

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

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

THÈSE présentée par : Benoît D'ANGELO

soutenue le : [XX mois en lettres 2015]

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

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

[Titre de la thèse]

[Sous titre éventuel]

THÈSE dirigée par :

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

RAPPORTEURS :

Prénom Nom Titre, établissement
Prénom Nom Titre, établissement

JURY:

Table des matières

Table des matières	iii
Liste des figures	vii
Liste des tableaux	ix
Remerciements	xi
Introduction	1
1 Synthèse Bibliographique	7
1.1 Les tourbières et le cycle du carbone	8
1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies	8
1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales	14
1.1.3 Les tourbières et les changements globaux	16
1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants	20
1.2.1 GES et Tourbières	20
1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	21
1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	25
1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème	33
1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux	35
2 Sites d'études et méthodologies employées	39
2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	40
2.2 Autres sites du service national d'observation	45
2.3 Mesures de flux	46
2.3.1 Les mesures de CO ₂	46
2.3.2 Les mesures de CH ₄	48
2.3.3 Le calcul des flux	49
2.4 Facteurs contrôlants	50
2.4.1 acquisitions automatisées	50
3 Bilan de C de la tourbière de La Guette	51
3.1 Introduction	52
3.2 Procédure expérimentale et analytique	53
3.2.1 Méthodes de mesures	53
3.2.2 Modélisation du bilan de C	55
3.3 Résultats	60
3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette	60
3.3.2 Sélection des modèles	65

3.3.3	Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème	73
3.3.4	Variabilité spatiale du bilan	80
3.4	Discussion	82
3.4.1	Estimations des flux	82
3.4.2	Estimations des bilans	85
3.4.3	Sensibilité et limitations du bilan	85
3.4.4	Représentativité locale du modèle	86
3.4.5	Variation du bilan avec la végétation	86
3.4.6	perspectives	87
4	Effets de l'hydrologie sur les flux de GES	89
4.1	Introduction	90
4.2	Procédure expérimentale	91
4.2.1	Expérimentation A	92
4.2.2	Expérimentation B	92
4.2.3	traitement	93
4.3	Résultats	94
4.3.1	Expérimentation A	94
4.3.2	Expérimentation B	97
4.3.3	tendances générales	100
4.4	Discussion	100
4.4.1	Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	100
4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	102
4.4.3	Effet cycles multiples	103
5	Variation journalière de la respiration de l'écosystème (article)	105
5.1	Introduction	107
5.1.1	Study sites	109
5.1.2	Data acquisition	109
5.1.3	Data synchronisation	110
5.1.4	Sensitivity of ER to temperature	110
5.1.5	Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature	111
5.1.6	Physico-chemical characterisation of the peat	111
5.2	Résultats	112
5.2.1	Température de l'air et variabilité de RE	112
5.2.2	Synchronisation RE et température du sol	113
5.2.3	Équations utilisées	114
5.2.4	Relation entre RE et la température	115
5.2.5	Évolution du Q10	116
5.2.6	Différence entre mesures de jour et de nuit	118
5.2.7	Caractérisation de la tourbe	118
5.3	Discussion	118
5.3.1	Différence de RE entre les différents sites	118
5.3.2	Temps de latence entre température et RE	122
5.3.3	La synchronisation entre RE et la température améliore la représentation de la sensibilité de RE à la température	123

5.3.4	Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit	124
5.3.5	La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à la synchronisation	124
5.4	Conclusions	125
Conclusions et perspectives		127
5.5	Bilan du bilan (de C) ?	128
5.6	Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches qui précèdent le BdC	129
5.7	Ouverture vers d'autre méthodes de mesures	129
Références bibliographiques		141
Index		142
Annexes		143
A	Photos supplémentaires	144
B	protocole végétation	144
C	CARBODIV	147
D	package m70r	147

Liste des figures

1.1	Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après Rydin et Jeglum (2013b)	11
1.2	Global distribution of peatlands	12
1.3	Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après Manneville (1999)	13
1.4	Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après (MacDonald <i>et al.</i> , 2006)	18
1.5	Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90 ^e percentile des températures journalières maximum par °C de changement de température moyenne maximale, (c) précipitations moyenne (en % par °C de changement de température moyenne) et (d) fraction de jours ayant des précipitations dépassant le 95 ^e percentile. Sources : (a) et (c) simulations CMIP5, scénario RCP4.5, (b) et (d) adaptation d'après Orlowsky et Seneviratne (2012)(IPCC2013).	19
1.6	Décroissance de la proportion de CO ₂ de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos <i>et al.</i> , 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer <i>et al.</i> , 2009). Modifié d'après (Ciais <i>et al.</i> , 2014).	21
1.7	schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère	22
1.8	todo, modifié d'après Long et Hällgren (1993)	27
1.9	Productivités moyennes des espèces de sphaignes en g m ⁻² an ⁻¹ . Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié d'après Gunnarsson (2005)	28
2.1	Site d'études SNO	40
2.2	Carte de la tourbière de La Guette	41
2.3	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	43
2.4	Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014	44
2.5	Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014	44
2.6	Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014	45
2.7	Mesures de CO ₂	47
2.8	SPIRIT	48
3.1	Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.	53
3.2	Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)	58

3.3	Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)	59
3.4	Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	60
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	61
3.6	Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	61
3.7	Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	62
3.8	Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	62
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.	63
3.10	Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	65
3.11	Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant	66
3.12	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1	67
3.13	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3	69
3.14	RE modèles avec Tair	71
3.15	RE modèles avec Tair	72
3.16	CH ₄ modèle H	72
3.17	Flux de CO ₂ interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2	75
3.18	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	76
3.19	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	76
3.20	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3	79
3.21	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	80
3.22	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	81
4.1	Prélèvement des mésocosmes	93
4.2	Schéma d'un mésocosme	94
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.	95
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.	98
4.5	Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe	101
5.1	Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).	113

5.2	Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)	114
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.	117
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).	119
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).	120
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	128
7	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	144
8	Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur	145
9	Scanne des feuilles	145
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	146

Liste des tableaux

1.1	Estimations des stocks de C pour différents environnements	15
1.2	Surface de tourbe utilisée selon les usages considérés (tourbières non-tropicale). Modifié d'après Joosten et Clarke (2002).	17
1.3	Vitesse apparente d'accumulation du carbon à long terme en $\text{gC m}^{-2} \text{s}^{-1}$	34
3.1	Valeur des paramètres des équations utilisées pour modéliser les flux et sensibilité relative (en %) des flux en réponse à une variation de $\pm 10\%$ de chacun des paramètres des modèles.	74
3.2	Bilan des flux en gCm2an1	77
3.3	Bilan des flux en gCm2an1	77
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.	78
3.5	Bilan des flux de CO ₂ en gCm2an1, en utilisant PPB-2 et RE-3	81
4.1	Récapitulatif des mesures pour les deux expérimentations	93
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).	115
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}	121

Remerciements

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

¹ Introduction

² Contexte général

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

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

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

29 Ciais *et al.* (2014).

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

32 **schéma ?**

33 Zones humides tourbières

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

37 Pourquoi étudier les tourbières aujourd'hui ?

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

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

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

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

52 Transition modèles

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

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

59 Objectif de la thèse et approche mise en oeuvre

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

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

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

⁸⁴ seront exposées.

⁸⁵ 1 Synthèse Bibliographique

⁸⁶

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

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

106 1.1 Les tourbières et le cycle du carbone

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

109 1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies

110 Définitions

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

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

TOURBE :

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

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

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

MATIÈRES ORGANIQUES :

152 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.

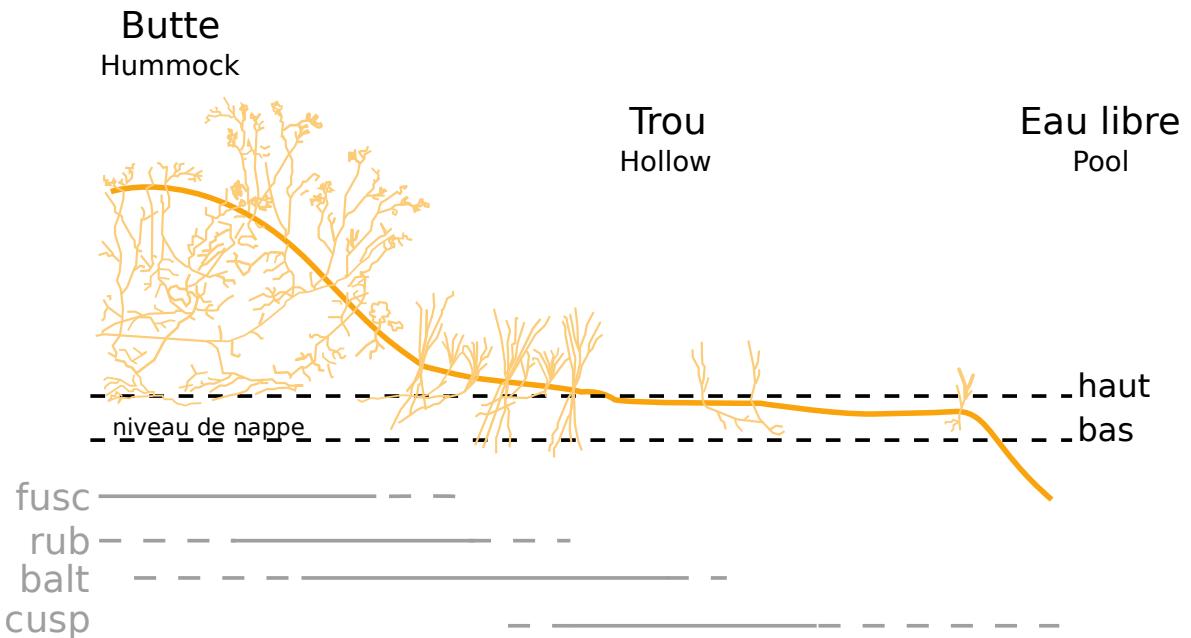


FIGURE 1.1 – Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d’après [Rydin et Jeglum \(2013b\)](#)

¹⁵³ Distribution des tourbières à l'échelle mondiale

¹⁵⁴ Ces variations de définitions ajoutées aux limites floues qui peuvent exister entre
¹⁵⁵ certains écosystèmes tourbeux et non-tourbeux rendent la cartographie de ces écosys-
¹⁵⁶ tèmes délicate. Les estimations généralement citées évaluent la surface occupée par
¹⁵⁷ les tourbières à environ 4 000 000 km² ([Lappalainen, 1996](#)). Cette surface correspond
¹⁵⁸ à 2 à 3 % de l’ensemble des terres émergées du globe. Plus de 85 % d’entre elles sont
¹⁵⁹ situées dans l’hémisphère nord, majoritairement dans les zones boréales et sub-boréales
¹⁶⁰ ([Strack, 2008](#)) (Figure 1.2). Ce sont sur ces écosystèmes que sera focalisé ce travail, lais-
¹⁶¹ sant de côté les tourbières tropicales dont le fonctionnement est distinct et spécifique
¹⁶² (**Réf needed**).

¹⁶³ La formation des tourbières

¹⁶⁴ L’atterrissement et la paludification sont les deux processus principaux permet-
¹⁶⁵ 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

