

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

Table des matières	iii
Liste des figures	vii
Liste des tableaux	ix
Remerciements	xi
Introduction	1
1 Synthèse Bibliographique	7
1.1 Les tourbières et le cycle du carbone	8
1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies	8
1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales	14
1.1.3 Les tourbières et les changements globaux	16
1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants	20
1.2.1 GES et Tourbières	20
1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	21
1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	25
1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème	33
1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux	35
1.3 Objectifs du travail	37
2 Sites d'études et méthodologies employées	39
2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	40
2.2 Autres sites du service national d'observation	45
2.3 Mesures de flux de gaz	46
2.3.1 Les mesures de CO ₂	46
2.3.2 Les mesures de CH ₄	48
2.3.3 Le calcul des flux	50
2.4 Facteurs contrôlants	50
2.4.1 acquisitions automatisées	50
3 Bilan de C de la tourbière de La Guette	53
3.1 Introduction	54
3.2 Procédure expérimentale et analytique	55
3.2.1 Méthodes de mesures	55
3.2.2 Modélisation du bilan de C	57
3.3 Résultats	62
3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette	62
3.3.2 Sélection des modèles	67

3.3.3	Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème	75
3.3.4	Variabilité spatiale du bilan	82
3.4	Discussion	84
3.4.1	Estimations des flux	84
3.4.2	Estimations des bilans	87
3.4.3	Sensibilité et limitations du bilan	87
3.4.4	Représentativité locale du modèle	88
3.4.5	Variation du bilan avec la végétation	88
3.4.6	perspectives	89
4	Effets de l'hydrologie sur les flux de GES	91
4.1	Introduction	92
4.2	Procédure expérimentale	93
4.2.1	Expérimentation A	94
4.2.2	Expérimentation B	94
4.2.3	traitement	95
4.3	Résultats	96
4.3.1	Expérimentation A	96
4.3.2	Expérimentation B	99
4.3.3	tendances générales	102
4.4	Discussion	102
4.4.1	Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	102
4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	104
4.4.3	Effet cycles multiples	105
5	Variation journalière de la respiration de l'écosystème (article)	107
5.1	Introduction	109
5.1.1	Study sites	111
5.1.2	Data acquisition	111
5.1.3	Data synchronisation	112
5.1.4	Sensitivity of ER to temperature	112
5.1.5	Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature	113
5.1.6	Physico-chemical characterisation of the peat	113
5.2	Résultats	114
5.2.1	Température de l'air et variabilité de RE	114
5.2.2	Synchronisation RE et température du sol	115
5.2.3	Équations utilisées	116
5.2.4	Relation entre RE et la température	117
5.2.5	Évolution du Q10	118
5.2.6	Différence entre mesures de jour et de nuit	120
5.2.7	Caractérisation de la tourbe	120
5.3	Discussion	120
5.3.1	Différence de RE entre les différents sites	120
5.3.2	Temps de latence entre température et RE	124
5.3.3	La synchronisation entre RE et la température améliore la représentation de la sensibilité de RE à la température	125

5.3.4	Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit	126
5.3.5	La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à la synchronisation	126
5.4	Conclusions	127
Conclusions et perspectives		129
5.5	Bilan du bilan (de C) ?	130
5.6	Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches qui précèdent le BdC	131
5.7	Ouverture vers d'autre méthodes de mesures	131
Références bibliographiques		143
Index		144
Annexes		145
A	Photos supplémentaires	146
B	protocole végétation	146
C	CARBODIV	149
D	package m70r	149

Liste des figures

1.1	Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après Rydin et Jeglum (2013b)	11
1.2	Global distribution of peatlands	12
1.3	Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après Manneville (1999)	13
1.4	Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après (MacDonald <i>et al.</i> , 2006)	18
1.5	Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90 ^e 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 ^e percentile. Sources : (a) et (c) simulations CMIP5, scénario RCP4.5, (b) et (d) adaptation d'après Orlowsky et Seneviratne (2012)(IPCC2013).	19
1.6	Décroissance de la proportion de CO ₂ de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos <i>et al.</i> , 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer <i>et al.</i> , 2009). Modifié d'après (Ciais <i>et al.</i> , 2014).	21
1.7	schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère	22
1.8	todo, modifié d'après Long et Hällgren (1993)	26
1.9	Productivités moyennes des espèces de sphagnes en g m ⁻² 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)	28
2.1	Site d'études SNOT	40
2.2	Carte de la tourbière de La Guette	42
2.3	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	43
2.4	Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014	44
2.5	Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014	44
2.6	Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014	45
2.7	Mesures de CO ₂	47
2.8	SPIRIT	49
3.1	Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.	55
3.2	Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)	60

3.3	Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)	61
3.4	Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	62
3.5	Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5, -30, -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015	63
3.6	Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	63
3.7	Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	64
3.8	Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	64
3.9	Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.	65
3.10	Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	67
3.11	Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant	68
3.12	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1	69
3.13	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3	71
3.14	RE modèles avec Tair	73
3.15	RE modèles avec Tair	74
3.16	CH ₄ modèle H	74
3.17	Flux de CO ₂ interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2	77
3.18	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	78
3.19	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	78
3.20	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3	81
3.21	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	82
3.22	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	83
4.1	Prélèvement des mésocosmes	95
4.2	Schéma d'un mésocosme	96
4.3	Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH ₄ , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhumectation (R) en bleu.	97
4.4	Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, 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.	100
4.5	Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe	103
5.1	Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).	115

5.2	Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)	116
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.	119
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).	121
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).	122
5.6	Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013	130
7	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	146
8	Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur	147
9	Scanne des feuilles	147
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	148

Liste des tableaux

1.1	Estimations des stocks de C pour différents environnements	15
1.2	Surface de tourbe utilisée selon les usages considérés (tourbières non-tropicale). Modifié d'après Joosten et Clarke (2002).	17
1.3	Vitesse apparente d'accumulation du carbon à long terme en $\text{gC m}^{-2} \text{s}^{-1}$	34
3.1	Valeur des paramètres des équations utilisées pour modéliser les flux et sensibilité relative (en %) des flux en réponse à une variation de $\pm 10\%$ de chacun des paramètres des modèles.	76
3.2	Bilan des flux en gCm2an1	79
3.3	Bilan des flux en gCm2an1	79
3.4	Sensibilité relative (en %) du bilan de CO ₂ (ENE) en réponse à une variation de $\pm 10\%$ de chacun des paramètres des modèles.	80
3.5	Bilan des flux de CO ₂ en gCm2an1, en utilisant PPB-2 et RE-3	83
4.1	Récapitulatif des mesures pour les deux expérimentations	95
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).	117
5.2	Peat chemical properties as a function of depth in cm : content (%) N, C, H, S, the total, retention and effective porosity, Φ_T , Φ_R , Φ_E respectively in $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, solid peat volumic fraction in $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ and the bulk density (Bd) in g.cm^{-3}	123

Remerciements

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

¹ Introduction

² Contexte général

³ En 1957, Charles David Keeling, scientifique américain, met au point et utilise
⁴ pour la première fois, un analyseur de gaz infra-rouge pour mesurer la concentration
⁵ de CO₂ de l'atmosphère sur l'île d'Hawaii, à Mauna Loa. La précision et la fréquence
⁶ importante de ses mesures lui permirent de voir pour la première fois les variations
⁷ journalière et saisonnière des concentrations en CO₂ atmosphérique, mais également à
⁸ plus long terme leur tendance haussière [Harris \(2010\)](#). Le CO₂ est un gaz à effet de serre
⁹ (GES) et son accumulation dans l'atmosphère... **force ? comparaison ? explication**
¹⁰ **effet de serre ?** Ce constat a probablement joué un rôle considérable dans la prise de
¹¹ conscience, par la communauté scientifique, de l'importance et de l'intérêt de l'étude du
¹² changement climatique et plus largement des changements globaux. Car si à l'époque
¹³ les concentration en CO₂ était inférieure à 320 ppm (partie par millions) elles ont
¹⁴ dépassées, au printemps 2014, la barre symbolique des 400 ppm selon un communiqué
¹⁵ de l'Organisation Météorologique Mondiale. Les concentrations pré-industrielles (avant
¹⁶ 1800) sont quand à elles généralement estimée à 280 ppm [Siegenthaler et Oeschger](#)
¹⁷ ([1987](#)).

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

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

29 Ciais *et al.* (2014).

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

32 **schéma ?**

33 Zones humides tourbières

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

37 Pourquoi étudier les tourbières aujourd'hui ?

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

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

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

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

52 Transition modèles

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

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

59 Objectif de la thèse et approche mise en oeuvre

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

68 Pour atteindre ces objectifs, nos travaux ont été articulés autour de trois volets
69 **volet... t'as pas mieux ? Branche ? -_-**" principaux : Dans un premier temps,
70 l'**observation** régulière des flux de gaz (CO_2 et CH_4) ainsi que d'un certain nombre de
71 paramètres environnementaux servant à la caractérisation des variabilités spatiales et
72 temporelles, ainsi qu'à l'étude des facteurs contrôlant. Certains facteurs contrôlant qui
73 sont, dans un second temps, étudiés plus spécifiquement à travers un volet **expérimenta-**
74 **tion**. Ce dernier doit permettre une meilleure compréhension de processus clé avec
75 notamment l'impact de l'hydrologie. Enfin un troisième volet axé sur la **modélisation**,
76 avec le développement d'un modèle le plus mécaniste possible.

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

⁸⁴ seront exposées.

⁸⁵ 1 Synthèse Bibliographique

⁸⁶

⁸⁷	1.1 Les tourbières et le cycle du carbone	8
⁸⁸	1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies	8
⁸⁹	1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales	14
⁹⁰	1.1.3 Les tourbières et les changements globaux	16
⁹¹	1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants	20
⁹²	1.2.1 GES et Tourbières	20
⁹³	1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	21
⁹⁴	1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	25
⁹⁵	1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème	33
⁹⁶	1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux	35
⁹⁷	1.3 Objectifs du travail	37
⁹⁸		
⁹⁹		
¹⁰⁰		

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

107 1.1 Les tourbières et le cycle du carbone

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

110 1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies

111 Définitions

112 Les tourbières font partie d'un ensemble d'écosystèmes plus large que l'on appelle les
113 zones humides. Ces zones humides ne sont ni des écosystèmes terrestres au sens strict,
114 ni des écosystèmes aquatiques. Elles sont à la frontière entre ces deux mondes et sont
115 caractérisées par un niveau de nappe élevé, proche de la surface du sol, voire au dessus.
116 Cette omniprésence de l'eau joue fortement sur l'aération du milieu et constraint, de
117 façon plus ou moins importante, l'accès à l'oxygène. Les zones humides ont été définie
118 en 1971, lors de la convention dite de RAMSAR¹ de la façon suivante :

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

ZONES HUMIDES :

«les zones humides sont des étendues de marais, de fagnes², de tourbières ou d'eaux naturelles ou artificielles, permanentes ou temporaires, où l'eau est stagnante ou courante, douce, saumâtre ou salée, y compris des étendues d'eau marine dont la profondeur à marée basse n'excède pas six mètres.»

(Ramsar, 1987)

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

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

TOURBIÈRE :

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

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

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

TOURBIÈRE ACTIVE :

Écosystèmes dans lesquels un processus de tourbification est actif.

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

2. Marais tourbeux situé sur une hauteur

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

TOURBE :

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

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

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

MATIÈRES ORGANIQUES :

153 Matières constituées d'un assemblage de composés ayant une ou plusieurs
liaisons C–H. Ces matières sont composées de nombreux éléments dont
des carbohydrates (sucres, cellulose ...), des composés azotés (protéines,
acides aminés ...) et phénoliques (lignine ...), des lipides (cires, résines,
...) et d'autres³.

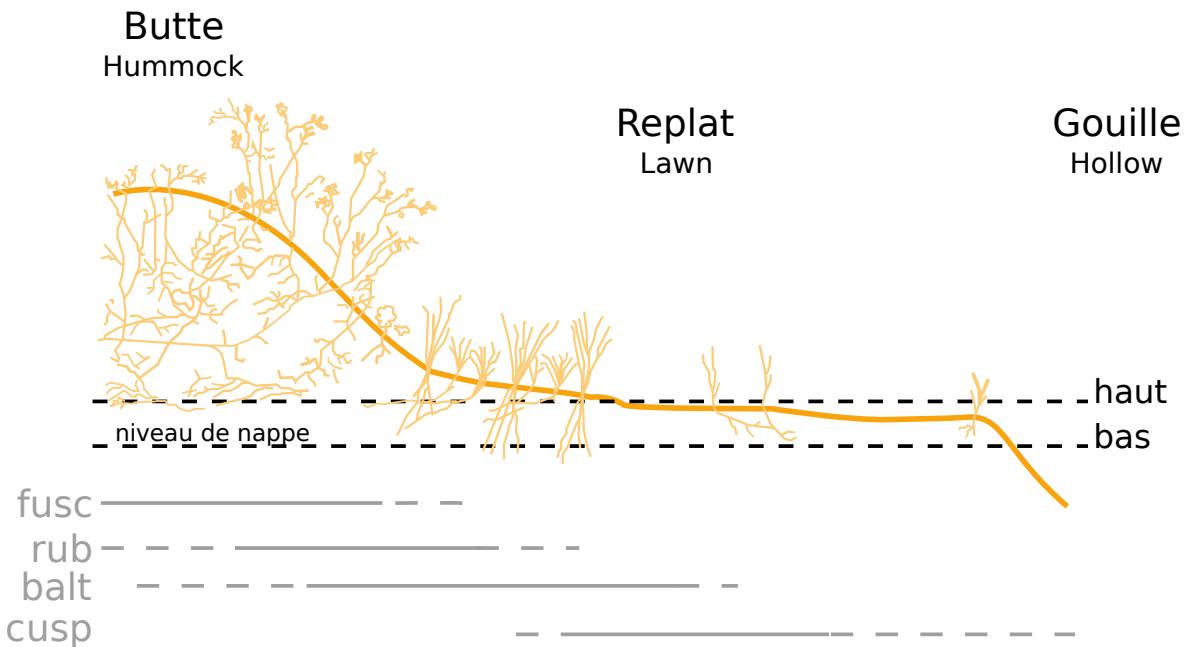


FIGURE 1.1 – Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après [Rydin et Jeglum \(2013b\)](#)

¹⁵⁴ Distribution des tourbières à l'échelle mondiale

¹⁵⁵ Ces variations de définitions ajoutées aux limites floues qui peuvent exister entre
¹⁵⁶ certain écosystèmes tourbeux et non-tourbeux rendent la cartographie de ces écosys-
¹⁵⁷ tèmes délicate. Les estimations généralement citées évaluent la surface occupée par
¹⁵⁸ les tourbières à environ 4 000 000 km² ([Lappalainen, 1996](#)). Cette surface correspond
¹⁵⁹ à 2 à 3 % de l'ensemble des terres émergées du globe. Plus de 85 % d'entre elles sont
¹⁶⁰ situés dans l'hémisphère nord, majoritairement dans les zones boréales et sub-boréales
¹⁶¹ ([Strack, 2008](#)) (Figure 1.2). Ce sont sur ces écosystèmes que sera focalisé ce travail, lais-
¹⁶² sant de côté les tourbières tropicales dont le fonctionnement est distinct et spécifique
¹⁶³ (**Réf needed**).

¹⁶⁴ La formation des tourbières

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

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

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

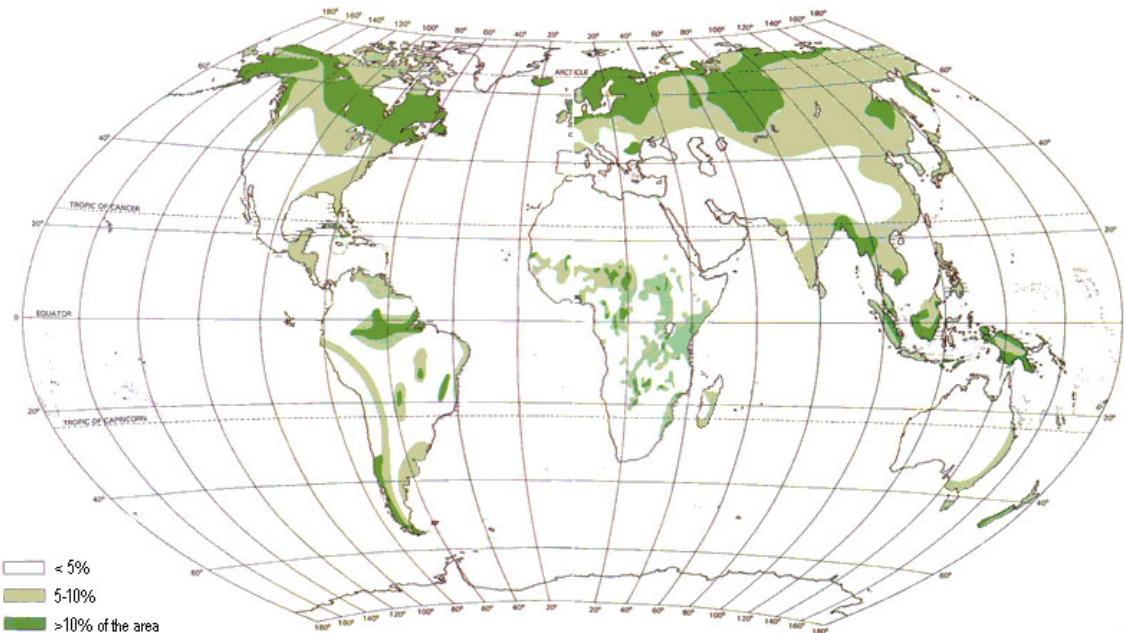


FIGURE 1.2 – Global distribution of peatlands

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

171 Classifications

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

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

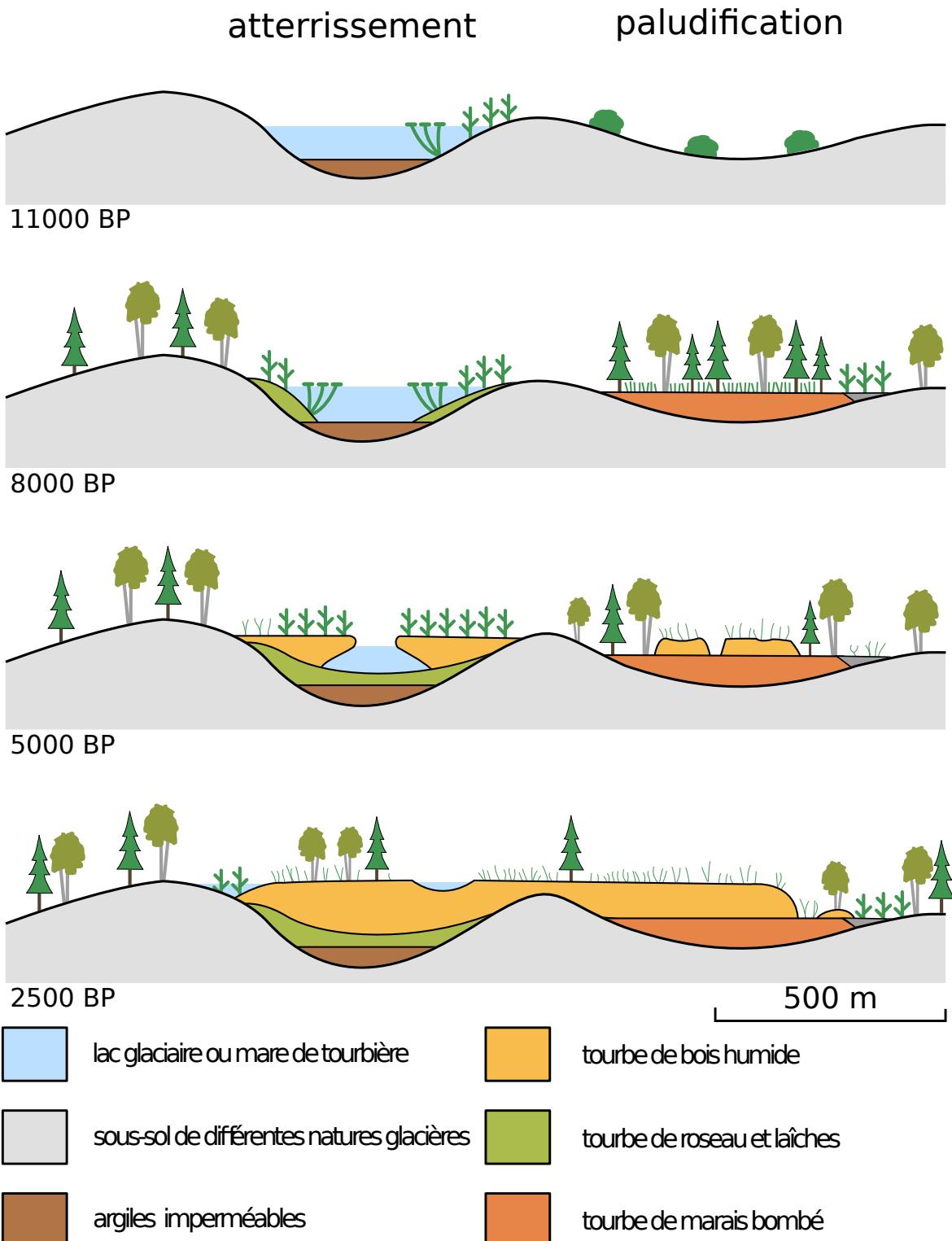


FIGURE 1.3 – Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après [Manneville \(1999\)](#)

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

189 1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales

190 Biodiversité dans les tourbières

191 Les tourbières sont le siège d'une biodiversité importante et spécifique. Ainsi les
192 Sphaignes, qui sont des bryophytes, (des mousses) sont caractéristiques des écosystèmes
193 tourbeux. Ce sont des espèces dites ingénierues, capables de modifier l'environnement
194 dans lequel elles vivent afin de l'adapter à leurs besoins. Les sphaignes sont ainsi capable
195 d'abaisser le pH, de capter des nutriments et de les séquestrer et ce même quand
196 elles n'en ont pas besoin afin d'empêcher d'autres espèces notamment vasculaire d'en
197 profiter. Plus précisément, le fait que les sphaignes captent les nutriments via leur
198 capitulum leur permet de les intercepter avant qu'ils ne soient captés par d'éventuelles
199 racines positionnées plus bas ([Malmer *et al.*, 1994](#); [Svensson, 1995](#)). Les sphaignes,
200 comme de nombreuse mousses ont des litières relativement récalcitrantes⁴ ([Hobbie,](#)
201 [1996](#); [Liu *et al.*, 2000](#)). La vitesse de décomposition relative entre les différentes espèces
202 de sphaignes est mal connue ([Cornelissen *et al.*, 2007](#)). Des différences ont été observées
203 entre espèces pour les parties jeunes de la plante, mais la différence est moindre pour
204 les parties plus anciennes ([Limpens et Berendse, 2003](#)).

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

Tableau 1.1 – Estimations des stocks de C pour différents environnements

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

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

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

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

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

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

227 matières produites plus faible.

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

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

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

236 **Contrainte anthropique**

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

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

248 Suite à ces perturbations, la surface de tourbières altérée est estimée à 500 000 km² en-
249viron, principalement du fait de leur reconversion pour l'agriculture et la sylviculture
250 ([Tableau 1.2](#)). En France, suite à leur utilisation, principalement agricole, la surface
251 des tourbières a été par deux entre 1945 et 1998, passant de 1200 km² à 600 km² ([Lap-](#)
252 [palainen, 1996; Manneville, 1999](#)).

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

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

Utilisation	Surface (km ²)	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

²⁵⁴ humaines.

²⁵⁵ Contrainte climatique

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

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

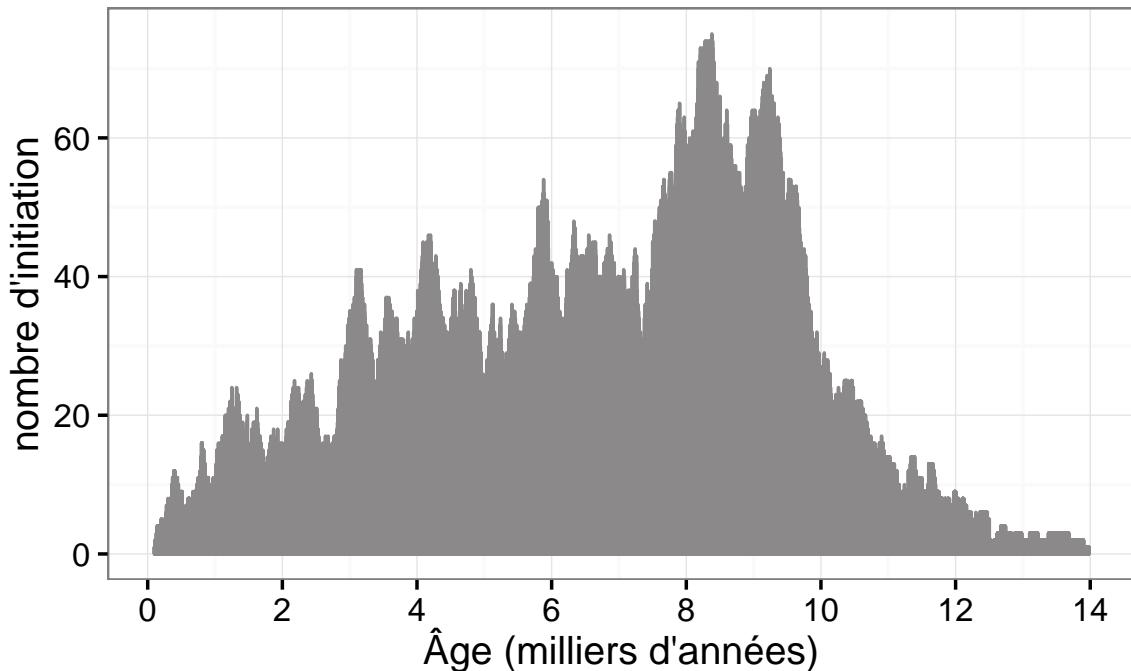


FIGURE 1.4 – Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après ([MacDonald *et al.*, 2006](#))

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

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

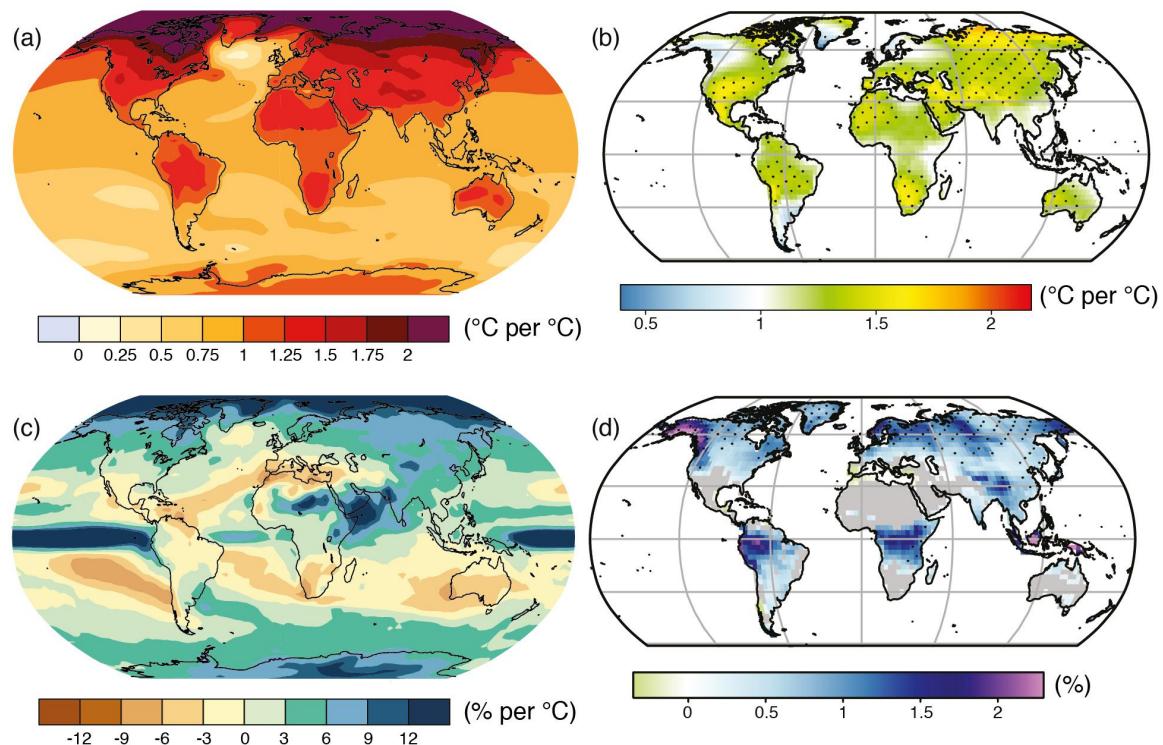


FIGURE 1.5 – Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90^e percentile des températures journalières maximum par °C de changement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

285

1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs

286

contrôlants

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

292

1.2.1 GES et Tourbières

293 Dans l'atmosphère le carbone est principalement présent dans l'atmosphère sous
294 forme de dioxyde de carbone (CO_2) et de méthane (CH_4).

295 La concentration en CO_2 dans l'atmosphère fluctuait avant l'ère industrielle entre
296 180 et 290 ppm. En 1750 au début de l'ère industrielle sa concentration était de 280 ppm
297 environ avant d'augmenter pour atteindre 391 ppm aujourd'hui (moyenne annuelle en
298 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). Différents processus permettent d'extraire du CO_2 de l'at-
299 mosphère, la photosynthèse, la dissolution du CO_2 dans l'océan et enfin l'altération de
300 silicate et les réactions avec le carbonate de calcium. Ces processus s'effectuent avec des
301 échelles de temps différentes, en conséquence après une émission de CO_2 , il ne reste que
302 40 % de cette émission après 100 ans, mais il reste toujours plus de 20 % après 1000 ans
303 et plus de 10 % après 10 000 ans ([Joos et al., 2013](#); [Ciais et al., 2014](#)) (Figure 1.6).

304 La concentration en méthane de l'atmosphère est estimée à 350 ppb il y a 18 000 ans
305 environ lors de la dernière glaciation, à 720 ppb en 1750, et à 1800 ppb aujourd'hui
306 (ou plutôt en 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). À l'inverse du CO_2 sa durée de vie dans
307 l'atmosphère est limitée : moins de 10 ans ([Lelieveld et al., 1998](#); [Prather et al., 2012](#)).
308 Malgré cela son potentiel de réchauffement global⁵ (PRG) est important notamment à

5. indice permettant de comparer le pouvoir de réchauffement des différents GES en donnant une équivalence par rapport au CO_2 . Le PRG du CO_2 vaut donc 1 par définition.

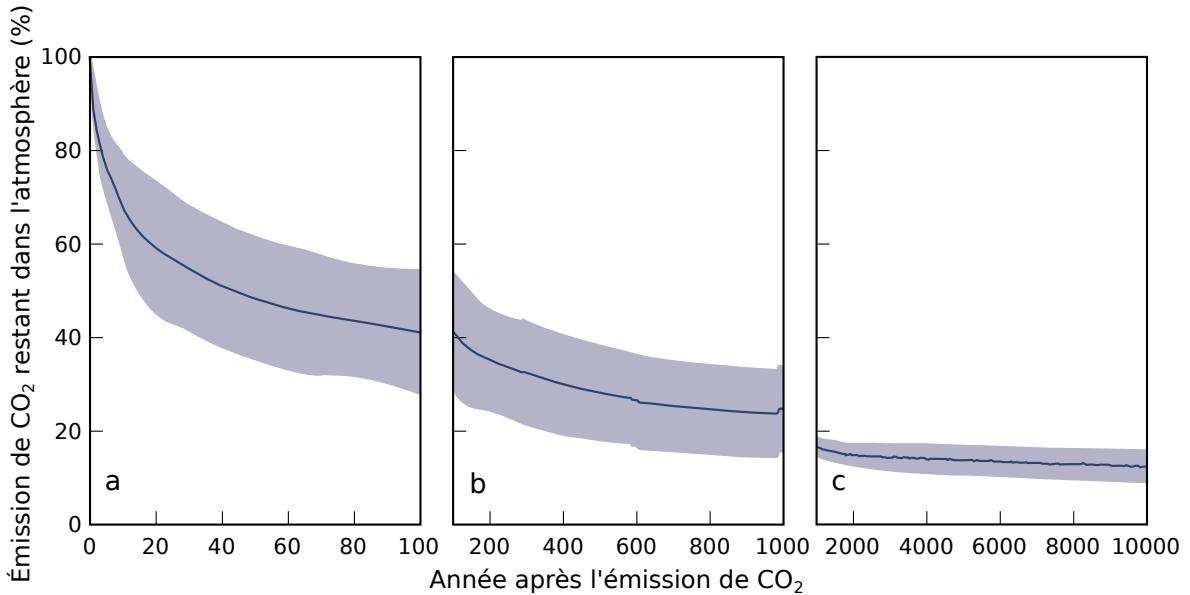


FIGURE 1.6 – Décroissance de la proportion de CO₂ de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d'après (Ciais *et al.*, 2014).

³⁰⁹ court terme, 72 à 20 ans. À plus long terme sont effet relativement au CO₂ diminue et
³¹⁰ atteint 25 à l'horizon 100 ans. Les zones humides sont la première source naturelle de
³¹¹ CH₄ atmosphérique pour avec un flux à l'échelle globale estimé entre 145 et 285 Tg an⁻¹
³¹² (Lelieveld *et al.*, 1998; Wuebbles et Hayhoe, 2002; Ciais *et al.*, 2014) (Tableau ?). Les
³¹³ tourbières de l'hémisphère nord comptent pour 46 Tg an⁻¹ (Gorham, 1991) (**pas de**
³¹⁴ **source plus récente ?**).

³¹⁵ À l'échelle globale, le stockage de C par les tourbières, prenant en compte à la fois
³¹⁶ le CO₂ et le CH₄, est estimé à 70 Tg an⁻¹ (Clymo *et al.*, 1998).

³¹⁷ 1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières

³¹⁸ De l'atmosphère à l'écosystème

³¹⁹ Avant de stocker et de conserver du carbone, le faut le capturer. Ce transfert du
³²⁰ carbone de l'atmosphère à la tourbe se fait sous la forme de CO₂, assimilé lors de la
³²¹ photosynthèse. Principalement par les végétaux supérieurs, et éventuellement, bien que
³²² dans de moindre proportions, par des algues, des lichens ou des bactéries photosyn-
³²³ thétiques Girard *et al.* (2011). On peut écrire la réaction de photosynthèse de la façon

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

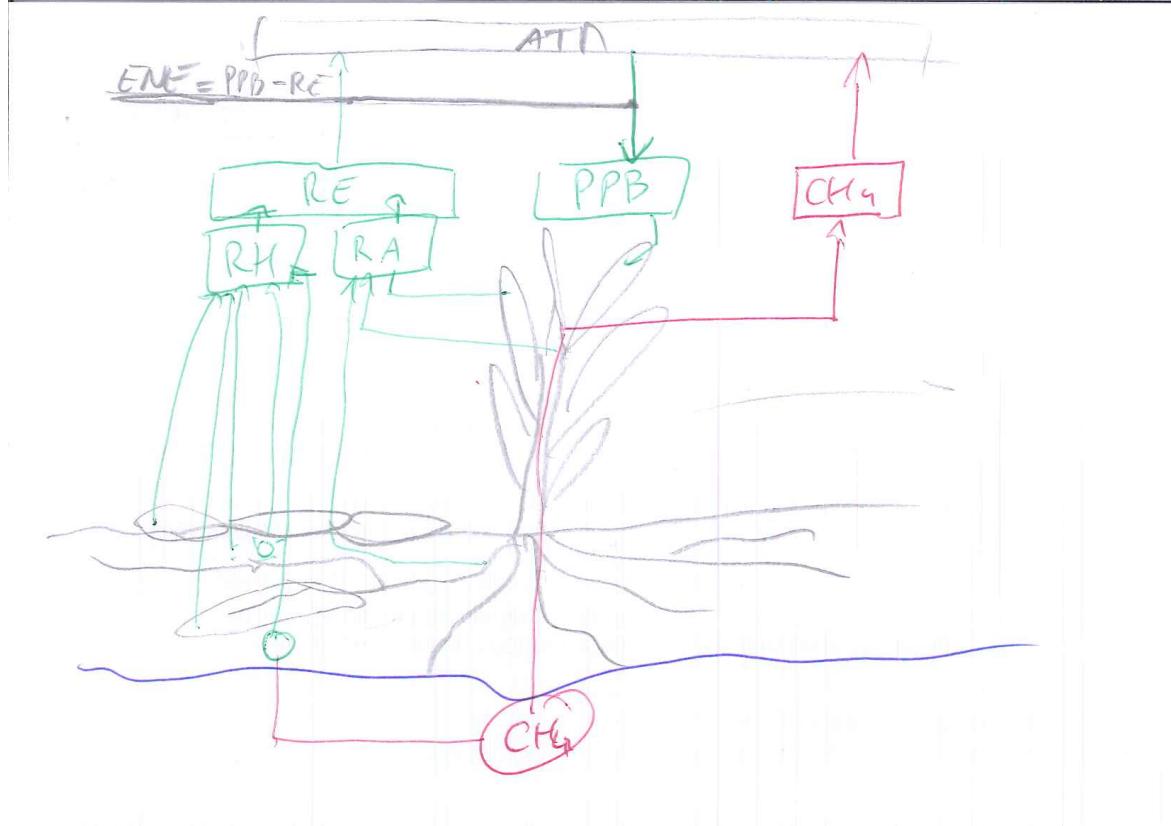


FIGURE 1.7 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

³²⁴ suivante :



³²⁵ Si la photosynthèse est le processus majeur d'assimilation du CO_2 , il existe d'autres
³²⁶ voies métaboliques permettant la capture du CO_2 de l'atmosphère. Par exemple les
³²⁷ micro-organismes chemolithotrophes (**expliquer**) sont capables d'assimiler le CO_2 en
³²⁸ utilisant l'énergie issue de l'oxydation de composés inorganiques, ce que l'on appelle la
³²⁹ chimiosynthèse, mais leur importance est moindre.

