

# **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 . . . . .	19
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>	37
2.1 Présentation de la tourbière de La Guette . . . . .	38
2.2 Autres sites du service national d'observation . . . . .	43
2.3 Mesures de flux de gaz . . . . .	44
2.3.1 Présentation des méthodologies principales . . . . .	44
2.3.2 Les mesures de CO <sub>2</sub> . . . . .	45
2.3.3 Les mesures de CH <sub>4</sub> . . . . .	48
2.3.4 Le calcul des flux . . . . .	50
2.4 Facteurs contrôlants . . . . .	50
2.4.1 acquisitions automatisées . . . . .	50
2.4.2 acquisitions manuelles . . . . .	51
<b>3 Bilan de C de la tourbière de La Guette</b>	53
3.1 Introduction . . . . .	54
3.2 Procédure expérimentale et analytique . . . . .	55

3.2.1	Design expérimental . . . . .	55
3.2.2	Variables élaborées utilisées . . . . .	59
3.2.3	Estimation des flux de GES dans le bilan de C . . . . .	60
3.2.4	Estimation des flux de carbone organique dissout dans le bilan de C . . . . .	64
3.2.5	Variabilité spatiale des flux et du bilan de carbone . . . . .	65
3.2.6	Estimation de l'erreur associée aux flux et aux bilans . . . . .	66
3.3	Résultats . . . . .	67
3.3.1	Cinétique des facteurs contrôlant et des flux de GES . . . . .	67
3.3.2	Estimation des flux de GES . . . . .	74
3.3.3	Le bilan de carbone à l'échelle de l'écosystème . . . . .	84
3.3.4	Variabilité spatiale du bilan de CO <sub>2</sub> . . . . .	89
3.4	Discussion . . . . .	95
3.4.1	Modèles à l'échelle de l'écosystème . . . . .	96
3.4.2	Les flux annuels à l'échelle de la tourbière de La Guette . . . . .	98
3.4.3	Estimations du bilan net de l'écosystème à l'échelle de la tourbière de La Guette . . . . .	103
3.4.4	Variabilité spatiale sur la tourbière de La Guette . . . . .	104
<b>4</b>	<b>Effets de l'hydrologie sur les flux de GES</b>	<b>109</b>
4.1	Introduction . . . . .	110
4.2	Procédure expérimentale . . . . .	112
4.2.1	Expérimentation A . . . . .	115
4.2.2	Expérimentation B . . . . .	116
4.3	Résultats . . . . .	116
4.3.1	Expérimentation A . . . . .	116
4.3.2	Expérimentation B . . . . .	123
4.3.3	Comparaison des deux expérimentations . . . . .	128
4.4	Discussion . . . . .	131
4.4.1	Comparaison des flux de carbone à ceux mesurés sur le terrain .	131
4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz .	132
4.4.3	Effet des cycles hydrologique multiples sur les flux de GES .	135
<b>5</b>	<b>Variation journalière de la respiration de l'écosystème</b>	<b>137</b>
5.1	Préambule . . . . .	138
5.2	Introduction . . . . .	139
5.2.1	Study sites . . . . .	141
5.2.2	Data acquisition . . . . .	141
5.2.3	Data synchronisation . . . . .	142
5.2.4	Sensitivity of ER to temperature . . . . .	142
5.2.5	Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature . . . . .	143
5.2.6	Physico-chemical characterisation of the peat . . . . .	144
5.3	Results . . . . .	144
5.3.1	Air temperature and ER variability . . . . .	144
5.3.2	ER and soil temperature synchronisation . . . . .	145
5.3.3	Model implementation . . . . .	147
5.3.4	ER and temperature relationship . . . . .	149

5.3.5	$Q_{10}$ evolution . . . . .	151
5.3.6	Daytime and nighttime differences . . . . .	151
5.3.7	Peat characterisation . . . . .	151
5.4	Discussion . . . . .	154
5.4.1	ER differences between sites . . . . .	154
5.4.2	Time-delay between temperature and ER . . . . .	155
5.4.3	Synchronising ER and temperature improves ER sensitivity to temperature representation . . . . .	156
5.4.4	Differences between daytime and nighttime ER measurements .	157
5.4.5	$Q_{10}$ sensitivity to temperature depth and synchronisation . .	157
5.5	Conclusions . . . . .	158
	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>159</b>
	<b>Références bibliographiques</b>	<b>169</b>
	<b>Index</b>	<b>183</b>
	<b>Annexes</b>	<b>185</b>
A	Photos supplémentaires . . . . .	186
B	protocole végétation . . . . .	186
C	package m70r . . . . .	189
D	Résultats des ACP . . . . .	190
D.1	ACP des flux de CO <sub>2</sub> et des facteurs contrôlants (sans CH <sub>4</sub> ) .	190
D.2	ACP des flux et des facteurs contrôlants (avec CH <sub>4</sub> ) . . . . .	190
E	Le projet CARBIODIV . . . . .	190
F	Calibrations flux de GES et facteurs contrôlant . . . . .	190
G	Cartes des flux par placettes . . . . .	194
G.1	PPB . . . . .	194
G.2	RE . . . . .	195
H	Tableau modélisation par groupe de végétation . . . . .	196
I	Tableau de données bibliographiques . . . . .	198



## 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) . . . . .	27
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) . . . . .	29
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 . . . . .	38
2.2 Carte de la tourbière de La Guette (orthophotographie : BD ORTHO® – IGN) . . . . .	40
2.3 Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure. . . . .	41
2.4 Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014	42
2.5 Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014 . . . . .	42
2.6 Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014 . .	42
2.7 Mesures de $\text{CO}_2$ . . . . .	47
2.8 SPIRIT . . . . .	48
3.1 Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié. . . . .	56
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> . . . . .	62
3.3 Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives) . . . . .	66
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). . . . .	68
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 . . . . .	68
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 . . . . .	69
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. . . . .	70
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. . . . .	72
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. .	73
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) . . . . .	74

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)). . . . .	76
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). . . . .	78
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). . . . .	81
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)). . . . .	81
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. . . . .	82
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). . . . .	83
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 . . . . .	84
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 . . . . .	85
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 . . . . .	86
3.20 Quantité d'eau quittant le bassin versant de la tourbière, modifié d'après Binet <i>et al.</i> (2013). . . . .	88
3.21 Distribution des valeurs de la NRMSE recalculée par placette à partir des modèles calibrés à l'échelle de l'écosystème . . . . .	89

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. . . . .	91
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. . . . .	93
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. . . . .	94
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) . . . . .	95
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. . . . .	98
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. . . . .	99
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). . . . .	101
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). . . . .	103
3.30 Distribution des groupes de végétation sur la tourbière de La Guette. . . . .	105
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. . . . .	107
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). . . . .	113
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. . . . .	114
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. . . . .	119

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. . . . .	120
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. . . . .	121
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. . . . .	124
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. . . . .	125
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. . . . .	126
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. . . . .	129
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 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. . . . .	130
5.1	Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT). . . . .	146
5.2	Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) . . . . .	147
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. . . . .	150
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). . . . .	152
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). . . . .	153

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. . . . .	166
7	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure. . . . .	186
8	Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur . . . . .	187
9	Scanne des feuilles . . . . .	187
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 . . . . .	188
11	Planche de graphes permettant le diagnostique des mesures de flux de CO <sub>2</sub> . . . . .	189
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) . . . . .	191
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) . . . . .	192
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. . . . .	193
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 . . . . .	194
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 . . . . .	195
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 . . . . .	195

## 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). . . . .	58
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. . . . .	79
3.3	Cumul annuel des flux, en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , en fonction des modèles utilisés.	86
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	87
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)	91
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 le bilan de $\text{CO}_2$ à l'échelle de l'écosystème.	92
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.	112
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).	148

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 $g.cm^{-3}$ . . . . .	154
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. . . . .	196
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. . . . .	197
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 . . . . .	198



## 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 le  
4        dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) qu'il nomme « gaz sylvestre » (Philippe de Souabe-Zyriane,  
5        1988). À cette époque pré-industrielle (avant 1800), les concentrations en  $\text{CO}_2$  sont  
6        généralement estimées à 280 ppm<sup>1</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, mais d'évaluer également à plus  
12      long terme leur tendance haussière (Harris, 2010). Depuis l'époque pré-industrielle les  
13      concentrations en  $\text{CO}_2$  ont en effet légèrement augmenté et sont alors estimées à moins  
14      de 320 ppm (Pales et Keeling, 1965). Ce constat a probablement joué un rôle dans la  
15      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>2</sup> (Ciais  
25        *et al.*, 2014). Les flux « naturels » entre l'atmosphère et la biosphère sont d'un ordre  
26        de grandeur supérieur : 98 et  $123 \text{ PgC an}^{-1}$  pour la respiration ( $\text{CO}_2$  et  $\text{CH}_4$  principalement)  
27        et la photosynthèse au sens large (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer  
28        *et al.*, 2010). L'importance de ces flux renforce la nécessité de les comprendre et si  
29        possible de les prédire, car une modification de leur dynamique même faible pourrait  
30        avoir des conséquences importantes. Les flux de carbone entre les écosystèmes naturels

---

1. Partie par million

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

31 et l'atmosphère sont important et les sols stockent entre entre 1500 et 2000 PgC qu'il  
32 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 dans 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, une grande partie d'entre eux ont été drainés pour être exploités : la tourbe a été utilisée  
45 comme combustible ou comme substrat horticole, les tourbières comme terres agricoles  
46 ou sylvicoles.

48 Autrefois étudiées pour les propriétés combustibles de la tourbe, les toubières 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 de  
59 la nappe d'eau, la végétation, leurs variations et co-variations ne font pas consensus. Le

---

60 **rôle des variations du niveau de la nappe d'eau**, particulièrement l'effet du sens  
61 de ces variations et leur intensité sur les flux de GES, restent à comprendre. Tout comme  
62 **l'effet des communautés végétales** et de leur changements, comme par exemple  
63 l'envahissement d'une tourbière par une végétation vasculaire. Pour mieux comprendre  
64 ces écosystèmes, à différentes échelles, l'investigation est donc nécessaire pour espérer  
65 pouvoir estimer leurs comportements face aux changements qu'ils subissent et vont  
66 subir.

## 67 Objectifs du travail

68 Dans ce contexte les objectifs de ce travail sont donc (i) de caractériser la varia-  
69 bilité spatio-temporelle des flux et d'établir le bilan de carbone de la tourbière de La  
70 Guette, (ii) de déterminer quels facteurs environnementaux contrôlent le fonctionne-  
71 ment comme puits ou source de carbone de cet écosystème notamment l'effet du niveau  
72 de la nappe sur les émissions lors de cycles de dessiccations réhumectations. Pour ce  
73 faire une approche axée sur **l'observation** et **l'expérimentation** a été mise en oeuvre :

- 74 — Dans un premier temps, a été mis en place un suivi sur deux années de la  
75 tourbière de La Guette 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 afin d'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>19</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 ? qu'elles 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 : Quel 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 Quels 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 lesquels sont classés la majorité des sols tour-  
169 beux (selon la classification). D'autres définitions existent, faisant la distinction entre  
170 sols 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 ajoutées 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 forêt tropicales ne seront  
<sup>188</sup> donc pas considérées. Ces dernières ayant un fonctionnement spécifique, en effet mal-  
<sup>189</sup> gré des températures importantes, elle maintiennent un bilan hydrique positif grâce à  
<sup>190</sup> des 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 vu comme un continuum plutôt  
210 qu'une séparation franche.

---

6. Radeau végétal, composé de végétation vivante et de débris qui peut 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 leur 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    élévation topographiques, de gouille (*hollow*) pour les dépressions et de replat (*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*).

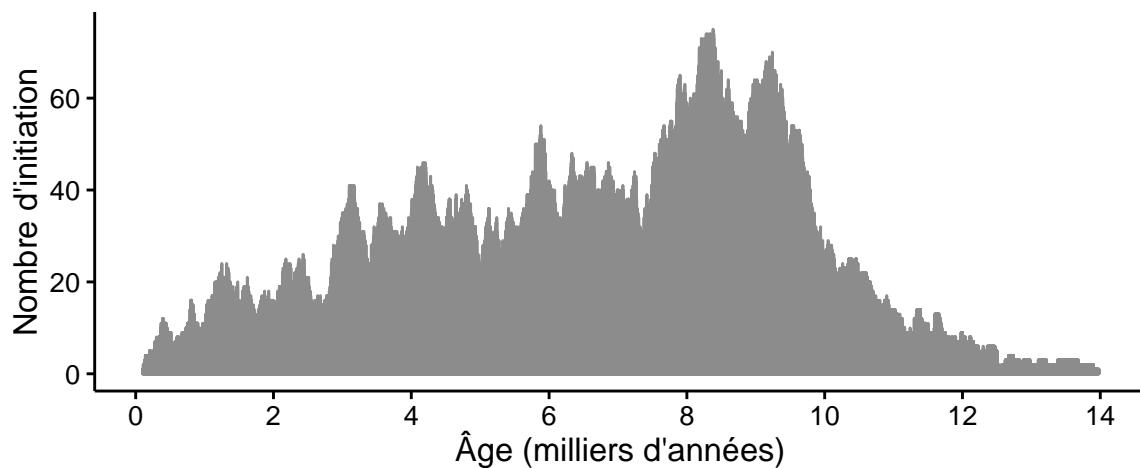
### 232 1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales

#### 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 se sont formées  
<sup>241</sup> la 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 dite ingénieries, 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 disponible dans  
260 le milieu (Rydin et Jeglum, 2013d). En plus de favoriser un environnement pauvre en  
261 nutriment, les sphaignes promeuvent un environnement acide en abaissant le pH. Ces  
262 contraintes (pauvreté en nutriments et acidité) défavorise l'implantation d'espèces peu  
263 tolérantes.

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

---

7. partie apicale de la plante

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

270 **Autres fonctions environnementales**

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

278 **1.1.3 Les tourbières et les changements globaux**

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

283 **Les contraintes anthropiques**

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

## 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

est liée à son utilisation comme substrat horticole (Lappalainen, 1996; Chapman *et al.*, 2003). Ces utilisations les ont fortement perturbés car elles nécessitent généralement de drainer ces écosystèmes, notamment pour pouvoir y faire rouler des engins mécanisés. Aujourd’hui la surface de tourbières altérées est estimée à 490 000 km<sup>2</sup> environ, principalement du fait de leur reconversion pour l’agriculture et la sylviculture (Joosten et Clarke, 2002 et tableau 1.2). En France, suite à leur utilisation, principalement agricole, la surface des tourbières a été divisée par deux entre 1945 et 1998, passant de 1200 km<sup>2</sup> à 600 km<sup>2</sup> (Lappalainen, 1996; Manneville, 1999).

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

### 305 Les contraintes climatiques

Comme indiqué précédemment, le stock de carbone des tourbières s'est majoritairement constitué pendant l'Holocène. À cette époque déjà ces écosystèmes étaient influencés par le climat, et leur développement n'a pas été linéaire sur les douze derniers milliers d'années. Il est reconnu que le développement des tourbières est très important au début de cette période (Smith *et al.*, 2004; MacDonald *et al.*, 2006; Yu *et al.*, 2009). Plus particulièrement, entre 12 000 et 8000 ans on recense la plus grande proportion d'initiation de tourbières (Figure 1.4). Cette période coïncide avec le maximum thermique holocène (HTM), période pendant laquelle le climat était plus chaud

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

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

## 335 1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs 336 contrôlants

337 Cette partie décrit dans un premier temps les relations entre les GES (CO<sub>2</sub> et CH<sub>4</sub>)  
338 et les tourbières, puis les facteurs qui contrôlent ces flux dans ces écosystèmes et enfin



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).

<sup>339</sup> les bilans de carbone qui ont pu y être estimé.

### <sup>340</sup> 1.2.1 Les flux de GES entre l'atmosphère et les tourbières

#### <sup>341</sup> Le CO<sub>2</sub> et le CH<sub>4</sub> dans l'atmosphère

<sup>342</sup> Dans l'atmosphère le carbone est principalement présent sous forme de dioxyde de  
<sup>343</sup> carbone (CO<sub>2</sub>) et de méthane (CH<sub>4</sub>). La concentration en CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère fluc-  
<sup>344</sup> tuait avant l'ère industrielle entre 180 et 290 ppm. En 1750 au début de l'ère industrielle  
<sup>345</sup> sa concentration était de 280 ppm environ avant d'augmenter pour atteindre 391 ppm  
<sup>346</sup> aujourd'hui (moyenne annuelle en 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). Différents processus natu-  
<sup>347</sup> rels permettent d'extraire du CO<sub>2</sub> de l'atmosphère : la photosynthèse, la dissolution du  
<sup>348</sup> CO<sub>2</sub> dans l'océan<sup>8</sup>, les réactions avec les carbonates de calcium<sup>9</sup> et enfin l'altération  
<sup>349</sup> de silicate et les réactions avec le carbonate de calcium<sup>10</sup>. L'importance de ces proces-  
<sup>350</sup> sus varient selon l'échelle de temps considérée. Pour une émission de CO<sub>2</sub> idéalisé de  
<sup>351</sup> 100 PgC, 60 % de ce CO<sub>2</sub> sera extrait de l'atmosphère en un siècle par l'effet combiné  
<sup>352</sup> de la photosynthèse et des océans, ce qui laisse 40 % de l'émission initiale dans l'atmo-  
<sup>353</sup> sphère. À l'horizon 1000 ans 20 % de l'émission initiale sera toujours dans l'atmosphère  
<sup>354</sup> et à 10 000 ans, 10 % ([Joos et al., 2013](#); [Ciais et al., 2014](#) et figure 1.6).

<sup>355</sup> La concentration en CH<sub>4</sub> dans l'atmosphère est estimée à 350 ppb<sup>11</sup> il y a 18 000 ans  
<sup>356</sup> environ lors de la dernière glaciation et à 720 ppb en 1750. En 2011 elle est estimée à  
<sup>357</sup> 1800 ppb ([Ciais et al., 2014](#)). À l'inverse du CO<sub>2</sub> sa durée de vie dans l'atmosphère est  
<sup>358</sup> limitée : moins de 10 ans ([Lelieveld et al., 1998](#); [Prather et al., 2012](#)). Cependant son  
<sup>359</sup> potentiel de réchauffement global<sup>12</sup> (PRG) est important notamment à court terme, 72  
<sup>360</sup> à 20 ans. À plus long terme son effet relativement au CO<sub>2</sub> diminue et atteint 25 à l'hor-  
<sup>361</sup> zon 100 ans. Les zones humides sont la première source naturelle de CH<sub>4</sub> atmosphérique  
<sup>362</sup> avec un flux à l'échelle globale estimé entre 145 et 285 Tg an<sup>-1</sup> ([Lelieveld et al., 1998](#);

8.  $CO_2 + CO_3^{2-} + H_2O \rightleftharpoons 2HCO_3^-$

9.  $CO_2 + CaCO_3 + H_2O \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$

10.  $CO_2 + CaSiO_3 \rightarrow CaCO_3 + SiO_2$

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

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.

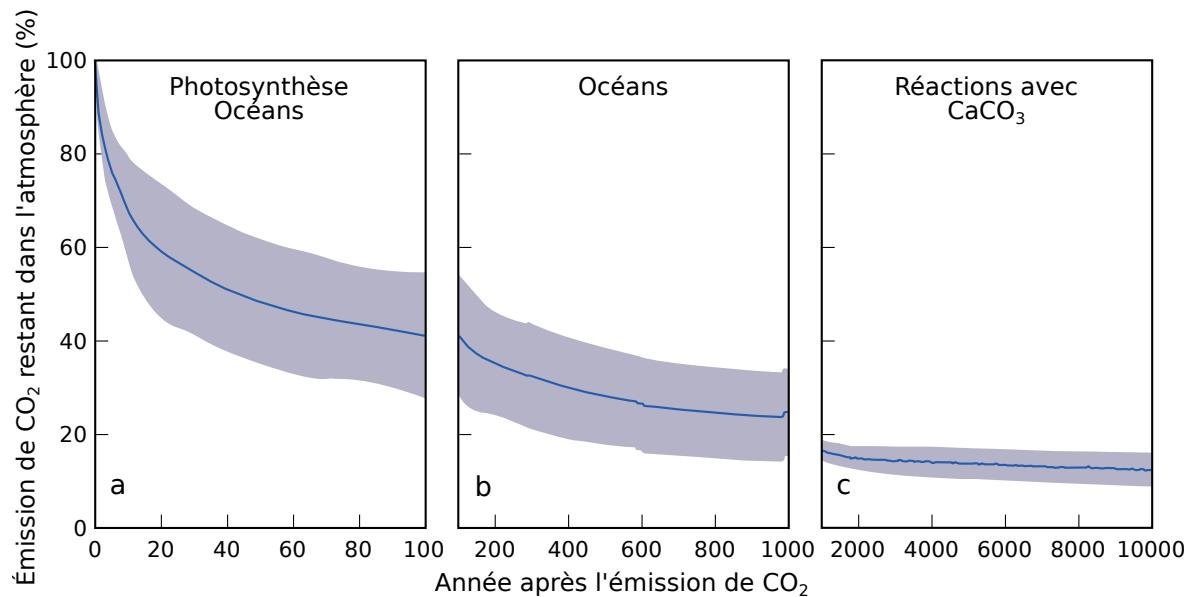


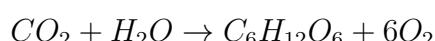
FIGURE 1.6 – Décroissance de la proportion de CO<sub>2</sub> de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) sont une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d'après (Ciais *et al.*, 2014).

<sup>363</sup> Wuebbles et Hayhoe, 2002; Ciais *et al.*, 2014). Les tourbières de l'hémisphère nord  
<sup>364</sup> émettent environ 46 Tg an<sup>-1</sup> (Gorham, 1991).

<sup>365</sup> À l'échelle globale et pour l'ensemble des flux, le stockage du C par les tourbières  
<sup>366</sup> est estimé à 70 Tg an<sup>-1</sup> (Clymo *et al.*, 1998).

### <sup>367</sup> De l'atmosphère à l'écosystème

<sup>368</sup> Avant de stocker et de conserver du carbone, le faut le capturer. Ce transfert du  
<sup>369</sup> carbone de l'atmosphère à la tourbe se fait par le processus de photosynthèse, où le CO<sub>2</sub>  
<sup>370</sup> est assimilé dans la matière organique. Principalement par les végétaux vasculaires et  
<sup>371</sup> les mousses, et éventuellement, bien que dans de moindre proportions, par des algues,  
<sup>372</sup> des lichens ou des bactéries photosynthétiques (Girard *et al.*, 2011). On peut écrire la  
<sup>373</sup> réaction de photosynthèse de la façon suivante :



<sup>374</sup> Si la photosynthèse est le processus majeur d'assimilation du CO<sub>2</sub><sup>13</sup>.

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

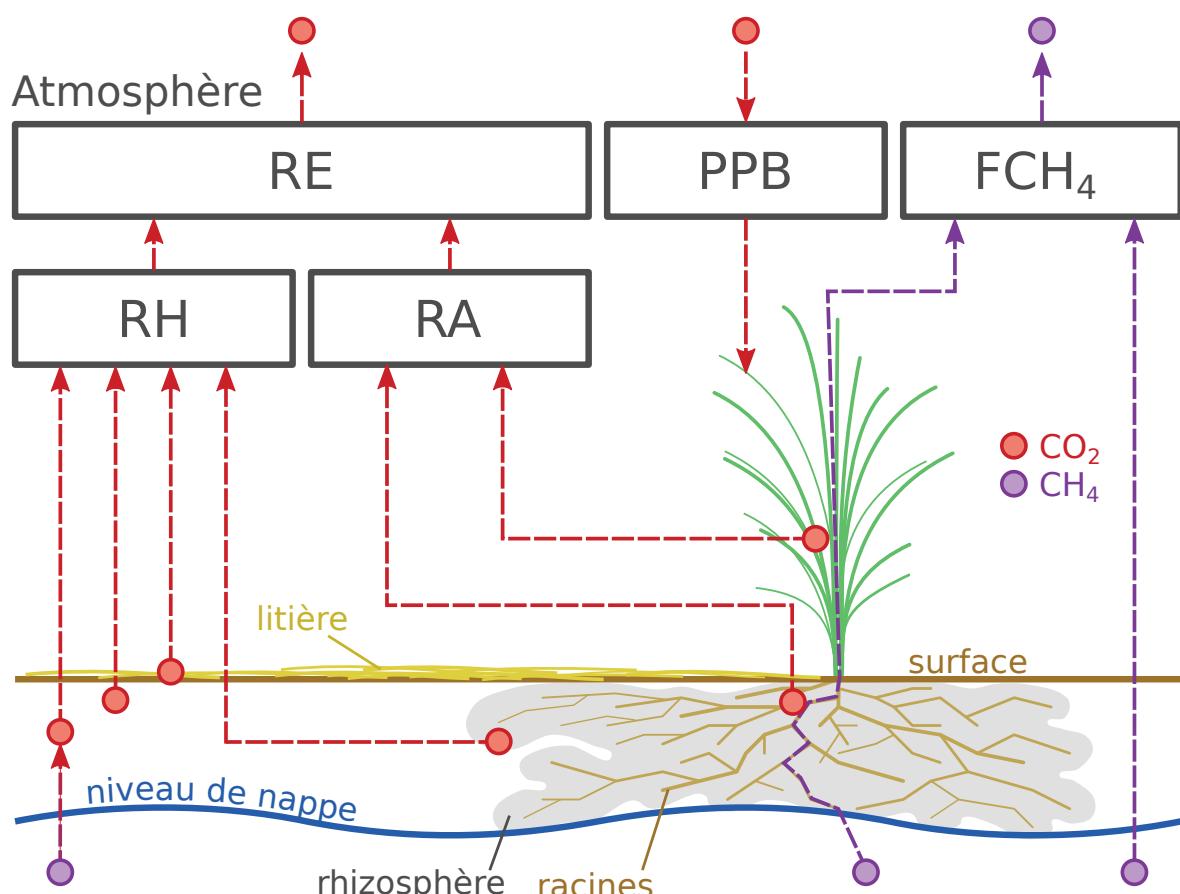


FIGURE 1.7 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

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

---

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

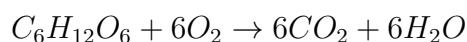
PRODUCTION PRIMAIRE BRUTE (PPB) :

377 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.

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

### 386 De l'écosystème à l'atmosphère

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



391 Ce gaz est produit principalement par la respiration aérobie et minoritairement par  
392 les respirations anaérobies, par fermentations (e.g. du glucose, de l'acétate), ou encore  
393 par oxydation du CH<sub>4</sub> ([Lai, 2009](#)). Les principales sources d'émissions du CO<sub>2</sub> sont  
394 représentées dans la figure 1.7. À l'échelle macroscopique la respiration est séparée  
395 en deux. D'un côté la respiration végétale (des feuilles, des tiges, des racines) que  
est négligeable.

396 l'on appelle la **respiration autotrophe**<sup>14</sup>. De l'autre, rassemblé sous le terme de  
 397 **respiration hétérotrophe**<sup>15</sup>, la respiration du sol, liée à l'excrétion d'xsudats par  
 398 les racines, la décomposition des litières et des matières organiques par les micro-  
 399 organismes et l'oxydation du CH<sub>4</sub> par les organismes méthanotrophes. L'ensemble de  
 400 ces respirations est défini comme :

RESPIRATION DE L'ÉCOSYSTÈME (RE) :

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

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

413 Conséquence du niveau de nappe élevé des tourbières, le développement d'une zone  
 414 anoxique importante dans la colonne de sol favorise la production de CH<sub>4</sub>. Il est produit  
 415 par des *Archaea* méthanogènes, des organismes anaérobies vivants sous le niveau de la  
 416 nappe (Garcia *et al.*, 2000). En moyenne les flux de CH<sub>4</sub> mesurés dans les tourbières  
 417 s'étendent de 0 à plus de 0,96 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, avec généralement des flux compris entre  
 418 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

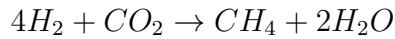
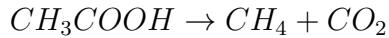
14. Production de matières organiques à l'aide de composés minéraux simples.

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

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

---

<sup>419</sup> partir d'acétate ( $\text{CH}_3\text{COOH}$ ) ou de dihydrogène ( $\text{H}_2$ ) +  $\text{CO}_2$ , ces deux composés étant  
<sup>420</sup> dérivés de la décomposition préalable de matières organiques (Lai, 2009).



<sup>421</sup> Le  $\text{CH}_4$  produit est transporté dans l'atmosphère par diffusion, ébullition ou à travers  
<sup>422</sup> certaines plantes (Joabsson *et al.*, 1999; Colmer, 2003). Pendant son transport, le  $\text{CH}_4$   
<sup>423</sup> peut être oxydé par des organismes méthanotrophes. Cette transformation produit  
<sup>424</sup> tour à tour différents composés (méthanol, formaldéhyde, formate) aboutissant à la  
<sup>425</sup> production de  $\text{CO}_2$  (Whalen et Peirce, 2005).



<sup>426</sup> On définit le flux de  $\text{CH}_4$  comme :

FLUX DE  $\text{CH}_4$  ( $F_{\text{CH}_4}$ ) :

<sup>427</sup> Quantité de carbone émise sous forme de  $\text{CH}_4$  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.

<sup>428</sup> Au final, on peut noter que si le flux de carbone de l'atmosphère à l'écosystème  
<sup>429</sup> a pour source quasiment unique la réaction de photosynthèse des plantes, le flux de  
<sup>430</sup> carbone de l'écosystème vers l'atmosphère est multi-source avec un nombre important  
<sup>431</sup> de réactions de respirations et de fermentations. La variabilité du premier flux résulte  
<sup>432</sup> majoritairement de la nature et la structure des communautés végétales et de leurs sensibilités aux conditions environnementales. Celle du second flux est multiple et est liée  
<sup>434</sup> à la diversité des réactions permettant la dégradations des matières organiques et des  
<sup>435</sup> communautés végétales ou microbiennes impliquées, de leur sensibilité aux conditions  
<sup>436</sup> environnementales.

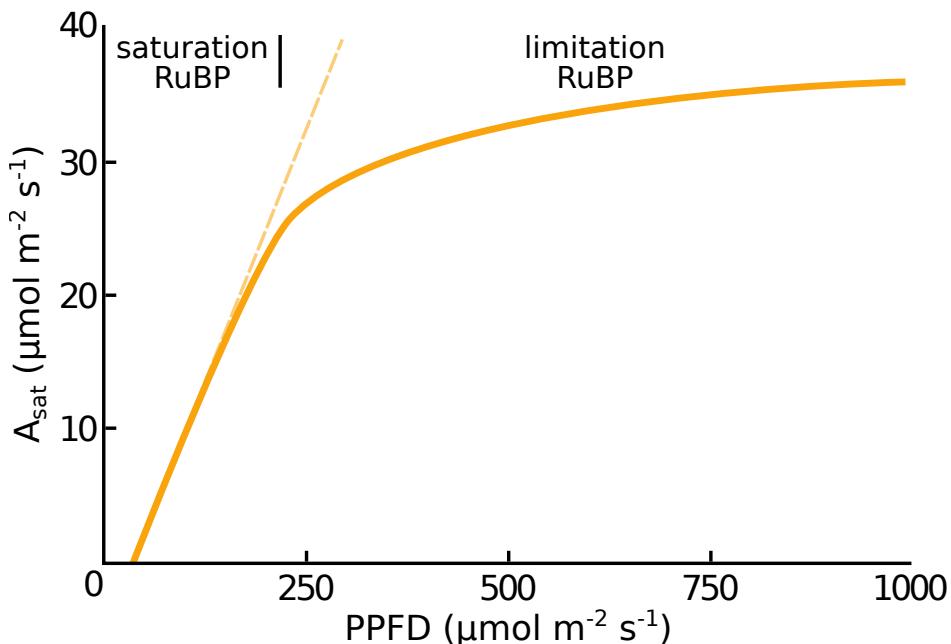


FIGURE 1.8 – todo, modifié d'après Long et Hällgren (1993)

### <sup>437</sup> 1.2.2 Les facteurs majeurs contrôlant les flux de GES

<sup>438</sup> Dans cette partie seront décrits les facteurs qui contrôlent les flux de carbone en  
<sup>439</sup> commençant à une échelle relativement fine pour atteindre celle de l'écosystème qui  
<sup>440</sup> nous intéresse plus particulièrement.

<sup>441</sup> Les facteurs majeurs qui contrôlent les flux de carbone sont globalement connus.  
<sup>442</sup> Comme bon nombre de réactions biochimiques, les vitesses de réactions des processus  
<sup>443</sup> décrits précédemment sont fonction de la **température**. Cette relation a été mise en  
<sup>444</sup> évidence par un chimiste suédois en 1889, Svante August Arrhenius, sur la base de  
<sup>445</sup> travaux réalisés par un autre chimiste, néerlandais, Jacobus Henricus Van't Hoff. Le  
<sup>446</sup> **niveau de la nappe d'eau**, interface entre une zone oxique et une zone anoxique,  
<sup>447</sup> et la **teneur en eau du sol** vont également influencer sur ces flux. De même que  
<sup>448</sup> la végétation, que ce soit de façon directe, comme siège de la photosynthèse et de la  
<sup>449</sup> respiration autotrophe, ou indirecte en fournissant des nutriments via les exsudations  
<sup>450</sup> racinaires et les litières.

**451 Facteurs contrôlant la photosynthèse**

452 À l'échelle des espèces végétales, la quantité de carbone assimilable par la pho-  
453 tosynthèse est fonction de la quantité de lumière reçue (Long et Hällgren, 1993). La  
454 quantité de carbone assimilé augmente d'abord de façon linéaire avec le rayonnement,  
455 avant d'être limitée par la régénération d'une enzyme, la Rubisco<sup>16</sup>, nécessaire à la  
456 fixation du CO<sub>2</sub> (Figure 1.8). Les limitations de l'assimilation, que ce soit la pente  
457 initiale de la partie linéaire, ou l'assimilation maximale, varient de façon importante  
458 en fonction de l'espèce végétale considérée (Wullschleger, 1993). La régénération de la  
459 Rubisco, qui limite la photosynthèse, est contrainte par la capacité de transport des  
460 électrons. La vitesse de ce transport est fonction de la température et est traditionnelle-  
461 ment décrite par une équation d'arrhenius modifiée, relativement complexe, ou par une  
462 équation simplifiée (Farquhar *et al.*, 1980; June *et al.*, 2004). À cette échelle, le niveau  
463 de l'eau va également influencer le développement de la végétation en facilitant plus  
464 ou moins leur accès à l'eau. Wagner et Titus (1984) montrent par exemple que deux  
465 espèces de sphagnes ont des tolérances différentes à la dessiccation : l'espèce vivant  
466 dans les gouilles est plus résistante que celle vivant sur les buttes. Dans des conditions  
467 expérimentales différentes, lors de re-végétalisation de deux tourbières, Robroek *et al.*  
468 (2009) montrent que différentes espèces de sphagnes se développent de façon optimale  
469 à différents niveaux de nappe selon leurs affinités. Cette variabilité entre espèces d'une  
470 même famille est elle-même mise en évidence par leur variabilité en terme de produc-  
471 tivité primaire (Figure 1.9). La productivité primaire varie également entre différentes  
472 communautés végétales : les bryophytes n'ont pas la même productivité primaire que  
473 les graminées ou que les arbustes (Moore *et al.*, 2002 dans Rydin et Jeglum, 2013b).

474 Le niveau de la nappe d'eau et les propriétés physiques du sol contraignent égale-  
475 ment la teneur en eau du sol et la hauteur de la frange capillaire. Cette dernière atteint  
476 généralement la surface du sol tant que le niveau de la nappe d'eau ne descend pas en  
477 dessous de 30 à 40 cm de profondeur (Laiho, 2006). La hauteur du niveau d'eau va in-  
478 fluencer sur le développement des différentes communautés végétales. Un niveau d'eau

---

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



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

479 élevé peut diminuer l'accès de la végétation vasculaire à l'oxygène par leur racines alors  
 480 qu'il sera propice au développement de sphaignes. À l'inverse un niveau d'eau bas peut  
 481 faciliter le développement de certains végétaux vasculaires au détriment des bryophytes  
 482 (**Réf needed**). Cette compétition entre espèces végétales peut déterminer l'évolution  
 483 à long terme des communautés et impacter la PPB. [Gornall et al. \(2011\)](#) montrent que  
 484 les effets des bryophytes sur le développement des plantes vasculaires sont en partie  
 485 positifs et en partie négatifs ; les effets négatifs étant de plus en plus prépondérant  
 486 quand l'épaisseur de la strate muscinale augmente. La composition des communautés  
 487 végétales va donc avoir un effet sur le potentiel photosynthétique de l'écosystème. Ce  
 488 potentiel peut varier selon le végétal considéré et les conditions environnementales dans  
 489 lesquelles il se trouve ([Moore et al., 2002](#)).

490 À l'échelle de l'écosystème dans son ensemble la température, la végétation et le  
 491 niveau de l'eau, co-varient ce qui rend la discrimination de leurs effets respectifs diffi-  
 492 cile. L'effet d'une variation de température peut, selon l'échelle de temps considérée,

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

---

influencer le niveau de nappe et la végétation. Dans l'optique de discriminer l'effet de chacun de ces facteurs, [Munir \*et al.\* \(2015\)](#) isolent l'effet de la température en utilisant des OTC<sup>17</sup> (*Open Top Chamber*). Ils montrent que le réchauffement par les OTC augmente la PPB. Néanmoins la majorité des études réalisées sur le terrain montrent les effets de variation de la température et du niveau de la nappe simultanément. [Cai \*et al.\* \(2010\)](#) ont par exemple montré que des conditions plus chaudes et sèches d'une année augmentaient la PPB. Cependant l'effet du niveau de la nappe d'eau peut varier selon le contexte : dans une étude sur les effets à long terme d'une variation du niveau de la nappe, [Ballantyne \*et al.\* \(2014\)](#) montrent qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne une augmentation de la PPB en facilitant l'accès des plantes vasculaires à l'oxygène et aux nutriments. Paradoxalement, un rehaussement du niveau de la nappe d'eau suite à un stress hydrique prolongé conduit également à une augmentation de la PPB ([Strack et Zuback, 2013](#)). Pour un gradient croissant de niveaux de nappe d'eau dans un haut-marais, [Weltzin \*et al.\* \(2000\)](#) montrent une diminution de la productivité des arbustes, tandis que celle des graminées n'est pas affectée. À l'inverse, pour un gradient similaire dans un bas-marais, la productivité des arbustes n'est pas affectée tandis que celle des graminées augmente. Des résultats similaires sont également relevés pour des graminées soumises à un réchauffement simulé. La productivité des graminées diminue dans le haut-marais et augmente dans le bas-marais ([Weltzin \*et al.\*, 2000](#)). Les effets du niveau de la nappe d'eau peuvent donc être variables selon les communautés végétales et le contexte (l'écosystème, le niveau initial) dans lequel elles se trouvent.

### Facteurs contrôlant la RE

La respiration est limitée par la quantité de substrat (organique labile) et l'accès à l'oxygène. Dans les tourbières la limitation en substrat n'a de sens que vis-à-vis de communautés spécifiques. Les substrats facilement utilisables, par exemple les sucres, peuvent devenir un facteur limitant (**Réf needed**). De part la quantité de matières organiques qu'elles contiennent, les tourbières constituent un vaste réservoir de substrat

---

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.

520 organique de plus en plus difficile à dégrader avec la profondeur. Plus les substrats sont  
521 facilement utilisables plus leur utilisation est rapide est plus ils constituent un facteur  
522 limitant. Inversement moins les substrats sont dégradables plus leur utilisation est  
523 lente et plus ils s'accumulent. Mais l'accès à l'oxygène rendu difficile par les hauteurs  
524 élevées du niveau de la nappe est prépondérant (**Réf needed**). La qualité du substrat  
525 (la facilité qu'il aura à être dégradé) va donc déterminer la vitesse de respiration.  
526 Par ailleurs la photosynthèse en libérant des substrats, les exsudats racinaires, affecte  
527 également la respiration du sol.

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

540 Le niveau de la nappe d'eau conditionne l'accès des micro-organismes à l'oxygène, de  
541 ce fait joue un rôle important ; un niveau d'eau qui diminue se traduisant généralement  
542 par une hausse de la RE que ce soit à long terme (Strack *et al.*, 2006; Ballantyne *et al.*,  
543 2014) ou à plus court terme (Aerts et Ludwig, 1997).

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

---

18. définition méso

19. zone du sol impactée par les racines

548 **Facteurs contrôlant l'ENE**

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

L'ÉCHANGE NET DE L'ÉCOSYSTÈME (ENE) :

551       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.

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

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

563       La baisse de l'ENE peut avoir un effet simultanée d'augmentation de la respiration  
564       et de diminution de la photosynthèse ([Strack et Zuback, 2013](#)). [Lund et al. \(2012\)](#)  
565       montrent également que dans un même site, une baisse du niveau de la nappe deux  
566       années différentes entraînera une baisse de l'ENE dans les deux cas, mais que dans l'un  
567       des cas cette baisse est contrôlée par une augmentation de la respiration et que dans  
568       l'autre elle est contrôlée par une diminution de la photosynthèse. Enfin une étude de  
569       [Ballantyne et al. \(2014\)](#) ne montre pas d'effet d'une baisse du niveau de la nappe sur  
570       l'ENE, car l'augmentation de la respiration est compensée par une augmentation de la

---

20. Attention certains auteurs utilisent une autre convention

571 photosynthèse. La réponse des flux de CO<sub>2</sub> vis-à-vis d'une variation du niveau de la  
572 nappe d'eau n'est donc pas triviale.

573 **Le CH<sub>4</sub>**

574 La production du CH<sub>4</sub>, par des *Archaea* méthanogènes principalement à partir de  
575 dihydrogène et d'acétate, est contrôlée par la **disponibilité** de ces **substrats** (Segers,  
576 1998). L'ajout de substrats (acétate, glucose, éthanol) pour les méthanogènes tend à  
577 augmenter les émissions de CH<sub>4</sub> (Coles et Yavitt, 2002). Le **niveau de la nappe d'eau**  
578 est un autre facteur contrôlant les flux de CH<sub>4</sub>. Généralement, plus le niveau d'eau est  
579 élevé, plus la zone potentielle de production du CH<sub>4</sub> est importante et plus les émis-  
580 sions sont fortes (Pelletier *et al.*, 2007). Par contre, une augmentation du niveau de la  
581 nappe au dessus de la surface du sol peut conduire à une diminution des émissions de  
582 CH<sub>4</sub> (Bubier, 1995). Pelletier *et al.* (2007) montrent également que les flux sont plus  
583 importants lorsque le CH<sub>4</sub> est mesuré dans des zones avec **végétation**, et plus parti-  
584 culièrement des carex et des linaigrettes (Gogo *et al.*, 2011). Ce lien avec la végétation  
585 est la conséquence d'une adaptation de certaines espèces aux conditions de saturation  
586 en eau qui peuvent faciliter l'échange de gaz entre l'écosystème et l'atmosphère grâce  
587 à un espace intercellulaire agrandi, l'Aerenchyme (Rydin et Jeglum, 2013d). Enfin la  
588 **température** joue généralement un rôle important en augmentant la vitesse de pro-  
589 duction du CH<sub>4</sub>. La sensibilité à la température de la production de CH<sub>4</sub> varie selon  
590 le processus considéré et la communauté de méthanogènes associés (Segers, 1998). La  
591 température peut également faciliter le transport du CH<sub>4</sub> par ébullition et/ou via la  
592 végétation (Lai, 2009).

593 Pour résumer, à l'échelle de l'écosystème un même facteur peut influencer ces diffé-  
594 rents flux, mais de différentes façons. Parmi ces facteurs, l'effet du niveau de la nappe  
595 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-  
596 plitude des zones oxiques et anoxiques de la colonne de sol et donc la proportion de  
597 CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub> produite. Il influence également la végétation, que ce soit à court terme  
598 (stress hydrique), ou à long terme (changement de communautés végétales). L'effet

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

---

599 d'une hausse du niveau de la nappe d'eau peut varier selon le niveau d'eau initial mais  
600 également la végétation présente sur le site. Pour un même niveau moyen, plus la va-  
601 riation du niveau est importante plus les flux seront fort (lesquels (**Réf needed**)). Des  
602 effets de chasse ont également été observés après simulation d'événements pluvieux. La  
603 question du niveau de la nappe est donc primordiale et sera explorée dans le chapitre 4.

### 604 1.2.3 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème

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

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

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

#### 619 Bilan de carbone passé

620 L'approche permettant de calculer le bilan de carbone passé d'une tourbière consiste  
621 à estimer dans l'archive tourbeuse des vitesses d'accumulation de la tourbe en datant  
622 des colonnes de tourbe et en mesurant la quantité de carbone qu'elles contiennent. Cette  
623 méthode, appelée LORCA<sup>21</sup>, permet d'évaluer la fonction puits sur des temps longs

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

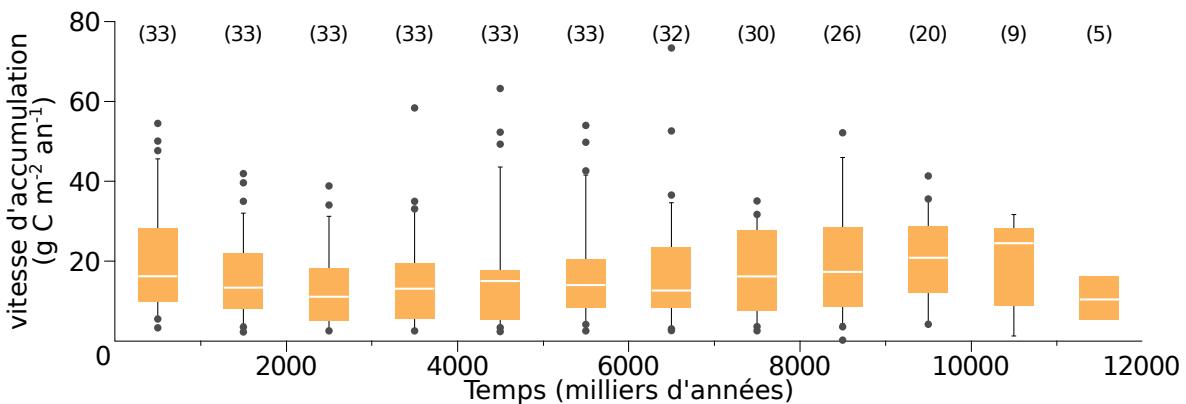


FIGURE 1.10 – Vitesse apparente d’accumulation du carbone à long terme durant l’Holocène. Les chiffres entre parenthèses représentent le nombre de mesures. Modifié d’après [Yu et al. \(2009\)](#)

(derniers millénaires) de la comparer à l’actuelle et de relier d’éventuels changements dans les vitesses d’accumulation à des facteurs environnementaux. Cette approche conduit généralement à des vitesses d’accumulation comprises entre 10 et 30  $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (Figure 1.10). Ces valeurs, exprimées dans la même unité que les bilans de carbone contemporains, doivent être comparées avec précaution avec ces derniers. En effet elles comprennent, à l’inverse des bilans contemporains, des milliers d’années de décomposition du carbone en profondeur, et ont donc des vitesses d’accumulation sous-estimées relativement à ces bilans ([Yu et al., 2009](#)). Selon l’échelle temporelle considérée, peut-être serait-il plus judicieux de dire que les bilans contemporains sont sur-estimés.

