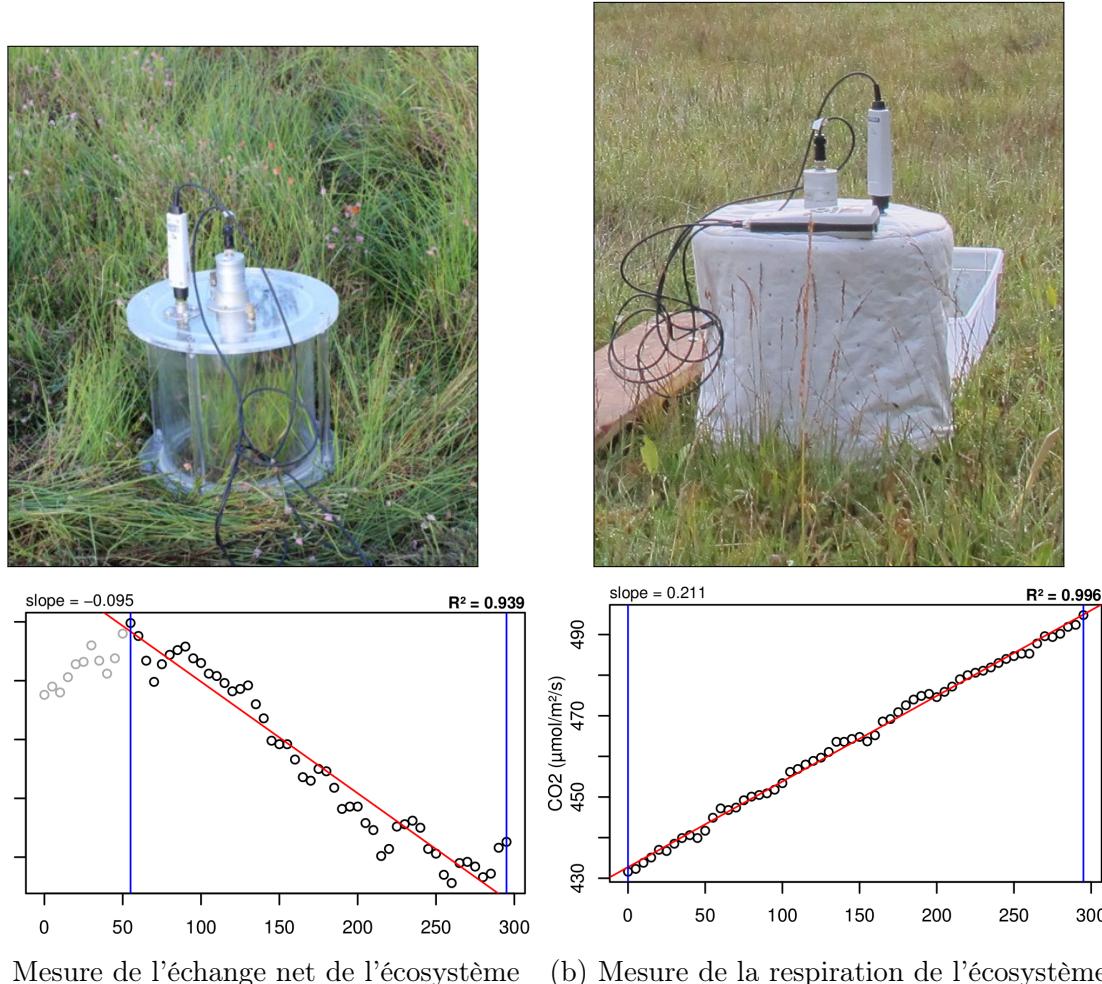


FIGURE 2.7 – Mesures de  $\text{CO}_2$

## 2.3. Mesures de flux de gaz

---



FIGURE 2.8 – SPIRIT

836 gelées, recouvrant les bords de l'embase rendent la pose de la chambre difficile voire  
837 impossible. Enfin selon l'heure de la journée des gradients de concentration peuvent  
838 être présents et augmenter localement les concentrations de CO<sub>2</sub> de façon importante  
839 allant jusqu'à saturer la sonde.

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

### 847 2.3.3 Les mesures de CH<sub>4</sub>

848 Les mesures de CH<sub>4</sub> ont été réalisées avec une chambre aux caractéristiques simi-  
849 laires à celles utilisées pour les mesures de CO<sub>2</sub> à l'exception de l'interface avec l'ana-

850 lyseur. En effet la taille de ce dernier ne permettait pas de l'insérer directement dans  
851 la chambre comme l'analyseur de CO<sub>2</sub>. La méthode de la chambre dynamique fermée a  
852 été utilisée pour réaliser ces mesures, elle diffère donc légèrement de celle utilisée pour  
853 le CO<sub>2</sub> puisqu'elle nécessite la mise en oeuvre d'un système de pompe pour transporter  
854 le gaz jusqu'à l'analyseur. L'instrument utilisé pour analyser la concentration en CH<sub>4</sub>  
855 est le SPIRIT (SPectromètre Infra Rouge In-situ Troposphérique) (Figure 2.8).

856 Le SPIRIT est un spectromètre infra-rouge développé par le LPC2E. La spectro-  
857 métrie infra-rouge se base sur la mesure de l'absorption d'un rayonnement infrarouge  
858 par des molécules. Pour une molécule, cette absorption est variable selon les longueurs  
859 d'ondes permettant de la caractériser, son intensité étant fonction de la concentration  
860 (Loi de Beer-Lambert). Cet instrument profite de l'expertise acquise par le laboratoire  
861 dans le domaine de la métrologie infra-rouge, notamment avec le développement de son  
862 ancêtre le SPIRALE (SPectroscopie Infra Rouge par Absorption de Lasers Embarqués).  
863 Plus petit et plus léger (100 kg), le SPIRIT a été développé en différentes versions, fonc-  
864 tion des usages. Il existe actuellement une version sol et une version avion de l'appa-  
865 reil. Les capacités du SPIRIT sont principalement liées à deux éléments. Premièrement  
866 l'invention d'une cellule à réflexion multiple par le LPC2E (Robert, 2007), permettant  
867 d'adapter facilement la longueur du parcours optique en fonction de la concentration des  
868 gaz à mesurer. Deuxièmement l'utilisation de lasers à cascades quantique (QCL), dont  
869 la puissance permet d'augmenter le nombre de réflexion et la sensibilité des mesures  
870 d'absorption. Les QCL installés émettent séquentiellement dans le moyen infra-rouge  
871 (2,5 à 25 μm), dans une gamme spécifique aux espèces que l'on souhaite mesurer. Ce  
872 choix est dicté par l'absorbance à ces longueurs d'ondes d'un grand nombre d'espèces  
873 d'intérêt et l'intensité importante de leurs raies d'absorption. Après son émission, le  
874 laser est divisé en deux : la première partie traverse une cellule de référence, conte-  
875 nant un gaz de concentration connue. La seconde partie traverse une cellule de mesure,  
876 contenant le gaz à mesurer. Les deux parties du laser débouchent finalement sur les  
877 détecteurs. Le spectre d'absorption est divisé par le spectre de référence, ce qui per-  
878 met de conserver uniquement le signal lié à l'absorption moléculaire. Ce spectre est

## 2.4. Facteurs contrôlants

---

ensuite comparé à un spectre simulé afin de déterminer les concentrations en gaz. Le fonctionnement détaillé du SPIRIT-sol est décrit dans [Guimbaud et al. \(2011\)](#).

### 2.3.4 Le calcul des flux

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 suivante :

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

Avec :

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

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

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

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

T : la température dans la chambre en K

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

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

## 2.4 Facteurs contrôlants

En plus des mesures de flux de gaz, des variables environnementales ont été parallèlement mesurées. La description des techniques et matériels communs aux différentes expérimentations utilisées est développée ci-dessous. Cependant leur mise en œuvre ou caractéristiques spécifiques, comme la fréquence des mesures, sera décrite individuellement au niveau des parties détaillant chacune des expérimentations.

### 2.4.1 acquisitions automatisées

Un certain nombre de variables environnementales ont été acquises automatiquement à l'aide d'une station d'acquisition Campbell®. Cette station a été installée au

901 centre de la tourbière de La Guette en 2008 (Figure 2.2). Jusqu'au 20 février 2014  
902 l'acquisition des variables s'est effectuée à une fréquence horaire. Depuis cette date la  
903 fréquence d'acquisition a été augmentée à une demie heure. Les paramètres enregistrés  
904 sont la pression atmosphérique, l'humidité relative de l'air, la pluviométrie, l'irradia-  
905 tion solaire, la vitesse et la direction du vent. Cette même station a également permis  
906 l'acquisition de la température de l'air et de la tourbe à -5, -10, -20 et -40 cm.  
907 Installées à la même époque, quatre sondes de mesure du niveau de la nappe d'eau  
908 permettent le suivi du niveau de la nappe dans la tourbière.

909 **2.4.2 acquisitions manuelles**

910 Les variables acquises manuellement, spécifiques à chaque expérimentation, seront  
911 détaillées dans leurs chapitres respectifs



912 CHAPITRE 3 \_\_\_\_\_

913      BILAN DE C DE LA TOURBIÈRE DE LA GUETTE

914

915 <b>3.1 Introduction</b> . . . . .	56
916 <b>3.2 Procédure expérimentale et analytique</b> . . . . .	57
917        3.2.1 Design expérimental . . . . .	57
918        3.2.2 Variables élaborées utilisées . . . . .	61
919        3.2.3 Estimation des flux de GES dans le bilan de C . . . . .	62
920        3.2.4 Estimation des flux de carbone organique dissout dans le bilan	
921        de C . . . . .	66
922        3.2.5 Variabilité spatiale des flux et du bilan de carbone . . . . .	67
923        3.2.6 Estimation de l'erreur associée aux flux et aux bilans . . . . .	68
924 <b>3.3 Résultats</b> . . . . .	69
925        3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux de GES . . . . .	69
926        3.3.2 Estimation des flux de GES . . . . .	76
927        3.3.3 Le bilan de carbone à l'échelle de l'écosystème . . . . .	86
928        3.3.4 Variabilité spatiale du bilan de CO <sub>2</sub> . . . . .	91
929 <b>3.4 Discussion</b> . . . . .	97
930        3.4.1 Modèles à l'échelle de l'écosystème . . . . .	98
931        3.4.2 Les flux annuels à l'échelle de la tourbière de La Guette . . . . .	100
932        3.4.3 Estimations du bilan net de l'écosystème à l'échelle de la tour-	
933        bière de La Guette . . . . .	105
934        3.4.4 Variabilité spatiale sur la tourbière de La Guette . . . . .	106
935	
936	
937	

## <sup>938</sup> 3.1 Introduction

<sup>939</sup> Les tourbières jouent un rôle important de stockage du carbone à l'échelle globale  
<sup>940</sup> (cf chapitre 1). En outre, ces écosystèmes ont une diversité importante que ce soit dans  
<sup>941</sup> leur fonctionnement naturel ou les perturbations qu'elles subissent. Cependant il existe  
<sup>942</sup> peu d'estimations de leur bilan de carbone prenant en compte à la fois la contribution  
<sup>943</sup> du CO<sub>2</sub>, du CH<sub>4</sub> et du COD. La majorité des écosystèmes tourbeux pour lesquels un  
<sup>944</sup> bilan de carbone a été estimé se situe sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord  
<sup>945</sup> comme en Suède (Waddington et Roulet, 2000; Peichl *et al.*, 2014), en Finlande (Alm  
<sup>946</sup> *et al.*, 1997), au Canada (Trudeau *et al.*, 2014). Les estimations du bilan de carbone de  
<sup>947</sup> tourbières situées plus au sud, notamment en Europe, sont plus rares (exemple d'une  
<sup>948</sup> tourbière du Jura français, Bortoluzzi *et al.*, 2006). De nombreuses études ont été faites  
<sup>949</sup> sur les tourbières au Canada, mais le climat y est différent, avec des hivers plus froids  
<sup>950</sup> pour des latitudes équivalentes. L'étude de ces écosystèmes présents à la limite sud de  
<sup>951</sup> leur extension est importante. En effet, ils expérimentent des conditions plus extrêmes  
<sup>952</sup> que les autres et qui, sans être identiques, peuvent se rapprocher de celles que subiront  
<sup>953</sup> d'autres écosystèmes tourbeux suite au réchauffement climatique.

<sup>954</sup> Plus spécifiquement le site d'étude, la tourbière de La Guette, est représentative  
<sup>955</sup> d'une grande partie des tourbières vis-à-vis des perturbations qu'elle subie : drainage et  
<sup>956</sup> envahissement par une végétation vasculaire (Les caractéristiques du site sont détaillées  
<sup>957</sup> dans le chapitre 2). On attend que cet envahissement se traduise par une aération du  
<sup>958</sup> milieu plus importante, liée au développement des racines. Cette aération favoriserais  
<sup>959</sup> une RE élevée et un fonctionnement en source de carbone.

<sup>960</sup> Le **premier objectif** de ce chapitre est donc d'**établir le bilan de C** de la  
<sup>961</sup> tourbière de La Guette, afin de mieux comprendre comment fonctionne cet écosystème  
<sup>962</sup> et de mettre en perspective ce fonctionnement par rapport aux tourbières des hautes  
<sup>963</sup> latitudes.

<sup>964</sup> Le **second objectif** est de **caractériser la variabilité spatiale** de ces flux de

GES à travers ce bilan de C. En effet les tourbières sont des écosystèmes avec des conditions environnementales qui peuvent varier dans l'espace. Par exemple le niveau de la nappe d'eau peut, à cause de variation micro-topographique, être plus ou moins élevé, immerger la surface du sol avec des zones d'eau libre ou au contraire être quelques dizaines de centimètres sous la surface du sol. La conséquence de ces variations, est l'existence de micro-environnements différents qui abritent des communautés végétales et microbiennes différentes. Finalement les variations des conditions environnementales contrôlant les flux, entraîne la variation des flux. Estimer ces variations est donc nécessaire afin de préciser dans quelle mesure elles influent sur le bilan de C.

## 3.2 Procédure expérimentale et analytique

Cette partie contient la description de la stratégie d'échantillonnage et le détail des méthodes de mesure, les méthodes de chambre utilisées pour la mesure de flux de GES ont été détaillées dans la partie 2.3. Elle explicite également le calcul de variables élaborées utilisées par la suite, détaille le principe permettant l'estimation du bilan de carbone du site à l'échelle saisonnière et décrit la stratégie d'étude de la variabilité spatiale. Enfin elle précise comment sont calculées les erreurs associées aux flux et bilans.

### 3.2.1 Design expérimental

En juin 2011, 20 placettes ont été installées selon un échantillonnage aléatoire stratifié : La surface de la tourbière active (13 ha) a été divisée selon une grille de 20 mailles et un point, choisi aléatoirement dans chaque maille, localise chaque placette (Figure 3.1). La taille de la maille a été ajustée de manière à avoir vingt 20 carrés sur la surface de la tourbière. Cette méthode permet de conserver un échantillonnage aléatoire tout en ayant une représentativité spatiale homogène du site. Les placettes, délimitées par des piquets, occupent une surface de  $4 \text{ m}^2$  ( $2 \times 2 \text{ m}$ ). Usuellement, les placettes sont séparées

### 3.2. Procédure expérimentale et analytique

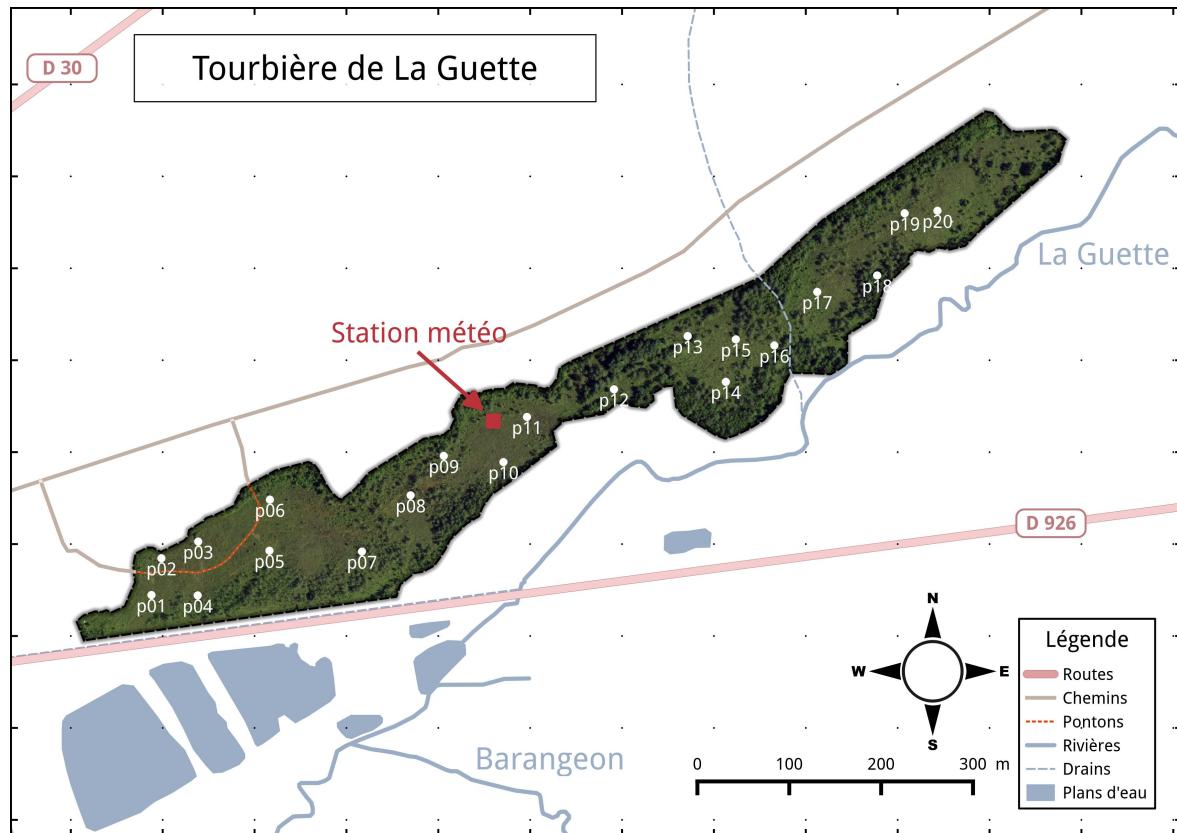


FIGURE 3.1 – Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.

en groupes micro-topographiques (Figure 1.3), 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 différent traitements, réhabilité/non ré-habilite, exploité/non exploité, manipulé/non manipulé (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Strack et Zuback, 2013). Cette méthodologie présente l'avantage de permettre une distinction fine des capacités sources/puits entre ces traitements. Cependant elle implique généralement un placement des embases proches les unes des autres au sein d'un même traitement, limitant la représentativité spatiale des mesures. Le placement des 20 embases sur l'ensemble de site, sa taille l'autorisant, permet de gagner en représentativité spatiale. Sur ces placettes ont été réalisées des mesures de **flux de gaz** et de **facteurs contrôlant**.

1001 **Mesures des flux de gaz**

1002 Les mesures des flux de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub> ont été effectuées en utilisant les méthodes  
1003 de chambre décrites dans la partie 2.3. À l'intérieur de chaque placette ont été installé  
1004 de façon permanente un piézomètre et une embase permettant la mesure des flux de  
1005 gaz (Les embases sont décrites dans le chapitre 2, partie 2.3.2).

1006 Initialement, les flux de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> et N<sub>2</sub>O devaient être mesurés et étudiés (Ta-  
1007 bleau 3.1). Cependant, suite à des tests préliminaires effectués sur la tourbière montrant  
1008 des émissions très faibles de N<sub>2</sub>O, ce gaz n'a pas été étudié. Les mesures de CO<sub>2</sub> ont  
1009 été effectuées de mars 2013 à février 2015, avec une fréquence quasiment mensuelle  
1010 (20 campagnes, pour 24 mois de mesures, sur les 20 placettes). Chaque campagne de  
1011 mesure s'étend sur deux journées et nécessite la présence de deux personnes afin de  
1012 pouvoir mesurer l'ensemble des 20 placettes. Les mesures de CH<sub>4</sub> ont été effectuées  
1013 avec une fréquence et sur un nombre d'embases inférieur (12 campagnes, 5 embases).  
1014 Ceci a été déterminé par la difficulté de déploiement *in-situ* de l'instrument SPIRIT : il  
1015 est lourd, difficilement transportable dans un milieu tourbeux et nécessite entre chaque  
1016 déplacement un temps de mise en marche/arrêt important (plus de 30 min). Les me-  
1017 sures se sont donc limitées aux placettes accessibles depuis le ponton (placette n°1 à 6,  
1018 figure 3.1).

1019 **Mesures du COD**

1020 Des échantillons d'eau prélevés à l'exutoire de la tourbière ont été prélevés, et leur  
1021 concentration en COD a été mesurée moins de 24 heures après le prélèvement. Les  
1022 analyses de COD ont été faite, après filtration à 0,45 µm en utilisant la technique dite  
1023 NPOC (*Non Purgeable Organic Carbon*) dans laquelle le carbone inorganique présent  
1024 dans l'échantillon est transformé en CO<sub>2</sub> par l'ajout d'un acide puis évacué (purgé)  
1025 avant que l'échantillon ne soit injecté dans un four et analysé par un détecteur Infra-  
1026 rouge.

### 3.2. Procédure expérimentale et analytique

---

Tableau 3.1 – Liste des variables acquises. Les données acquises manuellement sont réalisées sur les 20 placettes, tandis que les données acquises automatiquement sont réalisées par la station météorologique (1 seul point).

variable	type d'acquisition	fréquence
Flux		
CO <sub>2</sub>	manuelle	mensuelle
CH <sub>4</sub>	manuelle	mensuelle
Physique		
rayonnement photosynthétique actif	manuelle	mensuelle
température air	manuelle	mensuelle
température sol	manuelle	mensuelle
température air	automatique	horaire
température sol	automatique	horaire
Hydrologie		
niveau de nappe	manuelle	mensuelle
niveau de nappe	automatique	horaire
conductivité	manuelle	mensuelle
pH	manuelle	mensuelle
COD	manuelle	mensuelle
teneur en eau	manuelle	mensuelle
Végétation		
pourcentage de recouvrement végétal	manuelle	mensuelle
Météorologie		
pluviométrie	automatique	horaire
pression atmosphérique	automatique	horaire
humidité de l'air	automatique	horaire
rayonnement solaire	automatique	horaire
vent (vitesse et direction)	automatique	horaire

#### **1027 Mesures des facteurs contrôlant**

1028 Les facteurs contrôlant mesurés manuellement sont la pression atmosphérique, le  
 1029 rayonnement photosynthétique actif (*photosynthetically active radiation*, PAR), les tem-  
 1030 pératures du sol à différentes profondeurs, la végétation (pourcentage de recouvrement),  
 1031 le niveau de la nappe d'eau (Tableau 3.1). La pression atmosphérique est mesurée au dé-  
 1032 but et à la fin des mesures de flux. Le PAR est mesuré au début et à la fin des mesures  
 1033 de l'ENE. Le recouvrement de végétation est estimé visuellement. Des prélèvements  
 1034 d'eau ont été effectués chaque mois pour mesurer le pH et la conductivité (mesures  
 1035 effectuées sur le terrain après les mesures de flux). Les échantillons d'eau prélevés dans

les 20 placettes ont été congelés pour la mesure ultérieure de la concentration en carbone organique dissout (COD). Dans les tourbières la quantité de carbone inorganique est généralement considéré comme négligeable (Worrall *et al.*, 2009).

L'ensemble de ces mesures nécessitant d'accéder aux placettes régulièrement, des planches de bois ont été utilisées comme pontons mobiles pour limiter les perturbations. La dispersion des placettes sur l'ensemble du site a rendu impossible une installation plus permanente.

Les mesures automatiquement acquises via la station météo installée sur le site depuis 2010 sont la température de l'air, la température de la tourbe à -5, -10, -20 et -40 cm de profondeur, la vitesse et la direction du vent, l'humidité relative de l'air, le rayonnement solaire, et la pression atmosphérique (Tableau 3.1).

### 3.2.2 Variables élaborées utilisées

Les mesures de recouvrement de la végétation ont été sommées par strate végétale. On utilisera donc RSM, RSH, RSA pour distinguer les recouvrements respectif de la strate muscinale (*Sphagnum spp.*), herbacée (*Molinia caerulea* et *Eriophorum angustifolium*) et arbustive (*Erica tetralix* et *Calluna vulgaris*). Un indice de végétation, représentant la quantité de végétation présente dans une embase est également calculé de la façon suivante :

$$IV = \frac{RSM + RSA + RSH}{\sum Rmax} \quad (3.1)$$

Avec :

- $\sum R_{max}$  La somme des pourcentage de recouvrements maximum par strates.
- RSM le pourcentage de recouvrement de la strate muscinale mesuré
- RSH le pourcentage de recouvrement de la strate herbacée mesuré
- RSA le pourcentage de recouvrement de la strate arbustive mesuré

Le niveau de nappe est composé de deux mesures, l'une du haut du piézomètre jusqu'au niveau de la nappe et l'autre du haut du piézomètre jusqu'à la surface du sol.

### 3.2. Procédure expérimentale et analytique

---

1061 Par la suite, et en l'absence de précisions, le niveau de nappe se réfère à la différence  
1062 entre ces deux mesures et donc à la distance entre la surface du sol et le niveau de la  
1063 nappe (Négative sous la surface du sol et inversement). En cas de présence de Sphaignes,  
1064 le haut des capitulums est pris comme référence ( $z=0$ )

#### 1065 3.2.3 Estimation des flux de GES dans le bilan de C

1066 L'estimation des flux de GES pour calculer un bilan de carbone se fait en trois  
1067 étapes. La première consiste à établir des relations empiriques entre les flux et un ou  
1068 plusieurs facteurs contrôlant. C'est la phase de **calibration**. La seconde, l'**évaluation**,  
1069 teste la pertinence de ces relations sur un jeu de données indépendantes. La troisième,  
1070 l'**interpolation**, utilise ces relations empiriques et les données acquises à plus haute  
1071 fréquence, pour intégrer dans le temps les mesures ponctuelles sur l'ensemble des deux  
1072 années de mesure. La chronique ainsi reconstituée permet ensuite d'estimer les quantités  
1073 de carbone annuelles déplacées via des différents flux et d'en calculer leur bilan.

#### 1074 Calibration

1075 Pour estimer le bilan de carbone du site il est donc nécessaire d'établir des mo-  
1076 dèles reliant des flux mesurés ponctuellement avec des variables explicatives mesurées  
1077 à haute fréquence (par exemple entre la respiration de l'écosystème et la température  
1078 de l'air). Pour établir ces modèles empiriques les données acquises ont été moyennées  
1079 par campagne de mesure ; ceci permettant, dans un premier temps, de s'affranchir de la  
1080 variabilité spatiale des flux et ne considérer que la variabilité temporelle. Les relations  
1081 entre flux et facteurs contrôlant ont ensuite été étudiées deux à deux, notamment en  
1082 réalisant une analyse en composante principale (ACP). Cette analyse permet de déter-  
1083 miner quels sont les relations entre les variables et plus particulièrement quelles sont  
1084 celles qui détermine le plus les flux de GES. Le nombre de données acquises pour le  
1085 CO<sub>2</sub> et le CH<sub>4</sub> étant différent, une ACP a été réalisée pour chacun de ses gaz (An-  
1086 nexe D). Une fois le facteur de contrôle prépondérant d'un gaz établi, grâce à l'ACP et  
1087 à la littérature, une relation empirique est établie entre les deux. Elles sont évaluées à

1088 l'aide du coefficient de détermination ( $R^2$ ) et de la racine carré de l'erreur quadratique  
 1089 normalisée par la moyenne (*Normalised Root Mean Square Error*, NRMSE). Le  $R^2$  est  
 1090 utilisé comme indicateur de la proportion de la variabilité des données expliquée par  
 1091 le modèle, sa valeur est comprise entre 0 et 1 (pour les équations linéaires) :

$$R^2 = 1 - \frac{\sum(y - \hat{y})^2}{\sum(y - \bar{y})^2}$$

1092 Avec :

1093 —  $y$  : données mesurées

1094 —  $\hat{y}$  : données modélisées

1095 —  $\bar{y}$  : la moyenne des données mesurées

1096 La RMSE et sa normalisation par la moyenne NRMSE sont utilisés comme indica-  
 1097 teur de l'écart entre les données mesurées et les données modélisées :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(y - \hat{y})^2}{N}}$$

$$NRMSE = 100 \times \frac{RMSE}{\bar{y}}$$

1098 Avec les notations précédentes et :

1099 —  $N$  : le nombre d'observations

1100 Les résidus<sup>1</sup> sont également étudiés dans le but d'éviter un biais ou une hétéroscédas-  
 1101 ticité<sup>2</sup> dans les données (Figure 3.2).

1102 Puis les résidus de ces modèles de base ont été étudiés en fonction des facteurs de  
 1103 contrôle restant. Dans le cas où une tendance est visible avec l'un d'entre eux, le facteur  
 1104 est ajouté (Bortoluzzi *et al.*, 2006). En plus des indicateurs précédent, la pertinence  
 1105 de l'ajout d'un paramètre est évalué à l'aide du critère d'information d'Akaike (*Akaike*  
 1106 *Information Criterion*, AIC) (Akaike, 1974; Burnham et Anderson, 2002) :

---

1. Les résidus sont défini comme la différence entre les valeurs mesurées et celles calculées par un modèle.

2. On parle d'homoscédasticité lorsque la variance de l'erreur d'une variable est constante, et l'hétéroscédasticité lorsque qu'elle ne l'est pas

### 3.2. Procédure expérimentale et analytique

---

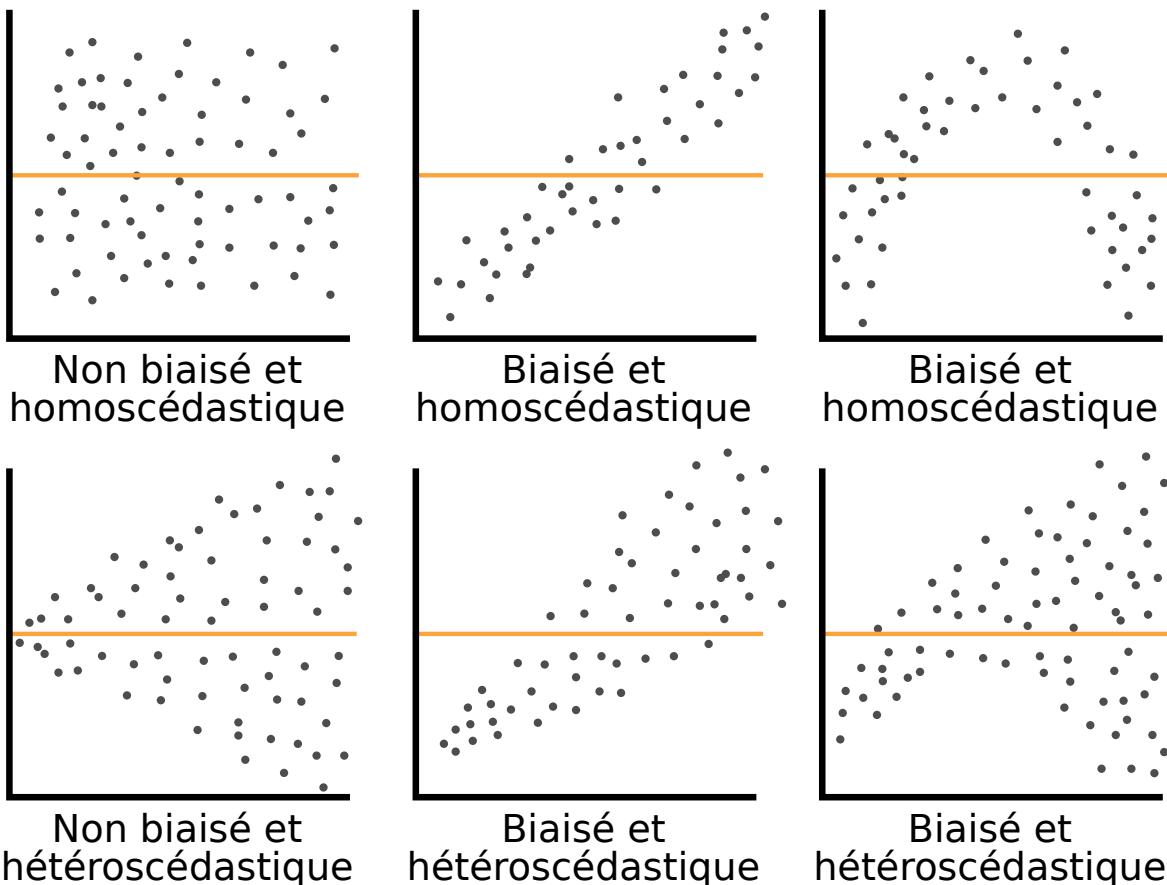


FIGURE 3.2 – Cas idéaux de distribution des résidus. Modifié d'après source inconnue, repris de : <https://danieljhocking.wordpress.com/2011/07/18/model-validation-interpreting-residual-plots/>

$$AIC = -2 \times \log(L) + 2 \times k$$

1107      Avec :

1108      —  $L$  : le maximum de la fonction de vraisemblance

1109      —  $k$  : le nombre de paramètres à estimer

1110      —  $\bar{y}$  : la moyenne des données mesurées

1111      L'AIC est un indicateur qui permet de déterminer si l'ajout d'un paramètre dans  
 1112      un modèle est pertinent (autrement dit, si l'ajout d'un paramètre vaut l'information  
 1113      qu'il apporte), afin d'éviter de le sur-ajuster. Pour cela on considère la valeur la plus  
 1114      faible de l'AIC comme le meilleur indicateur.

1115      La température a été choisie comme base de départ à la construction des modèles  
 1116      de RE et PPB, car (i) c'est le facteur de contrôle le plus souvent invoqué dans la

1117 littérature et (ii) les corrélations avec les flux étaient les plus forte (cf ACP, annexe D).

1118 **Remarque :** La RE, et l'ENE sont des flux mesurés directement sur le terrain à l'inverse de la PPB. Cette dernière est déduite des deux flux précédents en utilisant l'équation  $PPB = ENE - RE$ . Elle sera néanmoins appelée PPB mesurée, par opposition aux flux modélisés. Afin d'établir le bilan de carbone tout en gardant une discrimination entre les flux entrants et sortants de l'écosystème la RE et la PPB ont été estimés séparément.

1119 Concernant la respiration de l'écosystème, les températures utilisées dans la litté-  
 1120 rature sont variables. La température la plus utilisée est la température du sol à  $-5\text{ cm}$   
 1121 ([Ballantyne et al., 2014](#)). D'autres auteurs utilisent aussi la température de l'air et la  
 1122 température du sol à  $-10\text{ cm}$  ([Bortoluzzi et al., 2006](#); [Kim et Verma, 1992](#)). L'utili-  
 1123 sation de ces profondeurs sont justifiées par le fait que dans la tourbe, la respiration  
 1124 du sol est la plus importante au dessus du niveau de l'eau et donc en surface ([Luo et](#)  
 1125 [Zhou, 2006b](#)). C'est également en surface que se situent la majorité des racines ([Rydin](#)  
 1126 [et Jeglum, 2013a](#)). La respiration des racines contribue à la respiration de l'écosystème  
 1127 pour 35 à 60 % ([Silvola et al., 1996](#); [Crow et Wieder, 2005](#)).

1128 Il ne semble pas émerger de consensus dans la littérature quant aux facteurs contrô-  
 1129 lant les émissions de  $\text{CH}_4$ . Différents facteurs sont utilisés comme la température, ([Alm](#)  
 1130 [et al., 1999](#); [Bubier et al., 1995](#)), le niveau de la nappe ([Bubier et al., 1993](#)) ou encore la  
 1131 végétation ([Bortoluzzi et al., 2006](#)). Ces facteurs peuvent être utilisés seuls ou conjoin-  
 1132 tement.

### 1133 Évaluation/validation

1134 Après la phase de calibration, les facteurs de contrôle utilisés dans les modèles  
 1135 ont été évalués à l'aide de données indépendantes acquises en 2014, dans le cadre  
 1136 d'un suivi expérimental mis en place sur la tourbière de La Guette pour le projet  
 1137 CARBIODIV (cf annexe E). Les méthodes de mesures des flux de  $\text{CO}_2$  et de  $\text{CH}_4$   
 1138 sont strictement identiques (ainsi que les opérateurs) à celles utilisées pour établir  
 1139 le bilan de carbone. En revanche le positionnement des placettes est beaucoup plus  
 1140 classique : proches les unes des autres, et avec différents traitements. Afin de pouvoir  
 1141 les comparer, seule les placettes de contrôles, (n'ayant donc subie aucune manipulation)

### 3.2. Procédure expérimentale et analytique

---

de cette expérimentation seront utilisées soit 4 placettes dans une station en amont et 4 en aval de la tourbière de La Guette (plus de détails dans l'annexe E). Le terme d'évaluation est ici préféré à celui de validation car le nouveau jeu de données utilisé, bien qu'indépendant de celui utilisé pour la calibration, n'a pas été acquis de manière strictement identique, notamment au niveau de la représentativité spatiale (répartition des embases sur le site).

#### 1148     **Interpolation**

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

Le détails des équations utilisées et de la qualité des différents modèles est présenté dans la partie résultat.

#### 1160     **3.2.4 Estimation des flux de carbone organique dissout dans le 1161       bilan de C**

En plus des flux gazeux, les flux de COD sont pris en compte dans le bilan de carbone. Le flux de COD entrant dans la tourbière est estimé à partir des précipitations et de leur concentration en COD. La concentration en COD des eaux de pluie est généralement comprise entre 0,5 et 2,5  $\text{mg l}^{-1}$ ((Sigg *et al.*, 2014)). Le flux de COD sortant est calculé à partir des résultats du modèle de Binet *et al.* (2013) permettant d'estimer une quantité d'eau sortant à l'exutoire du bassin versant de l'écosystème et des concentrations en COD mesurées pendant les deux années de mesure.

$$F_{COD} = \overbrace{(P \times [COD]_P)}^{Centrant} - \overbrace{(D \times [COD]_E)}^{Csortant} \quad (3.2)$$

1169       Avec :

- 1170     —  $F_{COD}$  : le flux de COD
- 1171     —  $P$  : Les précipitations en  $\text{lm}^{-2}$
- 1172     —  $[COD]_P$  : La concentration en COD des précipitations (fixé à  $1 \text{ mg l}^{-1}$ )
- 1173     —  $D$  : La décharge en eau du système à l'exutoire (quantité d'eau qui sort du bassin versant en l)
- 1175     —  $[COD]_E$  : La concentration en COD de l'eau à l'exutoire

### 1176   3.2.5 Variabilité spatiale des flux et du bilan de carbone

1177       La variabilité spatiale des flux a été caractérisée en utilisant deux approches. La  
 1178       première consiste à calibrer par placette les modèles sélectionnés lors de la modéli-  
 1179       sation à l'échelle de l'écosystème. Cette opération permet ainsi calculer des flux par  
 1180       placette. L'inconvénient de cette méthode est le faible nombre de points utilisé pour  
 1181       chaque calibration, ce qui peut conduire à une erreur importante sur l'estimation des  
 1182       paramètres voire à la non convergence des modèles. La seconde approche permet de  
 1183       palier en partie à ce problème en calibrant les modèles à partir de groupes de placettes.  
 1184       Ces ensembles ont été fait en regroupant les placettes ayant la composition végétale la  
 1185       plus proche. Ce choix se justifie par le fait que la végétation joue un rôle important sur  
 1186       les flux de carbone (photosynthèse, transport) La température, plus facile à mesurer,  
 1187       et le niveau de la nappe, qui n'a que peu varié, semblaient des choix moins pertinent.  
 1188       Le partitionnement a été faite par classification hiérarchique ascendante. C'est une mé-  
 1189       thode déterministe qui consiste, à partir de l'ensemble des individus (ici nos différentes  
 1190       placettes de mesure), de les regrouper en classes de plus en plus grande. Les points  
 1191       sont regroupés par similarité, les deux points les plus proches sont fusionnés, puis les  
 1192       deux suivants et ce jusqu'à ce qu'il ne reste qu'une seule classe. Cette classification est  
 1193       généralement représentée par un dendrogramme, elle a été appliquée sur les recouvre-

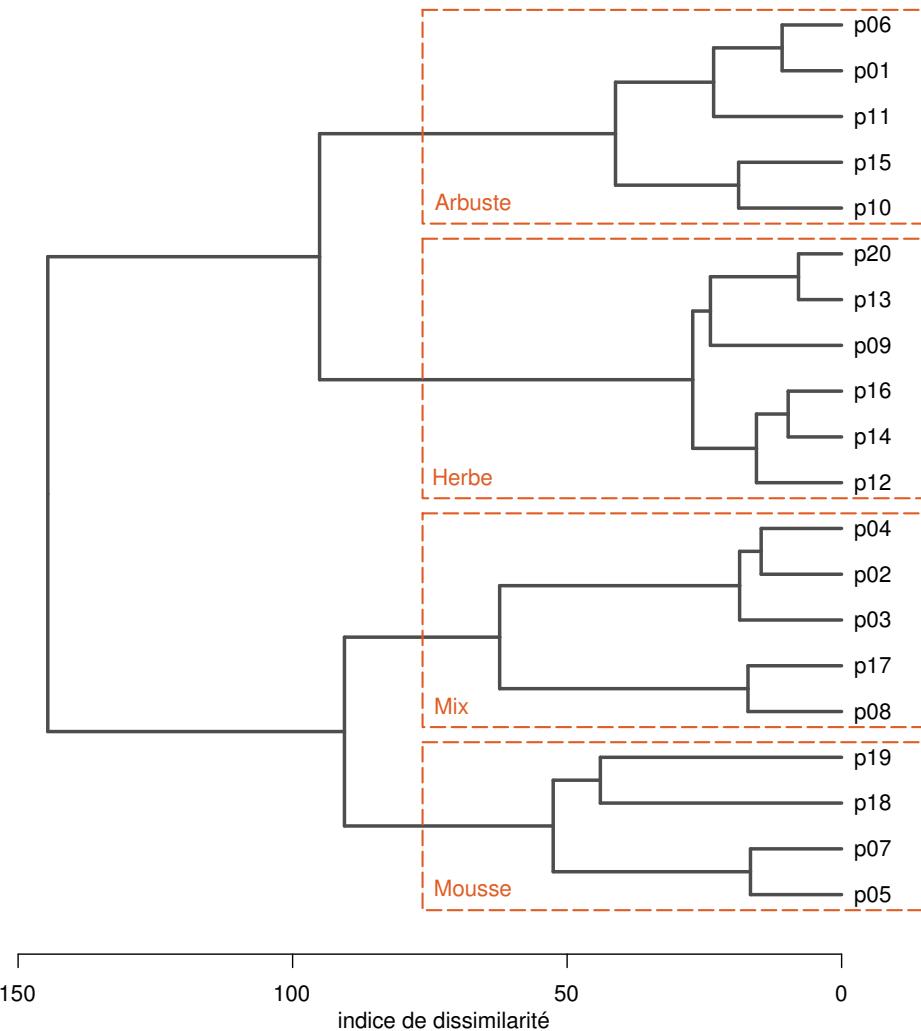


FIGURE 3.3 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

<sup>1194</sup> ments végétaux mesurés et permet de distinguer quatre groupes (Figure 3.3). Le nom  
<sup>1195</sup> de ces groupes (Arbuste, Herbe, Mix et Mousse) reflète la végétation majoritaire.

### <sup>1196</sup> 3.2.6 Estimation de l'erreur associée aux flux et aux bilans

<sup>1197</sup> Pour chaque flux, l'erreur sur le bilan annuel est calculé en multipliant ce flux par  
<sup>1198</sup> l'erreur quadratique normalisée, calculée lors de la calibration. Pour les bilans, l'erreur  
<sup>1199</sup> associée est calculée comme la somme des erreurs associées aux flux composant le bilan.  
<sup>1200</sup> Chacune de ces erreurs est pondérée en fonction de leur importance relative par rapport  
<sup>1201</sup> à la somme des flux en valeur absolue (Waddington et Roulet, 2000).

$$E_{(bilan)} = (\chi_{PPB} \times NRMSE_{PPB}) + (\chi_{RE} \times NRMSE_{RE}) + (\chi_{F_{\text{CH}_4}} \times NRMSE_{F_{\text{CH}_4}}) \quad (3.3)$$

1202       Avec :

- 1203     —  $E_{(bilan)}$  l'erreur associée au bilan
- 1204     —  $\chi_{flux}$  la fraction du flux par rapport à la somme en valeurs absolue de tous les
- 1205       flux compris dans le bilan
- 1206     —  $NRMSE_{flux}$  la racine carré de l'erreur quadratique normalisée à la moyenne
- 1207       associée au flux

1208       Ces erreurs ne sont qu'une part de l'erreur totale qui devrait être associée à ces flux.

1209       Elle ne considère pas les erreurs aléatoires et systématiques liées aux mesures, qui sont

1210       supposées négligeable par rapport à l'erreur provenant de l'estimation des paramètres

1211       des équations et de la variabilité spatiale des flux.

### 1212   3.3   Résultats

#### 1213   3.3.1   Cinétique des facteurs contrôlant et des flux de GES

##### 1214   Facteurs contrôlant

1215       L'évolution du niveau de la nappe d'eau mesuré manuellement dans les 20 placettes

1216       est marquée par un étiage d'une vingtaine de centimètres en moyenne en 2013 et

1217       l'absence d'un étiage net en 2014 (Figure 3.4). Le niveau de la nappe moyen ne descend

1218       pas en dessous de  $-10$  cm avec  $-9,2 \pm 7,6$  et  $-7,1 \pm 4,8$  cm respectivement pour 2013 et

1219       2014. Ces observations sont cohérentes avec les mesures acquises automatiquement et

1220       à plus haute fréquence (Figure 2.5), et confirment l'étiage particulièrement important

1221       de ces deux années par rapport aux précédentes.

1222       L'évolution saisonnière de la végétation sur la tourbière de La Guette est visible

### 3.3. Résultats

---

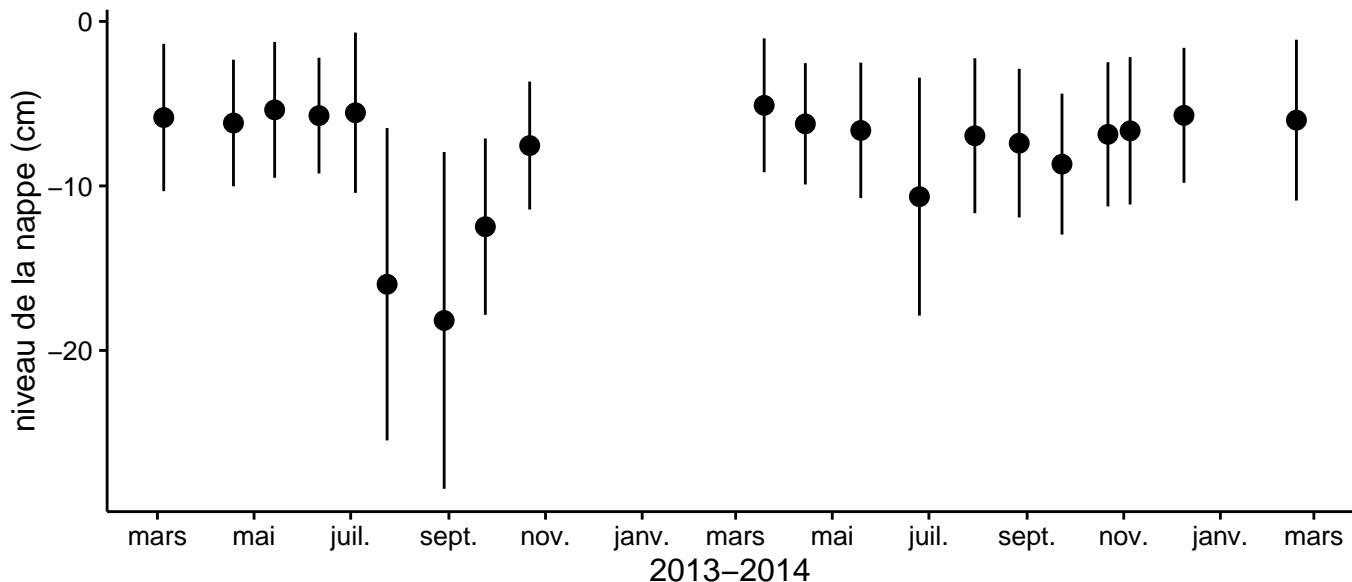


FIGURE 3.4 – Variabilité temporelle du niveau moyen de la nappe mesuré dans les 20 placettes entre mars 2013 et février 2015. Les valeurs correspondent à la distance entre le niveau de nappe et la surface du sol (en cm).

