

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	12
1.1.3 Les tourbières et les changements globaux	14
1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants	18
1.2.1 GES et Tourbières	18
1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	19
1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	22
1.2.4 Bilans de carbone	27
2 Sites d'études et méthodologies employées	31
2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	32
2.2 Autres sites du service national d'observation	37
2.3 Mesures de flux	38
2.3.1 Présentation des méthodologies possibles	38
2.3.2 Les mesures de CO ₂	39
2.3.3 Les mesures de CH ₄	42
2.3.4 Le calcul des flux	43
2.4 Facteurs contrôlants	43
2.4.1 acquisitions automatisées	43
3 Bilan de C de la tourbière de La Guette	45
3.1 Introduction	46
3.2 Procédure expérimentale et analytique	46
3.2.1 Méthodes de mesures	46
3.2.2 Modélisation du bilan de C	48
3.3 Résultats	51
3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette	51
3.3.2 Sélection des modèles	58

3.3.3	Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème	65
3.3.4	Variabilité spatiale du bilan	72
3.4	Discussion	74
3.4.1	Estimations des flux	74
3.4.2	Estimations des bilans	77
3.4.3	Sensibilité et limitations du bilan	77
3.4.4	Représentativité locale du modèle	78
3.4.5	Variation du bilan avec la végétation	78
3.4.6	perspectives	79
4	Effets de l'hydrologie sur les flux de GES	81
4.1	Introduction	82
4.2	Procédure expérimentale	83
4.2.1	Expérimentation A	84
4.2.2	Expérimentation B	84
4.2.3	traitement	85
4.3	Résultats	86
4.3.1	Expérimentation A	86
4.3.2	Expérimentation B	89
4.3.3	tendances générales	92
4.4	Discussion	92
4.4.1	Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	92
4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	94
4.4.3	Effet cycles multiples	95
5	Variation journalière de la respiration de l'écosystème (article)	97
5.1	Introduction	99
5.2	Procédure expérimentale et analytique	101
5.2.1	Sites étudiés	101
5.2.2	Acquisition des données	101
5.2.3	Synchronisation des données	102
5.2.4	Sensibilité de RE à la température	102
5.2.5	Différence entre mesures de jour et mesures de nuit	103
5.2.6	Caractérisation physico-chimique	104
5.3	Résultats	104
5.3.1	Température de l'air et variabilité de RE	104
5.3.2	Synchronisation RE et température du sol	105
5.3.3	Équations utilisées	107
5.3.4	Relation entre RE et la température	108
5.3.5	Évolution du Q10	109
5.3.6	Différence entre mesures de jour et de nuit	112
5.3.7	Caractérisation de la tourbe	112
5.4	Discussion	112
5.4.1	Différence de RE entre les différents sites	112
5.4.2	Temps de latence entre température et RE	115
5.4.3	La synchronisation entre RE et la température améliore la représentation de la sensibilité de RE à la température	116

5.4.4	Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit	116
5.4.5	La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à la synchronisation	117
5.5	Conclusions	117
Conclusions et perspectives		119
5.6	Bilan du bilan (de C) ?	120
5.7	Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches qui précèdent le BdC	120
5.8	Ouverture vers d'autre méthodes de mesures	120
Références bibliographiques		130
Index		131
Annexes		133
A	Photos supplémentaires	134
B	protocole végétation	134
C	CARBODIV	137
D	package m70r	137

Liste des figures

1.1	Global distribution of peatlands	11
1.2	Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après (MacDonald <i>et al.</i> , 2006)	16
1.3	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).	17
1.4	Décroissance de la proportion de CO ₂ de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100PgC. 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).	19
1.5	schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère	20
1.6	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)	24
2.1	Site d'études SNO	32
2.2	Carte de la tourbière de La Guette	33
2.3	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	35
2.4	Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014	36
2.5	Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014	36
2.6	Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014 . .	37
2.7	Mesures de CO ₂	40
2.8	SPIRIT	41
3.1	Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.	47
3.2	Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinale, herbacées et arbustives)	52
3.3	Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	53

3.4	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	53
3.5	Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	54
3.6	Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	54
3.7	Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	55
3.8	Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.	56
3.9	Évolution des flux de méthane moyen (N ?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	57
3.10	Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant	58
3.11	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1	59
3.12	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3	61
3.13	RE modèles avec Tair	63
3.14	RE modèles avec Tair	64
3.15	CH ₄ modèle H	64
3.16	Flux de CO ₂ interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2	67
3.17	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	68
3.18	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	68
3.19	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3	71
3.20	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	72
3.21	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	73
4.1	Prélèvement des mésocosmes	85
4.2	Schéma d'un mésocosme	86
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.	87
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.	90
4.5	Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe	93
5.1	Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).	106
5.2	Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)	107

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.	110
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).	111
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).	113
6	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	134
7	Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur	135
8	Scanne des feuilles	135
9	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	136

Liste des tableaux

1.1	Estimations des stocks de C pour différents environnements	13
1.2	Surface de tourbe utilisée selon les usages considérés (tourbières non-tropicale). Modifié d'après Joosten et Clarke (2002).	15
1.3	Vitesse apparente d'accumulation du carbon à long terme en $\text{gC m}^{-2} \text{s}^{-1}$	28
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.	66
3.2	Bilan des flux en gCm2an1	69
3.3	Bilan des flux en gCm2an1	69
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.	70
3.5	Bilan des flux de CO ₂ en gCm2an1, en utilisant PPB-2 et RE-3	73
4.1	Récapitulatif des mesures pour les deux expérimentations	85
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).	108
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}	114

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	12
⁹⁰	1.1.3 Les tourbières et les changements globaux	14
⁹¹	1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants	18
⁹²	1.2.1 GES et Tourbières	18
⁹³	1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	19
⁹⁴	1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	22
⁹⁵	1.2.4 Bilans de carbone	27
⁹⁶		
⁹⁷		
⁹⁸		

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

⁹⁹ Dans ce chapitre, nous commenceront par donner une vue de ce que sont les tour-

¹⁰⁰ bières : Que sont-elles ? Depuis quand sont-elles étudiées ? Pourquoi les a-t-on étudiés ?

¹⁰¹ Nous continuerons en entrant plus en détails sur leur fonctionnement vis à vis des flux

¹⁰² de carbone. Enfin nous verrons quels sont les facteurs contrôlant majeurs de ces flux.

¹⁰³ 1.1 Les tourbières et le cycle du carbone

¹⁰⁴ 1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies

¹⁰⁵ Définitions

¹⁰⁶ Les tourbières font partie d'un ensemble d'écosystèmes plus large que l'on appelle

¹⁰⁷ les zones humides. Ces zones humides ne sont ni des écosystèmes terrestres au sens

¹⁰⁸ strict, ni des écosystèmes aquatiques. Elles sont à la frontière entre les deux et sont

¹⁰⁹ caractérisées par un niveau de nappe élevé, proche de la surface du sol, voire au dessus.

¹¹⁰ L'omniprésence de l'eau joue fortement sur l'aération du milieu et constraint, de façon

¹¹¹ plus ou moins importante, l'accès à l'oxygène. Elles ont été définie en 1971, lors de la

¹¹² convention dite de RAMSAR¹ de la façon suivante :

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)

¹¹⁴ Les zones humides regroupent donc des écosystèmes très variés parmi lesquels les

¹¹⁵ marais, les mangroves, les plaines d'inondations et les tourbières. Leurs particularités :

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

2. Marais tourbeux situé sur une hauteur

¹¹⁶ niveau de nappe élevé et zone anaérobie importante, entraînent le développement d'une
¹¹⁷ végétation spécifique, qui s'est adaptée aux milieux fortement humides ou inondés.

¹¹⁸ Les tourbières représentent 50 à 70 % des zones humides [Joosten et Clarke \(2002\)](#).

¹¹⁹ Leur définition est variable selon les régions ((**Réf needed**), exple). Deux définitions
¹²⁰ sont régulièrement utilisées :

TOURBIÈRE :

¹²¹ Écosystèmes, avec ou sans végétation, possédant au moins 30 cm de tourbe
naturellement accumulée.

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

¹²² Cette première définition correspond au *peatland* anglo-saxon. L'épaisseur de tourbe
¹²³ accolée à cette définition peut varier selon le pays, elle est par exemple établie à 40 cm
¹²⁴ au Canada ([National Wetlands Working Group, 1997](#))

TOURBIÈRE ACTIVE :

¹²⁵ Écosystèmes dans lesquels un processus de tourbification est actif.

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

¹²⁶ Cette seconde définition correspond au *mire* anglo-saxon et peut être traduite en fran-
¹²⁷ çais par le terme de tourbière active. Les concepts derrières ces deux définitions se
¹²⁸ chevauchent mais ne sont pas complètement similaires : une tourbière drainée peut
¹²⁹ avoir plus de 30 cm de tourbe et ne plus former de tourbe, ne plus être active. À l'in-
¹³⁰ verse il peut exister des zones où l'épaisseur de tourbe est inférieure à 30 cm malgré
¹³¹ un processus de tourbification actif. Un même écosystème tourbeux pouvant d'ailleurs
¹³² avoir à la fois des zones correspondant à la première définition et d'autres à la seconde.
¹³³ Les tourbières sont donc, selon la définition utilisée, des écosystèmes contenant ou des
¹³⁴ écosystèmes formant de la tourbe. Mais qu'est ce que la tourbe ?

TOURBE :

¹³⁵ «Accumulation sédentaire de matériel composé d'au moins 30 % (matière
sèche), de matières organiques mortes.»

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

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

136 Le seuil de 30 %, souvent utilisé pour rapprocher sa définition de celle d'un sol organique (histosol) au sens large, dans lesquels sont classés la majorité des sols tourbeux.
137 D'autres définitions existent, faisant la distinction entre sols organiques et tourbes avec
138 un seuil à 75 % (Andrejko *et al.*, 1983) ou 80 % (Landva *et al.*, 1983). Il est également
139 nécessaire de préciser que, au delà de la classification utilisée, ce que les écologues
140 considèrent comme de la tourbe contient généralement 80 % de matières organiques au
141 minimum (Rydin et Jeglum, 2013b). Ce processus de formation est appelé la tourbifica-
142 tion ou turfogénèse et les matières organiques accumulées proviennent majoritairement
143 de la végétation. On définit les matières organiques de la façon suivante :
144

MATIÈRES ORGANIQUES :

145 Matières constituées d'un assemblage de composés ayant une ou plusieurs liaisons C–H. Elles 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.

146 Ces variations de définitions ajoutées aux limites floues qui peuvent exister entre
147 certains écosystèmes tourbeux et non-tourbeux rendent la cartographie de ces écosys-
148 tèmes délicate. Les estimations généralement citées évaluent la surface occupée par
149 les tourbières à environ 4 000 000 km² (Lappalainen, 1996). Cette surface correspond
150 à 2 à 3 % de l'ensemble des terres émergées du globe. Plus de 85 % d'entre elles sont
151 situées dans l'hémisphère nord, majoritairement dans les zones boréales et sub-boréales
152 (Strack, 2008) (Figure 1.1). Ce sont sur ces écosystèmes que sera focalisé ce travail, lais-
153 sant de côté les tourbières tropicales dont le fonctionnement est distinct et spécifique
154 (**Réf needed**).

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

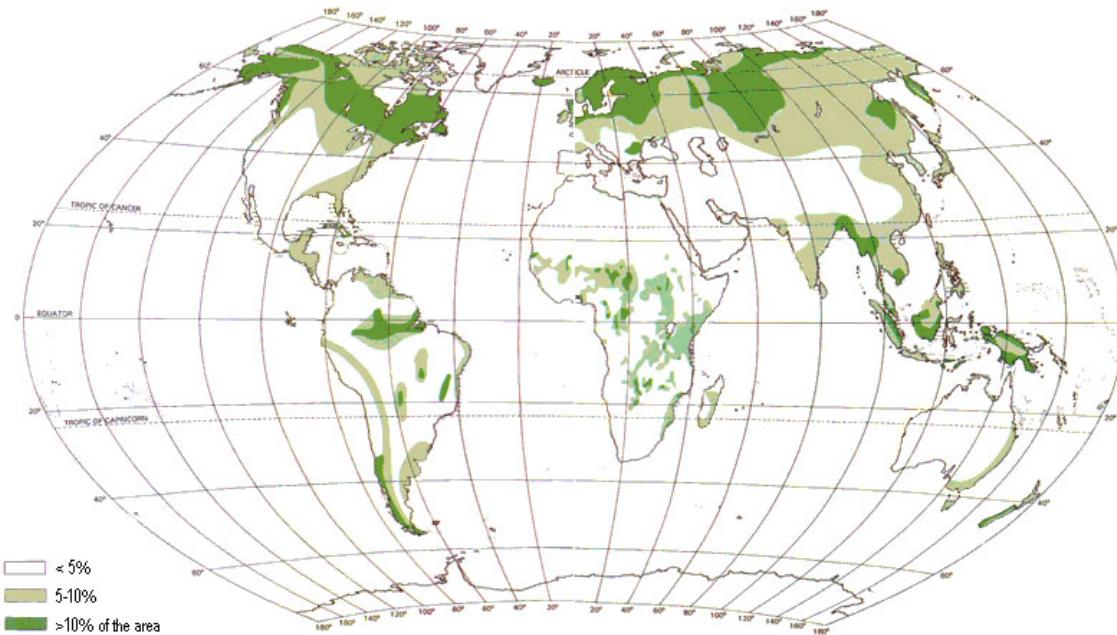


FIGURE 1.1 – Global distribution of peatlands

155 La formation des tourbières

156 L’atterrissement et la paludification sont les deux processus principaux permettant
 157 la formation des tourbières. Il s’agit pour le premier du comblement progressif d’une
 158 zone d’eau stagnante. La paludification est la formation de tourbe directement sur un
 159 sol minéral, grâce à des conditions d’humidité importante. Ces modes de formation ne
 160 sont pas exclusif, une tourbière pouvant se développer, selon les endroits considérés ou
 161 le temps, via des processus différents.

162 Classifications

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

167 Les tourbières de haut-marais ont généralement une épaisseur de tourbe supérieure
 168 à 30 cm et sont alimenté principalement alimentée par les précipitations : elles sont
 169 dites ombrotrophes. Leur surface parfois bombée (tourbières élevées ou bombées) peut
 170 également être plate ou en pente. Cette géométrie situe une partie au moins de l’éco-

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

171 système au dessus du niveau de la nappe. Elles ont une concentration en nutriments
172 relativement faible : elles sont oligotrophes et sont fortement acide avec des eaux de
173 surface dont le pH est autour de 4 voire moins.

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

180 1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales

181 Biodiversité dans les tourbières

182 Les tourbières sont le siège d'une biodiversité importante et spécifique. Ainsi les
183 Sphaignes, qui sont des bryophytes, (des mousses) sont caractéristiques des écosystèmes
184 tourbeux. Ce sont des espèces dites ingénieries, capable de modifier l'environnement
185 dans lequel elles vivent afin de l'adapter à leurs besoins. Les sphaignes sont ainsi capable
186 d'abaisser le pH, de capter des nutriments et de les séquestrer et ce même quand
187 elles n'en ont pas besoin afin d'empêcher d'autres espèces notamment vasculaire d'en
188 profiter. Plus précisément, le fait que les sphaignes captent les nutriments via leur
189 capitulum leur permet de les intercepter avant qu'ils ne soient captés par d'éventuelles
190 racines positionnées plus bas. Les sphaignes, comme de nombreuse mousses ont des
191 litières relativement récalcitrantes⁴.

192 Qualité des eaux

193 Puits de carbone

194 Par définition les tourbières stockent ou ont stocké du carbone. C'est cette fonction
195 de puits de carbone qui rend l'importance de ces écosystèmes non négligeable malgré

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	

196 la faible surface qu'ils représentent. Les estimations du stock de carbone présent dans
 197 les tourbières tempérées/boréales sont comprises entre 270 et 455 Gt C (Gorham, 1991;
 198 Turunen *et al.*, 2002). Les différences entre les estimations sont liées aux incertitudes
 199 de cartographie citées précédemment auxquelles s'ajoutent des incertitudes concernant
 200 l'épaisseur et la densité moyenne de la tourbe. Le carbone stocké dans les tourbières
 201 représente 10 à 25 % du carbone présent dans les sols et entre 30 et 60 % du stock de
 202 carbone atmosphérique.

203 Ce stock est un héritage datant des 10 derniers milliers d'années, l'holocène, période
 204 pendant laquelle se sont formés la majorité des tourbières (**Réf needed**) (Yu *et al.*,
 205 2010). Le fonctionnement naturel de ces écosystèmes permet le stockage du C. C'est un
 206 des services écologiques que rendent les tourbières et que l'on appelle la fonction puits
 207 de carbone. Cette fonction est liée au niveau élevé de la nappe d'eau, qui rend l'accès à
 208 l'oxygène est plus difficile diminuant d'autant l'activité aérobie, dont la respiration des
 209 micro-organismes et des plantes. Cela se traduit par une dégradation relativement faible
 210 des matières organiques. Elle est également liée à la production de litière récalcitrante
 211 par les bryophytes.

212 En comparaison avec un sol forestier, l'accumulation de matières organiques n'est
 213 donc pas lié à une production primaire plus forte, mais bien à une dégradation des
 214 matières produites plus faible.

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

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

²¹⁹ On défini les changements globaux comme l'ensemble des modifications environne-
²²⁰ mentales plus ou moins rapide, ayant lieu à l'échelle mondiale, quelle que soit leur ori-
²²¹ gine. Les deux contraintes développées dans cette partie sont la pressions de l'homme :
²²² contrainte anthropique, et celle du climat : contrainte climatique.

²²³ **Contrainte anthropique**

²²⁴ L'interaction entre les Hommes et les zones humides au sens large et les tourbières
²²⁵ en particulier remonte probablement à l'aube de l'humanité. De grandes découvertes
²²⁶ archéologiques ont été faites dans ces écosystèmes témoins d'époques révolues. Des
²²⁷ chemins de rondins néolithique aux crannogs de l'époque romaine ([Buckland, 1993](#)).
²²⁸ L'utilisation de la tourbe et des tourbières a du commencer relativement tôt, mais c'est
²²⁹ à partir du 17^e siècle que le drainage de ces écosystèmes, pour les convertir en terres
²³⁰ agricoles, s'est intensifié. Au 19^e siècle, l'apparition de machines permettant une ré-
²³¹ colte industrialisée de la tourbe, a développé son utilisation comme combustible. Enfin
²³² depuis le milieu du 20^e une part importante de ces écosystèmes ont été drainé pour
²³³ développer la sylviculture. Aujourd'hui l'exploitation principale de la tourbe est liée à
²³⁴ son utilisation comme substrat horticole ([Lappalainen, 1996; Chapman *et al.*, 2003](#)).
²³⁵ Suite à ces perturbations, la surface de tourbières altérée est estimée à 500 000 km² en-
²³⁶ viron, principalement du fait de leur reconversion pour l'agriculture et la sylviculture
²³⁷ ([Tableau 1.2](#)). En France, suite à leur utilisation, principalement agricole, la surface
²³⁸ des tourbières a été par deux entre 1945 et 1998, passant de 1200 km² à 600 km² ([Lap-](#)
²³⁹ [palainen, 1996; Manneville, 1999](#)).

²⁴⁰ Ces écosystèmes ont donc été et sont encore perturbés par différentes activités
²⁴¹ humaines.

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

242 Contrainte climatique

243 Comme nous l'avons dit, le stock de C accumulé par les tourbières s'est majori-
 244 tairement constitué pendant l'Holocène. À cette époque déjà ces écosystèmes étaient
 245 influencés par le climat, et leur développement n'a pas été linéaire sur ces douze derniers
 246 milliers d'années. Il est reconnu que le développement des tourbières est très important
 247 au début de cette période entre il y a 12 000 et 8000 ans ([Smith et al., 2004](#); [MacDo-](#)
 248 [nald et al., 2006](#); [Yu et al., 2009](#)). Cette période coïncide avec le maximum thermique
 249 holocène (HTM), période pendant laquelle le climat était plus chaud que aujourd'hui
 250 ([Kaufman et al., 2004](#)). Ce constat peu sembler paradoxal si l'on considère que dans
 251 la littérature concernant les tourbières et le réchauffement actuel, la crainte de voir
 252 ces écosystèmes se transformer en source de C est majoritaire. Cependant ces même
 253 auteurs qui ont montré cette relation, entre le HTM et le développement important des
 254 tourbières, ne préjugent pas de l'effet du réchauffement actuel. Notamment [Jones et Yu](#)
 255 ([2010](#)) expliquent que pendant cette période de maximum thermique, existe également
 256 une saisonnalité très importante, avec des été chauds et des hivers froid, qui a dû en
 257 minimisant la respiration hivernale de ces écosystèmes, jouer un rôle important dans
 258 leur développement.

259 Cette forte saisonnalité n'est pas attendue lors du réchauffement actuel. L'effet
 260 estimé dans les hautes latitudes, semble plus important pendant l'hiver et l'automne,
 261 et tendrait donc à la minimiser ([Christensen et al., 2007](#)). Les effets directs attendus

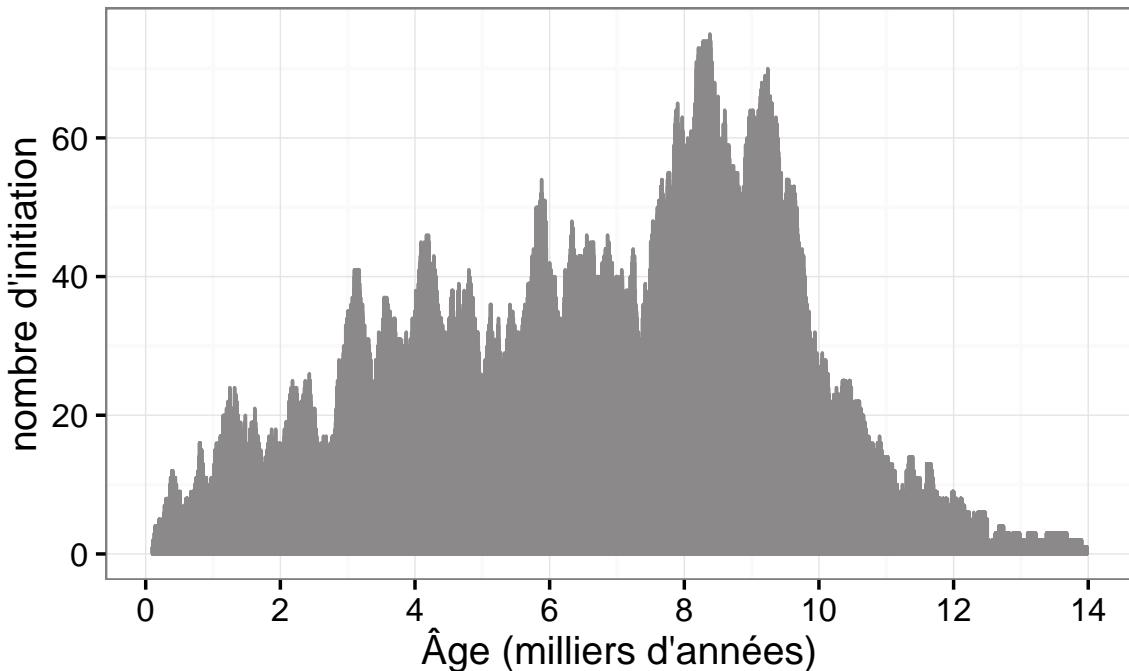


FIGURE 1.2 – Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après ([MacDonald *et al.*, 2006](#))

262 du réchauffement dans les hautes latitudes sont une augmentation des températures de
263 2 à 8 °C dans les zones boréales, et de 2 à 6 °C dans les zones tempérées, ainsi qu'une
264 augmentation probable des précipitations ([Christensen *et al.*, 2013; Frolking *et al.*,](#)
265 [2011](#)). De façon plus indirecte est attendue la fonte du permafrost, l'augmentation de
266 l'intensité et de la fréquence de feux et des changements dans les compositions des
267 communautés végétales.

268 Les tourbières, qui ont accumulées un stock de carbone important, sont donc sou-
269 mises à des contraintes fortes. Afin de mieux cerner le devenir de ce carbone, l'étude de
270 ces écosystèmes, des flux de gaz qu'ils échangent avec l'atmosphère, est une nécessité.

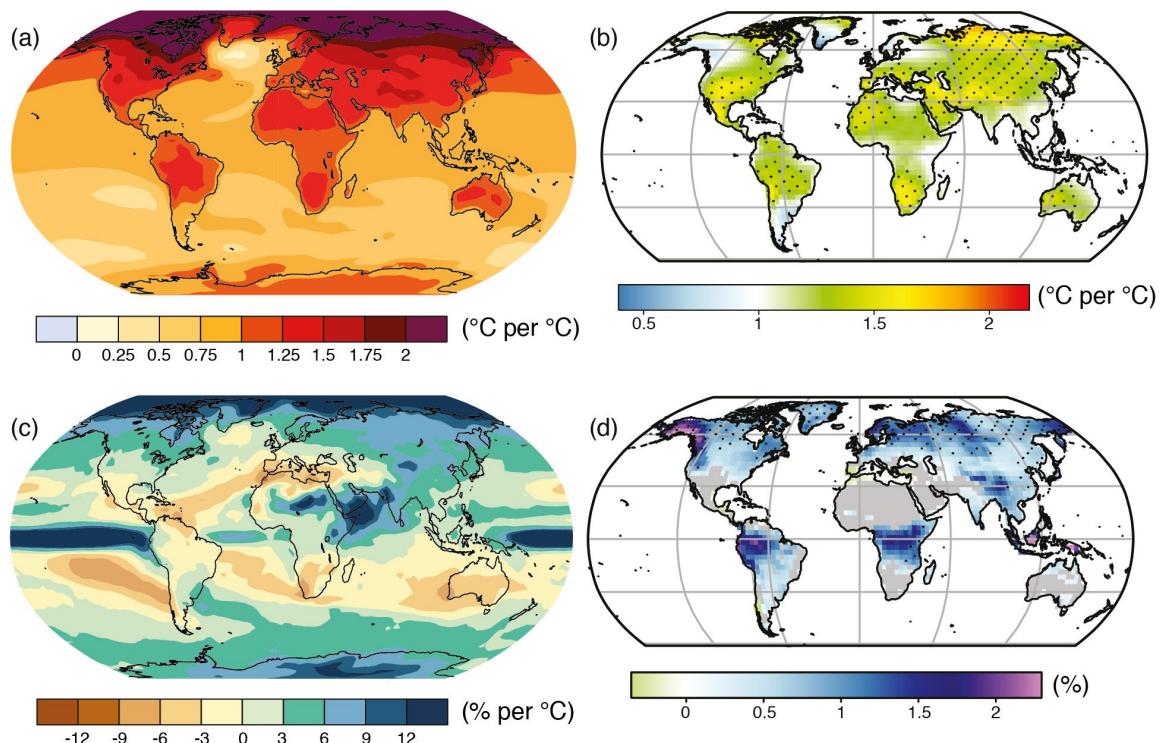


FIGURE 1.3 – Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90^e percentile des températures journalières maximum par °C de changement 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).

₂₇₁ 1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs
₂₇₂ contrôlants

₂₇₃ 1.2.1 GES et Tourbières

₂₇₄ Dans l'atmosphère le carbone est principalement présent dans l'atmosphère sous
₂₇₅ forme de dioxyde de carbone (CO_2) et de méthane (CH_4).

₂₇₆ La concentration en CO_2 dans l'atmosphère fluctuait avant l'ère industrielle entre
₂₇₇ 180 et 290 ppm. En 1750 au début de l'ère industrielle sa concentration était toujours
₂₇₈ de 280 ppm avant d'augmenter pour atteindre 391 ppm aujourd'hui (en 2011) (Ciais
₂₇₉ *et al.*, 2014). Différents processus permettent d'extraire du CO_2 de l'atmosphère, la
₂₈₀ photosynthèse, la dissolution du CO_2 dans l'océan et enfin l'altération de silicate et les
₂₈₁ réactions avec le carbonate de calcium. Ces processus s'effectuent avec des échelles de
₂₈₂ temps différentes, en conséquence après une émission de CO_2 , il ne reste que 40 % de
₂₈₃ cette émission après 100 ans, mais il reste toujours plus de 20 % après 1000 ans et plus
₂₈₄ de 10 % après 10 000 ans (Joos *et al.*, 2013; Ciais *et al.*, 2014) (Figure 1.4).

₂₈₅ La concentration en méthane de l'atmosphère est estimée à 350 ppb il y a 18 000 ans
₂₈₆ environ lors de la dernière glaciation, à 720 ppb en 1750, et à 1800 ppb aujourd'hui (ou
₂₈₇ plutôt en 2011) (Ciais *et al.*, 2014). À l'inverse du CO_2 sa durée de vie dans l'atmosphère
₂₈₈ est limitée : moins de 10 ans (Lelieveld *et al.*, 1998; Prather *et al.*, 2012). Malgré sa faible
₂₈₉ durée dans l'atmosphère son potentiel de réchauffement global (PRG) est important 72
₂₉₀ à 20 ans. Les zones humides sont la première source naturelle de CH_4 atmosphérique
₂₉₁ pour avec un flux à l'échelle globale estimé entre 145 et 285 Tg an^{-1} (Lelieveld *et al.*,
₂₉₂ 1998; Wuebbles et Hayhoe, 2002; Ciais *et al.*, 2014) (Tableau ?). Les tourbières de
₂₉₃ l'hémisphère nord comptent pour 46 Tg an^{-1} (Gorham, 1991) (pas de source plus
₂₉₄ récente ?).

₂₉₅ À l'échelle globale, le stockage de C par les tourbières, prenant en compte à la fois

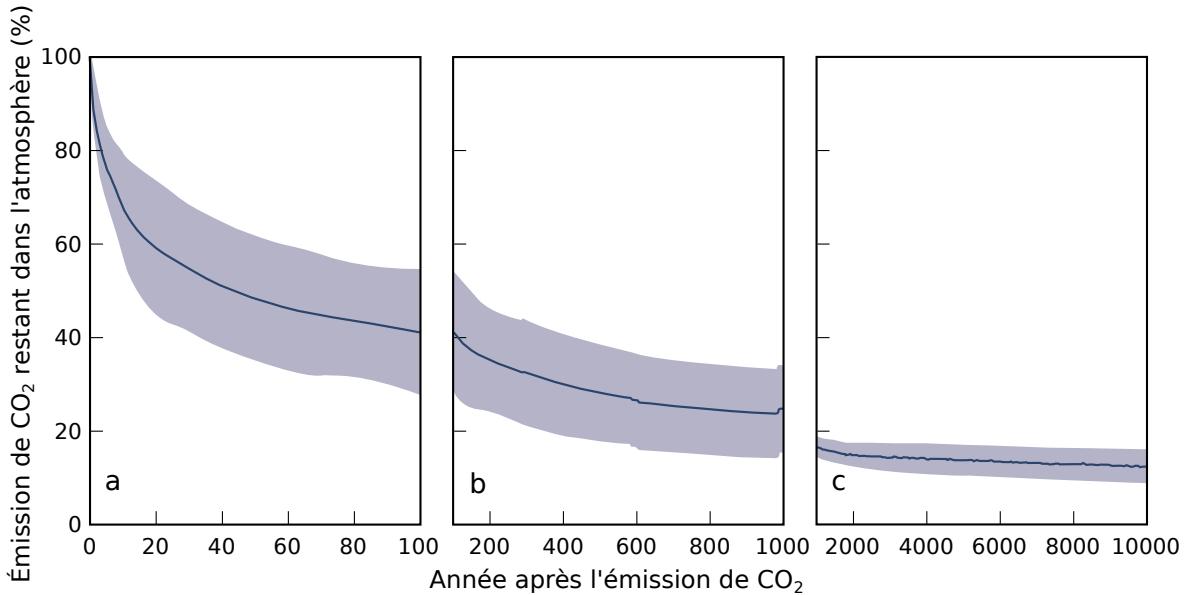


FIGURE 1.4 – Décroissance de la proportion de CO₂ de l’atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d’autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d’après (Ciais *et al.*, 2014).

²⁹⁶ le CO₂ et le CH₄, est estimé à 70 Tg an⁻¹ (Clymo *et al.*, 1998).