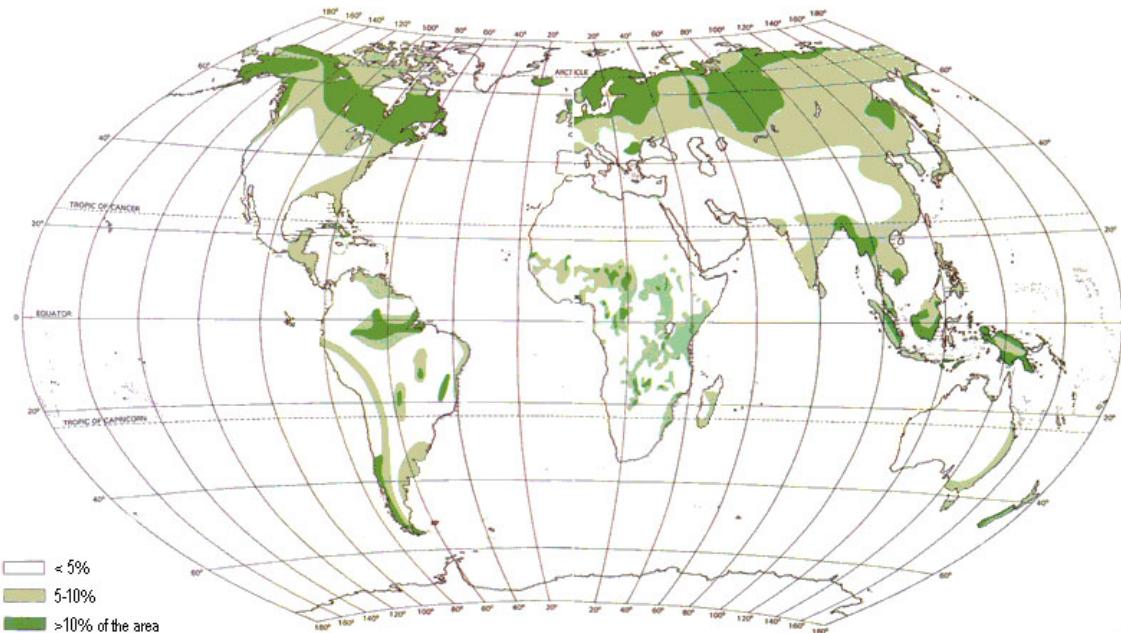


FIGURE 1.2 – Global distribution of peatlands

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

170 Classifications

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

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

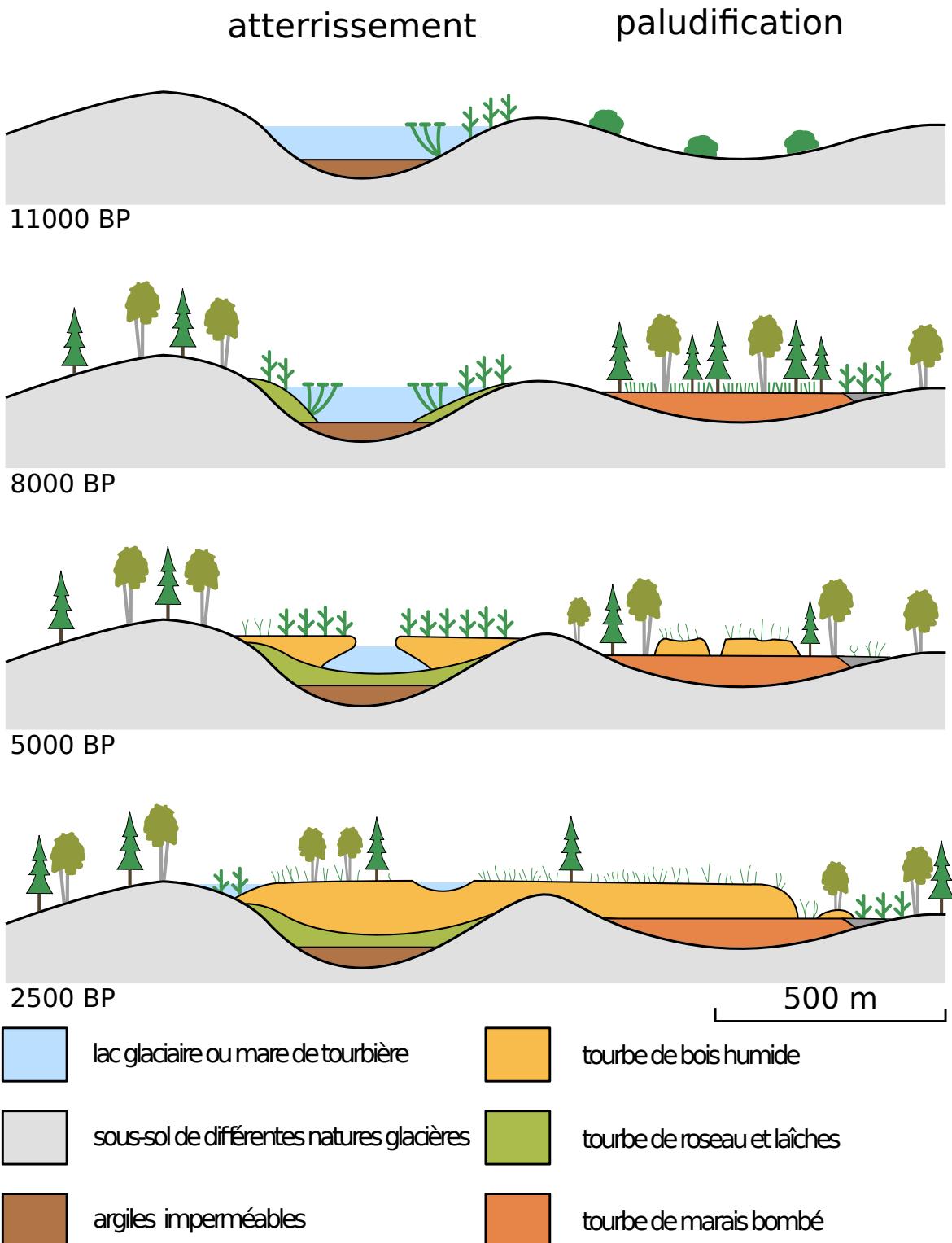


FIGURE 1.3 – Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après [Manneville \(1999\)](#)

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

188 1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales

189 Biodiversité dans les tourbières

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

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

Tableau 1.1 – Estimations des stocks de C pour différents environnements

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

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

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

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

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

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

226 matières produites plus faible.

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

230 1.1.3 Les tourbières et les changements globaux

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

235 Contrainte anthropique

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

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

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

252 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

²⁵³ humaines.

²⁵⁴ Contrainte climatique

²⁵⁵ 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.

²⁷¹ 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,

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

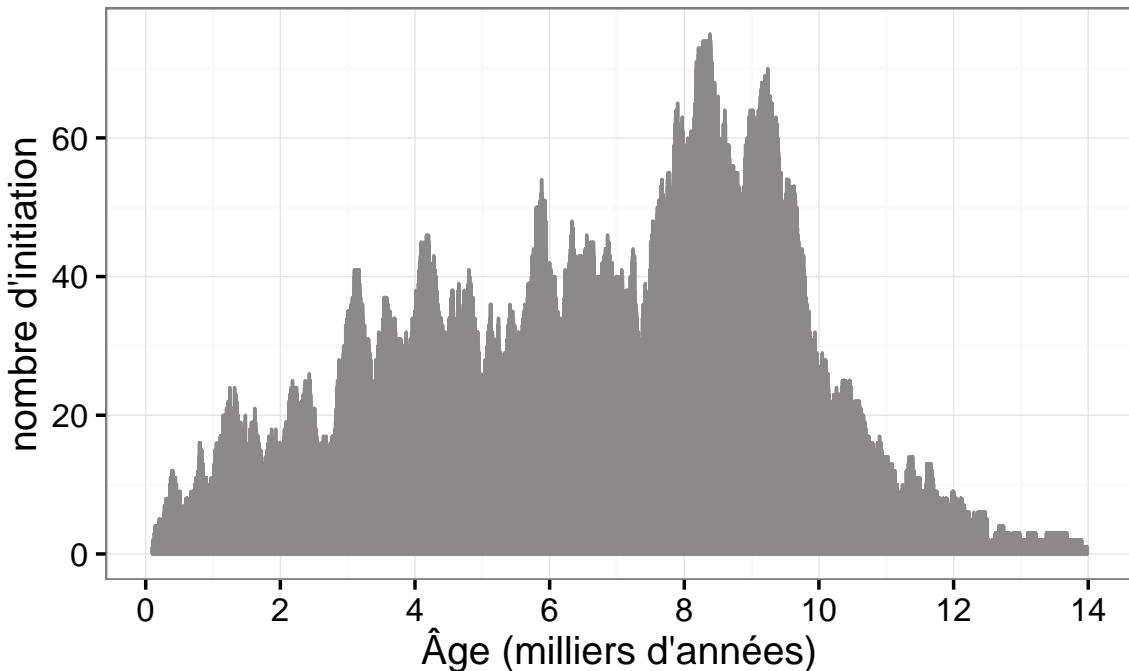


FIGURE 1.4 – Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après ([MacDonald *et al.*, 2006](#))

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

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

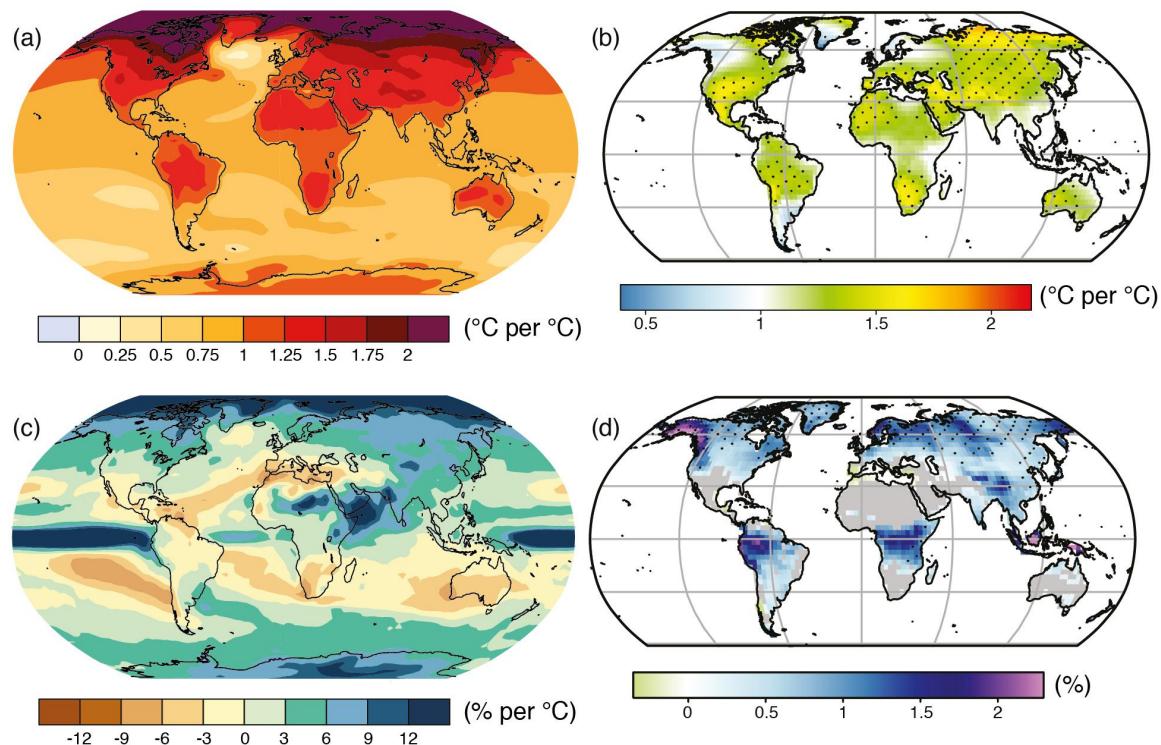


FIGURE 1.5 – Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90^e percentile des températures journalières maximum par °C de changement 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).

²⁸⁴ 1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs

²⁸⁵ contrôlants

²⁸⁶ Cette partie s'attache à décrire les GES et leurs liens avec les tourbières, les flux de
²⁸⁷ carbone et des processus qui y sont liés, puis facteurs contrôlants ces flux à l'échelle des
²⁸⁸ processus jusqu'aux individus et communautées (nécessaire afin de pouvoir appréhender
²⁸⁹ correctement ces flux à des échelles plus large), les facteurs contrôlant à l'échelle de
²⁹⁰ l'écosystème (colonne de tourbe, site complet) et enfin les bilans de carbone.

²⁹¹ 1.2.1 GES et Tourbières

²⁹² Dans l'atmosphère le carbone est principalement présent dans l'atmosphère sous
²⁹³ forme de dioxyde de carbone (CO_2) et de méthane (CH_4).

²⁹⁴ La concentration en CO_2 dans l'atmosphère fluctuait avant l'ère industrielle entre
²⁹⁵ 180 et 290 ppm. En 1750 au début de l'ère industrielle sa concentration était de 280 ppm
²⁹⁶ environ avant d'augmenter pour atteindre 391 ppm aujourd'hui (moyenne annuelle en
²⁹⁷ 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). Différents processus permettent d'extraire du CO_2 de l'at-
²⁹⁸ mosphère, la photosynthèse, la dissolution du CO_2 dans l'océan et enfin l'altération de
²⁹⁹ silicate et les réactions avec le carbonate de calcium. Ces processus s'effectuent avec des
³⁰⁰ échelles de temps différentes, en conséquence après une émission de CO_2 , il ne reste que
³⁰¹ 40 % de cette émission après 100 ans, mais il reste toujours plus de 20 % après 1000 ans
³⁰² et plus de 10 % après 10 000 ans ([Joos et al., 2013; Ciais et al., 2014](#)) (Figure 1.6).

³⁰³ La concentration en méthane de l'atmosphère est estimée à 350 ppb il y a 18 000 ans
³⁰⁴ environ lors de la dernière glaciation, à 720 ppb en 1750, et à 1800 ppb aujourd'hui
³⁰⁵ (ou plutôt en 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). À l'inverse du CO_2 sa durée de vie dans
³⁰⁶ l'atmosphère est limitée : moins de 10 ans ([Lelieveld et al., 1998; Prather et al., 2012](#)).
³⁰⁷ Malgré cela son potentiel de réchauffement global⁵ (PRG) est important notamment à

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

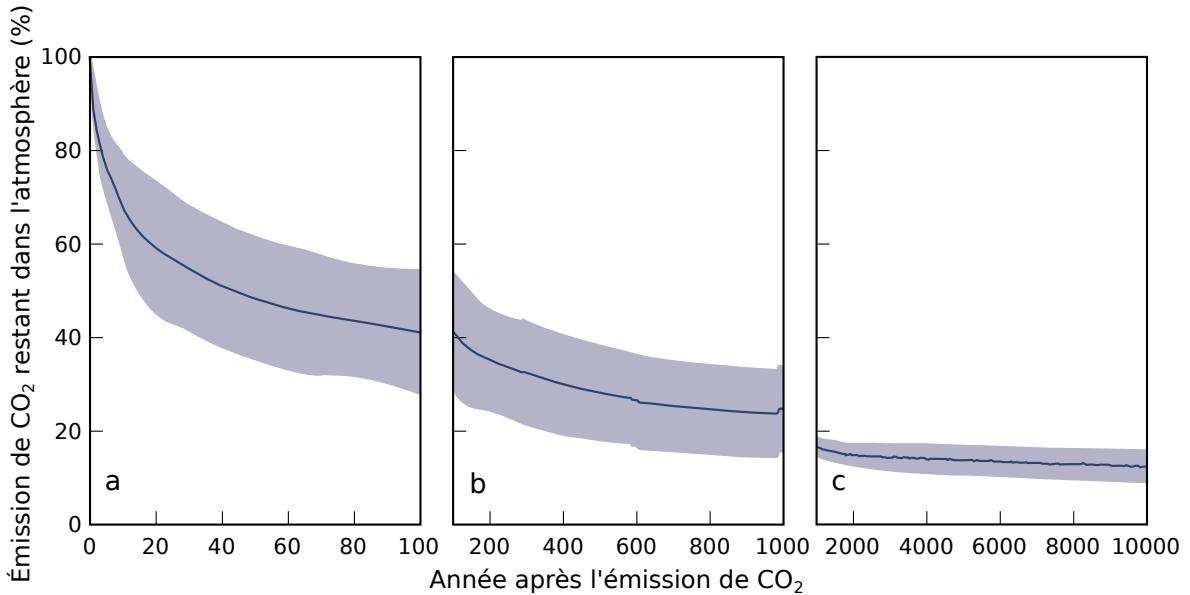


FIGURE 1.6 – Décroissance de la proportion de CO₂ de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d'après (Ciais *et al.*, 2014).