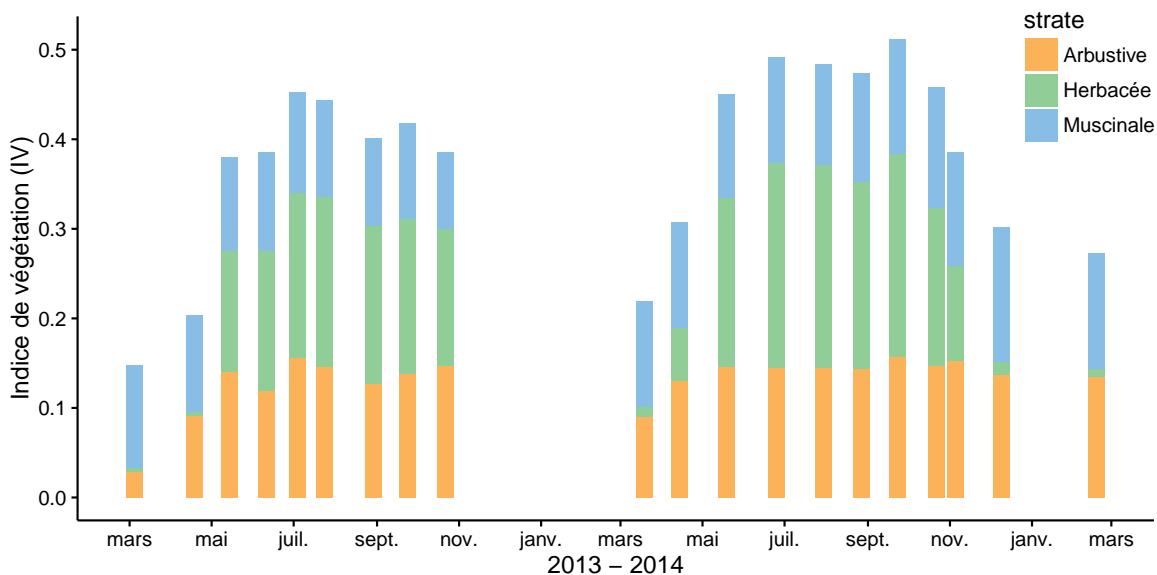


FIGURE 3.5 – Variabilité de la valeur et de la composition (proportion des différentes strates végétales) de l'indice de végétation (IV) au cours du temps entre mars 2013 et février 2015. Évolution de la végétation à travers l'indice de végétation et des strates qui le compose

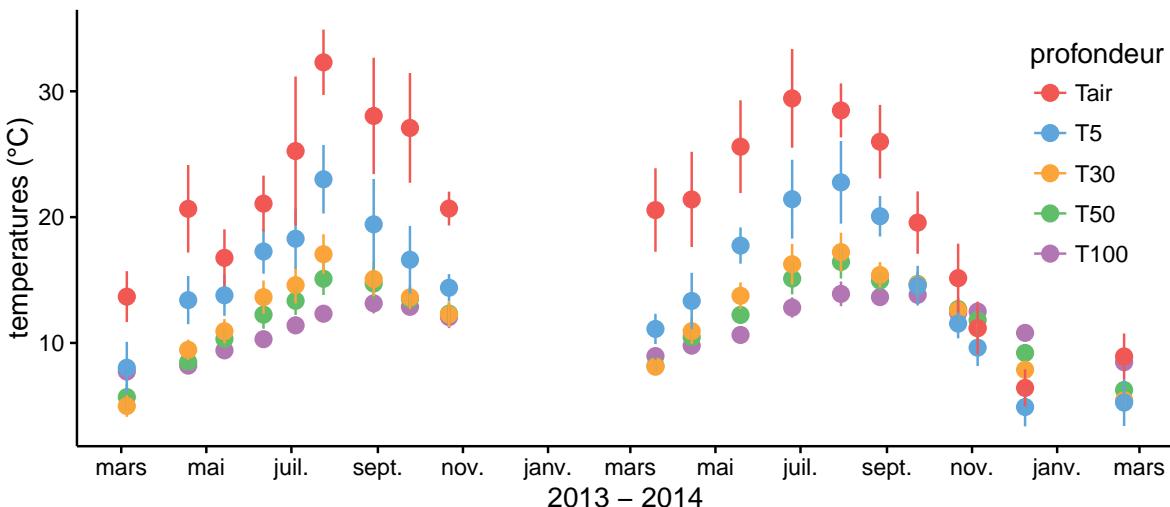


FIGURE 3.6 – Variabilité temporelle des moyennes des températures de l'air (Tair) et du sol à -5, -30, -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) mesurée dans les 20 placettes entre mars 2013 et février 2015

(Figure 3.5). Cette variabilité est majoritairement contrôlée par la strate herbacée qui meurt à la fin de la saison de végétation tandis que les arbustes et les mousses sont pérennes. La saison de végétation, pour les herbacées, a commencé un peu plus tôt en 2014 (Figure 3.5) avec une végétation qui commence à croître en avril tandis qu'il faut attendre la campagne de mai en 2013. L'indice de végétation est également légèrement plus important en 2014.

La température de l'air mesurée manuellement dans les 20 placettes montre une variabilité saisonnière comprise entre 6 et 32 °C cohérente avec celle mesurée par la station météorologique. La variabilité saisonnière de la température est également visible quand elle est mesurée dans le sol avec un amortissement et une diminution de la variabilité spatiale avec la profondeur : les températures varient de 5 à 17 °C et de 8 à 14 °C à -30 et -100 cm respectivement (Figure 3.6).

La conductivité moyenne mesurée dans l'eau des piézomètres des 20 placettes sur le site varie entre 35 et 55  $\mu\text{S m}^{-2}\text{s}^{-1}$  (Figure 3.7-A). En moyenne les valeurs de pH mesurées dans les placettes sont comprises entre 4 et 5 (Figure 3.7-B). Ces valeurs sont cohérentes avec la classification en *poor-fen* du site. Les concentrations en carbone organique dissout des eaux prélevées dans les piézomètres sont comprises en moyenne entre 10 et 30  $\text{mg L}^{-1}$  à l'exception d'un point en octobre 2013 (Figure 3.7-C).

### 3.3. Résultats

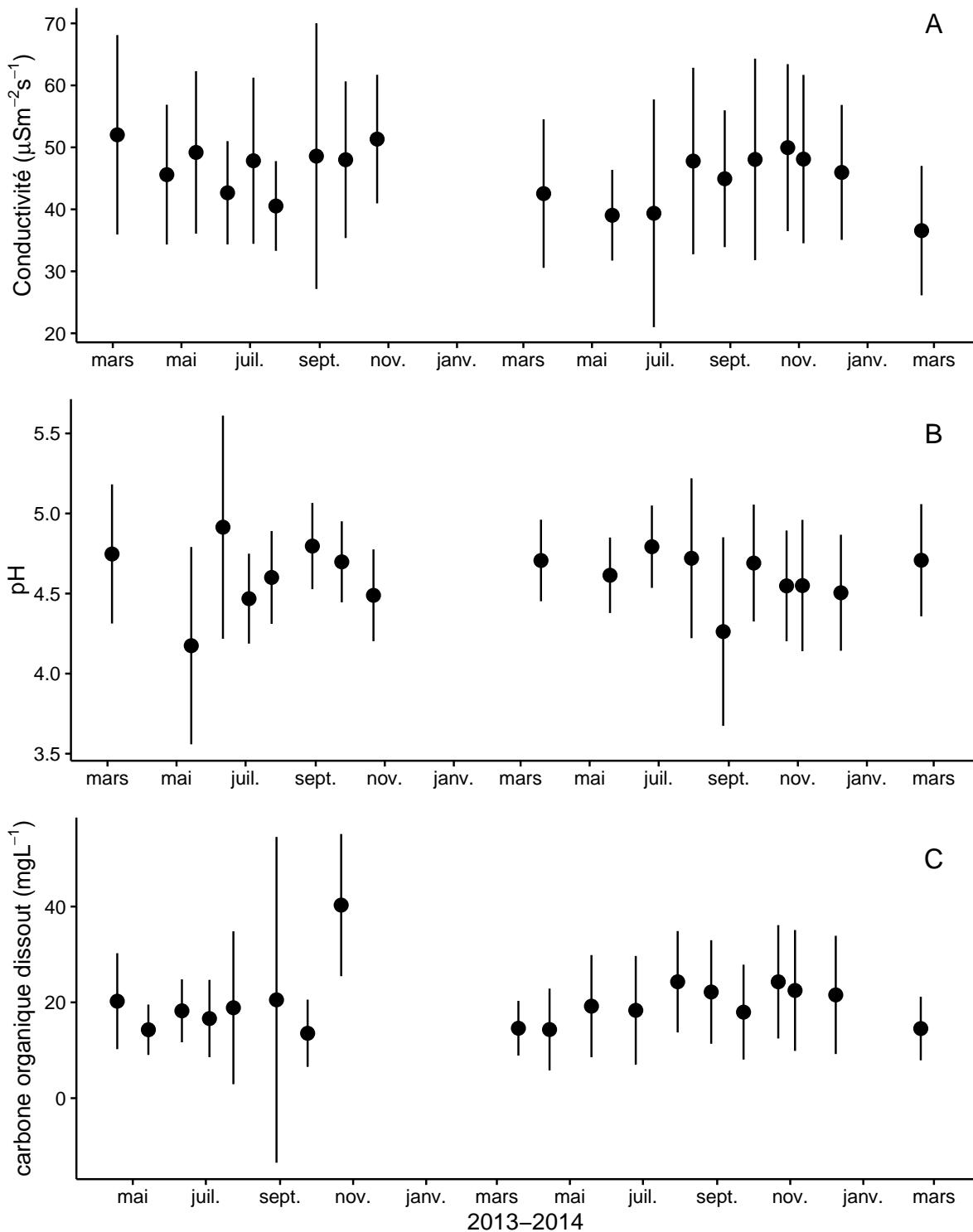


FIGURE 3.7 – Variabilité temporelle des moyennes de la conductivité (A), du pH (B) et du carbone organique dissout (C) mesurés dans l'eau des piézomètres entre mars 2013 et février 2015.

**1241 Flux de carbone**

1242 Comme pour les facteurs contrôlant des mesures de CO<sub>2</sub> ont été effectuées de mars  
1243 2013 à février 2015. De novembre 2013 à février 2014 les mesures ont été interrompue  
1244 suite à des problèmes techniques. Cependant les deux saisons de végétation, ont pu  
1245 être mesurées dans leur ensemble, permettant d'avoir un jeu de données représentatif  
1246 sur le fonctionnement de l'écosystème.

1247 En 2013, les valeurs de la **PPB** (flux de CO<sub>2</sub> entrant dans l'écosystème) augmentent  
1248 au printemps et une partie de l'été avec un maximum de  $12,80 \pm 4,91 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  at-  
1249 teint fin juillet, avant de diminuer à partir d'août (Figure 3.8–A). En 2014 la PPB  
1250 maximale est atteinte fin juin ( $13,16 \pm 4,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), soit environ un mois plus  
1251 tôt que l'année précédente. Pendant la deuxième partie de l'été et l'automne les va-  
1252 leurs décroissent jusqu'à être proches de 0. En moyenne les valeurs de la PPB sont de  
1253  $7,12 \pm 5,19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en 2013 et de  $6,56 \pm 4,72 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en 2014.

1254 La **RE** (flux de CO<sub>2</sub> sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-  
1255 temps et une partie de l'été (Figure 3.8–B). Elle atteint  $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , son  
1256 maximum, en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son  
1257 maximum plus tôt, en juin avec une valeur moyenne de  $7,83 \pm 2,55 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  avant  
1258 de décroître en automne et en hiver où elle approche de valeurs nulles. Les valeurs  
1259 moyennes de RE sont de  $4,27 \pm 3,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en 2013, ce qui est légèrement supé-  
1260 rieure à celle de 2014 :  $3,63 \pm 2,56 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

1261 En 2013 les valeurs de l'**ENE** (bilan des flux de CO<sub>2</sub> entrant et sortant, les valeurs  
1262 négative correspondent à une source de carbone et les valeurs positives à un puits)  
1263 montrent un maximum en juin, atteignant  $5,19 \pm 4,51 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  puis elles diminuent  
1264 jusqu'à la fin de l'année. Cependant, cette baisse est moins uniforme que celle des  
1265 deux flux précédents, avec notamment une augmentation de l'ENE entre juillet et août  
1266 2013. En 2014, l'ENE maximum est atteinte en juillet avec  $5,79 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
1267 (Figure 3.8–C). les valeurs moyennes annuelles de l'ENE sont très proches et sont  
1268 de  $2,85 \pm 3,05 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour 2013 et  $2,93 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour 2014. À noter  
1269 également que pour l'ensemble des flux, la déviation standard augmente avec les valeurs

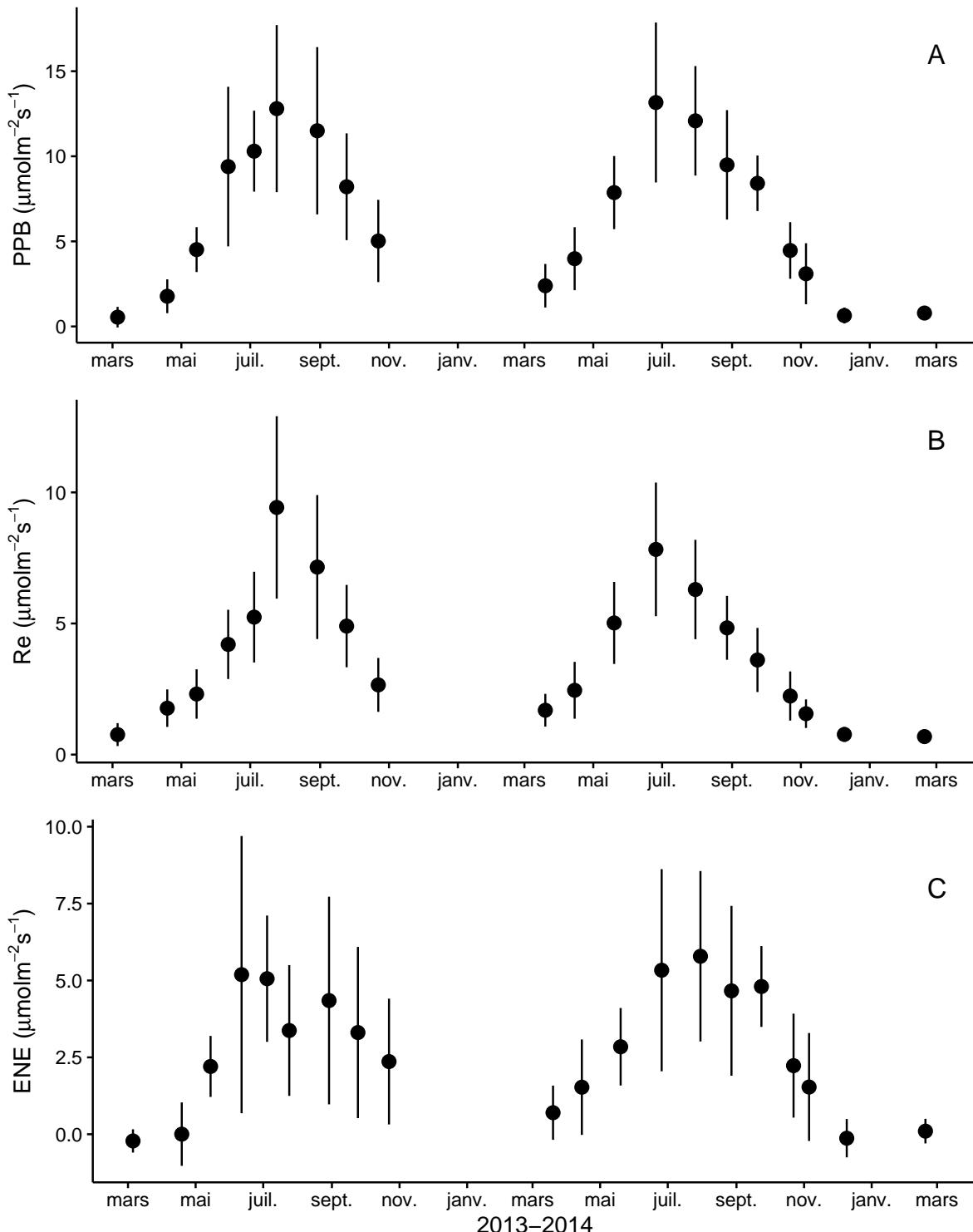


FIGURE 3.8 – Variabilité temporelle des flux de CO<sub>2</sub> moyen mesurés sur les 20 placettes entre mars 2013 et février 2015. Avec la PPB (A), la RE (B) et l'ENE (C) ; les barres d'erreur représentent la déviation standard.

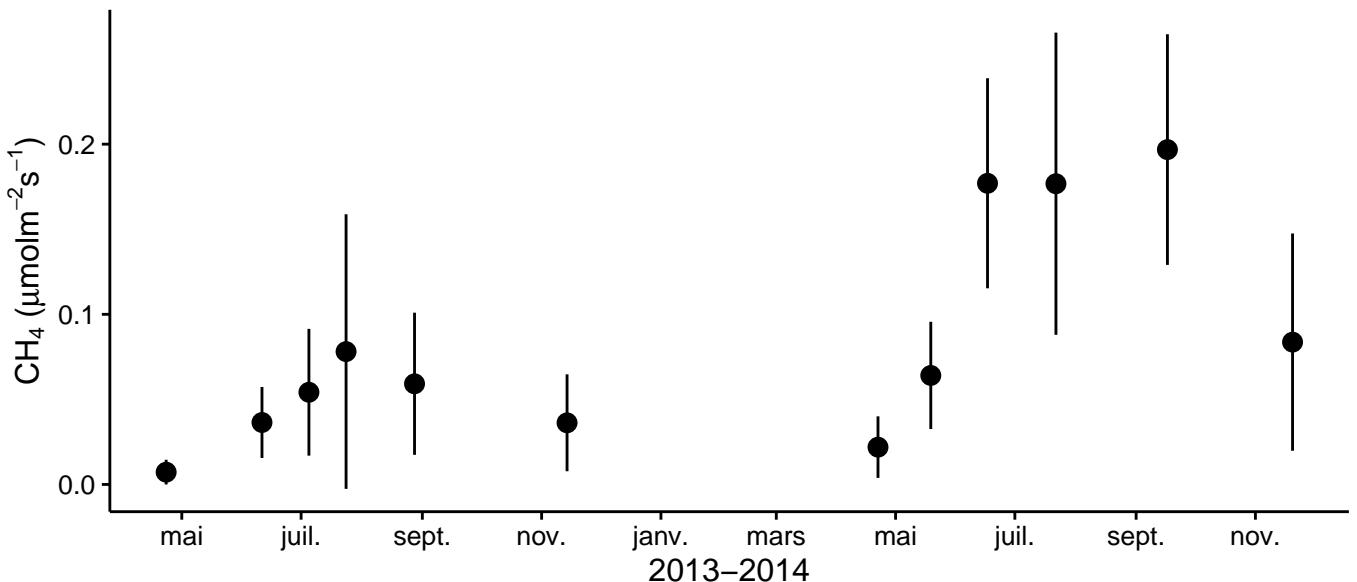


FIGURE 3.9 – Évolution des flux de méthane moyen sur cinq placettes entre mars 2013 et février 2015. les barres d'erreur représentent la déviation standard.

1270 mesurées.

1271 Les flux de **CH<sub>4</sub>**, comme ceux du CO<sub>2</sub>, montrent une variabilité saisonnière im-  
 1272 portante, même si les flux de CH<sub>4</sub> mesurés sont un ordre de grandeur en dessous de  
 1273 ceux mesurés pour le CO<sub>2</sub> (Figure 3.9). À l'inverse de ce dernier, les flux de CH<sub>4</sub> me-  
 1274 surés en 2013 sont nettement inférieurs à ceux mesurés en 2014 avec une moyenne  
 1275 de  $0,04 \pm 0,03$  et de  $0,10 \pm 0,08 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  respectivement. Les valeurs moyennes  
 1276 maximales atteignent 0,078 en 2013 et 0,196  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en 2014.

### 1277 Relations entre flux gazeux et facteurs contrôlant

1278 Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe d'eau a très peu varié pendant  
 1279 les deux années de mesures, hormis un faible étiage d'août à octobre 2013. De ce fait  
 1280 aucune relation claire n'est identifiable entre les flux et le niveau de la nappe que ce  
 1281 soit pour le CO<sub>2</sub> (PPB et RE) ou le CH<sub>4</sub> (Figure 3.10–B,E et H). La relation entre  
 1282 les flux de carbone (PPB et Re) et la température de l'air est de type exponentielle  
 1283 (Figure 3.10–C et F). Une tendance similaire est visible entre les flux de PPB et l'indice  
 1284 de végétation (IV), et dans une moindre mesure pour RE et CH<sub>4</sub> (Figure 3.10–A,D et  
 1285 G). Pour le CH<sub>4</sub>, aucune tendance n'est visible avec la température ou le niveau de  
 1286 la nappe, même si pour ce dernier il semble y avoir un maximum d'émission entre

### 3.3. Résultats

---

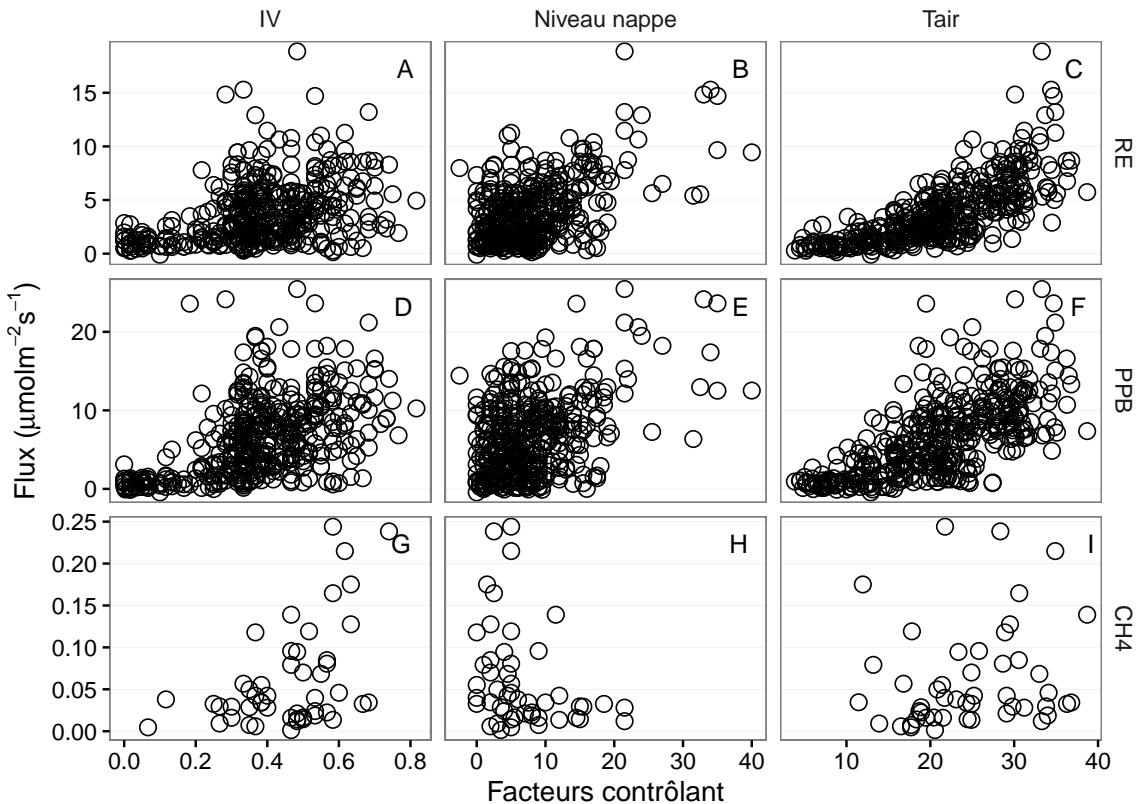


FIGURE 3.10 – Relations entre les flux de gaz (exprimés en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) et une sélection de facteurs contrôlant : l'indice de végétation à droite (IV, sans unité), le niveau de la nappe d'eau au milieu (cm) et la température de l'air (Tair en  $^{\circ}\text{C}$ )

1287 0 et  $-10 \text{ cm}$ . Les flux de  $\text{CH}_4$  montrent une tendance exponentielle avec l'indice de  
1288 végétation.

1289 L'ensemble de ces observations sont cohérentes avec les résultats des ACP (An-  
1290 nexe E)

#### 1291 3.3.2 Estimation des flux de GES

##### 1292 Production primaire brute

1293 L'estimation de la PPB se fait en deux étapes. Dans un premier temps on estime le  
1294 potentiel maximum de photosynthèse à un instant donné dans des conditions de lumière  
1295 saturante (PPBsat). Ce potentiel peut varier avec les conditions environnementales et  
1296 a été déterminé en utilisant une équation qui relie la vitesse de transport des électrons  
1297 photosynthétiques à lumière saturante à la température (June *et al.*, 2004) :

$$PPBs_{sat} = a * \exp\left(\frac{T_{air} - b}{c}\right)^2 \quad (3.4)$$

1298 Avec :

1299 —  $a$  : vitesse de transport des électrons photosynthétique à lumière saturante

1300 ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )

1301 —  $b$  : température optimale pour ce transport ( $^{\circ}\text{C}$ )

1302 —  $c$  : différence de température à laquelle à laquelle PBBsat vaut  $e^{-1}$  de sa valeur

1303 à la température optimale ( $^{\circ}\text{C}$ )

À partir de ce potentiel à lumière saturante, la PPB est estimée en prenant en compte la luminosité. On a utilisé l'équation 3.5 proposée par (Bubier *et al.*, 1998) et utilisée par de nombreux auteurs (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Worrall *et al.*, 2009) :

$$PPB = \frac{PPBs_{sat} * i * PAR}{PPBs_{sat} + i * PAR} \quad (3.5)$$

L'utilisation de l'équation de June seule, avec la température de l'air comme variable explicative de la PPBsat, permet d'expliquer 66 % des variations observées avec une NRMSE de 32 % (Figure 3.11-a) et un AIC de 95 (Tableau 3.2). Les résidus de ce modèle se répartissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.11-b). Corrélés avec l'indice de végétation IV, ils présentent une tendance linéaire croissante (Figure 3.11-c). On observe la même tendance avec le recouvrement de la strate herbacée avec une dispersion des points plus importante (Figure 3.11-d). Par contre aucune relation n'est visible avec le niveau de la nappe d'eau (Figure 3.11-e). Le pourcentage de recouvrement des sphagnes (non présenté) ne montre également, aucune tendance avec les résidus de cette équation. La PPB calculée à partir des équations 3.4 et 3.5 a une NRMSE de 31 %, du même ordre de grandeur que celle de PPBsat (Figure 3.11-f) et les résidus se répartissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.11-g). Cependant l'évaluation du modèle sur les données de tests a une NRMSE plus forte qui atteint 47 % (Figure 3.11-h). Par ailleurs une forte incertitude est présente concernant l'estimation des paramètres qui ont tous une erreur standard importante, (parfois plus

### 3.3. Résultats

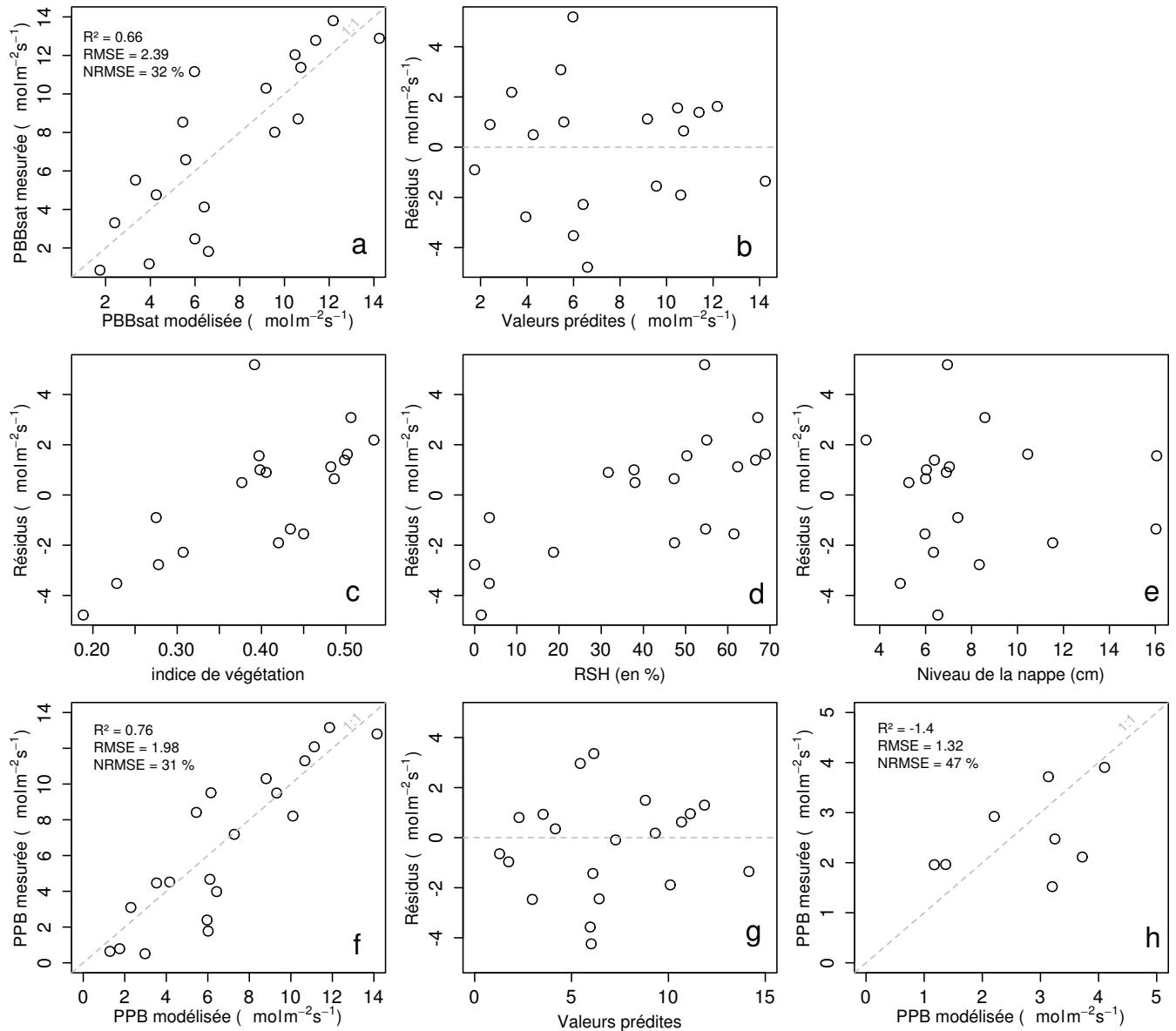


FIGURE 3.11 – Résultats de la calibration de la PPB. En haut la PPBsat (équation 3.4 avec la représentativité du modèle et la distribution des résidus (graphes a et b). Au milieu les tendances entre les résidus de cette équation et l'indice de végétation, le pourcentage de recouvrement de la strate herbacée et le niveau de la nappe (graphes c, d et e). Et en bas la PPB (équation 3.5), sa représentativité et la distribution des résidus de l'équation (graphes f et g) et l'évaluation sur un jeu de données indépendant (graphe h, annexe E)).

importante que la valeur du paramètre), et une faible significativité (Tableau 3.2). Afin de prendre en compte la tendance linéaire entre les résidus et l'indice de végétation (IV) nous avons adapté le modèle, à la manière de Bortoluzzi *et al.* (2006), pour y intégré une fonction linéaire de la végétation :

$$PPB_{sat} = (a * IV + d) * \exp\left(\frac{T - b}{c}\right)^2 \quad (3.6)$$

Cette nouvelle équation permet d'expliquer une part plus importante des variations de PPBsat ( $R^2 = 0,85$ ) et augmente la proximité entre les données mesurées et les données modélisées : la NRMSE diminue à 21 %. (Figure 3.12-a). Par ailleurs son AIC est plus faible que pour l'équation précédente : 80 (Tableau 3.2). Les résidus de cette équation semblent répartis de façon moins homogène que précédemment. Avec notamment un resserrement des points autour de zéro à l'exception d'un point de valeur supérieur à 4 (Figure 3.12-b). Le biais reste malgré tout faible au regard de l'amélioration apportée. Aucune tendance claire ne se dégage des résidus lorsqu'ils sont mis en relation avec des facteurs contrôlant tels que les recouvrements végétaux (que ce soit celui des sphagnes ou des herbacées), ou le niveau de la nappe d'eau (Figure 3.12-c,d,e). Comme précédemment, la NRMSE de la PPB, de 19 %, est du même ordre de grandeur que celle de PPBsat (Figure 3.12-f). La NRMSE de PPBsat et PPB diminue avec la prise en compte de l'indice de végétation lors de la calibration. En revanche, l'évaluation sur les données de test de ce dernier modèle montre une NRMSE importante (58 %), supérieure à celle du modèle ne prenant pas en compte la végétation (Figure 3.12-h). 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 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 3.4 et 3.5 sera nommé **PPB-1** et celui utilisant les équations 3.5 et 3.6 sera nommée **PPB-2**.

### 3.3. Résultats

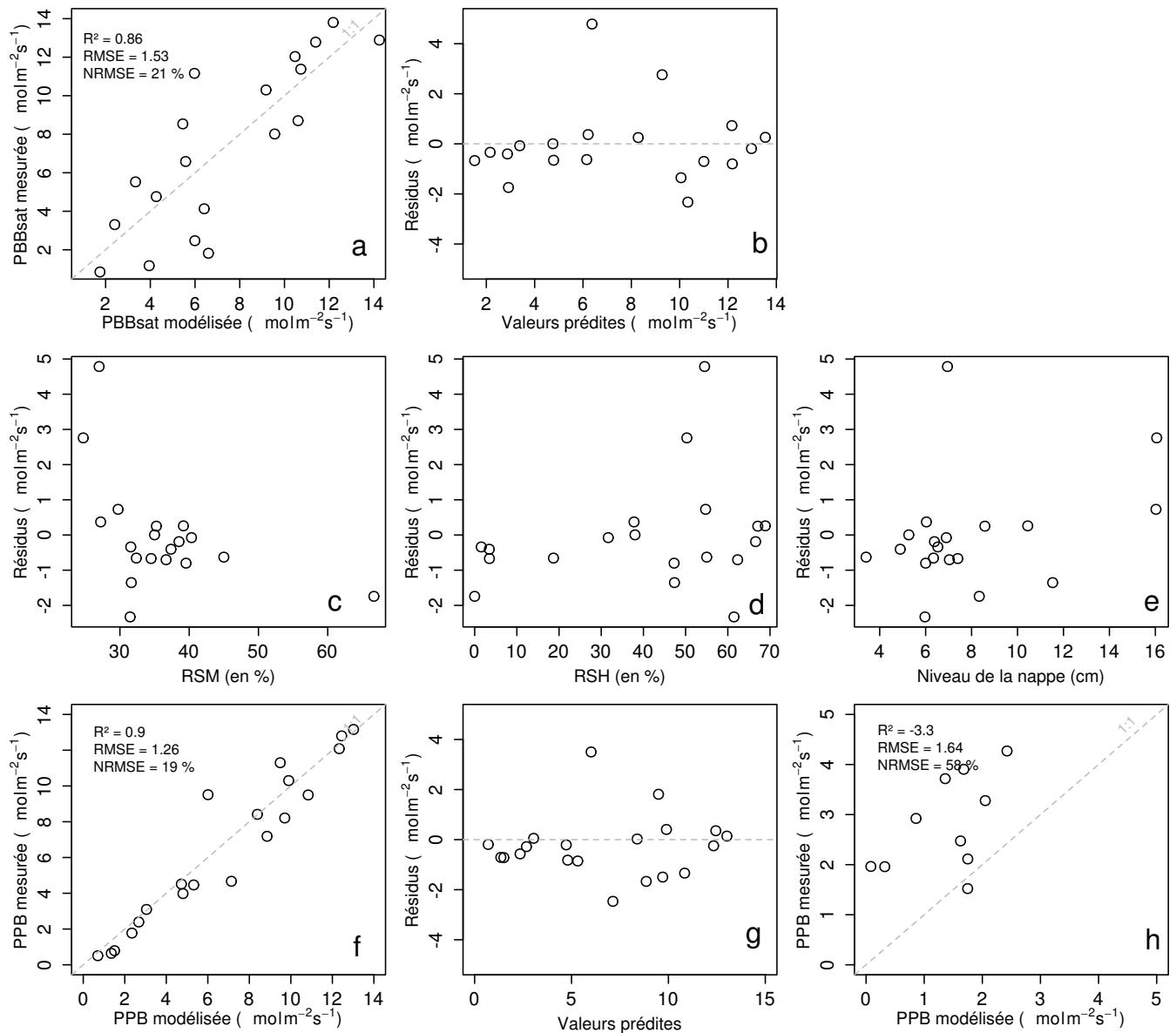


FIGURE 3.12 – Résultats de la calibration de la PPB en prenant en compte la végétation. En haut la PPBsat (équation 3.6 avec la représentativité du modèle et la distribution des résidus (graphes a et b). Au milieu les tendances entre les résidus de cette équation et l'indice de végétation, le pourcentage de recouvrement de la strate herbacée et le niveau de la nappe (graphes c, d et e). Et en bas la PPB (équation 3.5), sa représentativité et la distribution des résidus de l'équation (graphes f et g) et l'évaluation sur un jeu de données indépendant (graphe h, annexe E).

Tableau 3.2 – 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 %	AIC
PPB-1 – équations 3.4 et 3.5						95
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 3.6 et 3.5						80
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 3.7						47
a	0.34	0.08	0	-10	+10	
b	0.10	0.01	0	-22.6	+29.9	
RE-2 – équation 3.8						37
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 3.9						35
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 3.10						
a	0	0	0.48	-10	+10	
b	13.01	2.82	0	-43.9	+79.2	

### 3.3. Résultats

---

#### 1348 **Respiration de l'écosystème**

1349 La relation exponentielle entre la RE et la température est reconnue ([Luo et Zhou](#),  
1350 [2006c](#)), et la RE est estimée avec l'équation :

$$RE = a * \exp(b * T) \quad (3.7)$$

1351 La température de l'air utilisée dans un modèle exponentiel permet d'expliquer 90 %  
1352 des variations de la respiration de l'écosystème avec une NRMSE de 18 % (Figure [3.13](#)–  
1353 a) et un AIC de 47. Les résidus de cette équation sont répartis de façon non-biaisée  
1354 (Figure [3.13](#)–b). L'évaluation de ce modèle montre une NRMSE de 35 % avec une  
1355 tendance à sous-estimer les valeurs mesurées (Figure [3.13](#)–c). Une légère tendance, est  
1356 visible entre les résidus et l'indice de végétation ainsi qu'avec le recouvrement de la  
1357 strate herbacée (Figure [3.13](#)–d,e) mais pas avec le niveau de la nappe (Figure [3.13](#)–f).  
1358 Très souvent utilisée, la température à –5 cm donne des résultats proches mais moins  
1359 bons notamment avec une hétéroscédasticité des résidus (Annexe F, figure [14](#)). On  
1360 adapte l'équation [3.7](#) pour intégrer le signal de végétation de deux façon, avec l'IV :

$$RE = (a * IV + c) * \exp(b * T) \quad (3.8)$$

1361 Et avec le seul pourcentage de recouvrement des herbacées (RSH) qui contrôle en  
1362 grande partie l'IV (Figure [3.5](#))

$$RE = (a * RSH + c) * \exp(b * T) \quad (3.9)$$

1363 Les calibrations de ces nouvelles équations sont présentées dans la figure [3.14](#)-a,b  
1364 et [3.14](#)-d,e respectivement. Dans les deux cas, la NRMSE diminue pour avoisiner 13 %,  
1365 avec des résidus qui se répartissent de façon non-biaisée. L'AIC diminue également  
1366 jusqu'à 37 et 35 respectivement pour les équations [3.8](#) et [3.9](#). L'évaluation de ces deux  
1367 équations montre cependant des différences : D'une part l'équation [3.8](#) ne permet pas  
1368 de diminuer la NRMSE (34 %) et est très proche des 35 % calculé pour l'évaluation

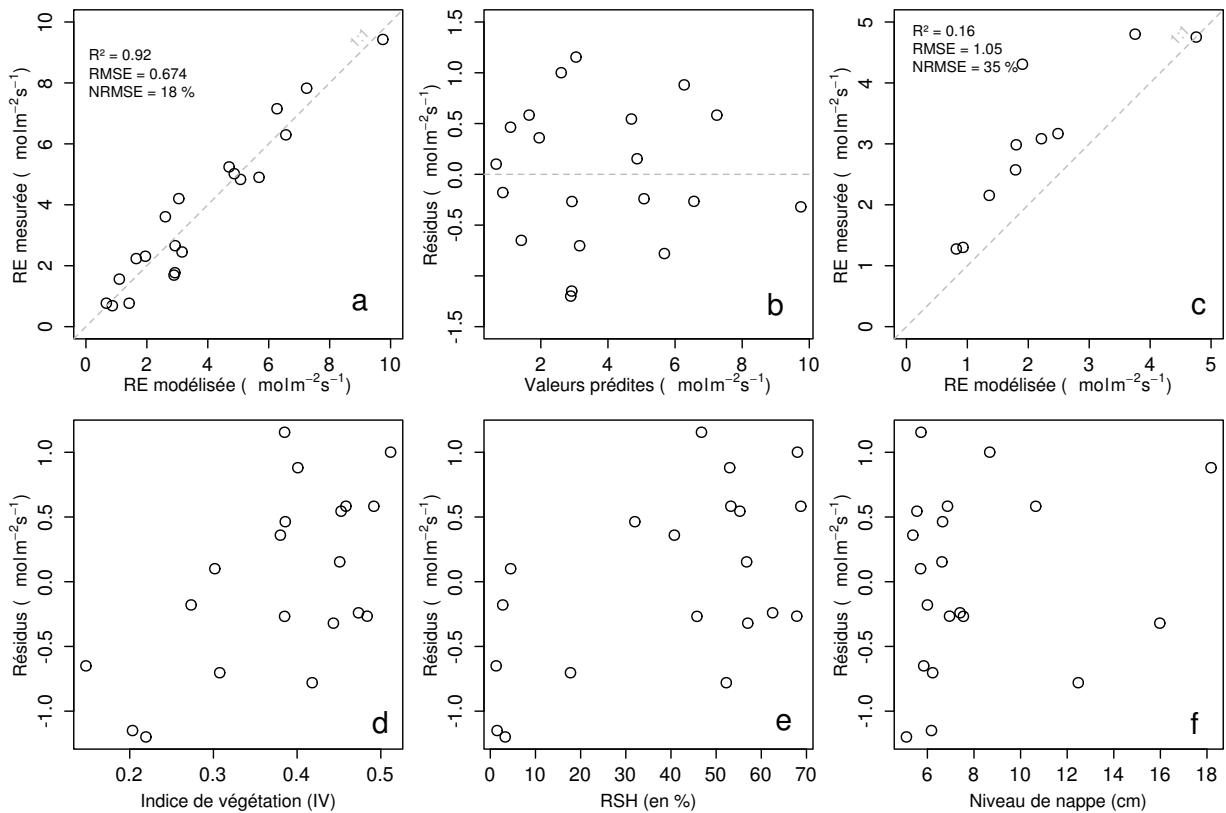


FIGURE 3.13 – Calibration de la RE utilisant l'équation 3.7. En haut la représentativité du modèle et la distribution des résidus (graphes a et b), ainsi que son évaluation sur un jeu de données indépendant (graphe c, annexe E)). En bas les tendances entre les résidus de cette équation et l'indice de végétation, le pourcentage de recouvrement de la strate herbacée et le niveau de la nappe (graphes c, d et e).

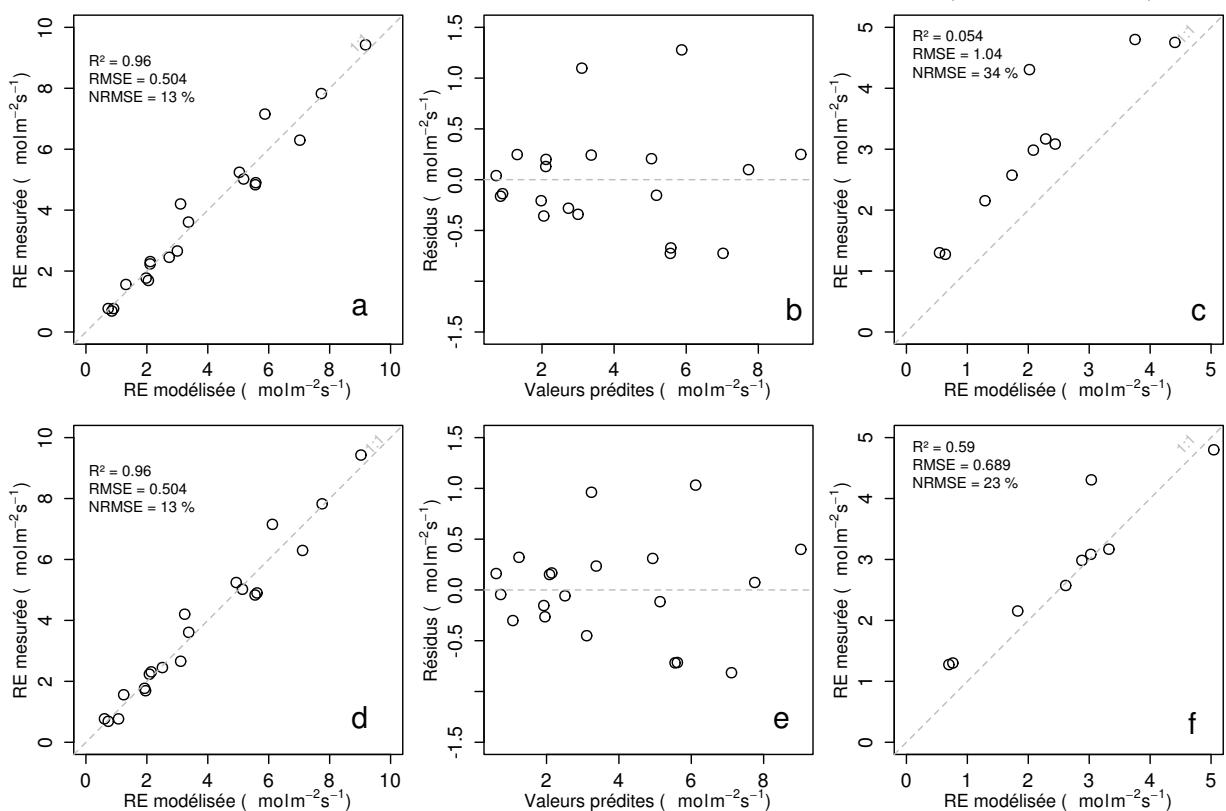


FIGURE 3.14 – Calibration de la RE prenant en compte la végétation en utilisant l'équation 3.8, en haut, et l'équation 3.9 en bas. Avec la représentativité des modèles et la distribution de leurs résidus (graphes a et b pour le premier et d et e pour le second), ainsi que leur évaluation sur un jeu de données indépendant (graphes c et f, annexe E)).

### 3.3. Résultats

du modèle n'intégrant pas la végétation (Figure 3.14-c). D'autre part l'évaluation de l'équation 3.9 montre une NRMSE plus faible de 23 % (Figure 3.14-f). Les paramètres des différentes équations sont présentés dans le tableau 3.2 ; les modèles **RE-1**, **RE-2**, et **RE-3** correspondent respectivement aux équations 3.7, 3.8 et 3.9. À l'inverse de la PPB les paramètres des modèles de la RE ont, à l'exception du paramètre c du modèle RE-2, une significativité importante (p-value < 0,05) et une NRMSE faible (Tableau 3.2).