²⁹⁷ 1.2.2 Les flux entre l’atmosphère et les tourbières

²⁹⁸ De l’atmosphère à l’écosystème

Avant de stocker et de conserver du carbone, le faut le capturer. Ce transfert du carbone de l’atmosphère à la tourbe se fait sous la forme de CO₂, assimilé par la photosynthèse, principalement des végétaux supérieurs, et éventuellement, bien que dans de moindre proportions, par des algues, des lichens ou des bactéries photosynthétiques Girard *et al.* (2011). On peut écrire la réaction de photosynthèse de la façon suivante :



²⁹⁹ Ce flux est généralement appelé **Production Primaire Brute** (PPB), *Gross Primary Production*, (GPP) en anglais (Figure 1.5). Les tourbières sont des écosystèmes dont ³⁰⁰ la production primaire est estimée à environ 500 gC m⁻² (Francez, 2000). Si la photosynthèse est un processus majeur d’assimilation du CO₂, il existe d’autres voies mé-

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

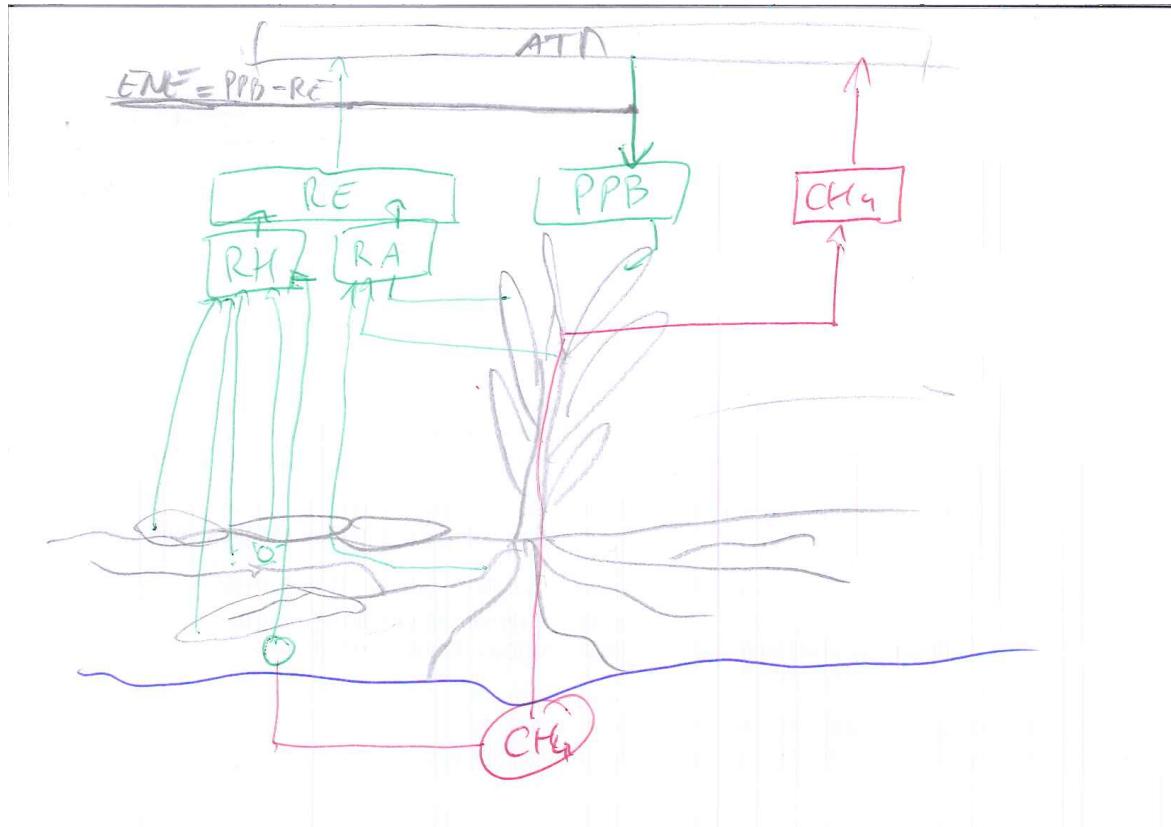


FIGURE 1.5 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

303 taboliques permettant la capture du CO₂ de l'atmosphère. Ainsi les micro-organismes
304 chemolithotrophes (**expliquer**) sont capables d'assimiler le CO₂ en utilisant l'énergie
305 issue de l'oxydation de composés inorganiques.

306 Les voies métaboliques permettant l'assimilation du CO₂ sont plutôt bien connues et
307 le fait que les substrats de départ de varient pas (mal dit..) a permis une compréhension
308 relativement fine du processus (Farquhar *et al.*, 1980). Cependant une fois assimilé par
309 la végétation le devenir du carbone est moins direct. À plus long terme, et après son
310 assimilation par la plante, le carbone est stocké principalement à travers la partie non
311 décomposée des litières végétales. Litières qui à force de compressions et de tassements
312 va devenir de la tourbe.

313 Il n'y a pas de flux direct de CH₄ de l'atmosphère vers les écosystèmes terrestres,
314 la majorité du méthane atmosphérique, 90 %, réagit avec des radicaux hydroxyles,
315 principalement dans la troposphère où il sera un précurseur de l'ozone

316 De l'écosystème à l'atmosphère

317 Les sources de carbone émises par les tourbières vers l'atmosphère sont multiples.

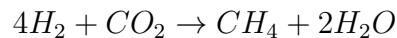
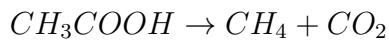
318 D'abord différents gaz peuvent être émis, notamment le CO₂ et le CH₄, éventuellement
319 du N₂O, et certains d'entre eux peuvent avoir plusieurs sources.

320 Le CO₂ est émis dans l'atmosphère à travers différents processus, la respiration
321 aérobie (le plus gros contributeur), les respirations anaérobies ou fermentations (e.g.
322 du glucose, de l'acétate), ou encore l'oxydation du méthane. Les principales sources de
323 CO₂, sont représentées dans la figure 1.5. La ou plutôt les respirations sont généralement
324 séparées en deux. D'un côté la respiration végétale, que ce soit celle de feuilles, des tiges,
325 des racines et que l'on appelle la **respiration autotrophe**. De l'autre rassemblé sous le
326 vocable de **respiration hétérotrophe**, la respiration de la rhizosphère, liée à l'émission
327 d'exsudats par les racines, la décomposition des litières et des matières organiques, la
328 respiration de la faune et l'oxydation du CH₄ par les organismes méthanotrophes. On
329 appelle **Respiration de l'Écosystème** (RE) l'ensemble des respirations autotrophe
330 et hétérotrophe, en incluant à la fois ses composantes aérienne et souterraine. On la
331 distingue de la respiration du sol qui est définie comme l'ensemble des respirations de
332 la colonne de sol, en excluant la partie aérienne. La production de CO₂ est donc un
333 signal intégré sur l'ensemble de la colonne de tourbe. C'est cette multitude de processus
334 qui rend l'estimation de ce flux difficile, en effet chacune des respirations n'aura pas la
335 même sensibilité vis à vis de facteurs contrôlant.

336 La strate muscinale pouvant jouer/participer/produire jusqu'à 80 % de la produc-
337 tion primaire ([Francez, 2000](#)). Cette production primaire n'est pas particulière élevée
338 (**Réf needed**) et c'est en fait la faible décomposition des matières organiques qui per-
339 met aux tourbières de stocker du carbone. L'accumulation moyenne estimée dans les
340 tourbières boréales est de 30 gC m⁻². Le taux d'accumulation varie en fonction des
341 espèces végétales présentes ((**Réf needed**)), le niveau d'eau ((**Réf needed**)), ... (??)

342 Conséquence du niveau de nappe élevé des tourbières, le développement d'une zone
343 anoxique importante dans la colonne de sol favorise la production de CH₄. En moyenne
344 des flux de CH₄ mesurés dans les tourbières s'étendent de 0 à plus 0,96 µmol m⁻² s⁻¹,

345 avec généralement des flux compris entre 0,0048 et 0,077 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Blodau, 2002).
346 Le CH₄ est principalement produit à partir d'acétate (CH₃COOH) ou de dihydrogène
347 (H₂), ces deux composés étant dérivés de la décomposition préalable de matières orga-
348 niques (Lai, 2009).



349 Le CH₄ produit est transporté dans l'atmosphère par diffusion, ébullition ou à travers
350 certaines plantes (Joabsson *et al.*, 1999; Colmer, 2003). Pendant ce transport le CH₄
351 peut être oxydé par des organismes méthanotrophes. Cette transformation produit
352 tour à tour différents composés (méthanol, formaldéhyde, formate) aboutissant à la
353 production de CO₂ (Whalen, 2005).



354 Le méthane (Lai2009, seger1998, barlett1993 review)

355 1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux

356 Les facteurs qui contrôlent ces flux de carbone sont globalement connus : la tempé-
357 rature, le niveau de la nappe et la végétation. L'augmentation de la vitesse de réaction
358 de nombreuses réactions biochimiques avec la température est connue depuis long-
359 temps. Elle a été mise en évidence par un chimiste suédois en 1889 : Svante August
360 Arrhenius sur la base de travaux réalisés par un autre chimiste, néerlandais, Jaco-
361 bus Henricus Van't Hoff. Depuis, de nombreuses mesures de terrain confirment cette
362 relation (**Réf needed**). La photosynthèse et l'ensemble des respirations sont donc
363 contrôlées, au moins en partie, par la température. L'hydrologie est un autre facteur
364 contrôlant majeur. Le niveau de la nappe, défini ici comme la distance entre la sur-
365 face du sol de l'écosystème et le toit de l'aquifère/l'eau libre/la zone saturée, sépare la
366 colonne de tourbe en une zone oxique, et une zone anoxique. L'épaisseur relative de

ces deux zones va influer sur la production du CO₂, majoritairement produit dans la zone oxique, et du CH₄ produit dans la zone anoxique. Le niveau de la nappe constraint également le teneur en eau du sol et la hauteur de la frange capillaire qui va influer sur la végétation (Laiho, 2006). La végétation est également un facteur important. D'abord car elle exerce une influence directe sur les flux, avec d'un côté la photosynthèse et les respirations des plantes vivantes, ou la décomposition des plantes mortes. La composition des communautés végétales va également influer sur le potentiel photosynthétique de l'écosystème, ce potentiel pouvant varier selon le végétal considéré Moore *et al.* (2002), et sur la vitesse de décomposition des litières qui peut également varier en fonction du végétal. De façon plus indirecte, la végétation peut également stimuler la respiration des micro-organismes présent dans la rhizosphère⁵ via la libération d'exsudats racinaires Moore *et al.* (2002). Enfin certaines plantes vasculaires, adaptées aux conditions de saturations en eau, peuvent faciliter l'échange de gaz entre l'atmosphère et l'écosystème grâce à un espace intercellulaire agrandi, l'Aerenchyme.

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

Facteurs contrôlant la production primaire brute

Le premier facteur contrôlant la PPB est bien sur la végétation et notamment la composition végétale des communautés présentes. Les bryophytes n'ont pas la même productivité primaire que les graminées ou que les arbustes. En plus de ces différences entre groupes de végétaux, il existe également des différences de productivité pour un même groupe selon le type de tourbière (Moore *et al.*, 2002 dans Rydin et Jeglum, 2013b) . Alors que dans les tourbières de haut-marais, les sphagnes et les arbustes ont une productivité importante, les herbacées et graminées ont une productivité beaucoup plus faible. À l'inverse ce sont les herbes et les graminées qui ont la plus forte producti-

5. zone du sol impacté par les racines

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

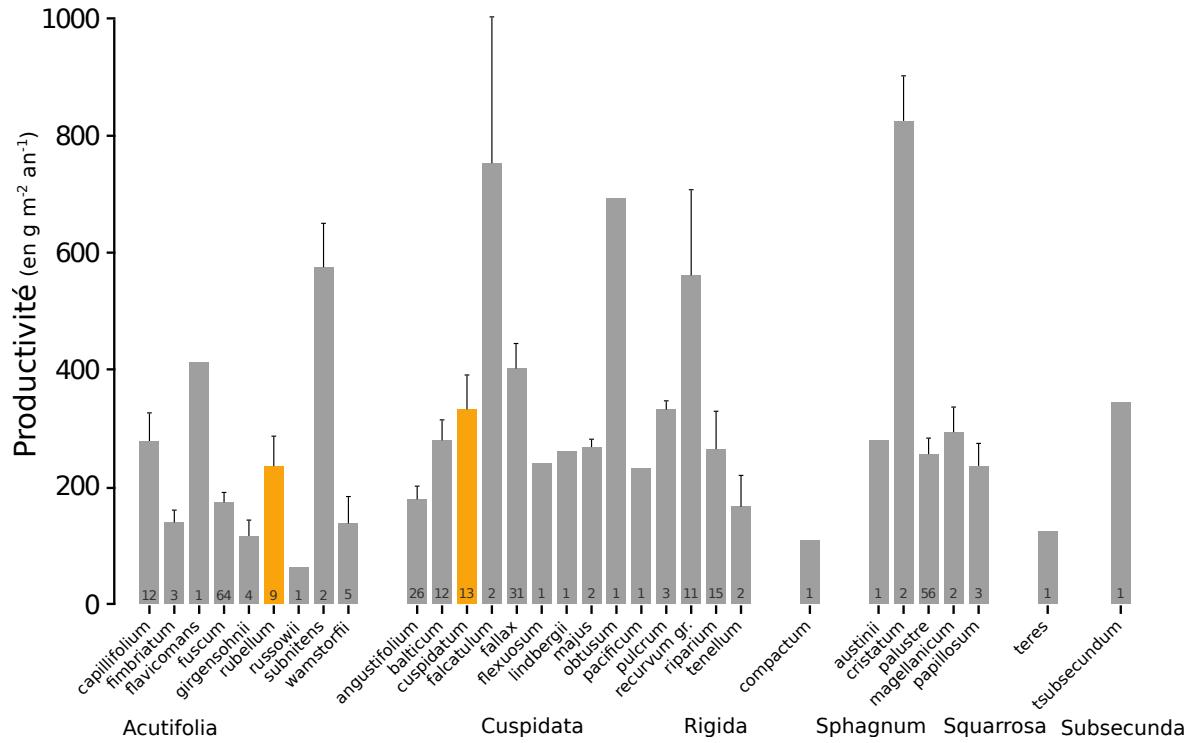


FIGURE 1.6 – Productivités moyennes des espèces de sphaignes en $\text{g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$. Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié d'après Gunnarsson (2005)

394 vité dans les tourbières de bas-marais pauvres. Elles sont suivie par les sphaignes puis
 395 les arbustes. Au sein même de ces groupes la productivité peut varier de façon impor-
 396 tante, c'est ce que montrent Gunnarsson (2005) avec les sphaignes, dont la productivité,
 397 selon l'espèce et les conditions dans lesquelles elle vit, varie fortement (Figure 1.6).

398 L'effet d'une variation du niveau de la nappe et de la température, jouant sur
 399 la végétation va également jouer sur la PPB. Distinguer ces deux facteurs n'est pas
 400 anodin, la majorité des études réalisées sur le terrain montre les effets des deux fac-
 401 teurs combinés. Ainsi Cai *et al.* (2010) ont montré que des conditions plus chaudes
 402 et sèches pouvaient augmenter la PPB. L'effet du niveau de la nappe peut varier se-
 403 lon le contexte : Dans une étude des effets à long terme de variation du niveau de la
 404 nappe, Ballantyne *et al.* (2014) montrent qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne
 405 une augmentation de la PPB en facilitant l'accès des plantes vasculaire à l'oxygène
 406 et aux nutriments. Paradoxalement, la hausse d'un niveau de nappe, initialement bas
 407 et entraînant un stress hydrique important, conduira également à une augmentation

408 de la PPB ([Strack et Zuback, 2013](#)). Ces effets sont variables selon les communautés
409 végétales et le contexte dans lequel elles se trouvent. Pour un gradient de niveau de
410 nappe qui augmente dans une tourbière de haut-marais, [Weltzin et al. \(2000\)](#) montent
411 une diminution de la productivité des arbustes, tandis que celle des graminées n'est
412 pas affectée. À l'inverse, pour un gradient similaire dans une tourbière de bas-marais,
413 la productivité des arbustes n'est pas affectés tandis que celle des graminées augmente.
414 Un opposition similaire est également relevé concernant les graminées soumises à un
415 traitement infra-rouge afin de les réchauffer. Ces dernières voient leur productivité di-
416 minuer dans la tourbière de haut-marais et augmenter dans la tourbière de bas-marais.
417 [Munir et al. \(2015\)](#) isolent également l'effet de la température en utilisant des OTC
418 (*Open Top Chamber*). Ces dispositifs, ressemblant à des serres ouvertes, permettent de
419 réchauffer une zone de la tourbière. Ils montrent que dans les zones sans manipulation
420 du niveau de la nappe, le réchauffement des OTC, augmente la PPB.

421 Facteurs contrôlant la respiration de l'écosystème

422 Un facteur majeur contrôlant la RE est la température. Dans des conditions plus
423 sèches et plus chaude [Cai et al. \(2010\)](#) qui montrait une augmentation de la PPB,
424 montre une augmentation plus importante encore de la RE. [Updegraff et al. \(2001\)](#)
425 montrent, dans une expérimentation à base de mésocosme, que la respiration de l'éco-
426 système est contrôlée presque exclusivement par la température du sol. La modélisation
427 de ce flux se fait donc généralement en utilisant la température que se soit celle de l'air
428 ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) ou celle du sol à différentes profondeurs ([Görres et al., 2014](#);
429 [Zhu et al., 2015](#)).

430 Le niveau de nappe, conditionnant l'accès à l'oxygène, joue également un rôle im-
431 portant. Un niveau qui diminue se traduit généralement pas une hausse de la RE que
432 ce soit à long terme ([Strack et al., 2006; Ballantyne et al., 2014](#)) ou à plus court terme
433 (**Réf needed**).

434 Facteurs contrôlant l'ENE

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

448 À noter un article particulièrement intéressant ([Lund et al., 2012](#)) dans lequel,
449 dans un même site une baisse du niveau de la nappe 2 années différentes entraînera une
450 baisse de l'ENE dans les 2 cas, mais dans l'un des cas cette baisse est contrôlée par
451 un augmentation de la respiration et dans l'autre cas cette baisse est contrôlée par une
452 diminution de la photosynthèse.

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

456 Facteurs contrôlant les flux de méthane

457 Le niveau de la nappe et la température semblent être les facteurs prépondérants du
458 contrôle des flux de méthane

459 La prépondérance relative de ces différents flux, contrôlée par les conditions envi-
460 ronnementales, va donc impacter le fonctionnement des tourbières. Soit elles stockent
461 du carbone, en accumulant des matières organiques, et donc fonctionnent comme des

⁴⁶² puits ou soit elle relâchent du carbone et fonctionnent comme des sources.

⁴⁶³ L'étude individuelle de tel ou tel flux avec tel ou tel facteur contrôlant est nécessaire
⁴⁶⁴ afin de comprendre ce qu'il se passe au niveau des processus. Il est tout aussi nécessaire
⁴⁶⁵ d'arriver à intégrer l'ensemble de la complexité naturelle. C'est l'intérêt d'établir des
⁴⁶⁶ bilans de carbone.

⁴⁶⁷ 1.2.4 Bilans de carbone

⁴⁶⁸ Le calcul d'un bilan de carbone à l'échelle d'un écosystème permet de détermi-
⁴⁶⁹ ner si l'équilibre (où le déséquilibre) des flux tend à stocker du carbone, le système
⁴⁷⁰ fonctionnant alors comme un puits, ou à libérer du carbone, le système fonctionnant
⁴⁷¹ alors comme une source. Il existe différentes façons de réaliser le bilan de carbone d'une
⁴⁷² tourbière que l'on peut séparer en deux approches principales. La première approche
⁴⁷³ consiste à utiliser l'archive tourbeuse pour estimer des vitesses d'accumulation de la
⁴⁷⁴ tourbe. Cette méthode permet d'étudier la fonction puits sur des temps longs (derniers
⁴⁷⁵ millénaires) et de lier d'éventuels changements dans les vitesses d'accumulation à des
⁴⁷⁶ facteurs environnementaux. La seconde approche se base d'avantage sur des mesures
⁴⁷⁷ actuelles des différents flux afin d'étudier, sur des temps forcément plus courts, l'évolu-
⁴⁷⁸ tion de la prépondérance puits/source d'un écosystème. Les deux approches sont donc
⁴⁷⁹ complémentaires.

⁴⁸⁰ passé

⁴⁸¹ long-term apparent rate of carbon accumulation (LORCA) datations + dry bulk
⁴⁸² density + carbon content (Tableau 1.3)

⁴⁸³ tableau LORCA ajouter colonne contexte (exple : 7 tourbières ombro-
⁴⁸⁴ tropes)

⁴⁸⁵ présent

⁴⁸⁶ Dans cette approche on estime les flux actuels de carbone entrant et sortant de
⁴⁸⁷ l'écosystème afin de déterminer un bilan. Un certain nombre de flux de carbone sont

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

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

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

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

489 — ENE : Échange Net de l'Écosystème

490 — PPB : Production Primaire Brute

491 — Re : Respiration de l'Écosystème

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

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

494 — F_{CH₄} : Flux de Méthane

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

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

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

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

500 Dans les tourbières, les flux de CO₂ sont généralement les plus importants (**Réf**
501 **needed**), puis les flux de CH₄ et/ou de COD et enfin les flux de COP.

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

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

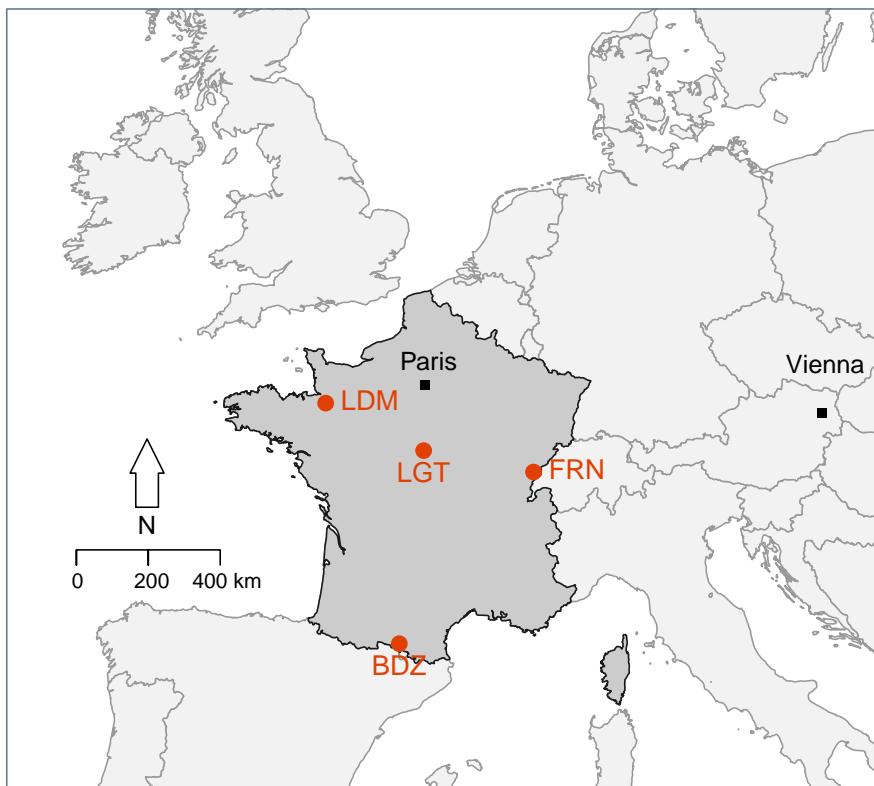
506 2 Sites d'études et méthodologies employées

507

508	2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	32
509	2.2 Autres sites du service national d'observation	37
510	2.3 Mesures de flux	38
511	2.3.1 Présentation des méthodologies possibles	38
512	2.3.2 Les mesures de CO ₂	39
513	2.3.3 Les mesures de CH ₄	42
514	2.3.4 Le calcul des flux	43
515	2.4 Facteurs contrôlants	43
516	2.4.1 acquisitions automatisées	43
517		
518		
519		

520 2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

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



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

FIGURE 2.1 – Site d'études SNO

524 La tourbière de La Guette est située à Neuvy-sur-Barangeon, en Sologne, ($N\ 47^{\circ}19'44''$,
525 E $2^{\circ}17'04''$) dans le département du Cher (Figure 2.1). Le site s'étend sur une surface
526 d'une vingtaine d'hectare avec une géométrie relativement allongée 2.2. Cette surface
527 la classe parmi les plus grandes de Sologne. L'épaisseur moyenne de la tourbe est de
528 80 cm avec des maximums locaux atteignant 180 cm. La tourbière de La Guette est pro-
529 bablement topogène (**Réf needed**), formée par l'accumulation d'eau de pluie dans une
530 cuvette imperméabilisée par une couche d'argile issue d'alluvions de la rivière du même
531 nom (La Guette). Les précipitations annuelles moyennes sur le site sont de 880 mm et

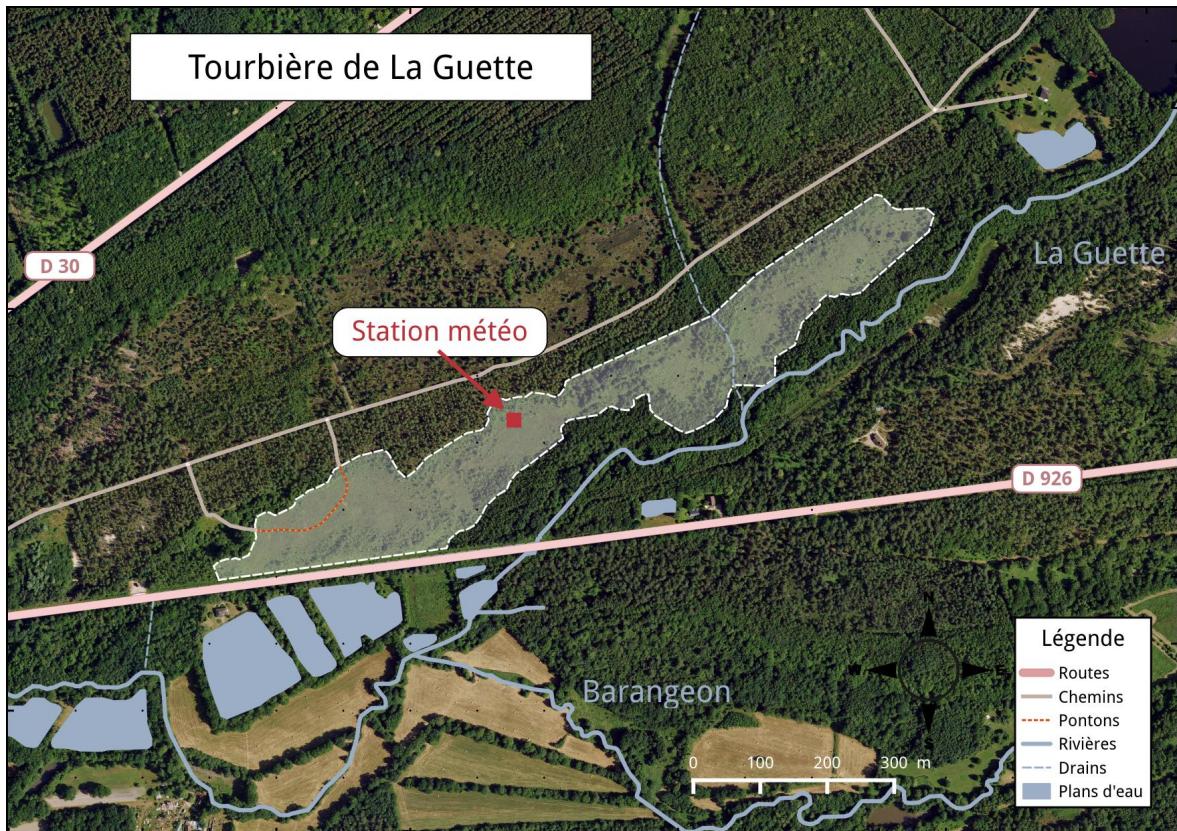


FIGURE 2.2 – Carte de la tourbière de La Guette

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

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

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

2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

546 (2015) a pu calculé, grâce à l'étude de photos aérienne, la vitesse de fermeture du site,
547 entre 1945 et 2010, estimée à $2020 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$ avant l'incendie de 1976 et à $3469 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$
548 après. La tourbière est également envahie de façon importante par la molinie bleue
549 (*Molinia caerulea*) de la famille des *Poaceae* (Figure 2.3c). Leur présence favorisant la
550 dégradation des matières organiques (Gogo *et al.*, 2011). Sont également présentes sur
551 le site un certain nombre d'espèces caractéristiques des tourbières comme les sphaignes,
552 principalement *Sphagnum cuspidatum* et *Sphagnum rubellum*, qui forment des tapis.
553 Un tapis de sphaignes en cours de formation est visible sur la photo 2.3a. Sur cette
554 même photo sont également visible des Linaigrettes à feuilles étroites (*Eriophorum*
555 *angustifolium*), une plante de la famille des *Cyperaceae* caractéristique des marais et
556 des landes tourbeuses (Rameau *et al.*, 2008). Des bruyères sont également présentes de
557 façon importante sur le site avec notamment *Erica tetralix*, parfois appelée la Bruyère
558 des marais, de la famille des *Ericaceae* (Figure 2.3b). De la même famille est présente
559 sur le site, mais de façon moins omniprésente, la Callune (*Calluna vulgaris*). L'ensemble
560 de ces espèces tendent à préférer les milieux riches en matières organiques et pauvres
561 en nutriment (tela-botanica). D'autres espèces sont présentes sur ce site notamment,
562 *Rhynchospora alba* de la famille des *Cyperaceae*, *Juncus bulbosus*(image annexe ?),
563 de la famille de *Juncaceae*, et des Droséras, une plante insectivore, de la famille des
564 *Droseraceae* (Annexe A, Figure 6a) .

565 Au cours des dernières années, les précipitations sont relativement différentes avec
566 deux années plus sèche que la moyenne avant 2013 et deux années plus humide en 2013
567 et 2014 (Figure 2.4). On observe également cette dualité au niveau du niveau de la
568 nappe. Avant 2013 les étés sont marqués par des étiages important avec des baisses du
569 niveau de nappe allant jusqu'à -60 cm en 2012 (Figure 2.5). Après 2013, les étiages
570 sont beaucoup moins importants sur le site (Figure 2.6). Les variations inter-annuelles
571 de la température moyenne de l'air semblent moins marquées. L'année 2011 est très
572 proche de 2014 avec une température moyenne supérieure à 11°C . De la même façon
573 les années 2012 et 2013 sont très proche avec des température moyenne inférieure à
574 10°C .