### **633 Bilans de carbone contemporains**

La seconde approche pour estimer le bilan de carbone d’écosystèmes est d’en estimer les flux actuels de carbone entrant et sortant. Rappelons que les flux principaux dans le bilan de carbone d’une tourbière sont la PPB, la RE et le flux de  $\text{CH}_4$ . Cependant d’autres flux existent, notamment le flux de carbone organique dissout (COD), de carbone organique particulaire (COP), de carbone inorganique dissout (CID), de Composés Organiques Volatiles (COV), et de monoxyde de carbone (CO) ([Chapin et al., 2006](#)). Ils sont considérés comme négligeables, à l’exception du COD ([Worrall et al., 2009](#)). On définit ainsi le Bilan de Carbone Net de l’Écosystème (BCNE) comme :

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

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

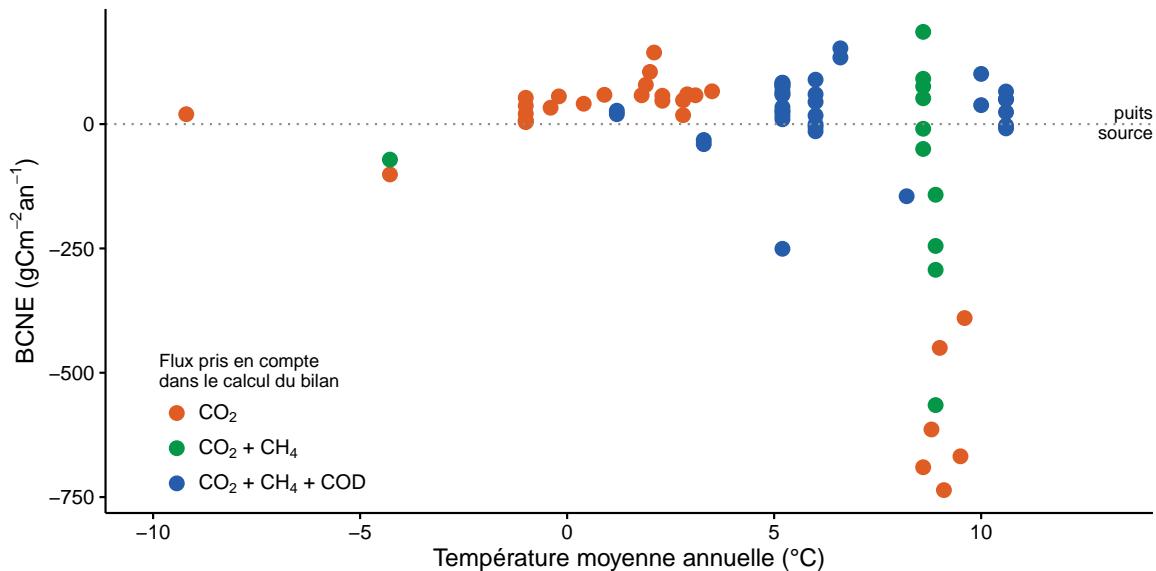


FIGURE 1.11 – Bilan de C dans différentes tourbières (en  $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ), en fonction de la température moyenne annuelle dans la littérature. Les données utilisées pour réaliser ce graphique sont détaillées dans l'annexe I. La ligne de tirets sépare les écosystèmes stockant du carbone (au dessus) de ceux libérant du carbone (en dessous).

642       Avec :

643       — ENE : Échange Net de l'Écosystème

644       — PPB : Production Primaire Brute

645       — RE : Respiration de l'Écosystème

646       —  $F_{CH_4}$  : Flux de Méthane

647       —  $F_{COD}$  : Flux de Carbone Organique Dissout

648       Dans les tourbières, les flux de CO<sub>2</sub> sont généralement les plus importants puis

649       les flux de CH<sub>4</sub> et/ou de COD et enfin les flux de COP ([Worrall et al., 2009](#); [Koehler et al., 2011](#)). Majoritairement réalisés dans les hauts-marais, les bilans de carbone ren-

651       contrés dans la littérature sont généralement compris entre 100 et  $-100 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$

652       ([Figure 1.11](#)). Si le stockage de carbone (NECB > 0) ne dépasse que peu de ces valeurs,

653       le déstockage (NECB < 0) peut être beaucoup plus important avec des émissions de

654       carbone de plus de  $500 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . Peu de bilans de carbone ont été faits dans les

655       tourbières en dessous de 50° de latitude (le nord de la France approximativement). Le

656       comportement de ces tourbières les plus au sud reste peu connu par rapport à celles

657       situées à des latitudes plus hautes (en Europe) ou dans des climats plus froids (au

658       Canada).

659 CHAPITRE 2 \_\_\_\_\_

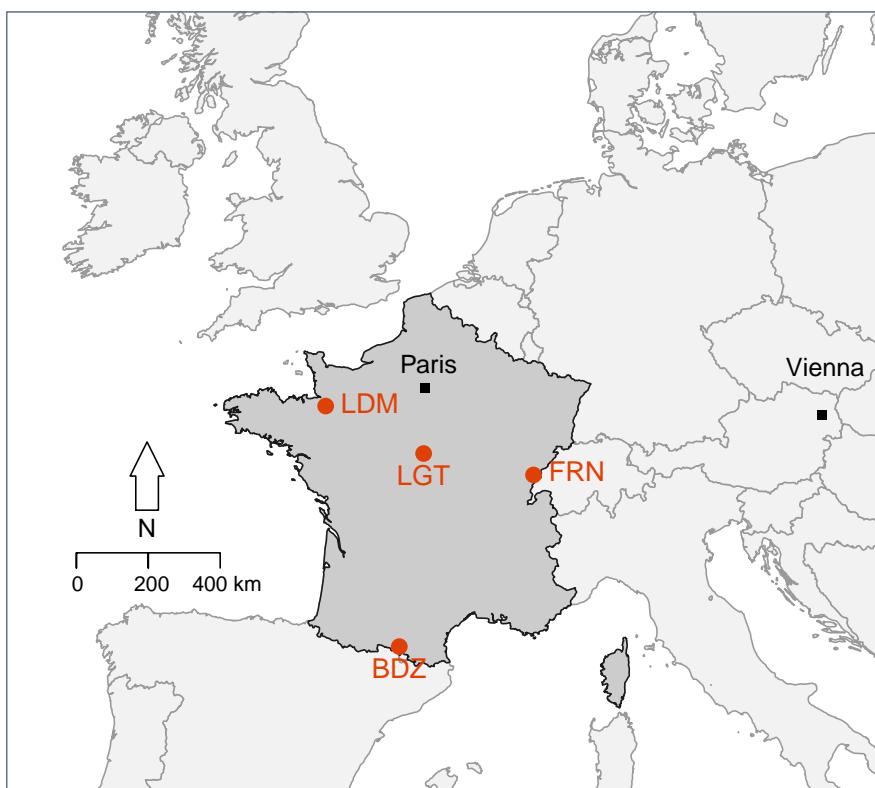
660    SITES D'ÉTUDES ET MÉTHODOLOGIES EMPLOYÉES

661

662	<b>2.1 Présentation de la tourbière de La Guette . . . . .</b>	<b>38</b>
663	<b>2.2 Autres sites du service national d'observation . . . . .</b>	<b>43</b>
664	<b>2.3 Mesures de flux de gaz . . . . .</b>	<b>44</b>
665	2.3.1 Présentation des méthodologies principales . . . . .	44
666	2.3.2 Les mesures de CO <sub>2</sub> . . . . .	45
667	2.3.3 Les mesures de CH <sub>4</sub> . . . . .	48
668	2.3.4 Le calcul des flux . . . . .	50
669	<b>2.4 Facteurs contrôlants . . . . .</b>	<b>50</b>
670	2.4.1 acquisitions automatisées . . . . .	50
671	2.4.2 acquisitions manuelles . . . . .	51
672		
673		
674		

## 675 2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

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



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

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

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

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

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

## 2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

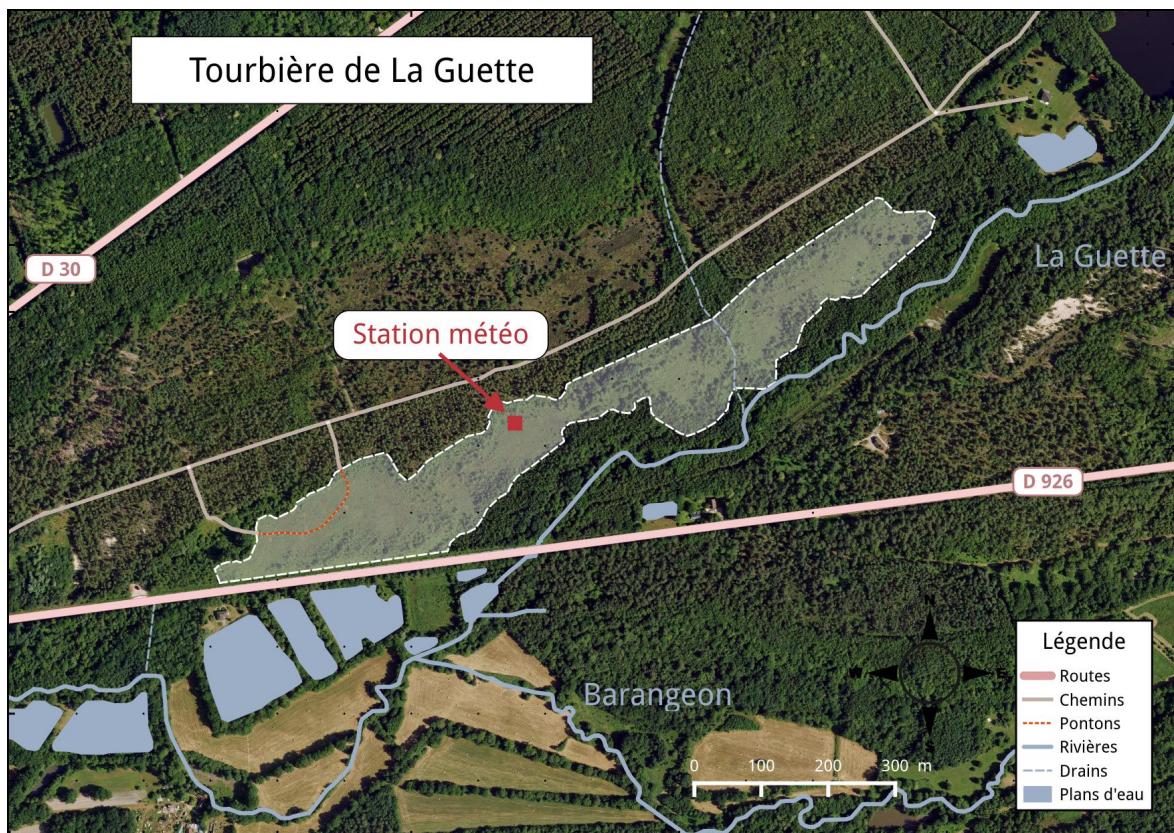


FIGURE 2.2 – Carte de la tourbière de La Guette (orthophotographie : BD ORTHO® – IGN)

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

---

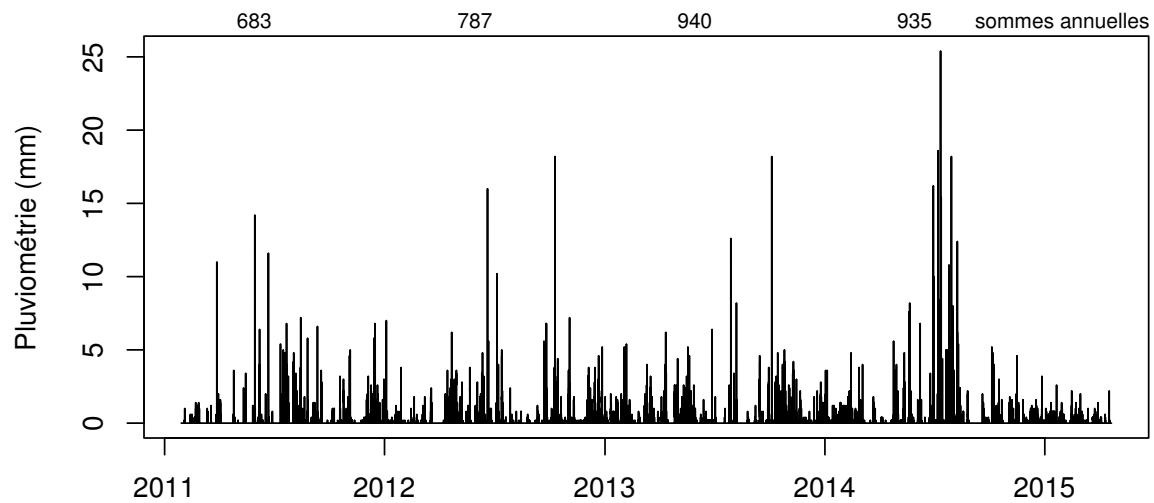


FIGURE 2.4 – Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014

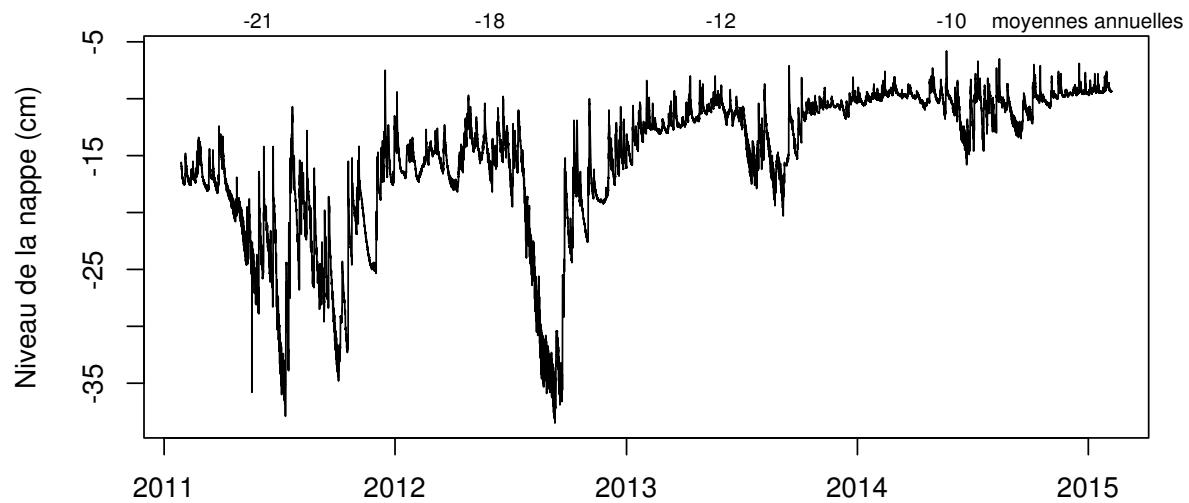


FIGURE 2.5 – Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014

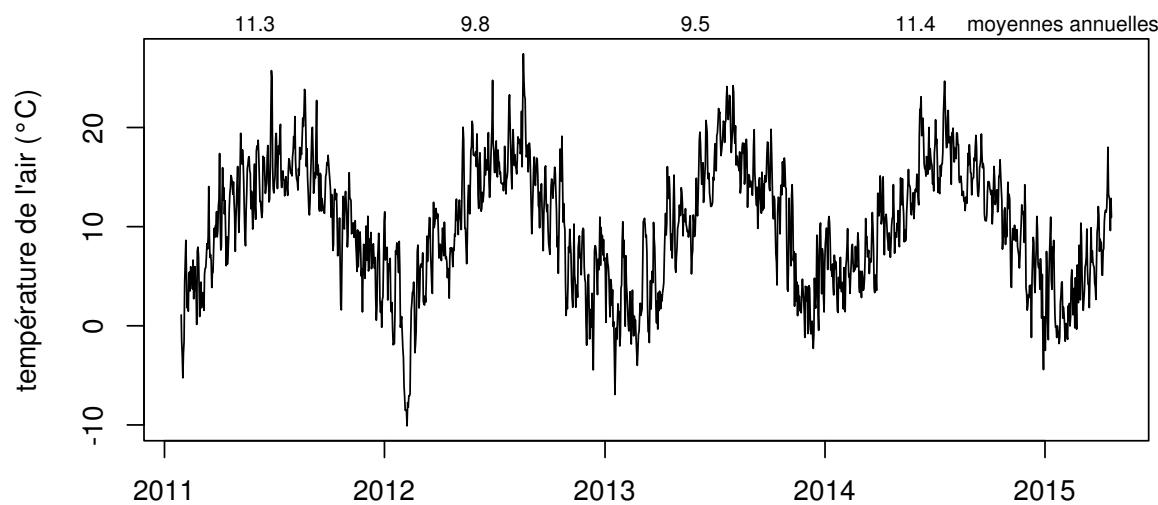


FIGURE 2.6 – Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014

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

## 735 2.2 Autres sites du service national d'obser- 736 vation

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

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

## <sup>751</sup> 2.3 Mesures de flux de gaz

### <sup>752</sup> 2.3.1 Présentation des méthodologies principales

<sup>753</sup> Différentes techniques existent pour estimer les flux de gaz nécessaires pour le calcul  
<sup>754</sup> des bilans de carbone. Les méthodes les plus utilisées sont les techniques de chambres  
<sup>755</sup> et les techniques micro-météorologiques.

<sup>756</sup> De façon générale les méthodes de chambre consistent à placer une enceinte (ou  
<sup>757</sup> chambre) sur une zone de l'écosystème dont où souhaite mesurer les flux. Ces chambres  
<sup>758</sup> peuvent être ouvertes : la mesure se fait lorsque le gaz à l'intérieur de la chambre est à  
<sup>759</sup> l'équilibre avec celui à l'extérieur, ou fermées : le gaz à l'intérieur de la chambre n'est pas  
<sup>760</sup> à l'équilibre avec celui à l'extérieur. Elles peuvent également être dynamiques, lorsqu'un  
<sup>761</sup> système de pompe permettant notamment de transporter le gaz jusqu'à l'analyseur est  
<sup>762</sup> présent, ou statique si le système est sans flux artificiel. Trois grandes techniques de  
<sup>763</sup> chambre existent. D'abord les chambres **dynamiques ouvertes** qui se basent sur un  
<sup>764</sup> état d'équilibre et mesurent une différence de concentration d'un gaz dont une partie  
<sup>765</sup> passe par la chambre et l'autre non. Cette méthode nécessite un système de pompe et  
<sup>766</sup> donc l'existence d'un flux. Ensuite les chambres **dynamiques fermées** qui mesurent  
<sup>767</sup> l'évolution de la concentration du gaz au sein de la chambre à l'aide d'un système de  
<sup>768</sup> pompe permettant l'envoi du gaz dans un analyseur externe mais en utilisant une boucle  
<sup>769</sup> fermée. Enfin les chambres **statiques fermées** qui mesurent également l'évolution de  
<sup>770</sup> la concentration du gaz au sein de la chambre sans système de pompe. Dans ce cas soit  
<sup>771</sup> l'analyseur est présent dans la chambre, soit des prélèvements sont faits à intervalles  
<sup>772</sup> réguliers puis analysés par la suite en chromatographie gazeuse.

<sup>773</sup> Il faut noter que les dénominations anglaises de ces méthodes doivent faire l'objet  
<sup>774</sup> d'une attention particulière. *Closed chamber* par exemple est parfois utilisé pour se  
<sup>775</sup> référer à l'état ou non d'équilibre, comme défini dans ce document, mais parfois égale-  
<sup>776</sup> ment pour désigner les méthodes de chambre sans système de flux ce qui peut prêter  
<sup>777</sup> à confusion ([Pumpenan et al., 2004](#)). Souvent utilisées, les dénominations *open/closed*

et *dynamic/static* sont décrites dans (Luo et Zhou, 2006d), une autre convention peut être rencontrée : *flow-through/non-flow-through* et *steady state/non-steady state* (Lingston et Hutchinson, 1995).

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

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

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

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

## 2.3. Mesures de flux de gaz

---

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

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

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

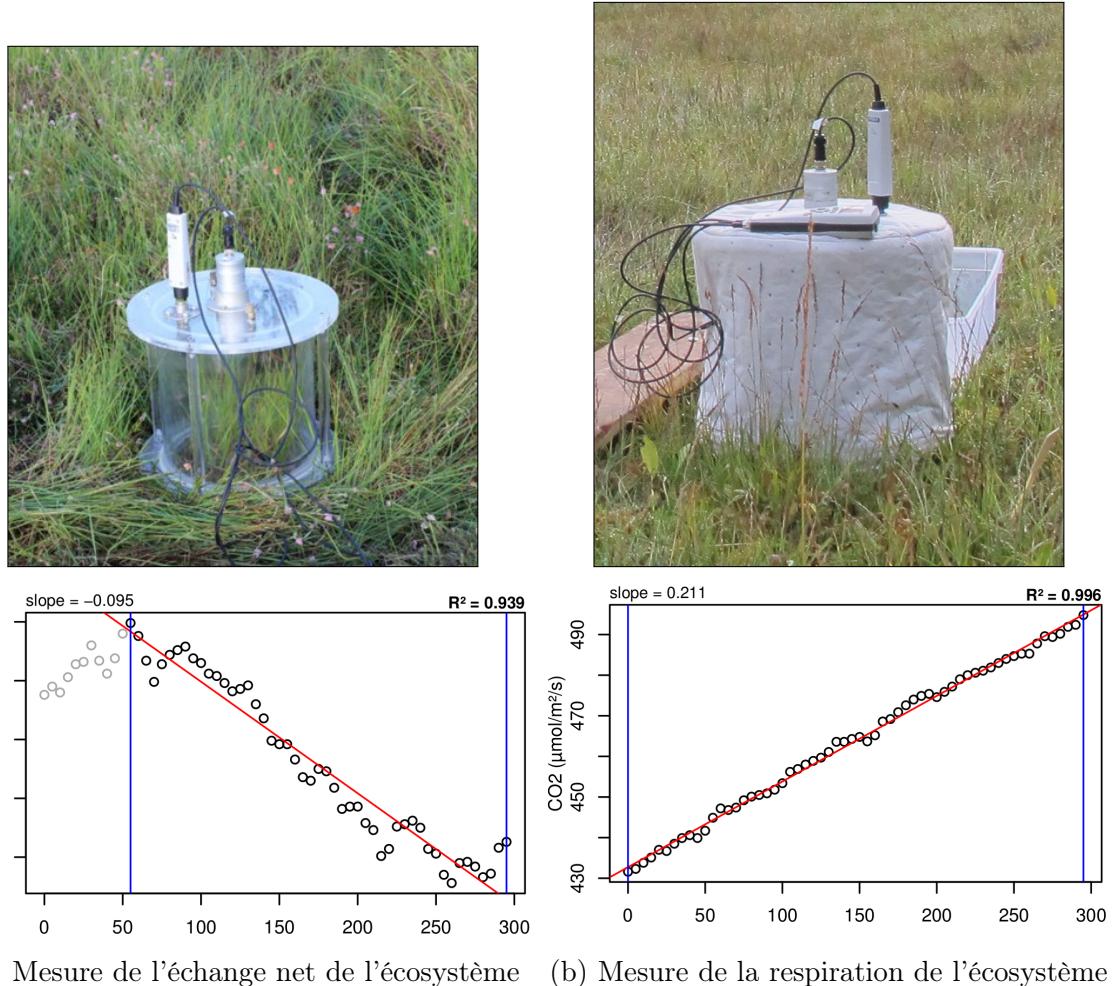


FIGURE 2.7 – Mesures de  $\text{CO}_2$

## 2.3. Mesures de flux de gaz

---



FIGURE 2.8 – SPIRIT

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

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

### 846 2.3.3 Les mesures de CH<sub>4</sub>

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

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

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

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

908 **2.4.2 acquisitions manuelles**

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



911 CHAPITRE 3 \_\_\_\_\_

912      BILAN DE C DE LA TOURBIÈRE DE LA GUETTE

913

914	<b>3.1 Introduction</b>	54
915	<b>3.2 Procédure expérimentale et analytique</b>	55
916	3.2.1 Design expérimental	55
917	3.2.2 Variables élaborées utilisées	59
918	3.2.3 Estimation des flux de GES dans le bilan de C	60
919	3.2.4 Estimation des flux de carbone organique dissout dans le bilan	
920	de C	64
921	3.2.5 Variabilité spatiale des flux et du bilan de carbone	65
922	3.2.6 Estimation de l'erreur associée aux flux et aux bilans	66
923	<b>3.3 Résultats</b>	67
924	3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux de GES	67
925	3.3.2 Estimation des flux de GES	74
926	3.3.3 Le bilan de carbone à l'échelle de l'écosystème	84
927	3.3.4 Variabilité spatiale du bilan de CO <sub>2</sub>	89
928	<b>3.4 Discussion</b>	95
929	3.4.1 Modèles à l'échelle de l'écosystème	96
930	3.4.2 Les flux annuels à l'échelle de la tourbière de La Guette	98
931	3.4.3 Estimations du bilan net de l'écosystème à l'échelle de la tour-	
932	bière de La Guette	103
933	3.4.4 Variabilité spatiale sur la tourbière de La Guette	104
934		
935		
936		

## <sup>937</sup> 3.1 Introduction

<sup>938</sup> Les tourbières jouent un rôle important de stockage du carbone à l'échelle globale  
<sup>939</sup> (cf chapitre 1). En outre, ces écosystèmes ont une diversité importante que ce soit dans  
<sup>940</sup> leur fonctionnement naturel ou les perturbations qu'elles subissent. Cependant il existe  
<sup>941</sup> peu d'estimations de leur bilan de carbone prenant en compte à la fois la contribution  
<sup>942</sup> du CO<sub>2</sub>, du CH<sub>4</sub> et du COD. La majorité des écosystèmes tourbeux pour lesquels un  
<sup>943</sup> bilan de carbone a été estimé se situe sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord  
<sup>944</sup> comme en Suède (Waddington et Roulet, 2000; Peichl *et al.*, 2014), en Finlande (Alm  
<sup>945</sup> *et al.*, 1997), au Canada (Trudeau *et al.*, 2014). Les estimations du bilan de carbone de  
<sup>946</sup> tourbières situées plus au sud, notamment en Europe, sont plus rares (exemple d'une  
<sup>947</sup> tourbière du Jura français, Bortoluzzi *et al.*, 2006). De nombreuses études ont été faites  
<sup>948</sup> sur les tourbières au Canada, mais le climat y est différent, avec des hivers plus froids  
<sup>949</sup> pour des latitudes équivalentes. L'étude de ces écosystèmes présents à la limite sud de  
<sup>950</sup> leur extension est importante. En effet, ils expérimentent des conditions plus extrêmes  
<sup>951</sup> que les autres et qui, sans être identiques, peuvent se rapprocher de celles que subiront  
<sup>952</sup> d'autres écosystèmes tourbeux suite au réchauffement climatique.

<sup>953</sup> Plus spécifiquement le site d'étude, la tourbière de La Guette, est représentative  
<sup>954</sup> d'une grande partie des tourbières vis-à-vis des perturbations qu'elle subie : drainage et  
<sup>955</sup> envahissement par une végétation vasculaire (Les caractéristiques du site sont détaillées  
<sup>956</sup> dans le chapitre 2). On attend que cet envahissement se traduise par une aération du  
<sup>957</sup> milieu plus importante, liée au développement des racines. Cette aération favoriserais  
<sup>958</sup> une RE élevée et un fonctionnement en source de carbone.

<sup>959</sup> Le **premier objectif** de ce chapitre est donc d'**établir le bilan de C** de la  
<sup>960</sup> tourbière de La Guette, afin de mieux comprendre comment fonctionne cet écosystème  
<sup>961</sup> et de mettre en perspective ce fonctionnement par rapport aux tourbières des hautes  
<sup>962</sup> latitudes.

<sup>963</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

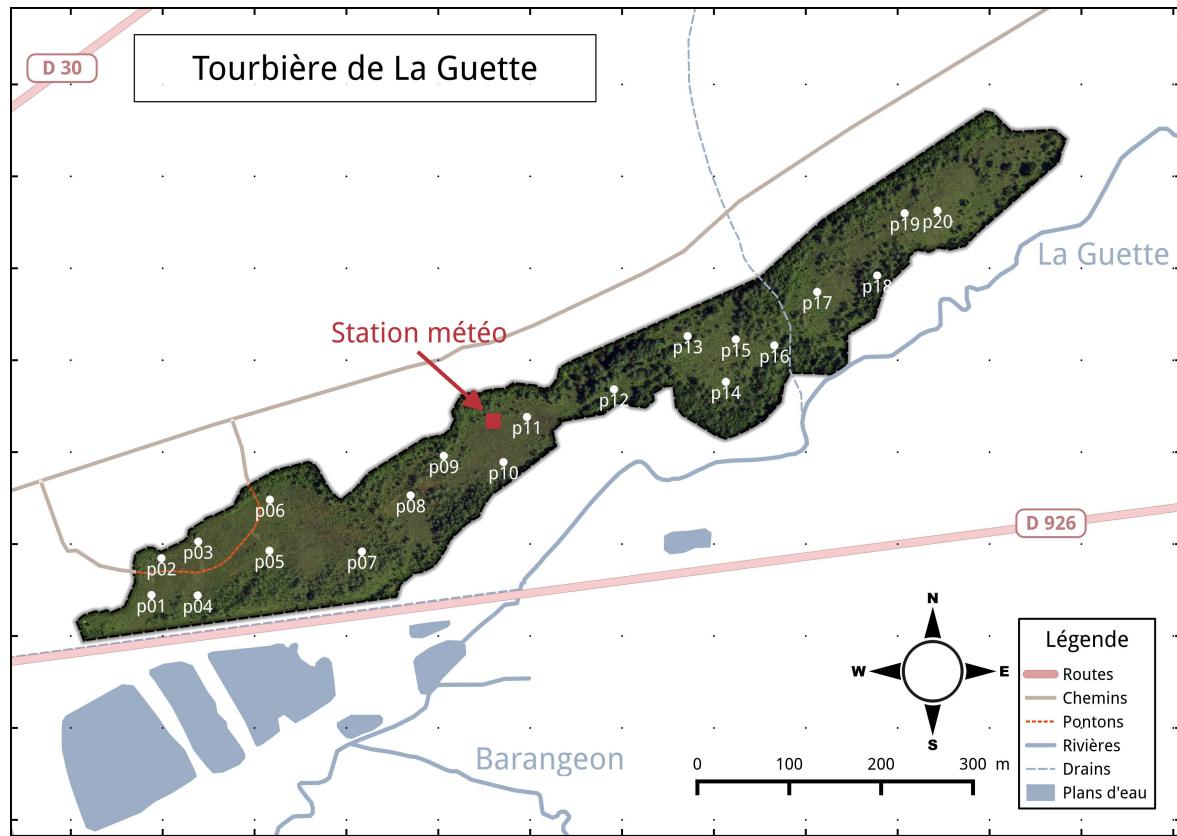


FIGURE 3.1 – Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.

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**.

1000 **Mesures des flux de gaz**

1001 Les mesures des flux de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub> ont été effectuées en utilisant les méthodes  
1002 de chambre décrites dans la partie 2.3. À l'intérieur de chaque placette ont été installé  
1003 de façon permanente un piézomètre et une embase permettant la mesure des flux de  
1004 gaz (Les embases sont décrites dans le chapitre 2, partie 2.3.2).

1005 Initialement, les flux de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> et N<sub>2</sub>O devaient être mesurés et étudiés (Ta-  
1006 bleau 3.1). Cependant, suite à des tests préliminaires effectués sur la tourbière montrant  
1007 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  
1008 été effectuées de mars 2013 à février 2015, avec une fréquence quasiment mensuelle  
1009 (20 campagnes, pour 24 mois de mesures, sur les 20 placettes). Chaque campagne de  
1010 mesure s'étend sur deux journées et nécessite la présence de deux personnes afin de  
1011 pouvoir mesurer l'ensemble des 20 placettes. Les mesures de CH<sub>4</sub> ont été effectuées  
1012 avec une fréquence et sur un nombre d'embases inférieur (12 campagnes, 5 embases).  
1013 Ceci a été déterminé par la difficulté de déploiement *in-situ* de l'instrument SPIRIT : il  
1014 est lourd, difficilement transportable dans un milieu tourbeux et nécessite entre chaque  
1015 déplacement un temps de mise en marche/arrêt important (plus de 30 min). Les me-  
1016 sures se sont donc limitées aux placettes accessibles depuis le ponton (placette n°1 à 6,  
1017 figure 3.1).

1018 **Mesures du COD**

1019 Des échantillons d'eau prélevés à l'exutoire de la tourbière ont été prélevés, et leur  
1020 concentration en COD a été mesurée moins de 24 heures après le prélèvement. Les  
1021 analyses de COD ont été faite, après filtration à 0,45 µm en utilisant la technique dite  
1022 NPOC (*Non Purgeable Organic Carbon*) dans laquelle le carbone inorganique présent  
1023 dans l'échantillon est transformé en CO<sub>2</sub> par l'ajout d'un acide puis évacué (purgé)  
1024 avant que l'échantillon ne soit injecté dans un four et analysé par un détecteur Infra-  
1025 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

#### **1026 Mesures des facteurs contrôlant**

**1027** Les facteurs contrôlant mesurés manuellement sont la pression atmosphérique, le  
**1028** rayonnement photosynthétique actif (*photosynthetically active radiation*, PAR), les tem-  
**1029** pératures du sol à différentes profondeurs, la végétation (pourcentage de recouvrement),  
**1030** le niveau de la nappe d'eau (Tableau 3.1). La pression atmosphérique est mesurée au dé-  
**1031** but et à la fin des mesures de flux. Le PAR est mesuré au début et à la fin des mesures  
**1032** de l'ENE. Le recouvrement de végétation est estimé visuellement. Des prélèvements  
**1033** d'eau ont été effectués chaque mois pour mesurer le pH et la conductivité (mesures  
**1034** 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

---

1060 Par la suite, et en l'absence de précisions, le niveau de nappe se réfère à la différence  
1061 entre ces deux mesures et donc à la distance entre la surface du sol et le niveau de la  
1062 nappe (Négative sous la surface du sol et inversement). En cas de présence de Sphaignes,  
1063 le haut des capitulums est pris comme référence ( $z=0$ )

#### 1064 3.2.3 Estimation des flux de GES dans le bilan de C

1065 L'estimation des flux de GES pour calculer un bilan de carbone se fait en trois  
1066 étapes. La première consiste à établir des relations empiriques entre les flux et un ou  
1067 plusieurs facteurs contrôlant. C'est la phase de **calibration**. La seconde, l'**évaluation**,  
1068 teste la pertinence de ces relations sur un jeu de données indépendantes. La troisième,  
1069 l'**interpolation**, utilise ces relations empiriques et les données acquises à plus haute  
1070 fréquence, pour intégrer dans le temps les mesures ponctuelles sur l'ensemble des deux  
1071 années de mesure. La chronique ainsi reconstituée permet ensuite d'estimer les quantités  
1072 de carbone annuelles déplacées via des différents flux et d'en calculer leur bilan.

#### 1073 Calibration

1074 Pour estimer le bilan de carbone du site il est donc nécessaire d'établir des mo-  
1075 dèles reliant des flux mesurés ponctuellement avec des variables explicatives mesurées  
1076 à haute fréquence (par exemple entre la respiration de l'écosystème et la température  
1077 de l'air). Pour établir ces modèles empiriques les données acquises ont été moyennées  
1078 par campagne de mesure ; ceci permettant, dans un premier temps, de s'affranchir de la  
1079 variabilité spatiale des flux et ne considérer que la variabilité temporelle. Les relations  
1080 entre flux et facteurs contrôlant ont ensuite été étudiées deux à deux, notamment en  
1081 réalisant une analyse en composante principale (ACP). Cette analyse permet de déter-  
1082 miner quels sont les relations entre les variables et plus particulièrement quelles sont  
1083 celles qui détermine le plus les flux de GES. Le nombre de données acquises pour le  
1084 CO<sub>2</sub> et le CH<sub>4</sub> étant différent, une ACP a été réalisée pour chacun de ses gaz (An-  
1085 nexe D). Une fois le facteur de contrôle prépondérant d'un gaz établi, grâce à l'ACP et  
1086 à la littérature, une relation empirique est établie entre les deux. Elles sont évaluées à

1087 l'aide du coefficient de détermination ( $R^2$ ) et de la racine carré de l'erreur quadratique  
 1088 normalisée par la moyenne (*Normalised Root Mean Square Error*, NRMSE). Le  $R^2$  est  
 1089 utilisé comme indicateur de la proportion de la variabilité des données expliquée par  
 1090 le modèle, sa valeur est comprise entre 0 et 1 (pour les équations linéaires) :

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

1091 Avec :

1092 —  $y$  : données mesurées

1093 —  $\hat{y}$  : données modélisées

1094 —  $\bar{y}$  : la moyenne des données mesurées

1095 La RMSE et sa normalisation par la moyenne NRMSE sont utilisés comme indica-  
 1096 teur de l'écart entre les données mesurées et les données modélisées :

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

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

1097 Avec les notations précédentes et :

1098 —  $N$  : le nombre d'observations

1099 Les résidus<sup>1</sup> sont également étudiés dans le but d'éviter un biais ou une hétéroscédas-  
 1100 ticité<sup>2</sup> dans les données (Figure 3.2).

1101 Puis les résidus de ces modèles de base ont été étudiés en fonction des facteurs de  
 1102 contrôle restant. Dans le cas où une tendance est visible avec l'un d'entre eux, le facteur  
 1103 est ajouté (Bortoluzzi *et al.*, 2006). En plus des indicateurs précédent, la pertinence  
 1104 de l'ajout d'un paramètre est évalué à l'aide du critère d'information d'Akaike (*Akaike*  
 1105 *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

---

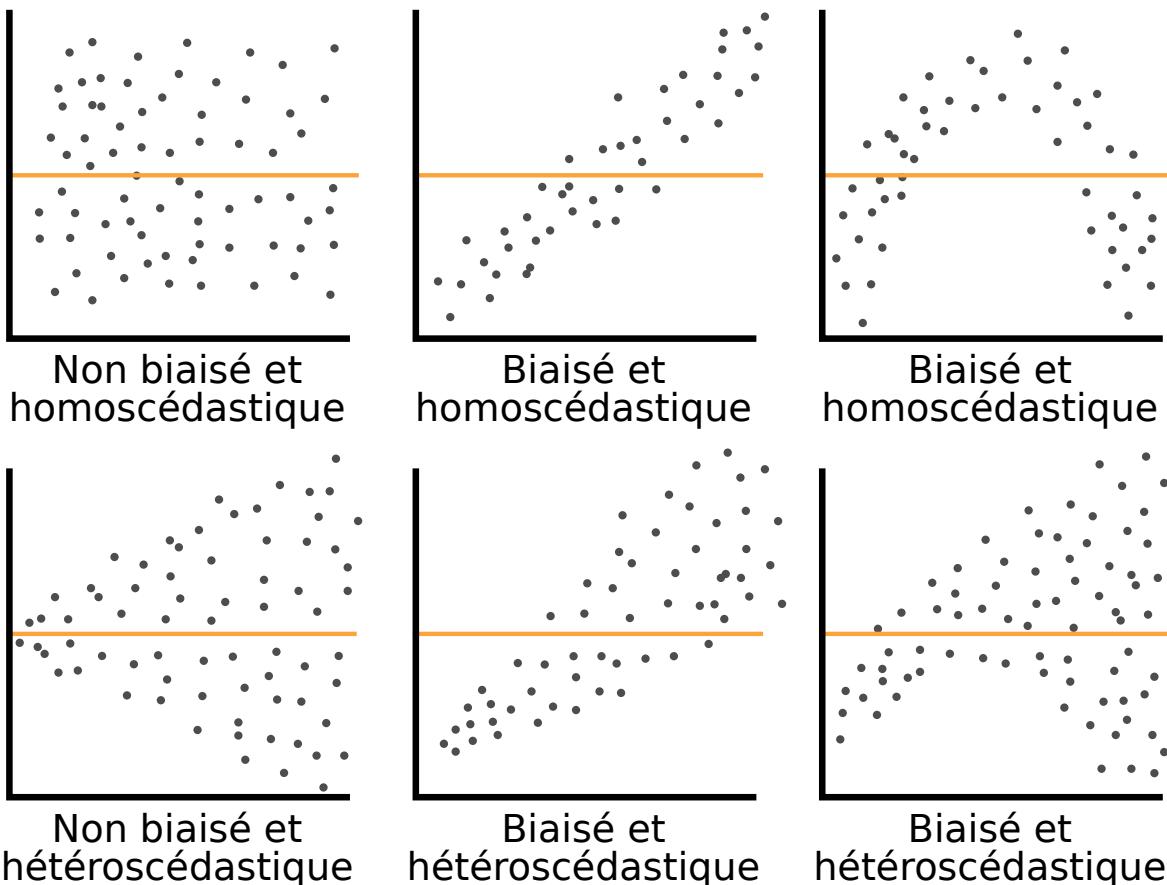


FIGURE 3.2 – Cas idéaux de distribution des résidus. Modifié d'après source inconnue, repris de : <https://danieljhocking.wordpress.com/2011/07/18/model-validation-interpreting-residual-plots/>

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

1106      Avec :

1107      —  $L$  : le maximum de la fonction de vraisemblance

1108      —  $k$  : le nombre de paramètres à estimer

1109      —  $\bar{y}$  : la moyenne des données mesurées

1110      L'AIC est un indicateur qui permet de déterminer si l'ajout d'un paramètre dans  
 1111      un modèle est pertinent (autrement dit, si l'ajout d'un paramètre vaut l'information  
 1112      qu'il apporte), afin d'éviter de le sur-ajuster. Pour cela on considère la valeur la plus  
 1113      faible de l'AIC comme le meilleur indicateur.

1114      La température a été choisie comme base de départ à la construction des modèles  
 1115      de RE et PPB, car (i) c'est le facteur de contrôle le plus souvent invoqué dans la

1116 littérature et (ii) les corrélations avec les flux étaient les plus forte (cf ACP, annexe D).

1117 **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.

1118 Concernant la respiration de l'écosystème, les températures utilisées dans la litté-  
 1119 rature sont variables. La température la plus utilisée est la température du sol à  $-5\text{ cm}$   
 1120 ([Ballantyne et al., 2014](#)). D'autres auteurs utilisent aussi la température de l'air et la  
 1121 température du sol à  $-10\text{ cm}$  ([Bortoluzzi et al., 2006](#); [Kim et Verma, 1992](#)). L'utili-  
 1122 sation de ces profondeurs sont justifiées par le fait que dans la tourbe, la respiration  
 1123 du sol est la plus importante au dessus du niveau de l'eau et donc en surface ([Luo et](#)  
 1124 [Zhou, 2006b](#)). C'est également en surface que se situent la majorité des racines ([Rydin](#)  
 1125 [et Jeglum, 2013a](#)). La respiration des racines contribue à la respiration de l'écosystème  
 1126 pour 35 à 60 % ([Silvola et al., 1996](#); [Crow et Wieder, 2005](#)).

1127 Il ne semble pas émerger de consensus dans la littérature quant aux facteurs contrô-  
 1128 lant les émissions de  $\text{CH}_4$ . Différents facteurs sont utilisés comme la température, ([Alm](#)  
 1129 [et al., 1999](#); [Bubier et al., 1995](#)), le niveau de la nappe ([Bubier et al., 1993](#)) ou encore la  
 1130 végétation ([Bortoluzzi et al., 2006](#)). Ces facteurs peuvent être utilisés seuls ou conjoin-  
 1131 tement.

### 1132 Évaluation/validation

1133 Après la phase de calibration, les facteurs de contrôle utilisés dans les modèles  
 1134 ont été évalués à l'aide de données indépendantes acquises en 2014, dans le cadre  
 1135 d'un suivi expérimental mis en place sur la tourbière de La Guette pour le projet  
 1136 CARBIODIV (cf annexe E). Les méthodes de mesures des flux de  $\text{CO}_2$  et de  $\text{CH}_4$   
 1137 sont strictement identiques (ainsi que les opérateurs) à celles utilisées pour établir  
 1138 le bilan de carbone. En revanche le positionnement des placettes est beaucoup plus  
 1139 classique : proches les unes des autres, et avec différents traitements. Afin de pouvoir  
 1140 les comparer, seule les placettes de contrôles, (n'ayant donc subie aucune manipulation)

### 3.2. Procédure expérimentale et analytique

---

1141 de cette expérimentation seront utilisées soit 4 placettes dans une station en amont et  
1142 4 en aval de la tourbière de La Guette (plus de détails dans l'annexe E). Le terme  
1143 d'évaluation est ici préféré à celui de validation car le nouveau jeu de données utilisé,  
1144 bien qu'indépendant de celui utilisé pour la calibration, n'a pas été acquis de manière  
1145 strictement identique, notamment au niveau de la représentativité spatiale (répartition  
1146 des embases sur le site).