#### Flux de CH<sub>4</sub>

Les relations entre les facteurs contrôlant mesurés et les flux de CH<sub>4</sub> sont moins claires que celles concernant le CO<sub>2</sub>. La corrélation la plus importante est liée à la végétation (Figure 3.10). Les flux de CH<sub>4</sub> ne montrent pas de tendance à augmenter de façon exponentielle avec la température de l'air. Cependant cette relation se renforce d'autant plus que l'on utilise des températures mesurées à forte profondeur (Figure 3.15). Souvent utilisée les températures proches du niveau de nappe on des R<sup>2</sup> inférieur à 0,50. Au delà, les R<sup>2</sup> sont supérieurs à 0,50, mais l'ensemble des placettes n'est plus représenté, certaines placettes n'ayant pas une épaisseur de tourbe supérieure ou égale à 30 cm. Le CH<sub>4</sub> ne montre pas de relation particulière avec le niveau de la nappe. Les relations entre les flux de CH<sub>4</sub> et la végétation étant les plus significatives, elles ont été modélisées avec l'équation suivante :

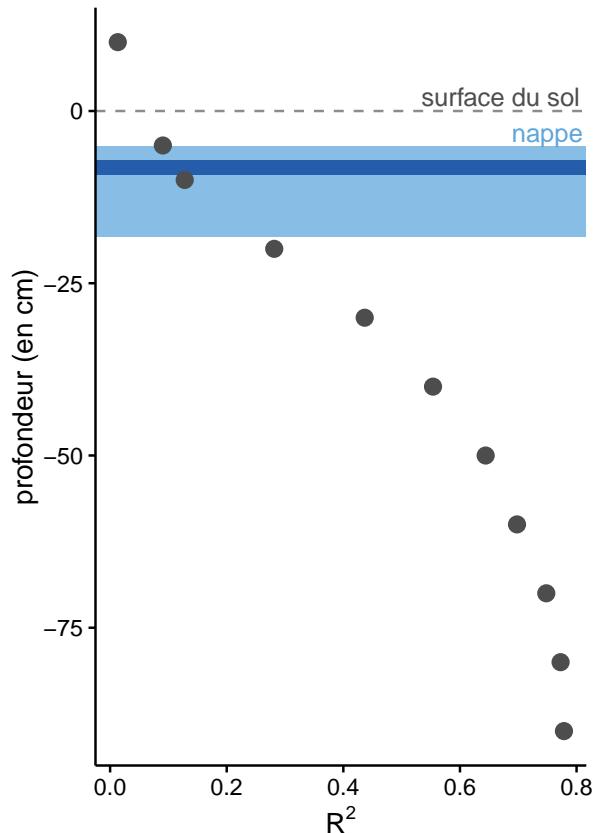


FIGURE 3.15 – Évolution du R<sup>2</sup> de l'équation  $F_{CH_4} = a \times \exp(b \times Température)$  avec la profondeur. La ligne de tirets gris représente la surface du sol. La zone bleu claire représente la gamme des niveau moyen relevés sur le site et la zone bleu foncé le niveau moyen pour l'année 2013 et 2014.

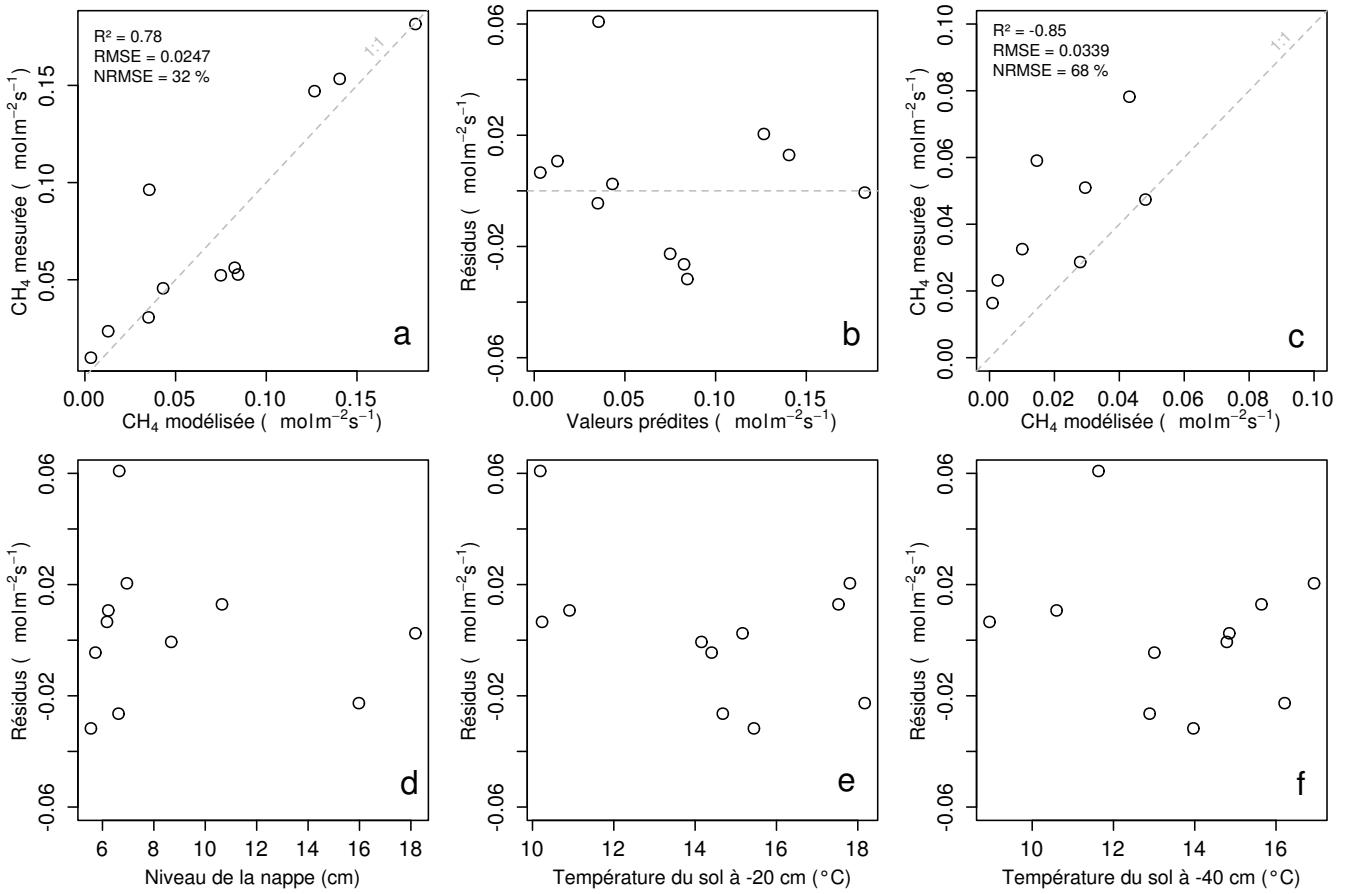


FIGURE 3.16 – Calibration des flux de CH<sub>4</sub> avec la végétation en utilisant l'équation 3.10. Avec la représentativité des modèles et la distribution des résidus de l'équation (graphes a et b), l'évaluation sur un jeu de données indépendant (graphe c) et les tendances des résidus de l'équation avec le niveau de la nappe la température du sol à -20 et -40 cm (graphes d, e et f).

$$F_{CH_4} = a * \exp(b * IV) \quad (3.10)$$

1396      Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Fi-  
 1397      gure 3.16), car il explique 78 % de la variabilité des flux CH<sub>4</sub> avec une NRMSE de  
 1398      32 % (Figure 3.16-a). Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette  
 1399      équation et les facteurs contrôlant mesurés (Figure 3.16-d,e,f).

1400      L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer les flux de CH<sub>4</sub>  
 1401      et une NRMSE qui double par rapport à la phase de calibration en atteignant 68 %  
 1402      (Figure 3.16-c). Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.10 est visible  
 1403      dans le tableau 3.2 sous le nom FCH4.

<sup>1404</sup> **3.3.3 Le bilan de carbone à l'échelle de l'écosystème**

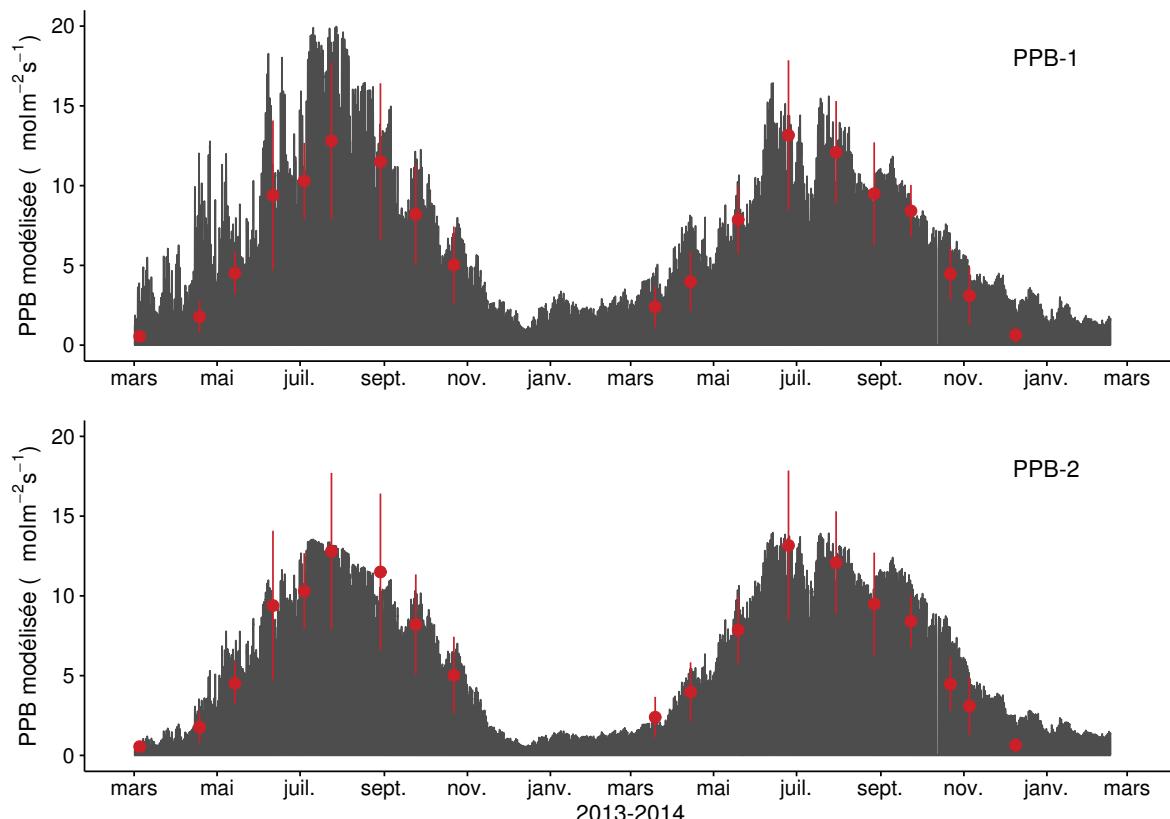


FIGURE 3.17 – Flux de CO<sub>2</sub> interpolé à l'heure à partir de PPB-1 (en haut) et PPB-2 (en bas). Les points rouges représentent les moyennes des mesures mensuelles et leur déviation standard

<sup>1405</sup> Les interpolations des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de  
<sup>1406</sup> celle mesurée sur le terrain (Figure 3.17). Les surfaces grises présentes sur la figure 3.17  
<sup>1407</sup> sont liées au fait que la PPB tombe à zéro toutes les nuits. Globalement le modèle PPB-  
<sup>1408</sup> 2 semble mieux représenter les moyennes des flux mesurés sur le site. Dans les deux cas  
<sup>1409</sup> les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014 et sous-estimer  
<sup>1410</sup> la PPB en été (en 2013 principalement pour PPB-1 et les 2 années pour PPB-2).

<sup>1411</sup> Pour la RE, l'interpolation reproduit également les variations saisonnières mesurées  
<sup>1412</sup> (Figure 3.18). Les gammes de valeurs mesurées sont très proches des gammes interpo-  
<sup>1413</sup> lées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'interpo-  
<sup>1414</sup> lation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.18).  
<sup>1415</sup> L'intégration de la végétation dans les modèles RE-2 et RE-3 diminue les valeurs maxi-  
<sup>1416</sup> mum de la RE modélisée en 2013 par rapport au modèle RE-1.

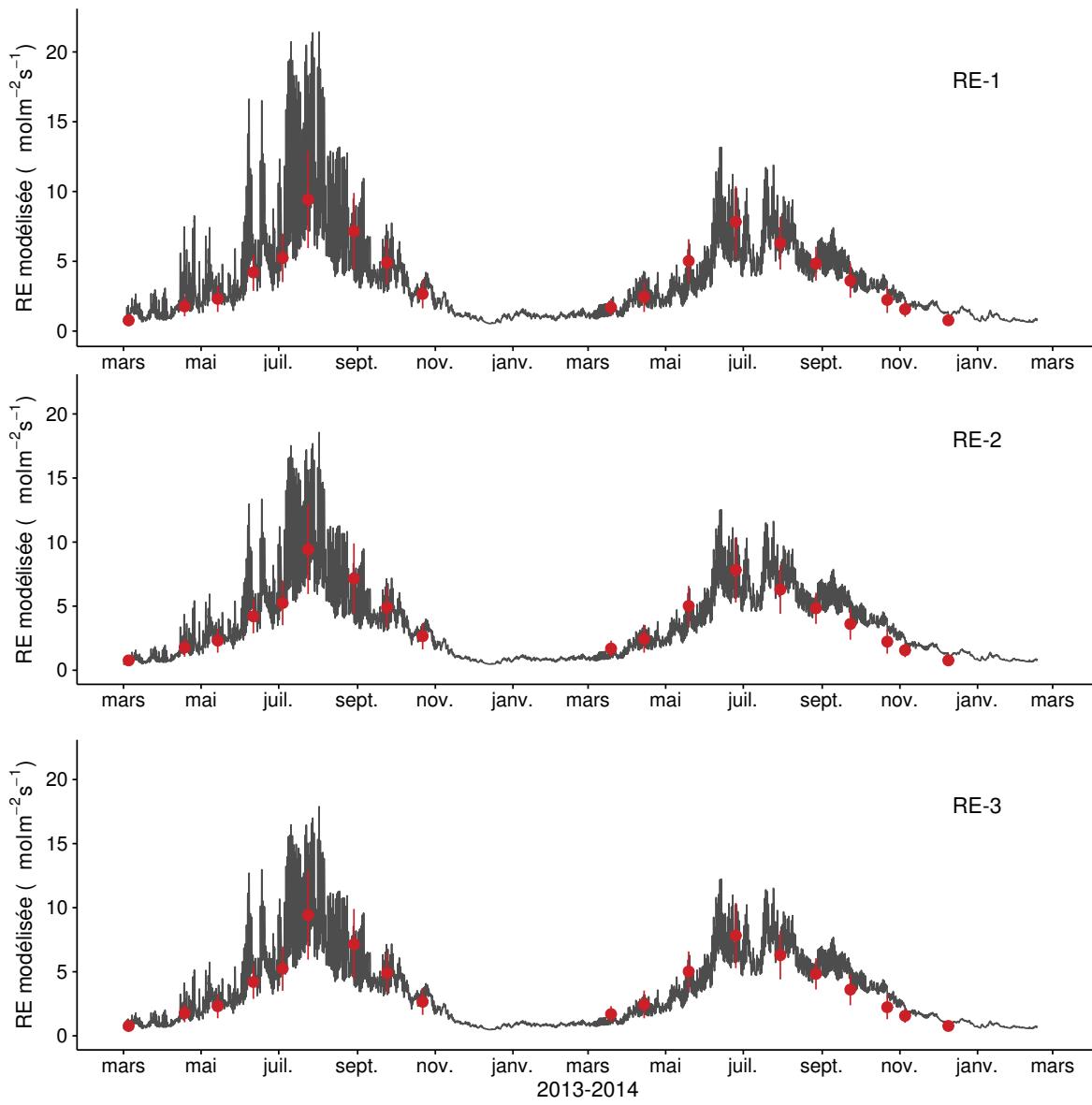


FIGURE 3.18 – Flux de CO<sub>2</sub> interpolé à l'heure à partir de RE-1 (en haut), RE-2 (au milieu) et RE-3 (en bas). Les points rouges représentent les moyennes des mesures mensuelles et leur déviation standard

### 3.3. Résultats

---

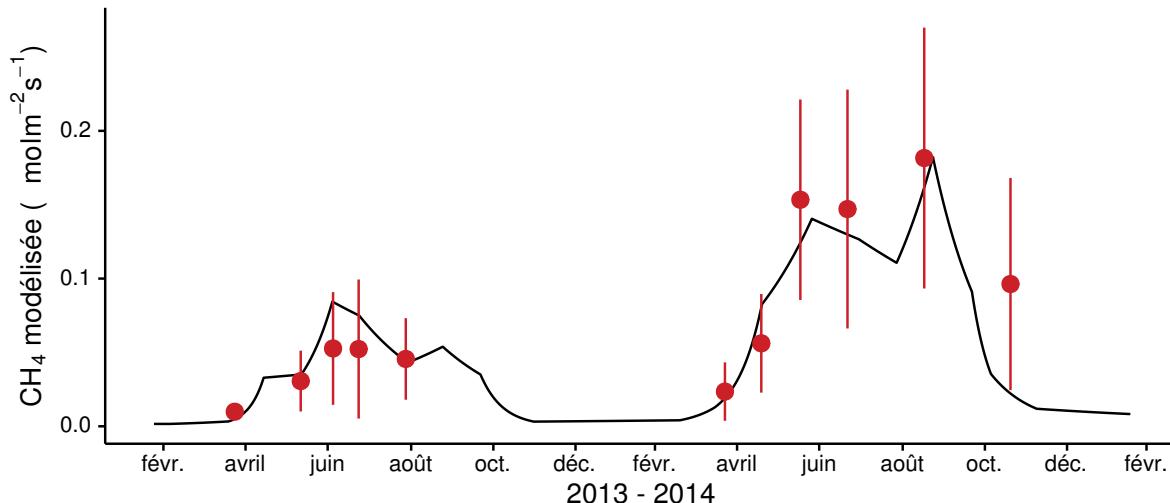


FIGURE 3.19 – Flux de CO<sub>2</sub> interpolé à partir de FCH4. Les points rouges représentent les moyennes des mesures mensuelles et leur déviation standard

Tableau 3.3 – Cumul annuel des flux, en gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>, en fonction des modèles utilisés.

ID	Flux	équation	2013	2014	moyen
PPB-1	PPB	3.4 et 3.5	1322 ± 410	1258 ± 390	1290 ± 400
PPB-2		3.6 et 3.5	957 ± 182	1184 ± 225	1070 ± 203
RE-1	RE	3.7	1337 ± 241	1235 ± 222	1286 ± 231
RE-2		3.8	1232 ± 160	1310 ± 170	1271 ± 165
RE-3		3.9	1240 ± 161	1281 ± 167	1261 ± 164
FCH4	CH4	3.10	10 ± 3	24 ± 8	17 ± 5
FCOD	COD	3.2	8 ± 1	16 ± 1	12 ± 1

<sup>1417</sup> Les flux de CH<sub>4</sub> interpolés (Figure 3.19), suivent également une cyclicité saisonnière.

<sup>1418</sup> Dans l'ensemble l'estimation du CH<sub>4</sub> semble rendre compte de la différence de flux  
<sup>1419</sup> mesuré en 2013 et en 2014.

<sup>1420</sup> La différence sur les cumuls quand les modèles de RE utilisent ou non la végétation  
<sup>1421</sup> est moindre : environ 26 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (tableau 3.4).

<sup>1422</sup> Les flux interpolés à une fréquence horaire puis sommés par année sont présentés  
<sup>1423</sup> dans le tableau 3.3 pour les différents modèles utilisés. Sur les deux années, selon le mo-  
<sup>1424</sup> dèle utilisé, le flux total entrant via la PPB est estimé à 1070 et 1290 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> pour  
<sup>1425</sup> PPB-2 et PPB-1 respectivement. On observe une différence entre les deux modèles :  
<sup>1426</sup> celui utilisant uniquement la température de l'air (PPB-1) présente un stockage plus  
<sup>1427</sup> important en 2013 qu'en 2014, tandis que le modèle prenant en compte la végétation

Tableau 3.4 – Bilan de carbone annuel, en  $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , en fonction des modèles utilisés. Les valeurs entre parenthèses représentent l'erreur associée au bilan

combinaison de modèles	2013	2014	moyen
PPB-1, RE-1, FCH4	$-33 \pm 6$	$-18 \pm 0$	$-26 \pm 4$
PPB-1, RE-3, FCH4	$+64 \pm 16$	$-64 \pm 11$	$+0 \pm 3$
PPB-2, RE-1, FCH4	$-398 \pm 70$	$-91 \pm 14$	$-245 \pm 44$
PPB-2, RE-3, FCH4	$-301 \pm 47$	$-138 \pm 20$	$-220 \pm 33$

<sup>1428</sup> (PPB-2) stocke moins de carbone en 2013 qu'en 2014. L'intégration de la végétation  
<sup>1429</sup> minimise également l'incertitude de l'estimation, la divisant approximativement par  
<sup>1430</sup> deux.

<sup>1431</sup> L'intégration de la végétation change également la différence entre 2013 et 2014 de  
<sup>1432</sup> la RE. Lorsque la végétation est intégrée (RE-2 et RE-3) la RE est supérieure en 2014.  
<sup>1433</sup> Lorsqu'elle ne l'est pas elle est supérieure en 2013. Ces différences restent inférieures à  
<sup>1434</sup> l'incertitude liée aux flux estimés et on observe une grande proximité dans les valeurs  
<sup>1435</sup> des flux interpolés sur les 2 années, quel que soit le modèle, avec un écart maximum  
<sup>1436</sup> de  $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ .

<sup>1437</sup> Les flux de  $\text{CH}_4$  estimés ont une erreur importante et sont beaucoup plus faibles que  
<sup>1438</sup> les flux de la PPB ou de la RE. Le flux de  $\text{CH}_4$  est au moins deux fois plus important  
<sup>1439</sup> en 2014 qu'en 2013.

<sup>1440</sup> Les bilans issus des différentes combinaisons de modèles (à l'exception de RE-2, non  
<sup>1441</sup> présenté car très proche de RE-3) varient de  $-245 \pm 44 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  à  $0 \pm 3 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$   
<sup>1442</sup> stocké dans la tourbière (Tableau 3.4). L'intégration de la végétation dans la modélisa-  
<sup>1443</sup> tion de PPB fait baisser les bilans de carbone dans le négatif (système source) au-delà  
<sup>1444</sup> de  $-200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , avec une différence entre les bilans de  $220 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  environ.

#### <sup>1445</sup> Carbone organique dissout

<sup>1446</sup> La quantité de COD sortant de la tourbière est estimée à  $8 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  en 2013 et  
<sup>1447</sup>  $16 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  en 2014 (Tableau 3.3). Les concentrations moyennes en COD mesurées  
<sup>1448</sup> à l'exutoire sont très proche pour les deux années  $18,6$  et  $18,3 \text{ mg l}^{-1}$  respectivement.  
<sup>1449</sup> Par contre la quantité d'eau sortant de l'écosystème est plus importante en 2014 avec

### 3.3. Résultats

---

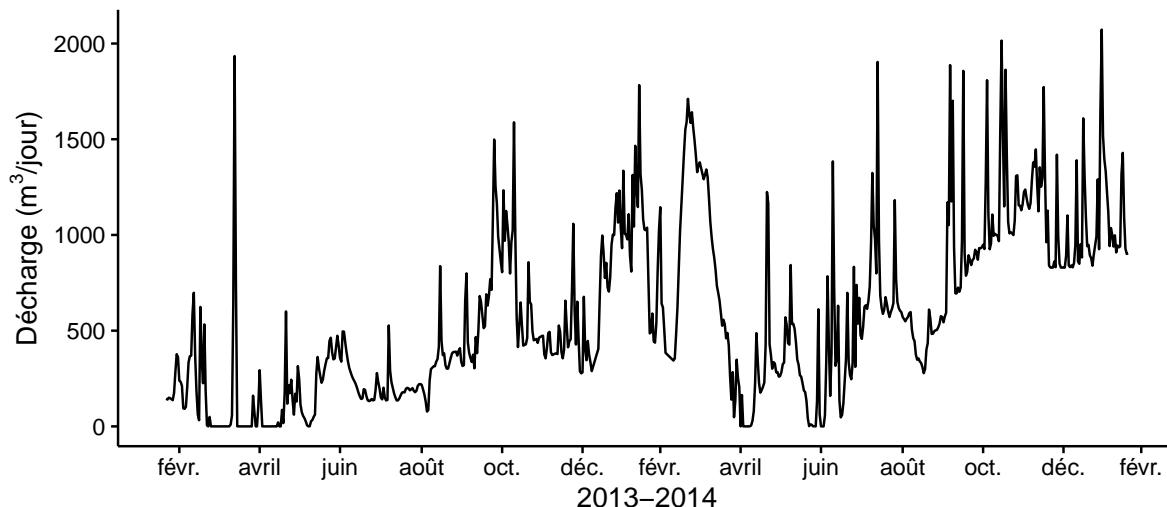


FIGURE 3.20 – Quantité d'eau quittant le bassin versant de la tourbière, modifié d'après Binet *et al.* (2013).

1450 un export aux alentours de 1000 m<sup>3</sup> par jour entre octobre 2014 et février 2015 (Fi-  
1451 gure 3.20).

#### 1452 Représentativité locale du bilan de CO<sub>2</sub>

1453 Il est possible d'avoir une indication sur la représentativité locale des modèles ca-  
1454 librés à l'échelle de l'écosystème en recalculant les flux mesurés sur chaque placette à  
1455 l'aide des modèles en question et en recalculant une RMSE (Figure 3.21).

1456 Que ce soit pour la PPB ou la RE, la placette n°5 a systématiquement une NRMSE  
1457 significativement plus élevée que les autres (Figure 3.21).

1458 Pour la PPB et si l'on excepte la placette n°5, les estimations à l'échelle de l'éco-  
1459 système permettent de représenter les placettes avec une NRMSE comprise entre 20 et  
1460 90 % pour PPB-1 et entre 30 et 100 % pour PPB-2. PPB-1 et PPB-2 ont une distribu-  
1461 tion des valeurs de NRMSE relativement similaire.

1462 La NRMSE de RE-1 est comprise entre 20 et 100 %, celle de RE-3 entre 20 et 80 %.  
1463 La majorité des placettes ont une NRMSE d'environ 55 % pour RE-1 et d'environ 40 %  
1464 pour RE-3 (Figure 3.21). le modèle RE-3 a des valeurs plus faibles et une distribution  
1465 plus homogène de la NRMSE que RE-1, avec davantage de placette en dessous de 50 %  
1466 (12 contre 8).

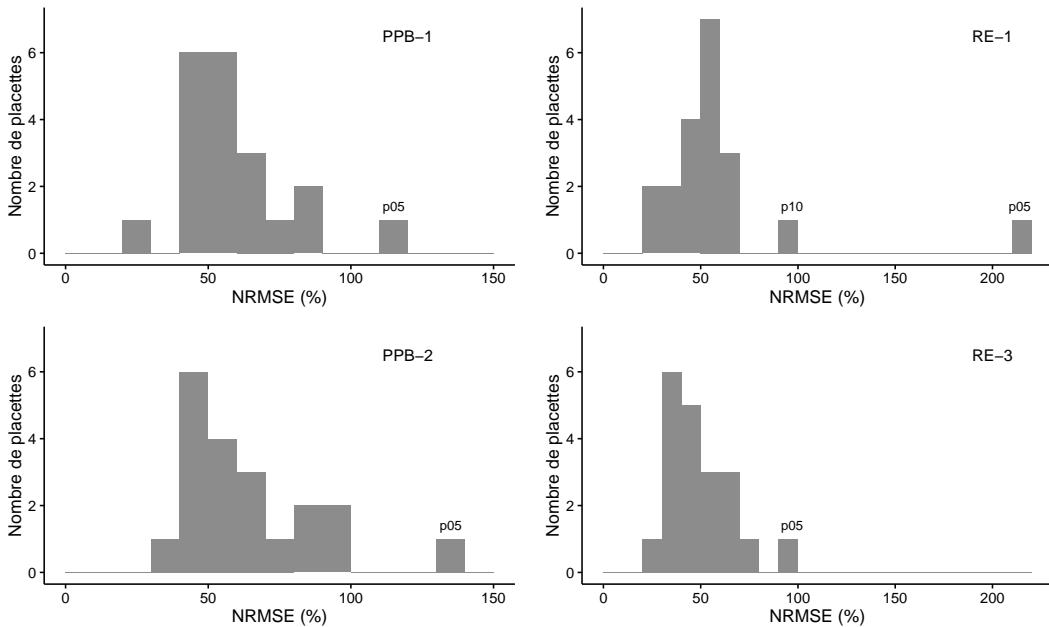


FIGURE 3.21 – Distribution des valeurs de la NRMSE recalculée par placette à partir des modèles calibrés à l'échelle de l'écosystème

### **3.3.4 Variabilité spatiale du bilan de CO<sub>2</sub>**

#### **Calibration par groupe de placette**

La classification hiérarchique a permis de distinguer 4 groupes de végétation (Figure 3.3). Dans le groupe Mousse, la strate muscinale est majoritaire avec un recouvrement moyen de 91 %, et des recouvrements inférieurs à 35 et 15 % pour les strates herbacées et arbustives respectivement (Figure 3.22). Le groupe Mix est le plus homogène avec un recouvrement moyen des strates muscinale et arbustive de 63 et 58 %. C'est également le groupe dans lequel il y a le moins d'herbacées (24 %). Dans le groupe Herbe, la strate herbacée est majoritaire avec un recouvrement moyen de 63 %, la strate arbustive est moins présente (19 % en moyenne) et la strate muscinale est absente ( $\approx 1\%$ ). La strate muscinale est également absente, dans le groupe Arbuste ( $\approx 1\%$ ), dans lequel la strate herbacée à un recouvrement de 33 % et la strate arbustive de 65 %.

Les flux, calculés pour chaque groupe à partir des mêmes équations que celles utilisées à l'échelle de l'écosystème entier, ont des NRMSE plus importantes : de 41 à 66 % pour RE-1 et RE-3 et de 39 à 65 % pour PPB-1 et PPB-2 (Tableau 3.5).

### 3.3. Résultats

---

1483 Les flux de RE estimés en regroupant les placettes sont du même ordre de grandeur  
1484 que ceux estimés pour l'ensemble de l'écosystème : entre  $975 \pm 648$  et  $1453 \pm 740 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$   
1485 pour RE-1 et RE-3 (Tableau 3.5). Les groupes Mix et Arbuste ont des flux similaires  
1486 pour les deux modèles :  $1365 \pm 670$  et  $1237 \pm 582 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour RE-1 et  $1393 \pm 681$   
1487 et  $1274 \pm 576 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour RE-3. Ces flux sont les plus proches de ceux estimés à  
1488 l'échelle de l'écosystème ( $1286 \pm 231$  et  $1261 \pm 164 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour RE-1 et RE-3).  
1489 La prise en compte de la végétation (RE-3) fait diminuer fortement le flux estimé pour  
1490 le groupe Herbe dont la RE passe de  $1453 \pm 740$  à  $1115 \pm 455 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . Parmi  
1491 l'ensemble des groupes, le groupe Mousse à la RE la plus faible quel que soit le modèle  
1492 considéré :  $975 \pm 648$  et  $1023 \pm 439 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  respectivement pour RE-1 et RE-3.

1493 Concernant la PPB, les estimations des modèles calibrés par groupes sont infé-  
1494 rieures à celles calculées à l'échelle de l'écosystème. Ces relations sont à relativiser en  
1495 considération des fortes incertitudes (Tableau 3.5). Ainsi les estimations par groupes  
1496 de PPB-1 ont des valeurs comprises entre  $886 \pm 501$  et  $1065 \pm 465 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , contre  
1497  $1290 \pm 400 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  et les estimation de PPB-2 varient de  $808 \pm 387$  à  $1277 \pm 642 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ,  
1498 par rapport à  $1070 \pm 203 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  à l'échelle de l'écosystème. Seul la PPB du  
1499 groupe Herbe estimée avec PPB-2 est supérieure aux estimations faite pour l'en-  
1500 semble des placettes. À l'inverse de la RE, l'intégration de la végétation augmente, de  
1501  $1056 \pm 682$  à  $1277 \pm 642 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , le flux du groupe Herbe. En revanche, comme  
1502 pour la RE, le groupe Mousse est celui dont les flux sont les plus faibles ( $886 \pm 501$  et  
1503  $808 \pm 387 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour PPB-1 et PPB-2).

1504 Pour la PPB, les estimations de PPB-1 sont systématiquement inférieures à celles  
1505 réalisées à l'échelle de l'écosystème. Pour PPB-2 seul le groupe Herbe à une estimation  
1506 supérieure. Les différences entre PPB-1 et PPB-2 sont plus importantes que celles  
1507 observées pour RE, même si la plus grande différence (221) est observée pour le même  
1508 groupe, le groupe Herbe. Le groupe Mix cependant une différence du même ordre de  
1509 grandeur (189), tandis que pour les deux autres groupes cette différence est plus faible  
1510 (78 et 58 respectivement pour les groupes Mousse et Arbuste).

1511 En terme de bilan de CO<sub>2</sub>, les groupes Arbuste et Mousse sont ceux qui sont le moins

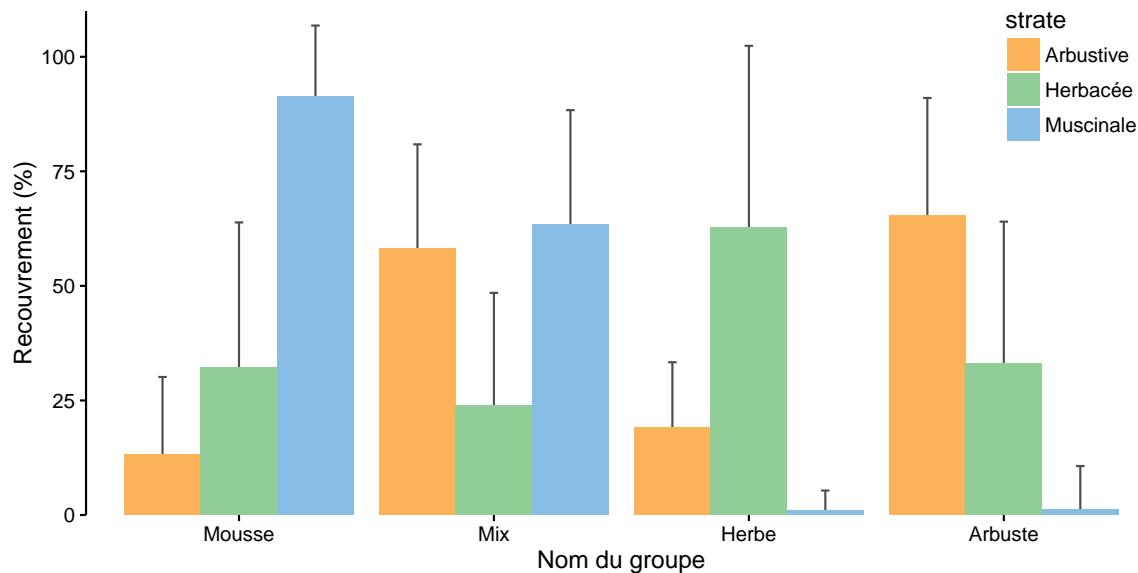


FIGURE 3.22 – Recouvrement végétal moyen par strate (en %) des 4 groupes, les groupes sont nommés en fonction de la végétation majoritaire. Les barres d'erreur représente la déviation standard.

Tableau 3.5 – Cumul des flux de CO<sub>2</sub> en gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> interpolés par groupe de végétation avec les modèles RE-1 et RE-3 pour la respiration et les modèles PPB-1 et PPB-2 pour la photosynthèse. (Le modèle RE-2, très proche de RE-3 n'a pas été inclus)

groupe	RE			PPB				
	valeur	R <sup>2</sup>	NRMSE	valeur	R <sup>2</sup>	NRMSE		
RE-1			PPB-1					
Mousse	975	0,22	66,48	886	0,42	56,54		
Mix	1365	0,58	49,09	1065	0,56	43,70		
Herbe	1453	0,56	50,93	1056	0,42	64,66		
Arbuste	1237	0,49	47,02	895	0,31	58,86		
RE-3			PPB-2					
Mousse	1023	0,68	42,91	808	0,58	47,92		
Mix	1393	0,58	48,88	876	0,65	38,93		
Herbe	1115	0,72	40,84	1277	0,65	50,30		
Arbuste	1274	0,53	45,25	953	0,46	52,14		

1512 impactés par le choix des modèles (Tableau 3.6). Quand la végétation n'est pas prise  
 1513 en compte pour l'estimation de la RE (modèle RE-1), le groupe Mousse est celui dont  
 1514 le bilan est le moins négatif. Quand la végétation est prise en compte (modèle RE-3)  
 1515 c'est le groupe Herbe qui perd le moins de carbone (PPB-1, RE-3) voire qui en stocke  
 1516 (PPB-2, RE-3). Les groupes Mix et Arbustes ont des valeurs de bilan généralement  
 1517 proche quand la végétation n'est pas prise en compte dans l'estimation de la PPB.

### 3.3. Résultats

---

Tableau 3.6 – Bilan de CO<sub>2</sub> par groupe de végétation (en gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>) avec différentes combinaisons de modèles. La dernière colonne représente de bilan de CO<sub>2</sub> à l'échelle de l'écosystème.

Modèles	Mousse	Mix	Herbe	Arbuste
PPB-1, RE-1	−90 ± 55	−300 ± 140	−397 ± 225	−341 ± 178
PPB-1, RE-3	−138 ± 67	−328 ± 153	−59 ± 31	−378 ± 193
PPB-2, RE-1	−168 ± 97	−489 ± 221	−175 ± 89	−284 ± 140
PPB-2, RE-3	−216 ± 97	−517 ± 233	+162 ± 74	−321 ± 155

#### 1518 Calibration par placette

1519 Les modèles RE-1, RE-3 ont pu être calibré pour l'ensemble des 20 placettes et  
1520 le modèle PPB-2 pour 17 d'entre elles. Le modèle RE-2, proche de RE-3 n'a pas été  
1521 calibré. Quant au modèle PPB-1, la calibration par placette ne convergeant pas pour  
1522 la moitié d'entre elles, il n'a pas été pris en compte par la suite. Il faut noter que la  
1523 dispersion importante de points rend l'estimation des paramètres limitée en terme de  
1524 significativité. Par ailleurs que ce soit pour la PPB ou la RE, la placette n°10 semble  
1525 avoir un comportement particulier.

1526 Les R<sup>2</sup> du modèle PPB-2, à l'exception de la placette n°10 , varient entre 0,5 et 0,9.  
1527 La NRMSE se distribue entre 20 et 60 %, ces valeurs sont supérieures à celles du modèle  
1528 calibré à l'échelle de l'écosystème (19 %, Figure 3.14-d et 3.24)). Les paramètres du  
1529 modèle PPB-2 varient de façon importante, entre −6,1 et 66 pour a, entre 23,9 et 90,4  
1530 pour b, entre 6,2 et 60,0 pour c et −10,7 et 27,1 pour d.

1531 Toujours à l'exception de la placette n°10, pour les modèles RE-1 et RE-3 on  
1532 constate une distribution des R<sup>2</sup> au dessus de 0,5, avec 11 placettes au dessus de  
1533 0,7 pour RE-1 et 15 pour RE-3. Les valeurs de leurs NRMSE sont généralement plus  
1534 élevées que celles obtenues à l'échelle de l'écosystème : entre 20 et 55 % pour RE-1  
1535 (contre 18 % à l'échelle de l'écosystème) et entre 15 et 50 % pour RE-3 (contre 13 %,  
1536 Figure 3.13-a, 3.14-d et 3.23). Les paramètres varient dans des gammes similaires pour  
1537 RE-1 et RE-3 entre 0 et 1,1 pour a (RE-1) et a+c (RE-3) et entre 0,04 et 0,11 pour le  
1538 paramètre b.

1539 Sur les deux années, les quantités de carbone assimilées par la PPB (modèle PPB-

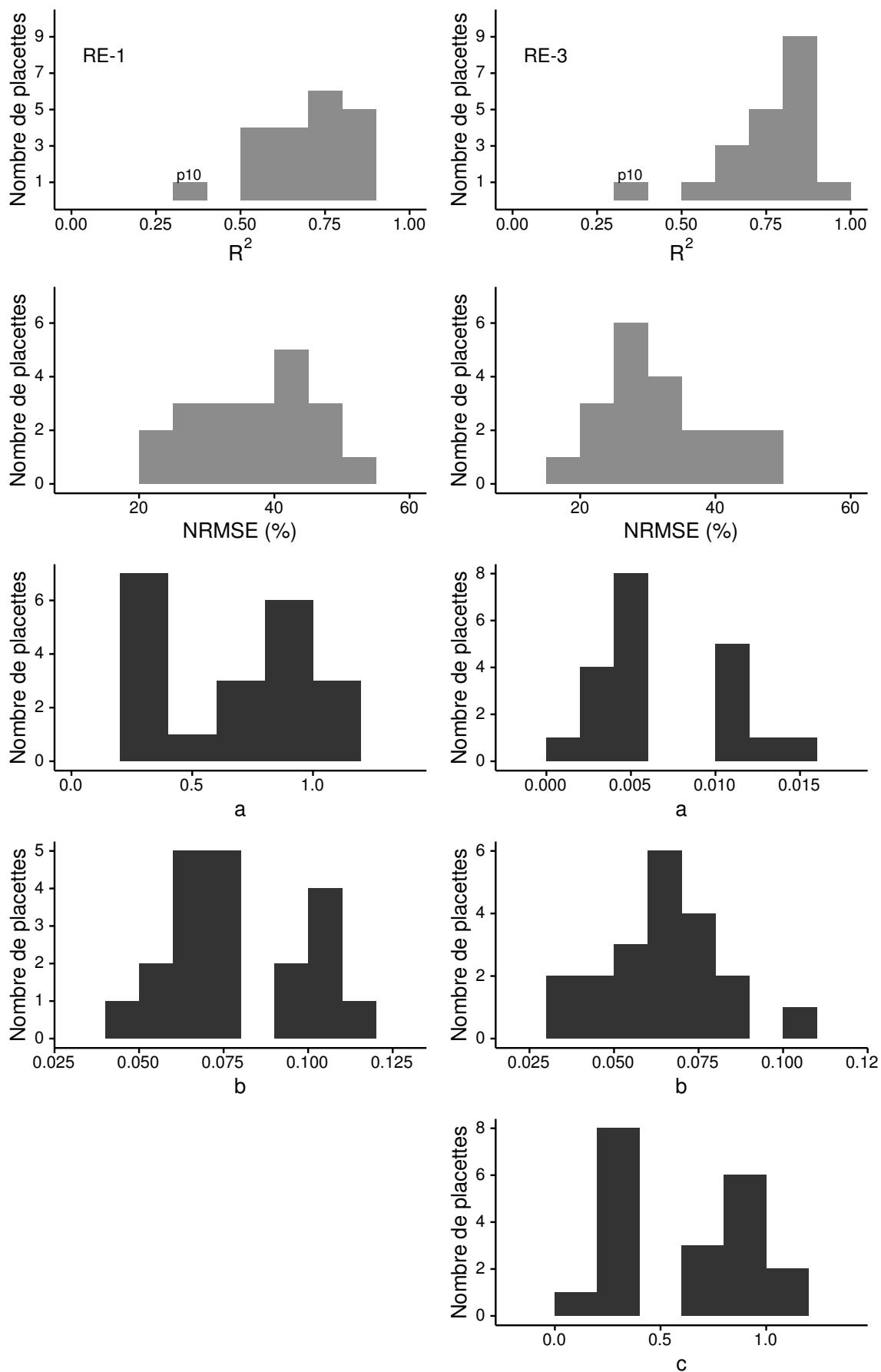


FIGURE 3.23 – Distribution de la NRMSE, du R<sup>2</sup> (en gris) et des paramètres (en noir) des modèles RE-1 (à gauche) et RE-3 (à droite) calibrés par placette (N=20). Les lettres sous les graphes correspondent aux paramètres des équations utilisées.

### 3.3. Résultats

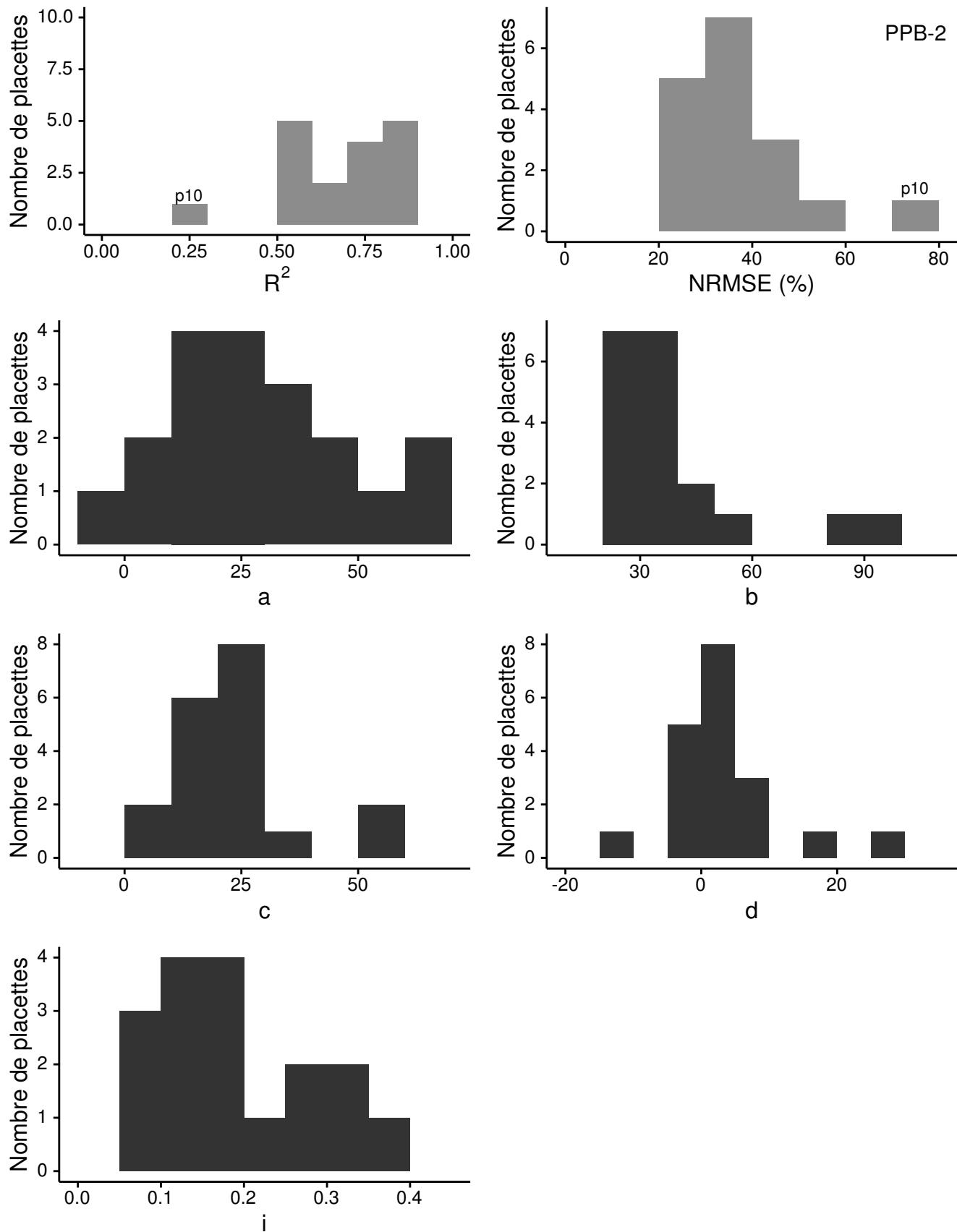


FIGURE 3.24 – Distribution de la NRMSE, du  $R^2$  (en gris) et des paramètres (en noir) du modèle PPB-2 calibré par placette ( $N=17$ ). Les lettres sous les graphes correspondent aux paramètres des équations utilisées.

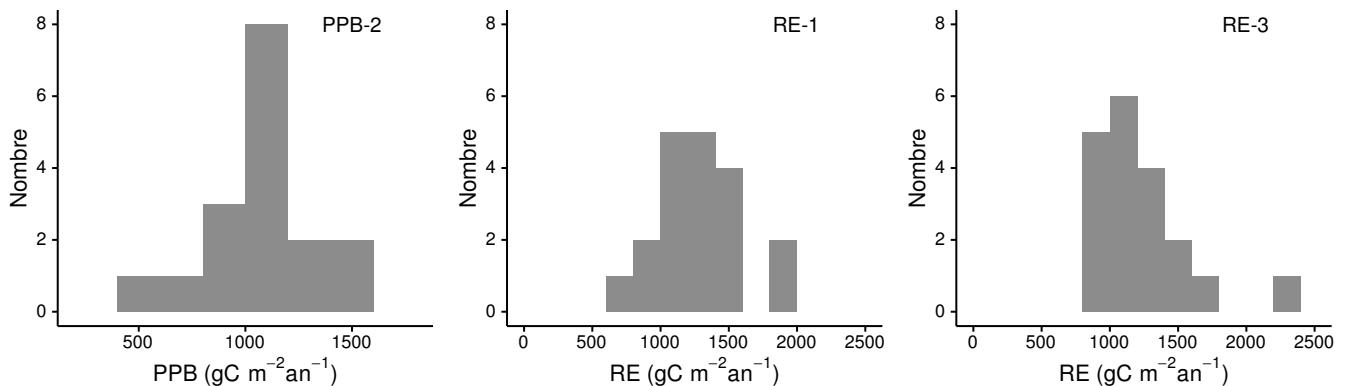


FIGURE 3.25 – Distribution des flux estimés par placette en gcma pour le modèle PPB-2 (à gauche), RE-1 (au milieu) et RE-3 (à droite)

1540 2) varient entre  $507 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , avec une majorité des placettes autour de  
 1541  $1100 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  et une moyenne de  $1052 \pm 238 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . Pour la RE, la dis-  
 1542 tribution des flux du modèle RE-1 s'échelonne entre 633 et  $1832 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  avec  
 1543 une moyenne de  $1275 \pm 314 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  et entre 828 et  $2371 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  avec une  
 1544 moyenne de  $1218 \pm 363 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour le modèle RE-3.