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

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

316 1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières

317 De l'atmosphère à l'écosystème

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

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

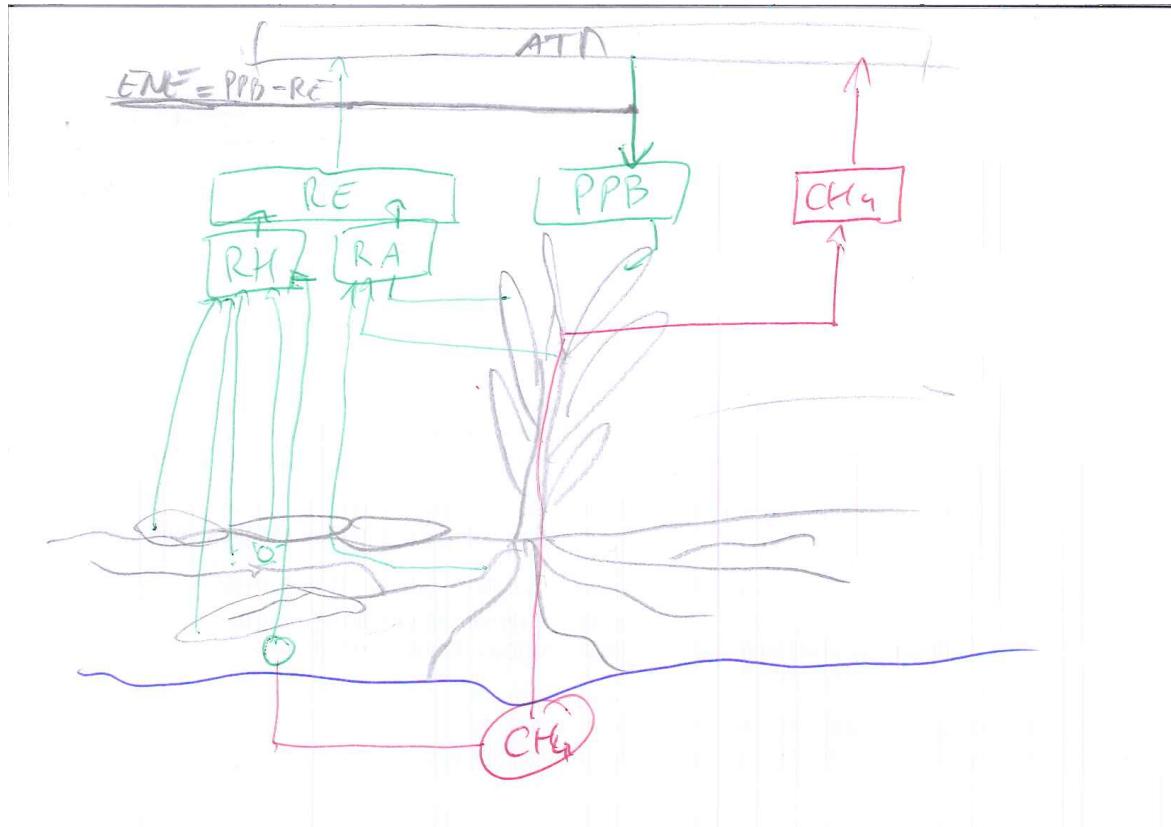


FIGURE 1.7 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

323 suivante :



324 Si la photosynthèse est le processus majeur d'assimilation du CO₂, il existe d'autres
325 voies métaboliques permettant la capture du CO₂ de l'atmosphère. Ainsi les micro-
326 organismes chemolithotrophes (**expliquer**) sont capables d'assimiler le CO₂ en uti-
327 lisant l'énergie issue de l'oxydation de composés inorganiques, ce que l'on appelle la
328 chimiosynthèse.

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

PRODUCTION PRIMAIRE BRUTE (PPB) :

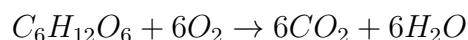
Quantité de carbone extraite de l'atmosphère et transformée en matières organiques par l'écosystème principalement par photosynthèse. Ce flux est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

Les tourbières sont des écosystèmes dont la production primaire est estimée à environ 500 gC m⁻² (Francez, 2000). La strate muscinale pouvant jouer/participer/produire jusqu'à 80 % de la production primaire (Francez, 2000). Cette production primaire n'est pas particulière élevée (**Réf needed**) et c'est en fait la faible décomposition des matières organiques qui permet aux tourbières de stocker du carbone. L'accumulation moyenne estimée dans les tourbières boréales est de 30 gC m⁻². Le taux d'accumulation varie en fonction des espèces végétales présentes ((Réf needed)), le niveau d'eau ((Réf needed)), ... (???)

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

De l'écosystème à l'atmosphère

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



Le CO₂ est émis dans l'atmosphère à travers différents processus, la respiration aérobie (le plus gros contributeur), les respirations anaérobies ou fermentations (e.g. du glucose, de l'acétate), ou encore l'oxydation du méthane. Les principales sources de CO₂, sont représentées dans la figure 1.7. La ou plutôt les respirations sont généralement séparées en deux. D'un côté la respiration végétale, que ce soit celle de feuilles, des tiges,

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

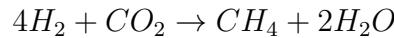
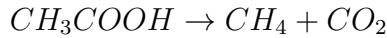
353 des racines et que l'on appelle la **respiration autotrophe**. De l'autre rassemblé sous le
354 vocable de **respiration hétérotrophe**, la respiration de la rhizosphère, liée à l'émission
355 d'exsudats par les racines, la décomposition des litières et des matières organiques, la
356 respiration de la faune et l'oxydation du CH₄ par les organismes méthanotrophes.
357 L'ensemble de ces respirations est défini comme :

RESPIRATION DE L'ÉCOSYSTÈME (RE) :

Quantité de carbone émise sous forme de CO₂ par l'écosystème dans l'atmosphère. Elle englobe la respiration autotrophe et hétérotrophe en incluant ses composantes aériennes et souterraines. Ce flux est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

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

370 Conséquence du niveau de nappe élevé des tourbières, le développement d'une zone
371 anoxique importante dans la colonne de sol favorise la production de CH₄. Il est produit
372 par des Archaea méthanogènes, des organismes anaérobies vivants sous le niveau
373 de la nappe. En moyenne des flux de CH₄ mesurés dans les tourbières s'étendent
374 de 0 à plus 0,96 µmol m⁻² s⁻¹, avec généralement des flux compris entre 0,0048 et
375 0,077 µmol m⁻² s⁻¹ ([Blodau, 2002](#)). Le CH₄ est principalement produit à partir d'acétate
376 (CH₃COOH) ou de dihydrogène (H₂), ces deux composés étant dérivés de la dé-
377 composition préalable de matières organiques ([Lai, 2009](#)).



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



383 On défini le flux de CH₄ comme :

FLUX DE CH₄ (F_{CH₄}) :

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

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

393 1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux

394 Dans cette partie seront décrit les facteurs qui contrôlent les flux de carbone en
 395 commençant à une échelle relativement fine pour atteindre celle de l'écosystème qui

396 nous intéresse plus particulièrement. Cette échelle inclue la colonne de tourbe, le mé-
397 socosme, en tant que partie d'un ensemble plus vaste, en tant que sous-écosystème.
398 Elle inclue forcément l'écosystème dans son sens général, regroupant les écosystèmes
399 tourbeux mais également l'écosystème au sens plus spécifique de l'entité étudiée. Les
400 facteurs majeurs qui contrôlent ces flux de carbone sont globalement connus. Comme
401 bon nombre de réactions biochimiques les vitesses de réaction des processus décrit
402 précédemment sont fonction de la température. Cette relation est connue depuis long-
403 temps. Elle a été mise en évidence par un chimiste suédois en 1889 : Svante August
404 Arrhenius sur la base de travaux réalisés par un autre chimiste, néerlandais, Jacobus
405 Henricus Van't Hoff. Le niveau de la nappe, interface entre un monde oxique et un
406 monde anoxique, et la teneur en eau du sol vont également jouer sur ces flux. La vé-
407 gétation également que ce soit de façon directe comme siège de la photosynthèse ou
408 indirecte, notamment en fournissant des nutriments de son vivant à travers les exsudats
409 racinaires, ou à sa mort en devenant litière.

410 la photosynthèse

411 À l'échelle d'un végétal, la quantité de carbone assimilable par la photosynthèse
412 est fonction de la quantité de lumière reçue ([Long et Hällgren, 1993](#)). La quantité
413 de carbone assimilée augmente d'abord de façon linéaire avec le rayonnement, avant
414 d'être limitée par la régénération d'une enzyme, la Rubisco⁶, nécessaire à la fixation
415 du CO₂ (Figure 1.8). Les limitations de l'assimilation, que ce soit la pente initiale de la
416 partie linéaire, ou l'assimilation maximale, varient de façon importante en fonction de
417 l'espèce considérée ([Wullschleger, 1993](#)). La régénération de la Rubisco, qui limite la
418 photosynthèse, est contrainte par la capacité de transport des électrons. La vitesse de
419 ce transport est liée à la température et est traditionnellement décrit par une équation
420 d'arrhenius modifiée, relativement complexe, ou par une équation simplifiée ([Farquhar et al., 1980; June et al., 2004](#)).

422 **Teneur en eau vs plante** Le niveau de la nappe contraint également la teneur

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

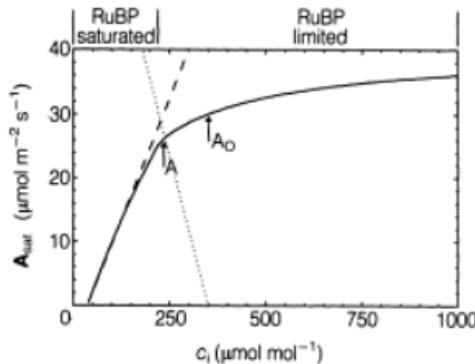


Fig. 9.10. A generalised response of the light saturated CO_2 assimilation rate (A_{sat}) to leaf internal CO_2 mole fraction (c_i) as described by equation 9.18. A_{sat} on the initial slope of the curve is limited by the carboxylation efficiency (dashed line) and is therefore RuBP saturated. Beyond the inflection of the curve, A_{sat} is assumed to be limited by the potential rate of regeneration of RuBP and is therefore RuBP limited. Point A represents the operating point, i.e. the rate of CO_2 assimilation that would be achieved given an external CO_2 concentration (c_a) of $354 \mu\text{mol mol}^{-1}$ and the actual stomatal conductance; in this example $g_s = 0.235 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Point A_0 illustrates the A_{sat} that would be achieved if there was no stomatal restriction, i.e. $g_s = \infty$ and $c_i = c_a$. The dotted line indicates the 'supply function', the c_i obtained for a given g_s with varying A_{sat} .

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

en eau du sol et la hauteur de la frange capillaire. Cette dernière atteint généralement la surface tant que le niveau de la nappe ne descend pas en dessous de 30 à 40 cm (Laiho, 2006). La hauteur du niveau d’eau va influer sur le bien-être des différentes communautés végétales. Un niveau d’eau important risque de diminuer l’accès de la végétation vasculaire à l’oxygène par leur racines et aux substrats tandis qu’il sera propice au développement de sphaignes. À l’inverse un niveau d’eau faible risque de faciliter le développement de certains végétaux vasculaires au détriment des bryophytes (Réf needed).

À l’échelle de communautés végétales, des groupes de végétaux, la productivité primaire varie. Les bryophytes n’ont pas la même productivité primaire que les graminées ou que les arbustes. En plus de ces différences entre groupes de végétaux, il existe également des différences de productivité pour un même groupe selon le type de tourbière (Moore *et al.*, 2002 dans Rydin et Jeglum, 2013a). Alors que dans les tourbières de haut-marais, les sphaignes et les arbustes ont une productivité importante,

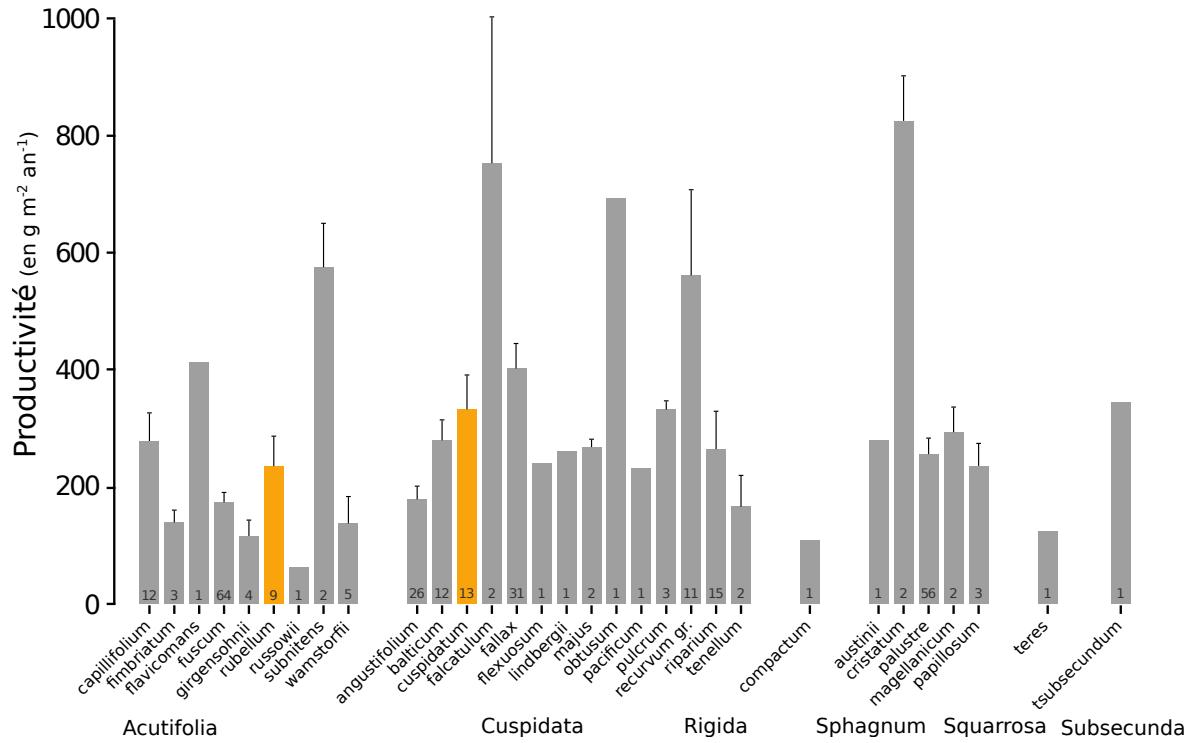


FIGURE 1.9 – Productivités moyennes des espèces de sphaignes en $\text{g m}^{-2} \text{an}^{-1}$. Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié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

437 les herbacées et graminées ont une productivité beaucoup plus faible. À l'inverse ce
 438 sont les herbes et les graminées qui ont la plus forte productivité dans les tourbières
 439 de bas-marais pauvres. Elles sont suivies par les sphaignes puis les arbustes. Au sein
 440 même de ces groupes la productivité peut varier de façon importante, c'est ce que
 441 montrent [Gunnarsson \(2005\)](#) avec les sphaignes, dont la productivité, selon l'espèce et
 442 les conditions dans lesquelles elle vit, varie fortement (Figure 1.9).