³³⁰ On définit la **Production Primaire Brute** (PPB), *Gross Primary Production*,
³³¹ (*GPP*) en anglais comme :

PRODUCTION PRIMAIRE BRUTE (PPB) :

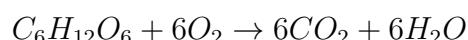
Quantité de carbone extraite de l'atmosphère et transformée en matières organiques par l'écosystème principalement via la photosynthèse. Ce flux est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

Les tourbières sont des écosystèmes dont la production primaire est estimée à environ 500 gC m⁻² (Francez, 2000). La strate muscinale pouvant jouer/participer/produire jusqu'à 80 % de la production primaire (Francez, 2000). Cette production primaire n'est pas particulière élevée (**Réf needed**) et c'est en fait la faible décomposition des matières organiques qui permet aux tourbières de stocker du carbone.

Il n'y a pas de flux direct de CH₄ de l'atmosphère vers les écosystèmes terrestres. 90 % du CH₄ présent dans l'atmosphère est extrait en réagissant avec des radicaux hydroxyles, cette réaction à lieu majoritairement dans la troposphère.

De l'écosystème à l'atmosphère

Les sources de carbone émises par les tourbières vers l'atmosphère sont multiples. D'abord différents gaz peuvent être émis, notamment le CO₂ et le CH₄, éventuellement du N₂O, et certains d'entre eux peuvent être produit par différentes sources. Au niveau cellulaire, la respiration peut être écrite sous la forme :



Le CO₂ est produit par différents processus, la respiration aérobie (le plus gros contributeur), les respirations anaérobies ou fermentations (e.g. du glucose, de l'acétate), ou encore l'oxydation du méthane. Les principales sources d'émissions du CO₂, sont représentées dans la figure 1.7. À l'échelle macroscopique là, ou plutôt, les respirations sont généralement séparées en deux. D'un côté la respiration végétale, que ce soit celle de feuilles, des tiges, des racines et que l'on appelle la **respiration autotrophe**. De l'autre rassemblé sous le vocable de **respiration hétérotrophe**, la respiration de la rhizosphère, liée à l'émission d'exsudats par les racines, la décomposition des litières

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

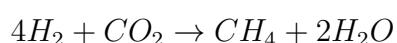
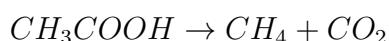
354 et des matières organiques, la respiration de la faune et l'oxydation du CH₄ par les
355 organismes méthanotrophes. L'ensemble de ces respirations est défini comme :

RESPIRATION DE L'ÉCOSYSTÈME (RE) :

356 Quantité de carbone émise sous forme de CO₂ 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.

357 On distingue la respiration de l'écosystème de celle du sol en définissant la respiration
358 du sol (RS) comme l'ensemble des respirations de la colonne de sol, à l'exclusion de la
359 partie aérienne ([Luo et Zhou, 2006a](#)). Cependant, dans la littérature la respiration du
360 sol semble parfois être considérée comme équivalente à la respiration de l'écosystème,
361 ou du moins cette terminologie est parfois utilisée de façon synonyme à la respiration
362 de l'écosystème ([Raich et Schlesinger, 1992](#)). Les études discriminant RS et RE montrent
363 ainsi que dans des sols tourbeux RS compte pour plus de 60 % de RE [Lohila et al.](#)
364 ([2003](#)) La production de CO₂ est donc un signal multi-sources intégré sur l'ensemble
365 de la colonne de tourbe. C'est cette multitude de processus qui rend l'estimation de ce
366 flux difficile, en effet chacune des respirations n'aura pas la même sensibilité vis à vis
367 de facteurs contrôlant.

368 Conséquence du niveau de nappe élevé des tourbières, le développement d'une zone
369 anoxique importante dans la colonne de sol favorise la production de CH₄. Il est produit
370 par des Archaea méthanogènes, des organismes anaérobies vivants sous le niveau
371 de la nappe. En moyenne des flux de CH₄ mesurés dans les tourbières s'étendent
372 de 0 à plus 0,96 µmol m⁻² s⁻¹, avec généralement des flux compris entre 0,0048 et
373 0,077 µmol m⁻² s⁻¹ ([Blodau, 2002](#)). Le CH₄ est principalement produit à partir d'acétate (CH₃COOH) ou de dihydrogène (H₂), ces deux composés étant dérivés de la décomposition préalable de matières organiques ([Lai, 2009](#)).



376 Le CH₄ produit est transporté dans l'atmosphère par diffusion, ébullition ou à travers
 377 certaines plantes ([Joabsson et al., 1999](#); [Colmer, 2003](#)). Pendant ce transport le CH₄
 378 peut être oxydé par des organismes méthanotrophes. (**Détailler dégradation CH₄**)
 379 Cette transformation produit tour à tour différents composés (méthanol, formaldéhyde,
 380 formate) aboutissant à la production de CO₂ ([Whalen, 2005](#)).



381 On définit le flux de CH₄ comme :

FLUX DE CH₄ (F_{CH₄}) :

382 Quantité de carbone émise sous forme de CH₄ par l'écosystème dans l'atmosphère, suite au bilan des processus de création et de destruction de la molécule. Ce flux est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

383 Cette partie montre donc que si le flux de carbone de l'atmosphère à l'écosystème
 384 à pour source quasiment unique la réaction de photosynthèse des plantes, le flux de
 385 carbone de l'écosystème vers l'atmosphère est multi-source avec un nombre important
 386 de réactions de respirations et de fermentations. La variabilité du premier vient donc
 387 majoritairement de la composition des communautés végétales et de leurs sensibilités
 388 aux conditions environnementales. Celle du second est multiple, liée à la diversité des
 389 réactions et communautés végétales ou animales impliquées, de leur sensibilité aux
 390 conditions environnementales.

391 1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux

392 Dans cette partie seront décrit les facteurs qui contrôlent les flux de carbone en
 393 commençant à une échelle relativement fine pour atteindre celle de l'écosystème qui
 394 nous intéresse plus particulièrement. Cette échelle inclue la colonne de tourbe, le mé-
 395 socosme, en tant que partie d'un ensemble plus vaste, en tant que sous-écosystème.
 396 Elle inclue forcément l'écosystème dans son sens général, regroupant les écosystèmes

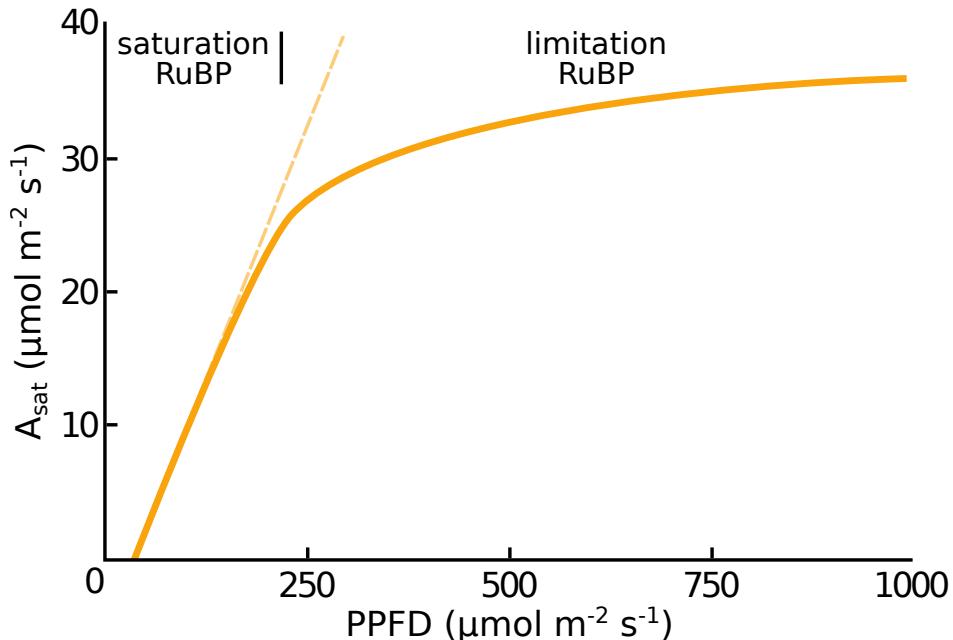


FIGURE 1.8 – todo, modifié d'après [Long et Hällgren \(1993\)](#)

³⁹⁷ tourbeux mais également l'écosystème au sens plus spécifique de l'entité étudiée.

³⁹⁸ Les facteurs majeurs qui contrôlent ces flux de carbone sont globalement connus.

³⁹⁹ Comme bon nombre de réactions biochimiques les vitesses de réaction des processus
⁴⁰⁰ décrit précédemment sont fonction de la température. Cette relation est connue depuis
⁴⁰¹ longtemps. Elle a été mise en évidence par un chimiste suédois en 1889 : Svante August
⁴⁰² Arrhenius sur la base de travaux réalisés par un autre chimiste, néerlandais, Jacobus
⁴⁰³ Henricus Van't Hoff. Le niveau de la nappe, interface entre un monde oxique et un
⁴⁰⁴ monde anoxique, et la teneur en eau du sol vont également jouer sur ces flux. La
⁴⁰⁵ végétation également que ce soit de façon directe comme siège de la photosynthèse ou
⁴⁰⁶ indirecte, en fournissant des nutriments de son vivant à travers les exsudats racinaires,
⁴⁰⁷ ou à sa mort en devenant litière.

⁴⁰⁸ la photosynthèse

⁴⁰⁹ À l'échelle d'espèces végétales, la quantité de carbone assimilable par la photosynthèse
⁴¹⁰ est fonction de la quantité de lumière reçue ([Long et Hällgren, 1993](#)). La quantité
⁴¹¹ de carbone assimilée augmente d'abord de façon linéaire avec le rayonnement, avant

412 d'être limitée par la régénération d'une enzyme, la Rubisco⁶, nécessaire à la fixation
413 du CO₂ (Figure 1.8). Les limitations de l'assimilation, que ce soit la pente initiale de la
414 partie linéaire, ou l'assimilation maximale, varient de façon importante en fonction de
415 l'espèce considérée (Wullschleger, 1993). La régénération de la Rubisco, qui limite la
416 photosynthèse, est contrainte par la capacité de transport des électrons. La vitesse de
417 ce transport est liée à la température et est traditionnellement décrit par une équation
418 d'arrhenius modifiée, relativement complexe, ou par une équation simplifiée (Farquhar
419 *et al.*, 1980; June *et al.*, 2004). À cette échelle le niveau de l'eau va également influer
420 sur le développement de la végétation en facilitant plus ou moins leur accès à l'eau.
421 Wagner et Titus (1984) montent par exemple que deux espèces de sphaignes ont des to-
422 lérances différentes à la dessiccation : celle vivant dans les gouilles étant plus résistante
423 à celle vivant sur les buttes. Dans des conditions expérimentales différentes, lors de ré-
424 végétalisation de deux tourbières, Robroek *et al.* (2009) montre que différentes espèces
425 de sphaignes vont se développer de façon optimale à différents niveaux de nappe selon
426 leurs affinités. Cette variabilité entre espèces d'une même famille est également mise
427 en évidence par leur variabilité en terme de productivité primaire (Figure 1.9).

428 Cette variabilité de la productivité primaire est également visible entre les com-
429 munautés végétales. Les bryophytes n'ont pas la même productivité primaire que les
430 graminées ou que les arbustes. En plus de ces différences entre groupes de végétaux,
431 il existe également des différences de productivité pour un même groupe selon le type
432 de tourbière (Moore *et al.*, 2002 dans Rydin et Jeglum, 2013a). Weltzin *et al.* (2000)
433 montrent par exemple que dans les tourbières de haut-marais, les sphaignes et les ar-
434 bustes ont une productivité importante, les herbacées et graminées ont une productivité
435 beaucoup plus faible. À l'inverse ce sont les herbes et les graminées qui ont la plus forte
436 productivité dans les tourbières de bas-marais pauvres. devant les sphaignes puis les
437 arbustes. Toujour à cette échelle, le niveau de la nappe constraint la teneur en eau du sol
438 et la hauteur de la frange capillaire. Cette dernière atteint généralement la surface tant
439 que le niveau de la nappe ne descend pas en dessous de 30 à 40 cm (Laiho, 2006). La

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

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

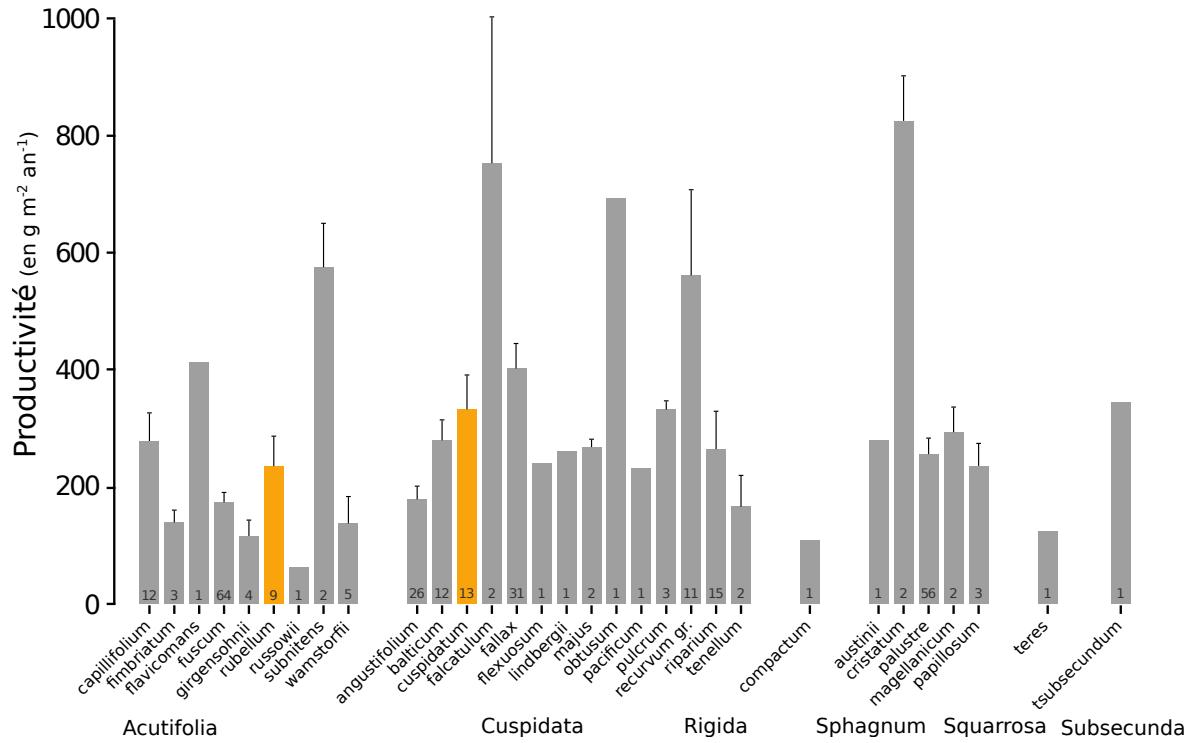


FIGURE 1.9 – Productivités moyennes des espèces de sphaignes en $\text{g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$. Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié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

440 hauteur du niveau d'eau va influer sur le bien-être des différentes communautés végé-
 441 tales. Un niveau d'eau important risque de diminuer l'accès de la végétation vasculaire
 442 à l'oxygène par leur racines et aux substrats tandis qu'il sera propice au développement
 443 de sphaignes. À l'inverse un niveau d'eau faible risque de faciliter le développement de
 444 certains végétaux vasculaires au détriment des bryophytes (**Réf needed**). Cette com-
 445 pétition entre espèces va déterminer, à long terme, l'évolution des communautés et
 446 donc jouer sur la PPB. Sur cet aspect Gornall *et al.* (2011) montre que les effets des
 447 mousses sur les plantes vasculaires sont en partie positif et en partie négatif et que leur
 448 «effet net» peu varier, notamment en fonction de l'épaisseur de la strate muscinale.
 449 La composition des communautés végétales va donc influer sur le potentiel photosyn-
 450 thétique de l'écosystème. Ce potentiel qui peut varier selon le végétal considéré et les
 451 conditions environnementales dans lesquelles il se trouve (Moore *et al.*, 2002).

452 À l'échelle de l'écosystème et sur le terrain, ces facteurs, la température, la végé-
 453 tation, le niveau de l'eau, covarient et rend la discrimination de leurs effets respectifs

454 difficile. L'effet, sur la PPB, d'une variation de température peut selon l'échelle de
455 temps considérée, jouer sur le niveau de nappe et la végétation. Distinguer ces facteurs
456 n'est pas anodin, la majorité des études réalisées sur le terrain montrent les effets de
457 variation de la température et du niveau de la nappe simultanément. [Cai et al. \(2010\)](#)
458 ont par exemple montré que des conditions plus chaudes et sèches pouvaient augmenter
459 la PPB. L'effet du niveau de la nappe peut varier selon le contexte : Dans une étude
460 des effets à long terme de variation du niveau de la nappe, [Ballantyne et al. \(2014\)](#)
461 montrent qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne une augmentation de la PPB en
462 facilitant l'accès des plantes vasculaire à l'oxygène et aux nutriments. Paradoxalement,
463 la hausse d'un niveau de nappe, initialement bas et entraînant un stress hydrique important,
464 conduira également à une augmentation de la PPB ([Strack et Zuback, 2013](#)).
465 Ces effets sont variables selon les communautés végétales et le contexte dans lequel
466 elles se trouvent. Pour un gradient de niveau de nappe qui augmente dans une tourbière de haut-marais, [Weltzin et al. \(2000\)](#) montrent une diminution de la productivité
467 des arbustes, tandis que celle des graminées n'est pas affectée. À l'inverse, pour un
468 gradient similaire dans une tourbière de bas-marais, la productivité des arbustes n'est
469 pas affectés tandis que celle des graminées augmente. Un opposition similaire est égale-
470 ment relevé concernant les graminées soumises à un traitement infra-rouge afin de
471 les réchauffer. Ces dernières voient leur productivité diminuer dans la tourbière de
472 haut-marais et augmenter dans la tourbière de bas-marais. [Munir et al. \(2015\)](#) isolent
473 également l'effet de la température en utilisant des OTC (*Open Top Chamber*). Ces
474 dispositifs, ressemblent à des serres ouvertes et permettent de réchauffer une zone de
475 la tourbière. Ils montrent que dans les zones sans manipulation du niveau de la nappe,
476 le réchauffement des OTC, augmente la PPB.

478 La RE

479 La respiration, au sens de la réaction biochimique telle que décrite par l'équa-
480 tion [1.2.2](#) est catalysée par la température. Cette réaction est limitée par la quantité
481 de substrat et la présence d'oxygène. Dans les tourbières la limitation en substrat n'a

482 de sens que vis-à-vis de communautés spécifiques. Les substrats facilement utilisable,
483 typiquement les sucres peuvent devenir limitant (**Réf needed**). La tourbière n'est
484 qu'un tas de substrat de plus en plus difficile à dégrader avec la profondeur, plus les
485 substrats sont facilement utilisable plus leur utilisation est rapide est plus ils risquent
486 de devenir limitant. Inversement moins les substrats sont dégradables plus leur utili-
487 sation est lente et plus ils s'accumulent. Mais l'accès à l'oxygène rendu difficile par les
488 hauteurs élevées du niveau de la nappe est prépondérant (**Réf needed**). La qualité du
489 substrat (la facilité qu'il aura à être dégradé) va donc jouer sur la vitesse de respiration)
490 Par ailleurs, la photosynthèse en libérant des substrat, les exsudats racinaires, permet
491 influe également sur la respiration.

492 Partionnement de la RE

493 À l'échelle de l'écosystème de nombreuses études ont mis en évidence une corré-
494 lation positive entre la respiration et la température ([Singh et Gupta, 1977](#); [Raich et](#)
[Schlesinger, 1992](#); [Luo et Zhou, 2006b](#)). Cependant la diversité cumulée des proces-
495 sus, communautés et des conditions environnementales qui joue sur la respiration, font
496 qu'aucune équation ne fait réellement consensus. Malgré tout, la majorité d'entre-elles
497 décrivent une augmentation exponentielle de la respiration avec la température. Ainsi
498 dans les tourbières, des études de terrain ont montré que dans des conditions plus
499 chaude, mais également plus sèche étant donné que ces deux conditions sont diffici-
500 lement séparable sur le terrain, la RE a tendance à augmenter ([Aurela et al., 2007](#);
501 [Cai et al., 2010](#); [Ward et al., 2013](#)). Des études à base de mésocosmes⁷ prélevés sur
502 le terrain ont également montré la relation entre les variation de RE et celle de la
503 température([Updegraff et al., 2001](#); [Weedon et al., 2013](#)).

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

509 De façon plus indirecte, le type de végétation joue sur la vitesse de décomposition

7. définition méso

des litières. La végétation peut également stimuler la respiration des micro-organismes présent dans la rhizosphère⁸ via la libération d'xsudats racinaires (Moore *et al.*, 2002).

512 l'ENE

513 À l'échelle de l'écosystème et selon les méthodes employées le CO₂ est parfois étudié
514 comme un seul flux, généralement appelé l'échange net de l'écosystème.

L'ÉCHANGE NET DE L'ÉCOSYSTÈME (ENE) :

Bilan de la quantité de CO₂ émise par l'écosystème, calculée comme différence entre la Photosynthèse 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.

516 Ce terme correspond, au référentiel près, au *Net Ecosystem Exchange* anglais, qui prend
517 l'atmosphère comme référence⁹ (ENE=-NEE) (Chapin *et al.*, 2006).

518 Les facteurs contrôlants l'ENE sont donc les mêmes que ceux qui contrôlent la PPB
519 et la RE. Cependant l'effet d'un même facteur de contrôle peut être différent vis à vis de
520 PPB et de RE selon le contexte environnemental, que ce soit par rapport à la nature
521 de l'effet ou son importance. Ainsi une variation de l'ENE peut parfois être contrôlée
522 majoritairement soit par la PPB soit par la RE soit par les deux. Par exemple, une
523 baisse du niveau de la nappe est souvent liée dans la littérature à une baisse de l'ENE.
524 Cependant certains attribuent cette baisse à une augmentation de la Respiration (Alm
525 *et al.*, 1999; Ise *et al.*, 2008) (aurela2013, oechel1993) quand d'autres l'attribuent à
526 une diminution de la photosynthèse (Sonnenntag *et al.*, 2010; Peichl *et al.*, 2014). Enfin
527 certains voient un effet à la fois de l'augmentation de la respiration et de la diminution
528 de la photosynthèse (Strack et Zuback, 2013).

529 À noter un article particulièrement intéressant (Lund *et al.*, 2012) dans lequel,
530 dans un même site une baisse du niveau de la nappe 2 années différentes entraînera
531 une baisse de l'ENE dans les 2 cas, mais dans l'un des cas cette baisse est contrôlée

8. zone du sol impacté par les racines

9. Attention cependant, certains auteurs changent cette convention

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

532 par un augmentation de la respiration et dans l'autre cas cette baisse est contrôlée par
533 une diminution de la photosynthèse.

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

537 Le CH₄

538 La production du CH₄, par des Archaea méthanogènes principalement à partir
539 d'H₂ et d'acétate, est contrôlée par la disponibilité de ces substrats ([Segers, 1998](#)).
540 L'ajout de substrats à destination des méthanogènes (acétate, glucose, éthanol) tend à
541 augmenter les émissions de CH₄ [Coles et Yavitt \(2002\)](#). Le niveau de la nappe est un
542 autre facteur contrôlant les flux de CH₄. Généralement plus le niveau est important plus
543 la zone potentiel de production du CH₄ est importante et plus les émissions sont fortes
544 ([Pelletier et al., 2007](#)). Par contre une augmentation du niveau de la nappe au dessus de
545 la surface peut conduire à une diminution des émissions de CH₄ (bubier1995,sundh1995
546 dans lai2009) Les flux sont d'autant plus forte en présence de végétation ([Pelletier et al.,](#)
547 [2007](#)). Enfin la température joue généralement un rôle important, augmentant la vitesse
548 de production et pouvant faciliter son transport par ébullition ou via la végétation ([Lai,](#)
549 [2009](#)).

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

552 Enfin certaines plantes vasculaires, adaptées aux conditions de saturations en eau,
553 peuvent faciliter l'échange de gaz entre l'atmosphère et l'écosystème grâce à un espace
554 intercellulaire agrandit, l'Aerenchyme.

555 Conventions

556 Dans ce document les flux (RE, PPB et F_{CH₄}) sont exprimés en valeur absolue afin
557 de faciliter l'étude de leurs variations. Les bilans seront établis en prenant l'écosystème
558 comme référence, le carbone entrant dans l'écosystème est compté positivement et le

559 carbone sortant négativement. Les flux RE et F_{CH_4} seront comptés négativement et
560 la PPB positivement. Par la suite l'abréviation PPB et le mot photosynthèse seront
561 employés de façon inter-changeable de même que RE et respiration et se rapportera à
562 ces flux tels que définis dans les encadrés précédents, sauf mention contraire.

563 Si les facteurs de contrôle des flux sont relativement connus, la sensibilité de ces
564 flux à ces facteurs ne fait pas consensus. Elle peut varier selon les conditions environ-
565 nementales ou l'échelle de temps ou d'espace considérée.

566 La prépondérance relative des ces différents flux, va donc impacter le fonction-
567 nement des tourbières. Soit elles stockent du carbone, en accumulant des matières
568 organiques, et donc fonctionnent comme des puits ou soit elle relâchent du carbone et
569 fonctionnent comme des sources.

570 1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème

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

575 Le calcul d'un bilan de carbone à l'échelle d'un écosystème permet de détermi-
576 ner si l'équilibre (où le déséquilibre) des flux tend à stocker du carbone, le système
577 fonctionnant alors comme un puits, ou à libérer du carbone, le système fonctionnant
578 alors comme une source. Il existe différentes façons de réaliser le bilan de carbone d'une
579 tourbière que l'on peut séparer en deux approches principales. La première approche
580 consiste à utiliser l'archive tourbeuse pour estimer des vitesses d'accumulation de la
581 tourbe. Cette méthode permet d'étudier la fonction puits sur des temps long (derniers
582 millénaires) et de lier d'éventuels changements dans les vitesses d'accumulation à des
583 facteurs environnementaux. La seconde approche se base d'avantage sur des mesures
584 actuelles des différents flux afin d'étudier, sur des temps forcément plus court, l'évolu-
585 tion de la prépondérance puits/source d'un écosystème. Les deux approches sont donc
586 complémentaires.

Tableau 1.3 – Vitesse apparente d'accumulation du carbon à long terme en gC m⁻² s⁻¹

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

587 **Estimation des bilans de carbone passé**

588 long-term apparent rate of carbon accumulation (LORCA) datations + dry bulk

589 density + carbon content (Tableau 1.3)

590 **tableau LORCA ajouter colonne contexte (exple : 7 tourbières ombro-**
591 **trophes)**

592 **Estimation des bilans de carbone contemporain**

593 Dans cette approche on estime les flux actuels de carbone entrant et sortant de

594 l'écosystème afin de déterminer un bilan. Un certain nombre de flux de carbone sont

595 présent au sein des écosystèmes terrestre (équation (1.1))

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

596 — ENE : Échange Net de l'Écosystème

597 — PPB : Production Primaire Brute

598 — Re : Respiration de l'Écosystème

599 — F_{COP} : Flux de Carbone Organique Dissous

600 — F_{COP} : Flux de Carbone Organique Particulaire

601 — F_{CH_4} : Flux de Méthane

602 — F_{CID} : Flux de Carbone Inorganique Dissous

603 — F_{COV} : Flux de Composés Organique Volatils

604 — F_{CO} : Flux de Monoxyde de Carbone

605 Les bilans les plus complets réalisées sur les tourbières comprennent la partie ga-
606 zeuse, dissoute...

607 Dans les tourbières, les flux de CO_2 sont généralement les plus importants (**Réf**
608 **needed**), puis les flux de CH_4 et/ou de COD et enfin les flux de COP.

609 Pour estimer ces flux différentes techniques existent, notamment l'eddy covariance
610 et les méthodes de chambre pour les flux de gaz.

611 D'autres méthodes, moins souvent utilisées, existent comme l'utilisation du ratio
612 C :N (Kirk2015)

613 1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux

614 Mesure des flux de gaz

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

617 Les chambres peuvent être ouvertes, c'est à dire que la mesure se fait lorsque le
618 gaz à l'intérieur de la chambre à l'équilibre avec celui à l'extérieur, ou fermées, dans
619 ce cas le gaz à l'intérieur de la chambre n'est pas à l'équilibre avec celui à l'extérieur.

620 Elles peuvent également être dynamiques, lorsqu'un système de pompe, permettant
621 notamment de transporter le gaz jusqu'à l'analyseur, est présent. Ou statique si le
622 système est sans flux artificiel.

623 Trois grandes techniques de chambre existent. D'abord les chambres **dynamiques**
624 **ouvertes** qui se basent sur un état d'équilibre et mesurent une différence de concen-
625 tration d'un gaz dont une partie passe par la chambre et l'autre non. Cette méthode
626 nécessite un système de pompe et donc le passage d'un flux. Ensuite les chambres **dy-
627 namiques fermées** qui mesurent l'évolution de la concentration du gaz au sein de la
628 chambre à l'aide d'un système de pompe permettant l'envoi du gaz dans un analyseur

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

629 externe. Enfin les chambres **statiques fermées** qui mesurent également l'évolution de
630 la concentration du gaz au sein de la chambre sans qu'un système de pompe ne soit
631 présent. Dans ce cas soit l'analyseur est présent dans la chambre, soit des prélèvements
632 sont fait à intervalles réguliers puis analysés par la suite en chromatographie gazeuse.

633 Il faut noter que les dénominations anglaises de ces méthodes doit faire l'objet d'une
634 attention particulière. *Closed chamber* par exemple est parfois utilisé pour se référer
635 à l'état ou non d'équilibre, comme défini dans ce document, mais parfois également
636 pour désigner les méthodes de chambre sans système de flux ce qui peut prêter à
637 confusion [Pumpanen et al. \(2004\)](#). Souvent utilisées les dénominations *open/closed* et
638 *dynamic/static* sont décrites dans [Luo et Zhou \(2006c\)](#), une autre convention peut être
639 rencontrée : *flow-through/non-flow-through* et *steady state/non-steady state* [Livingston et Hutchinson \(1995\)](#)

641 Ces différentes méthodes ont divers avantages et inconvénients.

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

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

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

647 Estimation des flux

648 Quand ils ne peuvent pas être mesurés avec une haute fréquence, que ce soit à
649 l'aide de tour Eddy-covariance ou de chambres automatiques, les flux sont estimés à
650 partir de mesures ponctuelles. La respiration est généralement estimée en utilisant la
651 température que ce soit celle de l'air ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) ou celle du sol à différentes
652 profondeurs : -5 cm ([Görres et al., 2014; Ballantyne et al., 2014](#)), -10 cm [Kim et Verma \(1992\)](#);
653 [Zhu et al. \(2015\)](#). Le niveau de la nappe est parfois pris en compte ([Strack et Zuback, 2013; Munir et al., 2015](#)), plus rarement la végétation ([Bortoluzzi et al., 2006; Karki et al., 2015](#)).

656 Il existe donc une variabilité importante dans les équations utilisées, dans la nature

657 et le nombre des facteurs pris en compte ainsi que dans la manière dont ils sont pris
658 en compte.

659 L'estimation de la PPB est indirecte car très difficile/impossible à mesurer de façon
660 directe à l'échelle d'un écosystème. Elle est donc déduite à partir d'autres mesures :
661 Celles de l'ENE pour les méthodes micro-météorologiques qui utilisent l'ENE mesurée
662 la nuit pour estimer la RE et en déduire la PPB. Celles de l'ENE et de la RE pour
663 les méthodes de chambre qui le permettent, ce qui permet là encore de déduire l'ENE
664 (grâce à l'équation X)

665 1.3 Objectifs du travail

666 Dans ce contexte les objectifs de ce travail sont donc (i) de caractériser la variabilité
667 spatio-temporelle des flux et d'établir le bilan de carbone de la tourbière de La Guette,
668 (ii) de préciser l'effet du niveau de la nappe sur les émissions lors de cycle de dessications
669 réhumectation. Pour ce faire une approche axée sur l'observation et l'expérimentation
670 a été mise en oeuvre :

- 671 — Dans un premier temps, a été mis en place un suivi sur la tourbière de La
672 Guette permettant d'évaluer les flux et d'étudier leurs variations saisonnières et
673 spatiales sur l'ensemble de l'écosystème. Ces estimations de flux ont ensuite pu
674 être utilisées afin d'estimer le bilan de carbone de la tourbière.
- 675 — Dans un second temps, à travers des expérimentations en mésocosmes et sur le
676 terrain, l'effet du niveau de la nappe sur les flux de GES a été exploré, particu-
677 lièrement lors de cycle de dessiccation-réhumectation.
- 678 — Enfin un suivi des flux à haute fréquence sur plusieurs tourbières a été réalisé
679 afin de déterminer les éventuelles différences de sensibilité des émissions de CO₂
680 entre le jour et la nuit et de tester à cette échelle une méthode d'estimation de
681 la RE basée sur la synchronisation entre les signaux de flux et de température.