#### 1147 **Interpolation**

1148 Enfin les facteurs contrôlants ont été interpolés à une fréquence horaire identique  
1149 à celle de la station météo présente sur le site : Pour des données dont l'acquisition  
1150 est manuelle uniquement, comme la végétation, une interpolation linéaire est faite  
1151 entre les points de mesures. Pour les données acquises à la fois automatiquement par  
1152 la station météorologique et manuellement, comme la température de l'air ou de la  
1153 tourbe, l'interpolation est faite à partir de la relation entre les mesures continues et  
1154 ponctuelles. Les flux sont ensuite recalculés (en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ) à l'échelle horaire sur les  
1155 deux années de mesure puis sommés afin d'estimer les bilans de carbone. Ces bilans sont  
1156 par la suite exprimés en  $\text{gC m}^{-2}$  par période de temps à l'année, sauf quand précisé.

1157 Le détails des équations utilisées et de la qualité des différents modèles est présenté  
1158 dans la partie résultat.

#### 1159 **3.2.4 Estimation des flux de carbone organique dissout dans le 1160 bilan de C**

1161 En plus des flux gazeux, les flux de COD sont pris en compte dans le bilan de  
1162 carbone. Le flux de COD entrant dans la tourbière est estimé à partir des précipitations  
1163 et de leur concentration en COD. La concentration en COD des eaux de pluie est  
1164 généralement comprise entre 0,5 et 2,5  $\text{mg l}^{-1}$ ((Sigg *et al.*, 2014)). Le flux de COD  
1165 sortant est calculé à partir des résultats du modèle de Binet *et al.* (2013) permettant  
1166 d'estimer une quantité d'eau sortant à l'exutoire du bassin versant de l'écosystème et  
1167 des concentrations en COD mesurées pendant les deux années de mesure.

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

1168      Avec :

- 1169      —  $F_{COD}$  : le flux de COD
- 1170      —  $P$  : Les précipitations en  $\text{lm}^{-2}$
- 1171      —  $[COD]_P$  : La concentration en COD des précipitations (fixé à  $1 \text{ mg l}^{-1}$ )
- 1172      —  $D$  : La décharge en eau du système à l'exutoire (quantité d'eau qui sort du bassin versant en l)
- 1174      —  $[COD]_E$  : La concentration en COD de l'eau à l'exutoire

### 1175    3.2.5 Variabilité spatiale des flux et du bilan de carbone

1176      La variabilité spatiale des flux a été caractérisée en utilisant deux approches. La  
 1177      première consiste à calibrer par placette les modèles sélectionnés lors de la modéli-  
 1178      sation à l'échelle de l'écosystème. Cette opération permet ainsi calculer des flux par  
 1179      placette. L'inconvénient de cette méthode est le faible nombre de points utilisé pour  
 1180      chaque calibration, ce qui peut conduire à une erreur importante sur l'estimation des  
 1181      paramètres voire à la non convergence des modèles. La seconde approche permet de  
 1182      palier en partie à ce problème en calibrant les modèles à partir de groupes de placettes.  
 1183      Ces ensembles ont été fait en regroupant les placettes ayant la composition végétale la  
 1184      plus proche. Ce choix se justifie par le fait que la végétation joue un rôle important sur  
 1185      les flux de carbone (photosynthèse, transport) La température, plus facile à mesurer,  
 1186      et le niveau de la nappe, qui n'a que peu varié, semblaient des choix moins pertinent.  
 1187      Le partitionnement a été faite par classification hiérarchique ascendante. C'est une mé-  
 1188      thode déterministe qui consiste, à partir de l'ensemble des individus (ici nos différentes  
 1189      placettes de mesure), de les regrouper en classes de plus en plus grande. Les points  
 1190      sont regroupés par similarité, les deux points les plus proches sont fusionnés, puis les  
 1191      deux suivants et ce jusqu'à ce qu'il ne reste qu'une seule classe. Cette classification est  
 1192      généralement représentée par un dendrogramme, elle a été appliquée sur les recouvre-

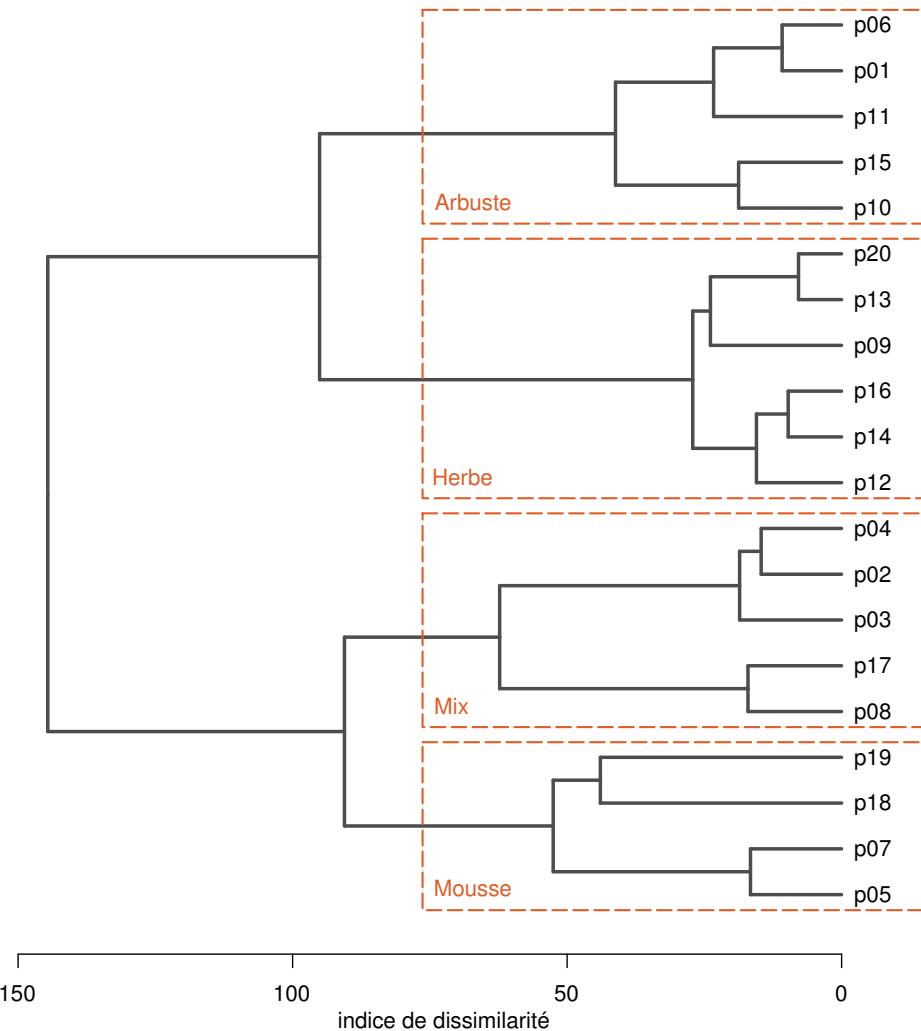


FIGURE 3.3 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

<sup>1193</sup> ments végétaux mesurés et permet de distinguer quatre groupes (Figure 3.3). Le nom  
<sup>1194</sup> de ces groupes (Arbuste, Herbe, Mix et Mousse) reflète la végétation majoritaire.

### <sup>1195</sup> 3.2.6 Estimation de l'erreur associée aux flux et aux bilans

<sup>1196</sup> Pour chaque flux, l'erreur sur le bilan annuel est calculé en multipliant ce flux par  
<sup>1197</sup> l'erreur quadratique normalisée, calculée lors de la calibration. Pour les bilans, l'erreur  
<sup>1198</sup> associée est calculée comme la somme des erreurs associées aux flux composant le bilan.  
<sup>1199</sup> Chacune de ces erreurs est pondérée en fonction de leur importance relative par rapport  
<sup>1200</sup> à la somme des flux en valeur absolue (Waddington et Roulet, 2000).

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

1201      Avec :

- 1202      —  $E_{(bilan)}$  l'erreur associée au bilan
- 1203      —  $\chi_{flux}$  la fraction du flux par rapport à la somme en valeurs absolue de tous les
- 1204      flux compris dans le bilan
- 1205      —  $NRMSE_{flux}$  la racine carré de l'erreur quadratique normalisée à la moyenne
- 1206      associée au flux

1207      Ces erreurs ne sont qu'une part de l'erreur totale qui devrait être associée à ces flux.

1208      Elle ne considère pas les erreurs aléatoires et systématiques liées aux mesures, qui sont  
 1209      supposées négligeable par rapport à l'erreur provenant de l'estimation des paramètres  
 1210      des équations et de la variabilité spatiale des flux.

### 1211      3.3 Résultats

#### 1212      3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux de GES

##### 1213      Facteurs contrôlant

1214      L'évolution du niveau de la nappe d'eau mesuré manuellement dans les 20 placettes  
 1215      est marquée par un étiage d'une vingtaine de centimètres en moyenne en 2013 et  
 1216      l'absence d'un étiage net en 2014 (Figure 3.4). Le niveau de la nappe moyen ne descend  
 1217      pas en dessous de  $-10\text{ cm}$  avec  $-9,2 \pm 7,6$  et  $-7,1 \pm 4,8\text{ cm}$  respectivement pour 2013 et  
 1218      2014. Ces observations sont cohérentes avec les mesures acquises automatiquement et  
 1219      à plus haute fréquence (Figure 2.5), et confirment l'étiage particulièrement important  
 1220      de ces deux années par rapport aux précédentes.

1221      L'évolution saisonnière de la végétation sur la tourbière de La Guette est visible

### 3.3. Résultats

---

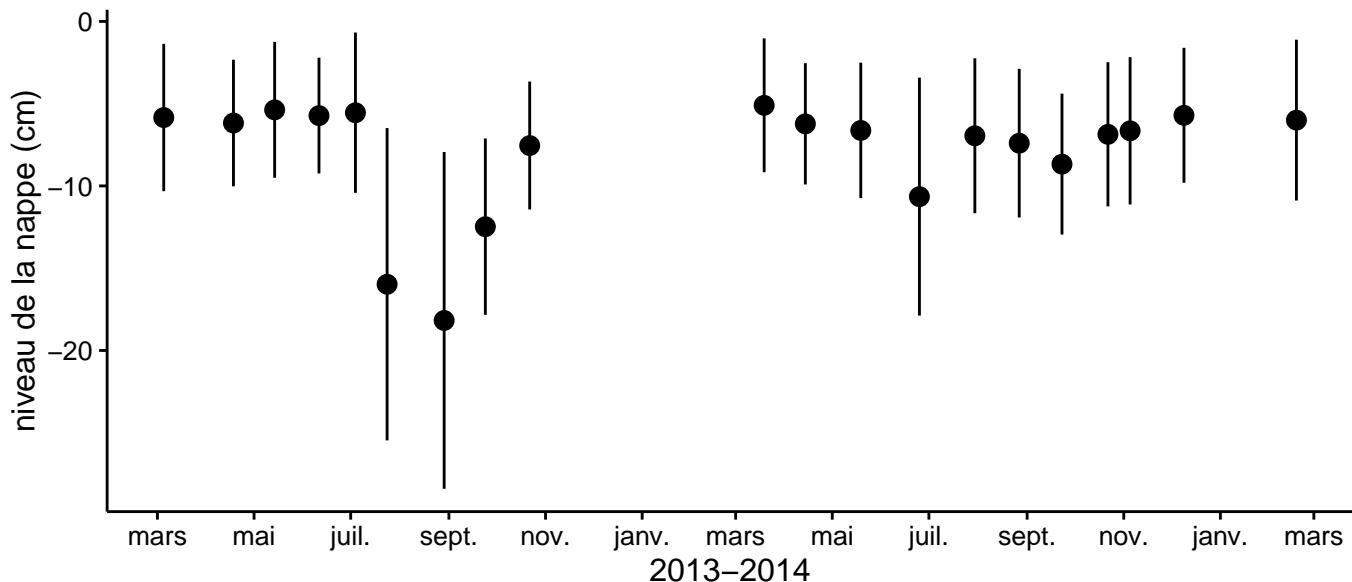


FIGURE 3.4 – Variabilité temporelle du niveau moyen de la nappe mesuré dans les 20 placettes entre mars 2013 et février 2015. Les valeurs correspondent à la distance entre le niveau de nappe et la surface du sol (en cm).

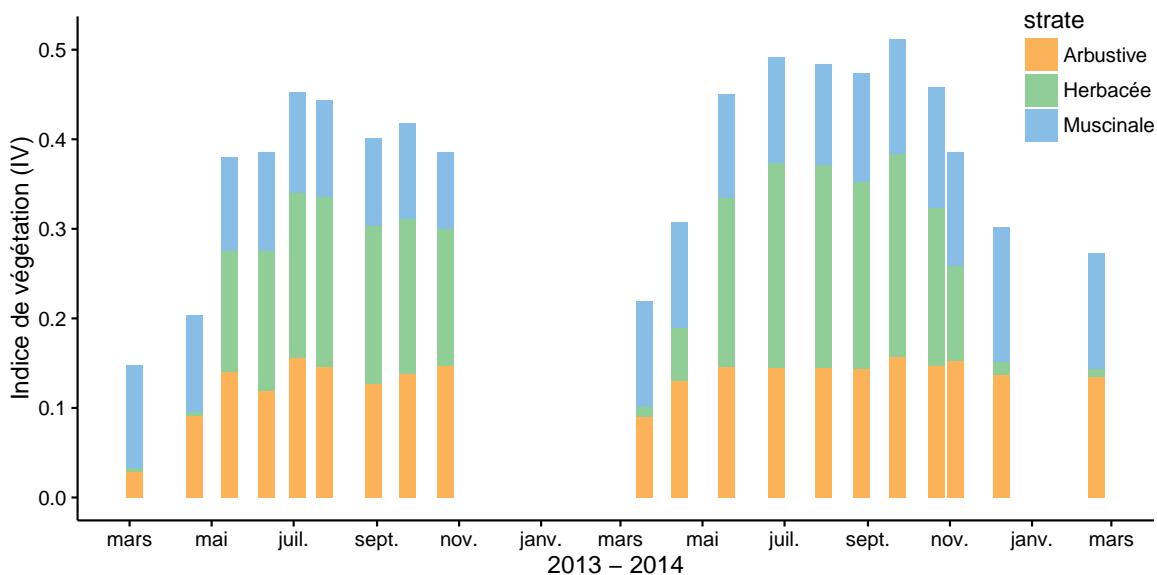


FIGURE 3.5 – Variabilité de la valeur et de la composition (proportion des différentes strates végétales) de l'indice de végétation (IV) au cours du temps entre mars 2013 et février 2015. Évolution de la végétation à travers l'indice de végétation et des strates qui le compose

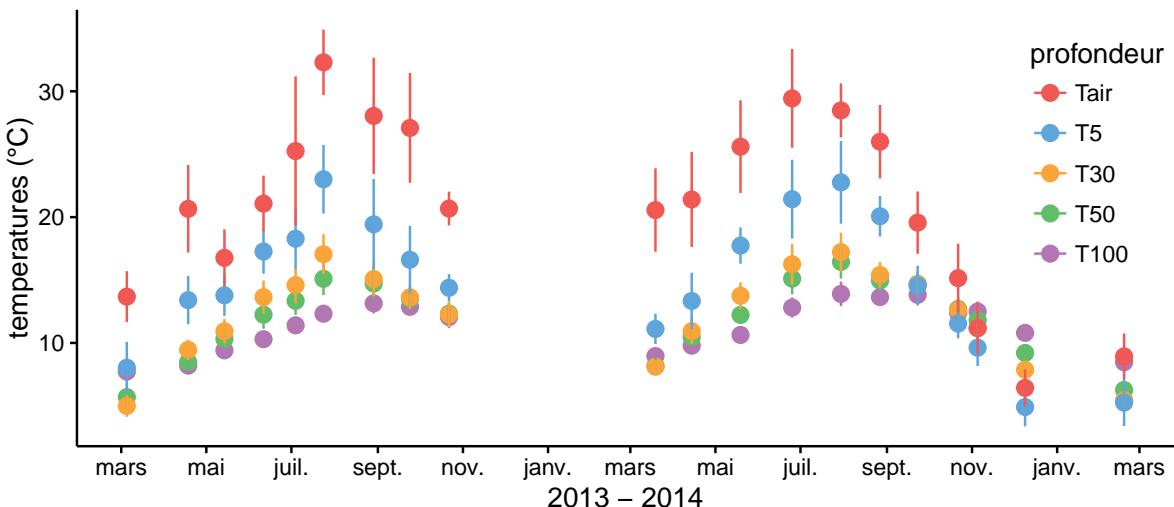


FIGURE 3.6 – Variabilité temporelle des moyennes des températures de l'air (Tair) et du sol à  $-5$ ,  $-30$ ,  $-50$  et  $-100$  cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) mesurée dans les 20 placettes entre mars 2013 et février 2015

1222 (Figure 3.5). Cette variabilité est majoritairement contrôlée par la strate herbacée qui  
 1223 meurt à la fin de la saison de végétation tandis que les arbustes et les mousses sont  
 1224 pérennes. La saison de végétation, pour les herbacées, a commencé un peu plus tôt en  
 1225 2014 (Figure 3.5) avec une végétation qui commence à croître en avril tandis qu'il faut  
 1226 attendre la campagne de mai en 2013. L'indice de végétation est également légèrement  
 1227 plus important en 2014.

1228 La température de l'air mesurée manuellement dans les 20 placettes montre une  
 1229 variabilité saisonnière comprise entre  $6$  et  $32^{\circ}\text{C}$  cohérente avec celle mesurée par la  
 1230 station météorologique. La variabilité saisonnière de la température est également vi-  
 1231 sible quand elle est mesurée dans le sol avec un amortissement et une diminution de la  
 1232 variabilité spatiale avec la profondeur : les températures varient de  $5$  à  $17^{\circ}\text{C}$  et de  $8$  à  
 1233  $14^{\circ}\text{C}$  à  $-30$  et  $-100$  cm respectivement (Figure 3.6).

1234 La conductivité moyenne mesurée dans l'eau des piézomètres des 20 placettes sur  
 1235 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  
 1236 mesurées dans les placettes sont comprises entre  $4$  et  $5$  (Figure 3.7-B). Ces valeurs  
 1237 sont cohérentes avec la classification en *poor-fen* du site. Les concentrations en carbone  
 1238 organique dissout des eaux prélevées dans les piézomètres sont comprises en moyenne  
 1239 entre  $10$  et  $30 \text{ mg L}^{-1}$  à l'exception d'un point en octobre 2013 (Figure 3.7-C).

### 3.3. Résultats

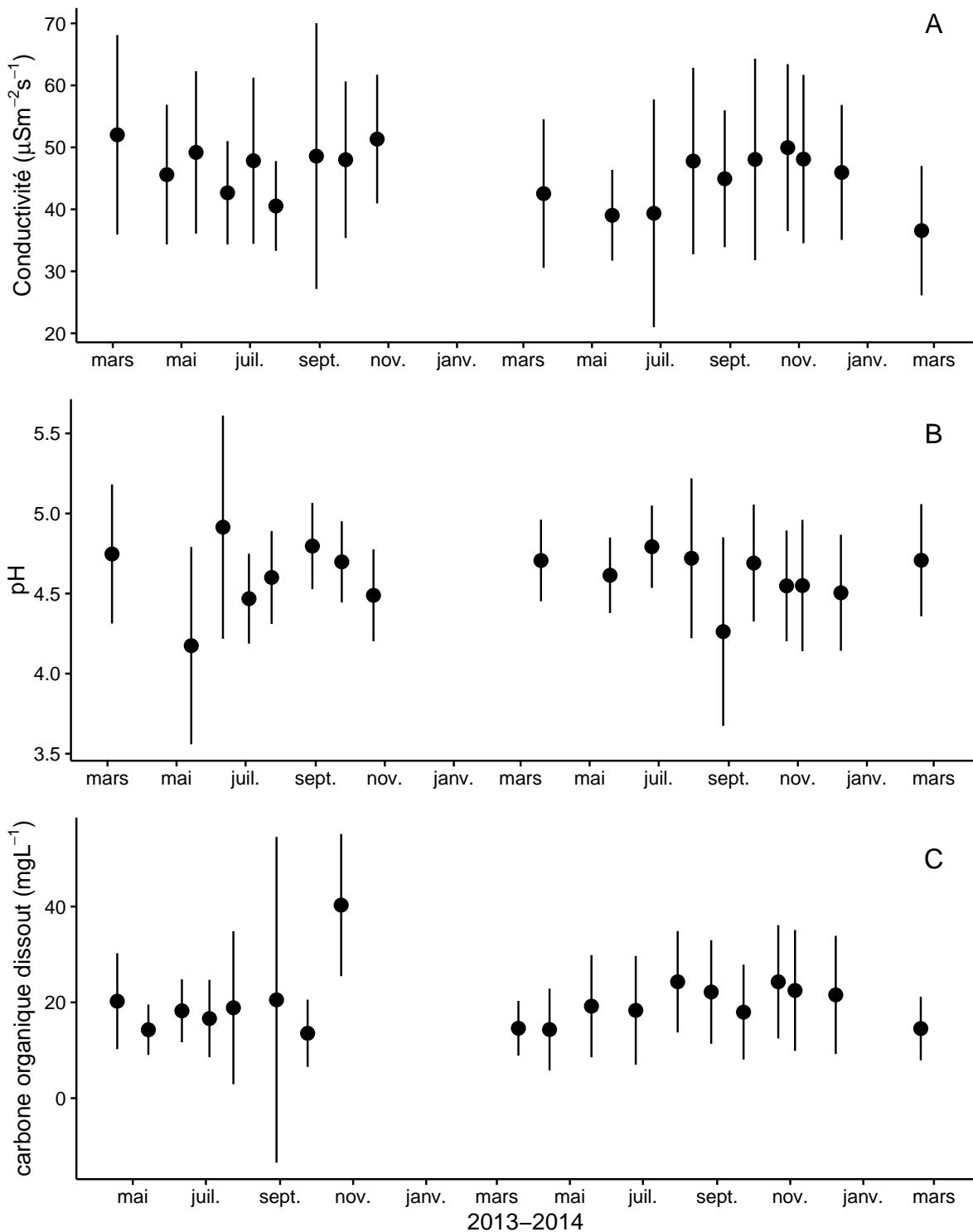


FIGURE 3.7 – Variabilité temporelle des moyennes de la conductivité (A), du pH (B) et du carbone organique dissout (C) mesurés dans l'eau des piézomètres entre mars 2013 et février 2015.

---

**1240 Flux de carbone**

1241 Comme pour les facteurs contrôlant des mesures de CO<sub>2</sub> ont été effectuées de mars  
1242 2013 à février 2015. De novembre 2013 à février 2014 les mesures ont été interrompue  
1243 suite à des problèmes techniques. Cependant les deux saisons de végétation, ont pu  
1244 être mesurées dans leur ensemble, permettant d'avoir un jeu de données représentatif  
1245 sur le fonctionnement de l'écosystème.

1246 En 2013, les valeurs de la **PPB** (flux de CO<sub>2</sub> entrant dans l'écosystème) augmentent  
1247 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-  
1248 teint fin juillet, avant de diminuer à partir d'août (Figure 3.8–A). En 2014 la PPB  
1249 maximale est atteinte fin juin ( $13,16 \pm 4,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), soit environ un mois plus  
1250 tôt que l'année précédente. Pendant la deuxième partie de l'été et l'automne les va-  
1251 leurs décroissent jusqu'à être proches de 0. En moyenne les valeurs de la PPB sont de  
1252  $7,12 \pm 5,19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en 2013 et de  $6,56 \pm 4,72 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en 2014.

1253 La **RE** (flux de CO<sub>2</sub> sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-  
1254 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  
1255 maximum, en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son  
1256 maximum plus tôt, en juin avec une valeur moyenne de  $7,83 \pm 2,55 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  avant  
1257 de décroître en automne et en hiver où elle approche de valeurs nulles. Les valeurs  
1258 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-  
1259 rieure à celle de 2014 :  $3,63 \pm 2,56 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

1260 En 2013 les valeurs de l'**ENE** (bilan des flux de CO<sub>2</sub> entrant et sortant, les valeurs  
1261 négative correspondent à une source de carbone et les valeurs positives à un puits)  
1262 montrent un maximum en juin, atteignant  $5,19 \pm 4,51 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  puis elles diminuent  
1263 jusqu'à la fin de l'année. Cependant, cette baisse est moins uniforme que celle des  
1264 deux flux précédents, avec notamment une augmentation de l'ENE entre juillet et août  
1265 2013. En 2014, l'ENE maximum est atteinte en juillet avec  $5,79 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
1266 (Figure 3.8–C). les valeurs moyennes annuelles de l'ENE sont très proches et sont  
1267 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  
1268 également que pour l'ensemble des flux, la déviation standard augmente avec les valeurs

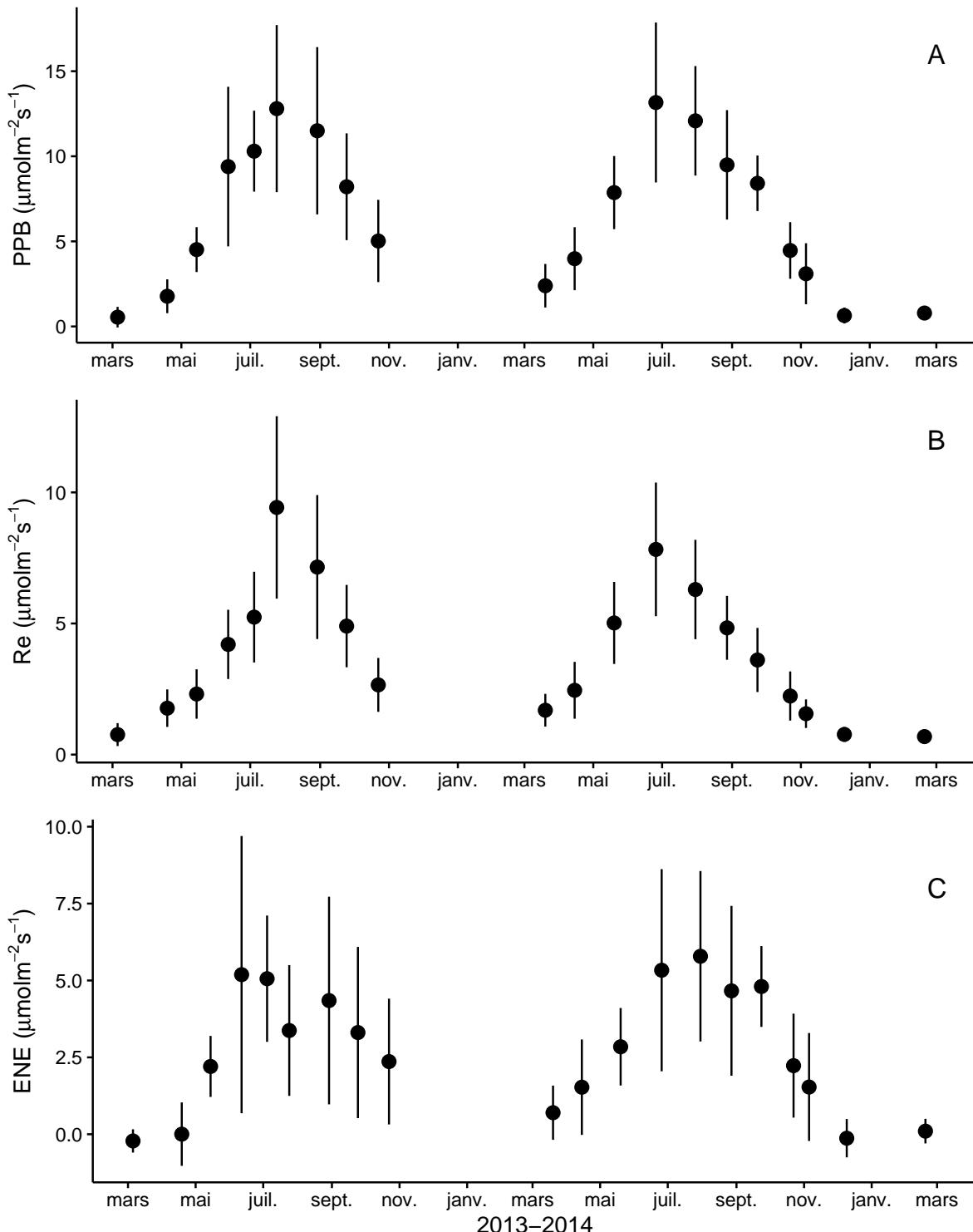


FIGURE 3.8 – Variabilité temporelle des flux de CO<sub>2</sub> moyen mesurés sur les 20 placettes entre mars 2013 et février 2015. Avec la PPB (A), la RE (B) et l'ENE (C) ; les barres d'erreur représentent la déviation standard.

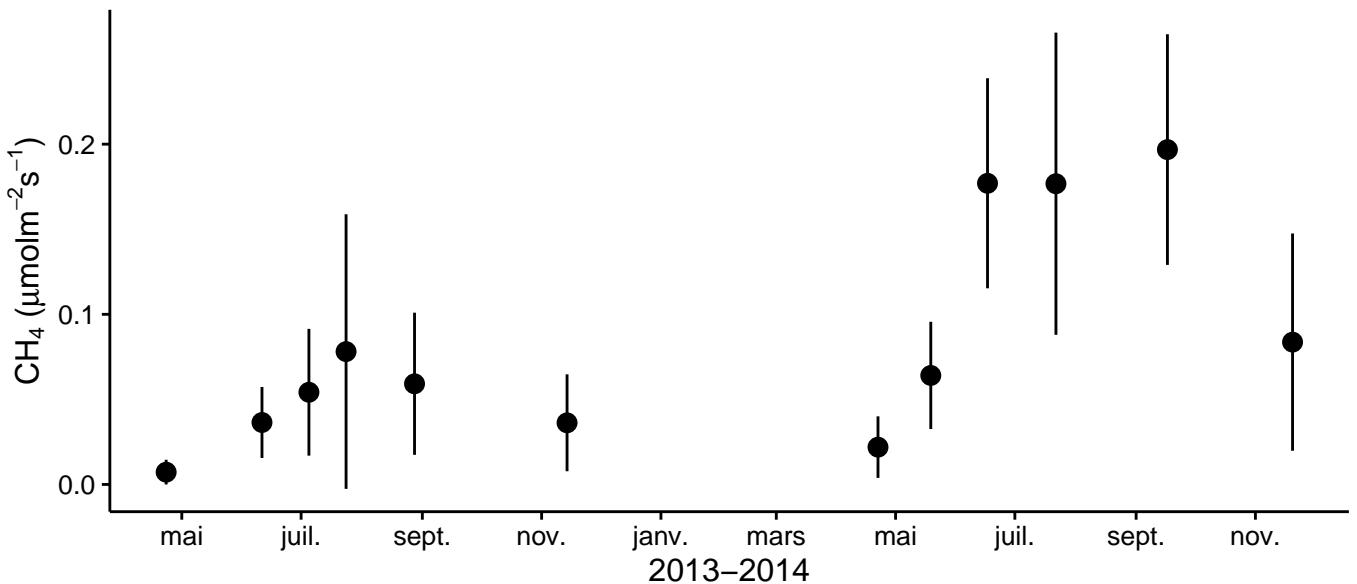


FIGURE 3.9 – Évolution des flux de méthane moyen sur cinq placettes entre mars 2013 et février 2015. les barres d'erreur représentent la déviation standard.

<sup>1269</sup> mesurées.

<sup>1270</sup> Les flux de **CH<sub>4</sub>**, comme ceux du CO<sub>2</sub>, montrent une variabilité saisonnière im-  
<sup>1271</sup> portante, même si les flux de CH<sub>4</sub> mesurés sont un ordre de grandeur en dessous de  
<sup>1272</sup> 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-  
<sup>1273</sup> surés en 2013 sont nettement inférieurs à ceux mesurés en 2014 avec une moyenne  
<sup>1274</sup> 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  
<sup>1275</sup> maximales atteignent 0,078 en 2013 et  $0,196 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en 2014.

### <sup>1276</sup> Relations entre flux gazeux et facteurs contrôlant

<sup>1277</sup> Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe d'eau a très peu varié pendant  
<sup>1278</sup> les deux années de mesures, hormis un faible étiage d'août à octobre 2013. De ce fait  
<sup>1279</sup> aucune relation claire n'est identifiable entre les flux et le niveau de la nappe que ce  
<sup>1280</sup> 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  
<sup>1281</sup> les flux de carbone (PPB et Re) et la température de l'air est de type exponentielle  
<sup>1282</sup> (Figure 3.10–C et F). Une tendance similaire est visible entre les flux de PPB et l'indice  
<sup>1283</sup> de végétation (IV), et dans une moindre mesure pour RE et CH<sub>4</sub> (Figure 3.10–A,D et  
<sup>1284</sup> G). Pour le CH<sub>4</sub>, aucune tendance n'est visible avec la température ou le niveau de  
<sup>1285</sup> la nappe, même si pour ce dernier il semble y avoir un maximum d'émission entre

### 3.3. Résultats

---

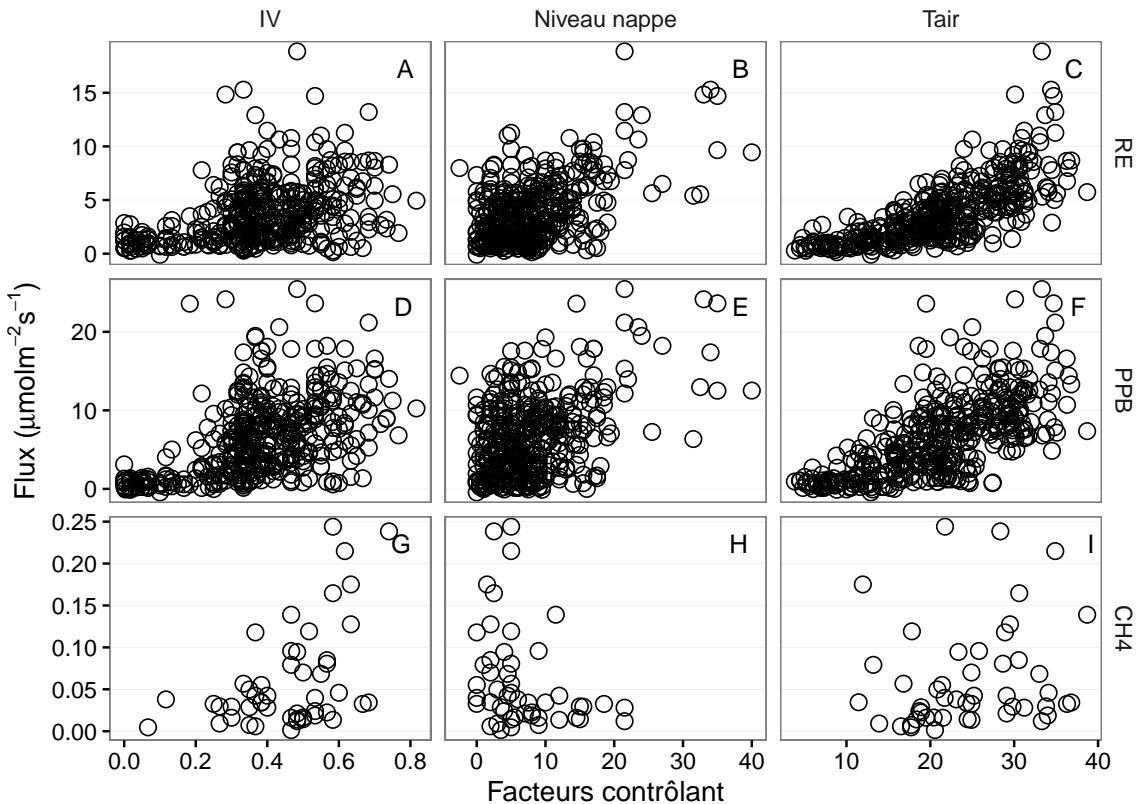


FIGURE 3.10 – Relations entre les flux de gaz (exprimés en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) et une sélection de facteurs contrôlant : l'indice de végétation à droite (IV, sans unité), le niveau de la nappe d'eau au milieu (cm) et la température de l'air (Tair en  $^{\circ}\text{C}$ )

1286 0 et  $-10 \text{ cm}$ . Les flux de  $\text{CH}_4$  montrent une tendance exponentielle avec l'indice de  
1287 végétation.

1288 L'ensemble de ces observations sont cohérentes avec les résultats des ACP (An-  
1289 nexe E)

#### 1290 3.3.2 Estimation des flux de GES

##### 1291 Production primaire brute

1292 L'estimation de la PPB se fait en deux étapes. Dans un premier temps on estime le  
1293 potentiel maximum de photosynthèse à un instant donné dans des conditions de lumière  
1294 saturante (PPBsat). Ce potentiel peut varier avec les conditions environnementales et  
1295 a été déterminé en utilisant une équation qui relie la vitesse de transport des électrons  
1296 photosynthétiques à lumière saturante à la température (June *et al.*, 2004) :

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

1297 Avec :

1298 —  $a$  : vitesse de transport des électrons photosynthétique à lumière saturante

1299  $(\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1})$

1300 —  $b$  : température optimale pour ce transport ( $^{\circ}\text{C}$ )

1301 —  $c$  : différence de température à laquelle à laquelle PBBsat vaut  $e^{-1}$  de sa valeur

1302 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

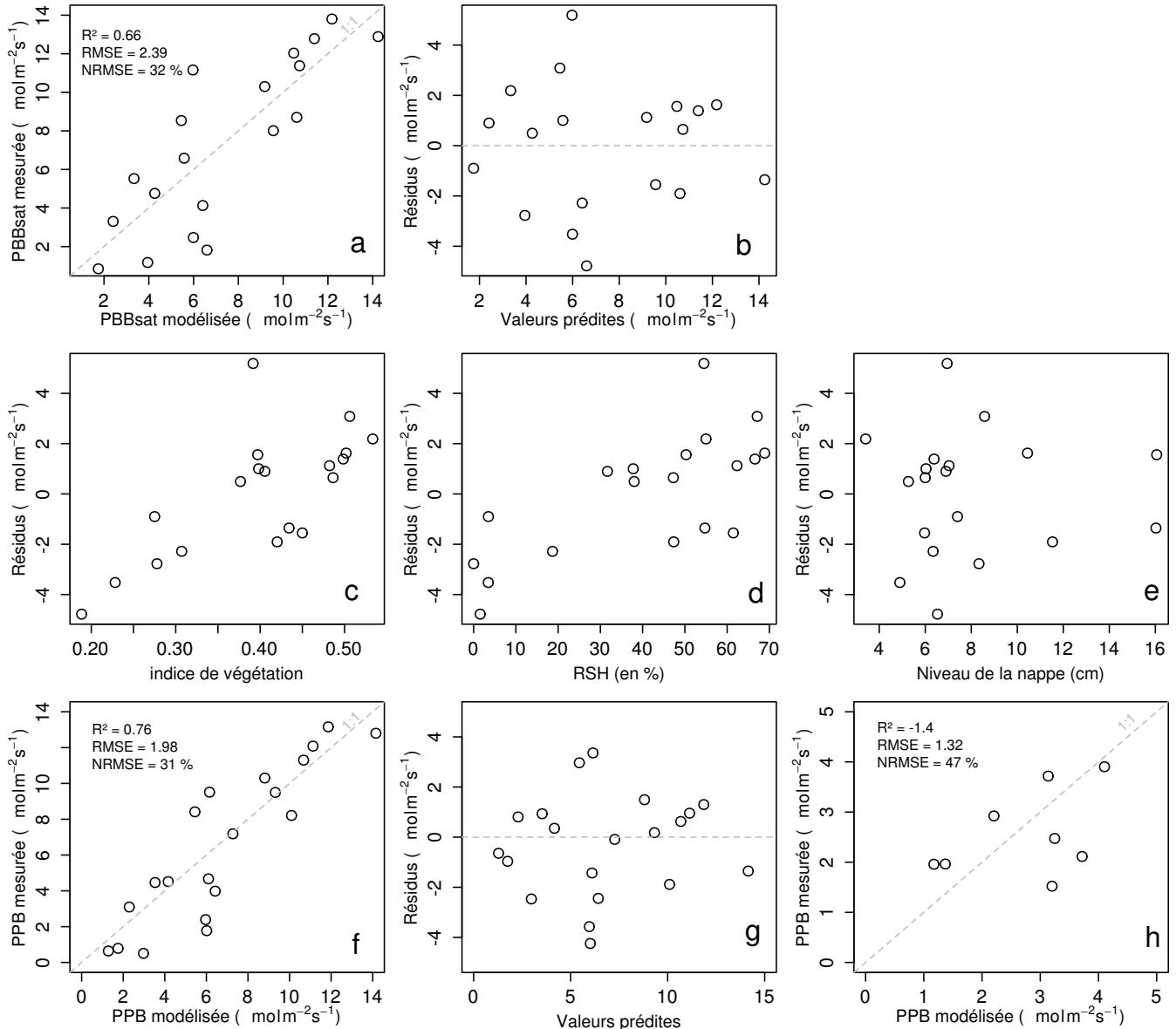


FIGURE 3.11 – Résultats de la calibrage de la PPB. En haut la PPBsat (équation 3.4 avec la représentativité du modèle et la distribution des résidus (graphes a et b). Au milieu les tendances entre les résidus de cette équation et l'indice de végétation, le pourcentage de recouvrement de la strate herbacée 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

---

#### 1347 **Respiration de l'écosystème**

1348 La relation exponentielle entre la RE et la température est reconnue ([Luo et Zhou,](#)  
1349 [2006c](#)), et la RE est estimée avec l'équation :

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

1350 La température de l'air utilisée dans un modèle exponentiel permet d'expliquer 90 %  
1351 des variations de la respiration de l'écosystème avec une NRMSE de 18 % (Figure [3.13–](#)  
1352 a) et un AIC de 47. Les résidus de cette équation sont répartis de façon non-biaisée  
1353 (Figure [3.13–b](#)). L'évaluation de ce modèle montre une NRMSE de 35 % avec une  
1354 tendance à sous-estimer les valeurs mesurées (Figure [3.13–c](#)). Une légère tendance, est  
1355 visible entre les résidus et l'indice de végétation ainsi qu'avec le recouvrement de la  
1356 strate herbacée (Figure [3.13–d,e](#)) mais pas avec le niveau de la nappe (Figure [3.13–f](#)).  
1357 Très souvent utilisée, la température à -5 cm donne des résultats proches mais moins  
1358 bons notamment avec une hétéroscédasticité des résidus ([Annexe F](#), figure [14](#)). On  
1359 adapte l'équation [3.7](#) pour intégrer le signal de végétation de deux façon, avec l'IV :

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

1360 Et avec le seul pourcentage de recouvrement des herbacées (RSH) qui contrôle en  
1361 grande partie l'IV (Figure [3.5](#))

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

1362 Les calibrations de ces nouvelles équations sont présentées dans la figure [3.14-a,b](#)  
1363 et [3.14-d,e](#) respectivement. Dans les deux cas, la NRMSE diminue pour avoisiner 13 %,  
1364 avec des résidus qui se répartissent de façon non-biaisée. L'AIC diminue également  
1365 jusqu'à 37 et 35 respectivement pour les équations [3.8](#) et [3.9](#). L'évaluation de ces deux  
1366 équations montre cependant des différences : D'une part l'équation [3.8](#) ne permet pas  
1367 de diminuer la NRMSE (34 %) et est très proche des 35 % calculé pour l'évaluation

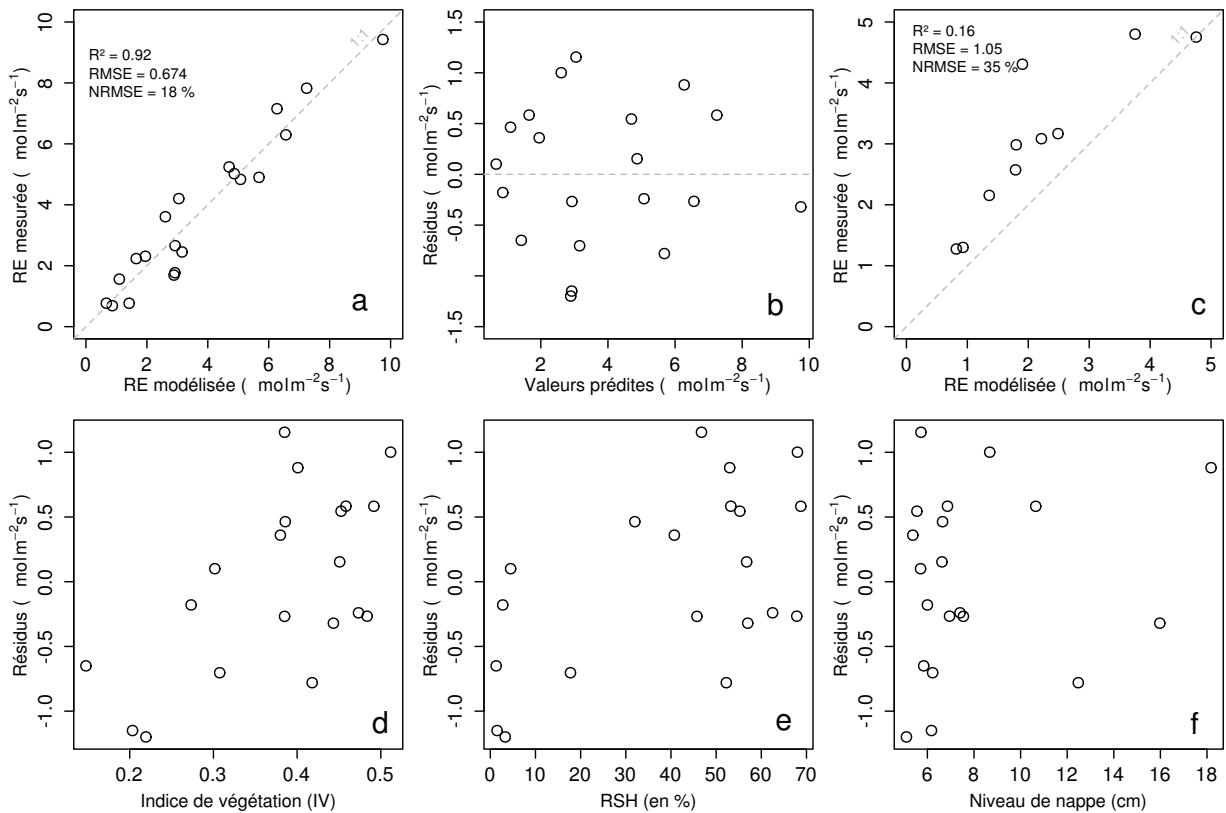


FIGURE 3.13 – Calibration de la RE utilisant l'équation 3.7. En haut la représentativité du modèle et la distribution des résidus (graphes a et b), ainsi que son évaluation sur un jeu de données indépendant (graphe c, annexe E)). En bas les tendances entre les résidus de cette équation et l'indice de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