443 Compétitions inter-espèces ?

444 La composition des communautés végétales va également influer sur le potentiel
 445 photosynthétique de l'écosystème, qui peut varier selon le végétal considéré ([Moore
 446 et al., 2002](#)).

447 L'effet d'une variation du niveau de la nappe et de la température, jouant sur
 448 la végétation va également jouer sur la PPB. Distinguer ces deux facteurs n'est pas
 449 anodin, la majorité des études réalisées sur le terrain montre les effets des deux fac-
 450 teurs combinés. Ainsi [Cai et al. \(2010\)](#) ont montré que des conditions plus chaudes

et sèches pouvaient augmenter la PPB. L'effet du niveau de la nappe peut varier selon le contexte : Dans une étude des effets à long terme de variation du niveau de la nappe, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) montrent qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne une augmentation de la PPB en facilitant l'accès des plantes vasculaire à l'oxygène et aux nutriments. Paradoxalement, la hausse d'un niveau de nappe, initialement bas et entraînant un stress hydrique important, conduira également à une augmentation de la PPB ([Strack et Zuback, 2013](#)). Ces effets sont variables selon les communautés végétales et le contexte dans lequel elles se trouvent. Pour un gradient de niveau de nappe qui augmente dans une tourbière de haut-marais, [Weltzin et al. \(2000\)](#) montent une diminution de la productivité des arbustes, tandis que celle des graminées n'est pas affectée. À l'inverse, pour un gradient similaire dans une tourbière de bas-marais, la productivité des arbustes n'est pas affectés tandis que celle des graminées augmente. Un opposition similaire est également relevé concernant les graminées soumises à un traitement infra-rouge afin de les réchauffer. Ces dernières voient leur productivité diminuer dans la tourbière de haut-marais et augmenter dans la tourbière de bas-marais. [Munir et al. \(2015\)](#) isolent également l'effet de la température en utilisant des OTC (*Open Top Chamber*). Ces dispositifs, ressemblent à des serres ouvertes et permettent de réchauffer une zone de la tourbière. Ils montrent que dans les zones sans manipulation du niveau de la nappe, le réchauffement des OTC, augmente la PPB.

470 La RE

La respiration, au sens de la réaction biochimique telle que décrite par l'équation [1.2.2](#) est catalysée par la température. Cette réaction est limitée par la quantité de substrat et la présence d'oxygène. Dans les tourbières la limitation en substrat n'a de sens que vis-à-vis de communautés spécifiques. Les substrats facilement utilisable, typiquement les sucres peuvent devenir limitant (**Réf needed**). La tourbière n'est qu'un tas de substrat de plus en plus difficile à dégrader avec la profondeur, plus les substrats sont facilement utilisable plus leur utilisation est rapide est plus ils risquent de devenir limitant. Inversement moins les substrats sont dégradables plus leur utili-

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

479 sation est lente et plus ils s'accumulent. Mais l'accès à l'oxygène rendu difficile par les
480 hauteurs élevées du niveau de la nappe est prépondérant (**Réf needed**). La qualité du
481 substrat (la facilité qu'il aura à être dégradé) va donc jouer sur la vitesse de respiration)
482 Par ailleurs, la photosynthèse en libérant des substrat, les exsudats racinaires, permet
483 influe également sur la respiration.

484 Partitionnement de la RE

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

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

501 De façon plus indirecte, le type de végétation joue sur la vitesse de décomposition
502 des litières. La végétation peut également stimuler la respiration des micro-organismes
503 présent dans la rhizosphère⁸ via la libération d'exsudats racinaires ([Moore et al., 2002](#)).

504 l'ENE

505 On défini l'Échange Net de l'Écosystème comme

7. définition méso

8. zone du sol impacté par les racines

L'ÉCHANGE NET DE L'ÉCOSYSTÈME (ENE) :

Bilan de la quantité de CO₂ émise par l'écosystème, calculée comme différence entre la Photosynthèse Primaire Brute et la Respiration de l'écosystème (ENE=PPB-RE). Ce flux est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

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

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

520 À noter un article particulièrement intéressant (Lund *et al.*, 2012) dans lequel,
 521 dans un même site une baisse du niveau de la nappe 2 années différentes entraînera
 522 une baisse de l'ENE dans les 2 cas, mais dans l'un des cas cette baisse est contrôlée
 523 par un augmentation de la respiration et dans l'autre cas cette baisse est contrôlée par
 524 une diminution de la photosynthèse.

525 Également un article de Ballantyne *et al.* (2014) qui lui ne note pas d'effet d'une
 526 baisse du niveau de la nappe sur l'ENE car l'augmentation de la respiration est com-
 527 pensée par une augmentation de la photosynthèse.

9. Attention cependant, certains papiers changent cette convention

528 **Le CH₄**

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

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

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

546 **Conventions**

547 Dans ce document les flux (RE, PPB et F_{CH₄}) sont exprimés en valeur absolue
548 afin de faciliter leur étude. Les bilans seront établis en prenant l'écosystème comme
549 référence : les flux RE et F_{CH₄} seront comptés négativement et la PPB sera comptée
550 positivement. Par la suite l'abréviation PPB et le mot photosynthèse seront employés
551 de façon inter-changeable de même que RE et respiration et se rapportera à ces flux,
552 sauf mention contraire.

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

556 écosystème et comment ils sont estimés.

557 La prépondérance relative des ces différents flux, contrôlée par les conditions envi-
558 ronnementale, va donc impacter le fonctionnement des tourbières. Soit elles stockent
559 du carbone, en accumulant des matières organiques, et donc fonctionnent comme des
560 puits ou soit elle relâchent du carbone et fonctionnent comme des sources.

561 **1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème**

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

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

578 **Estimation des bilans de carbone passé**

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

581 **tableau LORCA ajouter colonne contexte (exple : 7 tourbières ombro-**
582 **trophes)**

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

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

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

583 Estimation des bilans de carbone contemporain

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

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

587 — ENE : Échange Net de l'Écosystème

588 — PPB : Production Primaire Brute

589 — Re : Respiration de l'Écosystème

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

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

592 — F_{CH_4} : Flux de Méthane

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

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

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

596 Les bilans les plus complets réalisées sur les tourbières comprennent la partie ga-

597 zeuse, dissoute...

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

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

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

604 1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux

605 Mesure des flux de gaz

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

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

611 Elles peuvent également être dynamique, lorsqu'un système de pompe, permettant
612 notamment de transporter le gaz jusqu'à l'analyseur, est présent. Ou statique si le
613 système est sans flux artificiel.

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

624 Il faut noter que les dénominations anglaises de ces méthodes doit faire l'objet d'une

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

attention particulière. *Closed chamber* par exemple est parfois utilisé pour se référer à l'état ou non d'équilibre, comme défini dans ce document, mais parfois également pour désigner les méthodes de chambre sans système de flux ce qui peut prêter à confusion Pumpanen *et al.* (2004). Souvent utilisées les dénominations *open/closed* et *dynamic/static* sont décrites dans Luo et Zhou (2006c), une autre convention peut être rencontrée : *flow-through/non-flow-through* et *steady state/non-steady state* Livingston et Hutchinson (1995)

Ces différentes méthodes ont divers avantages et inconvénients.

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

Les méthodes d'Eddy Covariance se basent sur...

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

638 Estimation des flux

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

Il existe donc une variabilité importante dans les équations utilisées, dans la nature et le nombre des facteurs pris en compte ainsi que dans la manière dont ils sont pris en compte.

L'estimation de la PPB est indirecte car très difficile/impossible à mesurer de façon directe à l'échelle d'un écosystème. Elle est donc déduite à partir d'autres mesures : Celles de l'ENE pour les méthodes micro-météorologiques qui utilisent l'ENE mesurée

653 la nuit pour estimer la RE et en déduire la PPB. Celles de l'ENE et de la RE pour
654 les méthodes de chambre qui le permettent, ce qui permet là encore de déduire l'ENE
655 (grâce à l'équation X)

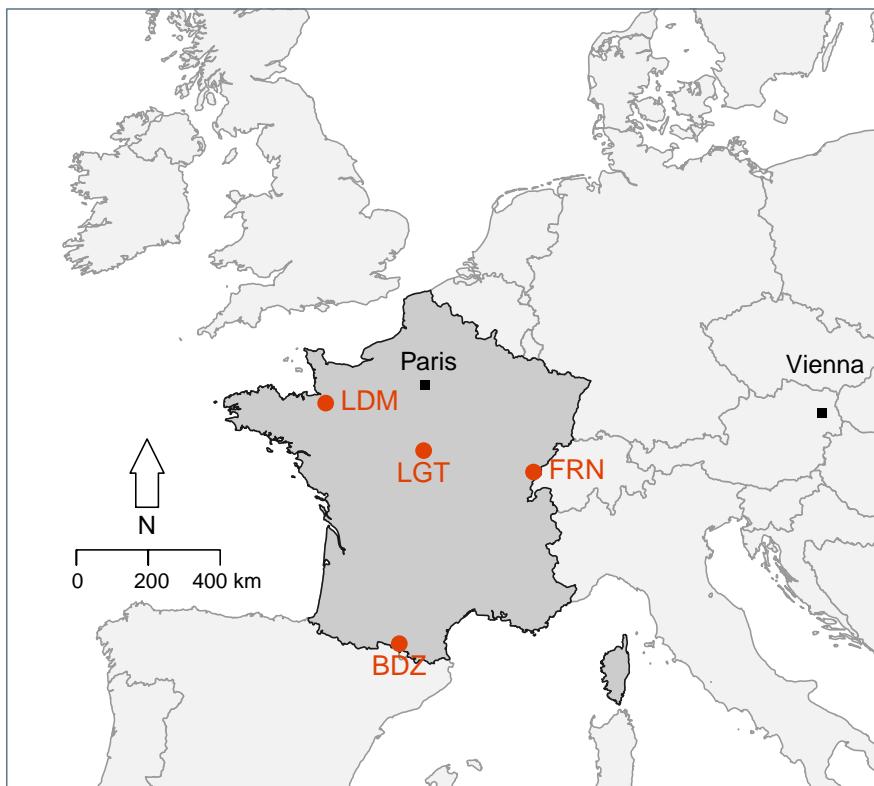
⁶⁵⁶ 2 Sites d'études et méthodologies employées

⁶⁵⁷

⁶⁵⁸	2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	40
⁶⁵⁹		
⁶⁶⁰	2.2 Autres sites du service national d'observation	45
⁶⁶¹		
⁶⁶²	2.3 Mesures de flux	46
	2.3.1 Les mesures de CO ₂	46
⁶⁶³	2.3.2 Les mesures de CH ₄	48
⁶⁶⁴	2.3.3 Le calcul des flux	49
⁶⁶⁵	2.4 Facteurs contrôlants	50
⁶⁶⁶	2.4.1 acquisitions automatisées	50
⁶⁶⁷		
⁶⁶⁸		

669 2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

670 Le site d'étude, la tourbière de La Guette, est l'un des quatre sites du service
671 national d'observation des tourbières (SNOT) qui vise à étudier la fonction puits de
672 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

673 La tourbière de La Guette est située à Neuvy-sur-Barangeon, en Sologne, ($N\ 47^{\circ}19'44''$,
674 E $2^{\circ}17'04''$) dans le département du Cher (Figure 2.1). Le site s'étend sur une surface
675 d'une vingtaine d'hectare avec une géométrie relativement allongée 2.2. Cette surface
676 la classe parmi les plus grandes de Sologne. L'épaisseur moyenne de la tourbe est de
677 80 cm avec des maximums locaux atteignant 180 cm. La tourbière de La Guette est pro-
678 bablement topogène (Réf needed), formée par l'accumulation d'eau de pluie dans une
679 cuvette imperméabilisée par une couche d'argile issue d'alluvions de la rivière du même
680 nom (La Guette). Les précipitations annuelles moyennes sur le site sont de 880 mm et