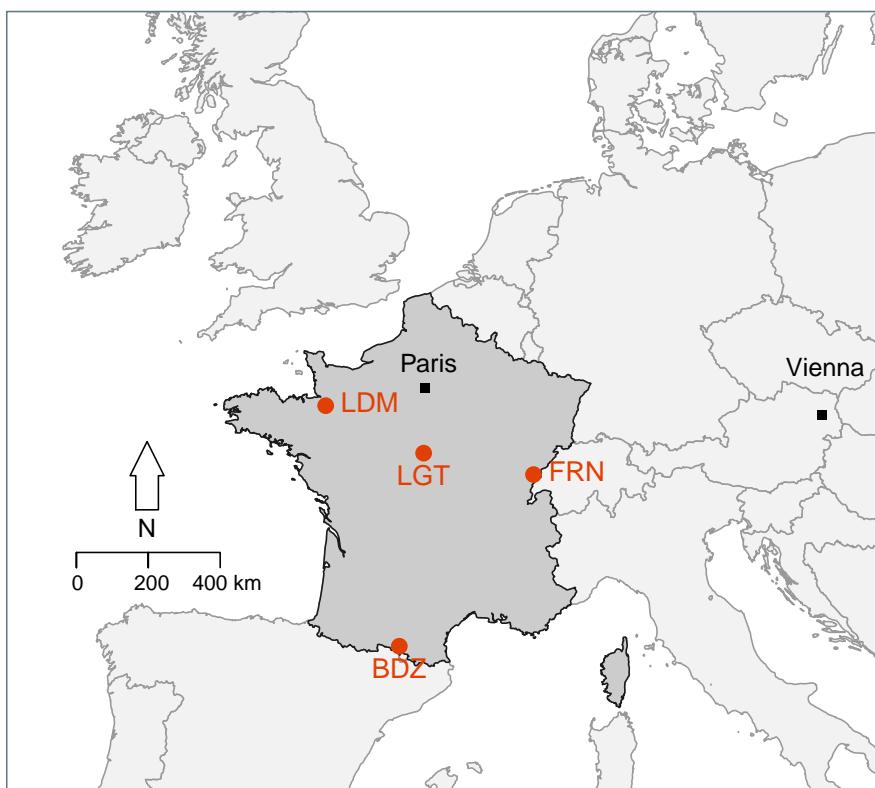
⁶⁸² 2 Sites d'études et méthodologies employées

⁶⁸³

⁶⁸⁴	2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	40
⁶⁸⁵		
⁶⁸⁶	2.2 Autres sites du service national d'observation	45
⁶⁸⁷		
⁶⁸⁸	2.3 Mesures de flux de gaz	46
⁶⁸⁹	2.3.1 Les mesures de CO ₂	46
⁶⁹⁰	2.3.2 Les mesures de CH ₄	48
⁶⁹¹	2.3.3 Le calcul des flux	50
⁶⁹²	2.4 Facteurs contrôlants	50
⁶⁹³		
⁶⁹⁴	2.4.1 acquisitions automatisées	50

695 2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

696 Le site d'étude, la tourbière de La Guette, est l'un des quatre sites du service
697 national d'observation des tourbières (SNOT) qui vise à étudier la fonction puits de
698 carbone des tourbières tempérées notamment vis-à-vis des changements globaux (<http://www.sno-tourbiere.cnrs.fr/>).
699



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

FIGURE 2.1 – Site d'études SNOT

700 La tourbière de La Guette est située à Neuvy-sur-Barangeon, en Sologne, (N 47°19'44'',
701 E 2°17'04'') dans le département du Cher (Figure 2.1). Le site est classé espace naturel
702 sensible par le conseil général du Cher, c'est également une Zone Naturelle d'Intérêt
703 Écologique Faunistique et Floristique (ZNIEFF) et intégrée au site Natura 2000 «So-
704 logne». Le site s'étend sur une surface d'une vingtaine d'hectares avec une géométrie
705 relativement allongée (Figure 2.2). Cette surface la classe parmi les plus grandes de
706 Sologne (F. Laggoun, communication personnelle). L'épaisseur moyenne de la tourbe

707 est de 80 cm avec des maximums locaux atteignant 180 cm. La tourbière de La Guette
708 est probablement topogène, formée par l'accumulation d'eau de pluie dans une cuvette
709 imperméabilisée par une couche d'argile issue d'alluvions de la rivière du même nom
710 (La Guette) (**Réf needed**). Les précipitations annuelles moyennes sur le site sont de
711 880 mm et les températures moyenne annuelle de 11 °C. L'eau du site à une conductivité
712 généralement inférieure à $80 \mu\text{S m}^{-2}$ et un pH compris entre 4 et 5. Ces caractéristiques
713 classe la tourbière parmi les tourbières minérotrophes pauvres en nutriments (*poor fen*).
714 Les datations effectuées sur le site permettent de dire que les premiers dépôts tourbeux
715 remontent à environ 5 à 6000 ans.

716 Le site a subi un certain nombre de perturbations au cours de son existence. D'abord
717 la construction, avant 1945, d'une route, la D 926 , qui coupe l'extrémité sud de la
718 tourbière favorisant son drainage. Le site a également subi un incendie en 1976. En
719 1979 des pins noirs (*Pinus nigra*) sont plantés au nord du site. Enfin 2008 le récurage
720 du fossé de drainage bordant la route semble entraîner une augmentation significative
721 des pertes d'eau du système.

722 Ces perturbations, ou au moins une partie d'entre elles, ont probablement favorisé
723 l'envahissement du site par une végétation vasculaire, notamment arborée et composée
724 de pins (*Pinus sylvestris*) et de bouleaux (*Betula verrucosa* et *pubescens*). [Viel et al.](#)
725 ([2015](#)) a pu calculé, grâce à l'étude de photos aérienne, la vitesse de fermeture du site,
726 entre 1945 et 2010, estimée à $2020 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$ avant l'incendie de 1976 et à $3469 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$
727 après. La tourbière est également envahie de façon importante par la molinie bleue
728 (*Molinia caerulea*) de la famille des *Poaceae* (Figure 2.3c). Leur présence favorisant la
729 dégradation des matières organiques ([Gogo et al., 2011](#)). Sont également présentes sur
730 le site un certain nombre d'espèces caractéristiques des tourbières comme les sphaignes,
731 principalement *Sphagnum cuspidatum* et *Sphagnum rubellum*, qui forment des tapis.
732 Un tapis de sphaignes en cours de formation est visible sur la photo 2.3a. Sur cette
733 même photo sont également visible des Linaigrettes à feuilles étroites (*Eriophorum*
734 *augustifolium*), une plante de la famille des *Cyperaceae* caractéristique des marais et
735 des landes tourbeuses ([Rameau et al., 2008](#)). Des bruyères sont également présentes de

2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

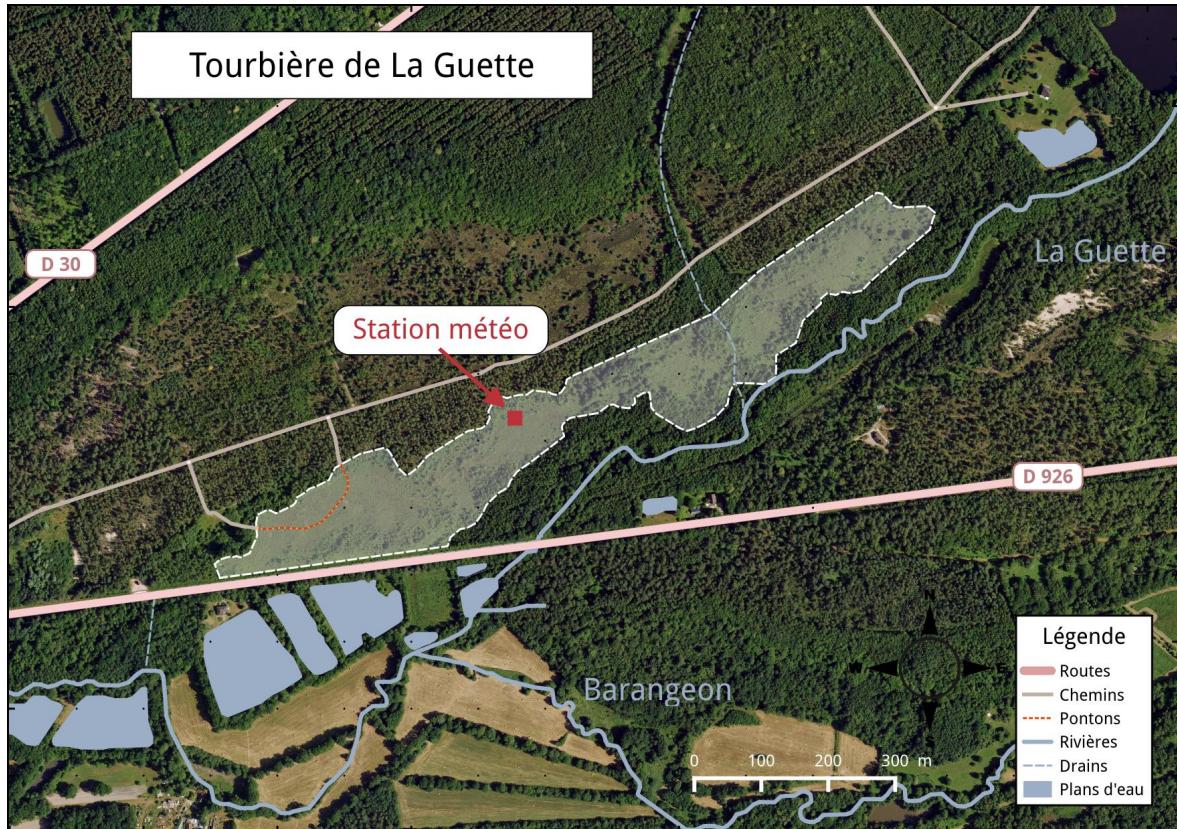


FIGURE 2.2 – Carte de la tourbière de La Guette

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

744 Au cours des dernières années, les précipitations sont relativement différentes avec
745 deux années plus sèches que la moyenne avant 2013 et deux années plus humides en
746 2013 et 2014 (Figure 2.4). On observe également cette dualité vis-à-vis du niveau de
747 la nappe. Avant 2013 les étés sont marqués par des étiages importants avec des baisses
748 du niveau de nappe allant jusqu'à -60 cm en 2012 (Figure 2.5). Après 2013, les étiages
749 sont beaucoup moins importants sur le site (Figure 2.6). Les variations inter-annuelles



(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

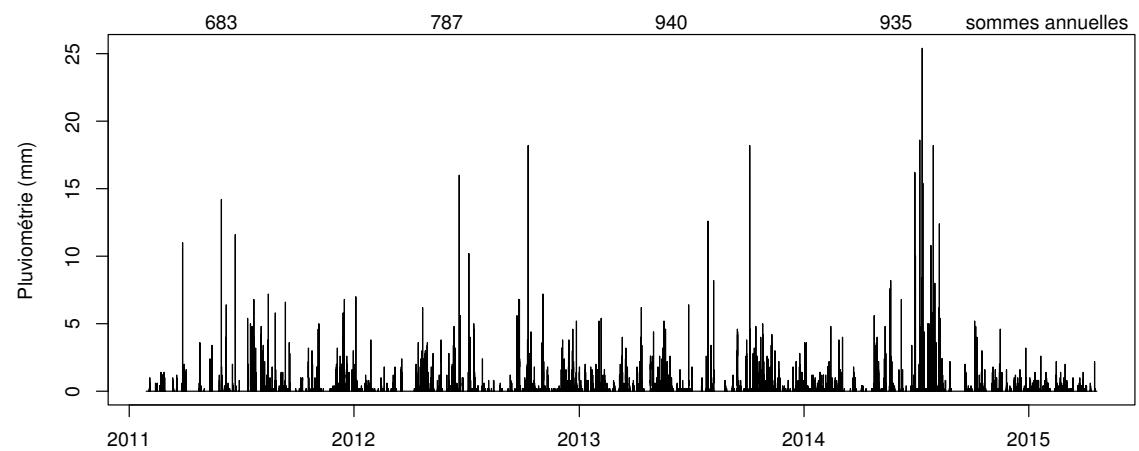


FIGURE 2.4 – Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014

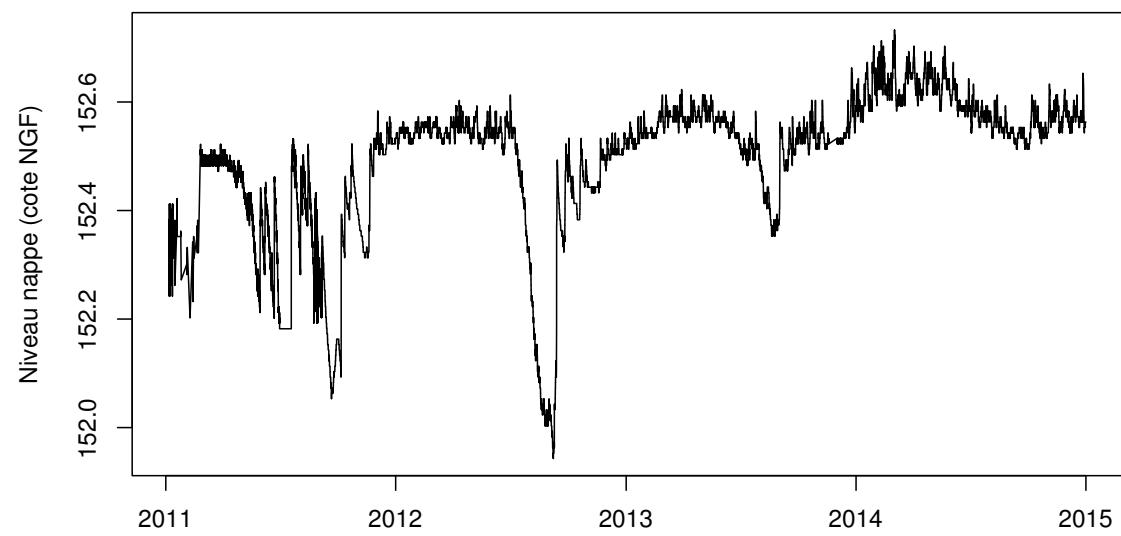


FIGURE 2.5 – Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014

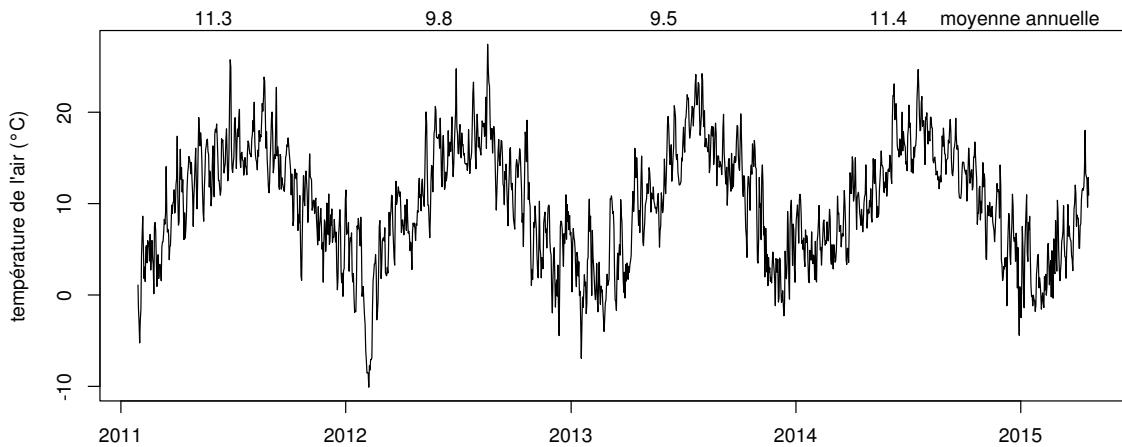


FIGURE 2.6 – Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014

750 de la température moyenne de l'air semblent moins marquées. L'année 2011 est très
 751 proche de 2014 avec une température moyenne supérieure à 11 °C. De la même façon
 752 les années 2012 et 2013 sont très proches avec des températures moyennes inférieures
 753 à 10 °C.

754 2.2 Autres sites du service national d'obser- 755 vation

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

2.3. Mesures de flux de gaz

764 Au sein du SNOT et à travers les différentes expérimentations et observations réa-
765 lisées sur les sites, de nombreuses mesures ont été effectuées : des mesures de CO₂ et
766 de CH₄ ainsi que d'un certain nombre de facteurs contrôlant. La méthodologie utilisée
767 pour les mesurer étant transverse aux différentes expérimentations elle sera détaillée
768 dans ce chapitre.

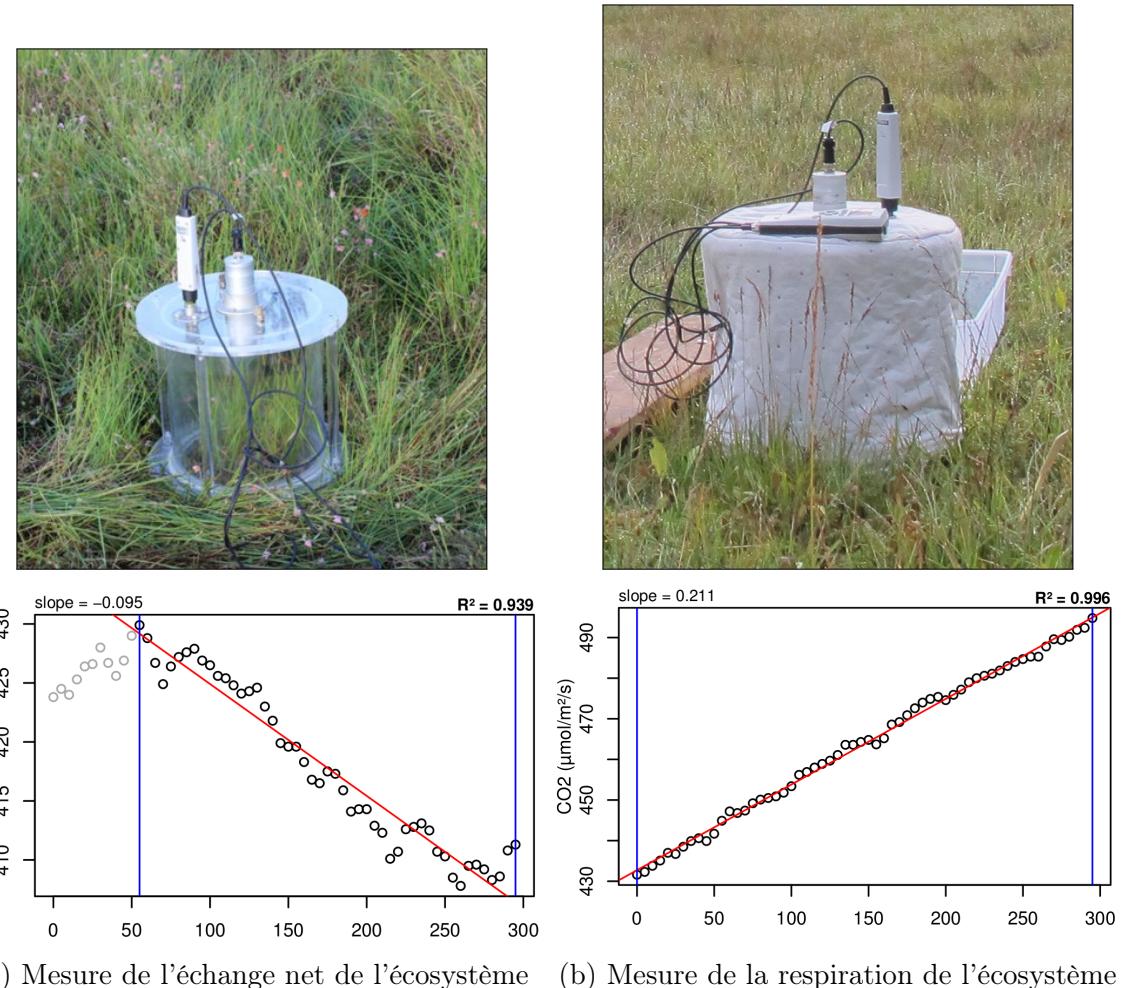
769 2.3 Mesures de flux de gaz

770 2.3.1 Les mesures de CO₂

771 Toutes les mesures de CO₂ présentées par la suite ont été faite avec les mêmes ma-
772 tériels et le même protocole. Les chambres utilisées sont en plexiglass et ont été conçue
773 (LPC2E) et fabriquées (ISTO) au CNRS. Ce sont des chambres transparentes, cylin-
774 drique, de 30 cm de diamètre et 30 cm de hauteur. Les mesures de CO₂ à proprement
775 parler ont été faite à l'aide d'une sonde Vaisala CARBOCAP® GMP 343. La sonde est
776 directement insérée dans la chambre ainsi qu'une sonde Vaisala HUMICAP® HMP 75
777 mesurant d'humidité et la température dans la chambre.

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

783 Pour les raisons détaillée précédemment, la méthode mise en œuvre est celle de
784 la chambre statique fermée, aucun système de pompe n'est donc utilisé. la chambre
785 est posée sur l'embase, elle contient l'analyseur de CO₂ qui mesure la variation de
786 la concentration en gaz au cours du temps. Un ventilateur de faible puissance est
787 également présent à l'intérieur de la chambre afin d'homogénéiser l'air. 1 à 3 min de
788 stabilisation sont nécessaires après la pose de la chambre afin d'éviter les effets pouvant
789 y être liés. Ensuite l'enregistrement est lancé, avec l'acquisition toutes les 5 s pendant


 FIGURE 2.7 – Mesures de CO₂

790 5 min de la concentration en CO₂, de la température et de l'humidité. La mesure se
 791 déroule donc sur une période de temps relativement courte afin de minimiser le dés-
 792 équilibre avec le milieu extérieur. Dans ce but les mesures ont parfois été manuellement
 793 raccourcies, 2 à 3 min d'acquisition, si une pente claire se dégageait rapidement. Ceci
 794 notamment lorsque les conditions météorologiques, chaudes et ensoleillées, laissaient
 795 supposer une différence rapidement importante vis-à-vis des conditions extérieures.
 796 Généralement, deux acquisitions de CO₂ sont faites à la suite sur une même embase.
 797 La première, avec la chambre transparente nue, permettant l'enregistrement de l'ENE
 798 (Figure 2.7-a). La seconde avec la chambre recouverte d'une chaussette de tissu occul-
 799 tant, isolant la chambre de la lumière, permettant d'interrompre la photosynthèse et
 800 donc d'enregistrer les respirations (RE) (Figure 2.7-b).

801 De nombreux écueils peuvent rendre une mesure inexploitable. D'abord le placement

2.3. Mesures de flux de gaz

802 de la chambre, cela peut sembler trivial mais positionner la chambre au milieu d'her-
803 bacées et de bruyères n'est pas toujours évident. Plus anecdotiquement des sphaignes
804 gelées, recouvrant les bords de l'embase rendent la pose de la chambre difficile voire
805 impossible. Enfin selon l'heure de la journée des gradients de concentrations peuvent
806 être présent et augmenter localement les concentrations de CO₂ de façon importante
807 allant jusqu'à saturer la sonde.

808 Au vu du volume de données acquises et souhaitant garder l'intérêt de mesures
809 manuelles, à savoir le contrôle humain des flux et des conditions de mesure, il a été
810 nécessaire de développer un outil de traitement facilitant le contrôle et le calcul des flux.
811 Ceci afin d'éviter de recourir à des seuils arbitraires (typiquement une valeur de R²)
812 pour le contrôle qualité des données, mais également de permettre une reproductibilité
813 et un traçage des modifications effectuées sur les données brutes. (donner des exemples)
814 Ce travail est présenté dans l'annexe D.

815 2.3.2 Les mesures de CH₄

816 Les mesures de CH₄ ont été réalisée avec une chambre aux caractéristiques similaires
817 à celles utilisées pour les mesures de CO₂ à l'exception de l'interface avec l'analyseur.
818 La méthode de la chambre dynamique fermée a été utilisée pour réaliser ces mesures,
819 elle diffère donc légèrement de celle utilisée pour le CO₂ puisqu'elle nécessite la mise en
820 oeuvre d'un système de pompe pour transporter le gaz jusqu'à l'analyseur. Les mesures
821 de concentration en CH₄ ont été réalisée à l'aide du SPIRIT (Figure 2.8).

822 C'est un SPectrometre Infra Rouge In-situ Troposphérique développé par le LPC2E.
823 La spectrométrie infra-rouge se base sur la mesure de l'absorption d'un rayonnement
824 infrarouge par des molécules conduisant Cet instrument profite de l'expertise acquise
825 par le laboratoire dans le domaine de la métrologie infra-rouge, notamment avec le
826 développement de son ancêtre le SPIRALE (SPectroscopie Infra Rouge par Absorption
827 de Lasers Embarqués). Plus petit et plus léger (100 kg), le SPIRIT a été développé
828 en différentes versions, fonction des usages. Il existe actuellement une version sol et
829 une version avion de l'appareil. Les capacités du SPIRIT sont principalement liées



FIGURE 2.8 – SPIRIT

830 à deux éléments. Premièrement l'invention d'une cellule à réflexion multiple par le
 831 LPC2E ([Robert, 2007](#)), permettant d'adapter facilement la longueur du parcours op-
 832 tique en fonction de la concentration des gaz à mesurer. Deuxièmement l'utilisation de
 833 lasers à cascades quantique (QCL), dont la puissance permet d'augmenter le nombre
 834 de réflexion et la sensibilité des mesures d'absorption. Les QCL installés émettent sé-
 835 quentiellement dans le moyen infra-rouge (2,5 à 25 μm) (Choix dicté par l'absorbance
 836 à ces longueur d'onde d'un grand nombre d'espèce d'intérêt et l'intensité importante
 837 des raies d'absorption.) et dans une fenêtre spécifique aux espèces que l'on souhaite
 838 mesurer. Après son émission, le laser est divisé en deux La première partie traverse
 839 une cellule de référence, contenant un gaz de concentration connue. La seconde partie
 840 traverse une cellule de mesure, contenant le gaz à mesurer. Les deux parties du laser
 841 débouchent finalement sur les détecteurs. Le fonctionnement détaillé du SPIRIT-sol
 842 est décrit dans [Guimbaud *et al.* \(2011\)](#).

843 2.3.3 Le calcul des flux

844 Que ce soit pour le CO₂ ou le CH₄, le flux de gaz est calculé à l'aide de l'équation
845 suivante :

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

846 Avec :

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

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

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

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

851 T : la température dans la chambre en K

852 V : le volume de la chambre en m³

853 S : la surface occupée par l'embase en m²

854 2.4 Facteurs contrôlants

855 Afin de déterminer l'impact de facteurs contrôlants sur ces flux, mesurer les flux
856 ne suffit pas il faut également mesurer les variables environnementales dont on pense
857 qu'elles seront des facteurs contrôlants importants. La description des techniques et
858 matériels communs aux différentes expérimentations utilisées est développée ci-dessous.
859 Cependant leur mise en œuvre ou caractéristiques spécifiques, comme la fréquence des
860 mesures, sera décrite individuellement au niveau des parties détaillant chacune des
861 expérimentations.

862 2.4.1 acquisitions automatisées

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

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

872 3 Bilan de C de la tourbière de La Guette

873		
874	3.1 Introduction	54
875		
876	3.2 Procédure expérimentale et analytique	55
877	3.2.1 Méthodes de mesures	55
878	3.2.2 Modélisation du bilan de C	57
879	3.3 Résultats	62
880	3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière	
881	de La Guette	62
882	3.3.2 Sélection des modèles	67
883	3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle	
884	de l'écosystème	75
885	3.3.4 Variabilité spatiale du bilan	82
886	3.4 Discussion	84
887	3.4.1 Estimations des flux	84
888	3.4.2 Estimations des bilans	87
889	3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan	87
890	3.4.4 Représentativité locale du modèle	88
891	3.4.5 Variation du bilan avec la végétation	88
892	3.4.6 perspectives	89
893		
894		

895 3.1 Introduction

896 La majorité des écosystèmes tourbeux pour lesquels un bilan de carbone a été es-
897 timé, se situe sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord comme par exemple en
898 Suède ([Waddington et Roulet, 2000; Peichl *et al.*, 2014](#)), en Finlande ([Alm *et al.*, 1997](#)),
899 au Canada ([Trudeau *et al.*, 2014](#)). Les tourbières situées plus au sud ont fait l'objet de
900 rare estimation de bilan (e.g. tourbière du Jura français par [Bortoluzzi *et al.* \(2006\)](#)).

901 L'étude de ces écosystèmes présent à la limite sud de leur extension est importante car
902 ils expérimentent des conditions plus extrêmes que les autres qui sans être identiques,
903 peuvent se rapprocher de celles que subiront d'autres écosystèmes tourbeux suite au
904 réchauffement climatique. Par ailleurs, concernant la tourbière de La Guette, ce site
905 est représentatif d'une grande partie des tourbières dans les perturbations qu'elle su-
906 bie : son drainage et son envahissement par une végétation vasculaire (cf Chapitre 2)

907 Le premier objectif de ce chapitre est donc d'établir le bilan de C de la tourbière de
908 La Guette. Le second objectif est de caractériser la variabilité spatiale de ces flux de
909 GES à travers ce bilan de C. En effet les tourbières sont des écosystèmes avec des
910 conditions environnementales qui peuvent varier dans l'espace. Par exemple le niveau
911 de la nappe, à cause de variation micro-topographique peut être plus ou moins élevé,
912 faire des flaques d'eau libre ou au contraire être quelques dizaines de centimètres sous
913 la surface du sol. Conséquence de ces variations, ces micro-environnements abritent
914 des communautés végétales et microbiennes différentes. Finalement ces conditions en-
915 vironnementales contrôlant les flux, ceux-ci varient également. Estimer ces variations
916 est donc nécessaire afin de préciser dans quelle mesure elles influent sur le bilan de C.

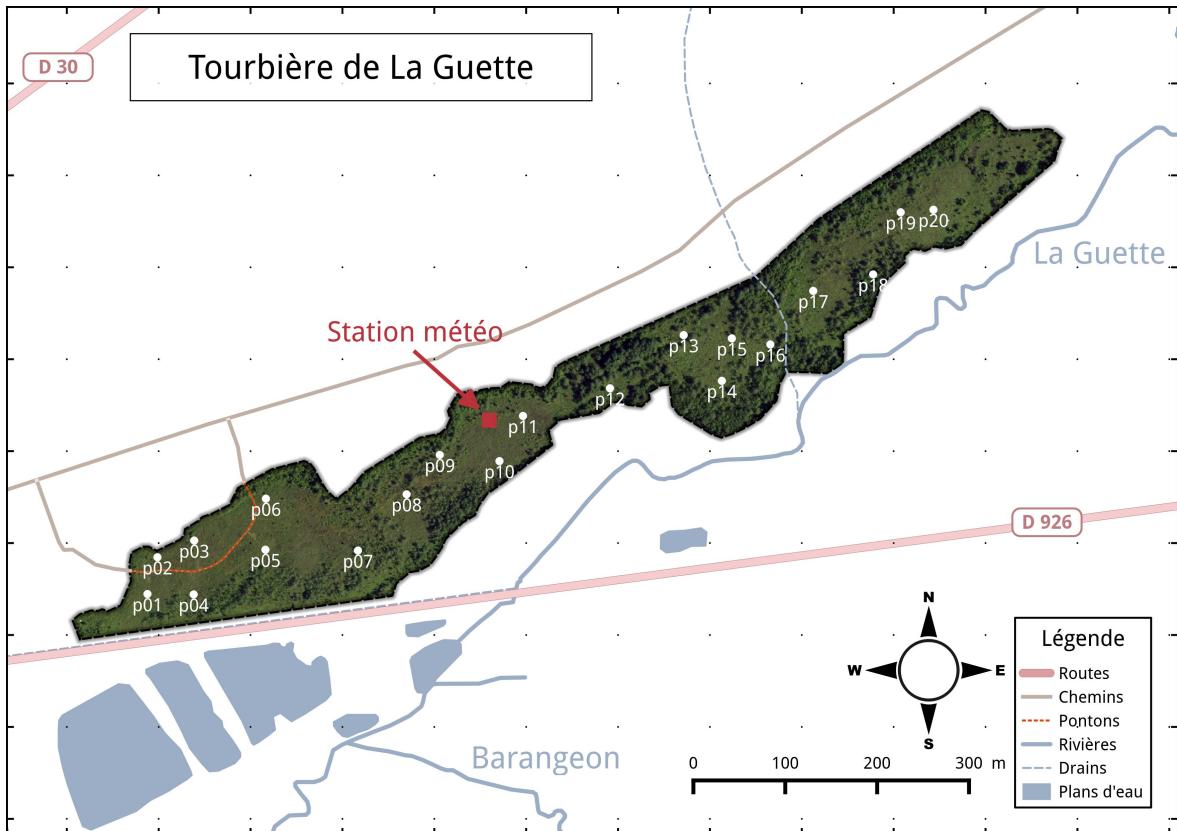


FIGURE 3.1 – Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.

917 3.2 Procédure expérimentale et analytique

918 3.2.1 Méthodes de mesures

919 Mesures de flux de gaz

920 Les mesures des flux de CO₂ et de CH₄ ont été effectuées en utilisant la méthode
 921 décrite dans la partie 2.3. En juin 2011, 20 placettes ont été installées ¹ selon un échan-
 922 tillonnage aléatoire stratifié : La surface de la tourbière a été divisée selon une grille de
 923 20 mailles et un point choisi aléatoirement dans chaque maille localise chaque placette.
 924 La taille de la maille a été ajustée de manière à avoir vingt 20 carrés sur la surface de
 925 la tourbière. Cette méthode permet de conserver un échantillonnage aléatoire tout en

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

3.2. Procédure expérimentale et analytique

926 étant assuré d'avoir une représentativité homogène du site. Les placettes, délimitées
927 par des piquets, occupaient une surface de 4 m^2 ($2 \times 2\text{ m}$), à l'intérieur de laquelle ont
928 été installé de façon permanente un piézomètre et une embase permettant la mesure
929 des flux de gaz (Les embases sont décrites dans le chapitre 2, partie 2.3.1). Usuelle-
930 ment les placettes sont séparées en groupes micro-topographiques (Figure 1.1), avec des
931 embases positionnées sur les buttes (*hummock*), les trous (*hollows*) et les zones d'eau
932 libre (*pool*) (Alm *et al.*, 1997; Waddington et Roulet, 2000). Ou encore selon différent
933 traitements, réhabilité/non réhabilité, exploité/non exploité, manipulé/non manipulé
934 (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Strack et Zuback, 2013). Ceci a l'avantage de permettre une
935 distinction fine des capacités sources/puits mais a l'inconvénient du placement proche
936 des embases les unes des autres limitant la représentativité spatiale des mesures. Elles
937 peuvent également être séparées en zone dans la tourbière, haut-marais *versus* bas-
938 marais, ou réhabilité *versus* non-réhabilité. Afin de gagner en représentativité spatiale,
939 la taille du site le permettant, il a été décidé de positionner des placettes sur l'ensemble
940 du site. De plus, du fait de l'omniprésence de végétation vasculaire, et de la taille des
941 chambres par rapport à la micro-topographie une telle approche était difficile à mettre
942 en oeuvre.

943 Les flux de CO_2 et de CH_4 sont mesurés. Des tests effectués sur la tourbière ayant
944 montré des émissions nulles de N_2O , ce gaz n'a pas été étudié. Les mesures de CO_2
945 ont été effectuées de mars 2013 à février 2015, avec une fréquence quasiment mensuelle
946 (20 campagnes, pour 24 mois de mesures). Les mesures de CH_4 ont été effectuées avec
947 une fréquence et sur un nombre d'embases inférieur (12 campagnes, 5 embases). Ceci
948 a été déterminé par la difficulté de déploiement *in-situ* de l'instrument SPIRIT (lourd,
949 difficilement transportable dans un milieu tourbeux).

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

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

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

964 3.2.2 Modélisation du bilan de C

965 Estimation du bilan et variabilité temporelle

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

976 La RE, et l'ENE sont mesurés directement sur le terrain. Cependant afin d'établir
977 le bilan de C tout en gardant une discrimination entre flux d'entrée et de sortie la RE et
978 la PPB (obtenue grâce à l'équation $PPB = ENE - RE$) ont été modélisé séparément.
979 Les flux en phase gazeuse ont été modélisés en partant d'équations usuellement utilisées
980 et dans lesquelles la température est le facteur contrôlant majeur. Puis les résidus² de
981 ces modèles de base ont ensuite été étudiés en fonction des facteurs de contrôle restant.

2. Valeurs moyennes - Valeurs moyennes estimées

3.2. Procédure expérimentale et analytique

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

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

991 La température a été choisie comme base de départ à la construction des modèles
992 de RE et PPBsat, à la fois car c'est le facteur de contrôle le plus souvent invoqué et à
993 la fois car les corrélations avec les flux étaient les plus forte. Concernant la respiration
994 de l'écosystème, les températures utilisées dans la littérature sont variables. La tem-
995 pérature la plus utilisée est la température du sol à -5 cm ([Ballantyne et al., 2014](#)).
996 La température de l'air et la température du sol à -10 cm sont aussi régulièrement
997 utilisées ([Bortoluzzi et al., 2006](#); [Kim et Verma, 1992](#)). Cette profondeur, -5 cm, est
998 régulièrement utilisée car c'est dans la tourbe, proche de la surface que la respiration
999 du sol est la plus importante. **production CO2 ? profils ?** C'est également à des
1000 profondeurs relativement faibles que se situent la majorité des racines (**Réf needed**).
1001 La respiration liée aux racines (autotrophe et hétérotrophe stimulée par les exsudats
1002 racinaires) peut contribuer à la respiration du sol (**de l'écosystème ?**) pour 35 à 60 %
1003 ([Silvola et al., 1996](#); [Crow et Wieder, 2005](#)). La RE est estimée directement à partir
1004 des données acquises moyennées en partant de la température connue pour contrô-
1005 ler une grande partie de ce flux. Les modèles les plus fréquemment utilisés (linéaire,
1006 exponentiel, arrhénius) ont été testés.

1007 Pas de consensus émerge de la littérature quant aux facteurs contrôlant les émissions
1008 de CH₄. La température, ([Alm et al., 1999](#); [Bubier et al., 1995](#)), le niveau de la nappe
1009 ([Bubier et al., 1993](#)) et/ou la végétation ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) peuvent être utilisés
1010 isolément ou conjointement.

