

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

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

THÈSE présentée par : Benoît D'ANGELO

soutenue le : [XX mois en lettres 2015]

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

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

[Titre de la thèse]

[Sous titre éventuel]

THÈSE dirigée par :

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

RAPPORTEURS :

Prénom Nom Titre, établissement
Prénom Nom Titre, établissement

JURY:

Table des matières

Table des matières	iii
Liste des figures	vii
Liste des tableaux	ix
Remerciements	xi
Introduction	1
1 Synthèse Bibliographique	7
1.1 Les tourbières et le cycle du carbone	8
1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies	8
1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales	14
1.1.3 Les tourbières et les changements globaux	16
1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants	20
1.2.1 GES et Tourbières	20
1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	21
1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	26
1.2.4 Bilans de carbone	31
2 Sites d'études et méthodologies employées	33
2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	34
2.2 Autres sites du service national d'observation	39
2.3 Mesures de flux	40
2.3.1 Présentation des méthodologies possibles	40
2.3.2 Les mesures de CO ₂	41
2.3.3 Les mesures de CH ₄	44
2.3.4 Le calcul des flux	45
2.4 Facteurs contrôlants	45
2.4.1 acquisitions automatisées	45
3 Bilan de C de la tourbière de La Guette	47
3.1 Introduction	48
3.2 Procédure expérimentale et analytique	49
3.2.1 Méthodes de mesures	49
3.2.2 Modélisation du bilan de C	51
3.3 Résultats	56
3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette	56
3.3.2 Sélection des modèles	61

3.3.3	Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème	69
3.3.4	Variabilité spatiale du bilan	76
3.4	Discussion	78
3.4.1	Estimations des flux	78
3.4.2	Estimations des bilans	81
3.4.3	Sensibilité et limitations du bilan	81
3.4.4	Représentativité locale du modèle	82
3.4.5	Variation du bilan avec la végétation	82
3.4.6	perspectives	83
4	Effets de l'hydrologie sur les flux de GES	85
4.1	Introduction	86
4.2	Procédure expérimentale	87
4.2.1	Expérimentation A	88
4.2.2	Expérimentation B	88
4.2.3	traitement	89
4.3	Résultats	90
4.3.1	Expérimentation A	90
4.3.2	Expérimentation B	93
4.3.3	tendances générales	96
4.4	Discussion	96
4.4.1	Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	96
4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	98
4.4.3	Effet cycles multiples	99
5	Variation journalière de la respiration de l'écosystème (article)	101
5.1	Introduction	103
5.1.1	Study sites	105
5.1.2	Data acquisition	105
5.1.3	Data synchronisation	106
5.1.4	Sensitivity of ER to temperature	106
5.1.5	Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature	107
5.1.6	Physico-chemical characterisation of the peat	107
5.2	Résultats	108
5.2.1	Température de l'air et variabilité de RE	108
5.2.2	Synchronisation RE et température du sol	109
5.2.3	Équations utilisées	110
5.2.4	Relation entre RE et la température	111
5.2.5	Évolution du Q10	112
5.2.6	Différence entre mesures de jour et de nuit	114
5.2.7	Caractérisation de la tourbe	114
5.3	Discussion	114
5.3.1	Différence de RE entre les différents sites	114
5.3.2	Temps de latence entre température et RE	118
5.3.3	La synchronisation entre RE et la température améliore la représentation de la sensibilité de RE à la température	119

5.3.4	Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit	120
5.3.5	La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à la synchronisation	120
5.4	Conclusions	121
Conclusions et perspectives		123
5.5	Bilan du bilan (de C) ?	124
5.6	Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches qui précèdent le BdC	125
5.7	Ouverture vers d'autre méthodes de mesures	125
Références bibliographiques		136
Index		137
Annexes		139
A	Photos supplémentaires	140
B	protocole végétation	140
C	CARBODIV	143
D	package m70r	143

Liste des figures

1.1	Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après Rydin et Jeglum (2013b)	11
1.2	Global distribution of peatlands	12
1.3	Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après Manneville (1999)	13
1.4	Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après (MacDonald <i>et al.</i> , 2006)	18
1.5	Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90 ^e percentile des températures journalières maximum par °C de changement de température moyenne maximale, (c) précipitations moyenne (en % par °C de changement de température moyenne) et (d) fraction de jours ayant des précipitations dépassant le 95 ^e percentile. Sources : (a) et (c) simulations CMIP5, scénario RCP4.5, (b) et (d) adaptation d'après Orlowsky et Seneviratne (2012)(IPCC2013).	19
1.6	Décroissance de la proportion de CO ₂ de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos <i>et al.</i> , 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer <i>et al.</i> , 2009). Modifié d'après (Ciais <i>et al.</i> , 2014).	21
1.7	schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère	22
1.8	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)	27
2.1	Site d'études SNO	34
2.2	Carte de la tourbière de La Guette	35
2.3	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	37
2.4	Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014	38
2.5	Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014	38
2.6	Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014	39
2.7	Mesures de CO ₂	42
2.8	SPIRIT	43
3.1	Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.	49
3.2	Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)	54

3.3	Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)	55
3.4	Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	56
3.5	Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5, -30, -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015	57
3.6	Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	57
3.7	Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	58
3.8	Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	58
3.9	Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.	59
3.10	Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	61
3.11	Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant	62
3.12	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1	63
3.13	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3	65
3.14	RE modèles avec Tair	67
3.15	RE modèles avec Tair	68
3.16	CH ₄ modèle H	68
3.17	Flux de CO ₂ interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2	71
3.18	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	72
3.19	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	72
3.20	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3	75
3.21	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	76
3.22	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	77
4.1	Prélèvement des mésocosmes	89
4.2	Schéma d'un mésocosme	90
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.	91
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.	94
4.5	Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe	97
5.1	Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).	109

5.2	Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)	110
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.	113
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).	115
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).	116
5.6	Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013	124
7	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	140
8	Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur	141
9	Scanne des feuilles	141
10	Calibration de la biomasse herbacées pour <i>molinia Caerulea</i> (a), pour <i>eriophorum</i> (b) et de la surface de feuille pour <i>molinia Caerulea</i> (c), pour <i>eriophorum</i> (d) en fonction de la hauteur	142

Liste des tableaux

1.1	Estimations des stocks de C pour différents environnements	15
1.2	Surface de tourbe utilisée selon les usages considérés (tourbières non-tropicale). Modifié d'après Joosten et Clarke (2002).	17
1.3	Vitesse apparente d'accumulation du carbon à long terme en $\text{gC m}^{-2} \text{s}^{-1}$	31
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.	70
3.2	Bilan des flux en gCm2an1	73
3.3	Bilan des flux en gCm2an1	73
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.	74
3.5	Bilan des flux de CO ₂ en gCm2an1, en utilisant PPB-2 et RE-3	77
4.1	Récapitulatif des mesures pour les deux expérimentations	89
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).	111
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}	117

Remerciements

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

¹ Introduction

² Contexte général

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

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

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

29 Ciais *et al.* (2014).

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

32 **schéma ?**

33 Zones humides tourbières

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

37 Pourquoi étudier les tourbières aujourd'hui ?

38 L'étude des tourbières se poursuit car, en plus de rendre de nombreux services éco-
39 logiques (épuration du sol, régulation des flux hydriques, biodiversité), elles constituent
40 un stock de carbone relativement important au regard de la surface qu'elle occupent.
41 Ainsi il est généralement admis que les tourbières contiennent un quart à un tiers
42 du carbone présent Chiffres (**surfaces...**) dans l'ensemble des terres émergées tandis
43 qu'elle ne constituent que 3 % des surfaces continentales (**Réf needed**). Ce ratio rela-
44 tivement important, correspond à un stock d'environ 455 Gt Gorham (1991); Turunen
45 *et al.* (2002) est à mettre perspective avec les autres stock du cycle du carbone. On
46 observe que ce stock est du même ordre de grandeur que celui de la végétation

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

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

52 Transition modèles

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

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

59 Objectif de la thèse et approche mise en oeuvre

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

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

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

⁸⁴ seront exposées.

⁸⁵ 1 Synthèse Bibliographique

⁸⁶

⁸⁷	1.1 Les tourbières et le cycle du carbone	8
⁸⁸	1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies	8
⁸⁹	1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales	14
⁹⁰	1.1.3 Les tourbières et les changements globaux	16
⁹¹	1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants	20
⁹²	1.2.1 GES et Tourbières	20
⁹³	1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	21
⁹⁴	1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	26
⁹⁵	1.2.4 Bilans de carbone	31
⁹⁶		
⁹⁷		
⁹⁸		

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

105 1.1 Les tourbières et le cycle du carbone

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

108 1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies

109 Définitions

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

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

ZONES HUMIDES :

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

(Ramsar, 1987)

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

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

TOURBIÈRE :

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

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

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

TOURBIÈRE ACTIVE :

Écosystèmes dans lesquels un processus de tourbification est actif.

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

2. Marais tourbeux situé sur une hauteur

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

TOURBE :

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

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

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

MATIÈRES ORGANIQUES :

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

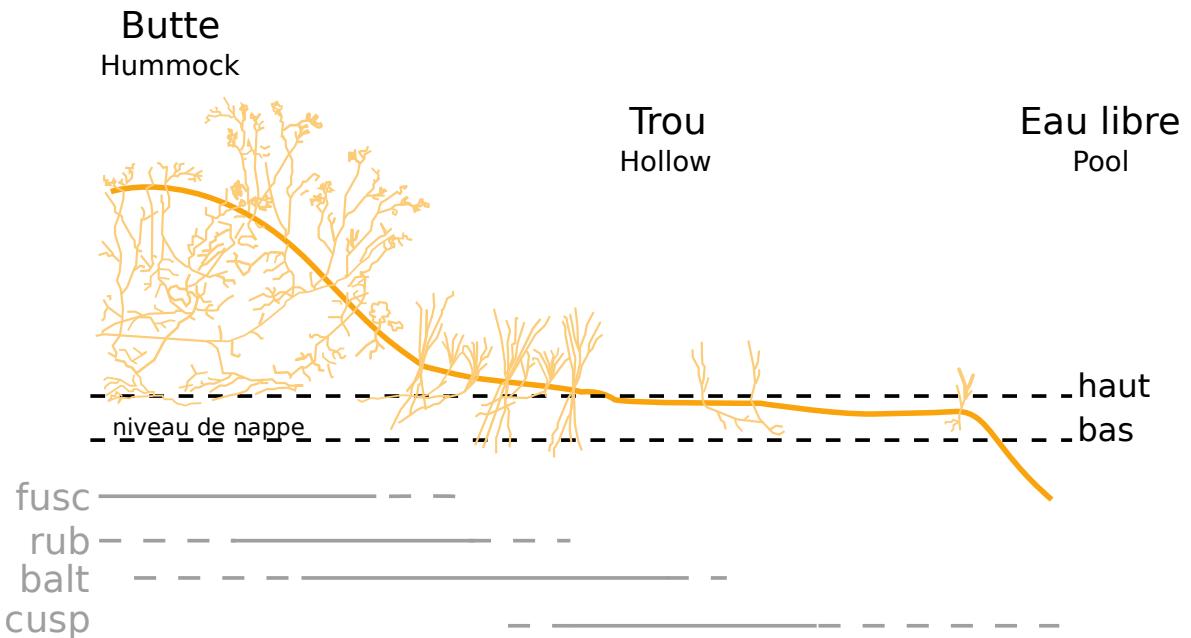


FIGURE 1.1 – Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après [Rydin et Jeglum \(2013b\)](#)

¹⁵² Distribution des tourbières à l'échelle mondiale

¹⁵³ Ces variations de définitions ajoutées aux limites floues qui peuvent exister entre
¹⁵⁴ certains écosystèmes tourbeux et non-tourbeux rendent la cartographie de ces écosys-
¹⁵⁵ tèmes délicate. Les estimations généralement citées évaluent la surface occupée par
¹⁵⁶ les tourbières à environ 4 000 000 km² ([Lappalainen, 1996](#)). Cette surface correspond
¹⁵⁷ à 2 à 3 % de l'ensemble des terres émergées du globe. Plus de 85 % d'entre elles sont
¹⁵⁸ situées dans l'hémisphère nord, majoritairement dans les zones boréales et sub-boréales
¹⁵⁹ ([Strack, 2008](#)) (Figure 1.2). Ce sont sur ces écosystèmes que sera focalisé ce travail, lais-
¹⁶⁰ sant de côté les tourbières tropicales dont le fonctionnement est distinct et spécifique
¹⁶¹ (**Réf needed**).

¹⁶² La formation des tourbières

¹⁶³ L'atterrissement et la paludification sont les deux processus principaux permet-
¹⁶⁴ tant la formation des tourbières (Figure 1.3). Il s'agit pour le premier du comblement

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

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

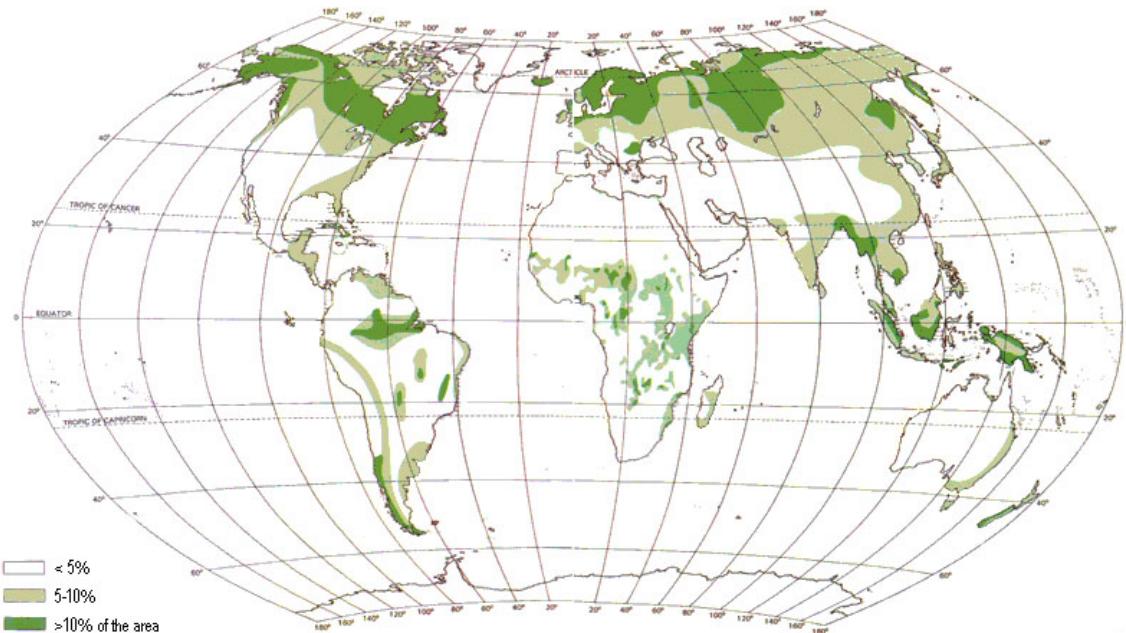


FIGURE 1.2 – Global distribution of peatlands

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

169 Classifications

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

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

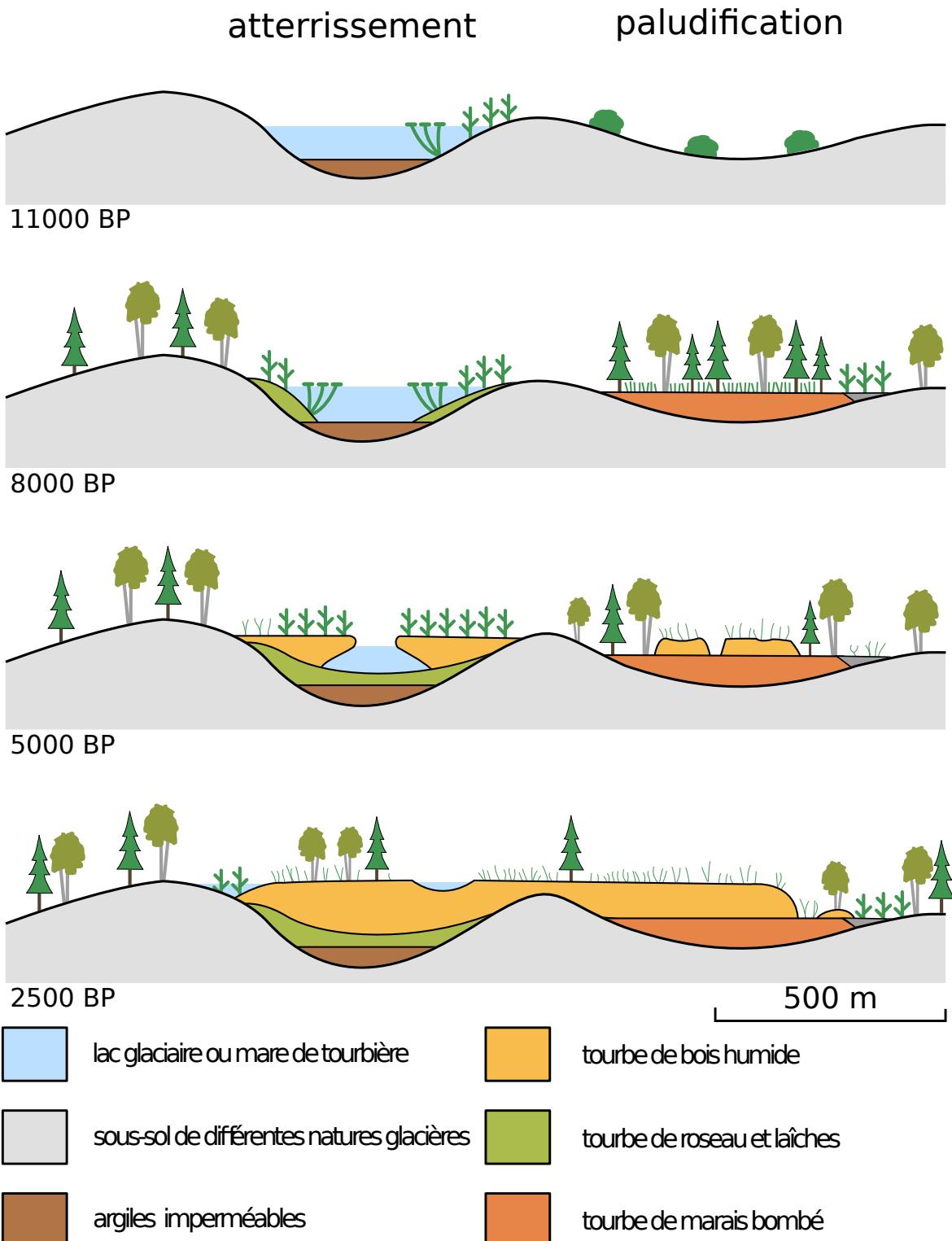


FIGURE 1.3 – Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après [Manneville \(1999\)](#)

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

187 1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales

188 Biodiversité dans les tourbières

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

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

Tableau 1.1 – Estimations des stocks de C pour différents environnements

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

203 **Qualité des eaux**204 **Puits de carbone**

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

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

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

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

225 matières produites plus faible.

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

229 **1.1.3 Les tourbières et les changements globaux**

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

234 **Contrainte anthropique**

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

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

246 Suite à ces perturbations, la surface de tourbières altérée est estimée à 500 000 km² en-
247viron, principalement du fait de leur reconversion pour l'agriculture et la sylviculture
248 ([Tableau 1.2](#)). En France, suite à leur utilisation, principalement agricole, la surface
249 des tourbières a été réduite par deux entre 1945 et 1998, passant de 1200 km² à 600 km² ([Lap-](#)
250 [palainen, 1996; Manneville, 1999](#)).

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

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

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

²⁵² humaines.

²⁵³ Contrainte climatique

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

²⁷⁰ Cette forte saisonnalité n'est pas attendue lors du réchauffement actuel. L'effet estimé dans les hautes latitudes, semble plus important pendant l'hiver et l'automne,

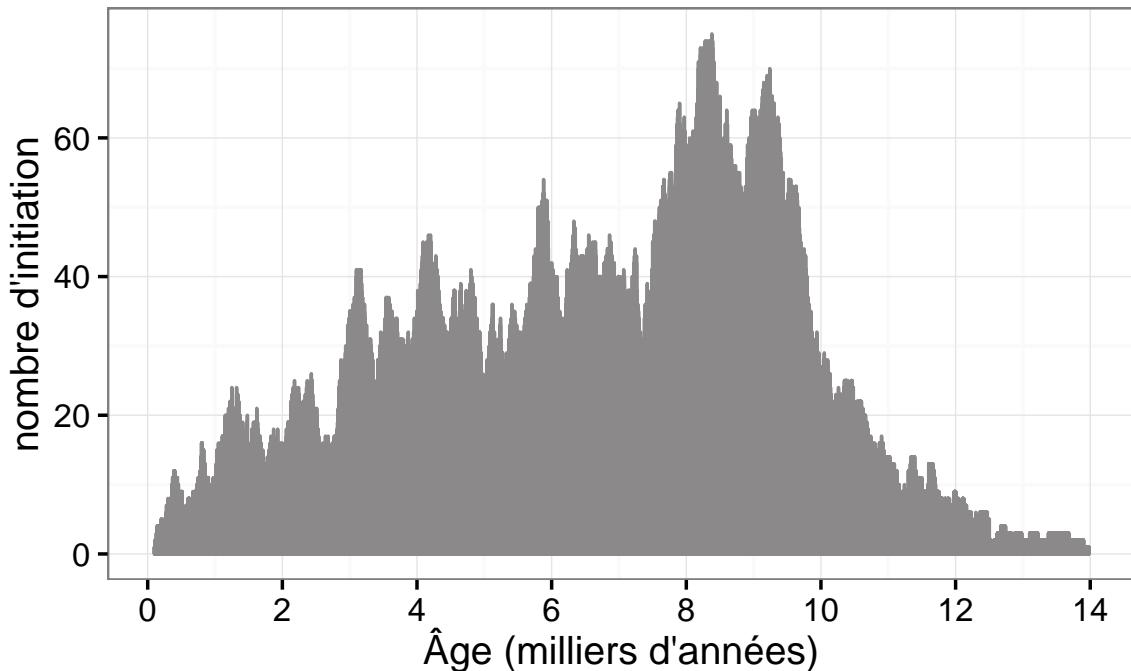


FIGURE 1.4 – Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après ([MacDonald *et al.*, 2006](#))

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

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

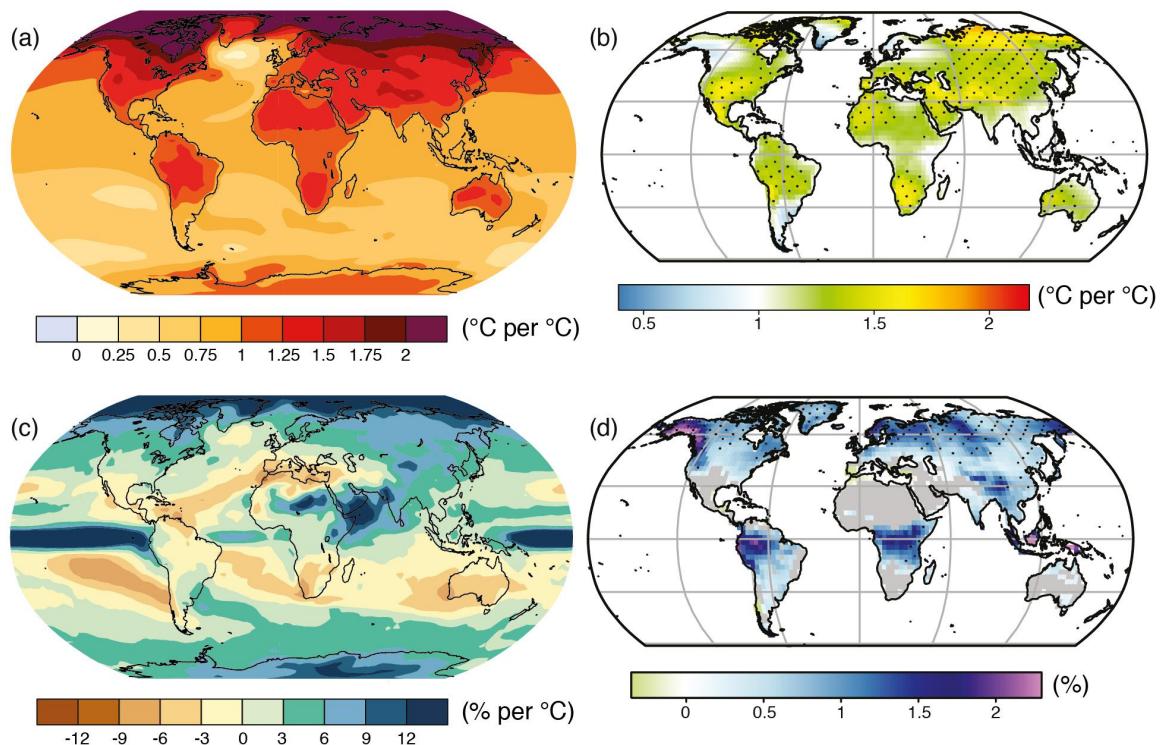


FIGURE 1.5 – Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90^e percentile des températures journalières maximum par °C de changement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

283 1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs

284 contrôlants

285 1.2.1 GES et Tourbières

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

288 La concentration en CO_2 dans l'atmosphère fluctuait avant l'ère industrielle entre
289 180 et 290 ppm. En 1750 au début de l'ère industrielle sa concentration était de 280 ppm
290 environ avant d'augmenter pour atteindre 391 ppm aujourd'hui (moyenne annuelle en
291 2011) (Ciais *et al.*, 2014). Différents processus permettent d'extraire du CO_2 de l'at-
292 mosphère, la photosynthèse, la dissolution du CO_2 dans l'océan et enfin l'altération de
293 silicate et les réactions avec le carbonate de calcium. Ces processus s'effectuent avec des
294 échelles de temps différentes, en conséquence après une émission de CO_2 , il ne reste que
295 40 % de cette émission après 100 ans, mais il reste toujours plus de 20 % après 1000 ans
296 et plus de 10 % après 10 000 ans (Joos *et al.*, 2013; Ciais *et al.*, 2014) (Figure 1.6).

297 La concentration en méthane de l'atmosphère est estimée à 350 ppb il y a 18 000 ans
298 environ lors de la dernière glaciation, à 720 ppb en 1750, et à 1800 ppb aujourd'hui
299 (ou plutôt en 2011) (Ciais *et al.*, 2014). À l'inverse du CO_2 sa durée de vie dans
300 l'atmosphère est limitée : moins de 10 ans (Lelieveld *et al.*, 1998; Prather *et al.*, 2012).

301 Malgré cela son potentiel de réchauffement global⁵ (PRG) est important notamment à
302 court terme, 72 à 20 ans. À plus long terme son effet relativement au CO_2 diminue et
303 atteint 25 à l'horizon 100 ans. Les zones humides sont la première source naturelle de
304 CH_4 atmosphérique pour avec un flux à l'échelle globale estimé entre 145 et 285 Tg an⁻¹
305 (Lelieveld *et al.*, 1998; Wuebbles et Hayhoe, 2002; Ciais *et al.*, 2014) (Tableau ?). Les
306 tourbières de l'hémisphère nord comptent pour 46 Tg an⁻¹ (Gorham, 1991) (pas de

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

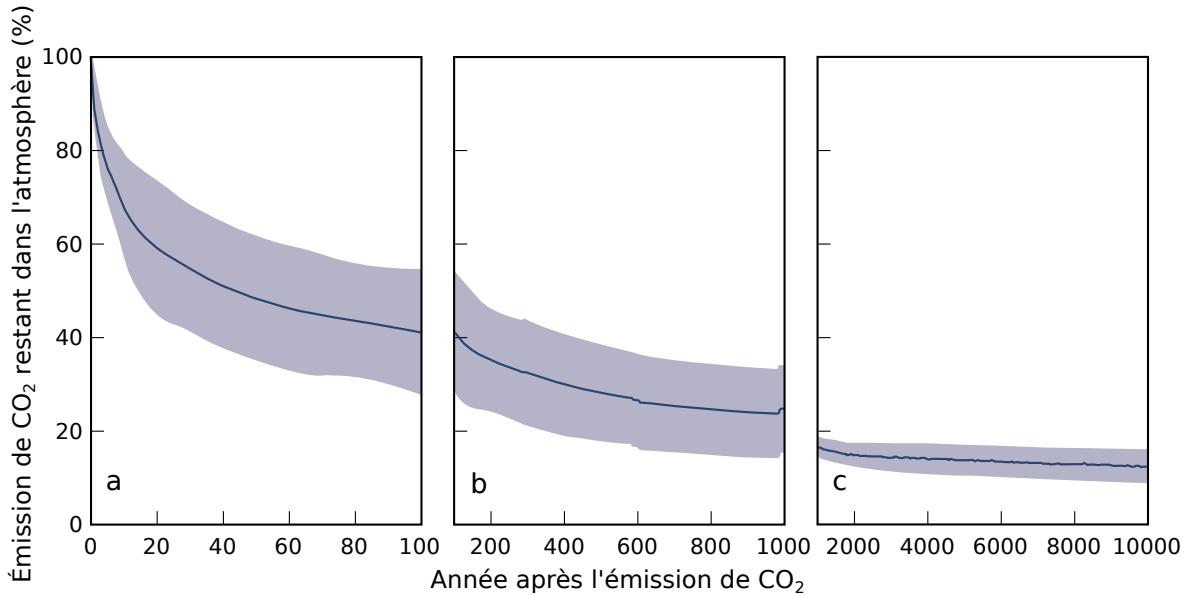


FIGURE 1.6 – Décroissance de la proportion de CO₂ de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d'après (Ciais *et al.*, 2014).

³⁰⁷ source plus récente ?).

³⁰⁸ À l'échelle globale, le stockage de C par les tourbières, prenant en compte à la fois
³⁰⁹ le CO₂ et le CH₄, est estimé à 70 Tg an⁻¹ (Clymo *et al.*, 1998).