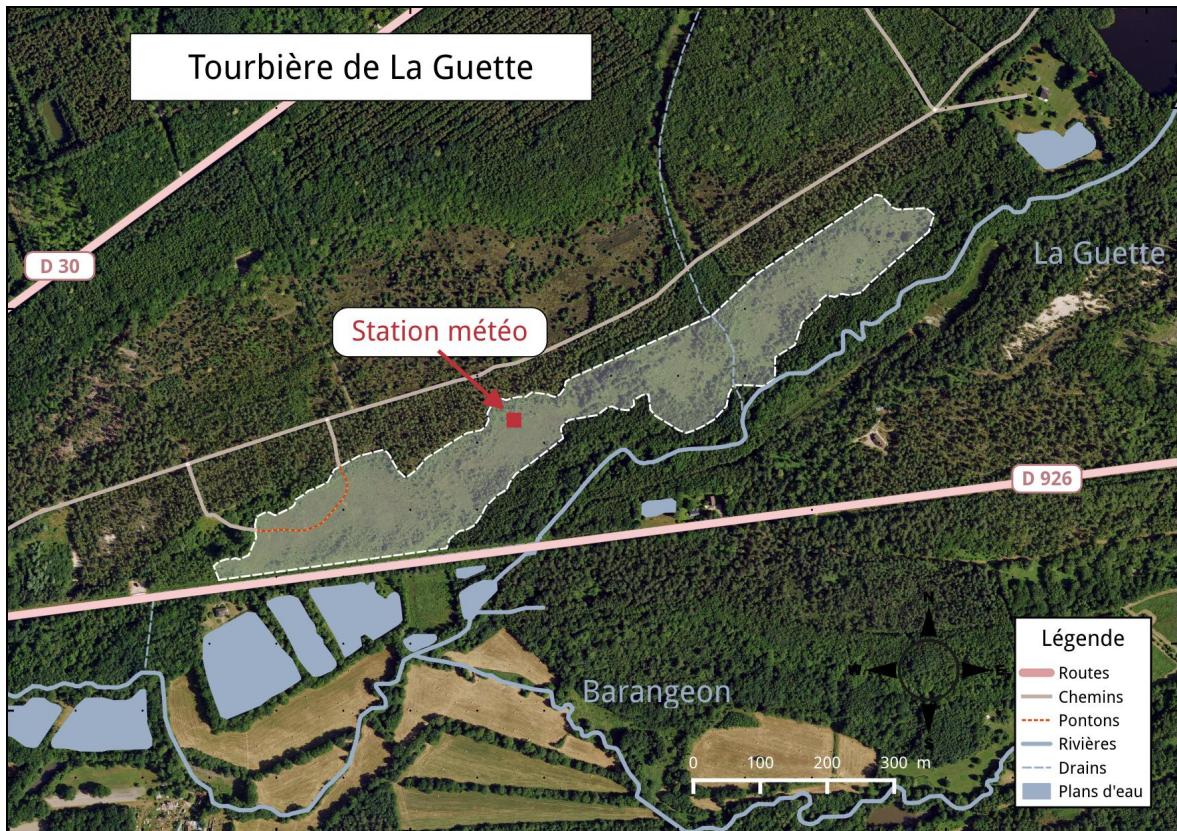


FIGURE 2.2 – Carte de la tourbière de La Guette

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

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

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

2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

695 (2015) a pu calculé, grâce à l'étude de photos aérienne, la vitesse de fermeture du site,
696 entre 1945 et 2010, estimée à $2020 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$ avant l'incendie de 1976 et à $3469 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$
697 après. La tourbière est également envahie de façon importante par la molinie bleue
698 (*Molinia caerulea*) de la famille des *Poaceae* (Figure 2.3c). Leur présence favorisant la
699 dégradation des matières organiques (Gogo *et al.*, 2011). Sont également présentes sur
700 le site un certain nombre d'espèces caractéristiques des tourbières comme les sphaignes,
701 principalement *Sphagnum cuspidatum* et *Sphagnum rubellum*, qui forment des tapis.
702 Un tapis de sphaignes en cours de formation est visible sur la photo 2.3a. Sur cette
703 même photo sont également visible des Linaigrettes à feuilles étroites (*Eriophorum*
704 *angustifolium*), une plante de la famille des *Cyperaceae* caractéristique des marais et
705 des landes tourbeuses (Rameau *et al.*, 2008). Des bruyères sont également présentes de
706 façon importante sur le site avec notamment *Erica tetralix*, parfois appelée la Bruyère
707 des marais, de la famille des *Ericaceae* (Figure 2.3b). De la même famille est présente
708 sur le site, mais de façon moins omniprésente, la Callune (*Calluna vulgaris*). L'ensemble
709 de ces espèces tendent à préférer les milieux riches en matières organiques et pauvres
710 en nutriment (tela-botanica). D'autres espèces sont présentes sur ce site notamment,
711 *Rhynchospora alba* de la famille des *Cyperaceae*, *Juncus bulbosus*(image annexe ?),
712 de la famille de *Juncaceae*, et des Droséras, une plante insectivore, de la famille des
713 *Droseraceae* (Annexe A, Figure 7a) .

714 Au cours des dernières années, les précipitations sont relativement différentes avec
715 deux années plus sèche que la moyenne avant 2013 et deux années plus humide en 2013
716 et 2014 (Figure 2.4). On observe également cette dualité au niveau du niveau de la
717 nappe. Avant 2013 les étés sont marqués par des étiages important avec des baisses du
718 niveau de nappe allant jusqu'à -60 cm en 2012 (Figure 2.5). Après 2013, les étiages
719 sont beaucoup moins importants sur le site (Figure 2.6). Les variations inter-annuelles
720 de la température moyenne de l'air semblent moins marquées. L'année 2011 est très
721 proche de 2014 avec une température moyenne supérieure à 11 °C. De la même façon
722 les années 2012 et 2013 sont très proche avec des température moyenne inférieure à
723 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

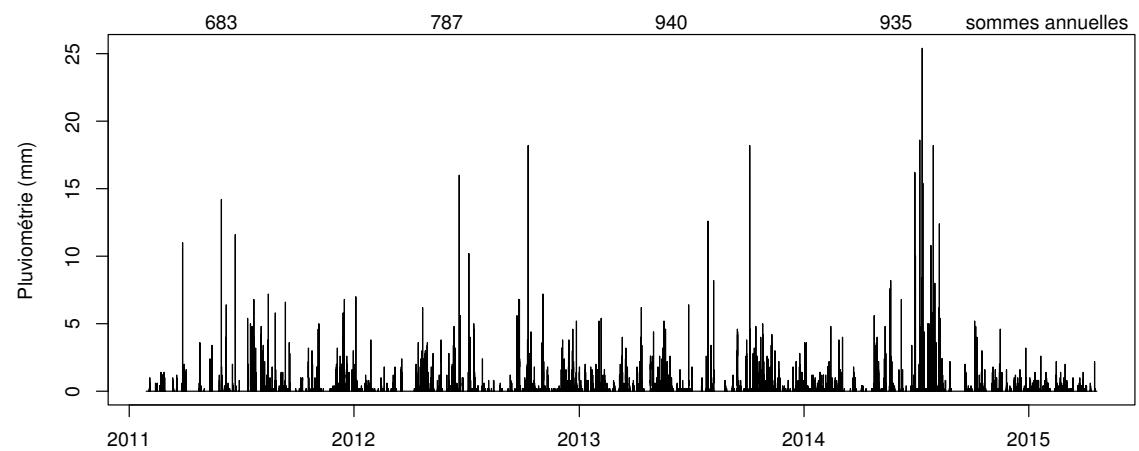


FIGURE 2.4 – Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014

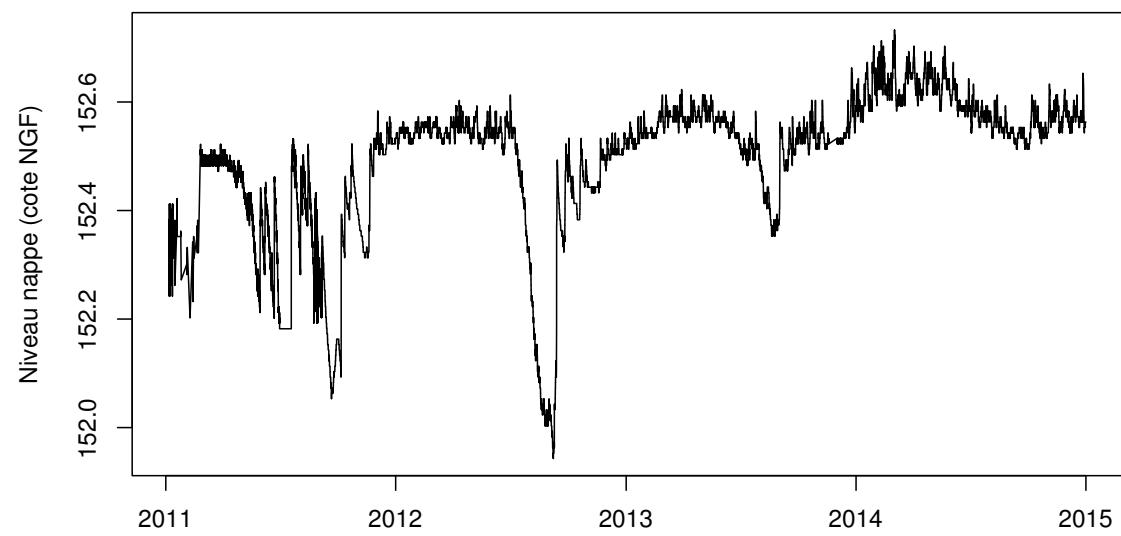


FIGURE 2.5 – Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014

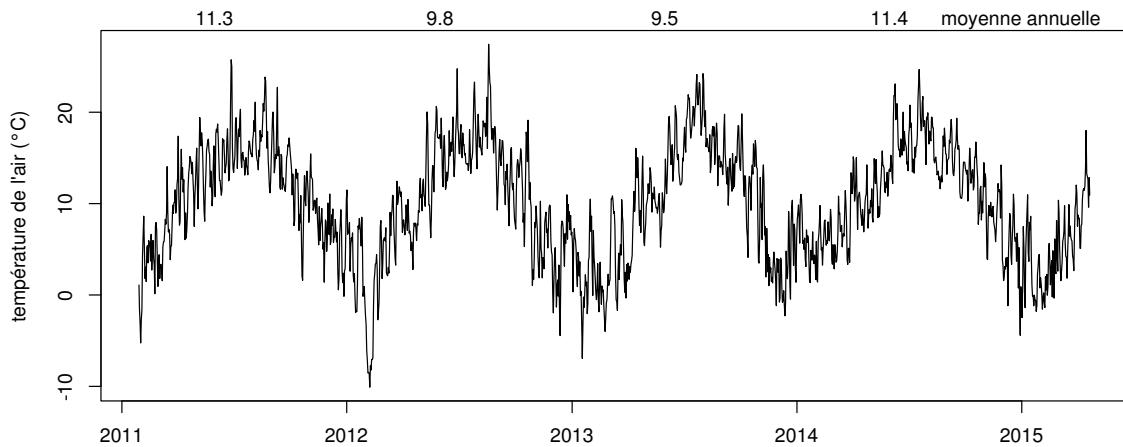


FIGURE 2.6 – Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014

⁷²⁴ 2.2 Autres sites du service national d'obser- ⁷²⁵ vation

⁷²⁶ Bien que moins étudiés, les autres sites du SNOT, Bernadouze, Frasne et Landemara-
⁷²⁷ rais ont également fait l'objet d'un suivi ponctuel en 2013. La tourbière de Bernadouze
⁷²⁸ est situé à 1400 m dans les Pyrénées, en Ariège (N 42°48'09'', E 1°25'24''). Elle est
⁷²⁹ relativement petite avec 3,75 ha seulement. La tourbière de Frasne est situé à 840 m
⁷³⁰ dans le Doubs et s'étend sur une surface de 98 ha. Enfin la tourbière de Landemarais
⁷³¹ est située en Ille-et-villaine, à 154 m et s'étend sur 23 ha. les températures annuelles
⁷³² moyennes sur ces trois sites sont respectivement de 6, 7,5 et 11 °C. les précipitations
⁷³³ annuelles étant de 1700, 1400, 870 mm.

⁷³⁴ Au sein de ses sites de nombreuses mesures ont été effectuées et notamment des
⁷³⁵ mesures de flux de GES notamment le CO₂ et le CH₄. La méthodologie utilisée pour
⁷³⁶ les mesurer étant transverse aux différentes expérimentations elle sera détaillée dans
⁷³⁷ ce chapitre.