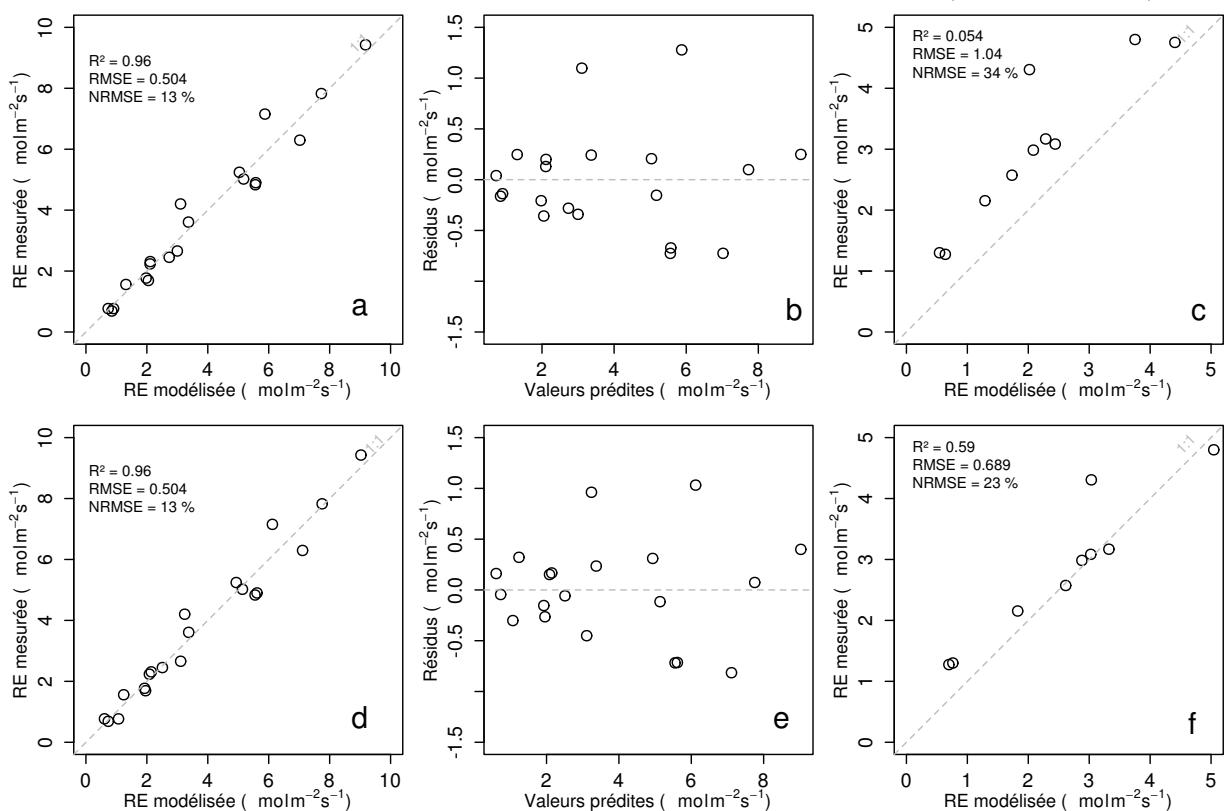


FIGURE 3.14 – Calibration de la RE prenant en compte la végétation en utilisant l'équation 3.8, en haut, et l'équation 3.9 en bas. Avec la représentativité des modèles et la distribution de leurs résidus (graphes a et b pour le premier et d et e pour le second), ainsi que leur évaluation sur un jeu de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

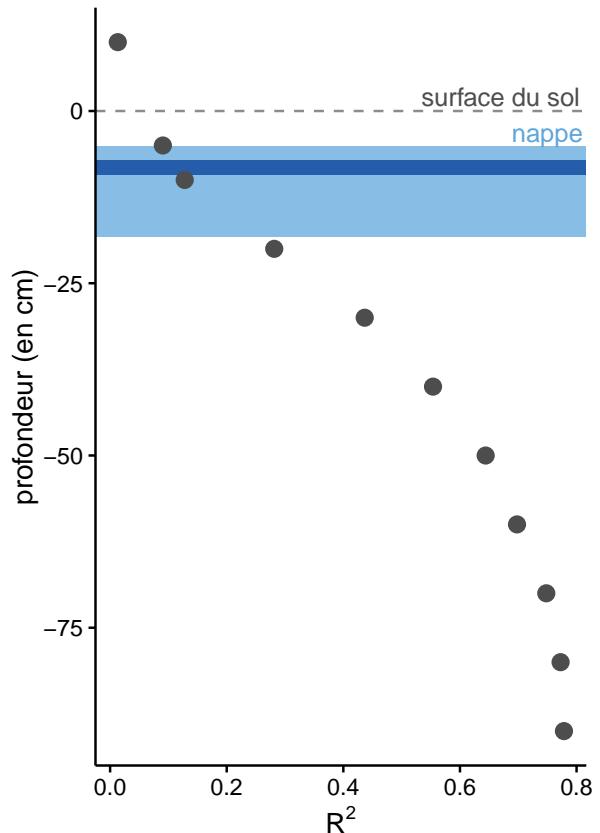


FIGURE 3.15 – Évolution du R<sup>2</sup> de l'équation  $F_{CH_4} = a \times \exp(b \times Température)$  avec la profondeur. La ligne de tirets gris représente la surface du sol. La zone bleu claire représente la gamme des niveau moyen relevés sur le site et la zone bleu foncé le niveau moyen pour l'année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

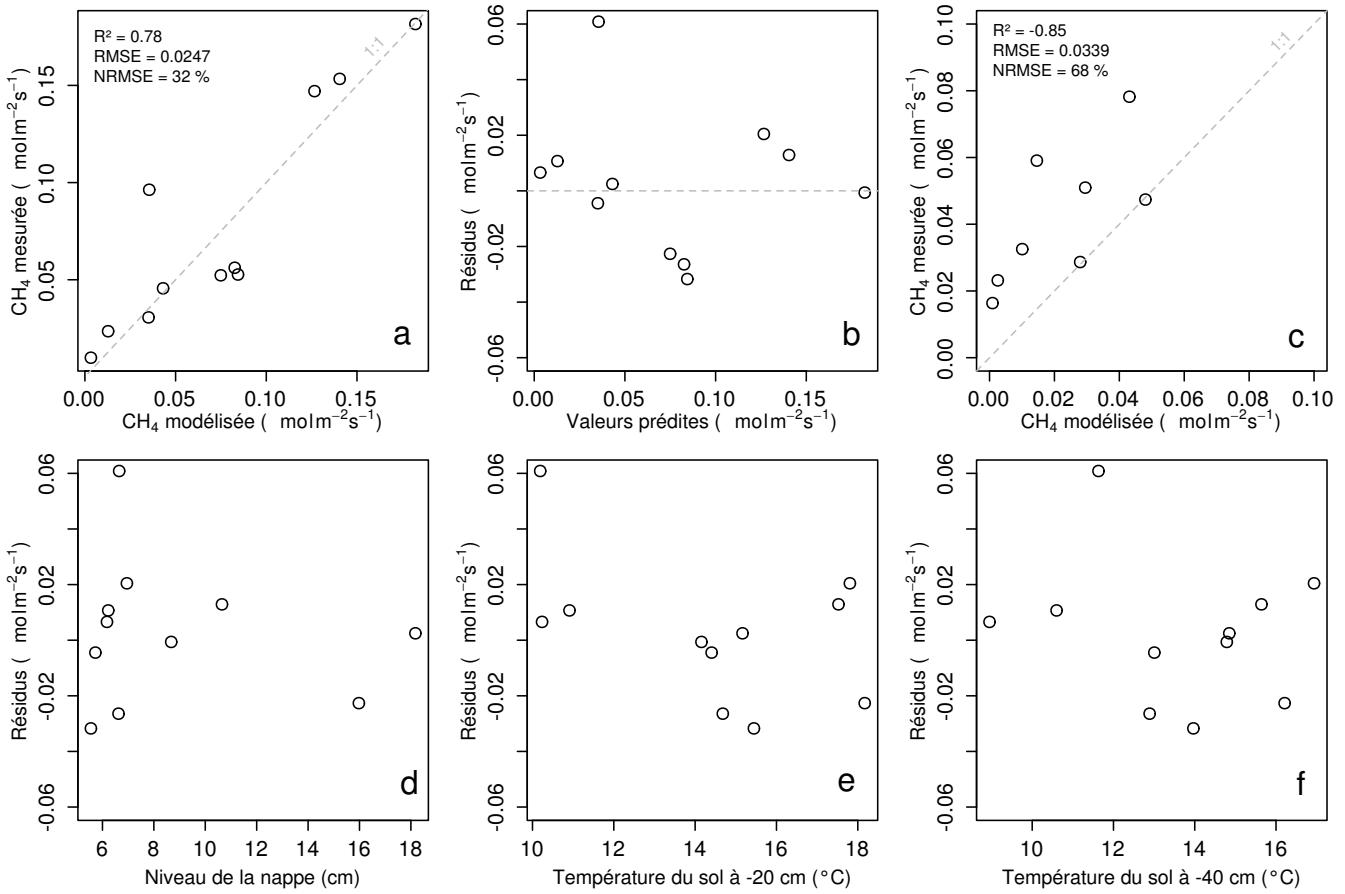


FIGURE 3.16 – Calibration des flux de CH<sub>4</sub> avec la végétation en utilisant l'équation 3.10. Avec la représentativité des modèles et la distribution des résidus de l'équation (graphes a et b), l'évaluation sur un jeu de données indépendant (graphe c) et les tendances des résidus de l'équation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

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

1395       Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Fi-  
 1396 gure 3.16), car il explique 78 % de la variabilité des flux CH<sub>4</sub> avec une NRMSE de  
 1397 32 % (Figure 3.16-a). Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette  
 1398 équation et les facteurs contrôlant mesurés (Figure 3.16-d,e,f).

1399       L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer les flux de CH<sub>4</sub>  
 1400 et une NRMSE qui double par rapport à la phase de calibration en atteignant 68 %  
 1401 (Figure 3.16-c). Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.10 est visible  
 1402 dans le tableau 3.2 sous le nom FCH4.

<sup>1403</sup> **3.3.3 Le bilan de carbone à l'échelle de l'écosystème**

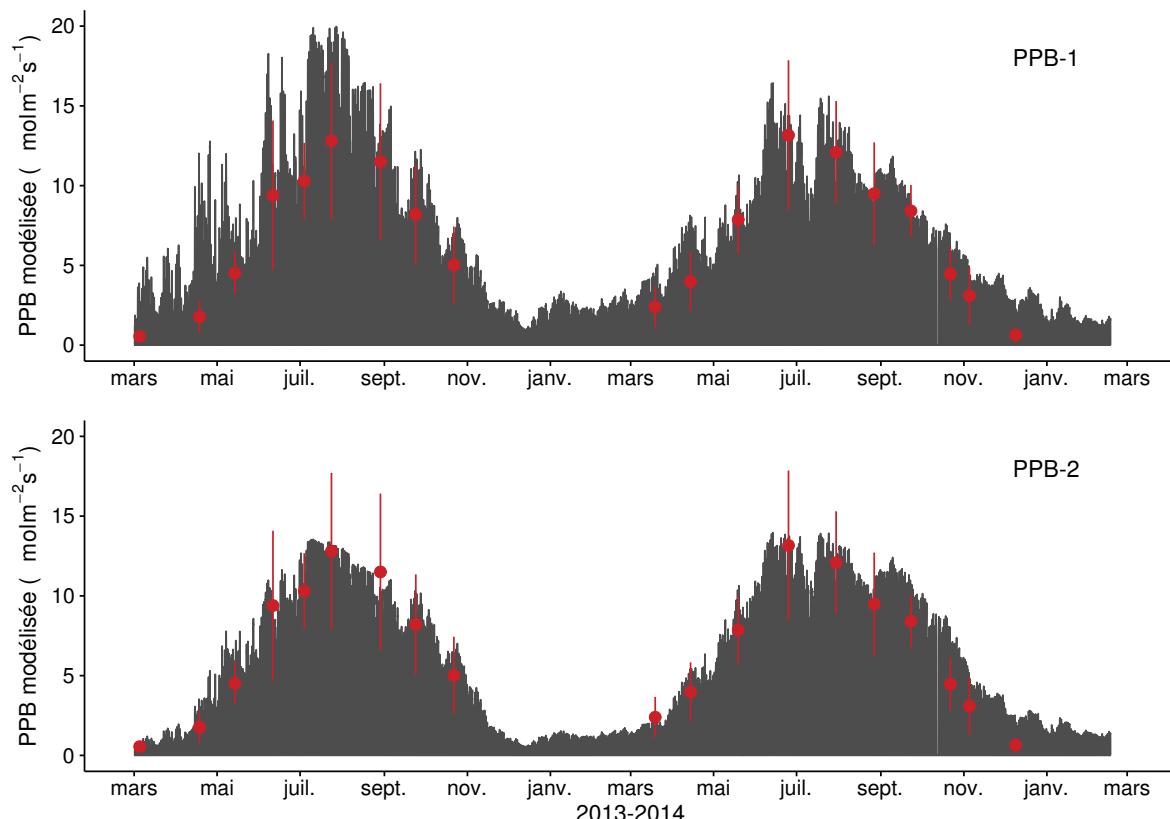


FIGURE 3.17 – Flux de CO<sub>2</sub> interpolé à l'heure à partir de PPB-1 (en haut) et PPB-2 (en bas). Les points rouges représentent les moyennes des mesures mensuelles et leur déviation standard

<sup>1404</sup> Les interpolations des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de  
<sup>1405</sup> celle mesurée sur le terrain (Figure 3.17). Les surfaces grises présentes sur la figure 3.17  
<sup>1406</sup> sont liées au fait que la PPB tombe à zéro toutes les nuits. Globalement le modèle PPB-  
<sup>1407</sup> 2 semble mieux représenter les moyennes des flux mesurés sur le site. Dans les deux cas  
<sup>1408</sup> les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014 et sous-estimer  
<sup>1409</sup> la PPB en été (en 2013 principalement pour PPB-1 et les 2 années pour PPB-2).

<sup>1410</sup> Pour la RE, l'interpolation reproduit également les variations saisonnières mesurées  
<sup>1411</sup> (Figure 3.18). Les gammes de valeurs mesurées sont très proches des gammes interpo-  
<sup>1412</sup> lées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'interpo-  
<sup>1413</sup> lation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.18).  
<sup>1414</sup> L'intégration de la végétation dans les modèles RE-2 et RE-3 diminue les valeurs maxi-  
<sup>1415</sup> mum de la RE modélisée en 2013 par rapport au modèle RE-1.

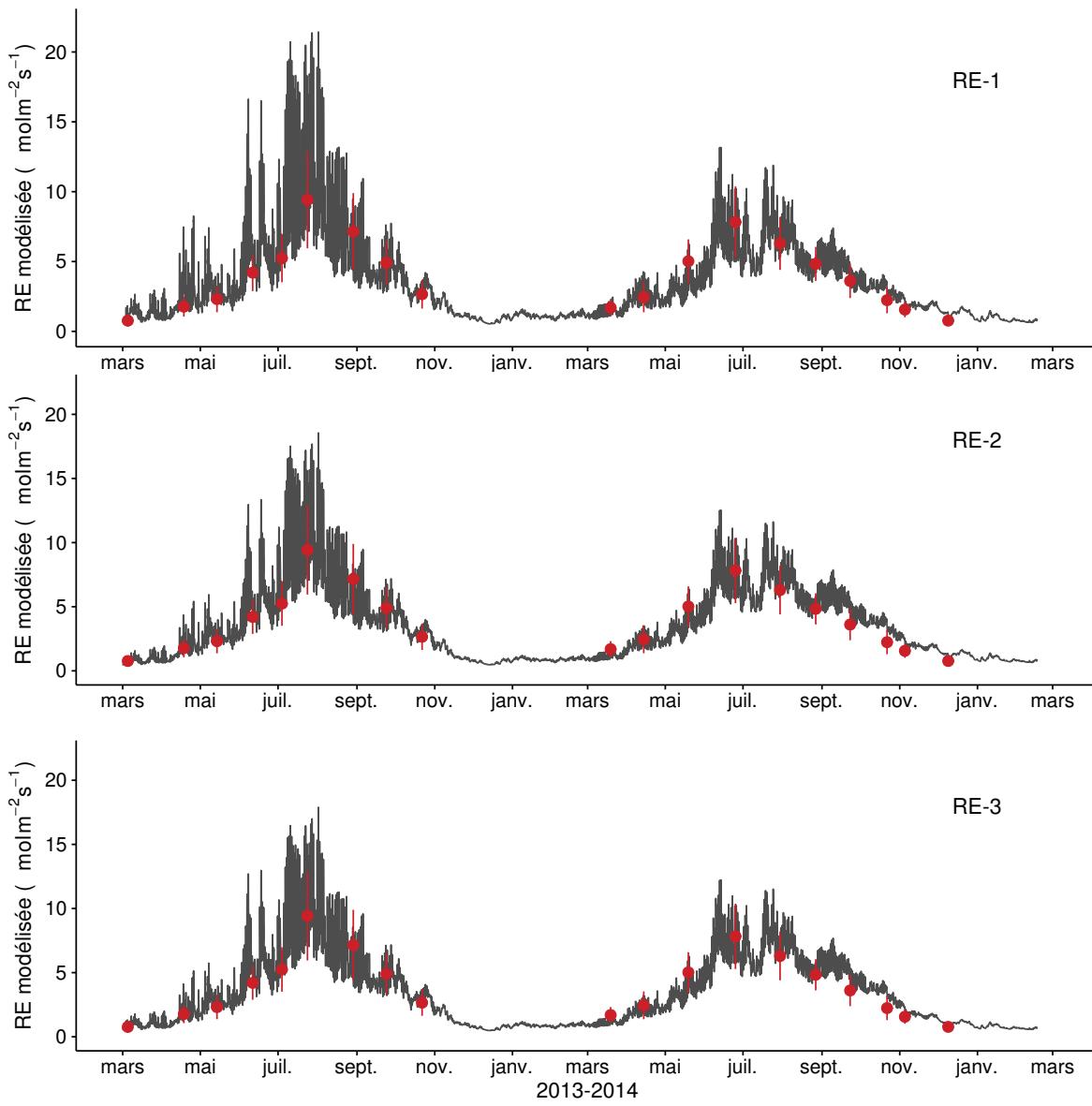


FIGURE 3.18 – Flux de CO<sub>2</sub> interpolé à l'heure à partir de RE-1 (en haut), RE-2 (au milieu) et RE-3 (en bas). Les points rouges représentent les moyennes des mesures mensuelles et leur déviation standard

### 3.3. Résultats

---

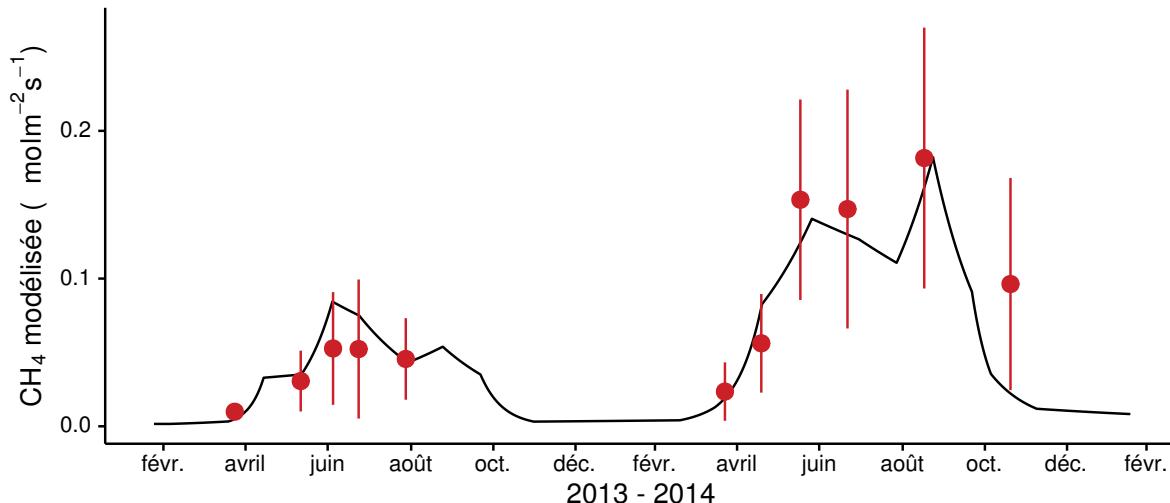


FIGURE 3.19 – Flux de CO<sub>2</sub> interpolé à partir de FCH4. Les points rouges représentent les moyennes des mesures mensuelles et leur déviation standard

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>1416</sup> Les flux de CH<sub>4</sub> interpolés (Figure 3.19), suivent également une cyclicité saisonnière.

<sup>1417</sup> Dans l'ensemble l'estimation du CH<sub>4</sub> semble rendre compte de la différence de flux  
<sup>1418</sup> mesuré en 2013 et en 2014.

<sup>1419</sup> La différence sur les cumuls quand les modèles de RE utilisent ou non la végétation  
<sup>1420</sup> est moindre : environ 26 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (tableau 3.4).

<sup>1421</sup> Les flux interpolés à une fréquence horaire puis sommés par année sont présentés  
<sup>1422</sup> dans le tableau 3.3 pour les différents modèles utilisés. Sur les deux années, selon le mo-  
<sup>1423</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>1424</sup> PPB-2 et PPB-1 respectivement. On observe une différence entre les deux modèles :  
<sup>1425</sup> celui utilisant uniquement la température de l'air (PPB-1) présente un stockage plus  
<sup>1426</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>1427</sup> (PPB-2) stocke moins de carbone en 2013 qu'en 2014. L'intégration de la végétation  
<sup>1428</sup> minimise également l'incertitude de l'estimation, la divisant approximativement par  
<sup>1429</sup> deux.

<sup>1430</sup> L'intégration de la végétation change également la différence entre 2013 et 2014 de  
<sup>1431</sup> la RE. Lorsque la végétation est intégrée (RE-2 et RE-3) la RE est supérieure en 2014.  
<sup>1432</sup> Lorsqu'elle ne l'est pas elle est supérieure en 2013. Ces différences restent inférieures à  
<sup>1433</sup> l'incertitude liée aux flux estimés et on observe une grande proximité dans les valeurs  
<sup>1434</sup> des flux interpolés sur les 2 années, quel que soit le modèle, avec un écart maximum  
<sup>1435</sup> de  $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ .

<sup>1436</sup> Les flux de  $\text{CH}_4$  estimés ont une erreur importante et sont beaucoup plus faibles que  
<sup>1437</sup> les flux de la PPB ou de la RE. Le flux de  $\text{CH}_4$  est au moins deux fois plus important  
<sup>1438</sup> en 2014 qu'en 2013.

<sup>1439</sup> Les bilans issus des différentes combinaisons de modèles (à l'exception de RE-2, non  
<sup>1440</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>1441</sup> stocké dans la tourbière (Tableau 3.4). L'intégration de la végétation dans la modélisa-  
<sup>1442</sup> tion de PPB fait baisser les bilans de carbone dans le négatif (système source) au-delà  
<sup>1443</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>1444</sup> Carbone organique dissout

<sup>1445</sup> La quantité de COD sortant de la tourbière est estimée à  $8 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  en 2013 et  
<sup>1446</sup>  $16 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  en 2014 (Tableau 3.3). Les concentrations moyennes en COD mesurées  
<sup>1447</sup> à l'exutoire sont très proche pour les deux années  $18,6$  et  $18,3 \text{ mg l}^{-1}$  respectivement.  
<sup>1448</sup> Par contre la quantité d'eau sortant de l'écosystème est plus importante en 2014 avec

### 3.3. Résultats

---

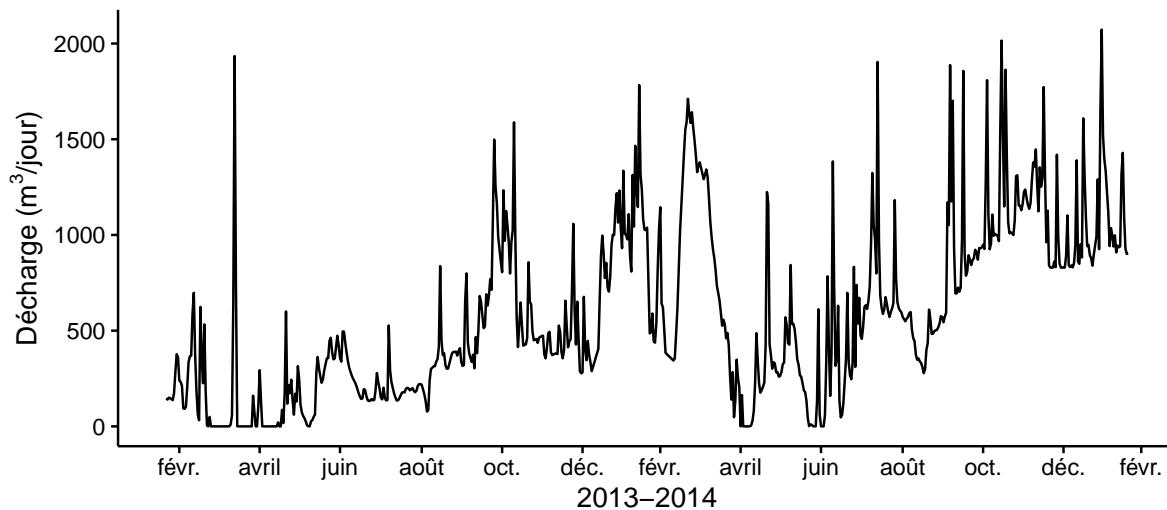


FIGURE 3.20 – Quantité d'eau quittant le bassin versant de la tourbière, modifié d'après Binet *et al.* (2013).

1449 un export aux alentours de 1000 m<sup>3</sup> par jour entre octobre 2014 et février 2015 (Fi-  
1450 gure 3.20).

#### 1451 Représentativité locale du bilan de CO<sub>2</sub>

1452 Il est possible d'avoir une indication sur la représentativité locale des modèles ca-  
1453 librés à l'échelle de l'écosystème en recalculant les flux mesurés sur chaque placette à  
1454 l'aide des modèles en question et en recalculant une RMSE (Figure 3.21).

1455 Que ce soit pour la PPB ou la RE, la placette n°5 a systématiquement une NRMSE  
1456 significativement plus élevée que les autres (Figure 3.21).

1457 Pour la PPB et si l'on excepte la placette n°5, les estimations à l'échelle de l'éco-  
1458 système permettent de représenter les placettes avec une NRMSE comprise entre 20 et  
1459 90 % pour PPB-1 et entre 30 et 100 % pour PPB-2. PPB-1 et PPB-2 ont une distribu-  
1460 tion des valeurs de NRMSE relativement similaire.

1461 La NRMSE de RE-1 est comprise entre 20 et 100 %, celle de RE-3 entre 20 et 80 %.  
1462 La majorité des placettes ont une NRMSE d'environ 55 % pour RE-1 et d'environ 40 %  
1463 pour RE-3 (Figure 3.21). le modèle RE-3 a des valeurs plus faibles et une distribution  
1464 plus homogène de la NRMSE que RE-1, avec davantage de placette en dessous de 50 %  
1465 (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

### <sup>1466</sup> 3.3.4 Variabilité spatiale du bilan de CO<sub>2</sub>

#### <sup>1467</sup> Calibration par groupe de placette

<sup>1468</sup> La classification hiérarchique a permis de distinguer 4 groupes de végétation (Fi-  
<sup>1469</sup> gure 3.3). Dans le groupe Mousse, la strate muscinale est majoritaire avec un recou-  
<sup>1470</sup> vrement moyen de 91 %, et des recouvrements inférieurs à 35 et 15 % pour les strates  
<sup>1471</sup> herbacées et arbustives respectivement (Figure 3.22). Le groupe Mix est le plus ho-  
<sup>1472</sup> mogène avec un recouvrement moyen des strates muscinale et arbustive de 63 et  
<sup>1473</sup> 58 %. C'est également le groupe dans lequel il y a le moins d'herbacées (24 %). Dans  
<sup>1474</sup> le groupe Herbe, la strate herbacée est majoritaire avec un recouvrement moyen de  
<sup>1475</sup> 63 %, la strate arbustive est moins présente (19 % en moyenne) et la strate muscinale  
<sup>1476</sup> est absente ( $\approx 1\%$ ). La strate muscinale est également absente, dans le groupe Arbuste  
<sup>1477</sup> ( $\approx 1\%$ ), dans lequel la strate herbacée à un recouvrement de 33 % et la strate arbustive  
<sup>1478</sup> de 65 %.

<sup>1479</sup> Les flux, calculés pour chaque groupe à partir des même équations que celles utilisées  
<sup>1480</sup> à l'échelle de l'écosystème entier, ont des NRMSE plus importantes : de 41 à 66 % pour  
<sup>1481</sup> RE-1 et RE-3 et de 39 à 65 % pour PPB-1 et PPB-2 (Tableau 3.5).

### 3.3. Résultats

---

1482 Les flux de RE estimés en regroupant les placettes sont du même ordre de grandeur  
1483 que ceux estimés pour l'ensemble de l'écosystème : entre  $975 \pm 648$  et  $1453 \pm 740 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$   
1484 pour RE-1 et RE-3 (Tableau 3.5). Les groupes Mix et Arbuste ont des flux similaires  
1485 pour les deux modèles :  $1365 \pm 670$  et  $1237 \pm 582 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour RE-1 et  $1393 \pm 681$   
1486 et  $1274 \pm 576 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour RE-3. Ces flux sont les plus proches de ceux estimés à  
1487 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).  
1488 La prise en compte de la végétation (RE-3) fait diminuer fortement le flux estimé pour  
1489 le groupe Herbe dont la RE passe de  $1453 \pm 740$  à  $1115 \pm 455 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . Parmi  
1490 l'ensemble des groupes, le groupe Mousse à la RE la plus faible quel que soit le modèle  
1491 considéré :  $975 \pm 648$  et  $1023 \pm 439 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  respectivement pour RE-1 et RE-3.

1492 Concernant la PPB, les estimations des modèles calibrés par groupes sont infé-  
1493 rieures à celles calculées à l'échelle de l'écosystème. Ces relations sont à relativiser en  
1494 considération des fortes incertitudes (Tableau 3.5). Ainsi les estimations par groupes  
1495 de PPB-1 ont des valeurs comprises entre  $886 \pm 501$  et  $1065 \pm 465 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , contre  
1496  $1290 \pm 400 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  et les estimation de PPB-2 varient de  $808 \pm 387$  à  $1277 \pm 642 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ,  
1497 par rapport à  $1070 \pm 203 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  à l'échelle de l'écosystème. Seul la PPB du  
1498 groupe Herbe estimée avec PPB-2 est supérieure aux estimations faite pour l'en-  
1499 semble des placettes. À l'inverse de la RE, l'intégration de la végétation augmente, de  
1500  $1056 \pm 682$  à  $1277 \pm 642 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , le flux du groupe Herbe. En revanche, comme  
1501 pour la RE, le groupe Mousse est celui dont les flux sont les plus faibles ( $886 \pm 501$  et  
1502  $808 \pm 387 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour PPB-1 et PPB-2).

1503 Pour la PPB, les estimations de PPB-1 sont systématiquement inférieures à celles  
1504 réalisées à l'échelle de l'écosystème. Pour PPB-2 seul le groupe Herbe à une estimation  
1505 supérieure. Les différences entre PPB-1 et PPB-2 sont plus importantes que celles  
1506 observées pour RE, même si la plus grande différence (221) est observée pour le même  
1507 groupe, le groupe Herbe. Le groupe Mix cependant une différence du même ordre de  
1508 grandeur (189), tandis que pour les deux autres groupes cette différence est plus faible  
1509 (78 et 58 respectivement pour les groupes Mousse et Arbuste).

1510 En terme de bilan de CO<sub>2</sub>, les groupes Arbuste et Mousse sont ceux qui sont le moins

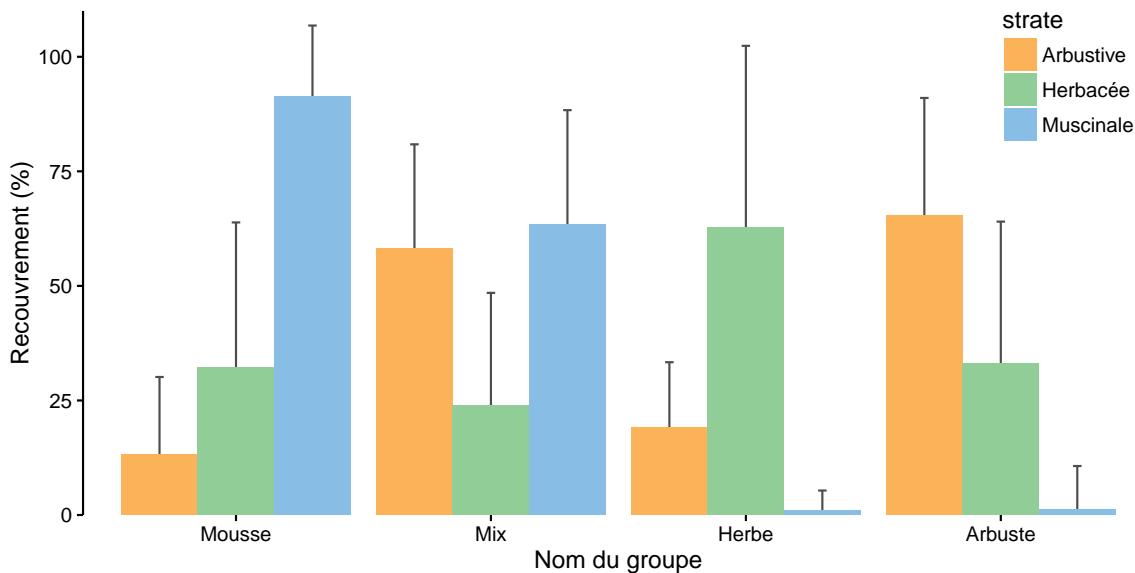


FIGURE 3.22 – Recouvrement végétal moyen par strate (en %) des 4 groupes, les groupes sont nommés en fonction de la végétation majoritaire. Les barres d'erreur représente la déviation standard.

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		

1511 impactés par le choix des modèles (Tableau 3.6). Quand la végétation n'est pas prise  
 1512 en compte pour l'estimation de la RE (modèle RE-1), le groupe Mousse est celui dont  
 1513 le bilan est le moins négatif. Quand la végétation est prise en compte (modèle RE-3)  
 1514 c'est le groupe Herbe qui perd le moins de carbone (PPB-1, RE-3) voire qui en stocke  
 1515 (PPB-2, RE-3). Les groupes Mix et Arbustes ont des valeurs de bilan généralement  
 1516 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

#### 1517 Calibration par placette

1518 Les modèles RE-1, RE-3 ont pu être calibré pour l'ensemble des 20 placettes et  
1519 le modèle PPB-2 pour 17 d'entre elles. Le modèle RE-2, proche de RE-3 n'a pas été  
1520 calibré. Quant au modèle PPB-1, la calibration par placette ne convergeant pas pour  
1521 la moitié d'entre elles, il n'a pas été pris en compte par la suite. Il faut noter que la  
1522 dispersion importante de points rend l'estimation des paramètres limitée en terme de  
1523 significativité. Par ailleurs que ce soit pour la PPB ou la RE, la placette n°10 semble  
1524 avoir un comportement particulier.

1525 Les R<sup>2</sup> du modèle PPB-2, à l'exception de la placette n°10 , varient entre 0,5 et 0,9.  
1526 La NRMSE se distribue entre 20 et 60 %, ces valeurs sont supérieures à celles du modèle  
1527 calibré à l'échelle de l'écosystème (19 %, Figure 3.14-d et 3.24)). Les paramètres du  
1528 modèle PPB-2 varient de façon importante, entre −6,1 et 66 pour a, entre 23,9 et 90,4  
1529 pour b, entre 6,2 et 60,0 pour c et −10,7 et 27,1 pour d.

1530 Toujours à l'exception de la placette n°10, pour les modèles RE-1 et RE-3 on  
1531 constate une distribution des R<sup>2</sup> au dessus de 0,5, avec 11 placettes au dessus de  
1532 0,7 pour RE-1 et 15 pour RE-3. Les valeurs de leurs NRMSE sont généralement plus  
1533 élevées que celles obtenues à l'échelle de l'écosystème : entre 20 et 55 % pour RE-1  
1534 (contre 18 % à l'échelle de l'écosystème) et entre 15 et 50 % pour RE-3 (contre 13 %,  
1535 Figure 3.13-a, 3.14-d et 3.23). Les paramètres varient dans des gammes similaires pour  
1536 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  
1537 paramètre b.

1538 Sur les deux années, les quantités de carbone assimilées par la PPB (modèle PPB-



FIGURE 3.23 – Distribution de la NRMSE, du  $R^2$  (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.

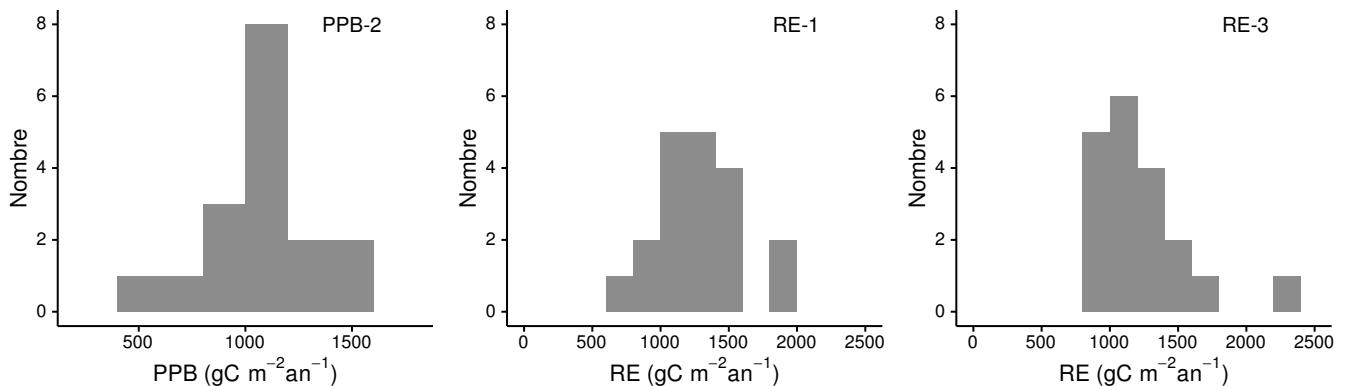


FIGURE 3.25 – Distribution des flux estimés par placette en gcma pour le modèle PPB-2 (à gauche), RE-1 (au milieu) et RE-3 (à droite)

1539 2) varient entre  $507 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ , avec une majorité des placettes autour de  
 1540  $1100 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  et une moyenne de  $1052 \pm 238 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . Pour la RE, la dis-  
 1541 tribution des flux du modèle RE-1 s'échelonne entre  $633$  et  $1832 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  avec  
 1542 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  
 1543 moyenne de  $1218 \pm 363 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  pour le modèle RE-3.

1544 Enfin la répartition spatiale des flux calculés par placette, que ce soit la PPB ou la  
 1545 RE, ne semble pas s'organiser suivant un gradient particulier (Annexe G).

## 1546 3.4 Discussion

1547 La discussion de ce chapitre, s'articule autour de quatre parties. La première concerne  
 1548 les **modèles** calibrés à l'échelle de l'écosystème, leurs différences leurs qualités respec-  
 1549 tives. La seconde détaille les différents **flux** estimés par ces modèles. Le(s) **bilan(s)** de  
 1550 carbone issu(s) de ces flux sont exposés dans la troisième partie. Enfin, la quatrième  
 1551 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.

1580 Il semble que le modèle PPP-2 soit le plus pertinent pour estimer la PPB sur la  
1581 tourbière de La Guette.

1582 **RE**

1583 À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE améliore  
1584 peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre les valeurs  
1585 de la NRMSE est de 5 % (Figures 3.13-a et 3.14-a,d). En revanche lors de la phase  
1586 d'évaluation, l'utilisation du recouvrement des herbacées améliore l'estimation de façon  
1587 plus importante avec une différence de 11 % entre les valeurs de NRMSE. La différence  
1588 apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou RE-3) est du même ordre de  
1589 grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet de l'intégration de la végétation  
1590 est limité avec une différence de  $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  au maximum (entre RE-1 et RE-3),  
1591 soit moins de 2 % du flux. L'intérêt de l'évaluation pour la RE ne réside pas tant dans  
1592 la sélection d'une meilleure estimation des flux. Elle permet plutôt d'établir s'il est  
1593 possible d'utiliser ou non un modèle dans un autre contexte. Ainsi on peut envisager  
1594 d'utiliser le modèle RE-3 sur d'autres données issues du même site.

1595 Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-  
1596 tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception  
1597 du paramètre c du modèle RE-2, ont une p-value inférieure à 0,05 (Tableau 3.2). La  
1598 NRMSE calculée lors de l'évaluation de ces modèles est certes plus importante que  
1599 celle issue de la calibration, mais elle reste faible. Ceci est particulièrement vrai pour  
1600 le modèle RE-3 où elle vaut moins de 25 % (Figure 3.14-f). La RE semble donc mieux  
1601 contrainte que la PPB, avec une estimation des paramètres plus fiable et une différence  
1602 entre les estimations issues des différents modèles plus faible.

1603 Le modèle RE-3 semble être le plus pertinent pour estimer la RE sur la tourbière  
1604 de La Guette

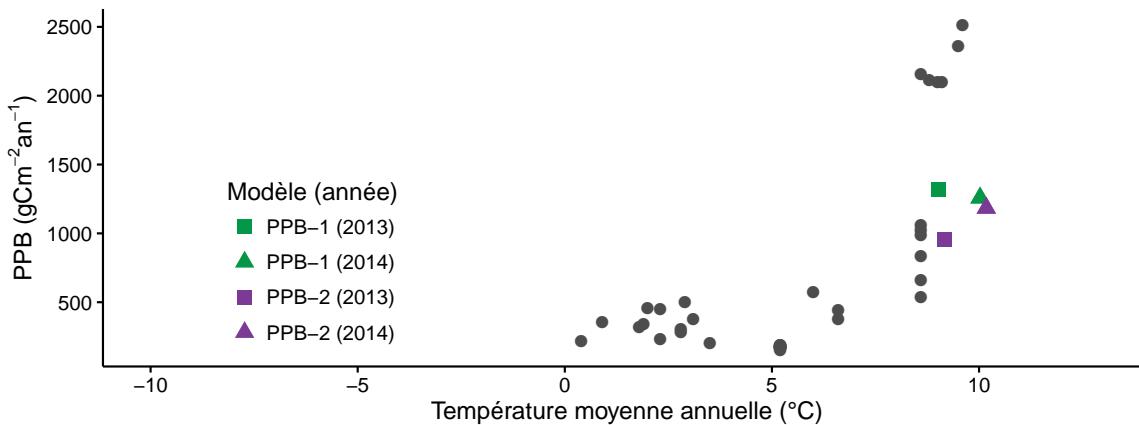


FIGURE 3.26 – Relation entre la production primaire brute (PPB) et la température moyenne annuelle (en °C) dans la littérature (points gris) et pour la tourbière de La Guette. Les couleurs correspondent aux différentes combinaisons de modèles utilisées.

<sup>1605</sup> **F<sub>CH<sub>4</sub></sub>**

<sup>1606</sup> La calibration des flux de CH<sub>4</sub> conduit à une erreur du même ordre de grandeur  
<sup>1607</sup> que celle obtenue pour PPB-1 (Figure 3.16). L'évaluation du modèle fait doubler la  
<sup>1608</sup> NRMSE et montre sa limite : son utilisation est nécessairement restreinte à cette étude  
<sup>1609</sup> particulière.

<sup>1610</sup> **3.4.2 Les flux annuels à l'échelle de la tourbière de La Guette**

<sup>1611</sup> **Représentativité à l'échelle globale**

<sup>1612</sup> L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> selon  
<sup>1613</sup> l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont élevées, en comparaison avec la PPB esti-  
<sup>1614</sup> mée par Trudeau *et al.* (2014) ou Peichl *et al.* (2014) dans des tourbières boréales. Elles  
<sup>1615</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>1616</sup> C'est d'ailleurs dans ces gammes de valeurs, inférieures à celles relevées sur la tourbière  
<sup>1617</sup> de La Guette, que sont comprises la majorité des estimations (Figure 3.26).