1545 Enfin la répartition spatiale des flux calculés par placette, que ce soit la PPB ou la  
 1546 RE, ne semble pas s'organiser suivant un gradient particulier (Annexe G).

## 1547 3.4 Discussion

1548 La discussion de ce chapitre, s'articule autour de quatre parties. La première concerne  
 1549 les **modèles** calibrés à l'échelle de l'écosystème, leurs différences leurs qualités respec-  
 1550 tives. La seconde détaille les différents **flux** estimés par ces modèles. Le(s) **bilan(s)** de  
 1551 carbone issu(s) de ces flux sont exposés dans la troisième partie. Enfin, la quatrième  
 1552 partie porte sur la **variabilité spatiale** des flux.

**3.4.1 Modèles à l'échelle de l'écosystème****PPB**

À l'inverse du modèle PPB-2, le modèle PPB-1 ne prend pas en compte de façon directe la végétation. L'estimation des paramètres de PPB-1, lors de la phase de calibration, conduit à une incertitude forte : l'erreur standard est supérieure à 60 % pour les paramètres  $a$  et  $b$  et à 20 % pour les paramètres  $c$  et  $i$  (Tableau 3.2). Cette incertitude diminue pour PPB-2 avec l'intégration de l'IV, l'erreur est alors inférieure à 20 % pour l'ensemble des paramètres. Ces paramètres sont dans la gamme de ceux rapportés par June *et al.* (2004) : entre 23 et 296,5  $\mu\text{mole}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  pour la vitesse de transport des électrons photosynthétique à lumière saturante, entre 28,4 et 55,7 °C pour la température optimale du transport et entre 13,9 et 30,2 °C pour la différence de température à laquelle PPBsat vaut  $e^1$ . Lors de la phase de calibration, l'intégration de l'IV augmente la significativité des estimations et la représentativité des données mesurées.

Lors de l'évaluation et malgré une végétation similaire, l'augmentation de la NRMSE du modèle PPB-2, intégrant l'IV, est supérieure et dépasse (en valeur absolue) celle du modèle PPB-1. L'apport de l'IV dans l'estimation de la PPB n'est donc pas pertinent pour le jeu de données indépendant utilisé. Par ailleurs, l'intégration de l'IV à un effet beaucoup plus important en 2013 (l'estimation du flux diminue de 365  $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ), qu'en 2014 (diminution de 74  $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ).

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 approches pour modéliser des flux de gaz avec des équations différentes.

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. La diversité des espèces végétales rend difficile la mise en place de protocole de suivi non-destructif généralisable à un grand nombre d'espèces.

1581 Il semble que le modèle PPP-2 soit le plus pertinent pour estimer la PPB sur la  
1582 tourbière de La Guette.

1583 **RE**

1584 À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE améliore  
1585 peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre les valeurs  
1586 de la NRMSE est de 5 % (Figures 3.13-a et 3.14-a,d). En revanche lors de la phase  
1587 d'évaluation, l'utilisation du recouvrement des herbacées améliore l'estimation de façon  
1588 plus importante avec une différence de 11 % entre les valeurs de NRMSE. La différence  
1589 apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou RE-3) est du même ordre de  
1590 grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet de l'intégration de la végétation  
1591 est limité avec une différence de  $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  au maximum (entre RE-1 et RE-3),  
1592 soit moins de 2 % du flux. L'intérêt de l'évaluation pour la RE ne réside pas tant dans  
1593 la sélection d'une meilleure estimation des flux. Elle permet plutôt d'établir s'il est  
1594 possible d'utiliser ou non un modèle dans un autre contexte. Ainsi on peut envisager  
1595 d'utiliser le modèle RE-3 sur d'autres données issues du même site.

1596 Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-  
1597 tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception  
1598 du paramètre c du modèle RE-2, ont une p-value inférieure à 0,05 (Tableau 3.2). La  
1599 NRMSE calculée lors de l'évaluation de ces modèles est certes plus importante que  
1600 celle issue de la calibration, mais elle reste faible. Ceci est particulièrement vrai pour  
1601 le modèle RE-3 où elle vaut moins de 25 % (Figure 3.14-f). La RE semble donc mieux  
1602 contrainte que la PPB, avec une estimation des paramètres plus fiable et une différence  
1603 entre les estimations issues des différents modèles plus faible.

1604 Le modèle RE-3 semble être le plus pertinent pour estimer la RE sur la tourbière  
1605 de La Guette

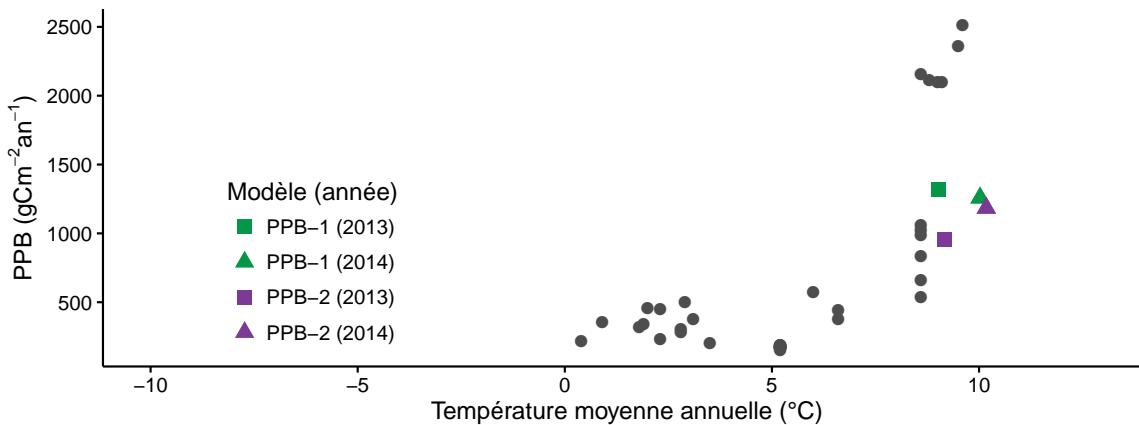


FIGURE 3.26 – Relation entre la production primaire brute (PPB) et la température moyenne annuelle (en °C) dans la littérature (points gris) et pour la tourbière de La Guette. Les couleurs correspondent aux différentes combinaisons de modèles utilisées.

<sup>1606</sup> **F<sub>CH<sub>4</sub></sub>**

<sup>1607</sup> La calibration des flux de CH<sub>4</sub> conduit à une erreur du même ordre de grandeur  
<sup>1608</sup> que celle obtenue pour PPB-1 (Figure 3.16). L'évaluation du modèle fait doubler la  
<sup>1609</sup> NRMSE et montre sa limite : son utilisation est nécessairement restreinte à cette étude  
<sup>1610</sup> particulière.

<sup>1611</sup> **3.4.2 Les flux annuels à l'échelle de la tourbière de La Guette**

<sup>1612</sup> **Représentativité à l'échelle globale**

<sup>1613</sup> L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> selon  
<sup>1614</sup> l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont élevées, en comparaison avec la PPB esti-  
<sup>1615</sup> mée par Trudeau *et al.* (2014) ou Peichl *et al.* (2014) dans des tourbières boréales. Elles  
<sup>1616</sup> sont respectivement comprises 123 et 131 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> et entre 203 et 503 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>.  
<sup>1617</sup> C'est d'ailleurs dans ces gammes de valeurs, inférieures à celles relevées sur la tourbière  
<sup>1618</sup> de La Guette, que sont comprises la majorité des estimations (Figure 3.26).

<sup>1619</sup> Une première hypothèse permettant d'expliquer cet écart, est la différence entre les  
<sup>1620</sup> températures moyennes sur les sites : -4,3 °C et 1,2 °C pour Trudeau *et al.* (2014) et  
<sup>1621</sup> Peichl *et al.* (2014) respectivement. Ces températures sont bien plus faibles pour ces  
<sup>1622</sup> sites que sur la tourbière de La Guette. Il semble que la PPB soit systématiquement

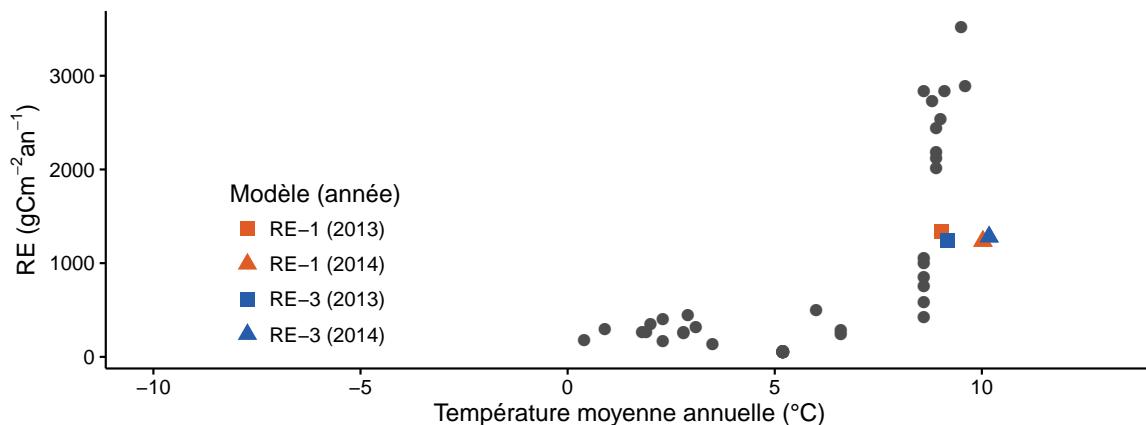


FIGURE 3.27 – Relation entre la respiration de l'écosystème (RE) et la température moyenne annuelle (en °C) dans la littérature (points gris) et pour ces travaux. Les couleurs correspondent aux différentes combinaisons de modèles utilisées.

inférieure à  $500 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  quand les températures moyennes annuelles ne dépassent pas  $5^\circ\text{C}$ . Au delà la gamme des flux est beaucoup plus large (Figure 3.26). Ainsi d'autres études faite à des latitudes plus basse et des températures moyennes annuelles plus forte, montrent des estimation de la PPB plus proche de celles estimées sur la tourbière de La Guette. Entre  $534$  et  $1058 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  par exemple pour Beyer *et al.* (2015), sur un site dont la température moyenne annuelle est de  $8,6^\circ\text{C}$  et avec une végétation proche de celle observée sur la tourbière de La Guette (*Molinia caerulea*, *Eriophorum angustifolium*, *Sphagnum* spp).

Une part de l'explication de l'intensité de la PPB observée peut d'ailleurs être liée à la composition végétale du site. Ainsi, Jacobs *et al.* (2007) pour des prairies tourbeuses hollandaises, estiment des valeurs de PPB comprises entre  $400$  et  $2000 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  avec une moyenne de  $1300 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . Sur des écosystèmes similaires, au Danemark, Görres *et al.* (2014) trouvent des valeurs de PPB plus importantes encore, entre  $1555$  et  $2590 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , mais avec des niveaux de nappe d'eau plus faibles ( $< -30 \text{ cm}$ ). La tourbière de La Guette est envahie par une végétation vasculaire, notamment herbacée. La comparer à des prairies tourbeuses est donc pertinent. Dans ces deux cas les valeurs de PPB observées sont plus élevées que celles de la tourbière de La Guette.

Les observations sur l'intensité des flux de la PPB sont également valables pour la respiration : la RE estimée sur la tourbière de La Guette est plus élevée que celles

### 3.4. Discussion

---

mesurées sur les tourbières boréales et plus faible que celles mesurées sur des prairies tourbeuses. La RE estimée sur la tourbière de La Guette est comprise entre 1232 et 1337 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> selon l'année et le modèle considéré (Figure 3.27). Les estimations de la RE sont très proches pour les deux années, ce qui est cohérent avec le niveau de nappe d'eau relativement similaire également observé. La différence de température de l'air entre 2013 et 2014 (9,1 et 10,1 °C respectivement) n'est pas suffisante pour observer une différence significative.

La comparaison de ces valeurs à celles des études citées précédemment, pour la PPB, montre qu'elles sont plus importantes que celles mesurées par Peichl *et al.* (2014) et Trudeau *et al.* (2014) (137 à 443 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> et 206 à 234 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> respectivement). Elles s'approchent également des valeurs mesurées par Beyer *et al.* (2015) (585 à 1052 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>) et sont plus faibles que celles mesurées par Jacobs *et al.* (2007) ou Görres *et al.* (2014) (500 à 2000 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> et 2070 et 3500 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> respectivement). Comme pour la PPB, la température moyenne annuelle et la composition végétale des sites sont des explications possibles à ces observations.

De façon générale, les flux estimés sur la tourbière de La Guette sont cohérent avec les estimations relevées dans la littérature.

#### 1659 Représentativité locale des flux de CO<sub>2</sub>

Si l'on excepte la placette n°5, les modèles de la RE calibrés à l'échelle de l'écosystème permettent de représenter les placettes avec une NRMSE plus faible pour RE-3 par rapport à RE-1 : les pics des distributions sont autour de 40 et 55 % respectivement (Figure 3.21). Ces observations permettent de soutenir l'intérêt d'inclure l'indice de végétation dans la modélisation de la RE.

Pour la PPB (et toujours en excluant la placette n°5) la différence entre les deux modèles est moins forte (Figure 3.21). La majorité des placettes ayant une NRMSE d'environ 50 % pour les deux modèles. Pour chacun d'entre eux il y a autant de placettes ayant une NRMSE inférieure à 50 % (7) que de placette ayant une NRMSE supérieure (13). Il ne semble par y avoir de différences significatives dans la représentativité locale

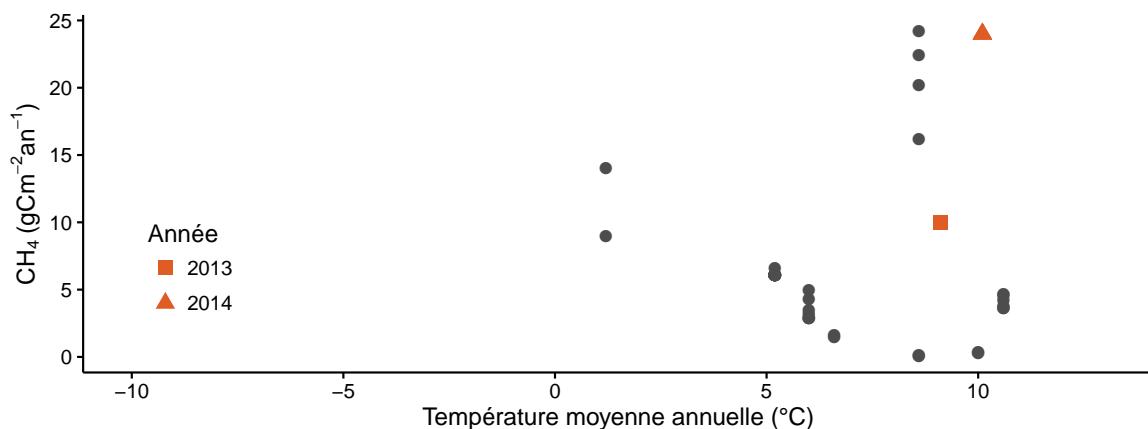


FIGURE 3.28 – Relation entre les flux de CH<sub>4</sub> et la température moyenne annuelle (en °C) dans la littérature (points gris) et pour ces travaux (en rouge).

1670 des modèles PPB-1 et PPB-2.

1671  $F_{\text{CH}_4}$

1672 Comparés aux flux de CO<sub>2</sub>, les flux de CH<sub>4</sub> mesurés sur la tourbière de La Guette  
 1673 sont faibles : deux ordres de grandeur inférieurs. Ces flux sont dans la gamme des va-  
 1674 leurs présentes dans la littérature, de 1 à 40 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (Figure 3.28, (Nilsson *et al.*,  
 1675 2001)). Pour 2013 les valeurs mesurées sont proches de celles mesurées par Nilsson *et al.*  
 1676 (2008) (entre 9 et 14 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>). L'absence d'étiage en 2014 expliquerait le double-  
 1677 ment des flux en minimisant la zone aérobie et les possibilités d'oxydation du CH<sub>4</sub>  
 1678 (Lai, 2009). Les faibles variations du niveau de nappe sont probablement à l'origine  
 1679 de l'absence de relation entre ce dernier et les flux de CH<sub>4</sub>. Ces observations corro-  
 1680 borent les observations faites par Trudeau *et al.* (2012) et (à développer, de ref ds  
 1681 trudeau2012)

1682 Le COD

1683 L'intensité des flux de COD estimés sur la tourbière de La Guette sont très faibles  
 1684 comparés aux flux de CO<sub>2</sub>. Par ailleurs, ils sont du même ordre de grandeur que les  
 1685 flux de CH<sub>4</sub>. Les quantités de COD exportées par la tourbière sont dans la gamme  
 1686 de celles présentes dans la littérature. Elles sont plus faibles que celles estimées par  
 1687 Worrall *et al.* (2009) (entre 10 et 86 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>), mais plus importantes que celles

### 3.4. Discussion

---

1688 estimées par [Carroll et Crill \(1997\)](#) dans une tourbière de bas-marais d'Amérique  
1689 du nord ( $3,4 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) ou celles rapportées par [Waddington et Roulet \(2000\)](#)  
1690 ( $<6 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) dans une tourbière de haut-marais suédoise.

1691 Le doublement du flux de COD observé en 2014 par rapport à 2013 est lié à une  
1692 quantité plus importante d'eau quittant la tourbière et présentant des concentrations  
1693 en COD similaires (Figure 3.20). Dans le même temps le niveau de nappe moyen  
1694 mesuré en 2014 est légèrement supérieur à celui mesuré en 2013 et les précipitations  
1695 sont du même ordre de grandeur (Figure 2.5 et 2.4). Ces observations permettent de  
1696 faire l'hypothèse que l'année 2013 a permis à la tourbière de reconstituer une partie de  
1697 son stock d'eau perdu lors des années précédentes plus sèches.

#### 1698 Incertitudes et limitations du bilan

1699 Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de  $\text{CH}_4$  avec une NRMSE de  
1700 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence importante  
1701 montre que l'estimation des flux de  $\text{CH}_4$  à l'aide de l'indice de végétation à permis  
1702 l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les années 2013  
1703 et 2014, mais que son utilisation dans d'autres conditions (année sèche, température  
1704 moyenne annuelle significativement différente) est limitée. L'importance faible du  $\text{CH}_4$   
1705 dans le bilan de carbone de la tourbière rend ces incertitudes moins critiques que celles  
1706 faite sur l'estimation de la PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises  
1707 en évidence par les fortes variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles  
1708 sont la source des variations observées en termes de bilan. À l'inverse la RE est bien  
1709 contrainte. Sur les 2 années la différence entre les différentes équations utilisées ne  
1710 dépassent pas  $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ .

1711 En outre le bilan de carbone est aussi limité par sa représentativité. Différents élé-  
1712 ments n'ont pas été pris en compte dans les mesures et l'établissement du bilan. La  
1713 strate arborée notamment, largement présente dans certaines zones, n'est pas consi-  
1714 dérée directement. Les zones, restreintes, de touradons également, de même que les  
1715 arbustes dépassant la taille de la chambre ou encore les zones d'eau libre.

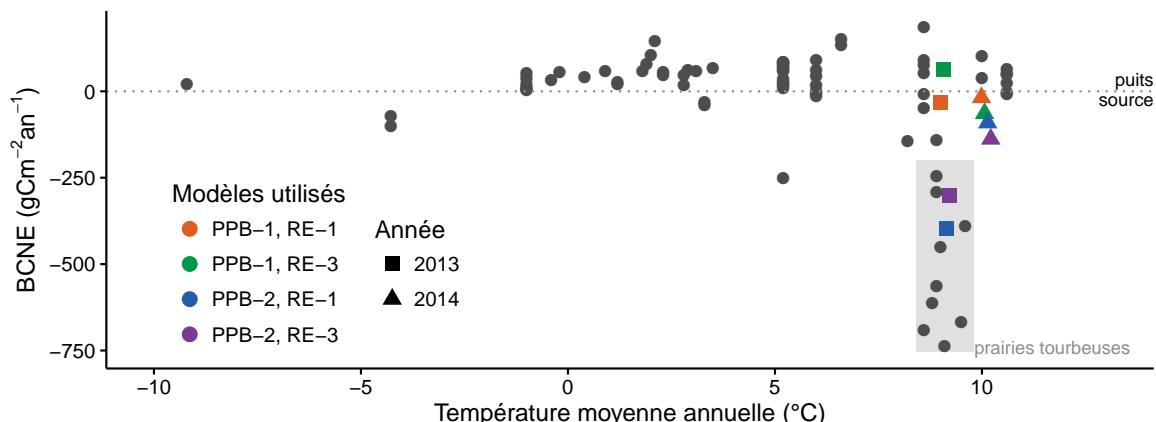


FIGURE 3.29 – Relation entre le bilan de carbone net de l'écosystème (BCNE) et la température moyenne annuelle (en  $^{\circ}\text{C}$ ) dans la littérature (points gris) et pour ces travaux. Les couleurs correspondent aux différentes combinaisons de modèles utilisées et la ligne de tirets sépare les écosystèmes stockant du carbone (au dessus) de ceux libérant du carbone (en dessous).

### <sup>1716</sup> 3.4.3 Estimations du bilan net de l'écosystème à l'échelle de la <sup>1717</sup> tourbière de La Guette

#### <sup>1718</sup> Puits ou source ?

<sup>1719</sup> En considérant les estimations qui semblent les plus pertinentes pour la PPB (PPB-  
<sup>1720</sup> 2) et pour la RE (RE-3), on peut dire la tourbière de La Guette est une source de car-  
<sup>1721</sup> bone. Ainsi elle émet, en moyenne sur les deux années, environ  $220 \pm 33 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$   
<sup>1722</sup> (Tableau 3.4). Ces valeurs, sont du même ordre de grandeur que celles mesurées dans  
<sup>1723</sup> des prairies tourbeuses (Figure 3.29). La tourbière est également une source de carbone  
<sup>1724</sup> plus importante en 2013 ( $-301 \pm 47 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) qu'en 2014 ( $-138 \pm 20 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ).  
<sup>1725</sup> La légère baisse du niveau de la nappe d'eau en 2013 ne se traduit pas par une RE  
<sup>1726</sup> plus importante et cette différence est principalement liée à une hausse de la PPB.  
<sup>1727</sup> Cette hausse de la PPB est peut être liée à l'histoire du site : les années précédant  
<sup>1728</sup> les mesures sont sèches et ont pu amoindrir le potentiel de photosynthèse de l'éco-  
<sup>1729</sup> système, notamment de ses plantes pérennes (mousses et arbustes). Ce potentiel en  
<sup>1730</sup> cours de rétablissement pendant le suivi serait donc plus fort en 2014. Elles se rap-  
<sup>1731</sup> prochent de celles mesurées dans des tourbières de bas-marais d'Amérique du nord :  
<sup>1732</sup>  $-145 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (Carroll et Crill, 1997) ou celles mesurées dans une autre tourbière  
<sup>1733</sup> de bas-marais en Allemagne ( $-142$  à  $-565 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) mais utilisée comme prairie

### 3.4. Discussion

---

<sup>1734</sup> permanente ([Beyer et al., 2015](#)).

#### <sup>1735</sup> Importance relative des flux

<sup>1736</sup> D'une manière générale, les bilans sont principalement fonction de l'intensité des  
<sup>1737</sup> flux de CO<sub>2</sub>. Le CH<sub>4</sub> et le COD ont une place marginale en termes de quantité de  
<sup>1738</sup> carbone. Ces observations sont cohérentes avec d'autres études comme [Bortoluzzi et al.](#)  
<sup>1739</sup> ([2006](#)); [Worrall et al.](#) ([2009](#)). Cependant si le CH<sub>4</sub> ne semble pas jouer un rôle majeur  
<sup>1740</sup> sur le bilan de carbone de la tourbière de La Guette, il faut considérer le fait que  
<sup>1741</sup> seul le flux diffusif de CH<sub>4</sub> a pu être mesuré et estimé (c'est également le cas pour  
<sup>1742</sup> les études citées précédemment). Les émissions de CH<sub>4</sub> par ébullition sont exclues du  
<sup>1743</sup> bilan. Rarement estimé, ce flux peut représenter 17 à 66 % d'une émission ([Gogo et al.](#),  
<sup>1744</sup> [2011](#); [Christensen et al.](#), [2003](#)), et être potentiellement très fort : plus de 35 gC m<sup>-2</sup>  
<sup>1745</sup> par événement ([Glaser et Chanton, 2009](#)). La présence de végétaux vasculaires qui en  
<sup>1746</sup> transportant le CH<sub>4</sub> dans l'atmosphère diminuent la concentration en CH<sub>4</sub> dans le sol  
<sup>1747</sup> tendraient cependant à diminuer ce phénomène ([Chanton, 2005](#)).

#### <sup>1748</sup> 3.4.4 Variabilité spatiale sur la tourbière de La Guette

##### <sup>1749</sup> Distribution des groupes de végétation

<sup>1750</sup> Si quelques placettes proche géographiquement ont des recouvrement végétaux voi-  
<sup>1751</sup> sins (les placettes p18 et p19 ; p02, p03 et p04 ; p12, p14 et p16) les autres ne présentent  
<sup>1752</sup> pas un tel lien (Figure 3.30). Par ailleurs, au sein d'une même classe peuvent être ras-  
<sup>1753</sup> semblées des placettes très éloignées spatialement, les placette p01 et p15 par exemple  
<sup>1754</sup> ou les placettes p02 et p17 ou p09 et p20. Ceci montre une variabilité spatiale im-  
<sup>1755</sup> portante du recouvrement végétal mais également que cette variabilité ne semble pas  
<sup>1756</sup> répartie géographiquement, selon un gradient quelconque.

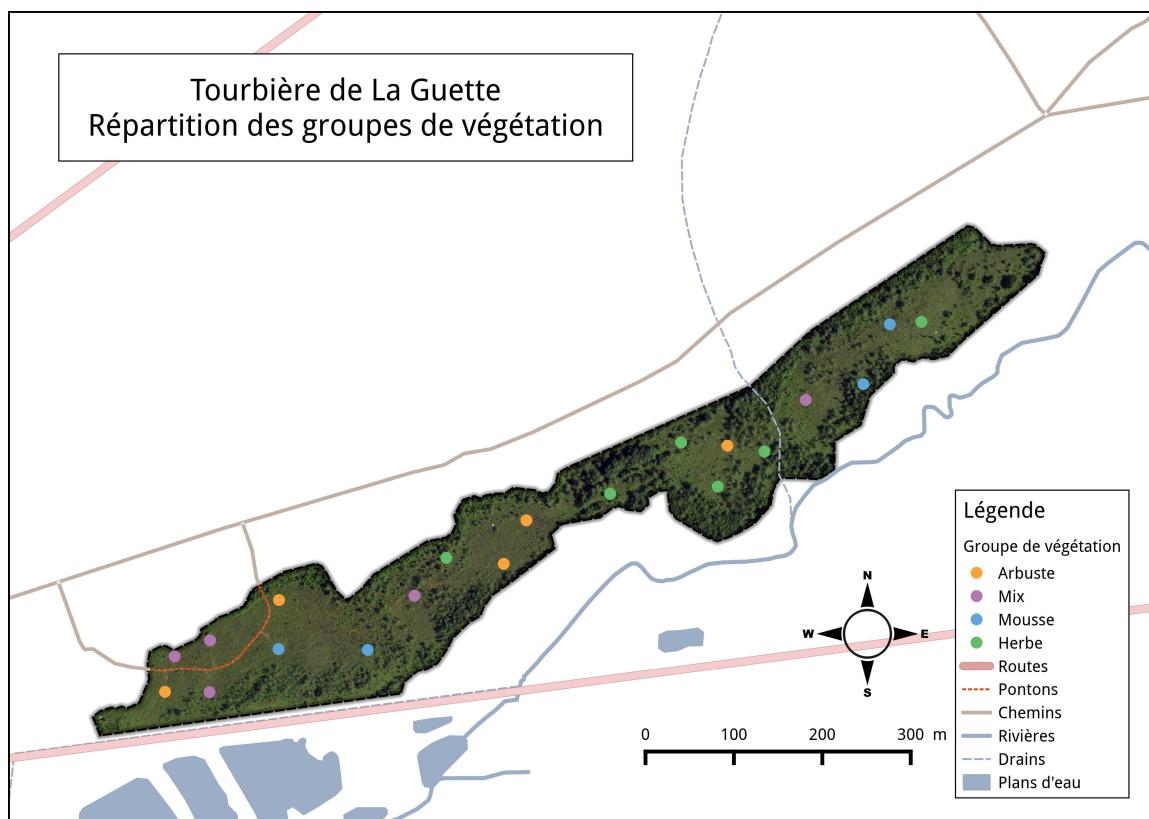


FIGURE 3.30 – Distribution des groupes de végétation sur la tourbière de La Guette.

### 1757 Effet du type de végétation majoritaire sur les flux et le bilan de CO<sub>2</sub>

1758 L'estimation des flux par groupe de végétation montre que lorsque la strate mus-  
 1759 cinale est la plus importante, l'intensité des flux est plus faible. Cette observation est  
 1760 valable pour la PPB, et est cohérente avec la littérature qui rapporte une productivité  
 1761 plus faible des sphagnes (notamment par rapport aux herbacées) ([Rydin et Jeglum, 2013b](#); [Beyer et al., 2015](#)). La RE du groupe Mousse est également plus faible que celle  
 1762 des autres groupes. Dans ce cas le niveau élevé de la nappe d'eau et la proportion plus  
 1763 faible de plantes vasculaires, qui permettent l'aération du milieu et la stimulation de  
 1764 la RE par la libération d'excédents racinaires, peut expliquer la faible intensité du flux.  
 1765

1766 Les groupes Mix et Arbustes sont proches et sont des sources de carbone impor-  
 1767 tantes quelle que soit la combinaison de modèles. La RE de ces groupes est plutôt élevée  
 1768 ( $> 1200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ), et est couplée à une PPB plutôt faible (située entre celle du  
 1769 groupe Mousse et celle du groupe Herbe). Le point commun de ces deux groupes est la  
 1770 proportion de la strate arbustive qui dépasse 50 %. Ceci est cohérent avec la croissance

### 3.4. Discussion

---

1771 limitée de la strate arbustive (par rapport à la strate herbacée) au cours de la saison  
1772 de végétation (donc PPB plus faible) (Rydin et Jeglum, 2013b). La RE plus forte peut  
1773 elle s'expliquer par la présence des racines.

1774 Le groupe Herbe est le plus particulier, son comportement varie de façon importante  
1775 en fonction des modèles. C'est le seul groupe dont une des estimations du bilan de CO<sub>2</sub>  
1776 est positive (fonction puits). Cette observation est contraire à ce que l'on attend. En  
1777 effet notre hypothèse de départ relie un envahissement par une végétation vasculaire  
1778 à une augmentation de la RE, causée par une meilleure aération du milieu, et donc  
1779 à un bilan qui tendrait d'avantage à être une source de carbone. Cette augmentation  
1780 de la RE n'est pas visible, le groupe Herbe est même celui pour lequel la RE est la  
1781 plus faible. Pour expliquer cette observation on peut faire l'hypothèse que le potentiel  
1782 de photosynthèse des plantes pérennes, notamment des sphaignes, n'ait pas encore  
1783 retrouvé son maximum après avoir été affaibli pendant les années sèches précédents  
1784 les mesures. Cette hypothèse est cohérente avec une photosynthèse forte de la Molinie  
1785 telle qu'on peut l'observer (Tableau 3.5). La PPB de la strate herbacée (principalement  
1786 la Molinie) n'est pas ou peu limité que ce soit par l'histoire du site (c'est une plante  
1787 annuelle).

1788 Par ailleurs, la strate herbacée n'est pas ou peu affectée par le niveau élevé de  
1789 la nappe d'eau. En effet les espèces de cette strate (*Molinia caerulea* et *Eriophorum*  
1790 *augustifolium*) ont la capacité d'échanger du gaz de leur racines à l'atmosphère grâce à  
1791 l'aérenchyme, ce qui leur permet de se développer dans des milieux inondés (Taylor  
1792 *et al.*, 2001; Rydin et Jeglum, 2013a). Il n'est donc pas surprenant que la Molinie se  
1793 soit développée sans difficulté apparente pendant les deux années.

#### 1794 Quantification de la variabilité spatiale

1795 La distribution des flux calculés par placette permet, de faire une première estima-  
1796 tion quantifiée de la variabilité spatiale. La variabilité spatiale mesurée sur le site de  
1797 La Guette est relativement importante comparée aux moyennes observées dans diffé-  
1798 rents sites (Figure 3.31–A). La variabilité spatiale de la RE, similaire en 2013 et 2014,

l'est davantage encore (Figure 3.31-B). La variabilité spatiale du bilan, dépasse les moyennes relevées dans la littérature (Figure 3.31-C).

Ces comparaisons sont évidemment à regarder avec précaution, l'erreur liée aux estimations faites par placettes étant forte. Néanmoins ces graphes montrent l'importance de la variabilité spatiale des flux à l'échelle d'une tourbière et permettent de mettre cette variabilité en perspective par rapport aux moyennes usuellement rapportées.

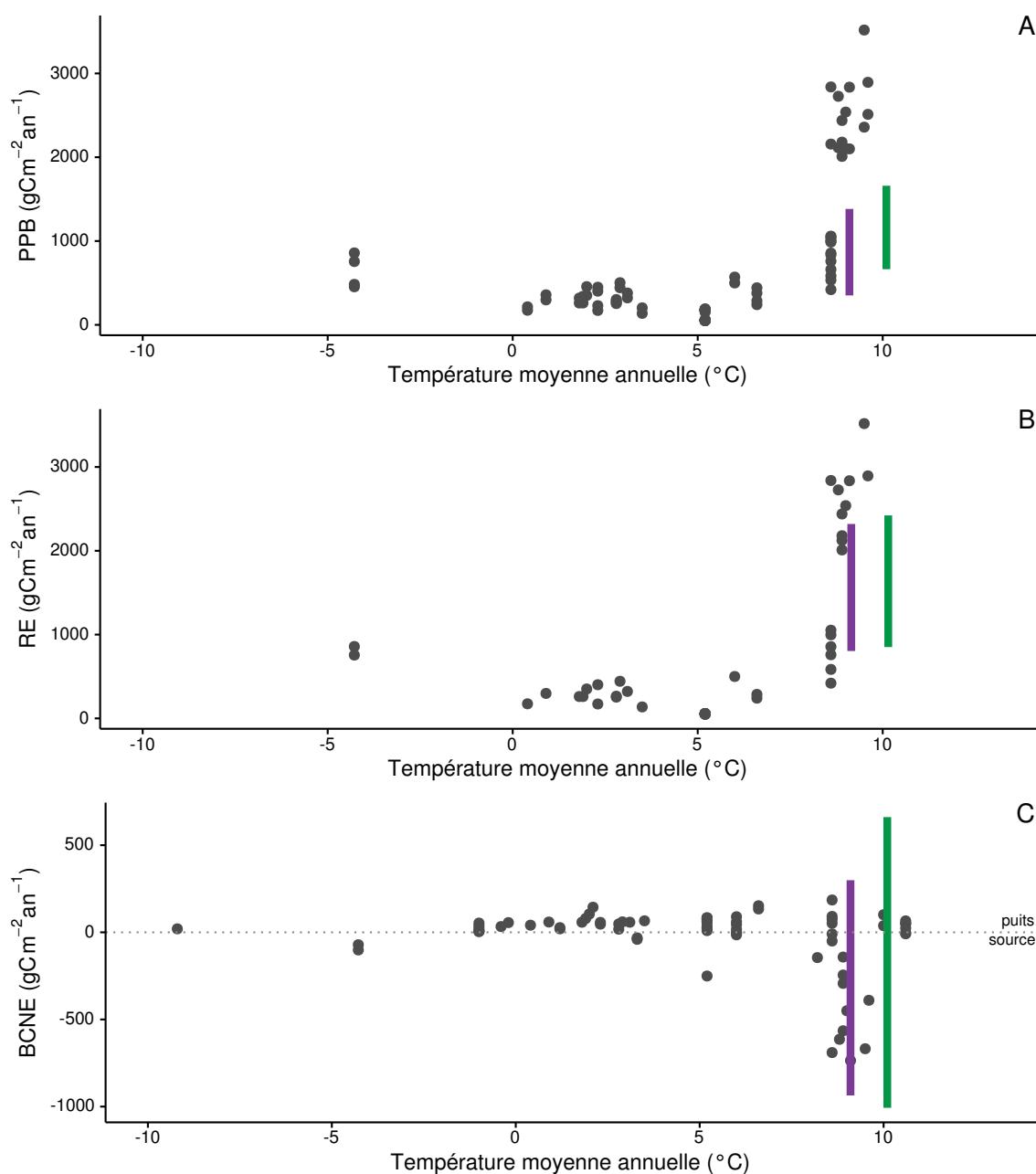


FIGURE 3.31 – Variabilité spatiale, par placette, des flux issus des modèles PPB-2 et RE-3, comparée aux valeurs relevées dans la littérature (points gris). Les barres violettes représentent les gammes mesurées en 2013 et les barres vertes celles mesurées en 2014. Le tableau de l'annexe 5 recense les références utilisées.



# CHAPITRE 4

---

## EFFETS DE L'HYDROLOGIE SUR LES FLUX DE GES

1808	<b>4.1</b>	<b>Introduction</b>	112
1809	<b>4.2</b>	<b>Procédure expérimentale</b>	114
1810	4.2.1	Expérimentation A	117
1811	4.2.2	Expérimentation B	118
1812	<b>4.3</b>	<b>Résultats</b>	118
1813	4.3.1	Expérimentation A	118
1814	4.3.2	Expérimentation B	125
1815	4.3.3	Comparaison des deux expérimentations	130
1816	<b>4.4</b>	<b>Discussion</b>	133
1817	4.4.1	Comparaison des flux de carbone à ceux mesurés sur le terrain	133
1818	4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	134
1819	4.4.3	Effet des cycles hydrologique multiples sur les flux de GES	137
1820			
1821			
1822			

## 1823 4.1 Introduction

1824 Au cours des deux années de suivi des flux de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub> dans la tourbière  
1825 de La Guette (2013 et 2014), le niveau de la nappe d'eau est resté relativement élevé  
1826 et a très faiblement varié en comparaison avec les années précédentes bien plus sèches  
1827 (Figure 2.5. En conséquence, l'effet des variations de nappe d'eau sur les flux de GES n'a  
1828 pu être investigué. Néanmoins, l'hydrologie est un facteur contrôlant des flux ([Blodau, 2002](#)). En effet de nombreuses études ont relié les émissions de CO<sub>2</sub> au niveau de la  
1829 nappe d'eau. Cependant, aucun consensus n'a encore été atteint. La majorité des études  
1830 montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,  
1831 soit par une sécheresse, a un ENE plus faible. Par exemple, [Strack et Zuback \(2013\)](#)  
1832 expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des mesures faites pendant  
1833 une période relativement sèche. Une observation similaire est faite par [Aurela et al. \(2007\)](#)  
1834 qui mesurent un ENE plus faible lors d'une année sèche, dans une tourbière à  
1835 Carex au sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE aux conditions plus  
1836 chaudes et sèches qui, principalement, augmentent la RE (effet de la température sur  
1837 les vitesses de réaction et développement d'une zone aérobie permettant la respiration  
1838 plus importante) et diminuent légèrement la PPB (suite à un stress hydrique de la  
1839 végétation). [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une  
1840 année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, en dessous de -30 cm de  
1841 profondeur. Ils expliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va  
1842 dans le même sens que [Lund et al. \(2012\)](#) qui observent en 2008 une baisse de l'ENE  
1843 dans une tourbière à sphagnes située au sud de la Suède. Les mesures de RE faites cette  
1844 année là étant similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une  
1845 diminution de la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent  
1846 une autre baisse de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à  
1847 celle des autres années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse  
1848 est expliquée par une augmentation de la RE. Ces inconsistances apparentes peuvent  
1849

avoir pour origine des types de sécheresse différentes : courte et intense pendant la saison de végétation de 2006 et d'intensité plus faible mais d'une durée plus longue en 2008. À l'inverse des résultats précédemment cités, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) dans une étude sur les effets à long terme d'une baisse du niveau de la nappe, n'observent pas d'effets significatifs sur l'ENE tandis que les flux de RE et de PPB augmentent tous les deux. Ces études montrent que si le niveau de la nappe est reconnu comme un facteur de contrôle des flux de CO<sub>2</sub>, il est difficile d'en dégager des liens de cause à effet répétables.

Concernant le CH<sub>4</sub>, une baisse du niveau de la nappe d'eau est généralement liée à une baisse des émissions, et inversement. Ceci provient du fait que le niveau de la nappe d'eau contrôle l'épaisseur de la zone où le CH<sub>4</sub> est produit/oxydé ([Pelletier et al., 2007](#)). [Turetsky et al. \(2008\)](#) montrent que l'effet des variations du niveau de nappe sur les flux de CH<sub>4</sub> n'est pas répétable. Ils observent ainsi que l'effet est plus important lorsque le niveau de la nappe est augmenté que lorsqu'il est diminué ( $\pm 10$  cm). Ils font l'hypothèse que le niveau de la nappe, en plus d'agir sur la proportion production/oxydation du CH<sub>4</sub>, a un effet sur le transfert de chaleur dans le sol. Cette hypothèse s'appuie sur l'observation de températures plus élevées, que ce soit celles de l'air ou de la tourbe, dans les zones où le niveau de la nappe a été rehaussé. Cependant d'autres études, principalement dans des sites où le niveau de la nappe est proche de la surface du sol, montrent une absence de relation entre le niveau de la nappe et les émissions de CH<sub>4</sub>, voire une relation inverse, avec des flux plus faibles liés à des niveaux de nappe plus élevés ([Kettunen et al., 1996; Bellisario et al., 1999; Treat et al., 2007](#)). Là encore selon les conditions environnementales, la relation entre les flux de CH<sub>4</sub> et le niveau de la nappe n'est pas aisément généralisable.

La vitesse de l'augmentation du niveau de nappe semble également influencer les flux ; des pics de RE ayant été observés après une réhumectation rapide du sol. La manière de simuler la réhumectation influence également les flux. [Strack et Price \(2009\)](#) ont ainsi observé qu'une réhumectation graduelle alimentée par le bas de la colonne de sol conduisait à une baisse de la RE, tandis qu'une hausse rapide par le haut de

## 4.2. Procédure expérimentale

---

Tableau 4.1 – Récapitulatif des différentes phases de dessiccation/réhumectations pour les deux expérimentations. La colonne code phase correspond à la première lettre de la phase (D pour dessiccation et R pour réhumectation) suivi d'un numéro représentant l'ordre du cycle. La phase EQ correspond au temps laissé aux mésocosmes pour s'équilibrer avec leur nouvel environnement.

code phase	dates
Expérimentation A (2013)	
EQ	12 avril – 31 mai
D1	1 juin – 16 juillet
R1	17 – 20 juillet
Expérimentation B (2014)	
EQ	17 avril – 29 juin
D1	30 juin – 6 juillet
R1	7 – 16 juillet
D2	17 – 28 juillet
R2	29 juillet – 3 août
D3	4 – 11 août
R3	12 – 14 août

<sup>1879</sup> la colonne, simulant un événement pluvieux, conduisait à un pic de RE. Cette hausse  
<sup>1880</sup> de la RE après une réhumectation a également été observé par [McNeil et Waddington](#)  
<sup>1881</sup> ([2003](#)).

<sup>1882</sup> L'objectif de ce chapitre est d'explorer plus en avant l'effet des variations du niveau  
<sup>1883</sup> de la nappe d'eau dans des mésocosmes, sur les émissions de GES. Cet effet étant peu  
<sup>1884</sup> ou pas visible *in-situ* (cf chapitre 3). Plus précisément il s'agit de déterminer l'effet de  
<sup>1885</sup> cycles de dessiccation/ré-humectation sur les émissions de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub>. L'hypothèse  
<sup>1886</sup> est qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne une augmentation des flux de RE,  
<sup>1887</sup> avec un pic d'émission au moment de la réhumectation, et une diminution des flux de  
<sup>1888</sup> méthane.

## <sup>1889</sup> 4.2 Procédure expérimentale

<sup>1890</sup> L'étude des cycles de dessiccation/ré-humectation est effectuée sur des mésocosmes  
<sup>1891</sup> cylindriques (30 cm de diamètre et de profondeur), prélevés dans la tourbière de La  
<sup>1892</sup> Guette et installés en extérieur. Au contraire d'échantillons en chambre climatique,



FIGURE 4.1 – Prélèvement des mésocosmes sur la tourbière de La Guette (en haut). Mésocosmes installés près du laboratoire : 6 témoins et 6 traités, avec des dispositif pour intercepter la pluie (en bas).

## 4.2. Procédure expérimentale

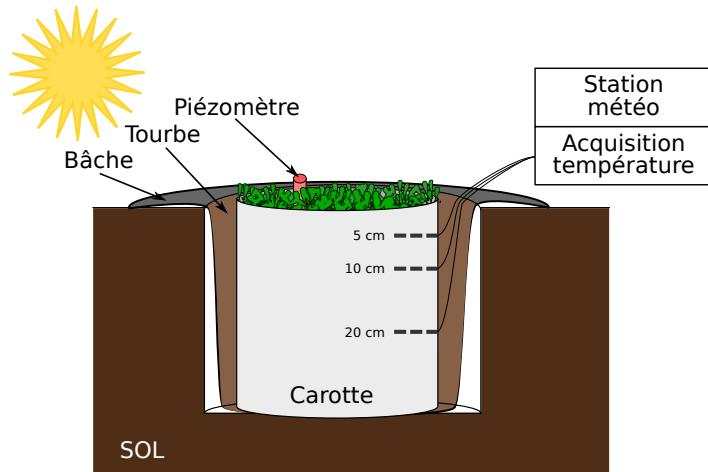


FIGURE 4.2 – Dispositif expérimental : les mésocosmes sont installés dans un trou creusé dans le sol. Ils sont isolés de ce dernier par une bâche imperméable et, pour l’expérimentation B, des sondes de température reliées à une station météorologique sont installées à différentes profondeurs.

1893 cette méthode à l'inconvénient de ne pas permettre un contrôle total des variables  
1894 expérimentales comme les apports d'eau ou la température. Cependant, elle permet de  
1895 maintenir les échantillons dans des conditions plus proches de celles présentes in-situ  
1896 et notamment le rayonnement solaire, dont la luminosité est inatteignable en chambre  
1897 climatique. L'expérimentation a été réalisée durant l'été 2013 avec un seul cycle long,  
1898 on s'y référera par la suite comme l'expérimentation A. Cette expérimentation a été  
1899 effectuée dans le cadre des stages de Master de Zi Yin de l'Université de Fudan en  
1900 Chine, qui s'est occupée d'une grande partie de l'acquisition de données de CO<sub>2</sub> et  
1901 des facteurs contrôlant et de Paul Gaudry de l'Université d'Orléans qui s'est occupé  
1902 de faire les mesures de CH<sub>4</sub>. L'expérimentation a été renouvelée l'été 2014 avec trois  
1903 cycles, plus courts. On appellera cette seconde expérimentation, l'expérimentation B.  
1904 Cette expérimentation a été effectuée dans le cadre des stages de Master de Tianyi Ji,  
1905 de l'Université de Fudan en Chine qui s'est occupé de l'acquisition des données CO<sub>2</sub>,  
1906 et de Sarah Williams qui a réalisée les mesures de CH<sub>4</sub>.

1907 Pour les deux expérimentations, les variables explicatives sont la température de  
1908 l'air, du sol (à -5 cm), le niveau de nappe d'eau, et la teneur en eau du sol.