(a) *Sphagnum – Eriophorum austifolium*



(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

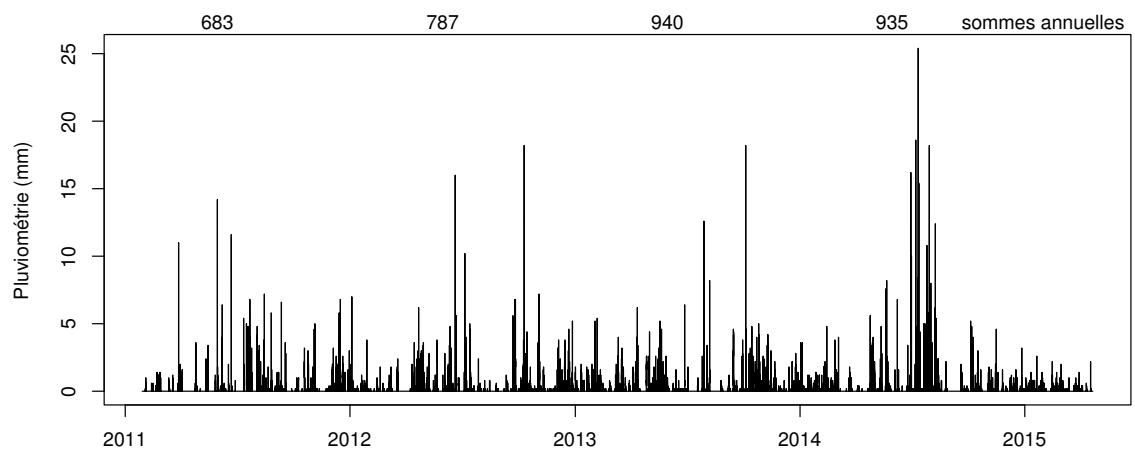


FIGURE 2.4 – Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014

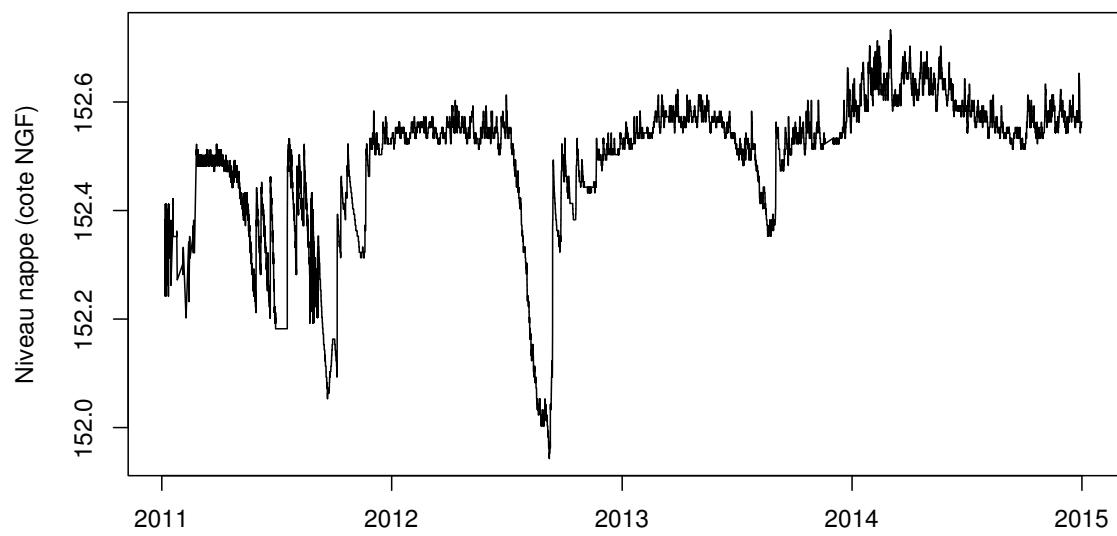


FIGURE 2.5 – Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014

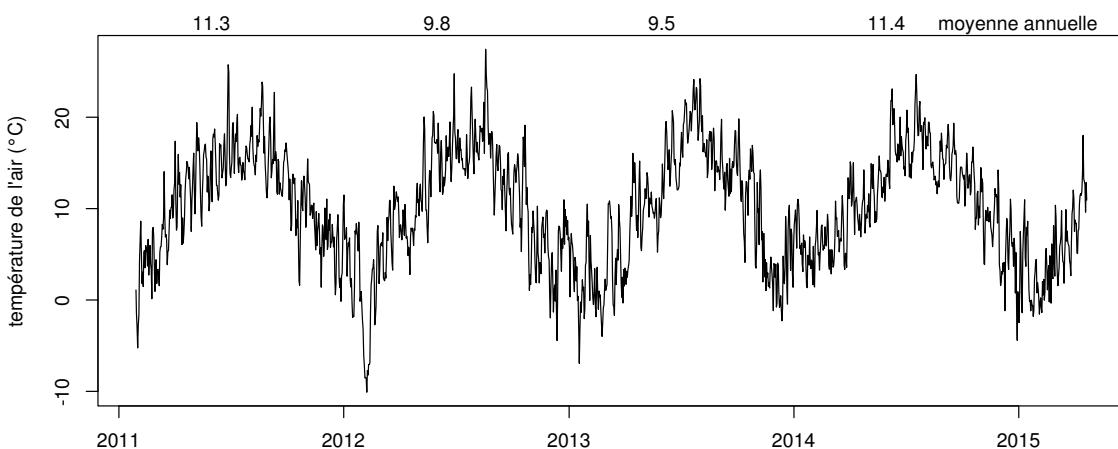


FIGURE 2.6 – Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014

⁵⁷⁵ 2.2 Autres sites du service national d'obser- ⁵⁷⁶ vation

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

585 Au sein de ses sites de nombreuses mesures ont été effectuées et notamment des
586 mesures de flux de GES notamment le CO₂ et le CH₄. La méthodologie utilisée pour
587 les mesurer étant transverse aux différentes expérimentations elle sera détaillée dans
588 ce chapitre.

₅₈₉ 2.3 Mesures de flux

₅₉₀ 2.3.1 Présentation des méthodologies possibles

₅₉₁ De nombreuses techniques permettent de mesurer des flux de gaz, avec en premier
₅₉₂ lieu les méthodes de chambres.

₅₉₃ Les chambres peuvent être ouvertes, c'est à dire que la mesure se fait lorsque le
₅₉₄ gaz à l'intérieur de la chambre à l'équilibre avec celui à l'extérieur, ou fermées, dans
₅₉₅ ce cas le gaz à l'intérieur de la chambre n'est pas à l'équilibre avec celui à l'extérieur.
₅₉₆ Elles peuvent également être dynamique, lorsqu'un système de pompe, permettant
₅₉₇ notamment de transporter le gaz jusqu'à l'analyseur, est présent. Ou statique si le
₅₉₈ système est sans flux artificiel.

₅₉₉ Trois grandes techniques de chambre existent. D'abord les chambres **dynamiques**
₆₀₀ **ouvertes** qui se basent sur un état d'équilibre et mesurent une différence de concen-
₆₀₁ tration d'un gaz dont une partie passe par la chambre et l'autre non. Cette méthode
₆₀₂ nécessite un système de pompe et donc le passage d'un flux. Ensuite les chambres **dy-
namiques fermées** qui mesurent l'évolution de la concentration du gaz au sein de la
₆₀₄ chambre à l'aide d'un système de pompe permettant l'envoi du gaz dans un analyseur
₆₀₅ externe. Enfin les chambres **statiques fermées** qui mesurent également l'évolution de
₆₀₆ la concentration du gaz au sein de la chambre sans qu'un système de pompe ne soit
₆₀₇ présent. Dans ce cas soit l'analyseur est présent dans la chambre, soit des prélèvements
₆₀₈ sont fait à intervalles réguliers puis analysés par la suite en chromatographie gazeuse.

₆₀₉ Il faut noter que les dénominations anglaises de ces méthodes doit faire l'objet d'une
₆₁₀ attention particulière. *Closed chamber* par exemple est parfois utilisé pour se référer
₆₁₁ à l'état ou non d'équilibre, comme défini dans ce document, mais parfois également
₆₁₂ pour désigner les méthodes de chambre sans système de flux ce qui peut prêter à
₆₁₃ confusion [Pumpenan et al. \(2004\)](#). Souvent utilisées les dénominations *open/closed* et
₆₁₄ *dynamic/static* sont décrites dans [Luo et Zhou \(2006b\)](#), une autre convention peut être
₆₁₅ rencontrée : *flow-through/non-flow-through* et *steady state/non-steady state* [Livingston](#)

616 et Hutchinson (1995)

617 Ces différentes méthodes ont divers avantages et inconvénients.

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

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

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

623 2.3.2 Les mesures de CO₂

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

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

636 Pour les raisons détaillée précédemment, la méthode mise en œuvre est celle de
637 la chambre statique fermée, aucun système de pompe n'est donc utilisé. la chambre
638 est posée sur l'embase, elle contient l'analyseur de CO₂ qui mesure la variation de
639 la concentration en gaz au cours du temps. Un ventilateur de faible puissance est
640 également présent à l'intérieur de la chambre afin d'homogénéiser l'air. 1 à 3 min de
641 stabilisation sont nécessaires après la pose de la chambre afin d'éviter les effets pouvant
642 y être liés. Ensuite l'enregistrement est lancé, avec l'acquisition toutes les 5 s pendant
643 5 min de la concentration en CO₂, de la température et de l'humidité. La mesure se

2.3. Mesures de flux

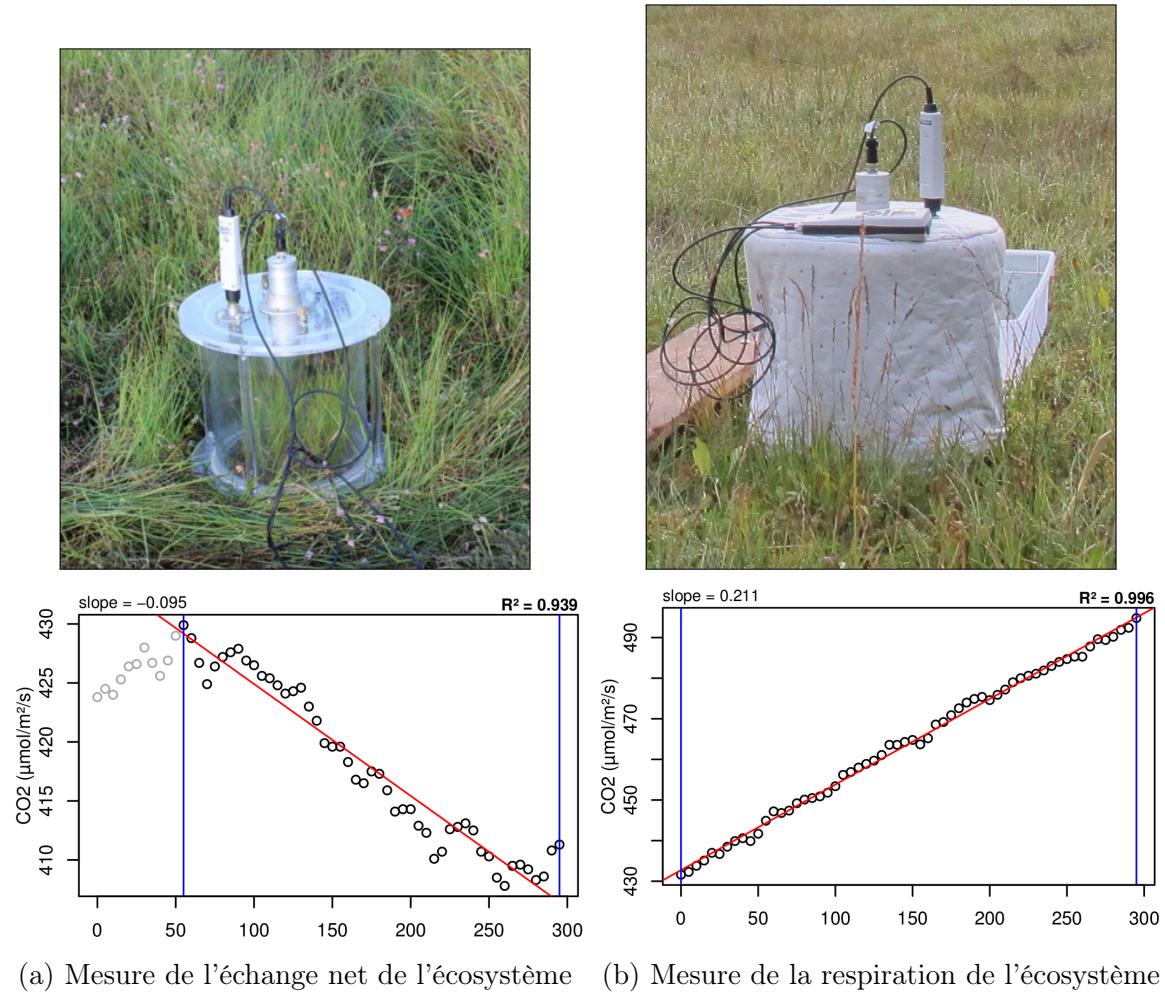


FIGURE 2.7 – Mesures de CO₂

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

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



FIGURE 2.8 – SPIRIT

656 bacées et de bruyères n'est pas toujours évident. Plus anecdotiquement des sphaignes
657 gelées, recouvrant les bords de l'embase rendent la pose de la chambre difficile voire
658 impossible. Enfin selon l'heure de la journée des gradients de concentrations peuvent
659 être présent et augmenter localement les concentrations de CO₂ de façon importante
660 allant jusqu'à saturer la sonde.

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

⁶⁶⁸ **2.3.3 Les mesures de CH₄**

⁶⁶⁹ Les mesures de CH₄ ont été réalisée avec une chambre aux caractéristiques similaires
⁶⁷⁰ à celles utilisées pour les mesures de CO₂ à l'exception de l'interface avec l'analyseur.
⁶⁷¹ La méthode de la chambre dynamique fermée a été utilisée pour réaliser ces mesures,
⁶⁷² elle diffère donc légèrement de celle utilisée pour le CO₂ puisqu'elle nécessite la mise en
⁶⁷³ oeuvre d'un système de pompe pour transporter le gaz jusqu'à l'analyseur. Les mesures
⁶⁷⁴ de concentration en CH₄ ont été réalisée à l'aide du SPIRIT (Figure 2.8).

⁶⁷⁵ C'est un SPectrometre Infra Rouge In-situ Troposphérique développé par le LPC2E.
⁶⁷⁶ La spectrométrie infra-rouge se base sur la mesure de l'absorption d'un rayonnement
⁶⁷⁷ infrarouge par des molécules conduisant Cet instrument profite de l'expertise acquise
⁶⁷⁸ par le laboratoire dans le domaine de la métrologie infra-rouge, notamment avec le
⁶⁷⁹ développement de son ancêtre le SPIRALE (SPectroscopie Infra Rouge par Absorption
⁶⁸⁰ de Lasers Embarqués). Plus petit et plus léger (100 kg), le SPIRIT a été développé
⁶⁸¹ en différentes versions, fonction des usages. Il existe actuellement une version sol et
⁶⁸² une version avion de l'appareil. Les capacités du SPIRIT sont principalement liées
⁶⁸³ à deux éléments. Premièrement l'invention d'une cellule à réflexion multiple par le
⁶⁸⁴ LPC2E ([Robert, 2007](#)), permettant d'adapter facilement la longueur du parcours op-
tique en fonction de la concentration des gaz à mesurer. Deuxièmement l'utilisation de
⁶⁸⁶ lasers à cascades quantique (QCL), dont la puissance permet d'augmenter le nombre
⁶⁸⁷ de réflexion et la sensibilité des mesures d'absorption. Les QCL installés émettent sé-
⁶⁸⁸ quentiellement dans le moyen infra-rouge (2,5 à 25 µm) (Choix dicté par l'absorbance
⁶⁸⁹ à ces longueurs d'onde d'un grand nombre d'espèce d'intérêt et l'intensité importante
⁶⁹⁰ des raies d'absorption.) et dans une fenêtre spécifique aux espèces que l'on souhaite
⁶⁹¹ mesurer. Après son émission, le laser est divisé en deux La première partie traverse
⁶⁹² une cellule de référence, contenant un gaz de concentration connue. La seconde partie
⁶⁹³ traverse une cellule de mesure, contenant le gaz à mesurer. Les deux parties du laser
⁶⁹⁴ débouchent finalement sur les détecteurs. Le fonctionnement détaillé du SPIRIT-sol
⁶⁹⁵ est décrit dans [Guimbaud *et al.* \(2011\)](#).

696 **2.3.4 Le calcul des flux**

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

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

699 Avec :

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

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

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

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

704 T : la température dans la chambre en K

705 V : le volume de la chambre en m³

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

707 **2.4 Facteurs contrôlants**

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

715 **2.4.1 acquisitions automatisées**

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

2.4. Facteurs contrôlants

718 site en 2008. Les variables ont été acquises à une fréquence horaire jusqu'au 20 février
719 2014 puis toutes les demi-heures par la suite. Les paramètres enregistrés sont la pres-
720 sion atmosphérique, l'humidité relative de l'air, la pluviométrie, l'irradiation solaire,
721 la vitesse et la direction du vent. (**détail du matos ?**). Cette même station à égale-
722 ment permis l'acquisition de la température de l'air et de la tourbe à -5, -10, -20 et
723 -40 cm. Installées à la même époque, quatre sondes **OTT ?** de mesure du niveau de
724 la nappe d'eau permettent le suivi du niveau de la nappe dans la tourbière.

725 3 Bilan de C de la tourbière de La Guette

726

727	3.1 Introduction	46
728	3.2 Procédure expérimentale et analytique	46
729	3.2.1 Méthodes de mesures	46
730	3.2.2 Modélisation du bilan de C	48
731	3.3 Résultats	51
732	3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette	51
733	3.3.2 Sélection des modèles	58
734	3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème	65
735	3.3.4 Variabilité spatiale du bilan	72
736	3.4 Discussion	74
737	3.4.1 Estimations des flux	74
738	3.4.2 Estimations des bilans	77
739	3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan	77
740	3.4.4 Représentativité locale du modèle	78
741	3.4.5 Variation du bilan avec la végétation	78
742	3.4.6 perspectives	79
743		
744		
745		
746		
747		

748 3.1 Introduction

749 La majorité des écosystèmes tourbeux pour lesquels un bilan de carbone a été
750 estimé, se situe sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord comme par exemple en
751 Suède (Waddington et Roulet, 2000; Peichl *et al.*, 2014), en Finlande (Alm *et al.*, 1997),
752 au Canada (Trudeau *et al.*, 2014). Les tourbières situées plus au sud ont fait l'objet de
753 rare estimation de bilan (e.g. tourbière du Jura français par Bortoluzzi *et al.* (2006)).

754 L'étude de ces écosystèmes présent à la limite sud de leur extension est importante car
755 ils expérimentent des conditions plus extrêmes que les autres qui sans être identiques,
756 peuvent se rapprocher de celles que subiront d'autres écosystèmes tourbeux suite au
757 réchauffement climatique. Par ailleurs, concernant la tourbière de La Guette, ce site est
758 représentatif d'une grande partie des tourbières dans les perturbations qu'elle subie :
759 son drainage et son envahissement par une végétation vasculaire (cf Chapitre 2) Le
760 premier objectif de ce chapitre est donc d'établir le bilan de C de la tourbière de La
761 Guette. Le second objectif est de caractériser la variabilité spatiale de ces flux de GES
762 à travers ce bilan de C.

763 3.2 Procédure expérimentale et analytique

764 3.2.1 Méthodes de mesures

765 Mesures de flux de gaz

766 Les mesures des flux de CO₂ et de CH₄ ont été effectuées en utilisant la méthode
767 décrite dans la partie 2.3. En juin 2011, 20 placettes ont été installées¹ selon un échan-
768 tillonnage aléatoire stratifié : La surface de la tourbière a été divisée selon une grille de
769 20 mailles et un point choisi aléatoirement dans chaque maille localise chaque placette.

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

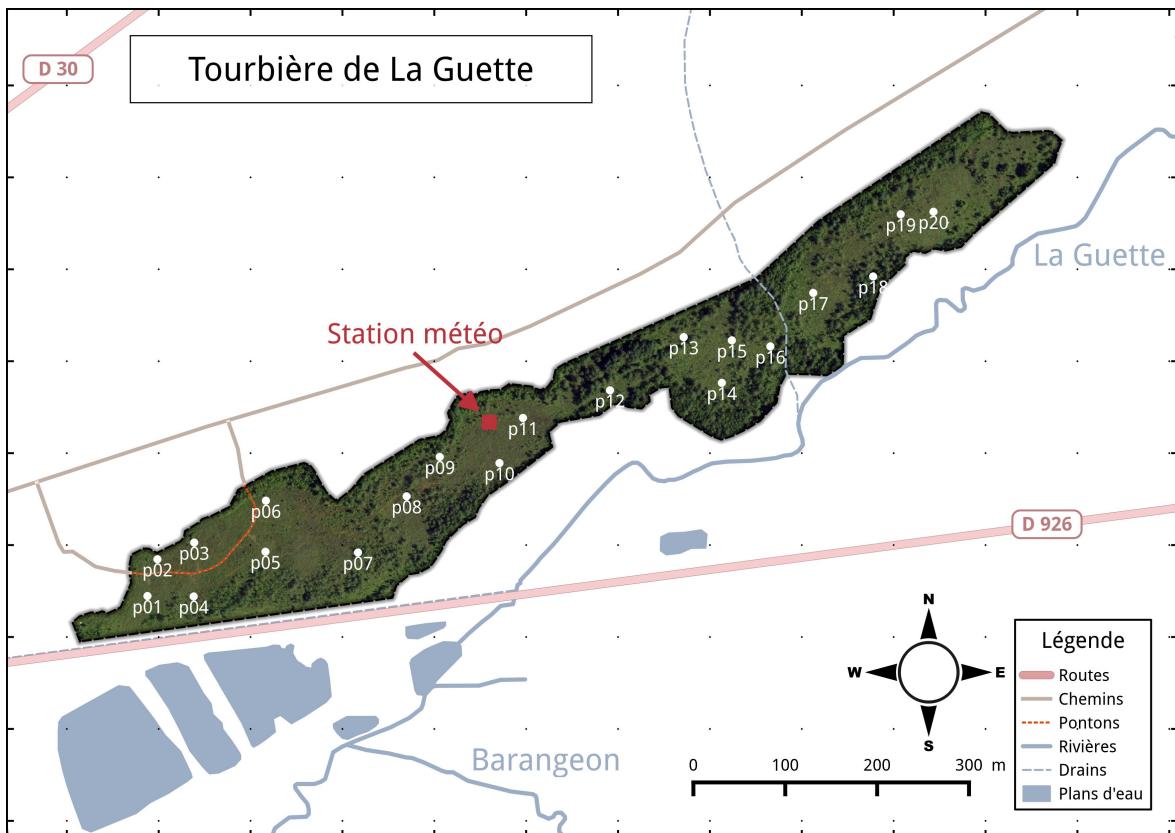


FIGURE 3.1 – Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.

770 La taille de la maille a été ajustée de manière à avoir vingt 20 carrés sur la surface de
 771 la tourbière. Cette méthode permet de conserver un échantillonnage aléatoire tout en
 772 étant assuré d'avoir une représentativité homogène du site. Les placettes, délimitées
 773 par des piquets, occupaient une surface de 4 m^2 ($2\times 2\text{ m}$), à l'intérieur de laquelle ont
 774 été installé de façon permanente un piézomètre et une embase permettant la mesure
 775 des flux de gaz (Les embases sont décrites dans le chapitre 2, partie 2.3.2). Usuelle-
 776 ment les placettes sont séparées en groupes micro-topographique. ceci a l'avantage de
 777 permettre une distinction fine des capacités sources/puits mais a l'inconvénient du pla-
 778 cement proche des embases les unes des autres limitant la représentativité spatiale des
 779 mesures. Elles peuvent également être séparées en zone dans la tourbière, haut-marais
 780 *versus* bas-marais, ou réhabilité *versus* non-réhabilité. Afin de gagner en repré-
 781 sentativité spatiale, la taille du site le permettant, il a été décidé de positionner des placettes
 782 sur l'ensemble du site. De plus, du fait de l'omniprésence de végétation vasculaire, et
 783 de la taille des chambres par rapport à la micro-topographie une telle approche était

3.2. Procédure expérimentale et analytique

784 difficile à mettre en oeuvre.

785 Les flux de CO₂ et de CH₄ sont mesurés. Des tests effectués sur la tourbière ayant
786 montré des émissions nulles de N₂O, ce gaz n'a pas été étudié. Les mesures de CO₂
787 ont été effectuées de mars 2013 à février 2015, avec une fréquence quasiment mensuelle
788 (20 campagnes, pour 24 mois de mesures). Les mesures de CH₄ ont été effectuées avec
789 une fréquence et sur un nombre d'embases inférieur (12 campagnes, 5 embases). Ceci
790 a été déterminé par la difficulté de déploiement *in-situ* de l'instrument SPIRIT (lourd,
791 difficilement transportable dans un milieu tourbeux).

792 Les facteurs contrôlant mesurés manuellement sont la pression atmosphérique, le
793 rayonnement photosynthétique actif (*photosynthetically active radiation*, PAR), les tem-
794 pératures du sol à différentes profondeurs, la végétation (pourcentage de recouvrement),
795 le niveau de la nappe d'eau. Des prélèvements d'eau ont été effectués chaque mois pour
796 mesurer le pH et la conductivité (mesures effectuées sur le terrain après les mesures de
797 flux). Les échantillons ont été congelés pour la mesure ultérieure de la concentration
798 en carbone organique dissout. Ces mesures nécessitant d'accéder aux placettes régu-
799 lièrement, des planches de bois ont été utilisées comme pontons mobiles pour limiter
800 les perturbations. La dispersion des placettes sur l'ensemble du site a rendu impossible
801 une installation plus permanente.

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

806 3.2.2 Modélisation du bilan de C

807 Estimation du bilan et variabilité temporelle

808 Pour estimer le bilan de carbone du site il est nécessaire d'établir des modèles
809 reliant des flux mesurés ponctuellement avec des variables explicatives mesurées à haute
810 fréquence (e.g. relation entre la respiration de l'écosystème et la température de l'air).

811 Ces relations empiriques permettront d'interpoler les données acquises mensuellement
812 sur l'ensemble des deux années de mesure et de reconstituer ainsi une chronique de flux
813 dont l'intégration dans le temps permettra d'estimer une quantité sur l'année. Pour
814 établir ces modèles empiriques les données acquises ont été moyennées par campagne
815 de mesure. Ceci permettant, dans un premier temps, de s'affranchir de la variabilité
816 spatiale des flux pour se concentrer sur la variabilité temporelle. Les relations entre
817 flux et facteurs contrôlant ont ensuite été étudiées deux à deux.

818 La RE, et l'ENE sont mesurés directement sur le terrain. Cependant afin d'établir
819 le bilan de C tout en gardant une discrimination entre flux d'entrée et de sortie la RE et
820 la PPB (obtenue grâce à l'équation $PPB = ENE - RE$) ont été modélisé séparément.
821 Les flux en phase gazeuse ont été modélisés en partant d'équations usuellement utilisées
822 et dans lesquelles la température est le facteur contrôlant majeur. Puis les résidus² de
823 ces modèles de base ont ensuite été étudiés en fonction des facteurs de contrôle restant.
824 Dans le cas où une tendance est visible, le facteur est intégré.

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

833 La température a été choisie comme base de départ à la construction des modèles
834 de RE et PPBsat, à la fois car c'est le facteur de contrôle le plus souvent invoqué et à
835 la fois car les corrélations avec les flux étaient les plus fortes. Concernant la respiration
836 de l'écosystème, les températures utilisées dans la littérature sont variables. La tem-
837 pérature la plus utilisée est la température du sol à -5 cm ([Ballantyne *et al.*, 2014](#)).
838 La température de l'air et la température du sol à -10 cm sont aussi régulièrement

2. Valeurs moyennes - Valeurs moyennes estimées

3.2. Procédure expérimentale et analytique

utilisées ([Bortoluzzi et al., 2006](#); [Kim et Verma, 1992](#)). Cette profondeur, —5 cm, est régulièrement utilisée car c'est dans la tourbe, proche de la surface que la respiration du sol est la plus importante. **production CO₂ ? profils ?** C'est également à des profondeurs relativement faibles que se situent la majorité des racines (**Réf needed**). La respiration liée aux racines (autotrophe et hétérotrophe stimulée par les exsudats racinaires) peut contribuer à la respiration du sol (**de l'écosystème ?**) pour 35 à 60 % ([Silvola et al., 1996](#); [Crow et Wieder, 2005](#)). La RE est estimée directement à partir des données acquises moyennées en partant de la température connue pour contrôler une grande partie de ce flux. Les modèles les plus fréquemment utilisés (linéaire, exponentiel, arrhénius) ont été testés.

Pas de consensus émerge de la littérature quant aux facteurs contrôlant les émissions de CH₄. La température, ([Alm et al., 1999](#); [Bubier et al., 1995](#)), le niveau de la nappe ([Bubier et al., 1993](#)) et/ou la végétation ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) peuvent être utilisés 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 standard avec 4 placettes dans une station en amont et 4 en aval de la tourbière de La Guette (plus de détails dans l'annexe **XXX**). 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. L'interpolation étant soit une simple interpolation linéaire entre les données mensuelles, soit une relation avec les facteurs acquis par la station météorologique. À l'aide de ces interpolations et des équations les flux ont ensuite été recalculés, à l'échelle horaire, sur les 2 années de mesure puis les

868 flux ont été sommés afin de calculer les bilans.

869 Étude de la variabilité spatiale

870 Deux approches ont été testées afin de caractériser la variabilité spatiale des flux et
871 du bilan. La première consiste à calibrer par placette les modèles sélectionnés lors de la
872 modélisation à l'échelle de l'écosystème. Cette opération permet ainsi calculer des flux
873 par placette et éventuellement un bilan. L'inconvénient de cette méthode étant le faible
874 nombre de points permettant la calibration des modèles conduisant éventuellement à
875 une forte erreur sur l'estimation des paramètres voire à la non convergence des modèles.
876 La seconde approche permet de palier en partie à ce souci en faisant des groupes de
877 placette. Ces ensembles de placette ont été fait en regroupant les placettes ayant la
878 composition végétale la plus proche. Ce choix se justifie par le fait que la végétation
879 joue un rôle important tout en étant délicate à prendre en compte. La température,
880 plus facile à mesurer et le niveau de la nappe, qui n'a que peu varié, semblait des choix
881 moins pertinent. Le partitionnement a été faite via une classification hiérarchique et
882 quatre groupes ont été déterminés (Figure 3.2).

883 3.3 Résultats

884 3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tour- 885 bière de La Guette

886 Les Facteurs contrôlant

887 L'évolution du niveau de la nappe des 20 placettes est marquée par un étiage d'une
888 vingtaine de centimètres en moyenne en 2013 et l'absence d'un étiage net en 2014
889 (Figure 3.3). Le niveau de la nappe moyen se situe à -10 cm Ces observations sont
890 cohérentes avec les mesures haute fréquence (Figure 2.5), et confirment l'étiage parti-
891 culièrement haut de ces 2 années vis-à-vis des précédentes.

3.3. Résultats

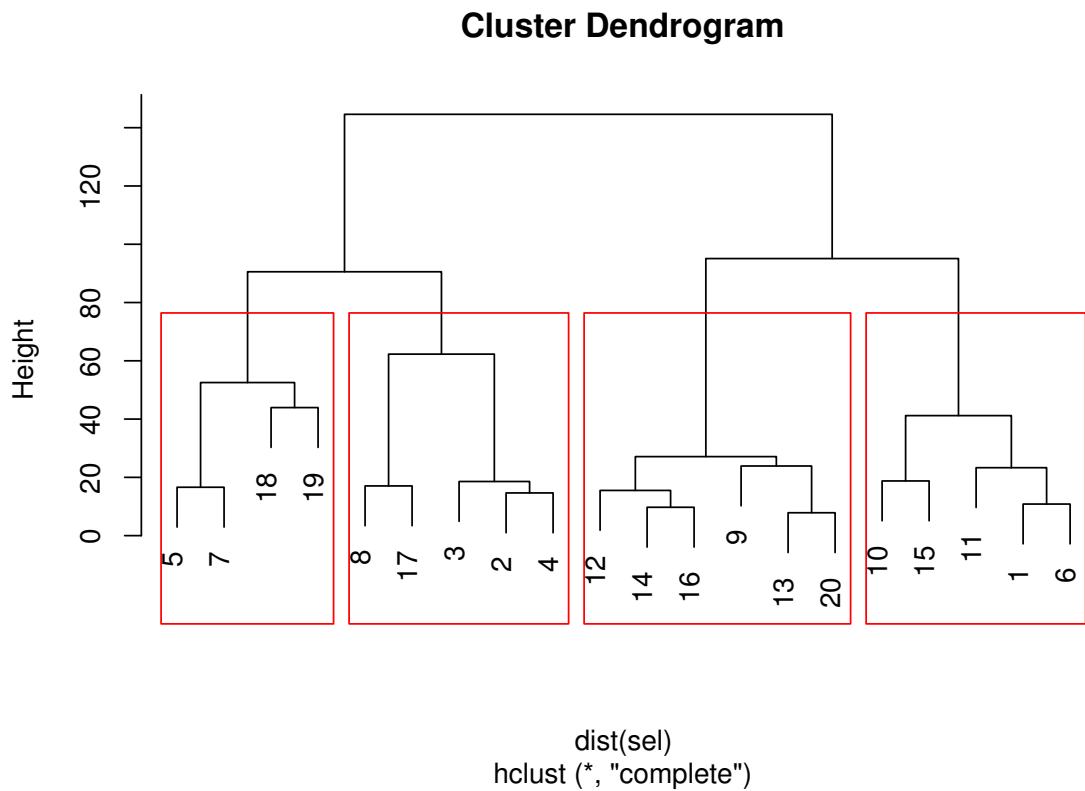


FIGURE 3.2 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

892 La température de l'air mesurée manuellement montre une variabilité saisonnière

893 cohérente avec celle mesurées par la station météo. La variabilité saisonnière de la

894 température est également visible dans le sol avec cependant un amortissement et une

895 diminution de la variabilité avec la profondeur (figure 3.4)

896 La conductivité moyenne mesurée sur le site varie entre 35 and 55 $\mu\text{S m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (fi-
897 gure 3.5).