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

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

Étude de la variabilité spatiale

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

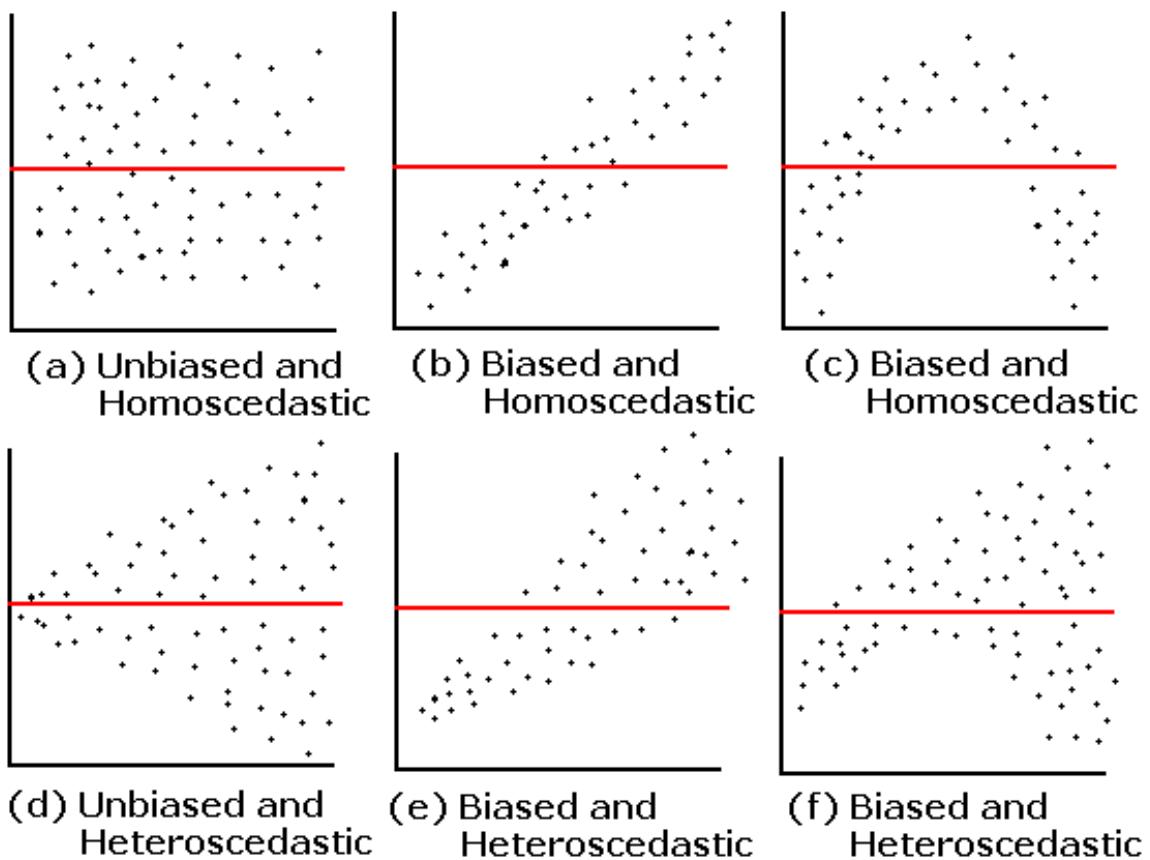


FIGURE 3.2 – Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)

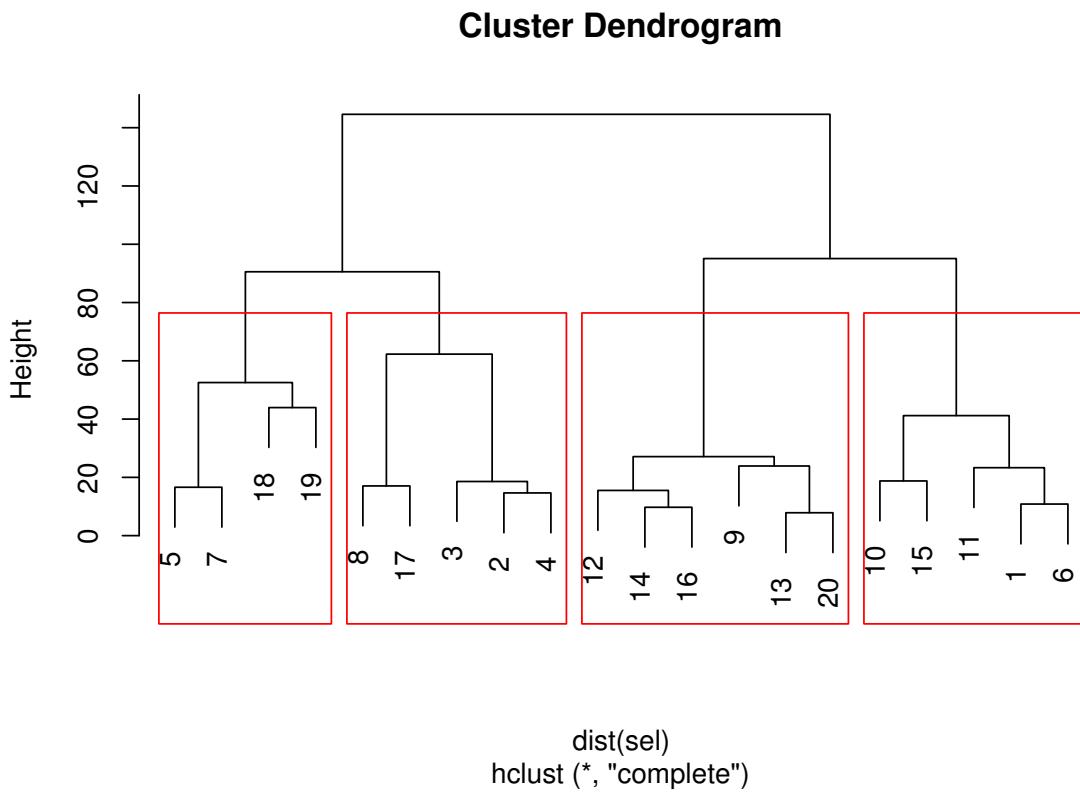


FIGURE 3.3 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

1039 La seconde approche permet de palier en partie à ce souci en faisant des groupes de
 1040 placette. Ces ensembles de placette ont été fait en regroupant les placettes ayant la
 1041 composition végétale la plus proche. Ce choix se justifie par le fait que la végétation
 1042 joue un rôle important tout en étant délicate à prendre en compte. La température,
 1043 plus facile à mesurer et le niveau de la nappe, qui n'a que peu varié, semblait des choix
 1044 moins pertinent. Le partitionnement a été fait via une classification hiérarchique et
 1045 quatre groupes ont été déterminés (Figure 3.3).

3.3. Résultats

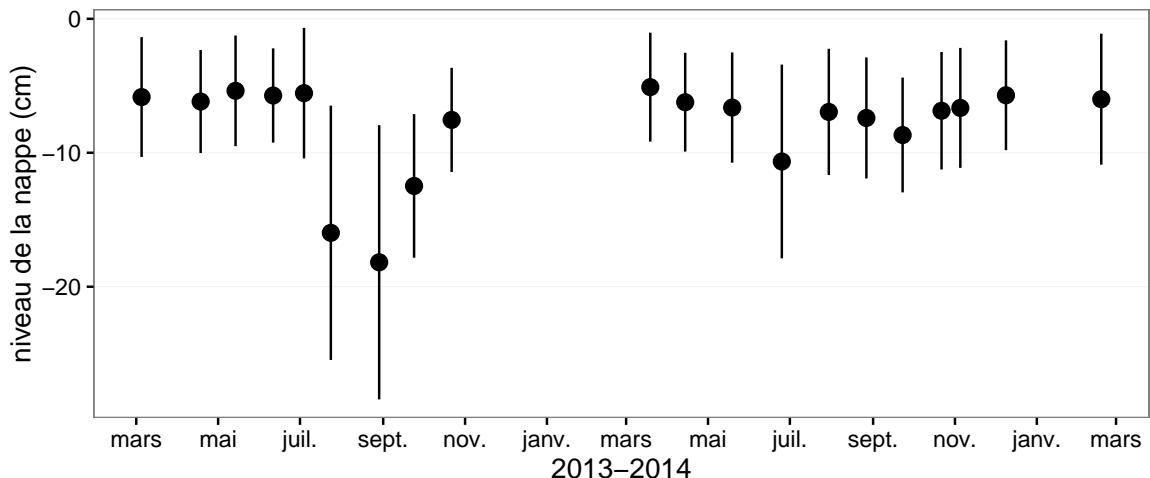


FIGURE 3.4 – Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

¹⁰⁴⁶ 3.3 Résultats

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

¹⁰⁴⁹ Les Facteurs contrôlant

¹⁰⁵⁰ L'évolution du niveau de la nappe des 20 placettes est marquée par un étiage d'une
¹⁰⁵¹ vingtaine de centimètres en moyenne en 2013 et l'absence d'un étiage net en 2014
¹⁰⁵² (Figure 3.4). Le niveau de la nappe moyen ne descend pas sous la barre des -10 cm
¹⁰⁵³ avec $-9,2 \pm 7,6$ et $-7,1 \pm 4,8\text{ cm}$ respectivement pour 2013 et 2014. Ces observations
¹⁰⁵⁴ sont cohérentes avec les mesures haute fréquence (Figure 2.5), et confirment l'étiage
¹⁰⁵⁵ particulièrement haut de ces 2 années vis-à-vis des précédentes.

¹⁰⁵⁶ La température de l'air mesurée manuellement montre une variabilité saisonnière
¹⁰⁵⁷ cohérente avec celle mesurées par la station météo. La variabilité saisonnière de la
¹⁰⁵⁸ température est également visible dans le sol avec cependant un amortissement et une
¹⁰⁵⁹ diminution de la variabilité avec la profondeur (figure 3.5)

¹⁰⁶⁰ La conductivité moyenne mesurée sur le site varie entre 35 and $55\text{ }\mu\text{S m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ (fi-
¹⁰⁶¹ gure 3.6).

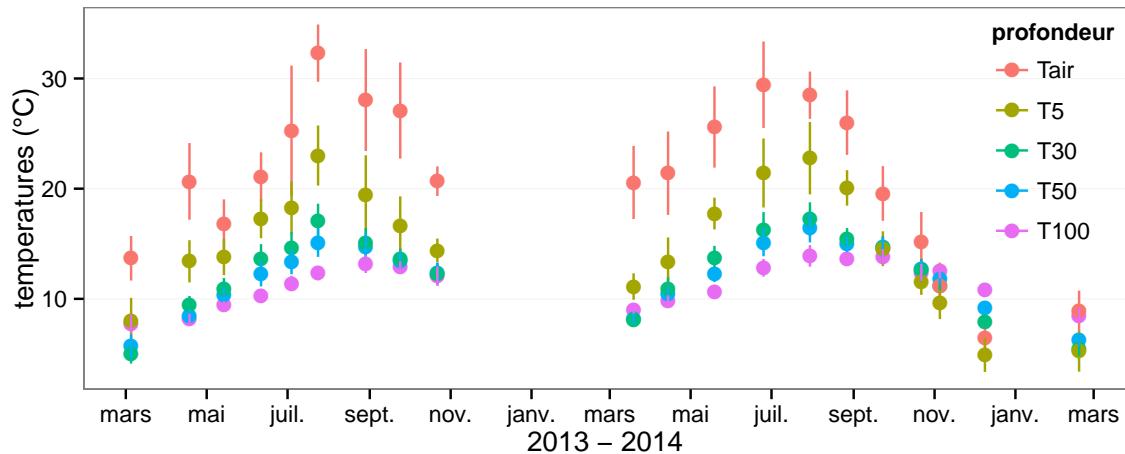


FIGURE 3.5 – Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5, -30, -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015

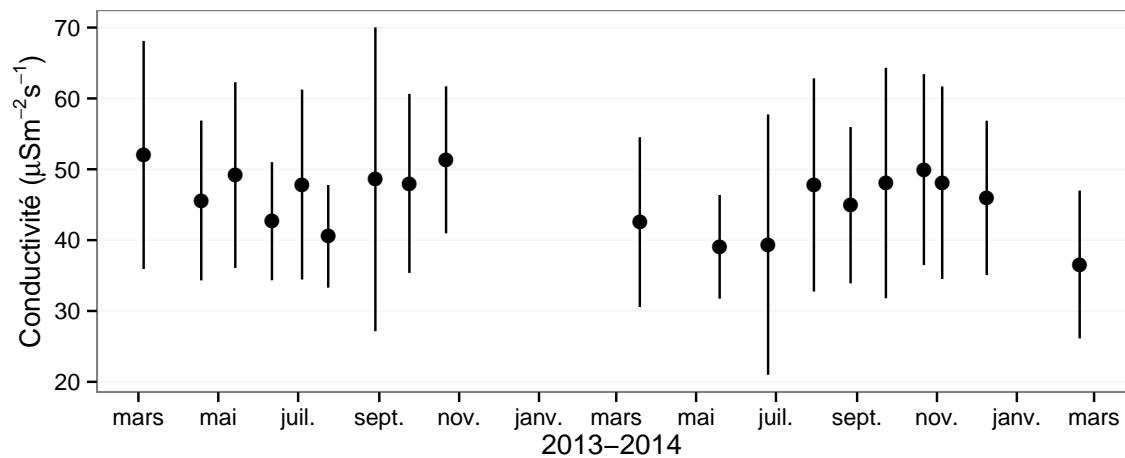


FIGURE 3.6 – Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

3.3. Résultats

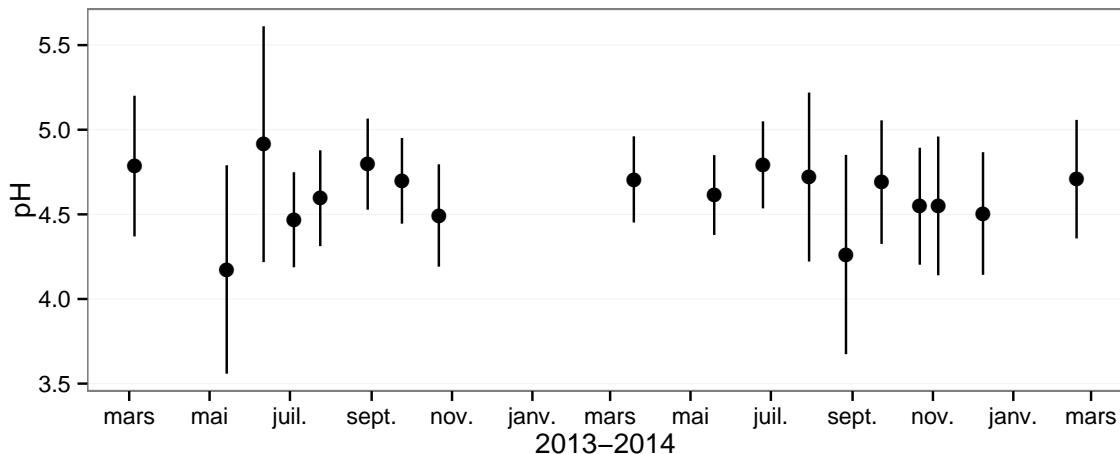


FIGURE 3.7 – Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

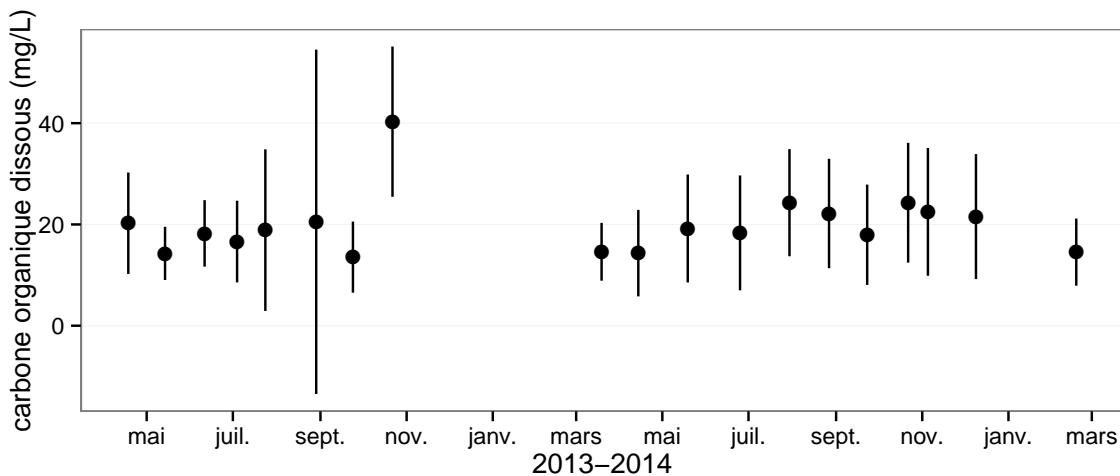


FIGURE 3.8 – Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1062 En moyenne le pH mesuré sur la tourbière de La Guette est compris entre 4 et 5
1063 (figure 3.7). Ces valeurs sont cohérentes avec la classification en *poor-fen* du site .
1064 La concentration en carbone organique dissous présente dans l'eau de la tourbière
1065 est compris en moyenne entre 10 et 30 mg L⁻¹ (figure 3.8).

1066 Les flux de carbone

1067 L'ensemble des mesures de CO₂ s'étendent de mars 2013 à février 2015. Cependant
1068 de novembre 2013 à février 2014 les mesures ont été interrompues suite à des problèmes
1069 techniques. Les deux saisons de végétation, ont pu être mesurées dans leur ensemble,

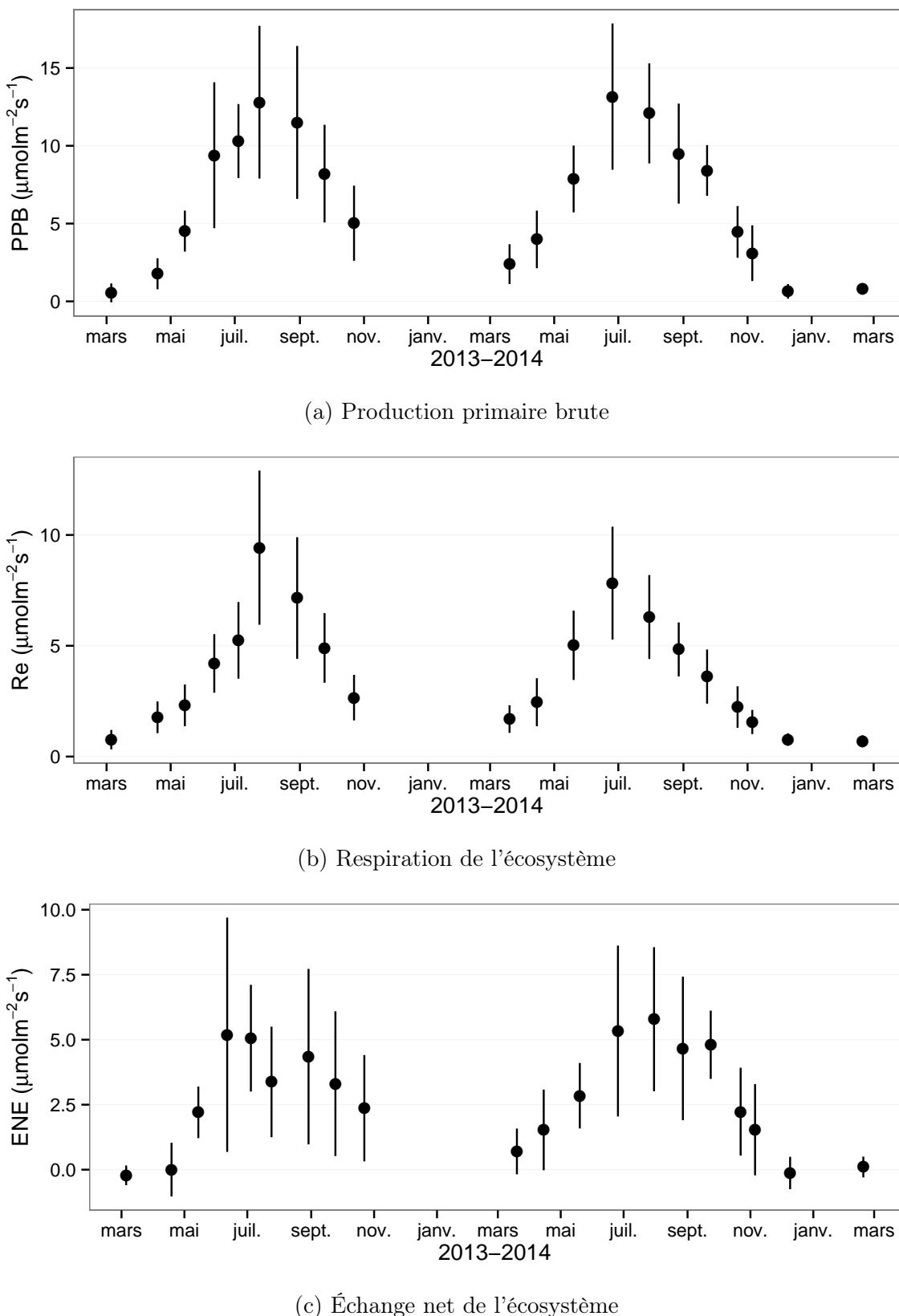


FIGURE 3.9 – Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.

3.3. Résultats

1070 permettant d'avoir un jeu de données représentatif sur le fonctionnement de l'écosys-
1071 tème. À noter également que pour l'ensemble des flux, la déviation standard augmente
1072 avec les valeurs mesurées.

1073 En 2013, les valeurs de la PPB (flux de CO₂ entrant dans l'écosystème) augmentent
1074 au printemps et une partie de l'été avec un maximum de $12,80 \pm 4,91 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1075 atteint fin juillet, avant de diminuer à partir d'août (Figure 3.9a). En 2014 la PPB
1076 maximale est atteinte en juin ($13,16 \pm 4,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), soit environ un mois plus tôt
1077 que l'année précédente. Puis pendant l'été et l'automne les valeurs décroissent jusqu'à
1078 être proche de 0. En moyenne les valeurs de la PPB sont de $7,12 \pm 5,19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1079 en 2013 et de $6,56 \pm 4,72 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2014 (Figure 3.9a).

1080 La RE (flux de CO₂ sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-
1081 temps et une partie de l'été (Figure 3.9b). Elle atteint un maximum de $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1082 en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son maximum plus
1083 tôt, en juin à $7,83 \pm 2,55 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ avant de décroître jusqu'en hiver pour approcher
1084 des valeurs nulles. La moyenne annuelle de RE en 2013 est de $4,27 \pm 3,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$,
1085 ce qui est légèrement supérieure à celle de 2014 : $3,63 \pm 2,56 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Figure 3.9b).

1086 Concernant l'ENE (bilan des flux de CO₂ entrant et sortant), elle augmente en 2013
1087 jusque $5,19 \pm 4,51 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, avec un maximum en juin, avant de diminuer jusqu'à
1088 la fin de l'année. Cependant, cette baisse est moins uniforme que celle des deux flux
1089 précédents, avec notamment une augmentation de l'ENE entre juillet et août 2013.
1090 Ceci étant, il faut également noter les valeurs importantes de la déviation standard
1091 particulièrement en juin et en août. En 2014, l'ENE maximum est atteinte en juillet
1092 avec $5,79 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ avant qu'elle ne décroisse. Cette baisse est cependant plus
1093 homogène qu'en 2013. les moyennes de l'ENE en 2013 et 2014 sont très proches sont
1094 respectivement de $2,85 \pm 3,05 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ et $2,93 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Figure 3.9c).

1095 Les flux de CH₄ comme ceux du CO₂ montrent une variabilité saisonnière importante.
1096 Cependant les flux de CH₄ mesurés sont un ordre de grandeur en dessous de ceux
1097 mesurés pour le CO₂ (Figure 3.10). À l'inverse de ce dernier, l'importance des flux de
1098 CH₄ mesurés en 2013 et 2014 est différente. En 2013 les flux sont moins importants

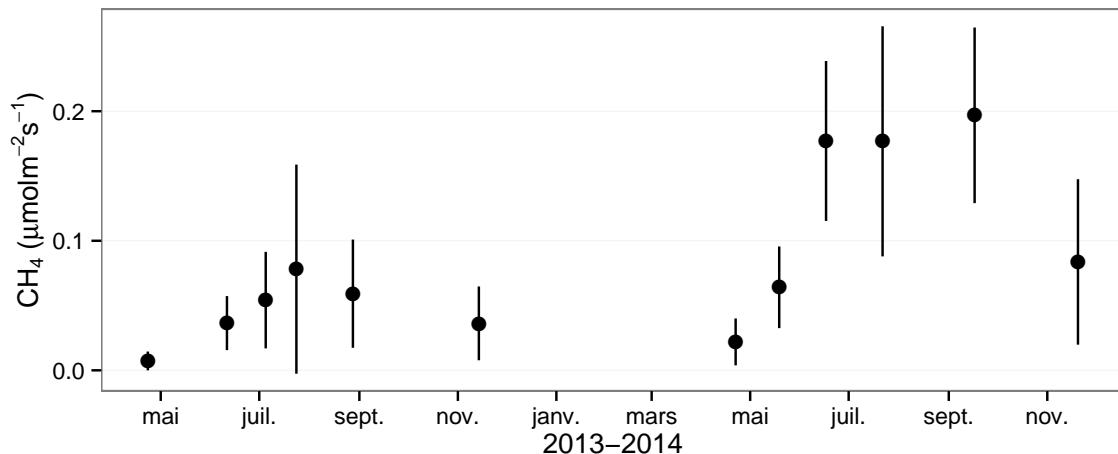


FIGURE 3.10 – Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1099 qu'en 2014 avec des maximum de $0,078$ et $0,196 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectivement.

1100 Les relations flux gazeux et facteurs contrôlant

1101 Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe n'a que peu varié pendant les
 1102 deux années de mesures. De ce fait aucune relation claire ne se distingue entre les flux
 1103 et le niveau de la nappe que ce soit pour le CO_2 (PPB et RE) ou le CH_4 (Figure 3.11).
 1104 La PPB et la RE présentent cependant des relations avec la température de l'air,
 1105 et l'indice de végétation, même si pour ce dernier les tendances sont moins claires,
 1106 particulièrement pour la RE (Figure 3.11). Le CH_4 quant à lui ne présente pas de
 1107 relation avec la température de l'air, mais une tendance exponentielle est visible vis-à-
 1108 vis de l'indice de végétation (Figure 3.11). (CH_4 et Température dans la tourbe ?)

1109 3.3.2 Sélection des modèles

1110 La Production Primaire Brute

1111 L'estimation de la PPB se fait en deux étapes. Dans un premier temps on estime le
 1112 potentiel maximum de photosynthèse à un instant donné dans des conditions de lumière
 1113 saturante (PPBsat). Ce potentiel peut varier avec les conditions environnementales et
 1114 a été déterminé en utilisant l'équation de (June *et al.*, 2004) qui relie la vitesse de

3.3. Résultats

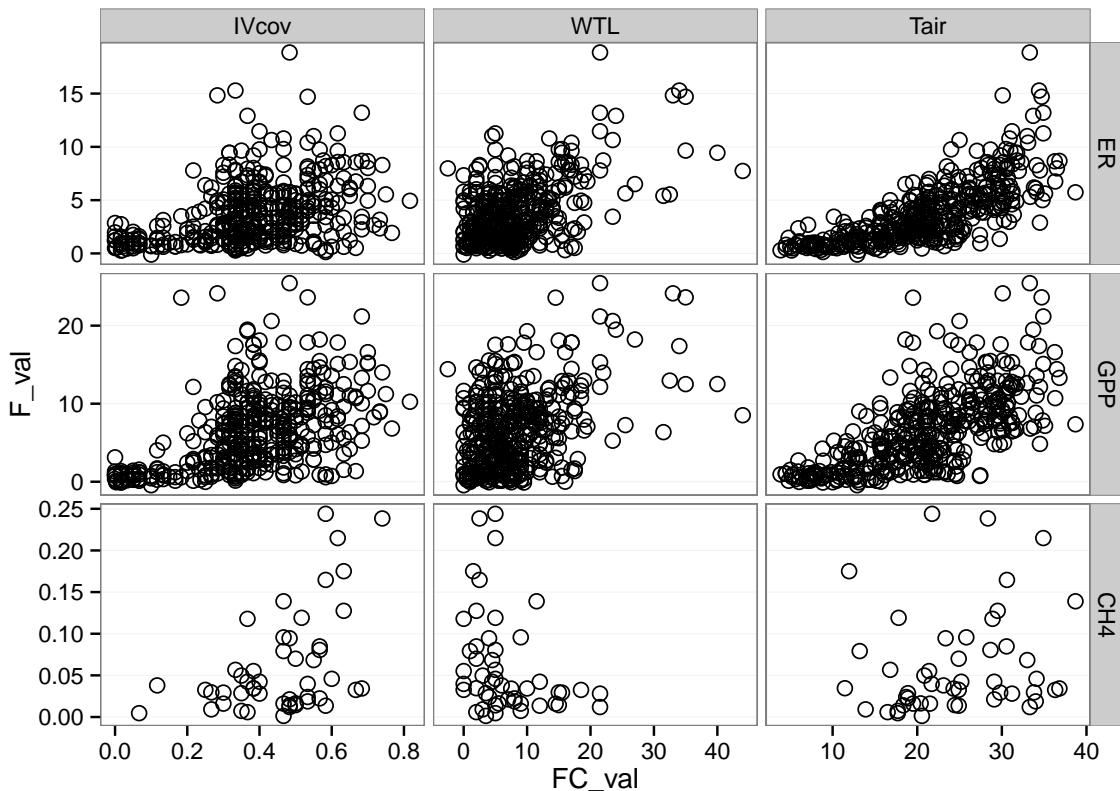


FIGURE 3.11 – Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant

transport des électrons photosynthétiques à lumière saturante à la température :

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

Avec a la vitesse de transport des électrons photosynthétique à lumière saturante, b la température optimale pour ce transport et c la différence de température à laquelle à laquelle PPB_{sat} vaut e⁻¹ de sa valeur à la température optimale. À partir de ce potentiel à lumière saturante, la PPB est estimée en prenant en compte la luminosité. On utilise l'équation 3.2 proposée par (Bubier *et al.*, 1998) et régulièrement et majoritairement utilisée (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Worrall *et al.*, 2009) :

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

L'utilisation de l'équation de June seule, avec la température de l'air comme variable explicative de la PPB_{sat}, permet d'expliquer 66 % des variations observées avec une

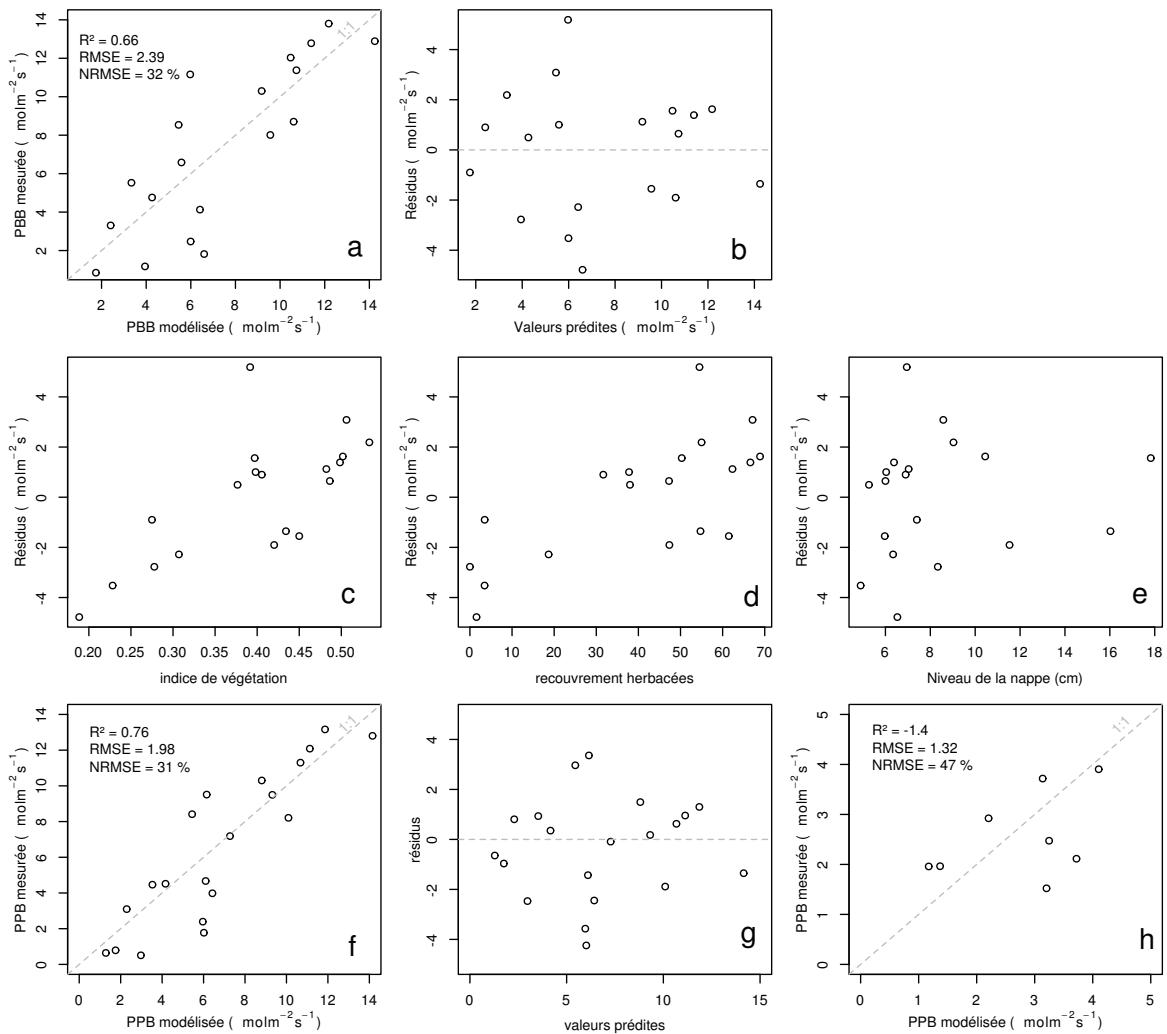


FIGURE 3.12 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1

3.3. Résultats

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

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

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 : l'erreur standard diminue à 21 %. (Figure 3.13-a). Les résidus de cette équation semblent répartis de façon moins homogène que précédemment. On observe notamment un resserrement des points autour de zéro à l'exception d'un point de valeur supérieur à 4. Le biais reste malgré tout léger au regard de l'amélioration apportée. Aucune tendance claire ne se dégage des résidus lorsqu'ils sont mis en relation avec des facteurs contrôlant tel que les recouvrements végétaux (sphaignes, herbacées), ou le niveau de la nappe (Figure 3.13-c,d,e). Comme précédemment, l'erreur standard de la PPB, de 19 %, est du même ordre de grandeur que celle de PPBsat. Pour PPBsat