³¹⁰ 1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières

³¹¹ De l'atmosphère à l'écosystème

³¹² Avant de stocker et de conserver du carbone, le faut le capturer. Ce transfert du
³¹³ carbone de l'atmosphère à la tourbe se fait sous la forme de CO₂, assimilé lors de la
³¹⁴ photosynthèse. Principalement par les végétaux supérieurs, et éventuellement, bien que
³¹⁵ dans de moindre proportions, par des algues, des lichens ou des bactéries photosyn-
³¹⁶ thétiques Girard *et al.* (2011). On peut écrire la réaction de photosynthèse de la façon
³¹⁷ suivante :



³¹⁸ Si la photosynthèse est le processus majeur d'assimilation du CO₂, il existe d'autres

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

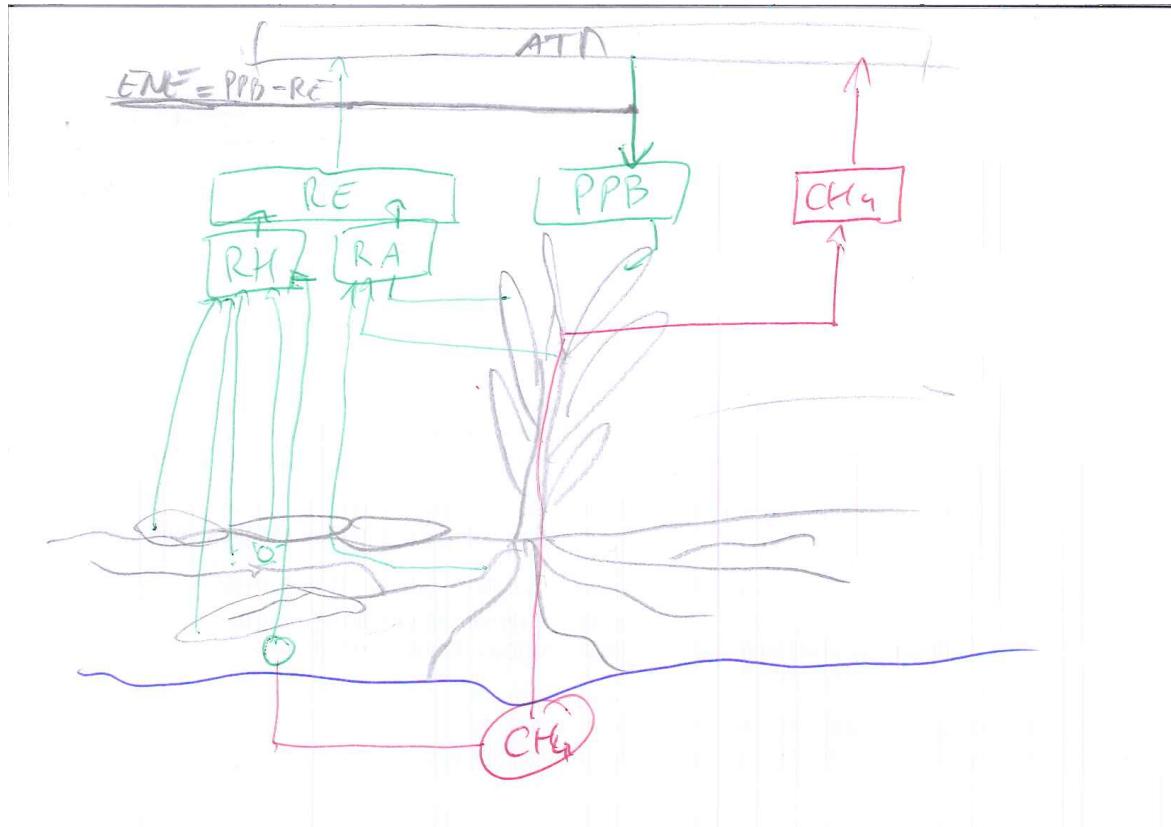


FIGURE 1.7 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

³¹⁹ voies métaboliques permettant la capture du CO₂ de l'atmosphère. Ainsi les micro-
³²⁰ organismes chemolithotrophes (**expliquer**) sont capables d'assimiler le CO₂ en uti-
³²¹ lisant l'énergie issue de l'oxydation de composés inorganiques, ce que l'on appelle la
³²² chimiosynthèse.

³²³ On définit donc la **Production Primaire Brute** (PPB), *Gross Primary Produc-*
³²⁴ *tion*, (GPP) en anglais comme :

PRODUCTION PRIMAIRE BRUTE (PPB) :

³²⁵ Quantité de carbone extraite de l'atmosphère et transformée en ma-
tières organiques par l'écosystème principalement par photosynthèse. Ce
flux est exprimé en moles de carbone par unité de surface et de temps
($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

³²⁶ Les tourbières sont des écosystèmes dont la production primaire est estimée à envi-
³²⁷ ron 500 gC m⁻² ([Francez, 2000](#)). Les voies métaboliques permettant l'assimilation du
³²⁸ CO₂ sont plutôt bien connues et le fait que les substrats de départ de varient pas a

329 permis une compréhension relativement fine du processus (Farquhar *et al.*, 1980). Ce-
 330 pendant une fois assimilé par la végétation le devenir du carbone est moins direct. À
 331 plus long terme, et après son assimilation par la plante, le carbone est stocké principa-
 332 lement à travers la partie non décomposée des litières végétales. Litières qui à force de
 333 compressions et de tassemens va devenir de la tourbe.

334 Il n'y a pas de flux direct de CH₄ de l'atmosphère vers les écosystèmes terrestres.
 335 90 % du CH₄ présent dans l'atmosphère est extrait suite à sa réaction avec des radicaux
 336 hydroxyles. Cette réaction à lieu majoritairement dans la troposphère.

337 De l'écosystème à l'atmosphère

338 Les sources de carbone émises par les tourbières vers l'atmosphère sont multiples.
 339 D'abord différents gaz peuvent être émis, notamment le CO₂ et le CH₄, éventuellement
 340 du N₂O, et certains d'entre eux peuvent avoir plusieurs sources.

341 Le CO₂ est émis dans l'atmosphère à travers différents processus, la respiration
 342 aérobie (le plus gros contributeur), les respirations anaérobies ou fermentations (e.g.
 343 du glucose, de l'acétate), ou encore l'oxydation du méthane. Les principales sources de
 344 CO₂, sont représentées dans la figure 1.7. La ou plutôt les respirations sont généralement
 345 séparées en deux. D'un côté la respiration végétale, que ce soit celle de feuilles, des tiges,
 346 des racines et que l'on appelle la **respiration autotrophe**. De l'autre rassemblé sous le
 347 vocable de **respiration hétérotrophe**, la respiration de la rhizosphère, liée à l'émission
 348 d'exsudats par les racines, la décomposition des litières et des matières organiques, la
 349 respiration de la faune et l'oxydation du CH₄ par les organismes méthanotrophes.
 350 L'ensemble de ces respirations est défini comme :

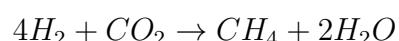
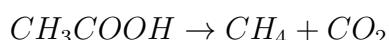
RESPIRATION DE L'ÉCOSYSTÈME (RE) :

351 Quantité de carbone émise sous forme de CO₂ par l'écosystème dans l'at-
 mosphère. Elle englobe la respiration autotrophe et hétérotrophe en in-
 cluant ses composantes aériennes et souterraines. Ce flux est exprimé en
 moles de carbone par unité de surface et de temps ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

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

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

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



375 Le CH₄ produit est transporté dans l'atmosphère par diffusion, ébullition ou à travers
376 certaines plantes ([Joabsson et al., 1999; Colmer, 2003](#)). Pendant ce transport le CH₄
377 peut être oxydé par des organismes méthanotrophes. Cette transformation produit

³⁷⁸ tour à tour différents composés (méthanol, formaldéhyde, formate) aboutissant à la
³⁷⁹ production de CO₂ ([Whalen, 2005](#)).



³⁸⁰ On définit le flux de CH₄ comme :

FLUX DE CH₄ (F_{CH₄}) :

³⁸¹ Quantité de carbone émise sous forme de CH₄ par l'écosystème dans l'atmosphère, suite au bilan des processus de création et de destruction de la molécule. Ce flux est exprimé en moles de carbone par unité de surface et de temps (μmol m⁻² s⁻¹).

³⁸² Conventions

³⁸³ Dans ce document les flux (RE, PPB et F_{CH₄}) sont exprimés en valeur absolue
³⁸⁴ afin de faciliter leur étude. Les bilans seront établis en prenant l'écosystème comme
³⁸⁵ référence : les flux RE et F_{CH₄} seront comptés négativement et la PPB sera comptée
³⁸⁶ positivement. Ainsi on définit

L'ÉCHANGE NET DE L'ÉCOSYSTÈME (ENE) :

³⁸⁷ Bilan de la quantité de CO₂ émise par l'écosystème : ENE=PPB-RE. Ce flux est exprimé en moles de carbone par unité de surface et de temps (μmol m⁻² s⁻¹).

³⁸⁸ Ce terme correspond, au référentiel près, au *Net Ecosystem Exchange* anglais, qui prend
³⁸⁹ l'atmosphère comme référence⁶ (ENE=-NEE) ([Chapin *et al.*, 2006](#)).

³⁹⁰ Par la suite l'abréviation PPB et le mot photosynthèse seront employés de façon
³⁹¹ inter-changeable de même que RE et respiration.

³⁹² Le flux de carbone de l'atmosphère à l'écosystème à pour source quasiment unique
³⁹³ la réaction de photosynthèse des plantes. La variabilité de ce flux vient donc de la

⁶. Attention cependant, certains auteurs changent la convention

394 composition des communautés végétales et de leurs sensibilités aux conditions envi-
395 ronnementales. À l'inverse, le flux de carbone de l'écosystème vers l'atmosphère est
396 multi-source avec un nombre important de réactions de respirations et de fermenta-
397 tions.

398 1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux

399 Les facteurs qui contrôlent ces flux de carbone sont globalement connus : la tempéra-
400 ture, le niveau de la nappe et la végétation. L'augmentation de la vitesse de réaction de
401 nombreuses réactions biochimiques avec la température est connue depuis longtemps.
402 Elle a été mise en évidence par un chimiste suédois en 1889 : Svante August Arrhenius
403 sur la base de travaux réalisés par un autre chimiste, néerlandais, Jacobus Henricus
404 Van't Hoff. Depuis, de nombreuses mesures de terrain confirment cette relation (**Réf**
405 **needed**). La photosynthèse et l'ensemble des respirations sont donc contrôlées, au
406 moins en partie, par la température. L'hydrologie est un autre facteur contrôlant ma-
407 jeur. Le niveau de la nappe, défini ici comme la distance entre la surface du sol de l'éco-
408 système et le toit de l'aquifère/l'eau libre/la zone saturée, sépare la colonne de tourbe
409 en une zone oxique, et une zone anoxique. L'épaisseur relative de ces deux zones va
410 influer sur la production du CO₂ et du CH₄. Le CO₂ est majoritairement produit dans
411 la zone oxique, à l'inverse du CH₄ produit dans la zone anoxique. Le niveau de la nappe
412 constraint également la teneur en eau du sol et la hauteur de la frange capillaire qui va
413 influer, via un accès plus ou moins facile à l'eau, sur la végétation ([Laiho, 2006](#)). La
414 végétation est également un facteur important. D'abord car elle exerce une influence
415 directe sur les flux, avec d'un côté la photosynthèse et de l'autre la respiration des
416 plantes vivantes. La composition des communautés végétales va également influer sur
417 le potentiel photosynthétique de l'écosystème, qui peut varier selon le végétal considéré
418 ([Moore *et al.*, 2002](#)). De façon plus indirecte, le type de végétation joue sur la vitesse
419 de décomposition des litières. La végétation peut également stimuler la respiration des
420 micro-organismes présent dans la rhizosphère ⁷ via la libération d'exsudats racinaires

7. zone du sol impacté par les racines

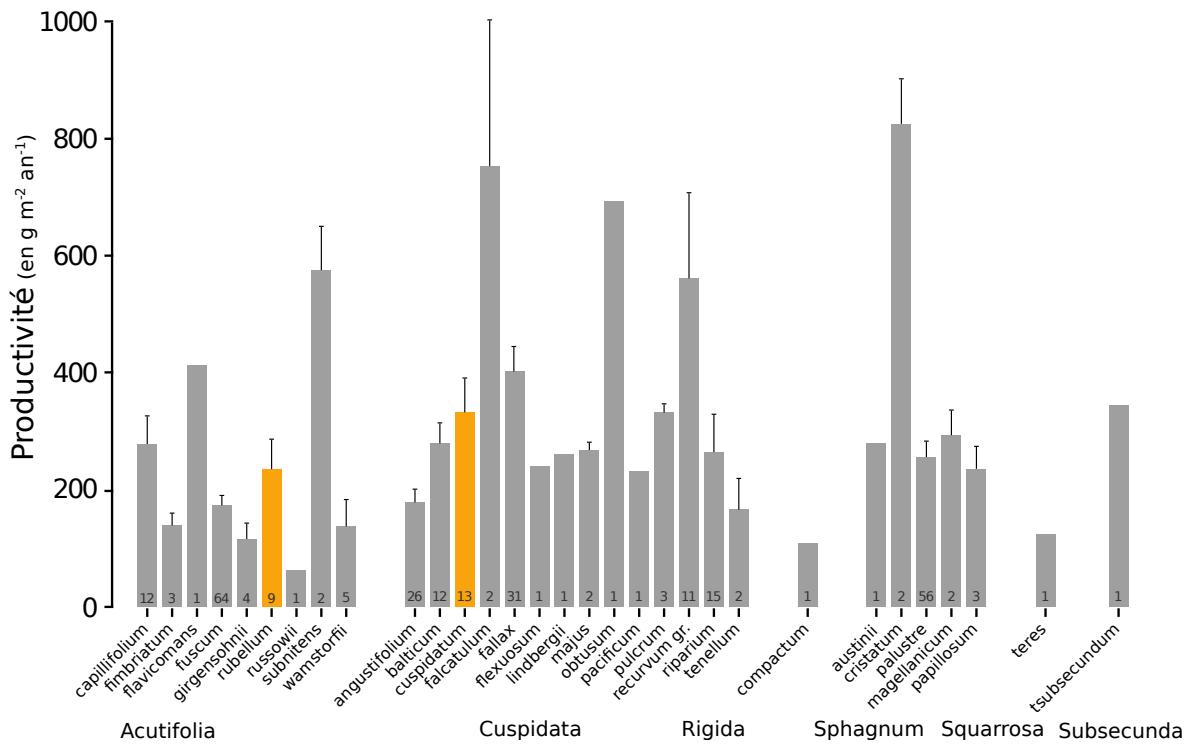


FIGURE 1.8 – Productivités moyennes des espèces de sphaignes en $\text{g m}^{-2} \text{an}^{-1}$. Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié d'après Gunnarsson (2005)

421 (Moore *et al.*, 2002). Enfin certaines plantes vasculaires, adaptées aux conditions de
422 saturations en eau, peuvent faciliter l'échange de gaz entre l'atmosphère et l'écosystème
423 grâce à un espace intercellulaire agrandi, l'Aerenchyme.

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

428 Facteurs contrôlant la production primaire brute

429 Le premier facteur contrôlant la PPB est la végétation et notamment la composition
430 végétale des communautés présentes. Les bryophytes n'ont pas la même productivité
431 primaire que les graminées ou que les arbustes. En plus de ces différences entre groupes
432 de végétaux, il existe également des différences de productivité pour un même groupe
433 selon le type de tourbière (Moore *et al.*, 2002 dans Rydin et Jeglum, 2013a) . Alors que

434 dans les tourbières de haut-marais, les sphaignes et les arbustes ont une productivité
435 importante, les herbacées et graminées ont une productivité beaucoup plus faible. À
436 l'inverse ce sont les herbes et les graminées qui ont la plus forte productivité dans les
437 tourbières de bas-marais pauvres. Elles sont suivie par les sphaignes puis les arbustes.
438 Au sein même de ces groupes la productivité peut varier de façon importante, c'est ce
439 que montrent [Gunnarsson \(2005\)](#) avec les sphaignes, dont la productivité, selon l'espèce
440 et les conditions dans lesquelles elle vit, varie fortement (Figure 1.8).

441 L'effet d'une variation du niveau de la nappe et de la température, jouant sur
442 la végétation va également jouer sur la PPB. Distinguer ces deux facteurs n'est pas
443 anodin, la majorité des études réalisées sur le terrain montre les effets des deux fac-
444 teurs combinés. Ainsi [Cai et al. \(2010\)](#) ont montré que des conditions plus chaudes
445 et sèches pouvaient augmenter la PPB. L'effet du niveau de la nappe peut varier se-
446 lon le contexte : Dans une étude des effets à long terme de variation du niveau de la
447 nappe, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) montrent qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne
448 une augmentation de la PPB en facilitant l'accès des plantes vasculaire à l'oxygène
449 et aux nutriments. Paradoxalement, la hausse d'un niveau de nappe, initialement bas
450 et entraînant un stress hydrique important, conduira également à une augmentation
451 de la PPB ([Strack et Zuback, 2013](#)). Ces effets sont variables selon les communautés
452 végétales et le contexte dans lequel elles se trouvent. Pour un gradient de niveau de
453 nappe qui augmente dans une tourbière de haut-marais, [Weltzin et al. \(2000\)](#) montrent
454 une diminution de la productivité des arbustes, tandis que celle des graminées n'est
455 pas affectée. À l'inverse, pour un gradient similaire dans une tourbière de bas-marais,
456 la productivité des arbustes n'est pas affectés tandis que celle des graminées augmente.
457 Un opposition similaire est également relevé concernant les graminées soumises à un
458 traitement infra-rouge afin de les réchauffer. Ces dernières voient leur productivité di-
459 minuer dans la tourbière de haut-marais et augmenter dans la tourbière de bas-marais.
460 [Munir et al. \(2015\)](#) isolent également l'effet de la température en utilisant des OTC
461 (*Open Top Chamber*). Ces dispositifs, ressemblent à des serres ouvertes et permettent
462 de réchauffer une zone de la tourbière. Ils montrent que dans les zones sans manipula-

⁴⁶³ tion du niveau de la nappe, le réchauffement des OTC, augmente la PPB.

⁴⁶⁴ Facteurs contrôlant la respiration de l'écosystème

⁴⁶⁵ De nombreuses études ont mis en évidence une corrélation positive entre la respira-
⁴⁶⁶ tion et la température ([?Raich et Schlesinger, 1992; Luo et Zhou, 2006b](#)). Cependant la
⁴⁶⁷ diversité cumulée des processus, communautés et des conditions environnementales qui
⁴⁶⁸ joue sur la respiration, font qu'aucune équation ne fait réellement consensus. Malgré
⁴⁶⁹ tout, la majorité d'entre-elles décrivent une augmentation exponentielle de la respira-
⁴⁷⁰ tion avec la température. Ainsi des études de terrain ont montré que dans des condi-
⁴⁷¹ tions plus chaude, mais également plus sèche étant donné que ces deux conditions sont
⁴⁷² difficilement séparable sur le terrain, la RE a tendance à augmenter. De façon plus
⁴⁷³ importante que la PPB [Cai et al. \(2010\)](#) ou ... Des études à base de mésocosmes⁸
⁴⁷⁴ prélevés sur le terrain ont pu montré que la respiration de l'écosystème est contrôlée
⁴⁷⁵ presque exclusivement par la température du sol ([Updegraff et al., 2001](#)).

⁴⁷⁶ La modélisation de ce flux se fait donc généralement en utilisant la température que
⁴⁷⁷ se soit celle de l'air ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) ou celle du sol à différentes profondeurs
⁴⁷⁸ ([Görres et al., 2014; Zhu et al., 2015](#)).

⁴⁷⁹ Le niveau de nappe, conditionnant l'accès à l'oxygène, joue également un rôle im-
⁴⁸⁰ portant. Un niveau qui diminue se traduit généralement pas une hausse de la RE que
⁴⁸¹ ce soit à long terme ([Strack et al., 2006; Ballantyne et al., 2014](#)) ou à plus court terme
⁴⁸² (**Réf needed**).

⁴⁸³ Facteurs contrôlant l'ENE

⁴⁸⁴ On défini l'Échange Net de l'Écosystème (ENE) comme la différence entre la Pho-
⁴⁸⁵ tosynthèse Primaire Brute (PPB) et la Respiration de l'écosystème (RE). Les facteurs
⁴⁸⁶ contrôlants l'ENE sont donc les mêmes que ceux qui contrôlent ces 2 flux. Cependant
⁴⁸⁷ l'effet d'un même facteur de contrôle peut être différent vis à vis de PPB et de RE
⁴⁸⁸ selon le contexte environnemental, que ce soit par rapport à la nature de l'effet ou son

8. définition méso

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

489 importance. Ainsi une variation de l'ENE peut parfois être contrôlée majoritairement
490 soit par la PPB soit par la RE soit par les deux. Par exemple, une baisse du niveau de
491 la nappe est souvent liée dans la littérature à une baisse de l'ENE. Cependant certains
492 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
493 la photosynthèse ([Sonnenstag et al., 2010; Peichl et al., 2014](#)). Enfin certains voient un
494 effet à la fois de l'augmentation de la respiration et de la diminution de la photosynthèse
495 ([Strack et Zuback, 2013](#)).

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

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

505 Facteurs contrôlant les flux de méthane

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

508 La prépondérance relative de ces différents flux, contrôlée par les conditions envi-
509 ronnementales, va donc impacter le fonctionnement des tourbières. Soit elles stockent
510 du carbone, en accumulant des matières organiques, et donc fonctionnent comme des
511 puits ou soit elles relâchent du carbone et fonctionnent comme des sources.

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

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

⁵¹⁶ 1.2.4 Bilans de carbone

⁵¹⁷ Le calcul d’un bilan de carbone à l’échelle d’un écosystème permet de détermi-
⁵¹⁸ ner si l’équilibre (où le déséquilibre) des flux tend à stocker du carbone, le système
⁵¹⁹ fonctionnant alors comme un puits, ou à libérer du carbone, le système fonctionnant
⁵²⁰ alors comme une source. Il existe différentes façons de réaliser le bilan de carbone d’une
⁵²¹ tourbière que l’on peut séparer en deux approches principales. La première approche
⁵²² consiste à utiliser l’archive tourbeuse pour estimer des vitesses d’accumulation de la
⁵²³ tourbe. Cette méthode permet d’étudier la fonction puits sur des temps long (derniers
⁵²⁴ millénaires) et de lier d’éventuels changements dans les vitesses d’accumulation à des
⁵²⁵ facteurs environnementaux. La seconde approche se base d’avantage sur des mesures
⁵²⁶ actuelles des différents flux afin d’étudier, sur des temps forcément plus court, l’évolu-
⁵²⁷ tion de la prépondérance puits/source d’un écosystème. Les deux approches sont donc
⁵²⁸ complémentaires.

⁵²⁹ passé

⁵³⁰ long-term apparent rate of carbon accumulation (LORCA) datations + dry bulk
⁵³¹ density + carbon content (Tableau 1.3)

⁵³² tableau LORCA ajouter colonne contexte (exple : 7 tourbières ombro-
⁵³³ trophe)

534 présent

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

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

538 — ENE : Échange Net de l'Écosystème

539 — PPB : Production Primaire Brute

540 — Re : Respiration de l'Écosystème

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

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

543 — F_{CH_4} : Flux de Méthane

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

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

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

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

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

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

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

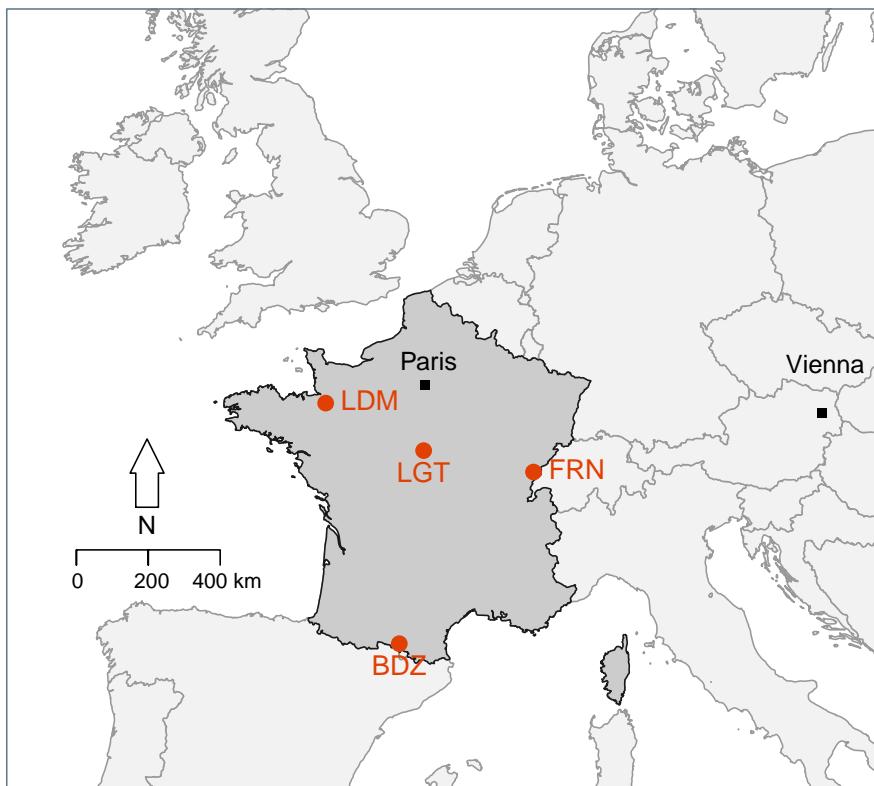
⁵⁵⁵ 2 Sites d'études et méthodologies employées

⁵⁵⁶

⁵⁵⁷	2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	34
⁵⁵⁸		
⁵⁵⁹	2.2 Autres sites du service national d'observation	39
⁵⁶⁰		
⁵⁶¹	2.3 Mesures de flux	40
	2.3.1 Présentation des méthodologies possibles	40
⁵⁶²	2.3.2 Les mesures de CO ₂	41
⁵⁶³	2.3.3 Les mesures de CH ₄	44
⁵⁶⁴	2.3.4 Le calcul des flux	45
⁵⁶⁵	2.4 Facteurs contrôlants	45
⁵⁶⁶	2.4.1 acquisitions automatisées	45
⁵⁶⁸		

569 2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

570 Le site d'étude, la tourbière de La Guette, est l'un des quatre sites du service
571 national d'observation des tourbières (SNOT) qui vise à étudier la fonction puits de
572 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

573 La tourbière de La Guette est située à Neuvy-sur-Barangeon, en Sologne, ($N\ 47^{\circ}19'44''$,
574 E $2^{\circ}17'04''$) dans le département du Cher (Figure 2.1). Le site s'étend sur une surface
575 d'une vingtaine d'hectare avec une géométrie relativement allongée 2.2. Cette surface
576 la classe parmi les plus grandes de Sologne. L'épaisseur moyenne de la tourbe est de
577 80 cm avec des maximums locaux atteignant 180 cm. La tourbière de La Guette est pro-
578 bablement topogène (Réf needed), formée par l'accumulation d'eau de pluie dans une
579 cuvette imperméabilisée par une couche d'argile issue d'alluvions de la rivière du même
580 nom (La Guette). Les précipitations annuelles moyennes sur le site sont de 880 mm et

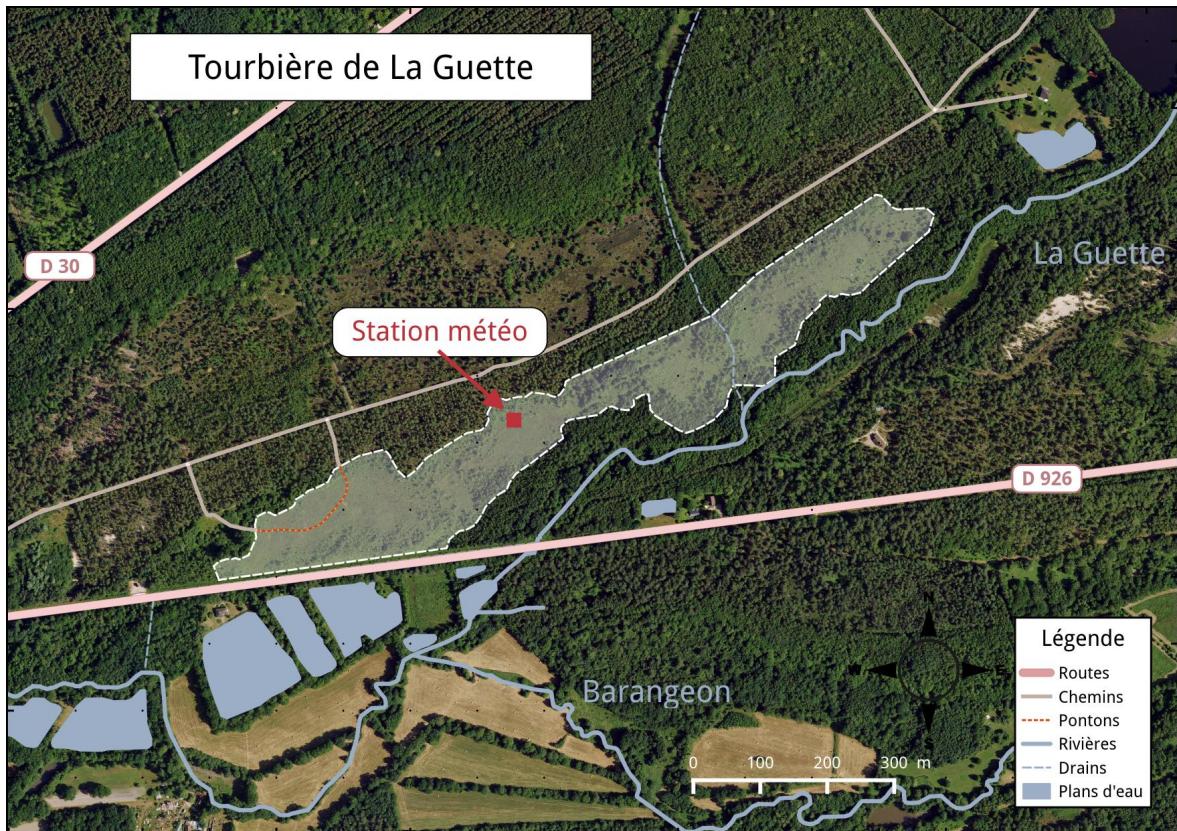


FIGURE 2.2 – Carte de la tourbière de La Guette

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

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

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

2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

595 (2015) a pu calculé, grâce à l'étude de photos aérienne, la vitesse de fermeture du site,
596 entre 1945 et 2010, estimée à $2020 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$ avant l'incendie de 1976 et à $3469 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$
597 après. La tourbière est également envahie de façon importante par la molinie bleue
598 (*Molinia caerulea*) de la famille des *Poaceae* (Figure 2.3c). Leur présence favorisant la
599 dégradation des matières organiques (Gogo *et al.*, 2011). Sont également présentes sur
600 le site un certain nombre d'espèces caractéristiques des tourbières comme les sphaignes,
601 principalement *Sphagnum cuspidatum* et *Sphagnum rubellum*, qui forment des tapis.
602 Un tapis de sphaignes en cours de formation est visible sur la photo 2.3a. Sur cette
603 même photo sont également visible des Linaigrettes à feuilles étroites (*Eriophorum*
604 *angustifolium*), une plante de la famille des *Cyperaceae* caractéristique des marais et
605 des landes tourbeuses (Rameau *et al.*, 2008). Des bruyères sont également présentes de
606 façon importante sur le site avec notamment *Erica tetralix*, parfois appelée la Bruyère
607 des marais, de la famille des *Ericaceae* (Figure 2.3b). De la même famille est présente
608 sur le site, mais de façon moins omniprésente, la Callune (*Calluna vulgaris*). L'ensemble
609 de ces espèces tendent à préférer les milieux riches en matières organiques et pauvres
610 en nutriment (tela-botanica). D'autres espèces sont présentes sur ce site notamment,
611 *Rhynchospora alba* de la famille des *Cyperaceae*, *Juncus bulbosus*(image annexe ?),
612 de la famille de *Juncaceae*, et des Droséras, une plante insectivore, de la famille des
613 *Droseraceae* (Annexe A, Figure 7a) .

614 Au cours des dernières années, les précipitations sont relativement différentes avec
615 deux années plus sèche que la moyenne avant 2013 et deux années plus humide en 2013
616 et 2014 (Figure 2.4). On observe également cette dualité au niveau du niveau de la
617 nappe. Avant 2013 les étés sont marqués par des étiages important avec des baisses du
618 niveau de nappe allant jusqu'à -60 cm en 2012 (Figure 2.5). Après 2013, les étiages
619 sont beaucoup moins importants sur le site (Figure 2.6). Les variations inter-annuelles
620 de la température moyenne de l'air semblent moins marquées. L'année 2011 est très
621 proche de 2014 avec une température moyenne supérieure à 11 °C. De la même façon
622 les années 2012 et 2013 sont très proche avec des température moyenne inférieure à
623 10 °C.