898 En moyenne le pH mesuré sur la tourbière de La Guette est compris entre 4 et 5

899 (figure 3.6). Ces valeurs sont cohérentes avec la classification en *poor-fen* du site .

900 La concentration en carbone organique dissous présente dans l'eau de la tourbière

901 est compris en moyenne entre 10 et 30 mg L^{-1} (figure 3.7).

902 Les flux de carbone

903 L'ensemble des mesures de CO_2 s'étendent de mars 2013 à février 2015. Cependant

904 de novembre 2013 à février 2014 les mesures ont été interrompue suite à des problèmes

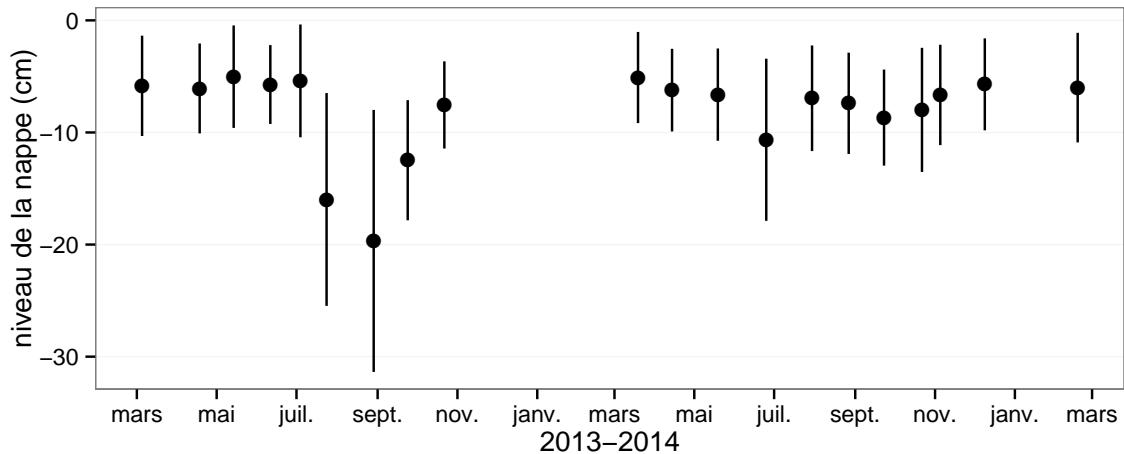


FIGURE 3.3 – Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

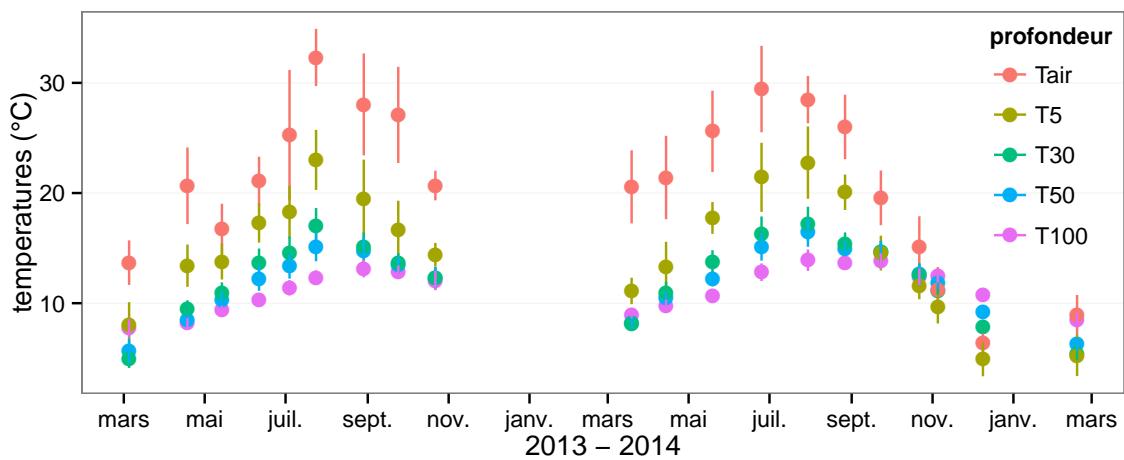


FIGURE 3.4 – Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5, -30, -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015

3.3. Résultats

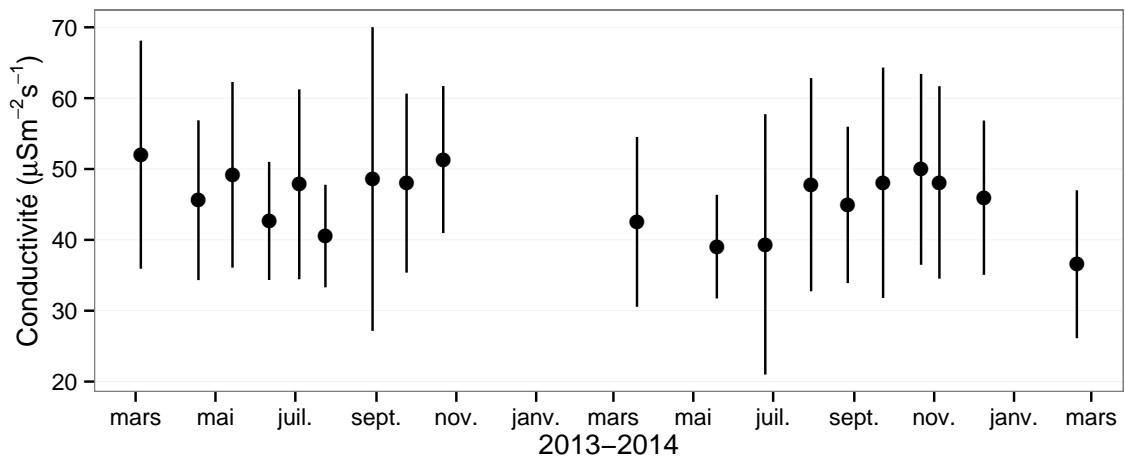


FIGURE 3.5 – Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

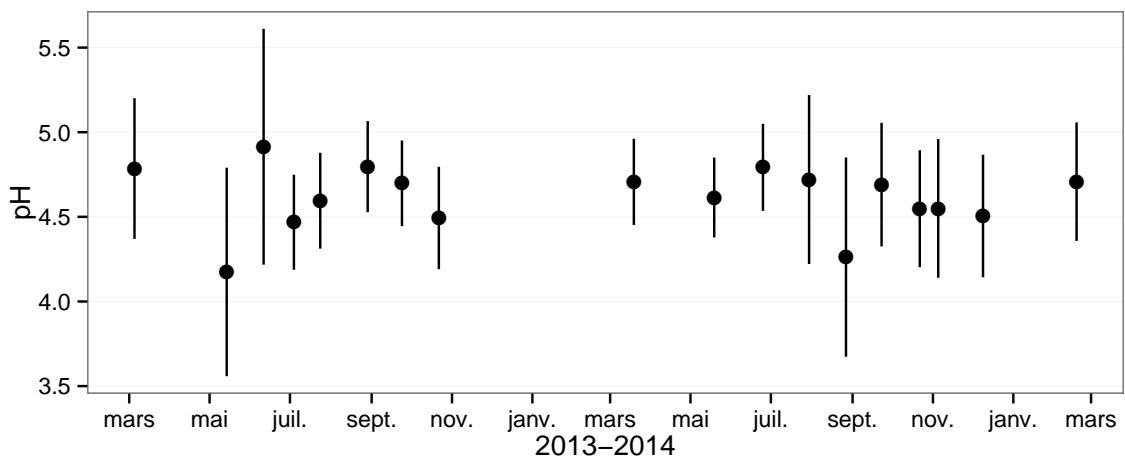


FIGURE 3.6 – Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

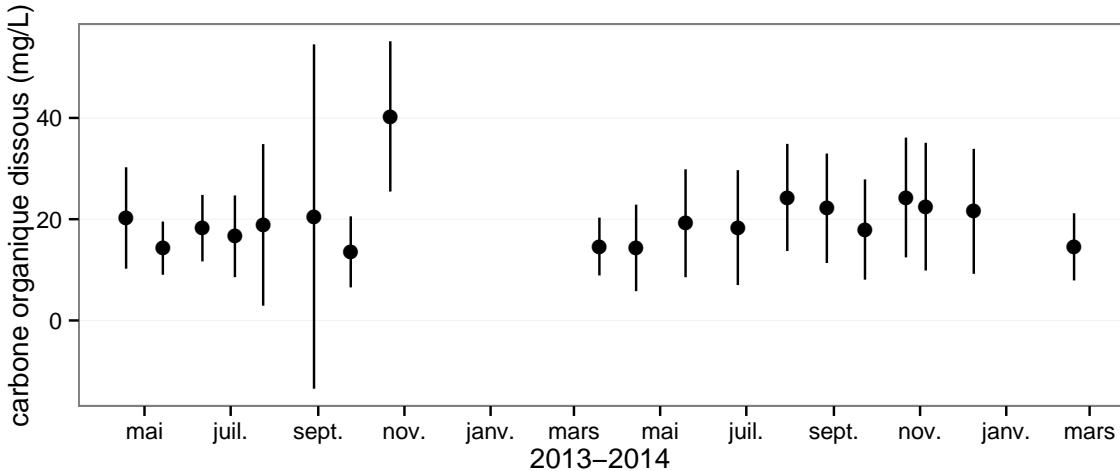


FIGURE 3.7 – Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

905 techniques. Les deux saisons de végétation, ont pu être mesurées dans leur ensemble,
 906 permettant d'avoir un jeu de données représentatif sur le fonctionnement de l'écosys-
 907 tème. À noter également que pour l'ensemble des flux, la déviation standard augmente
 908 avec les valeurs mesurées.

909 En 2013, les valeurs de la PPB (flux de CO₂ entrant dans l'écosystème) augmentent
 910 au printemps et une partie de l'été avec un maximum de $12,80 \pm 4,91 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 911 atteint fin juillet, avant de diminuer à partir d'août (Figure 3.8a). En 2014 la PPB
 912 maximale est atteinte en juin ($13,16 \pm 4,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), soit environ un mois plus tôt
 913 que l'année précédente. Puis pendant l'été et l'automne les valeurs décroissent jusqu'à
 914 être proche de 0. En moyenne les valeurs de la PPB sont de $7,12 \pm 5,19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 915 en 2013 et de $6,56 \pm 4,72 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2014 (Figure 3.8a).

916 La RE (flux de CO₂ sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-
 917 temps et une partie de l'été (Figure 3.8b). Elle atteint un maximum de $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 918 en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son maximum plus
 919 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
 920 des valeurs nulles. La moyenne annuelle de RE en 2013 est de $4,27 \pm 3,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$,
 921 ce qui est légèrement supérieure à celle de 2014 : $3,63 \pm 2,56 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Figure 3.8b).

922 Concernant l'ENE (bilan des flux de CO₂ entrant et sortant), elle augmente en 2013
 923 jusqu'à $5,19 \pm 4,51 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, avec un maximum en juin, avant de diminuer jusqu'à

3.3. Résultats

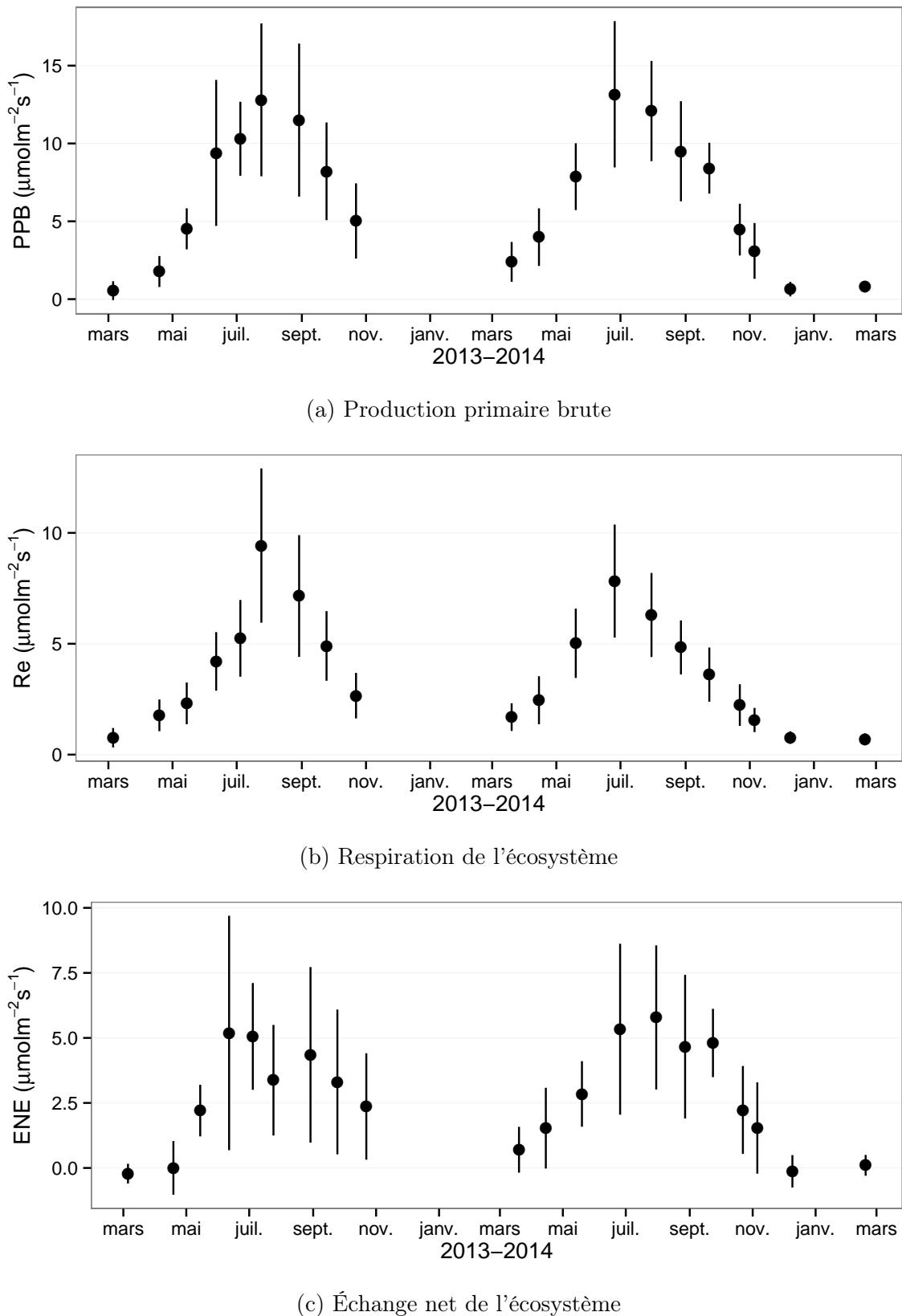


FIGURE 3.8 – Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.

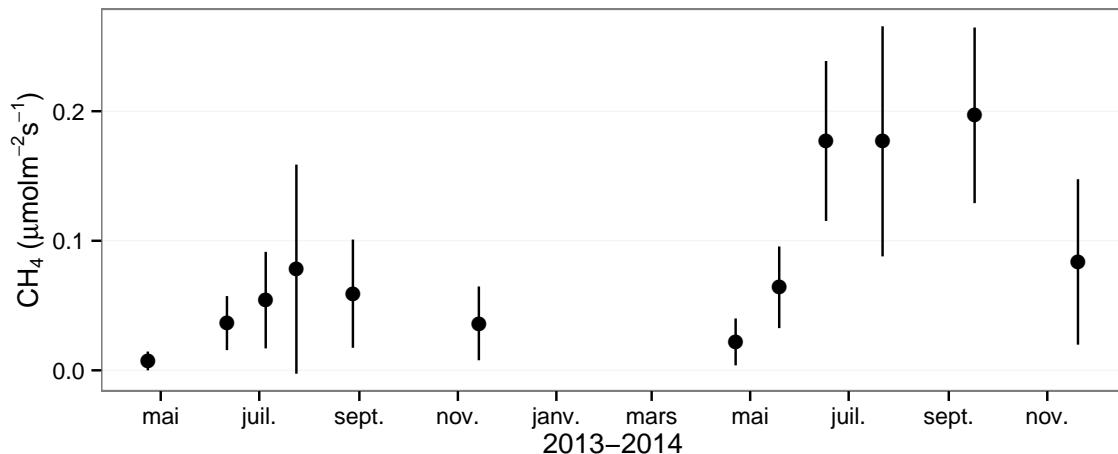


FIGURE 3.9 – Évolution des flux de méthane moyen (N ?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

924 la fin de l'année. Cependant, cette baisse est moins homogène que celle des deux flux
 925 précédents, avec notamment une augmentation de l'ENE entre juillet et août 2013.
 926 Ceci étant, il faut également noter les valeurs importantes de la déviation standard
 927 particulièrement en juin et en août. En 2014, l'ENE maximum est atteinte en juillet
 928 avec $5,79 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ avant qu'elle ne décroisse. Cette baisse est cependant plus
 929 homogène qu'en 2013. les moyennes de l'ENE en 2013 et 2014 sont très proches sont
 930 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 3.8c).

931 Les flux de CH_4 comme ceux du CO_2 montrent une variabilité saisonnière importante.
 932 Cependant les flux de CH_4 mesurés sont un ordre de grandeur en dessous de ceux
 933 mesurés pour le CO_2 (Figure 3.9). À l'inverse de ce dernier, l'importance des flux de
 934 CH_4 mesurés en 2013 et 2014 est différente. En 2013 les flux sont moins importants
 935 qu'en 2014 avec des maximums de $0,078$ et $0,196 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectivement.

936 Les relations flux gazeux et facteurs contrôlant

937 Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe n'a que peu varié pendant les
 938 deux années de mesures. De ce fait aucune relation claire ne se distingue entre les flux
 939 et le niveau de la nappe que ce soit pour le CO_2 (PPB et RE) ou le CH_4 (Figure 3.10).
 940 La PPB et la RE présentent cependant des relations avec la température de l'air,
 941 et l'indice de végétation, même si pour ce dernier les tendances sont moins claires,

3.3. Résultats

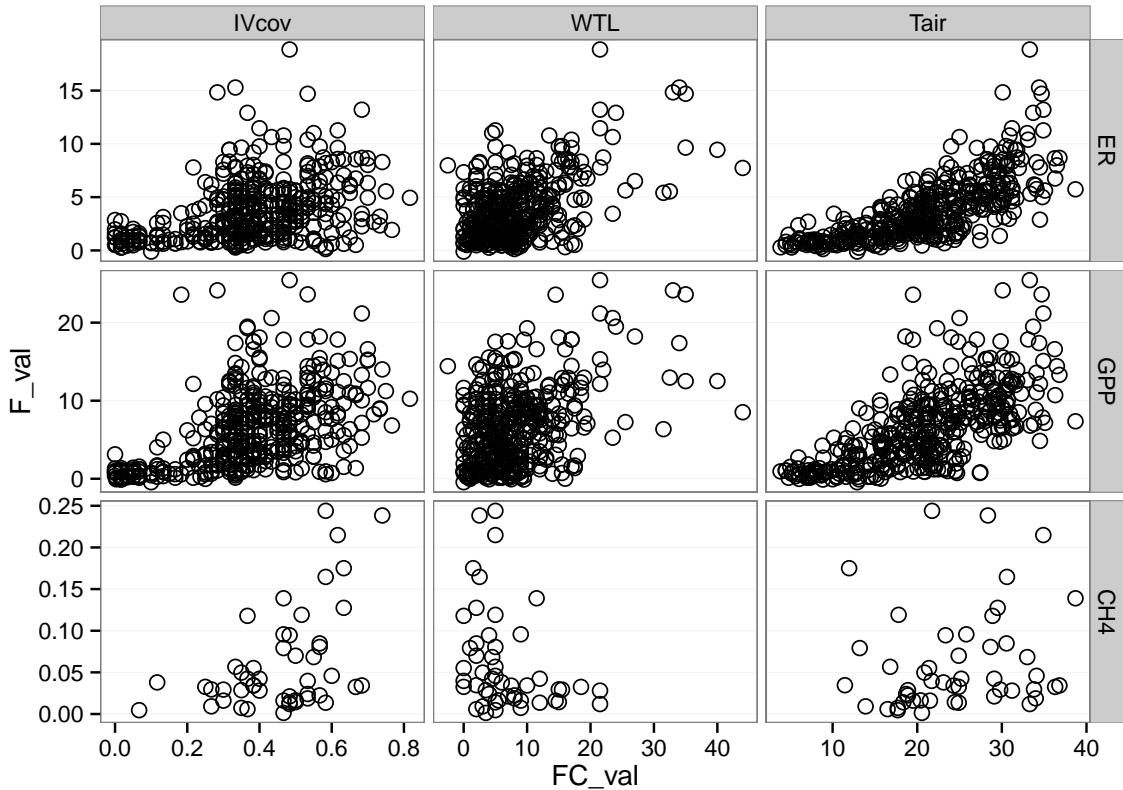


FIGURE 3.10 – Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant

particulièrement pour la RE (Figure 3.10). Le CH₄ quant à lui ne présente pas de relation avec la température de l'air, mais une tendance exponentielle est visible vis-à-vis de l'indice de végétation (Figure 3.10). (**CH₄ et Température dans la tourbe ?**)

3.3.2 Sélection des modèles

La Production Primaire Brute

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

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

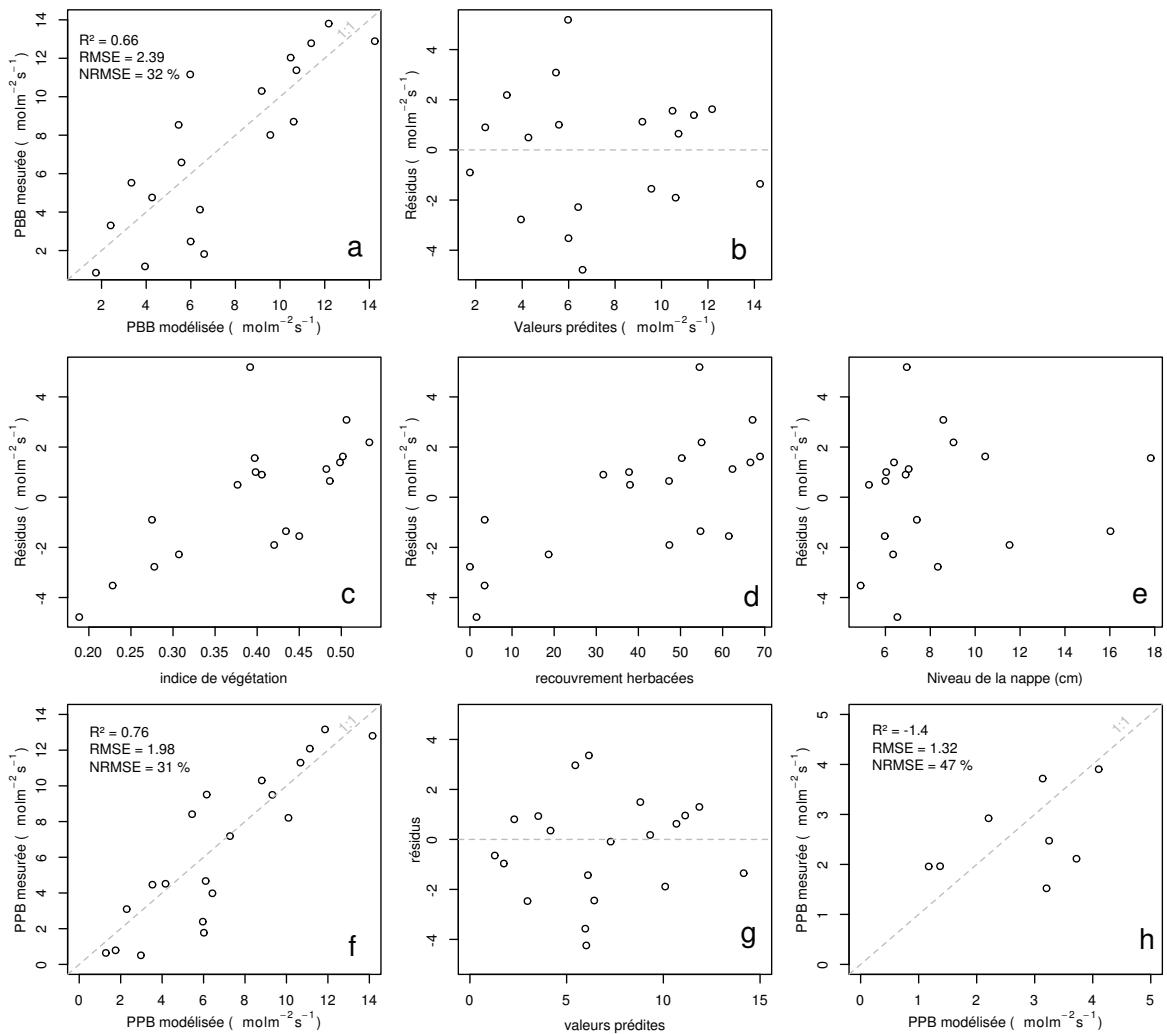


FIGURE 3.11 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1

3.3. Résultats

952 Avec a la vitesse de transport des électrons photosynthétique à lumière saturante, b

953 la température optimale pour ce transport et c la différence de température à laquelle

954 à laquelle PPBsat vaut e^{-1} de sa valeur à la température optimale. À partir de ce

955 potentiel à lumière saturante, la PPB est estimée en prenant en compte la lumino-

956 sité. On utilise l'équation 3.2 proposée par (Bubier *et al.*, 1998) et régulièrement et

957 majoritairement utilisée (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Worrall *et al.*, 2009) :

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

958 L'utilisation de l'équation de June seule, avec la température de l'air comme variable

959 explicative de la PPBsat, permet d'expliquer 66 % des variations observées avec une

960 erreur standard de l'estimation de 32 % (Figure 3.11-a). Les résidus de ce modèle se ré-

961 partissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.11-b). Corrélés avec

962 l'indice de végétation IV, ils présentent une tendance linéaire croissante (Figure 3.11-

963 c). On observe la même tendance avec le recouvrement de la strate herbacée avec une

964 dispersion des points plus importante (Figure 3.11-d). Par contre aucune tendance par-

965 ticulière n'est visible vis-à-vis du niveau de la nappe (Figure 3.11-e) Le recouvrement

966 des sphaignes (non présenté) ne montre également, aucune tendance avec les résidus

967 de cette équation. La PPB calculée à partir de l'équation 3.1 montre une erreur stan-

968 dard de 31 %, du même ordre de grandeur que celle de PPBsat (Figure 3.11-f) et les

969 résidus se répartissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.11-g).

970 Cependant l'évaluation du modèle sur les données de tests montre une erreur stan-

971 dard de l'estimation plus forte qui atteint 47 % (Figure 3.11-h). Par ailleurs une forte

972 incertitude est présente concernant l'estimation des paramètres qui ont tous une erreur

973 standard importante, parfois plus importante que la valeur du paramètre, et une faible

974 significativité (Tableau 3.1). Afin de prendre en compte la tendance linéaire entre les

975 résidus et l'indice de végétation (IV) le modèle est adapté pour y intégré une fonction

976 linéaire de la végétation :

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

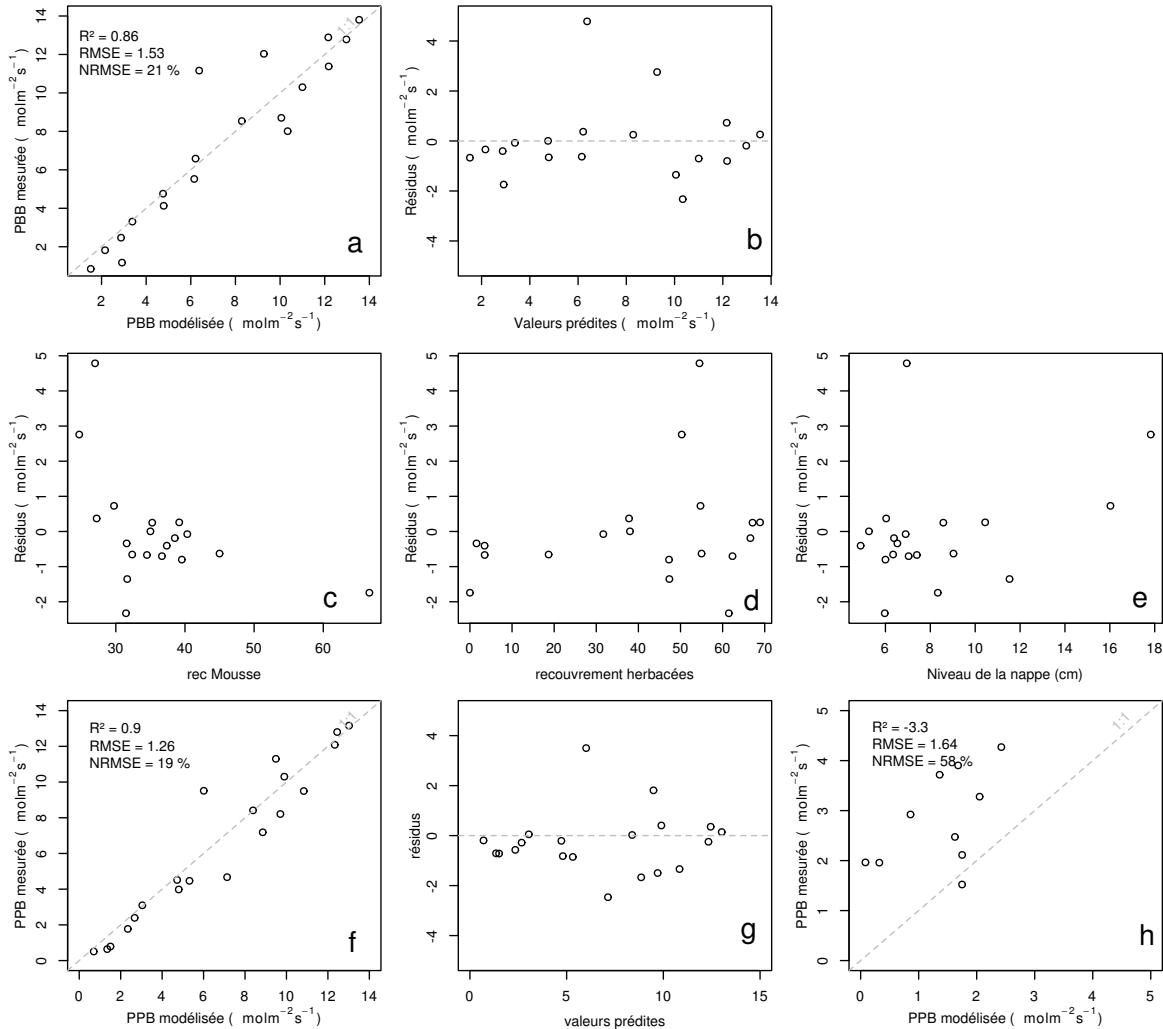


FIGURE 3.12 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3

977 Cette nouvelle équation permet d'expliquer une part plus importante des varia-
 978 tions de PPBsat ($R^2 = 0,85$) et augmente la proximité entre les données mesurées et
 979 les données modélisées : l'erreur standard diminue à 21 %. (Figure 3.12-a). Les résidus
 980 de cette équation semblent répartis de façon moins homogène que précédemment. On
 981 observe notamment un resserrement des points autour de zéro à l'exception d'un point
 982 de valeur supérieur à 4. Le biais reste malgré tout léger au regard de l'amélioration ap-
 983 portée. Aucune tendance claire ne se dégage des résidus lorsqu'ils sont mis en relation
 984 avec des facteurs contrôlant tel que les recouvrements végétaux (sphagnes, herbacées),
 985 ou le niveau de la nappe (Figure 3.12-c,d,e). Comme précédemment, l'erreur standard
 986 de la PPB, de 19 %, est du même ordre de grandeur que celle de PPBsat. Pour PPBsat
 987 comme pour PPB l'erreur standard diminue avec l'ajout de l'indice de végétation lors

3.3. Résultats

988 de la calibration. En revanche, l'évaluation sur les données de test de ce dernier modèle
989 montre une erreur importante (58 %), supérieure à celle du modèle ne prenant pas en
990 compte la végétation. Cette évaluation montre également une tendance importante à
991 sous-estimer les valeurs mesurées. Néanmoins ce modèle intégrant la végétation permet
992 de diminuer de façon importante l'erreur standard associée à l'estimation des para-
993 mètres de l'équation. Dans la suite du texte le modèle permettant d'estimer la PPB à
994 partir des équations 3.1 et 3.2 sera nommé PPB-1 et celui utilisant les équations 3.3 et
995 3.2 sera nommée PPB-2.