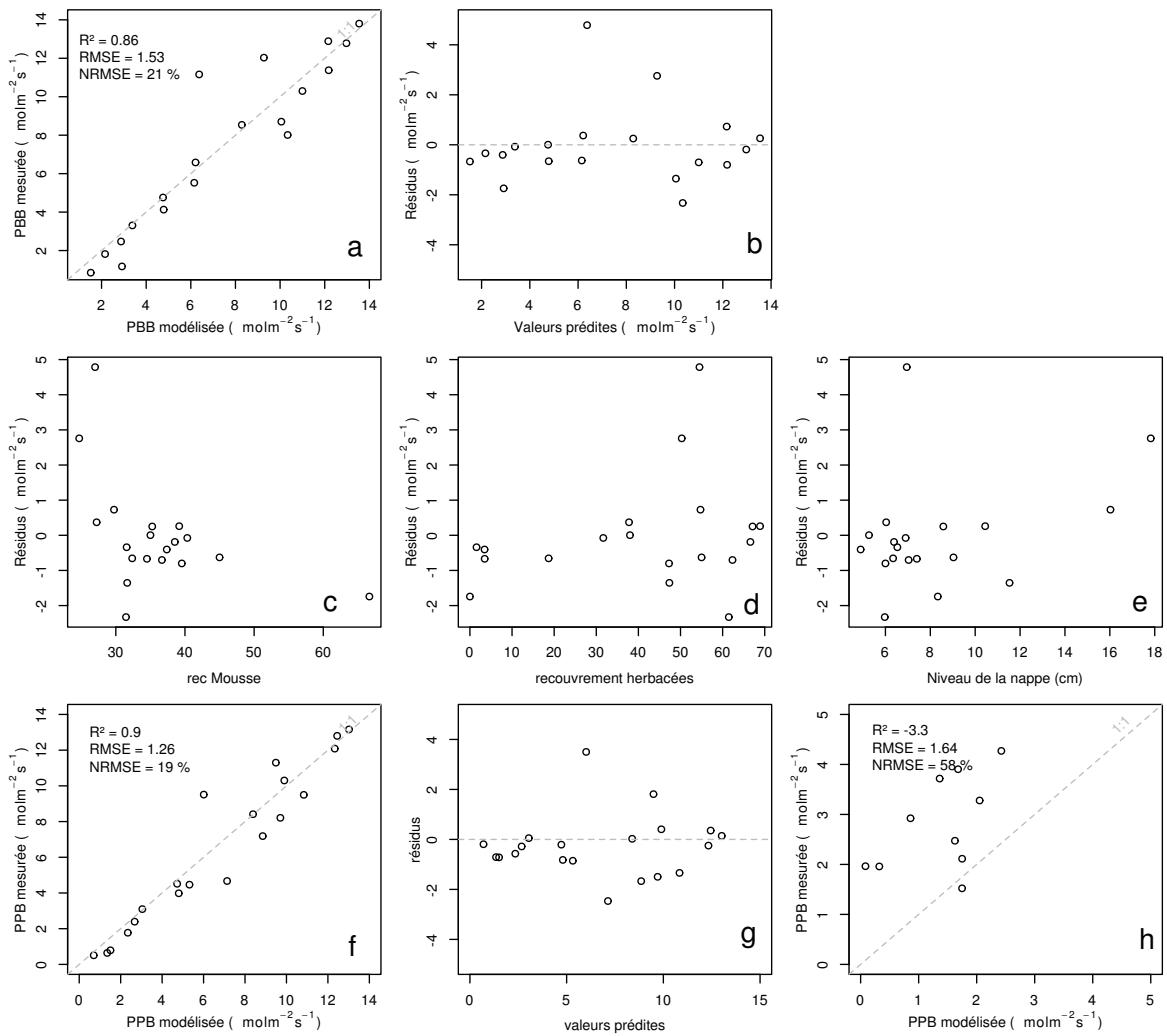


FIGURE 3.13 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3

3.3. Résultats

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

1160 La Respiration de l'Écosystème

1161 L'estimation de la RE s'effectue avec l'équation :

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

1162 La température de l'air utilisée dans un modèle exponentiel permet d'expliquer 90 %
1163 des variations de la respiration de l'écosystème avec une erreur standard de 18 % (Figure 3.14-a). Les résidus de cette équation semblent répartis de façon non-biaisée, pas
1164 de tendance dans le nuage de point (Figure 3.14-b). L'évaluation de ce modèle montre
1165 une erreur standard de 35 % avec une tendance à sous-estimer les valeurs mesurées.
1166 Une légère tendance, moins claire que pour la PPBsat, est visible entre les résidus et
1167 l'indice de végétation ainsi qu'avec le recouvrement de la strate herbacée. Très souvent
1168 utilisée, la température à -5 cm donne des résultats proche mais moins bons notamment
1169 avec une hétéroscédasticité des résidus (**Fig Annexe ?** nope : M&M). On adapte
1170 l'équation 3.4 pour intégrer le signal de végétation :

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

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

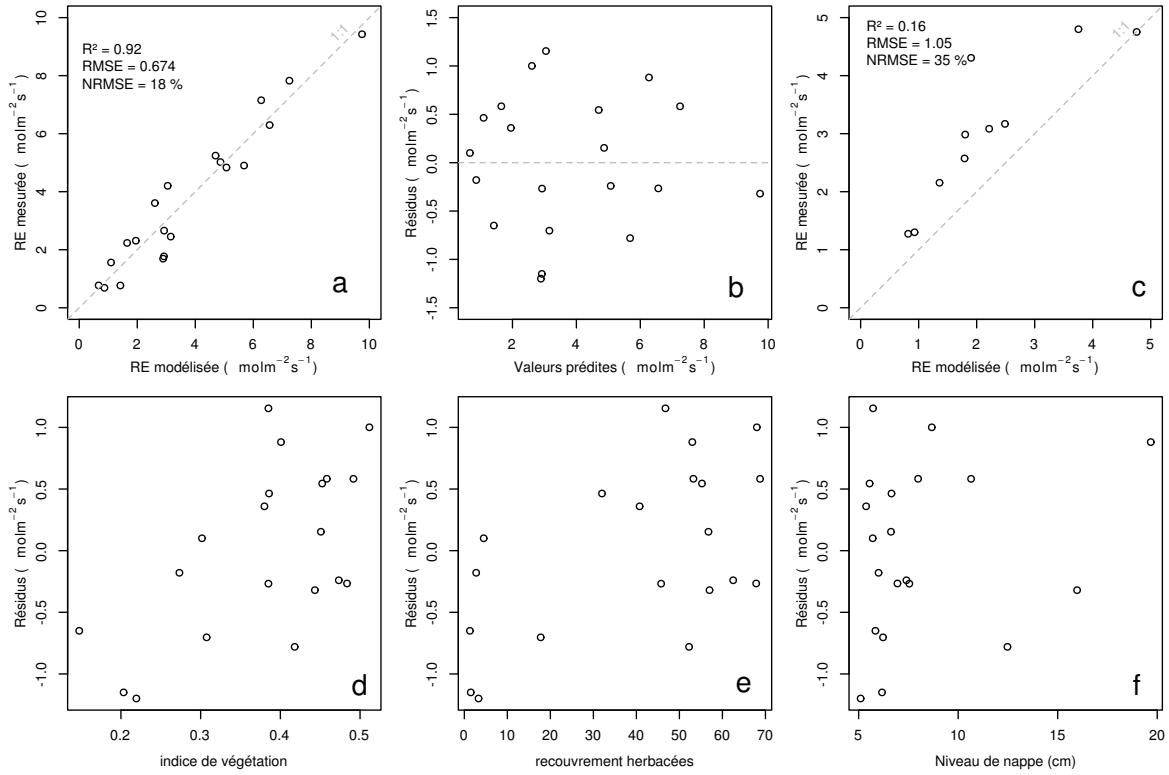


FIGURE 3.14 – RE modèles avec Tair

1172 Les calibrations de ces nouvelles équations sont présentées dans la figure 3.14-a,b et
 1173 3.14-d,e respectivement. Dans les deux cas, l'erreur diminue pour avoisiner 13 %, avec
 1174 des résidus qui se répartissent de façon non-biaisée. L'évaluation de ces deux équations
 1175 montre cependant des différences : D'un côté l'équation 3.5 ne permet pas de diminuer
 1176 l'erreur standard qui vaut 34 %, et est donc très proche des 35 % calculé pour l'évalua-
 1177 tion du modèle n'intégrant pas la végétation. De l'autre l'évaluation de l'équation 3.6
 1178 montre une erreur standard plus faible s'établissant à 23 %. Les paramètres des diffé-
 1179 rentes équations sont présentés dans le tableau 3.1, les modèles RE-1, RE-2, et RE-3
 1180 correspondent respectivement aux équations 3.4, 3.5 et 3.6. À l'inverse de la PPB les
 1181 paramètres des modèles de la RE ont, à l'exception du paramètre c du modèle RE-2,
 1182 une significativité importante et une erreur standard faible.

1183 Le flux de CH₄

1184 Les relations entre les facteurs contrôlant mesurés et le CH₄ sont moins claires que
 1185 celles concernant le CO₂. La corrélation la plus importante est liée à la végétation (R^2

3.3. Résultats

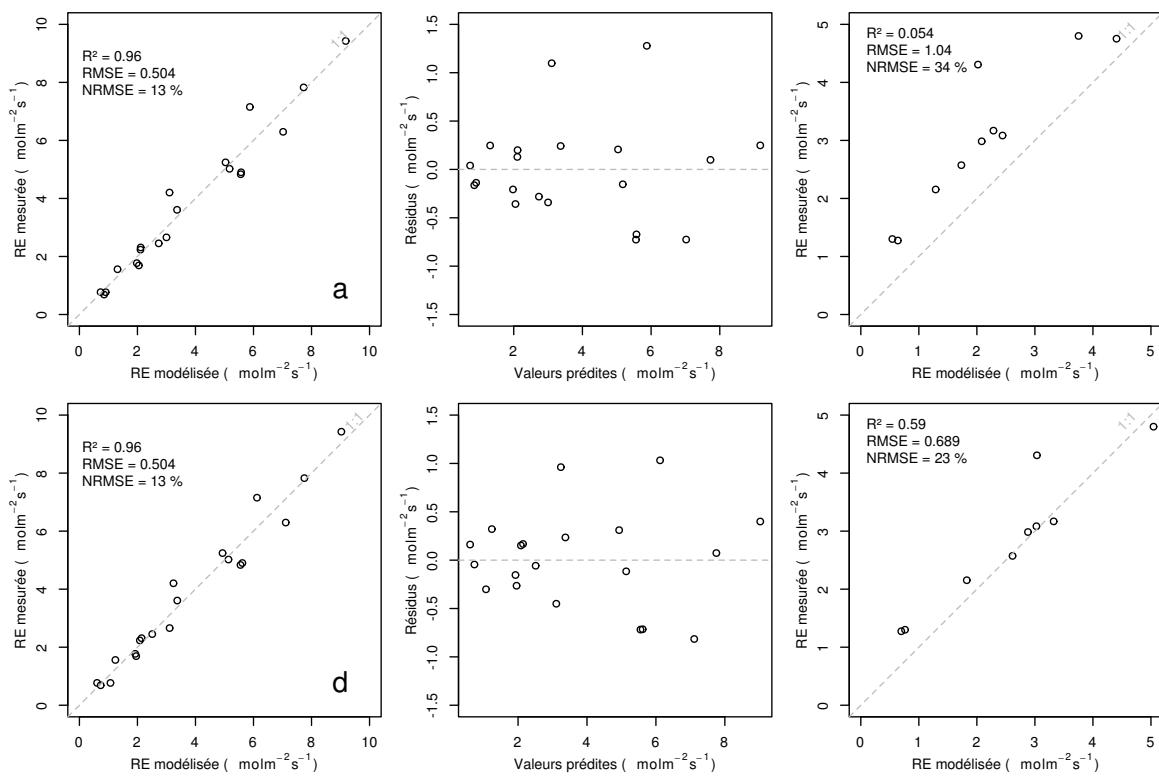


FIGURE 3.15 – RE modèles avec Tair

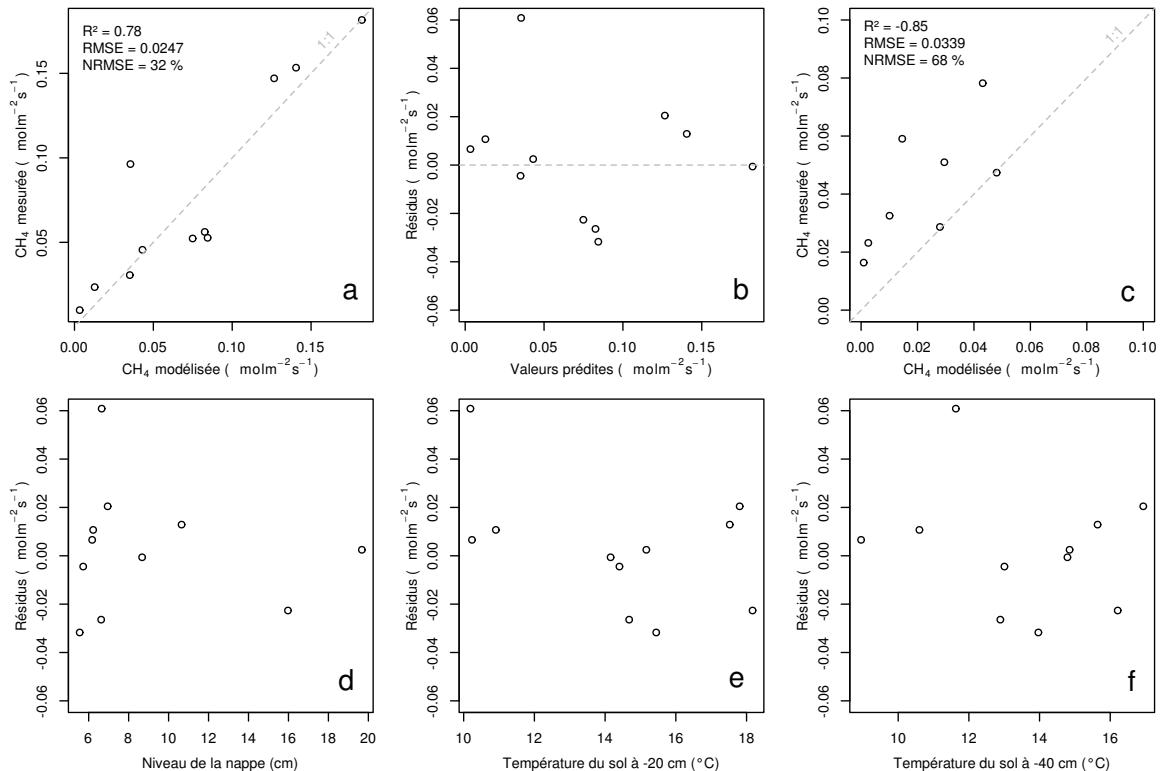


FIGURE 3.16 – CH₄ modèle H

1186 = **XX**,Figure 3.11). le CH₄ est également corrélé avec les températures, faiblement avec
 1187 les températures de surface, mais de manière plus importante avec les températures du
 1188 sol à plus forte profondeur ($R^2 = \text{XX}$,Figure 3.11). Enfin il est anti-corrélé ($R=-0.51$)
 1189 avec le niveau de la nappe. Les relations CH₄ et végétation ont donc pu être modélisées
 1190 avec

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

1191 Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Fi-
 1192 gure 3.16), il explique 78 % de la variabilité du CH₄ avec une erreur standard de 32 %.
 1193 Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette équations et les facteurs
 1194 contrôlant mesurés. L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer
 1195 les flux de CH₄ et une erreur standard qui double par rapport à la phase de calibration
 1196 en atteignant 68 %. Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.7 est
 1197 visible dans le tableau 3.1 sous le nom FCH4.

1198 Le COD

1199 3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle 1200 de l'écosystème

1201 L'interpolation des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de
 1202 celle mesurée sur le terrain (Figure 3.17). Les valeurs mesurées les plus grandes (partie
 1203 supérieure de la barre rouge sur la figure 3.17) ne semblent pas atteinte par le modèle
 1204 PPB-2 à l'inverse du modèle PPB-1 (courbes noires sur la figure 3.17). Dans les deux
 1205 cas les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014.

1206 Pour la RE, l'interpolation suit également les variations saisonnières mesurées men-
 1207 suellement (Figure 3.18). Les gammes de valeurs mesurées sont très proche des gammes
 1208 interpolées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'in-
 1209 terpolation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.18).
 1210 L'intégration de la végétation dans les modèles RE-2 et RE-3 diminue la RE maximum

3.3. Résultats

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

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

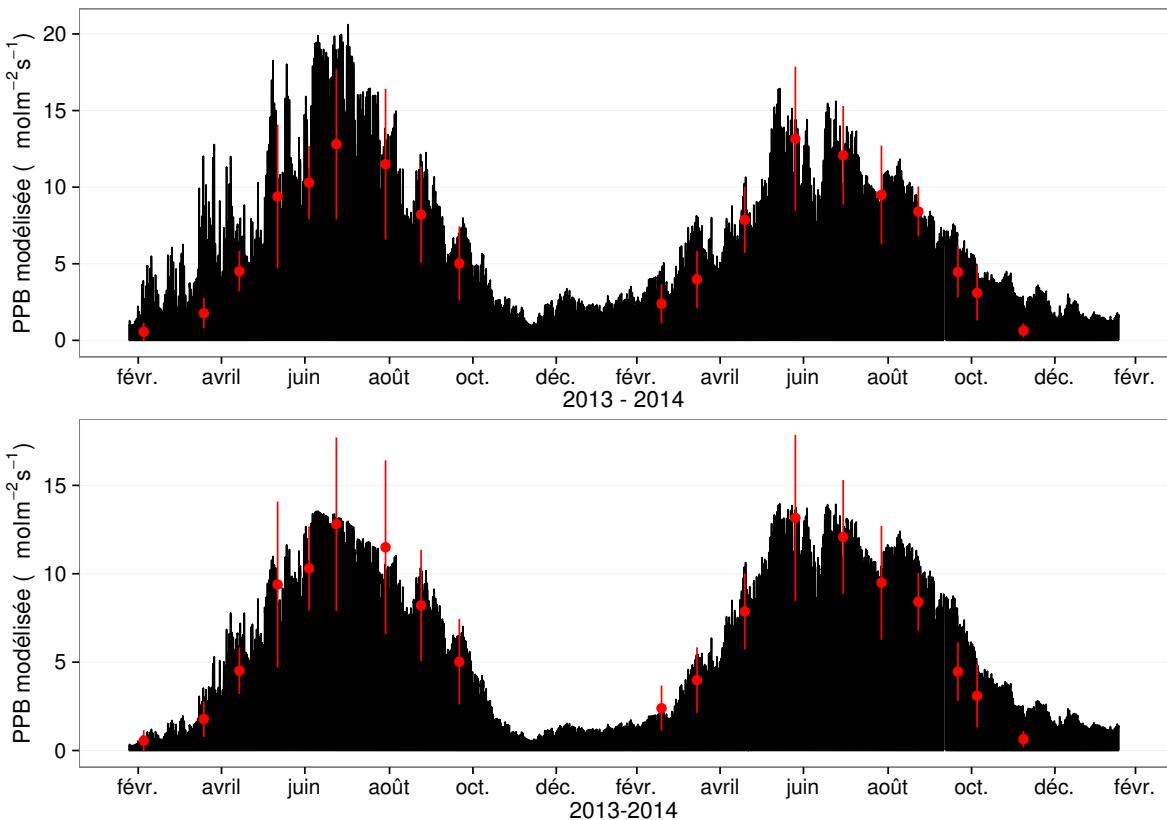


FIGURE 3.17 – Flux de CO_2 interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2

modélisée en 2013 par rapport au modèle RE-1.

Les flux de CH_4 interpolés (Figure 3.19), suivent également une cyclicité saisonnière. L'estimation du CH_4 semble rendre compte dans les grandes lignes de la différence de flux mesurée entre 2013 et 2014.

Les flux interpolés à l'heure puis sommés par années sont présentés dans le tableau 3.2 pour les différents modèles. Sur les deux années, selon le modèle utilisé, le flux total entrant via la PPB est estimé à 1070 et $1290 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ pour PPB-2 et PPB-1 respectivement. Dans le détail on observe une différence entre les deux modèles : Celui utilisant uniquement la température de l'air (PPB-1) présente un stockage plus important en 2013 qu'en 2014. Tandis que le modèle prenant en compte la végétation (PPB-2) stocke moins de carbone en 2013 qu'en 2014. L'intégration de la végétation minimise également l'erreur standard de l'estimation, la divisant approximativement par deux.

La différence de comportement, entre les années de mesures, liée à l'intégration de

3.3. Résultats

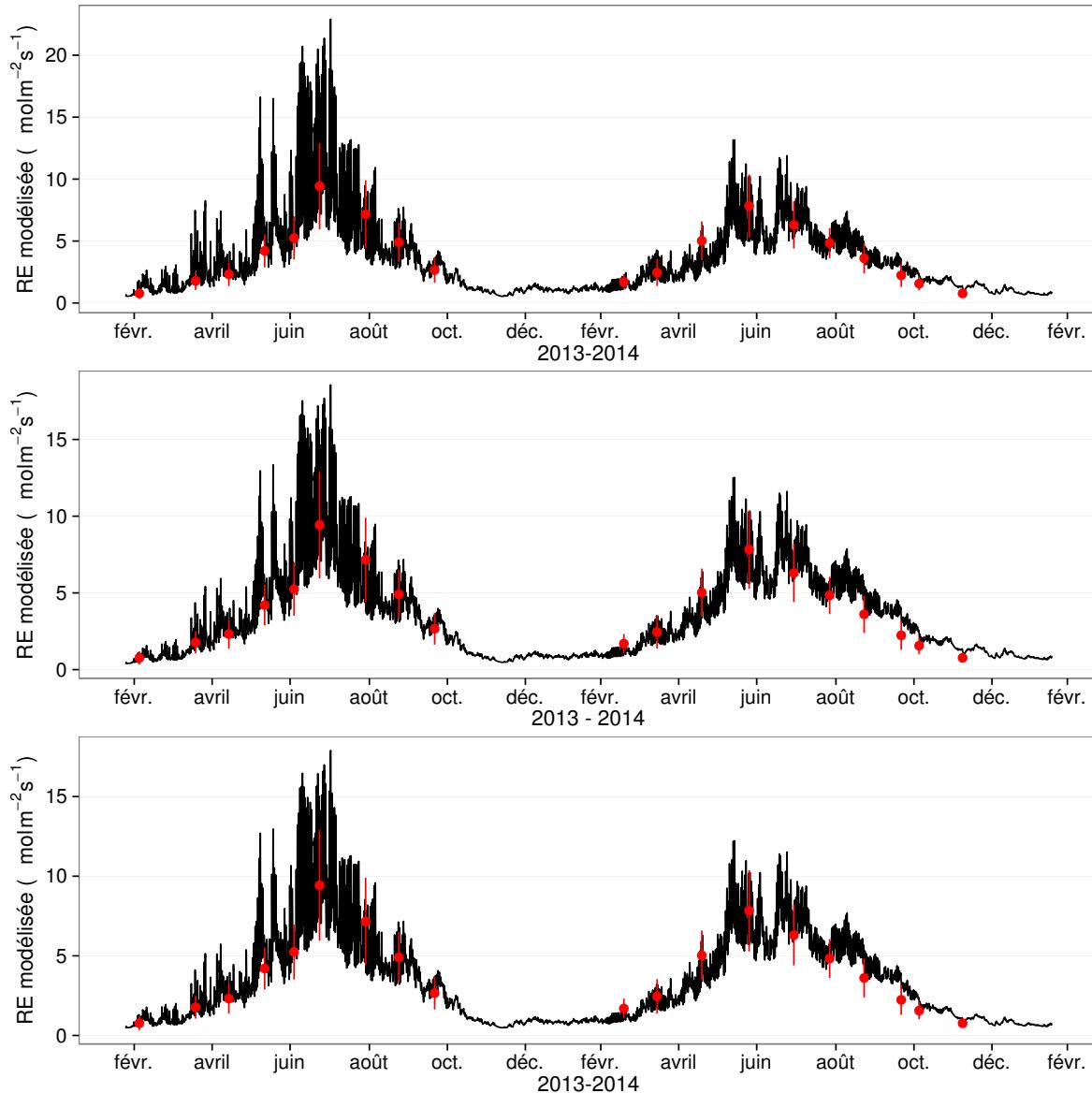


FIGURE 3.18 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

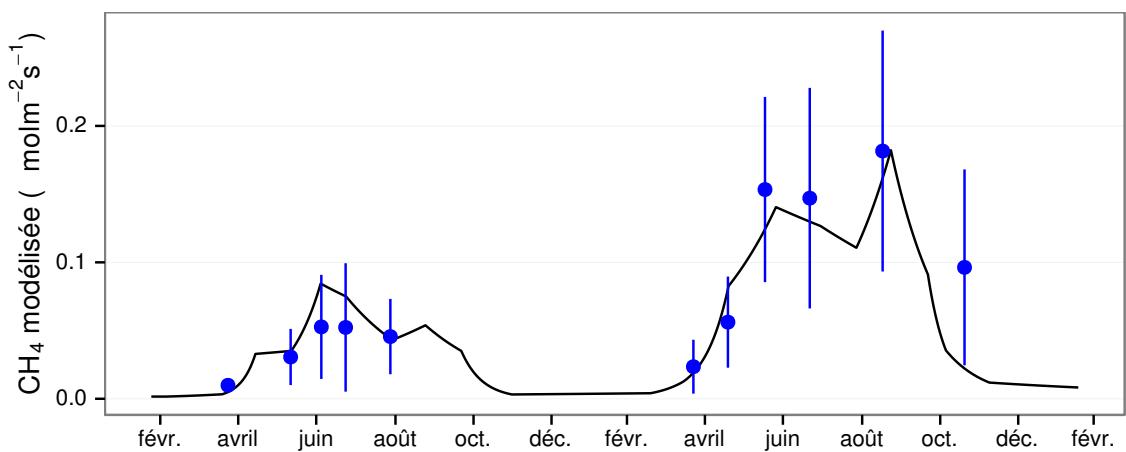


FIGURE 3.19 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

Tableau 3.2 – Bilan des flux en gCm²an⁻¹

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

 Tableau 3.3 – Bilan des flux en gCm²an⁻¹

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

1225 la végétation est également visible sur l'estimation de la RE. La prise en compte de la
 1226 végétation (modèles RE-2 et RE-3) conduit à une respiration plus forte en 2014 qu'en
 1227 2013 à l'inverse de RE-1. La différence entre l'estimation de la RE en 2013 et en 2014
 1228 diminue avec l'intégration de la végétation. Elle passe de 102 pour RE-1 à 78 puis
 1229 41 pour RE-2 et RE-3. Malgré ces différences, on observe une grande proximité dans
 1230 les valeurs des flux interpolés sur les 2 années, quel que soit le modèle, avec un écart
 1231 maximum de 25 gC m⁻² an⁻¹.

1232 Les flux de CH₄ estimés ont une erreur importante et sont beaucoup plus faible que
 1233 les flux de la PPB ou de la RE. Le flux de CH₄ est au moins deux fois plus important
 1234 en 2014 qu'en 2013.

1235 Les bilans issus des différentes combinaisons de modèles (à l'exception de RE-3, non
 1236 présenté car très proche de RE-2) varient de -233 gC m⁻² an⁻¹ à +12 gC m⁻² an⁻¹
 1237 stocké dans la tourbière (tableau 3.3). L'intégration de la végétation dans la modélisa-
 1238 tion de PPB fait baisser les bilans de carbone dans le négatif (système source) au-delà
 1239 de -200 gC m⁻² an⁻¹, avec une différence entre les bilans de 220 gC m⁻² an⁻¹ environ.
 1240 La différence sur les bilans quand les modèles de RE utilisent ou non la végétation est
 1241 moindre : environ 26 gC m⁻² an⁻¹ (tableau 3.3).

3.3. Résultats

Tableau 3.4 – Sensibilité relative (en %) du bilan de CO₂ (ENE) en réponse à une variation de $\pm 10\%$ de chacun des paramètres des modèles.

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

¹²⁴² Évaluation du bilan

¹²⁴³ L'analyse de sensibilité, consistant à faire varier chaque paramètre des modèles
¹²⁴⁴ de $\pm 10\%$, les combinaisons de modèles PPB-1, PPB-2, RE-1 et RE-3 ont été testé
¹²⁴⁵ (Tableau 3.4). Le modèle RE-2, très proche du modèle RE-3 n'a pas été testé. **Attente**
¹²⁴⁶ **du COD, les valeurs du tableau sont fausse pour le moment**

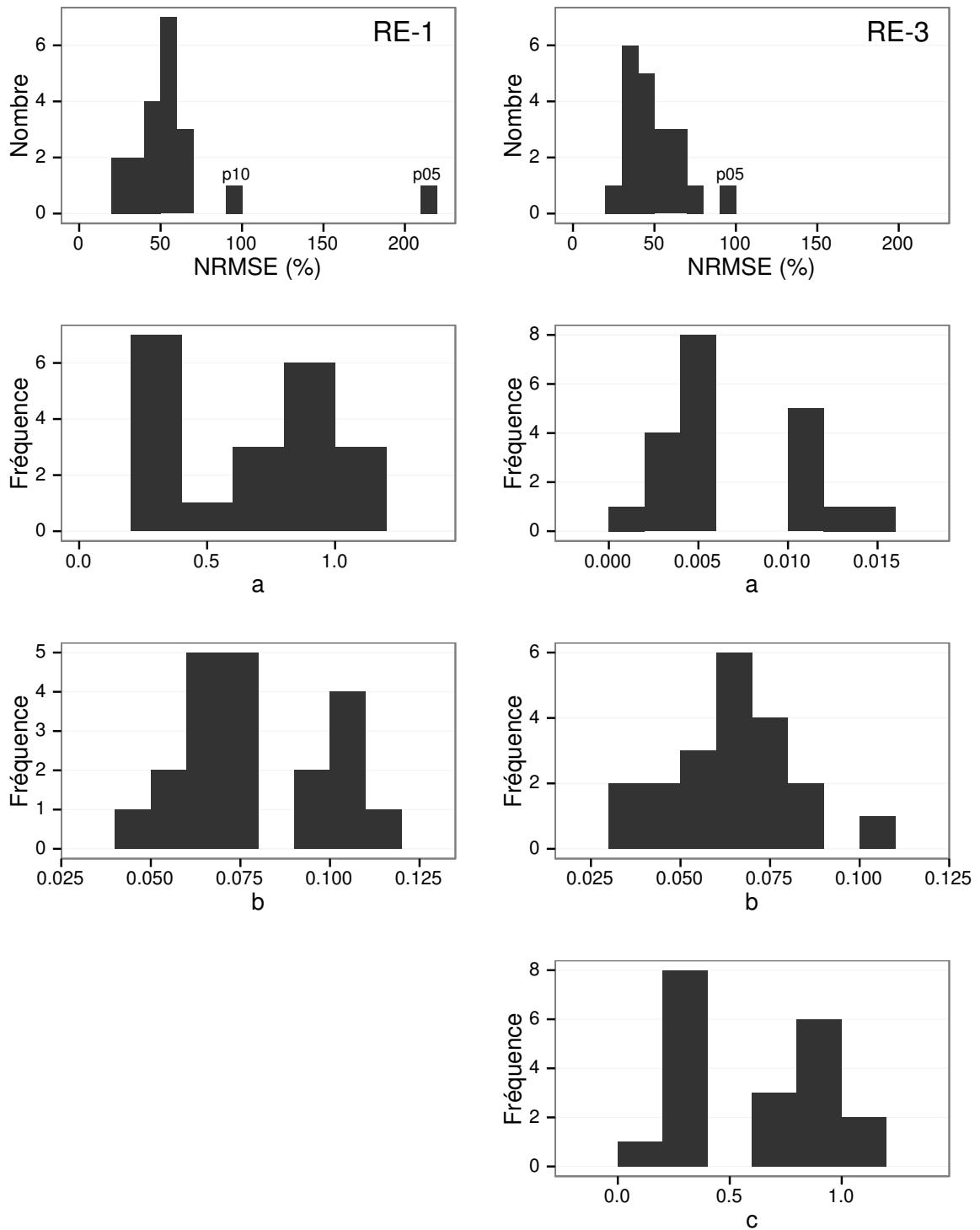


FIGURE 3.20 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3

3.3. Résultats

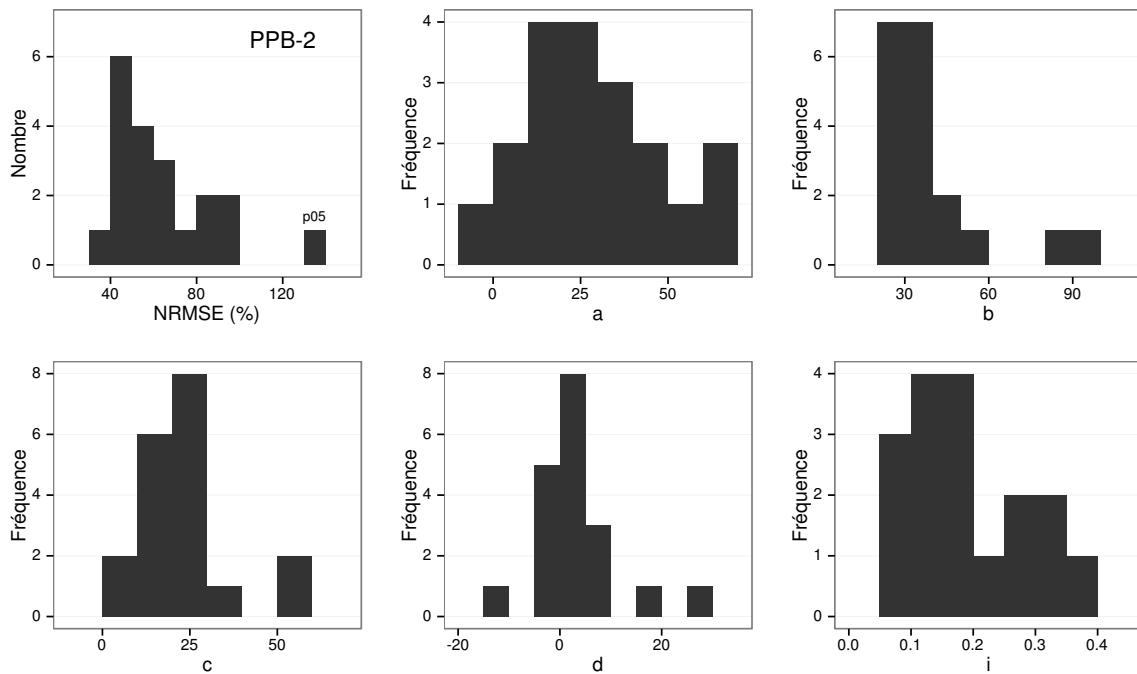


FIGURE 3.21 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

¹²⁴⁷ 3.3.4 Variabilité spatiale du bilan

¹²⁴⁸ Représentativité locale

¹²⁴⁹ La classification hiérarchique a permis de distinguer 4 groupes de végétation (Fi-
¹²⁵⁰ gure 3.22). Dans le premier groupe, la strate muscinale est majoritaire avec un re-
¹²⁵¹ couvrement moyen de 91 %, moins de 35 et 15 % de recouvrement pour les herbacées
¹²⁵² et les arbustes respectivement. Le deuxième groupe est le plus homogène avec un re-
¹²⁵³ couvrement moyen des strates muscinale et arbustive de 63 et 58 % chacune. C'est
¹²⁵⁴ également le groupe où il y a de moins d'herbacées avec un recouvrement de 24 %. La
¹²⁵⁵ strate herbacée est majoritaire dans le troisième groupe avec un recouvrement moyen
¹²⁵⁶ de 63 %, la strate arbustive y est peu présente (19 % en moyenne) et la strate mus-
¹²⁵⁷ cinale y est pour ainsi dire absente (1 %). La strate muscinale est également absente,
¹²⁵⁸ ou presque, dans le groupe quatre (1 %). Groupe dans lequel la strate arbustive est
¹²⁵⁹ majoritaire avec de 65 % de recouvrement moyen, et la strate herbacée avec 33 %.

¹²⁶⁰ Les bilans de CO₂ calculés par groupe de végétations sont présentés dans le ta-

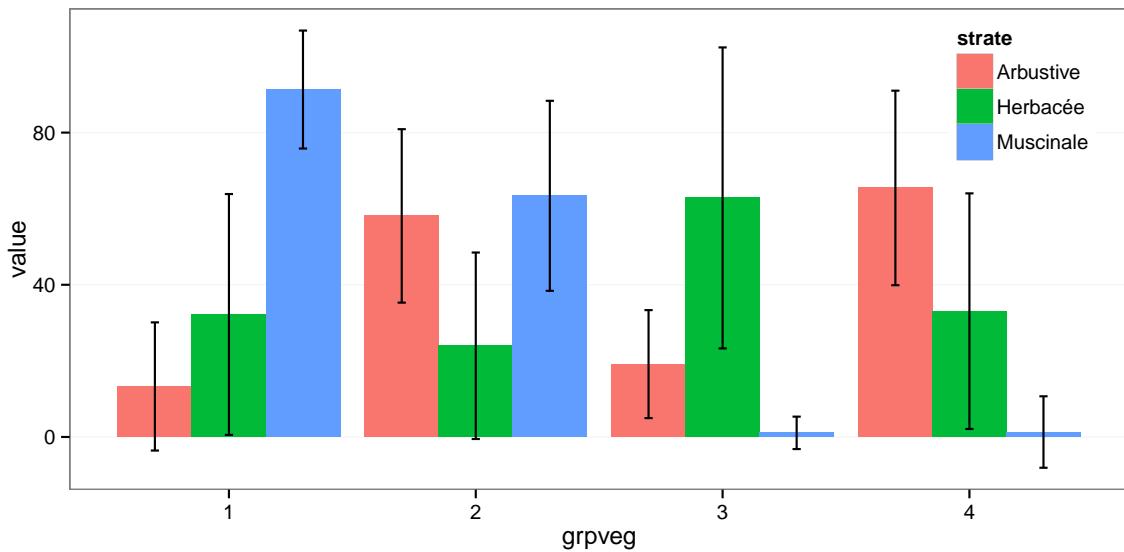


FIGURE 3.22 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

Tableau 3.5 – Bilan des flux de CO₂ en gCm²an⁻¹, en utilisant PPB-2 et RE-3

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

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

1270 Modélisation par placette

1271 Corrélation avec facteurs contrôlant

1272 3.4 Discussion

1273 3.4.1 Estimations des flux

1274 PPB

1275 L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m⁻² an⁻¹ selon
1276 l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont très élevées comparées à des tourbières
1277 boréales comme celles étudiées par ([Trudeau et al., 2014](#)) ou encore ([Peichl et al., 2014](#))
1278 dont les valeurs de PPB sont respectivement comprise entre 123 et 131 gC m⁻² an⁻¹
1279 et entre 203 et 503 gC m⁻² an⁻¹. Une première hypothèse permettant d'expliquer une
1280 telle différence, est la différence entre les températures moyennes sur les sites. -4,3 °C
1281 et 1,2 °C respectivement pour [Trudeau et al. \(2014\)](#) et [Peichl et al. \(2014\)](#). Ces tem-
1282 pératures sont bien plus faible pour les sites des études pré-citées que sur la tourbière
1283 de La Guette. Une seconde hypothèse, qui n'exclue pas la première, serait la com-
1284 position végétale de ces sites. La tourbière de La Guette envahie par une végétation
1285 vasculaire, notamment herbacée, est plus proche d'une prairie tourbeuse que d'une tour-
1286 bière boréale. En effet les valeurs observées à La Guette sont comparables à ce type
1287 d'écosystèmes. [Jacobs et al. \(2007\)](#) estiment des valeurs de PPB comprises entre 400 et
1288 2000 gC m⁻² an⁻¹ avec une moyenne de 1300 gC m⁻² an⁻¹ dans des prairies tourbeuses
1289 hollandaises. Sur des écosystèmes similaires, au Danemark, ([Görres et al., 2014](#)) trouve
1290 des valeurs de PPB plus importantes encore, entre 1555 et 2590 gC m⁻² an⁻¹. Il appa-
1291 rait cohérent que la tourbière de La Guette, par sa position géographique, et donc le
1292 climat qu'elle subit, mais également par sa problématique d'envahissement important
1293 par une végétation vasculaire notamment herbacée, s'approche en termes de flux de
1294 site tourbeux drainés pour les utiliser comme prairie.