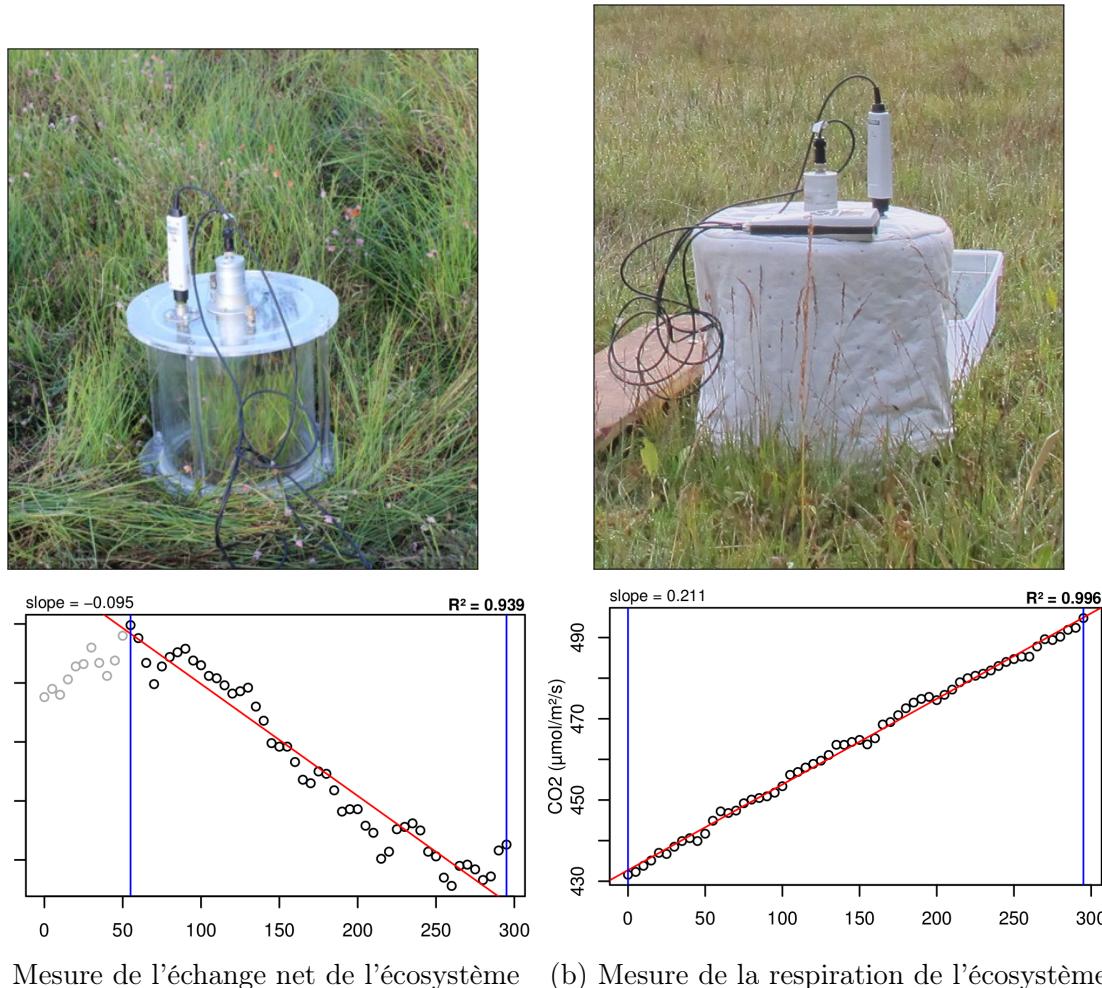
₇₃₈ 2.3 Mesures de flux

₇₃₉ 2.3.1 Les mesures de CO₂

₇₄₀ Toutes les mesures de CO₂ présentées par la suite ont été faite avec les mêmes ma-
₇₄₁ tériels et le même protocole. Les chambres utilisées sont en plexiglass et ont été conçue
₇₄₂ (LPC2E) et fabriquées (ISTO) au CNRS. Ce sont des chambres transparentes, cylin-
₇₄₃ drique, de 30 cm de diamètre et 30 cm de hauteur. Les mesures de CO₂ à proprement
₇₄₄ parler ont été faite à l'aide d'une sonde Vaisala CARBOCAP® GMP 343. La sonde est
₇₄₅ directement insérée dans la chambre ainsi qu'une sonde Vaisala HUMICAP® HMP 75
₇₄₆ mesurant d'humidité et la température dans la chambre.

₇₄₇ Avant toute mesure, des embases sont installées sur le site. Ce sont des cylindres
₇₄₈ de PVC d'une hauteur de 15 cm pour 30 cm de diamètres, insérés dans le sol sur 8
₇₄₉ à 10 cm. La partie basale et enterrée de ces cylindres (sur 7 cm) a été préalablement
₇₅₀ percée d'une quarantaine de trous (1 cm de diamètre) afin de minimiser les impacts de
₇₅₁ l'embase sur le développement racinaire et permettre les écoulements d'eau.

₇₅₂ Pour les raisons détaillée précédemment, la méthode mise en œuvre est celle de
₇₅₃ la chambre statique fermée, aucun système de pompe n'est donc utilisé. la chambre
₇₅₄ est posée sur l'embase, elle contient l'analyseur de CO₂ qui mesure la variation de
₇₅₅ la concentration en gaz au cours du temps. Un ventilateur de faible puissance est
₇₅₆ également présent à l'intérieur de la chambre afin d'homogénéiser l'air. 1 à 3 min de
₇₅₇ stabilisation sont nécessaires après la pose de la chambre afin d'éviter les effets pouvant
₇₅₈ y être liés. Ensuite l'enregistrement est lancé, avec l'acquisition toutes les 5 s pendant
₇₅₉ 5 min de la concentration en CO₂, de la température et de l'humidité. La mesure se
₇₆₀ déroule donc sur une période de temps relativement courte afin de minimiser le dés-
₇₆₁ équilibre avec le milieu extérieur. Dans ce but les mesures on parfois été manuellement
₇₆₂ raccourcies, 2 à 3 min d'acquisition, si une pente claire se dégageait rapidement. Ceci
₇₆₃ notamment lorsque les conditions météorologiques, chaudes et ensoleillées, laissaient
₇₆₄ supposer une différence rapidement importante vis-à-vis des conditions extérieures.


 FIGURE 2.7 – Mesures de CO₂

765 Généralement, deux acquisitions de CO₂ sont faites à la suite sur une même embase.
 766 La première, avec la chambre transparente nue, permettant l'enregistrement de l'ENE
 767 (Figure 2.7-a). La seconde avec la chambre recouverte d'une chaussette de tissu occul-
 768 tant, isolant la chambre de la lumière, permettant d'interrompre la photosynthèse et
 769 donc d'enregistrer les respirations (RE) (Figure 2.7-b).

770 De nombreux écueils peuvent rendre une mesure inexploitable. D'abord le placement
 771 de la chambre, cela peut sembler trivial mais positionner la chambre au milieu d'her-
 772 bacées et de bruyères n'est pas toujours évident. Plus anecdotiquement des sphaignes
 773 gelées, recouvrant les bords de l'embase rendent la pose de la chambre difficile voire
 774 impossible. Enfin selon l'heure de la journée des gradients de concentrations peuvent
 775 être présent et augmenter localement les concentrations de CO₂ de façon importante
 776 allant jusqu'à saturer la sonde.

2.3. Mesures de flux



FIGURE 2.8 – SPIRIT

777 Au vu du volume de données acquises et souhaitant garder l'intérêt de mesures
778 manuelles, à savoir le contrôle humain des flux et des conditions de mesure, il a été
779 nécessaire de développer un outil de traitement facilitant le contrôle et le calcul des flux.
780 Ceci afin d'éviter de recourir à des seuils arbitraires (typiquement une valeur de R^2)
781 pour le contrôle qualité des données, mais également de permettre une reproductibilité
782 et un traçage des modifications effectuées sur les données brutes. (donner des exemples)
783 Ce travail est présenté dans l'annexe D.

784 2.3.2 Les mesures de CH₄

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

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

812 2.3.3 Le calcul des flux

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

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

815 Avec :

2.4. Facteurs contrôlants

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

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

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

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

820 T : la température dans la chambre en K

821 V : le volume de la chambre en m^3

822 S : la surface occupée par l'embase en m^2

823 2.4 Facteurs contrôlants

824 Afin de déterminer l'impact de facteurs contrôlants sur ces flux, mesurer les flux
825 ne suffit pas il faut également mesurer les variables environnementales dont on pense
826 qu'elles seront des facteurs contrôlants importants. La description des techniques et
827 matériels communs aux différentes expérimentations utilisées est développée ci-dessous.

828 Par contre leur mise en œuvre ou caractéristiques spécifiques, comme la fréquence des
829 mesures, sera décrite individuellement au niveau des parties détaillant chacune des
830 expérimentations.

831 2.4.1 acquisitions automatisées

832 Les paramètres météorologiques ont été mesurés, en un point, au centre de la tour-
833 bière (Figure 2.2)(carte ?) à l'aide d'une station d'acquisition Campbell installée sur le
834 site en 2008. Les variables ont été acquises à une fréquence horaire jusqu'au 20 février
835 2014 puis toutes les demi-heures par la suite. Les paramètres enregistrés sont la pres-
836 sion atmosphérique, l'humidité relative de l'air, la pluviométrie, l'irradiation solaire,
837 la vitesse et la direction du vent. (détail du matos ?). Cette même station a également
838 permis l'acquisition de la température de l'air et de la tourbe à -5, -10, -20 et
839 -40 cm. Installées à la même époque, quatre sondes OTT ? de mesure du niveau de
840 la nappe d'eau permettent le suivi du niveau de la nappe dans la tourbière.

⁸⁴¹ 3 Bilan de C de la tourbière de La Guette

⁸⁴²

⁸⁴³	3.1 Introduction	⁸⁴⁴ 52
⁸⁴⁵	3.2 Procédure expérimentale et analytique	⁸⁴⁶ 53
	3.2.1 Méthodes de mesures	⁸⁴⁷ 53
	3.2.2 Modélisation du bilan de C	⁸⁴⁸ 55
⁸⁴⁹	3.3 Résultats	⁸⁵⁰ 60
	3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière	⁸⁵¹ de La Guette 60
	3.3.2 Sélection des modèles	⁸⁵² 65
	3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle	⁸⁵³ de l'écosystème 73
	3.3.4 Variabilité spatiale du bilan	⁸⁵⁴ 80
⁸⁵⁵	3.4 Discussion	⁸⁵⁶ 82
	3.4.1 Estimations des flux	⁸⁵⁷ 82
	3.4.2 Estimations des bilans	⁸⁵⁸ 85
	3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan	⁸⁵⁹ 85
	3.4.4 Représentativité locale du modèle	⁸⁶⁰ 86
	3.4.5 Variation du bilan avec la végétation	⁸⁶¹ 86
⁸⁶²	3.4.6 perspectives	⁸⁶³ 87

₈₆₄ 3.1 Introduction

₈₆₅ La majorité des écosystèmes tourbeux pour lesquels un bilan de carbone a été es-
₈₆₆ timé, se situe sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord comme par exemple en
₈₆₇ Suède ([Waddington et Roulet, 2000; Peichl *et al.*, 2014](#)), en Finlande ([Alm *et al.*, 1997](#)),
₈₆₈ au Canada ([Trudeau *et al.*, 2014](#)). Les tourbières situées plus au sud ont fait l'objet de
₈₆₉ rare estimation de bilan (e.g. tourbière du Jura français par [Bortoluzzi *et al.* \(2006\)](#)).
₈₇₀ L'étude de ces écosystèmes présent à la limite sud de leur extension est importante car
₈₇₁ ils expérimentent des conditions plus extrêmes que les autres qui sans être identiques,
₈₇₂ peuvent se rapprocher de celles que subiront d'autres écosystèmes tourbeux suite au
₈₇₃ réchauffement climatique. Par ailleurs, concernant la tourbière de La Guette, ce site
₈₇₄ est représentatif d'une grande partie des tourbières dans les perturbations qu'elle su-
₈₇₅ bie : son drainage et son envahissement par une végétation vasculaire (cf Chapitre 2)
₈₇₆ Le premier objectif de ce chapitre est donc d'établir le bilan de C de la tourbière de
₈₇₇ La Guette. Le second objectif est de caractériser la variabilité spatiale de ces flux de
₈₇₈ GES à travers ce bilan de C. En effet les tourbières sont des écosystèmes avec des
₈₇₉ conditions environnementales qui peuvent varier dans l'espace. Par exemple le niveau
₈₈₀ de la nappe, à cause de variation micro-topographique peut être plus ou moins élevé,
₈₈₁ faire des flaques d'eau libre ou au contraire être quelques dizaines de centimètres sous
₈₈₂ la surface du sol. Conséquence de ces variations, ces micro-environnements abritent
₈₈₃ des communautés végétales et microbiennes différentes. Finalement ces conditions en-
₈₈₄ vironnementales contrôlant les flux, ceux-ci varient également. Estimer ces variations
₈₈₅ est donc nécessaire afin de préciser dans quelle mesure elles influent sur le bilan de C.

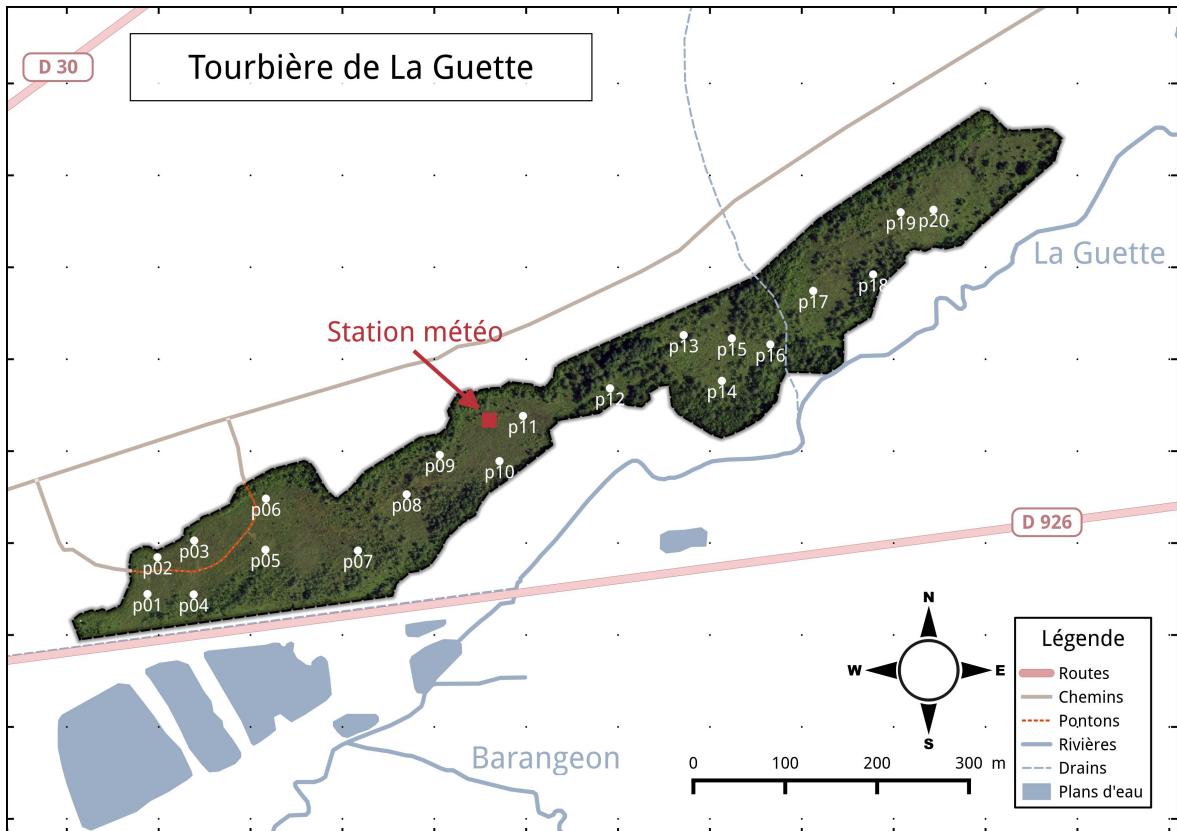


FIGURE 3.1 – Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.