996 La Respiration de l'Écosystème

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

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

998 La température de l'air utilisée dans un modèle exponentiel permet d'expliquer 90 %
999 des variations de la respiration de l'écosystème avec une erreur standard de 18 % (Fi-
1000 gure 3.13-a). Les résidus de cette équation semblent répartis de façon non-biaisée, pas
1001 de tendance dans le nuage de point (Figure 3.13-b). L'évaluation de ce modèle montre
1002 une erreur standard de 35 % avec une tendance à sous-estimer les valeurs mesurées.
1003 Une légère tendance, moins claire que pour la PPBsat, est visible entre les résidus et
1004 l'indice de végétation ainsi qu'avec le recouvrement de la strate herbacée. Très souvent
1005 utilisée, la température à -5 cm donne des résultats proche mais moins bons notam-
1006 ment avec une hétéroscédasticité des résidus (**Fig Annexe ?** nope : M&M). On adapte
1007 l'équation 3.4 pour intégrer le signal de végétation :

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

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

1008 Les calibrations de ces nouvelles équations sont présentées dans la figure 3.13-a,b et

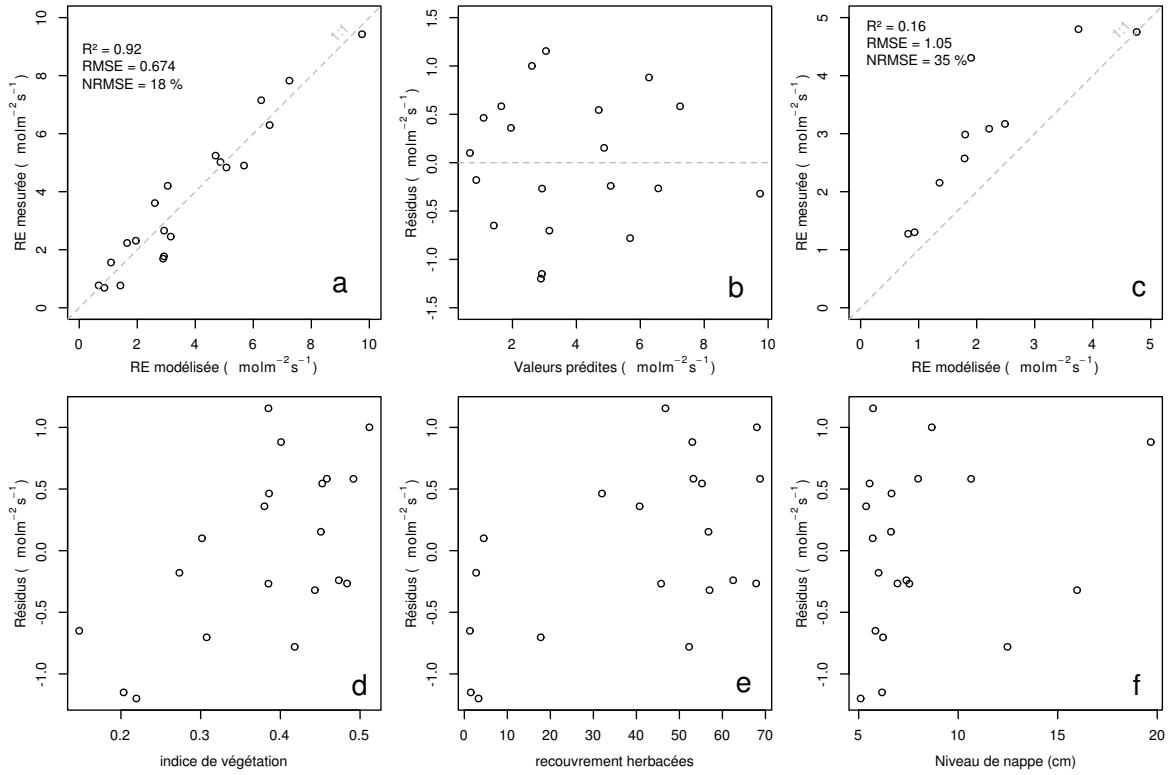


FIGURE 3.13 – RE modèles avec Tair

1009 3.13-d,e respectivement. Dans les deux cas, l'erreur diminue pour avoisiner 13 %, avec
 1010 des résidus qui se répartissent de façon non-biaisée. L'évaluation de ces deux équations
 1011 montre cependant des différences : D'un côté l'équation 3.5 ne permet pas de diminuer
 1012 l'erreur standard qui vaut 34 %, et est donc très proche des 35 % calculé pour l'évalu-
 1013 ation du modèle n'intégrant pas la végétation. De l'autre l'évaluation de l'équation 3.6
 1014 montre une erreur standard plus faible s'établissant à 23 %. Les paramètres des diffé-
 1015 rentes équations sont présentés dans le tableau 3.1, les modèles RE-1, RE-2, et RE-3
 1016 correspondent respectivement aux équations 3.4, 3.5 et 3.6. À l'inverse de la PPB les
 1017 paramètres des modèles de la RE ont, à l'exception du paramètre c du modèle RE-2,
 1018 une significativité importante et une erreur standard faible.

1019 Le flux de CH₄

1020 Les relations entre les facteurs contrôlant mesurés et le CH₄ sont moins claires que
 1021 celles concernant le CO₂. La corrélation la plus importante est liée à la végétation (R^2
 1022 = XX, Figure 3.10). le CH₄ est également corrélé avec les températures, faiblement avec

3.3. Résultats

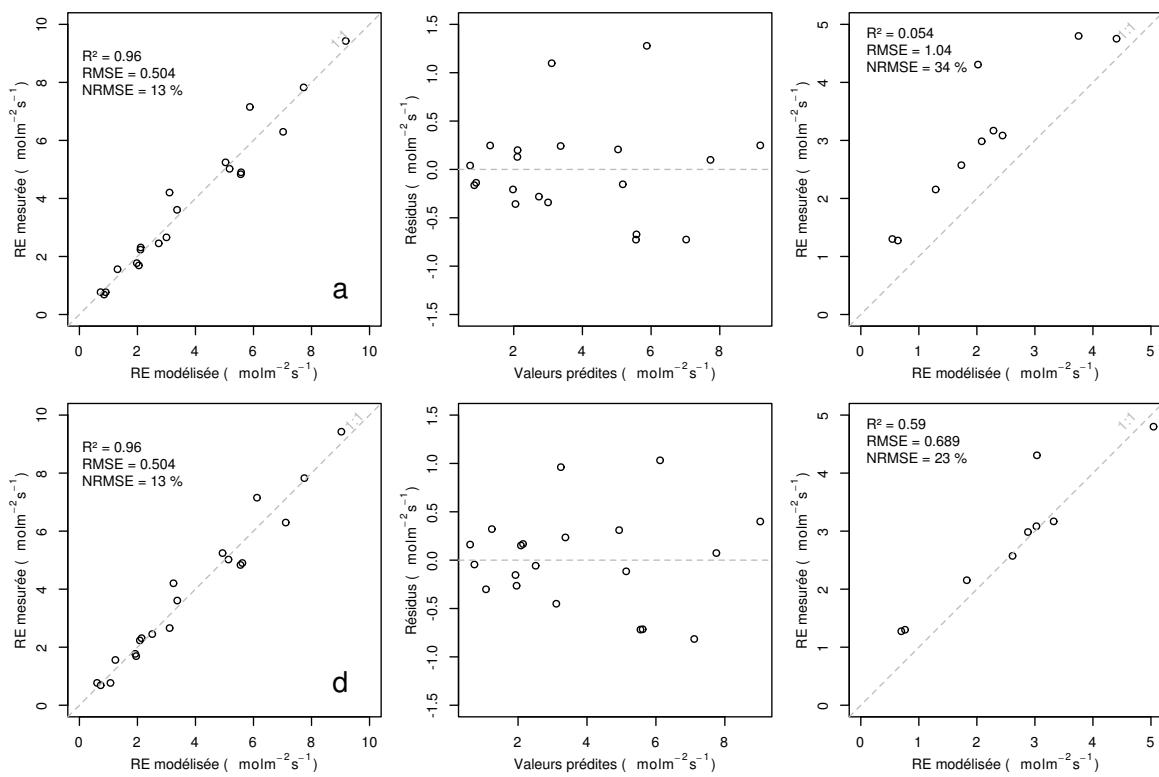


FIGURE 3.14 – RE modèles avec Tair

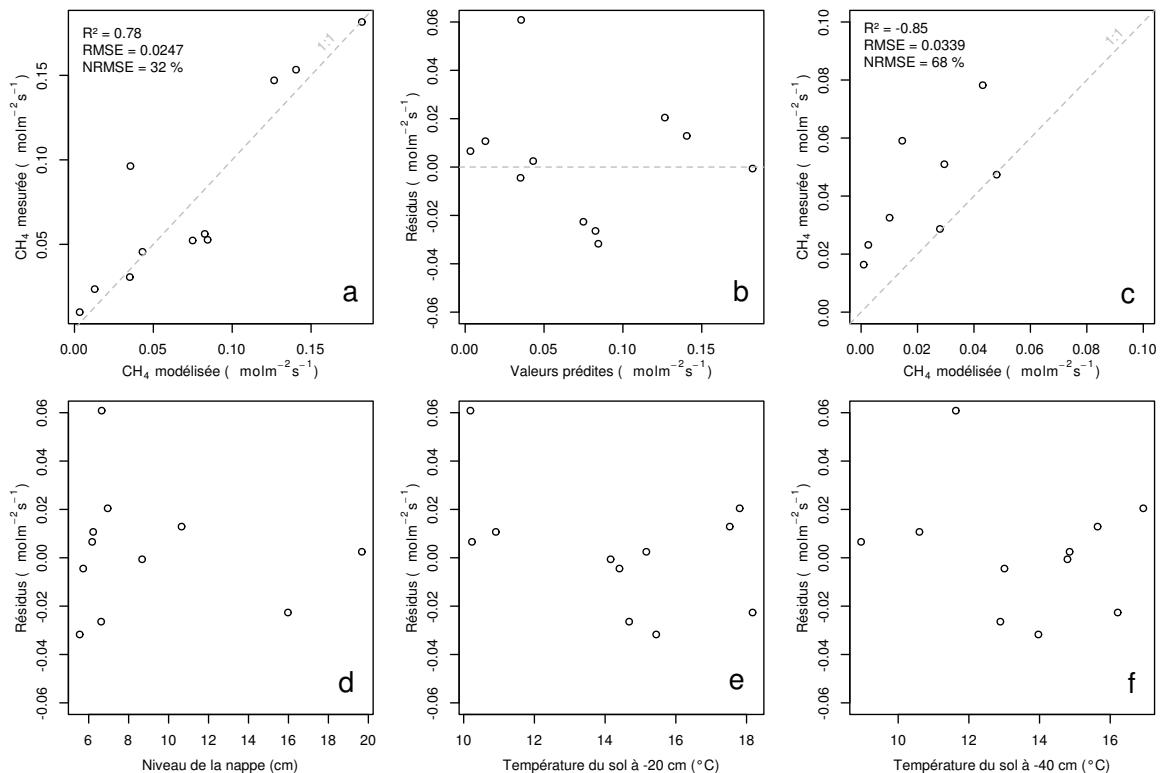


FIGURE 3.15 – CH_4 modèle H

les températures de surface, mais de manière plus importante avec les températures du sol à plus forte profondeur ($R^2 = \text{XX}$, Figure 3.10). Enfin il est anti-corrélé ($R=-0.51$) avec le niveau de la nappe. Les relations CH₄ et végétation ont donc pu être modélisées avec

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

Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Figure 3.15), il explique 78 % de la variabilité du CH₄ avec une erreur standard de 32 %. Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette équation et les facteurs contrôlant mesurés. L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer les flux de CH₄ et une erreur standard qui double par rapport à la phase de calibration en atteignant 68 %. Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.7 est visible dans le tableau 3.1 sous le nom FCH4.

Le COD

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

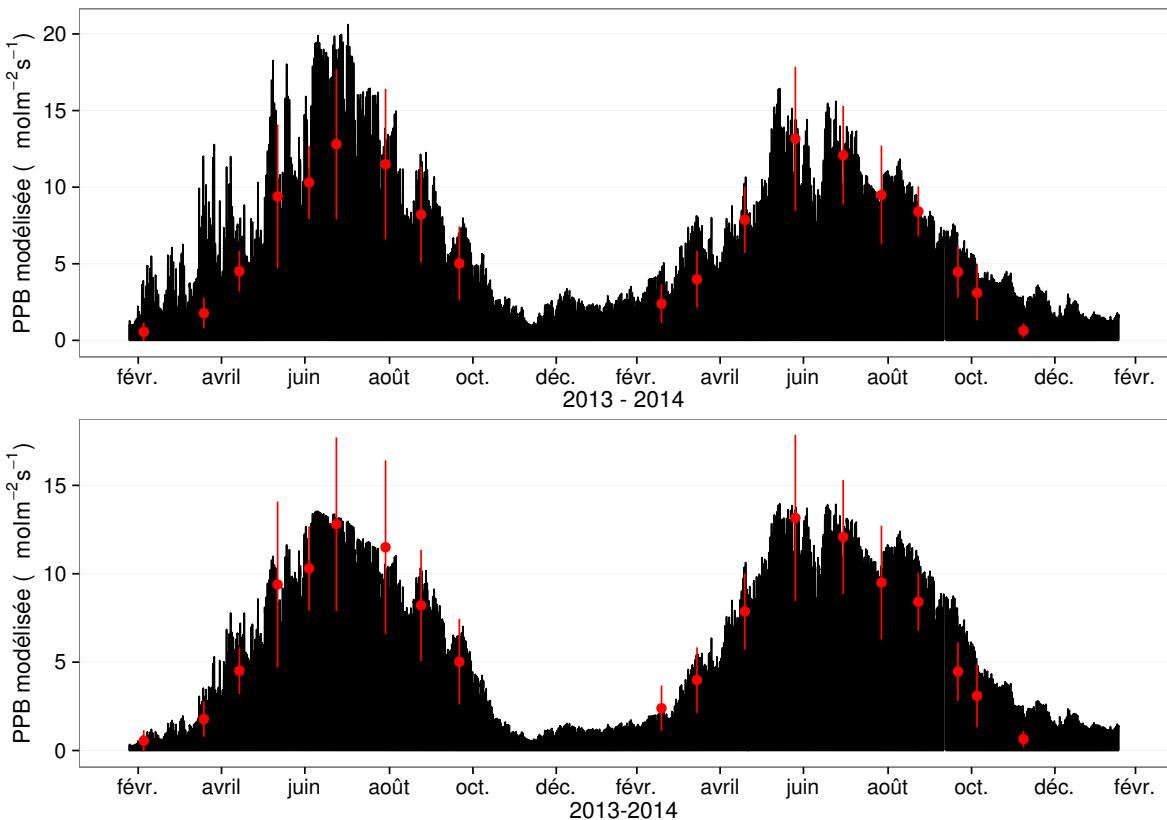
L'interpolation des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de celle mesurée sur le terrain (Figure 3.16). Les valeurs mesurées les plus grandes (partie supérieure de la barre rouge sur la figure 3.16) ne semblent pas atteinte par le modèle PPB-2 à l'inverse du modèle PPB-1 (courbes noires sur la figure 3.16). Dans les deux cas les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014.

Pour la RE, l'interpolation suit également les variations saisonnières mesurées mensuellement (Figure 3.17). Les gammes de valeurs mesurées sont très proche des gammes interpolées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'interpolation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.17). L'intégration de la végétation dans les modèles RE-2 et RE-3 diminue la RE maximum modélisée en 2013 par rapport au modèle RE-1.

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

1048 Les flux de CH_4 interpolés (Figure 3.18), suivent également une cyclicité saisonnière.

1049 L'estimation du CH_4 semble rendre compte dans les grandes lignes de la différence de

1050 flux mesurée entre 2013 et 2014.

1051 Les flux interpolés à l'heure puis sommés par années sont présentés dans le ta-

1052 bleau 3.2 pour les différents modèles. Sur les deux années, selon le modèle utilisé, le

1053 flux total entrant via la PPB est estimé à 1070 et 1290 $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ pour PPB-2 et

1054 PPB-1 respectivement. Dans le détail on observe une différence entre les deux modèles :

1055 Celui utilisant uniquement la température de l'air (PPB-1) présente un stockage plus

1056 important en 2013 qu'en 2014. Tandis que le modèle prenant en compte la végétation

1057 (PPB-2) stocke moins de carbone en 2013 qu'en 2014. L'intégration de la végétation

1058 minimise également l'erreur standard de l'estimation, la divisant approximativement

1059 par deux.

1060 La différence de comportement, entre les années de mesures, liée à l'intégration de

1061 la végétation est également visible sur l'estimation de la RE. La prise en compte de la

3.3. Résultats

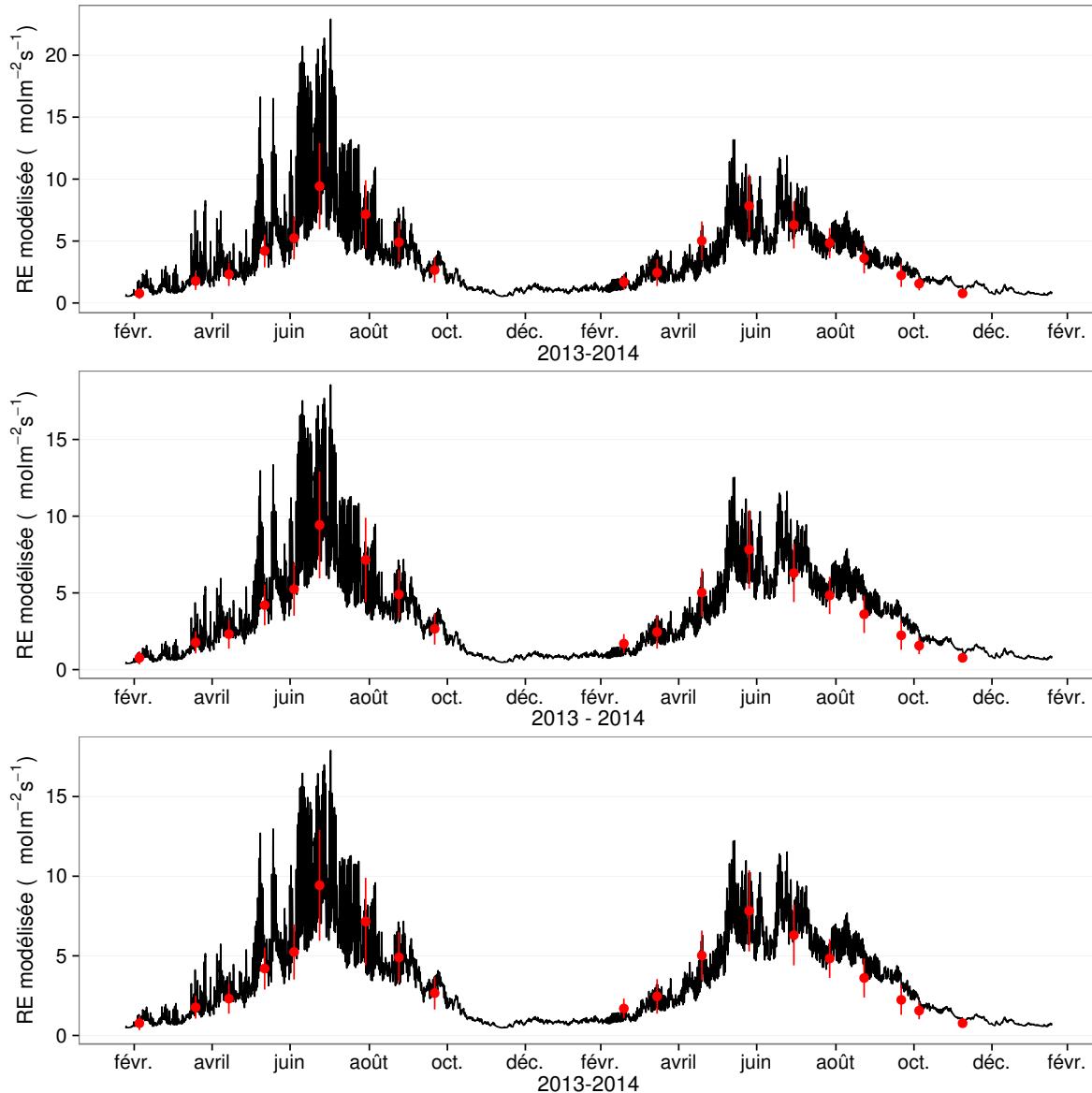


FIGURE 3.17 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

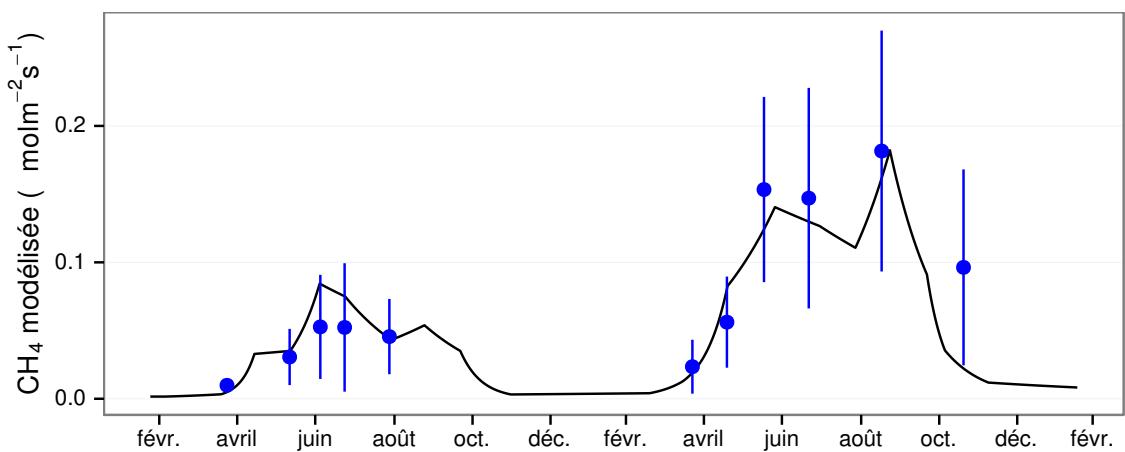


FIGURE 3.18 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

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

1062 végétation (modèles RE-2 et RE-3) conduit à une respiration plus forte en 2014 qu'en
 1063 2013 à l'inverse de RE-1. La différence entre l'estimation de la RE en 2013 et en 2014
 1064 diminue avec l'intégration de la végétation. Elle passe de 102 pour RE-1 à 78 puis
 1065 41 pour RE-2 et RE-3. Malgré ces différences, on observe une grande proximité dans
 1066 les valeurs des flux interpolés sur les 2 années, quel que soit le modèle, avec un écart
 1067 maximum de 25 gC m⁻² an⁻¹.

1068 Les flux de CH₄ estimés ont une erreur importante et sont beaucoup plus faible que
 1069 les flux de la PPB ou de la RE. Le flux de CH₄ est au moins deux fois plus important
 1070 en 2014 qu'en 2013.

1071 Les bilans issus des différentes combinaisons de modèles (à l'exception de RE-3, non
 1072 présenté car très proche de RE-2) varient de -233 gC m⁻² an⁻¹ à +12 gC m⁻² an⁻¹
 1073 stocké dans la tourbière (tableau 3.3). L'intégration de la végétation dans la modélisa-
 1074 tion de PPB fait baisser les bilans de carbone dans le négatif (système source) au-delà
 1075 de -200 gC m⁻² an⁻¹, avec une différence entre les bilans de 220 gC m⁻² an⁻¹ environ.
 1076 La différence sur les bilans quand les modèles de RE utilisent ou non la végétation est
 1077 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					

1078 Évaluation du bilan

1079 L'analyse de sensibilité, consistant à faire varier chaque paramètre des modèles
 1080 de $\pm 10\%$, les combinaisons de modèles PPB-1, PPB-2, RE-1 et RE-3 ont été testé
 1081 (Tableau 3.4). Le modèle RE-2, très proche du modèle RE-3 n'a pas été testé. **Attente**
 1082 **du COD, les valeurs du tableau sont fausse pour le moment**

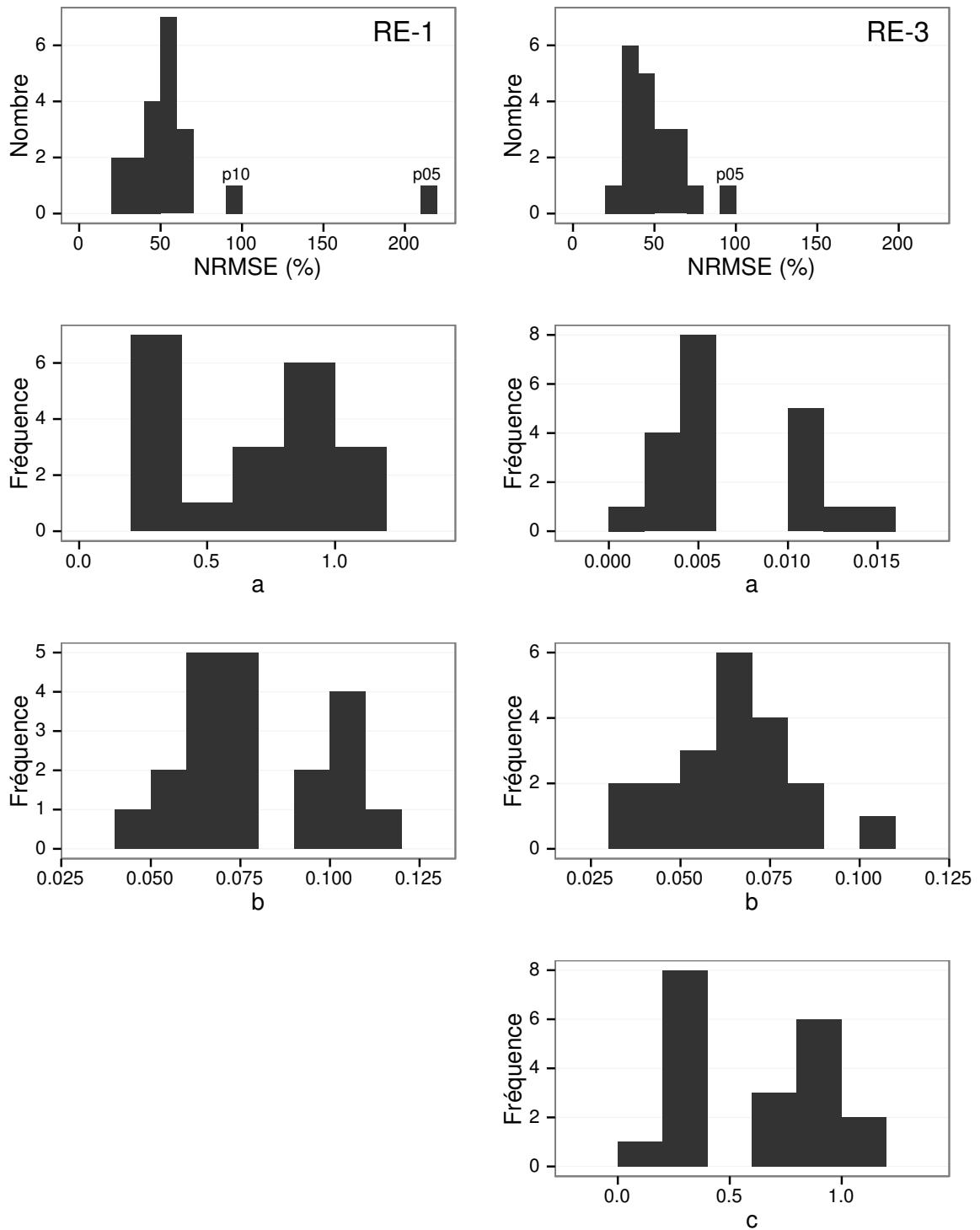


FIGURE 3.19 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3

3.3. Résultats

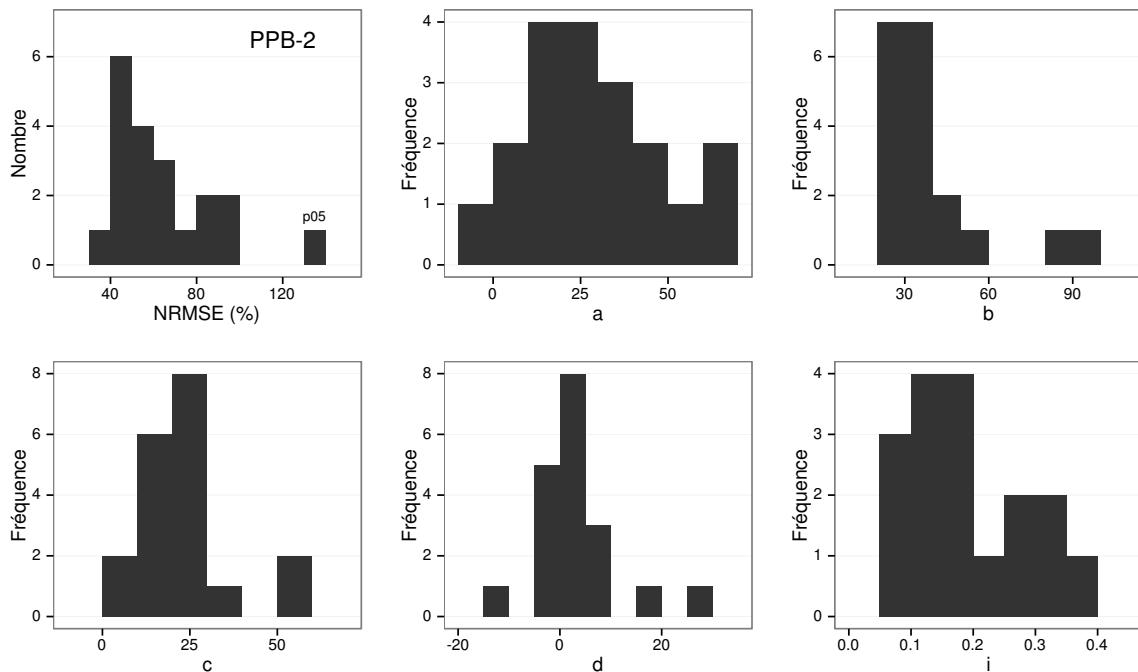


FIGURE 3.20 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

3.3.4 Variabilité spatiale du bilan

Représentativité locale

La classification hiérarchique a permis de distinguer 4 groupes de végétation (Figure 3.21). Dans le premier groupe, la strate muscinale est majoritaire avec un recouvrement moyen de 91 %, moins de 35 et 15 % de recouvrement pour les herbacées et les arbustes respectivement. Le deuxième groupe est le plus homogène avec un recouvrement moyen des strates muscinale et arbustive de 63 58 % chacune. C'est également le groupe où il y a de moins d'herbacées avec un recouvrement de 24 %. La strate herbacée est majoritaire dans le troisième groupe avec un recouvrement moyen de 63 %, la strate arbustive y est peu présente (19 % en moyenne) et la strate muscinale y est pour ainsi dire absente (1 %). La strate muscinale est également absente, ou presque, dans le groupe quatre (1 %). Groupe dans lequel la strate arbustive est majoritaire avec de 65 % de recouvrement moyen, et la strate herbacée avec 33 %.