1295 Le modèle PPB-1 a une incertitude importante sur l'estimation de ses paramètres.
1296 L'apport de l'indice de végétation dans l'estimation de la PPB est important lors de la
1297 phase de calibration. Il permet de diminuer l'incertitude sur les paramètres du modèles,
1298 d'augmenter leur significativité et d'améliorer la représentativité des données mesurées.
1299 L'intégration de la végétation aux modèles d'estimation de la PPB est rarement réalisé
1300 ([Bortoluzzi *et al.*, 2006; Görres *et al.*, 2014](#)), probablement à cause de la difficulté à
1301 prendre en compte ce signal aux sources multiples. Malgré cette amélioration lors de la
1302 calibration, lorsqu'il est évalué sur un jeu de données indépendant, le modèle PPB-2 à
1303 une erreur standard plus importante que celle du modèle PPB-1. L'apport de cet indice
1304 dans l'estimation de la PPB n'est donc pas généralisable. Bien que rarement faite à
1305 cause de la rareté des données, l'évaluation des modèles est cependant d'un intérêt
1306 majeur afin de confirmer ou d'infirmer l'apport de l'ajout d'un prédicteur à un modèle,
1307 particulièrement si l'on souhaite l'extrapoler.

1308 Les différences observées selon la façon d'estimer la PPB peuvent paraître impor-
1309 tante, néanmoins elles sont du même ordre de grandeur que celle rencontré par [Worrall](#)
1310 *et al.* ([2009](#)) qui compare différentes façons de modéliser des flux de gaz avec des équa-
1311 tions différentes (et non pas juste des variations sur un type de modèle). Ces différences
1312 sont également liées à l'importance des flux qui font que, surtout dans le cas de mo-
1313 dèles exponentiels, de faibles variations peuvent avoir des effets importants comme en
1314 témoigne l'analyse de sensibilité des paramètres du modèle ([Tableau 3.4](#)).

1315 **Discussion 2013-2014 ?** Dans le détail l'intégration de l'indice de végétation à un
1316 effet beaucoup plus important en 2013, avec un flux qui diminue de $365 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$,
1317 qu'en 2014 où la baisse n'est que de $74 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

1318 RE

1319 De la même façon que pour la PPB, les flux de la RE sont important si on les
1320 compare à des tourbières boréales et s'approchent davantage des flux mesurés dans
1321 les prairies sur sols tourbeux. La Re sur la tourbière de La Guette, comprise entre
1322 1232 et $1337 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ est plus importante que celle observée par ([Peichl *et al.*,](#)

3.4. Discussion

1323 2014; Trudeau *et al.*, 2014) (pour reprendre les études citées précédemment) qui s'éta-
1324 blissent respectivement entre 137 et 443 gC m⁻² an⁻¹ et 206 et 234 gC m⁻² an⁻¹. Elles
1325 sont en revanche plus faible que celle mesurées par (Jacobs *et al.*, 2007), entre 500 et
1326 2000 gC m⁻² an⁻¹, ou par (Görres *et al.*, 2014) : entre 2070 et 3500 gC m⁻² an⁻¹.

1327 À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE n'amé-
1328 liore que peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre
1329 les valeurs d'erreur standard est de 5 %. En revanche lors de la phase d'évaluation,
1330 l'utilisation du recouvrement des herbacées semble améliorer l'estimation de façon plus
1331 importante avec une différence de 11 % entre les valeurs d'erreur standard. Contraî-
1332 rement à la PPB la différence apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou
1333 RE-3) est du même ordre de grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet
1334 de l'intégration de la végétation est limité avec une différence de 25 gC m⁻² an⁻¹ au
1335 maximum (entre ER-1 et ER-3), soit moins de 2 % du flux. Encore une fois l'intérêt
1336 de l'évaluation est mis en avant puisqu'il permet de distinguer des modèles très proche
1337 lors de la calibration.

1338 Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-
1339 tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception du
1340 paramètre c du modèles RE-2, ont une p-value inférieure à 0.05. L'erreur calculée lors
1341 de l'évaluation de ces modèles, si elle augmente par rapport à la calibration, reste
1342 faible particulièrement pour le modèle RE-3 où elle vaut moins de 25 %. La RE semble
1343 donc mieux contrainte que la PPB, avec une estimation des paramètres fiable et une
1344 différence entre les estimations issues des modèles limitée.

1345 CH₄

1346 Les flux de CH₄ sont faibles comparés aux flux de CO₂. Les valeurs mesurées sont
1347 plus forte que celles mesurés entre 0 et 0,03 μmol m⁻² s⁻¹ par Bortoluzzi *et al.* (2006).
1348 Pour 2013 les valeurs mesurées sont proches de celle mesurée par Long *et al.* (2010).
1349 L'absence d'étiage en 2014 explique peut-être le doublement des flux... (**Réf needed**)

1350 La faible relation observée entre le niveau de la nappe et les flux de méthane va dans

1351 le même sens que les observations faites par Trudeau *et al.* (2012) et (à développer, de
1352 ref ds trudeau2012)

1353 **COD**

1354 **3.4.2 Estimations des bilans**

1355 D'une manière générale, les bilans sont principalement contraints par les flux de
1356 CO₂, le CH₄ ne jouant qu'un rôle marginal en termes de quantité de carbone. Ces ob-
1357 servations sont cohérentes avec d'autres études comme Bortoluzzi *et al.* (2006); Worrall
1358 *et al.* (2009). La forte variabilité entre les différents bilans est à attribuer en grande
1359 majorité à l'erreur sur l'estimation du flux de PPB.

1360 Selon le bilan considéré, la tourbière de La Guette stocke de faible quantité de C
1361 de l'ordre d'une dizaine de grammes par mètre carré, ou émet du carbone dans l'at-
1362 mosphère de l'ordre de XXà plus de 200 gC m⁻² an⁻¹. Les estimations sont cohérentes
1363 avec le fait que la tourbière de La Guette a subie un drainage à l'aval (fossé de la
1364 départementale 926) induisant un envahissement par une végétation vasculaire.

1365 **3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan**

1366 Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de CH₄ avec une erreur
1367 standard de 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence
1368 importante montre que l'estimation des flux de CH₄ à l'aide de l'indice de végétation
1369 à permis l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les
1370 années 2013 et 2014, mais que son utilisation dans d'autre conditions (année sèche,
1371 haute MAT) est fortement limité. L'importance faible du CH₄ dans le bilan de carbone
1372 de la tourbière rend ces erreurs moins critiques que celles faites sur l'estimation de la
1373 PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises en évidence par les fortes
1374 variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles sont la source des variations
1375 observées en termes de bilan. L'ajout d'un indice de végétation diminue d'incertitude
1376 des paramètres du modèle, mais cet apport semble spécifique à l'étude, n'étant pas

3.4. Discussion

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

1380 sensibilité du bilan au variation des paramètres

1381 limitations Outre ces aspects ce bilan de carbone est aussi limité par sa représentativité. Ainsi la strate arborée fortement présente dans certaines zones n'est pas directement prise en compte. De la même manière une partie restreinte de la tourbière mais néanmoins présente est constitué de touradons dont l'effet n'a pas été pris en compte.**(Réf needed)(biblio effet microtype)**.

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

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

1388 3.4.4 Représentativité locale du modèle

1389 Distribution des paramètres

1390 Pourquoi certaines placette mieux que d'autres

1391 Concernant la respiration la représentativité locale des modèles calibrés à l'échelle
1392 de l'écosystème semble plus homogène pour le modèle RE-3 que pour le modèle RE-1.

1393 Une telle comparaison entre PPB-1 et PPB-2 n'a pas été possible car vu le faible
1394 nombre de données et la qualité relative des modèles PPB par rapport aux modèles
1395 RE, peu de modèles sont parvenus à converger pour PPB-1 (11 sur 20 placettes) et
1396 pour PPB-2 (17 sur 20 placettes).

1397 3.4.5 Variation du bilan avec la végétation

1398 Le calcul des bilans avec les groupes de végétation permet de mettre en évidence
1399 des comportements différents des flux selon la végétation majoritaire. Ainsi le groupe 3
1400 dans lequel la strate herbacée est la plus importante est celui où la PPB est la plus forte.
1401 Ce point semble en cohérence avec la croissance annuelle importante des herbacées. À
1402 l'inverse le groupe 1 dans lequel la strate muscinale est la plus importante est également
1403 le groupe pour lequel la PPB est la plus faible. (Réf needed)

₁₄₀₄ Pour la RE, ce sont les groupes 3 et 4 qui ont les flux estimés les plus importants
₁₄₀₅ avec une différence d'environ $200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ avec les deux autres groupes. Malgré
₁₄₀₆ leurs différences, le groupe 2 possède une strate muscinale importante alors qu'elle est
₁₄₀₇ absente dans le groupe 3, ils ont en commun d'avoir une strate arbustive importante.

₁₄₀₈ 3.4.6 perspectives

₁₄₀₉ cartographie ?

¹⁴¹⁰ 4 Effets de l'hydrologie sur les flux de GES

¹⁴¹¹

¹⁴¹²	4.1 Introduction	¹⁴¹³ 92
¹⁴¹⁴	4.2 Procédure expérimentale	¹⁴¹⁵ 93
¹⁴¹⁶	4.2.1 Expérimentation A	¹⁴¹⁷ 94
¹⁴¹⁸	4.2.2 Expérimentation B	¹⁴¹⁹ 94
¹⁴²⁰	4.2.3 traitement	¹⁴²¹ 95
¹⁴²²	4.3 Résultats	¹⁴²³ 96
¹⁴²⁴	4.3.1 Expérimentation A	¹⁴²⁵ 96
¹⁴²⁶	4.3.2 Expérimentation B	¹⁴²⁷ 99
	4.3.3 tendances générales 102
¹⁴²⁸	4.4 Discussion	¹⁴²⁹ 102
¹⁴³⁰	4.4.1 Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	¹⁴³¹ 102
¹⁴³²	4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	¹⁴³³ 104
	4.4.3 Effet cycles multiples 105

1428 4.1 Introduction

1429 Au cours des deux années qu'ont duré les suivis des émissions de flux de CO₂ et
1430 de CH₄ sur la tourbière de La Guette, le niveau de la nappe n'a que très faiblement
1431 varié comparé aux années précédentes bien plus sèches. En conséquence de cette faible
1432 variation peu de variations des flux ont pu y être relié. Malgré tout il est connu que
1433 l'hydrologie est un facteur contrôlant important des flux.

1434 Ainsi de nombreuses études on reliées les émissions de CO₂ au niveau de la nappe
1435 avec, cependant, des résultats et des conclusions variables. La majorité des études
1436 montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,
1437 soit par une sécheresse, aura tendance à avoir un ENE plus faible : Ainsi [Strack et](#)
1438 [Zuback \(2013\)](#) expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des mesures
1439 faites pendant une période relativement sèche. Une observation similaire est faite par
1440 [Aurela et al. \(2007\)](#) qui mesure un ENE plus faible lors d'une année sèche, sur une
1441 tourbière à Carex du sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE à une
1442 augmentation de la RE et à une baisse de la PPB, dans des conditions plus chaudes
1443 et plus sèches. [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une
1444 année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, au delà de -30 cm. Ils
1445 expliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va dans le même
1446 sens que [Lund et al. \(2012\)](#) qui, lors de l'étude d'une tourbière située au sud de la suède,
1447 observent en 2008 une baisse de l'ENE. Les mesures de RE faites cette année là étant
1448 similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une diminution
1449 de la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent une autre
1450 baisse de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à celle
1451 des autres années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse est
1452 expliqué par une augmentation de la RE Ce paradoxe apparent est interprété grâce
1453 au type de sécheresse : courte et intense pendant la saison de végétation de 2006 et
1454 d'intensité plus faible mais d'une durée plus longue en 2008. Enfin et à l'inverse des

1455 résultats précédemment cités, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) dans une étude des effets à long
 1456 terme d'une baisse du niveau de la nappe, n'observe que peu d'effet sur l'ENE tandis
 1457 que les flux de RE et de PPB augmentent tous deux. Toutes ces études montrent que
 1458 si le niveau de la nappe est incontestablement reconnu comme un facteur de contrôle
 1459 des flux de CO₂, il est difficile d'en dégager, avec certitude, un comportement valable
 1460 de façon générale.

1461 Concernant le méthane, une baisse du niveau de la nappe est généralement liée à
 1462 une baisse des émissions de CH₄, et inversement ([Strack et al., 2006; Pelletier et al.,](#)
 1463 [2007; Turetsky et al., 2008](#)). Cependant d'autres études, principalement dans des sites
 1464 où le niveau de la nappe est proche de la surface du sol, montrent une absence de
 1465 relation entre le niveau de la nappe et les émissions de méthane, voire une relation
 1466 inverse, avec des flux plus faibles liés à des niveaux de nappe plus élevés ([Kettunen](#)
 1467 [et al., 1996; Bellisario et al., 1999; Treat et al., 2007](#)). Là encore selon les conditions
 1468 environnementales, la relation entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe n'est pas
 1469 aisément généralisable.

1470 L'objectif de ce chapitre est donc d'explorer plus en avant l'effet du niveau de la
 1471 nappe sur les émissions de GES, effet peu ou pas visible *in-situ*. Plus précisément il
 1472 s'agit de déterminer l'effet de cycles de dessication/ré-humectation sur les émissions de
 1473 CO₂ et de CH₄.

1474 4.2 Procédure expérimentale

1475 L'étude des cycles de dessication/ré-humectation s'est effectué sur des mésocosmes,
 1476 prélevés sur la tourbière de La Guette. L'expérimentation a été testé durant l'été 2013
 1477 avec un seul cycle relativement long, on s'y référera par la suite comme l'expérimenta-
 1478 tion A. Cette expérimentation a été renouvelée l'été 2014 afin d'augmenter à trois le
 1479 nombre de cycles, ceux-ci étant plus court. On appellera cette seconde expérimentation,
 1480 l'expérimentation B (Tableau 4.1).

1481 4.2.1 Expérimentation A

1482 Le 12 avril 2013, ont été prélevés, sur la tourbière de La Guette 6 mésocosmes. Le
1483 prélèvement de mésocosmes s'effectue à l'aide de cylindres de PVC qui, dans un premier
1484 temps, posé sur le sol, permettent de faire un pré-découpage au couteau, puis dans un
1485 second temps sont insérés, délicatement, dans la tourbe. Les mésocosmes sont finale-
1486 ment dégagés en creusant de chaque côté (Figure 4.1). Les mésocosmes sont transportés
1487 au laboratoire où ils sont enterrés en extérieur et saturé en eau (eau prélevée dans la
1488 tourbière), afin que leur conditions hydrologique de départ soient les plus proche pos-
1489 sible (Figure 4.2). Trois mésocosmes sont choisi pour servir de contrôle, et trois vont
1490 subir un cycle de dessication/ré-humectation. À partir du 31 mars 2013 les précipita-
1491 tions ont été interceptées à l'aide d'abri bâchés installable rapidement en cas de pluie
1492 et la nuit. Ces interceptions ont été faites jusqu'au 17 juillet dans les 3 mésocosmes
1493 traités pour simuler une sécheresse. À cette date de l'eau est ajouté aux mésocosmes,
1494 que ce soit les contrôles ou les traitements, pour simuler de fortes précipitations.

1495 4.2.2 Expérimentation B

1496 Le 17 avril 2014, 6 nouveaux mésocosmes ont été prélevés sur la tourbières de La
1497 Guette et installé près du laboratoire, en suivant le même protocole que pour l'expéri-
1498 mentation A. Une station météo a été installée à côté des mésocosmes afin de mesurer
1499 la température de l'air, l'humidité relative, l'irradiation solaire, la vitesse et la direction
1500 du vent et les précipitations toutes les 15 minutes. Cette station permettait également
1501 l'enregistrement des températures mesurées par des sondes (T107) installées à -5, -10,
1502 et -20 cm. Les conditions météorologiques moins ensoleillée qu'en 2013 et l'objectif de
1503 suivre plusieurs cycles de dessication/réhumectation ont nécessité la mise en place
1504 d'un abaissement manuel du niveau de la nappe. Pendant les phases d'assèchement les
1505 niveaux de nappes des placettes traitées étaient donc abaissés en moyenne de 2,5 cm
1506 par jour. Le premier cycle de dessication/réhumectation dura du 30 juin au 6 juillet
1507 pour la phase de dessication est du 7 au 16 juillet pour la phase de réhumectation.



FIGURE 4.1 – Prélèvement des mésocosmes

Tableau 4.1 – Récapitulatif des mesures pour les deux expérimentations

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

₁₅₀₈ Le deuxième cycle dura du 17 au 28 juillet et du 29 juillet au 3 aout, Enfin le dernier
₁₅₀₉ cycle fut mesuré du 4 au 11 aout pour la dessication et du 12 au 14 aout pour la
₁₅₁₀ réhumectation.

₁₅₁₁ 4.2.3 traitement

₁₅₁₂ Les flux sont moyennés par jour de mesure.

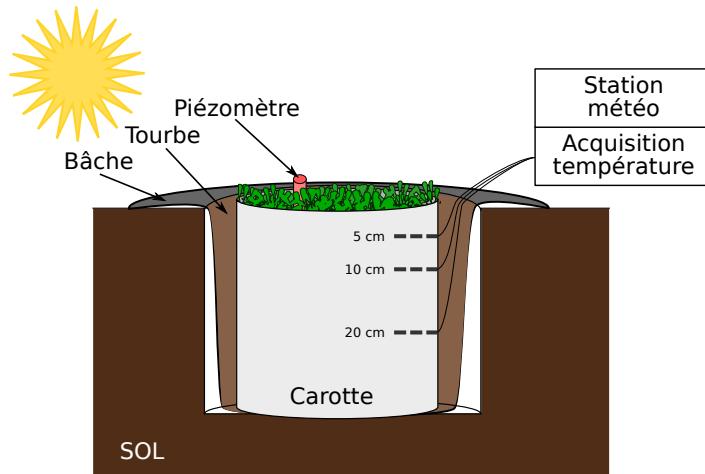


FIGURE 4.2 – Schéma d'un mésocosme

¹⁵¹³ 4.3 Résultats

¹⁵¹⁴ 4.3.1 Expérimentation A

¹⁵¹⁵ Pendant la phase de dessication de l'expérimentation A, on observe une baisse du
¹⁵¹⁶ niveau de la nappe pour les placettes contrôles comme pour les placettes traitements
¹⁵¹⁷ (Figure 4.3–A). Malgré tout leur comportement est différent : les placettes contrôles ont
¹⁵¹⁸ un niveau de nappe relativement élevé jusqu'au 24 juin puis ce niveau baisse fortement
¹⁵¹⁹ alors que les placettes du groupe traité ont un niveau de nappe qui diminue de façon
¹⁵²⁰ plus continue sur l'ensemble de la phase. La remontée du niveau de la nappe s'effectue
¹⁵²¹ de façon similaire pour les deux groupes. Enfin après la phase de ré-humectation, le
¹⁵²² niveau de la nappe baisse à nouveau, plus rapidement pour le groupe traitement que
¹⁵²³ pour le groupe contrôle.

¹⁵²⁴ Les émissions de CH_4 , s'étendant de 0 et $0,3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, sont relativement si-
¹⁵²⁵ milaires entre les deux groupes jusqu'au 24 juin 2013, date à partir de laquelle ils
¹⁵²⁶ commencent à diverger (Figure 4.3–B). À cette date les émissions du groupe contrôle
¹⁵²⁷ augmentent rapidement pour atteindre $0,55 \pm 0,31 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ tandis que celles du
¹⁵²⁸ groupe traité restent stable. Finalement mi-juillet, à la fin de la phase de dessicca-
¹⁵²⁹ tion les deux groupes retrouvent des niveaux d'émission similaires compris entre 0,1 et

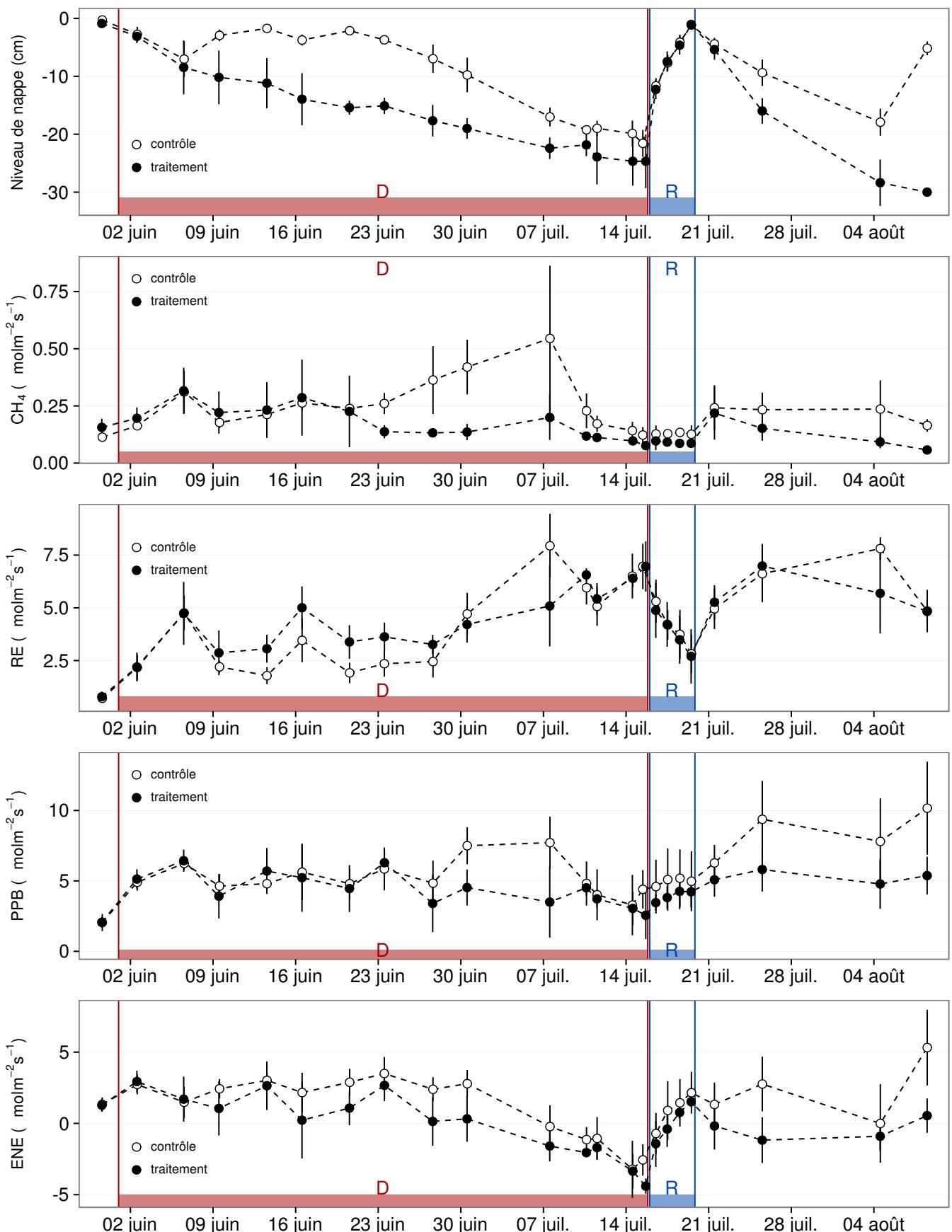


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhuméction (R) en bleu.

4.3. Résultats

1530 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ces niveaux restent constant pendant toute la phase de réhumecta-
1531 tion, avant d'augmenter légèrement par la suite ; ils ne dépassent pas 0,25 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1532 mais franchissent la barre des 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

1533 Pendant la phase de dessication, les valeurs de la RE tendent à augmenter quel
1534 que soit le groupe de placettes considéré (Figure 4.3–C). Ces valeurs inférieures à
1535 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
1536 mi-juillet, avant la réhumectation. Dans le détail cependant les deux groupes ne se
1537 comportent pas de la même façon : la RE du groupe traité augmente régulièrement
1538 pendant l'ensemble de cette phase, tandis que les valeurs du groupe de contrôle res-
1539 tent, dans un premier temps, stable jusque fin juin. La RE de ce groupe vaut alors
1540 $2,45 \pm 0,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ contre $3,26 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité. Cet
1541 écart, pouvant varier dans le temps, étant installé depuis le 9 juin. À partir de dé-
1542 but juillet, les valeurs de RE du groupe de contrôle augmentent fortement dépas-
1543 sant les valeurs du groupe traité. La RE de ce groupe atteint alors un maximum à
1544 $7,93 \pm 1,52 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ le 8 juillet avant de retrouver des valeurs proche de celles ob-
1545 servées dans le groupe traité. Cette augmentation brusque correspond temporellement
1546 à celle observé, pour le même groupe, dans les flux de CH₄. Lors de la phase de réhu-
1547 mectation, les flux de RE diminuent de façon très similaire pour les deux groupes ou
1548 ils atteignent un minimum proche de 2,75 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ce minimum reste cependant
1549 plus élevé que les valeurs mesurées initialement. Après la phase de réhumectation, les
1550 flux des deux groupe restent relativement proches pendant le reste des mesures, où ils
1551 remontent à mesure que le niveau de la nappe diminue à nouveau.

1552 Pour les deux groupes, les flux de PPB restent relativement stables pendant la
1553 phase de dessiccation (Figure 4.3–D). Jusqu'au 24 juin, les flux des deux groupes sont
1554 très proches et sont compris entre 5 et 6 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ($5,29 \pm 0,76 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ de
1555 moyenne pour les deux groupes). Après cette date, et comme pour le CH₄ et la RE,
1556 les valeurs de la PPB du groupe de contrôle augmentent et s'écartent de celles me-
1557 surées dans le groupe traité, en attendant de les rejoindre avant la fin de cette phase
1558 de dessiccation. Par ailleurs, à la fin de cette phase, les flux diminuent légèrement at-

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

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

Les variations du niveau de la nappe sont principalement liée à la RE (Figure 4.5–C) et, à travers elle, à l'ENE (Figure 4.5–G). L'effet des variations du niveau de la nappe sur la PPB est quasiment nul (Figure 4.5–E), même si la PPB semble diminuer aux plus fortes profondeurs. Pour le CH₄ il est également difficile de distinguer des tendances générales entre les flux et les niveaux de nappe (Figure 4.5–A).

4.3.2 Expérimentation B

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

4.3. Résultats

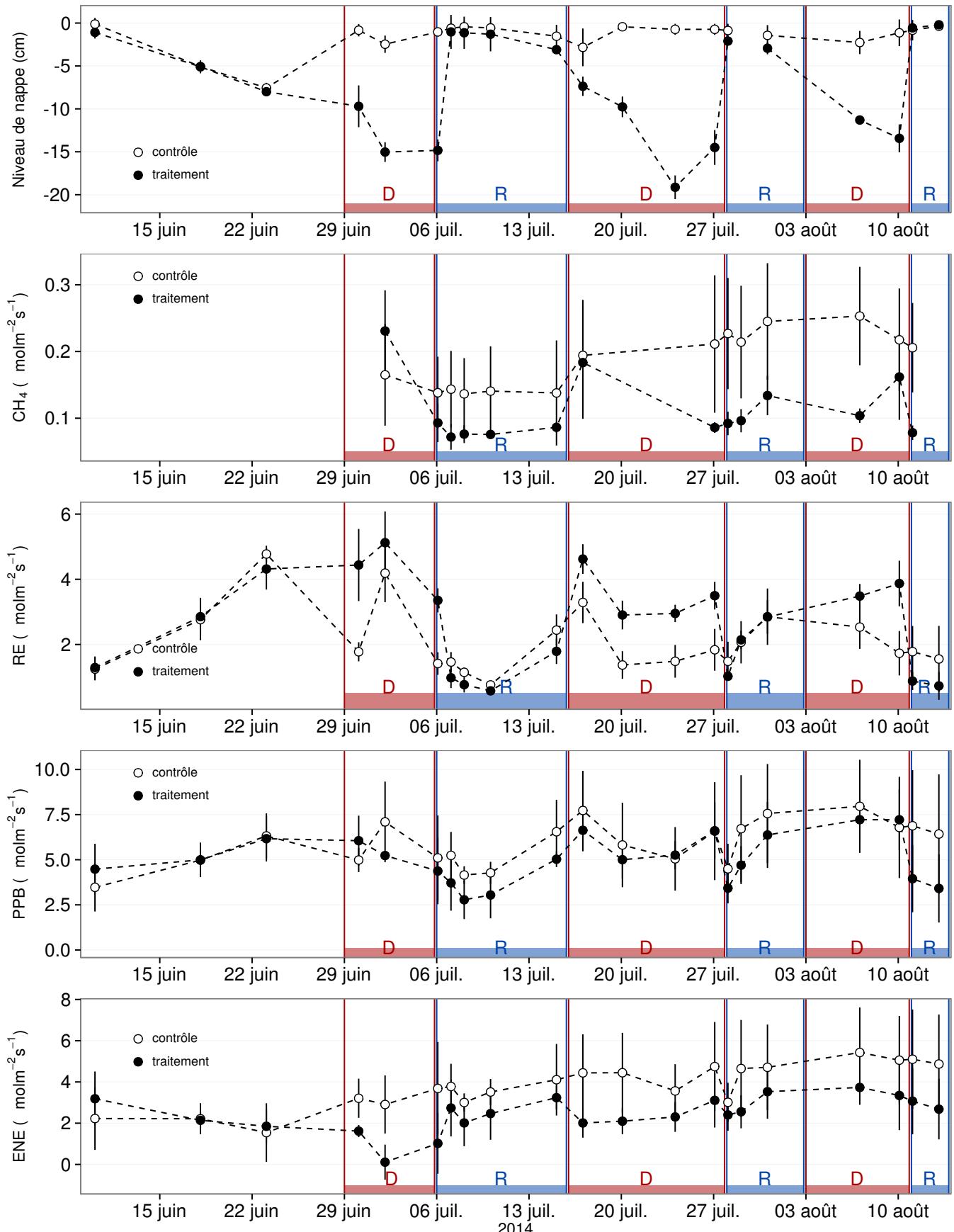


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu.

1587 d'une quinzaine de centimètres en moyenne pour chaque cycle (Figure 4.4–A).

1588 Les flux de CH₄ moyen s'étendent de 0,07 à 0,34 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux du groupe
1589 de contrôle, à l'exception de la première mesure, sont supérieurs aux flux du groupe
1590 traité, leurs moyennes respectives sur l'ensemble des mesures étant de 0,20 ± 0,06 et
1591 0,11 ± 0,05 µmol m⁻² s⁻¹ respectivement. Les émissions du groupe de contrôle tendent
1592 à augmenter sur la période de mesure. Une tendance similaire, quoique moins mar-
1593 quée, est également visible pour le groupe traité. Concernant les cycles de dessicca-
1594 tion/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements communs, même s'il
1595 semble que l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Figure 4.4–B) Cette re-
1596 lation, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'apparaît cependant pas
1597 sur l'ensemble des données (Figure 4.5–B) Un pic d'émission de CH₄ est également à
1598 noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

1599 La RE varie pour les deux groupes entre 0,42 et 5,12 µmol m⁻² s⁻¹ (Figure 4.4–C)).
1600 Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des deux
1601 groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue. Pen-
1602 dant les phases de dessication, les valeurs du groupe traité sont systématiquement supé-
1603 rieures, de 1,5 à 1,8 µmol m⁻² s⁻¹ en moyenne par phase, par rapport à celle du groupe
1604 de contrôle. À l'inverse pendant les phases de réhumectation les flux entre les deux
1605 groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE du groupe de contrôle
1606 à être au dessus de celle du groupe traité. La RE du groupe traité est systématiquement
1607 plus faible pendant les phases de réhumectations que pendant les phases de dessicca-
1608 tions. En moyenne la RE vaut respectivement 2,28 ± 1,00 et 3,86 ± 0,80 µmol m⁻² s⁻¹
1609 pour les groupes de contrôle et traité pendant les phases de dessiccation et 1,70 ± 0,62
1610 et 1,51 ± 0,98 µmol m⁻² s⁻¹ pendant les phases de réhumectation.

1611 Sur l'ensemble de la période de mesure la PPB est comprise entre 2,78 et 7,96 µmol m⁻² s⁻¹.

1612 Avant le début des traitements les flux des deux groupes sont similaires (Figure 4.4–D).
1613 La première phase de dessiccation fait passer la PPB du groupe de contrôle au dessus
1614 du groupe traité. Pour les deux groupes, la PPB est plus importante lors des phases
1615 de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec des moyennes respectives

4.4. Discussion

₁₆₁₆ de $6,35 \pm 2,19$ contre $5,80 \pm 2,20$ pour le groupe de contrôle et de $5,95 \pm 1,46$ contre
₁₆₁₇ $4,05 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité.

₁₆₁₈ Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre $0,11$ et $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, elles
₁₆₁₉ ont tendance à augmenter au cours du temps. Passé la période pré-traitements pendant
₁₆₂₀ laquelle les flux de l'ENE sont similaires pour les deux groupes l'ENE du groupe de
₁₆₂₁ contrôle est systématiquement supérieure à celle du groupe de traitement (Figure 4.4–
₁₆₂₂ E). L'évolution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la
₁₆₂₃ période de mesure avec pour le groupe traité une diminution récurrente de l'ENE au
₁₆₂₄ début de chaque phase de dessiccation.

4.3.3 tendances générales

₁₆₂₆ Pour les deux expérimentations une relation nette est visible entre le niveau de la
₁₆₂₇ nappe et l'ENE qui diminue lorsque le niveau de nappe augmente (Figure 4.5–G,H).
₁₆₂₈ La relation inverse est visible, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau
₁₆₂₉ de la nappe (Figure 4.5–C,D). La PPB par contre ne montre aucune tendance claire
₁₆₃₀ quelle que soit l'expérimentation. On peut malgré tout noter que les valeurs de PPB les
₁₆₃₁ plus faibles correspondent aux niveaux de nappe les plus élevés(Figure 4.5–E,F). Pour
₁₆₃₂ le méthane, que ce soit pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble se
₁₆₃₃ dégager vis à vis du niveau de la nappe (Figure 4.5–A,B).

4.4 Discussion

4.4.1 Comparaison aux mesures *in-situ*

₁₆₃₆ Les flux moyen de CH_4 mesurés dans les mésocosmes des deux expérimentations
₁₆₃₇ font partie des valeurs hautes mesurées sur le terrain. Certaines campagnes dépassent
₁₆₃₈ nettement, en faisant plus que doubler, le maximum de $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ mesuré en
₁₆₃₉ 2014 sur la tourbière de La Guette.