<sup>1618</sup> Une première hypothèse permettant d'expliquer cet écart, est la différence entre les  
<sup>1619</sup> températures moyennes sur les sites : -4,3 °C et 1,2 °C pour Trudeau *et al.* (2014) et  
<sup>1620</sup> Peichl *et al.* (2014) respectivement. Ces températures sont bien plus faibles pour ces  
<sup>1621</sup> sites que sur la tourbière de La Guette. Il semble que la PPB soit systématiquement

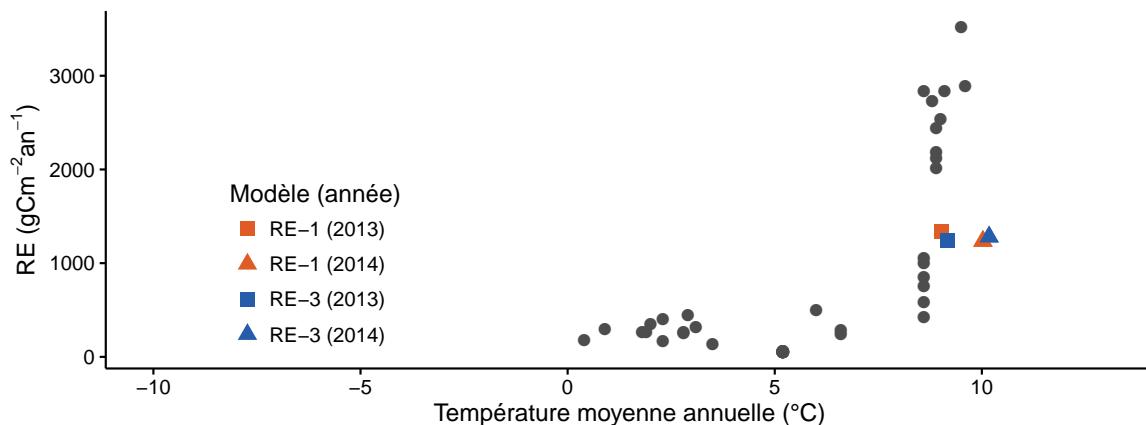


FIGURE 3.27 – Relation entre la respiration de l'écosystème (RE) et la température moyenne annuelle (en °C) dans la littérature (points gris) et pour ces travaux. Les couleurs correspondent aux différentes combinaisons de modèles utilisées.

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, estimate 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.

#### 1658 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

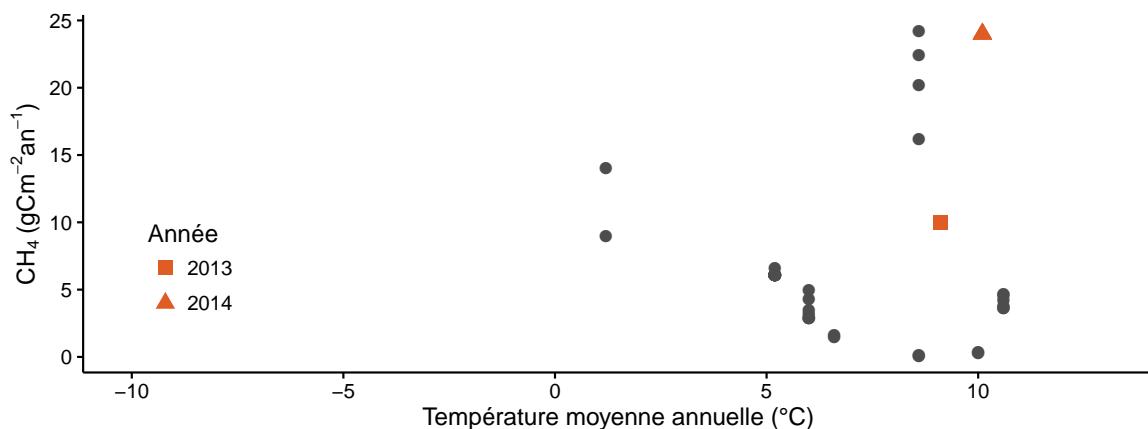


FIGURE 3.28 – Relation entre les flux de CH<sub>4</sub> et la température moyenne annuelle (en °C) dans la littérature (points gris) et pour ces travaux (en rouge).

<sup>1669</sup> des modèles PPB-1 et PPB-2.

<sup>1670</sup>  $F_{CH_4}$

<sup>1671</sup> Comparés aux flux de CO<sub>2</sub>, les flux de CH<sub>4</sub> mesurés sur la tourbière de La Guette  
<sup>1672</sup> sont faibles : deux ordres de grandeur inférieurs. Ces flux sont dans la gamme des va-  
<sup>1673</sup> leurs présentes dans la littérature, de 1 à 40 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (Figure 3.28, (Nilsson *et al.*,  
<sup>1674</sup> 2001)). Pour 2013 les valeurs mesurées sont proches de celles mesurées par Nilsson *et al.*  
<sup>1675</sup> (2008) (entre 9 et 14 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>). L'absence d'étiage en 2014 expliquerait le double-  
<sup>1676</sup> ment des flux en minimisant la zone aérobie et les possibilités d'oxydation du CH<sub>4</sub>  
<sup>1677</sup> (Lai, 2009). Les faibles variations du niveau de nappe sont probablement à l'origine  
<sup>1678</sup> de l'absence de relation entre ce dernier et les flux de CH<sub>4</sub>. Ces observations corro-  
<sup>1679</sup> borent les observations faites par Trudeau *et al.* (2012) et (**à développer, de ref ds**  
<sup>1680</sup> trudeau2012)

<sup>1681</sup> **Le COD**

<sup>1682</sup> L'intensité des flux de COD estimés sur la tourbière de La Guette sont très faibles  
<sup>1683</sup> comparés aux flux de CO<sub>2</sub>. Par ailleurs, ils sont du même ordre de grandeur que les  
<sup>1684</sup> flux de CH<sub>4</sub>. Les quantités de COD exportées par la tourbière sont dans la gamme  
<sup>1685</sup> de celles présentes dans la littérature. Elles sont plus faibles que celles estimées par  
<sup>1686</sup> 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

---

1687 estimées par [Carroll et Crill \(1997\)](#) dans une tourbière de bas-marais d'Amérique  
1688 du nord ( $3,4 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) ou celles rapportées par [Waddington et Roulet \(2000\)](#)  
1689 ( $<6 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) dans une tourbière de haut-marais suédoise.

1690 Le doublement du flux de COD observé en 2014 par rapport à 2013 est lié à une  
1691 quantité plus importante d'eau quittant la tourbière et présentant des concentrations  
1692 en COD similaires (Figure 3.20). Dans le même temps le niveau de nappe moyen  
1693 mesuré en 2014 est légèrement supérieur à celui mesuré en 2013 et les précipitations  
1694 sont du même ordre de grandeur (Figure 2.5 et 2.4). Ces observations permettent de  
1695 faire l'hypothèse que l'année 2013 a permis à la tourbière de reconstituer une partie de  
1696 son stock d'eau perdu lors des années précédentes plus sèches.

#### 1697 Incertitudes et limitations du bilan

1698 Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de  $\text{CH}_4$  avec une NRMSE de  
1699 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence importante  
1700 montre que l'estimation des flux de  $\text{CH}_4$  à l'aide de l'indice de végétation à permis  
1701 l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les années 2013  
1702 et 2014, mais que son utilisation dans d'autres conditions (année sèche, température  
1703 moyenne annuelle significativement différente) est limitée. L'importance faible du  $\text{CH}_4$   
1704 dans le bilan de carbone de la tourbière rend ces incertitudes moins critiques que celles  
1705 faite sur l'estimation de la PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises  
1706 en évidence par les fortes variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles  
1707 sont la source des variations observées en termes de bilan. À l'inverse la RE est bien  
1708 contrainte. Sur les 2 années la différence entre les différentes équations utilisées ne  
1709 dépassent pas  $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ .

1710 En outre le bilan de carbone est aussi limité par sa représentativité. Différents élé-  
1711 ments n'ont pas été pris en compte dans les mesures et l'établissement du bilan. La  
1712 strate arborée notamment, largement présente dans certaines zones, n'est pas consi-  
1713 dérée directement. Les zones, restreintes, de touradons également, de même que les  
1714 arbustes dépassant la taille de la chambre ou encore les zones d'eau libre.

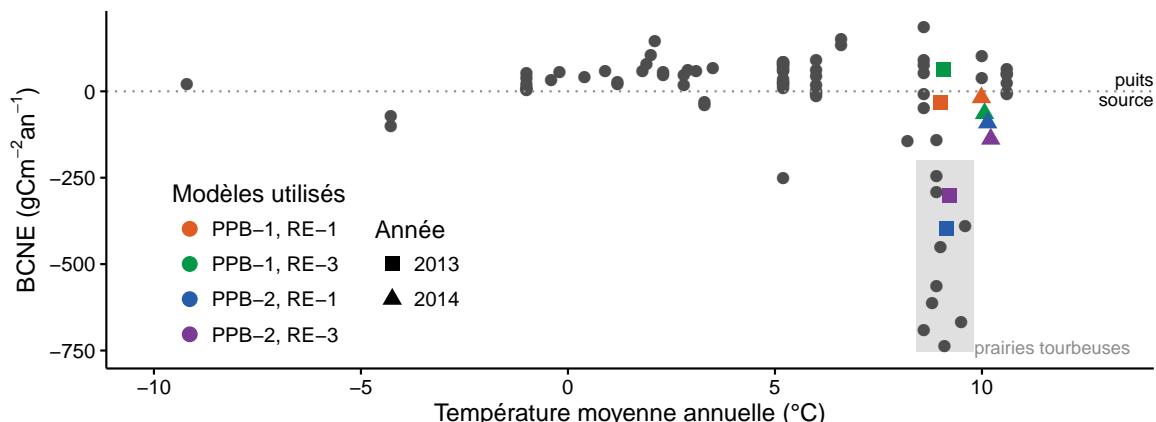


FIGURE 3.29 – Relation entre le bilan de carbone net de l'écosystème (BCNE) et la température moyenne annuelle (en  $^{\circ}\text{C}$ ) dans la littérature (points gris) et pour ces travaux. Les couleurs correspondent aux différentes combinaisons de modèles utilisées et la ligne de tirets sépare les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

### <sup>1715</sup> 3.4.3 Estimations du bilan net de l'écosystème à l'échelle de la <sup>1716</sup> tourbière de La Guette

#### <sup>1717</sup> Puits ou source ?

<sup>1718</sup> En considérant les estimations qui semblent les plus pertinentes pour la PPB (PPB-  
<sup>1719</sup> 2) et pour la RE (RE-3), on peut dire la tourbière de La Guette est une source de car-  
<sup>1720</sup> bone. Ainsi elle émet, en moyenne sur les deux années, environ  $220 \pm 33 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$   
<sup>1721</sup> (Tableau 3.4). Ces valeurs, sont du même ordre de grandeur que celles mesurées dans  
<sup>1722</sup> des prairies tourbeuses (Figure 3.29). La tourbière est également une source de carbone  
<sup>1723</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>1724</sup> La légère baisse du niveau de la nappe d'eau en 2013 ne se traduit pas par une RE  
<sup>1725</sup> plus importante et cette différence est principalement liée à une hausse de la PPB.  
<sup>1726</sup> Cette hausse de la PPB est peut être liée à l'histoire du site : les années précédant  
<sup>1727</sup> les mesures sont sèches et ont pu amoindrir le potentiel de photosynthèse de l'éco-  
<sup>1728</sup> système, notamment de ses plantes pérennes (mousses et arbustes). Ce potentiel en  
<sup>1729</sup> cours de rétablissement pendant le suivi serait donc plus fort en 2014. Elles se rap-  
<sup>1730</sup> prochent de celles mesurées dans des tourbières de bas-marais d'Amérique du nord :  
<sup>1731</sup>  $-145 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  (Carroll et Crill, 1997) ou celles mesurées dans une autre tourbière  
<sup>1732</sup> de bas-marais en Allemagne ( $-142$  à  $-565 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) mais utilisée comme prairie

### 3.4. Discussion

---

<sub>1733</sub> permanente ([Beyer et al., 2015](#)).

#### <sub>1734</sub> Importance relative des flux

<sub>1735</sub> D'une manière générale, les bilans sont principalement fonction de l'intensité des  
<sub>1736</sub> flux de CO<sub>2</sub>. Le CH<sub>4</sub> et le COD ont une place marginale en termes de quantité de  
<sub>1737</sub> carbone. Ces observations sont cohérentes avec d'autres études comme [Bortoluzzi et al.](#)  
<sub>1738</sub> ([2006](#)); [Worrall et al.](#) ([2009](#)). Cependant si le CH<sub>4</sub> ne semble pas jouer un rôle majeur  
<sub>1739</sub> sur le bilan de carbone de la tourbière de La Guette, il faut considérer le fait que  
<sub>1740</sub> seul le flux diffusif de CH<sub>4</sub> a pu être mesuré et estimé (c'est également le cas pour  
<sub>1741</sub> les études citées précédemment). Les émissions de CH<sub>4</sub> par ébullition sont exclues du  
<sub>1742</sub> bilan. Rarement estimé, ce flux peut représenter 17 à 66 % d'une émission ([Gogo et al.](#),  
<sub>1743</sub> [2011](#); [Christensen et al.](#), [2003](#)), et être potentiellement très fort : plus de 35 gC m<sup>-2</sup>  
<sub>1744</sub> par événement ([Glaser et Chanton, 2009](#)). La présence de végétaux vasculaires qui en  
<sub>1745</sub> transportant le CH<sub>4</sub> dans l'atmosphère diminuent la concentration en CH<sub>4</sub> dans le sol  
<sub>1746</sub> tendraient cependant à diminuer ce phénomène ([Chanton, 2005](#)).

#### <sub>1747</sub> 3.4.4 Variabilité spatiale sur la tourbière de La Guette

##### <sub>1748</sub> Distribution des groupes de végétation

<sub>1749</sub> Si quelques placettes proche géographiquement ont des recouvrement végétaux voi-  
<sub>1750</sub> sins (les placettes p18 et p19 ; p02, p03 et p04 ; p12, p14 et p16) les autres ne présentent  
<sub>1751</sub> pas un tel lien (Figure 3.30). Par ailleurs, au sein d'une même classe peuvent être ras-  
<sub>1752</sub> semblées des placettes très éloignées spatialement, les placette p01 et p15 par exemple  
<sub>1753</sub> ou les placettes p02 et p17 ou p09 et p20. Ceci montre une variabilité spatiale im-  
<sub>1754</sub> portante du recouvrement végétal mais également que cette variabilité ne semble pas  
<sub>1755</sub> répartie géographiquement, selon un gradient quelconque.

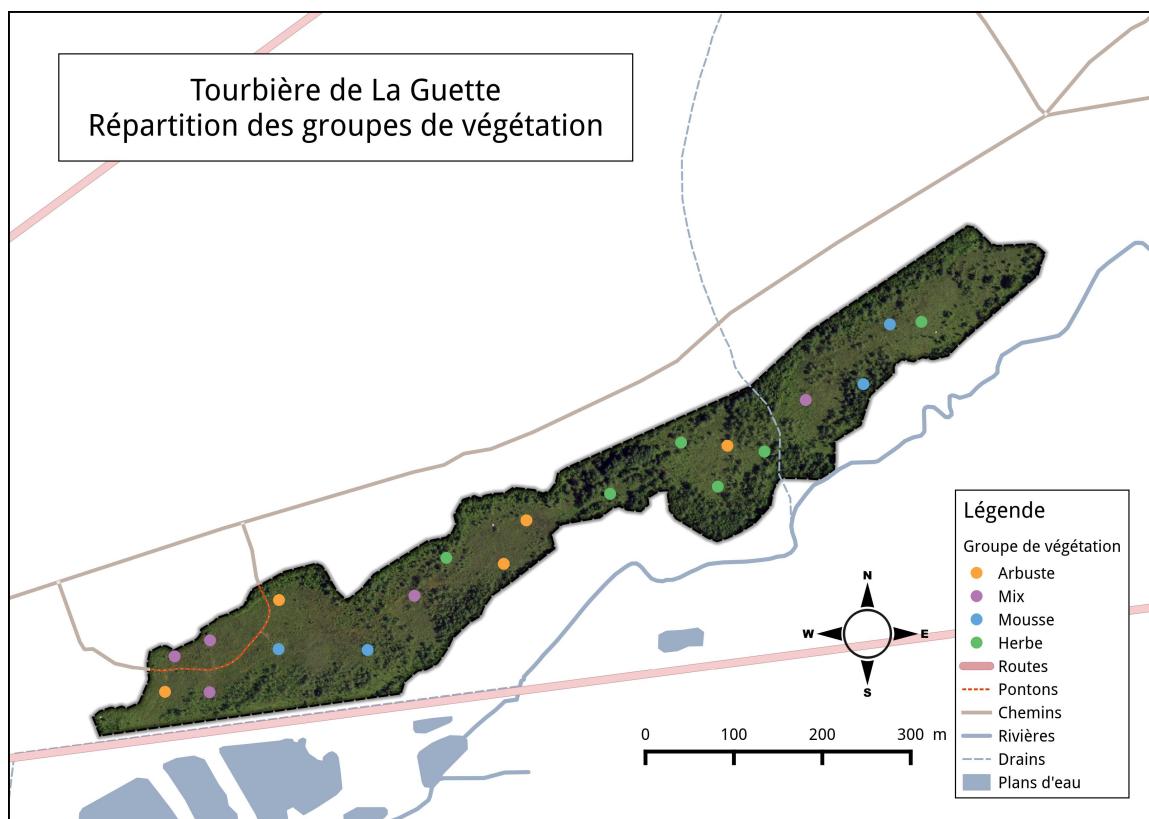


FIGURE 3.30 – Distribution des groupes de végétation sur la tourbière de La Guette.

### 1756 Effet du type de végétation majoritaire sur les flux et le bilan de CO<sub>2</sub>

1757 L'estimation des flux par groupe de végétation montre que lorsque la strate mus-  
 1758 cinale est la plus importante, l'intensité des flux est plus faible. Cette observation est  
 1759 valable pour la PPB, et est cohérente avec la littérature qui rapporte une productivité  
 1760 plus faible des sphagnes (notamment par rapport aux herbacées) (Rydin et Jeglum,  
 1761 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'exsudats racinaires, peut expliquer la faible intensité du flux.

1765 Les groupes Mix et Arbustes sont proches et sont des sources de carbone impor-  
 1766 tantes quelle que soit la combinaison de modèles. La RE de ces groupes est plutôt élevée  
 1767 ( $> 1200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ), et est couplée à une PPB plutôt faible (située entre celle du  
 1768 groupe Mousse et celle du groupe Herbe). Le point commun de ces deux groupes est la  
 1769 proportion de la strate arbustive qui dépasse 50 %. Ceci est cohérent avec la croissance

### 3.4. Discussion

---

1770 limitée de la strate arbustive (par rapport à la strate herbacée) au cours de la saison  
1771 de végétation (donc PPB plus faible) (Rydin et Jeglum, 2013b). La RE plus forte peut  
1772 elle s'expliquer par la présence des racines.

1773 Le groupe Herbe est le plus particulier, son comportement varie de façon importante  
1774 en fonction des modèles. C'est le seul groupe dont une des estimations du bilan de CO<sub>2</sub>  
1775 est positive (fonction puits). Cette observation est contraire à ce que l'on attend. En  
1776 effet notre hypothèse de départ relie un envahissement par une végétation vasculaire  
1777 à une augmentation de la RE, causée par une meilleure aération du milieu, et donc  
1778 à un bilan qui tendrait d'avantage à être une source de carbone. Cette augmentation  
1779 de la RE n'est pas visible, le groupe Herbe est même celui pour lequel la RE est la  
1780 plus faible. Pour expliquer cette observation on peut faire l'hypothèse que le potentiel  
1781 de photosynthèse des plantes pérennes, notamment des sphaignes, n'ait pas encore  
1782 retrouvé son maximum après avoir été affaibli pendant les années sèches précédents  
1783 les mesures. Cette hypothèse est cohérente avec une photosynthèse forte de la Molinie  
1784 telle qu'on peut l'observer (Tableau 3.5). La PPB de la strate herbacée (principalement  
1785 la Molinie) n'est pas ou peu limité que ce soit par l'histoire du site (c'est une plante  
1786 annuelle).

1787 Par ailleurs, la strate herbacée n'est pas ou peu affectée par le niveau élevé de  
1788 la nappe d'eau. En effet les espèces de cette strate (*Molinia caerulea* et *Eriophorum*  
1789 *augustifolium*) ont la capacité d'échanger du gaz de leur racines à l'atmosphère grâce à  
1790 l'aérenchyme, ce qui leur permet de se développer dans des milieux inondés (Taylor  
1791 *et al.*, 2001; Rydin et Jeglum, 2013a). Il n'est donc pas surprenant que la Molinie se  
1792 soit développée sans difficulté apparente pendant les deux années.

### 1793 Quantification de la variabilité spatiale

1794 La distribution des flux calculés par placette permet, de faire une première estima-  
1795 tion quantifiée de la variabilité spatiale. La variabilité spatiale mesurée sur le site de  
1796 La Guette est relativement importante comparée aux moyennes observées dans diffé-  
1797 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.

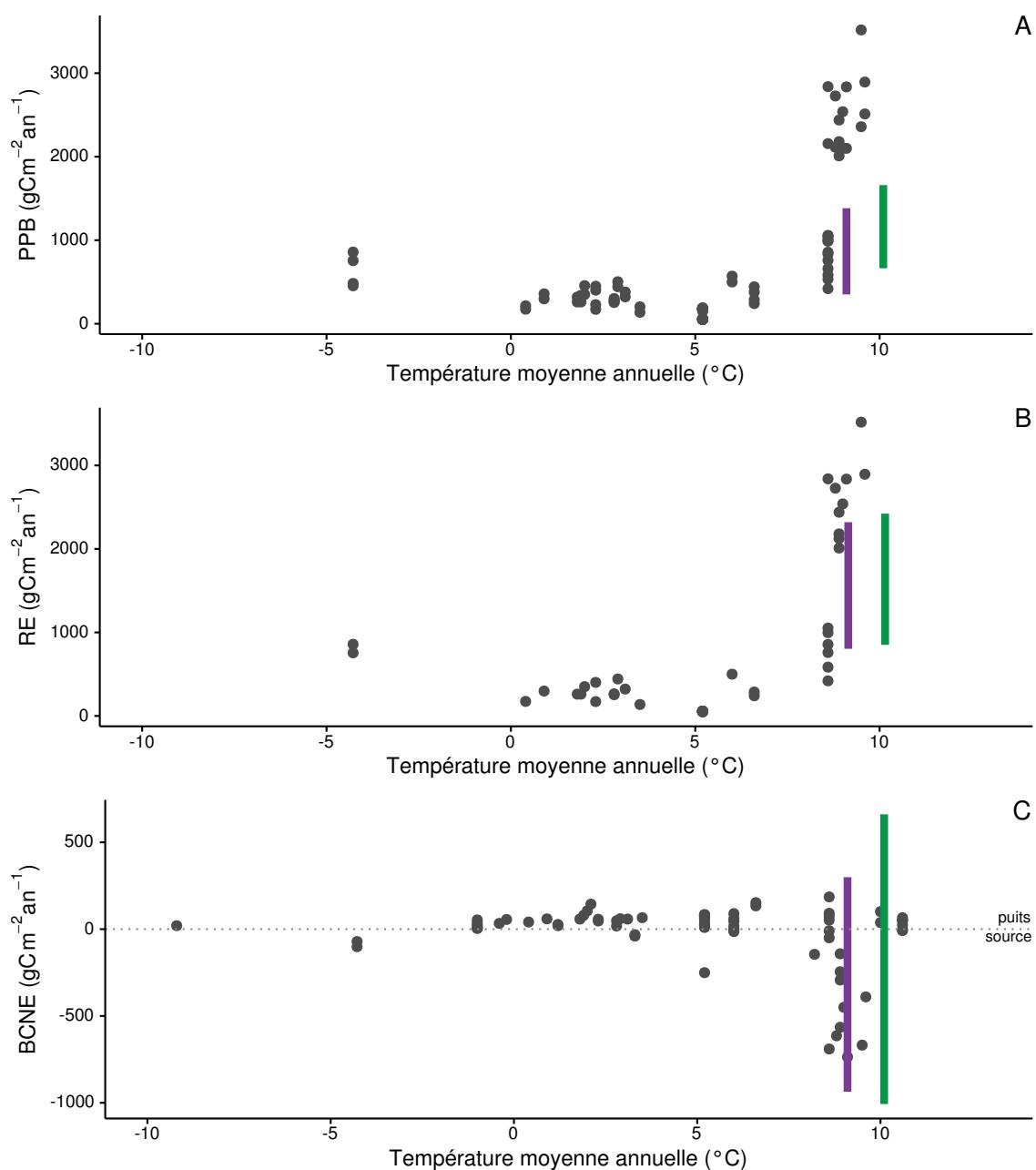


FIGURE 3.31 – Variabilité spatiale, par placette, des flux issus des modèles PPB-2 et RE-3, comparée aux valeurs relevées dans la littérature (points gris). Les barres violettes représentent les gammes mesurées en 2013 et les barres vertes celles mesurées en 2014. Le tableau de l'annexe 5 recense les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



1804 CHAPITRE 4

---

1805    EFFETS DE L'HYDROLOGIE SUR LES FLUX DE GES

1806

1807	<b>4.1 Introduction</b>	110
1808	<b>4.2 Procédure expérimentale</b>	112
1809	4.2.1 Expérimentation A	115
1810	4.2.2 Expérimentation B	116
1811	<b>4.3 Résultats</b>	116
1812	4.3.1 Expérimentation A	116
1813	4.3.2 Expérimentation B	123
1814	4.3.3 Comparaison des deux expérimentations	128
1815	<b>4.4 Discussion</b>	131
1816	4.4.1 Comparaison des flux de carbone à ceux mesurés sur le terrain	131
1817	4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	132
1818	4.4.3 Effet des cycles hydrologique multiples sur les flux de GES	135
1819		
1820		
1821		

## 1822 4.1 Introduction

1823 Au cours des deux années de suivi des flux de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub> dans la tourbière  
1824 de La Guette (2013 et 2014), le niveau de la nappe d'eau est resté relativement élevé  
1825 et a très faiblement varié en comparaison avec les années précédentes bien plus sèches  
1826 (Figure 2.5. En conséquence, l'effet des variations de nappe d'eau sur les flux de GES n'a  
1827 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  
1828 nappe d'eau. Cependant, aucun consensus n'a encore été atteint. La majorité des études  
1829 montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,  
1830 soit par une sécheresse, a un ENE plus faible. Par exemple, [Strack et Zuback \(2013\)](#)  
1831 expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des mesures faites pendant  
1832 une période relativement sèche. Une observation similaire est faite par [Aurela et al. \(2007\)](#)  
1833 qui mesurent un ENE plus faible lors d'une année sèche, dans une tourbière à  
1834 Carex au sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE aux conditions plus  
1835 chaudes et sèches qui, principalement, augmentent la RE (effet de la température sur  
1836 les vitesses de réaction et développement d'une zone aérobie permettant la respiration  
1837 plus importante) et diminuent légèrement la PPB (suite à un stress hydrique de la  
1838 végétation). [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une  
1839 année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, en dessous de -30 cm de  
1840 profondeur. Ils expliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va  
1841 dans le même sens que [Lund et al. \(2012\)](#) qui observent en 2008 une baisse de l'ENE  
1842 dans une tourbière à sphagnes située au sud de la Suède. Les mesures de RE faites cette  
1843 année là étant similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une  
1844 diminution de la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent  
1845 une autre baisse de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à  
1846 celle des autres années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse  
1847 est expliquée par une augmentation de la RE. Ces inconsistances apparentes peuvent  
1848

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>1878</sup> la colonne, simulant un événement pluvieux, conduisait à un pic de RE. Cette hausse  
<sup>1879</sup> de la RE après une réhumectation a également été observé par [McNeil et Waddington](#)  
<sup>1880</sup> ([2003](#)).

<sup>1881</sup> L'objectif de ce chapitre est d'explorer plus en avant l'effet des variations du niveau  
<sup>1882</sup> de la nappe d'eau dans des mésocosmes, sur les émissions de GES. Cet effet étant peu  
<sup>1883</sup> ou pas visible *in-situ* (cf chapitre 3). Plus précisément il s'agit de déterminer l'effet de  
<sup>1884</sup> cycles de dessiccation/ré-humectation sur les émissions de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub>. L'hypothèse  
<sup>1885</sup> est qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne une augmentation des flux de RE,  
<sup>1886</sup> avec un pic d'émission au moment de la réhumectation, et une diminution des flux de  
<sup>1887</sup> méthane.

## <sup>1888</sup> 4.2 Procédure expérimentale

<sup>1889</sup> L'étude des cycles de dessiccation/ré-humectation est effectuée sur des mésocosmes  
<sup>1890</sup> cylindriques (30 cm de diamètre et de profondeur), prélevés dans la tourbière de La  
<sup>1891</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

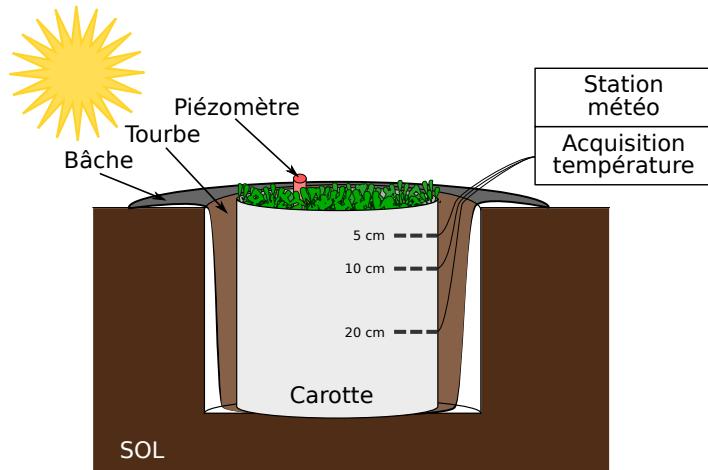


FIGURE 4.2 – Dispositif expérimental : les mésocosmes sont installés dans un trou creusé dans le sol. Ils sont isolés de ce dernier par une bâche imperméable et, pour l’expérimentation B, des sondes de température reliées à une station météorologique sont installées à différentes profondeurs.

1892 cette méthode à l'inconvénient de ne pas permettre un contrôle total des variables  
1893 expérimentales comme les apports d'eau ou la température. Cependant, elle permet de  
1894 maintenir les échantillons dans des conditions plus proches de celles présentes in-situ  
1895 et notamment le rayonnement solaire, dont la luminosité est inatteignable en chambre  
1896 climatique. L'expérimentation a été réalisée durant l'été 2013 avec un seul cycle long,  
1897 on s'y référera par la suite comme l'expérimentation A. Cette expérimentation a été  
1898 effectuée dans le cadre des stages de Master de Zi Yin de l'Université de Fudan en  
1899 Chine, qui s'est occupée d'une grande partie de l'acquisition de données de CO<sub>2</sub> et  
1900 des facteurs contrôlant et de Paul Gaudry de l'Université d'Orléans qui s'est occupé  
1901 de faire les mesures de CH<sub>4</sub>. L'expérimentation a été renouvelée l'été 2014 avec trois  
1902 cycles, plus courts. On appellera cette seconde expérimentation, l'expérimentation B.  
1903 Cette expérimentation a été effectuée dans le cadre des stages de Master de Tianyi Ji,  
1904 de l'Université de Fudan en Chine qui s'est occupé de l'acquisition des données CO<sub>2</sub>,  
1905 et de Sarah Williams qui a réalisée les mesures de CH<sub>4</sub>.

1906 Pour les deux expérimentations, les variables explicatives sont la température de  
1907 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). 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.

Les placettes subissant les cycles de dessiccation seront nommées groupe « « Dessication » » et les placettes ne subissant pas les cycles, groupe « Contrôle ». Ces deux groupes correspondent aux deux traitements utilisés pour l'analyse statistique. Pour 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 ayant été généralement mesuré deux fois par jour.

### 4.2.1 Expérimentation A

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

1952 d'eau qui reste à peu près constant ( $\approx -3$  cm) entre les campagnes 4 et 8, du fait  
1953 d'épisodes pluvieux pendant cette période. Puis le niveau de nappe diminue entre les  
1954 campagnes 9 et 15, passant de  $-7$  à  $-22$  cm. Pendant la phase de réhumectation, les  
1955 deux groupes ont un comportement similaire. Leurs niveaux de nappe augmentent de  
1956  $-22$  à  $-1$  cm pour le groupe Contrôle et de  $-25$  à  $-1$  cm pour le groupe « Dessiccation  
1957 ». Dans la seconde phase d'assèchement le niveau de nappe baisse à nouveau pour les  
1958 deux groupes, de façon régulière pour le groupe « Dessiccation » jusqu'à atteindre une  
1959 profondeur de  $-30$  cm, et de façon plus irrégulière à cause des pluies, pour le groupe  
1960 Contrôle.

1961 Cette dynamique d'assèchement est également visible à travers l'évolution de la  
1962 teneur en eau du sol (Figure 4.4-A). Pour le groupe Contrôle, la teneur en eau se  
1963 maintient à 100 % jusqu'à la campagne 5 puis elle diminue jusqu'à la campagne 15  
1964 où elle atteint 43 %. La teneur en eau du sol du groupe « Dessiccation » diminue dès  
1965 la campagne 2 et atteint 41 % à la fin de la phase de dessiccation (campagne 15). À  
1966 ce moment les deux groupes sont relativement proches. Ils le restent lors de la phase  
1967 de réhumectation pendant laquelle la teneur en eau du sol augmente. Cette dernière  
1968 augmente même pendant la 2<sup>e</sup> phase de dessiccation, jusqu'à la campagne 22 pour le  
1969 groupe Contrôle et 20 pour le groupe « Dessiccation », où elle atteint 100 et 86 %  
1970 respectivement.

1971 La réponse hydrologique au cycle de dessiccation/réhumectation est différente selon  
1972 qu'on l'observe à travers le niveau de la nappe ou la teneur en eau du sol (Figure 4.5).  
1973 Pendant la dessiccation du groupe Contrôle le niveau de nappe reste, dans un premier  
1974 temps, constant jusqu'à la campagne n°8 puis il diminue. Pendant la phase de réhumec-  
1975 tation, ce même groupe suit un « chemin » identique, le niveau de nappe commence  
1976 par augmenter sans variation importante de la teneur en eau du sol jusqu'à la cam-  
1977 pagne n°18, puis par la suite, la teneur en eau du sol augmente tandis que le niveau de  
1978 nappe reste relativement constant. Pour le groupe « Dessiccation », la phase de dessic-  
1979 cation est plus homogène avec une diminution conjointe du niveau de nappe et de la  
1980 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.

#### 1996 Les flux de CH<sub>4</sub>

1997 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  
1998 sont similaires entre les deux groupes (« Contrôle » et « Dessiccation ») jusqu'à la  
1999 campagne n°8 à partir de laquelle elles divergent (Figure 4.3-B). À partir de cette  
2000 campagne, les émissions du groupe « Contrôle » augmentent rapidement pour at-  
2001 teindre  $0,55 \pm 0,31\text{ }\mu\text{mol m}^{-2}\text{ s}^{-1}$  tandis que celles du groupe « Dessiccation » restent  
2002 stables, voire diminue légèrement. À la fin de la phase de dessiccation, mi-juillet,  
2003 les deux groupes retrouvent des niveaux d'émission similaires compris entre 0,1 et  
2004  $0,2\text{ }\mu\text{mol m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ . Ces niveaux restent constants pendant toute la phase de réhumecta-  
2005 tion, avant d'augmenter légèrement pendant la deuxième phase de dessiccation pour  
2006 se situer entre  $0,25\text{ }\mu\text{mol m}^{-2}\text{ s}^{-1}$  et  $0,2\text{ }\mu\text{mol m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ .

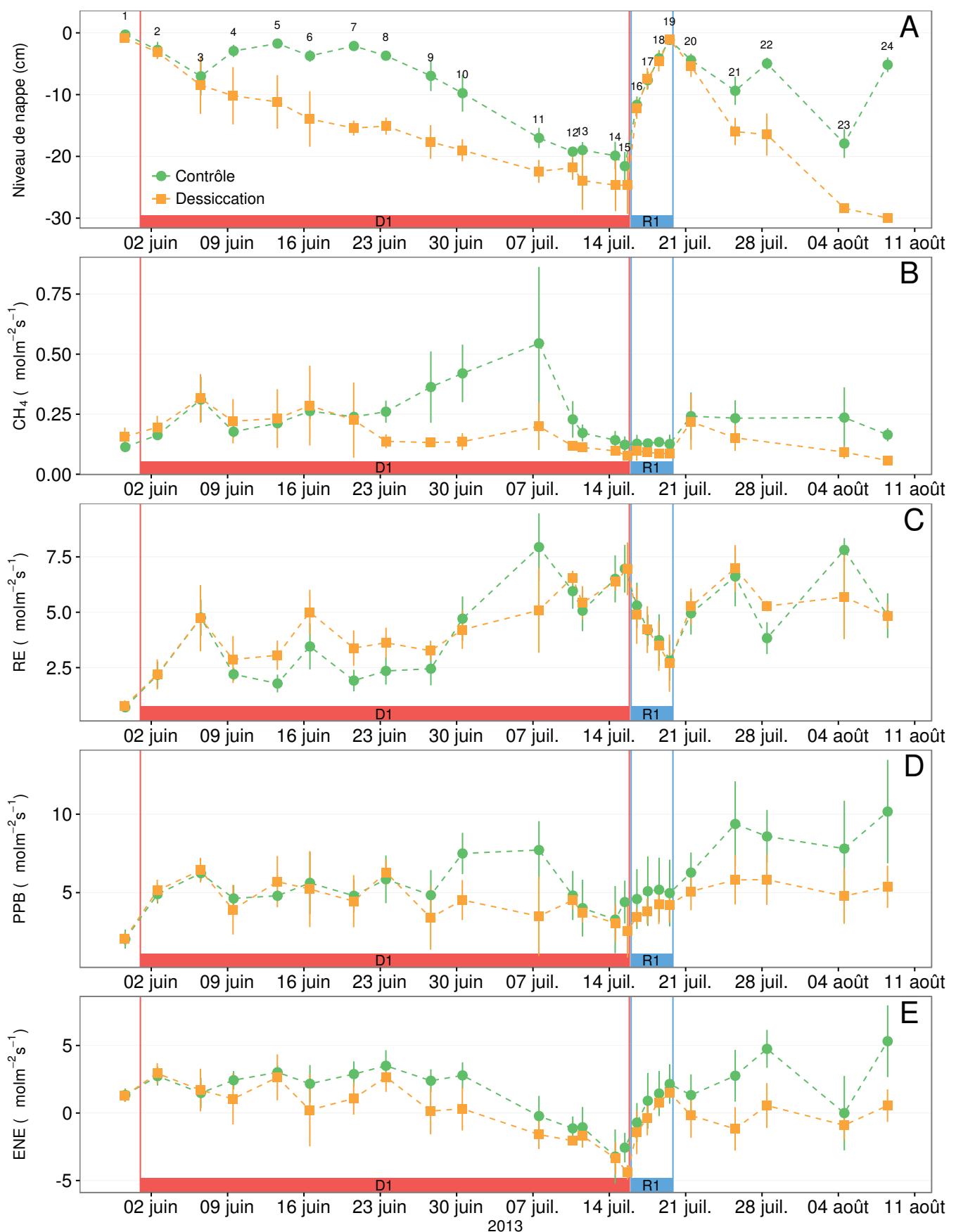


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Évolution de la moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux,  $\text{CH}_4$ , RE, PPB, ENE en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , B, C, D, E de juin à août 2013, dans les placettes « Contrôle » et « Désiccation ». Les phases de dessiccation (D) sont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

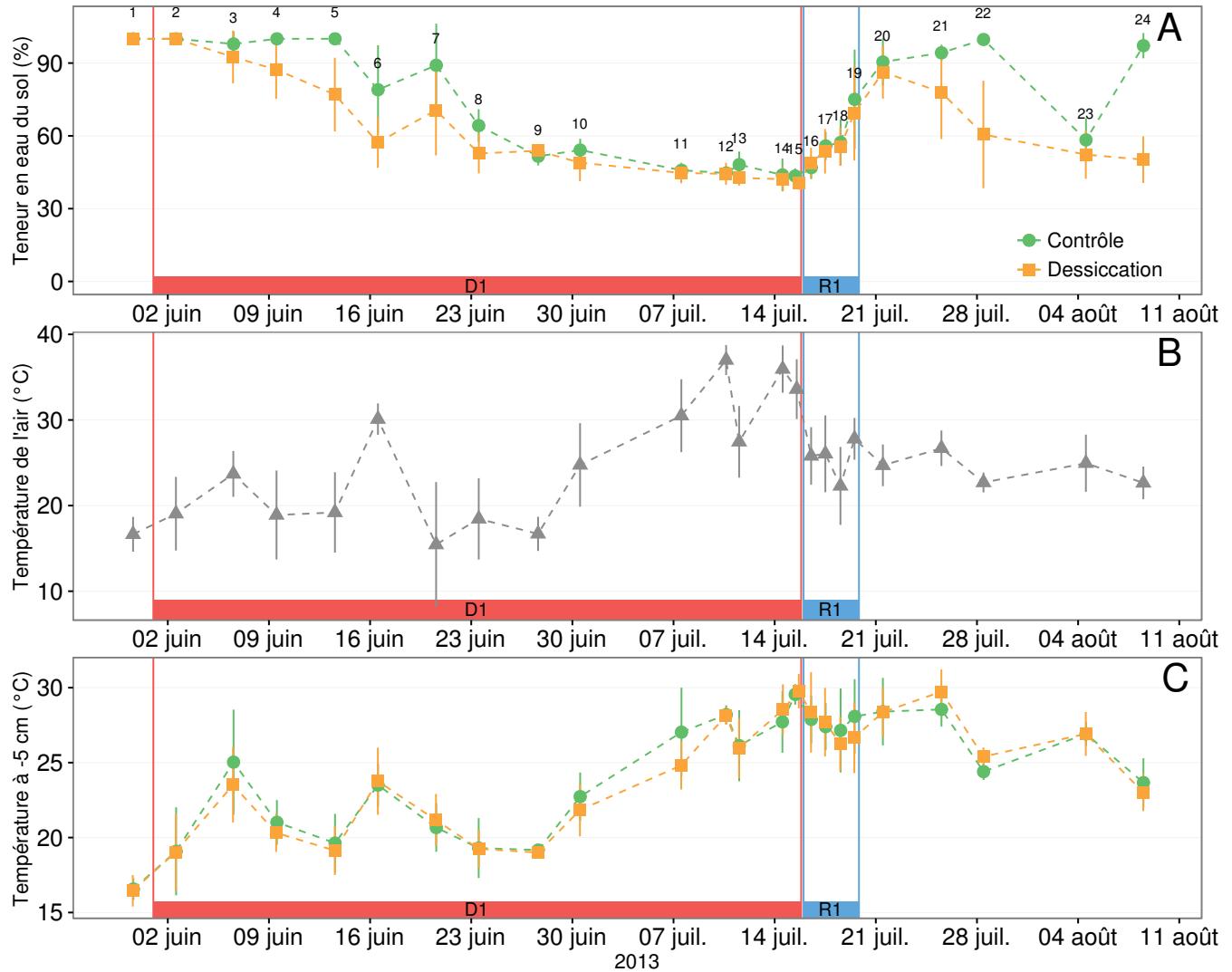


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Évolution de la teneur en eau du sol à -5 cm (A), de la température de l'air (B), et de la température du sol à -5 cm (C) de juin à août 2013, dans les placettes « Contrôle » et « Dessiccation ». Les phases de dessiccation (D) sont représentées en rouge et la phase de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

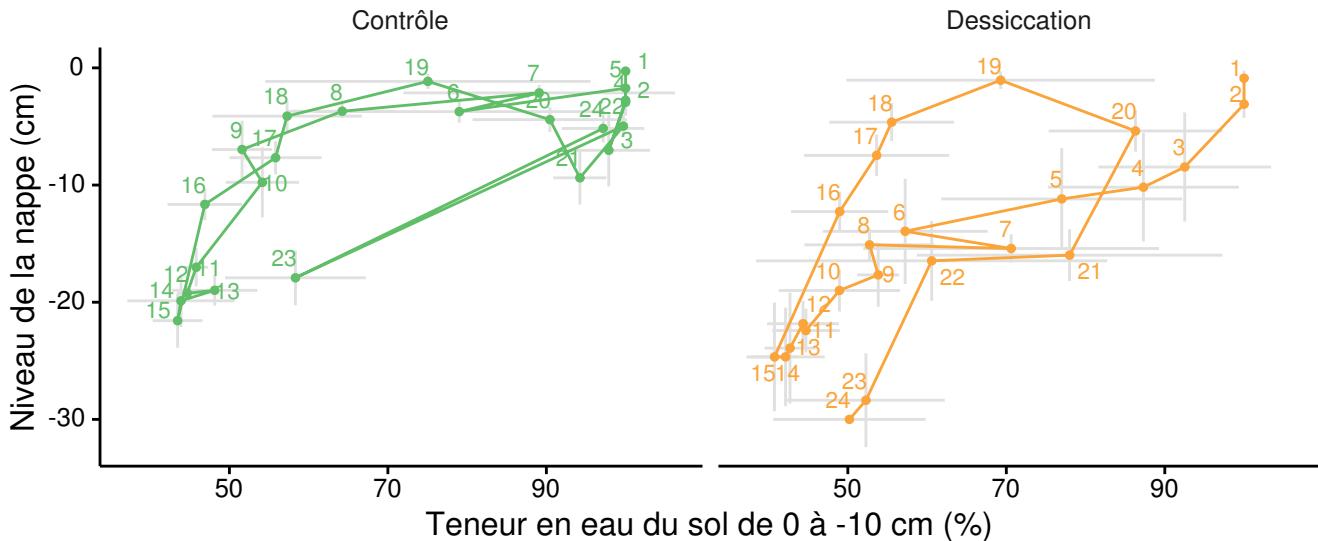


FIGURE 4.5 – Relation entre les niveaux de nappe et la teneur en eau du sol lors de l'expérimentation A. Les numéros correspondent à l'ordre des campagnes de mesure et les lignes grises aux déviations standard.