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

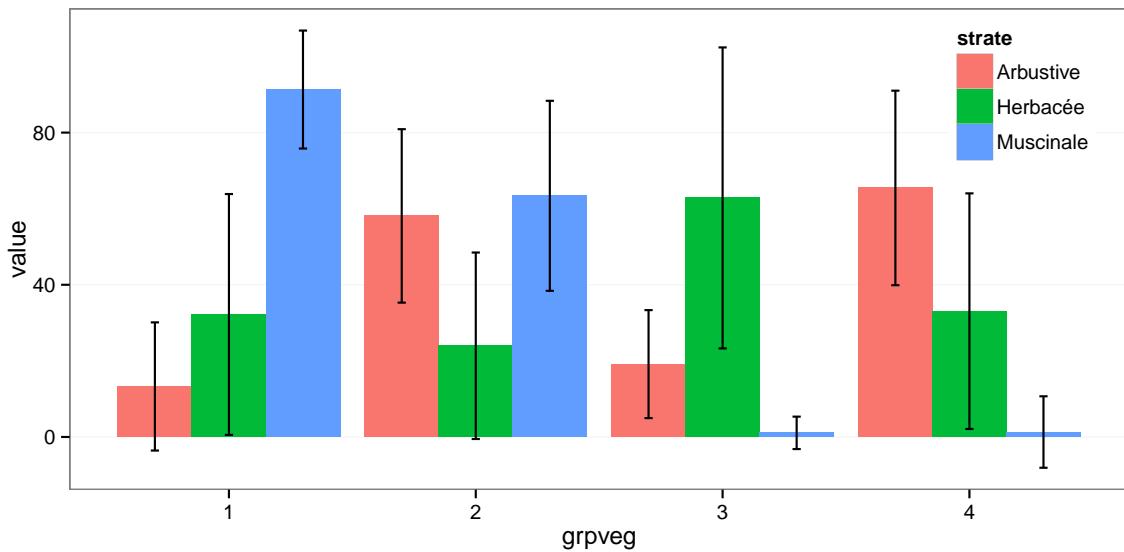


FIGURE 3.21 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

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.

3.4. Discussion

1106 **Modélisation par placette**

1107 **Corrélation avec facteurs contrôlant**

1108 **3.4 Discussion**

1109 **3.4.1 Estimations des flux**

1110 **PPB**

1111 L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m⁻² an⁻¹ selon
1112 l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont très élevées comparées à des tourbières
1113 boréales comme celles étudiées par ([Trudeau et al., 2014](#)) ou encore ([Peichl et al., 2014](#))
1114 dont les valeurs de PPB sont respectivement comprise entre 123 et 131 gC m⁻² an⁻¹
1115 et entre 203 et 503 gC m⁻² an⁻¹. Une première hypothèse permettant d'expliquer une
1116 telle différence, est la différence entre les températures moyennes sur les sites. -4,3 °C
1117 et 1,2 °C respectivement pour [Trudeau et al. \(2014\)](#) et [Peichl et al. \(2014\)](#). Ces tem-
1118 pératures sont bien plus faible pour les sites des études pré-citées que sur la tourbière
1119 de La Guette. Une seconde hypothèse, qui n'exclue pas la première, serait la com-
1120 position végétale de ces sites. La tourbière de La Guette envahie par une végétation
1121 vasculaire, notamment herbacée, est plus proche d'une prairie tourbeuse que d'une tour-
1122 bière boréale. En effet les valeurs observées à La Guette sont comparables à ce type
1123 d'écosystèmes. [Jacobs et al. \(2007\)](#) estiment des valeurs de PPB comprises entre 400 et
1124 2000 gC m⁻² an⁻¹ avec une moyenne de 1300 gC m⁻² an⁻¹ dans des prairies tourbeuses
1125 hollandaises. Sur des écosystèmes similaires, au Danemark, ([Görres et al., 2014](#)) trouve
1126 des valeurs de PPB plus importantes encore, entre 1555 et 2590 gC m⁻² an⁻¹. Il appa-
1127 rait cohérent que la tourbière de La Guette, par sa position géographique, et donc le
1128 climat qu'elle subit, mais également par sa problématique d'envahissement important
1129 par une végétation vasculaire notamment herbacée, s'approche en termes de flux de
1130 site tourbeux drainés pour les utiliser comme prairie.

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

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

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

RE

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

3.4. Discussion

1159 2014; Trudeau *et al.*, 2014) (pour reprendre les études citées précédemment) qui s'éta-
1160 blissent respectivement entre 137 et 443 gC m⁻² an⁻¹ et 206 et 234 gC m⁻² an⁻¹. Elles
1161 sont en revanche plus faible que celle mesurées par (Jacobs *et al.*, 2007), entre 500 et
1162 2000 gC m⁻² an⁻¹, ou par (Görres *et al.*, 2014) : entre 2070 et 3500 gC m⁻² an⁻¹.

1163 À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE n'amé-
1164 liore que peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre
1165 les valeurs d'erreur standard est de 5 %. En revanche lors de la phase d'évaluation,
1166 l'utilisation du recouvrement des herbacées semble améliorer l'estimation de façon plus
1167 importante avec une différence de 11 % entre les valeurs d'erreur standard. Contraî-
1168 rement à la PPB la différence apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou
1169 RE-3) est du même ordre de grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet
1170 de l'intégration de la végétation est limité avec une différence de 25 gC m⁻² an⁻¹ au
1171 maximum (entre ER-1 et ER-3), soit moins de 2 % du flux. Encore une fois l'intérêt
1172 de l'évaluation est mis en avant puisqu'il permet de distinguer des modèles très proche
1173 lors de la calibration.

1174 Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-
1175 tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception du
1176 paramètre c du modèles RE-2, ont une p-value inférieure à 0.05. L'erreur calculée lors
1177 de l'évaluation de ces modèles, si elle augmente par rapport à la calibration, reste
1178 faible particulièrement pour le modèle RE-3 où elle vaut moins de 25 %. La RE semble
1179 donc mieux contrainte que la PPB, avec une estimation des paramètres fiable et une
1180 différence entre les estimations issues des modèles limitée.

1181 CH₄

1182 Les flux de CH₄ sont faibles comparés aux flux de CO₂. Les valeurs mesurées sont
1183 plus forte que celles mesurés entre 0 et 0,03 μmol m⁻² s⁻¹ par Bortoluzzi *et al.* (2006).
1184 Pour 2013 les valeurs mesurées sont proches de celle mesurée par Long *et al.* (2010).
1185 L'absence d'étiage en 2014 explique peut-être le doublement des flux... (**Réf needed**)

1186 La faible relation observée entre le niveau de la nappe et les flux de méthane va dans

le même sens que les observations faites par [Trudeau *et al.* \(2012\)](#) et (à développer, de
ref ds trudeau2012)

1189 COD

1190 3.4.2 Estimations des bilans

1191 D'une manière générale, les bilans sont principalement contraints par les flux de
1192 CO₂, le CH₄ ne jouant qu'un rôle marginal en termes de quantité de carbone. Ces ob-
1193 servations sont cohérentes avec d'autres études comme [Bortoluzzi *et al.* \(2006\); Worrall](#)
1194 [et al. \(2009\)](#). La forte variabilité entre les différents bilans est à attribuer en grande
1195 majorité à l'erreur sur l'estimation du flux de PPB.

1196 Selon le bilan considéré, la tourbière de La Guette stocke de faible quantité de C
1197 de l'ordre d'une dizaine de grammes par mètre carré, ou émet du carbone dans l'at-
1198 mosphère de l'ordre de XXà plus de 200 gC m⁻² an⁻¹. Les estimations sont cohérentes
1199 avec le fait que la tourbière de La Guette a subie un drainage à l'aval (fossé de la
1200 départementale 926) induisant un envahissement par une végétation vasculaire.

1201 3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan

1202 Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de CH₄ avec une erreur
1203 standard de 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence
1204 importante montre que l'estimation des flux de CH₄ à l'aide de l'indice de végétation
1205 à permis l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les
1206 années 2013 et 2014, mais que son utilisation dans d'autre conditions (année sèche,
1207 haute MAT) est fortement limité. L'importance faible du CH₄ dans le bilan de carbone
1208 de la tourbière rend ces erreurs moins critiques que celles faites sur l'estimation de la
1209 PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises en évidence par les fortes
1210 variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles sont la source des variations
1211 observées en termes de bilan. L'ajout d'un indice de végétation diminue d'incertitude
1212 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 $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

1216 sensibilité du bilan au variation des paramètres

1217 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)

1224 3.4.4 Représentativité locale du modèle

Distribution des paramètres

Pourquoi certaines placette mieux que d'autres

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

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

1233 3.4.5 Variation du bilan avec la végétation

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

1240 Pour la RE, ce sont les groupes 3 et 4 qui ont les flux estimés les plus importants
1241 avec une différence d'environ $200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ avec les deux autres groupes. Malgré
1242 leurs différences, le groupe 2 possède une strate muscinale importante alors qu'elle est
1243 absente dans le groupe 3, ils ont en commun d'avoir une strate arbustive importante.

1244 **3.4.6 perspectives**

1245 cartographie ?

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

¹²⁴⁷

¹²⁴⁸	4.1 Introduction	⁸²
¹²⁴⁹	4.2 Procédure expérimentale	⁸³
¹²⁵⁰	4.2.1 Expérimentation A	⁸⁴
¹²⁵¹	4.2.2 Expérimentation B	⁸⁴
¹²⁵²	4.2.3 traitement	⁸⁵
¹²⁵³	4.3 Résultats	⁸⁶
¹²⁵⁴	4.3.1 Expérimentation A	⁸⁶
¹²⁵⁵	4.3.2 Expérimentation B	⁸⁹
¹²⁵⁶	4.3.3 tendances générales	⁹²
¹²⁵⁷	4.4 Discussion	⁹²
¹²⁵⁸	4.4.1 Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	⁹²
¹²⁵⁹	4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	⁹⁴
¹²⁶⁰	4.4.3 Effet cycles multiples	⁹⁵
¹²⁶¹		
¹²⁶²		
¹²⁶³		

¹²⁶⁴ 4.1 Introduction

¹²⁶⁵ Au cours des deux années qu'ont duré les suivis des émissions de flux de CO₂ et
¹²⁶⁶ de CH₄ sur la tourbière de La Guette, le niveau de la nappe n'a que très faiblement
¹²⁶⁷ varié comparé aux années précédentes bien plus sèches. En conséquence de cette faible
¹²⁶⁸ variation peu de variations des flux ont pu y être relié. Malgré tout il est connu que
¹²⁶⁹ l'hydrologie est un facteur contrôlant important des flux.

¹²⁷⁰ Ainsi de nombreuses études on reliées les émissions de CO₂ au niveau de la nappe
¹²⁷¹ avec, cependant, des résultats et des conclusions variables. La majorité des études
¹²⁷² montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,
¹²⁷³ soit par une sécheresse, aura tendance à avoir un ENE plus faible : Ainsi [Strack et](#)
¹²⁷⁴ [Zuback \(2013\)](#) expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des mesures
¹²⁷⁵ faites pendant une période relativement sèche. Une observation similaire est faite par
¹²⁷⁶ [Aurela et al. \(2007\)](#) qui mesure un ENE plus faible lors d'une année sèche, sur une
¹²⁷⁷ tourbière à Carex du sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE à une
¹²⁷⁸ augmentation de la RE et à une baisse de la PPB, dans des conditions plus chaudes
¹²⁷⁹ et plus sèches. [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une
¹²⁸⁰ année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, au delà de -30 cm. Ils
¹²⁸¹ expliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va dans le même
¹²⁸² sens que [Lund et al. \(2012\)](#) qui, lors de l'étude d'une tourbière située au sud de la suède,
¹²⁸³ observent en 2008 une baisse de l'ENE. Les mesures de RE faites cette année là étant
¹²⁸⁴ similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une diminution
¹²⁸⁵ de la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent une autre
¹²⁸⁶ baisse de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à celle
¹²⁸⁷ des autres années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse est
¹²⁸⁸ expliqué par une augmentation de la RE Ce paradoxe apparent est interprété grâce
¹²⁸⁹ au type de sécheresse : courte et intense pendant la saison de végétation de 2006 et
¹²⁹⁰ d'intensité plus faible mais d'une durée plus longue en 2008. Enfin et à l'inverse des

1291 résultats précédemment cités, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) dans une étude des effets à long
 1292 terme d'une baisse du niveau de la nappe, n'observe que peu d'effet sur l'ENE tandis
 1293 que les flux de RE et de PPB augmentent tous deux. Toutes ces études montrent que
 1294 si le niveau de la nappe est incontestablement reconnu comme un facteur de contrôle
 1295 des flux de CO₂, il est difficile d'en dégager, avec certitude, un comportement valable
 1296 de façon générale.

1297 Concernant le méthane, une baisse du niveau de la nappe est généralement liée à
 1298 une baisse des émissions de CH₄, et inversement ([Strack et al., 2006; Pelletier et al.,](#)
 1299 [2007; Turetsky et al., 2008](#)). Cependant d'autres études, principalement dans des sites
 1300 où le niveau de la nappe est proche de la surface du sol, montrent une absence de
 1301 relation entre le niveau de la nappe et les émissions de méthane, voire une relation
 1302 inverse, avec des flux plus faibles liés à des niveaux de nappe plus élevés ([Kettunen](#)
 1303 [et al., 1996; Bellisario et al., 1999; Treat et al., 2007](#)). Là encore selon les conditions
 1304 environnementales, la relation entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe n'est pas
 1305 aisément généralisable.

1306 L'objectif de ce chapitre est donc d'explorer plus en avant l'effet du niveau de la
 1307 nappe sur les émissions de GES, effet peu ou pas visible *in-situ*. Plus précisément il
 1308 s'agit de déterminer l'effet de cycles de dessication/ré-humectation sur les émissions de
 1309 CO₂ et de CH₄.

1310 4.2 Procédure expérimentale

1311 L'étude des cycles de dessication/ré-humectation s'est effectué sur des mésocosmes,
 1312 prélevés sur la tourbière de La Guette. L'expérimentation a été testé durant l'été 2013
 1313 avec un seul cycle relativement long, on s'y référera par la suite comme l'expérimenta-
 1314 tion A. Cette expérimentation a été renouvelée l'été 2014 afin d'augmenter à trois le
 1315 nombre de cycles, ceux-ci étant plus court. On appellera cette seconde expérimentation,
 1316 l'expérimentation B (Tableau 4.1).

4.2.1 Expérimentation A

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

4.2.2 Expérimentation B

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

¹³⁴⁴ Le deuxième cycle dura du 17 au 28 juillet et du 29 juillet au 3 aout, Enfin le dernier
¹³⁴⁵ cycle fut mesuré du 4 au 11 aout pour la dessication et du 12 au 14 aout pour la
¹³⁴⁶ réhumectation.

¹³⁴⁷ 4.2.3 traitement

¹³⁴⁸ Les flux sont moyennés par jour de mesure.

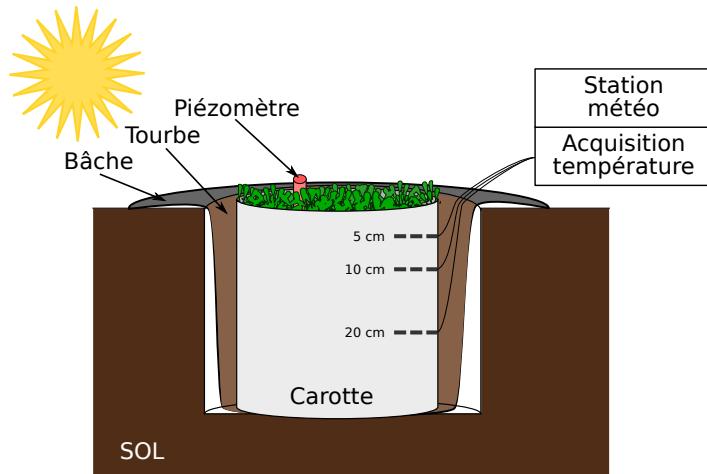


FIGURE 4.2 – Schéma d'un mésocosme

¹³⁴⁹ 4.3 Résultats

¹³⁵⁰ 4.3.1 Expérimentation A

¹³⁵¹ Pendant la phase de dessication de l'expérimentation A, on observe une baisse du
¹³⁵² niveau de la nappe pour les placettes contrôles comme pour les placettes traitements
¹³⁵³ (Figure 4.3–A). Malgré tout leur comportement est différent : les placettes contrôles ont
¹³⁵⁴ un niveau de nappe relativement élevé jusqu'au 24 juin puis ce niveau baisse fortement
¹³⁵⁵ alors que les placettes du groupe traité ont un niveau de nappe qui diminue de façon
¹³⁵⁶ plus continue sur l'ensemble de la phase. La remontée du niveau de la nappe s'effectue
¹³⁵⁷ de façon similaire pour les deux groupes. Enfin après la phase de ré-humectation, le
¹³⁵⁸ niveau de la nappe baisse à nouveau, plus rapidement pour le groupe traitement que
¹³⁵⁹ pour le groupe contrôle.

¹³⁶⁰ Les émissions de CH_4 , s'étendant de 0 et $0,3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, sont relativement si-
¹³⁶¹ milaires entre les deux groupes jusqu'au 24 juin 2013, date à partir de laquelle ils
¹³⁶² commencent à diverger (Figure 4.3–B). À cette date les émissions du groupe contrôle
¹³⁶³ augmentent rapidement pour atteindre $0,55 \pm 0,31 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ tandis que celles du
¹³⁶⁴ groupe traité restent stable. Finalement mi-juillet, à la fin de la phase de dessicca-
¹³⁶⁵ tion les deux groupes retrouvent des niveaux d'émission similaires compris entre 0,1 et

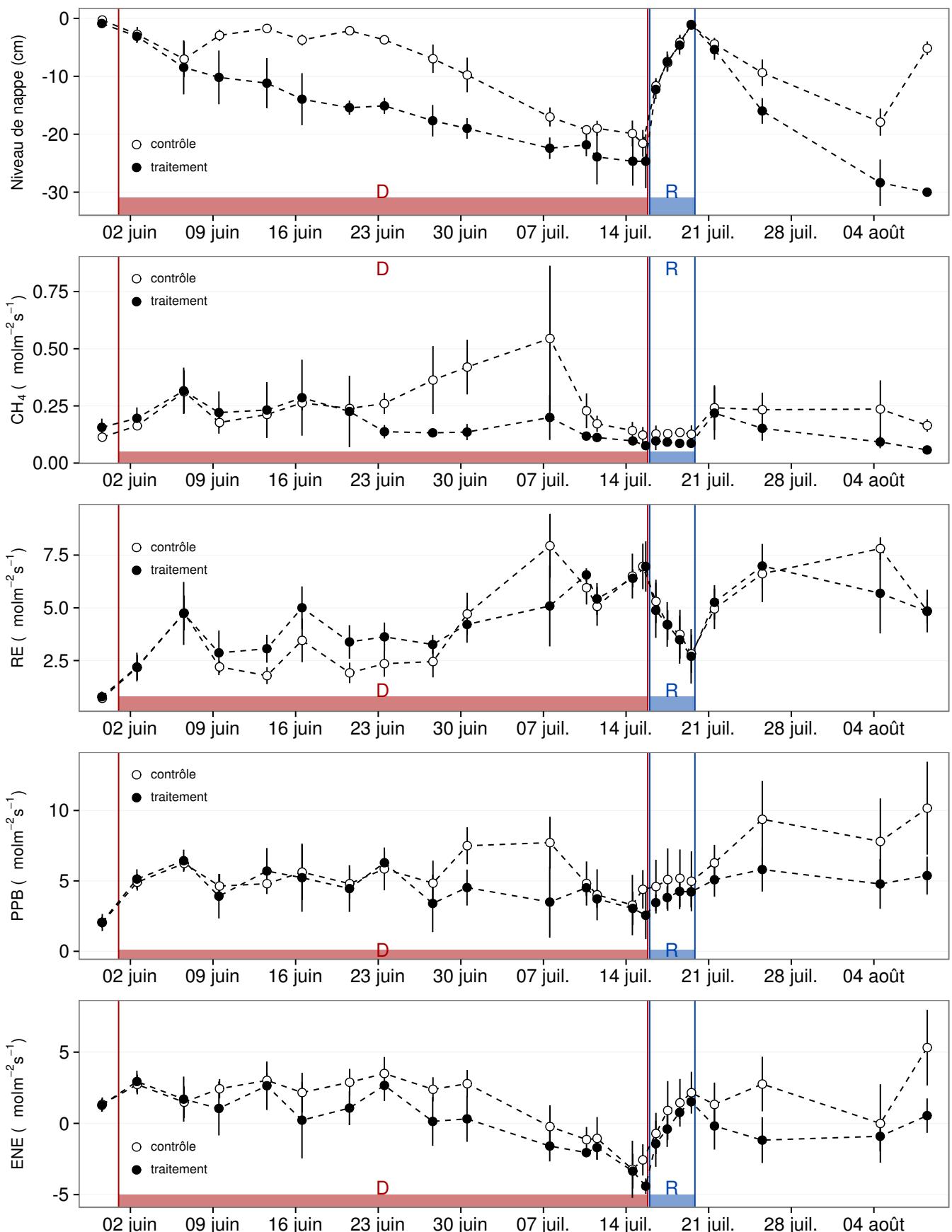


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhuméction (R) en bleu.

4.3. Résultats

1366 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ces niveaux restent constant pendant toute la phase de réhumecta-
1367 tion, avant d'augmenter légèrement par la suite ; ils ne dépassent pas 0,25 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1368 mais franchissent la barre des 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

1369 Pendant la phase de dessication, les valeurs de la RE tendent à augmenter quel
1370 que soit le groupe de placettes considéré (Figure 4.3–C). Ces valeurs inférieures à
1371 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
1372 mi-juillet, avant la réhumectation. Dans le détail cependant les deux groupes ne se
1373 comportent pas de la même façon : la RE du groupe traité augmente régulièrement
1374 pendant l'ensemble de cette phase, tandis que les valeurs du groupe de contrôle res-
1375 tent, dans un premier temps, stable jusqu'à fin juin. La RE de ce groupe vaut alors
1376 $2,45 \pm 0,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ contre $3,26 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité. Cet
1377 écart, pouvant varier dans le temps, étant installé depuis le 9 juin. À partir de dé-
1378 but juillet, les valeurs de RE du groupe de contrôle augmentent fortement dépas-
1379 sant les valeurs du groupe traité. La RE de ce groupe atteint alors un maximum à
1380 $7,93 \pm 1,52 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ le 8 juillet avant de retrouver des valeurs proche de celles ob-
1381 servées dans le groupe traité. Cette augmentation brusque correspond temporellement
1382 à celle observée, pour le même groupe, dans les flux de CH₄. Lors de la phase de réhu-
1383 mectation, les flux de RE diminuent de façon très similaire pour les deux groupes ou
1384 ils atteignent un minimum proche de 2,75 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ce minimum reste cependant
1385 plus élevé que les valeurs mesurées initialement. Après la phase de réhumectation, les
1386 flux des deux groupes restent relativement proches pendant le reste des mesures, où ils
1387 remontent à mesure que le niveau de la nappe diminue à nouveau.

1388 Pour les deux groupes, les flux de PPB restent relativement stables pendant la
1389 phase de dessiccation (Figure 4.3–D). Jusqu'au 24 juin, les flux des deux groupes sont
1390 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
1391 moyenne pour les deux groupes). Après cette date, et comme pour le CH₄ et la RE,
1392 les valeurs de la PPB du groupe de contrôle augmentent et s'écartent de celles me-
1393 surées dans le groupe traité, en attendant de les rejoindre avant la fin de cette phase
1394 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

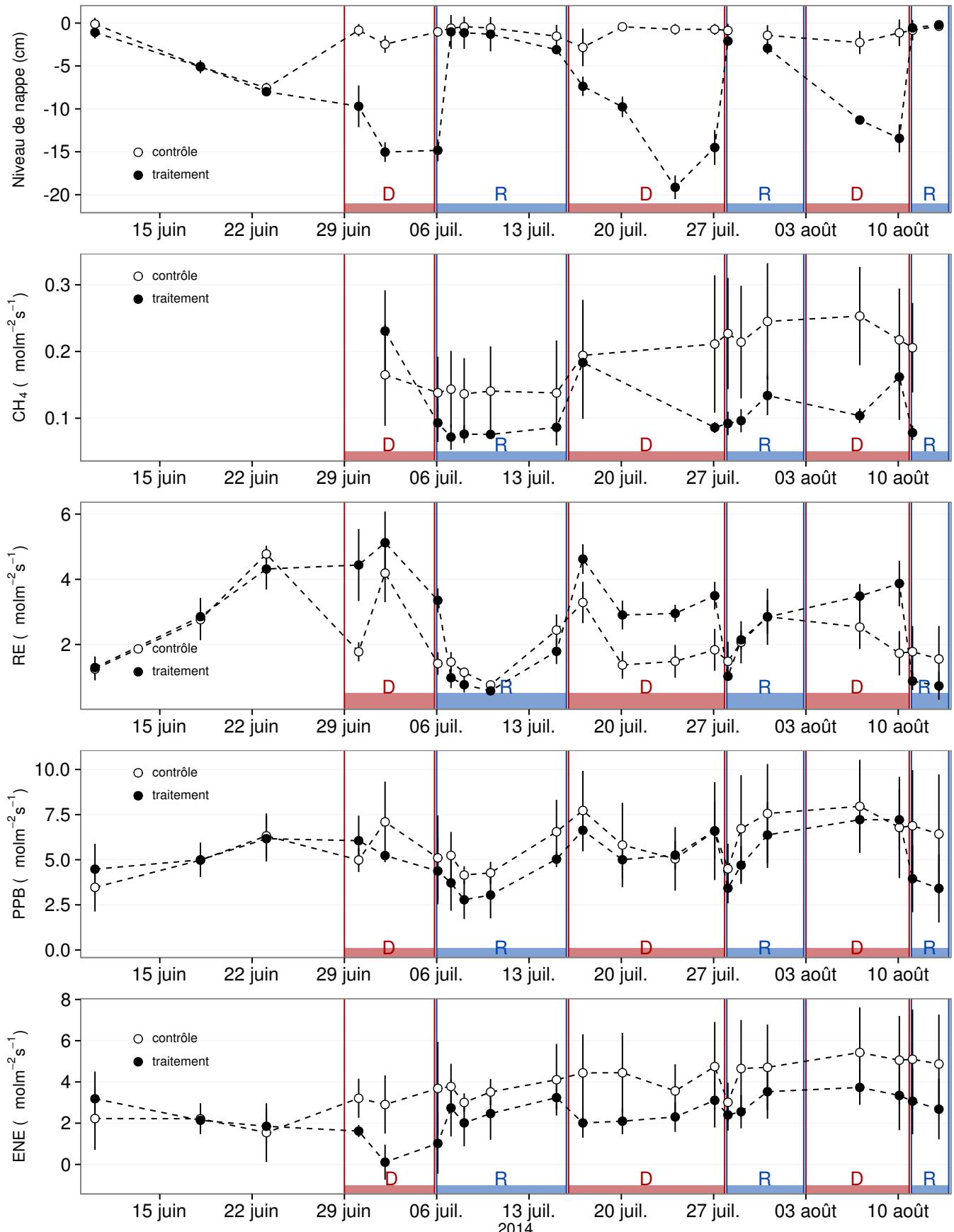


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu.

1423 d'une quinzaine de centimètres en moyenne pour chaque cycle (Figure 4.4–A).

1424 Les flux de CH₄ moyen s'étendent de 0,07 à 0,34 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux du groupe
1425 de contrôle, à l'exception de la première mesure, sont supérieurs aux flux du groupe
1426 traité, leurs moyennes respectives sur l'ensemble des mesures étant de 0,20 ± 0,06 et
1427 0,11 ± 0,05 µmol m⁻² s⁻¹ respectivement. Les émissions du groupe de contrôle tendent
1428 à augmenter sur la période de mesure. Une tendance similaire, quoique moins mar-
1429 quée, est également visible pour le groupe traité. Concernant les cycles de dessicca-
1430 tion/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements communs, même s'il
1431 semble que l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Figure 4.4–B) Cette re-
1432 lation, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'apparaît cependant pas
1433 sur l'ensemble des données (Figure 4.5–B) Un pic d'émission de CH₄ est également à
1434 noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

1435 La RE varie pour les deux groupes entre 0,42 et 5,12 µmol m⁻² s⁻¹ (Figure 4.4–C)).
1436 Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des deux
1437 groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue. Pen-
1438 dant les phases de dessiccation, les valeurs du groupe traité sont systématiquement supé-
1439 rieures, de 1,5 à 1,8 µmol m⁻² s⁻¹ en moyenne par phase, par rapport à celle du groupe
1440 de contrôle. À l'inverse pendant les phases de réhumectation les flux entre les deux
1441 groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE du groupe de contrôle
1442 à être au dessus de celle du groupe traité. La RE du groupe traité est systématiquement
1443 plus faible pendant les phases de réhumectations que pendant les phases de dessicca-
1444 tions. En moyenne la RE vaut respectivement 2,28 ± 1,00 et 3,86 ± 0,80 µmol m⁻² s⁻¹
1445 pour les groupes de contrôle et traité pendant les phases de dessiccation et 1,70 ± 0,62
1446 et 1,51 ± 0,98 µmol m⁻² s⁻¹ pendant les phases de réhumectation.

1447 Sur l'ensemble de la période de mesure la PPB est comprise entre 2,78 et 7,96 µmol m⁻² s⁻¹.

1448 Avant le début des traitements les flux des deux groupes sont similaires (Figure 4.4–D).
1449 La première phase de dessiccation fait passer la PPB du groupe de contrôle au dessus
1450 du groupe traité. Pour les deux groupes, la PPB est plus importante lors des phases
1451 de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec des moyennes respectives

4.4. Discussion

¹⁴⁵² 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
¹⁴⁵³ $4,05 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité.

¹⁴⁵⁴ Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre $0,11$ et $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, elles
¹⁴⁵⁵ ont tendance à augmenter au cours du temps. Passé la période pré-traitements pendant
¹⁴⁵⁶ laquelle les flux de l'ENE sont similaires pour les deux groupes l'ENE du groupe de
¹⁴⁵⁷ contrôle est systématiquement supérieure à celle du groupe de traitement (Figure 4.4–
¹⁴⁵⁸ E). L'évolution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la
¹⁴⁵⁹ période de mesure avec pour le groupe traité une diminution récurrente de l'ENE au
¹⁴⁶⁰ début de chaque phase de dessiccation.

4.3.3 tendances générales

¹⁴⁶² Pour les deux expérimentations une relation nette est visible entre le niveau de la
¹⁴⁶³ nappe et l'ENE qui diminue lorsque le niveau de nappe augmente (Figure 4.5–G,H).
¹⁴⁶⁴ La relation inverse est visible, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau
¹⁴⁶⁵ de la nappe (Figure 4.5–C,D). La PPB par contre ne montre aucune tendance claire
¹⁴⁶⁶ quelle que soit l'expérimentation. On peut malgré tout noter que les valeurs de PPB les
¹⁴⁶⁷ plus faibles correspondent aux niveaux de nappe les plus élevés(Figure 4.5–E,F). Pour
¹⁴⁶⁸ le méthane, que ce soit pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble se
¹⁴⁶⁹ 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*

¹⁴⁷² Les flux moyen de CH_4 mesurés dans les mésocosmes des deux expérimentations
¹⁴⁷³ font partie des valeurs hautes mesurées sur le terrain. Certaines campagnes dépassent
¹⁴⁷⁴ nettement, en faisant plus que doubler, le maximum de $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ mesuré en
¹⁴⁷⁵ 2014 sur la tourbière de La Guette.