(a) *Sphagnum – Eriophorum angustifolium*



(b) *Erica tetralix – Molinia caerulea*



(c) *Molinia caerulea*

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

2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

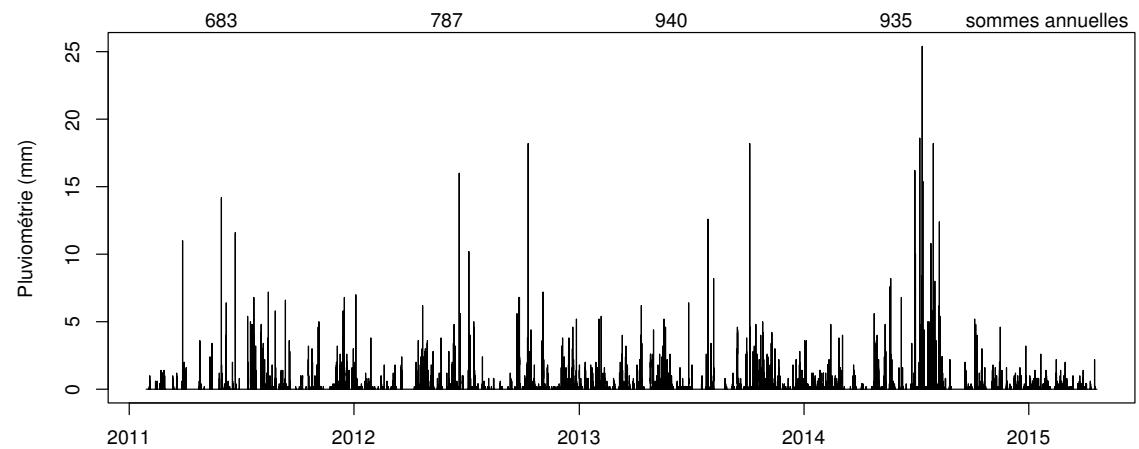


FIGURE 2.4 – Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014

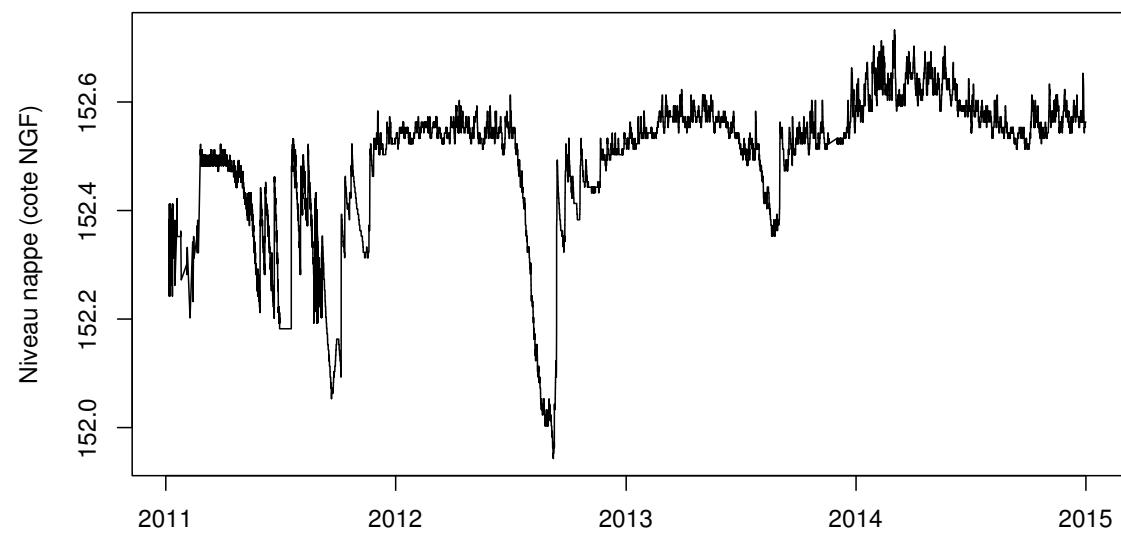


FIGURE 2.5 – Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014

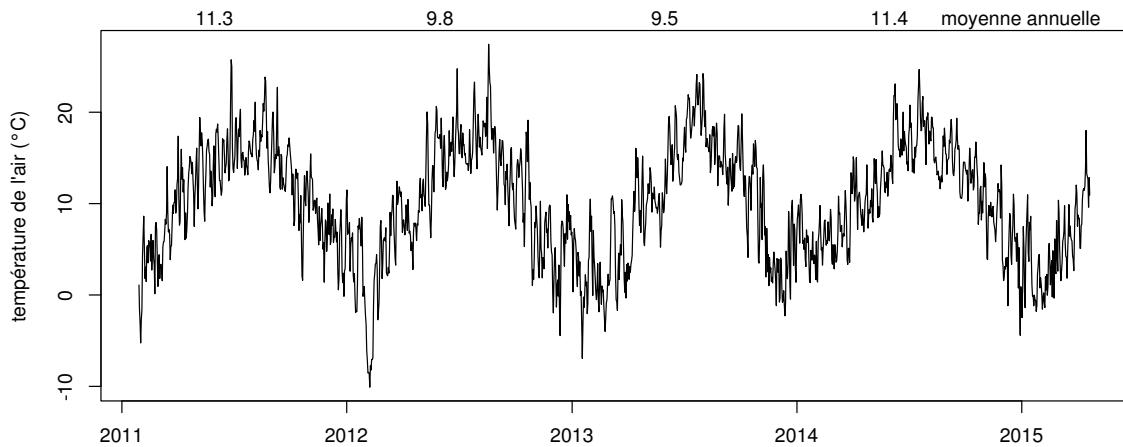


FIGURE 2.6 – Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014

624 2.2 Autres sites du service national d'obser- 625 vation

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

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

₆₃₈ 2.3 Mesures de flux

₆₃₉ 2.3.1 Présentation des méthodologies possibles

₆₄₀ De nombreuses techniques permettent de mesurer des flux de gaz, avec en premier
₆₄₁ lieu les méthodes de chambres.

₆₄₂ Les chambres peuvent être ouvertes, c'est à dire que la mesure se fait lorsque le
₆₄₃ gaz à l'intérieur de la chambre à l'équilibre avec celui à l'extérieur, ou fermées, dans
₆₄₄ ce cas le gaz à l'intérieur de la chambre n'est pas à l'équilibre avec celui à l'extérieur.
₆₄₅ Elles peuvent également être dynamique, lorsqu'un système de pompe, permettant
₆₄₆ notamment de transporter le gaz jusqu'à l'analyseur, est présent. Ou statique si le
₆₄₇ système est sans flux artificiel.

₆₄₈ Trois grandes techniques de chambre existent. D'abord les chambres **dynamiques**
₆₄₉ **ouvertes** qui se basent sur un état d'équilibre et mesurent une différence de concen-
₆₅₀ tration d'un gaz dont une partie passe par la chambre et l'autre non. Cette méthode
₆₅₁ 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
₆₅₃ chambre à l'aide d'un système de pompe permettant l'envoi du gaz dans un analyseur
₆₅₄ externe. Enfin les chambres **statiques fermées** qui mesurent également l'évolution de
₆₅₅ la concentration du gaz au sein de la chambre sans qu'un système de pompe ne soit
₆₅₆ présent. Dans ce cas soit l'analyseur est présent dans la chambre, soit des prélèvements
₆₅₇ sont fait à intervalles réguliers puis analysés par la suite en chromatographie gazeuse.

₆₅₈ Il faut noter que les dénominations anglaises de ces méthodes doit faire l'objet d'une
₆₅₉ attention particulière. *Closed chamber* par exemple est parfois utilisé pour se référer
₆₆₀ à l'état ou non d'équilibre, comme défini dans ce document, mais parfois également
₆₆₁ pour désigner les méthodes de chambre sans système de flux ce qui peut prêter à
₆₆₂ confusion [Pumpenan et al. \(2004\)](#). Souvent utilisées les dénominations *open/closed* et
₆₆₃ *dynamic/static* sont décrites dans [Luo et Zhou \(2006c\)](#), une autre convention peut être
₆₆₄ rencontrée : *flow-through/non-flow-through* et *steady state/non-steady state* [Livingston](#)

665 et Hutchinson (1995)

666 Ces différentes méthodes ont divers avantages et inconvénients.

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

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

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

672 2.3.2 Les mesures de CO₂

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

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

685 Pour les raisons détaillée précédemment, la méthode mise en œuvre est celle de
686 la chambre statique fermée, aucun système de pompe n'est donc utilisé. la chambre
687 est posée sur l'embase, elle contient l'analyseur de CO₂ qui mesure la variation de
688 la concentration en gaz au cours du temps. Un ventilateur de faible puissance est
689 également présent à l'intérieur de la chambre afin d'homogénéiser l'air. 1 à 3 min de
690 stabilisation sont nécessaires après la pose de la chambre afin d'éviter les effets pouvant
691 y être liés. Ensuite l'enregistrement est lancé, avec l'acquisition toutes les 5 s pendant
692 5 min de la concentration en CO₂, de la température et de l'humidité. La mesure se

2.3. Mesures de flux

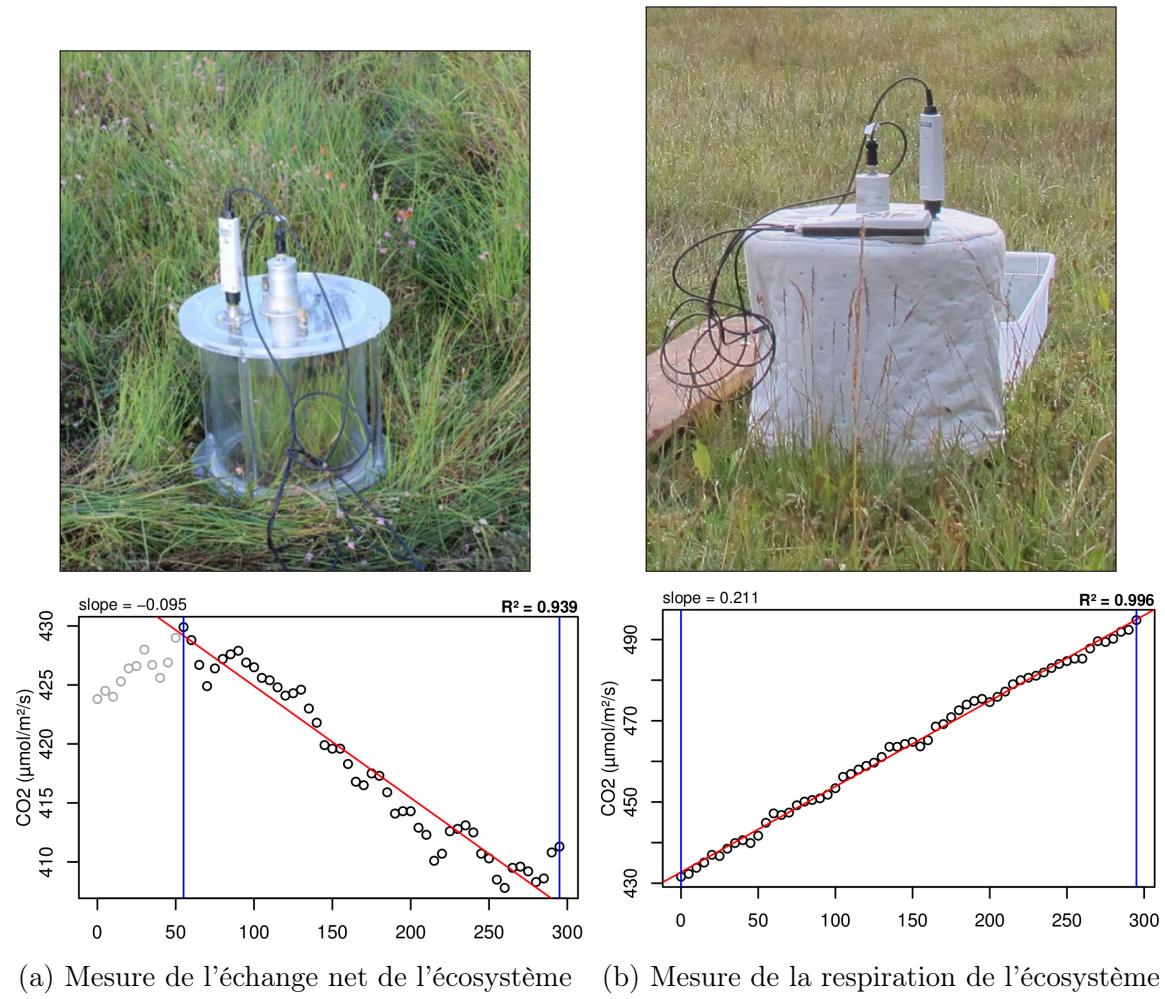


FIGURE 2.7 – Mesures de CO₂

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

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



FIGURE 2.8 – SPIRIT

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

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

⁷¹⁷ **2.3.3 Les mesures de CH₄**

⁷¹⁸ Les mesures de CH₄ ont été réalisée avec une chambre aux caractéristiques similaires
⁷¹⁹ à celles utilisées pour les mesures de CO₂ à l'exception de l'interface avec l'analyseur.
⁷²⁰ La méthode de la chambre dynamique fermée a été utilisée pour réaliser ces mesures,
⁷²¹ elle diffère donc légèrement de celle utilisée pour le CO₂ puisqu'elle nécessite la mise en
⁷²² oeuvre d'un système de pompe pour transporter le gaz jusqu'à l'analyseur. Les mesures
⁷²³ de concentration en CH₄ ont été réalisée à l'aide du SPIRIT (Figure 2.8).

⁷²⁴ C'est un SPectrometre Infra Rouge In-situ Troposphérique développé par le LPC2E.
⁷²⁵ La spectrométrie infra-rouge se base sur la mesure de l'absorption d'un rayonnement
⁷²⁶ infrarouge par des molécules conduisant Cet instrument profite de l'expertise acquise
⁷²⁷ par le laboratoire dans le domaine de la métrologie infra-rouge, notamment avec le
⁷²⁸ développement de son ancêtre le SPIRALE (SPectroscopie Infra Rouge par Absorption
⁷²⁹ de Lasers Embarqués). Plus petit et plus léger (100 kg), le SPIRIT a été développé
⁷³⁰ en différentes versions, fonction des usages. Il existe actuellement une version sol et
⁷³¹ une version avion de l'appareil. Les capacités du SPIRIT sont principalement liées
⁷³² à deux éléments. Premièrement l'invention d'une cellule à réflexion multiple par le
⁷³³ LPC2E ([Robert, 2007](#)), permettant d'adapter facilement la longueur du parcours op-
⁷³⁴ tique en fonction de la concentration des gaz à mesurer. Deuxièmement l'utilisation de
⁷³⁵ lasers à cascades quantique (QCL), dont la puissance permet d'augmenter le nombre
⁷³⁶ de réflexion et la sensibilité des mesures d'absorption. Les QCL installés émettent sé-
⁷³⁷ quentiellement dans le moyen infra-rouge (2,5 à 25 µm) (Choix dicté par l'absorbance
⁷³⁸ à ces longueurs d'onde d'un grand nombre d'espèce d'intérêt et l'intensité importante
⁷³⁹ des raies d'absorption.) et dans une fenêtre spécifique aux espèces que l'on souhaite
⁷⁴⁰ mesurer. Après son émission, le laser est divisé en deux. La première partie traverse
⁷⁴¹ une cellule de référence, contenant un gaz de concentration connue. La seconde partie
⁷⁴² traverse une cellule de mesure, contenant le gaz à mesurer. Les deux parties du laser
⁷⁴³ débouchent finalement sur les détecteurs. Le fonctionnement détaillé du SPIRIT-sol
⁷⁴⁴ est décrit dans [Guimbaud *et al.* \(2011\)](#).

745 **2.3.4 Le calcul des flux**

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

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

748 Avec :

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

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

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

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

753 T : la température dans la chambre en K

754 V : le volume de la chambre en m³

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

756 **2.4 Facteurs contrôlants**

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

764 **2.4.1 acquisitions automatisées**

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

2.4. Facteurs contrôlants

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

774 3 Bilan de C de la tourbière de La Guette

775

776	3.1 Introduction	48
777	3.2 Procédure expérimentale et analytique	49
779	3.2.1 Méthodes de mesures	49
780	3.2.2 Modélisation du bilan de C	51
781	3.3 Résultats	56
782	3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière	
783	de La Guette	56
784	3.3.2 Sélection des modèles	61
785	3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle	
786	de l'écosystème	69
787	3.3.4 Variabilité spatiale du bilan	76
788	3.4 Discussion	78
789	3.4.1 Estimations des flux	78
790	3.4.2 Estimations des bilans	81
791	3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan	81
792	3.4.4 Représentativité locale du modèle	82
793	3.4.5 Variation du bilan avec la végétation	82
794	3.4.6 perspectives	83
796		

₇₉₇ 3.1 Introduction

₇₉₈ La majorité des écosystèmes tourbeux pour lesquels un bilan de carbone a été es-
₇₉₉ timé, se situe sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord comme par exemple en
₈₀₀ Suède ([Waddington et Roulet, 2000; Peichl *et al.*, 2014](#)), en Finlande ([Alm *et al.*, 1997](#)),
₈₀₁ au Canada ([Trudeau *et al.*, 2014](#)). Les tourbières situées plus au sud ont fait l'objet de
₈₀₂ rare estimation de bilan (e.g. tourbière du Jura français par [Bortoluzzi *et al.* \(2006\)](#)).
₈₀₃ L'étude de ces écosystèmes présent à la limite sud de leur extension est importante car
₈₀₄ ils expérimentent des conditions plus extrêmes que les autres qui sans être identiques,
₈₀₅ peuvent se rapprocher de celles que subiront d'autres écosystèmes tourbeux suite au
₈₀₆ réchauffement climatique. Par ailleurs, concernant la tourbière de La Guette, ce site
₈₀₇ est représentatif d'une grande partie des tourbières dans les perturbations qu'elle su-
₈₀₈ bie : son drainage et son envahissement par une végétation vasculaire (cf Chapitre 2)
₈₀₉ Le premier objectif de ce chapitre est donc d'établir le bilan de C de la tourbière de
₈₁₀ La Guette. Le second objectif est de caractériser la variabilité spatiale de ces flux de
₈₁₁ GES à travers ce bilan de C. En effet les tourbières sont des écosystèmes avec des
₈₁₂ conditions environnementales qui peuvent varier dans l'espace. Par exemple le niveau
₈₁₃ de la nappe, à cause de variation micro-topographique peut être plus ou moins élevé,
₈₁₄ faire des flaques d'eau libre ou au contraire être quelques dizaines de centimètres sous
₈₁₅ la surface du sol. Conséquence de ces variations, ces micro-environnements abritent
₈₁₆ des communautés végétales et microbiennes différentes. Finalement ces conditions en-
₈₁₇vironnementales contrôlant les flux, ceux-ci varient également. Estimer ces variations
₈₁₈ est donc nécessaire afin de préciser dans quelle mesure elles influent sur le bilan de C.

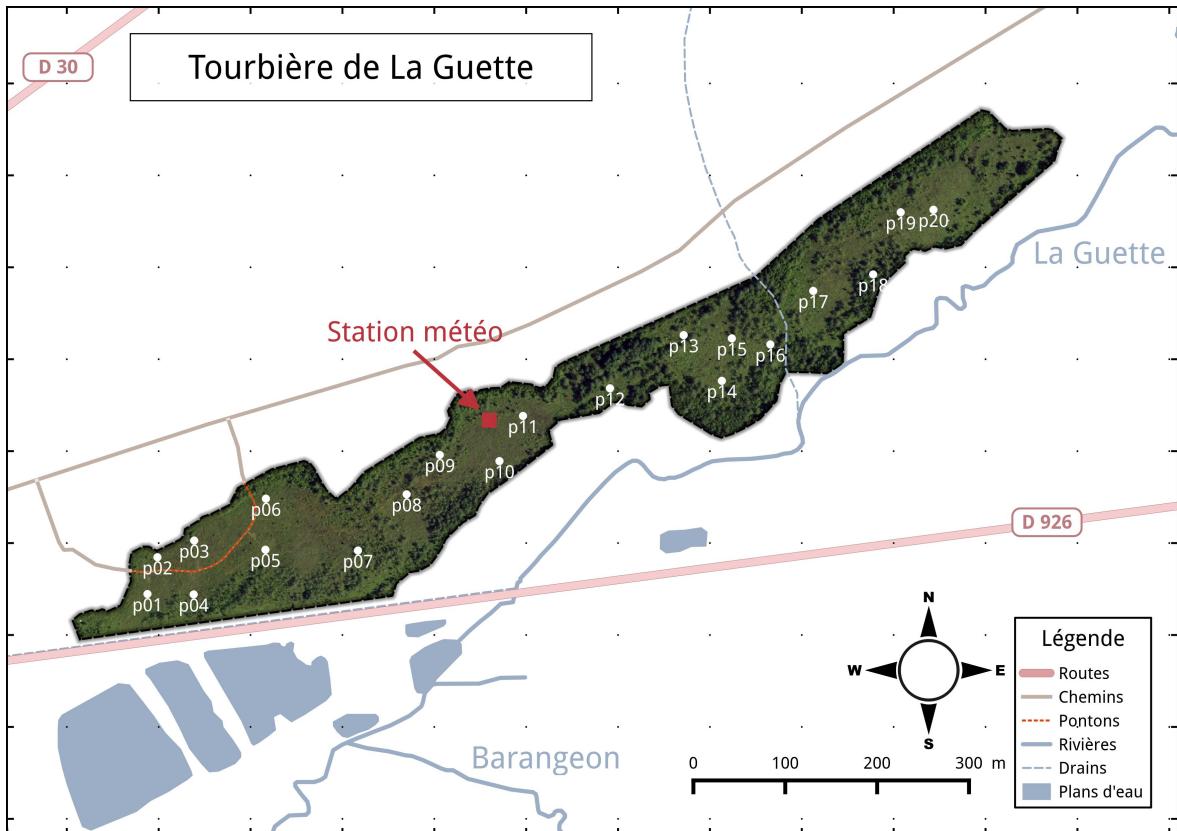


FIGURE 3.1 – Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.

3.2 Procédure expérimentale et analytique

3.2.1 Méthodes de mesures

821 Mesures de flux de gaz

822 Les mesures des flux de CO₂ et de CH₄ ont été effectuées en utilisant la méthode
 823 décrite dans la partie 2.3. En juin 2011, 20 placettes ont été installées ¹ selon un échan-
 824 tillonnage aléatoire stratifié : La surface de la tourbière a été divisée selon une grille de
 825 20 mailles et un point choisi aléatoirement dans chaque maille localise chaque placette.
 826 La taille de la maille a été ajustée de manière à avoir vingt 20 carrés sur la surface de
 827 la tourbière. Cette méthode permet de conserver un échantillonnage aléatoire tout en

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

3.2. Procédure expérimentale et analytique

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

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

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

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

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

866 3.2.2 Modélisation du bilan de C

867 Estimation du bilan et variabilité temporelle

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

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

2. Valeurs moyennes - Valeurs moyennes estimées

3.2. Procédure expérimentale et analytique

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

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

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

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

913 Après la phase de calibration, les facteurs de contrôle utilisés dans les modèles
914 ont été évalués à l'aide de données indépendantes issues d'une autre expérimentation
915 réalisée sur le même site en 2014. Les méthodes de mesures des flux sont strictement
916 identiques à celles utilisées pour établir le bilan de carbone. En revanche le position-
917 nement des placettes est beaucoup plus classique : proches les unes des autres, et avec
918 différents traitements. Afin de pouvoir les comparer, seule les placettes de contrôles,
919 (n'ayant donc subie aucune manipulation) de cette expérimentation seront utilisées soit
920 4 placettes dans une station en amont et 4 en aval de la tourbière de La Guette (plus
921 de détails dans l'annexe C). Le terme d'évaluation est préféré à celui de validation car
922 le nouveau jeu de données utilisé bien qu'indépendant de celui utilisé pour la calibra-
923 tion n'a pas été acquis de manière strictement identique, notamment au niveau de la
924 répartition des embases sur le site.

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

934 **Étude de la variabilité spatiale**

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

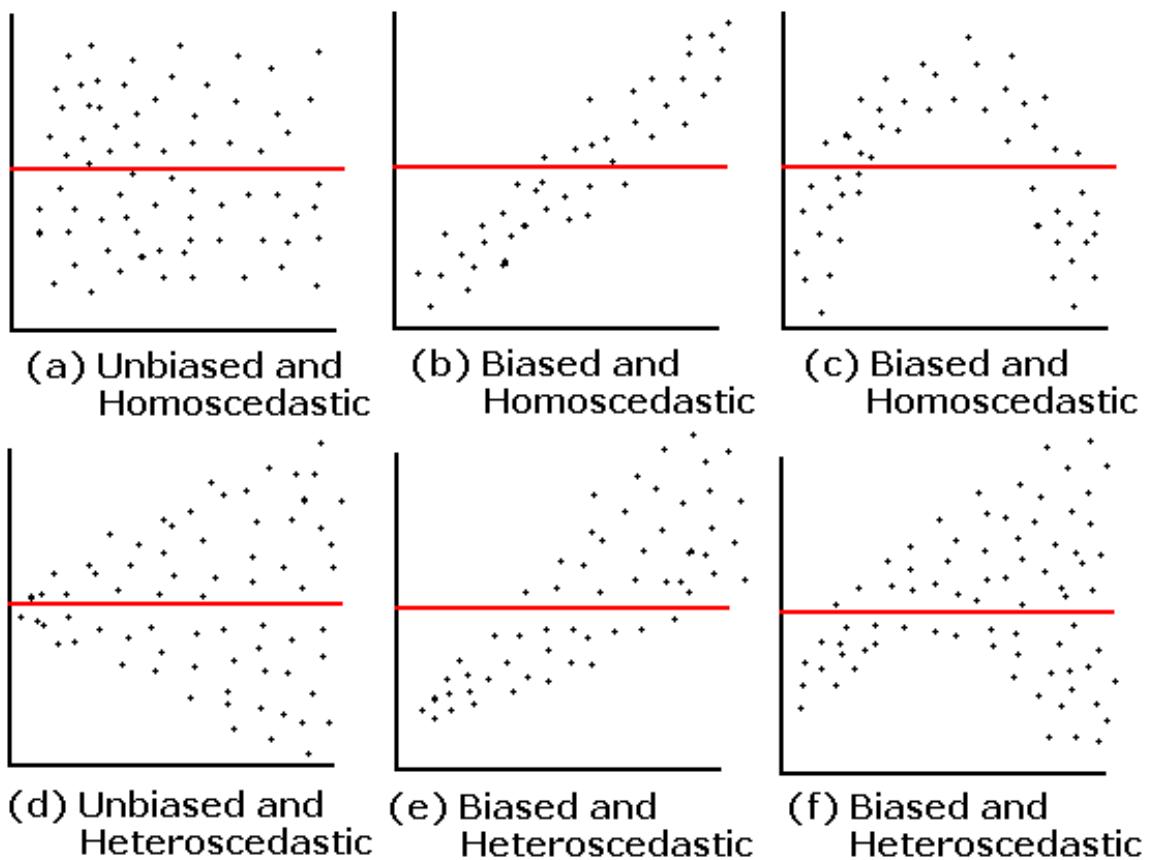


FIGURE 3.2 – Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)

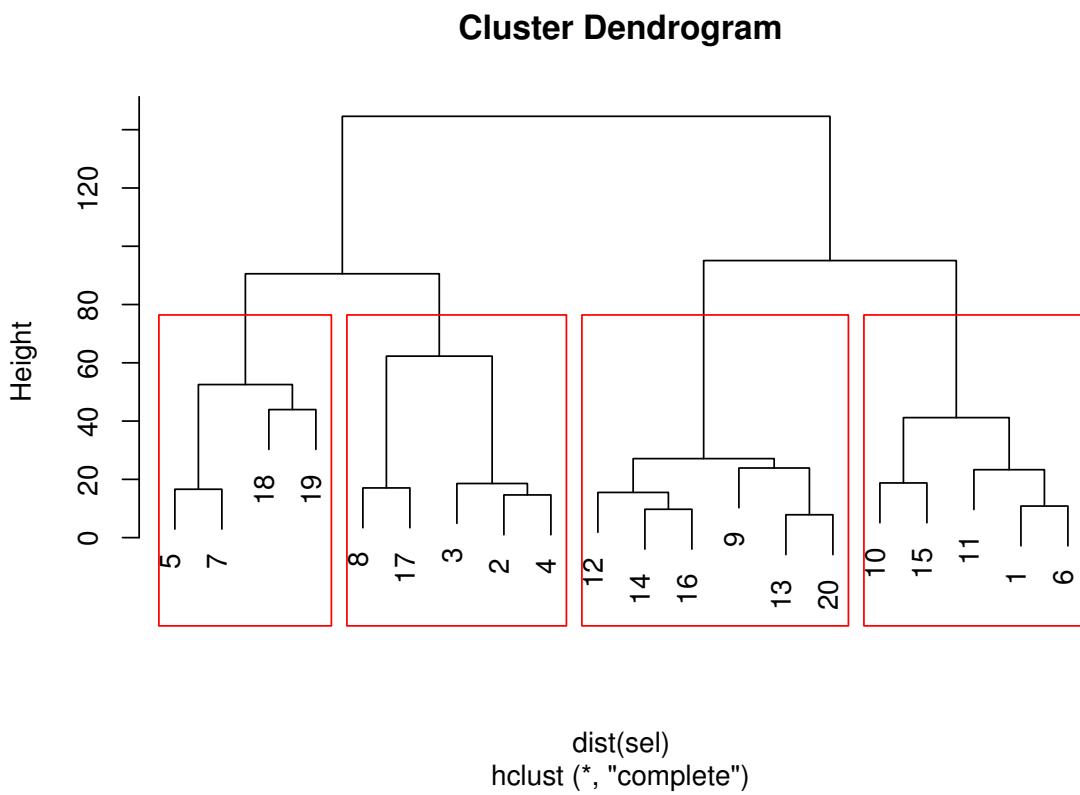


FIGURE 3.3 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

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

3.3. Résultats

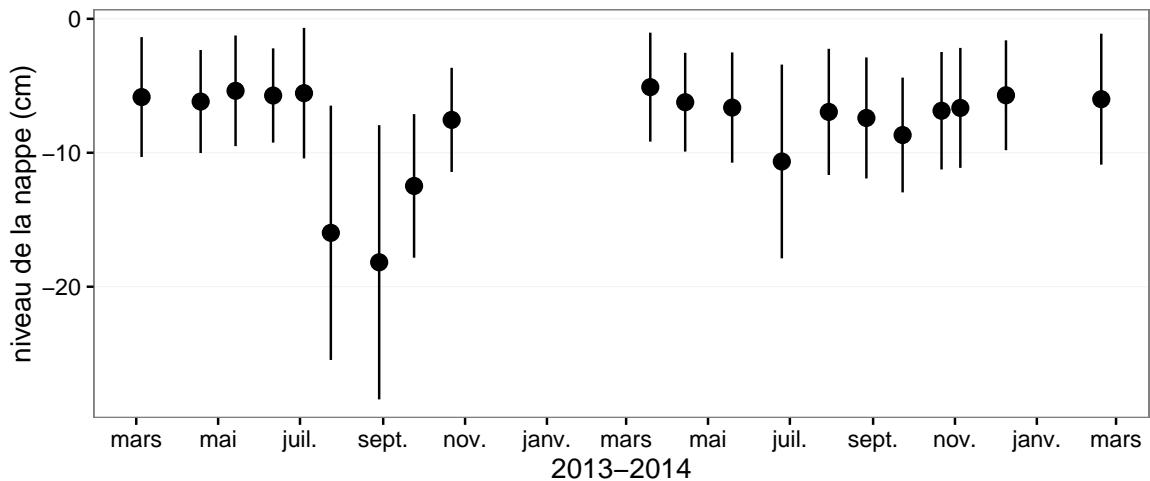


FIGURE 3.4 – Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

948 3.3 Résultats

949 3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tour- 950 bière de La Guette

951 Les Facteurs contrôlant

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

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

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

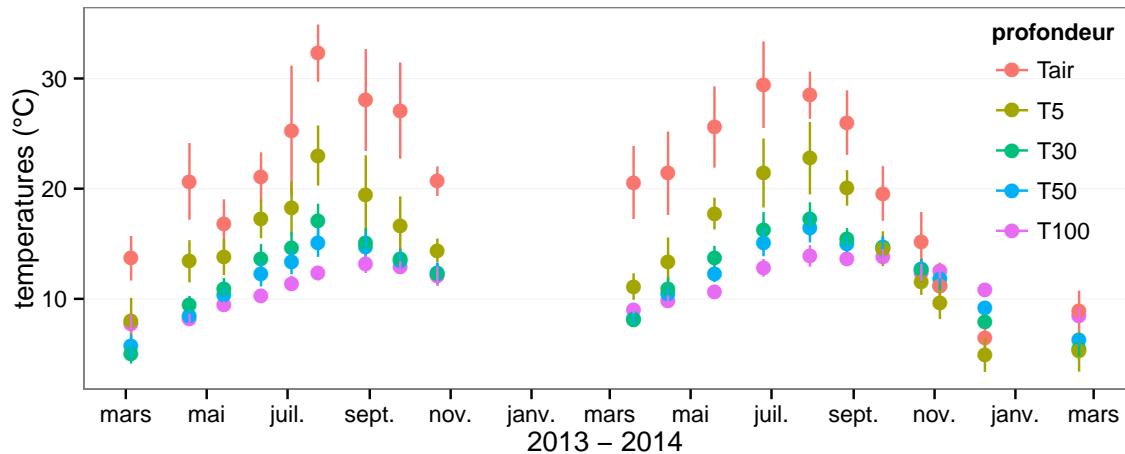


FIGURE 3.5 – Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5, -30, -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015