**Remarque :** Pour l'expérimentation A les mesures ont été faites en insérant verticalement la sonde d'une dizaine de centimètre dans le mésocosme. La mesure est donc une intégration de la teneur en eau sur 10 cm. En revanche pour l'expérimentation B, la sonde à été insérée horizontalement sur un côté des mésocosmes à une profondeur fixe (-5, -10 et -20 cm).  
 1909 La mesure qui en résulte est donc plus spécifique à cette profondeur. Pour les deux expérimentations les valeurs obtenues, ne sont pas à prendre de façon absolue, les sondes n'ayant pas été calibrées pour des sols tourbeux mais pour des sols minéraux.

1910 Les placettes subissant les cycles de dessiccation seront nommées groupe « « Dесси-  
 1911 cation » » et les placettes ne subissant pas les cycles, groupe « Contrôle ». Ces deux  
 1912 groupes correspondent aux deux traitements utilisés pour l'analyse statistique. Pour  
 1913 le CO<sub>2</sub> et le CH<sub>4</sub>, l'analyse a été faite sur les flux moyennés sur une journée, les flux  
 1914 ayant été généralement mesuré deux fois par jour.

### 1915 4.2.1 Expérimentation A

1916 Six mésocosmes ont été prélevés le 12 avril 2013, dans la tourbière de La Guette.  
 1917 Le prélèvement s'effectue à l'aide de cylindres de PVC, enfoncés délicatement dans la  
 1918 tourbe puis dégagés en creusant de chaque côté (Figure 4.1). Enfin ils sont transportés  
 1919 au laboratoire où ils sont installés en extérieur et saturés en eau (eau prélevée dans  
 1920 la tourbière), afin que leurs conditions hydrologiques de départ soient les plus proches  
 1921 possibles (Figure 4.2). Trois mésocosmes tirés au sort servent de contrôle, et trois vont  
 1922 subir un cycle de dessiccation/ré-humectation. Du 2 mai au 17 juillet 2013, les précipi-  
 1923 tations ont été interceptées dans trois mésocosmes à l'aide d'abris bâchés installés en  
 1924 cas de pluie et la nuit (Figure 4.1). Au 17 juillet, de fortes précipitations sont simulées  
 1925 par l'ajout d'eau de pluie reconstituée<sup>1</sup> dans les six mésocosmes (Tableau 4.1). La ré-  
 1926 humectation s'est étalée sur quatre jours à raison d'un ajout de 1,16 l d'eau par jour et  
 1927 par mésocosme reproduisant ainsi un événement pluvieux enregistré dans la tourbière  
 1928 de La Guette (81,8 mm sur cinq jours).

1. Cette eau est une eau créée artificiellement, à partir d'un mélange l'eau dé-ionisée, de sulfate de sodium, de nitrate d'ammonium, de chlorures de potassium, de calcium, de magnésium et de sodium pour reproduire la composition d'une eau de pluie.

### **4.2.2 Expérimentation B**

Le 17 avril 2014, six nouveaux mésocosmes ont été prélevés dans la tourbières de La Guette et installés près du laboratoire, en suivant le même protocole que pour l'expérimentation A. Une station météo a été installée à côté des mésocosmes afin de mesurer avec un pas de 15 minutes la température de l'air, l'humidité relative, le rayonnement solaire, la vitesse et la direction du vent et les précipitations. La pluviosité n'a pu être enregistrée à cause d'une panne du pluviomètre. Cette station a permis également l'enregistrement des températures mesurées par les sondes T107 installées à  $-5$ ,  $-10$ , et  $-20$  cm. Un abaissement manuel du niveau de la nappe a été mis en place pour cette expérimentation, dans le but de pouvoir suivre plusieurs cycles de dessiccation/réhumectation. Pendant les phases d'assèchement les niveaux de nappes des placettes traitées étaient donc abaissés en moyenne de 2 cm par jour, une intensité permettant de simuler plusieurs cycles. La durée des différents cycles est présentée dans le tableau 4.1. Pendant les phases de réhumectation, de l'eau de pluie collectée à proximité des mésocosmes, est versée dans les mésocosmes jusqu'à ce que le niveau d'eau atteigne la limite haute de l'embase.

## **4.3 Résultats**

### **4.3.1 Expérimentation A**

#### **Dynamique hydrologique**

Pendant la phase de dessiccation on observe une baisse du niveau de la nappe dans les placettes contrôles et dans les placettes traitements (Figure 4.3–A, campagnes 2 à 15). Cependant si les placettes du groupe « Dessiccation » ont un niveau de nappe qui diminue de façon régulière sur l'ensemble de cette phase, de  $-3$  à  $-25$  cm ce n'est pas le cas des placettes du groupe Contrôle. Ces dernières ont un niveau de la nappe

1953 d'eau qui reste à peu près constant ( $\approx -3$  cm) entre les campagnes 4 et 8, du fait  
1954 d'épisodes pluvieux pendant cette période. Puis le niveau de nappe diminue entre les  
1955 campagnes 9 et 15, passant de  $-7$  à  $-22$  cm. Pendant la phase de réhumectation, les  
1956 deux groupes ont un comportement similaire. Leurs niveaux de nappe augmentent de  
1957  $-22$  à  $-1$  cm pour le groupe Contrôle et de  $-25$  à  $-1$  cm pour le groupe « Dessiccation  
1958 ». Dans la seconde phase d'assèchement le niveau de nappe baisse à nouveau pour les  
1959 deux groupes, de façon régulière pour le groupe « Dessiccation » jusqu'à atteindre une  
1960 profondeur de  $-30$  cm, et de façon plus irrégulière à cause des pluies, pour le groupe  
1961 Contrôle.

1962 Cette dynamique d'assèchement est également visible à travers l'évolution de la  
1963 teneur en eau du sol (Figure 4.4-A). Pour le groupe Contrôle, la teneur en eau se  
1964 maintient à 100 % jusqu'à la campagne 5 puis elle diminue jusqu'à la campagne 15  
1965 où elle atteint 43 %. La teneur en eau du sol du groupe « Dessiccation » diminue dès  
1966 la campagne 2 et atteint 41 % à la fin de la phase de dessiccation (campagne 15). À  
1967 ce moment les deux groupes sont relativement proches. Ils le restent lors de la phase  
1968 de réhumectation pendant laquelle la teneur en eau du sol augmente. Cette dernière  
1969 augmente même pendant la 2<sup>e</sup> phase de dessiccation, jusqu'à la campagne 22 pour le  
1970 groupe Contrôle et 20 pour le groupe « Dessiccation », où elle atteint 100 et 86 %  
1971 respectivement.

1972 La réponse hydrologique au cycle de dessiccation/réhumectation est différente selon  
1973 qu'on l'observe à travers le niveau de la nappe ou la teneur en eau du sol (Figure 4.5).  
1974 Pendant la dessiccation du groupe Contrôle le niveau de nappe reste, dans un premier  
1975 temps, constant jusqu'à la campagne n°8 puis il diminue. Pendant la phase de réhumec-  
1976 tation, ce même groupe suit un « chemin » identique, le niveau de nappe commence  
1977 par augmenter sans variation importante de la teneur en eau du sol jusqu'à la cam-  
1978 pagne n°18, puis par la suite, la teneur en eau du sol augmente tandis que le niveau de  
1979 nappe reste relativement constant. Pour le groupe « Dessiccation », la phase de dessic-  
1980 cation est plus homogène avec une diminution conjointe du niveau de nappe et de la  
1981 teneur en eau. Cette relation n'est cependant pas strictement linéaire avec une teneur

### 4.3. Résultats

---

en eau qui varie peu pendant les trois premières campagnes, puis qui diminue jusqu'à la campagne n°8, avant de diminuer de manière moins importante jusqu'à la fin de la phase de dessiccation. En comparaison le niveau de nappe du groupe « Dessiccation » diminue de façon régulière pendant cette phase. À l'inverse du groupe Contrôle, la réhumectation pour le groupe « Dessiccation », ne suit pas le même chemin que la dessiccation. Pendant la réhumectation le chemin est très proche de celui observé pour le groupe Contrôle avec un niveau de nappe qui commence par augmenter, avant de se stabiliser et, pendant cette stabilisation, une augmentation de la teneur en eau du sol. Au delà de la campagne 20 le comportement des groupes divergent à nouveau. Le groupe Contrôle semble reprendre le même chemin de dessiccation à l'exception d'un point. Ce point, la campagne 23 et liée à une baisse brusque du niveau de la nappe ( $-18\text{ cm}$ ) et semble d'avantage sur le « chemin » du groupe « Dessiccation ». Le groupe dessiccation quant à lui suit un chemin proche de sa première phase de dessiccation même si la teneur en eau du sol diminue moins rapidement par rapport au niveau de la nappe que précédemment.

### 1997 Les flux de CH<sub>4</sub>

1998 Les émissions de CH<sub>4</sub> varient dans l'ensemble de 0 et  $0,55\text{ }\mu\text{mol m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ . Elles 1999 sont similaires entre les deux groupes (« Contrôle » et « Dessiccation ») jusqu'à la 2000 campagne n°8 à partir de laquelle elles divergent (Figure 4.3-B). À partir de cette 2001 campagne, les émissions du groupe « Contrôle » augmentent rapidement pour at- 2002 teindre  $0,55 \pm 0,31\text{ }\mu\text{mol m}^{-2}\text{ s}^{-1}$  tandis que celles du groupe « Dessiccation » restent 2003 stables, voire diminue légèrement. À la fin de la phase de dessiccation, mi-juillet, 2004 les deux groupes retrouvent des niveaux d'émission similaires compris entre 0,1 et 2005  $0,2\text{ }\mu\text{mol m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ . Ces niveaux restent constants pendant toute la phase de réhumecta- 2006 tion, avant d'augmenter légèrement pendant la deuxième phase de dessiccation pour 2007 se situer entre  $0,25\text{ }\mu\text{mol m}^{-2}\text{ s}^{-1}$  et  $0,2\text{ }\mu\text{mol m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ .

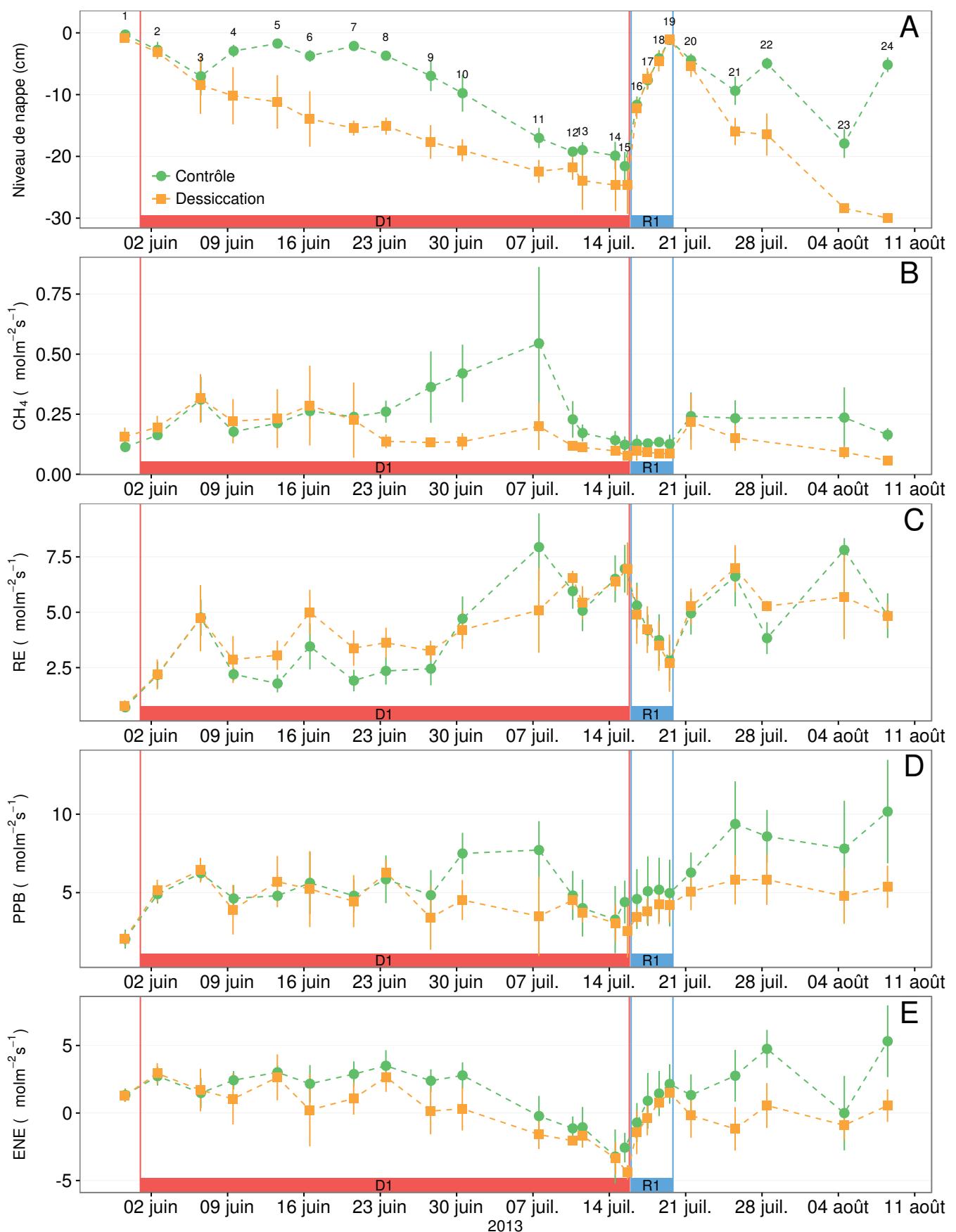


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Évolution de la moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux,  $\text{CH}_4$ , RE, PPB, ENE en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , B, C, D, E de juin à août 2013, dans les placettes « Contrôle » et « Désiccation ». Les phases de dessiccation (D) sont représentées en rouge et la phase de réhumectation (R), en bleu. Les numéros de 1 à 24 correspondent aux dates des campagnes.

### 4.3. Résultats

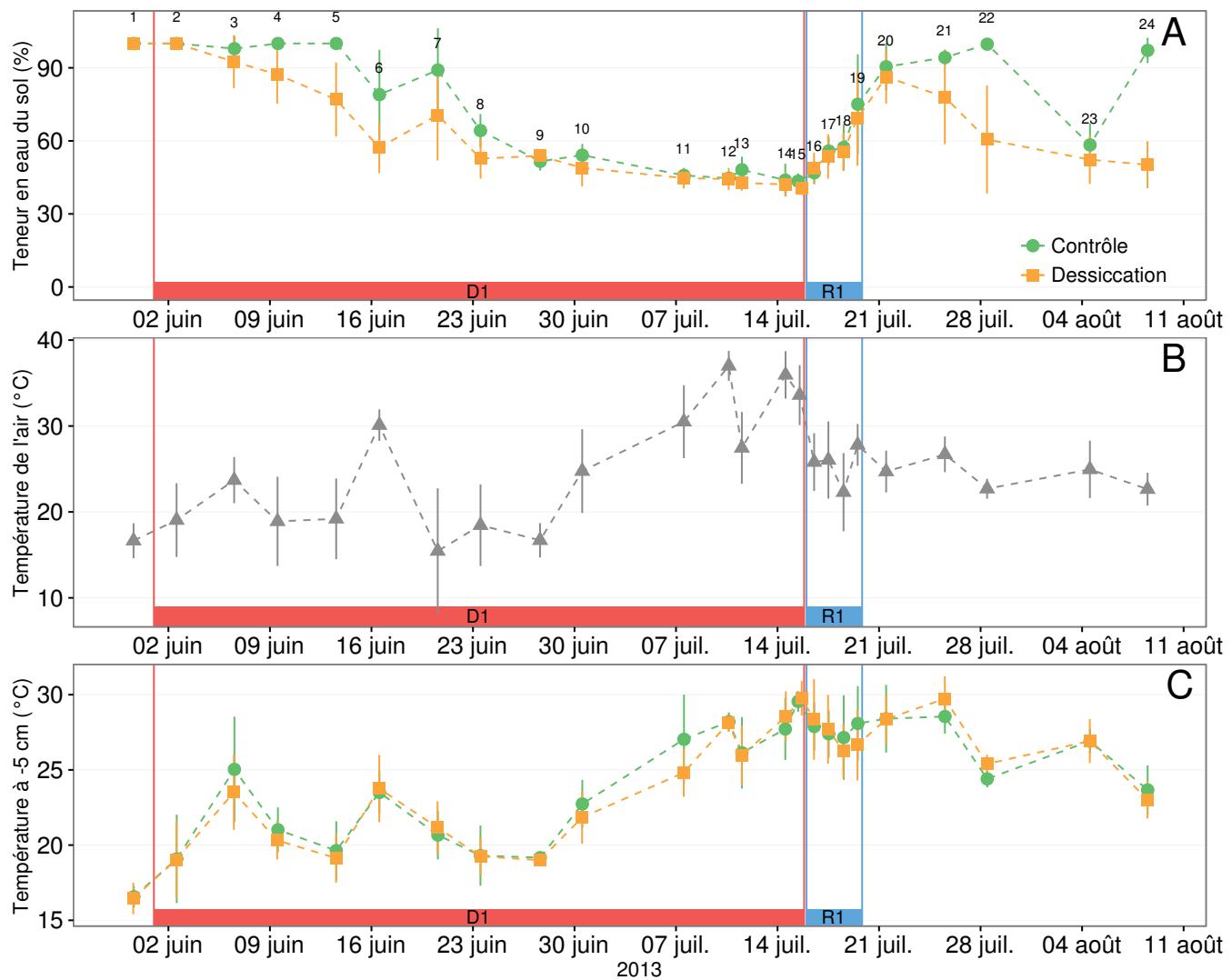


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Évolution de la teneur en eau du sol à  $-5\text{ cm}$  (A), de la température de l'air (B), et de la température du sol à  $-5\text{ cm}$  (C) de juin à août 2013, dans les placettes « Contrôle » et « Dessiccation ». Les phases de dessiccation (D) sont représentées en rouge et la phase de réhumectation (R), en bleu. Les numéros de 1 à 24 correspondent aux dates des campagnes.

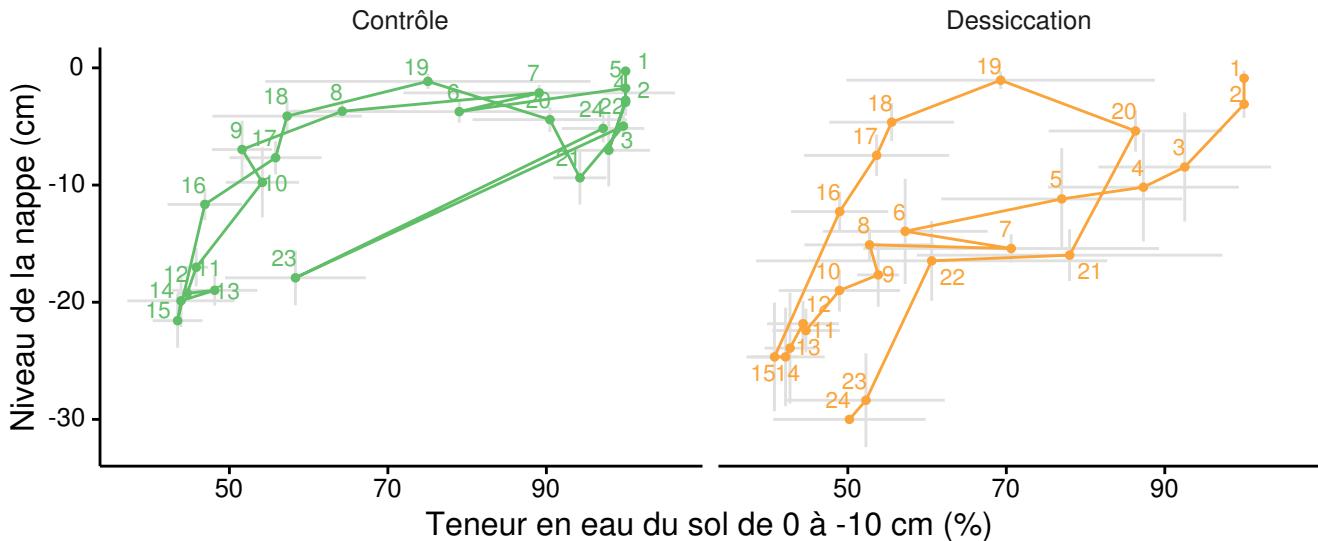


FIGURE 4.5 – Relation entre les niveaux de nappe et la teneur en eau du sol lors de l'expérimentation A. Les numéros correspondent à l'ordre des campagnes de mesure et les lignes grises aux déviations standard.

## 2008 La RE

2009 Pendant la phase de dessiccation, les flux de la RE tendent à augmenter quel  
 2010 que soit le groupe de placettes considéré (Figure 4.3-C). Ces valeurs inférieures à  
 2011  $2,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  début juin, atteignent environ  $7 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour les deux groupes  
 2012 mi-juillet, avant la réhumectation. Cependant la RE du groupe « Dessiccation » aug-  
 2013 mente régulièrement pendant l'ensemble de cette phase jusqu'à  $3,26 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
 2014 , tandis que les valeurs du groupe « Contrôle » restent, dans un premier temps, stable  
 2015 jusqu'à fin juin ( $2,45 \pm 0,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). À partir de début juillet, les valeurs de RE  
 2016 du groupe « Contrôle » augmentent jusqu'à dépasser les valeurs du groupe « Des-  
 2017 siccation ». La Re de ce groupe atteint un maximum à  $7,93 \pm 1,52 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  le 8  
 2018 juillet avant de retrouver des valeurs proche de celles observées dans le groupe « Des-  
 2019 siccation ». Cette augmentation brusque correspond temporellement à celle observée,  
 2020 pour le même groupe, dans les flux de  $\text{CH}_4$ . Lors de la phase de réhumectation, les  
 2021 flux de RE diminuent de façon très similaire pour les deux groupes pour atteindre  
 2022  $2,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en juin. Ce minimum reste cependant plus élevé que les valeurs me-  
 2023 surées initialement. Après la phase de réhumectation, les flux des deux groupes restent  
 2024 relativement proches et augmentent à mesure que le niveau de la nappe diminue à

## 4.3. Résultats

---

2025 nouveau.

### 2026 La PPB

2027 Pour les deux groupes, les flux de PPB restent stables pendant la phase de dessic-  
2028 cation (Figure 4.3-D) : 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 moyenne  
2029 pour les deux groupes) jusqu'au 24 juin. Ensuite, comme pour le CH<sub>4</sub> et la RE, les  
2030 valeurs de la PPB du groupe « Contrôle » augmentent et s'écartent de celles me-  
2031 surées dans le groupe « Dessiccation ». À la fin de cette phase de dessiccation, les  
2032 flux redeviennent identiques entre les traitements et atteignent un minimum proche  
2033 de 3  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Pendant la phase de réhumectation, la PPB augmente légèrement  
2034 pour les deux groupes. La PPB dans le groupe de contrôle a des valeurs supérieures à  
2035 celles du groupe « Dessiccation ». Pendant la deuxième phase de dessiccation, la PPB  
2036 augmente pour les deux groupes, avec un maximum de  $5,83 \pm 1,61 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour  
2037 le groupe « Dessiccation » et de  $10,17 \pm 3,30 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour le groupe « Contrôle  
2038 ».

### 2039 L'ENE

2040 Pour l'ensemble de l'expérimentation, les flux d'ENE varient de la même façon et  
2041 sont plus élevés dans le groupe « Contrôle » que ceux du groupe « Dessiccation »  
2042 (Figure 4.3-E). Pendant la phase de dessiccation, l'ENE reste relativement constante  
2043 jusque fin juin (campagne n°10) avec une valeur moyenne pour les deux groupes de  
2044  $1,18 \pm 0,58 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Au delà du 30 juin (campagne n°10), l'ENE baisse pour les  
2045 deux groupes pour atteindre un minimum proche de  $-4,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (campagne  
2046 n°15). Pendant la phase de réhumectation, l'ENE augmente rapidement pour atteindre  
2047  $1,52 \pm 0,36$  et  $2,15 \pm 1,47 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour le groupe « Contrôle » et de groupe «  
2048 Dessiccation » respectivement (campagne n°19). Après la réhumectation, l'ENE du  
2049 groupe « Contrôle » varie en suivant généralement les variations du niveau de nappe.  
2050 Pour le groupe « Dessiccation », l'ENE baisse par rapport au maximum atteint lors de  
2051 la réhumectation puis se stabilise autour de 0.

**2052    Météorologie**

2053       Pendant la première phase de dessiccation (mois de juin), les températures de l'air  
2054       restent plus ou moins stables autour d'une valeur de 20 °C, puis elles augmentent jus-  
2055       qu'à la fin de la phase de dessiccation où elles atteignent 38 °C (Figure 4.3–B). Les  
2056       températures de l'air diminuent pendant la réhumectation puis continuent de décroître  
2057       faiblement avec des valeurs proche de 22 °C. Les température du sol à –5 cm de pro-  
2058       fondeur suivent les même tendances que la température de l'air, à l'exception d'une  
2059       augmentation visible après la phase de réhumectation (Figure 4.3–C).

**2060    Synthèse des résultats de l'expérimentation A**

2061       Les variations de la RE sont principalement liées aux variations du niveau de la  
2062       nappe (Figure 4.9–C). Par conséquent, les variations de RE se répercutent sur l'ENE  
2063       (Figure 4.9–G). L'effet des variations du niveau de la nappe sur la PPB est quasiment  
2064       nul (Figure 4.9–E), même si la PPB semble diminuer aux plus fortes profondeurs. Pour  
2065       le CH<sub>4</sub> il est difficile de distinguer des tendances générales entre les flux et les niveaux  
2066       de nappe (Figure 4.9–A).

**2067    4.3.2    Expérimentation B**

2068       Cette expérimentation est basée sur le suivi de trois phase de dessiccations chacune  
2069       suivie d'une phase de réhumectation.

**2070    Dynamique hydrologique**

2071       Contrairement à l'expérimentation A, le niveau de nappe du groupe « Contrôle »  
2072       de l'expérimentation B reste relativement constant pendant l'ensemble de la période  
2073       de mesures (Figure 4.7–A). Le drainage artificiel du groupe « Dessiccation » conduit  
2074       à une diminution du niveau de la nappe d'une quinzaine de centimètres en moyenne  
2075       pour chaque cycle et un temps pluvieux permet au groupe « Contrôle » de garder un  
2076       niveau de nappe constant et élevé, supérieur à –5 cm la plupart du temps. Ce dernier

### 4.3. Résultats

---

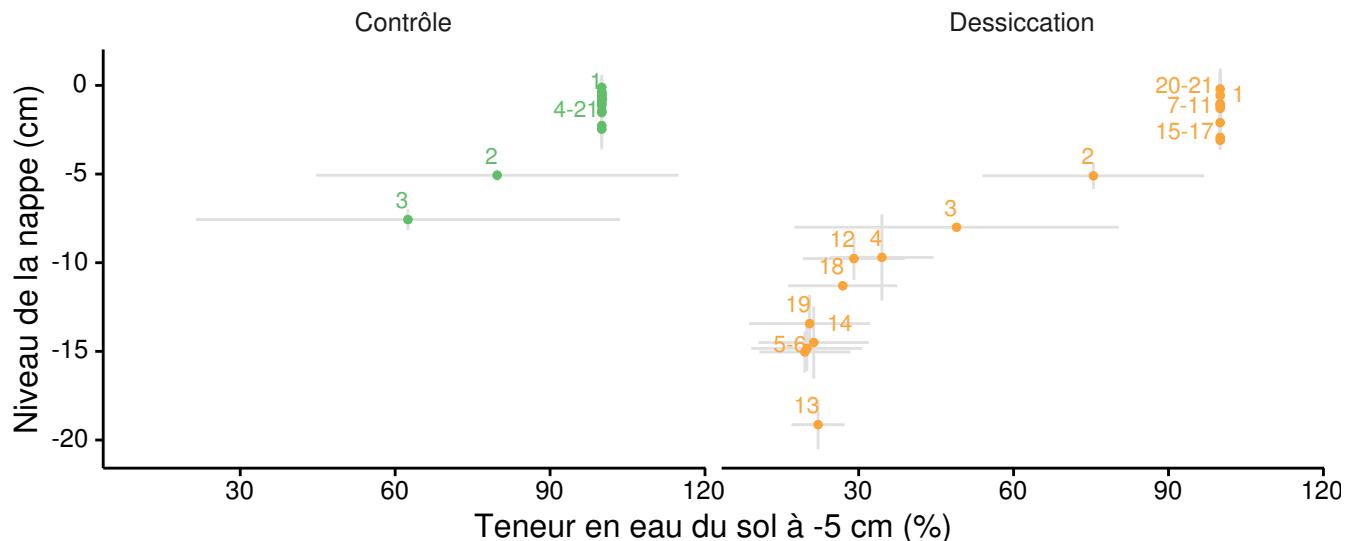


FIGURE 4.6 – Relation entre les niveaux de nappe et la teneur en eau du sol lors de l’expérimentation B. Les numéros correspondent à l’ordre des campagnes de mesure et les lignes grises aux déviations standard.

n'a baissé dans les « Contrôles », avec la teneur en eau du sol, que lors des campagnes 2 et 3 où il atteint son point le plus bas à -8 cm. Les niveaux de nappe minimum des différents cycles sont -15, -19 et -13 cm respectivement pour D1, D2 et D3.

La teneur en eau du sol à -5 cm est constante, à 100 % pour le groupe contrôle, à l'exception des campagnes n°2 et 3 où elle baisse et atteint 93 % (Figure 4.8-A). Pour le groupe « Dessiccation », la teneur en eau du sol à -5 cm est proche de 20 % pendant les phases de dessiccation et vaut 100 % pendant les phases de réhumectation. Les teneurs en eau mesurées à -10 et -20 cm sont

Lors de cette expérimentation et compte tenu de la durée de chaque cycle, le nombre de points par cycle est moins important que pour l'expérimentation A. Il est donc difficile de voir si le comportement et les « chemins » teneur en eau de sol/niveau de nappe varient selon les phases d'un même cycle et entre les cycles (Figure 4.6).

#### Les flux de CH<sub>4</sub>

Les flux moyens de CH<sub>4</sub> varient entre 0,07 à 0,34 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (Figure 4.7-B). Dans l'ensemble, les flux du groupe « Contrôle », à l'exception de la première mesure, sont supérieurs aux flux du groupe « Dessiccation » : moyennes globales de

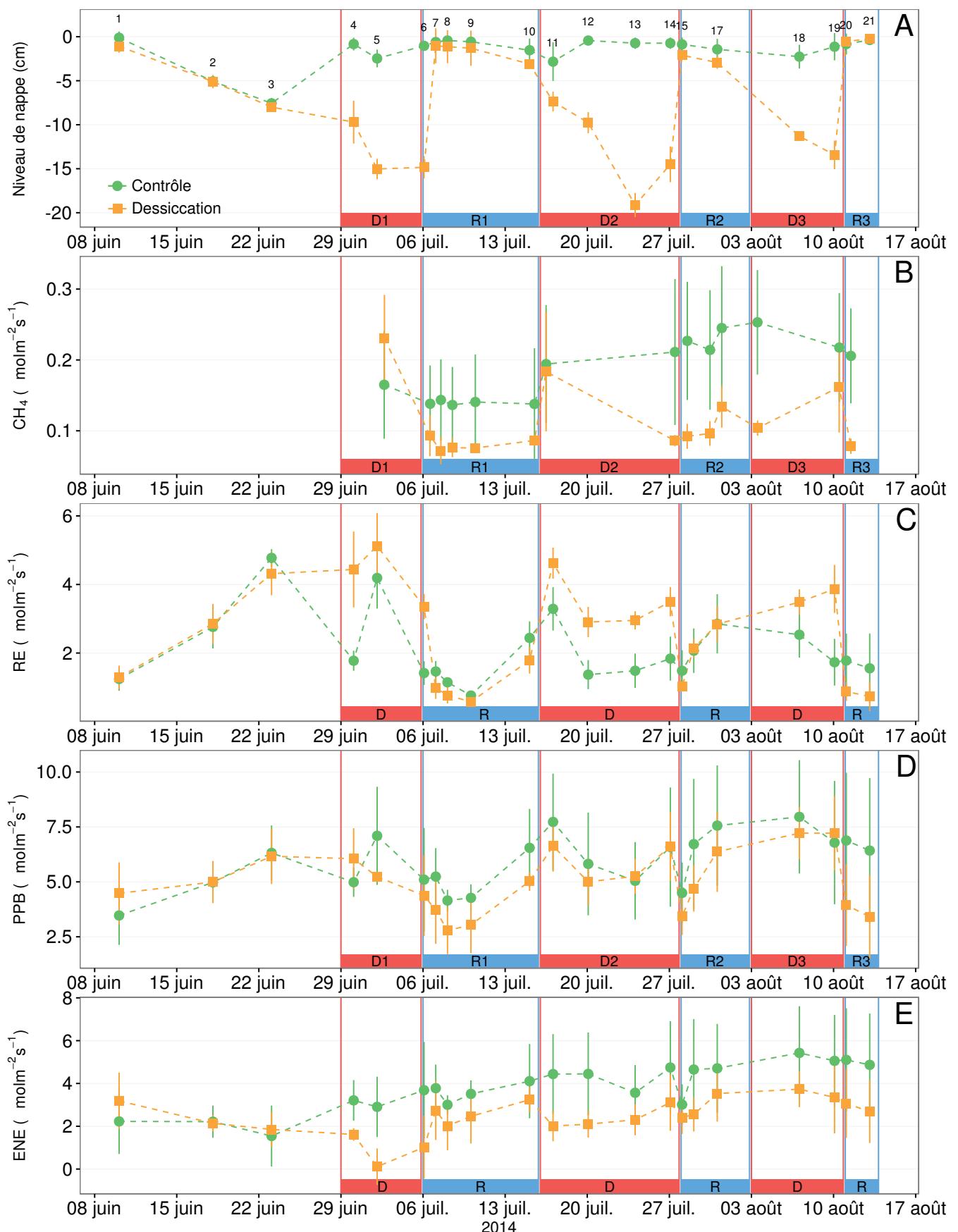


FIGURE 4.7 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux,  $\text{CH}_4$ , RE, PPB, ENE en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu. Les numéros présent sur le graphe A correspondent aux numéros des campagnes.

### 4.3. Résultats

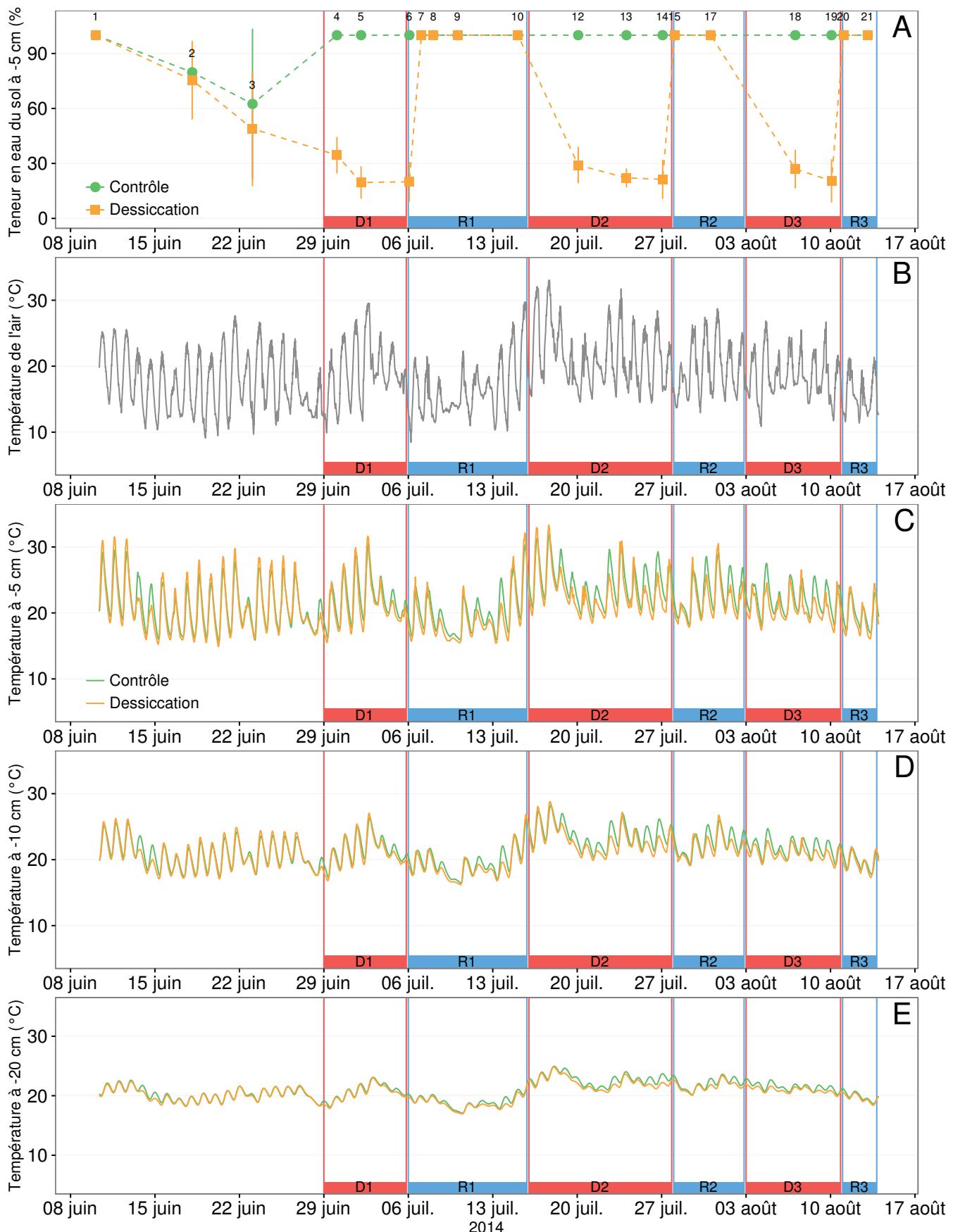


FIGURE 4.8 – Expérimentation B : Évolution de la teneur en eau du sol à -5 cm (A), de la température de l'air (B), et des températures du sol à -5, -10, -20 cm (C, D, E). Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu. Les numéros présent sur le graphe A correspondent aux numéros des campagnes.

2093  $0,20 \pm 0,06$  et  $0,11 \pm 0,05 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , respectivement). Les émissions du groupe «  
2094 Contrôle » tendent à augmenter sur la période de mesure. Une tendance similaire, est  
2095 également visible pour le groupe « Dessiccation ». Concernant les cycles de dessicca-  
2096 tion/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements communs entre eux,  
2097 même si l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Figure 4.7–B). Cette rela-  
2098 tion, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'apparaît cependant pas  
2099 sur l'ensemble des données (Figure 4.9–B). Un pic d'émission de CH<sub>4</sub> est également à  
2100 noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

## 2101 La RE

2102 La RE varie pour les deux groupes entre  $0,42$  et  $5,12 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (Figure 4.7–  
2103 C)). Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des  
2104 deux groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue.  
2105 Pendant les phases de dessiccation, les valeurs du groupe « Dessiccation » sont systé-  
2106 matiquement supérieures, de  $1,5$  à  $1,8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en moyenne par phase, par rapport  
2107 à celle du groupe « Contrôle ». À l'inverse pendant les phases de réhumectation, les  
2108 flux entre les deux groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE  
2109 du groupe « Contrôle » à être supérieure à celle du groupe « Dessiccation ». La RE  
2110 du groupe traité est systématiquement plus faible pendant les phases de réhumecta-  
2111 tion que pendant les phases de dessiccation. En moyenne la RE vaut respectivement  
2112  $2,28 \pm 1,00$  et  $3,86 \pm 0,80 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour les groupes « Contrôle » et « Dessiccation  
2113 » pendant les phases de dessiccation et  $1,70 \pm 0,62$  et  $1,51 \pm 0,98 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pendant  
2114 les phases de réhumectation.

## 2115 La PPB

2116 Sur l'ensemble de la période de mesure, la PPB est comprise entre  $2,78$  et  $7,96 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
2117 (Figure 4.7–D). Avant le début des traitements, les flux des deux groupes sont simi-  
2118 laires. À partir de la première phase de dessiccation, la PPB du groupe « Contrôle » est  
2119 supérieure à celle du groupe « Dessiccation ». Pour les deux groupes, la PPB est plus

### 4.3. Résultats

---

2120 importante lors des phases de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec  
2121 des moyennes respectives de  $6,35 \pm 2,19$  contre  $5,80 \pm 2,20$  pour le groupe « Contrôle  
2122 » et de  $5,95 \pm 1,46$  contre  $4,05 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour le groupe « Dessiccation ».

2123 **L'ENE**

2124 Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre  $0,11$  et  $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , et aug-  
2125 mentent au cours du temps. Passé la période pré-traitement pendant laquelle les flux  
2126 de l'ENE sont similaires pour les deux groupes, l'ENE du groupe « Contrôle » est  
2127 systématiquement supérieure à celle du groupe « Dessiccation » (Figure 4.7–E). L'évo-  
2128 lution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la période de  
2129 mesure avec, pour le groupe « Dessiccation », une diminution récurrente de l'ENE au  
2130 début de chaque phase de dessiccation.

2131 **Météorologie**

2132 L'évolution des températures de la tourbe pendant l'expérimentation ne semble pas  
2133 être liée aux traitements effectués (Figure 4.8–B à E). La température de l'air varie  
2134 entre  $8$  et  $33^\circ\text{C}$  et a tendance à diminuer entre les campagne n°5 et 9, puis elle augmente  
2135 (campagne n°10), avant de se stabiliser avec une tendance à la baisse pendant le reste  
2136 de l'expérimentation. Pour les température du sol, à partir de la phase R1 et pour D2,  
2137 R2 et D3 on observe parfois une différence dans les températures entre le groupe «  
2138 Contrôle » et « Dessiccation », particulièrement à  $-5$  et  $-10\text{ cm}$ .

2139 **4.3.3 Comparaison des deux expérimentations**

2140 Pour le  $\text{CH}_4$ , que ce soit pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble  
2141 se dégager vis à vis du niveau de la nappe (Figure 4.9–A et B). Une relation inverse  
2142 est observée, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau de la nappe (Fi-  
2143 gure 4.9–C et D). La PPB ne montre aucune tendance quelle que soit l'expérimentation.  
2144 On peut noter que les valeurs de PPB les plus faibles correspondent aux niveaux de  
2145 nappe les plus élevés (Figure 4.9–E et F). Pour les deux expérimentations, une relation

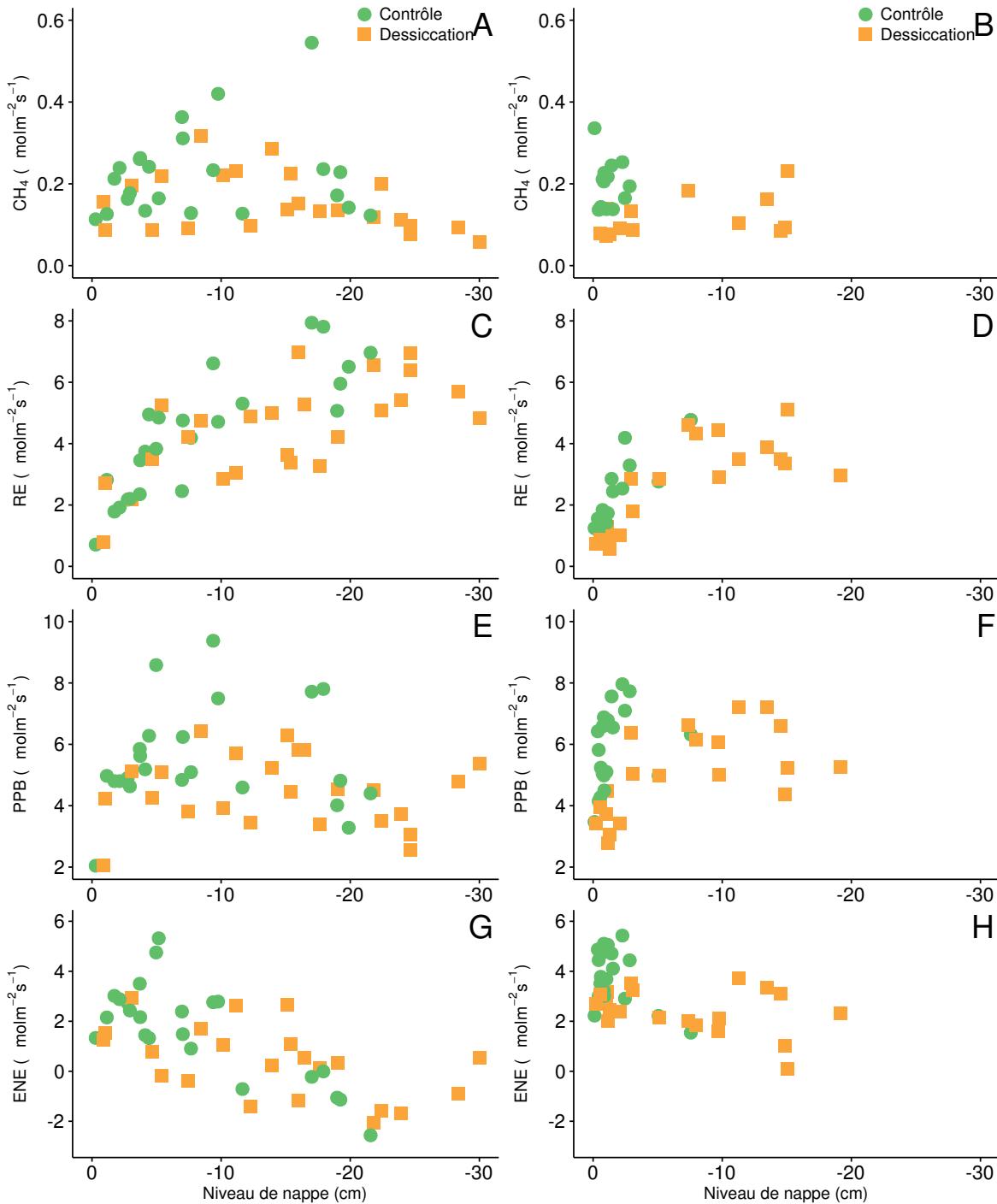


FIGURE 4.9 – Relations entre les flux de GES, CH<sub>4</sub> (A et B), la RE (C et D), la PPB (E et F) et l'ENE (G et H), et le niveau de la nappe.