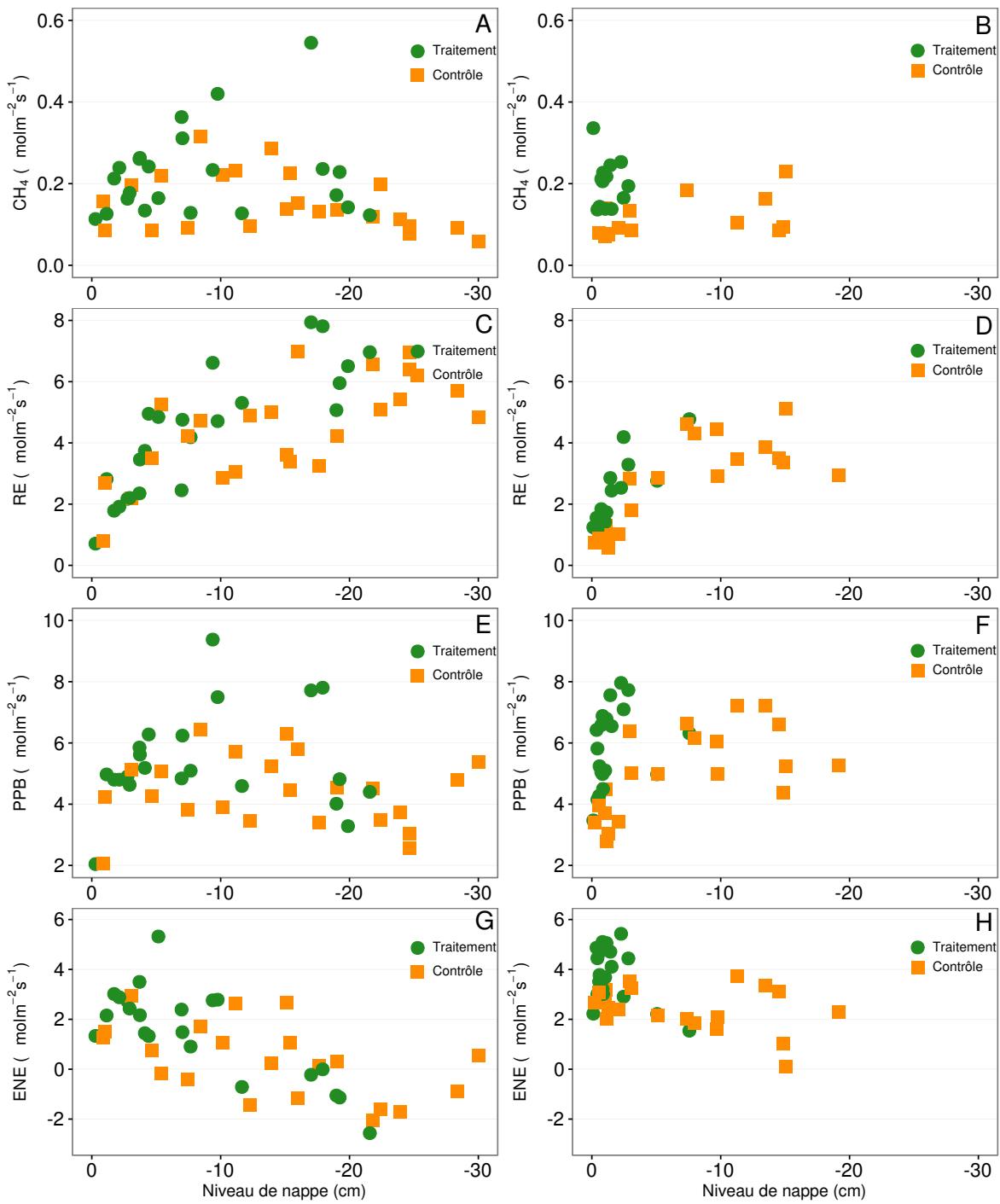


FIGURE 4.5 – Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe

4.4. Discussion

1476 Pour le CO₂ les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurée sur la
1477 tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que
1478 celui mesuré sur le terrain la même année : 0,81 contre 2,85 µmol m⁻² s⁻¹. Pour l'expé-
1479 rimentation B en revanche l'ENE moyen vaut 0,71 µmol m⁻² s⁻¹ ce qui est relativement
1480 proche de celui mesuré sur le terrain : 2,93 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux de RE et de PPB
1481 sont moins fort que les flux mesurés sur le terrain mais restent dans leur gamme de
1482 valeurs. Ces comparaisons sont par ailleurs à relativiser puisque les mesures de flux
1483 n'ont pas nécessairement lieu aux mêmes moment de la journée.

1484 Comme pour la RE, les flux de PPB sont du même ordre de grandeur que ceux me-
1485 surés sur le terrain, mais légèrement plus faible : les maxima moyens mesurés dans les
1486 mésocosmes sont d'environ 7,5 pour des valeurs de 13 µmol m⁻² s⁻¹ mesuré directement
1487 sur la tourbière.

1488 4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de 1489 gaz

1490 Les résultats de ces deux expérimentations montrent clairement une augmentation
1491 de la RE quand le niveau de la nappe diminue. Ceci est en accord avec les résultats
1492 d'autres études que ce soit in-situ (Ballantyne *et al.*, 2014) ou en mésocosmes (Blodau
1493 *et al.*, 2004; Dinsmore *et al.*, 2009). Dans ces deux dernières publications, la baisse
1494 du niveau de la nappe diminue la PPB. Pas de variations claires de la PPB n'est vi-
1495 sible dans les données présentées, même si une légère tendance semble émergée aux
1496 plus fortes profondeur de nappe pour l'expérimentation A, ces observations restent à
1497 confirmer. Cette absence d'effet du niveau de la nappe sur la PPB peut, peut être,
1498 être liée à la profondeur des mésocosmes (30 cm). En effet dans Blodau *et al.* (2004)
1499 et Dinsmore *et al.* (2009), les mésocosmes utilisés sont plus grands, 75 et 41 cm res-
1500 pectivement, ont permis d'abaisser le niveau de l'eau au delà de -30 cm. Cette limite
1501 a été rapportée plusieurs fois comme étant un seuil au delà duquel son observés des
1502 changements importants (Blodau *et al.*, 2004; Peichl *et al.*, 2014). Ce seuil est expliqué
1503 comme étant la limite au delà de laquelle les forces de capillarités ne permettent plus

1504 d'alimenter en eau les sphaignes (Rydin et Jeglum, 2013a; Ketcheson et Price, 2014).
1505 Il résulte des constats précédents qu'une baisse du niveau de nappe, faisant augmenter
1506 la RE et ne changeant pas ou peu la PPB, conduit à une baisse de l'ENE. Cette di-
1507 minution de l'ENE est cohérente avec la littérature, que ce soit des expérimentations
1508 en mésocosmes (Aerts et Ludwig, 1997; Blodau *et al.*, 2004), ou in-situ (Bubier *et al.*,
1509 2003; Sonnentag *et al.*, 2010). Malgré tout l'extrapolation de ses résultats à d'autres
1510 situations n'est pas évidente car fortement fonction du contexte. D'autre études n'ont,
1511 par exemple, pas observé d'influence du niveau de la nappe sur la RE (Updegraff *et al.*,
1512 2001). Par ailleurs Laiho (2006) a montré l'importance du contexte et notamment celui
1513 de l'échelle de temps considéré qui peut impliquer des phénomènes différents et donc
1514 avoir des conséquences différentes.

1515 La dépendance entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe, devant conduire à une
1516 baisse des émissions quand le niveau de la nappe diminue, comme décrite dans Aerts et
1517 Ludwig (1997), Pelletier *et al.* (2007) ou Turetsky *et al.* (2008), n'a pas été clairement
1518 observée. Ce constat rejoins d'autres études dans lesquelles une relation inverse ou un
1519 absence de relation a été trouvé entre le CH₄ et le niveau de la nappe Kettunen *et al.*
1520 (1996); Bellisario *et al.* (1999); Treat *et al.* (2007). L'observation d'un pic de méthane
1521 suivant de quelques jours une phase de hausse du niveau de la nappe, est également
1522 rapportée par Kettunen *et al.* (1996). (**And so what ?**)

1523 4.4.3 Effet cycles multiples

1524 5 Variation journalière de la respiration de
1525 l'écosystème (article)

1526

1527	5.1 Introduction	99
1528		
1529	5.2 Procédure expérimentale et analytique	101
1530	5.2.1 Sites étudiés	101
1531	5.2.2 Acquisition des données	101
1532	5.2.3 Synchronisation des données	102
1533	5.2.4 Sensibilité de RE à la température	102
1534	5.2.5 Différence entre mesures de jour et mesures de nuit	103
1535	5.2.6 Caractérisation physico-chimique	104
1536	5.3 Résultats	104
1537	5.3.1 Température de l'air et variabilité de RE	104
1538	5.3.2 Synchronisation RE et température du sol	105
1539	5.3.3 Équations utilisées	107
1540	5.3.4 Relation entre RE et la température	108
1541	5.3.5 Évolution du Q ₁₀	109
1542	5.3.6 Différence entre mesures de jour et de nuit	112
1543	5.3.7 Caractérisation de la tourbe	112
1544	5.4 Discussion	112
1545	5.4.1 Différence de RE entre les différents sites	112
1546	5.4.2 Temps de latence entre température et RE	115
1547	5.4.3 La synchronisation entre RE et la température améliore la 1548 représentation de la sensibilité de RE à la température	116

1549	5.4.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit	116
1550	5.4.5 La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à	
1551	la synchronisation	117
1552	5.5 Conclusions	117
1554		

1555 5.1 Introduction

1556 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most
1557 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and
1558 123 PgC yr⁻¹, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer *et al.*, 2010). By
1559 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at
1560 7.8 PgC yr⁻¹ (Ciais *et al.*, 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem
1561 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have
1562 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.
1563 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains
1564 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice *et al.*, 2001;
1565 Eswaran *et al.*, 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is
1566 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable
1567 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.
1568 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as
1569 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen *et al.*, 2002).
1570 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution
1571 under current environmental changes deserves attention.

1572 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-
1573 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,
1574 2006a). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown
1575 consequences on the C balance (Limpens *et al.*, 2008). ER is often related to tempe-
1576 rature : either to air temperature (e.g., Bortoluzzi *et al.*, 2006), or soil temperature.
1577 The most commonly used soil temperatures are those at -5 cm (Ballantyne *et al.*, 2014;
1578 Görres *et al.*, 2014) and -10 cm (Kim et Verma, 1992; Zhu *et al.*, 2015). In some studies,
1579 different depths are used and the selected one depends on the goodness-of-fit (Günther
1580 *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2015). All these studies use the chamber method to measure
1581 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.

1611 The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale
1612 between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the
1613 effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel
1614 ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference
1615 between nighttime and daytime ER.

1616 5.2 Procédure expérimentale et analytique

1617 5.2.1 Sites étudiés

1618 L'étude a été réalisée sur les quatres tourbières à sphaigne du SNO : Bernadouze
1619 (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ; 98 ha,
1620 N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha, N 48°26'30",
1621 E 1°10'54", 154 m), et La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E 2°17'04", 145 m).
1622 Les températures moyennes annuelles et les précipitations annuelle sont de 6, 7.5, 11,
1623 11°C, et 1700, 1400, 870, 880 mm pour BDZ, FRN, LDM and LGT respectivement.
1624 Pendant les mesures le niveau de la nappe est resté constant a -12, -7, -35 et -9 cm
1625 pour BDZ, FRN, LDM and LGT.

1626 5.2.2 Acquisition des données

1627 Les campagnes de terrain se sont déroulée entre juillet et octobre 2013. Dans chaque
1628 site, quatre réplicats ayant une végétation similaire ont été choisi. Quatre embases (cf
1629 chapitre 2, partie 2.3.2) ont été installées sur le terrain le jour précédent des mesures.
1630 Pendant 72 heures, les flux de CO₂ ont été mesurés dans les quatre embases une fois
1631 par heure dans un ordre aléatoire. Ces mesures ont été réalisées suivant le protocole
1632 décrit dans la partie 2.3.2. Dans chaque site, une station météo munie d'une centrale
1633 d'acquisition de données a été installée à côté des embases. Cette station fournissant des
1634 données environnementales et météorologiques acquise à la seconde : la température

5.2. Procédure expérimentale et analytique

1635 de surface (la température de l'air le plus proche de la surface possible : 5 cm), la
1636 température de la tourbe à -5, -10, -20, -30 cm de profondeur, l'humidité relative
1637 de l'air et le rayonnement solaire.

1638 Après les 72 heures de mesure, quatre carottes de tourbe (30 cm de hauteur, 15 cm
1639 de diamètre), une pour chaque réplicat, ont été extraite sur chaque site pour en faire
1640 une caractérisation physico-chimique.

1641 5.2.3 Synchronisation des données

1642 La synchronisation entre la RE et les températures ont été calculés pour chaque
1643 profondeur et temps de latence : La fréquence d'acquisition entre les température et
1644 la RE est différente. En conséquence, une moyenne des températures acquise pendant
1645 les mesures RE a été calculée pour chaque profondeur pendant le temps correspond
1646 à la durée de chacune des mesures de CO₂. Cette procédure a ensuite été répétée en
1647 décalant les séries de données de 10 min, jusqu'à un décalage de 24 heures. Le pas
1648 de 10 minutes est un compromis entre la précision et le temps de calcul nécessaire.
1649 Ensuite un coefficient de corrélation a été calculé pour chaque pas de temps et pour
1650 chaque température aux différentes profondeurs. Finalement la synchronisation a été
1651 déterminée pour chaque profondeur en choisissant le temps de latence correspondant
1652 au coefficient de corrélation le plus élevé. Les corrélations négatives causée par une
1653 inversion de phases n'ont pas été considérées.

1654 5.2.4 Sensibilité de RE à la température

1655 Trois modèles largement utilisés Fang et Moncrieff (2001) ont été testé pour étudier
1656 la relation entre RE et la température : un modèle linéaire (5.1), un modèle exponentiel :
1657 Q₁₀ (5.2) un modèles d'Arrhenius (5.3)

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

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

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

1658 RE a été estimé en utilisant les températures de l'air à la surface et les tempé-
 1659 ratures du sol à -5, -10, -20, -30 cm avec le jeu de données synchronisées et non-
 1660 synchronisées. Les calculs ont été fait à l'aide du logiciel R, les données modélisées ont
 1661 été ajustée aux données mesurées en utilisant la méthode des moindres carrés (*Ordinary*
 1662 *Least Squares, OLS*). La qualité de l'ajustement a été estimé en calculant les coeffi-
 1663 cients de régression (R^2) et l'**erreur standard** normalisée par la moyenne (Normalized
 1664 root mean square error, NRMSE)

1665 5.2.5 Différence entre mesures de jour et mesures de nuit

1666 Pour tester si la relation entre RE et la température diffère entre le jour et la nuit,
 1667 le jeu de données a été divisé en deux groupes. Les données acquises entre 10 heures
 1668 et 17 heure sont considérées représentative du jour et les données acquises entre 23
 1669 heures et 6 heure comme représentative de la nuit. Seules la température de l'air à
 1670 la surface et la température du sol à -5 cm (avec les données synchronisées et non-
 1671 synchronisées) ont été testés comme elle donnait la meilleure représentation de RE.
 1672 Les données ont été centrées pour prendre en compte la différence naturelle entre jour
 1673 et nuit. Les températures et les flux étant plus élevés pendant la journée. Enfin un
 1674 test de student apparié a été appliqué sur la moyenne des réplicats pour chaque site et
 1675 chaque température pour déterminer la significativité des différences éventuelles entre
 1676 les mesures faite le jour et celles faite la nuit.

1677 5.2.6 Caractérisation physico-chimique

1678 Au laboratoire, deux carottes de chaque site ont été immergée dans l'eau pendant
1679 24 heures pour saturer leur porosité. Les carottes ont ensuite été égouttée pendant une
1680 nuit afin de retirer l'eau remplissant la porosité efficace. Avec un pas de 5 cm un morceau
1681 de tourbe de volume connu (V , cm^3) a été coupé et pesé (W_1 , g). Les échantillons ont
1682 ensuite été séchés à 50 °C pendant 48 heures et pesés (W_2 , g). La porosité totale (Φ_T ,
1683 sans dimension), la porosité de rétention (Φ_R , sans dimension), la porosité effective
1684 (Φ_E , sans dimension) et la densité moyenne (Bd , g cm^{-3}) ont été calculées comme
1685 suit :

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

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

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

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

1686 La densité de la tourbe (ρ_{peat}) a été fixée à 1,45 d'après [Kennedy et Price \(2005\)](#).
1687 La tourbe a ensuite été broyée et les concentration en C, H, N, S ont été mesurées avec
1688 un analyseur élémentaire (Thermo Flash Analyser).

1689 5.3 Résultats

1690 5.3.1 Température de l'air et variabilité de RE

1691 Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT
1692 which was 20.8 ± 7.4 °C, (Figure 5.1 – H). The lowest mean temperature and amplitude
1693 were found at BDZ : 14.4 ± 3.3 °C (Figure 5.1 – E). In LDM and FRN, the mean surface

1694 air temperatures were respectively $14.9 \pm 8.7^\circ\text{C}$ and $15.0 \pm 10.3^\circ\text{C}$ (Figure 5.1 – F,
1695 G) Surface air temperature was the highest in FRN.

1696 At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :
1697 $14.1 \pm 1.5^\circ\text{C}$ and $20.3 \pm 1.7^\circ\text{C}$ respectively, whereas the opposite was observed in FRN
1698 and LDM with $16.3 \pm 2.4^\circ\text{C}$ and $15.9 \pm 1.0^\circ\text{C}$ respectively. Mean soil temperatures
1699 were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm
1700 the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.
1701 Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a
1702 large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature
1703 amplitude.

1704 In terms of ER, mean and variability were the lowest in FRN among all sites (1.75
1705 $\pm 0.83 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – B). The highest variability and mean ER ($6.13 \pm$
1706 $2.81 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – C) were observed in LDM. On this site replicates had
1707 different behaviours even though they were close to each other and in a similar environ-
1708 ment. In BDZ and LGT, ER mean values were 3.12 ± 0.92 and $4.10 \pm 1.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1709 respectively (Figure 5.1 – A, B)

1710 5.3.2 Synchronisation RE et température du sol

1711 Figure 5.1 shows that the deeper the temperature was measured, the greater the
1712 shift with respect to ER. Taking this shift into account by synchronising soil tempera-
1713 tures with ER led to a significant positive linear correlation between the temperature
1714 measurement depth and the synchronisation time-delay (all sites pooled, $R^2=0.94$,
1715 $p<0.001$; Figure 5.2). The range of estimated time-delays decreased with depth up to
1716 -20 cm. At this depth the time-delay was 12 hours, i.e. a phase inversion on a daily
1717 timescale. For the three sites other than LDM, the slopes of the time-delay and mea-
1718 surement depth relationship were in a close range : 0.56, 0.54, 0.52 for FRN, BDZ and
1719 LGT respectively. The relationship for LDM was higher at -30 cm, leading to a steeper
1720 slope (0.66) than in the other sites (Figure 5.2). At the other depths, this site always
1721 had the highest time-delay, though the values were close to those of the other sites.

5.3. Résultats

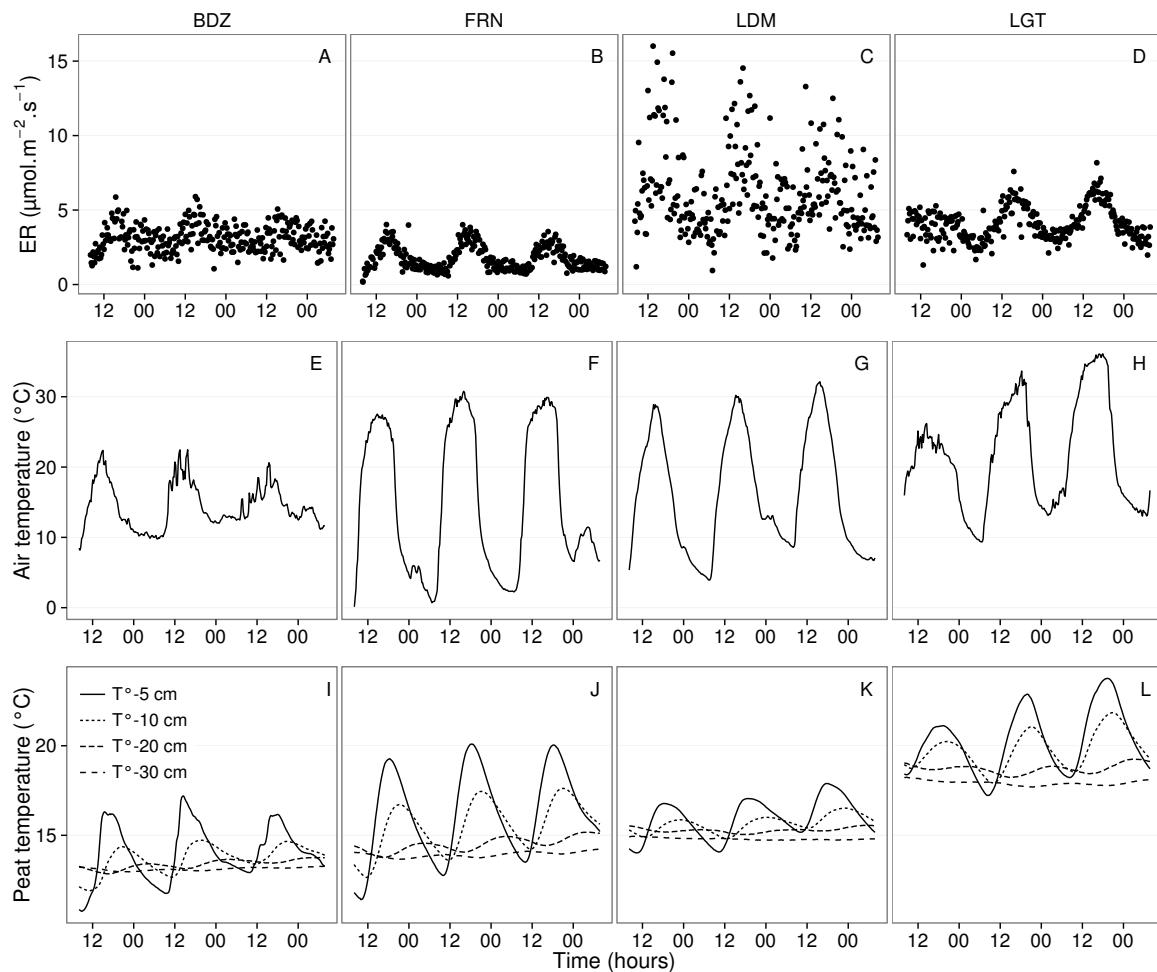


FIGURE 5.1 – Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

1722 BDZ always had the lowest time-delay, but like LDM, the values were close to those of
 1723 the other sites, although slightly lower at -5 cm depth.

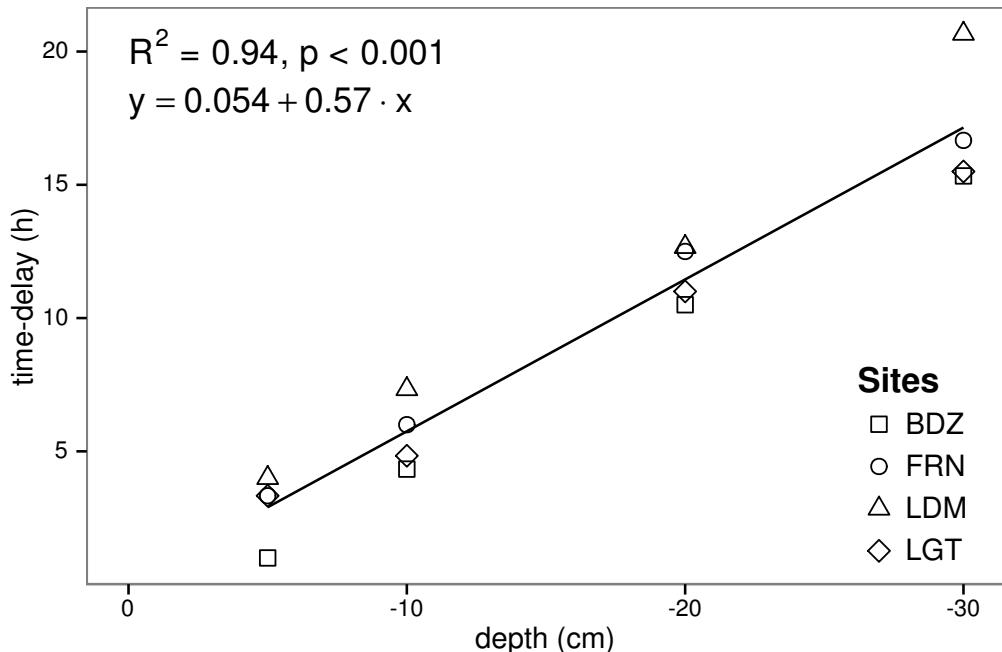


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

1724 5.3.3 Équations utilisées

1725 For both types of model (using non-synchronised and synchronised data), the dif-
 1726 ferences between the 3 tested models were very small. The greatest differences, in R^2
 1727 values, were 0.07 and 0.05 for non-synchronised and synchronised data respectively,
 1728 whereas differences in NRMSE maximum values were 1.28 and 1.14 (Table 5.1). In
 1729 most cases the linear model led to a slightly better R^2 than the others. As the diffe-
 1730 rences between equations were small, however, we will describe the exponential model
 1731 in the following sections, because (i) it is the most widely used model to describe the
 1732 ER-temperature relationship and (ii) the Q_{10} value can be derived from this equation.
 1733 This will allow the comparison of the results of our study to others.

5.3. Résultats

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

5.3.4 Relation entre RE et la température

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

1747 deeper layers especially at -20 cm depth, the NRMSE values show that using syn-
1748 chronised data rather than non-synchronised ones improved the representation of ER
1749 variability at a daily timescale, indicating that depth measurements dependence is
1750 smaller for models using synchronised data than for models using non-synchronised
1751 data. However with increasing depth R^2 values still decreased and NRMSE values still
1752 increased. For FRN, LDM and LGT, synchronised data at -5 cm depth gave a better
1753 account of the ER variability than surface air temperature (Figure 5.3). This was not
1754 the case in LDM, where temperature at the surface was the best descriptor of ER. For
1755 both R^2 and NRMSE the values at -20 cm depth were better than those observed at
1756 -10 or -30 cm depth. This pattern was observed with different magnitudes among sites,
1757 and was particularly visible in FRN and LGT. For the most part, the synchronisation
1758 of data led to higher R^2 and NRMSE values for models using one soil temperature, at
1759 a daily scale on *sphagnum*-dominated peatlands.

1760 5.3.5 Évolution du Q₁₀

1761 The Q₁₀ stood between 0 and 2.5 for non-synchronised data with a maximum at
1762 -5 cm depth. Average values were 1.4, 2.4 and 1.3, at the surface, -5 and -10 cm depth
1763 respectively (Figure 5.4). Average Q₁₀ values at the surface and -10 cm depth were
1764 very similar. However there was much more variability at -10 cm depth, where the
1765 values ranged from 0.1 to 2.1, than at the surface where the values stood between 1.3
1766 and 1.5. Beyond -10 cm depth Q₁₀ values fell almost to 0, while for non-synchronised
1767 data Q₁₀ values greatly increased with depth, reaching meaningless values. Q₁₀ values
1768 estimated with surface temperature were very similar between sites with an average of
1769 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and
1770 non-synchronised data. Below this depth, Q₁₀ estimated with both methods either de-
1771 creased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic
1772 values (Figure 5.4).

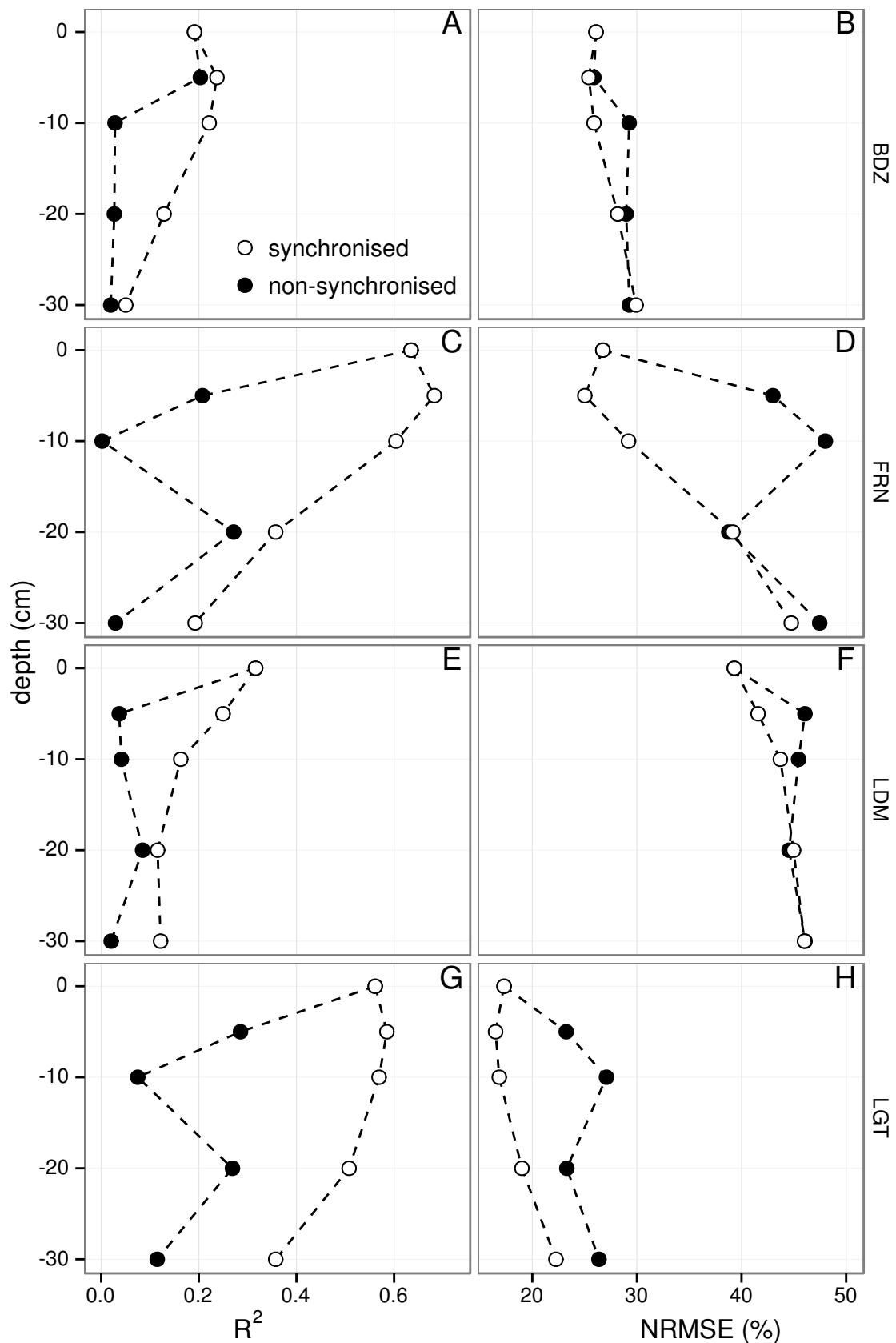


FIGURE 5.3 – Profile of R^2 and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.