3.2 Procédure expérimentale et analytique

3.2.1 Méthodes de mesures

3.2.1.1 Mesures de flux de gaz

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

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 2.3.1). 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

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

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

933 3.2.2 Modélisation du bilan de C

934 Estimation du bilan et variabilité temporelle

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

945 La RE, et l'ENE sont mesurés directement sur le terrain. Cependant afin d'établir
946 le bilan de C tout en gardant une discrimination entre flux d'entrée et de sortie la RE et
947 la PPB (obtenue grâce à l'équation $PPB = ENE - RE$) ont été modélisé séparément.
948 Les flux en phase gazeuse ont été modélisés en partant d'équations usuellement utilisées
949 et dans lesquelles la température est le facteur contrôlant majeur. Puis les résidus² de
950 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

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

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

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

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

980 Après la phase de calibration, les facteurs de contrôle utilisés dans les modèles
981 ont été évalués à l'aide de données indépendantes issues d'une autre expérimentation
982 réalisée sur le même site en 2014. Les méthodes de mesures des flux sont strictement
983 identiques à celles utilisées pour établir le bilan de carbone. En revanche le position-
984 nement des placettes est beaucoup plus classique : proches les unes des autres, et avec
985 différents traitements. Afin de pouvoir les comparer, seule les placettes de contrôles,
986 (n'ayant donc subie aucune manipulation) de cette expérimentation seront utilisées soit
987 4 placettes dans une station en amont et 4 en aval de la tourbière de La Guette (plus
988 de détails dans l'annexe C). Le terme d'évaluation est préféré à celui de validation car
989 le nouveau jeu de données utilisé bien qu'indépendant de celui utilisé pour la calibra-
990 tion n'a pas été acquis de manière strictement identique, notamment au niveau de la
991 répartition des embases sur le site.

992 Enfin les facteurs contrôlants ont été interpolés au pas de mesure de la station
993 météo présente sur le site, c'est-à-dire à l'heure. Pour des données dont l'acquisition
994 est manuelle uniquement, comme la végétation, une interpolation linéaire est faite
995 entre les points de mesures. Pour les données acquises à la fois automatiquement par
996 la station météorologique et manuellement, comme la température de l'air ou de la
997 tourbe, l'interpolation est faite à partir de la relation entre les mesures continues et
998 ponctuelles. Les flux sont ensuite recalculés (en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{h}^{-1}$) à l'échelle horaire sur
999 les deux années de mesure puis sommés afin d'estimer les bilans de carbone. Ces bilans
1000 sont par la suite exprimés en gC m^{-2} par période de temps (souvent l'année).

1001 **Étude de la variabilité spatiale**

1002 Deux approches ont été testées afin de caractériser la variabilité spatiale des flux et
1003 du bilan. La première consiste à calibrer par placette les modèles sélectionnés lors de la
1004 modélisation à l'échelle de l'écosystème. Cette opération permet ainsi calculer des flux
1005 par placette et éventuellement un bilan. L'inconvénient de cette méthode étant le faible
1006 nombre de points permettant la calibration des modèles conduisant éventuellement à
1007 une forte erreur sur l'estimation des paramètres voire à la non convergence des modèles.

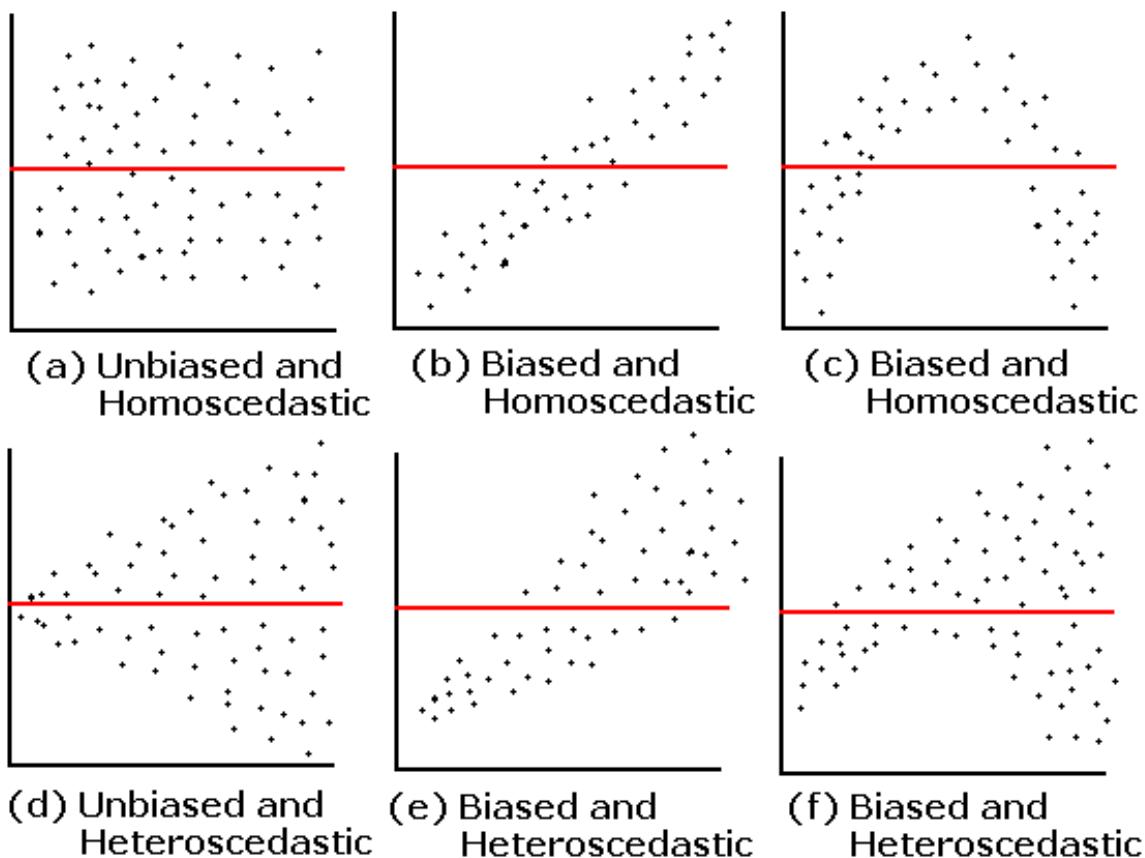


FIGURE 3.2 – Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)

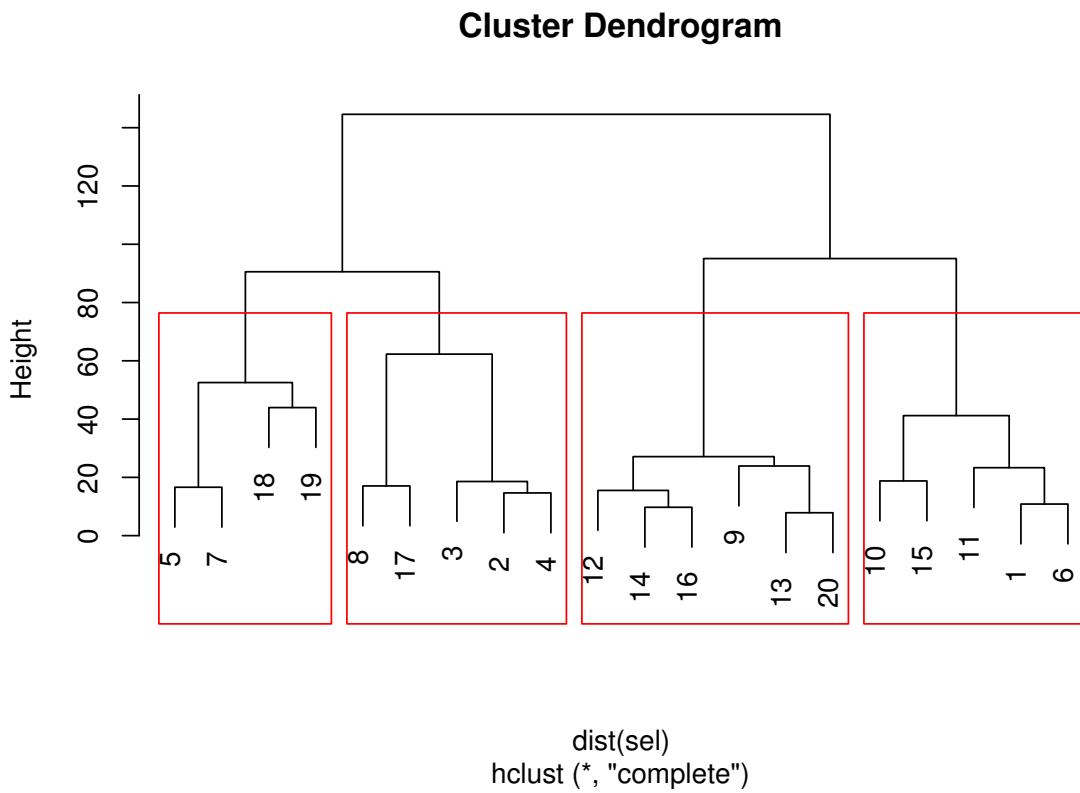


FIGURE 3.3 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

1008 La seconde approche permet de palier en partie à ce souci en faisant des groupes de
 1009 placette. Ces ensembles de placette ont été fait en regroupant les placettes ayant la
 1010 composition végétale la plus proche. Ce choix se justifie par le fait que la végétation
 1011 joue un rôle important tout en étant délicate à prendre en compte. La température,
 1012 plus facile à mesurer et le niveau de la nappe, qui n'a que peu varié, semblait des choix
 1013 moins pertinent. Le partitionnement a été fait via une classification hiérarchique et
 1014 quatre groupes ont été déterminés (Figure 3.3).

3.3. Résultats

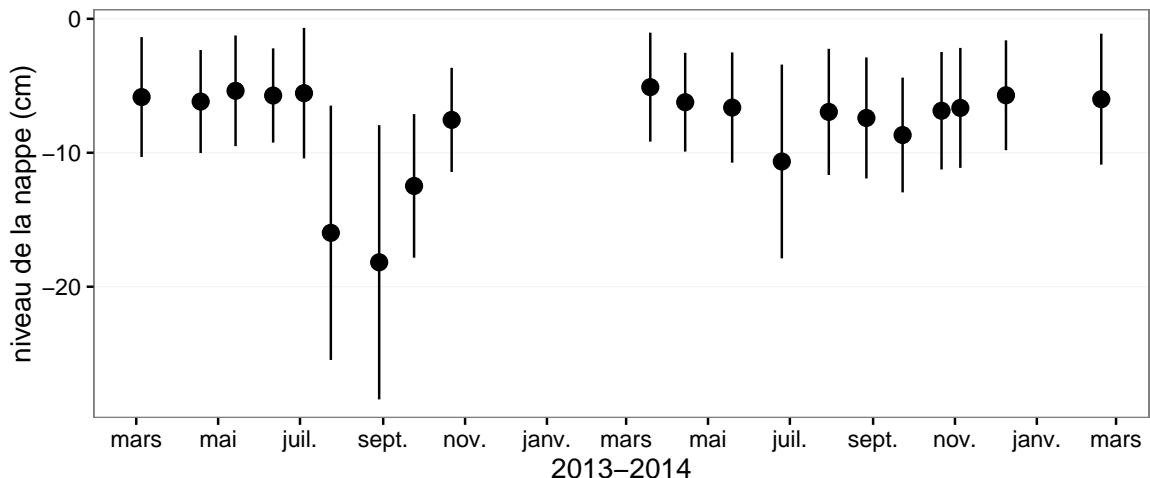


FIGURE 3.4 – Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

3.3 Résultats

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

Les Facteurs contrôlant

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

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

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

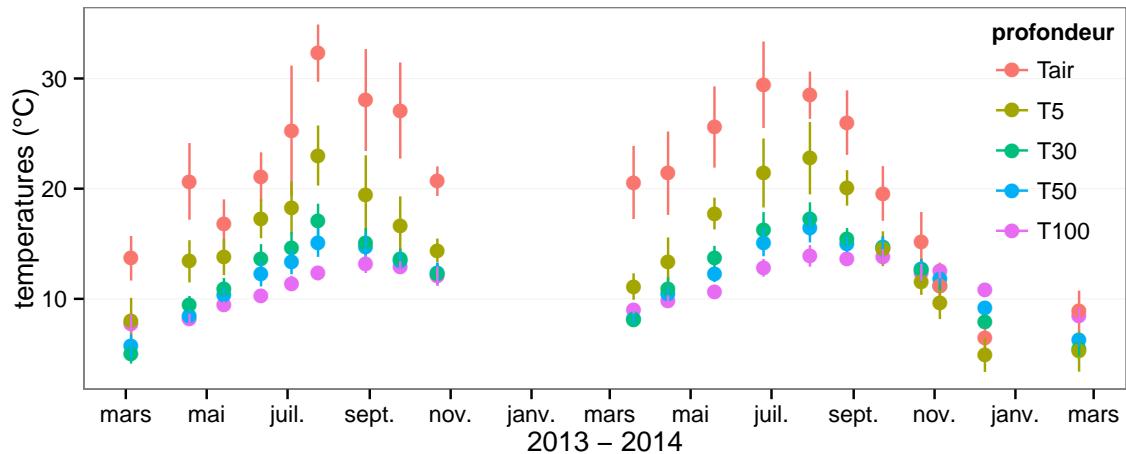


FIGURE 3.5 – Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5, -30, -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015