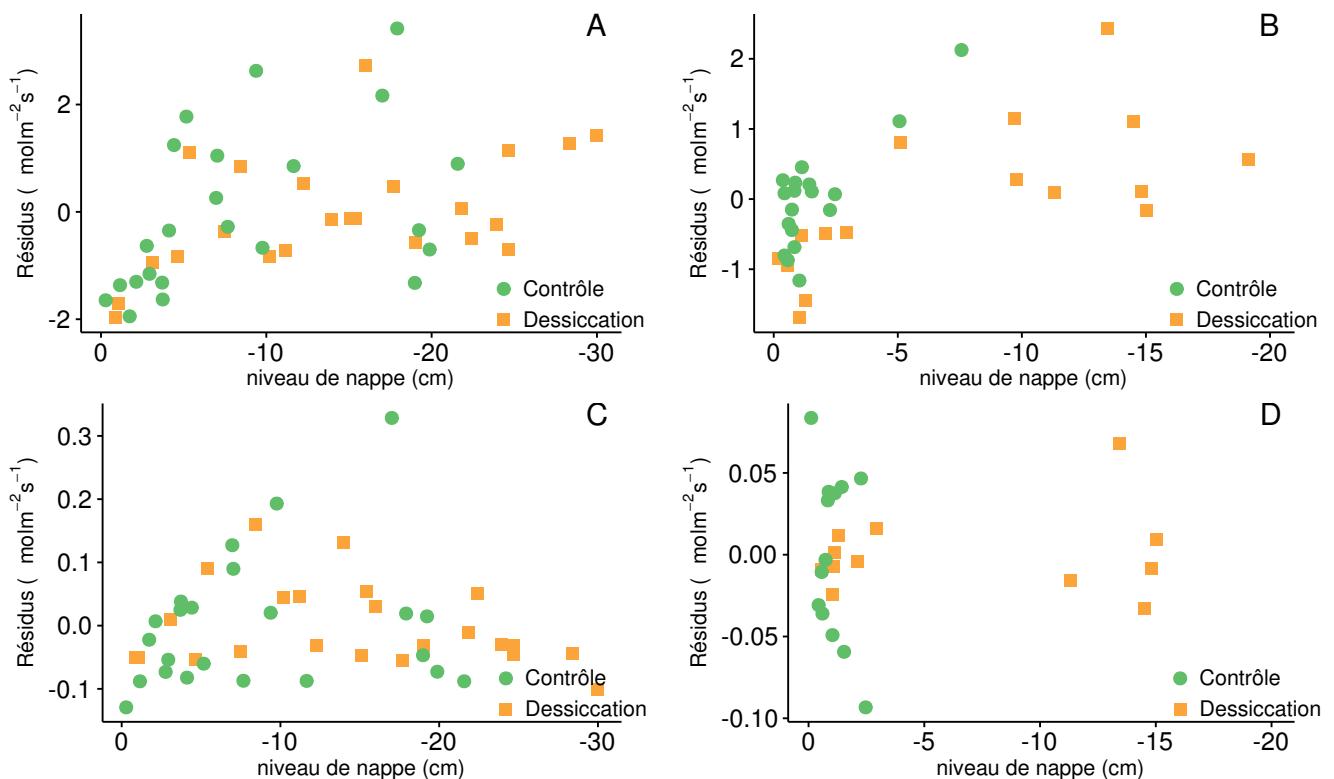


FIGURE 4.10 – Relation entre les résidus d'équation du type  $\text{Flux} = a * \exp(b * \text{Température})$  reliant les flux de RE (A et B) et de  $\text{CH}_4$  (C et D) au niveau de la nappe. La température de l'air est utilisée pour la RE des deux expérimentation (A et B), la température de la tourbe à  $-10\text{ cm}$  est utilisée pour l'expérimentation A et celle de la tourbe à  $-5\text{ cm}$  pour l'expérimentation B.

nette est visible entre le niveau de la nappe et l'ENE qui diminue lorsque le niveau de nappe augmente (Figure 4.9–G et H). Afin de séparer les effets de la température et ceux du niveau de la nappe, les résidus des équations reliant les flux à la température ont été étudiés pour le CH<sub>4</sub> et la RE, qui semble contrôler en grande majorité les flux de CO<sub>2</sub> (Figure 4.10). La relation entre les résidus de la RE et le niveau de la nappe est moins claire une fois l'effet de la température retiré (Figure 4.10, comparée à Figure 4.9–C). Malgré tout, on peut observer une tendance à la hausse des résidus entre 0 et –18 cm pour les deux groupes de l'expérimentation A, puis une cassure, et à nouveau une tendance à la hausse pour le groupe « Désiccation ». Une tendance à augmenter des résidus de la RE quand le niveau de nappe diminue est également visible pour le groupe « Désiccation » de l'expérimentation B (Figure 4.10–B). Cette hausse semble cependant s'amortir rapidement au delà de –10 cm. Pour le CH<sub>4</sub>, aucune tendance entre les résidus de l'équation et le niveau de la nappe n'est visible pour l'expérimentation B (Figure 4.10–D). Pour l'expérimentation A, il est difficile d'observer une tendance claire même s'il semble y avoir un maximum des résidus liés au CH<sub>4</sub> autour de –10 cm (Figure 4.10–C).

## 4.4 Discussion

### 4.4.1 Comparaison des flux de carbone à ceux mesurés sur le terrain

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

Les flux moyens de CH<sub>4</sub> mesurés dans les mésocosmes des deux expérimentations sont parmi les valeurs hautes mesurées dans la tourbière de La Guette : certaines mesures dépassant nettement le maximum de 0,2 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> que nous avons mesuré *in-situ* en 2014. Ces valeurs sont toutefois dans la tranche haute des valeurs mesurées dans d'autres tourbières. Blodau (2002), dans un article passant en revue plusieurs

## 4.4. Discussion

---

2171 tourbières de l'hémisphère nord, montrent par exemple que les flux de CH<sub>4</sub> varient  
2172 généralement entre 0,004 et 0,14 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Malgré tout, ces valeurs restent cohé-  
2173 rentes avec celles observées par [Lai et al. \(2014\)](#) dans une tourbière canadienne (0–  
2174 0,56 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>) ou par ? dans la tourbière de La Guette avec des flux compris entre  
2175 0,03 et 0,4 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> et mesurés en 2009.

### 2176 CO<sub>2</sub>

2177 Pour le CO<sub>2</sub>, les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurées dans  
2178 la tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que  
2179 celui mesuré sur le terrain l'année 2013 : 0,81 contre 2,85 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. En revanche,  
2180 pour l'expérimentation B, l'ENE moyen est de 2,71 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> ce qui est proche de  
2181 celui mesuré sur le terrain : 2,93 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Comme pour la RE, les flux de PPB  
2182 sont du même ordre de grandeur que ceux mesurés sur le terrain, mais dans la gamme  
2183 basse : les maxima moyens mesurés dans les mésocosmes sont d'environ 7,5 pour des  
2184 valeurs de 13 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> mesurées dans la tourbière. Ces valeurs restent cohérentes  
2185 avec la littérature ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) (**Réf needed**).

### 2186 4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de 2187 gaz

### 2188 CH<sub>4</sub>

2189 Les flux de CH<sub>4</sub>, moyennés par phase, sont plus élevés pendant les phases de des-  
2190 siccation que lors des phases de réhumectation. Cette observation va à l'encontre l'hy-  
2191 pothèse qui stipule qu'une baisse du niveau de la nappe fait baisser les flux de CH<sub>4</sub>,  
2192 en augmentant la zone propice à son oxydation et en diminuant la zone propice à sa  
2193 production ([Aerts et Ludwig, 1997; Pelletier et al., 2007; Turetsky et al., 2008](#)). [Ket-](#)  
2194 [tunen et al. \(1996\)](#), dans une étude *in-situ*, rapportent eux aussi une relation inverse  
2195 entre les flux de CH<sub>4</sub> et le niveau de la nappe. Ils expliquent cette observation par le  
2196 fait qu'une baisse du niveau de la nappe peut permettre une libération du méthane

2197 accumulée dans une porosité scellée par l'eau. Des observations similaires rapportées  
2198 par [Bellisario et al. \(1999\)](#), sur une tourbière où le niveau de la nappe d'eau varie  
2199 entre -1 et -13 cm, et par [Treat et al. \(2007\)](#) où le niveau de nappe varie entre -9  
2200 et -30 cm. Ces derniers expliquent également l'augmentation des flux de CH<sub>4</sub>, suite à  
2201 une baisse du niveau de la nappe, par une diminution de la pression de l'eau qui libère  
2202 du CH<sub>4</sub> auparavant bloqué dans une porosité isolée de l'atmosphère. Le point commun  
2203 de ces travaux est un niveau de nappe relativement élevé, majoritairement supérieur  
2204 à -30 cm. Ce niveau de nappe élevé semble permettre au phénomène de transport du  
2205 CH<sub>4</sub> de prendre le pas, en terme de signal, sur les phénomènes de production/oxydation  
2206 qui sont traditionnellement liés aux fluctuations du niveau de l'eau.

2207 Le fait que les groupes « Dessiccation », quelque soit la phase et l'expérimentation,  
2208 aient des flux de CH<sub>4</sub> plus faibles que les groupes « Contrôle » peut s'expliquer par  
2209 le fait que la communauté des méthano-gènes n'est pas (expérimentation B) ou moins  
2210 (expérimentation A) perturbé par les dessications dans les groupes « Contrôle » par  
2211 rapport aux groupe « Dessiccation ». La production de CH<sub>4</sub> des groupes « Contrôle »  
2212 est donc plus forte que celles des groupes « Dessiccation ». De plus, après le premier  
2213 abaissement du niveau de la nappe, une partie de la communauté des méthano-gènes est  
2214 probablement non active ou a migré dans le bas de la colonne de tourbe. La production  
2215 des groupes « Dessiccation » est donc localisée plus bas que celle des groupes « Contrôle  
2216 ». En outre, la réhumectation peut bloquer le transport de cette production. Cet écart  
2217 temporel entre la production et l'émission de CH<sub>4</sub>, lié à ce phénomène, rend difficile  
2218 d'établir une relation directe entre le CH<sub>4</sub> et les variables qui contrôlent sa production,  
2219 que ce soit la température ou le niveau de la nappe.

## 2220 CO<sub>2</sub>

2221 Pour les deux expérimentations, les valeurs de l'ENE sont proche avant la première  
2222 phase de dessiccation. À partir de cette dernière, l'ENE des groupes « Dessiccation  
2223 » est systématiquement plus faible que celle des groupes « Contrôle ». L'observation  
2224 de valeurs d'ENE plus faible pour un niveau de nappe plus bas est cohérente avec la

#### 4.4. Discussion

---

2225 littérature, que ce soit des expérimentations en mésocosmes [Aerts et Ludwig \(1997\)](#);  
2226 [Blodau et al. \(2004\)](#) ou sur le terrain [Bubier et al. \(2003\)](#); [Sonnenstag et al. \(2010\)](#).

2227 Pour l'expérimentation A, la cause de cette baisse semble d'abord être une RE  
2228 plus forte pour le groupe Dessication que pour le groupe « Contrôle » pendant les  
2229 campagnes n°3 à 9. Par la suite, entre les deux groupes, la différence de RE est moins  
2230 importante, voire s'inverse, et les deux groupes se retrouve avec un ENE similaire.  
2231 Après la phase de réhumectation, à partir de la campagne n°20, la différence de valeurs  
2232 de l'ENE entre les deux groupes est à nouveau présente et semble cette fois s'expliquer  
2233 d'avantage par la PPB (plus forte pour le groupe « Contrôle ») que par la RE. (**justif**  
2234 **photo sphaigne ?**). Pour l'expérimentation B, la différence entre l'ENE du groupe  
2235 « Contrôle » et celui du groupe « Dessiccation » est lié à une RE plus importante  
2236 pendant les phases de dessiccation et à une PPB plus faible pendant les phases de  
2237 réhumectation.

2238 Dans les deux expérimentations, une baisse du niveau de la nappe conduit à une  
2239 augmentation de la RE, ce qui est en accord avec a littérature, que ce soit des expéri-  
2240 mentations en mésocosmes [Blodau et al. \(2004\)](#); [Dinsmore et al. \(2009\)](#) ou sur le terrain  
2241 [Ballantyne et al. \(2014\)](#). L'effet de la baisse du niveau de la nappe sur la PPB semble  
2242 être au contraire limité que ce soit pour l'expérimentation A ou B. La taille des méso-  
2243 cosmes et l'amplitude des variations de la nappe sont peut être assez importantes. En  
2244 effet dans [Blodau et al. \(2004\)](#) et [Dinsmore et al. \(2009\)](#) par exemple, les mésocosmes  
2245 utilisés sont plus grands, 75 et 41 cm de hauteur respectivement, ont permis d'abaisser  
2246 le niveau de l'eau en dessous de -30 cm. Cette limite a été rapportée plusieurs fois  
2247 comme étant un seuil au delà duquel son observés des changements importants ([Blo-](#)  
2248 [dau et al., 2004; Peichl et al., 2014](#)). Ce seuil serait également une limite au delà de  
2249 laquelle les forces de capillarité ne permettraient plus d'alimenter en eau les sphaignes  
2250 ([Rydin et Jeglum, 2013c; Ketcheson et Price, 2014](#)).

**2251 4.4.3 Effet des cycles hydrologique multiples sur les flux de GES**

**2252** La multiplicité des cycles de l'expérimentation B semble montrer que la différence  
**2253** entre l'ENE observée dans les deux groupes, pendant les phases de réhumectation, tend  
**2254** à augmenter avec le temps. Ce qui indiquerait une baisse de la résilience de l'écosystème  
**2255** après les événements de dessiccation. Davantage de points de mesures par cycle semble  
**2256** nécessaires pour avoir plus de certitude sur ce point.



2257 CHAPITRE 5

---

2258 VARIATION JOURNALIÈRE DE LA RESPIRATION DE

2259 L'ÉCOSYSTÈME

2260

2261	<b>5.1 Préambule . . . . .</b>	<b>140</b>
2262	<b>5.2 Introduction . . . . .</b>	<b>141</b>
2263	5.2.1 Study sites . . . . .	143
2264	5.2.2 Data acquisition . . . . .	143
2265	5.2.3 Data synchronisation . . . . .	144
2266	5.2.4 Sensitivity of ER to temperature . . . . .	144
2267	5.2.5 Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature . . . . .	145
2268	5.2.6 Physico-chemical characterisation of the peat . . . . .	146
2269	<b>5.3 Results . . . . .</b>	<b>146</b>
2270	5.3.1 Air temperature and ER variability . . . . .	146
2271	5.3.2 ER and soil temperature synchronisation . . . . .	147
2272	5.3.3 Model implementation . . . . .	149
2273	5.3.4 ER and temperature relationship . . . . .	151
2274	5.3.5 $Q_{10}$ evolution . . . . .	153
2275	5.3.6 Daytime and nighttime differences . . . . .	153
2276	5.3.7 Peat characterisation . . . . .	153
2277	<b>5.4 Discussion . . . . .</b>	<b>156</b>
2278	5.4.1 ER differences between sites . . . . .	156
2279	5.4.2 Time-delay between temperature and ER . . . . .	157
2280	5.4.3 Synchronising ER and temperature improves ER sensitivity to temperature representation . . . . .	158
2281	5.4.4 Differences between daytime and nighttime ER measurements . . . . .	159
2282	5.4.5 $Q_{10}$ sensitivity to temperature depth and synchronisation . . . . .	159
2283	<b>5.5 Conclusions . . . . .</b>	<b>160</b>

2284

2285

2286

2287

2288

## <sub>2289</sub> 5.1 Préambule

<sub>2290</sub> Ce chapitre est axé sur la variabilité journalière de la RE et plus particulièrement  
<sub>2291</sub> sur l'effet de la profondeur de la température utilisée pour représenter RE et sur la  
<sub>2292</sub> différence éventuelle de la sensibilité à la température de la RE entre le jour et la nuit.

<sub>2293</sub> Le premier point est lié à l'utilisation, dans la littérature, de températures mesurées  
<sub>2294</sub> à différentes profondeur pour représenter RE. Il s'avère que la relation entre la RE et  
<sub>2295</sub> la température est fonction de la profondeur ([Pavelka et al., 2007](#); [Graf et al., 2008](#))  
<sub>2296</sub> Le choix de cette profondeur a une importance limitée à l'échelle d'une année et des  
<sub>2297</sub> mesures à faible fréquence. En revanche il l'est davantage pour des mesures à plus haute  
<sub>2298</sub> fréquence et à une échelle journalière, les vagues de chaleur mettant un certain temps  
<sub>2299</sub> à migrer dans le sol. À ces échelles la synchronisation des variations

<sub>2300</sub> Le second point explore la sensibilité à la température de la RE entre le jour et  
<sub>2301</sub> la nuit. Cette question est importante car des méthodes comme l'Eddy Covariance se  
<sub>2302</sub> basent sur l'hypothèse que la sensibilité à la température de la RE est similaire le jour  
<sub>2303</sub> et la nuit. Cette hypothèse leur permet ainsi de calculer une PPB en calibrant la RE  
<sub>2304</sub> sur les données de nuit. Cependant [Juszczak et al. \(2012\)](#) ont trouvé des différences  
<sub>2305</sub> significatives de sensibilité à la température de la RE entre le jour et la nuit.

<sub>2306</sub> Sur les quatre sites du SNO Tourbières des mesure de RE manuelle « haute fré-  
<sub>2307</sub> quence » ont été réalisées. Sur chacun des sites les mesures ont été effectuées sur quatre  
<sub>2308</sub> réplicats, à raison d'une mesure par heure et par réplicat pendant trois jours (et trois  
<sub>2309</sub> nuits). Les températures mesurées à différentes profondeurs ont ensuite été synchro-  
<sub>2310</sub> nisées avec la RE.

<sub>2311</sub> Les temps de latence observés entre la RE et les températures aux différentes pro-  
<sub>2312</sub> fondeurs sont plus importants que ceux observés dans des sols minéraux. La synchroni-  
<sub>2313</sub> sation RE/température des données permet d'améliorer la représentation de la RE en  
<sub>2314</sub> utilisant les température du sol. Dans certains cas la RE est même légèrement mieux  
<sub>2315</sub> représentée qu'avec la température de l'air. La sensibilité à la température est significa-

2316 tivement différente dans deux sites. Elle l'est particulièrement dans le site pour lequel  
2317 l'amplitude de température est la plus importante et la variabilité spatiale entre les  
2318 réplicats relativement faible.

2319 Cet article a été soumis à la revue *Agricultural and Forest Meteorology*.

2320 

## 5.2 Introduction

2321 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most  
2322 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and  
2323 123 PgC yr<sup>-1</sup>, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer *et al.*, 2010). By  
2324 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at  
2325 7.8 PgC yr<sup>-1</sup> (Ciais *et al.*, 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem  
2326 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have  
2327 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.  
2328 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains  
2329 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice *et al.*, 2001;  
2330 Eswaran *et al.*, 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is  
2331 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable  
2332 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.  
2333 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as  
2334 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen *et al.*, 2002).  
2335 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution  
2336 under current environmental changes deserves attention.

2337 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-  
2338 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,  
2339 2006c). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown  
2340 consequences on the C balance (Limpens *et al.*, 2008). ER is often related to tempe-  
2341 rature : either to air temperature (e.g., Bortoluzzi *et al.*, 2006), or soil temperature.

## 5.2. Introduction

---

The most commonly used soil temperatures are those at -5 cm (Ballantyne *et al.*, 2014; Görres *et al.*, 2014) and -10 cm (Kim et Verma, 1992; Zhu *et al.*, 2015). In some studies, different depths are used and the selected one depends on the goodness-of-fit (Günther *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2015). All these studies use the chamber method to measure gas fluxes. Even though most studies use -5 cm soil temperature, no clear consensus 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*-

2371 dominated peatlands were measured in 2013. Continuous measurements over 72 hours  
2372 were carried out in each site using static dark chambers. Air and soil temperature  
2373 were also monitored. Specifically, the relationship between ER and temperature, mea-  
2374 sured at different depths in peat was studied and the difference between daytime and  
2375 nighttime measurements was assessed.

2376 The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale  
2377 between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the  
2378 effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel  
2379 ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference  
2380 between nighttime and daytime ER.

### 2381 5.2.1 Study sites

2382 The study was performed on four French *Sphagnum*-dominated peatlands : Berna-  
2383 douze (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ;  
2384 98 ha, N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha,  
2385 N 48°26'30", E 1°10'54", 154 m), and La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E  
2386 2°17'04", 145 m). Mean annual air temperatures and annual rainfalls were 6, 7.5, 11,  
2387 11°C, and 1700, 1400, 870, 880 mm for BDZ, FRN, LDM and LGT respectively. During  
2388 the measurements the water table level remained constant at to -12, -7, -35 and -9 cm  
2389 for BDZ, FRN, LDM and LGT.

### 2390 5.2.2 Data acquisition

2391 Fieldwork was conducted between July and October 2013. In each site, four plots  
2392 (replicates) with similar plant cover were chosen. Four cylindrical PVC collars (diame-  
2393 ter : 31 cm, height : 15 cm) were inserted into the peat the day before beginning the  
2394 measurements. For 72 hours, CO<sub>2</sub> fluxes were measured in the 4 plots once an hour  
2395 in random order. These measurements were undertaken using a closed static cham-  
2396 ber (diameter of 30.5 cm, height of 30 cm), with a GMP343 Vaisala probe. ER was  
2397 measured with a transparent chamber covered by an opaque material to avoid input of

## 5.2. Introduction

---

2398 photosynthetic active radiation. Inside the chamber the air was homogenized with a fan  
2399 in order to minimize concentration gradients (Pumpanen *et al.*, 2004). Measurement  
2400 lasted a maximum of 5 min with CO<sub>2</sub> concentration recorded every 5 seconds as well  
2401 as the relative humidity and the temperature inside the chamber.

2402 In each site a weather station and a data logger were set up near the plots to provide  
2403 meteorological and environmental data recorded every second : surface temperature (air  
2404 temperature as close as possible to the surface : 5 cm), peat temperature (at -5, -10,  
2405 -20 and -30 cm depth), air relative humidity and solar radiation.

2406 After the 72 hours of measurements four peat cores (30 cm height and 15 cm  
2407 diameter), one for each replicate, were extracted at each site for physico-chemical cha-  
2408 racterisation.

### 2409 5.2.3 Data synchronisation

2410 The synchronisations between ER fluxes and temperatures were calculated for each  
2411 depth and time-delays : The acquisition frequency between temperature and ER were  
2412 different. Thus an average of the temperatures recorded during the ER measurement  
2413 time was calculated for all depths at the corresponding CO<sub>2</sub> flux measurement time.  
2414 Then the temperature averaging procedure was repeated at 10-minute increments, until  
2415 a 24 hour shift. The 10-minute step was a compromise between precision and calculation  
2416 time. Next a correlation coefficient was calculated for each time step and temperature  
2417 measurement depth. Finally the synchronisation was determined for each depth, by  
2418 selecting the time-delay corresponding to the highest correlation coefficient. Negative  
2419 correlations caused by the phase shift were discarded.

### 2420 5.2.4 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 :  $Q_{10}$  (5.2) and Arrhenius (5.3)

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

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

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

2421 ER was estimated using air temperature, soil temperatures at -5, -10, -20 and -30  
2422 cm depth with both non-synchronised and synchronised datasets. Calculations were  
2423 implemented in R, and modelled data were adjusted to measured data using Ordinary  
2424 Least Squares (OLS). The goodness-of-fit was estimated by calculating the regression  
2425 coefficient ( $R^2$ ) and the root mean square error normalized by the mean (NRMSE).

### 2426 5.2.5 Testing difference between daytime and nighttime ER 2427 sensitivity to temperature

2428 To test whether the relationship between ER and temperature differed during day-  
2429 time and nighttime, the dataset was split into two groups which were then compared.  
2430 The data between 10 am and 5 pm were considered as representative of the day and  
2431 data between 11 pm and 6 am as representative of the night. Only the air temperature  
2432 and the -5 cm depth peat temperature (with synchronised and non-synchronised data)  
2433 were investigated as they provide the best ER representation. The data for day and  
2434 night were centred to account for natural differences in measurement, since : during  
2435 the day both temperature and ER are higher than in the night. Using these centred  
2436 data, ratios between ER and temperatures were calculated. Finally a paired Student's  
2437 t test was applied on the mean of the replicate for each site and each temperature to  
2438 assess the significance of the differences between day and night measurements.

### 2439 5.2.6 Physico-chemical characterisation of the peat

2440 In the laboratory, two peat cores from each site were immersed in water during 24  
2441 hours to saturate the pores. Then, the cores were soaked overnight to get rid of the  
2442 water filling the effective porosity. At 5 cm steps, a piece of peat with a known volume  
2443 ( $V$ ,  $\text{cm}^3$ ) was cut and weighed ( $W_1$ , g). Then, the samples were dried at 50°C for 48  
2444 hours and weighed ( $W_2$ , g). Total porosity ( $\Phi_T$ , dimensionless), retention porosity ( $\Phi_R$ ,  
2445 dimensionless), effective porosity ( $\Phi_E$ , dimensionless) and bulk density ( $Bd$ ,  $\text{g cm}^{-3}$ )  
2446 were calculated as follows :

$$\Phi_T = 1 - \left[ \frac{\left( \frac{W_2}{\rho_{peat}} \right)}{V} \right] \quad (5.4)$$

$$\Phi_R = 1 - \left[ \frac{\left( \frac{(W_1 - W_2)}{\rho_{peat}} \right)}{V} \right] \quad (5.5)$$

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

$$Bd = \frac{W_2}{V} \quad (5.7)$$

2447 Peat density ( $\rho_{peat}$ ) was set at 1.45 according to [Kennedy et Price \(2005\)](#). Then  
2448 the peat was crushed and C, H, N and S analyses were performed with an elemental  
2449 analyser (Thermo Flash analyser).

## 2450 5.3 Results

### 2451 5.3.1 Air temperature and ER variability

2452 Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT  
2453 which was  $20.8 \pm 7.4$  °C, ([Figure 5.1 – H](#)). The lowest mean temperature and amplitude  
2454 were found at BDZ :  $14.4 \pm 3.3$  °C ([Figure 5.1 – E](#)). In LDM and FRN, the mean surface  
2455 air temperatures were respectively  $14.9 \pm 8.7$  °C and  $15.0 \pm 10.3$  °C ([Figure 5.1 – F](#),

2456 G) Surface air temperature was the highest in FRN.

2457 At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :  
2458  $14.1 \pm 1.5^\circ\text{C}$  and  $20.3 \pm 1.7^\circ\text{C}$  respectively, whereas the opposite was observed in FRN  
2459 and LDM with  $16.3 \pm 2.4^\circ\text{C}$  and  $15.9 \pm 1.0^\circ\text{C}$  respectively. Mean soil temperatures  
2460 were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm  
2461 the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.  
2462 Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a  
2463 large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature  
2464 amplitude.

2465 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  
2466 different behaviours even though they were close to each other and in a similar environ-  
2467 ment. In BDZ and LGT, ER mean values were  $3.12 \pm 0.92$  and  $4.10 \pm 1.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
2468 respectively (Figure 5.1 – A, B)

### 2471 5.3.2 ER and soil temperature synchronisation

2472 Figure 5.1 shows that the deeper the temperature was measured, the greater the  
2473 shift with respect to ER. Taking this shift into account by synchronising soil tempera-  
2474 tures with ER led to a significant positive linear correlation between the temperature  
2475 measurement depth and the synchronisation time-delay (all sites pooled,  $R^2=0.94$ ,  
2476  $p<0.001$ ; Figure 5.2). The range of estimated time-delays decreased with depth up to  
2477 -20 cm. At this depth the time-delay was 12 hours, i.e. a phase inversion on a daily  
2478 timescale. For the three sites other than LDM, the slopes of the time-delay and mea-  
2479 surement depth relationship were in a close range : 0.56, 0.54, 0.52 for FRN, BDZ and  
2480 LGT respectively. The relationship for LDM was higher at -30 cm, leading to a steeper  
2481 slope (0.66) than in the other sites (Figure 5.2). At the other depths, this site always  
2482 had the highest time-delay, though the values were close to those of the other sites.  
2483 BDZ always had the lowest time-delay, but like LDM, the values were close to those of

### 5.3. Results

---

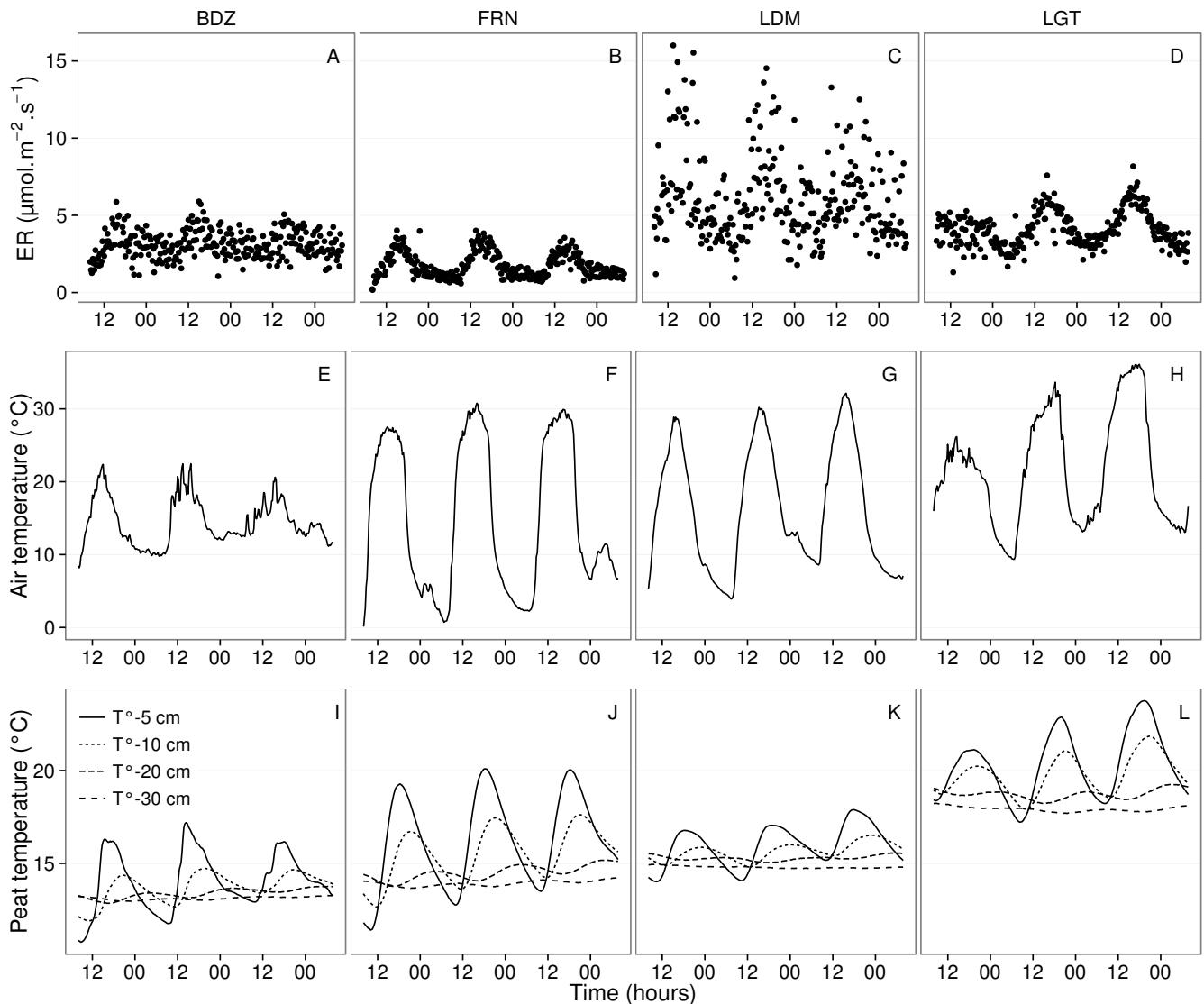


FIGURE 5.1 – Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemaraïs : LDM, La Guette : LGT).

<sup>2484</sup> the other sites, although slightly lower at -5 cm depth.

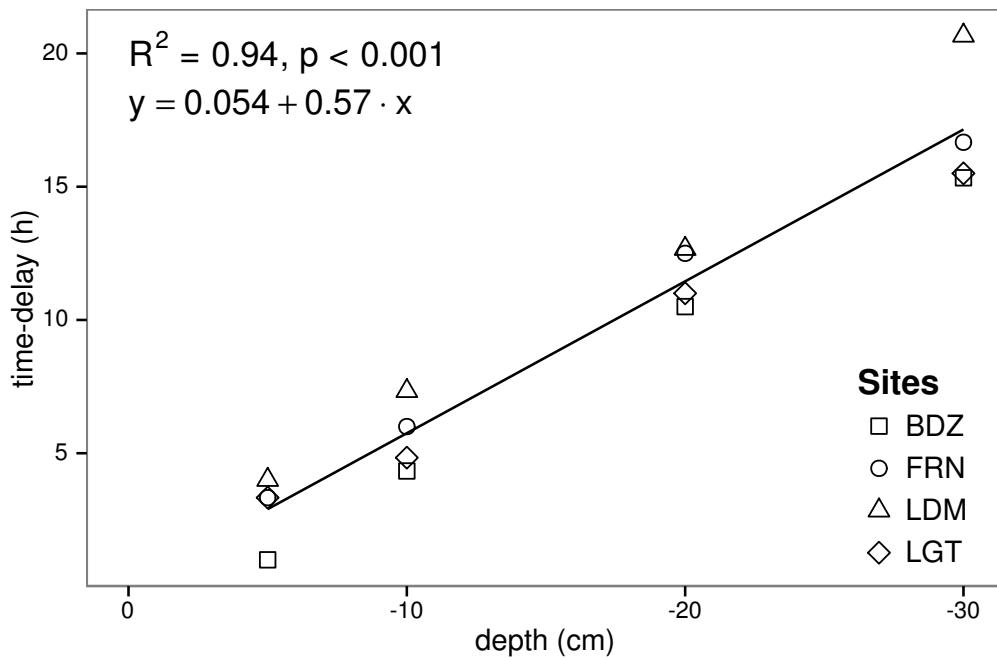


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

### <sup>2485</sup> 5.3.3 Model implementation

<sup>2486</sup> For both types of model (using non-synchronised and synchronised data), the dif-  
<sup>2487</sup> ferences between the 3 tested models were very small. The greatest differences, in  $R^2$   
<sup>2488</sup> values, were 0.07 and 0.05 for non-synchronised and synchronised data respectively,  
<sup>2489</sup> whereas differences in NRMSE maximum values were 1.28 and 1.14 (Table 5.1). In  
<sup>2490</sup> most cases the linear model led to a slightly better  $R^2$  than the others. As the dif-  
<sup>2491</sup>ferences between equations were small, however, we will describe the exponential model  
<sup>2492</sup> in the following sections, because (i) it is the most widely used model to describe the  
<sup>2493</sup> ER–temperature relationship and (ii) the  $Q_{10}$  value can be derived from this equation.  
<sup>2494</sup> This will allow the comparison of the results of our study to others.

### 5.3. Results

---

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 <sup>2</sup>	NRMSE	exp R <sup>2</sup>	NRMSE	arr R <sup>2</sup>	NRMSE	lin R <sup>2</sup>	NRMSE	exp R <sup>2</sup>	NRMSE	arr R <sup>2</sup>	NRMSE
<b>Bernadouze</b>												
0	0.22	25.88	0.19	26.09	0.19	26.09	0.22	25.88	0.19	26.09	0.19	26.09
-5	0.23	25.66	0.20	25.89	0.20	25.89	0.27	25.18	0.24	25.40	0.24	25.40
-10	0.02	28.92	0.03	29.26	0.03	29.26	0.23	25.72	0.22	25.90	0.22	25.91
-20	0.04	28.64	0.03	28.98	0.03	28.98	0.13	27.79	0.13	28.16	0.13	28.15
-30	0.02	28.93	0.02	29.28	0.02	29.28	0.05	29.54	0.05	29.92	0.05	29.92
<b>Frasne</b>												
0	0.66	27.58	0.63	26.74	0.63	26.96	0.66	27.58	0.63	26.74	0.63	26.96
-5	0.19	42.34	0.21	43.00	0.21	43.01	0.68	26.34	0.68	25.02	0.68	25.06
-10	0.01	46.73	0.00	48.01	0.00	48.01	0.59	29.98	0.60	29.20	0.60	29.22
-20	0.34	38.29	0.27	38.78	0.27	38.77	0.34	38.05	0.36	39.17	0.36	39.16
-30	0.03	46.30	0.03	47.47	0.03	47.47	0.18	43.66	0.19	44.75	0.19	44.74
<b>Landemarais</b>												
0	0.29	38.55	0.32	39.31	0.32	39.24	0.29	38.55	0.32	39.31	0.32	39.24
-5	0.03	45.18	0.04	46.06	0.04	46.07	0.21	40.63	0.25	41.58	0.25	41.57
-10	0.05	44.53	0.04	45.45	0.04	45.45	0.13	42.65	0.16	43.71	0.16	43.7
-20	0.09	43.75	0.08	44.55	0.08	44.55	0.09	43.83	0.12	44.97	0.12	44.97
-30	0.03	45.09	0.02	46.07	0.02	46.07	0.13	44.94	0.12	46.02	0.12	NA
<b>La Guette</b>												
0	0.61	17.44	0.56	17.30	0.56	17.34	0.61	17.44	0.56	17.30	0.56	17.34
-5	0.31	23.27	0.29	23.24	0.28	23.26	0.63	16.83	0.59	16.49	0.58	16.51
-10	0.08	26.89	0.07	27.09	0.07	27.10	0.61	17.21	0.57	16.84	0.57	16.85
-20	0.30	23.41	0.27	23.30	0.27	23.30	0.54	18.93	0.51	19.01	0.51	19.01
-30	0.12	26.25	0.11	26.37	0.11	26.37	0.39	22.18	0.36	22.26	0.36	22.26

### 2495 5.3.4 ER and temperature relationship

2496 The relationship between air temperature and ER, using the exponential model, was  
2497 better in LGT and FRN ( $R^2 > 0.55$ ) than in LDM and LDM ( $R^2 < 0.35$ ) (Table 5.1).  
2498 Nevertheless in all sites and with both linear and exponential models, using synchronised  
2499 soil temperatures gave a better account of the ER variability than their non-synchronised  
2500 counterparts (Figure 5.3). The goodness of fit ( $R^2$ ) increased on average  
2501 by 0.26 to 0.35 at -5 cm and -10 cm depth respectively. The degree of improvement  
2502 varied however between sites. For instance, at -5 cm depth  $R^2$  between synchronised  
2503 and non-synchronised models increased by only 0.04 in BDZ while it increased by 0.47  
2504 in FRN. The improvement gained by using synchronised data was higher at -5 cm and  
2505 -10 cm than at deeper layers, with 0.12, 0.11 on average for -20 and -30 cm depth  
2506 (Figure 5.3).

2507 A similar observation can be made for NRMSE. Regardless of some exceptions at  
2508 deeper layers especially at -20 cm depth, the NRMSE values show that using synchronised  
2509 data rather than non-synchronised ones improved the representation of ER  
2510 variability at a daily timescale, indicating that depth measurements dependence is  
2511 smaller for models using synchronised data than for models using non-synchronised  
2512 data. However with increasing depth  $R^2$  values still decreased and NRMSE values still  
2513 increased. For FRN, LDM and LGT, synchronised data at -5 cm depth gave a better  
2514 account of the ER variability than surface air temperature (Figure 5.3). This was not  
2515 the case in LDM, where temperature at the surface was the best descriptor of ER. For  
2516 both  $R^2$  and NRMSE the values at -20 cm depth were better than those observed at  
2517 -10 or -30 cm depth. This pattern was observed with different magnitudes among sites,  
2518 and was particularly visible in FRN and LGT. For the most part, the synchronisation  
2519 of data led to higher  $R^2$  and NRMSE values for models using one soil temperature, at  
2520 a daily scale on *sphagnum*-dominated peatlands.

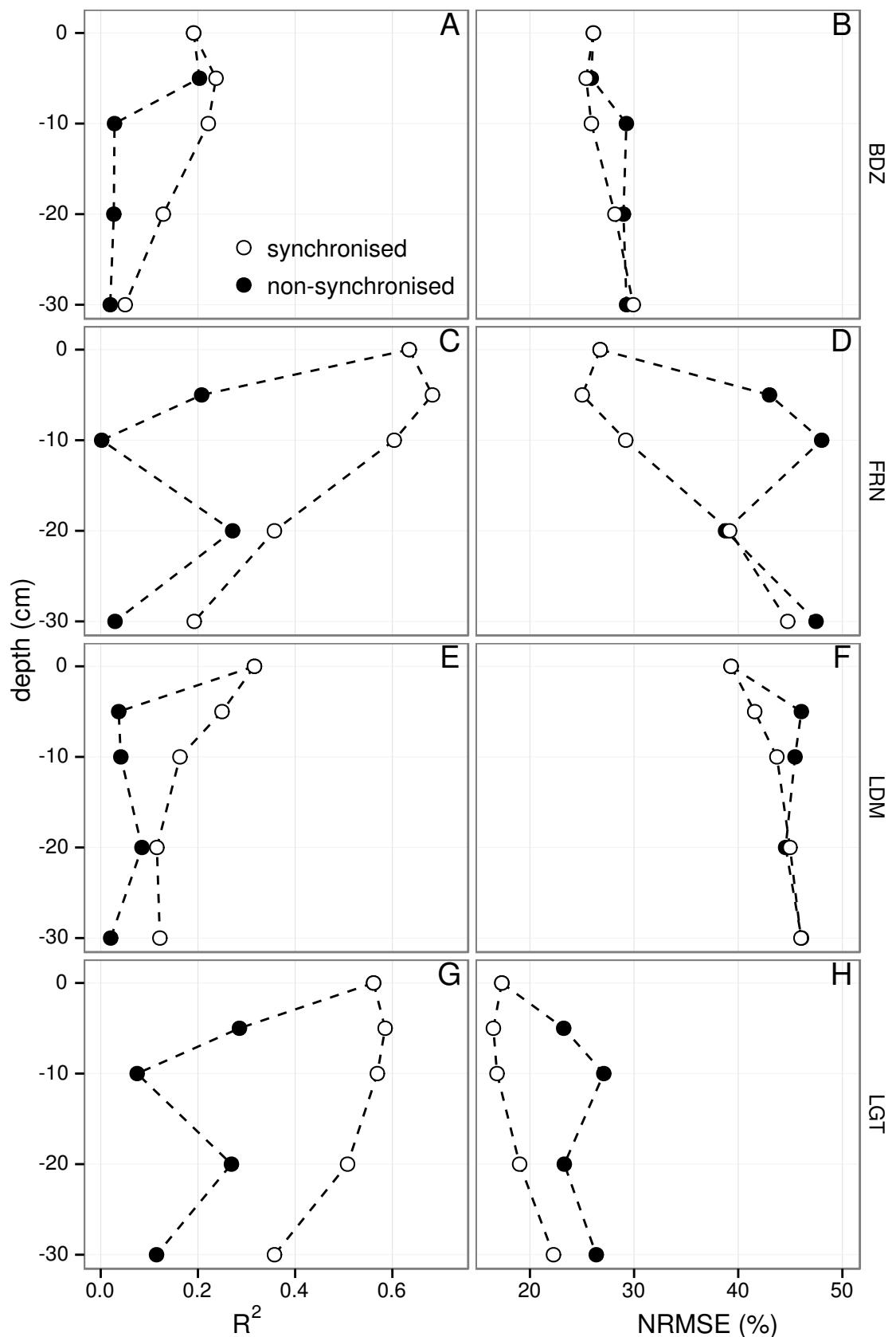


FIGURE 5.3 – Profile of  $R^2$  and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.

### 2521 5.3.5 $Q_{10}$ evolution

2522 The  $Q_{10}$  stood between 0 and 2.5 for non-synchronised data with a maximum at  
2523 -5 cm depth. Average values were 1.4, 2.4 and 1.3, at the surface, -5 and -10 cm depth  
2524 respectively (Figure 5.4). Average  $Q_{10}$  values at the surface and -10 cm depth were  
2525 very similar. However there was much more variability at -10 cm depth, where the  
2526 values ranged from 0.1 to 2.1, than at the surface where the values stood between 1.3  
2527 and 1.5. Beyond -10 cm depth  $Q_{10}$  values fell almost to 0, while for non-synchronised  
2528 data  $Q_{10}$  values greatly increased with depth, reaching meaningless values.  $Q_{10}$  values  
2529 estimated with surface temperature were very similar between sites with an average of  
2530 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and  
2531 non-synchronised data. Below this depth,  $Q_{10}$  estimated with both methods either de-  
2532 creased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic  
2533 values (Figure 5.4).

### 2534 5.3.6 Daytime and nighttime differences

2535 For BDZ and LDM sites no significant differences were found between daytime and  
2536 nighttime data no matter which model was used, whereas differences were found for  
2537 FRN and LGT (Figure 5.5). In FRN, synchronisation increased the significance of the  
2538 differences :  $p < 0.001$  with and  $p < 0.01$  without synchronisation respectively. The  
2539 same pattern was found in LGT but with lower significance. Hence models using -5  
2540 cm depth with non-synchronised data are not significantly different but those using  
2541 synchronised data are. Note that, for LGT, the model using air temperature had a  
2542 daytime slope that was higher than the nighttime one, which was the opposite of all  
2543 the other cases.

### 2544 5.3.7 Peat characterisation

2545 Elemental compositions were similar in all sites : 1–3%, 4–6% and <1% for N, H  
2546 and S respectively (Table 5.2). C content was mainly between 40 and 50 %, except at

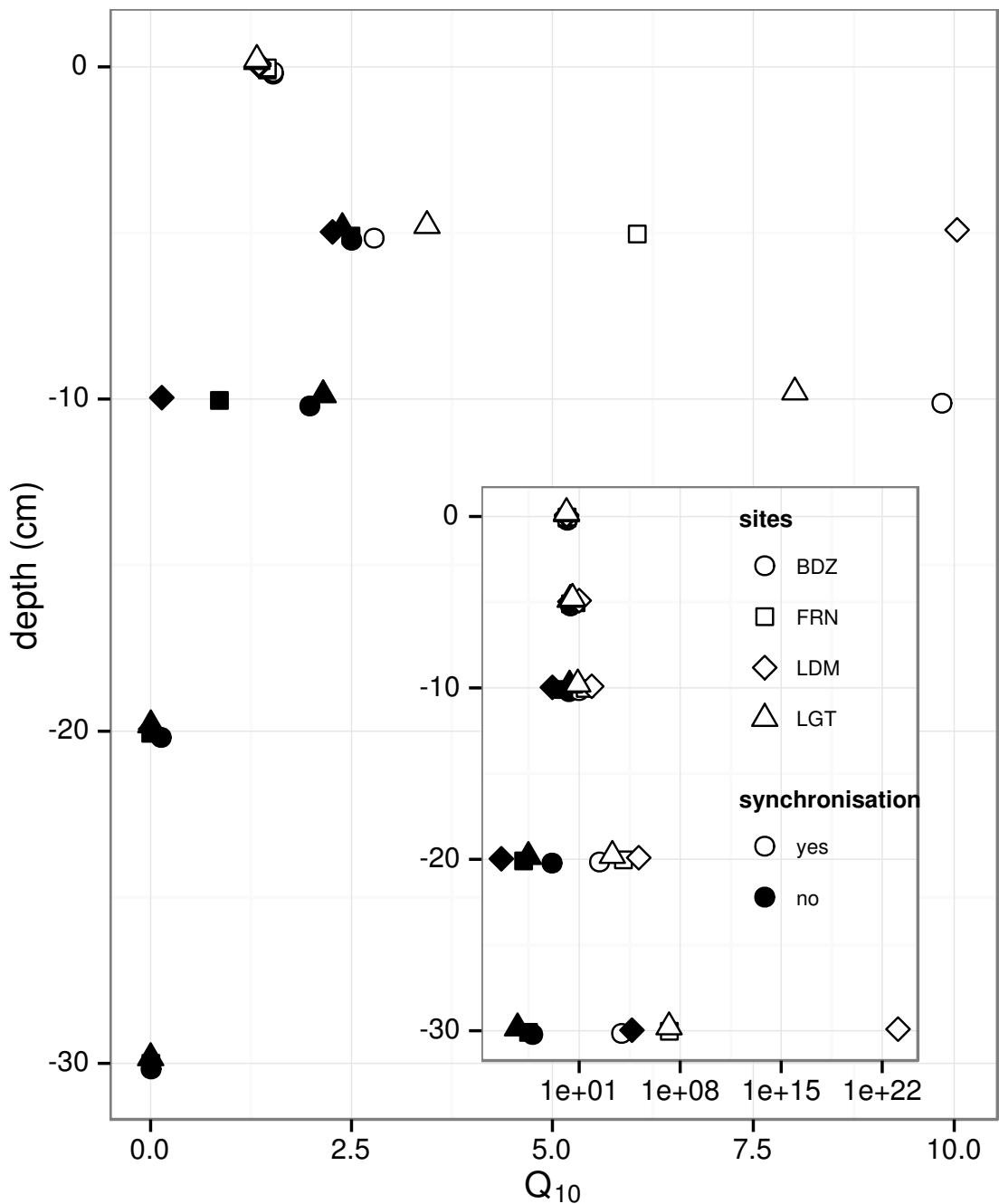


FIGURE 5.4 – Profile of  $Q_{10}$  with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

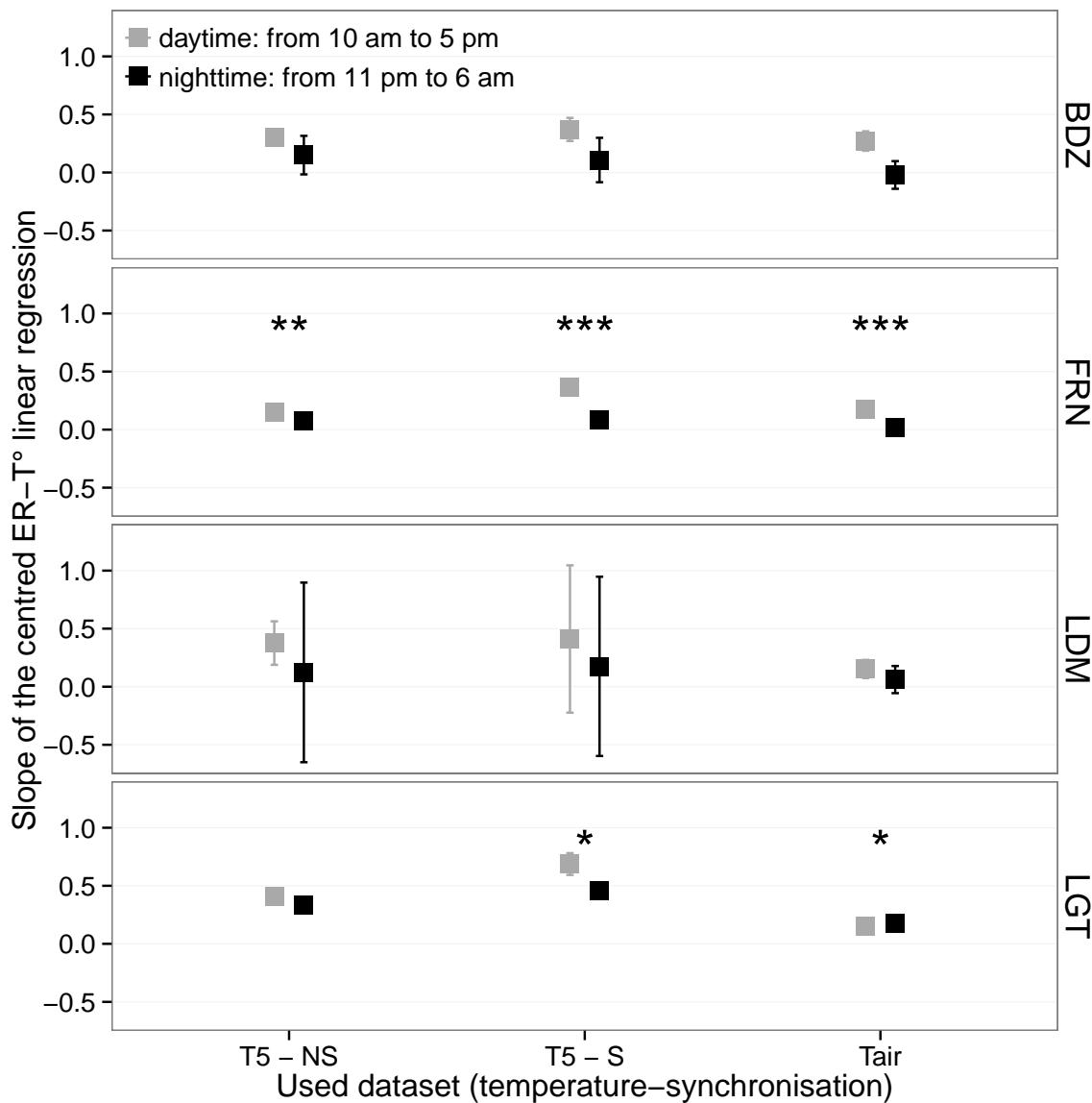


FIGURE 5.5 – Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).