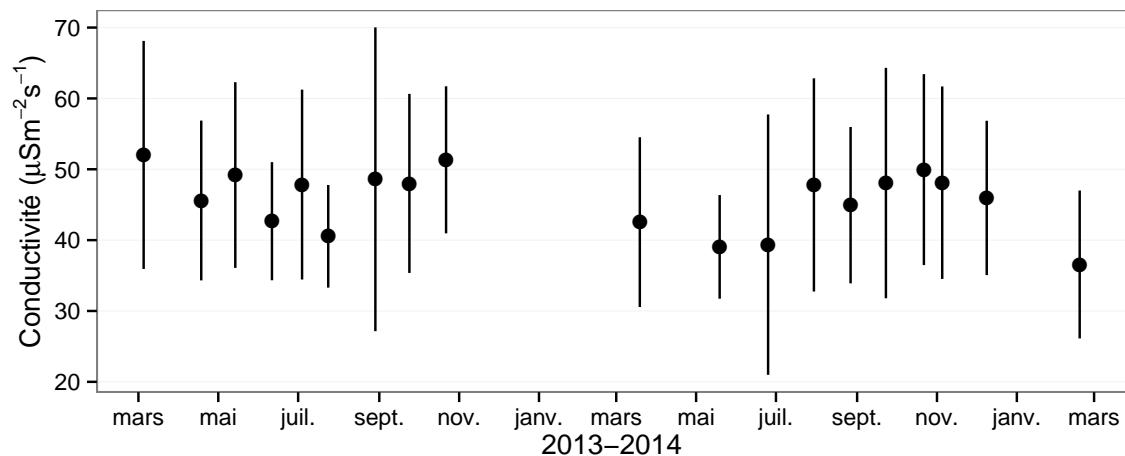


FIGURE 3.6 – Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

3.3. Résultats

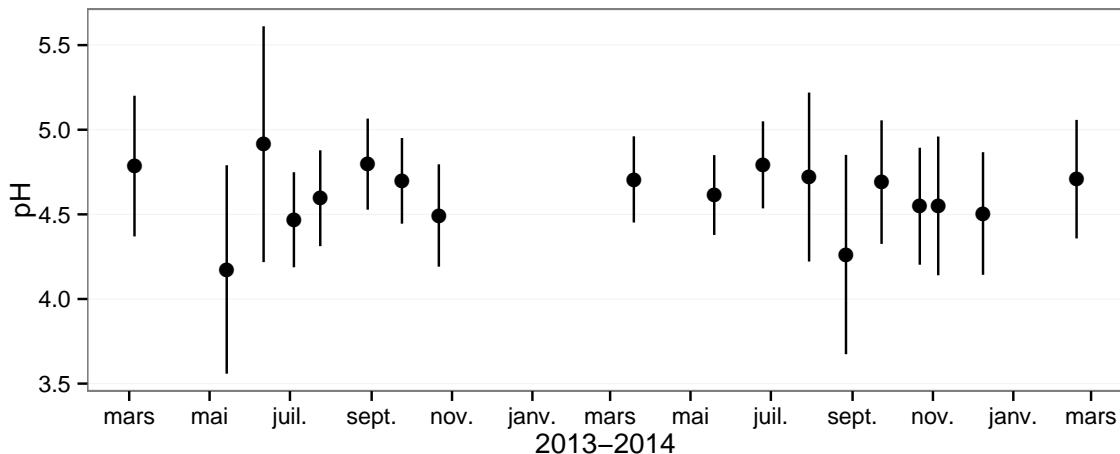


FIGURE 3.7 – Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

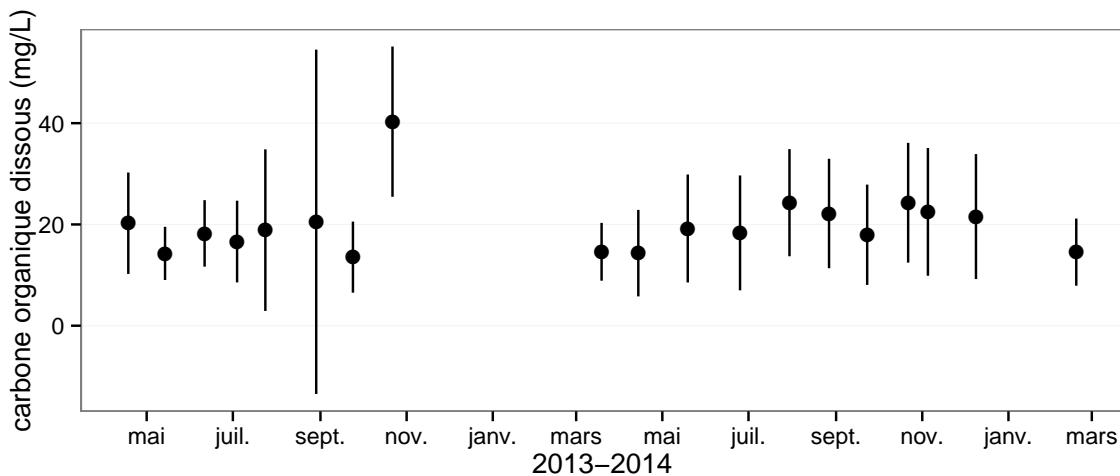


FIGURE 3.8 – Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

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

966 La concentration en carbone organique dissous présente dans l'eau de la tourbière
967 est compris en moyenne entre 10 et 30 mg L⁻¹ (figure 3.8).

968 Les flux de carbone

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

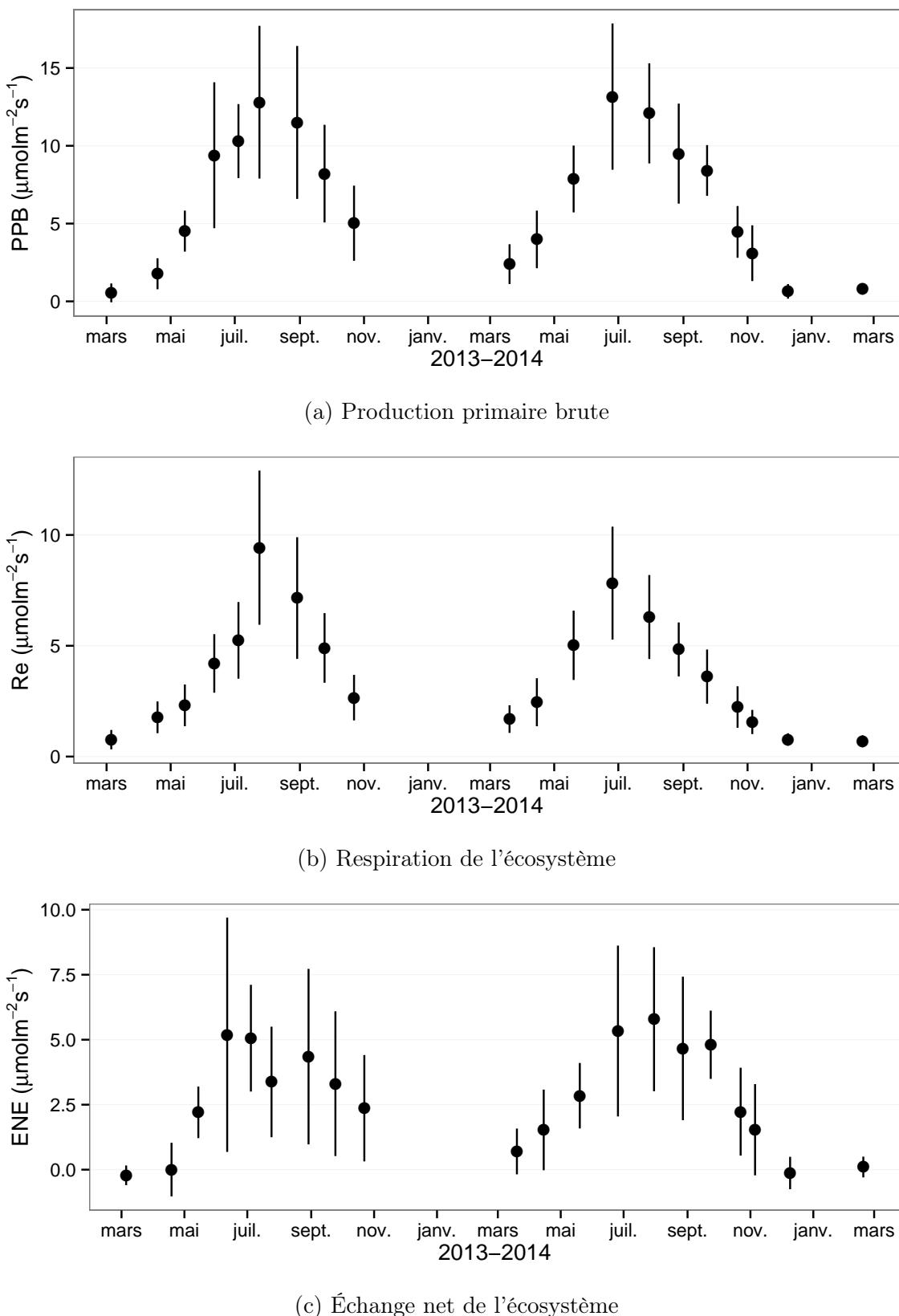


FIGURE 3.9 – Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.

3.3. Résultats

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

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

982 La RE (flux de CO₂ sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-
983 temps et une partie de l'été (Figure 3.9b). Elle atteint un maximum de $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
984 en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son maximum plus
985 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
986 des valeurs nulles. La moyenne annuelle de RE en 2013 est de $4,27 \pm 3,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$,
987 ce qui est légèrement supérieure à celle de 2014 : $3,63 \pm 2,56 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Figure 3.9b).

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

997 Les flux de CH₄ comme ceux du CO₂ montrent une variabilité saisonnière importante.
998 Cependant les flux de CH₄ mesurés sont un ordre de grandeur en dessous de ceux
999 mesurés pour le CO₂ (Figure 3.10). À l'inverse de ce dernier, l'importance des flux de
1000 CH₄ mesurés en 2013 et 2014 est différente. En 2013 les flux sont moins importants

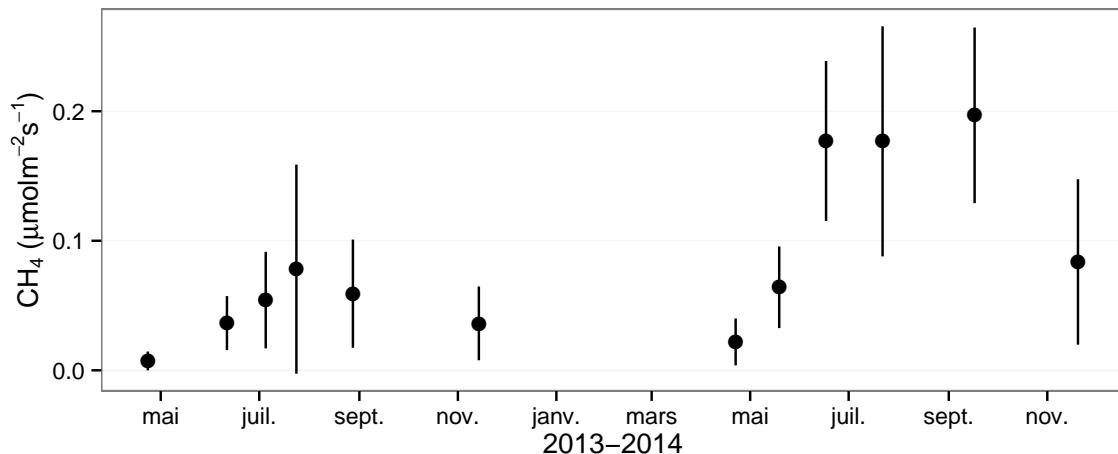


FIGURE 3.10 – Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1001 qu'en 2014 avec des maximum de $0,078$ et $0,196 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectivement.

1002 Les relations flux gazeux et facteurs contrôlant

1003 Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe n'a que peu varié pendant les
 1004 deux années de mesures. De ce fait aucune relation claire ne se distingue entre les flux
 1005 et le niveau de la nappe que ce soit pour le CO₂ (PPB et RE) ou le CH₄ (Figure 3.11).
 1006 La PPB et la RE présentent cependant des relations avec la température de l'air,
 1007 et l'indice de végétation, même si pour ce dernier les tendances sont moins claires,
 1008 particulièrement pour la RE (Figure 3.11). Le CH₄ quant à lui ne présente pas de
 1009 relation avec la température de l'air, mais une tendance exponentielle est visible vis-à-
 1010 vis de l'indice de végétation (Figure 3.11). (**CH₄ et Température dans la tourbe ?**)

1011 3.3.2 Sélection des modèles

1012 La Production Primaire Brute

1013 L'estimation de la PPB se fait en deux étapes. Dans un premier temps on estime le
 1014 potentiel maximum de photosynthèse à un instant donné dans des conditions de lumière
 1015 saturante (PPBsat). Ce potentiel peut varier avec les conditions environnementales et
 1016 a été déterminé en utilisant l'équation de (June *et al.*, 2004) qui relie la vitesse de

3.3. Résultats

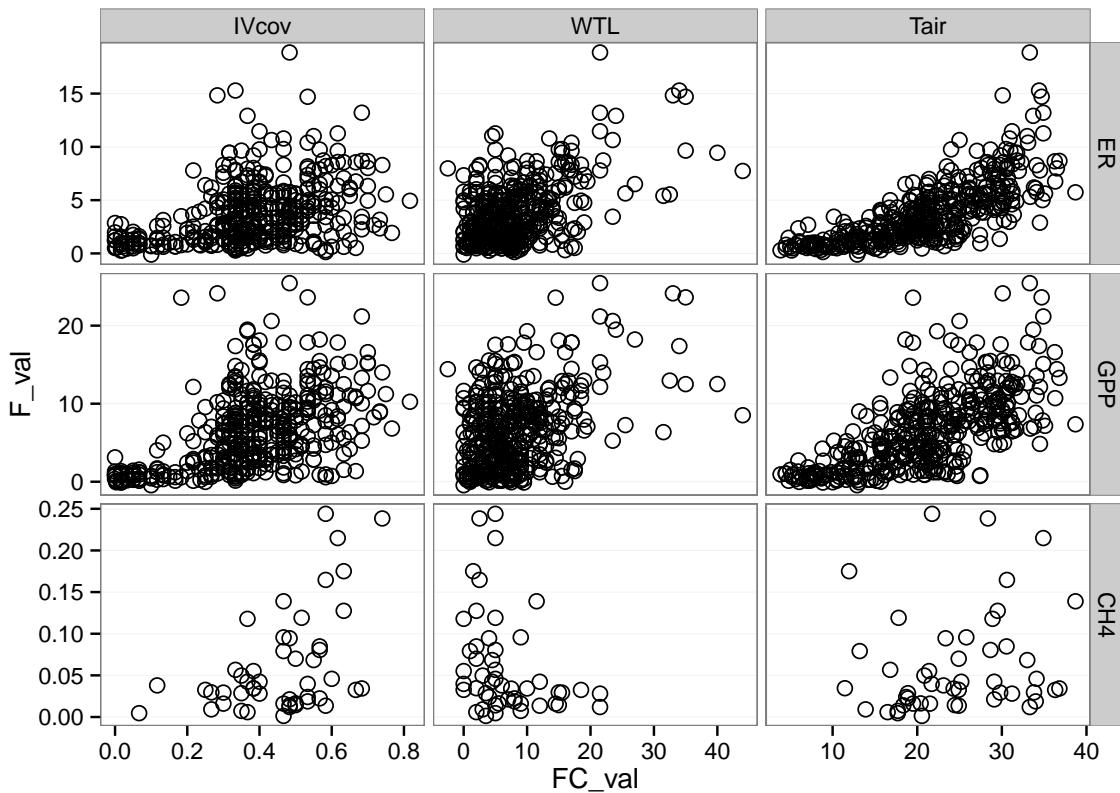


FIGURE 3.11 – Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant

1017 transport des électrons photosynthétiques à lumière saturante à la température :

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

1018 Avec a la vitesse de transport des électrons photosynthétique à lumière saturante, b
 1019 la température optimale pour ce transport et c la différence de température à laquelle
 1020 à laquelle PPB_{sat} vaut e⁻¹ de sa valeur à la température optimale. À partir de ce
 1021 potentiel à lumière saturante, la PPB est estimée en prenant en compte la lumino-
 1022 sité. On utilise l'équation 3.2 proposée par (Bubier *et al.*, 1998) et régulièrement et
 1023 majoritairement utilisée (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Worrall *et al.*, 2009) :

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

1024 L'utilisation de l'équation de June seule, avec la température de l'air comme variable
 1025 explicative de la PPB_{sat}, permet d'expliquer 66 % des variations observées avec une

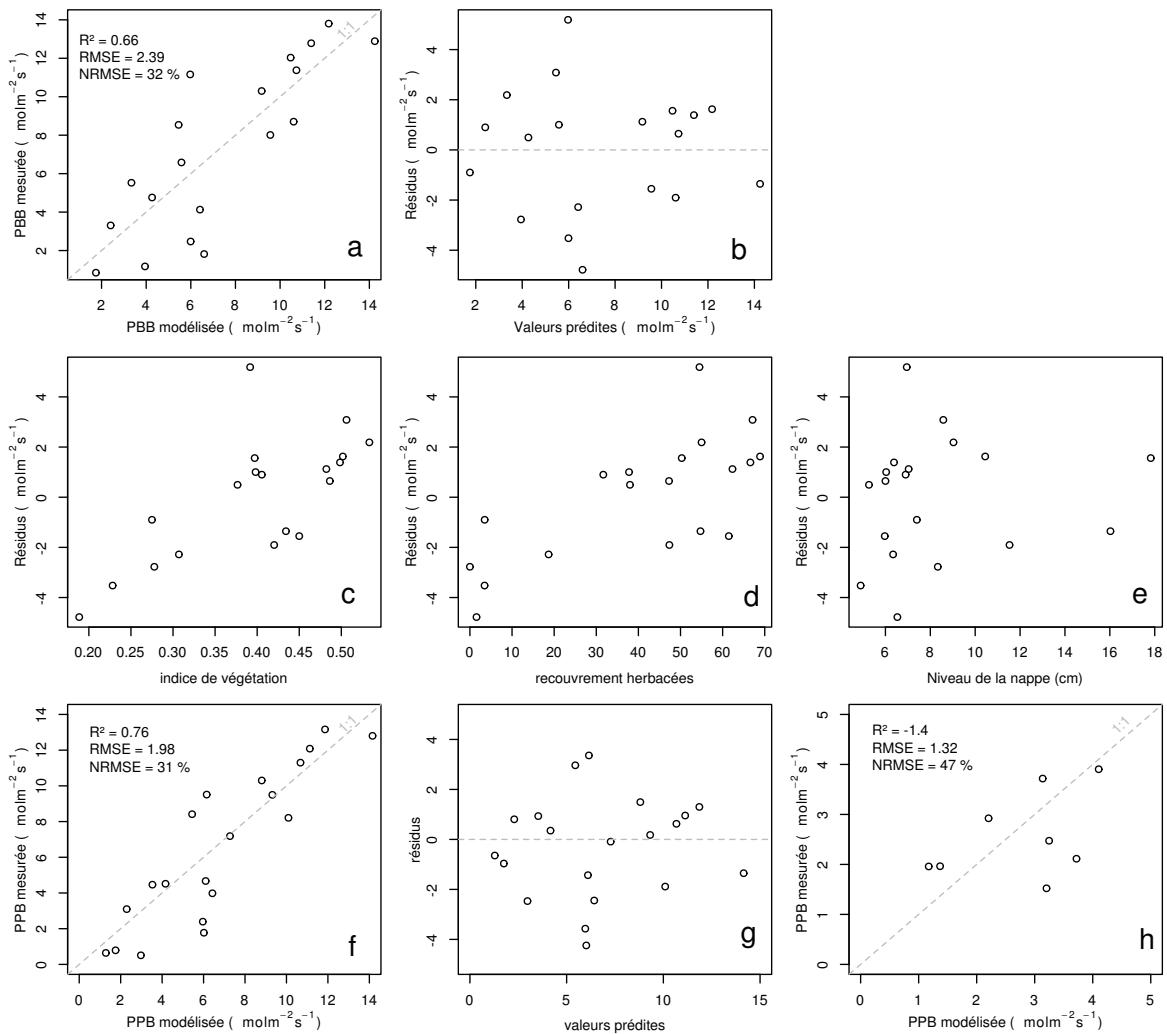


FIGURE 3.12 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1

3.3. Résultats

1026 erreur standard de l'estimation de 32 % (Figure 3.12-a). Les résidus de ce modèle se ré-
1027 partissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.12-b). Corrélés avec
1028 l'indice de végétation IV, ils présentent une tendance linéaire croissante (Figure 3.12-
1029 c). On observe la même tendance avec le recouvrement de la strate herbacée avec une
1030 dispersion des points plus importante (Figure 3.12-d). Par contre aucune tendance par-
1031 ticulière n'est visible vis-à-vis du niveau de la nappe (Figure 3.12-e) Le recouvrement
1032 des sphaignes (non présenté) ne montre également, aucune tendance avec les résidus
1033 de cette équation. La PPB calculée à partir de l'équation 3.1 montre une erreur stan-
1034 dard de 31 %, du même ordre de grandeur que celle de PPBsat (Figure 3.12-f) et les
1035 résidus se répartissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.12-g).
1036 Cependant l'évaluation du modèle sur les données de tests montre une erreur stan-
1037 dard de l'estimation plus forte qui atteint 47 % (Figure 3.12-h). Par ailleurs une forte
1038 incertitude est présente concernant l'estimation des paramètres qui ont tous une erreur
1039 standard importante, parfois plus importante que la valeur du paramètre, et une faible
1040 significativité (Tableau 3.1). Afin de prendre en compte la tendance linéaire entre les
1041 résidus et l'indice de végétation (IV) le modèle est adapté pour y intégré une fonction
1042 linéaire de la végétation :

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

1043 Cette nouvelle équation permet d'expliquer une part plus importante des varia-
1044 tions de PPBsat ($R^2 = 0,85$) et augmente la proximité entre les données mesurées et
1045 les données modélisées : l'erreur standard diminue à 21 %. (Figure 3.13-a). Les résidus
1046 de cette équation semblent répartis de façon moins homogène que précédemment. On
1047 observe notamment un resserrement des points autour de zéro à l'exception d'un point
1048 de valeur supérieur à 4. Le biais reste malgré tout léger au regard de l'amélioration ap-
1049 portée. Aucune tendance claire ne se dégage des résidus lorsqu'ils sont mis en relation
1050 avec des facteurs contrôlant tel que les recouvrements végétaux (sphaignes, herbacées),
1051 ou le niveau de la nappe (Figure 3.13-c,d,e). Comme précédemment, l'erreur standard
1052 de la PPB, de 19 %, est du même ordre de grandeur que celle de PPBsat. Pour PPBsat

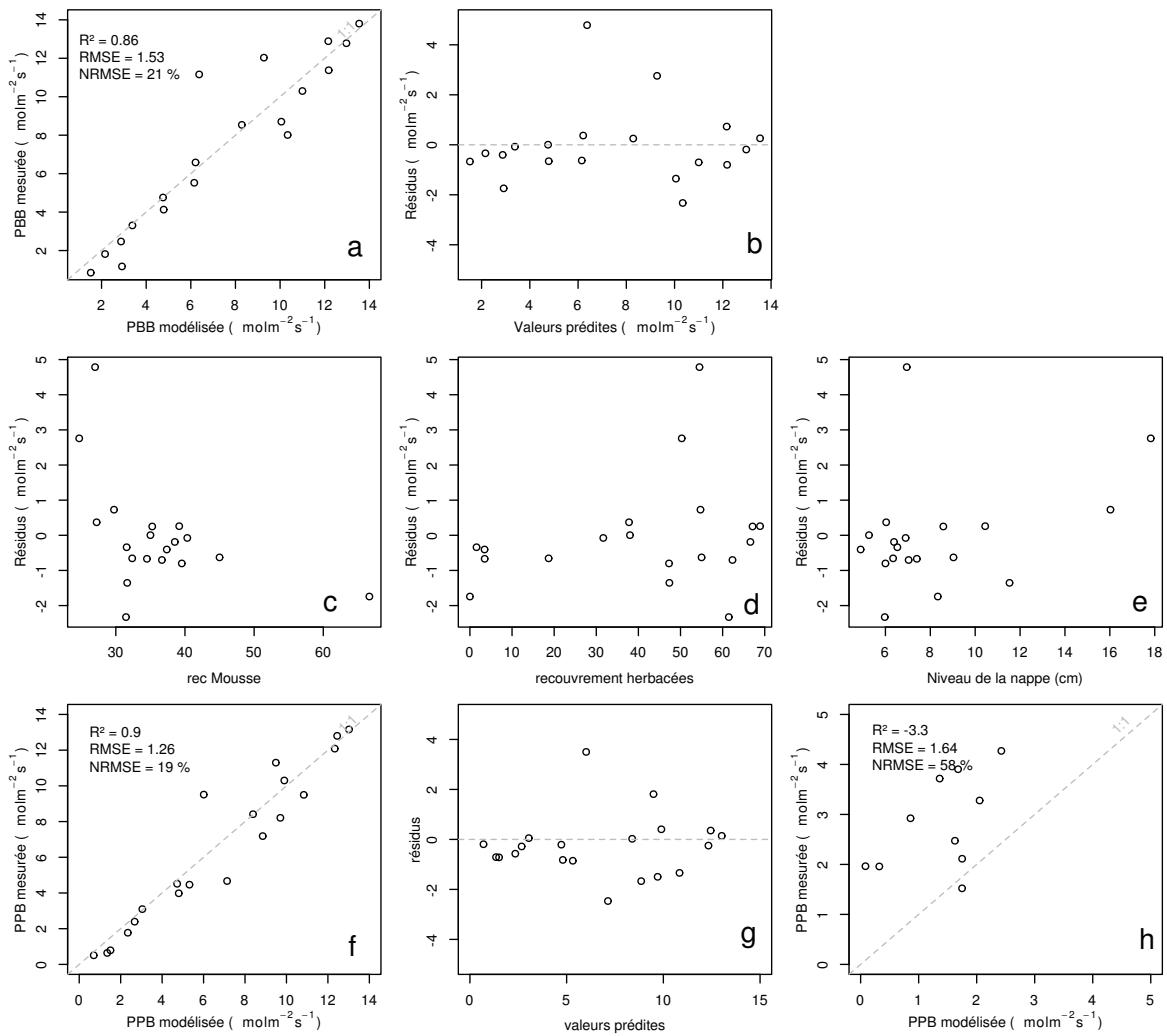


FIGURE 3.13 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3

3.3. Résultats

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

1062 La Respiration de l'Écosystème

1063 L'estimation de la RE s'effectue avec l'équation :

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

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

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

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

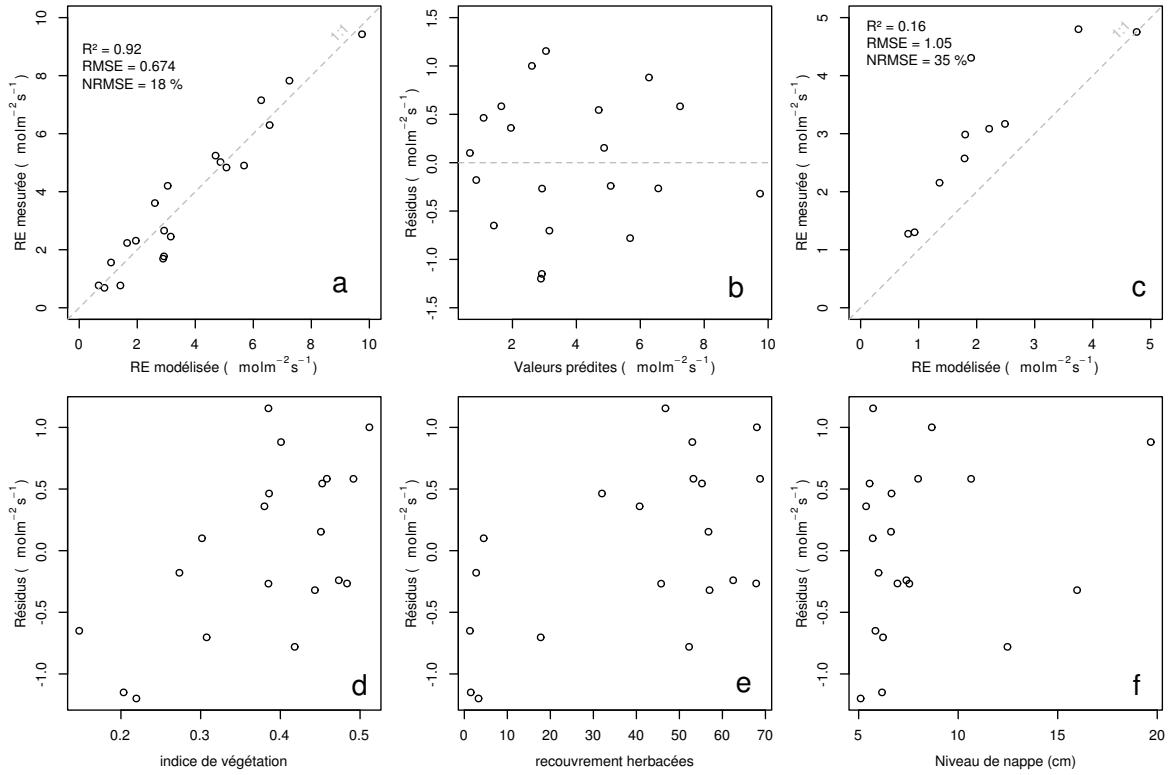


FIGURE 3.14 – RE modèles avec Tair

1074 Les calibrations de ces nouvelles équations sont présentées dans la figure 3.14-a,b et
 1075 3.14-d,e respectivement. Dans les deux cas, l'erreur diminue pour avoisiner 13 %, avec
 1076 des résidus qui se répartissent de façon non-biaisée. L'évaluation de ces deux équations
 1077 montre cependant des différences : D'un côté l'équation 3.5 ne permet pas de diminuer
 1078 l'erreur standard qui vaut 34 %, et est donc très proche des 35 % calculé pour l'évalua-
 1079 tion du modèle n'intégrant pas la végétation. De l'autre l'évaluation de l'équation 3.6
 1080 montre une erreur standard plus faible s'établissant à 23 %. Les paramètres des diffé-
 1081 rentes équations sont présentés dans le tableau 3.1, les modèles RE-1, RE-2, et RE-3
 1082 correspondent respectivement aux équations 3.4, 3.5 et 3.6. À l'inverse de la PPB les
 1083 paramètres des modèles de la RE ont, à l'exception du paramètre c du modèle RE-2,
 1084 une significativité importante et une erreur standard faible.