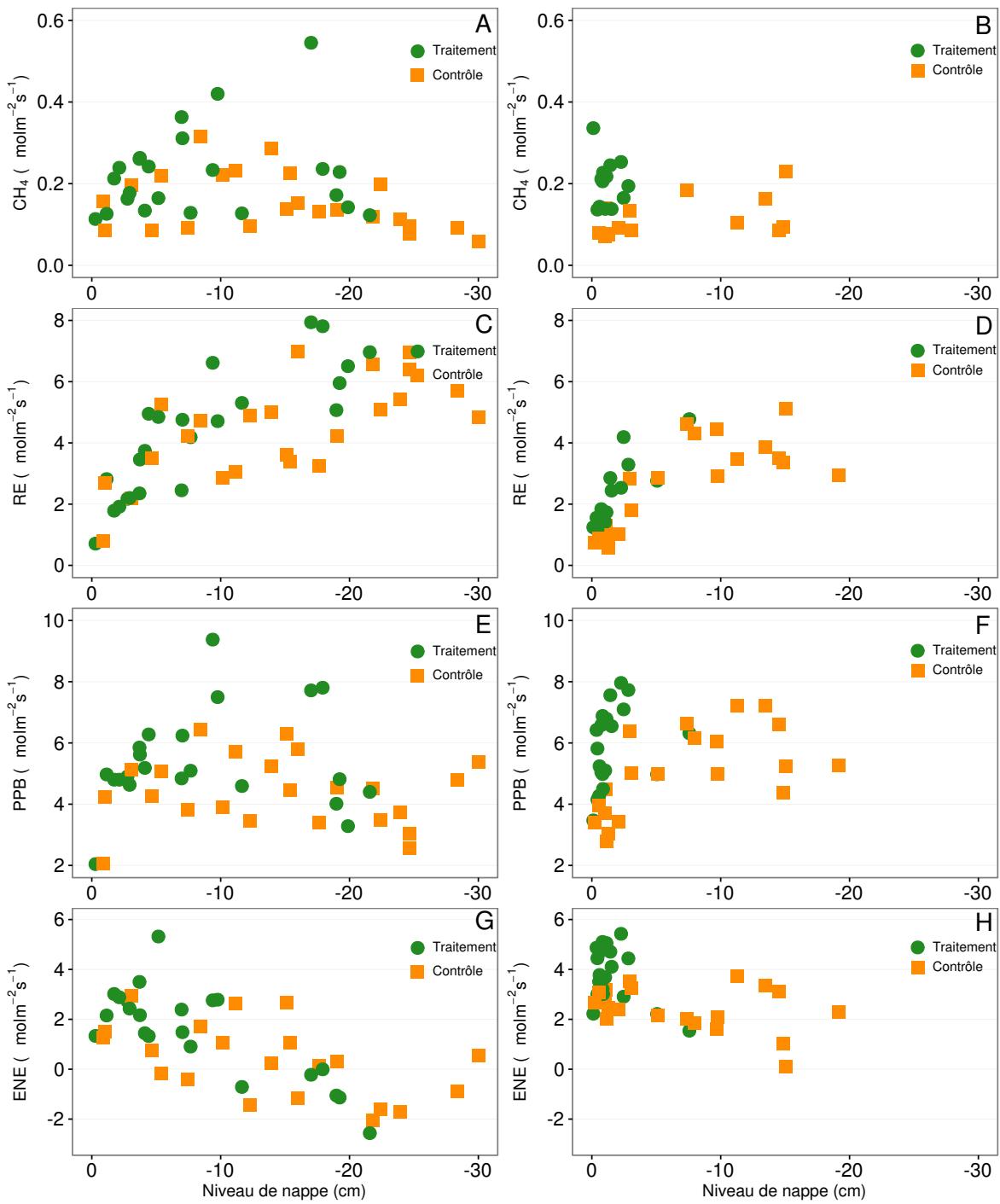


FIGURE 4.5 – Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe

4.4. Discussion

1640 Pour le CO₂ les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurée sur la
1641 tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que
1642 celui mesuré sur le terrain la même année : 0,81 contre 2,85 µmol m⁻² s⁻¹. Pour l'expé-
1643 rimentation B en revanche l'ENE moyen vaut 0,71 µmol m⁻² s⁻¹ ce qui est relativement
1644 proche de celui mesuré sur le terrain : 2,93 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux de RE et de PPB
1645 sont moins fort que les flux mesurés sur le terrain mais restent dans leur gamme de
1646 valeurs. Ces comparaisons sont par ailleurs à relativiser puisque les mesures de flux
1647 n'ont pas nécessairement lieu aux mêmes moment de la journée.

1648 Comme pour la RE, les flux de PPB sont du même ordre de grandeur que ceux me-
1649 surés sur le terrain, mais légèrement plus faible : les maxima moyens mesurés dans les
1650 mésocosmes sont d'environ 7,5 pour des valeurs de 13 µmol m⁻² s⁻¹ mesuré directement
1651 sur la tourbière.

1652 4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de 1653 gaz

1654 Les résultats de ces deux expérimentations montrent clairement une augmentation
1655 de la RE quand le niveau de la nappe diminue. Ceci est en accord avec les résultats
1656 d'autres études que ce soit in-situ (Ballantyne *et al.*, 2014) ou en mésocosmes (Blodau
1657 *et al.*, 2004; Dinsmore *et al.*, 2009). Dans ces deux dernières publications, la baisse
1658 du niveau de la nappe diminue la PPB. Pas de variations claires de la PPB n'est vi-
1659 sible dans les données présentées, même si une légère tendance semble émergée aux
1660 plus fortes profondeur de nappe pour l'expérimentation A, ces observations restent à
1661 confirmer. Cette absence d'effet du niveau de la nappe sur la PPB peut, peut être,
1662 être liée à la profondeur des mésocosmes (30 cm). En effet dans Blodau *et al.* (2004)
1663 et Dinsmore *et al.* (2009), les mésocosmes utilisés sont plus grands, 75 et 41 cm res-
1664 pectivement, ont permis d'abaisser le niveau de l'eau au delà de -30 cm. Cette limite
1665 a été rapportée plusieurs fois comme étant un seuil au delà duquel son observés des
1666 changements importants (Blodau *et al.*, 2004; Peichl *et al.*, 2014). Ce seuil est expliqué
1667 comme étant la limite au delà de laquelle les forces de capillarités ne permettent plus

1668 d'alimenter en eau les sphaignes (Rydin et Jeglum, 2013b; Ketcheson et Price, 2014).
1669 Il résulte des constats précédents qu'une baisse du niveau de nappe, faisant augmenter
1670 la RE et ne changeant pas ou peu la PPB, conduit à une baisse de l'ENE. Cette di-
1671 minution de l'ENE est cohérente avec la littérature, que ce soit des expérimentations
1672 en mésocosmes (Aerts et Ludwig, 1997; Blodau *et al.*, 2004), ou in-situ (Bubier *et al.*,
1673 2003; Sonnentag *et al.*, 2010). Malgré tout l'extrapolation de ses résultats à d'autres
1674 situations n'est pas évidente car fortement fonction du contexte. D'autre études n'ont,
1675 par exemple, pas observé d'influence du niveau de la nappe sur la RE (Updegraff *et al.*,
1676 2001). Par ailleurs Laiho (2006) a montré l'importance du contexte et notamment celui
1677 de l'échelle de temps considéré qui peut impliquer des phénomènes différents et donc
1678 avoir des conséquences différentes.

1679 La dépendance entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe, devant conduire à une
1680 baisse des émissions quand le niveau de la nappe diminue, comme décrite dans Aerts et
1681 Ludwig (1997), Pelletier *et al.* (2007) ou Turetsky *et al.* (2008), n'a pas été clairement
1682 observée. Ce constat rejoins d'autres études dans lesquelles une relation inverse ou un
1683 absence de relation a été trouvé entre le CH₄ et le niveau de la nappe Kettunen *et al.*
1684 (1996); Bellisario *et al.* (1999); Treat *et al.* (2007). L'observation d'un pic de méthane
1685 suivant de quelques jours une phase de hausse du niveau de la nappe, est également
1686 rapportée par Kettunen *et al.* (1996). (**And so what ?**)

1687 4.4.3 Effet cycles multiples

1688 5 Variation journalière de la respiration de
1689 l'écosystème (article)

1690

1691	5.1 Introduction	109
1692	5.1.1 Study sites	111
1693	5.1.2 Data acquisition	111
1694	5.1.3 Data synchronisation	112
1695	5.1.4 Sensitivity of ER to temperature	112
1696	5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER sensi-	
1697	tivity to temperature	113
1698	5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat	113
1699		
1700	5.2 Résultats	114
1701	5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE	114
1702	5.2.2 Synchronisation RE et température du sol	115
1703	5.2.3 Équations utilisées	116
1704	5.2.4 Relation entre RE et la température	117
1705	5.2.5 Évolution du Q10	118
1706	5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit	120
1707	5.2.7 Caractérisation de la tourbe	120
1708		
1709	5.3 Discussion	120
1710	5.3.1 Différence de RE entre les différents sites	120
1711	5.3.2 Temps de latence entre température et RE	124
1712	5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore la représentation de la sensibilité de RE à la température	125

1713	5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit	126
1714	5.3.5 La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à	
1715	la synchronisation	126
1716	5.4 Conclusions	127
1718		

1719 5.1 Introduction

1720 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most
1721 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and
1722 123 PgC yr⁻¹, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer *et al.*, 2010). By
1723 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at
1724 7.8 PgC yr⁻¹ (Ciais *et al.*, 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem
1725 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have
1726 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.
1727 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains
1728 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice *et al.*, 2001;
1729 Eswaran *et al.*, 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is
1730 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable
1731 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.
1732 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as
1733 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen *et al.*, 2002).
1734 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution
1735 under current environmental changes deserves attention.

1736 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-
1737 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,
1738 2006b). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown
1739 consequences on the C balance (Limpens *et al.*, 2008). ER is often related to tempe-
1740 rature : either to air temperature (e.g., Bortoluzzi *et al.*, 2006), or soil temperature.
1741 The most commonly used soil temperatures are those at -5 cm (Ballantyne *et al.*, 2014;
1742 Görres *et al.*, 2014) and -10 cm (Kim et Verma, 1992; Zhu *et al.*, 2015). In some studies,
1743 different depths are used and the selected one depends on the goodness-of-fit (Günther
1744 *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2015). All these studies use the chamber method to measure
1745 gas fluxes. Even though most studies use -5 cm soil temperature, no clear consensus

5.1. Introduction

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

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

1775 The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale
1776 between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the
1777 effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel
1778 ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference
1779 between nighttime and daytime ER.

1780 **5.1.1 Study sites**

1781 The study was performed on four French *Sphagnum*-dominated peatlands : Berna-
1782 douze (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ;
1783 98 ha, N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha,
1784 N 48°26'30", E 1°10'54", 154 m), and La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E
1785 2°17'04", 145 m). Mean annual air temperatures and annual rainfalls were 6, 7.5, 11,
1786 11°C, and 1700, 1400, 870, 880 mm for BDZ, FRN, LDM and LGT respectively. During
1787 the measurements the water table level remained constant at to -12, -7, -35 and -9 cm
1788 for BDZ, FRN, LDM and LGT.

1789 **5.1.2 Data acquisition**

1790 Fieldwork was conducted between July and October 2013. In each site, four plots
1791 (replicates) with similar plant cover were chosen. Four cylindrical PVC collars (diame-
1792 ter : 31 cm, height : 15 cm) were inserted into the peat the day before beginning the
1793 measurements. For 72 hours, CO₂ fluxes were measured in the 4 plots once an hour
1794 in random order. These measurements were undertaken using a closed static cham-
1795 ber (diameter of 30.5 cm, height of 30 cm), with a GMP343 Vaisala probe. ER was
1796 measured with a transparent chamber covered by an opaque material to avoid input of
1797 photosynthetic active radiation. Inside the chamber the air was homogenized with a fan
1798 in order to minimize concentration gradients ([Pumpanen et al., 2004](#)). Measurement
1799 lasted a maximum of 5 min with CO₂ concentration recorded every 5 seconds as well
1800 as the relative humidity and the temperature inside the chamber.

1801 In each site a weather station and a data logger were set up near the plots to provide

5.1. Introduction

1802 meteorological and environmental data recorded every second : surface temperature (air
1803 temperature as close as possible to the surface : 5 cm), peat temperature (at -5, -10,
1804 -20 and -30 cm depth), air relative humidity and solar radiation.

1805 After the 72 hours of measurements four peat cores (30 cm height and 15 cm
1806 diameter), one for each replicate, were extracted at each site for physico-chemical cha-
1807 racterisation.

1808 5.1.3 Data synchronisation

1809 The synchronisations between ER fluxes and temperatures were calculated for each
1810 depth and time-delays : The acquisition frequency between temperature and ER were
1811 different. Thus an average of the temperatures recorded during the ER measurement
1812 time was calculated for all depths at the corresponding CO₂ flux measurement time.
1813 Then the temperature averaging procedure was repeated at 10-minute increments, until
1814 a 24 hour shift. The 10-minute step was a compromise between precision and calculation
1815 time. Next a correlation coefficient was calculated for each time step and temperature
1816 measurement depth. Finally the synchronisation was determined for each depth, by
1817 selecting the time-delay corresponding to the highest correlation coefficient. Negative
1818 correlations caused by the phase shift were discarded.

1819 5.1.4 Sensitivity of ER to temperature

Three widely used models Fang et Moncrieff (2001) were implemented to study the relationship between ER and temperature : Linear regression (5.1), exponential models : Q₁₀ (5.2) and Arrhenius (5.3)

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

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

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

1820 ER was estimated using air temperature, soil temperatures at -5, -10, -20 and -30

1821 cm depth with both non-synchronised and synchronised datasets. Calculations were
1822 implemented in R, and modelled data were adjusted to measured data using Ordinary
1823 Least Squares (OLS). The goodness-of-fit was estimated by calculating the regression
1824 coefficient (R^2) and the root mean square error normalized by the mean (NRMSE).

1825 **5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER**
1826 **sensitivity to temperature**

1827 To test whether the relationship between ER and temperature differed during day-
1828 time and nighttime, the dataset was split into two groups which were then compared.
1829 The data between 10 am and 5 pm were considered as representative of the day and
1830 data between 11 pm and 6 am as representative of the night. Only the air temperature
1831 and the -5 cm depth peat temperature (with synchronised and non-synchronised data)
1832 were investigated as they provide the best ER representation. The data for day and
1833 night were centred to account for natural differences in measurement, since : during
1834 the day both temperature and ER are higher than in the night. Using these centred
1835 data, ratios between ER and temperatures were calculated. Finally a paired Student's
1836 t test was applied on the mean of the replicate for each site and each temperature to
1837 assess the significance of the differences between day and night measurements.

1838 **5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat**

1839 In the laboratory, two peat cores from each site were immersed in water during 24
1840 hours to saturate the pores. Then, the cores were soaked overnight to get rid of the
1841 water filling the effective porosity. At 5 cm steps, a piece of peat with a known volume
1842 (V , cm^3) was cut and weighed (W_1 , g). Then, the samples were dried at 50°C for 48
1843 hours and weighed (W_2 , g). Total porosity (Φ_T , dimensionless), retention porosity (Φ_R ,
1844 dimensionless), effective porosity (Φ_E , dimensionless) and bulk density (Bd , g cm^{-3})
1845 were calculated as follows :

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

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

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

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

₁₈₄₆ Peat density (ρ_{peat}) was set at 1.45 according to [Kennedy et Price \(2005\)](#). Then
₁₈₄₇ the peat was crushed and C, H, N and S analyses were performed with an elemental
₁₈₄₈ analyser (Thermo Flash analyser).

₁₈₄₉ 5.2 Résultats

₁₈₅₀ 5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE

₁₈₅₁ Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT
₁₈₅₂ which was 20.8 ± 7.4 °C, (Figure 5.1 – H). The lowest mean temperature and amplitude
₁₈₅₃ were found at BDZ : 14.4 ± 3.3 °C (Figure 5.1 – E). In LDM and FRN, the mean surface
₁₈₅₄ air temperatures were respectively 14.9 ± 8.7 °C and 15.0 ± 10.3 °C (Figure 5.1 – F,
₁₈₅₅ G) Surface air temperature was the highest in FRN.

₁₈₅₆ At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :
₁₈₅₇ 14.1 ± 1.5 °C and 20.3 ± 1.7 °C respectively, whereas the opposite was observed in FRN
₁₈₅₈ and LDM with 16.3 ± 2.4 °C and 15.9 ± 1.0 °C respectively. Mean soil temperatures
₁₈₅₉ were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm
₁₈₆₀ the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.
₁₈₆₁ Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a
₁₈₆₂ large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature
₁₈₆₃ amplitude.

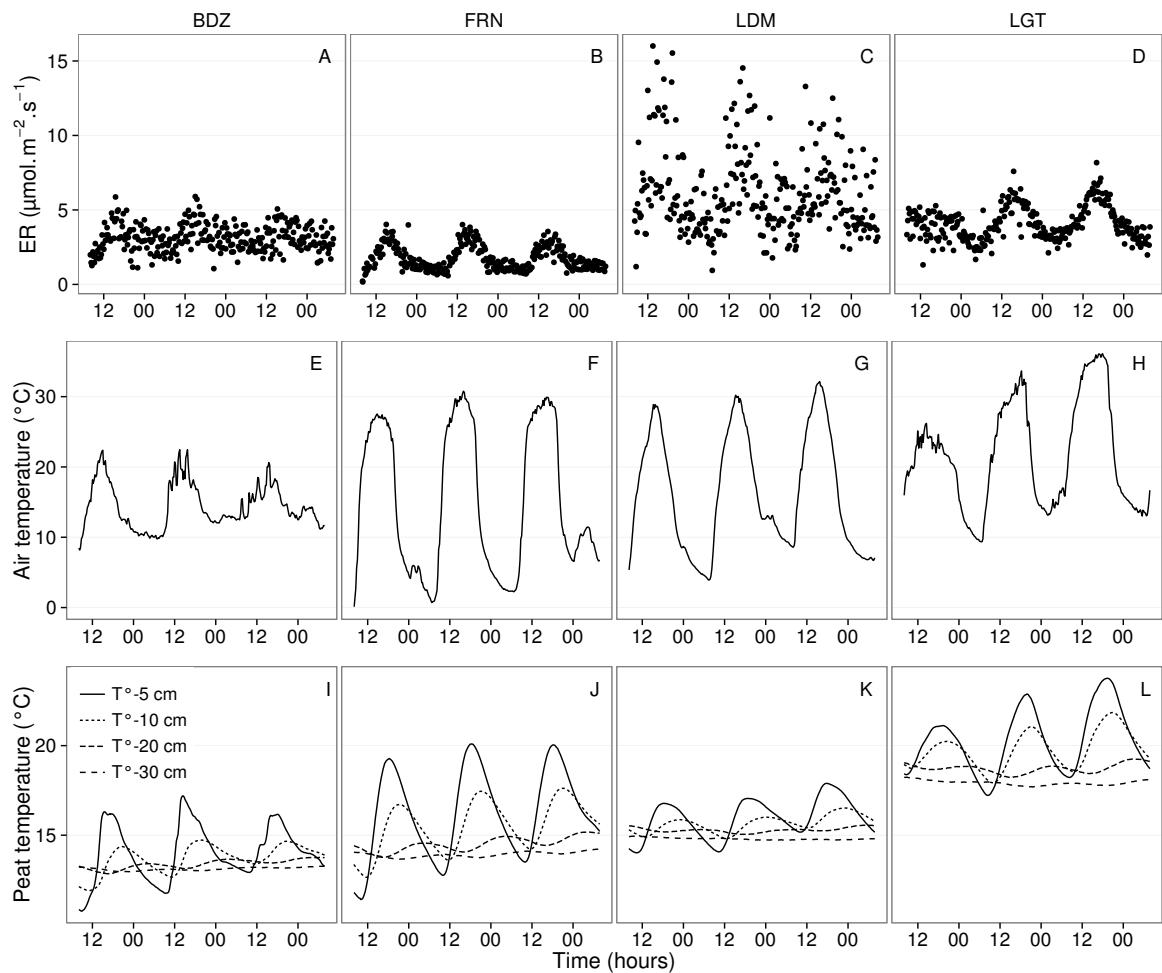


FIGURE 5.1 – Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

1864 In terms of ER, mean and variability were the lowest in FRN among all sites (1.75
 1865 $\pm 0.83 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – B). The highest variability and mean ER ($6.13 \pm$
 1866 $2.81 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – C) were observed in LDM. On this site replicates had
 1867 different behaviours even though they were close to each other and in a similar environ-
 1868 ment. In BDZ and LGT, ER mean values were 3.12 ± 0.92 and $4.10 \pm 1.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 1869 respectively (Figure 5.1 – A, B)

1870 5.2.2 Synchronisation RE et température du sol

1871 Figure 5.1 shows that the deeper the temperature was measured, the greater the
 1872 shift with respect to ER. Taking this shift into account by synchronising soil tempera-
 1873 tures with ER led to a significant positive linear correlation between the temperature

5.2. Résultats

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

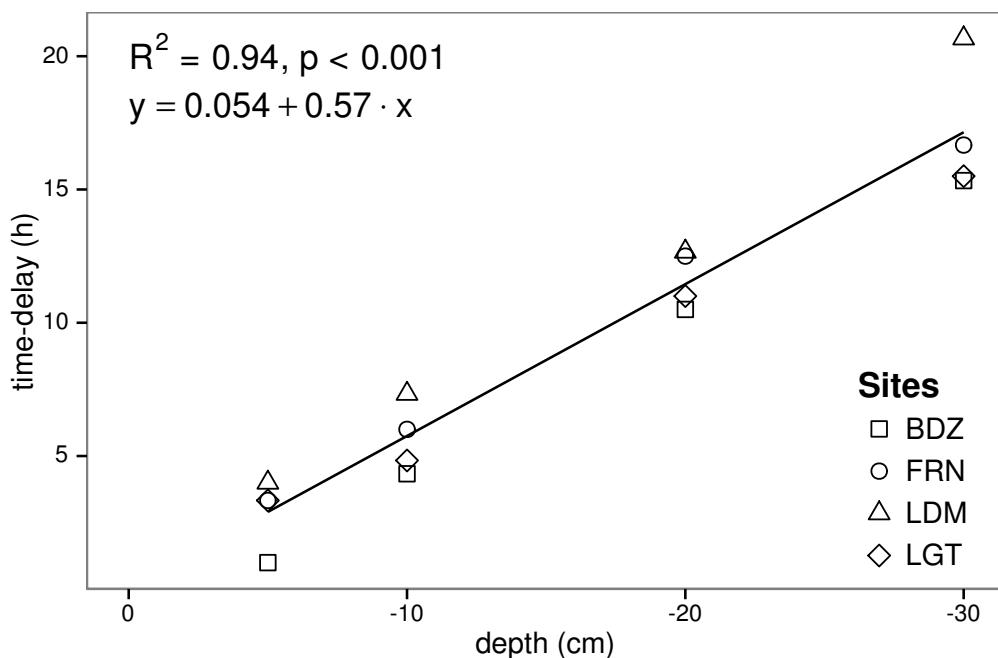


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

5.2.3 Équations utilisées

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

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

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

1888 whereas differences in NRMSE maximum values were 1.28 and 1.14 (Table 5.1). In
 1889 most cases the linear model led to a slightly better R^2 than the others. As the differ-
 1890 ences between equations were small, however, we will describe the exponential model
 1891 in the following sections, because (i) it is the most widely used model to describe the
 1892 ER–temperature relationship and (ii) the Q_{10} value can be derived from this equation.
 1893 This will allow the comparison of the results of our study to others.

1894 5.2.4 Relation entre RE et la température

1895 The relationship between air temperature and ER, using the exponential model, was
 1896 better in LGT and FRN ($R^2 > 0.55$) than in LDM and LDM ($R^2 < 0.35$) (Table 5.1).
 1897 Nevertheless in all sites and with both linear and exponential models, using synchro-
 1898 nised soil temperatures gave a better account of the ER variability than their non-
 1899 synchronised counterparts (Figure 5.3). The goodness of fit (R^2) increased on average
 1900 by 0.26 to 0.35 at -5 cm and -10 cm depth respectively. The degree of improvement

5.2. Résultats

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

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

5.2.5 Évolution du Q₁₀

The Q₁₀ stood between 0 and 2.5 for non-synchronised data with a maximum at -5 cm depth. Average values were 1.4, 2.4 and 1.3, at the surface, -5 and -10 cm depth respectively (Figure 5.4). Average Q₁₀ values at the surface and -10 cm depth were very similar. However there was much more variability at -10 cm depth, where the values ranged from 0.1 to 2.1, than at the surface where the values stood between 1.3 and 1.5. Beyond -10 cm depth Q₁₀ values fell almost to 0, while for non-synchronised data Q₁₀ values greatly increased with depth, reaching meaningless values. Q₁₀ values estimated with surface temperature were very similar between sites with an average of

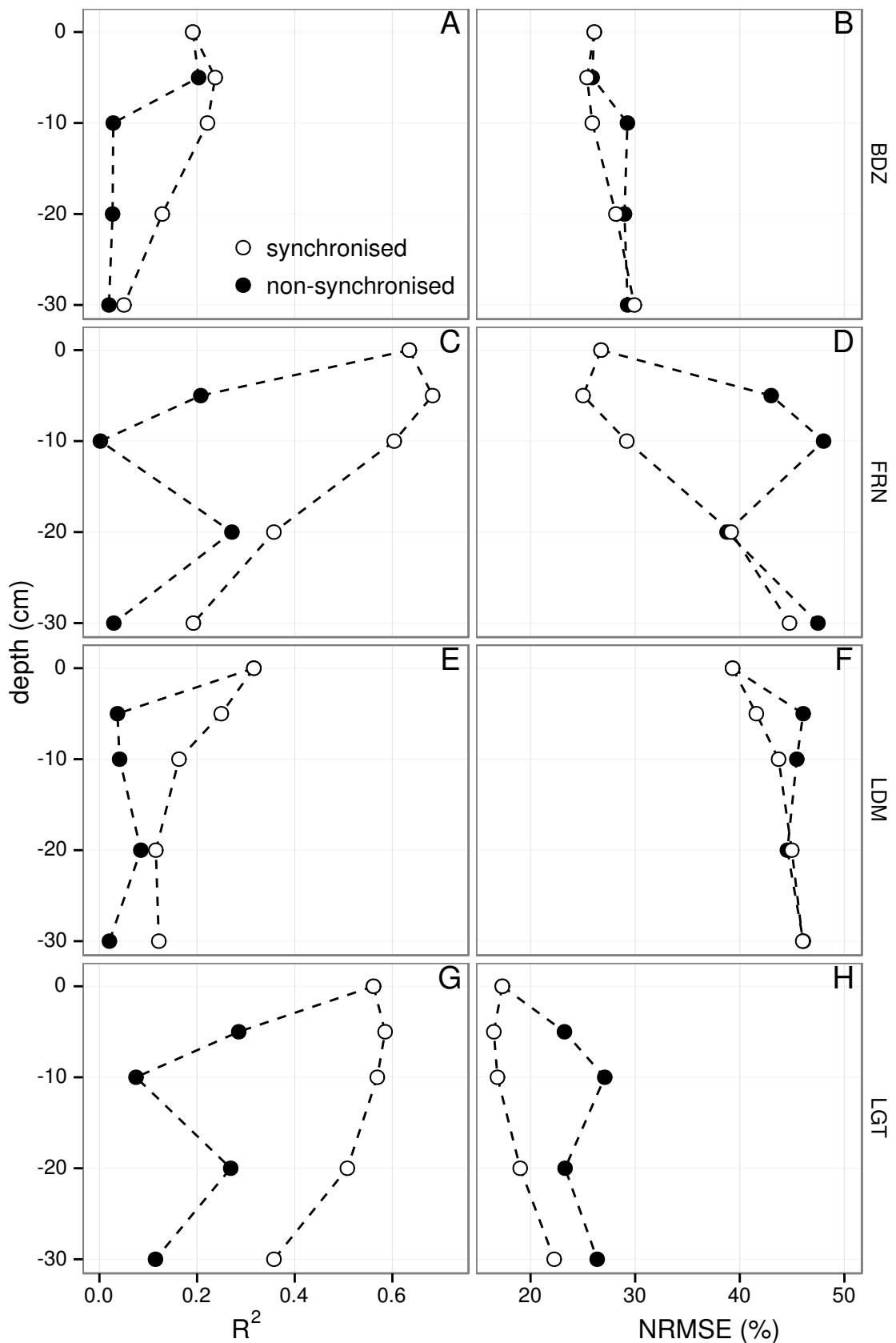


FIGURE 5.3 – Profile of R^2 and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.

5.3. Discussion

1929 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and
1930 non-synchronised data. Below this depth, Q_{10} estimated with both methods either de-
1931 creased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic
1932 values (Figure 5.4).

1933 5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit

1934 For BDZ and LDM sites no significant differences were found between daytime and
1935 nighttime data no matter which model was used, whereas differences were found for
1936 FRN and LGT (Figure 5.5). In FRN, synchronisation increased the significance of the
1937 differences : $p < 0.001$ with and $p < 0.01$ without synchronisation respectively. The
1938 same pattern was found in LGT but with lower significance. Hence models using -5
1939 cm depth with non-synchronised data are not significantly different but those using
1940 synchronised data are. Note that, for LGT, the model using air temperature had a
1941 daytime slope that was higher than the nighttime one, which was the opposite of all
1942 the other cases.

1943 5.2.7 Caractérisation de la tourbe

1944 Elemental compositions were similar in all sites : 1–3%, 4–6% and <1% for N, H
1945 and S respectively (Table 5.2). C content was mainly between 40 and 50 %, except at
1946 the deeper levels in LDM and LGT where values were lower (< 32%).

1947 5.3 Discussion

1948 5.3.1 Différence de RE entre les différents sites

1949 The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those
1950 of peatlands found in the literature. [Bortoluzzi *et al.* \(2006\)](#), for instance, found ER
1951 values ranging from 2 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October

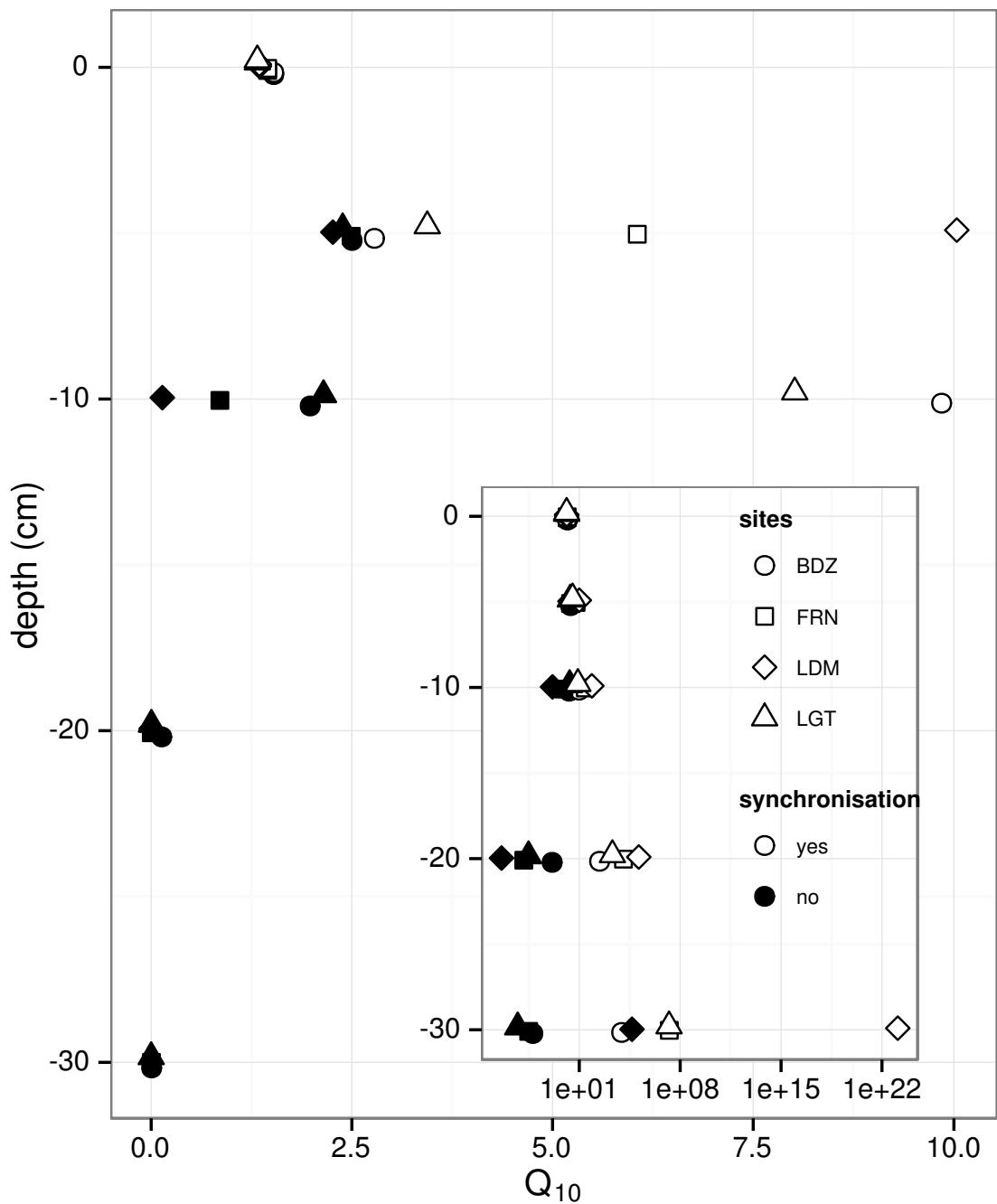


FIGURE 5.4 – Profile of Q_{10} with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

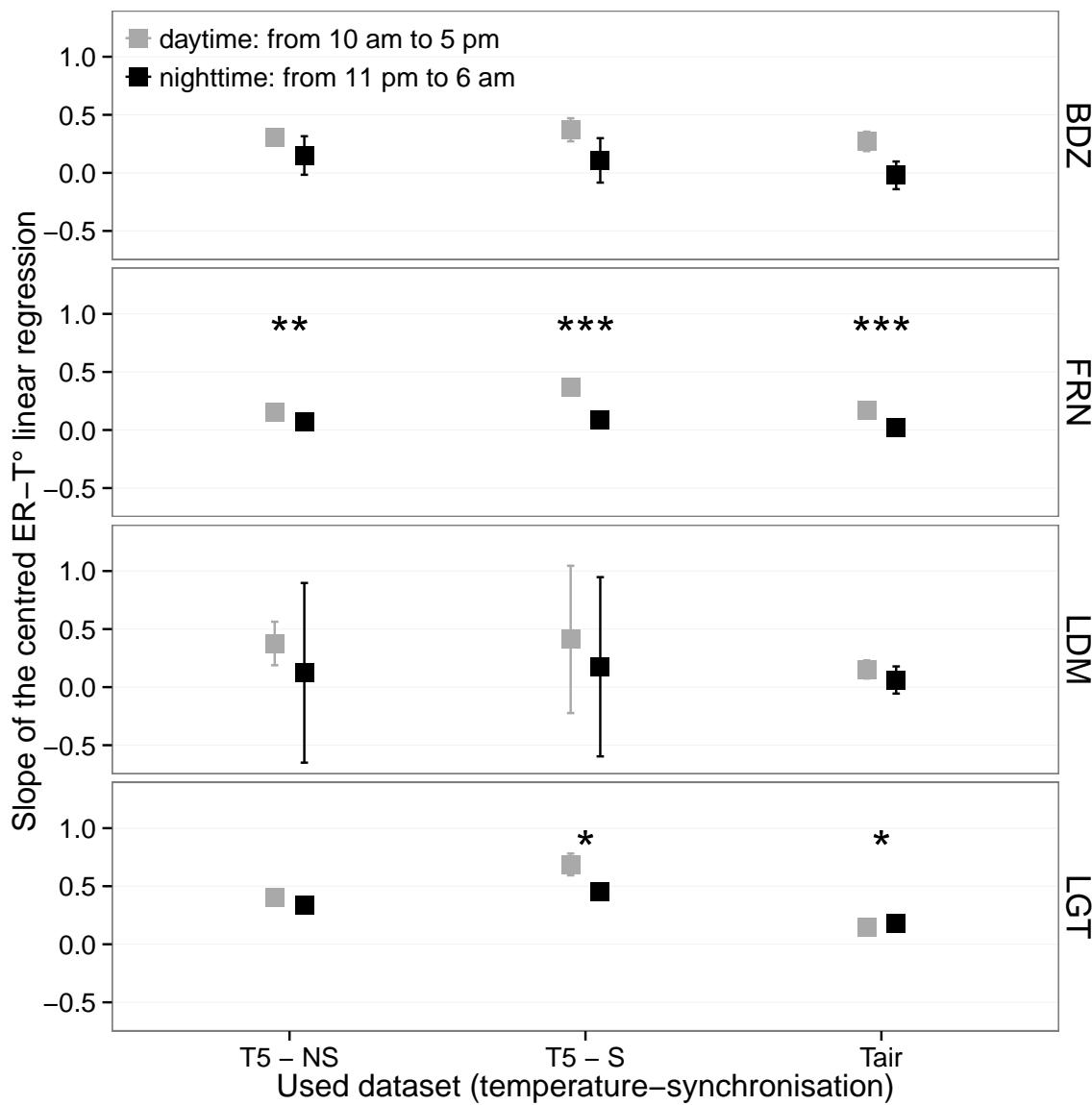


FIGURE 5.5 – Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).