## 5.4. Discussion

---

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	0.10	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

<sup>2547</sup> the deeper levels in LDM and LGT where values were lower (< 32%).

## <sup>2548</sup> 5.4 Discussion

### <sup>2549</sup> 5.4.1 ER differences between sites

<sup>2550</sup> The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those  
<sup>2551</sup> of peatlands found in the literature. ?, for instance, found ER values ranging from 2

2552 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October 2004. In the present  
 2553 study, the models performed poorly in 2 sites, BDZ and LDM. For BDZ, amplitudes of  
 2554 both ER and temperatures were low (Figure 5.1 – A, E) making the representation of  
 2555 ER possible only on a short temperature span. With such low ranges of both ER and  
 2556 temperature, it can be assumed that ER variability was due to the variability between  
 2557 plots. For LDM, the ER fluxes were measured in plots that were more heterogeneous  
 2558 than expected, resulting in strong variability (Figure 5.1 – C). This observation is  
 2559 consistent with the high NRMSE value calculated for this site (39.3 % for BDZ against  
 2560 26.1 % for LDM) whereas the  $R^2$  values for these two sites were close, 0.19 and 0.32  
 2561 for BDZ and LDM respectively, using surface air temperature and an exponential  
 2562 relationship. It is noteworthy that in FRN the NRMSE values were high with respect  
 2563 to  $R^2$  values. This result can be explained by the fact that the mean ER flux was  
 2564 low ( $1.75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) and thus had a strong influence on NRMSE as we used mean  
 2565 normalization. Finally at -20 cm depth, models using non-synchronised data showed,  
 2566 an increase in  $R^2$  and a decrease in NRMSE which was more or less observable in  
 2567 the different sites : clearly in FRN, LGT and to a lesser extent in LDM, but barely  
 2568 perceivable in BDZ. At this depth the temperature and the ER signal phases are  
 2569 opposed making the non-synchronised models better at representing ER than at -10  
 2570 or -30 centimetres but with a reverse relationship. The ER fluxes thus show different  
 2571 behaviours either in their amplitude or in their homogeneity

#### 2572 5.4.2 Time-delay between temperature and ER

2573 Time-delays between soil temperatures and ER occur in *Sphagnum*-dominated peat-  
 2574 lands. They occur even close to the soil surface and increase with depth. The relation-  
 2575 ship between time-delays and depth was similar in all the studied sites although LDM  
 2576 had slightly higher time-delays. The overall delay observed in peat soils, 0.57 hours  
 2577 per centimetre, was higher than those found by Pavelka *et al.* (2007) in a forest and  
 2578 in a grassland ecosystem and by Parkin et Kaspar (2003) on two agricultural soils (0.4  
 2579 and 0.5 hours per centimetre respectively). This is coherent with the fact that peat soil

## 5.4. Discussion

---

2580 has a lower thermal diffusivity than mineral soils (Farouki, 1981; Arya, 2001). LDM  
2581 was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected  
2582 as soil diffusivity increases with wetness (Hillel, 2003) and LDM was the site with the  
2583 lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements  
2584 conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the  
2585 time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER  
2586 fluxes.

### 2587 5.4.3 Synchronising ER and temperature improves ER sensi- 2588 vity to temperature representation

2589 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological  
2590 activities (Vargas *et al.*, 2010), few studies have addressed the effect of time-delays bet-  
2591 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this  
2592 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation  
2593 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation  
2594 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised  
2595 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations  
2596 are in agreement with those of Pavelka *et al.* (2007) who also found a decreasing ef-  
2597 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by  
2598 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the  
2599 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases  
2600 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.  
2601 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion  
2602 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a  
2603 phase inversion was found deeper, at -30 cm by Pavelka *et al.* (2007), due to a higher  
2604 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-  
2605 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher  $R^2$  and lower NRMSE values  
2606 than those using surface air temperature.

2607 **5.4.4 Differences between daytime and nighttime ER measure-**  
2608 **ments**

2609 The significant differences observed between daytime and nighttime measurements  
2610 corroborate other studies in which these differences were found using chamber tech-  
2611 niques (Juszczak *et al.*, 2012; Darenova *et al.*, 2014). The fact that some sites show  
2612 significant differences (FRN and LGT) and not others (BDZ and LDM) seems to be  
2613 linked to the variability between plots and temperature amplitude. When temperature  
2614 amplitude was low, most of the variability originated from spatial variability between  
2615 plots. This was also corroborated by a test done on LGT where we calculated the day  
2616 and night differences only on the last two days when temperature amplitude was the  
2617 greatest. As a result the significance increased from  $p < 0.05$  to  $p < 0.01$  for the syn-  
2618 chronised model using -5 cm depth temperature and the differences observed in the  
2619 model using air temperature were no longer significant any more ( $p > 0.05$ ).

2620 **5.4.5  $Q_{10}$  sensitivity to temperature depth and synchronisation**

2621 In shallow layers ( $\leq 10$  cm), the  $Q_{10}$  values calculated with non-synchronised data  
2622 in the ranges that are usually reported, i.e. between 1.3 to 3.3 (Raich et Schlesinger,  
2623 1992). At deeper levels in the peat profile ( $\geq 10$  cm), they reach 0 as the relationship  
2624 between ER and the temperature weakens, and is not compensated by a long term  
2625 evolution. A similar behaviour was found by Pavelka *et al.* (2007) even if this  $Q_{10}$   
2626 decrease with depth is not usually seen and most studies show the opposite, namely  
2627 an increase in  $Q_{10}$  values with depth (Graf *et al.*, 2008). This apparent contradiction  
2628 may be explained by the length of the study. Because of its short duration, the effect of  
2629 the time-delays on ER were preponderant over the temperature effect. Synchronisation  
2630 also led to meaningless high  $Q_{10}$  values because synchronisation can explain a higher  
2631 proportion of ER flux with a smaller temperature variation. Temperature amplitude  
2632 decreases with depth because of soil dampening.

## <sup>2633</sup> 5.5 Conclusions

<sup>2634</sup> We showed that the time-delays between ER and soil temperatures at different  
<sup>2635</sup> depths are significant on a daily timescale as the signals are shifted 30 minutes every  
<sup>2636</sup> centimetre. At this scale the use of synchronised soil temperature, to take into account  
<sup>2637</sup> these time-delays, can improve the representation of ER particularly in the first 10  
<sup>2638</sup> centimetres. Only one of the studied sites showed highly significant differences between  
<sup>2639</sup> daytime and nighttime measurements. However it is possible that such differences exist  
<sup>2640</sup> in the other sites, depending on the environmental conditions (e.g. temperature am-  
<sup>2641</sup> plitude) and spatial variability in the ER fluxes. Addressing questions of bio-physical  
<sup>2642</sup> coupling in determining ER at different timescales requires high frequency observations  
<sup>2643</sup> ([Vargas et al., 2011](#)). Even if the automated chamber technique is increasingly used, it  
<sup>2644</sup> cannot be easily deployed in some sites due to tall vegetation, power supply difficulties,  
<sup>2645</sup> or harsh environmental conditions. In contrast, temperature measurements at different  
<sup>2646</sup> depths are easy to conduct, robust to harsh conditions and can be powered by a small  
<sup>2647</sup> solar panel. A calibration campaign with human manipulated closed chambers could be  
<sup>2648</sup> carried out to assess ER variability at different timescales. Coupling temperature pro-  
<sup>2649</sup> file and punctual ER measurements and then using synchronised data in models may  
<sup>2650</sup> be a good alternative in sites where automated chambers are not easily implantable.

## <sup>2651</sup> Acknowledgements

<sup>2652</sup> The work was funded as part of the Peatland National Observatory Service (Service  
<sup>2653</sup> national d'observation Tourbières, certified by the CNRS/INSU) as the four studied  
<sup>2654</sup> sites are part of this Service. The authors are also indebted to the site managers for  
<sup>2655</sup> permitting access to the studied peatlands. We also acknowledge support from Labex  
<sup>2656</sup> VOLTAIRE (ANR-10-LABX-100-01). Finally we would like to thank Elizabeth Rowley-  
<sup>2657</sup> Jolivet for corrections to the manuscript.

2658

2659

SYNTHÈSE ET PERSPECTIVES

---

2660     À l'échelle globale les tourbières couvrent une faible surface, mais elles jouent un  
2661     rôle important de part leur fonctionnement comme puits de carbone. Ces écosystèmes  
2662     subissent des perturbations anthropiques et climatiques qui rendent incertain le deve-  
2663     nir du stock de carbone qu'elles ont accumulées pendant les derniers millénaires. Les  
2664     facteurs qui contrôlent les flux de carbones qu'elles échangent avec l'atmosphère sont  
2665     globalement connus (température, végétation, hydrologie) mais leurs effets nécessitent  
2666     encore d'être compris plus en détails

2667     Dans ce chapitre je vais : (i) synthétiser les résultats acquis dans le cadre de cette  
2668     problématique et (ii) proposer des pistes pour de futurs recherches.

## 2669     Synthèse générale

### 2670     Le bilan de carbone

2671     L'estimation du bilan de carbone de la tourbière de La Guette montre que l'écosys-  
2672     tème fonctionne comme une source de carbone. Sur les deux années de suivi elle a ainsi  
2673     perdue  $220 \pm 33 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  malgré un niveau de nappe d'eau proche de la surface  
2674     du sol. Ce bilan est déterminé en grande partie par le bilan des flux de CO<sub>2</sub> qui sont  
2675     deux ordres de grandeur au dessus de celles du CH<sub>4</sub> et du COD. Si on schématise ce  
2676     bilan on considérant 100 atomes de carbone qui entrent dans la tourbière (PPB) on a :

$$100C_{PPB} \rightarrow 118C_{RE} + 2C_{CH_4} + 1C_{COD} - 21\Delta C \quad (5.8)$$

2677     Soit 118 atomes de carbone émis sous forme de CO<sub>2</sub> respiré, 2 sous forme de CH<sub>4</sub>  
2678     et 1 sous forme de COD et un déficit de 21 atomes. Pour expliquer ce bilan négatif  
2679     trois points sont à considérer.

2680     Le premier concerne les températures moyennes annuelles du site qui sont élevées  
2681     par rapport à d'autres tourbières. Ces températures entraînent des flux importants  
2682     qui se traduisent avec une importance forte dans le bilan en cas de déséquilibre. En

effet les estimations des flux de CO<sub>2</sub> entre la tourbière de La Guette et l'atmosphère, sont dans la gamme haute des émissions relevées dans la littérature que ce soit pour la RE ( $1261 \pm 164 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) ou la PPB ( $1070 \pm 203 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ). La tourbière subit des hivers moins longs et froids que celles situées aux plus hautes latitudes, ce qui permet aux flux de rester plus élevés plus longtemps. Il semble donc cohérent que les flux de CO<sub>2</sub> estimés soient plus fort que ceux mesurés dans des tourbières boréales.

Le second point est lié au premier : la tourbière de La Guette est située en plaine. Elle ne profite pas des été plus frais et humides et des hivers plus froids d'un climat montagnard et ses flux de RE restent important même la nuit et l'hiver. On peut ainsi comparer le premier jour des mesures haute fréquence entre les sites de Frasne et de La Guette (cf chapitre 5, Figure 5.1). Malgré des températures en journée plus élevées sur le site de Frasne, la RE mesurée est plus faible que ce soit la nuit ou le jour.

Le troisième point est la présence d'une végétation vasculaire herbacée, ubiquiste, adaptée aux milieux inondés pouvant maintenir une activité photosynthétique et de respiration autotrophe même dans des conditions de niveau de nappe d'eau élevé. Les estimations des flux de CO<sub>2</sub> se rapprochent de celles estimées dans les tourbières utilisées comme prairies permanentes, sans toutefois les atteindre. Cette comparaison a du sens car la tourbière de La Guette, est fortement envahie par une herbacée (*Molinia caerulea*) largement dominante. Ceci semble également cohérent car ces écosystèmes ont généralement une végétation herbacée majoritaire, mais un niveau de nappe d'eau plus bas favorisant des flux plus important, notamment pour la respiration.

Le bilan est donc déterminé en grande partie par le bilan des flux de CO<sub>2</sub> mais les flux de CH<sub>4</sub> estimés sont également importants ( $17 \pm 5 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) et plutôt dans la tranche supérieure des valeurs relevées dans la littérature, ce qui est cohérent avec le niveau de nappe d'eau proche de la surface du sol relevé sur le site pendant les deux années de mesure. Enfin les flux de COD sont plutôt faibles par rapport aux données relevées dans la littérature. Ce flux est contraint principalement, sur les deux années de mesures, par la quantité d'eau qui quitte l'écosystème supérieure en 2014 par rapport à 2013.

---

2712 Les bilans estimés pour les années 2013 et 2014 différent : la tourbière de La  
2713 Guette est une source plus importante en 2013 ( $-301 \pm 47 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) qu'en 2014  
2714 ( $-138 \pm 20 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ). Les valeurs de la RE sont proches pendant les deux années  
2715 et cette différences semble davantage être causée par une hausse de la PPB de  $957 \pm 182$   
2716 à  $1184 \pm 225 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  entre 2013 et 2014. Ce constat est à mettre en parallèle avec  
2717 l'histoire de la tourbière qui sort de plusieurs années de bilan hydrique négatif et d'as-  
2718 séchement important. Le niveau de la nappe d'eau était élevé dès de début des mesures,  
2719 cependant il est possible que les capacités de développement et de photosynthèse de la  
2720 végétation soient encore amoindrie en 2013. (**Corroboreé par mesure par groupe**)

## 2721 Variabilité spatiale des flux

2722 Ces travaux ont également montré la forte variabilité spatiale des flux de CO<sub>2</sub>  
2723 sur la tourbière de La Guette. Sur les 13 ha de la tourbière, la variabilité spatiale des  
2724 flux de CO<sub>2</sub> s'étend sur une gamme aussi importante que celle visible à l'échelle de  
2725 l'hémisphère nord entre différents sites (Figure 3.31–A et B). Les estimations de bilan  
2726 dépassent même la gamme les valeurs relevées dans la littérature (Figure 3.31–C).  
2727 Ces résultats soulignent l'importance de la variabilité spatiale et de la nécessité de la  
2728 considérer lors du développement de protocoles de suivi des flux de GES. Concernant  
2729 le CH<sub>4</sub>, le nombre limité de points de mesure ne permet pas de faire le même type de  
2730 comparaison.

2731 Paradoxalement les zones de la tourbières fonctionnant en puits de carbone sont  
2732 celles où les herbacées sont dominantes. Il est possible que le potentiel de photosynthèse  
2733 de l'écosystème, et plus particulièrement celui des sphaignes ne soit pas à son maximum  
2734 après les années sèches qui ont précédé les mesures.

## 2735 Effet de l'hydrologie sur les flux de GES

2736 Même si les faibles variations du niveau de la nappe d'eau mesurée sur la tourbière de  
2737 La Guette pendant les deux années de mesure n'ont pas permis de les relier directement  
2738 aux émissions de GES, l'hydrologie joue un rôle important.

2739 D'abord l'importance de flux de CH<sub>4</sub>, dont l'estimation est plutôt dans la tranche  
2740 supérieure des valeurs relevées dans la littérature, est probablement liée au niveau de  
2741 la nappe d'eau. Ce dernier en étant proche de la surface du sol empêche l'oxydation  
2742 du CH<sub>4</sub>. Le fait d'avoir des flux plus faible en 2013, année où le niveau de nappe  
2743 a légèrement baissé en été, qu'en 2014 va dans ce sens. Suite aux expérimentations  
2744 sur mésocosmes, il semble d'ailleurs qu'à niveau de nappe d'eau élevé, la proportion  
2745 aérobiose/anaérobiose de la colonne de sol ne soit plus le processus prépondérant de contrôle  
2746 des émissions de CH<sub>4</sub>.

2747 Ensuite malgré un niveau moyen de la nappe d'eau plus élevé en 2014 qu'en 2013,  
2748 l'estimation de la quantité d'eau sortant de la tourbière est également supérieure en  
2749 2014. Cette inconsistance apparente s'explique probablement par l'histoire de la tour-  
2750 bière pendant les années précédents les mesures. En 2011 et 2012 la tourbière a subit  
2751 un étiage important et s'est vidée d'une part importante de son eau (Figure 2.5). En  
2752 2013 une partie importante de l'eau arrivant dans la tourbière a donc servie à la «  
2753 remplir ». Cet effet est beaucoup moins apparent en 2014, du fait que la tourbière s'est  
2754 remplie en 2013. Ces variations dans la décharge en eau de la tourbières sont la source  
2755 des différences d'estimation du COD entre 2013 et 2014.

2756 Enfin, même si aucune tendance directe n'est visible avec les flux de CO<sub>2</sub>, le ni-  
2757 veau de la nappe d'eau particulièrement élevé pendant les deux années de mesure a  
2758 probablement eu un rôle. Notamment il a pu limiter les flux de RE en minimisant la  
2759 proportion aérobiose de la colonne de tourbe. Cependant, les flux observés sont impor-  
2760 tant. *Molinia caerulea* et *Eriophorum Augustifolium* possèdent un aérenchyme, cette  
2761 adaptation aux milieux inondés leur permet de maintenir des échanges gazeux entre  
2762 leurs racines à l'atmosphère. Son effet est davantage visible sur les expérimentations  
2763 sur mésocosmes, où un niveau de la nappe d'eau plus bas entraîne une augmentation  
2764 des émissions de la RE.

---

## **2765 Les modèles**

### **2766 Intérêt de l'évaluation**

2767 Que ce soit pour la PPB ou la RE, la prise en compte de la végétation améliore  
2768 la calibration des modèles. Pour la PPB l'intégration de la végétation n'améliore pas  
2769 l'évaluation du modèle. Ceci indique que, si d'autres suivis du même type sont effectués  
2770 sur le site, la prise en compte de la végétation devra être revue. De plus, l'intégration  
2771 de la végétation dans l'estimation des flux de PPB a un effet important sur le bilan  
2772 final de l'écosystème. À l'inverse pour la RE l'intégration de la végétation, qui améliore  
2773 également l'évaluation, change de manière marginale, mais significative (l'AIC dimi-  
2774 nue) l'estimation du flux de carbone. Son utilisation pour estimer les flux de RE dans  
2775 d'autres contextes sur la tourbière de La Guette semble pertinent. Enfin l'estimation  
2776 du CH<sub>4</sub>, dont l'évaluation montre une erreur importante, doit être limité à l'estima-  
2777 tion d'un ordre de grandeur des flux émis lors de ce suivi en particulier. Ces résultats  
2778 montrent l'intérêt de l'évaluation des modèles utilisés pour pouvoir préciser leur limites  
2779 d'utilisation mais également les limites dans les interprétations.

2780 La prise en compte de la végétation reste une difficulté importante, l'observation  
2781 répétée nécessitant des mesures non destructives, souvent imprécises ou très coûteuses  
2782 en temps.

### **2783 Modélisation saisonnière et mesures horaires**

2784 Les estimations des flux de la tourbière de La Guette par les modèles du chapitre 3  
2785 ont été calculées à l'heure. Elles ont donc pu être comparées aux données acquises sur le  
2786 même site lors d'autres expérimentations, notamment grâce à l'utilisation de méthodes  
2787 de mesures identiques sur l'ensemble de ces travaux. Ainsi si l'on compare la RE estimée  
2788 à l'aide des modèles RE-1 et RE-3 (chapitre 3) aux données acquises à haute fréquence  
2789 (chapitre 5) on observe un écart important entre les valeurs mesurées et celles estimées  
2790 par les modèles (Figure 5.6). Pour expliquer cet écart on peut considérer les deux points  
2791 suivants :

2792 Premier point, on compare des modèles qui prennent en compte la variabilité spa-  
 2793 tiale du site (une partie au moins, à travers les vingt points qui on servi à les calibrer)  
 2794 à des mesures réalisées sur quatre embases dans une zone restreinte de la tourbière (20  
 2795 x 20 m). Ces quatre points ayant une représentativité spatiale limitée et ont été choisi  
 2796 pour leur similarités. Cet écart peut donc être en partie le reflet de la variabilité spatiale  
 2797 des flux dans la tourbière. Cet argument est soutenu par les mesures de RE réalisées le  
 2798 24 et le 25 juillet 2013, soit 5 jours avant les mesures haute fréquence et dont la gamme  
 2799 de valeur est comprise entre  $4,8$  et  $18,9 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  et sont représentés par le fond gris  
 2800 sur la figure 5.6. Les estimations des modèles RE-1 et RE-3 restent majoritairement  
 2801 dans cette gamme de valeurs. Par ailleurs, la placette p04 (Figure 3.1) la plus proche  
 2802 des mesures haute fréquences, est dans la gamme basse des flux que ce soit pour la  
 2803 campagne du 24-25 juillet : troisième flux le plus faible mesuré ( $6,1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) ou  
 2804 en moyenne sur l'ensemble de mesure où elle vaut  $2,81 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  par rapport  
 2805 à la moyenne de l'ensemble des placettes valant  $3,77 \pm 2,89 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

2806 Second point, le modèle est calibré à partir de moyennes des flux par campagne  
 2807 de mesure (Figure 3.8-A et B). Ces moyennes sont comprises entre  $0,69 \pm 0,27$  et  
 2808  $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Par conséquent les estimations des modèles, (spécialement  
 2809 RE-1), en dehors de cette gamme sont du domaine de l'extrapolation et donc à consi-  
 2810 dérer avec précaution.

2811 Ces deux points considérés, il semble que les estimations des modèles RE-1 et RE-3,  
 2812 malgré les écarts que l'on peut observées, restent cohérentes avec les mesures effectuées  
 2813 aux différentes échelles. Le modèle RE-3 reste davantage encore que le modèle RE-1  
 2814 dans la gamme de valeur attribuable en grande partie, à la variabilité spatiale. Cette  
 2815 comparaison montre également l'importance de la variabilité spatiale des flux dans les  
 2816 tourbières et la difficulté qu'il peut y avoir à la prendre en compte de façon satisfaisante.

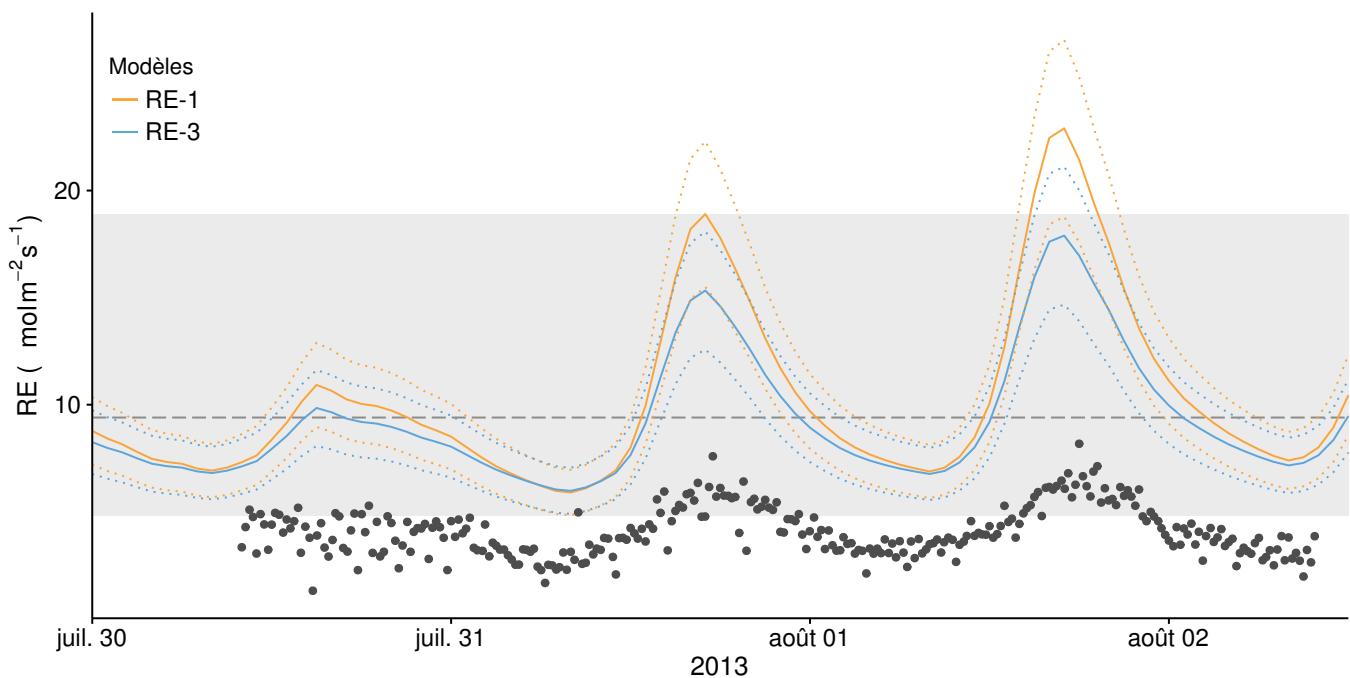


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les valeurs estimées par les modèles RE-1 (ligne orange), RE-3 (ligne bleue) et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013 (points noirs). Les lignes de pointillés représentent l'erreur (NRMSE) associée aux modèles. La zone grisée correspond à la gamme de valeur de la RE mesurée sur l'ensemble des 20 placettes pendant la campagne du 24-25 juillet 2013. La ligne de tiret correspond à la moyenne de la RE pour cette campagne.

## <sup>2817</sup> Perspectives

<sup>2818</sup> Sur les données acquises pendant ce travail, un certain nombre de points mérite-  
<sup>2819</sup> raient d'être approfondi. Ainsi il serait intéressant d'explorer le détail des relations flux  
<sup>2820</sup> de GES/facteurs contrôlant pour chaque placette. Ceci permettrait d'estimer si la va-  
<sup>2821</sup> riabilité spatiale observée est plutôt liée à une différence de sensibilité avec des facteurs  
<sup>2822</sup> contrôlant identiques, ou si elle est plutôt liée à une différence dans la prépondérance  
<sup>2823</sup> des facteurs contrôlant. Certaines placettes plus sensibles à la baisse du niveau de la  
<sup>2824</sup> nappe d'eau en 2013 gagneraient peut être à l'inclusion du niveau de nappe dans leurs  
<sup>2825</sup> estimations.

<sup>2826</sup> Continuer de suivre les flux de GES et d'estimer le bilan de carbone de l'écosys-  
<sup>2827</sup> tème à plus long terme semble également indispensable afin de comprendre comment  
<sup>2828</sup> fonctionne le système vis-à-vis de processus dont l'amplitude temporelle est plus im-  
<sup>2829</sup> portante. Par exemple la variation inter-annuelle des températures, des précipitations,

2830 du niveau de la nappe ou les variations des communautés végétales. Ce suivi sera pro-  
2831 bablement fait dans le cadre du SNO Tourbière et de l'installation prochaine d'une tour  
2832 Eddy Covariance permettant de mesurer les flux à plus haute fréquence et de façon  
2833 continue. Idéalement le suivi spatial avec les chambres et de mesure par Eddy Cova-  
2834 riance permettrait de comparer ces deux méthodes et leurs estimations respectives.

2835 En ce qui concerne l'hydrologie, la suite du projet CARBIODIV devrait permettre  
2836 d'estimer l'effet de la restauration hydrologique de la tourbière de La Guette sur les  
2837 flux de GES et la végétation.

2838 En partenariat avec le LSCE les données acquises pendant ces travaux pourront être  
2839 valorisées en servant à la calibration de modèles à des échelles globales. Des données  
2840 on d'ors et déjà été envoyée à Chloé Largeron qui développe un code "tourbière" dans  
2841 le modèle ORCHIDEE.

2842 Modèles : PCARS (frolking2002), MWM (Wu2013), TOPMODEL (Stocker2014)



2843

2844



## BIBLIOGRAPHIE

- 2845 AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect  
 2846 trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and*  
 2847 *Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- 2848 AKAIKE, H. (1974). A new look at the statistical model identification. *Autom. Control*  
 2849 *IEEE Trans. On*, 19(6):716–723.
- 2850 ALM, J., SAARNIO, S., NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. et MARTIKAINEN, P. (1999). Winter  
 2851 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeo-*  
 2852 *chemistry*, 44(2):163–186.
- 2853 ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H.,  
 2854 NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance  
 2855 for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- 2856 ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques  
 2857 for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic*  
 2858 *Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- 2859 ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U.,  
 2860 CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS  
 2861 (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet.*  
 2862 *Sci.*, 37(1):117.
- 2863 ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International*  
 2864 *Geophysics Series*. Academic Press.
- 2865 AURELA, M., LAURILA, T. et TUOVINEN, J.-P. (2004). The timing of snow melt  
 2866 controls the annual CO<sub>2</sub> balance in a subarctic fen. *Geophys. Res. Lett.*, 31(16):  
 2867 L16119.
- 2868 AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITTIILA,  
 2869 E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO<sub>2</sub> exchange of a sedge fen  
 2870 in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- 2871 BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014).  
 2872 Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in nor-  
 2873 thern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.

- 2874 BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil  
2875 Sci.*, 47(2):151–163.
- 2876 BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMELELLI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N.,  
2877 RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A.,  
2878 CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUYSSAERT, S., MARGO-  
2879 LIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS,  
2880 C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Up-  
2881 take : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- 2882 BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls  
2883 on CH<sub>4</sub> emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–  
2884 91.
- 2885 BEYER, C. et HÖPER, H. (2015). Greenhouse gas exchange of rewetted bog peat extrac-  
2886 tion sites and a Sphagnum cultivation site in northwest Germany. *Biogeosciences*,  
2887 12(7):2101–2117.
- 2888 BEYER, C., LIEBERSBACH, H. et HÖPER, H. (2015). Multiyear greenhouse gas flux  
2889 measurements on a temperate fen soil used for cropland or grassland. *J. Plant Nutr.  
2890 Soil Sci.*, pages n/a–n/a.
- 2891 BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2013). A water-table dependent  
2892 reservoir model to investigate the effect of drought and vascular plant invasion on  
2893 peatland hydrology. *Journal of Hydrology*, 499:132–139.
- 2894 BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls.  
2895 *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.
- 2896 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland  
2897 mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 2898 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in  
2899 the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 2900 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.  
2901 (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-  
2902 generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 2903 BRAGAZZA, L., SIFFI, C., IACUMIN, P. et GERDOL, R. (2007). Mass loss and nutrient  
2904 release during litter decay in peatland : the role of microbial adaptability to litter  
2905 chemistry. *Soil Biol. Biochem.*, 39(1):257–267.
- 2906 BUBIER, J. (1995). The relationship of vegetation to methane emission and hydroche-  
2907 mical gradients in northern peatlands. *J Ecol*, 83(3):403–420.
- 2908 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).  
2909 Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.  
2910 *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 2911 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).  
2912 Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide  
2913 Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.

- 2914 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).  
 2915 Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in a boreal peatland  
 2916 complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 2917 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).  
 2918 Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the  
 2919 zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,  
 2920 9(4):455–470.
- 2921 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge  
 2922 of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 2923 BURNHAM, K. P. et ANDERSON, D. R. (2002). *Model selection and multimodel infe-*  
 2924 *rence : a practical information-theoretic approach*. Springer.
- 2925 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions  
 2926 stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :  
 2927 Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell*  
 2928 *Environ.*, 33(3):394–407.
- 2929 CARROLL, P. et CRILL, P. (1997). Carbon balance of a temperate poor fen. *Glob.*  
 2930 *Biogeochem. Cycles*, 11(3):349–356.
- 2931 CHANTON, J. P. (2005). The effect of gas transport on the isotope signature of methane  
 2932 in wetlands. *Org. Geochem.*, 36(5):753–768.
- 2933 CHAPIN, F., WOODWELL, G., RANDERSON, J., LOVETT, G., RASTETTER, E., BAL-  
 2934 DOCCHI, D., CLARK, D., HARMAN, M., SCHIMEL, D., VALENTINI, R., WIRTH, C.,  
 2935 ABER, J., COLE, J., GIBLIN, A., GOULDEN, M., HARDEN, J., HEIMANN, M., HO-  
 2936 WARTH, R., MATSON, P., MC GUIRE, A., MELILLO, J., MOONEY, H., NEFF, J.,  
 2937 HOUGHTON, R., PACE, M., RYAN, M., RUNNING, S., SALA, O., SCHLESINGER, W.  
 2938 et SCHULZE, E.-D. (2006). Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and me-  
 2939 thodology. *Ecosystems*, 9:1041–1050.
- 2940 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,  
 2941 H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et  
 2942 OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :  
 2943 a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.
- 2944 CHIMNER, R. A. et EWEL, K. C. (2005). A tropical freshwater wetland : II. Production,  
 2945 decomposition, and peat formation. *Wetl. Ecol. Manag.*, 13(6):671–684.
- 2946 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,  
 2947 JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional  
 2948 climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group*  
 2949 *Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11*,  
 2950 pages 847–940.
- 2951 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. J. et TURNER, J. (2013).  
 2952 Climate phenomena and their relevance for future regional climate change. In STO-  
 2953 CKER, T. F., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M. M. B., ALLEN, S. K., BO-  
 2954 SCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V. et MIDGLEY, P. M., éditeurs : *Climate*

- 2955      *Change 2013 : The physical science basis. Contribution of Working Group I to the*  
 2956      *fifth Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 1217–  
 2957      1308. Cambridge University Press, Cambridge.
- 2958      CHRISTENSEN, T. R., PANIKOV, N., MASTEPANOV, M., JOABSSON, A., STEWART,  
 2959      A., ÖQUIST, M., SOMMERKORN, M., REYNAUD, S. et SVENSSON, B. (2003). Bio-  
 2960      tic controls on CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> exchange in wetlands – a closed environment study.  
 2961      *Biogeochemistry*, 64(3):337–354.
- 2962      CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,  
 2963      A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and  
 2964      other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis.*  
 2965      *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovern-  
 2966      mental Panel on Climate Change*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 2967      CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peat-  
 2968      land. *Oikos*, pages 368–388.
- 2969      COLES, J. R. et YAVITT, J. B. (2002). Control of methane metabolism in a forested  
 2970      northern wetland, New York State, by aeration, substrates, and peat size fractions.  
 2971      *Geomicrobiol. J.*, 19(3):293–315.
- 2972      COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on  
 2973      internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 2974      CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO<sub>2</sub> emission from a northern  
 2975      peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 2976      CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual  
 2977      Q<sub>10</sub> of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature  
 2978      sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 2979      DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (2014). Diurnal deviations in the rela-  
 2980      tionship between CO<sub>2</sub> efflux and temperature : A case study. *CATENA*, 123:263–269.
- 2981      DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration  
 2982      in terrestrial ecosystems : moving beyond Q<sub>10</sub>. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2983      DINSMORE, K. J., BILLETT, M. F., SKIBA, U. M., REES, R. M., DREWER, J. et  
 2984      HELFTER, C. (2010). Role of the aquatic pathway in the carbon and greenhouse gas  
 2985      budgets of a peatland catchment. *Glob. Change Biol.*, 16(10):2750–2762.
- 2986      DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect  
 2987      of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*,  
 2988      318(1-2):229–242.
- 2989      ELSGAARD, L., GÖRRES, C.-M., HOFFMANN, C. C., BLICHER-MATHIESEN, G.,  
 2990      SCHELDE, K. et PETERSEN, S. O. (2012). Net ecosystem exchange of CO<sub>2</sub> and  
 2991      carbon balance for eight temperate organic soils under agricultural management.  
 2992      *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 162:52–67.
- 2993      ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of  
 2994      the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.

- 2995 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO<sub>2</sub> efflux on temperature.  
2996     *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.
- 2997 FAROUIKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics.  
2998     Trans Tech Pub., Rockport, MA.
- 2999 FARQUHAR, G. D., VON CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model  
3000     of photosynthetic CO<sub>2</sub> assimilation in leaves of C<sub>3</sub> species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 3001 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum,  
3002     de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 3003 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUIT-  
3004     TILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate  
3005     system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 3006 GARCIA, J.-L., PATEL, B. K. et OLLIVIER, B. (2000). Taxonomic, phylogenetic, and  
3007     ecological diversity of methanogenic Archaea. *Anaerobe*, 6(4):205–226.
- 3008 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011).  
3009     *Sols et Environnement*, (2e édn), volume 28 de *Sciences Sup*. Editions Dunod : Paris,  
3010     Vottem, Belgique, 2nd édition édition.
- 3011 GLASER, P. H. et CHANTON, J. P. (2009). Methane accumulation and release from deep  
3012     peat : measurements, conceptual models, and biogeochemical significance. *Carbon  
3013     Cycl. North. Peatl.*, pages 145–158.
- 3014 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.  
3015     (2011). In situ quantification of CH<sub>4</sub> bubbling events from a peat soil using a new  
3016     infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 3017 GOGO, S., LAGGOUN-DÉFARGE, F., MERZOUKI, F., MOUNIER, S., GUIRIMAND-  
3018     DUFOUR, A., JOZJA, N., HUGUET, A., DELARUE, F. et DÉFARGE, C. (2015). In  
3019     situ and laboratory non-additive litter mixture effect on C dynamics of Sphagnum  
3020     rubellum and Molinia caerulea litters. *J. Soils Sediments*, pages 1–15.
- 3021 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable  
3022     Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 3023 GORNALL, J. L., WOODIN, S. J., JÓNSDÓTTIR, I. S. et van der WAL, R. (2011).  
3024     Balancing positive and negative plant interactions : how mosses structure vascular  
3025     plant communities. *Oecologia*, 166(3):769–782.
- 3026 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of  
3027     annual CO<sub>2</sub> flux of temperate peat soils under permanent grassland management.  
3028     *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 3029 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-  
3030     CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity  
3031     of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.

- 3032 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-  
3033 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOULLAUD, B. et  
3034 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements  
3035 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*  
3036 *nology*, 22(7):1–17.
- 3037 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*  
3038 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 3039 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-  
3040 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*  
3041 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 3042 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO<sub>2</sub>  
3043 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.
- 3044 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*  
3045 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 3046 HOBBIE, S. E. (1996). Temperature and plant species control over litter decomposition  
3047 in Alaskan tundra. *Ecol. Monogr.*, 66(4):503–522.
- 3048 HUC, A. (1980). Origin and formation of organic matter in recent sediments and its  
3049 relation to kerogen. In *Kerogen : Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks*,  
3050 pages 445–476. Editions TECHNIP.
- 3051 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of  
3052 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,  
3053 1(11):763–766.
- 3054 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,  
3055 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.  
3056 (2007). Variability of annual CO<sub>2</sub> exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,  
3057 4(5):803–816.
- 3058 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls  
3059 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &*  
3060 *Evolution*, 14(10):385–388.
- 3061 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of  
3062 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.
- 3063 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., von BLOH,  
3064 W., BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-  
3065 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-  
3066 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISINGER,  
3067 A., SEGSCHEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,  
3068 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and  
3069 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :  
3070 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.

- 3071 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International  
3072 mire conservation group.
- 3073 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the  
3074 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on  
3075 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 3076 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-  
3077 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate  
3078 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 3079 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,  
3080 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL,  
3081 M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓT-  
3082 TIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHKNIN,  
3083 A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-  
3084 BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et  
3085 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).  
3086 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 3087 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (2005). A conceptual model of volume-change controls  
3088 on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.
- 3089 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of  
3090 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohy-  
3091 drology*, 7(2):771–782.
- 3092 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,  
3093 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from  
3094 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 3095 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO<sub>2</sub> flux in a Minnesota peatland.  
3096 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 3097 KOEHLER, A.-K., SOTTOCORNOLA, M. et KIELY, G. (2011). How strong is the current  
3098 carbon sequestration of an Atlantic blanket bog? *Glob. Change Biol.*, 17(1):309–319.
- 3099 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,  
3100 19(4):409–421.
- 3101 LAI, D. Y. F., ROULET, N. T. et MOORE, T. R. (2014). The spatial and temporal  
3102 relationships between CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> exchange in a temperate ombrotrophic bog.  
3103 *Atmospheric Environment*, 89:249–259.
- 3104 LAIHO, R. (2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting  
3105 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):  
3106 2011–2024.
- 3107 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-  
3108 sification of peats and organic soils. In *Testing of peats and organic soils*, volume  
3109 820, pages 37–51.

- 3110 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society  
3111 Jyskä.
- 3112 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-  
3113 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 3114 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,  
3115 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUB, G. (2008). Peatlands and the  
3116 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeos-  
3117 ciences*, 5(2):1475–1491.
- 3118 LIU, W., FOX, J. E. et XU, Z. (2000). Leaf litter decomposition of canopy trees, bamboo  
3119 and moss in a montane moist evergreen broad-leaved forest on Ailao Mountain,  
3120 Yunnan, south-west China. *Ecol. Res.*, 15(4):435–447.
- 3121 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of  
3122 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.  
3123 Emiss. Soil Water*, pages 14–51.
- 3124 LOHILA, A., AURELA, M., REGINA, K. et LAURILA, T. (2003). Soil and total ecosystem  
3125 respiration in agricultural fields : effect of soil and crop type. *Plant Soil*, 251(2):303–  
3126 317.
- 3127 LONG, S. P. et HÄLLGREN, J.-E. (1993). Measurement of CO<sub>2</sub> assimilation by plants  
3128 in the field and the laboratory. In HALL, D. O., SCURLOCK, J. M. O., Bolhàr  
3129 NORDENKAMPF, H. R., LEEGOOD, R. C. et LONG, S. P., éditeurs : *Photosynthesis  
3130 and Production in a Changing Environment*, pages 129–167. Springer Netherlands.
- 3131 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects  
3132 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.  
3133 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 3134 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 1 - Introduction and overview. In LUO, Y. et  
3135 ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 3 – 15. Academic  
3136 Press, Burlington.
- 3137 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 4 - Processes of {CO<sub>2</sub>transport} from soil  
3138 to the atmosphere. In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the  
3139 Environment*, pages 61 – 76. Academic Press, Burlington.
- 3140 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006c). Chapter 5 - Controlling factors. In LUO, Y. et ZHOU,  
3141 X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,  
3142 Burlington.
- 3143 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006d). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.  
3144 In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 161  
3145 – 185. Academic Press, Burlington.
- 3146 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,  
3147 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands  
3148 and atmospheric CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> variations. *Science*, 314(5797):285–288.

- 3149 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-  
3150 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-  
3151 SENSI, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).  
3152 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-  
3153 vel. *Science*, 329(5993):838–840.
- 3154 MALMER, N., SVENSSON, B. M. et WALLÉN, B. (1994). Interactions between Sphagnum  
3155 mosses and field layer vascular plants in the development of peat-forming systems.  
3156 *Folia geobot. phytotax.*, 29(4):483–496.
- 3157 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,*  
3158 *Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 3159 MCNEIL, P. et WADDINGTON, J. M. (2003). Moisture controls on Sphagnum growth  
3160 and CO<sub>2</sub> exchange on a cutover bog. *J. Appl. Ecol.*, 40(2):354–367.
- 3161 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.  
3162 (2002). Plant biomass and production and CO<sub>2</sub> exchange in an ombrotrophic bog.  
3163 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.
- 3164 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (2015). Carbon dioxide  
3165 flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming and  
3166 water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–1111.
- 3167 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classifica-*  
3168 *tion system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 3169 NILSSON, M., MIKKELÄ, C., SUNDH, I., GRANBERG, G., SVENSSON, B. H. et RAN-  
3170 NEBY, B. (2001). Methane emission from Swedish mires : National and regional  
3171 budgets and dependence on mire vegetation. *J. Geophys. Res.*, 106(D18):20847–  
3172 20860.
- 3173 NILSSON, M., SAGERFORS, J., BUFFAM, I., LAUDON, H., ERIKSSON, T., GRELLE, A.,  
3174 KLEMEDTSSON, L., WESLIEN, P. et LINDROTH, A. (2008). Contemporary carbon  
3175 accumulation in a boreal oligotrophic minerogenic mire – a significant sink after  
3176 accounting for all C-fluxes. *Glob. Change Biol.*, 14(10):2317–2332.
- 3177 NORDSTROEM, C., SOEGAARD, H., CHRISTENSEN, T. R., FRIBORG, T. et HANSEN,  
3178 B. U. (2001). Seasonal carbon dioxide balance and respiration of a high-arctic fen  
3179 ecosystem in NE-Greenland. *Theor Appl Climatol*, 70(1-4):149–166.
- 3180 OLEFELDT, D., ROULET, N. T., BERGERON, O., CRILL, P., BÄCKSTRAND, K. et  
3181 CHRISTENSEN, T. R. (2012). Net carbon accumulation of a high-latitude perma-  
3182 frost palsu mire similar to permafrost-free peatlands : CARBON BALANCE OF A  
3183 SUBARCTIC PEATLAND. *Geophys. Res. Lett.*, 39(3):n/a–n/a.
- 3184 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :  
3185 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.
- 3186 PALES, J. C. et KEELING, C. D. (1965). The concentration of atmospheric carbon  
3187 dioxide in Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 70(24):6053–6076.

- 3188 PARISH, F., SIRIN, A., CHARMAN, D., JOOSTEN, H., MINAYEVA, T., SILVIUS, M. et  
3189 STRINGER, L. (2008). *Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change : Main Report*. Global Environment Centre & Wetlands International.
- 3191 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon  
3192 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 3193 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007).  
3194 Dependence of the  $Q_{10}$  values on the depth of the soil temperature measuring point.  
3195 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 3196 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLE,  
3197 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing  
3198 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide  
3199 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 3200 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,  
3201 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Riviere watershed,  
3202 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 3203 PHILIPPE DE SOUABE-ZYRIANE (1988). Van Helmont Jan Baptist - (1577-1644).  
3204 In *Encyclopædia Universalis, Thesaurus index*, volume 3, page 3072. Encyclopædia  
3205 Universalis, Malesherbes, Paris, 3 édition.
- 3206 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel  
3207 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–  
3208 527.
- 3209 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil  
3210 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 3211 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas scenarios : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.  
3212 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 3214 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,  
3215 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,  
3216 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGHTON,  
3217 J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI,  
3218 X., MASKELL, K. et JOHNSON, C. A., éditeurs : *Climate Change 2001 : the Scientific Basis. Contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 185–237. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- 3222 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINKKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ,  
3223 S., LOHLA, A., LARMOLA, T., MORERO, M., PIHLATIE, M., JANSENS, I., YUSTE,  
3224 J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØSTRENG,  
3225 G., ZIEGLER, W., ANTHONI, P., LINDROTH, A. et HARI, P. (2004). Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO<sub>2</sub> efflux. *Agric. For. Meteorol.*, 123(3–4):159–176.