1085 Le flux de CH₄

1086 Les relations entre les facteurs contrôlant mesurés et le CH₄ sont moins claires que
 1087 celles concernant le CO₂. La corrélation la plus importante est liée à la végétation (R^2

3.3. Résultats

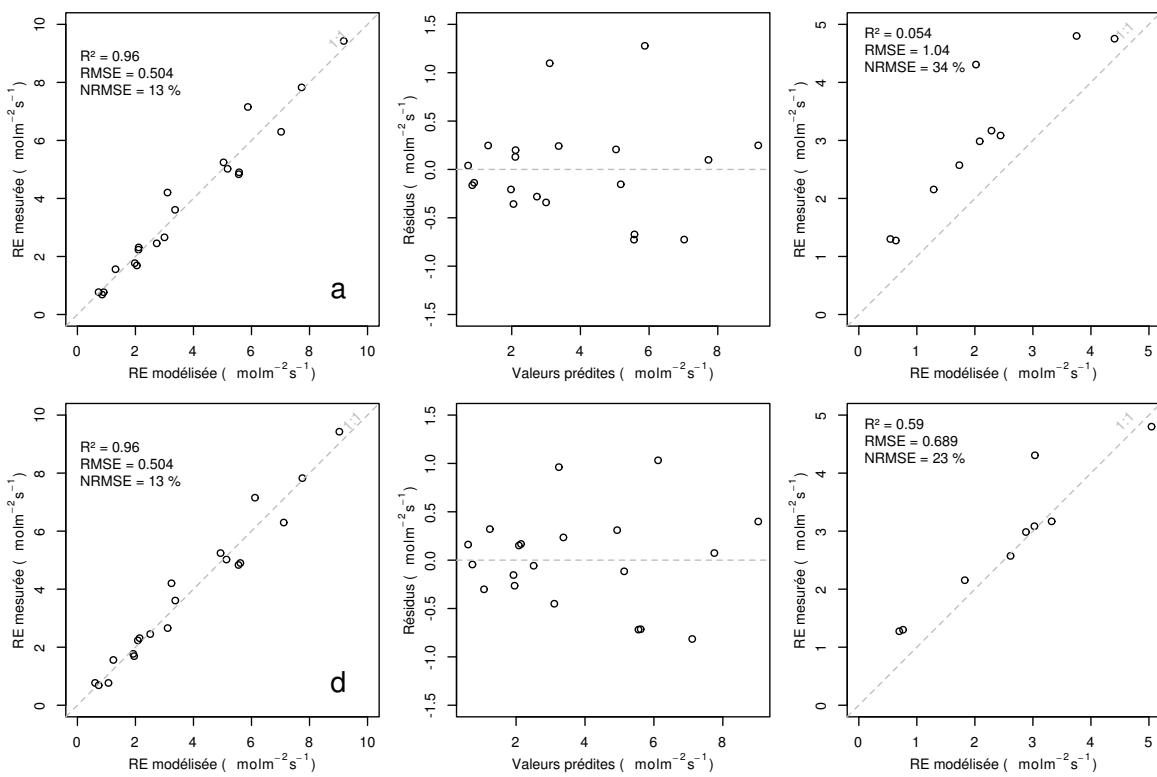


FIGURE 3.15 – RE modèles avec Tair

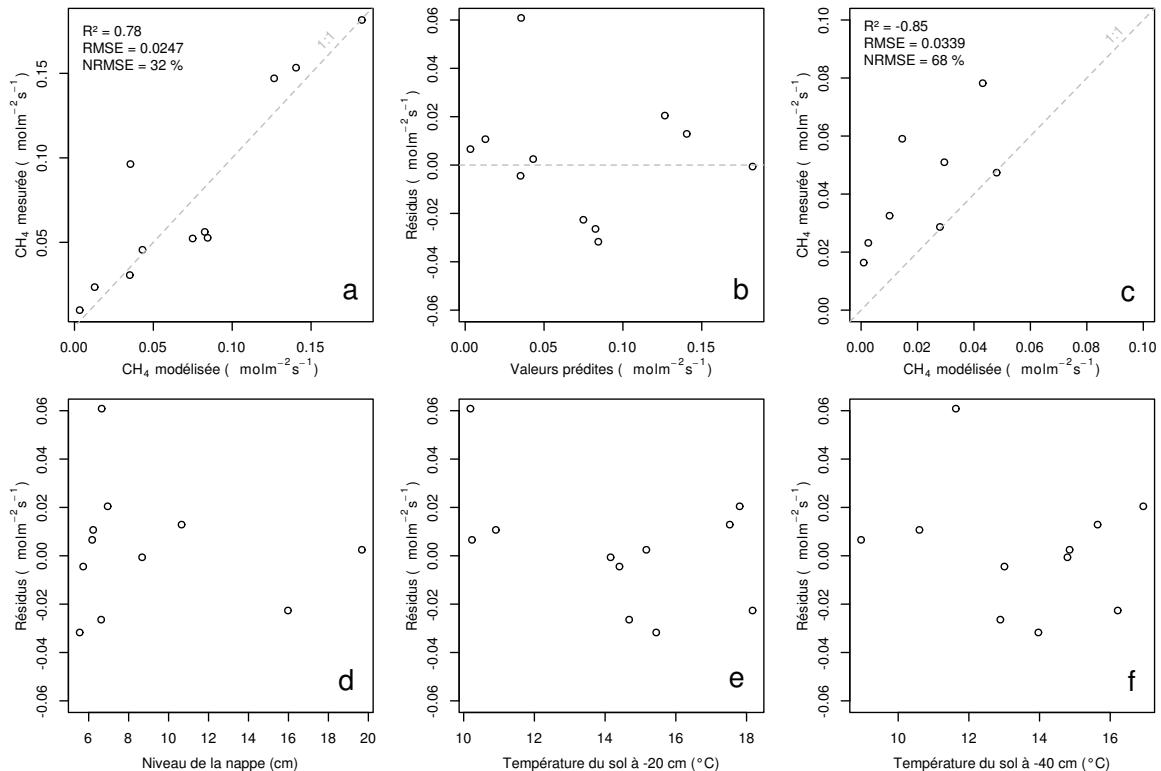


FIGURE 3.16 – CH₄ modèle H

1088 = **XX**,Figure 3.11). le CH₄ est également corrélé avec les températures, faiblement avec
 1089 les températures de surface, mais de manière plus importante avec les températures du
 1090 sol à plus forte profondeur ($R^2 = \text{XX}$,Figure 3.11). Enfin il est anti-corrélé ($R=-0.51$)
 1091 avec le niveau de la nappe. Les relations CH₄ et végétation ont donc pu être modélisées
 1092 avec

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

1093 Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Fi-
 1094 gure 3.16), il explique 78 % de la variabilité du CH₄ avec une erreur standard de 32 %.
 1095 Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette équations et les facteurs
 1096 contrôlant mesurés. L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer
 1097 les flux de CH₄ et une erreur standard qui double par rapport à la phase de calibration
 1098 en atteignant 68 %. Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.7 est
 1099 visible dans le tableau 3.1 sous le nom FCH4.

1100 Le COD

1101 3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle 1102 de l'écosystème

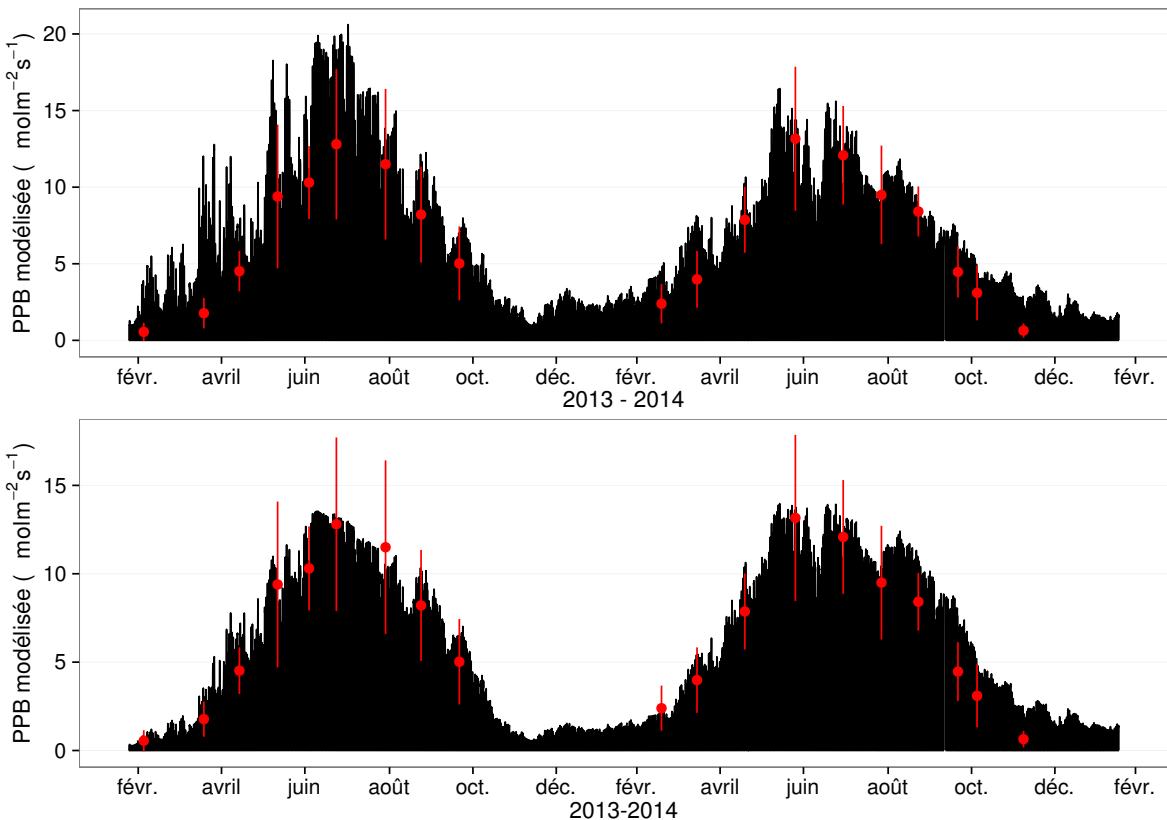
1103 L'interpolation des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de
 1104 celle mesurée sur le terrain (Figure 3.17). Les valeurs mesurées les plus grandes (partie
 1105 supérieure de la barre rouge sur la figure 3.17) ne semblent pas atteinte par le modèle
 1106 PPB-2 à l'inverse du modèle PPB-1 (courbes noires sur la figure 3.17). Dans les deux
 1107 cas les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014.

1108 Pour la RE, l'interpolation suit également les variations saisonnières mesurées men-
 1109 suellement (Figure 3.18). Les gammes de valeurs mesurées sont très proche des gammes
 1110 interpolées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'in-
 1111 terpolation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.18).
 1112 L'intégration de la végétation dans les modèles RE-2 et RE-3 diminue la RE maximum

3.3. Résultats

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

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

FIGURE 3.17 – Flux de CO₂ interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2

¹¹¹³ modélisée en 2013 par rapport au modèle RE-1.

¹¹¹⁴ Les flux de CH₄ interpolés (Figure 3.19), suivent également une cyclicité saisonnière.

¹¹¹⁵ L'estimation du CH₄ semble rendre compte dans les grandes lignes de la différence de

¹¹¹⁶ flux mesurée entre 2013 et 2014.

¹¹¹⁷ Les flux interpolés à l'heure puis sommés par années sont présentés dans le ta-

¹¹¹⁸ bleau 3.2 pour les différents modèles. Sur les deux années, selon le modèle utilisé, le

¹¹¹⁹ flux total entrant via la PPB est estimé à 1070 et 1290 gC m⁻² an⁻¹ pour PPB-2 et

¹¹²⁰ PPB-1 respectivement. Dans le détail on observe une différence entre les deux modèles :

¹¹²¹ Celui utilisant uniquement la température de l'air (PPB-1) présente un stockage plus

¹¹²² important en 2013 qu'en 2014. Tandis que le modèle prenant en compte la végétation

¹¹²³ (PPB-2) stocke moins de carbone en 2013 qu'en 2014. L'intégration de la végétation

¹¹²⁴ minimise également l'erreur standard de l'estimation, la divisant approximativement

¹¹²⁵ par deux.

¹¹²⁶ La différence de comportement, entre les années de mesures, liée à l'intégration de

3.3. Résultats

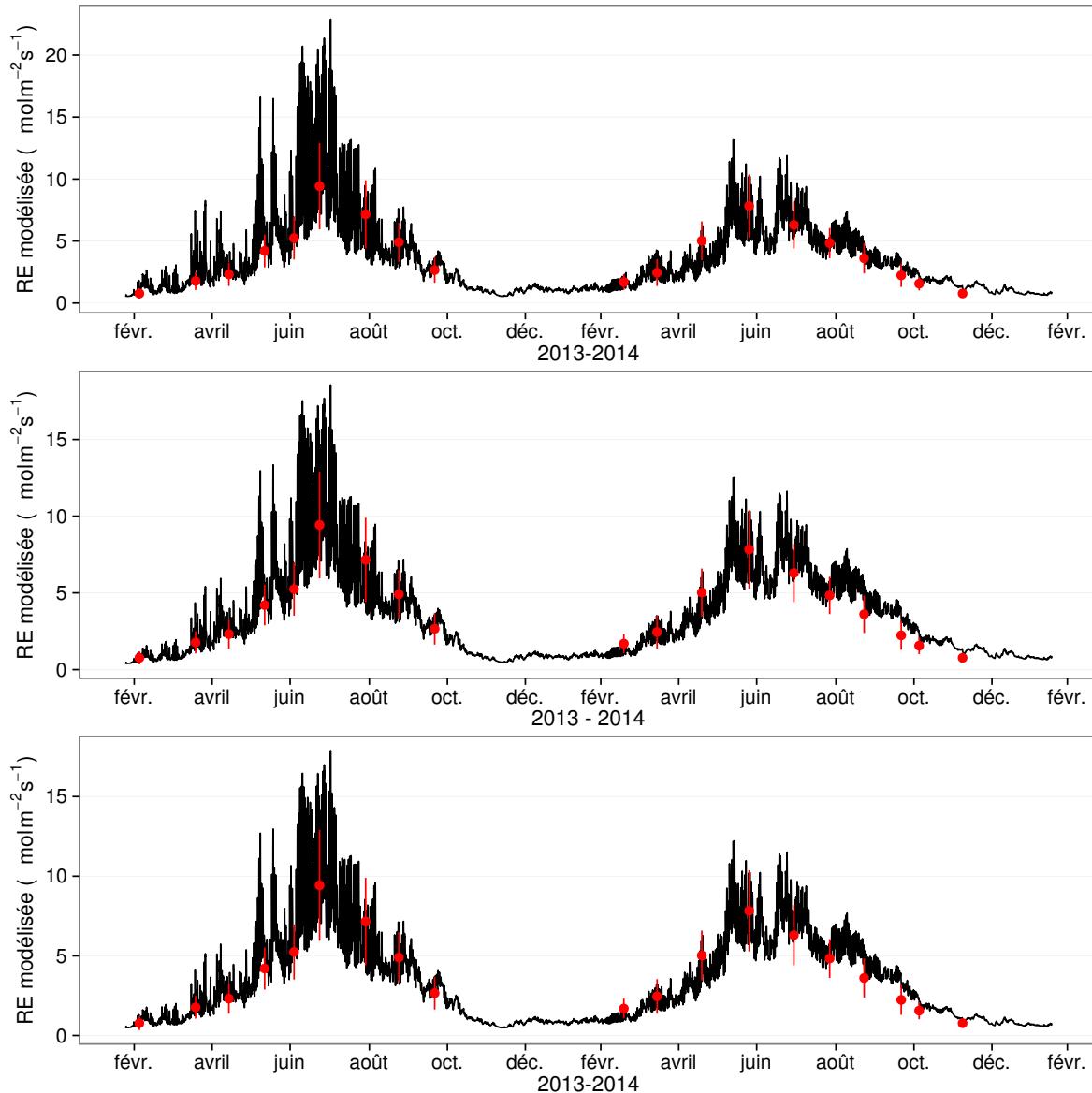


FIGURE 3.18 – Flux de CO_2 interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

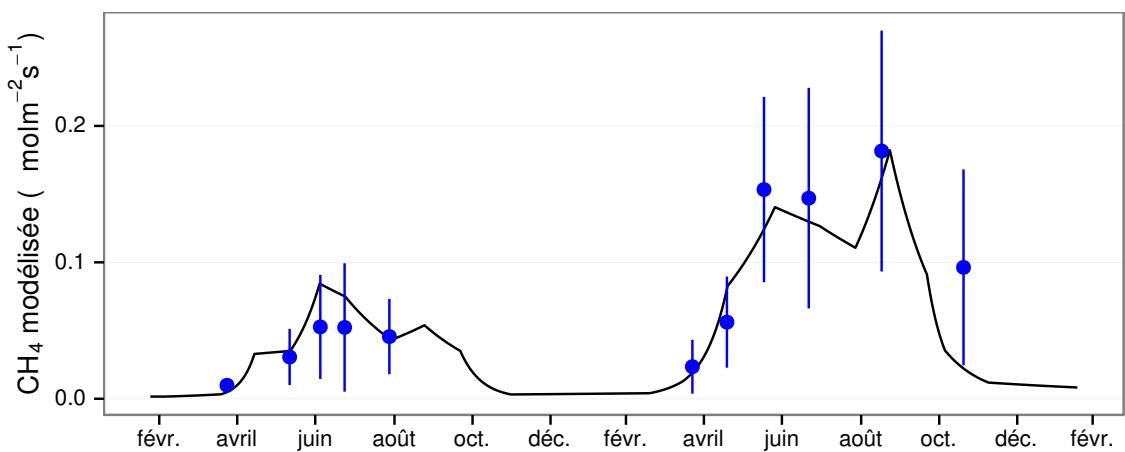


FIGURE 3.19 – Flux de CO_2 interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

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

1127 la végétation est également visible sur l'estimation de la RE. La prise en compte de la
 1128 végétation (modèles RE-2 et RE-3) conduit à une respiration plus forte en 2014 qu'en
 1129 2013 à l'inverse de RE-1. La différence entre l'estimation de la RE en 2013 et en 2014
 1130 diminue avec l'intégration de la végétation. Elle passe de 102 pour RE-1 à 78 puis
 1131 41 pour RE-2 et RE-3. Malgré ces différences, on observe une grande proximité dans
 1132 les valeurs des flux interpolés sur les 2 années, quel que soit le modèle, avec un écart
 1133 maximum de 25 gC m⁻² an⁻¹.

1134 Les flux de CH₄ estimés ont une erreur importante et sont beaucoup plus faible que
 1135 les flux de la PPB ou de la RE. Le flux de CH₄ est au moins deux fois plus important
 1136 en 2014 qu'en 2013.

1137 Les bilans issus des différentes combinaisons de modèles (à l'exception de RE-3, non
 1138 présenté car très proche de RE-2) varient de -233 gC m⁻² an⁻¹ à +12 gC m⁻² an⁻¹
 1139 stocké dans la tourbière (tableau 3.3). L'intégration de la végétation dans la modélisa-
 1140 tion de PPB fait baisser les bilans de carbone dans le négatif (système source) au-delà
 1141 de -200 gC m⁻² an⁻¹, avec une différence entre les bilans de 220 gC m⁻² an⁻¹ environ.
 1142 La différence sur les bilans quand les modèles de RE utilisent ou non la végétation est
 1143 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					

¹¹⁴⁴ Évaluation du bilan

¹¹⁴⁵ L'analyse de sensibilité, consistant à faire varier chaque paramètre des modèles
¹¹⁴⁶ de $\pm 10\%$, les combinaisons de modèles PPB-1, PPB-2, RE-1 et RE-3 ont été testé
¹¹⁴⁷ (Tableau 3.4). Le modèle RE-2, très proche du modèle RE-3 n'a pas été testé. **Attente**
¹¹⁴⁸ **du COD, les valeurs du tableau sont fausse pour le moment**

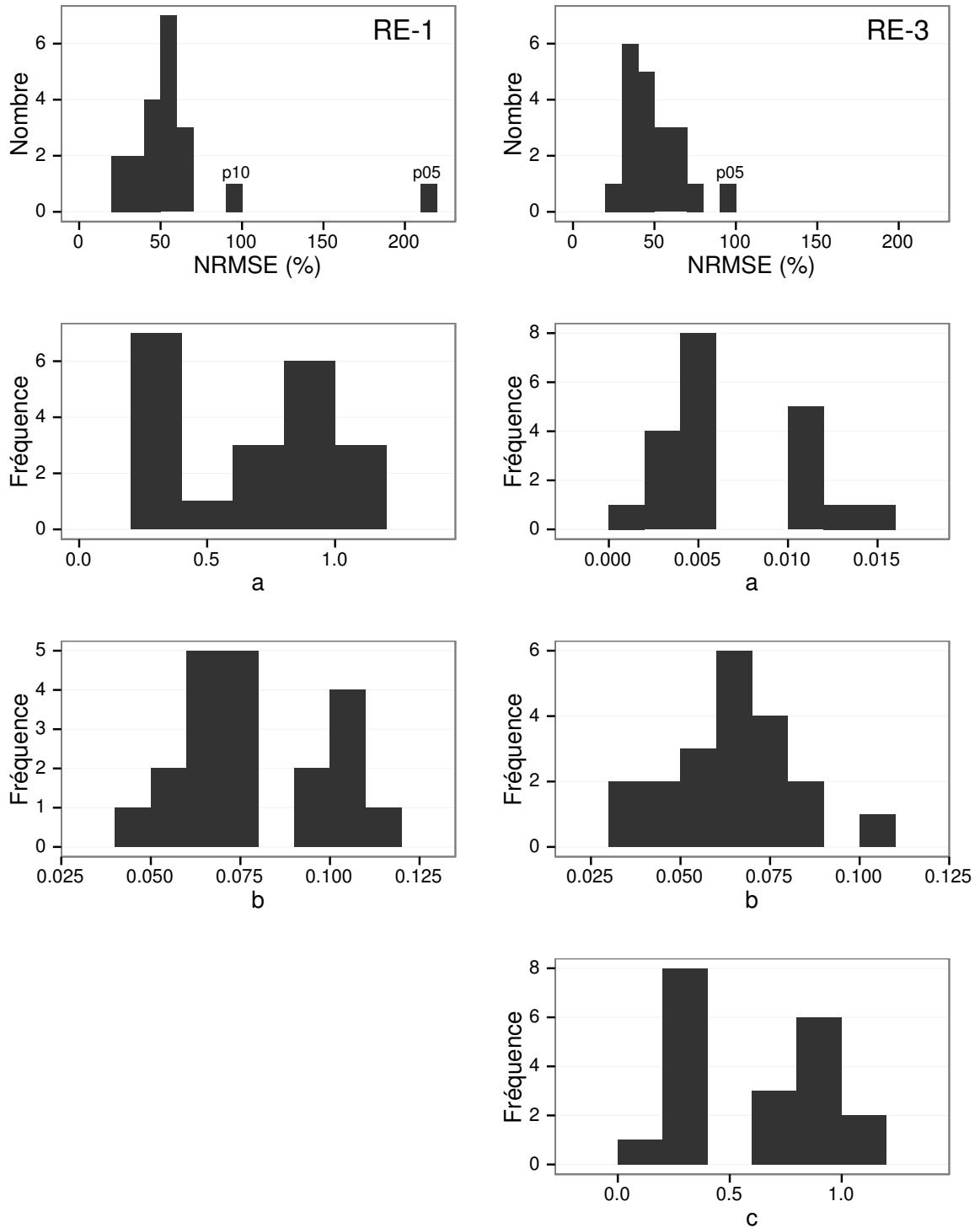


FIGURE 3.20 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3

3.3. Résultats

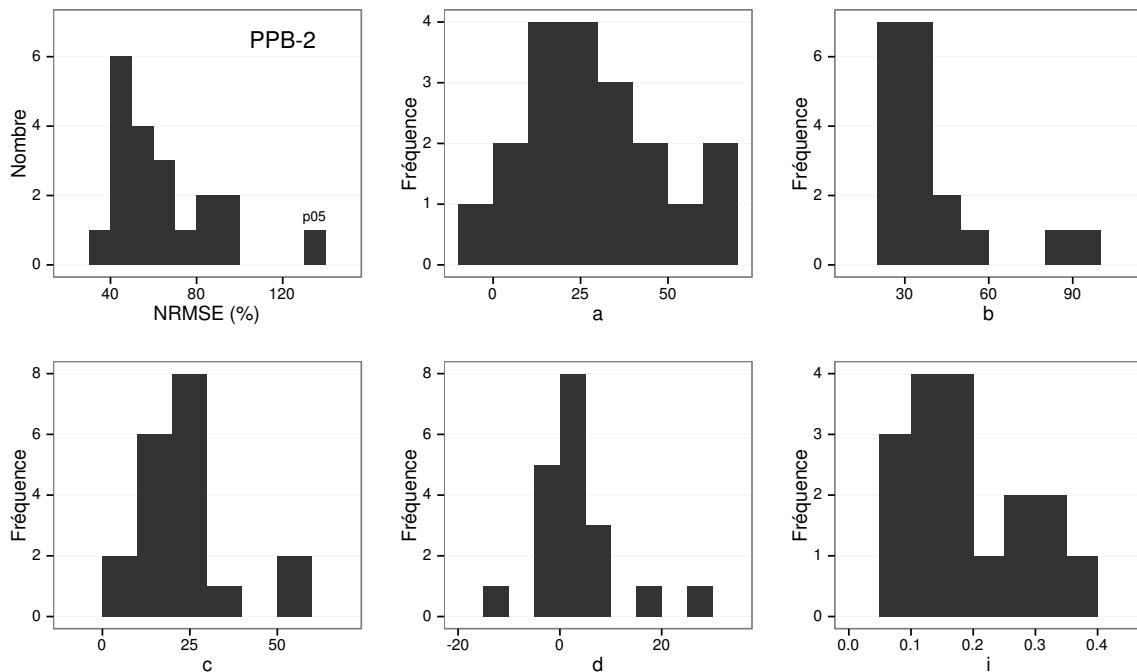


FIGURE 3.21 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

¹¹⁴⁹ 3.3.4 Variabilité spatiale du bilan

¹¹⁵⁰ Représentativité locale

¹¹⁵¹ La classification hiérarchique a permis de distinguer 4 groupes de végétation (Fi-
¹¹⁵² gure 3.22). Dans le premier groupe, la strate muscinale est majoritaire avec un re-
¹¹⁵³ couvrement moyen de 91 %, moins de 35 et 15 % de recouvrement pour les herbacées
¹¹⁵⁴ et les arbustes respectivement. Le deuxième groupe est le plus homogène avec un re-
¹¹⁵⁵ couvrement moyen des strates muscinale et arbustive de 63 et 58 % chacune. C'est
¹¹⁵⁶ également le groupe où il y a de moins d'herbacées avec un recouvrement de 24 %. La
¹¹⁵⁷ strate herbacée est majoritaire dans le troisième groupe avec un recouvrement moyen
¹¹⁵⁸ de 63 %, la strate arbustive y est peu présente (19 % en moyenne) et la strate mus-
¹¹⁵⁹ cinale y est pour ainsi dire absente (1 %). La strate muscinale est également absente,
¹¹⁶⁰ ou presque, dans le groupe quatre (1 %). Groupe dans lequel la strate arbustive est
¹¹⁶¹ majoritaire avec de 65 % de recouvrement moyen, et la strate herbacée avec 33 %.

¹¹⁶² Les bilans de CO₂ calculés par groupe de végétations sont présentés dans le ta-

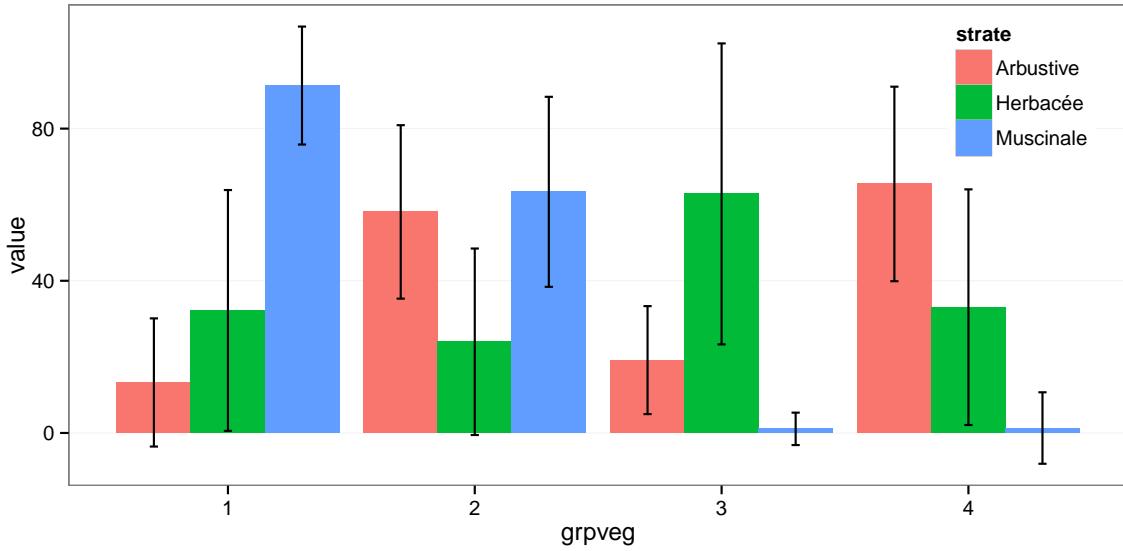


FIGURE 3.22 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

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

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

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

3.4. Discussion

1172 Modélisation par placette

1173 Corrélation avec facteurs contrôlant

1174 3.4 Discussion

1175 3.4.1 Estimations des flux

1176 PPB

1177 L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m⁻² an⁻¹ selon
1178 l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont très élevées comparées à des tourbières
1179 boréales comme celles étudiées par ([Trudeau et al., 2014](#)) ou encore ([Peichl et al., 2014](#))
1180 dont les valeurs de PPB sont respectivement comprise entre 123 et 131 gC m⁻² an⁻¹
1181 et entre 203 et 503 gC m⁻² an⁻¹. Une première hypothèse permettant d'expliquer une
1182 telle différence, est la différence entre les températures moyennes sur les sites. -4,3 °C
1183 et 1,2 °C respectivement pour [Trudeau et al. \(2014\)](#) et [Peichl et al. \(2014\)](#). Ces tem-
1184 pératures sont bien plus faible pour les sites des études pré-citées que sur la tourbière
1185 de La Guette. Une seconde hypothèse, qui n'exclue pas la première, serait la com-
1186 position végétale de ces sites. La tourbière de La Guette envahie par une végétation
1187 vasculaire, notamment herbacée, est plus proche d'une prairie tourbeuse que d'une tour-
1188 bière boréale. En effet les valeurs observées à La Guette sont comparables à ce type
1189 d'écosystèmes. [Jacobs et al. \(2007\)](#) estiment des valeurs de PPB comprises entre 400 et
1190 2000 gC m⁻² an⁻¹ avec une moyenne de 1300 gC m⁻² an⁻¹ dans des prairies tourbeuses
1191 hollandaises. Sur des écosystèmes similaires, au Danemark, ([Görres et al., 2014](#)) trouve
1192 des valeurs de PPB plus importantes encore, entre 1555 et 2590 gC m⁻² an⁻¹. Il appa-
1193 rait cohérent que la tourbière de La Guette, par sa position géographique, et donc le
1194 climat qu'elle subit, mais également par sa problématique d'envahissement important
1195 par une végétation vasculaire notamment herbacée, s'approche en termes de flux de
1196 site tourbeux drainés pour les utiliser comme prairie.

1197 Le modèle PPB-1 a une incertitude importante sur l'estimation de ses paramètres.
1198 L'apport de l'indice de végétation dans l'estimation de la PPB est important lors de la
1199 phase de calibration. Il permet de diminuer l'incertitude sur les paramètres du modèles,
1200 d'augmenter leur significativité et d'améliorer la représentativité des données mesurées.
1201 L'intégration de la végétation aux modèles d'estimation de la PPB est rarement réalisé
1202 ([Bortoluzzi et al., 2006; Görres et al., 2014](#)), probablement à cause de la difficulté à
1203 prendre en compte ce signal aux sources multiples. Malgré cette amélioration lors de la
1204 calibration, lorsqu'il est évalué sur un jeu de données indépendant, le modèle PPB-2 à
1205 une erreur standard plus importante que celle du modèle PPB-1. L'apport de cet indice
1206 dans l'estimation de la PPB n'est donc pas généralisable. Bien que rarement faite à
1207 cause de la rareté des données, l'évaluation des modèles est cependant d'un intérêt
1208 majeur afin de confirmer ou d'infirmer l'apport de l'ajout d'un prédicteur à un modèle,
1209 particulièrement si l'on souhaite l'extrapoler.