Tableau 5.2 – Peat chemical properties as a function of depth in cm : content (%) N, C, H, S, the total, retention and effective porosity, Φ_T , Φ_R , Φ_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	Φ_T	Φ_R	Φ_E	solid	Bd
Bernadouze									
0–5	1.76	41.84	6.05	0.05	0.99	0.47	0.52	0.01	0.03
5–10	1.99	43.99	6.18	0.07	0.97	0.78	0.19	0.03	0.06
10–15	2.28	45.38	6.35	0.1	0.96	0.92	0.04	0.04	0.10
15–20	2.92	44.95	6.23	0.23	0.95	0.82	0.13	0.05	0.11
20–25	3.14	39.01	5.31	0.23	0.93	0.90	0.04	0.07	0.16
25–30	2.50	31.15	4.28	0.13	0.89	0.86	0.03	0.11	0.24
Frasne									
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
Landemarais									
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
La Guette									
0–5	1.55	38.33	5.23	0.05	0.97	0.61	0.36	0.03	0.05
5–10	2.35	41.31	4.66	0.20	0.93	0.83	0.10	0.07	0.08
10–15	2.34	43.81	5.72	0.18	0.91	0.89	0.02	0.09	0.10
15–20	1.99	43.17	5.45	0.10	0.89	0.87	0.01	0.11	0.13
20–25	1.90	37.91	4.83	0.05	0.88	0.83	0.05	0.12	0.15
25–30	1.32	18.95	2.32	0.01	0.79	0.76	0.03	0.21	0.28

5.3. Discussion

2004. In the present study, the models performed poorly in 2 sites, BDZ and LDM. For
1952 BDZ, amplitudes of both ER and temperatures were low (Figure 5.1 – A, E) making
1953 the representation of ER possible only on a short temperature span. With such low
1954 ranges of both ER and temperature, it can be assumed that ER variability was due
1955 to the variability between plots. For LDM, the ER fluxes were measured in plots that
1956 were more heterogeneous than expected, resulting in strong variability (Figure 5.1 –
1957 C). This observation is consistent with the high NRMSE value calculated for this site
1958 (39.3 % for BDZ against 26.1 % for LDM) whereas the R^2 values for these two sites
1959 were close, 0.19 and 0.32 for BDZ and LDM respectively, using surface air temperature
1960 and an exponential relationship. It is noteworthy that in FRN the NRMSE values were
1961 high with respect to R^2 values. This result can be explained by the fact that the mean
1962 ER flux was low ($1.75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) and thus had a strong influence on NRMSE as
1963 we used mean normalization. Finally at -20 cm depth, models using non-synchronised
1964 data showed, an increase in R^2 and a decrease in NRMSE which was more or less
1965 observable in the different sites : clearly in FRN, LGT and to a lesser extent in LDM,
1966 but barely perceptible in BDZ. At this depth the temperature and the ER signal phases
1967 are opposed making the non-synchronised models better at representing ER than at -10
1968 or -30 centimetres but with a reverse relationship. The ER fluxes thus show different
1969 behaviours either in their amplitude or in their homogeneity
1970

1971 5.3.2 Temps de latence entre température et RE

1972 Time-delays between soil temperatures and ER occur in *Sphagnum*-dominated peat-
1973 lands. They occur even close to the soil surface and increase with depth. The relation-
1974 ship between time-delays and depth was similar in all the studied sites although LDM
1975 had slightly higher time-delays. The overall delay observed in peat soils, 0.57 hours
1976 per centimetre, was higher than those found by [Pavelka *et al.* \(2007\)](#) in a forest and
1977 in a grassland ecosystem and by [Parkin et Kaspar \(2003\)](#) on two agricultural soils (0.4
1978 and 0.5 hours per centimetre respectively). This is coherent with the fact that peat soil
1979 has a lower thermal diffusivity than mineral soils ([Farouki, 1981; Arya, 2001](#)). LDM

1980 was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected
1981 as soil diffusivity increases with wetness (Hillel, 2003) and LDM was the site with the
1982 lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements
1983 conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the
1984 time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER
1985 fluxes.

1986 **5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore**
1987 **la représentation de la sensibilité de RE à la température**

1988 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological
1989 activities (Vargas *et al.*, 2010), few studies have addressed the effect of time-delays bet-
1990 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this
1991 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation
1992 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation
1993 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised
1994 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations
1995 are in agreement with those of Pavelka *et al.* (2007) who also found a decreasing ef-
1996 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by
1997 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the
1998 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases
1999 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.
2000 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion
2001 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a
2002 phase inversion was found deeper, at -30 cm by Pavelka *et al.* (2007), due to a higher
2003 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-
2004 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher R^2 and lower NRMSE values
2005 than those using surface air temperature.

2006 5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit

2007 The significant differences observed between daytime and nighttime measurements
2008 corroborate other studies in which these differences were found using chamber tech-
2009 niques ([Juszczak et al., 2012](#); [Darenova et al., 2014](#)). The fact that some sites show
2010 significant differences (FRN and LGT) and not others (BDZ and LDM) seems to be
2011 linked to the variability between plots and temperature amplitude. When temperature
2012 amplitude was low, most of the variability originated from spatial variability between
2013 plots. This was also corroborated by a test done on LGT where we calculated the day
2014 and night differences only on the last two days when temperature amplitude was the
2015 greatest. As a result the significance increased from $p < 0.05$ to $p < 0.01$ for the syn-
2016 chronised model using -5 cm depth temperature and the differences observed in the
2017 model using air temperature were no longer significant any more ($p > 0.05$).

2018 5.3.5 La sensibilité du Q₁₀ à la profondeur de la température 2019 et à la synchronisation

2020 In shallow layers (≤ 10 cm), the Q₁₀ values calculated with non-synchronised data
2021 in the ranges that are usually reported, i.e. between 1.3 to 3.3 ([Raich et Schlesinger,](#)
2022 [1992](#)). At deeper levels in the peat profile (≥ 10 cm), they reach 0 as the relationship
2023 between ER and the temperature weakens, and is not compensated by a long term
2024 evolution. A similar behaviour was found by [Pavelka et al. \(2007\)](#) even if this Q₁₀
2025 decrease with depth is not usually seen and most studies show the opposite, namely
2026 an increase in Q₁₀ values with depth ([Graf et al., 2008](#)). This apparent contradiction
2027 may be explained by the length of the study. Because of its short duration, the effect of
2028 the time-delays on ER were preponderant over the temperature effect. Synchronisation
2029 also led to meaningless high Q₁₀ values because synchronisation can explain a higher
2030 proportion of ER flux with a smaller temperature variation. Temperature amplitude
2031 decreases with depth because of soil dampening.

2032 5.4 Conclusions

2033 We showed that the time-delays between ER and soil temperatures at different
2034 depths are significant on a daily timescale as the signals are shifted 30 minutes every
2035 centimetre. At this scale the use of synchronised soil temperature, to take into account
2036 these time-delays, can improve the representation of ER particularly in the first 10
2037 centimetres. Only one of the studied sites showed highly significant differences between
2038 daytime and nighttime measurements. However it is possible that such differences exist
2039 in the other sites, depending on the environmental conditions (e.g. temperature am-
2040 plitude) and spatial variability in the ER fluxes. Addressing questions of bio-physical
2041 coupling in determining ER at different timescales requires high frequency observations
2042 ([Vargas et al., 2011](#)). Even if the automated chamber technique is increasingly used, it
2043 cannot be easily deployed in some sites due to tall vegetation, power supply difficulties,
2044 or harsh environmental conditions. In contrast, temperature measurements at different
2045 depths are easy to conduct, robust to harsh conditions and can be powered by a small
2046 solar panel. A calibration campaign with human manipulated closed chambers could be
2047 carried out to assess ER variability at different timescales. Coupling temperature pro-
2048 file and punctual ER measurements and then using synchronised data in models may
2049 be a good alternative in sites where automated chambers are not easily implantable.

²⁰⁵⁰ Synthèse et perspectives

5.5. Bilan du bilan (de C) ?

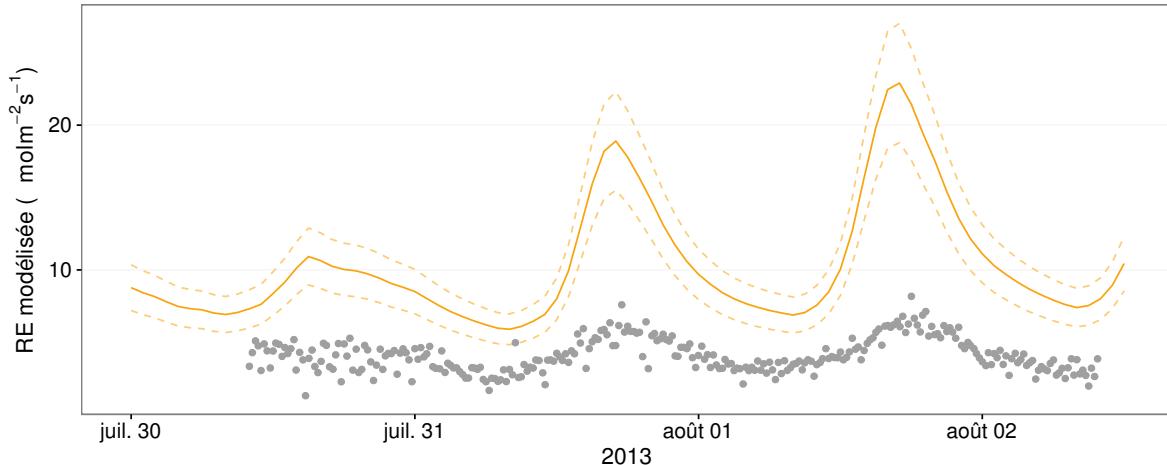


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013

2051 schéma conceptuel ? Modèles globaux (ORCHID, chloée)

2052 5.5 Bilan du bilan (de C) ?

2053 Flux fort

2054 sensibilité param forte

2055 Modèles multi annuel et prise en compte de la végétation

2056 Quid des variations journalières dans un bilan annuel ? (Figure 5.6)

2057 Les prendre en compte améliorerait-il les modèles

2058 modèles globaux ? **limitations des équations** : Plus généralement, la majorité des
2059 tourbières sont sous la neige une partie de l'année, ce qui n'arrive que rarement sur
2060 la tourbière de La Guette et une partie possède également des zones d'eau libre, qui
2061 n'existent pas sur ce site.

2062 modèles globaux et profondeur de tourbe

₂₀₆₃ 5.6 Résilience de la tourbe par rapport aux
₂₀₆₄ 2 années sèches qui précèdent le BdC
₂₀₆₅ (lien chap 3 et 4)

₂₀₆₆ 5.7 Ouverture vers d'autre méthodes de me-
₂₀₆₇ sures

- ₂₀₆₈ — chambre automatique (lien chap 5, et chap 3 ?)
- ₂₀₆₉ — tour eddy covariance (lien chap 5 et chap 3 ?)

2070

Bibliographie

- 2071 AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect
2072 trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and*
2073 *Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- 2074 ALM, J., SAARNIO, S., NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. et MARTIKAINEN, P. (1999). Winter
2075 CO₂, CH₄ and N₂O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeo-*
2076 *chemistry*, 44(2):163–186.
- 2077 ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H.,
2078 NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance
2079 for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- 2080 ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques
2081 for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic*
2082 *Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- 2083 ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U.,
2084 CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS
2085 (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet.*
2086 *Sci.*, 37(1):117.
- 2087 ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International*
2088 *Geophysics Series*. Academic Press.
- 2089 AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITTLA,
2090 E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO₂ exchange of a sedge fen
2091 in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- 2092 BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014).
2093 Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in nor-
2094 thern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.
- 2095 BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil*
2096 *Sci.*, 47(2):151–163.
- 2097 BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMELELLI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N.,
2098 RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A.,
2099 CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUSSAERT, S., MARGO-
2100 LIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS,
2101 C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Up-
2102 take : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- 2103 BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls
2104 on CH₄ emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–
2105 91.

- 2106 BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls.
2107 *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.
- 2108 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland
2109 mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 2110 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in
2111 the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 2112 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.
2113 (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-
2114 generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 2115 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).
2116 Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.
2117 *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 2118 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).
2119 Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide
2120 Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.
- 2121 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).
2122 Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO₂ exchange in a boreal peatland
2123 complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 2124 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).
2125 Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the
2126 zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,
2127 9(4):455–470.
- 2128 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge
2129 of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 2130 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions
2131 stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :
2132 Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell
2133 Environ.*, 33(3):394–407.
- 2134 CHAPIN, F., WOODWELL, G., RANDERSON, J., LOVETT, G., RASTETTER, E., BAL-
2135 DOCCHI, D., CLARK, D., HARMAN, M., SCHIMEL, D., VALENTINI, R., WIRTH, C.,
2136 ABER, J., COLE, J., GIBLIN, A., GOULDEN, M., HARDEN, J., HEIMANN, M., HO-
2137 WARTH, R., MATSON, P., MCGUIRE, A., MELILLO, J., MOONEY, H., NEFF, J.,
2138 HOUGHTON, R., PACE, M., RYAN, M., RUNNING, S., SALA, O., SCHLESINGER, W.
2139 et SCHULZE, E.-D. (2006). Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and me-
2140 thodology. *Ecosystems*, 9:1041–1050.
- 2141 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,
2142 H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et
2143 OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :
2144 a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.

- 2145 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,
2146 JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional
2147 climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group*
2148 *Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11*,
2149 pages 847–940.
- 2150 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. et TURNER, J. (2013).
2151 Climate phenomena and their relevance for future regional climate change.
- 2152 CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,
2153 A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and
2154 other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis.*
2155 *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovern-*
2156 *mental Panel on Climate Change*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 2157 CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peat-
2158 land. *Oikos*, pages 368–388.
- 2159 COLES, J. R. et YAVITT, J. B. (2002). Control of methane metabolism in a forested
2160 northern wetland, New York State, by aeration, substrates, and peat size fractions.
2161 *Geomicrobiol. J.*, 19(3):293–315.
- 2162 COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on
2163 internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 2164 CORNELISSEN, J. H., LANG, S. I., SOUDZILOVSKAIA, N. A. et DURING, H. J. (2007).
2165 Comparative cryptogam ecology : a review of bryophyte and lichen traits that drive
2166 biogeochemistry. *Ann. Bot.*, 99(5):987–1001.
- 2167 CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO₂ emission from a northern
2168 peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 2169 CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual
2170 Q₁₀ of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature
2171 sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 2172 DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (décembre 2014). Diurnal deviations
2173 in the relationship between CO₂ efflux and temperature : A case study. *CATENA*,
2174 123:263–269.
- 2175 DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration
2176 in terrestrial ecosystems : moving beyond Q₁₀. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2177 DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect
2178 of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*,
2179 318(1-2):229–242.
- 2180 ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of
2181 the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.
- 2182 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO₂ efflux on temperature.
2183 *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.

- 2184 FAROUKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics.
2185 Trans Tech Pub., Rockport, MA.
- 2186 FARQUHAR, G. D., VON CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model
2187 of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C3 species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 2188 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum,
2189 de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 2190 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUIT-
2191 TILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate
2192 system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 2193 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011).
2194 *Sols et Environnement*, (2e édn), volume 28 de *Sciences Sup*. Editions Dunod : Paris,
2195 Vottem, Belgique, 2nd édition édition.
- 2196 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.
2197 (2011). In situ quantification of CH₄ bubbling events from a peat soil using a new
2198 infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 2199 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable
2200 Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 2201 GORNALL, J. L., WOODIN, S. J., JÓNSDÓTTIR, I. S. et van der WAL, R. (2011).
2202 Balancing positive and negative plant interactions : how mosses structure vascular
2203 plant communities. *Oecologia*, 166(3):769–782.
- 2204 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of
2205 annual CO₂ flux of temperate peat soils under permanent grassland management.
2206 *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 2207 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-
2208 CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity
2209 of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.
- 2210 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-
2211 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOUILLAUD, B. et
2212 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements
2213 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*
2214 *nology*, 22(7):1–17.
- 2215 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*
2216 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 2217 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-
2218 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*
2219 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 2220 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO₂
2221 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.

- 2222 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*
2223 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 2224 HOBBIE, S. E. (1996). Temperature and plant species control over litter decomposition
2225 in Alaskan tundra. *Ecol. Monogr.*, 66(4):503–522.
- 2226 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of
2227 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,
2228 1(11):763–766.
- 2229 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,
2230 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.
2231 (2007). Variability of annual CO₂ exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,
2232 4(5):803–816.
- 2233 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls
2234 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &*
2235 *Evolution*, 14(10):385–388.
- 2236 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of
2237 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.
- 2238 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., VON BLOH,
2239 W., BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-
2240 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-
2241 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISINGER,
2242 A., SEGGSCHNEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,
2243 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and
2244 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :
2245 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.
- 2246 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International
2247 mire conservation group.
- 2248 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the
2249 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on
2250 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 2251 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-
2252 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate
2253 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 2254 KARKI, S., ELSGAARD, L., KANDEL, T. P. et LÆRKE, P. E. (2015). Full GHG balance
2255 of a drained fen peatland cropped to spring barley and reed canary grass using
2256 comparative assessment of CO₂ fluxes. *Environ Monit Assess*, 187(3):1–13.
- 2257 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,
2258 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVAL, M. L.,
2259 DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓTTIR, A., HU, F. S.,
2260 JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHKN, A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H.,
2261 MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et

- 2263 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).
2264 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 2265 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (février 1, 2005). A conceptual model of volume-
2266 change controls on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.
- 2267 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of
2268 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohy-
2269 drology*, 7(2):771–782.
- 2270 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,
2271 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from
2272 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 2273 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO₂ flux in a Minnesota peatland.
2274 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 2275 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,
2276 19(4):409–421.
- 2277 LAIHO, R. (août 2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting
2278 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):
2279 2011–2024.
- 2280 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-
2281 sification of peats and organic soils. In *Testing of peats and organic soils*, volume
2282 820, pages 37–51.
- 2283 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society
2284 Jyskä.
- 2285 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-
2286 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 2287 LIMPENS, J. et BERENDSE, F. (2003). How litter quality affects mass loss and N loss
2288 from decomposing Sphagnum. *Oikos*, 103(3):537–547.
- 2289 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,
2290 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUB, G. (2008). Peatlands and the
2291 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeosci-
2292 ences*, 5(2):1475–1491.
- 2293 LIU, W., FOX, J. E. et XU, Z. (2000). Leaf litter decomposition of canopy trees, bamboo
2294 and moss in a montane moist evergreen broad-leaved forest on Ailao Mountain,
2295 Yunnan, south-west China. *Ecol. Res.*, 15(4):435–447.
- 2296 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of
2297 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.
2298 Emiss. Soil Water*, pages 14–51.
- 2299 LOHILA, A., AURELA, M., REGINA, K. et LAURILA, T. (2003). Soil and total ecosystem
2300 respiration in agricultural fields : effect of soil and crop type. *Plant Soil*, 251(2):303–
2301 317.

- 2302 LONG, K. D., FLANAGAN, L. B. et CAI, T. (2010). Diurnal and seasonal variation in
2303 methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance.
2304 *Global Change Biology*, 16(9):2420–2435.
- 2305 LONG, S. P. et HÄLLGREN, J.-E. (1993). Measurement of CO₂ assimilation by plants
2306 in the field and the laboratory. In HALL, D. O., SCURLOCK, J. M. O., Bolhàr
2307 NORDENKAMPF, H. R., LEEGOOD, R. C. et LONG, S. P., éditeurs : *Photosynthesis*
2308 and *Production in a Changing Environment*, pages 129–167. Springer Netherlands.
- 2309 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects
2310 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.
2311 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 2312 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 1 - Introduction and overview. In LUO, Y. et
2313 ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 3 – 15. Academic
2314 Press, Burlington.
- 2315 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 5 - Controlling factors. In LUO, Y. et ZHOU,
2316 X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,
2317 Burlington.
- 2318 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006c). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.
2319 In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 161
2320 – 185. Academic Press, Burlington.
- 2321 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,
2322 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands
2323 and atmospheric CH₄ and CO₂ variations. *Science*, 314(5797):285–288.
- 2324 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-
2325 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-
2326 SEN, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).
2327 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-
2328 vel. *Science*, 329(5993):838–840.
- 2329 MALMER, N., SVENSSON, B. M. et WALLÉN, B. (1994). Interactions between Sphagnum
2330 mosses and field layer vascular plants in the development of peat-forming systems.
2331 *Folia geobot. phytotax.*, 29(4):483–496.
- 2332 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,*
2333 *Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 2334 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.
2335 (2002). Plant biomass and production and CO₂ exchange in an ombrotrophic bog.
2336 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.
- 2337 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (février 20, 2015). Carbon
2338 dioxide flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming
2339 and water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–
2340 1111.

- 2341 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classification system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 2342
- 2343 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :
2344 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.
- 2345 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon
2346 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 2347 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007).
2348 Dependence of the Q_{10} values on the depth of the soil temperature measuring point.
2349 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 2350 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLE,
2351 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing
2352 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide
2353 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 2354 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,
2355 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed,
2356 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2357 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel
2358 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–
2359 527.
- 2360 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil
2361 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 2362 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas scenarios :
2363 Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.
2364 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 2365 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,
2366 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,
2367 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGHTON,
2368 J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI,
2369 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.
- 2373 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINKKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ,
2374 S., LOHLA, A., LARMOLA, T., MORERO, M., PIHLATIE, M., JANSENS, I., YUSTE,
2375 J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØSTRENG,
2376 G., ZIEGLER, W., ANTHONI, P., LINDROTH, A. et HARI, P. (2004). Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agric. For. Meteorol.*, 123(3–4):159–176.
- 2379 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil
2380 respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.

- 2381 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines*
2382 *et collines*. Forêt privée française.
- 2383 RAMSAR, C. (1987). *Convention relative aux zones humides d'importance internatio-*
2384 *nale particulièrement comme habitats des oiseaux d'eau, (Ramsar, Iran, 1971) telle*
2385 *qu'amendée en 1982 et 1987.*
- 2386 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for
2387 very long optical paths. *Appl. Opt.*, 46(22):5408.
- 2388 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la
2389 séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 2390 ROBROEK, B. J., VAN RUIJVEN, J., SCHOUTEN, M. G., BREEUWER, A., CRUSHELL,
2391 P. H., BERENDSE, F. et LIMPENS, J. (2009). Sphagnum re-introduction in degraded
2392 peatlands : The effects of aggregation, species identity and water table. *Basic and*
2393 *Applied Ecology*, 10(8):697–706.
- 2394 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Peatland habitats. In *The biology of Peatlands*,
2395 pages 85–107. Oxford University Press.
- 2396 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Productivity and peat accumulation. In *The biology*
2397 *of Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 2398 SEGERS, R. (1998). Methane production and methane consumption : a review of
2399 processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41(1):23–51.
- 2400 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (février 4, 1987). Biospheric CO₂ emissions
2401 during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*,
2402 39B(1-2):140–154.
- 2403 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996).
2404 The contribution of plant roots to CO₂ fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*,
2405 23(2):126–131.
- 2406 SINGH, J. S. et GUPTA, S. R. (1977). Plant decomposition and soil respiration in
2407 terrestrial ecosystems. *Bot. Rev.*, 43(4):449–528.
- 2408 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA,
2409 O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands
2410 a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*,
2411 303(5656):353–356.
- 2412 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the
2413 relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes
2414 in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.
- 2415 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change*. IPS, International Peat Society,
2416 Jyväskylä, Finland.
- 2417 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and
2418 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,
2419 9(2):278–287.

- 2420 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr
2421 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 2422 SVENSSON, B. M. (1995). Competition between Sphagnum fuscum and Drosera rotun-
2423 difolia : A Case of Ecosystem Engineering. *Oikos*, 74(2):205–212.
- 2424 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale
2425 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH₄ flux in a temperate
2426 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2427 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a
2428 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,
2429 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1-3):409–422.
- 2430 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in
2431 the CO₂ balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,
2432 118(1-3):371–387.
- 2433 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-
2434 DEN, J. W. et MC GUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and
2435 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan
2436 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 2437 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating
2438 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and
2439 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 2440 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.
2441 (2001). Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water
2442 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.
- 2443 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,
2444 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).
2445 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO₂
2446 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 2447 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Fron-
2448 tiers and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data
2449 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 2450 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion
2451 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water
2452 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology (submitted)*.
- 2453 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned
2454 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.
- 2455 WAGNER, D. J. et TITUS, J. E. (1984). Comparative desiccation tolerance of two
2456 Sphagnum mosses. *Oecologia*, 62(2):182–187.
- 2457 WARD, S. E., OSTLE, N. J., OAKLEY, S., QUIRK, H., HENRYS, P. A. et BARDGETT,
2458 R. D. (2013). Warming effects on greenhouse gas fluxes in peatlands are modulated
2459 by vegetation composition. *Ecol. Lett.*, 16(10):1285–1293.

- 2460 WEEDON, J. T., AERTS, R., KOWALCHUK, G. A., VAN LOGTESTIJN, R., ANDRINGA,
2461 D. et VAN BODEGOM, P. M. (2013). Temperature sensitivity of peatland C and N
2462 cycling : Does substrate supply play a role ? *Soil Biology and Biochemistry*, 61:109–
2463 120.
- 2464 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHA-
2465 PIN, C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and
2466 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.
- 2467 WHALEN, S. (2005). Biogeochemistry of Methane Exchange between Natural Wetlands
2468 and the Atmosphere. *Environmental Engineering Science*, 22(1):73–94.
- 2469 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).
2470 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total
2471 Environment*, 407(13):4084–4094.
- 2472 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.
2473 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.
- 2474 WULLSCHLEGER, S. D. (1993). Biochemical limitations to carbon assimilation in C3
2475 plants—a retrospective analysis of the A/Ci curves from 109 species. *J. Exp. Bot.*,
2476 44(5):907–920.
- 2477 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-
2478 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,
2479 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series
2480 Washington, DC.
- 2481 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global
2482 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).
- 2483 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (février
2484 2015). Ecosystem-atmosphere exchange of CO₂ in a temperate herbaceous peatland
2485 in the Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

Index

A

2486 atterrissage 11

C

2489 carbone

2490 stock 12

2491 changements globaux 2, 14

E

2493 échange net de l'écosystème

2494 contrôle 21

P

2496 paludification 11

2497 photosynthèse 17

2498 production primaire brute

2499 contrôle 21

R

2501 respiration 18

2502 de l'écosystème 18

2503 contrôle 20

2504 du sol 18

S

2506 services écologiques 3

T

2508 tourbières 8–16

2509 distribution 11

2510 formation 11

2511 surface 10

2512 utilisation 14

2513 tourbification 10

Z

2514 zone humide 8

²⁵¹⁶ Annexes

₂₅₁₇ A Photos supplémentaires



(a) droséra

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

₂₅₁₈ B protocole végétation

₂₅₁₉ Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en
₂₅₂₀ place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de
₂₅₂₁ pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en
₂₅₂₂ place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la
₂₅₂₃ mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

₂₅₂₄ **La strate arbustive**

₂₅₂₅ Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en
₂₅₂₆ mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes,
₂₅₂₇ jusqu'au sommet de l'individu.

₂₅₂₈ **La strate herbacée**

₂₅₂₉ Pour la strate herbacée, en 2013, 5 individus des deux espèces majoritaires (*Eriophorum vaginatum* ? *augustifolium* ?, *Molinia Caerulea*) ont été marqués afin de pourvoir
₂₅₃₀ les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver
₂₅₃₁ les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas
₂₅₃₂ permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces
₂₅₃₃ ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.

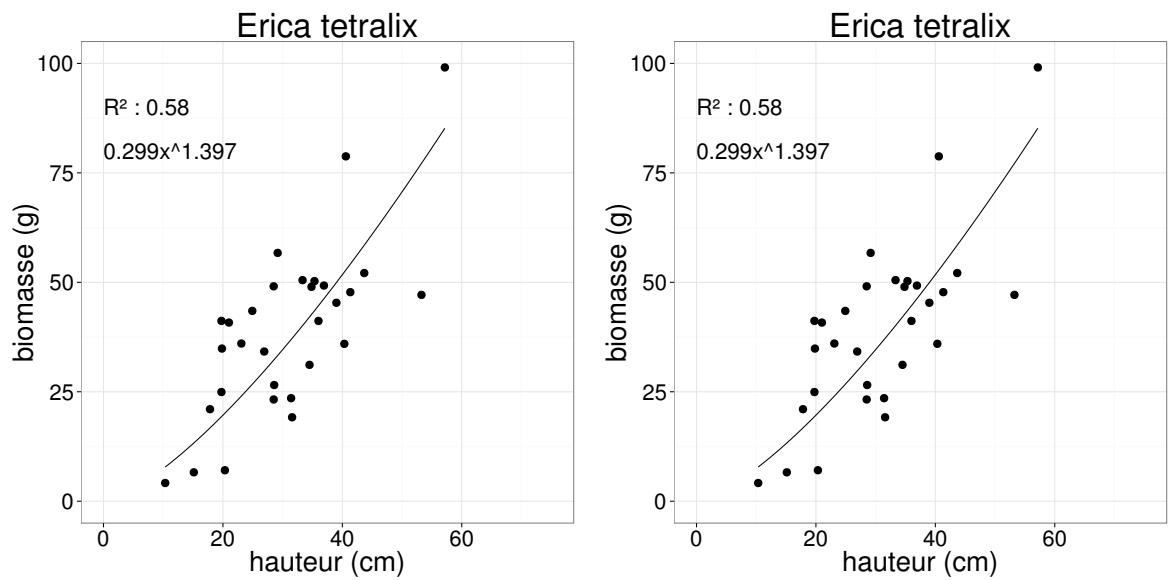


FIGURE 8 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

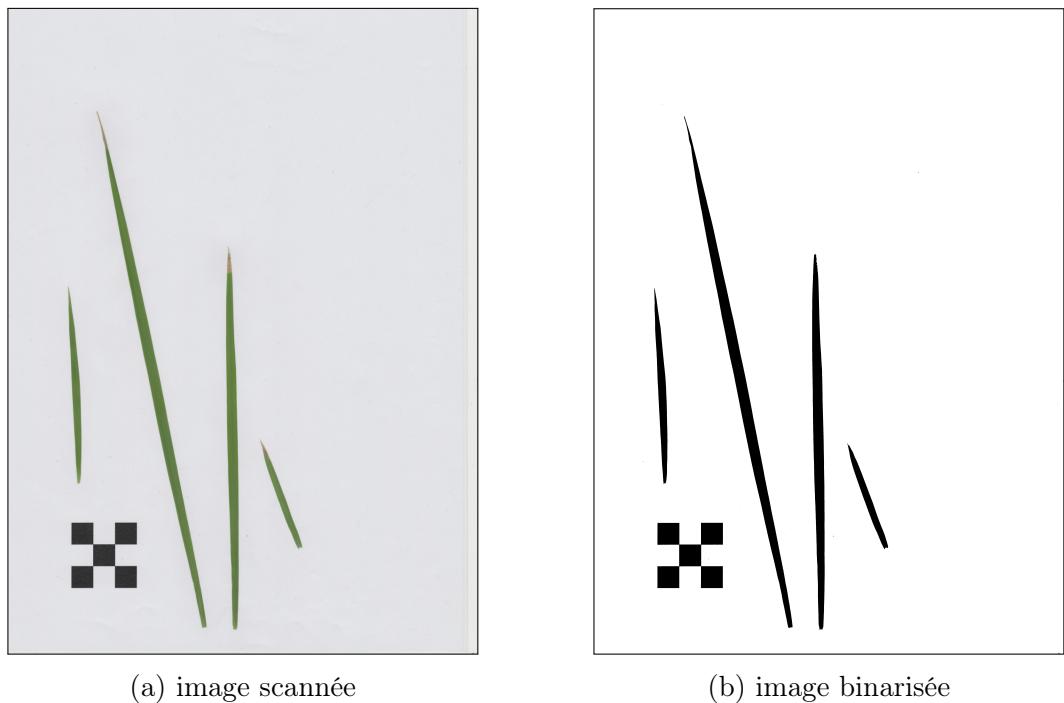


FIGURE 9 – Scanne des feuilles

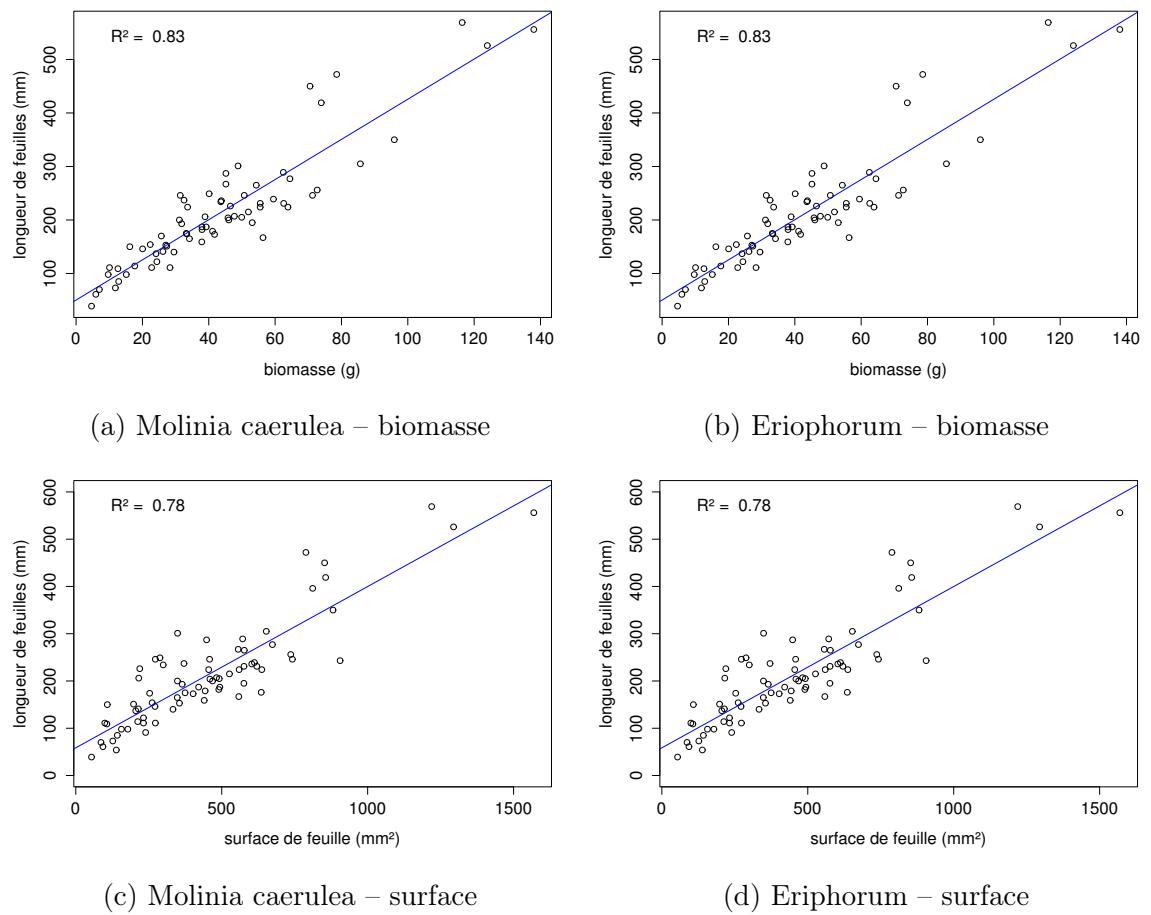


FIGURE 10 – Calibration de la biomasse herbacées pour *Molinia Caerulea* (a), pour *Eriophorum* (b) et de la surface de feuille pour *Molinia Caerulea* (c), pour *Eriophorum* (d) en fonction de la hauteur

₂₅₃₅ C CARBIODIV

₂₅₃₆ D package m70r

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

Résumé : (1700 caractères max.)

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

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

Mots clés : mot 1, mot 2, ...

[Titre de la thèse (en anglais)]

Résumé : (1700 caractères max.)

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

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

Mots clés : mot 1, mot 2, ...