- 3228 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil  
3229 respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.
- 3230 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines*  
3231 *et collines*. Forêt privée française.
- 3232 RAMSAR, C. (1987). *Convention relative aux zones humides d'importance internatio-*  
3233 *nale particulièrement comme habitats des oiseaux d'eau, (Ramsar, Iran, 1971) telle*  
3234 *qu'amendée en 1982 et 1987.*
- 3235 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for  
3236 very long optical paths. *Applied Optics*, 46(22):5408–5418.
- 3237 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la  
3238 séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 3239 ROBROEK, B. J., VAN RUIJVEN, J., SCHOUTEN, M. G., BREEUWER, A., CRUSHELL,  
3240 P. H., BERENDSE, F. et LIMPENS, J. (2009). Sphagnum re-introduction in degraded  
3241 peatlands : The effects of aggregation, species identity and water table. *Basic and*  
3242 *Applied Ecology*, 10(8):697–706.
- 3243 ROULET, N. T., LAFLEUR, P. M., RICHARD, P. J. H., MOORE, T. R., HUMPHREYS,  
3244 E. R. et BUBIER, J. (2007). Contemporary carbon balance and late Holocene carbon  
3245 accumulation in a northern peatland. *Global Change Biology*, 13(2):397–411.
- 3246 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Adaptations to the peatland habitat. In *The biology*  
3247 *of Peatlands*, pages 65–84. Oxford University Press.
- 3248 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Peatland habitats. In *The biology of Peatlands*,  
3249 pages 85–107. Oxford University Press.
- 3250 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013c). Productivity and peat accumulation. In *The biology*  
3251 *of Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 3252 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013d). Sphagnum - the builder of boreal peatlands. In  
3253 *The biology of Peatlands*, pages 65–84. Oxford University Press.
- 3254 SEGERS, R. (1998). Methane production and methane consumption : a review of  
3255 processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41(1):23–51.
- 3256 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (1987). Biospheric CO<sub>2</sub> emissions during the  
3257 past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*, 39B(1–  
3258 2):140–154.
- 3259 SIGG, L., BEHRA, P. et STUMM, W. (2014). Cycles biogéochimiques des éléments  
3260 dans les milieux aquatiques. In *Chimie des milieux aquatiques-5e édition : Cours et*  
3261 *exercices corrigés*, pages 411–470. Dunod, Paris.
- 3262 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996).  
3263 The contribution of plant roots to CO<sub>2</sub> fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*,  
3264 23(2):126–131.

- 3265 SINGH, J. S. et GUPTA, S. R. (1977). Plant decomposition and soil respiration in  
3266 terrestrial ecosystems. *Bot. Rev*, 43(4):449–528.
- 3267 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA,  
3268 O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands  
3269 a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*,  
3270 303(5656):353–356.
- 3271 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the  
3272 relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes  
3273 in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.
- 3274 STOCKER, T. F., QIN, D., PLATTNER, G. K., TIGNOR, M., ALLEN, S. K., BOSCHUNG,  
3275 J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, B. et MIDGLEY, B. M. (2013). *IPCC, 2013 : climate  
3276 change 2013 : the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth  
3277 assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge  
3278 University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- 3279 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change*. IPS, International Peat Society,  
3280 Jyväskylä, Finland.
- 3281 STRACK, M. et PRICE, J. S. (2009). Moisture controls on carbon dioxide dynamics of  
3282 peat-Sphagnum monoliths. *Ecohydrology*, 2(1):34–41.
- 3283 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and  
3284 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,  
3285 9(2):278–287.
- 3286 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr  
3287 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 3288 SVENSSON, B. M. (1995). Competition between Sphagnum fuscum and Drosera rotun-  
3289 difolia : A Case of Ecosystem Engineering. *Oikos*, 74(2):205–212.
- 3290 SYED, K. H., FLANAGAN, L. B., CARLSON, P. J., GLENN, A. J. et VAN GAALEN, K. E.  
3291 (2006). Environmental control of net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in a treed, moderately  
3292 rich fen in northern Alberta. *Agricultural and Forest Meteorology*, 140(1–4):97–114.
- 3293 TARNOCAI, C., CANADELL, J. G., SCHUUR, E. a. G., KUHRY, P., MAZHITOVA, G. et  
3294 ZIMOV, S. (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost  
3295 region. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 23(2):n/a–n/a.
- 3296 TAYLOR, K., ROWLAND, A. P. et JONES, H. E. (2001). Molinia caerulea (L.) Moench.  
3297 *J. Ecol.*, 89(1):126–144.
- 3298 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale  
3299 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH<sub>4</sub> flux in a temperate  
3300 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 3301 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a  
3302 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,  
3303 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1–3):409–422.

- 3304 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in  
3305 the CO<sub>2</sub> balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,  
3306 118(1-3):371–387.
- 3307 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-  
3308 DEN, J. W. et MC GUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and  
3309 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan  
3310 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 3311 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating  
3312 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and  
3313 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 3314 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.  
3315 (2001). Response of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions from peatlands to warming and water  
3316 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.
- 3317 VAN BREEMEN, N. (1995). How Sphagnum bogs down other plants. *Trends Ecol.  
3318 Evol.*, 10(7):270–275.
- 3319 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,  
3320 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).  
3321 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO<sub>2</sub>  
3322 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 3323 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Frontiers  
3324 and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data  
3325 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 3326 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion  
3327 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water  
3328 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology (submitted)*.
- 3329 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned  
3330 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.
- 3331 WAGNER, D. J. et TITUS, J. E. (1984). Comparative desiccation tolerance of two  
3332 Sphagnum mosses. *Oecologia*, 62(2):182–187.
- 3333 WARD, S. E., OSTLE, N. J., OAKLEY, S., QUIRK, H., HENRYS, P. A. et BARDGETT,  
3334 R. D. (2013). Warming effects on greenhouse gas fluxes in peatlands are modulated  
3335 by vegetation composition. *Ecol. Lett.*, 16(10):1285–1293.
- 3336 WEEDON, J. T., AERTS, R., KOWALCHUK, G. A., VAN LOGTESTIJN, R., ANDRINGA,  
3337 D. et VAN BODEGOM, P. M. (2013). Temperature sensitivity of peatland C and N  
3338 cycling : Does substrate supply play a role ? *Soil Biology and Biochemistry*, 61:109–  
3339 120.
- 3340 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHA-  
3341 PIN, C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and  
3342 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.

- 3343 WHALEN, S. C. et PEIRCE, J. J. (2005). Biogeochemistry of methane exchange between  
3344 natural wetlands and the atmosphere. *Environmental engineering science*, 22(1):73–  
3345 94.
- 3346 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).  
3347 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total  
3348 Environment*, 407(13):4084–4094.
- 3349 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.  
3350 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.
- 3351 WULLSCHLEGER, S. D. (1993). Biochemical limitations to carbon assimilation in C3  
3352 plants—a retrospective analysis of the A/Ci curves from 109 species. *J. Exp. Bot.*,  
3353 44(5):907–920.
- 3354 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-  
3355 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,  
3356 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Se-  
3357 ries Washington, DC.
- 3358 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global  
3359 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).
- 3360 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (2015).  
3361 Ecosystem-atmosphere exchange of CO<sub>2</sub> in a temperate herbaceous peatland in the  
3362 Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

## INDEX

3363	<b>A</b>	
3364	atterrissement . . . . .	11
3365	<b>C</b>	
3366	carbone	
3367	stock . . . . .	12
3368	changements globaux . . . . .	2, 14
3369	<b>E</b>	
3370	échange net de l'écosystème	
3371	contrôle . . . . .	21
3372	<b>P</b>	
3373	paludification . . . . .	11
3374	photosynthèse . . . . .	17
3375	production primaire brute	
3376	contrôle . . . . .	21
3377	<b>R</b>	
3378	respiration . . . . .	18
3379	de l'écosystème . . . . .	18
3380	contrôle . . . . .	20
3381	du sol . . . . .	18
3382	<b>S</b>	
3383	services écologiques . . . . .	3
3384	<b>T</b>	
3385	tourbières . . . . .	8–16
3386	distribution . . . . .	11
3387	formation . . . . .	11
3388	surface . . . . .	10
3389	utilisation . . . . .	14
3390	turbification . . . . .	10
3391	<b>Z</b>	
3392	zone humide . . . . .	8



3393

3394



ANNEXES

## <sup>3395</sup> A Photos supplémentaires



(a) droséra

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

## <sup>3396</sup> B protocole végétation

<sup>3397</sup> Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en  
<sup>3398</sup> place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de  
<sup>3399</sup> pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en  
<sup>3400</sup> place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la  
<sup>3401</sup> mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

### <sup>3402</sup> La strate arbustive

<sup>3403</sup> Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en  
<sup>3404</sup> mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes,  
<sup>3405</sup> jusqu'au sommet de l'individu.

### <sup>3406</sup> La strate herbacée

<sup>3407</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>3408</sup> les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver  
<sup>3409</sup> les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas  
<sup>3410</sup> permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces  
<sup>3411</sup> ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.  
<sup>3412</sup>

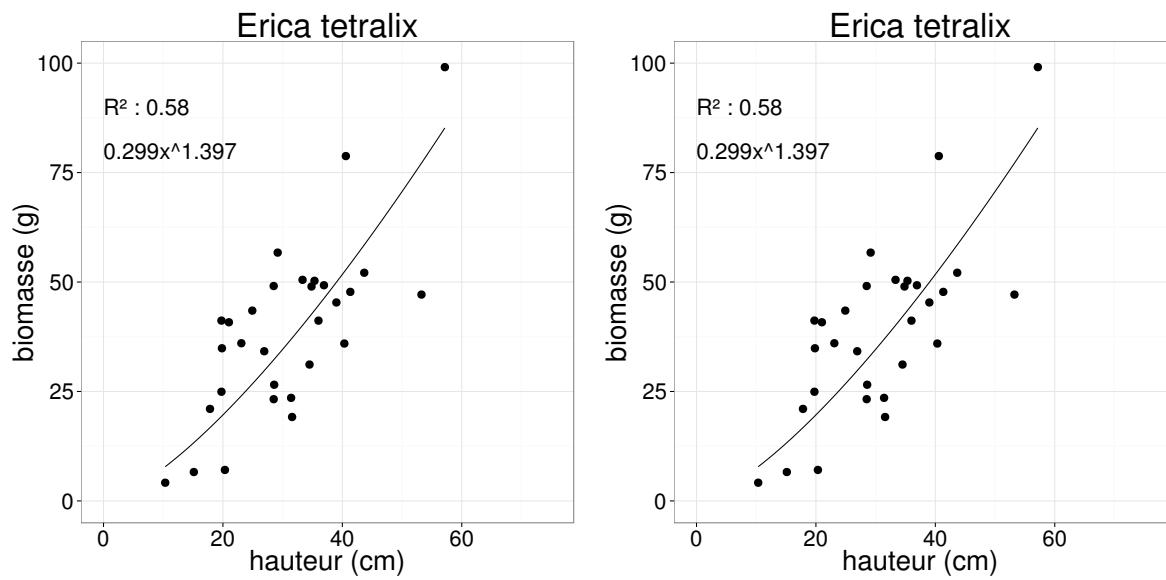


FIGURE 8 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

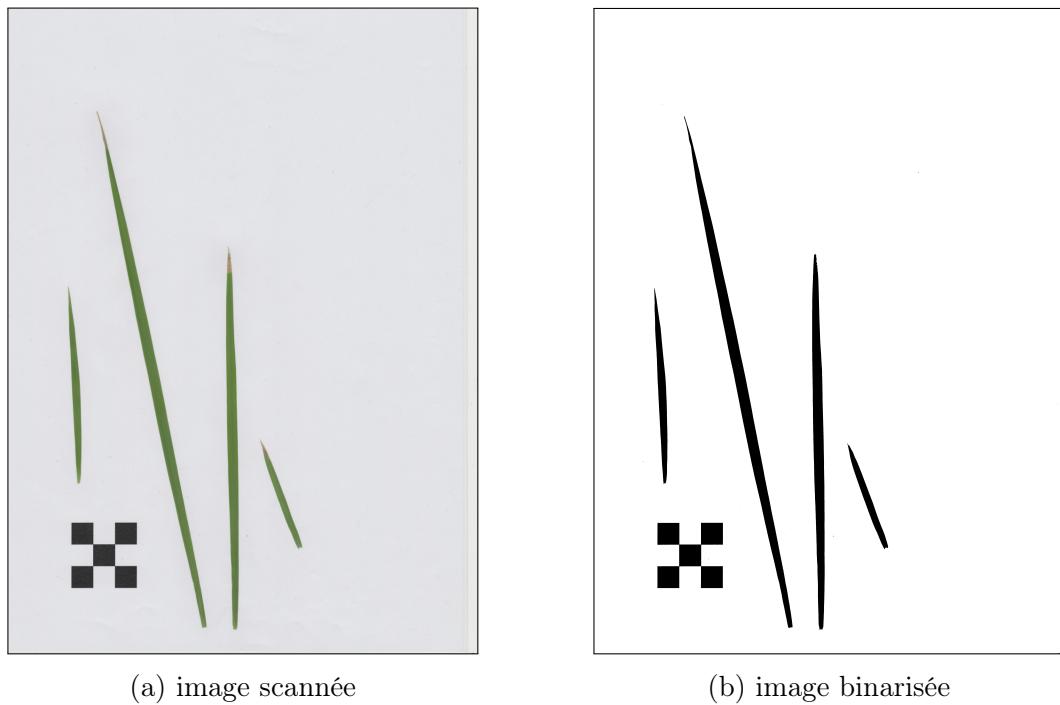
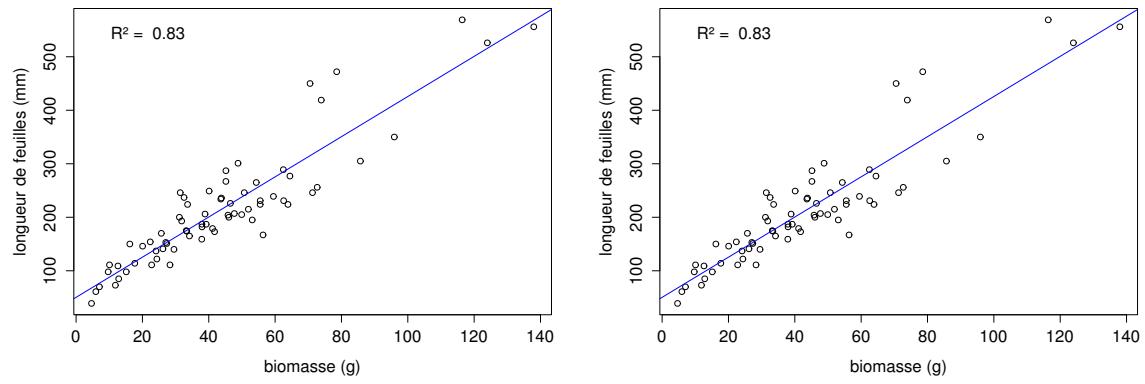
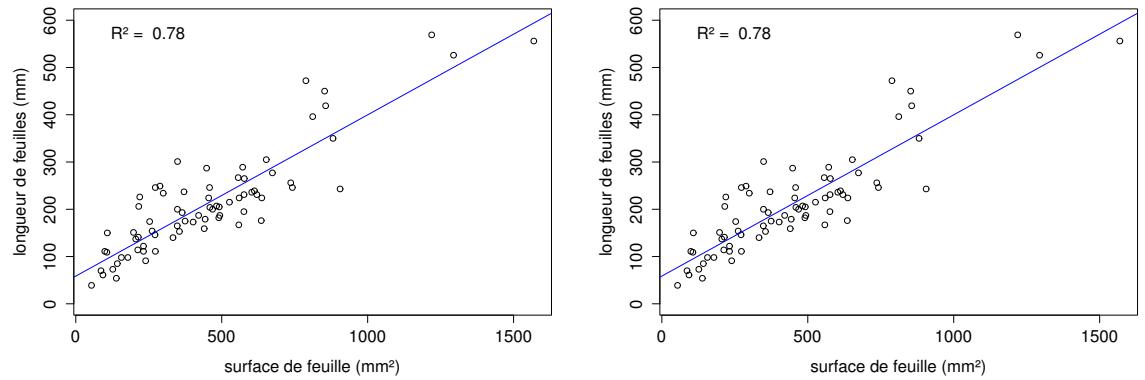


FIGURE 9 – Scanne des feuilles



(a) *Molinia caerulea* – biomasse

(b) *Eriophorum* – biomasse



(c) *Molinia caerulea* – surface

(d) *Eriophorum* – surface

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

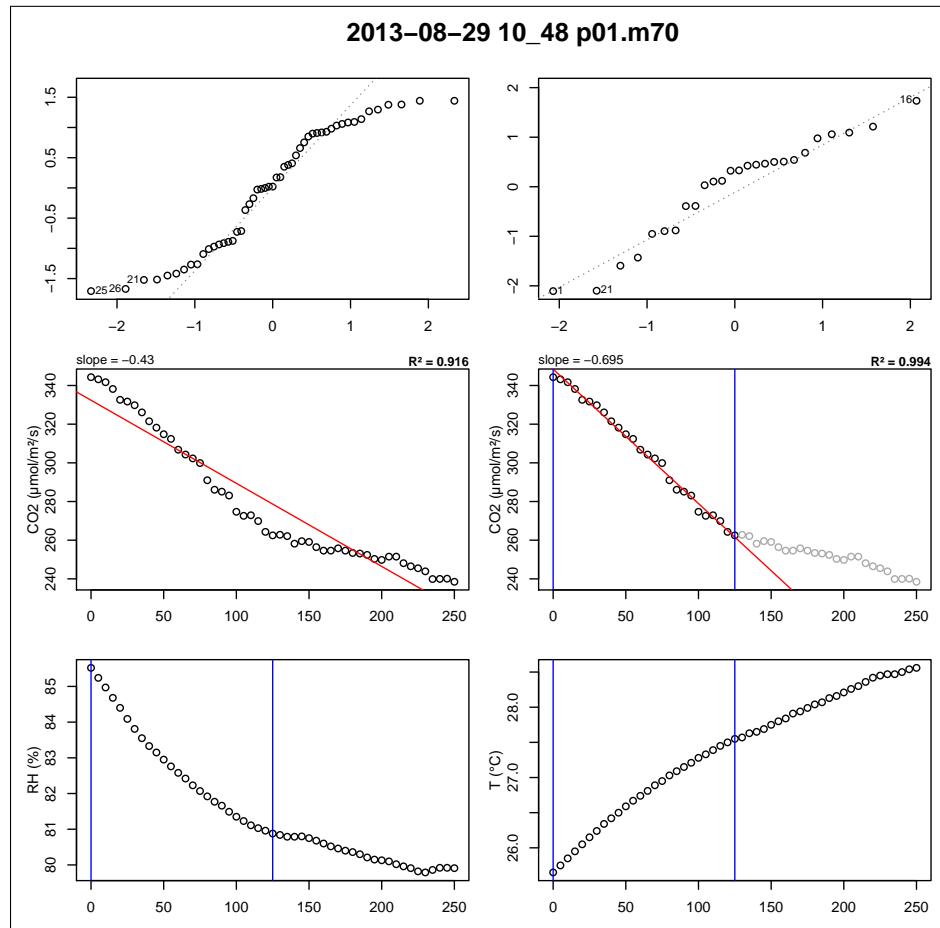


FIGURE 11 – Planche de graphes permettant le diagnostique des mesures de flux de CO<sub>2</sub>

## C package m70r

Ce package contient une série de fonctions à utiliser avec le langage R et qui permettent de traiter les fichiers \*.m70 issue des sondes Vaisala.

- Générer des planches de graphes pour diagnostiquer les flux (Figure 11)
- De comparer l'effet du retrait de certains points. La figure 11 montre ainsi une mesure pour laquelle l'assimilation de CO<sub>2</sub> par photosynthèse est tellement forte qu'elle semble être stoppée abruptement au delà d'un certain seuil.
- De conserver les changements effectués dans un fichier séparé du fichier source, qui reste donc intact.
- De calculer les flux net.

## <sup>3423</sup> D Résultats des ACP

<sup>3424</sup> Les données de CH<sub>4</sub> étant moins nombreuses que les données de CO<sub>2</sub>, deux ACP  
<sup>3425</sup> ont été effectuées, l'une sans les données de CH<sub>4</sub> et l'autre avec, afin de maximiser le  
<sup>3426</sup> nombre d'observation utilisés.

### <sup>3427</sup> D.1 ACP des flux de CO<sub>2</sub> et des facteurs contrôlants (sans <sup>3428</sup> CH<sub>4</sub>)

### <sup>3429</sup> D.2 ACP des flux et des facteurs contrôlants (avec CH<sub>4</sub>)

## <sup>3430</sup> E Le projet CARBIODIV

<sup>3431</sup> Ce projet vise à restaurer l'hydrologie de la tourbière de La Guette et de suivre les  
<sup>3432</sup> effets de cette restauration sur les flux de carbone et la biodiversité. Ce projet implique  
<sup>3433</sup> donc des laboratoires scientifiques (ISTO, LPC2E) une cellule de recherche et déve-  
<sup>3434</sup> loppement de l'Université d'Orléans (CETRAHE), des associations (SNE, CERCOPE,  
<sup>3435</sup> LIN'Eco), et une entreprise (Environnement41).

<sup>3436</sup> Carte Nécessaire.

## <sup>3437</sup> F Calibrations flux de GES et facteurs contrô- <sup>3438</sup> lant

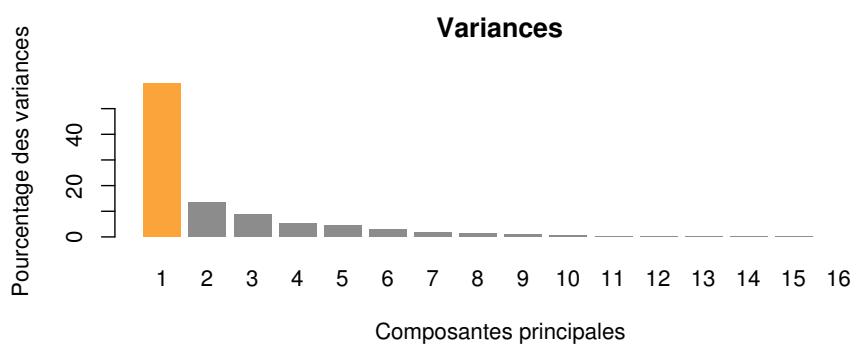
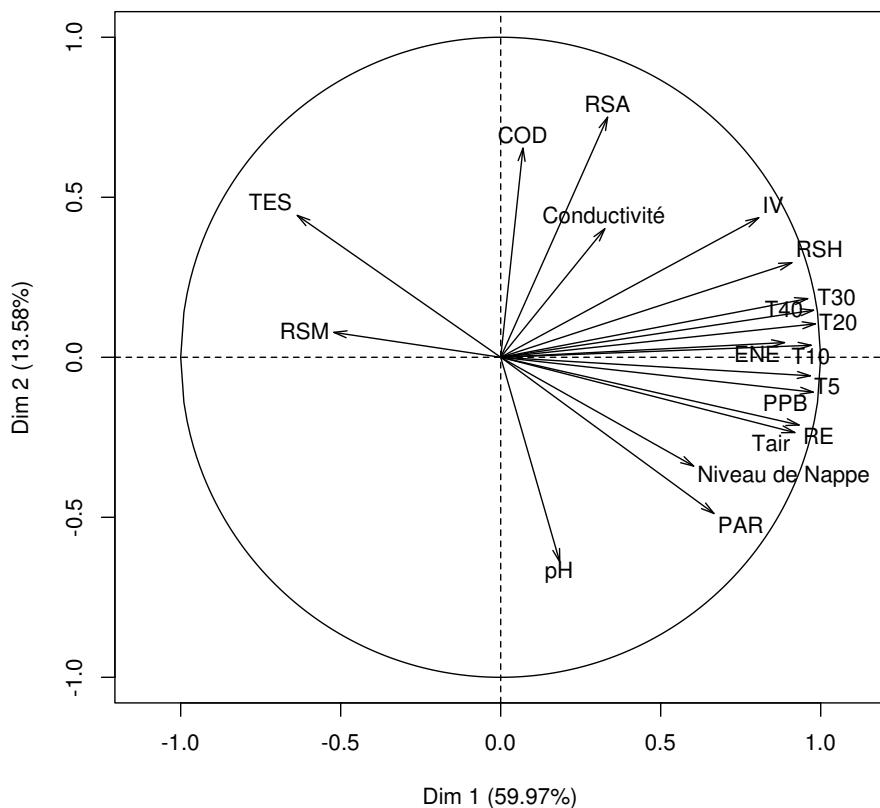


FIGURE 12 – Dimension 1 et 2 de l'ACP sans les données de CH<sub>4</sub> (en haut), et pourcentage de variance expliquée par dimension (en bas)

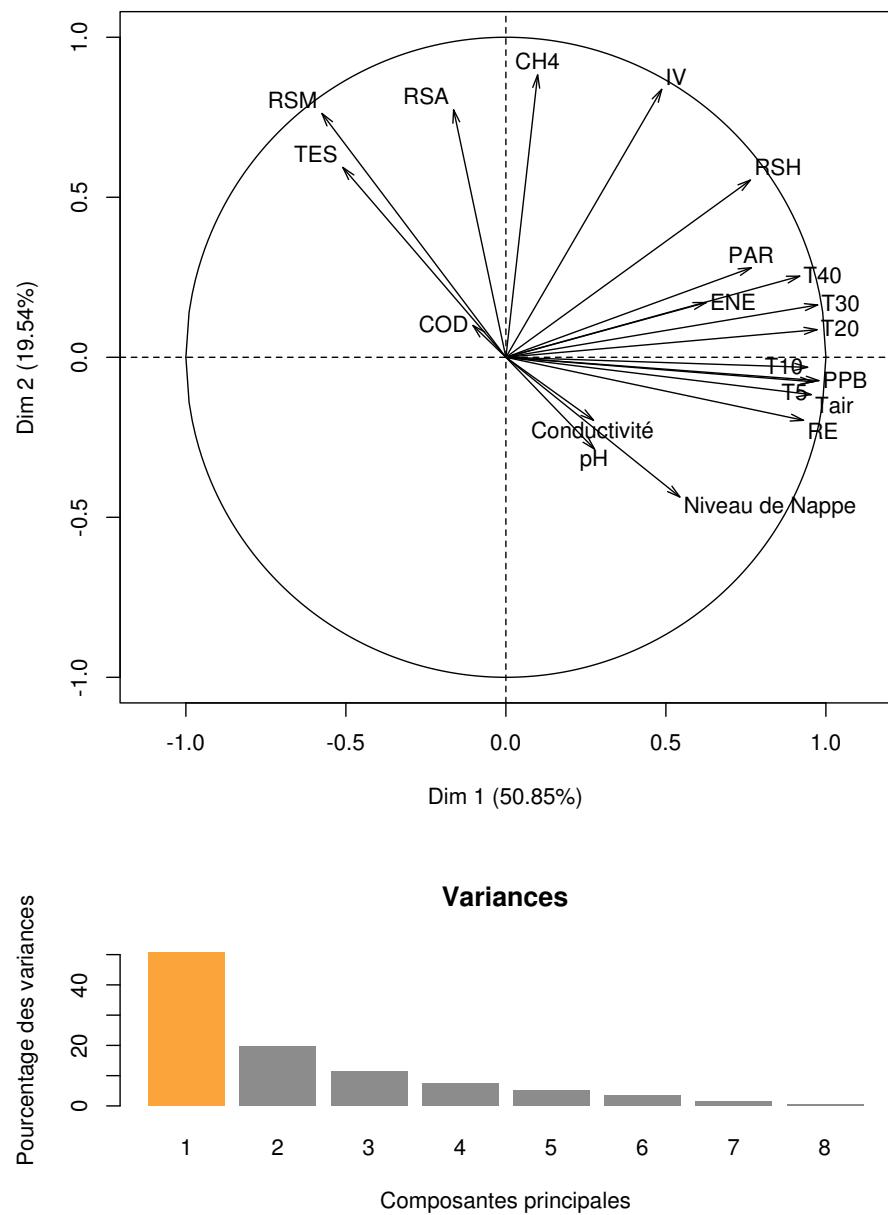


FIGURE 13 – Dimension 1 et 2 de l'ACP avec les données de CH<sub>4</sub> (en haut), et pourcentage de variance expliquée par dimension (en bas)

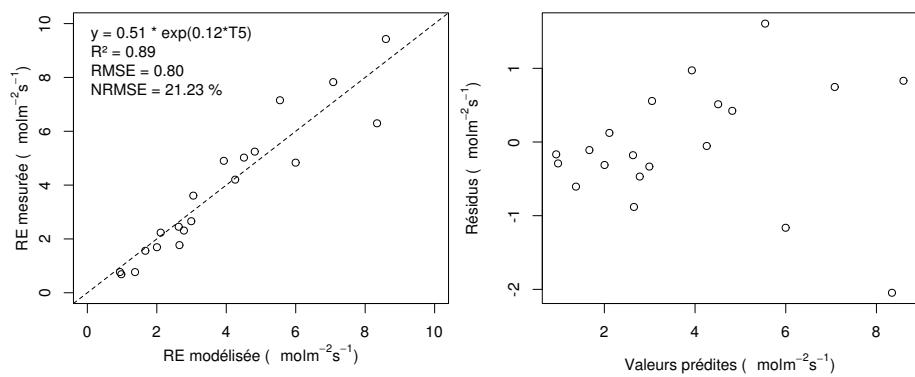


FIGURE 14 – Résultat de la calibration de la RE avec un modèle exponentiel et en utilisant la température à -5 cm. À gauche la relation entre la RE mesurée et la RE modélisée et à droite la distribution des résidus.

<sup>3439</sup> G Cartes des flux par placettes

<sup>3440</sup> G.1 PPB

<sup>3441</sup> La calibration des placettes p05, p13 et p15 n'a pas convergée.

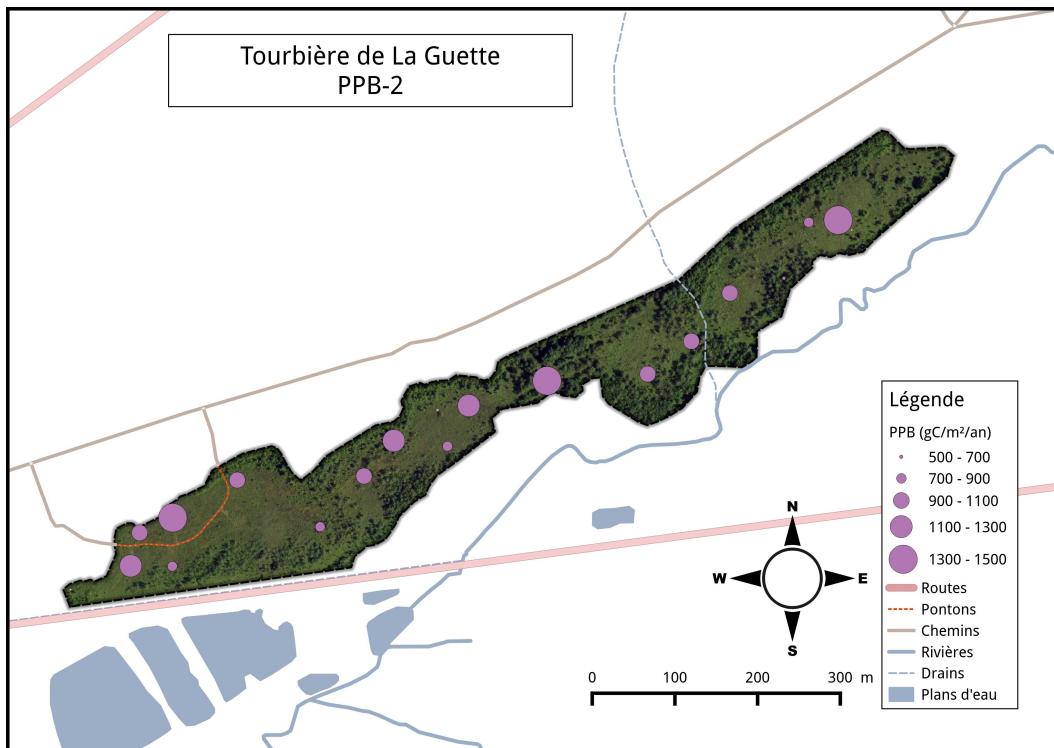


FIGURE 15 – Répartition de RE sur la tourbière de La Guette en  $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  à partir du modèle PPB-2

3442 G.2 RE

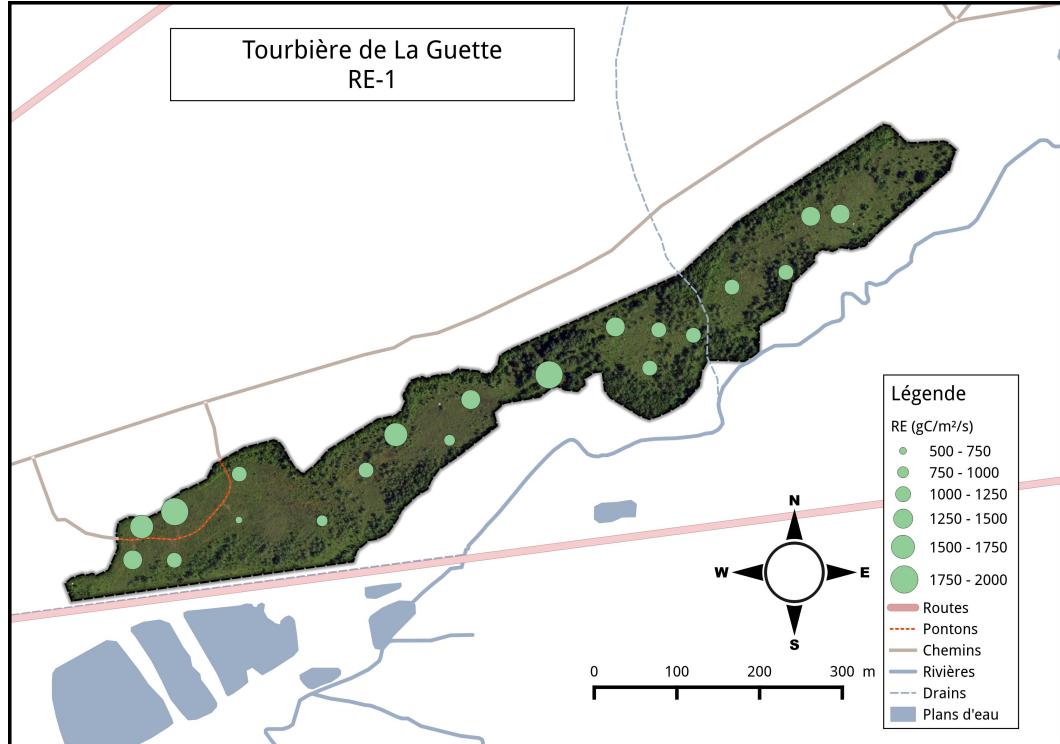


FIGURE 16 – Répartition de RE sur la tourbière de La Guette en  $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  à partir du modèle RE-1

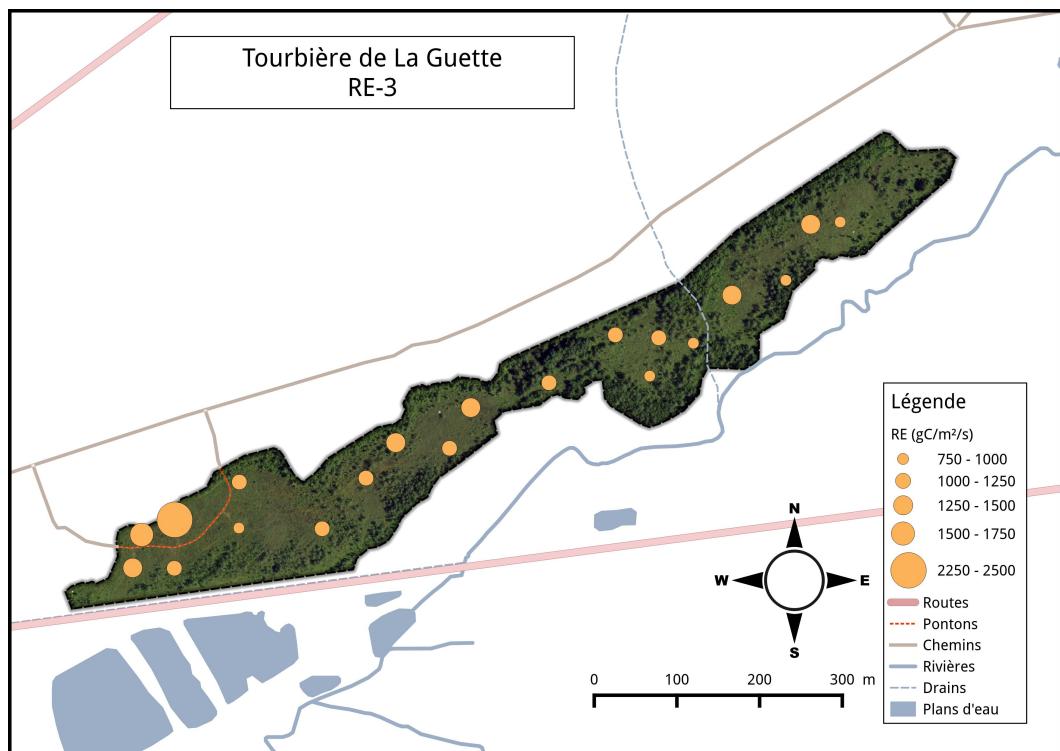


FIGURE 17 – Répartition de RE sur la tourbière de La Guette en  $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  à partir du modèle RE-3

Tableau 3 – Valeur des paramètres des équations utilisées pour modéliser les flux de RE par groupe de végétation avec se l’erreur standard (en %) et pval la p-value.

Groupe	a			b			c		
	valeur	se	pval	valeur	se	pval	valeur	se	pval
<b>RE-1 – équation 3.7</b>									
Mousse	0.23	19.90	0.000	0.11	6.47	0.000			
Mixe	0.48	18.80	0.000	0.09	7.11	0.000			
Herbe	0.32	41.44	0.027	0.11	13.47	0.000			
Arbuste	0.50	26.02	0.001	0.09	11.10	0.000			
<b>RE-3 – équation 3.9</b>									
Mousse	0.00	38.47	0.019	0.08	8.32	0.000	0.27	15.28	0.000
Mixe	0.00	219.38	0.654	0.09	7.93	0.000	0.49	19.16	0.000
Herbe	0.01	48.37	0.054	0.08	14.79	0.000	0.26	42.80	0.032
Arbuste	0.01	34.85	0.011	0.07	11.09	0.000	0.47	19.93	0.000

<sub>3443</sub> H Tableau modélisation par groupe de végétation  
<sub>3444</sub>

Tableau 4 – Valeur des paramètres des équations utilisées pour modéliser les flux de PPB par groupe de végétation avec se l'erreur standard (en %) et pval la p-value.

Groupe	a			b			c			d		
	valeur	se	pval	valeur	se	pval	valeur	se	pval	valeur	se	pval
<b>PPB-1 – équations 3.4 et 3.5</b>												
Mousse	11.22	17.48	0.000	33.09	17.01	0.000	14.56	37.24	0.016			
Mix	1154.99	2997.91	0.974	167.22	521.44	0.850	64.49	304.55	0.747			
Herbe	80.90	930.16	0.916	72.30	283.52	0.729	32.24	216.07	0.650			
Arbuste	18.74	312.12	0.753	54.21	185.21	0.597	31.05	164.12	0.551			
<b>PPB-2 – équations 3.6 et 3.5</b>												
Mousse	16.74	49.53	0.062	31.87	14.40	0.000	14.60	34.89	0.012	2.12	202.80	0.629
Mix	42.91	70.19	0.175	51.49	47.42	0.052	30.34	43.26	0.035	-1.83	-256.27	0.702
Herbe	38.57	31.68	0.007	35.69	38.50	0.021	21.99	60.90	0.123	0.10	2122.54	0.963
Arbuste	23.96	33.90	0.010	33.27	47.74	0.054	23.57	70.42	0.176	0.27	910.80	0.914

# I Tableau de données bibliographiques

Tableau 5 – Références et données utilisés. La colonne « Année » se réfère aux années de mesure, les flux (ENE, RE, PPB, CH<sub>4</sub>, COD, BCNE) sont exprimés en gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. La colonne « Classif. » décrit le type de tourbière (Haut-marais : bog ou Bas-marais : fen). La colonne « Manag. » décrit une éventuelle utilisation du site. Les colonnes « TMA » et « PMA » correspondent respectivement aux températures moyennes annuelles et aux précipitations moyennes annuelles. Les latitudes et longitudes (colonne « Lat/Lon ») sont exprimés en degrés décimaux

Année	ENE	RE	PPB	CH <sub>4</sub>	COD	BCNE	Flux considérés	Classif.	Manag.	TMA	PMA	Lat/Lon	Référence
1993	97,3	53,9	151,2	6,05	43,8	34,2	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , COD	bog	natural	5,2	1953	54,69 ; -2,38	<a href="#">Worrall et al., 2009</a>
1994	120,7	52,1	172,8	6,05	22,9	61,1							
1995	133,2	54,8	188	6,05	26,3	75,8							
1996	129,9	49,4	179,3	6,05	19,6	83,2							
1997	126,7	54,8	181,5	6,05	24,9	66							
1998	111,2	53	164,2	6,05	66,1	9,8							
1999	123,3	53,9	177,2	6,05	12,1	83,2							
2000	125,1	52,1	177,2	6,05	39,1	58,7							
2001	125,8	55,7	181,5	6,05	86,3	17,1							
2002	115,3	57,5	172,8	6,05	56,6	26,9							
2003	118,4	56,6	175	6,05	24,9	80,7							
2004	123,8	51,2	175	6,05	67,4	24,5							
2005	131,7	58,4	190,1	6,05	31,7	75,8							
1999	60,5	NA	NA	2,9	11,5	44,7	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , COD	bog	natural	6,0	943	45,4 ; -75,48	<a href="#">Roulet et al., 2007</a>
2000	34,6	NA	NA	4,3	13	17,3							
2001	2	NA	NA	2,9	11,5	-14,4							
2002	20,2	NA	NA	2,9	17,3	-0,3							
2003	14,4	NA	NA	3,2	17,3	-5,8							
2004	112,4	NA	NA	3,5	18,7	89,4							
2004	55	NA	NA	9	20,4	27	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , COD	fen	natural	1,2	523	64,1 ; 19,33	<a href="#">Nilsson et al., 2008</a>
2005	48	NA	NA	14	15,1	20							
2004	137,5	241,5	379	1,5	NA	134	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , COD	bog	natural	6,6	1417	47,2 ; 6,79	<a href="#">Bortoluzzi et al., 2006</a>
2005	155,5	286,5	442	1,6	NA	152,5							
2010	-244,1	NA	NA	6,6	NA	-250,7	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , COD	bog	natural	5,2	996	48,0 ; -69,43	<a href="#">Strack et Zuback, 2013</a>
2003	66,8	NA	NA	3,8	13,5	49,6	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , COD	bog	natural	10,6	2500	51,6 ; -9,55	<a href="#">Koehler et al., 2011</a>
2004	67,2	NA	NA	3,6	13,1	50,5							
2005	84	NA	NA	4,7	13,9	65,6							
2006	12,5	NA	NA	4,6	16,5	-8,6							
2007	13,5	NA	NA	4,2	11,9	-2,8							
2008	42,7	NA	NA	3,6	15,0	24,1							
2007	136	NA	NA	0,29	17,34	101	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , COD	bog	grazing	10	1155	55,8 ; -3,24	<a href="#">Dinsmore et al., 2010</a>
2008	93,5	NA	NA	0,35	30,75	38,2							
2001	70	500	570	5	5	60	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , COD	bog	natural	6,0	943	45,4 ; -75,48	<a href="#">Moore et al., 2002</a>
1992	10,3	153,4	163,7	4,1	4,2	2	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , COD	bog	natural	NA	NA	63,7 ; 20,10	<a href="#">Waddington et Roulet, 2000</a>
1993	3	196,5	199,5	3,9	6,7	-7,6							
2004	51,3	NA	NA	NA	NA	-31,9	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , COD	fen	natural	3,3	713	61,8 ; 24,20	<a href="#">Aurela et al., 2007</a>
2005	59,7	NA	NA	NA	NA	-40,3							
1994	-145	NA	NA	NA	NA	-145	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , COD	fen	natural	8,2	1071	43,2 ; -71,06	<a href="#">Carroll et Crill, 1997</a>
2010	75,8	759,5	835,3	0,05	NA	75,8	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	bog	natural	8,6	795	53,0 ; 7,32	<a href="#">Beyer et Höper, 2015</a>
2010	201,7	856,3	1058	16,2	NA	185,5							
2010	113,6	420,3	533,9	22,4	NA	91,2							
2011	-9,2	997,3	988,1	0,11	NA	-9,3							
2011	-29,7	1052,2	1022,5	20,2	NA	-49,9							
2011	76,2	584,5	660,7	24,2	NA	52							
2008	-142	2180	NA	NA	NA	-142	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	fen	grassland	8,9	695	52,3 ; 8,20	<a href="#">Beyer et al., 2015</a>
2009	-565	2125	NA	NA	NA	-565							
2010	-293	2010	NA	NA	NA	-293							
2011	-245	2439	NA	NA	NA	-245							
2009	-390	2894	2512	NA	NA	-390	CO <sub>2</sub>	fen	grassland	9,6	913	55,9 ; 8,43	<a href="#">Elsgaard et al., 2012</a>
2009	-450	2539	2102	NA	NA	-450	CO <sub>2</sub>	fen	grassland	9,0	579	56,4 ; 10,40	

2009	-690	2839	2157	NA	NA	-690	CO <sub>2</sub>	bog	grassland	8,6	702	57,2; 9,83		
2004	144	NA	NA	NA	NA	144	CO <sub>2</sub>	fen	natural	2,1	504	55,0; -112,47	Syed <i>et al.</i> , 2006	
1997	20	NA	NA	NA	NA	20	CO <sub>2</sub>	fen	naturel	-9,2	214	74,5; -20,57	Nordstroem <i>et al.</i> , 2001	
2008	61,98	NA	NA	NA	NA	3,56	55,77	CO <sub>2</sub>	fen	natural	-0,2	321	68,4; 19,05	Olefeldt <i>et al.</i> , 2012
2009	38,42	NA	NA	NA	NA	2,76	33,01			-0,4	281			
2009	-404,1	858,2	454,1	NA	NA	-101,2	CO <sub>2</sub>	fen	natural	-4,28	738	54,1; 72,50	Trudeau <i>et al.</i> , 2014	
2010	-272,4	755,6	483,2	NA	NA	-71,3	CO <sub>2</sub>							
2001	58	261	319	NA	NA	58	CO <sub>2</sub>	fen	natural	1,8	888	64,2; 19,55	Peichl <i>et al.</i> , 2014	
2002	60	443	503	NA	NA	60				2,9	533			
2003	47	402	449	NA	NA	47				2,3	584			
2004	59	298	358	NA	NA	59				0,9	650			
2005	58	322	380	NA	NA	58				3,1	659			
2006	18	265	283	NA	NA	18				2,8	661			
2007	48	254	302	NA	NA	48				2,8	586			
2008	105	351	456	NA	NA	105				2,0	751			
2009	41	174	215	NA	NA	41				0,4	702			
2010	66	137	203	NA	NA	66				3,5	639			
2011	79	261	340	NA	NA	79				1,9	707			
2012	57	172	229	NA	NA	57				2,3	630			
1997	4	NA	NA	NA	NA	4	CO <sub>2</sub>	fen	natural	-1	470	69,1; 27,28	Aurela <i>et al.</i> , 2004	
1998	21	NA	NA	NA	NA	21								
1999	8	NA	NA	NA	NA	8								
2000	6	NA	NA	NA	NA	6								
2001	37	NA	NA	NA	NA	37								
2002	53	NA	NA	NA	NA	53								
2008	-668	3518	2359	NA	NA	-668	CO <sub>2</sub>	fen	grassland	9,5	913	55,9; 8,4	Görres <i>et al.</i> , 2014	
2008	-736	2836	2100	NA	NA	-736		fen	grassland	9,1	579	56,4; 10,4		
2008	-614	2727	2114	NA	NA	-614		bog	grassland	8,8	702	57,1; 9,8		

**[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 Domitiani gener, paulo ante agens palatii Caesaris curam, ad Mesopotamiam missus a socero per militares numeros immodice scrutabatur, an quaedam altiora meditantis iam Galli secreta suscepert 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 Domitiani gener, paulo ante agens palatii Caesaris curam, ad Mesopotamiam missus a socero per militares numeros immodice scrutabatur, an quaedam altiora meditantis iam Galli secreta suscepert scripta, qui conpertis Antiochiae gestis per minorem Armeniam lapsus Constantinopolim petit.

Mots clés : mot 1, mot 2, ...