1210 Les différences observées selon la façon d'estimer la PPB peuvent paraître impor-
1211 tante, néanmoins elles sont du même ordre de grandeur que celle rencontré par [Worrall](#)
1212 *et al.* ([2009](#)) qui compare différentes façons de modéliser des flux de gaz avec des équa-
1213 tions différentes (et non pas juste des variations sur un type de modèle). Ces différences
1214 sont également liées à l'importance des flux qui font que, surtout dans le cas de mo-
1215 dèles exponentiels, de faibles variations peuvent avoir des effets importants comme en
1216 témoigne l'analyse de sensibilité des paramètres du modèle ([Tableau 3.4](#)).

1217 **Discussion 2013-2014 ?** Dans le détail l'intégration de l'indice de végétation à un
1218 effet beaucoup plus important en 2013, avec un flux qui diminue de $365 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$,
1219 qu'en 2014 où la baisse n'est que de $74 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

1220 RE

1221 De la même façon que pour la PPB, les flux de la RE sont important si on les
1222 compare à des tourbières boréales et s'approchent davantage des flux mesurés dans
1223 les prairies sur sols tourbeux. La Re sur la tourbière de La Guette, comprise entre
1224 1232 et $1337 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ est plus importante que celle observée par ([Peichl et al.](#),

3.4. Discussion

1225 2014; Trudeau *et al.*, 2014) (pour reprendre les études citées précédemment) qui s'éta-
1226 blissent respectivement entre 137 et 443 gC m⁻² an⁻¹ et 206 et 234 gC m⁻² an⁻¹. Elles
1227 sont en revanche plus faible que celle mesurées par (Jacobs *et al.*, 2007), entre 500 et
1228 2000 gC m⁻² an⁻¹, ou par (Görres *et al.*, 2014) : entre 2070 et 3500 gC m⁻² an⁻¹.

1229 À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE n'amé-
1230 liore que peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre
1231 les valeurs d'erreur standard est de 5 %. En revanche lors de la phase d'évaluation,
1232 l'utilisation du recouvrement des herbacées semble améliorer l'estimation de façon plus
1233 importante avec une différence de 11 % entre les valeurs d'erreur standard. Contraî-
1234 rement à la PPB la différence apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou
1235 RE-3) est du même ordre de grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet
1236 de l'intégration de la végétation est limité avec une différence de 25 gC m⁻² an⁻¹ au
1237 maximum (entre ER-1 et ER-3), soit moins de 2 % du flux. Encore une fois l'intérêt
1238 de l'évaluation est mis en avant puisqu'il permet de distinguer des modèles très proche
1239 lors de la calibration.

1240 Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-
1241 tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception du
1242 paramètre c du modèles RE-2, ont une p-value inférieure à 0.05. L'erreur calculée lors
1243 de l'évaluation de ces modèles, si elle augmente par rapport à la calibration, reste
1244 faible particulièrement pour le modèle RE-3 où elle vaut moins de 25 %. La RE semble
1245 donc mieux contrainte que la PPB, avec une estimation des paramètres fiable et une
1246 différence entre les estimations issues des modèles limitée.

1247 CH₄

1248 Les flux de CH₄ sont faibles comparés aux flux de CO₂. Les valeurs mesurées sont
1249 plus forte que celles mesurés entre 0 et 0,03 μmol m⁻² s⁻¹ par Bortoluzzi *et al.* (2006).
1250 Pour 2013 les valeurs mesurées sont proches de celle mesurée par Long *et al.* (2010).
1251 L'absence d'étiage en 2014 explique peut-être le doublement des flux... (**Réf needed**)

1252 La faible relation observée entre le niveau de la nappe et les flux de méthane va dans

1253 le même sens que les observations faites par [Trudeau *et al.* \(2012\)](#) et (à développer, de
1254 ref ds trudeau2012)

1255 **COD**

1256 **3.4.2 Estimations des bilans**

1257 D'une manière générale, les bilans sont principalement contraints par les flux de
1258 CO₂, le CH₄ ne jouant qu'un rôle marginal en termes de quantité de carbone. Ces ob-
1259 servations sont cohérentes avec d'autres études comme [Bortoluzzi *et al.* \(2006\); Worrall](#)
1260 [et al. \(2009\)](#). La forte variabilité entre les différents bilans est à attribuer en grande
1261 majorité à l'erreur sur l'estimation du flux de PPB.

1262 Selon le bilan considéré, la tourbière de La Guette stocke de faible quantité de C
1263 de l'ordre d'une dizaine de grammes par mètre carré, ou émet du carbone dans l'at-
1264 mosphère de l'ordre de XXà plus de 200 gC m⁻² an⁻¹. Les estimations sont cohérentes
1265 avec le fait que la tourbière de La Guette a subie un drainage à l'aval (fossé de la
1266 départementale 926) induisant un envahissement par une végétation vasculaire.

1267 **3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan**

1268 Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de CH₄ avec une erreur
1269 standard de 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence
1270 importante montre que l'estimation des flux de CH₄ à l'aide de l'indice de végétation
1271 à permis l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les
1272 années 2013 et 2014, mais que son utilisation dans d'autre conditions (année sèche,
1273 haute MAT) est fortement limité. L'importance faible du CH₄ dans le bilan de carbone
1274 de la tourbière rend ces erreurs moins critiques que celles faites sur l'estimation de la
1275 PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises en évidence par les fortes
1276 variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles sont la source des variations
1277 observées en termes de bilan. L'ajout d'un indice de végétation diminue d'incertitude
1278 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 $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

1282 sensibilité du bilan au variation des paramètres

1283 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)

1290 3.4.4 Représentativité locale du modèle

1291 Distribution des paramètres

1292 Pourquoi certaines placette mieux que d'autres

1293 Concernant la respiration la représentativité locale des modèles calibrés à l'échelle
1294 de l'écosystème semble plus homogène pour le modèle RE-3 que pour le modèle RE-1.

1295 Une telle comparaison entre PPB-1 et PPB-2 n'a pas été possible car vu le faible
1296 nombre de données et la qualité relative des modèles PPB par rapport aux modèles
1297 RE, peu de modèles sont parvenus à converger pour PPB-1 (11 sur 20 placettes) et
1298 pour PPB-2 (17 sur 20 placettes).

1299 3.4.5 Variation du bilan avec la végétation

1300 Le calcul des bilans avec les groupes de végétation permet de mettre en évidence
1301 des comportements différents des flux selon la végétation majoritaire. Ainsi le groupe 3
1302 dans lequel la strate herbacée est la plus importante est celui où la PPB est la plus forte.
1303 Ce point semble en cohérence avec la croissance annuelle importante des herbacées. À
1304 l'inverse le groupe 1 dans lequel la strate muscinale est la plus importante est également
1305 le groupe pour lequel la PPB est la plus faible. (Réf needed)

1306 Pour la RE, ce sont les groupes 3 et 4 qui ont les flux estimés les plus importants
1307 avec une différence d'environ $200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ avec les deux autres groupes. Malgré
1308 leurs différences, le groupe 2 possède une strate muscinale importante alors qu'elle est
1309 absente dans le groupe 3, ils ont en commun d'avoir une strate arbustive importante.

1310 **3.4.6 perspectives**

1311 cartographie ?

4 Effets de l'hydrologie sur les flux de GES

1313

1314	4.1 Introduction	86
1315		
1316	4.2 Procédure expérimentale	87
1317	4.2.1 Expérimentation A	88
1318	4.2.2 Expérimentation B	88
1319	4.2.3 traitement	89
1320	4.3 Résultats	90
1321	4.3.1 Expérimentation A	90
1322	4.3.2 Expérimentation B	93
1323	4.3.3 tendances générales	96
1324	4.4 Discussion	96
1325	4.4.1 Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	96
1326	4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	98
1328	4.4.3 Effet cycles multiples	99
1329		

1330 4.1 Introduction

1331 Au cours des deux années qu'ont duré les suivis des émissions de flux de CO₂ et
1332 de CH₄ sur la tourbière de La Guette, le niveau de la nappe n'a que très faiblement
1333 varié comparé aux années précédentes bien plus sèches. En conséquence de cette faible
1334 variation peu de variations des flux ont pu y être relié. Malgré tout il est connu que
1335 l'hydrologie est un facteur contrôlant important des flux.

1336 Ainsi de nombreuses études on reliées les émissions de CO₂ au niveau de la nappe
1337 avec, cependant, des résultats et des conclusions variables. La majorité des études
1338 montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,
1339 soit par une sécheresse, aura tendance à avoir un ENE plus faible : Ainsi [Strack et](#)
1340 [Zuback \(2013\)](#) expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des mesures
1341 faites pendant une période relativement sèche. Une observation similaire est faite par
1342 [Aurela et al. \(2007\)](#) qui mesure un ENE plus faible lors d'une année sèche, sur une
1343 tourbière à Carex du sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE à une
1344 augmentation de la RE et à une baisse de la PPB, dans des conditions plus chaudes
1345 et plus sèches. [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une
1346 année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, au delà de -30 cm. Ils
1347 expliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va dans le même
1348 sens que [Lund et al. \(2012\)](#) qui, lors de l'étude d'une tourbière située au sud de la suède,
1349 observent en 2008 une baisse de l'ENE. Les mesures de RE faites cette année là étant
1350 similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une diminution
1351 de la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent une autre
1352 baisse de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à celle
1353 des autres années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse est
1354 expliqué par une augmentation de la RE Ce paradoxe apparent est interprété grâce
1355 au type de sécheresse : courte et intense pendant la saison de végétation de 2006 et
1356 d'intensité plus faible mais d'une durée plus longue en 2008. Enfin et à l'inverse des

1357 résultats précédemment cités, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) dans une étude des effets à long
 1358 terme d'une baisse du niveau de la nappe, n'observe que peu d'effet sur l'ENE tandis
 1359 que les flux de RE et de PPB augmentent tous deux. Toutes ces études montrent que
 1360 si le niveau de la nappe est incontestablement reconnu comme un facteur de contrôle
 1361 des flux de CO₂, il est difficile d'en dégager, avec certitude, un comportement valable
 1362 de façon générale.

1363 Concernant le méthane, une baisse du niveau de la nappe est généralement liée à
 1364 une baisse des émissions de CH₄, et inversement ([Strack et al., 2006; Pelletier et al.,](#)
 1365 [2007; Turetsky et al., 2008](#)). Cependant d'autres études, principalement dans des sites
 1366 où le niveau de la nappe est proche de la surface du sol, montrent une absence de
 1367 relation entre le niveau de la nappe et les émissions de méthane, voire une relation
 1368 inverse, avec des flux plus faibles liés à des niveaux de nappe plus élevés ([Kettunen](#)
 1369 [et al., 1996; Bellisario et al., 1999; Treat et al., 2007](#)). Là encore selon les conditions
 1370 environnementales, la relation entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe n'est pas
 1371 aisément généralisable.

1372 L'objectif de ce chapitre est donc d'explorer plus en avant l'effet du niveau de la
 1373 nappe sur les émissions de GES, effet peu ou pas visible *in-situ*. Plus précisément il
 1374 s'agit de déterminer l'effet de cycles de dessication/ré-humectation sur les émissions de
 1375 CO₂ et de CH₄.

1376 4.2 Procédure expérimentale

1377 L'étude des cycles de dessication/ré-humectation s'est effectué sur des mésocosmes,
 1378 prélevés sur la tourbière de La Guette. L'expérimentation a été testé durant l'été 2013
 1379 avec un seul cycle relativement long, on s'y référera par la suite comme l'expérimenta-
 1380 tion A. Cette expérimentation a été renouvelée l'été 2014 afin d'augmenter à trois le
 1381 nombre de cycles, ceux-ci étant plus court. On appellera cette seconde expérimentation,
 1382 l'expérimentation B (Tableau 4.1).

1383 4.2.1 Expérimentation A

1384 Le 12 avril 2013, ont été prélevés, sur la tourbière de La Guette 6 mésocosmes. Le
1385 prélèvement de mésocosmes s'effectue à l'aide de cylindres de PVC qui, dans un premier
1386 temps, posé sur le sol, permettent de faire un pré-découpage au couteau, puis dans un
1387 second temps sont insérés, délicatement, dans la tourbe. Les mésocosmes sont finale-
1388 ment dégagés en creusant de chaque côté (Figure 4.1). Les mésocosmes sont transportés
1389 au laboratoire où ils sont enterrés en extérieur et saturé en eau (eau prélevée dans la
1390 tourbière), afin que leur conditions hydrologique de départ soient les plus proche pos-
1391 sible (Figure 4.2). Trois mésocosmes sont choisi pour servir de contrôle, et trois vont
1392 subir un cycle de dessication/ré-humectation. À partir du 31 mars 2013 les précipita-
1393 tions ont été interceptées à l'aide d'abri bâchés installable rapidement en cas de pluie
1394 et la nuit. Ces interceptions ont été faites jusqu'au 17 juillet dans les 3 mésocosmes
1395 traités pour simuler une sécheresse. À cette date de l'eau est ajouté aux mésocosmes,
1396 que ce soit les contrôles ou les traitements, pour simuler de fortes précipitations.

1397 4.2.2 Expérimentation B

1398 Le 17 avril 2014, 6 nouveaux mésocosmes ont été prélevés sur la tourbières de La
1399 Guette et installé près du laboratoire, en suivant le même protocole que pour l'expéri-
1400 mentation A. Une station météo a été installée à côté des mésocosmes afin de mesurer
1401 la température de l'air, l'humidité relative, l'irradiation solaire, la vitesse et la direction
1402 du vent et les précipitations toutes les 15 minutes. Cette station permettait également
1403 l'enregistrement des températures mesurées par des sondes (T107) installées à -5, -10,
1404 et -20 cm. Les conditions météorologiques moins ensoleillée qu'en 2013 et l'objectif de
1405 suivre plusieurs cycles de dessication/réhumectation ont nécessité la mise en place
1406 d'un abaissement manuel du niveau de la nappe. Pendant les phases d'assèchement les
1407 niveaux de nappes des placettes traitées étaient donc abaissés en moyenne de 2,5 cm
1408 par jour. Le premier cycle de dessication/réhumectation dura du 30 juin au 6 juillet
1409 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

¹⁴¹⁰ Le deuxième cycle dura du 17 au 28 juillet et du 29 juillet au 3 aout, Enfin le dernier
¹⁴¹¹ cycle fut mesuré du 4 au 11 aout pour la dessication et du 12 au 14 aout pour la
¹⁴¹² réhumectation.

¹⁴¹³ 4.2.3 traitement

¹⁴¹⁴ Les flux sont moyennés par jour de mesure.

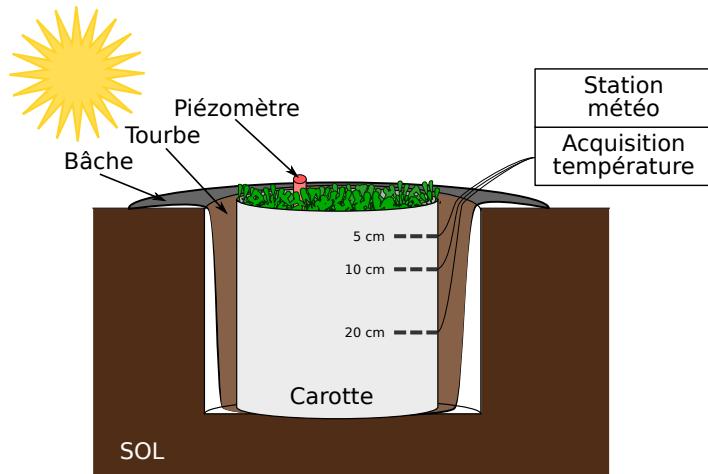


FIGURE 4.2 – Schéma d'un mésocosme

¹⁴¹⁵ 4.3 Résultats

¹⁴¹⁶ 4.3.1 Expérimentation A

¹⁴¹⁷ Pendant la phase de dessication de l'expérimentation A, on observe une baisse du
¹⁴¹⁸ niveau de la nappe pour les placettes contrôles comme pour les placettes traitements
¹⁴¹⁹ (Figure 4.3–A). Malgré tout leur comportement est différent : les placettes contrôles ont
¹⁴²⁰ un niveau de nappe relativement élevé jusqu'au 24 juin puis ce niveau baisse fortement
¹⁴²¹ alors que les placettes du groupe traité ont un niveau de nappe qui diminue de façon
¹⁴²² plus continue sur l'ensemble de la phase. La remontée du niveau de la nappe s'effectue
¹⁴²³ de façon similaire pour les deux groupes. Enfin après la phase de ré-humectation, le
¹⁴²⁴ niveau de la nappe baisse à nouveau, plus rapidement pour le groupe traitement que
¹⁴²⁵ pour le groupe contrôle.

¹⁴²⁶ Les émissions de CH_4 , s'étendant de 0 et $0,3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, sont relativement si-
¹⁴²⁷ milaires entre les deux groupes jusqu'au 24 juin 2013, date à partir de laquelle ils
¹⁴²⁸ commencent à diverger (Figure 4.3–B). À cette date les émissions du groupe contrôle
¹⁴²⁹ augmentent rapidement pour atteindre $0,55 \pm 0,31 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ tandis que celles du
¹⁴³⁰ groupe traité restent stable. Finalement mi-juillet, à la fin de la phase de dessicca-
¹⁴³¹ tion les deux groupes retrouvent des niveaux d'émission similaires compris entre 0,1 et

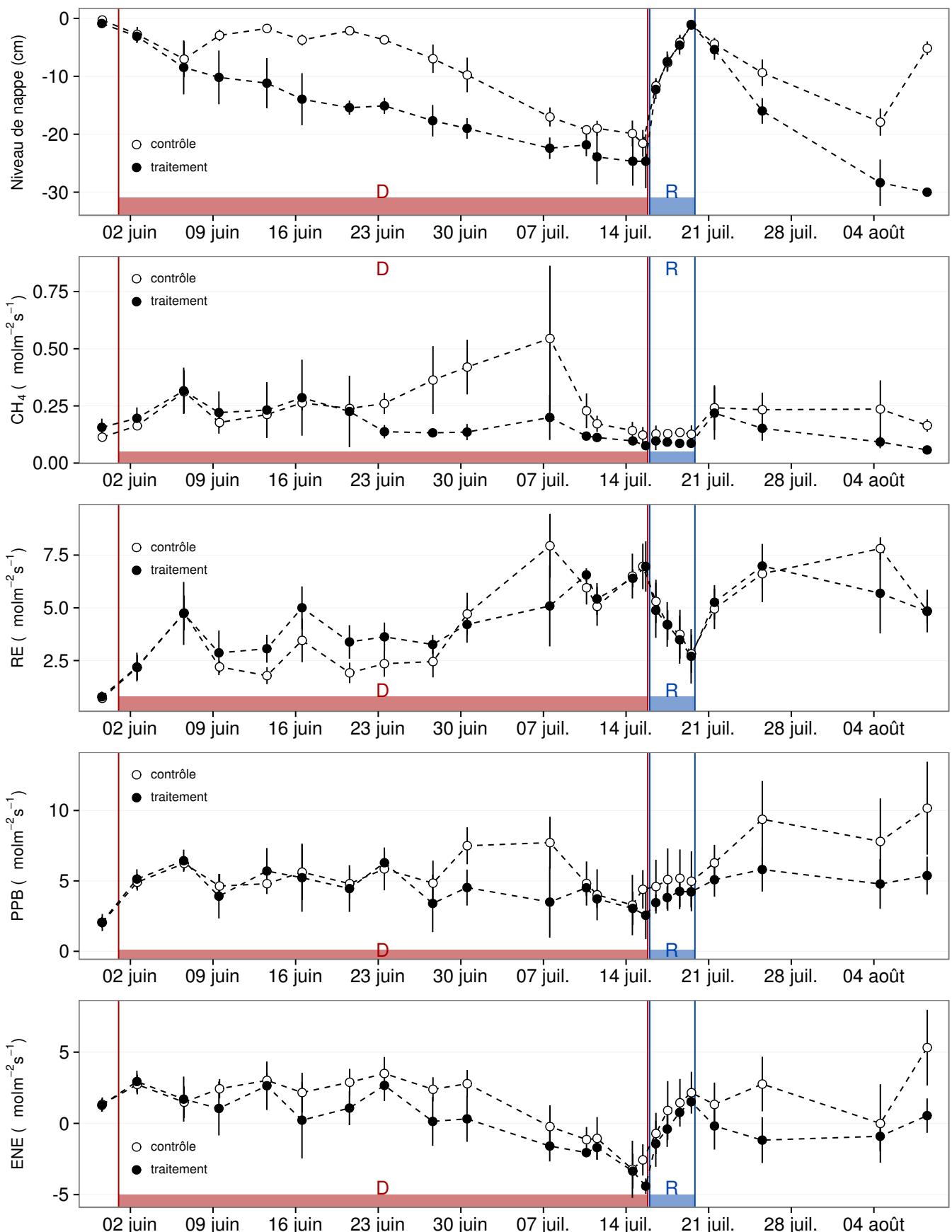


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhuméction (R) en bleu.

4.3. Résultats

1432 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ces niveaux restent constant pendant toute la phase de réhumecta-
1433 tion, avant d'augmenter légèrement par la suite ; ils ne dépassent pas 0,25 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1434 mais franchissent la barre des 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

1435 Pendant la phase de dessication, les valeurs de la RE tendent à augmenter quel
1436 que soit le groupe de placettes considéré (Figure 4.3–C). Ces valeurs inférieures à
1437 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
1438 mi-juillet, avant la réhumectation. Dans le détail cependant les deux groupes ne se
1439 comportent pas de la même façon : la RE du groupe traité augmente régulièrement
1440 pendant l'ensemble de cette phase, tandis que les valeurs du groupe de contrôle res-
1441 tent, dans un premier temps, stable jusque fin juin. La RE de ce groupe vaut alors
1442 $2,45 \pm 0,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ contre $3,26 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité. Cet
1443 écart, pouvant varier dans le temps, étant installé depuis le 9 juin. À partir de dé-
1444 but juillet, les valeurs de RE du groupe de contrôle augmentent fortement dépas-
1445 sant les valeurs du groupe traité. La RE de ce groupe atteint alors un maximum à
1446 $7,93 \pm 1,52 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ le 8 juillet avant de retrouver des valeurs proche de celles ob-
1447 servées dans le groupe traité. Cette augmentation brusque correspond temporellement
1448 à celle observé, pour le même groupe, dans les flux de CH₄. Lors de la phase de réhu-
1449 mectation, les flux de RE diminuent de façon très similaire pour les deux groupes ou
1450 ils atteignent un minimum proche de 2,75 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ce minimum reste cependant
1451 plus élevé que les valeurs mesurées initialement. Après la phase de réhumectation, les
1452 flux des deux groupe restent relativement proches pendant le reste des mesures, où ils
1453 remontent à mesure que le niveau de la nappe diminue à nouveau.

1454 Pour les deux groupes, les flux de PPB restent relativement stables pendant la
1455 phase de dessiccation (Figure 4.3–D). Jusqu'au 24 juin, les flux des deux groupes sont
1456 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
1457 moyenne pour les deux groupes). Après cette date, et comme pour le CH₄ et la RE,
1458 les valeurs de la PPB du groupe de contrôle augmentent et s'écartent de celles me-
1459 surées dans le groupe traité, en attendant de les rejoindre avant la fin de cette phase
1460 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

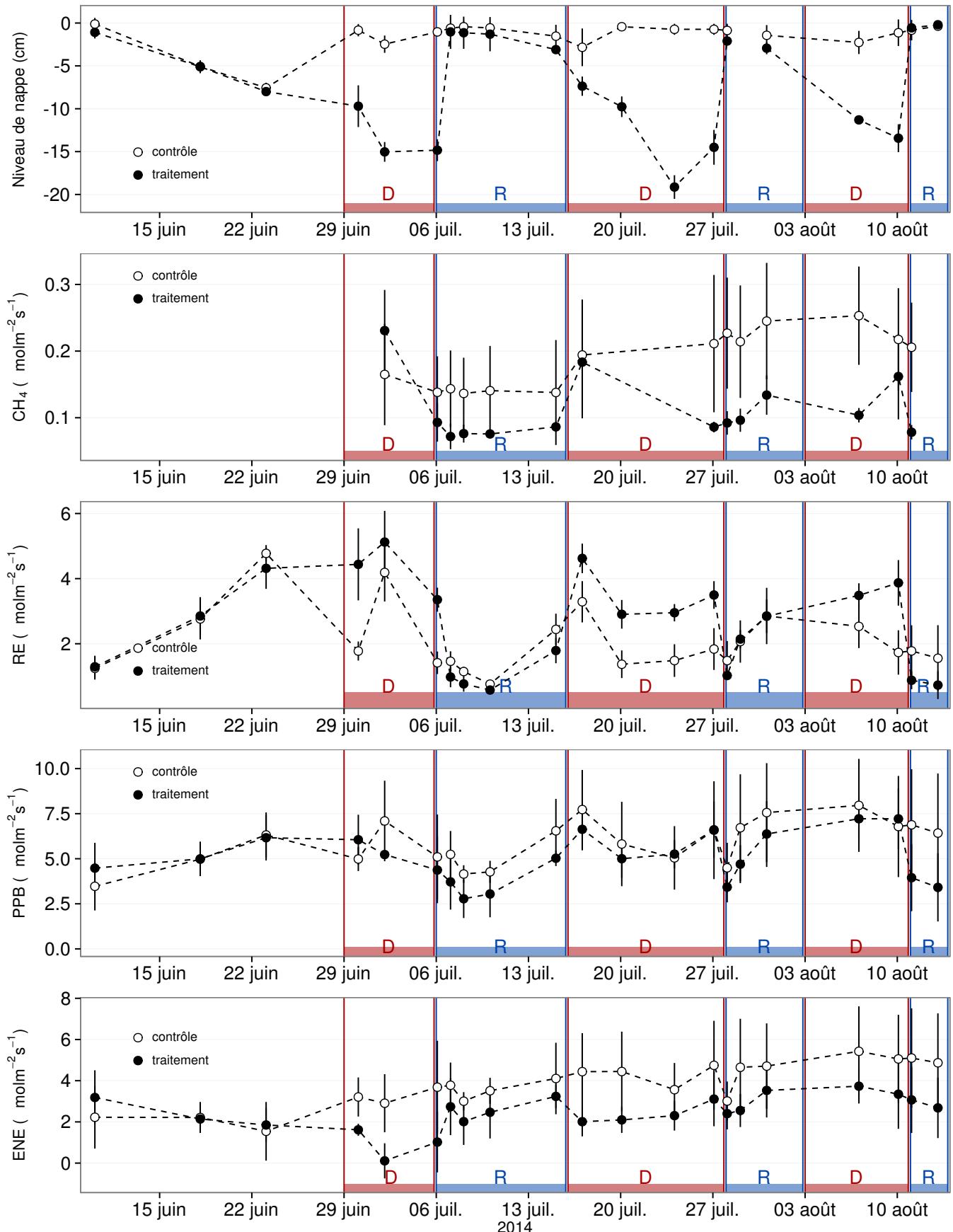


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu.

1489 d'une quinzaine de centimètres en moyenne pour chaque cycle (Figure 4.4–A).

1490 Les flux de CH₄ moyen s'étendent de 0,07 à 0,34 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux du groupe
1491 de contrôle, à l'exception de la première mesure, sont supérieurs aux flux du groupe
1492 traité, leurs moyennes respectives sur l'ensemble des mesures étant de 0,20 ± 0,06 et
1493 0,11 ± 0,05 µmol m⁻² s⁻¹ respectivement. Les émissions du groupe de contrôle tendent
1494 à augmenter sur la période de mesure. Une tendance similaire, quoique moins mar-
1495 quée, est également visible pour le groupe traité. Concernant les cycles de dessicca-
1496 tion/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements communs, même s'il
1497 semble que l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Figure 4.4–B) Cette re-
1498 lation, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'apparaît cependant pas
1499 sur l'ensemble des données (Figure 4.5–B) Un pic d'émission de CH₄ est également à
1500 noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

1501 La RE varie pour les deux groupes entre 0,42 et 5,12 µmol m⁻² s⁻¹ (Figure 4.4–C)).
1502 Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des deux
1503 groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue. Pen-
1504 dant les phases de dessication, les valeurs du groupe traité sont systématiquement supé-
1505 rieures, de 1,5 à 1,8 µmol m⁻² s⁻¹ en moyenne par phase, par rapport à celle du groupe
1506 de contrôle. À l'inverse pendant les phases de réhumectation les flux entre les deux
1507 groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE du groupe de contrôle
1508 à être au dessus de celle du groupe traité. La RE du groupe traité est systématiquement
1509 plus faible pendant les phases de réhumectations que pendant les phases de dessicca-
1510 tions. En moyenne la RE vaut respectivement 2,28 ± 1,00 et 3,86 ± 0,80 µmol m⁻² s⁻¹
1511 pour les groupes de contrôle et traité pendant les phases de dessiccation et 1,70 ± 0,62
1512 et 1,51 ± 0,98 µmol m⁻² s⁻¹ pendant les phases de réhumectation.

1513 Sur l'ensemble de la période de mesure la PPB est comprise entre 2,78 et 7,96 µmol m⁻² s⁻¹.

1514 Avant le début des traitements les flux des deux groupes sont similaires (Figure 4.4–D).
1515 La première phase de dessiccation fait passer la PPB du groupe de contrôle au dessus
1516 du groupe traité. Pour les deux groupes, la PPB est plus importante lors des phases
1517 de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec des moyennes respectives

4.4. Discussion

1518 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
1519 $4,05 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité.

1520 Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre $0,11$ et $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, elles
1521 ont tendance à augmenter au cours du temps. Passé la période pré-traitements pendant
1522 laquelle les flux de l'ENE sont similaires pour les deux groupes l'ENE du groupe de
1523 contrôle est systématiquement supérieure à celle du groupe de traitement (Figure 4.4–
1524 E). L'évolution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la
1525 période de mesure avec pour le groupe traité une diminution récurrente de l'ENE au
1526 début de chaque phase de dessiccation.

1527 4.3.3 tendances générales

1528 Pour les deux expérimentations une relation nette est visible entre le niveau de la
1529 nappe et l'ENE qui diminue lorsque le niveau de nappe augmente (Figure 4.5–G,H).
1530 La relation inverse est visible, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau
1531 de la nappe (Figure 4.5–C,D). La PPB par contre ne montre aucune tendance claire
1532 quelle que soit l'expérimentation. On peut malgré tout noter que les valeurs de PPB les
1533 plus faibles correspondent aux niveaux de nappe les plus élevés(Figure 4.5–E,F). Pour
1534 le méthane, que ce soit pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble se
1535 dégager vis à vis du niveau de la nappe (Figure 4.5–A,B).

1536 4.4 Discussion

1537 4.4.1 Comparaison aux mesures *in-situ*

1538 Les flux moyen de CH_4 mesurés dans les mésocosmes des deux expérimentations
1539 font partie des valeurs hautes mesurées sur le terrain. Certaines campagnes dépassent
1540 nettement, en faisant plus que doubler, le maximum de $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ mesuré en
1541 2014 sur la tourbière de La Guette.