## 2007 La RE

2008 Pendant la phase de dessiccation, les flux de la RE tendent à augmenter quel  
 2009 que soit le groupe de placettes considéré (Figure 4.3-C). Ces valeurs inférieures à  
 2010  $2,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  début juin, atteignent environ  $7 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour les deux groupes  
 2011 mi-juillet, avant la réhumectation. Cependant la RE du groupe « Dessiccation » aug-  
 2012 mente régulièrement pendant l'ensemble de cette phase jusqu'à  $3,26 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
 2013 , tandis que les valeurs du groupe « Contrôle » restent, dans un premier temps, stable  
 2014 jusque fin juin ( $2,45 \pm 0,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). À partir de début juillet, les valeurs de RE  
 2015 du groupe « Contrôle » augmentent jusqu'à dépasser les valeurs du groupe « Des-  
 2016 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  
 2017 juillet avant de retrouver des valeurs proche de celles observées dans le groupe « Des-  
 2018 siccation ». Cette augmentation brusque correspond temporellement à celle observée,  
 2019 pour le même groupe, dans les flux de  $\text{CH}_4$ . Lors de la phase de réhumectation, les  
 2020 flux de RE diminuent de façon très similaire pour les deux groupes pour atteindre  
 2021  $2,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en juin. Ce minimum reste cependant plus élevé que les valeurs me-  
 2022 surées initialement. Après la phase de réhumectation, les flux des deux groupes restent  
 2023 relativement proches et augmentent à mesure que le niveau de la nappe diminue à

## 4.3. Résultats

---

2024 nouveau.

### 2025 La PPB

2026 Pour les deux groupes, les flux de PPB restent stables pendant la phase de dessic-  
2027 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  
2028 pour les deux groupes) jusqu'au 24 juin. Ensuite, comme pour le CH<sub>4</sub> et la RE, les  
2029 valeurs de la PPB du groupe « Contrôle » augmentent et s'écartent de celles me-  
2030 surées dans le groupe « Dessiccation ». À la fin de cette phase de dessiccation, les  
2031 flux redeviennent identiques entre les traitements et atteignent un minimum proche  
2032 de 3  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Pendant la phase de réhumectation, la PPB augmente légèrement  
2033 pour les deux groupes. La PPB dans le groupe de contrôle a des valeurs supérieures à  
2034 celles du groupe « Dessiccation ». Pendant la deuxième phase de dessiccation, la PPB  
2035 augmente pour les deux groupes, avec un maximum de  $5,83 \pm 1,61 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour  
2036 le groupe « Dessiccation » et de  $10,17 \pm 3,30 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour le groupe « Contrôle  
2037 ».

### 2038 L'ENE

2039 Pour l'ensemble de l'expérimentation, les flux d'ENE varient de la même façon et  
2040 sont plus élevés dans le groupe « Contrôle » que ceux du groupe « Dessiccation »  
2041 (Figure 4.3-E). Pendant la phase de dessiccation, l'ENE reste relativement constante  
2042 jusque fin juin (campagne n°10) avec une valeur moyenne pour les deux groupes de  
2043  $1,18 \pm 0,58 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Au delà du 30 juin (campagne n°10), l'ENE baisse pour les  
2044 deux groupes pour atteindre un minimum proche de  $-4,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (campagne  
2045 n°15). Pendant la phase de réhumectation, l'ENE augmente rapidement pour atteindre  
2046  $1,52 \pm 0,36$  et  $2,15 \pm 1,47 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour le groupe « Contrôle » et de groupe «  
2047 Dessiccation » respectivement (campagne n°19). Après la réhumectation, l'ENE du  
2048 groupe « Contrôle » varie en suivant généralement les variations du niveau de nappe.  
2049 Pour le groupe « Dessiccation », l'ENE baisse par rapport au maximum atteint lors de  
2050 la réhumectation puis se stabilise autour de 0.

**2051    Météorologie**

2052       Pendant la première phase de dessiccation (mois de juin), les températures de l'air  
2053       restent plus ou moins stables autour d'une valeur de 20 °C, puis elles augmentent jus-  
2054       qu'à la fin de la phase de dessiccation où elles atteignent 38 °C (Figure 4.3–B). Les  
2055       températures de l'air diminuent pendant la réhumectation puis continuent de décroître  
2056       faiblement avec des valeurs proche de 22 °C. Les température du sol à –5 cm de pro-  
2057       fondeur suivent les même tendances que la température de l'air, à l'exception d'une  
2058       augmentation visible après la phase de réhumectation (Figure 4.3–C).

**2059    Synthèse des résultats de l'expérimentation A**

2060       Les variations de la RE sont principalement liées aux variations du niveau de la  
2061       nappe (Figure 4.9–C). Par conséquent, les variations de RE se répercutent sur l'ENE  
2062       (Figure 4.9–G). L'effet des variations du niveau de la nappe sur la PPB est quasiment  
2063       nul (Figure 4.9–E), même si la PPB semble diminuer aux plus fortes profondeurs. Pour  
2064       le CH<sub>4</sub> il est difficile de distinguer des tendances générales entre les flux et les niveaux  
2065       de nappe (Figure 4.9–A).

**2066    4.3.2    Expérimentation B**

2067       Cette expérimentation est basée sur le suivi de trois phase de dessiccations chacune  
2068       suivie d'une phase de réhumectation.

**2069    Dynamique hydrologique**

2070       Contrairement à l'expérimentation A, le niveau de nappe du groupe « Contrôle »  
2071       de l'expérimentation B reste relativement constant pendant l'ensemble de la période  
2072       de mesures (Figure 4.7–A). Le drainage artificiel du groupe « Dessiccation » conduit  
2073       à une diminution du niveau de la nappe d'une quinzaine de centimètres en moyenne  
2074       pour chaque cycle et un temps pluvieux permet au groupe « Contrôle » de garder un  
2075       niveau de nappe constant et élevé, supérieur à –5 cm la plupart du temps. Ce dernier

### 4.3. Résultats

---

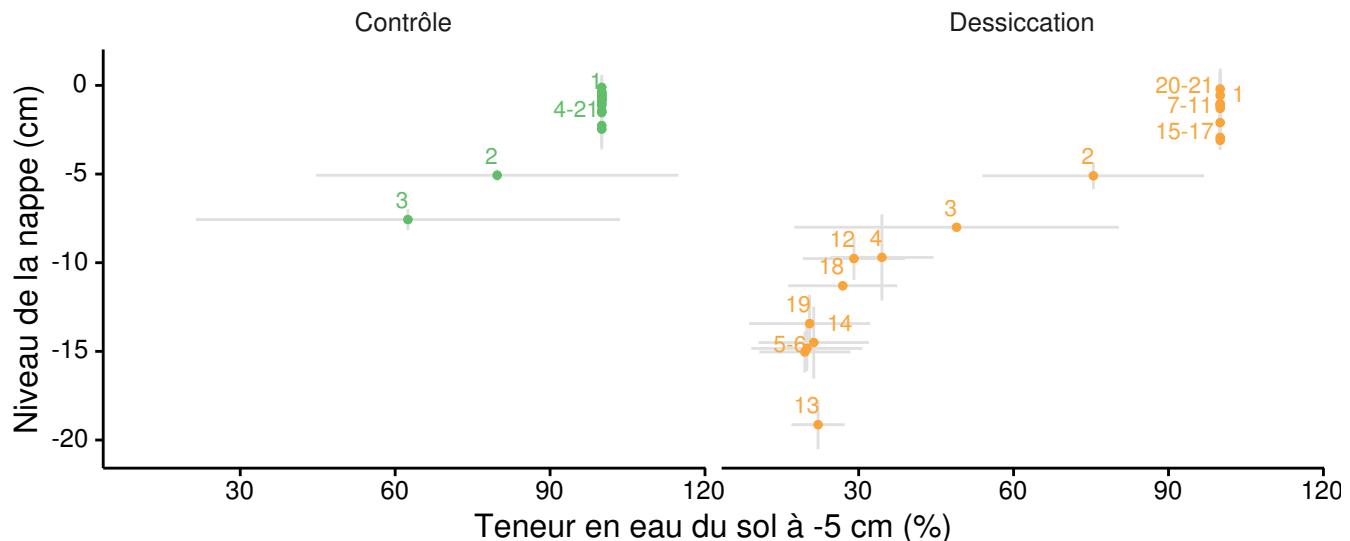


FIGURE 4.6 – Relation entre les niveaux de nappe et la teneur en eau du sol lors de l’expérimentation B. Les numéros correspondent à l’ordre des campagnes de mesure et les lignes grises aux déviations standard.

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

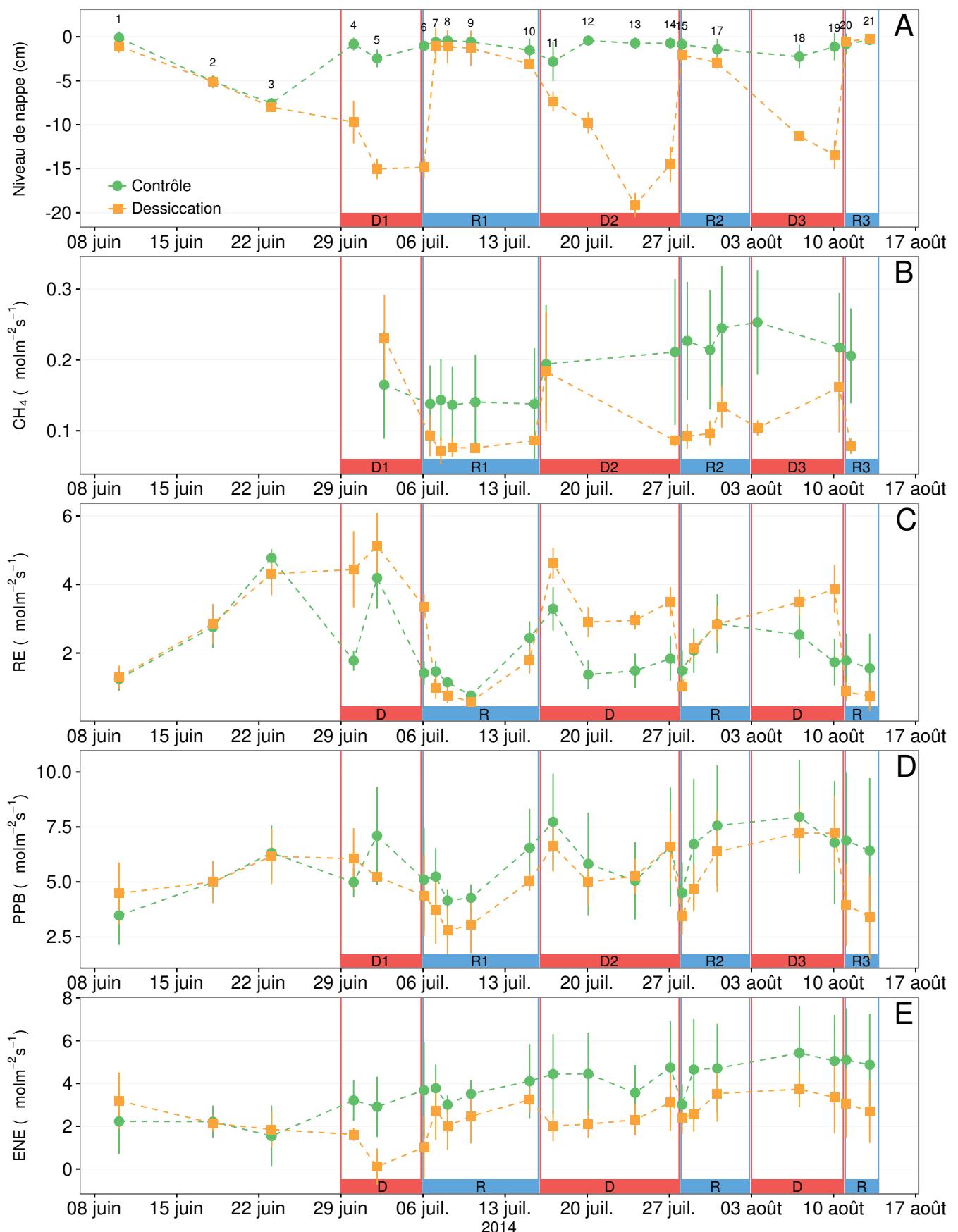


FIGURE 4.7 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux,  $\text{CH}_4$ , RE, PPB, ENE en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en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

### 4.3. Résultats

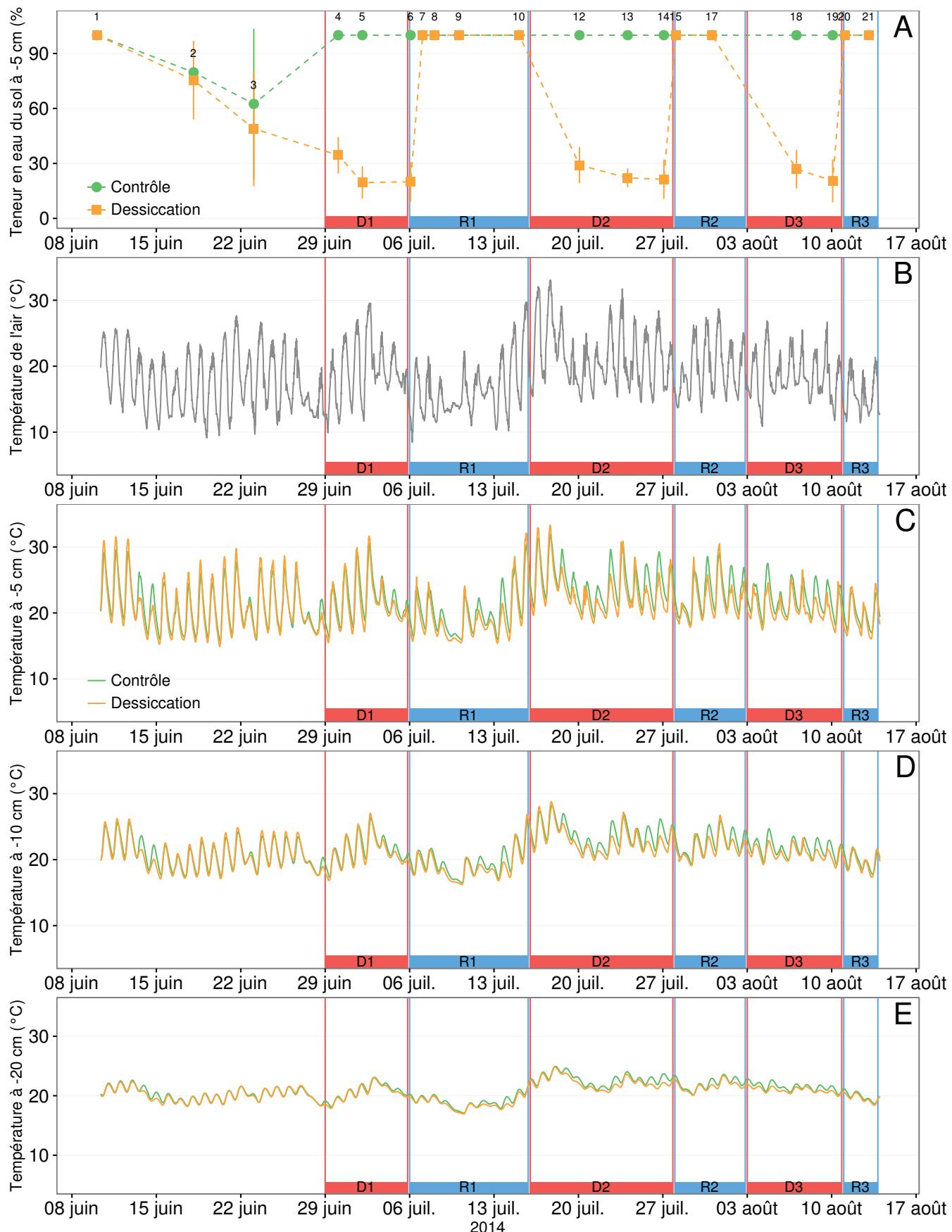


FIGURE 4.8 – Expérimentation B : Évolution de la teneur en eau du sol à -5 cm (A), de la température de l'air (B), et des températures du sol à -5, -10, -20 cm (C, D, E). Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu. Les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

2092  $0,20 \pm 0,06$  et  $0,11 \pm 0,05 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , respectivement). Les émissions du groupe «  
2093 Contrôle » tendent à augmenter sur la période de mesure. Une tendance similaire, est  
2094 également visible pour le groupe « Dessiccation ». Concernant les cycles de dessicca-  
2095 tion/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements communs entre eux,  
2096 même si l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Figure 4.7–B). Cette rela-  
2097 tion, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'apparaît cependant pas  
2098 sur l'ensemble des données (Figure 4.9–B). Un pic d'émission de CH<sub>4</sub> est également à  
2099 noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

## 2100 La RE

2101 La RE varie pour les deux groupes entre  $0,42$  et  $5,12 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (Figure 4.7–  
2102 C)). Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des  
2103 deux groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue.  
2104 Pendant les phases de dessiccation, les valeurs du groupe « Dessiccation » sont systé-  
2105 matiquement supérieures, de  $1,5$  à  $1,8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en moyenne par phase, par rapport  
2106 à celle du groupe « Contrôle ». À l'inverse pendant les phases de réhumectation, les  
2107 flux entre les deux groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE  
2108 du groupe « Contrôle » à être supérieure à celle du groupe « Dessiccation ». La RE  
2109 du groupe traité est systématiquement plus faible pendant les phases de réhumecta-  
2110 tion que pendant les phases de dessiccation. En moyenne la RE vaut respectivement  
2111  $2,28 \pm 1,00$  et  $3,86 \pm 0,80 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour les groupes « Contrôle » et « Dessiccation  
2112 » 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  
2113 les phases de réhumectation.

## 2114 La PPB

2115 Sur l'ensemble de la période de mesure, la PPB est comprise entre  $2,78$  et  $7,96 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
2116 (Figure 4.7–D). Avant le début des traitements, les flux des deux groupes sont simi-  
2117 laires. À partir de la première phase de dessiccation, la PPB du groupe « Contrôle » est  
2118 supérieure à celle du groupe « Dessiccation ». Pour les deux groupes, la PPB est plus

### 4.3. Résultats

---

2119 importante lors des phases de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec  
2120 des moyennes respectives de  $6,35 \pm 2,19$  contre  $5,80 \pm 2,20$  pour le groupe « Contrôle  
2121 » 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 ».

#### 2122 L'ENE

2123 Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre  $0,11$  et  $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , et aug-  
2124 mentent au cours du temps. Passé la période pré-traitement pendant laquelle les flux  
2125 de l'ENE sont similaires pour les deux groupes, l'ENE du groupe « Contrôle » est  
2126 systématiquement supérieure à celle du groupe « Dessiccation » (Figure 4.7–E). L'évo-  
2127 lution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la période de  
2128 mesure avec, pour le groupe « Dessiccation », une diminution récurrente de l'ENE au  
2129 début de chaque phase de dessiccation.

#### 2130 Météorologie

2131 L'évolution des températures de la tourbe pendant l'expérimentation ne semble pas  
2132 être liée aux traitements effectués (Figure 4.8–B à E). La température de l'air varie  
2133 entre  $8$  et  $33^\circ\text{C}$  et a tendance à diminuer entre les campagne n°5 et 9, puis elle augmente  
2134 (campagne n°10), avant de se stabiliser avec une tendance à la baisse pendant le reste  
2135 de l'expérimentation. Pour les température du sol, à partir de la phase R1 et pour D2,  
2136 R2 et D3 on observe parfois une différence dans les températures entre le groupe «  
2137 Contrôle » et « Dessiccation », particulièrement à  $-5$  et  $-10\text{ cm}$ .

#### 2138 4.3.3 Comparaison des deux expérimentations

2139 Pour le  $\text{CH}_4$ , que ce soit pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble  
2140 se dégager vis à vis du niveau de la nappe (Figure 4.9–A et B). Une relation inverse  
2141 est observée, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau de la nappe (Fi-  
2142 gure 4.9–C et D). La PPB ne montre aucune tendance quelle que soit l'expérimentation.  
2143 On peut noter que les valeurs de PPB les plus faibles correspondent aux niveaux de  
2144 nappe les plus élevés (Figure 4.9–E et F). Pour les deux expérimentations, une relation

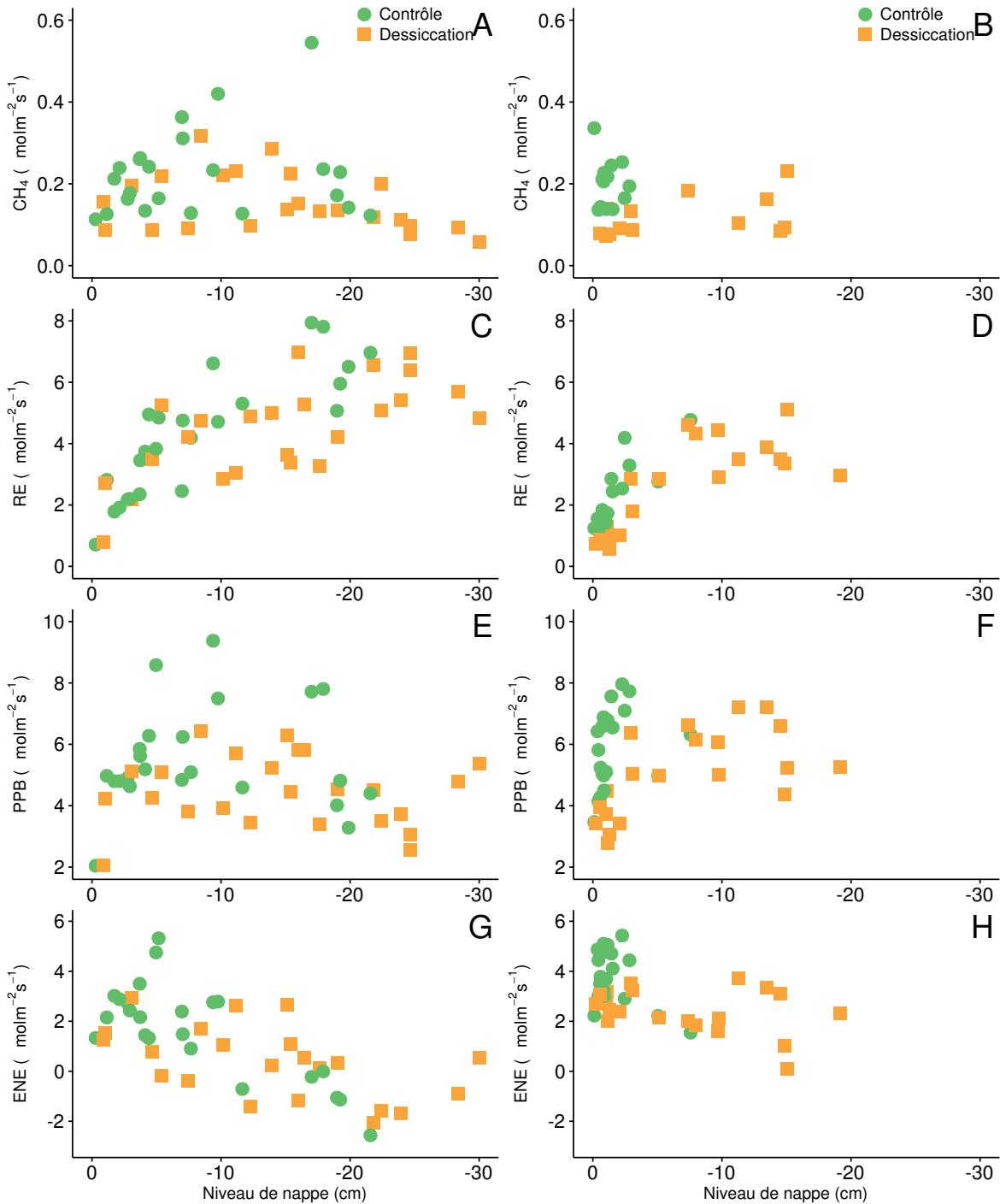


FIGURE 4.9 – Relations entre les flux de GES, CH<sub>4</sub> (A et B), la RE (C et D), la PPB (E et F) et l'ENE (G et H), et le niveau de la nappe.

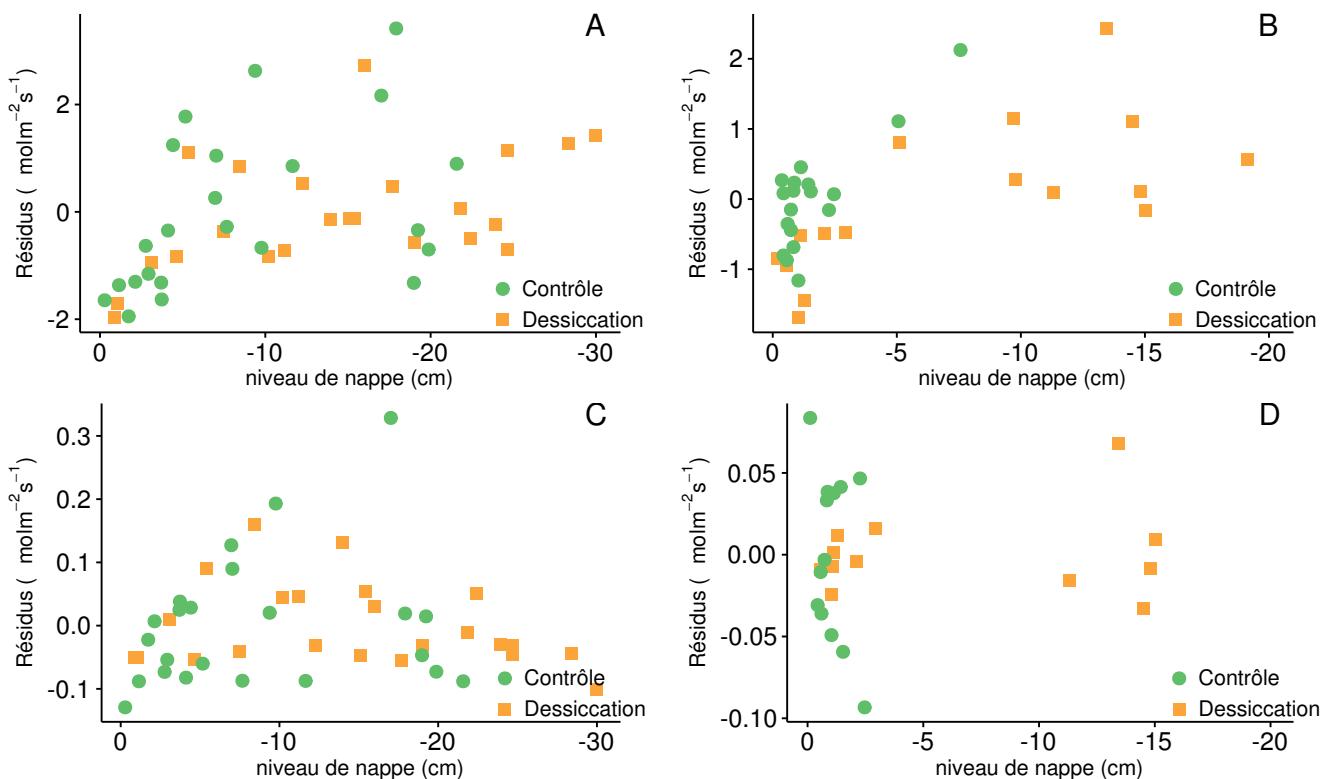


FIGURE 4.10 – Relation entre les résidus d'équation du type  $Flux = a * \exp(b * Température)$  reliant les flux de RE (A et B) et de CH<sub>4</sub> (C et D) au niveau de la nappe. La température de l'air est utilisée pour la RE des deux expérimentation (A et B), la température de la tourbe à -10 cm est utilisée pour l'expérimentation A et celle de la tourbe à -5 cm pour l'expérimentation B.

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

---

2170 tourbières de l'hémisphère nord, montrent par exemple que les flux de CH<sub>4</sub> varient  
2171 généralement entre 0,004 et 0,14 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Malgré tout, ces valeurs restent cohé-  
2172 rentes avec celles observées par [Lai et al. \(2014\)](#) dans une tourbière canadienne (0–  
2173 0,56 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>) ou par ? dans la tourbière de La Guette avec des flux compris entre  
2174 0,03 et 0,4 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> et mesurés en 2009.

#### 2175 CO<sub>2</sub>

2176 Pour le CO<sub>2</sub>, les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurées dans  
2177 la tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que  
2178 celui mesuré sur le terrain l'année 2013 : 0,81 contre 2,85 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. En revanche,  
2179 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  
2180 celui mesuré sur le terrain : 2,93 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Comme pour la RE, les flux de PPB  
2181 sont du même ordre de grandeur que ceux mesurés sur le terrain, mais dans la gamme  
2182 basse : les maxima moyens mesurés dans les mésocosmes sont d'environ 7,5 pour des  
2183 valeurs de 13 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> mesurées dans la tourbière. Ces valeurs restent cohérentes  
2184 avec la littérature ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) (**Réf needed**).

#### 2185 4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de 2186 gaz

#### 2187 CH<sub>4</sub>

2188 Les flux de CH<sub>4</sub>, moyennés par phase, sont plus élevés pendant les phases de des-  
2189 siccation que lors des phases de réhumectation. Cette observation va à l'encontre l'hy-  
2190 pothèse qui stipule qu'une baisse du niveau de la nappe fait baisser les flux de CH<sub>4</sub>,  
2191 en augmentant la zone propice à son oxydation et en diminuant la zone propice à sa  
2192 production ([Aerts et Ludwig, 1997; Pelletier et al., 2007; Turetsky et al., 2008](#)). [Ket-](#)  
2193 [tunen et al. \(1996\)](#), dans une étude *in-situ*, rapportent eux aussi une relation inverse  
2194 entre les flux de CH<sub>4</sub> et le niveau de la nappe. Ils expliquent cette observation par le  
2195 fait qu'une baisse du niveau de la nappe peut permettre une libération du méthane

2196 accumulée dans une porosité scellée par l'eau. Des observations similaires rapportées  
2197 par [Bellisario et al. \(1999\)](#), sur une tourbière où le niveau de la nappe d'eau varie  
2198 entre -1 et -13 cm, et par [Treat et al. \(2007\)](#) où le niveau de nappe varie entre -9  
2199 et -30 cm. Ces derniers expliquent également l'augmentation des flux de CH<sub>4</sub>, suite à  
2200 une baisse du niveau de la nappe, par une diminution de la pression de l'eau qui libère  
2201 du CH<sub>4</sub> auparavant bloqué dans une porosité isolée de l'atmosphère. Le point commun  
2202 de ces travaux est un niveau de nappe relativement élevé, majoritairement supérieur  
2203 à -30 cm. Ce niveau de nappe élevé semble permettre au phénomène de transport du  
2204 CH<sub>4</sub> de prendre le pas, en terme de signal, sur les phénomènes de production/oxydation  
2205 qui sont traditionnellement liés aux fluctuations du niveau de l'eau.

2206 Le fait que les groupes « Dessiccation », quelque soit la phase et l'expérimentation,  
2207 aient des flux de CH<sub>4</sub> plus faibles que les groupes « Contrôle » peut s'expliquer par  
2208 le fait que la communauté des méthano-gènes n'est pas (expérimentation B) ou moins  
2209 (expérimentation A) perturbé par les dessications dans les groupes « Contrôle » par  
2210 rapport aux groupe « Dessiccation ». La production de CH<sub>4</sub> des groupes « Contrôle »  
2211 est donc plus forte que celles des groupes « Dessiccation ». De plus, après le premier  
2212 abaissement du niveau de la nappe, une partie de la communauté des méthano-gènes est  
2213 probablement non active ou a migré dans le bas de la colonne de tourbe. La production  
2214 des groupes « Dessiccation » est donc localisée plus bas que celle des groupes « Contrôle  
2215 ». En outre, la réhumectation peut bloquer le transport de cette production. Cet écart  
2216 temporel entre la production et l'émission de CH<sub>4</sub>, lié à ce phénomène, rend difficile  
2217 d'établir une relation directe entre le CH<sub>4</sub> et les variables qui contrôlent sa production,  
2218 que ce soit la température ou le niveau de la nappe.

## 2219 CO<sub>2</sub>

2220 Pour les deux expérimentations, les valeurs de l'ENE sont proche avant la première  
2221 phase de dessiccation. À partir de cette dernière, l'ENE des groupes « Dessiccation  
2222 » est systématiquement plus faible que celle des groupes « Contrôle ». L'observation  
2223 de valeurs d'ENE plus faible pour un niveau de nappe plus bas est cohérente avec la

#### 4.4. Discussion

---

2224 littérature, que ce soit des expérimentations en mésocosmes [Aerts et Ludwig \(1997\)](#);  
2225 [Blodau et al. \(2004\)](#) ou sur le terrain [Bubier et al. \(2003\)](#); [Sonnenstag et al. \(2010\)](#).

2226 Pour l'expérimentation A, la cause de cette baisse semble d'abord être une RE  
2227 plus forte pour le groupe Dessication que pour le groupe « Contrôle » pendant les  
2228 campagnes n°3 à 9. Par la suite, entre les deux groupes, la différence de RE est moins  
2229 importante, voire s'inverse, et les deux groupes se retrouve avec un ENE similaire.  
2230 Après la phase de réhumectation, à partir de la campagne n°20, la différence de valeurs  
2231 de l'ENE entre les deux groupes est à nouveau présente et semble cette fois s'expliquer  
2232 d'avantage par la PPB (plus forte pour le groupe « Contrôle ») que par la RE. (**justif**  
2233 **photo sphaigne ?**). Pour l'expérimentation B, la différence entre l'ENE du groupe  
2234 « Contrôle » et celui du groupe « Dessiccation » est lié à une RE plus importante  
2235 pendant les phases de dessiccation et à une PPB plus faible pendant les phases de  
2236 réhumectation.

2237 Dans les deux expérimentations, une baisse du niveau de la nappe conduit à une  
2238 augmentation de la RE, ce qui est en accord avec a littérature, que ce soit des expéri-  
2239 mentations en mésocosmes [Blodau et al. \(2004\)](#); [Dinsmore et al. \(2009\)](#) ou sur le terrain  
2240 [Ballantyne et al. \(2014\)](#). L'effet de la baisse du niveau de la nappe sur la PPB semble  
2241 être au contraire limité que ce soit pour l'expérimentation A ou B. La taille des méso-  
2242 cosmes et l'amplitude des variations de la nappe sont peut être assez importantes. En  
2243 effet dans [Blodau et al. \(2004\)](#) et [Dinsmore et al. \(2009\)](#) par exemple, les mésocosmes  
2244 utilisés sont plus grands, 75 et 41 cm de hauteur respectivement, ont permis d'abaisser  
2245 le niveau de l'eau en dessous de -30 cm. Cette limite a été rapportée plusieurs fois  
2246 comme étant un seuil au delà duquel son observés des changements importants ([Blo-](#)  
2247 [dau et al., 2004; Peichl et al., 2014](#)). Ce seuil serait également une limite au delà de  
2248 laquelle les forces de capillarité ne permettraient plus d'alimenter en eau les sphaignes  
2249 ([Rydin et Jeglum, 2013c; Ketcheson et Price, 2014](#)).

**2250 4.4.3 Effet des cycles hydrologique multiples sur les flux de GES**

**2251** La multiplicité des cycles de l'expérimentation B semble montrer que la différence  
**2252** entre l'ENE observée dans les deux groupes, pendant les phases de réhumectation, tend  
**2253** à augmenter avec le temps. Ce qui indiquerait une baisse de la résilience de l'écosystème  
**2254** après les événements de dessiccation. Davantage de points de mesures par cycle semble  
**2255** nécessaires pour avoir plus de certitude sur ce point.



2256 CHAPITRE 5\_

# 2257 VARIATION JOURNALIÈRE DE LA RESPIRATION DE 2258 L'ÉCOSYSTÈME

2259	<b>5.1 Préambule . . . . .</b>	<b>138</b>
2260		
2261	<b>5.2 Introduction . . . . .</b>	<b>139</b>
2262		
2263	5.2.1 Study sites . . . . .	141
2264	5.2.2 Data acquisition . . . . .	141
2265	5.2.3 Data synchronisation . . . . .	142
2266	5.2.4 Sensitivity of ER to temperature . . . . .	142
2267	5.2.5 Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature . . . . .	143
2268	5.2.6 Physico-chemical characterisation of the peat . . . . .	144
2269		
2270	<b>5.3 Results . . . . .</b>	<b>144</b>
2271		
2272	5.3.1 Air temperature and ER variability . . . . .	144
2273	5.3.2 ER and soil temperature synchronisation . . . . .	145
2274	5.3.3 Model implementation . . . . .	147
2275	5.3.4 ER and temperature relationship . . . . .	149
2276	5.3.5 $Q_{10}$ evolution . . . . .	151
2277	5.3.6 Daytime and nighttime differences . . . . .	151
2278	5.3.7 Peat characterisation . . . . .	151
2279		
2280	<b>5.4 Discussion . . . . .</b>	<b>154</b>
2281		
2282	5.4.1 ER differences between sites . . . . .	154
2283	5.4.2 Time-delay between temperature and ER . . . . .	155
2284	5.4.3 Synchronising ER and temperature improves ER sensitivity to temperature representation . . . . .	156
2285	5.4.4 Differences between daytime and nighttime ER measurements . . . . .	157
2286	5.4.5 $Q_{10}$ sensitivity to temperature depth and synchronisation . . . . .	157
2287		
2288	<b>5.5 Conclusions . . . . .</b>	<b>158</b>
2289		

## <sup>2288</sup> 5.1 Préambule

<sup>2289</sup> Ce chapitre est axé sur la variabilité journalière de la RE et plus particulièrement  
<sup>2290</sup> sur l'effet de la profondeur de la température utilisée pour représenter RE et sur la  
<sup>2291</sup> différence éventuelle de la sensibilité à la température de la RE entre le jour et la nuit.

<sup>2292</sup> Le premier point est lié à l'utilisation, dans la littérature, de températures mesurées  
<sup>2293</sup> à différentes profondeur pour représenter RE. Il s'avère que la relation entre la RE et  
<sup>2294</sup> la température est fonction de la profondeur ([Pavelka et al., 2007](#); [Graf et al., 2008](#))  
<sup>2295</sup> Le choix de cette profondeur a une importance limitée à l'échelle d'une année et des  
<sup>2296</sup> mesures à faible fréquence. En revanche il l'est davantage pour des mesures à plus haute  
<sup>2297</sup> fréquence et à une échelle journalière, les vagues de chaleur mettant un certain temps  
<sup>2298</sup> à migrer dans le sol. À ces échelles la synchronisation des variations

<sup>2299</sup> Le second point explore la sensibilité à la température de la RE entre le jour et  
<sup>2300</sup> la nuit. Cette question est importante car des méthodes comme l'Eddy Covariance se  
<sup>2301</sup> basent sur l'hypothèse que la sensibilité à la température de la RE est similaire le jour  
<sup>2302</sup> et la nuit. Cette hypothèse leur permet ainsi de calculer une PPB en calibrant la RE  
<sup>2303</sup> sur les données de nuit. Cependant [Juszczak et al. \(2012\)](#) ont trouvé des différences  
<sup>2304</sup> significatives de sensibilité à la température de la RE entre le jour et la nuit.

<sup>2305</sup> Sur les quatre sites du SNO Tourbières des mesure de RE manuelle « haute fré-  
<sup>2306</sup> quence » ont été réalisées. Sur chacun des sites les mesures ont été effectuées sur quatre  
<sup>2307</sup> réplicats, à raison d'une mesure par heure et par réplicat pendant trois jours (et trois  
<sup>2308</sup> nuits). Les températures mesurées à différentes profondeurs ont ensuite été synchro-  
<sup>2309</sup> nisées avec la RE.

<sup>2310</sup> Les temps de latence observés entre la RE et les températures aux différentes pro-  
<sup>2311</sup> fondeurs sont plus importants que ceux observés dans des sols minéraux. La synchroni-  
<sup>2312</sup> sation RE/température des données permet d'améliorer la représentation de la RE en  
<sup>2313</sup> utilisant les température du sol. Dans certains cas la RE est même légèrement mieux  
<sup>2314</sup> représentée qu'avec la température de l'air. La sensibilité à la température est significa-

2315 tivement différente dans deux sites. Elle l'est particulièrement dans le site pour lequel  
2316 l'amplitude de température est la plus importante et la variabilité spatiale entre les  
2317 réplicats relativement faible.

2318 Cet article a été soumis à la revue *Agricultural and Forest Meteorology*.

2319 

## 5.2 Introduction

2320 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most  
2321 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and  
2322 123 PgC yr<sup>-1</sup>, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer *et al.*, 2010). By  
2323 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at  
2324 7.8 PgC yr<sup>-1</sup> (Ciais *et al.*, 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem  
2325 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have  
2326 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.  
2327 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains  
2328 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice *et al.*, 2001;  
2329 Eswaran *et al.*, 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is  
2330 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable  
2331 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.  
2332 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as  
2333 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen *et al.*, 2002).  
2334 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution  
2335 under current environmental changes deserves attention.

2336 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-  
2337 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,  
2338 2006c). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown  
2339 consequences on the C balance (Limpens *et al.*, 2008). ER is often related to tempe-  
2340 rature : either to air temperature (e.g., Bortoluzzi *et al.*, 2006), or soil temperature.

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<sub>10</sub> indicator, which represents the proportional increase of a reaction rate due to a 10°C rise in temperature. However, even if the Q<sub>10</sub> 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<sub>10</sub> 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*-

2370 dominated peatlands were measured in 2013. Continuous measurements over 72 hours  
2371 were carried out in each site using static dark chambers. Air and soil temperature  
2372 were also monitored. Specifically, the relationship between ER and temperature, mea-  
2373 sured at different depths in peat was studied and the difference between daytime and  
2374 nighttime measurements was assessed.

2375 The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale  
2376 between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the  
2377 effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel  
2378 ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference  
2379 between nighttime and daytime ER.

2380 **5.2.1 Study sites**

2381 The study was performed on four French *Sphagnum*-dominated peatlands : Berna-  
2382 douze (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ;  
2383 98 ha, N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha,  
2384 N 48°26'30", E 1°10'54", 154 m), and La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E  
2385 2°17'04", 145 m). Mean annual air temperatures and annual rainfalls were 6, 7.5, 11,  
2386 11°C, and 1700, 1400, 870, 880 mm for BDZ, FRN, LDM and LGT respectively. During  
2387 the measurements the water table level remained constant at to -12, -7, -35 and -9 cm  
2388 for BDZ, FRN, LDM and LGT.

2389 **5.2.2 Data acquisition**

2390 Fieldwork was conducted between July and October 2013. In each site, four plots  
2391 (replicates) with similar plant cover were chosen. Four cylindrical PVC collars (diame-  
2392 ter : 31 cm, height : 15 cm) were inserted into the peat the day before beginning the  
2393 measurements. For 72 hours, CO<sub>2</sub> fluxes were measured in the 4 plots once an hour  
2394 in random order. These measurements were undertaken using a closed static cham-  
2395 ber (diameter of 30.5 cm, height of 30 cm), with a GMP343 Vaisala probe. ER was  
2396 measured with a transparent chamber covered by an opaque material to avoid input of

## 5.2. Introduction

---

2397 photosynthetic active radiation. Inside the chamber the air was homogenized with a fan  
2398 in order to minimize concentration gradients (Pumpanen *et al.*, 2004). Measurement  
2399 lasted a maximum of 5 min with CO<sub>2</sub> concentration recorded every 5 seconds as well  
2400 as the relative humidity and the temperature inside the chamber.

2401 In each site a weather station and a data logger were set up near the plots to provide  
2402 meteorological and environmental data recorded every second : surface temperature (air  
2403 temperature as close as possible to the surface : 5 cm), peat temperature (at -5, -10,  
2404 -20 and -30 cm depth), air relative humidity and solar radiation.

2405 After the 72 hours of measurements four peat cores (30 cm height and 15 cm  
2406 diameter), one for each replicate, were extracted at each site for physico-chemical cha-  
2407 racterisation.

### 2408 5.2.3 Data synchronisation

2409 The synchronisations between ER fluxes and temperatures were calculated for each  
2410 depth and time-delays : The acquisition frequency between temperature and ER were  
2411 different. Thus an average of the temperatures recorded during the ER measurement  
2412 time was calculated for all depths at the corresponding CO<sub>2</sub> flux measurement time.  
2413 Then the temperature averaging procedure was repeated at 10-minute increments, until  
2414 a 24 hour shift. The 10-minute step was a compromise between precision and calculation  
2415 time. Next a correlation coefficient was calculated for each time step and temperature  
2416 measurement depth. Finally the synchronisation was determined for each depth, by  
2417 selecting the time-delay corresponding to the highest correlation coefficient. Negative  
2418 correlations caused by the phase shift were discarded.

### 2419 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)

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

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

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

2420 ER was estimated using air temperature, soil temperatures at -5, -10, -20 and -30  
 2421 cm depth with both non-synchronised and synchronised datasets. Calculations were  
 2422 implemented in R, and modelled data were adjusted to measured data using Ordinary  
 2423 Least Squares (OLS). The goodness-of-fit was estimated by calculating the regression  
 2424 coefficient ( $R^2$ ) and the root mean square error normalized by the mean (NRMSE).

### 2425 5.2.5 Testing difference between daytime and nighttime ER 2426 sensitivity to temperature

2427 To test whether the relationship between ER and temperature differed during day-  
 2428 time and nighttime, the dataset was split into two groups which were then compared.  
 2429 The data between 10 am and 5 pm were considered as representative of the day and  
 2430 data between 11 pm and 6 am as representative of the night. Only the air temperature  
 2431 and the -5 cm depth peat temperature (with synchronised and non-synchronised data)  
 2432 were investigated as they provide the best ER representation. The data for day and  
 2433 night were centred to account for natural differences in measurement, since : during  
 2434 the day both temperature and ER are higher than in the night. Using these centred  
 2435 data, ratios between ER and temperatures were calculated. Finally a paired Student's  
 2436 t test was applied on the mean of the replicate for each site and each temperature to  
 2437 assess the significance of the differences between day and night measurements.