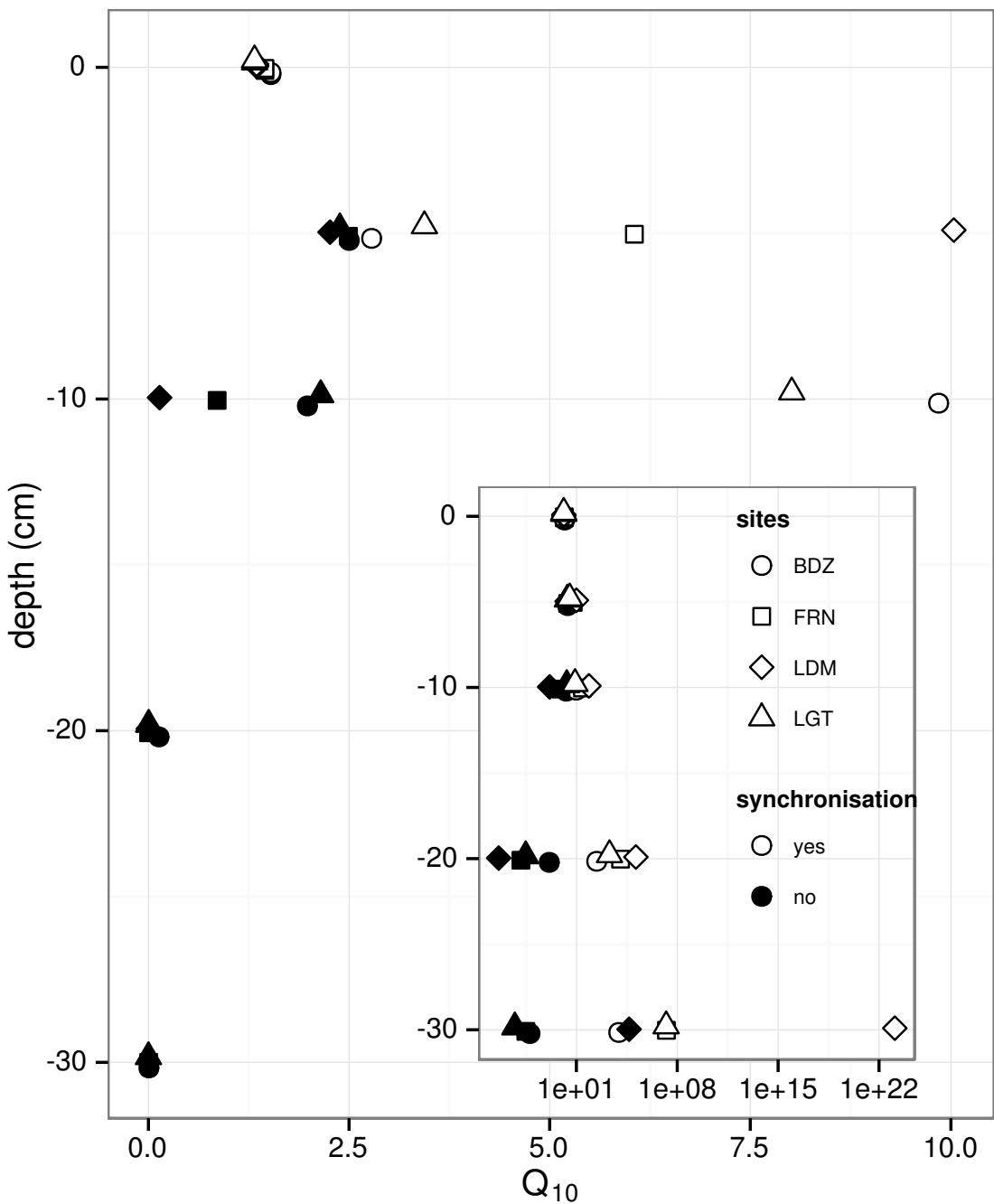


FIGURE 5.4 – Profile of Q_{10} with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

¹⁷⁷³ **5.3.6 Différence entre mesures de jour et de nuit**

¹⁷⁷⁴ For BDZ and LDM sites no significant differences were found between daytime and
¹⁷⁷⁵ nighttime data no matter which model was used, whereas differences were found for
¹⁷⁷⁶ FRN and LGT (Figure 5.5). In FRN, synchronisation increased the significance of the
¹⁷⁷⁷ differences : $p < 0.001$ with and $p < 0.01$ without synchronisation respectively. The
¹⁷⁷⁸ same pattern was found in LGT but with lower significance. Hence models using -5
¹⁷⁷⁹ cm depth with non-synchronised data are not significantly different but those using
¹⁷⁸⁰ synchronised data are. Note that, for LGT, the model using air temperature had a
¹⁷⁸¹ daytime slope that was higher than the nighttime one, which was the opposite of all
¹⁷⁸² the other cases.

¹⁷⁸³ **5.3.7 Caractérisation de la tourbe**

¹⁷⁸⁴ Elemental compositions were similar in all sites : 1–3%, 4–6% and <1% for N, H
¹⁷⁸⁵ and S respectively (Table 5.2). C content was mainly between 40 and 50 %, except at
¹⁷⁸⁶ the deeper levels in LDM and LGT where values were lower (< 32%).

¹⁷⁸⁷ **5.4 Discussion**

¹⁷⁸⁸ **5.4.1 Différence de RE entre les différents sites**

¹⁷⁸⁹ The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those
¹⁷⁹⁰ of peatlands found in the literature. [Bortoluzzi *et al.* \(2006\)](#), for instance, found ER
¹⁷⁹¹ values ranging from 2 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October
¹⁷⁹² 2004. In the present study, the models performed poorly in 2 sites, BDZ and LDM. For
¹⁷⁹³ BDZ, amplitudes of both ER and temperatures were low (Figure 5.1 – A, E) making
¹⁷⁹⁴ the representation of ER possible only on a short temperature span. With such low
¹⁷⁹⁵ ranges of both ER and temperature, it can be assumed that ER variability was due
¹⁷⁹⁶ to the variability between plots. For LDM, the ER fluxes were measured in plots that

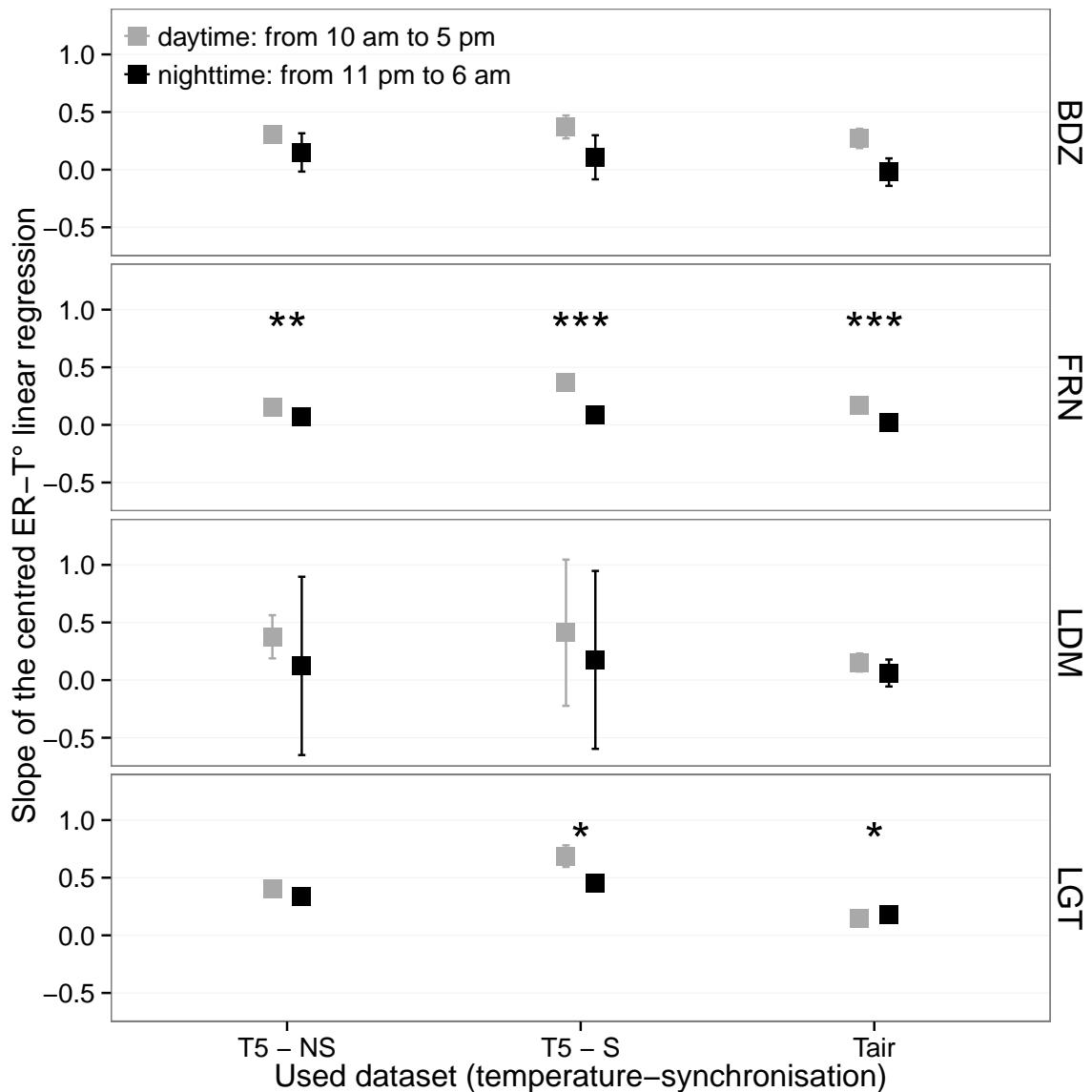


FIGURE 5.5 – Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).

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
<i>Bernadouze</i>									
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
<i>Frasne</i>									
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
<i>Landemarais</i>									
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
<i>La Guette</i>									
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

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

5.4.2 Temps de latence entre température et RE

Time-delays between soil temperatures and ER occur in *Sphagnum*-dominated peatlands. They occur even close to the soil surface and increase with depth. The relationship between time-delays and depth was similar in all the studied sites although LDM had slightly higher time-delays. The overall delay observed in peat soils, 0.57 hours per centimetre, was higher than those found by Pavelka *et al.* (2007) in a forest and in a grassland ecosystem and by Parkin et Kaspar (2003) on two agricultural soils (0.4 and 0.5 hours per centimetre respectively). This is coherent with the fact that peat soil has a lower thermal diffusivity than mineral soils (Farouki, 1981; Arya, 2001). LDM was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected as soil diffusivity increases with wetness (Hillel, 2003) and LDM was the site with the lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER

5.4. Discussion

1825 fluxes.

1826 5.4.3 La synchronisation entre RE et la température améliore 1827 la représentation de la sensibilité de RE à la température

1828 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological
1829 activities ([Vargas *et al.*, 2010](#)), few studies have addressed the effect of time-delays bet-
1830 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this
1831 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation
1832 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation
1833 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised
1834 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations
1835 are in agreement with those of [Pavelka *et al.* \(2007\)](#) who also found a decreasing ef-
1836 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by
1837 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the
1838 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases
1839 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.
1840 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion
1841 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a
1842 phase inversion was found deeper, at -30 cm by [Pavelka *et al.* \(2007\)](#), due to a higher
1843 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-
1844 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher R^2 and lower NRMSE values
1845 than those using surface air temperature.

1846 5.4.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit

1847 The significant differences observed between daytime and nighttime measurements
1848 corroborate other studies in which these differences were found using chamber tech-
1849 niques ([Juszczak *et al.*, 2012](#); [Darenova *et al.*, 2014](#)). The fact that some sites show
1850 significant differences (FRN and LGT) and not others (BDZ and LDM) seems to be

linked to the variability between plots and temperature amplitude. When temperature amplitude was low, most of the variability originated from spatial variability between plots. This was also corroborated by a test done on LGT where we calculated the day and night differences only on the last two days when temperature amplitude was the greatest. As a result the significance increased from $p < 0.05$ to $p < 0.01$ for the synchronised model using -5 cm depth temperature and the differences observed in the model using air temperature were no longer significant any more ($p > 0.05$).

5.4.5 La sensibilité du Q₁₀ à la profondeur de la température et à la synchronisation

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

5.5 Conclusions

We showed that the time-delays between ER and soil temperatures at different depths are significant on a daily timescale as the signals are shifted 30 minutes every centimetre. At this scale the use of synchronised soil temperature, to take into account

5.5. Conclusions

1876 these time-delays, can improve the representation of ER particularly in the first 10
1877 centimetres. Only one of the studied sites showed highly significant differences between
1878 daytime and nighttime measurements. However it is possible that such differences exist
1879 in the other sites, depending on the environmental conditions (e.g. temperature am-
1880 plitude) and spatial variability in the ER fluxes. Addressing questions of bio-physical
1881 coupling in determining ER at different timescales requires high frequency observations
1882 ([Vargas *et al.*, 2011](#)). Even if the automated chamber technique is increasingly used, it
1883 cannot be easily deployed in some sites due to tall vegetation, power supply difficulties,
1884 or harsh environmental conditions. In contrast, temperature measurements at different
1885 depths are easy to conduct, robust to harsh conditions and can be powered by a small
1886 solar panel. A calibration campaign with human manipulated closed chambers could be
1887 carried out to assess ER variability at different timescales. Coupling temperature pro-
1888 file and punctual ER measurements and then using synchronised data in models may
1889 be a good alternative in sites where automated chambers are not easily implantable.

¹⁸⁹⁰ Conclusions et perspectives

₁₈₉₁ 5.6 Bilan du bilan (de C) ?

- ₁₈₉₂ Flux fort
- ₁₈₉₃ sensibilité param forte
- ₁₈₉₄ Modèles multi annuel et prise en compte de la végétation
- ₁₈₉₅ Quid des variations journalières dans un bilan annuel ?
- ₁₈₉₆ Les prendre en compte améliorerait-il les modèles
- ₁₈₉₇ modèles globaux ? **limitations des équations** : Plus généralement, la majorité des
- ₁₈₉₈ tourbières sont sous la neige une partie de l'année, ce qui n'arrive que rarement sur
- ₁₈₉₉ la tourbière de La Guette et une partie possède également des zones d'eau libre, qui
- ₁₉₀₀ n'existent pas sur ce site.
- ₁₉₀₁ modèles globaux et profondeur de tourbe

₁₉₀₂ 5.7 Résilience de la tourbe par rapport aux

- ₁₉₀₃ 2 années sèches qui précèdent le BdC

₁₉₀₄ (lien chap 3 et 4)

₁₉₀₅ 5.8 Ouverture vers d'autre méthodes de me-

₁₉₀₆ sures

- ₁₉₀₇ — chambre automatique (lien chap 5, et chap 3?)
- ₁₉₀₈ — tour eddy covariance (lien chap 5 et chap 3?)

¹⁹⁰⁹ Bibliographie

- ¹⁹¹⁰ AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- ¹⁹¹³ ALM, J., SAARNIO, S., NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. et MARTIKAINEN, P. (1999). Winter CO₂, CH₄ and N₂O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeochemistry*, 44(2):163–186.
- ¹⁹¹⁶ ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- ¹⁹¹⁹ ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- ¹⁹²² ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U., CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 37(1):117.
- ¹⁹²⁶ ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International Geophysics Series*. Academic Press.
- ¹⁹²⁸ AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITILA, E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO₂ exchange of a sedge fen in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- ¹⁹³¹ BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014). Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in northern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.
- ¹⁹³⁴ BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil Sci.*, 47(2):151–163.
- ¹⁹³⁶ BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMEILLERI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N., RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A., CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUSSAERT, S., MARGOLIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS, C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Uptake : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- ¹⁹⁴² BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls on CH₄ emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–91.

- 1945 BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls.
 1946 *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.
- 1947 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland
 1948 mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 1949 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in
 1950 the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 1951 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.
 1952 (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-
 1953 generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 1954 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).
 1955 Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.
 1956 *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 1957 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).
 1958 Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide
 1959 Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.
- 1960 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).
 1961 Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO₂ exchange in a boreal peatland
 1962 complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 1963 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).
 1964 Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the
 1965 zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,
 1966 9(4):455–470.
- 1967 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge
 1968 of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 1969 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions
 1970 stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :
 1971 Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell
 1972 Environ.*, 33(3):394–407.
- 1973 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,
 1974 H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et
 1975 OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :
 1976 a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.
- 1977 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,
 1978 JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional
 1979 climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group
 1980 Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11*,
 1981 pages 847–940.
- 1982 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. et TURNER, J. (2013).
 1983 Climate phenomena and their relevance for future regional climate change.

- 1984 CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,
 1985 A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and
 1986 other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis.*
 1987 *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovern-*
 1988 *mental Panel on Climate Change*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 1989 CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peat-
 1990 land. *Oikos*, pages 368–388.
- 1991 COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on
 1992 internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 1993 CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO₂ emission from a northern
 1994 peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 1995 CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual
 1996 Q₁₀ of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature
 1997 sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 1998 DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (2014). Diurnal deviations in the rela-
 1999 tionship between CO₂ efflux and temperature : A case study. *CATENA*, 123:263–269.
- 2000 DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration
 2001 in terrestrial ecosystems : moving beyond Q₁₀. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2002 DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect
 2003 of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*,
 2004 318(1-2):229–242.
- 2005 ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of
 2006 the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.
- 2007 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO₂ efflux on temperature.
 2008 *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.
- 2009 FAROUKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics.
 2010 Trans Tech Pub., Rockport, MA.
- 2011 FARQUHAR, G. D., VON CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model
 2012 of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 2013 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum,
 2014 de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 2015 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUIT-
 2016 TILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate
 2017 system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 2018 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011).
 2019 *Sols et Environnement*, (2e édn), volume 28 de *Sciences Sup.* Editions Dunod : Paris,
 2020 Vottem, Belgique, 2nd édition édition.

- 2021 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.
2022 (2011). In situ quantification of CH₄ bubbling events from a peat soil using a new
2023 infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 2024 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable
2025 Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 2026 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of
2027 annual CO₂ flux of temperate peat soils under permanent grassland management.
2028 *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 2029 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-
2030 CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity
2031 of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.
- 2032 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-
2033 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOUILLAUD, B. et
2034 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements
2035 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*
2036 *nology*, 22(7):1–17.
- 2037 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*
2038 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 2039 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-
2040 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*
2041 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 2042 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO₂
2043 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.
- 2044 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*
2045 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 2046 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of
2047 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,
2048 1(11):763–766.
- 2049 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,
2050 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.
2051 (2007). Variability of annual CO₂ exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,
2052 4(5):803–816.
- 2053 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls
2054 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &*
2055 *Evolution*, 14(10):385–388.
- 2056 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of
2057 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.

- 2058 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., VON BLOH,
2059 W., BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-
2060 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-
2061 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISIN-
2062 GER, A., SEGGSCHNEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,
2063 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and
2064 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :
2065 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.
- 2066 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International
2067 mire conservation group.
- 2068 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the
2069 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on
2070 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 2071 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-
2072 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate
2073 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 2074 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,
2075 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL,
2076 M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓT-
2077 TIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHKNIN,
2078 A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-
2079 BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et
2080 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).
2081 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 2082 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (2005). A conceptual model of volume-change controls
2083 on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.
- 2084 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of
2085 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohy-
2086 drology*, 7(2):771–782.
- 2087 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,
2088 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from
2089 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 2090 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO₂ flux in a Minnesota peatland.
2091 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 2092 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,
2093 19(4):409–421.
- 2094 LAIHO, R. (2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting
2095 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):
2096 2011–2024.

- 2097 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-
2098 sification of peats and organic soils. *In Testing of peats and organic soils*, volume
2099 820, pages 37–51.
- 2100 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society
2101 Jyskä.
- 2102 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-
2103 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 2104 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,
2105 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUB, G. (2008). Peatlands and the
2106 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeos-
2107 ciences*, 5(2):1475–1491.
- 2108 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of
2109 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.
2110 Emiss. Soil Water*, pages 14–51.
- 2111 LONG, K. D., FLANAGAN, L. B. et CAI, T. (2010). Diurnal and seasonal variation in
2112 methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance.
2113 *Global Change Biology*, 16(9):2420–2435.
- 2114 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects
2115 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.
2116 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 2117 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 5 - Controlling factors. *In LUO, Y. et ZHOU,
2118 X., éditeurs : Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,
2119 Burlington.
- 2120 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.
2121 *In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : Soil Respiration and the Environment*, pages 161
2122 – 185. Academic Press, Burlington.
- 2123 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,
2124 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands
2125 and atmospheric CH₄ and CO₂ variations. *Science*, 314(5797):285–288.
- 2126 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-
2127 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-
2128 SENS, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).
2129 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-
2130 vel. *Science*, 329(5993):838–840.
- 2131 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,
2132 Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 2133 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.
2134 (2002). Plant biomass and production and CO₂ exchange in an ombrotrophic bog.
2135 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.

- 2136 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (2015). Carbon dioxide
 2137 flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming and
 2138 water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–1111.
- 2139 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classifica-*
 2140 *tion system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 2141 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :
 2142 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.
- 2143 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon
 2144 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 2145 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007).
 2146 Dependence of the Q_{10} values on the depth of the soil temperature measuring point.
 2147 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 2148 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLE,
 2149 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing
 2150 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide
 2151 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 2152 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,
 2153 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed,
 2154 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2155 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel
 2156 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–
 2157 527.
- 2158 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil
 2159 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 2160 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas scenar-
 2161 os : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.
 2162 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 2163 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,
 2164 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,
 2165 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGH-
 2166 TON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI,
 2167 X., MASKELL, K. et JOHNSON, C. A., éditeurs : *Climate Change 2001 : the Scienti-
 2168 fic Basis. Contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the
 2169 Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 185–237. Cambridge University
 2170 Press, Cambridge, UK.
- 2171 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINKKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ,
 2172 S., LOHILA, A., LARMOLA, T., MORENO, M., PIHLATIE, M., JANSSENS, I., YUSTE,
 2173 J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØS-
 2174 TRENG, G., ZIEGLER, W., ANTHONI, P., LINDROTH, A. et HARI, P. (2004). Com-
 2175 parison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agric. For.
 2176 Meteorol.*, 123(3–4):159–176.

- 2177 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil
2178 respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.
- 2179 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines*
2180 *et collines*. Forêt privée française.
- 2181 RAMSAR, C. (1987). *Convention relative aux zones humides d'importance internatio-*
2182 *nale particulièrement comme habitats des oiseaux d'eau, (Ramsar, Iran, 1971) telle*
2183 *qu'amendée en 1982 et 1987.*
- 2184 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for
2185 very long optical paths. *Appl. Opt.*, 46(22):5408.
- 2186 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la
2187 séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 2188 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Peat and organic soil. In *The biology of Peatlands*,
2189 pages 85–107. Oxford University Press.
- 2190 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Productivity and peat accumulation. In *The biology*
2191 *of Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 2192 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (1987). Biospheric CO₂ emissions during the
2193 past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*, 39B(1–
2194 2):140–154.
- 2195 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996).
2196 The contribution of plant roots to CO₂ fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*,
2197 23(2):126–131.
- 2198 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA,
2199 O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands
2200 a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*,
2201 303(5656):353–356.
- 2202 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the
2203 relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes
2204 in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.
- 2205 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change*. IPS, International Peat Society,
2206 Jyväskylä, Finland.
- 2207 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and
2208 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,
2209 9(2):278–287.
- 2210 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr
2211 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 2212 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale
2213 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH₄ flux in a temperate
2214 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).

- 2215 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a
2216 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,
2217 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1-3):409–422.
- 2218 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in
2219 the CO₂ balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,
2220 118(1-3):371–387.
- 2221 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-
2222 DEN, J. W. et MC GUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and
2223 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan
2224 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 2225 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating
2226 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and
2227 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 2228 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.
2229 (2001). Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water
2230 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.
- 2231 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,
2232 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).
2233 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO₂
2234 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 2235 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Frontiers
2236 and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data
2237 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 2238 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion
2239 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water
2240 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology (submitted)*.
- 2241 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned
2242 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.
- 2243 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHA-
2244 PIN, C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and
2245 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.
- 2246 WHALEN, S. (2005). Biogeochemistry of Methane Exchange between Natural Wetlands
2247 and the Atmosphere. *Environmental Engineering Science*, 22(1):73–94.
- 2248 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).
2249 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total
2250 Environment*, 407(13):4084–4094.
- 2251 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.
2252 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.

- 2253 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-
2254 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,
2255 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Se-
2256 ries Washington, DC.
- 2257 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global
2258 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).
- 2259 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (2015).
2260 Ecosystem-atmosphere exchange of CO₂ in a temperate herbaceous peatland in the
2261 Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

Index

2262	A	
2263	atterrissement	11
2264	C	
2265	carbone	
2266	stock	12
2267	changements globaux	2, 14
2268	E	
2269	échange net de l'écosystème	
2270	contrôle	21
2271	P	
2272	paludification	11
2273	photosynthèse	17
2274	production primaire brute	
2275	contrôle	21
2276	R	
2277	respiration	18
2278	de l'écosystème	18
2279	contrôle	20
2280	du sol	18
2281	S	
2282	services écologiques	3
2283	T	
2284	tourbières	8–16
2285	distribution	11
2286	formation	11
2287	surface	10
2288	utilisation	14
2289	turbification	10
2290	Z	
2291	zone humide	8

₂₂₉₂ Annexes

₂₂₉₃ A Photos supplémentaires



(a) droséra

FIGURE 6 – Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.

₂₂₉₄ B protocole végétation

₂₂₉₅ Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en
₂₂₉₆ place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de
₂₂₉₇ pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en
₂₂₉₈ place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la
₂₂₉₉ mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

₂₃₀₀ **La strate arbustive**

₂₃₀₁ Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en
₂₃₀₂ mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes,
₂₃₀₃ jusqu'au sommet de l'individu.

₂₃₀₄ **La strate herbacée**

₂₃₀₅ Pour la strate herbacée, en 2013, 5 individus des deux espèces majoritaires (*Eriophorum vaginatum* ? *augustifolium* ?, *Molinia Caerulea*) ont été marqués afin de pourvoir
₂₃₀₆ les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver
₂₃₀₇ les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas
₂₃₀₈ permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces
₂₃₀₉ ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.

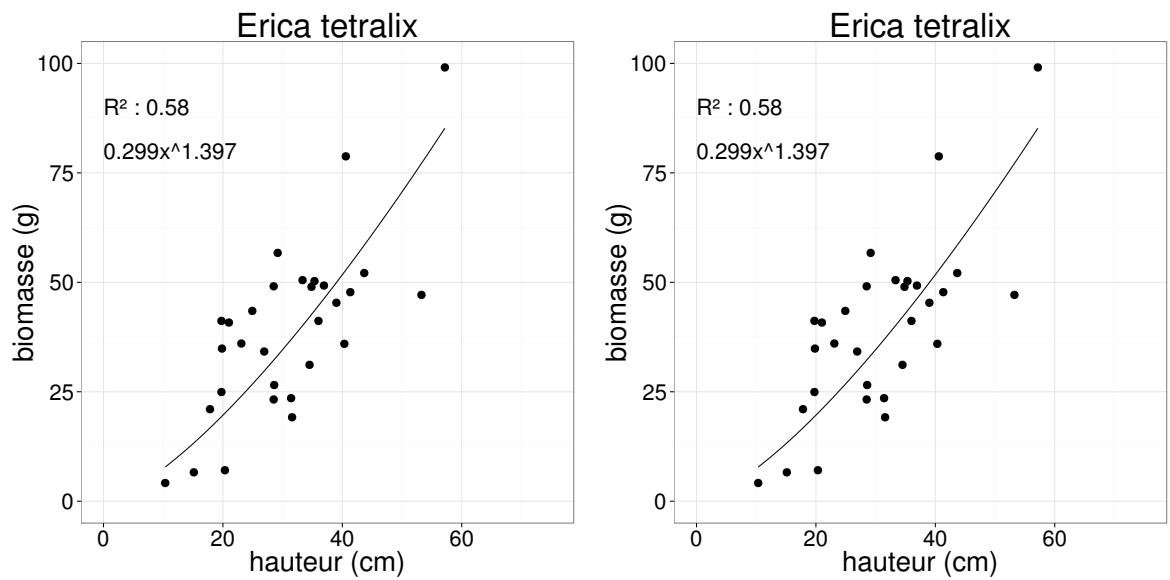


FIGURE 7 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

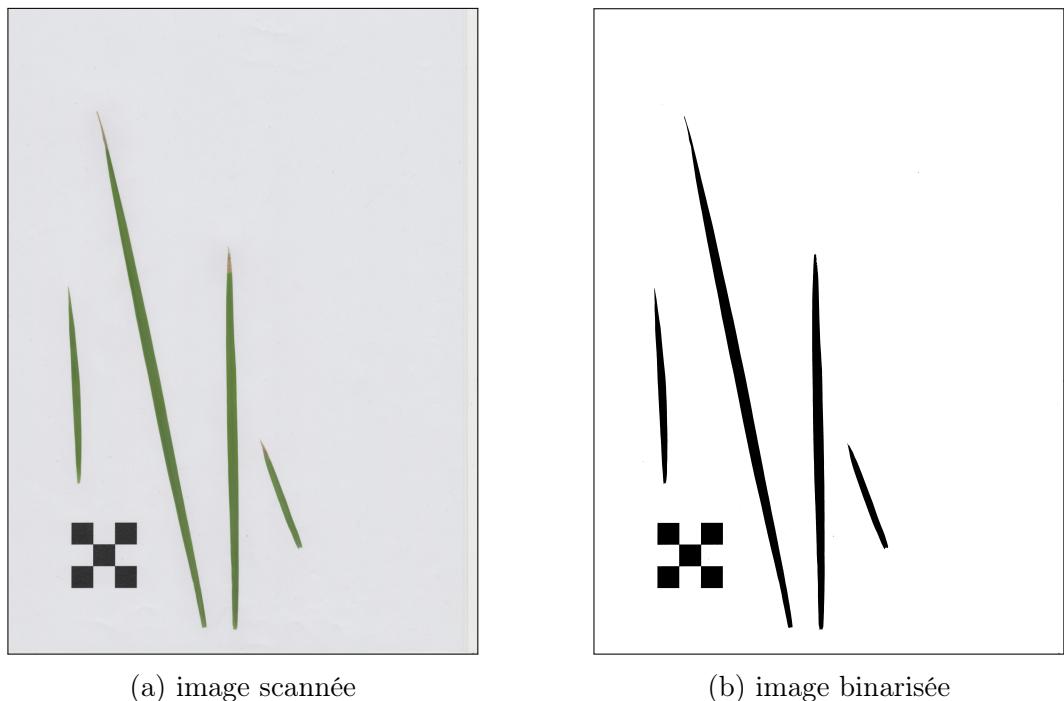


FIGURE 8 – Scanne des feuilles

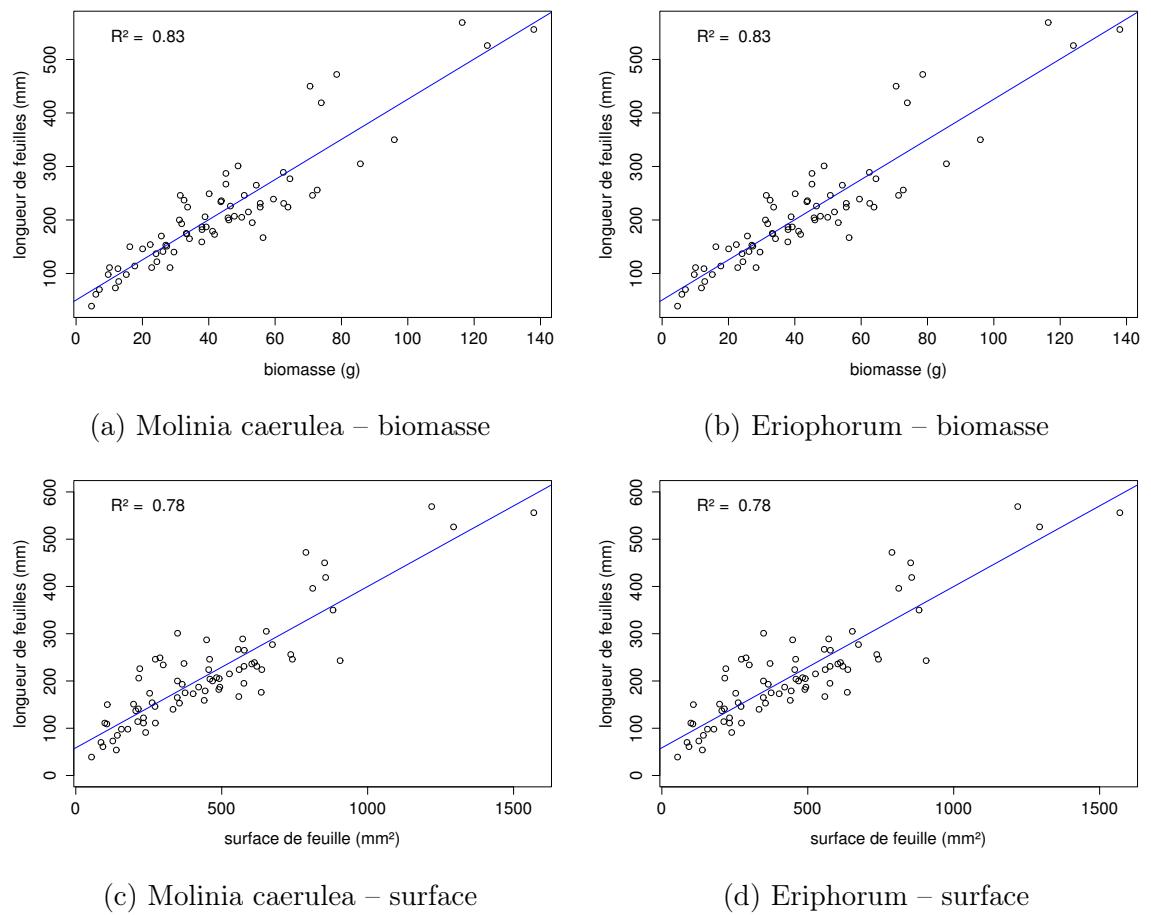


FIGURE 9 – Calibration de la biomasse herbacées pour *Molinia Caerulea* (a), pour *Eriophorum* (b) et de la surface de feuille pour *Molinia Caerulea* (c), pour *Eriophorum* (d) en fonction de la hauteur

₂₃₁₁ C CARBIODIV

₂₃₁₂ 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, ...