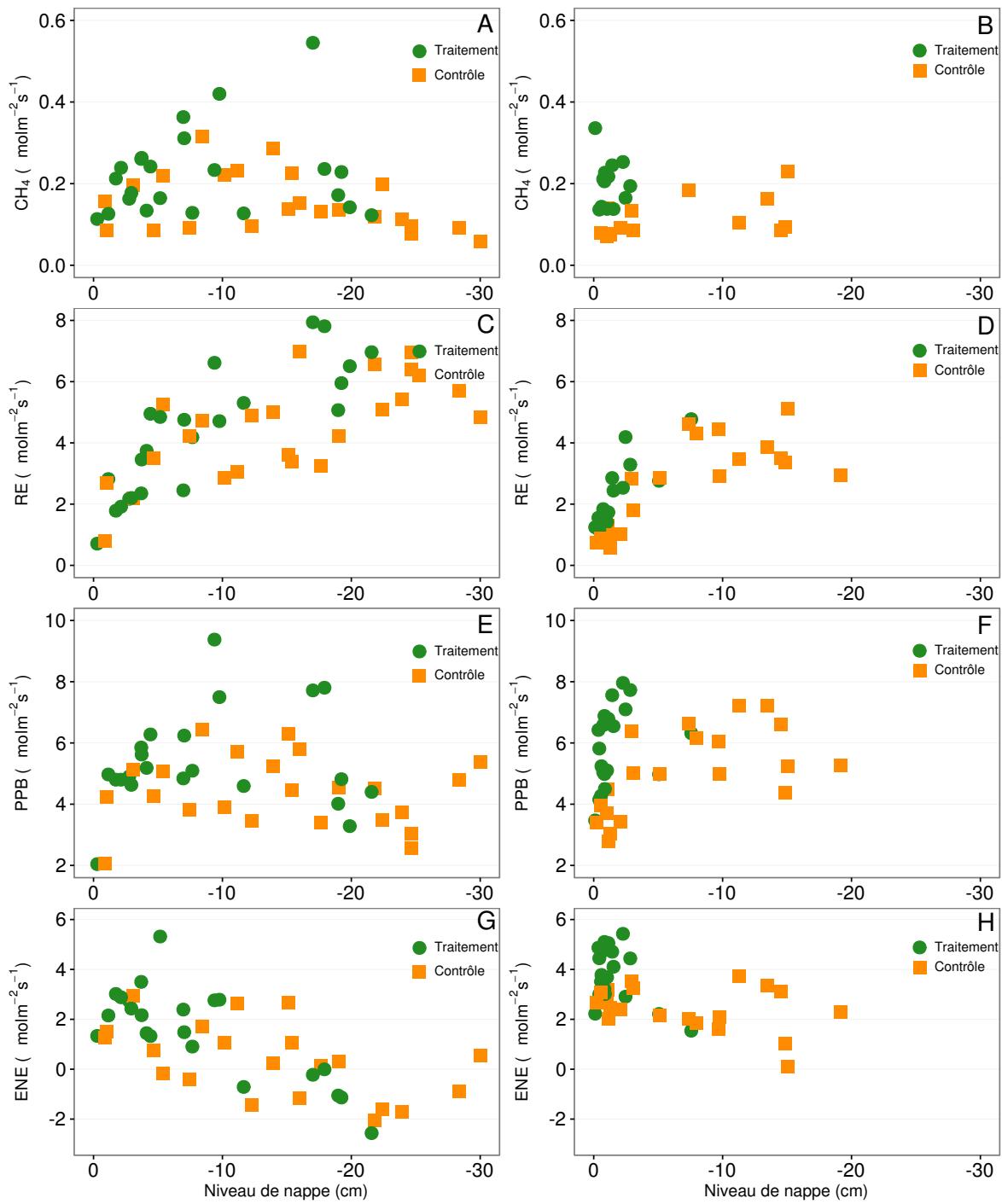


FIGURE 4.5 – Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe

4.4. Discussion

1542 Pour le CO₂ les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurée sur la
1543 tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que
1544 celui mesuré sur le terrain la même année : 0,81 contre 2,85 µmol m⁻² s⁻¹. Pour l'expé-
1545 rimentation B en revanche l'ENE moyen vaut 0,71 µmol m⁻² s⁻¹ ce qui est relativement
1546 proche de celui mesuré sur le terrain : 2,93 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux de RE et de PPB
1547 sont moins fort que les flux mesurés sur le terrain mais restent dans leur gamme de
1548 valeurs. Ces comparaisons sont par ailleurs à relativiser puisque les mesures de flux
1549 n'ont pas nécessairement lieu aux mêmes moment de la journée.

1550 Comme pour la RE, les flux de PPB sont du même ordre de grandeur que ceux me-
1551 surés sur le terrain, mais légèrement plus faible : les maxima moyens mesurés dans les
1552 mésocosmes sont d'environ 7,5 pour des valeurs de 13 µmol m⁻² s⁻¹ mesuré directement
1553 sur la tourbière.

1554 4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de 1555 gaz

1556 Les résultats de ces deux expérimentations montrent clairement une augmentation
1557 de la RE quand le niveau de la nappe diminue. Ceci est en accord avec les résultats
1558 d'autres études que ce soit in-situ (Ballantyne *et al.*, 2014) ou en mésocosmes (Blodau
1559 *et al.*, 2004; Dinsmore *et al.*, 2009). Dans ces deux dernières publications, la baisse
1560 du niveau de la nappe diminue la PPB. Pas de variations claires de la PPB n'est vi-
1561 sible dans les données présentées, même si une légère tendance semble émergée aux
1562 plus fortes profondeur de nappe pour l'expérimentation A, ces observations restent à
1563 confirmer. Cette absence d'effet du niveau de la nappe sur la PPB peut, peut être,
1564 être liée à la profondeur des mésocosmes (30 cm). En effet dans Blodau *et al.* (2004)
1565 et Dinsmore *et al.* (2009), les mésocosmes utilisés sont plus grands, 75 et 41 cm res-
1566 pectivement, ont permis d'abaisser le niveau de l'eau au delà de -30 cm. Cette limite
1567 a été rapportée plusieurs fois comme étant un seuil au delà duquel son observés des
1568 changements importants (Blodau *et al.*, 2004; Peichl *et al.*, 2014). Ce seuil est expliqué
1569 comme étant la limite au delà de laquelle les forces de capillarités ne permettent plus

1570 d'alimenter en eau les sphaignes (Rydin et Jeglum, 2013b; Ketcheson et Price, 2014).
1571 Il résulte des constats précédents qu'une baisse du niveau de nappe, faisant augmenter
1572 la RE et ne changeant pas ou peu la PPB, conduit à une baisse de l'ENE. Cette di-
1573 minution de l'ENE est cohérente avec la littérature, que ce soit des expérimentations
1574 en mésocosmes (Aerts et Ludwig, 1997; Blodau *et al.*, 2004), ou in-situ (Bubier *et al.*,
1575 2003; Sonnentag *et al.*, 2010). Malgré tout l'extrapolation de ses résultats à d'autres
1576 situations n'est pas évidente car fortement fonction du contexte. D'autre études n'ont,
1577 par exemple, pas observé d'influence du niveau de la nappe sur la RE (Updegraff *et al.*,
1578 2001). Par ailleurs Laiho (2006) a montré l'importance du contexte et notamment celui
1579 de l'échelle de temps considéré qui peut impliquer des phénomènes différents et donc
1580 avoir des conséquences différentes.

1581 La dépendance entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe, devant conduire à une
1582 baisse des émissions quand le niveau de la nappe diminue, comme décrite dans Aerts et
1583 Ludwig (1997), Pelletier *et al.* (2007) ou Turetsky *et al.* (2008), n'a pas été clairement
1584 observée. Ce constat rejoins d'autres études dans lesquelles une relation inverse ou un
1585 absence de relation a été trouvé entre le CH₄ et le niveau de la nappe Kettunen *et al.*
1586 (1996); Bellisario *et al.* (1999); Treat *et al.* (2007). L'observation d'un pic de méthane
1587 suivant de quelques jours une phase de hausse du niveau de la nappe, est également
1588 rapportée par Kettunen *et al.* (1996). (**And so what ?**)

1589 4.4.3 Effet cycles multiples

1590 5 Variation journalière de la respiration de
1591 l'écosystème (article)

1592

1593	5.1 Introduction	103
1594	5.1.1 Study sites	105
1595	5.1.2 Data acquisition	105
1596	5.1.3 Data synchronisation	106
1597	5.1.4 Sensitivity of ER to temperature	106
1598	5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER sensi-	
1599	tivity to temperature	107
1600	5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat	107
1601	5.2 Résultats	108
1602	5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE	108
1603	5.2.2 Synchronisation RE et température du sol	109
1604	5.2.3 Équations utilisées	110
1605	5.2.4 Relation entre RE et la température	111
1606	5.2.5 Évolution du Q10	112
1607	5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit	114
1608	5.2.7 Caractérisation de la tourbe	114
1609	5.3 Discussion	114
1610	5.3.1 Différence de RE entre les différents sites	114
1611	5.3.2 Temps de latence entre température et RE	118
1612	5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore la	
1613	représentation de la sensibilité de RE à la température	119
1614		

1615	5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit	120
1616	5.3.5 La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à	
1617	la synchronisation	120
1618	5.4 Conclusions	121
1620		

1621 5.1 Introduction

1622 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most
1623 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and
1624 123 PgC yr⁻¹, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer *et al.*, 2010). By
1625 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at
1626 7.8 PgC yr⁻¹ (Ciais *et al.*, 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem
1627 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have
1628 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.
1629 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains
1630 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice *et al.*, 2001;
1631 Eswaran *et al.*, 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is
1632 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable
1633 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.
1634 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as
1635 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen *et al.*, 2002).
1636 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution
1637 under current environmental changes deserves attention.

1638 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-
1639 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,
1640 2006b). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown
1641 consequences on the C balance (Limpens *et al.*, 2008). ER is often related to tempe-
1642 rature : either to air temperature (e.g., Bortoluzzi *et al.*, 2006), or soil temperature.
1643 The most commonly used soil temperatures are those at -5 cm (Ballantyne *et al.*, 2014;
1644 Görres *et al.*, 2014) and -10 cm (Kim et Verma, 1992; Zhu *et al.*, 2015). In some studies,
1645 different depths are used and the selected one depends on the goodness-of-fit (Günther
1646 *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2015). All these studies use the chamber method to measure
1647 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.

1677 The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale
1678 between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the
1679 effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel
1680 ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference
1681 between nighttime and daytime ER.

1682 **5.1.1 Study sites**

1683 The study was performed on four French *Sphagnum*-dominated peatlands : Berna-
1684 douze (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ;
1685 98 ha, N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha,
1686 N 48°26'30", E 1°10'54", 154 m), and La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E
1687 2°17'04", 145 m). Mean annual air temperatures and annual rainfalls were 6, 7.5, 11,
1688 11°C, and 1700, 1400, 870, 880 mm for BDZ, FRN, LDM and LGT respectively. During
1689 the measurements the water table level remained constant at to -12, -7, -35 and -9 cm
1690 for BDZ, FRN, LDM and LGT.

1691 **5.1.2 Data acquisition**

1692 Fieldwork was conducted between July and October 2013. In each site, four plots
1693 (replicates) with similar plant cover were chosen. Four cylindrical PVC collars (diame-
1694 ter : 31 cm, height : 15 cm) were inserted into the peat the day before beginning the
1695 measurements. For 72 hours, CO₂ fluxes were measured in the 4 plots once an hour
1696 in random order. These measurements were undertaken using a closed static cham-
1697 ber (diameter of 30.5 cm, height of 30 cm), with a GMP343 Vaisala probe. ER was
1698 measured with a transparent chamber covered by an opaque material to avoid input of
1699 photosynthetic active radiation. Inside the chamber the air was homogenized with a fan
1700 in order to minimize concentration gradients ([Pumpanen et al., 2004](#)). Measurement
1701 lasted a maximum of 5 min with CO₂ concentration recorded every 5 seconds as well
1702 as the relative humidity and the temperature inside the chamber.

1703 In each site a weather station and a data logger were set up near the plots to provide

5.1. Introduction

1704 meteorological and environmental data recorded every second : surface temperature (air
1705 temperature as close as possible to the surface : 5 cm), peat temperature (at -5, -10,
1706 -20 and -30 cm depth), air relative humidity and solar radiation.

1707 After the 72 hours of measurements four peat cores (30 cm height and 15 cm
1708 diameter), one for each replicate, were extracted at each site for physico-chemical cha-
1709 racterisation.

1710 5.1.3 Data synchronisation

1711 The synchronisations between ER fluxes and temperatures were calculated for each
1712 depth and time-delays : The acquisition frequency between temperature and ER were
1713 different. Thus an average of the temperatures recorded during the ER measurement
1714 time was calculated for all depths at the corresponding CO₂ flux measurement time.
1715 Then the temperature averaging procedure was repeated at 10-minute increments, until
1716 a 24 hour shift. The 10-minute step was a compromise between precision and calculation
1717 time. Next a correlation coefficient was calculated for each time step and temperature
1718 measurement depth. Finally the synchronisation was determined for each depth, by
1719 selecting the time-delay corresponding to the highest correlation coefficient. Negative
1720 correlations caused by the phase shift were discarded.

1721 5.1.4 Sensitivity of ER to temperature

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

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

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

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

1722 ER was estimated using air temperature, soil temperatures at -5, -10, -20 and -30

1723 cm depth with both non-synchronised and synchronised datasets. Calculations were
1724 implemented in R, and modelled data were adjusted to measured data using Ordinary
1725 Least Squares (OLS). The goodness-of-fit was estimated by calculating the regression
1726 coefficient (R^2) and the root mean square error normalized by the mean (NRMSE).

1727 **5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER
1728 sensitivity to temperature**

1729 To test whether the relationship between ER and temperature differed during day-
1730 time and nighttime, the dataset was split into two groups which were then compared.
1731 The data between 10 am and 5 pm were considered as representative of the day and
1732 data between 11 pm and 6 am as representative of the night. Only the air temperature
1733 and the -5 cm depth peat temperature (with synchronised and non-synchronised data)
1734 were investigated as they provide the best ER representation. The data for day and
1735 night were centred to account for natural differences in measurement, since : during
1736 the day both temperature and ER are higher than in the night. Using these centred
1737 data, ratios between ER and temperatures were calculated. Finally a paired Student's
1738 t test was applied on the mean of the replicate for each site and each temperature to
1739 assess the significance of the differences between day and night measurements.

1740 **5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat**

1741 In the laboratory, two peat cores from each site were immersed in water during 24
1742 hours to saturate the pores. Then, the cores were soaked overnight to get rid of the
1743 water filling the effective porosity. At 5 cm steps, a piece of peat with a known volume
1744 (V , cm^3) was cut and weighed (W_1 , g). Then, the samples were dried at 50°C for 48
1745 hours and weighed (W_2 , g). Total porosity (Φ_T , dimensionless), retention porosity (Φ_R ,
1746 dimensionless), effective porosity (Φ_E , dimensionless) and bulk density (Bd , g cm^{-3})
1747 were calculated as follows :

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

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

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

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

₁₇₄₈ Peat density (ρ_{peat}) was set at 1.45 according to [Kennedy et Price \(2005\)](#). Then
₁₇₄₉ the peat was crushed and C, H, N and S analyses were performed with an elemental
₁₇₅₀ analyser (Thermo Flash analyser).

₁₇₅₁

5.2 Résultats

₁₇₅₂

5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE

₁₇₅₃ Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT
₁₇₅₄ which was 20.8 ± 7.4 °C, (Figure [5.1 – H](#)). The lowest mean temperature and amplitude
₁₇₅₅ were found at BDZ : 14.4 ± 3.3 °C (Figure [5.1 – E](#)). In LDM and FRN, the mean surface
₁₇₅₆ air temperatures were respectively 14.9 ± 8.7 °C and 15.0 ± 10.3 °C (Figure [5.1 – F](#),
₁₇₅₇ G) Surface air temperature was the highest in FRN.

₁₇₅₈ At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :
₁₇₅₉ 14.1 ± 1.5 °C and 20.3 ± 1.7 °C respectively, whereas the opposite was observed in FRN
₁₇₆₀ and LDM with 16.3 ± 2.4 °C and 15.9 ± 1.0 °C respectively. Mean soil temperatures
₁₇₆₁ were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm
₁₇₆₂ the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.
₁₇₆₃ Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a
₁₇₆₄ large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature
₁₇₆₅ amplitude.

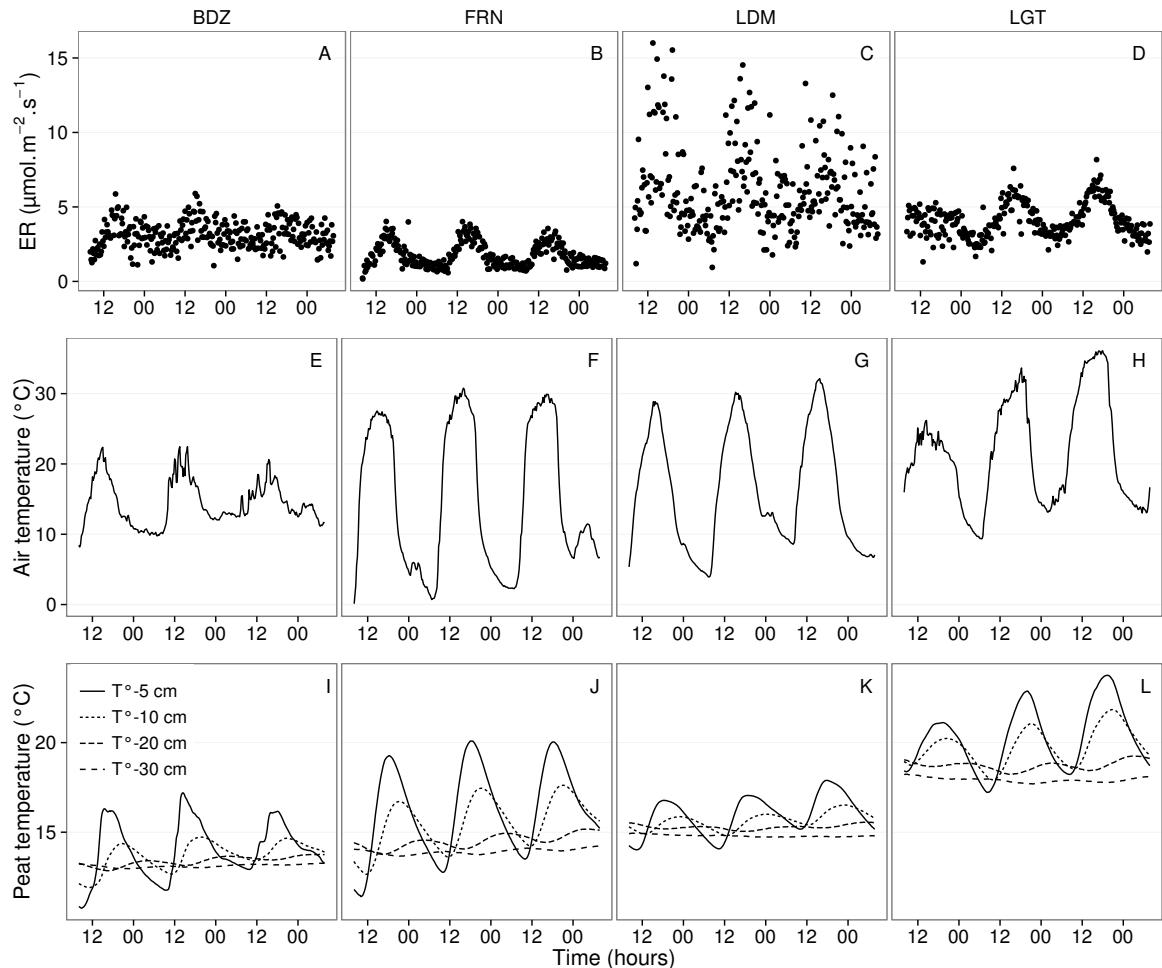


FIGURE 5.1 – Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

1766 In terms of ER, mean and variability were the lowest in FRN among all sites ($1.75 \pm 0.83 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – B). The highest variability and mean ER ($6.13 \pm 2.81 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – C) were observed in LDM. On this site replicates had different behaviours even though they were close to each other and in a similar environment. In BDZ and LGT, ER mean values were 3.12 ± 0.92 and $4.10 \pm 1.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectively (Figure 5.1 – A, B)

1772 5.2.2 Synchronisation RE et température du sol

1773 Figure 5.1 shows that the deeper the temperature was measured, the greater the shift with respect to ER. Taking this shift into account by synchronising soil temperatures with ER led to a significant positive linear correlation between the temperature

5.2. Résultats

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

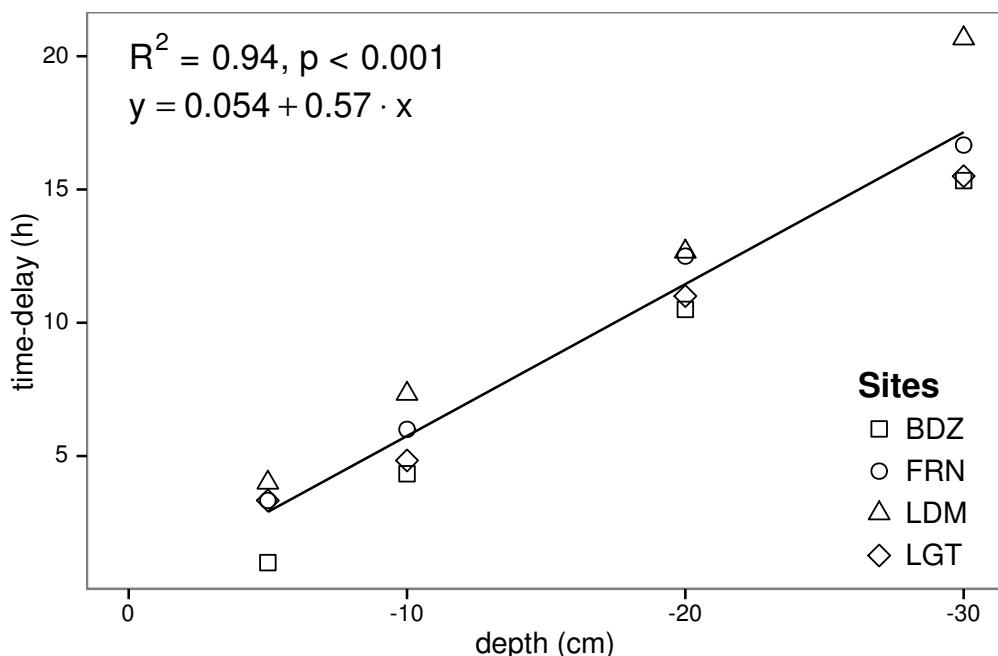


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

5.2.3 Équations utilisées

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

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

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

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

5.2.4 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

5.2. Résultats

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

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

5.2.5 Évolution du Q₁₀

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

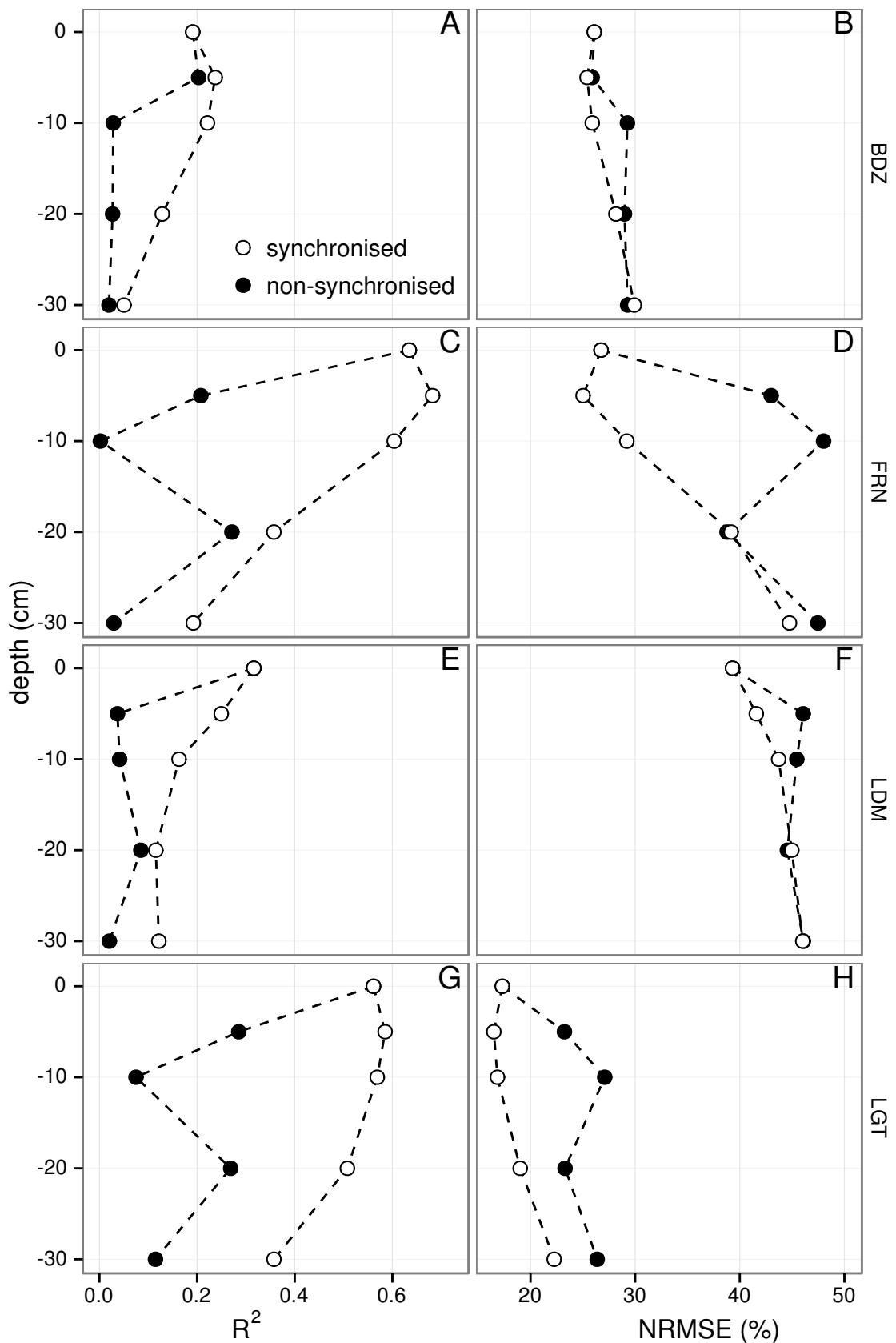


FIGURE 5.3 – Profile of R^2 and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.

5.3. Discussion

1831 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and
1832 non-synchronised data. Below this depth, Q_{10} estimated with both methods either de-
1833 creased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic
1834 values (Figure 5.4).

1835 5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit

1836 For BDZ and LDM sites no significant differences were found between daytime and
1837 nighttime data no matter which model was used, whereas differences were found for
1838 FRN and LGT (Figure 5.5). In FRN, synchronisation increased the significance of the
1839 differences : $p < 0.001$ with and $p < 0.01$ without synchronisation respectively. The
1840 same pattern was found in LGT but with lower significance. Hence models using -5
1841 cm depth with non-synchronised data are not significantly different but those using
1842 synchronised data are. Note that, for LGT, the model using air temperature had a
1843 daytime slope that was higher than the nighttime one, which was the opposite of all
1844 the other cases.

1845 5.2.7 Caractérisation de la tourbe

1846 Elemental compositions were similar in all sites : 1–3%, 4–6% and <1% for N, H
1847 and S respectively (Table 5.2). C content was mainly between 40 and 50 %, except at
1848 the deeper levels in LDM and LGT where values were lower (< 32%).

1849 5.3 Discussion

1850 5.3.1 Différence de RE entre les différents sites

1851 The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those
1852 of peatlands found in the literature. [Bortoluzzi *et al.* \(2006\)](#), for instance, found ER
1853 values ranging from 2 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October

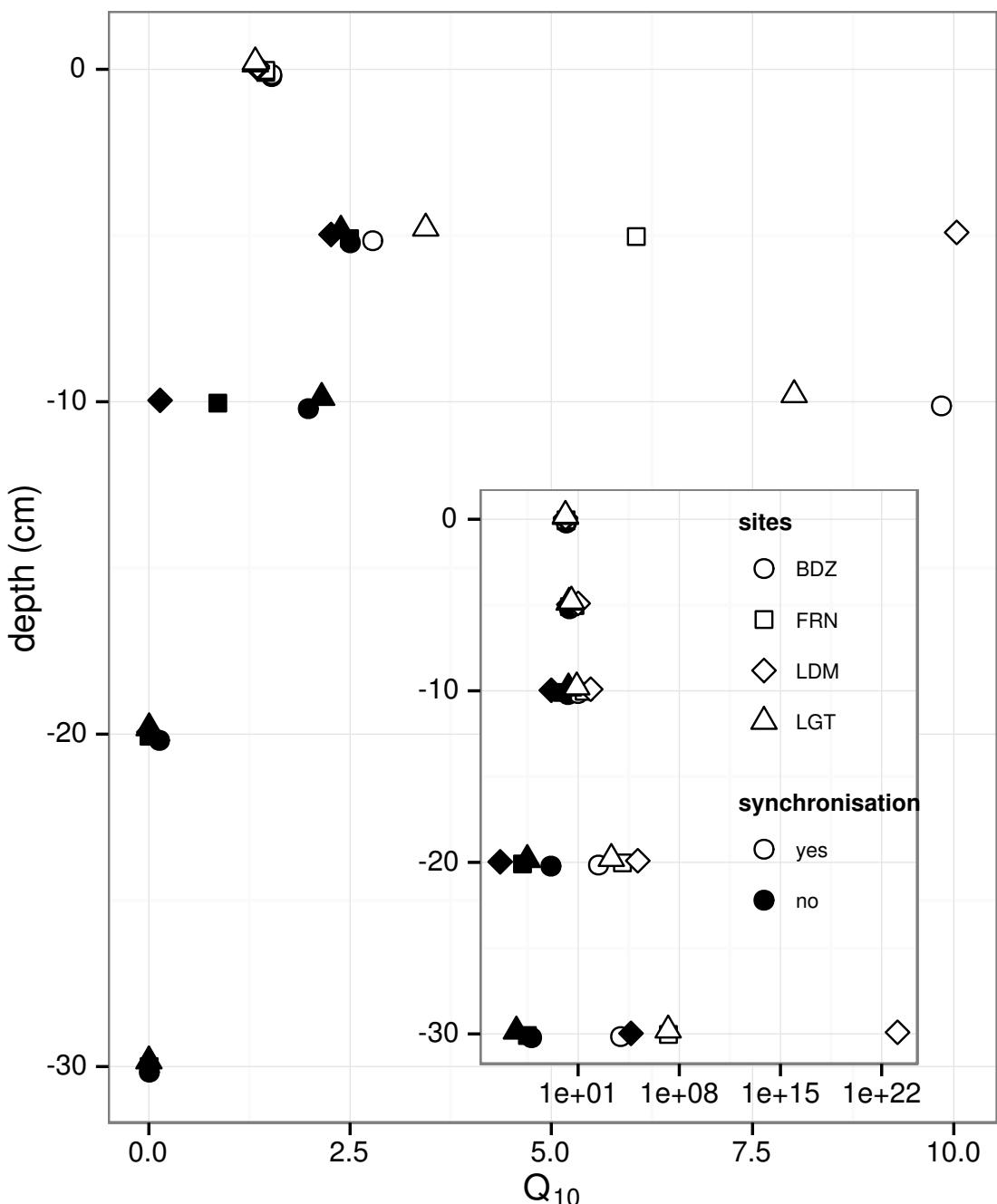


FIGURE 5.4 – Profile of Q_{10} with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

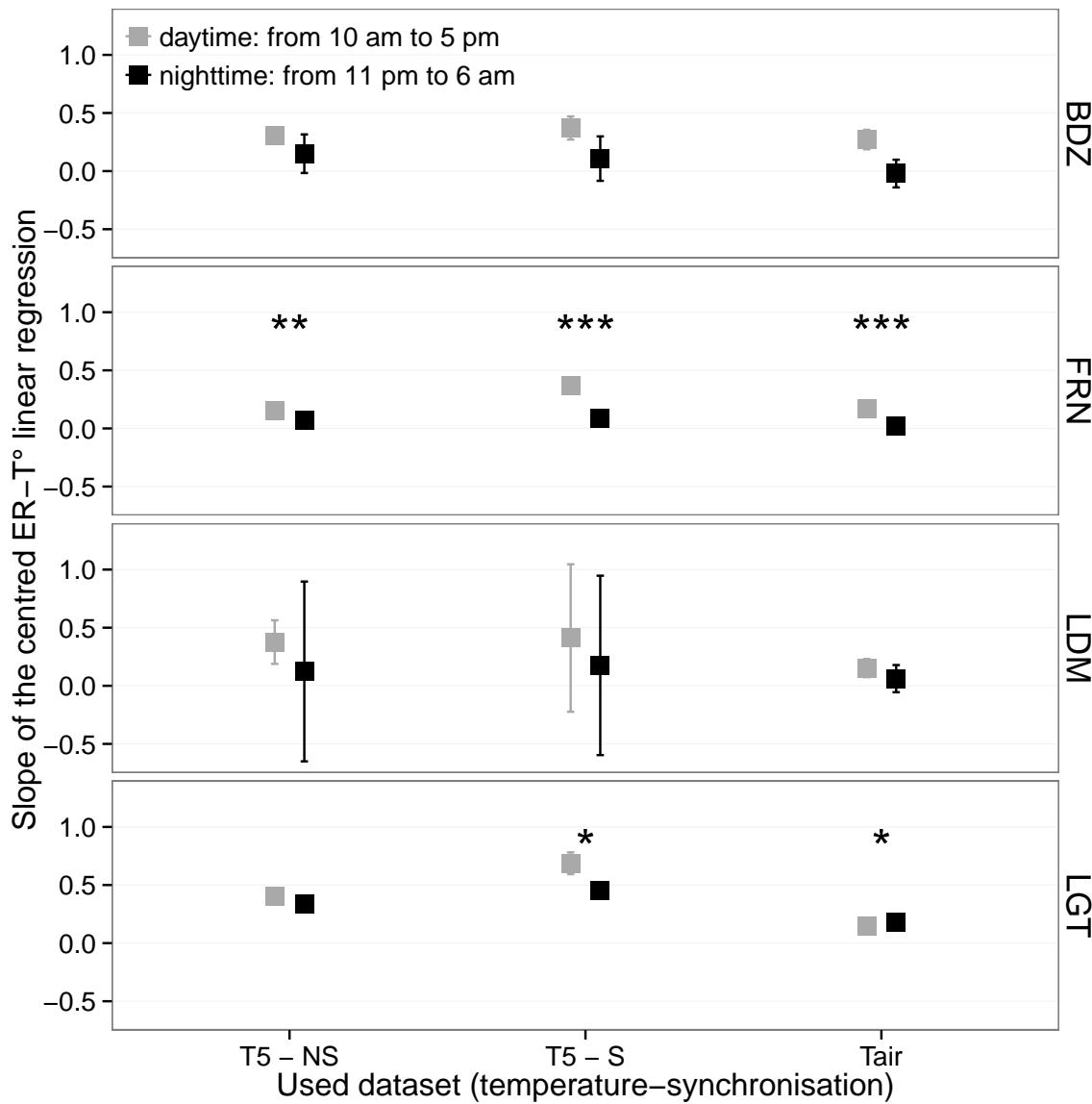


FIGURE 5.5 – Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).