### 2438 5.2.6 Physico-chemical characterisation of the peat

2439 In the laboratory, two peat cores from each site were immersed in water during 24  
2440 hours to saturate the pores. Then, the cores were soaked overnight to get rid of the  
2441 water filling the effective porosity. At 5 cm steps, a piece of peat with a known volume  
2442 ( $V$ ,  $\text{cm}^3$ ) was cut and weighed ( $W_1$ , g). Then, the samples were dried at 50°C for 48  
2443 hours and weighed ( $W_2$ , g). Total porosity ( $\Phi_T$ , dimensionless), retention porosity ( $\Phi_R$ ,  
2444 dimensionless), effective porosity ( $\Phi_E$ , dimensionless) and bulk density ( $Bd$ ,  $\text{g cm}^{-3}$ )  
2445 were calculated as follows :

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

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

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

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

2446 Peat density ( $\rho_{peat}$ ) was set at 1.45 according to [Kennedy et Price \(2005\)](#). Then  
2447 the peat was crushed and C, H, N and S analyses were performed with an elemental  
2448 analyser (Thermo Flash analyser).

## 2449 5.3 Results

### 2450 5.3.1 Air temperature and ER variability

2451 Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT  
2452 which was  $20.8 \pm 7.4$  °C, ([Figure 5.1 – H](#)). The lowest mean temperature and amplitude  
2453 were found at BDZ :  $14.4 \pm 3.3$  °C ([Figure 5.1 – E](#)). In LDM and FRN, the mean surface  
2454 air temperatures were respectively  $14.9 \pm 8.7$  °C and  $15.0 \pm 10.3$  °C ([Figure 5.1 – F](#),

2455 G) Surface air temperature was the highest in FRN.

2456 At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :  
2457  $14.1 \pm 1.5^\circ\text{C}$  and  $20.3 \pm 1.7^\circ\text{C}$  respectively, whereas the opposite was observed in FRN  
2458 and LDM with  $16.3 \pm 2.4^\circ\text{C}$  and  $15.9 \pm 1.0^\circ\text{C}$  respectively. Mean soil temperatures  
2459 were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm  
2460 the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.  
2461 Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a  
2462 large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature  
2463 amplitude.

2464 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  
2465 different behaviours even though they were close to each other and in a similar environ-  
2466 ment. In BDZ and LGT, ER mean values were  $3.12 \pm 0.92$  and  $4.10 \pm 1.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
2467 respectively (Figure 5.1 – A, B)

### 2470 5.3.2 ER and soil temperature synchronisation

2471 Figure 5.1 shows that the deeper the temperature was measured, the greater the  
2472 shift with respect to ER. Taking this shift into account by synchronising soil tempera-  
2473 tures with ER led to a significant positive linear correlation between the temperature  
2474 measurement depth and the synchronisation time-delay (all sites pooled,  $R^2=0.94$ ,  
2475  $p<0.001$ ; Figure 5.2). The range of estimated time-delays decreased with depth up to  
2476 -20 cm. At this depth the time-delay was 12 hours, i.e. a phase inversion on a daily  
2477 timescale. For the three sites other than LDM, the slopes of the time-delay and mea-  
2478 surement depth relationship were in a close range : 0.56, 0.54, 0.52 for FRN, BDZ and  
2479 LGT respectively. The relationship for LDM was higher at -30 cm, leading to a steeper  
2480 slope (0.66) than in the other sites (Figure 5.2). At the other depths, this site always  
2481 had the highest time-delay, though the values were close to those of the other sites.  
2482 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>2483</sup> the other sites, although slightly lower at -5 cm depth.

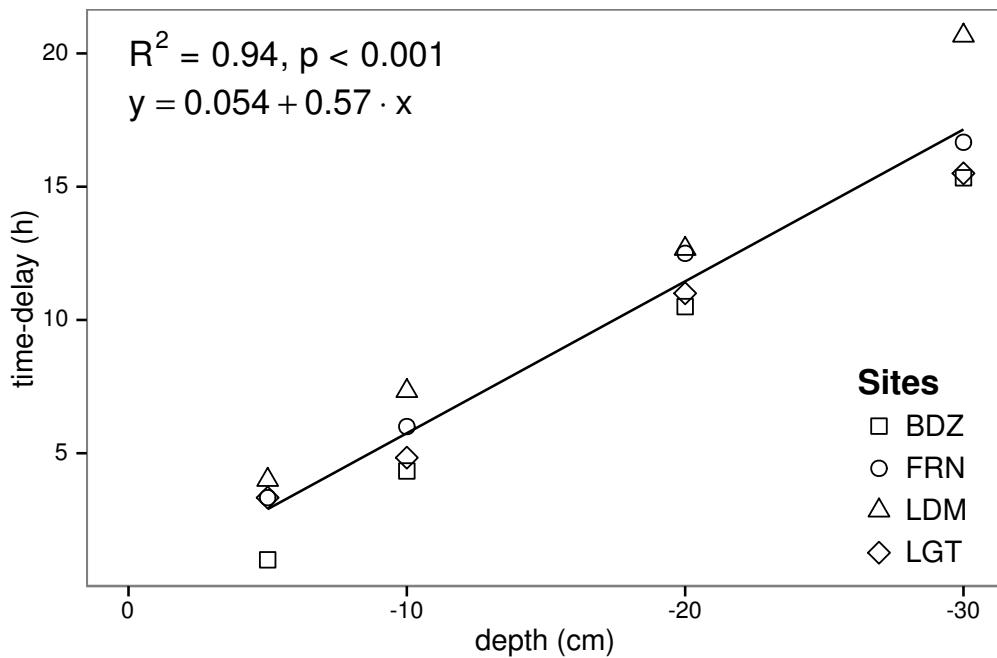


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

### <sup>2484</sup> 5.3.3 Model implementation

<sup>2485</sup> For both types of model (using non-synchronised and synchronised data), the dif-  
<sup>2486</sup> ferences between the 3 tested models were very small. The greatest differences, in  $R^2$   
<sup>2487</sup> values, were 0.07 and 0.05 for non-synchronised and synchronised data respectively,  
<sup>2488</sup> whereas differences in NRMSE maximum values were 1.28 and 1.14 (Table 5.1). In  
<sup>2489</sup> most cases the linear model led to a slightly better  $R^2$  than the others. As the dif-  
<sup>2490</sup>ferences between equations were small, however, we will describe the exponential model  
<sup>2491</sup> in the following sections, because (i) it is the most widely used model to describe the  
<sup>2492</sup> ER–temperature relationship and (ii) the  $Q_{10}$  value can be derived from this equation.  
<sup>2493</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

### 2494 5.3.4 ER and temperature relationship

2495 The relationship between air temperature and ER, using the exponential model, was  
2496 better in LGT and FRN ( $R^2 > 0.55$ ) than in LDM and LDM ( $R^2 < 0.35$ ) (Table 5.1).  
2497 Nevertheless in all sites and with both linear and exponential models, using synchronised  
2498 soil temperatures gave a better account of the ER variability than their non-synchronised  
2499 counterparts (Figure 5.3). The goodness of fit ( $R^2$ ) increased on average  
2500 by 0.26 to 0.35 at -5 cm and -10 cm depth respectively. The degree of improvement  
2501 varied however between sites. For instance, at -5 cm depth  $R^2$  between synchronised  
2502 and non-synchronised models increased by only 0.04 in BDZ while it increased by 0.47  
2503 in FRN. The improvement gained by using synchronised data was higher at -5 cm and  
2504 -10 cm than at deeper layers, with 0.12, 0.11 on average for -20 and -30 cm depth  
2505 (Figure 5.3).

2506 A similar observation can be made for NRMSE. Regardless of some exceptions at  
2507 deeper layers especially at -20 cm depth, the NRMSE values show that using synchronised  
2508 data rather than non-synchronised ones improved the representation of ER  
2509 variability at a daily timescale, indicating that depth measurements dependence is  
2510 smaller for models using synchronised data than for models using non-synchronised  
2511 data. However with increasing depth  $R^2$  values still decreased and NRMSE values still  
2512 increased. For FRN, LDM and LGT, synchronised data at -5 cm depth gave a better  
2513 account of the ER variability than surface air temperature (Figure 5.3). This was not  
2514 the case in LDM, where temperature at the surface was the best descriptor of ER. For  
2515 both  $R^2$  and NRMSE the values at -20 cm depth were better than those observed at  
2516 -10 or -30 cm depth. This pattern was observed with different magnitudes among sites,  
2517 and was particularly visible in FRN and LGT. For the most part, the synchronisation  
2518 of data led to higher  $R^2$  and NRMSE values for models using one soil temperature, at  
2519 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.

---

**2520 5.3.5 Q<sub>10</sub> evolution**

2521 The Q<sub>10</sub> stood between 0 and 2.5 for non-synchronised data with a maximum at  
2522 -5 cm depth. Average values were 1.4, 2.4 and 1.3, at the surface, -5 and -10 cm depth  
2523 respectively (Figure 5.4). Average Q<sub>10</sub> values at the surface and -10 cm depth were  
2524 very similar. However there was much more variability at -10 cm depth, where the  
2525 values ranged from 0.1 to 2.1, than at the surface where the values stood between 1.3  
2526 and 1.5. Beyond -10 cm depth Q<sub>10</sub> values fell almost to 0, while for non-synchronised  
2527 data Q<sub>10</sub> values greatly increased with depth, reaching meaningless values. Q<sub>10</sub> values  
2528 estimated with surface temperature were very similar between sites with an average of  
2529 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and  
2530 non-synchronised data. Below this depth, Q<sub>10</sub> estimated with both methods either de-  
2531 creased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic  
2532 values (Figure 5.4).

**2533 5.3.6 Daytime and nighttime differences**

2534 For BDZ and LDM sites no significant differences were found between daytime and  
2535 nighttime data no matter which model was used, whereas differences were found for  
2536 FRN and LGT (Figure 5.5). In FRN, synchronisation increased the significance of the  
2537 differences : p < 0.001 with and p < 0.01 without synchronisation respectively. The  
2538 same pattern was found in LGT but with lower significance. Hence models using -5  
2539 cm depth with non-synchronised data are not significantly different but those using  
2540 synchronised data are. Note that, for LGT, the model using air temperature had a  
2541 daytime slope that was higher than the nighttime one, which was the opposite of all  
2542 the other cases.

**2543 5.3.7 Peat characterisation**

2544 Elemental compositions were similar in all sites : 1–3%, 4–6% and <1% for N, H  
2545 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>2546</sup> the deeper levels in LDM and LGT where values were lower (< 32%).

## <sup>2547</sup> 5.4 Discussion

### <sup>2548</sup> 5.4.1 ER differences between sites

<sup>2549</sup> The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those  
<sup>2550</sup> of peatlands found in the literature. ?, for instance, found ER values ranging from 2

2551 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October 2004. In the present  
 2552 study, the models performed poorly in 2 sites, BDZ and LDM. For BDZ, amplitudes of  
 2553 both ER and temperatures were low (Figure 5.1 – A, E) making the representation of  
 2554 ER possible only on a short temperature span. With such low ranges of both ER and  
 2555 temperature, it can be assumed that ER variability was due to the variability between  
 2556 plots. For LDM, the ER fluxes were measured in plots that were more heterogeneous  
 2557 than expected, resulting in strong variability (Figure 5.1 – C). This observation is  
 2558 consistent with the high NRMSE value calculated for this site (39.3 % for BDZ against  
 2559 26.1 % for LDM) whereas the  $R^2$  values for these two sites were close, 0.19 and 0.32  
 2560 for BDZ and LDM respectively, using surface air temperature and an exponential  
 2561 relationship. It is noteworthy that in FRN the NRMSE values were high with respect  
 2562 to  $R^2$  values. This result can be explained by the fact that the mean ER flux was  
 2563 low ( $1.75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) and thus had a strong influence on NRMSE as we used mean  
 2564 normalization. Finally at -20 cm depth, models using non-synchronised data showed,  
 2565 an increase in  $R^2$  and a decrease in NRMSE which was more or less observable in  
 2566 the different sites : clearly in FRN, LGT and to a lesser extent in LDM, but barely  
 2567 perceivable in BDZ. At this depth the temperature and the ER signal phases are  
 2568 opposed making the non-synchronised models better at representing ER than at -10  
 2569 or -30 centimetres but with a reverse relationship. The ER fluxes thus show different  
 2570 behaviours either in their amplitude or in their homogeneity

#### 2571 5.4.2 Time-delay between temperature and ER

2572 Time-delays between soil temperatures and ER occur in *Sphagnum*-dominated peat-  
 2573 lands. They occur even close to the soil surface and increase with depth. The relation-  
 2574 ship between time-delays and depth was similar in all the studied sites although LDM  
 2575 had slightly higher time-delays. The overall delay observed in peat soils, 0.57 hours  
 2576 per centimetre, was higher than those found by Pavelka *et al.* (2007) in a forest and  
 2577 in a grassland ecosystem and by Parkin et Kaspar (2003) on two agricultural soils (0.4  
 2578 and 0.5 hours per centimetre respectively). This is coherent with the fact that peat soil

## 5.4. Discussion

---

2579 has a lower thermal diffusivity than mineral soils (Farouki, 1981; Arya, 2001). LDM  
2580 was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected  
2581 as soil diffusivity increases with wetness (Hillel, 2003) and LDM was the site with the  
2582 lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements  
2583 conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the  
2584 time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER  
2585 fluxes.

### 2586 5.4.3 Synchronising ER and temperature improves ER sensi- 2587 vity to temperature representation

2588 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological  
2589 activities (Vargas *et al.*, 2010), few studies have addressed the effect of time-delays bet-  
2590 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this  
2591 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation  
2592 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation  
2593 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised  
2594 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations  
2595 are in agreement with those of Pavelka *et al.* (2007) who also found a decreasing ef-  
2596 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by  
2597 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the  
2598 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases  
2599 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.  
2600 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion  
2601 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a  
2602 phase inversion was found deeper, at -30 cm by Pavelka *et al.* (2007), due to a higher  
2603 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-  
2604 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher  $R^2$  and lower NRMSE values  
2605 than those using surface air temperature.

2606 **5.4.4 Differences between daytime and nighttime ER measure-**  
2607 **ments**

2608 The significant differences observed between daytime and nighttime measurements  
2609 corroborate other studies in which these differences were found using chamber tech-  
2610 niques (Juszczak *et al.*, 2012; Darenova *et al.*, 2014). The fact that some sites show  
2611 significant differences (FRN and LGT) and not others (BDZ and LDM) seems to be  
2612 linked to the variability between plots and temperature amplitude. When temperature  
2613 amplitude was low, most of the variability originated from spatial variability between  
2614 plots. This was also corroborated by a test done on LGT where we calculated the day  
2615 and night differences only on the last two days when temperature amplitude was the  
2616 greatest. As a result the significance increased from  $p < 0.05$  to  $p < 0.01$  for the syn-  
2617 chronised model using -5 cm depth temperature and the differences observed in the  
2618 model using air temperature were no longer significant any more ( $p > 0.05$ ).

2619 **5.4.5  $Q_{10}$  sensitivity to temperature depth and synchronisation**

2620 In shallow layers ( $\leq 10$  cm), the  $Q_{10}$  values calculated with non-synchronised data  
2621 in the ranges that are usually reported, i.e. between 1.3 to 3.3 (Raich et Schlesinger,  
2622 1992). At deeper levels in the peat profile ( $\geq 10$  cm), they reach 0 as the relationship  
2623 between ER and the temperature weakens, and is not compensated by a long term  
2624 evolution. A similar behaviour was found by Pavelka *et al.* (2007) even if this  $Q_{10}$   
2625 decrease with depth is not usually seen and most studies show the opposite, namely  
2626 an increase in  $Q_{10}$  values with depth (Graf *et al.*, 2008). This apparent contradiction  
2627 may be explained by the length of the study. Because of its short duration, the effect of  
2628 the time-delays on ER were preponderant over the temperature effect. Synchronisation  
2629 also led to meaningless high  $Q_{10}$  values because synchronisation can explain a higher  
2630 proportion of ER flux with a smaller temperature variation. Temperature amplitude  
2631 decreases with depth because of soil dampening.

## <sup>2632</sup> 5.5 Conclusions

<sup>2633</sup> We showed that the time-delays between ER and soil temperatures at different  
<sup>2634</sup> depths are significant on a daily timescale as the signals are shifted 30 minutes every  
<sup>2635</sup> centimetre. At this scale the use of synchronised soil temperature, to take into account  
<sup>2636</sup> these time-delays, can improve the representation of ER particularly in the first 10  
<sup>2637</sup> centimetres. Only one of the studied sites showed highly significant differences between  
<sup>2638</sup> daytime and nighttime measurements. However it is possible that such differences exist  
<sup>2639</sup> in the other sites, depending on the environmental conditions (e.g. temperature am-  
<sup>2640</sup> plitude) and spatial variability in the ER fluxes. Addressing questions of bio-physical  
<sup>2641</sup> coupling in determining ER at different timescales requires high frequency observations  
<sup>2642</sup> ([Vargas et al., 2011](#)). Even if the automated chamber technique is increasingly used, it  
<sup>2643</sup> cannot be easily deployed in some sites due to tall vegetation, power supply difficulties,  
<sup>2644</sup> or harsh environmental conditions. In contrast, temperature measurements at different  
<sup>2645</sup> depths are easy to conduct, robust to harsh conditions and can be powered by a small  
<sup>2646</sup> solar panel. A calibration campaign with human manipulated closed chambers could be  
<sup>2647</sup> carried out to assess ER variability at different timescales. Coupling temperature pro-  
<sup>2648</sup> file and punctual ER measurements and then using synchronised data in models may  
<sup>2649</sup> be a good alternative in sites where automated chambers are not easily implantable.

## <sup>2650</sup> Acknowledgements

<sup>2651</sup> The work was funded as part of the Peatland National Observatory Service (Service  
<sup>2652</sup> national d'observation Tourbières, certified by the CNRS/INSU) as the four studied  
<sup>2653</sup> sites are part of this Service. The authors are also indebted to the site managers for  
<sup>2654</sup> permitting access to the studied peatlands. We also acknowledge support from Labex  
<sup>2655</sup> VOLTAIRE (ANR-10-LABX-100-01). Finally we would like to thank Elizabeth Rowley-  
<sup>2656</sup> Jolivet for corrections to the manuscript.

2657

2658

SYNTHÈSE ET PERSPECTIVES

---

2659     À l'échelle globale les tourbières couvrent une faible surface, mais elles jouent un  
2660 rôle important de part leur fonctionnement comme puits de carbone. Ces écosystèmes  
2661 subissent des perturbations anthropiques et climatiques qui rendent incertain le deve-  
2662 nir du stock de carbone qu'elles ont accumulées pendant les derniers millénaires. Les  
2663 facteurs qui contrôlent les flux de carbones qu'elles échangent avec l'atmosphère sont  
2664 globalement connus (température, végétation, hydrologie) mais leurs effets nécessitent  
2665 encore d'être compris plus en détails

2666     Dans ce chapitre je vais : (i) synthétiser les résultats acquis dans le cadre de cette  
2667 problématique et (ii) proposer des pistes pour de futurs recherches.

## 2668     Synthèse générale

### 2669     Le bilan de carbone

2670     L'estimation du bilan de carbone de la tourbière de La Guette montre que l'écosys-  
2671 tème fonctionne comme une source de carbone. Sur les deux années de suivi elle a ainsi  
2672 perdue  $220 \pm 33 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  malgré un niveau de nappe d'eau proche de la surface  
2673 du sol. Ce bilan est déterminé en grande partie par le bilan des flux de CO<sub>2</sub> qui sont  
2674 deux ordres de grandeur au dessus de celles du CH<sub>4</sub> et du COD. Si on schématise ce  
2675 bilan on considérant 100 atomes de carbone qui entrent dans la tourbière (PPB) on a :

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

2676     Soit 118 atomes de carbone émis sous forme de CO<sub>2</sub> respiré, 2 sous forme de CH<sub>4</sub>  
2677 et 1 sous forme de COD et un déficit de 21 atomes. Pour expliquer ce bilan négatif  
2678 trois points sont à considérer.

2679     Le premier concerne les températures moyennes annuelles du site qui sont élevées  
2680 par rapport à d'autres tourbières. Ces températures entraînent des flux importants  
2681 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.

---

2711 Les bilans estimés pour les années 2013 et 2014 différent : la tourbière de La  
2712 Guette est une source plus importante en 2013 ( $-301 \pm 47 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) qu'en 2014  
2713 ( $-138 \pm 20 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ). Les valeurs de la RE sont proches pendant les deux années  
2714 et cette différences semble davantage être causée par une hausse de la PPB de  $957 \pm 182$   
2715 à  $1184 \pm 225 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  entre 2013 et 2014. Ce constat est à mettre en parallèle avec  
2716 l'histoire de la tourbière qui sort de plusieurs années de bilan hydrique négatif et d'as-  
2717 séchement important. Le niveau de la nappe d'eau était élevé dès de début des mesures,  
2718 cependant il est possible que les capacités de développement et de photosynthèse de la  
2719 végétation soient encore amoindrie en 2013. (**Corroboreé par mesure par groupe**)

## 2720 Variabilité spatiale des flux

2721 Ces travaux ont également montré la forte variabilité spatiale des flux de CO<sub>2</sub>  
2722 sur la tourbière de La Guette. Sur les 13 ha de la tourbière, la variabilité spatiale des  
2723 flux de CO<sub>2</sub> s'étend sur une gamme aussi importante que celle visible à l'échelle de  
2724 l'hémisphère nord entre différents sites (Figure 3.31–A et B). Les estimations de bilan  
2725 dépassent même la gamme les valeurs relevées dans la littérature (Figure 3.31–C).  
2726 Ces résultats soulignent l'importance de la variabilité spatiale et de la nécessité de la  
2727 considérer lors du développement de protocoles de suivi des flux de GES. Concernant  
2728 le CH<sub>4</sub>, le nombre limité de points de mesure ne permet pas de faire le même type de  
2729 comparaison.

2730 Paradoxalement les zones de la tourbières fonctionnant en puits de carbone sont  
2731 celles où les herbacées sont dominantes. Il est possible que le potentiel de photosynthèse  
2732 de l'écosystème, et plus particulièrement celui des sphaignes ne soit pas à son maximum  
2733 après les années sèches qui ont précédé les mesures.

## 2734 Effet de l'hydrologie sur les flux de GES

2735 Même si les faibles variations du niveau de la nappe d'eau mesurée sur la tourbière de  
2736 La Guette pendant les deux années de mesure n'ont pas permis de les relier directement  
2737 aux émissions de GES, l'hydrologie joue un rôle important.

2738 D'abord l'importance de flux de CH<sub>4</sub>, dont l'estimation est plutôt dans la tranche  
2739 supérieure des valeurs relevées dans la littérature, est probablement liée au niveau de  
2740 la nappe d'eau. Ce dernier en étant proche de la surface du sol empêche l'oxydation  
2741 du CH<sub>4</sub>. Le fait d'avoir des flux plus faible en 2013, année où le niveau de nappe  
2742 a légèrement baissé en été, qu'en 2014 va dans ce sens. Suite aux expérimentations  
2743 sur mésocosmes, il semble d'ailleurs qu'à niveau de nappe d'eau élevé, la proportion  
2744 aérobiose/anaérobiose de la colonne de sol ne soit plus le processus prépondérant de contrôle  
2745 des émissions de CH<sub>4</sub>.

2746 Ensuite malgré un niveau moyen de la nappe d'eau plus élevé en 2014 qu'en 2013,  
2747 l'estimation de la quantité d'eau sortant de la tourbière est également supérieure en  
2748 2014. Cette inconsistance apparente s'explique probablement par l'histoire de la tour-  
2749 bière pendant les années précédents les mesures. En 2011 et 2012 la tourbière a subit  
2750 un étiage important et s'est vidée d'une part importante de son eau (Figure 2.5). En  
2751 2013 une partie importante de l'eau arrivant dans la tourbière a donc servie à la «  
2752 remplir ». Cet effet est beaucoup moins apparent en 2014, du fait que la tourbière s'est  
2753 remplie en 2013. Ces variations dans la décharge en eau de la tourbières sont la source  
2754 des différences d'estimation du COD entre 2013 et 2014.

2755 Enfin, même si aucune tendance directe n'est visible avec les flux de CO<sub>2</sub>, le ni-  
2756 veau de la nappe d'eau particulièrement élevé pendant les deux années de mesure a  
2757 probablement eu un rôle. Notamment il a pu limiter les flux de RE en minimisant la  
2758 proportion aérobiose de la colonne de tourbe. Cependant, les flux observés sont impor-  
2759 tant. *Molinia caerulea* et *Eriophorum Augustifolium* possèdent un aérenchyme, cette  
2760 adaptation aux milieux inondés leur permet de maintenir des échanges gazeux entre  
2761 leurs racines à l'atmosphère. Son effet est davantage visible sur les expérimentations  
2762 sur mésocosmes, où un niveau de la nappe d'eau plus bas entraîne une augmentation  
2763 des émissions de la RE.

---

## **2764 Les modèles**

### **2765 Intérêt de l'évaluation**

2766 Que ce soit pour la PPB ou la RE, la prise en compte de la végétation améliore  
2767 la calibration des modèles. Pour la PPB l'intégration de la végétation n'améliore pas  
2768 l'évaluation du modèle. Ceci indique que, si d'autres suivis du même type sont effectués  
2769 sur le site, la prise en compte de la végétation devra être revue. De plus, l'intégration  
2770 de la végétation dans l'estimation des flux de PPB a un effet important sur le bilan  
2771 final de l'écosystème. À l'inverse pour la RE l'intégration de la végétation, qui améliore  
2772 également l'évaluation, change de manière marginale, mais significative (l'AIC dimi-  
2773 nue) l'estimation du flux de carbone. Son utilisation pour estimer les flux de RE dans  
2774 d'autres contextes sur la tourbière de La Guette semble pertinent. Enfin l'estimation  
2775 du CH<sub>4</sub>, dont l'évaluation montre une erreur importante, doit être limité à l'estima-  
2776 tion d'un ordre de grandeur des flux émis lors de ce suivi en particulier. Ces résultats  
2777 montrent l'intérêt de l'évaluation des modèles utilisés pour pouvoir préciser leur limites  
2778 d'utilisation mais également les limites dans les interprétations.

2779 La prise en compte de la végétation reste une difficulté importante, l'observation  
2780 répétée nécessitant des mesures non destructives, souvent imprécises ou très coûteuses  
2781 en temps.

### **2782 Modélisation saisonnière et mesures horaires**

2783 Les estimations des flux de la tourbière de La Guette par les modèles du chapitre 3  
2784 ont été calculées à l'heure. Elles ont donc pu être comparées aux données acquises sur le  
2785 même site lors d'autres expérimentations, notamment grâce à l'utilisation de méthodes  
2786 de mesures identiques sur l'ensemble de ces travaux. Ainsi si l'on compare la RE estimée  
2787 à l'aide des modèles RE-1 et RE-3 (chapitre 3) aux données acquises à haute fréquence  
2788 (chapitre 5) on observe un écart important entre les valeurs mesurées et celles estimées  
2789 par les modèles (Figure 5.6). Pour expliquer cet écart on peut considérer les deux points  
2790 suivants :

2791 Premier point, on compare des modèles qui prennent en compte la variabilité spa-  
 2792 tiale du site (une partie au moins, à travers les vingt points qui on servi à les calibrer)  
 2793 à des mesures réalisées sur quatre embases dans une zone restreinte de la tourbière (20  
 2794 x 20 m). Ces quatre points ayant une représentativité spatiale limitée et ont été choisi  
 2795 pour leur similarités. Cet écart peut donc être en partie le reflet de la variabilité spatiale  
 2796 des flux dans la tourbière. Cet argument est soutenu par les mesures de RE réalisées le  
 2797 24 et le 25 juillet 2013, soit 5 jours avant les mesures haute fréquence et dont la gamme  
 2798 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  
 2799 sur la figure 5.6. Les estimations des modèles RE-1 et RE-3 restent majoritairement  
 2800 dans cette gamme de valeurs. Par ailleurs, la placette p04 (Figure 3.1) la plus proche  
 2801 des mesures haute fréquences, est dans la gamme basse des flux que ce soit pour la  
 2802 campagne du 24-25 juillet : troisième flux le plus faible mesuré ( $6,1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) ou  
 2803 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  
 2804 à la moyenne de l'ensemble des placettes valant  $3,77 \pm 2,89 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

2805 Second point, le modèle est calibré à partir de moyennes des flux par campagne  
 2806 de mesure (Figure 3.8–A et B). Ces moyennes sont comprises entre  $0,69 \pm 0,27$  et  
 2807  $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Par conséquent les estimations des modèles, (spécialement  
 2808 RE-1), en dehors de cette gamme sont du domaine de l'extrapolation et donc à consi-  
 2809 dérer avec précaution.

2810 Ces deux points considérés, il semble que les estimations des modèles RE-1 et RE-3,  
 2811 malgré les écarts que l'on peut observées, restent cohérentes avec les mesures effectuées  
 2812 aux différentes échelles. Le modèle RE-3 reste davantage encore que le modèle RE-1  
 2813 dans la gamme de valeur attribuable en grande partie, à la variabilité spatiale. Cette  
 2814 comparaison montre également l'importance de la variabilité spatiale des flux dans les  
 2815 tourbières et la difficulté qu'il peut y avoir à la prendre en compte de façon satisfaisante.

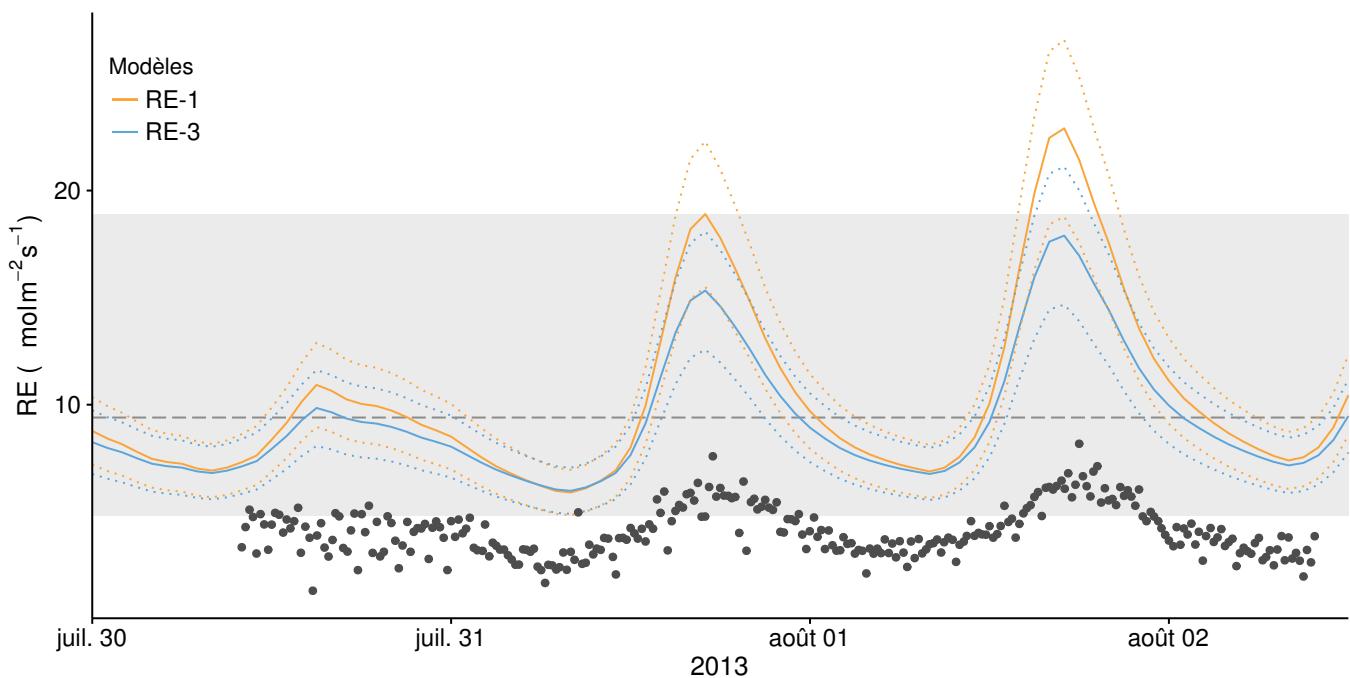


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les valeurs estimées par les modèles RE-1 (ligne orange), RE-3 (ligne bleue) et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013 (points noirs). Les lignes de pointillés représentent l'erreur (NRMSE) associée aux modèles. La zone grisée correspond 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>2816</sup> Perspectives

<sup>2817</sup> Sur les données acquises pendant ce travail, un certain nombre de points mérite-  
<sup>2818</sup> raient d'être approfondi. Ainsi il serait intéressant d'explorer le détail des relations flux  
<sup>2819</sup> de GES/facteurs contrôlant pour chaque placette. Ceci permettrait d'estimer si la va-  
<sup>2820</sup> riabilité spatiale observée est plutôt liée à une différence de sensibilité avec des facteurs  
<sup>2821</sup> contrôlant identiques, ou si elle est plutôt liée à une différence dans la prépondérance  
<sup>2822</sup> des facteurs contrôlant. Certaines placettes plus sensibles à la baisse du niveau de la  
<sup>2823</sup> nappe d'eau en 2013 gagneraient peut être à l'inclusion du niveau de nappe dans leurs  
<sup>2824</sup> estimations.

<sup>2825</sup> Continuer de suivre les flux de GES et d'estimer le bilan de carbone de l'écosys-  
<sup>2826</sup> tème à plus long terme semble également indispensable afin de comprendre comment  
<sup>2827</sup> fonctionne le système vis-à-vis de processus dont l'amplitude temporelle est plus im-  
<sup>2828</sup> portante. Par exemple la variation inter-annuelle des températures, des précipitations,

2829 du niveau de la nappe ou les variations des communautés végétales. Ce suivi sera pro-  
2830 bablement fait dans le cadre du SNO Tourbière et de l'installation prochaine d'une tour  
2831 Eddy Covariance permettant de mesurer les flux à plus haute fréquence et de façon  
2832 continue. Idéalement le suivi spatial avec les chambres et de mesure par Eddy Cova-  
2833 riance permettrait de comparer ces deux méthodes et leurs estimations respectives.

2834 En ce qui concerne l'hydrologie, la suite du projet CARBIODIV devrait permettre  
2835 d'estimer l'effet de la restauration hydrologique de la tourbière de La Guette sur les  
2836 flux de GES et la végétation.

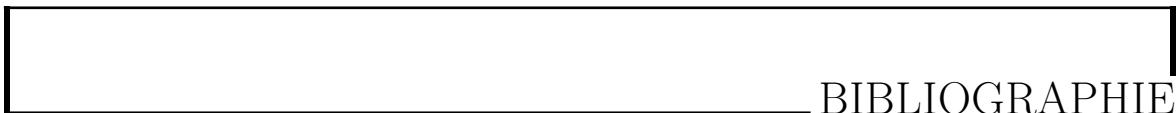
2837 En partenariat avec le LSCE les données acquises pendant ces travaux pourront être  
2838 valorisées en servant à la calibration de modèles à des échelles globales. Des données  
2839 on d'ors et déjà été envoyée à Chloé Largeron qui développe un code "tourbière" dans  
2840 le modèle ORCHIDEE.

2841 Modèles : PCARS (frolking2002), MWM (Wu2013), TOPMODEL (Stocker2014)



2842

2843



## BIBLIOGRAPHIE

- 2844 AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect  
2845 trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and*  
2846 *Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- 2847 AKAIKE, H. (1974). A new look at the statistical model identification. *Autom. Control*  
2848 *IEEE Trans. On*, 19(6):716–723.
- 2849 ALM, J., SAARNIO, S., NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. et MARTIKAINEN, P. (1999). Winter  
2850 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeo-*  
2851 *chemistry*, 44(2):163–186.
- 2852 ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H.,  
2853 NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance  
2854 for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- 2855 ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques  
2856 for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic*  
2857 *Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- 2858 ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U.,  
2859 CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS  
2860 (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet.*  
2861 *Sci.*, 37(1):117.
- 2862 ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International*  
2863 *Geophysics Series*. Academic Press.
- 2864 AURELA, M., LAURILA, T. et TUOVINEN, J.-P. (2004). The timing of snow melt  
2865 controls the annual CO<sub>2</sub> balance in a subarctic fen. *Geophys. Res. Lett.*, 31(16):  
2866 L16119.
- 2867 AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITTIILA,  
2868 E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO<sub>2</sub> exchange of a sedge fen  
2869 in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- 2870 BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014).  
2871 Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in nor-  
2872 thern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.

- 2873 BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil  
2874 Sci.*, 47(2):151–163.
- 2875 BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMELELLI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N.,  
2876 RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A.,  
2877 CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUYSSAERT, S., MARGO-  
2878 LIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS,  
2879 C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Up-  
2880 take : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- 2881 BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls  
2882 on CH<sub>4</sub> emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–  
2883 91.
- 2884 BEYER, C. et HÖPER, H. (2015). Greenhouse gas exchange of rewetted bog peat extrac-  
2885 tion sites and a Sphagnum cultivation site in northwest Germany. *Biogeosciences*,  
2886 12(7):2101–2117.
- 2887 BEYER, C., LIEBERSBACH, H. et HÖPER, H. (2015). Multiyear greenhouse gas flux  
2888 measurements on a temperate fen soil used for cropland or grassland. *J. Plant Nutr.  
2889 Soil Sci.*, pages n/a–n/a.
- 2890 BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2013). A water-table dependent  
2891 reservoir model to investigate the effect of drought and vascular plant invasion on  
2892 peatland hydrology. *Journal of Hydrology*, 499:132–139.
- 2893 BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls.  
2894 *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.
- 2895 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland  
2896 mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 2897 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in  
2898 the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 2899 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.  
2900 (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-  
2901 generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 2902 BRAGAZZA, L., SIFFI, C., IACUMIN, P. et GERDOL, R. (2007). Mass loss and nutrient  
2903 release during litter decay in peatland : the role of microbial adaptability to litter  
2904 chemistry. *Soil Biol. Biochem.*, 39(1):257–267.
- 2905 BUBIER, J. (1995). The relationship of vegetation to methane emission and hydroche-  
2906 mical gradients in northern peatlands. *J Ecol*, 83(3):403–420.
- 2907 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).  
2908 Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.  
2909 *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 2910 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).  
2911 Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide  
2912 Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.

- 2913 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).  
 2914 Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in a boreal peatland  
 2915 complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 2916 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).  
 2917 Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the  
 2918 zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,  
 2919 9(4):455–470.
- 2920 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge  
 2921 of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 2922 BURNHAM, K. P. et ANDERSON, D. R. (2002). *Model selection and multimodel infe-*  
 2923 *rence : a practical information-theoretic approach*. Springer.
- 2924 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions  
 2925 stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :  
 2926 Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell*  
 2927 *Environ.*, 33(3):394–407.
- 2928 CARROLL, P. et CRILL, P. (1997). Carbon balance of a temperate poor fen. *Glob.*  
 2929 *Biogeochem. Cycles*, 11(3):349–356.
- 2930 CHANTON, J. P. (2005). The effect of gas transport on the isotope signature of methane  
 2931 in wetlands. *Org. Geochem.*, 36(5):753–768.
- 2932 CHAPIN, F., WOODWELL, G., RANDERSON, J., LOVETT, G., RASTETTER, E., BAL-  
 2933 DOCCHI, D., CLARK, D., HARMAN, M., SCHIMEL, D., VALENTINI, R., WIRTH, C.,  
 2934 ABER, J., COLE, J., GIBLIN, A., GOULDEN, M., HARDEN, J., HEIMANN, M., HO-  
 2935 WARTH, R., MATSON, P., MC GUIRE, A., MELILLO, J., MOONEY, H., NEFF, J.,  
 2936 HOUGHTON, R., PACE, M., RYAN, M., RUNNING, S., SALA, O., SCHLESINGER, W.  
 2937 et SCHULZE, E.-D. (2006). Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and me-  
 2938 thodology. *Ecosystems*, 9:1041–1050.
- 2939 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,  
 2940 H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et  
 2941 OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :  
 2942 a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.
- 2943 CHIMNER, R. A. et EWEL, K. C. (2005). A tropical freshwater wetland : II. Production,  
 2944 decomposition, and peat formation. *Wetl. Ecol. Manag.*, 13(6):671–684.
- 2945 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,  
 2946 JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional  
 2947 climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group*  
 2948 *Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11*,  
 2949 pages 847–940.
- 2950 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. J. et TURNER, J. (2013).  
 2951 Climate phenomena and their relevance for future regional climate change. In STOCKER,  
 2952 T. F., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M. M. B., ALLEN, S. K., BO-  
 2953 SCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V. et MIDGLEY, P. M., éditeurs : *Climate*

- 2954      *Change 2013 : The physical science basis. Contribution of Working Group I to the*  
2955      *fifth Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 1217–  
2956      1308. Cambridge University Press, Cambridge.
- 2957      CHRISTENSEN, T. R., PANIKOV, N., MASTEPANOV, M., JOABSSON, A., STEWART,  
2958      A., ÖQUIST, M., SOMMERKORN, M., REYNAUD, S. et SVENSSON, B. (2003). Biotic  
2959      controls on CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> exchange in wetlands – a closed environment study.  
2960      *Biogeochemistry*, 64(3):337–354.
- 2961      CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,  
2962      A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and  
2963      other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis.*  
2964      *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 2965      CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peat-  
2966      land. *Oikos*, pages 368–388.
- 2967      COLES, J. R. et YAVITT, J. B. (2002). Control of methane metabolism in a forested  
2968      northern wetland, New York State, by aeration, substrates, and peat size fractions.  
2969      *Geomicrobiol. J.*, 19(3):293–315.
- 2970      COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on  
2971      internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 2972      CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO<sub>2</sub> emission from a northern  
2973      peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 2974      CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual  
2975      Q<sub>10</sub> of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature  
2976      sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 2977      DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (2014). Diurnal deviations in the relationship  
2978      between CO<sub>2</sub> efflux and temperature : A case study. *CATENA*, 123:263–269.
- 2979      DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration  
2980      in terrestrial ecosystems : moving beyond Q<sub>10</sub>. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2981      DINSMORE, K. J., BILLETT, M. F., SKIBA, U. M., REES, R. M., DREWER, J. et  
2982      HELFTER, C. (2010). Role of the aquatic pathway in the carbon and greenhouse gas  
2983      budgets of a peatland catchment. *Glob. Change Biol.*, 16(10):2750–2762.
- 2984      DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect  
2985      of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*,  
2986      318(1-2):229–242.
- 2987      ELSGAARD, L., GÖRRES, C.-M., HOFFMANN, C. C., BLICHER-MATHIESEN, G.,  
2988      SCHELDE, K. et PETERSEN, S. O. (2012). Net ecosystem exchange of CO<sub>2</sub> and  
2989      carbon balance for eight temperate organic soils under agricultural management.  
2990      *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 162:52–67.
- 2991      ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of  
2992      the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.

- 2994 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO<sub>2</sub> efflux on temperature.  
2995     *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.
- 2996 FAROUIKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics.  
2997     Trans Tech Pub., Rockport, MA.
- 2998 FARQUHAR, G. D., VON CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model  
2999     of photosynthetic CO<sub>2</sub> assimilation in leaves of C<sub>3</sub> species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 3000 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum,  
3001     de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 3002 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUIT-  
3003     TILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate  
3004     system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 3005 GARCIA, J.-L., PATEL, B. K. et OLLIVIER, B. (2000). Taxonomic, phylogenetic, and  
3006     ecological diversity of methanogenic Archaea. *Anaerobe*, 6(4):205–226.
- 3007 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011).  
3008     *Sols et Environnement*, (2e édn), volume 28 de *Sciences Sup*. Editions Dunod : Paris,  
3009     Vottem, Belgique, 2nd édition édition.
- 3010 GLASER, P. H. et CHANTON, J. P. (2009). Methane accumulation and release from deep  
3011     peat : measurements, conceptual models, and biogeochemical significance. *Carbon  
3012     Cycl. North. Peatl.*, pages 145–158.
- 3013 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.  
3014     (2011). In situ quantification of CH<sub>4</sub> bubbling events from a peat soil using a new  
3015     infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 3016 GOGO, S., LAGGOUN-DÉFARGE, F., MERZOUKI, F., MOUNIER, S., GUIRIMAND-  
3017     DUFOUR, A., JOZJA, N., HUGUET, A., DELARUE, F. et DÉFARGE, C. (2015). In  
3018     situ and laboratory non-additive litter mixture effect on C dynamics of Sphagnum  
3019     rubellum and Molinia caerulea litters. *J. Soils Sediments*, pages 1–15.
- 3020 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable  
3021     Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 3022 GORNALL, J. L., WOODIN, S. J., JÓNSDÓTTIR, I. S. et van der WAL, R. (2011).  
3023     Balancing positive and negative plant interactions : how mosses structure vascular  
3024     plant communities. *Oecologia*, 166(3):769–782.
- 3025 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of  
3026     annual CO<sub>2</sub> flux of temperate peat soils under permanent grassland management.  
3027     *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 3028 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-  
3029     CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity  
3030     of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.

- 3031 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-  
3032 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOULLAUD, B. et  
3033 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements  
3034 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*  
3035 *nology*, 22(7):1–17.
- 3036 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*  
3037 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 3038 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-  
3039 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*  
3040 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 3041 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO<sub>2</sub>  
3042 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.
- 3043 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*  
3044 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 3045 HOBBIE, S. E. (1996). Temperature and plant species control over litter decomposition  
3046 in Alaskan tundra. *Ecol. Monogr.*, 66(4):503–522.
- 3047 HUC, A. (1980). Origin and formation of organic matter in recent sediments and its  
3048 relation to kerogen. In *Kerogen : Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks*,  
3049 pages 445–476. Editions TECHNIP.
- 3050 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of  
3051 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,  
3052 1(11):763–766.
- 3053 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,  
3054 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.  
3055 (2007). Variability of annual CO<sub>2</sub> exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,  
3056 4(5):803–816.
- 3057 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls  
3058 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &*  
3059 *Evolution*, 14(10):385–388.
- 3060 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of  
3061 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.
- 3062 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., von BLOH,  
3063 W., BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-  
3064 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-  
3065 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISINGER,  
3066 A., SEGSCHEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,  
3067 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and  
3068 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :  
3069 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.

- 3070 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International  
3071 mire conservation group.
- 3072 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the  
3073 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on  
3074 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 3075 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-  
3076 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate  
3077 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 3078 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,  
3079 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL,  
3080 M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓT-  
3081 TIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHKNIN,  
3082 A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-  
3083 BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et  
3084 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).  
3085 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 3086 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (2005). A conceptual model of volume-change controls  
3087 on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.
- 3088 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of  
3089 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohy-  
3090 drology*, 7(2):771–782.
- 3091 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,  
3092 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from  
3093 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 3094 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO<sub>2</sub> flux in a Minnesota peatland.  
3095 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 3096 KOEHLER, A.-K., SOTTOCORNOLA, M. et KIELY, G. (2011). How strong is the current  
3097 carbon sequestration of an Atlantic blanket bog? *Glob. Change Biol.*, 17(1):309–319.
- 3098 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,  
3099 19(4):409–421.
- 3100 LAI, D. Y. F., ROULET, N. T. et MOORE, T. R. (2014). The spatial and temporal  
3101 relationships between CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> exchange in a temperate ombrotrophic bog.  
3102 *Atmospheric Environment*, 89:249–259.
- 3103 LAIHO, R. (2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting  
3104 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):  
3105 2011–2024.
- 3106 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-  
3107 sification of peats and organic soils. In *Testing of peats and organic soils*, volume  
3108 820, pages 37–51.

- 3109 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society  
3110 Jyskä.
- 3111 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-  
3112 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 3113 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,  
3114 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUB, G. (2008). Peatlands and the  
3115 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeos-  
3116 ciences*, 5(2):1475–1491.
- 3117 LIU, W., FOX, J. E. et XU, Z. (2000). Leaf litter decomposition of canopy trees, bamboo  
3118 and moss in a montane moist evergreen broad-leaved forest on Ailao Mountain,  
3119 Yunnan, south-west China. *Ecol. Res.*, 15(4):435–447.
- 3120 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of  
3121 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.  
3122 Emiss. Soil Water*, pages 14–51.
- 3123 LOHILA, A., AURELA, M., REGINA, K. et LAURILA, T. (2003). Soil and total ecosystem  
3124 respiration in agricultural fields : effect of soil and crop type. *Plant Soil*, 251(2):303–  
3125 317.
- 3126 LONG, S. P. et HÄLLGREN, J.-E. (1993). Measurement of CO<sub>2</sub> assimilation by plants  
3127 in the field and the laboratory. In HALL, D. O., SCURLOCK, J. M. O., Bolhàr  
3128 NORDENKAMPF, H. R., LEEGOOD, R. C. et LONG, S. P., éditeurs : *Photosynthesis  
3129 and Production in a Changing Environment*, pages 129–167. Springer Netherlands.
- 3130 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects  
3131 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.  
3132 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 3133 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 1 - Introduction and overview. In LUO, Y. et  
3134 ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 3 – 15. Academic  
3135 Press, Burlington.
- 3136 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 4 - Processes of {CO<sub>2</sub>transport} from soil  
3137 to the atmosphere. In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the  
3138 Environment*, pages 61 – 76. Academic Press, Burlington.
- 3139 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006c). Chapter 5 - Controlling factors. In LUO, Y. et ZHOU,  
3140 X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,  
3141 Burlington.
- 3142 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006d). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.  
3143 In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 161  
3144 – 185. Academic Press, Burlington.
- 3145 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,  
3146 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands  
3147 and atmospheric CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> variations. *Science*, 314(5797):285–288.

- 3148 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-  
 3149 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-  
 3150 SENSI, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).  
 3151 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-  
 3152 vel. *Science*, 329(5993):838–840.
- 3153 MALMER, N., SVENSSON, B. M. et WALLÉN, B. (1994). Interactions between Sphagnum  
 3154 mosses and field layer vascular plants in the development of peat-forming systems.  
 3155 *Folia geobot. phytotax.*, 29(4):483–496.
- 3156 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,*  
 3157 *Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 3158 MCNEIL, P. et WADDINGTON, J. M. (2003). Moisture controls on Sphagnum growth  
 3159 and CO<sub>2</sub> exchange on a cutover bog. *J. Appl. Ecol.*, 40(2):354–367.
- 3160 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.  
 3161 (2002). Plant biomass and production and CO<sub>2</sub> exchange in an ombrotrophic bog.  
 3162 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.
- 3163 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (2015). Carbon dioxide  
 3164 flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming and  
 3165 water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–1111.
- 3166 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classifica-*  
 3167 *tion system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 3168 NILSSON, M., MIKKELÄ, C., SUNDH, I., GRANBERG, G., SVENSSON, B. H. et RAN-  
 3169 NEBY, B. (2001). Methane emission from Swedish mires : National and regional  
 3170 budgets and dependence on mire vegetation. *J. Geophys. Res.*, 106(D18):20847–  
 3171 20860.
- 3172 NILSSON, M., SAGERFORS, J., BUFFAM, I., LAUDON, H., ERIKSSON, T., GRELLE, A.,  
 3173 KLEMEDTSSON, L., WESLIEN, P. et LINDROTH, A. (2008). Contemporary carbon  
 3174 accumulation in a boreal oligotrophic minerogenic mire – a significant sink after  
 3175 accounting for all C-fluxes. *Glob. Change Biol.*, 14(10):2317–2332.
- 3176 NORDSTROEM, C., SOEGAARD, H., CHRISTENSEN, T. R., FRIBORG, T. et HANSEN,  
 3177 B. U. (2001). Seasonal carbon dioxide balance and respiration of a high-arctic fen  
 3178 ecosystem in NE-Greenland. *Theor Appl Climatol*, 70(1-4):149–166.
- 3179 OLEFELDT, D., ROULET, N. T., BERGERON, O., CRILL, P., BÄCKSTRAND, K. et  
 3180 CHRISTENSEN, T. R. (2012). Net carbon accumulation of a high-latitude perma-  
 3181 frost palsu mire similar to permafrost-free peatlands : CARBON BALANCE OF A  
 3182 SUBARCTIC PEATLAND. *Geophys. Res. Lett.*, 39(3):n/a–n/a.
- 3183 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :  
 3184 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.
- 3185 PALES, J. C. et KEELING, C. D. (1965). The concentration of atmospheric carbon  
 3186 dioxide in Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 70(24):6053–6076.

- 3187 PARISH, F., SIRIN, A., CHARMAN, D., JOOSTEN, H., MINAYEVA, T., SILVIUS, M. et  
 3188 STRINGER, L. (2008). *Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change : Main Report*. Global Environment Centre & Wetlands International.
- 3190 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon  
 3191 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 3192 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007).  
 3193 Dependence of the Q<sub>10</sub> values on the depth of the soil temperature measuring point.  
 3194 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 3195 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLE,  
 3196 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing  
 3197 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide  
 3198 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 3199 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,  
 3200 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Riviere watershed,  
 3201 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 3202 PHILIPPE DE SOUABE-ZYRIANE (1988). Van Helmont Jan Baptist - (1577-1644).  
 3203 In *Encyclopædia Universalis, Thesaurus index*, volume 3, page 3072. Encyclopædia  
 3204 Universalis, Malesherbes, Paris, 3 édition.
- 3205 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel  
 3206 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–  
 3207 527.
- 3208 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil  
 3209 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 3210 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas scenarios : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.  
 3211 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 3212 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,  
 3213 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,  
 3214 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGHTON,  
 3215 J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI,  
 3216 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.
- 3217 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINKKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ,  
 3218 S., LOHLA, A., LARMOLA, T., MORERO, M., PIHLATIE, M., JANSENS, I., YUSTE,  
 3219 J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØSTRENG,  
 3220 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.

- 3227 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil  
3228 respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.
- 3229 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines*  
3230 *et collines*. Forêt privée française.
- 3231 RAMSAR, C. (1987). *Convention relative aux zones humides d'importance internatio-*  
3232 *nale particulièrement comme habitats des oiseaux d'eau, (Ramsar, Iran, 1971) telle*  
3233 *qu'amendée en 1982 et 1987.*
- 3234 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for  
3235 very long optical paths. *Applied Optics*, 46(22):5408–5418.
- 3236 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la  
3237 séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 3238 ROBROEK, B. J., VAN RUIJVEN, J., SCHOUTEN, M. G., BREEUWER, A., CRUSHELL,  
3239 P. H., BERENDSE, F. et LIMPENS, J. (2009). Sphagnum re-introduction in degraded  
3240 peatlands : The effects of aggregation, species identity and water table. *Basic and*  
3241 *Applied Ecology*, 10(8):697–706.
- 3242 ROULET, N. T., LAFLEUR, P. M., RICHARD, P. J. H., MOORE, T. R., HUMPHREYS,  
3243 E. R. et BUBIER, J. (2007). Contemporary carbon balance and late Holocene carbon  
3244 accumulation in a northern peatland. *Global Change Biology*, 13(2):397–411.
- 3245 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Adaptations to the peatland habitat. In *The biology*  
3246 *of Peatlands*, pages 65–84. Oxford University Press.
- 3247 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Peatland habitats. In *The biology of Peatlands*,  
3248 pages 85–107. Oxford University Press.
- 3249 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013c). Productivity and peat accumulation. In *The biology*  
3250 *of Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 3251 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013d). Sphagnum - the builder of boreal peatlands. In  
3252 *The biology of Peatlands*, pages 65–84. Oxford University Press.
- 3253 SEGERS, R. (1998). Methane production and methane consumption : a review of  
3254 processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41(1):23–51.
- 3255 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (1987). Biospheric CO<sub>2</sub> emissions during the  
3256 past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*, 39B(1–  
3257 2):140–154.
- 3258 SIGG, L., BEHRA, P. et STUMM, W. (2014). Cycles biogéochimiques des éléments  
3259 dans les milieux aquatiques. In *Chimie des milieux aquatiques-5e édition : Cours et*  
3260 *exercices corrigés*, pages 411–470. Dunod, Paris.
- 3261 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996).  
3262 The contribution of plant roots to CO<sub>2</sub> fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*,  
3263 23(2):126–131.

- 3264 SINGH, J. S. et GUPTA, S. R. (1977). Plant decomposition and soil respiration in  
3265 terrestrial ecosystems. *Bot. Rev.*, 43(4):449–528.
- 3266 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA,  
3267 O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands  
3268 a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*,  
3269 303(5656):353–356.
- 3270 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the  
3271 relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes  
3272 in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.
- 3273 STOCKER, T. F., QIN, D., PLATTNER, G. K., TIGNOR, M., ALLEN, S. K., BOSCHUNG,  
3274 J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, B. et MIDGLEY, B. M. (2013). *IPCC, 2013 : climate  
3275 change 2013 : the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth  
3276 assessment report of the intergovernmental panel on climate change.* Cambridge  
3277 University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- 3278 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change.* IPS, International Peat Society,  
3279 Jyväskylä, Finland.
- 3280 STRACK, M. et PRICE, J. S. (2009). Moisture controls on carbon dioxide dynamics of  
3281 peat-Sphagnum monoliths. *Ecohydrology*, 2(1):34–41.
- 3282 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and  
3283 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,  
3284 9(2):278–287.
- 3285 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr  
3286 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 3287 SVENSSON, B. M. (1995). Competition between Sphagnum fuscum and Drosera rotun-  
3288 difolia : A Case of Ecosystem Engineering. *Oikos*, 74(2):205–212.
- 3289 SYED, K. H., FLANAGAN, L. B., CARLSON, P. J., GLENN, A. J. et VAN GAALEN, K. E.  
3290 (2006). Environmental control of net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in a treed, moderately  
3291 rich fen in northern Alberta. *Agricultural and Forest Meteorology*, 140(1–4):97–114.
- 3292 TARNOCAI, C., CANADELL, J. G., SCHUUR, E. a. G., KUHRY, P., MAZHITOVA, G. et  
3293 ZIMOV, S. (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost  
3294 region. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 23(2):n/a–n/a.
- 3295 TAYLOR, K., ROWLAND, A. P. et JONES, H. E. (2001). Molinia caerulea (L.) Moench.  
3296 *J. Ecol.*, 89(1):126–144.
- 3297 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale  
3298 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH<sub>4</sub> flux in a temperate  
3299 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 3300 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a  
3301 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,  
3302 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1–3):409–422.

- 3303 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in  
3304 the CO<sub>2</sub> balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,  
3305 118(1-3):371–387.
- 3306 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-  
3307 DEN, J. W. et MC GUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and  
3308 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan  
3309 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 3310 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating  
3311 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and  
3312 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 3313 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.  
3314 (2001). Response of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions from peatlands to warming and water  
3315 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.
- 3316 VAN BREEMEN, N. (1995). How Sphagnum bogs down other plants. *Trends Ecol.  
3317 Evol.*, 10(7):270–275.
- 3318 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,  
3319 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).  
3320 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO<sub>2</sub>  
3321 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 3322 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Frontiers  
3323 and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data  
3324 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 3325 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion  
3326 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water  
3327 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology (submitted)*.
- 3328 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned  
3329 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.
- 3330 WAGNER, D. J. et TITUS, J. E. (1984). Comparative desiccation tolerance of two  
3331 Sphagnum mosses. *Oecologia*, 62(2):182–187.
- 3332 WARD, S. E., OSTLE, N. J., OAKLEY, S., QUIRK, H., HENRYS, P. A. et BARDGETT,  
3333 R. D. (2013). Warming effects on greenhouse gas fluxes in peatlands are modulated  
3334 by vegetation composition. *Ecol. Lett.*, 16(10):1285–1293.
- 3335 WEEDON, J. T., AERTS, R., KOWALCHUK, G. A., VAN LOGTESTIJN, R., ANDRINGA,  
3336 D. et VAN BODEGOM, P. M. (2013). Temperature sensitivity of peatland C and N  
3337 cycling : Does substrate supply play a role ? *Soil Biology and Biochemistry*, 61:109–  
3338 120.
- 3339 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHA-  
3340 PIN, C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and  
3341 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.

- 3342 WHALEN, S. C. et PEIRCE, J. J. (2005). Biogeochemistry of methane exchange between  
3343 natural wetlands and the atmosphere. *Environmental engineering science*, 22(1):73–  
3344 94.
- 3345 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).  
3346 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total  
3347 Environment*, 407(13):4084–4094.
- 3348 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.  
3349 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.
- 3350 WULLSCHLEGER, S. D. (1993). Biochemical limitations to carbon assimilation in C3  
3351 plants—a retrospective analysis of the A/Ci curves from 109 species. *J. Exp. Bot.*,  
3352 44(5):907–920.
- 3353 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-  
3354 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,  
3355 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Se-  
3356 ries Washington, DC.
- 3357 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global  
3358 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).
- 3359 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (2015).  
3360 Ecosystem-atmosphere exchange of CO<sub>2</sub> in a temperate herbaceous peatland in the  
3361 Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

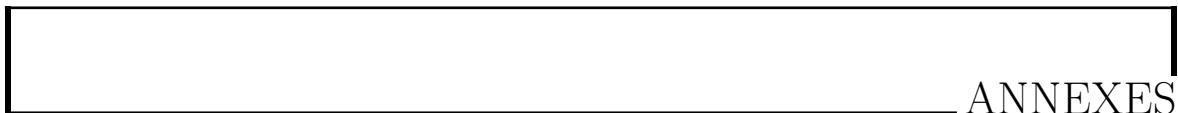
## INDEX

3362	<b>A</b>
3363	atterrissement ..... 11
3364	<b>C</b>
3365	carbone
3366	stock ..... 12
3367	changements globaux ..... 2, 14
3368	<b>E</b>
3369	échange net de l'écosystème
3370	contrôle ..... 21
3371	<b>P</b>
3372	paludification ..... 11
3373	photosynthèse ..... 17
3374	production primaire brute
3375	contrôle ..... 21
3376	<b>R</b>
3377	respiration ..... 18
3378	de l'écosystème ..... 18
3379	contrôle ..... 20
3380	du sol ..... 18
3381	<b>S</b>
3382	services écologiques ..... 3
3383	<b>T</b>
3384	tourbières ..... 8–16
3385	distribution ..... 11
3386	formation ..... 11
3387	surface ..... 10
3388	utilisation ..... 14
3389	turbification ..... 10
3390	<b>Z</b>
3391	zone humide ..... 8



3392

3393



ANNEXES

## <sup>3394</sup> A Photos supplémentaires



(a) droséra

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

## <sup>3395</sup> B protocole végétation

<sup>3396</sup> Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en  
<sup>3397</sup> place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de  
<sup>3398</sup> pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en  
<sup>3399</sup> place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la  
<sup>3400</sup> mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

### <sup>3401</sup> La strate arbustive

<sup>3402</sup> Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en  
<sup>3403</sup> mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes,  
<sup>3404</sup> jusqu'au sommet de l'individu.

### <sup>3405</sup> La strate herbacée

<sup>3406</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>3407</sup> les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver  
<sup>3408</sup> les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas  
<sup>3409</sup> permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces  
<sup>3410</sup> ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.

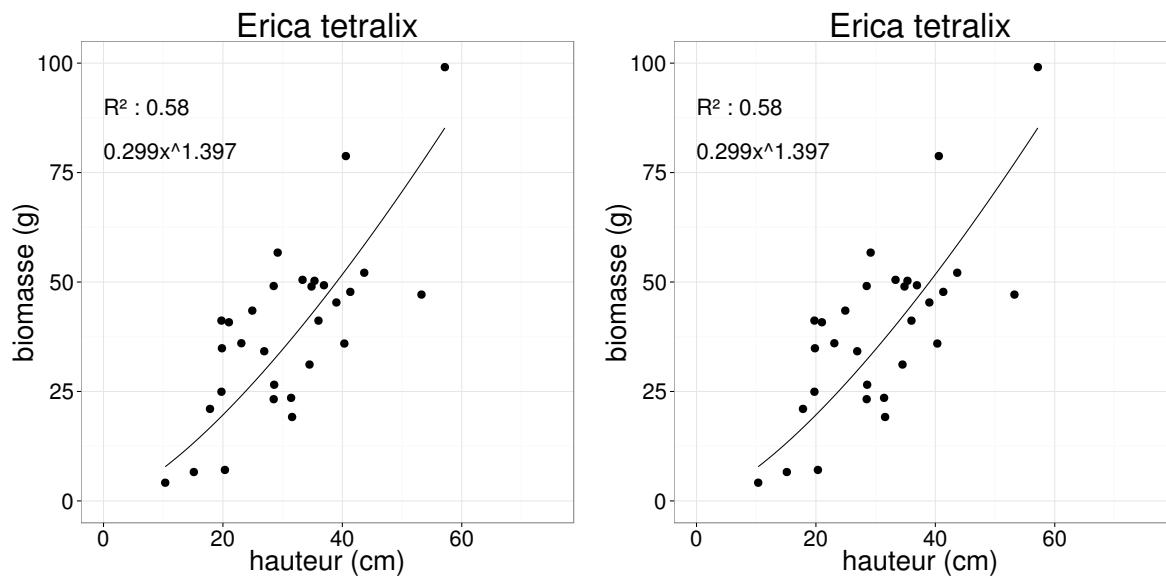


FIGURE 8 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

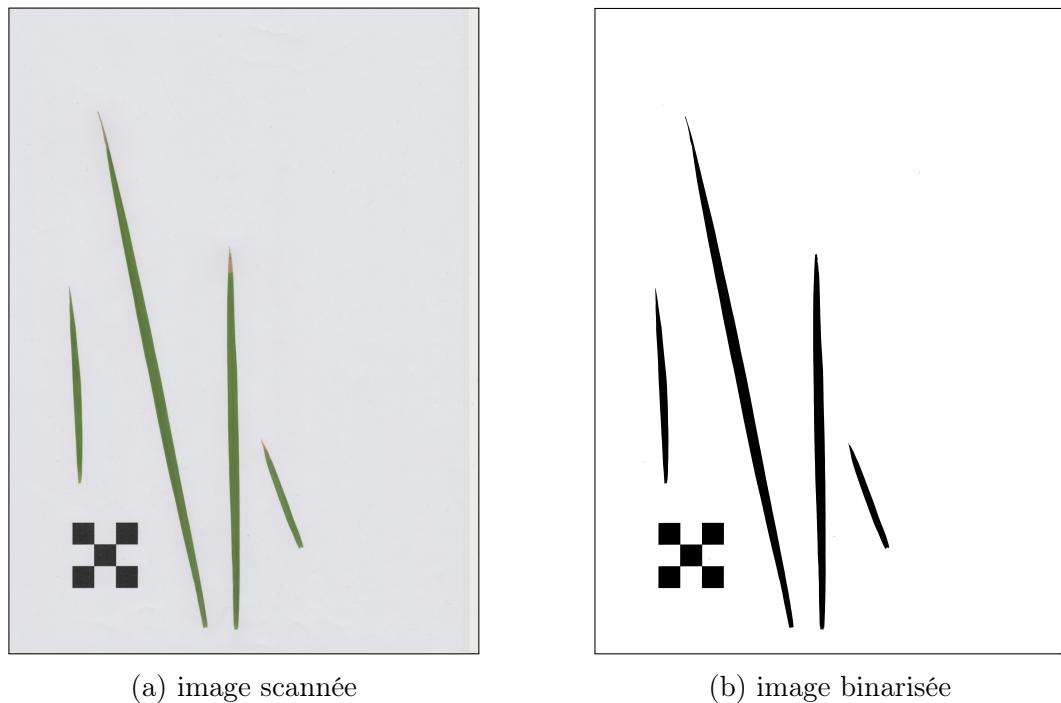
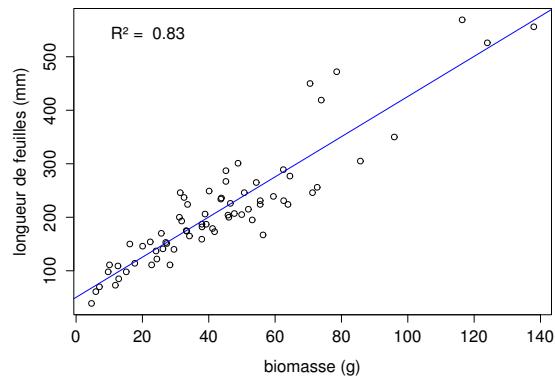
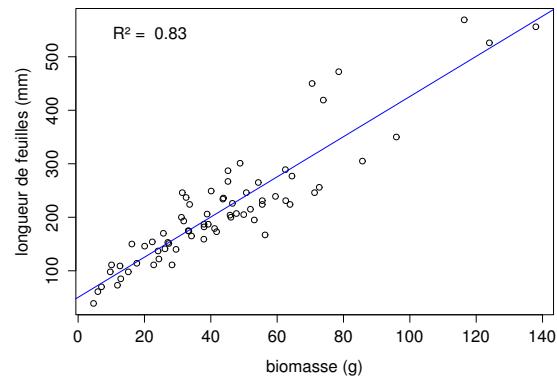


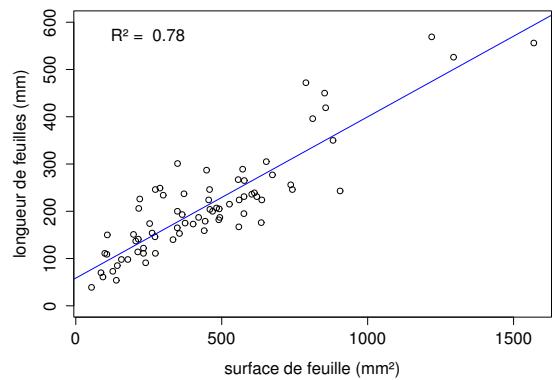
FIGURE 9 – Scanne des feuilles



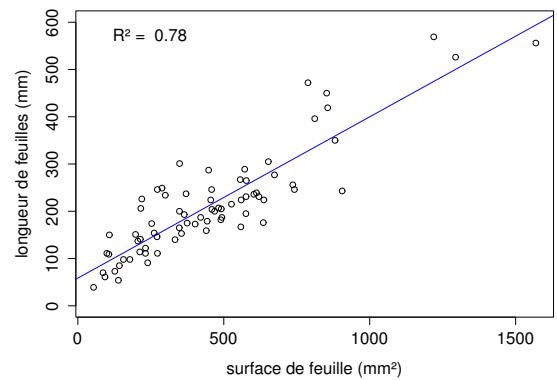
(a) *Molinia caerulea* – biomasse



(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

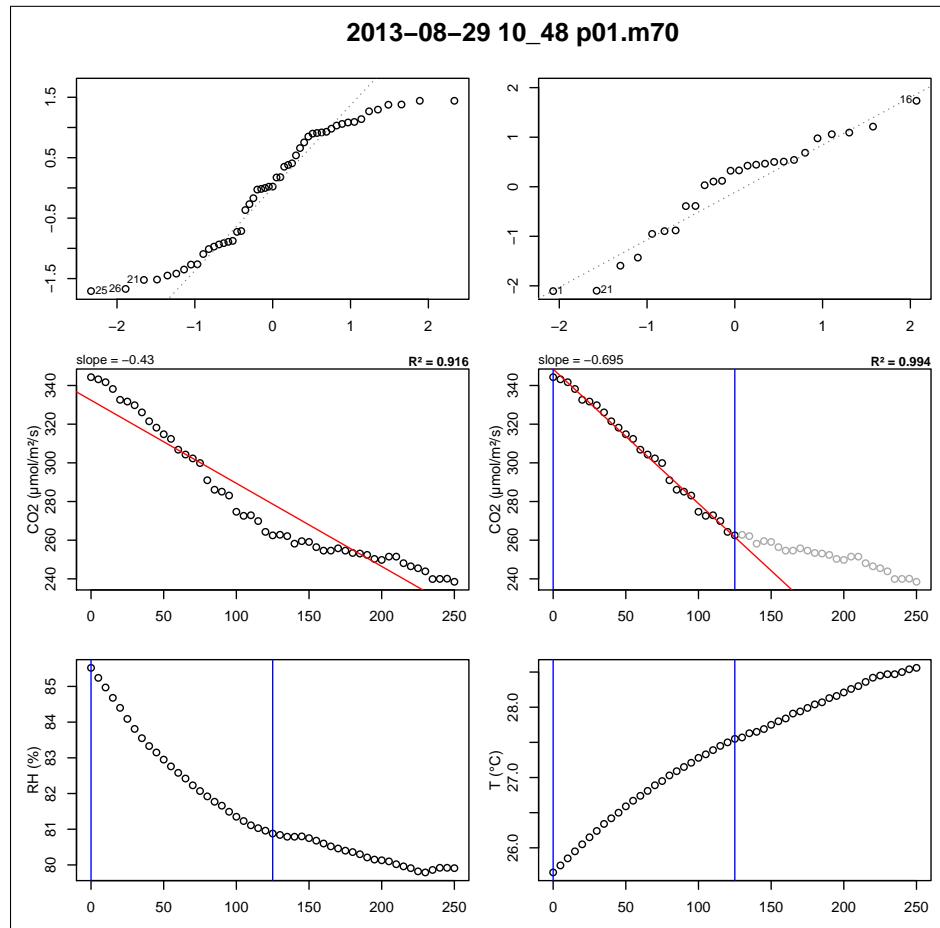


FIGURE 11 – Planche de graphes permettant le diagnostique des mesures de flux de CO<sub>2</sub>

## 3412 C package m70r

3413 Ce package contient une série de fonctions à utiliser avec le langage R et qui  
 3414 permettent de traiter les fichiers \*.m70 issue des sondes Vaisala.

- 3415 — Générer des planches de graphes pour diagnostiquer les flux (Figure 11)
- 3416 — De comparer l'effet du retrait de certains points. La figure 11 montre ainsi une  
 3417 mesure pour laquelle l'assimilation de CO<sub>2</sub> par photosynthèse est tellement forte  
 3418 qu'elle semble être stoppée abruptement au delà d'un certain seuil.
- 3419 — De conserver les changements effectués dans un fichier séparé du fichier source,  
 3420 qui reste donc intact.
- 3421 — De calculer les flux net.

## <sup>3422</sup> D Résultats des ACP

<sup>3423</sup> Les données de CH<sub>4</sub> étant moins nombreuses que les données de CO<sub>2</sub>, deux ACP  
<sup>3424</sup> ont été effectuées, l'une sans les données de CH<sub>4</sub> et l'autre avec, afin de maximiser le  
<sup>3425</sup> nombre d'observation utilisés.

### <sup>3426</sup> D.1 ACP des flux de CO<sub>2</sub> et des facteurs contrôlants (sans <sup>3427</sup> CH<sub>4</sub>)

### <sup>3428</sup> D.2 ACP des flux et des facteurs contrôlants (avec CH<sub>4</sub>)

## <sup>3429</sup> E Le projet CARBIODIV

<sup>3430</sup> Ce projet vise à restaurer l'hydrologie de la tourbière de La Guette et de suivre les  
<sup>3431</sup> effets de cette restauration sur les flux de carbone et la biodiversité. Ce projet implique  
<sup>3432</sup> donc des laboratoires scientifiques (ISTO, LPC2E) une cellule de recherche et déve-  
<sup>3433</sup> loppement de l'Université d'Orléans (CETRAHE), des associations (SNE, CERCOPE,  
<sup>3434</sup> LIN'Eco), et une entreprise (Environnement41).

<sup>3435</sup> Carte Nécessaire.

## <sup>3436</sup> F Calibrations flux de GES et facteurs contrô- <sup>3437</sup> lant

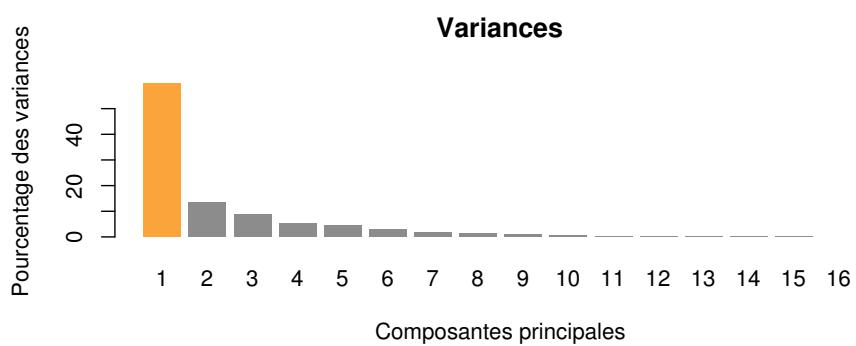
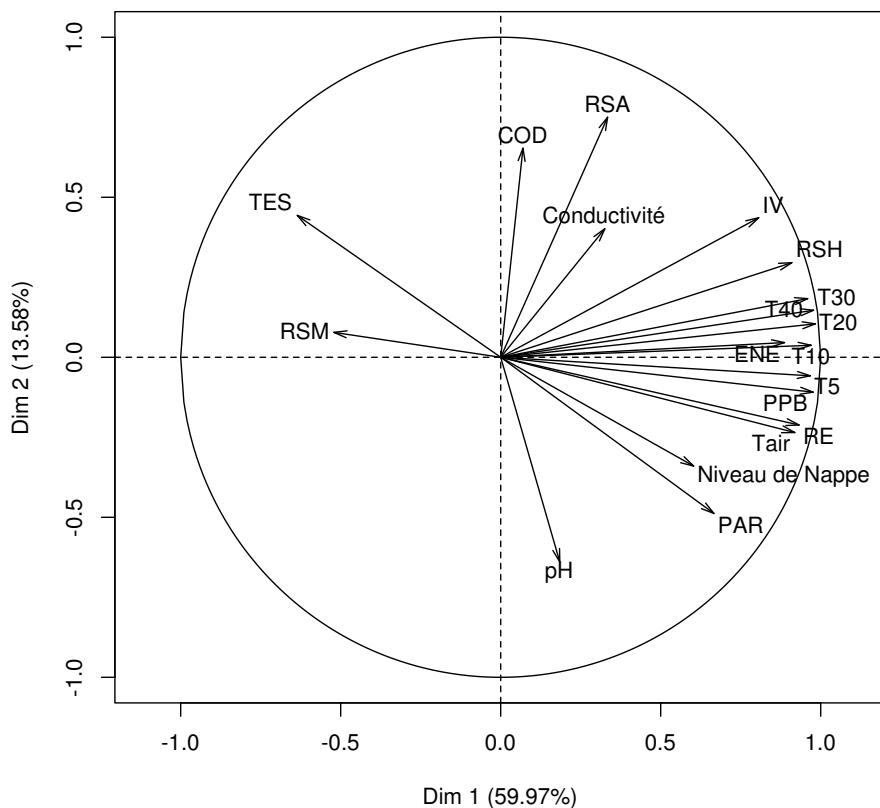


FIGURE 12 – Dimension 1 et 2 de l'ACP sans les données de CH<sub>4</sub> (en haut), et pourcentage de variance expliquée par dimension (en bas)

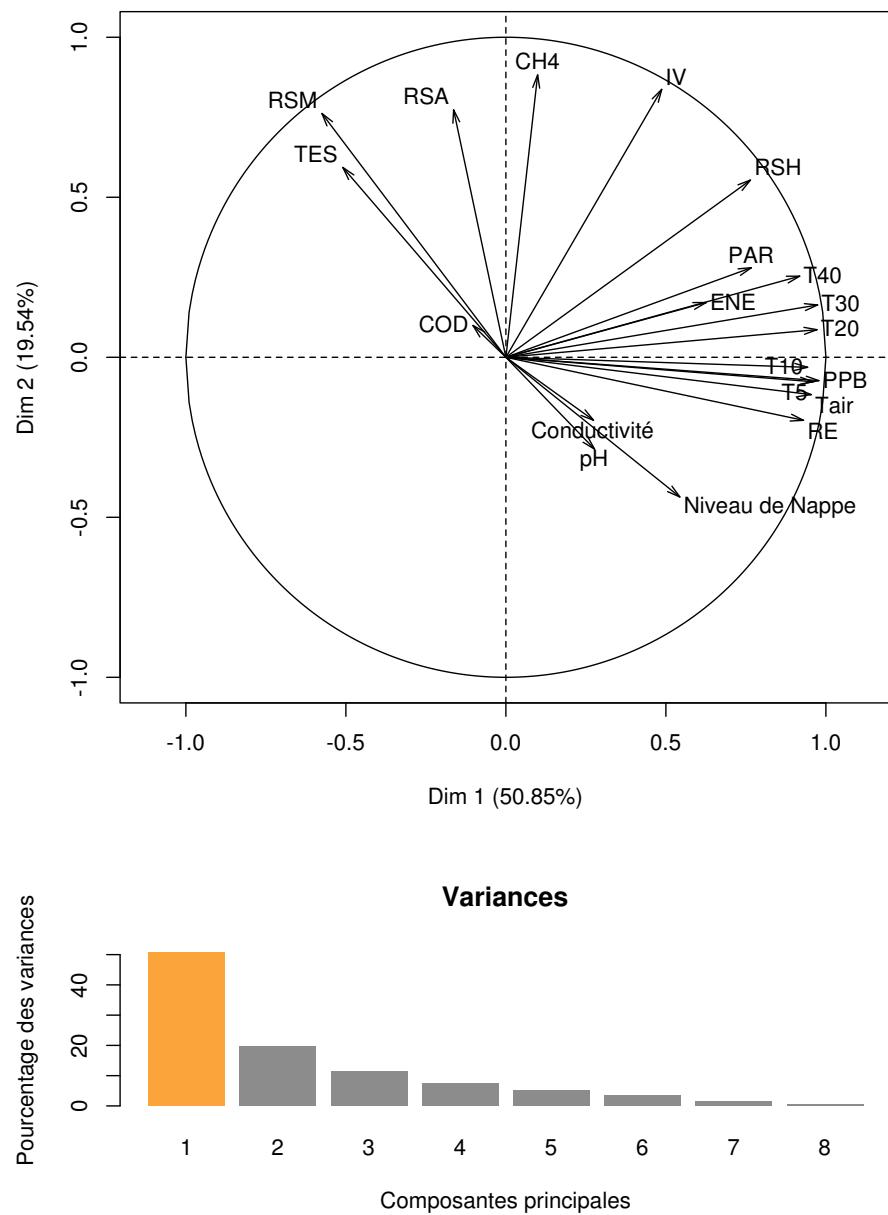


FIGURE 13 – Dimension 1 et 2 de l'ACP avec les données de CH<sub>4</sub> (en haut), et pourcentage de variance expliquée par dimension (en bas)

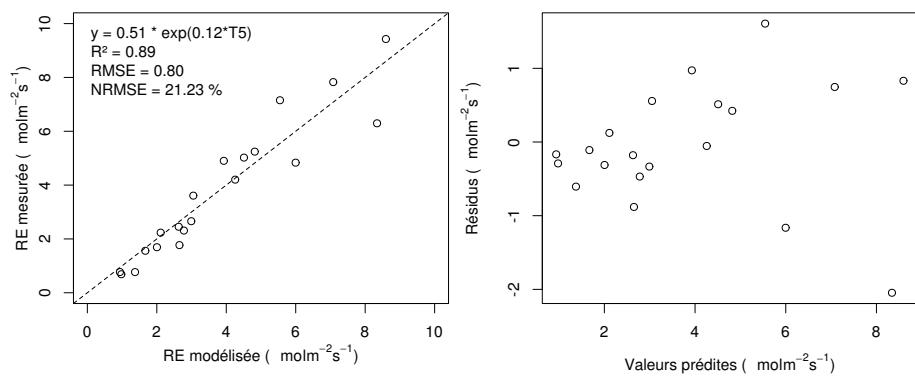


FIGURE 14 – Résultat de la calibration de la RE avec un modèle exponentiel et en utilisant la température à -5 cm. À gauche la relation entre la RE mesurée et la RE modélisée et à droite la distribution des résidus.

<sup>3438</sup> G Cartes des flux par placettes

<sup>3439</sup> G.1 PPB

<sup>3440</sup> La calibration des placettes p05, p13 et p15 n'a pas convergée.

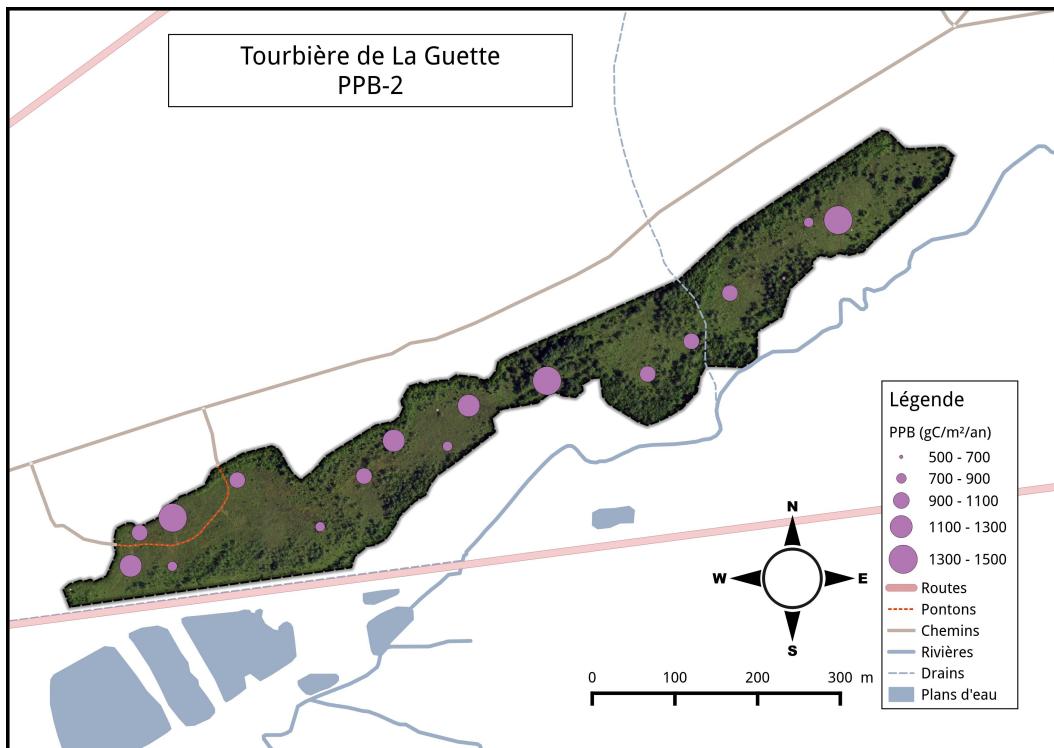


FIGURE 15 – Répartition de RE sur la tourbière de La Guette en  $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  à partir du modèle PPB-2

3441 G.2 RE

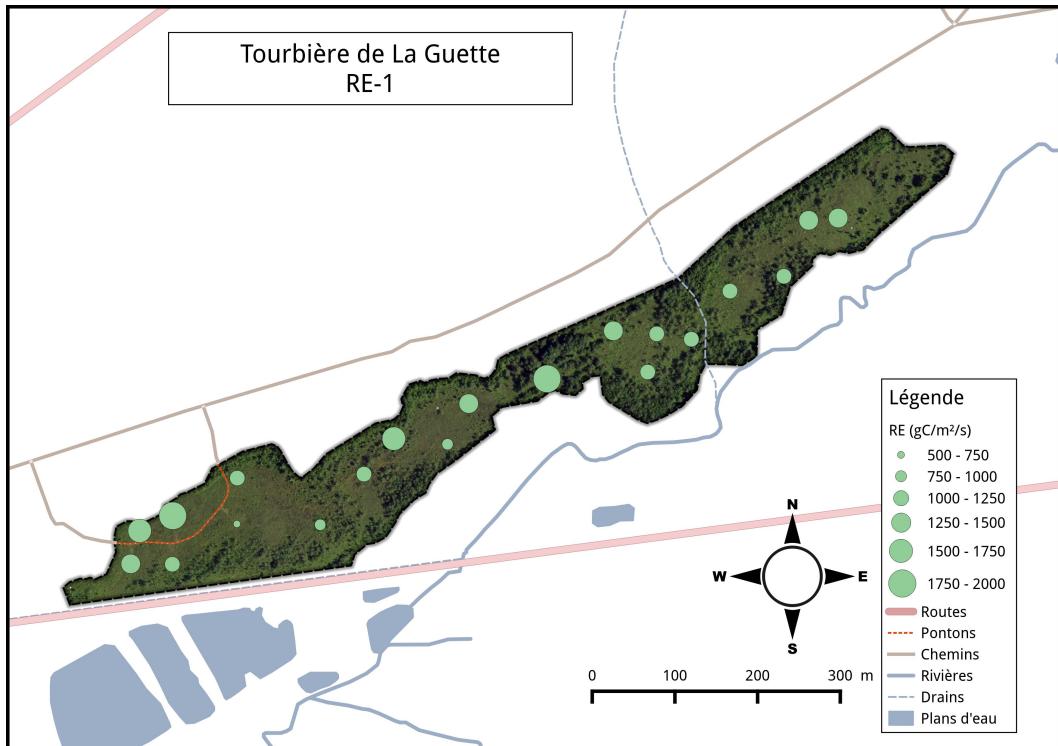


FIGURE 16 – Répartition de RE sur la tourbière de La Guette en  $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  à partir du modèle RE-1

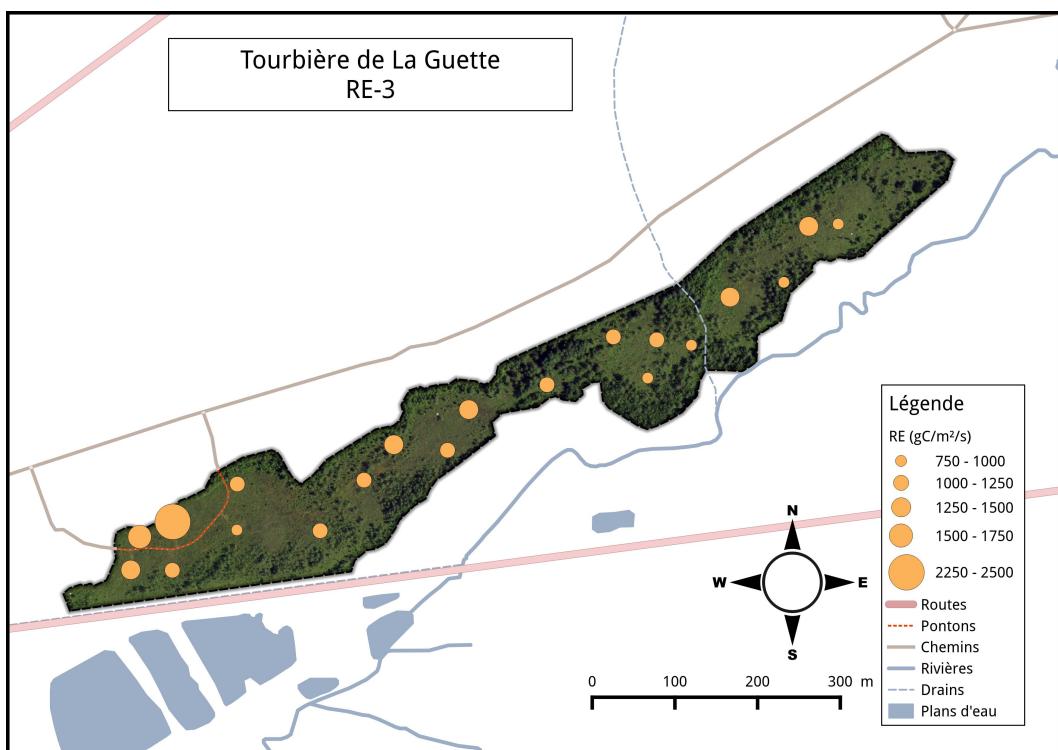


FIGURE 17 – Répartition de RE sur la tourbière de La Guette en  $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  à partir du modèle RE-3

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>3442</sub> H Tableau modélisation par groupe de végétation  
<sub>3443</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, ...