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

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

5.3. Discussion

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

5.3.2 Temps de latence entre température et RE

Time-delays between soil temperatures and ER occur in *Sphagnum*-dominated peat-
lands. They occur even close to the soil surface and increase with depth. The relation-
ship between time-delays and depth was similar in all the studied sites although LDM
had slightly higher time-delays. The overall delay observed in peat soils, 0.57 hours
per centimetre, was higher than those found by [Pavelka *et al.* \(2007\)](#) in a forest and
[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

1882 was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected
1883 as soil diffusivity increases with wetness (Hillel, 2003) and LDM was the site with the
1884 lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements
1885 conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the
1886 time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER
1887 fluxes.

1888 **5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore**
1889 **la représentation de la sensibilité de RE à la température**

1890 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological
1891 activities (Vargas *et al.*, 2010), few studies have addressed the effect of time-delays bet-
1892 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this
1893 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation
1894 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation
1895 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised
1896 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations
1897 are in agreement with those of Pavelka *et al.* (2007) who also found a decreasing ef-
1898 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by
1899 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the
1900 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases
1901 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.
1902 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion
1903 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a
1904 phase inversion was found deeper, at -30 cm by Pavelka *et al.* (2007), due to a higher
1905 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-
1906 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher R^2 and lower NRMSE values
1907 than those using surface air temperature.

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

The significant differences observed between daytime and nighttime measurements corroborate other studies in which these differences were found using chamber techniques (Juszczak *et al.*, 2012; Darenova *et al.*, 2014). The fact that some sites show 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 ($p > 0.05$).

5.3.5 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.

1934 5.4 Conclusions

1935 We showed that the time-delays between ER and soil temperatures at different
1936 depths are significant on a daily timescale as the signals are shifted 30 minutes every
1937 centimetre. At this scale the use of synchronised soil temperature, to take into account
1938 these time-delays, can improve the representation of ER particularly in the first 10
1939 centimetres. Only one of the studied sites showed highly significant differences between
1940 daytime and nighttime measurements. However it is possible that such differences exist
1941 in the other sites, depending on the environmental conditions (e.g. temperature am-
1942 plitude) and spatial variability in the ER fluxes. Addressing questions of bio-physical
1943 coupling in determining ER at different timescales requires high frequency observations
1944 ([Vargas et al., 2011](#)). Even if the automated chamber technique is increasingly used, it
1945 cannot be easily deployed in some sites due to tall vegetation, power supply difficulties,
1946 or harsh environmental conditions. In contrast, temperature measurements at different
1947 depths are easy to conduct, robust to harsh conditions and can be powered by a small
1948 solar panel. A calibration campaign with human manipulated closed chambers could be
1949 carried out to assess ER variability at different timescales. Coupling temperature pro-
1950 file and punctual ER measurements and then using synchronised data in models may
1951 be a good alternative in sites where automated chambers are not easily implantable.

1952 Synthèse et perspectives

5.5. Bilan du bilan (de C) ?

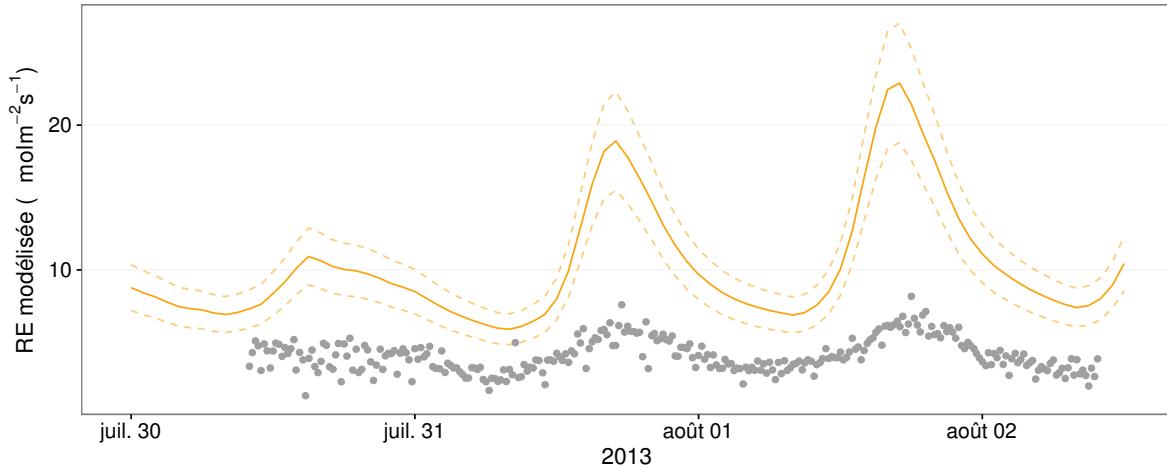


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013

¹⁹⁵³ schéma conceptuel ? Modèles globaux (ORCHID, chloée)

¹⁹⁵⁴ 5.5 Bilan du bilan (de C) ?

¹⁹⁵⁵ Flux fort

¹⁹⁵⁶ sensibilité param forte

¹⁹⁵⁷ Modèles multi annuel et prise en compte de la végétation

¹⁹⁵⁸ Quid des variations journalières dans un bilan annuel ? (Figure 5.6)

¹⁹⁵⁹ Les prendre en compte améliorerait-il les modèles

¹⁹⁶⁰ modèles globaux ? **limitations des équations** : Plus généralement, la majorité des
¹⁹⁶¹ tourbières sont sous la neige une partie de l'année, ce qui n'arrive que rarement sur
¹⁹⁶² la tourbière de La Guette et une partie possède également des zones d'eau libre, qui
¹⁹⁶³ n'existent pas sur ce site.

¹⁹⁶⁴ modèles globaux et profondeur de tourbe

₁₉₆₅ 5.6 Résilience de la tourbe par rapport aux
₁₉₆₆ 2 années sèches qui précèdent le BdC
₁₉₆₇ (lien chap 3 et 4)

₁₉₆₈ 5.7 Ouverture vers d'autre méthodes de me-
₁₉₆₉ sures

- ₁₉₇₀ — chambre automatique (lien chap 5, et chap 3 ?)
- ₁₉₇₁ — tour eddy covariance (lien chap 5 et chap 3 ?)

¹⁹⁷² Bibliographie

- ¹⁹⁷³ AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect
¹⁹⁷⁴ trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and*
¹⁹⁷⁵ *Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- ¹⁹⁷⁶ ALM, J., SAARNIO, S., NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. et MARTIKAINEN, P. (1999). Winter
¹⁹⁷⁷ CO₂, CH₄ and N₂O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeo-*
¹⁹⁷⁸ *chemistry*, 44(2):163–186.
- ¹⁹⁷⁹ ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H.,
¹⁹⁸⁰ NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance
¹⁹⁸¹ for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- ¹⁹⁸² ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques
¹⁹⁸³ for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic*
¹⁹⁸⁴ *Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- ¹⁹⁸⁵ ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U.,
¹⁹⁸⁶ CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS
¹⁹⁸⁷ (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet.*
¹⁹⁸⁸ *Sci.*, 37(1):117.
- ¹⁹⁸⁹ ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International*
¹⁹⁹⁰ *Geophysics Series*. Academic Press.
- ¹⁹⁹¹ AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITILA,
¹⁹⁹² E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO₂ exchange of a sedge fen
¹⁹⁹³ in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- ¹⁹⁹⁴ BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014).
¹⁹⁹⁵ Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in nor-
¹⁹⁹⁶ thern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.
- ¹⁹⁹⁷ BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil*
¹⁹⁹⁸ *Sci.*, 47(2):151–163.
- ¹⁹⁹⁹ BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMELELLI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N.,
²⁰⁰⁰ RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A.,
²⁰⁰¹ CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUSSAERT, S., MARGO-
²⁰⁰² LIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS,
²⁰⁰³ C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Up-
²⁰⁰⁴ take : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- ²⁰⁰⁵ BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls
²⁰⁰⁶ on CH₄ emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–
²⁰⁰⁷ 91.

- 2008 BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls.
2009 *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.
- 2010 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland
2011 mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 2012 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in
2013 the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 2014 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.
2015 (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-
2016 generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 2017 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).
2018 Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.
2019 *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 2020 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).
2021 Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide
2022 Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.
- 2023 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).
2024 Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO₂ exchange in a boreal peatland
2025 complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 2026 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).
2027 Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the
2028 zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,
2029 9(4):455–470.
- 2030 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge
2031 of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 2032 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions
2033 stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :
2034 Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell
2035 Environ.*, 33(3):394–407.
- 2036 CHAPIN, F., WOODWELL, G., RANDERSON, J., LOVETT, G., RASTETTER, E., BAL-
2037 DOCCHI, D., CLARK, D., HARMAN, M., SCHIMEL, D., VALENTINI, R., WIRTH, C.,
2038 ABER, J., COLE, J., GIBLIN, A., GOULDEN, M., HARDEN, J., HEIMANN, M., HO-
2039 WARTH, R., MATSON, P., MCGUIRE, A., MELILLO, J., MOONEY, H., NEFF, J.,
2040 HOUGHTON, R., PACE, M., RYAN, M., RUNNING, S., SALA, O., SCHLESINGER, W.
2041 et SCHULZE, E.-D. (2006). Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and me-
2042 thodology. *Ecosystems*, 9:1041–1050.
- 2043 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,
2044 H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et
2045 OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :
2046 a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.

- 2047 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,
 2048 JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional
 2049 climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group*
 2050 *Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11*,
 2051 pages 847–940.
- 2052 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. et TURNER, J. (2013).
 2053 Climate phenomena and their relevance for future regional climate change.
- 2054 CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,
 2055 A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and
 2056 other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis.*
 2057 *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovern-*
 2058 *mental Panel on Climate Change*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 2059 CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peat-
 2060 land. *Oikos*, pages 368–388.
- 2061 COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on
 2062 internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 2063 CORNELISSEN, J. H., LANG, S. I., SOUDZILOVSKAIA, N. A. et DURING, H. J. (2007).
 2064 Comparative cryptogam ecology : a review of bryophyte and lichen traits that drive
 2065 biogeochemistry. *Ann. Bot.*, 99(5):987–1001.
- 2066 CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO₂ emission from a northern
 2067 peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 2068 CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual
 2069 Q₁₀ of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature
 2070 sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 2071 DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (décembre 2014). Diurnal deviations
 2072 in the relationship between CO₂ efflux and temperature : A case study. *CATENA*,
 2073 123:263–269.
- 2074 DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration
 2075 in terrestrial ecosystems : moving beyond Q₁₀. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2076 DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect
 2077 of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*,
 2078 318(1-2):229–242.
- 2079 ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of
 2080 the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.
- 2081 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO₂ efflux on temperature.
 2082 *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.
- 2083 FAROUKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics.
 2084 Trans Tech Pub., Rockport, MA.

- 2085 FARQUHAR, G. D., VON CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model
2086 of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C3 species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 2087 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum,
2088 de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 2089 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUIT-
2090 TILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate
2091 system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 2092 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011).
2093 *Sols et Environnement, (2e édn)*, volume 28 de *Sciences Sup*. Editions Dunod : Paris,
2094 Vottem, Belgique, 2nd édition édition.
- 2095 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.
2096 (2011). In situ quantification of CH₄ bubbling events from a peat soil using a new
2097 infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 2098 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable
2099 Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 2100 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of
2101 annual CO₂ flux of temperate peat soils under permanent grassland management.
2102 *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 2103 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-
2104 CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity
2105 of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.
- 2106 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-
2107 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOUILLAUD, B. et
2108 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements
2109 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*
2110 *nology*, 22(7):1–17.
- 2111 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*
2112 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 2113 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-
2114 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*
2115 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 2116 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO₂
2117 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.
- 2118 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*
2119 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 2120 HOBBIE, S. E. (1996). Temperature and plant species control over litter decomposition
2121 in Alaskan tundra. *Ecol. Monogr.*, 66(4):503–522.

- 2122 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of
2123 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,
2124 1(11):763–766.
- 2125 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,
2126 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.
2127 (2007). Variability of annual CO₂ exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,
2128 4(5):803–816.
- 2129 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls
2130 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &
2131 Evolution*, 14(10):385–388.
- 2132 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of
2133 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.
- 2134 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., VON BLOH,
2135 W., BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-
2136 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-
2137 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISINGER,
2138 A., SEGGSCHNEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,
2139 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and
2140 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :
2141 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.
- 2142 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International
2143 mire conservation group.
- 2144 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the
2145 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on
2146 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 2147 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-
2148 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate
2149 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 2150 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,
2151 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL,
2152 M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓT-
2153 TIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHKNIN,
2154 A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-
2155 BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et
2156 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).
2157 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 2158 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (février 1, 2005). A conceptual model of volume-
2159 change controls on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.
- 2160 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of
2161 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohy-
2162 drology*, 7(2):771–782.

- 2163 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,
2164 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from
2165 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 2166 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO₂ flux in a Minnesota peatland.
2167 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 2168 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,
2169 19(4):409–421.
- 2170 LAIHO, R. (août 2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting
2171 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):
2172 2011–2024.
- 2173 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-
2174 sification of peats and organic soils. In *Testing of peats and organic soils*, volume
2175 820, pages 37–51.
- 2176 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society
2177 Jyskä.
- 2178 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-
2179 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 2180 LIMPENS, J. et BERENDSE, F. (2003). How litter quality affects mass loss and N loss
2181 from decomposing Sphagnum. *Oikos*, 103(3):537–547.
- 2182 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,
2183 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUB, G. (2008). Peatlands and the
2184 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeosciences*,
2185 5(2):1475–1491.
- 2186 LIU, W., FOX, J. E. et XU, Z. (2000). Leaf litter decomposition of canopy trees, bamboo
2187 and moss in a montane moist evergreen broad-leaved forest on Ailao Mountain,
2188 Yunnan, south-west China. *Ecol. Res.*, 15(4):435–447.
- 2189 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of
2190 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.*
2191 *Emiss. Soil Water*, pages 14–51.
- 2192 LONG, K. D., FLANAGAN, L. B. et CAI, T. (2010). Diurnal and seasonal variation in
2193 methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance.
2194 *Global Change Biology*, 16(9):2420–2435.
- 2195 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects
2196 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.
2197 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 2198 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 1 - Introduction and overview. In LUO, Y. et
2199 ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 3 – 15. Academic
2200 Press, Burlington.

- 2201 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 5 - Controlling factors. In LUO, Y. et ZHOU,
 2202 X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,
 2203 Burlington.
- 2204 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006c). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.
 2205 In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 161
 2206 – 185. Academic Press, Burlington.
- 2207 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,
 2208 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands
 2209 and atmospheric CH₄ and CO₂ variations. *Science*, 314(5797):285–288.
- 2210 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-
 2211 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-
 2212 SENS, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).
 2213 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-
 2214 vel. *Science*, 329(5993):838–840.
- 2215 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,*
 2216 *Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 2217 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.
 2218 (2002). Plant biomass and production and CO₂ exchange in an ombrotrophic bog.
 2219 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.
- 2220 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (février 20, 2015). Carbon
 2221 dioxide flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming
 2222 and water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–
 2223 1111.
- 2224 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classifica-*
 2225 *tion system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 2226 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :
 2227 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.
- 2228 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon
 2229 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 2230 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007).
 2231 Dependence of the Q₁₀ values on the depth of the soil temperature measuring point.
 2232 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 2233 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLÉ,
 2234 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing
 2235 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide
 2236 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 2237 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,
 2238 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed,
 2239 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).

- 2240 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel
2241 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–
2242 527.
- 2243 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil
2244 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 2245 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas scenarios : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.
2246 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 2247 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,
2248 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,
2249 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGH-
2250 TON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI,
2251 X., MASKELL, K. et JOHNSON, C. A., éditeurs : *Climate Change 2001 : the Scienti-
2252 fic Basis. Contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the
2253 Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 185–237. Cambridge University
2254 Press, Cambridge, UK.
- 2255 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINNINKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ,
2256 S., LOHLA, A., LARMOLA, T., MORERO, M., PIHLATIE, M., JANSENSSEN, I., YUSTE,
2257 J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØS-
2258 TRENG, G., ZIEGLER, W., ANTHONI, P., LINDROTH, A. et HARI, P. (2004). Com-
2259 parison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agric. For.
2260 Meteorol.*, 123(3–4):159–176.
- 2261 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil
2262 respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.
- 2263 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines
2264 et collines*. Forêt privée française.
- 2265 RAMSAR, C. (1987). *Convention relative aux zones humides d'importance internatio-
2266 nale particulièrement comme habitats des oiseaux d'eau, (Ramsar, Iran, 1971) telle
2267 qu'amendée en 1982 et 1987*.
- 2268 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for
2269 very long optical paths. *Appl. Opt.*, 46(22):5408.
- 2270 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la
2271 séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 2272 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Peatland habitats. In *The biology of Peatlands*,
2273 pages 85–107. Oxford University Press.
- 2274 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Productivity and peat accumulation. In *The biology
2275 of Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 2276 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (février 4, 1987). Biospheric CO₂ emissions
2277 during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*,
2278 39B(1-2):140–154.

- 2280 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996).
2281 The contribution of plant roots to CO₂ fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*,
2282 23(2):126–131.
- 2283 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA,
2284 O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands
2285 a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*,
2286 303(5656):353–356.
- 2287 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the
2288 relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes
2289 in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.
- 2290 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change*. IPS, International Peat Society,
2291 Jyväskylä, Finland.
- 2292 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and
2293 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,
2294 9(2):278–287.
- 2295 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr
2296 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 2297 SVENSSON, B. M. (1995). Competition between Sphagnum fuscum and Drosera rotun-
2298 difolia : A Case of Ecosystem Engineering. *Oikos*, 74(2):205–212.
- 2299 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale
2300 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH₄ flux in a temperate
2301 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2302 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a
2303 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,
2304 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1-3):409–422.
- 2305 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in
2306 the CO₂ balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,
2307 118(1-3):371–387.
- 2308 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-
2309 DEN, J. W. et MCGUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and
2310 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan
2311 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 2312 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating
2313 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and
2314 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 2315 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.
2316 (2001). Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water
2317 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.

- 2318 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,
2319 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).
2320 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO₂
2321 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 2322 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Frontiers
2323 and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data
2324 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 2325 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion
2326 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water
2327 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology* (*submitted*).
- 2328 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned
2329 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.
- 2330 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHA-
2331 PIN, C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and
2332 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.
- 2333 WHALEN, S. (2005). Biogeochemistry of Methane Exchange between Natural Wetlands
2334 and the Atmosphere. *Environmental Engineering Science*, 22(1):73–94.
- 2335 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).
2336 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total
2337 Environment*, 407(13):4084–4094.
- 2338 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.
2339 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.
- 2340 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-
2341 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,
2342 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Se-
2343 ries Washington, DC.
- 2344 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global
2345 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).
- 2346 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (février
2347 2015). Ecosystem-atmosphere exchange of CO₂ in a temperate herbaceous peatland
2348 in the Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

Index

2349	A
2350	atterrissement 11
2351	C
2352	carbone
2353	stock 12
2354	changements globaux 2, 14
2355	E
2356	échange net de l'écosystème
2357	contrôle 21
2358	P
2359	paludification 11
2360	photosynthèse 17
2361	production primaire brute
2362	contrôle 21
2363	R
2364	respiration 18
2365	de l'écosystème 18
2366	contrôle 20
2367	du sol 18
2368	S
2369	services écologiques 3
2370	T
2371	tourbières 8–16
2372	distribution 11
2373	formation 11
2374	surface 10
2375	utilisation 14
2376	turbification 10
2377	Z
2378	zone humide 8

²³⁷⁹ Annexes

₂₃₈₀ A Photos supplémentaires



(a) droséra

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

₂₃₈₁ B protocole végétation

₂₃₈₂ Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en
₂₃₈₃ place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de
₂₃₈₄ pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en
₂₃₈₅ place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la
₂₃₈₆ mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

₂₃₈₇ **La strate arbustive**

₂₃₈₈ Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en
₂₃₈₉ mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes,
₂₃₉₀ jusqu'au sommet de l'individu.

₂₃₉₁ **La strate herbacée**

₂₃₉₂ Pour la strate herbacée, en 2013, 5 individus des deux espèces majoritaires (*Eriophorum vaginatum* ? *augustifolium* ?, *Molinia Caerulea*) ont été marqués afin de pourvoir
₂₃₉₃ les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver
₂₃₉₄ les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas
₂₃₉₅ permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces
₂₃₉₆ ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.
₂₃₉₇

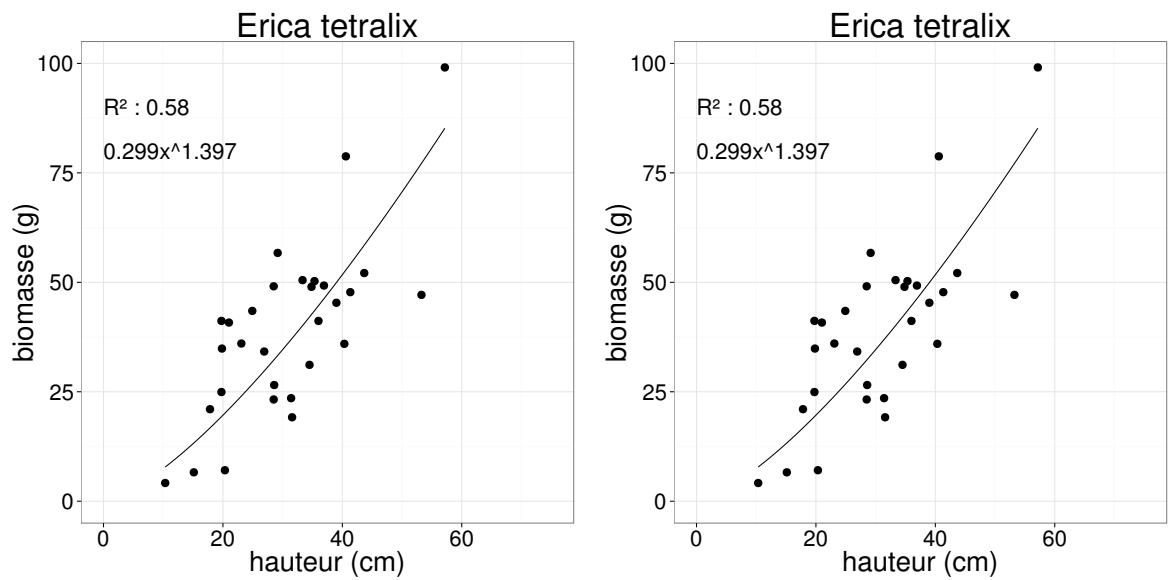


FIGURE 8 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

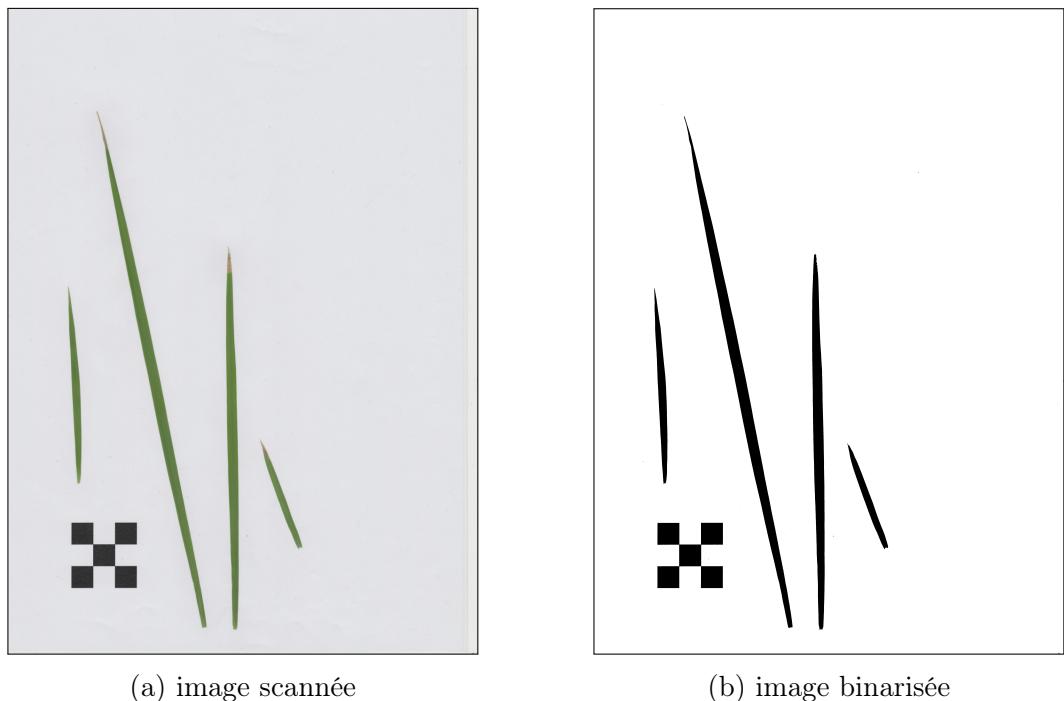


FIGURE 9 – Scanne des feuilles

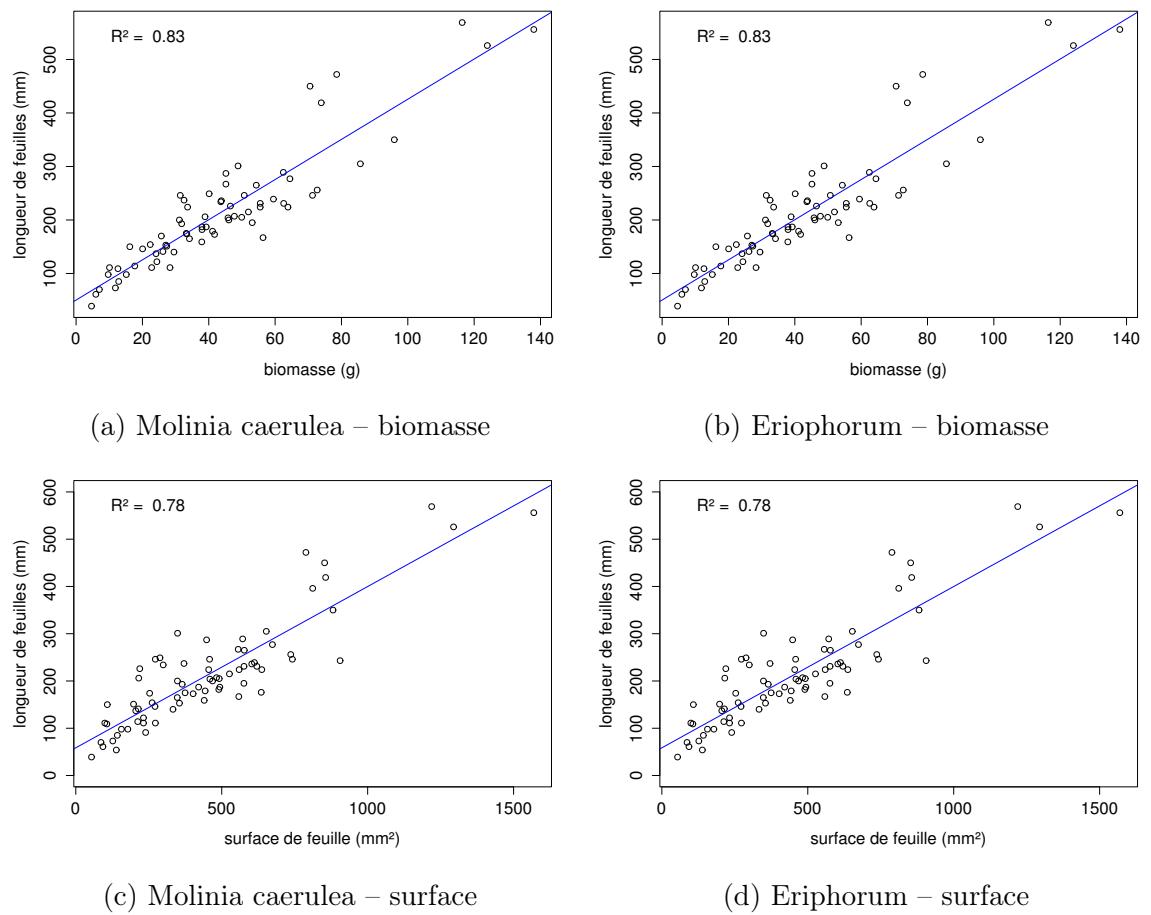


FIGURE 10 – Calibration de la biomasse herbacées pour *Molinia Caerulea* (a), pour *Eriophorum* (b) et de la surface de feuille pour *Molinia Caerulea* (c), pour *Eriophorum* (d) en fonction de la hauteur

₂₃₉₈ C CARBIODIV

₂₃₉₉ 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, ...