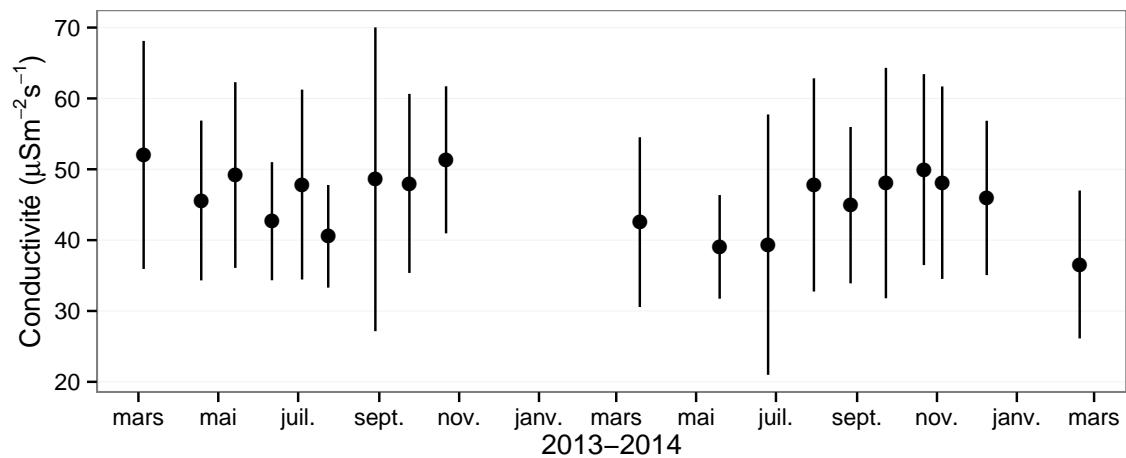


FIGURE 3.6 – Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

3.3. Résultats

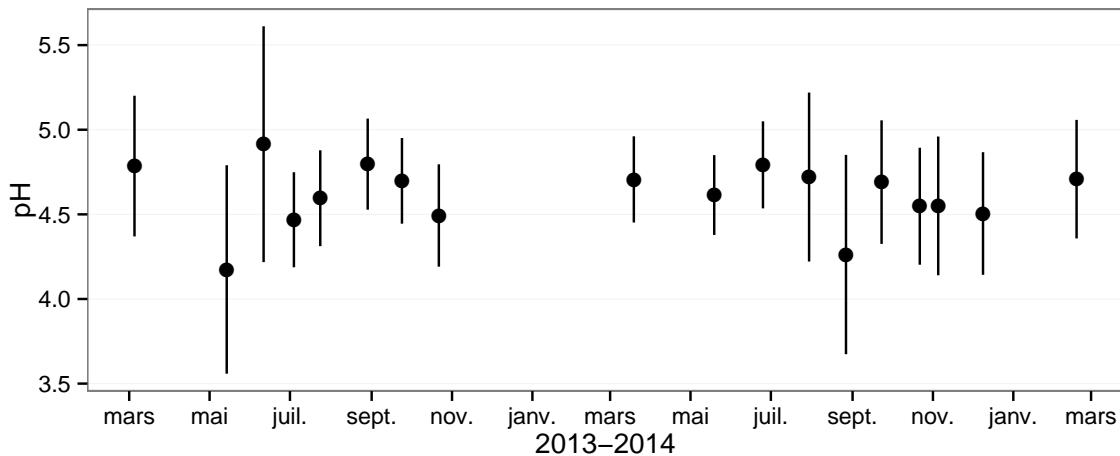


FIGURE 3.7 – Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

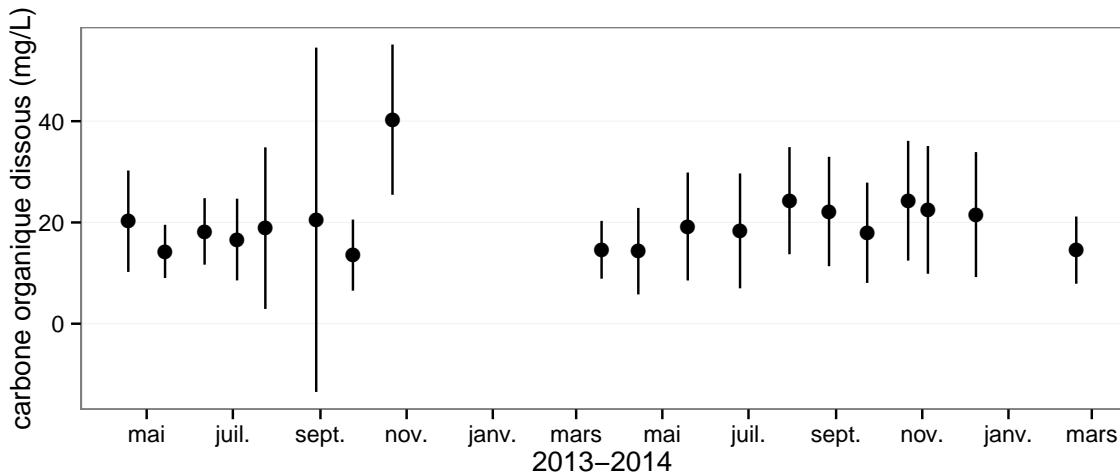


FIGURE 3.8 – Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1031 En moyenne le pH mesuré sur la tourbière de La Guette est compris entre 4 et 5
1032 (figure 3.7). Ces valeurs sont cohérentes avec la classification en *poor-fen* du site .

1033 La concentration en carbone organique dissous présente dans l'eau de la tourbière
1034 est compris en moyenne entre 10 et 30 mg L⁻¹ (figure 3.8).

1035 Les flux de carbone

1036 L'ensemble des mesures de CO₂ s'étendent de mars 2013 à février 2015. Cependant
1037 de novembre 2013 à février 2014 les mesures ont été interrompues suite à des problèmes
1038 techniques. Les deux saisons de végétation, ont pu être mesurées dans leur ensemble,

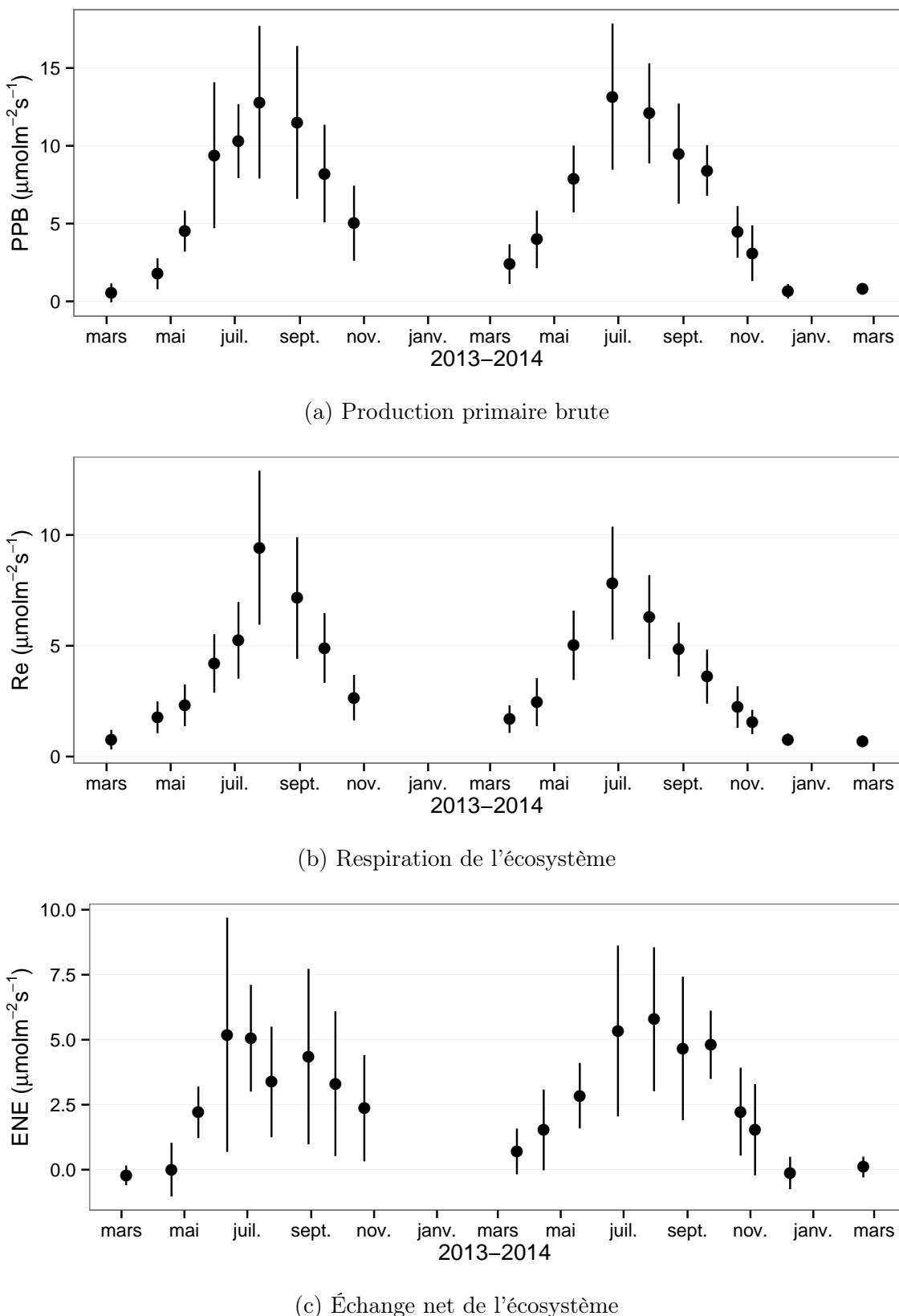


FIGURE 3.9 – Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.

3.3. Résultats

1039 permettant d'avoir un jeu de données représentatif sur le fonctionnement de l'écosys-
1040 tème. À noter également que pour l'ensemble des flux, la déviation standard augmente
1041 avec les valeurs mesurées.

1042 En 2013, les valeurs de la PPB (flux de CO₂ entrant dans l'écosystème) augmentent
1043 au printemps et une partie de l'été avec un maximum de $12,80 \pm 4,91 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1044 atteint fin juillet, avant de diminuer à partir d'août (Figure 3.9a). En 2014 la PPB
1045 maximale est atteinte en juin ($13,16 \pm 4,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), soit environ un mois plus tôt
1046 que l'année précédente. Puis pendant l'été et l'automne les valeurs décroissent jusqu'à
1047 être proche de 0. En moyenne les valeurs de la PPB sont de $7,12 \pm 5,19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1048 en 2013 et de $6,56 \pm 4,72 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2014 (Figure 3.9a).

1049 La RE (flux de CO₂ sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-
1050 temps et une partie de l'été (Figure 3.9b). Elle atteint un maximum de $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1051 en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son maximum plus
1052 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
1053 des valeurs nulles. La moyenne annuelle de RE en 2013 est de $4,27 \pm 3,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$,
1054 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).

1055 Concernant l'ENE (bilan des flux de CO₂ entrant et sortant), elle augmente en 2013
1056 jusque $5,19 \pm 4,51 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, avec un maximum en juin, avant de diminuer jusqu'à
1057 la fin de l'année. Cependant, cette baisse est moins uniforme que celle des deux flux
1058 précédents, avec notamment une augmentation de l'ENE entre juillet et août 2013.
1059 Ceci étant, il faut également noter les valeurs importantes de la déviation standard
1060 particulièrement en juin et en août. En 2014, l'ENE maximum est atteinte en juillet
1061 avec $5,79 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ avant qu'elle ne décroisse. Cette baisse est cependant plus
1062 homogène qu'en 2013. les moyennes de l'ENE en 2013 et 2014 sont très proches sont
1063 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).

1064 Les flux de CH₄ comme ceux du CO₂ montrent une variabilité saisonnière importante.
1065 Cependant les flux de CH₄ mesurés sont un ordre de grandeur en dessous de ceux
1066 mesurés pour le CO₂ (Figure 3.10). À l'inverse de ce dernier, l'importance des flux de
1067 CH₄ mesurés en 2013 et 2014 est différente. En 2013 les flux sont moins importants

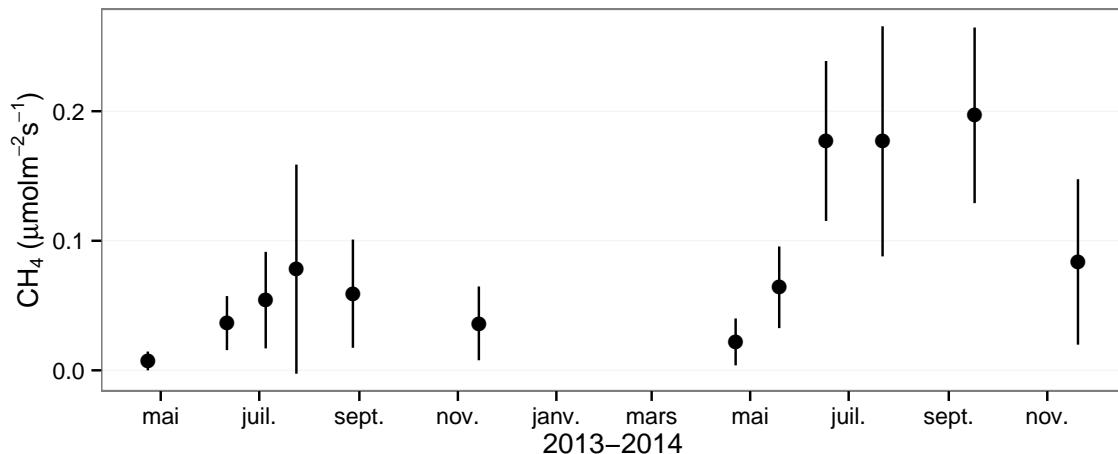


FIGURE 3.10 – Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1068 qu'en 2014 avec des maximum de $0,078$ et $0,196 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectivement.

1069 Les relations flux gazeux et facteurs contrôlant

1070 Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe n'a que peu varié pendant les
 1071 deux années de mesures. De ce fait aucune relation claire ne se distingue entre les flux
 1072 et le niveau de la nappe que ce soit pour le CO₂ (PPB et RE) ou le CH₄ (Figure 3.11).
 1073 La PPB et la RE présentent cependant des relations avec la température de l'air,
 1074 et l'indice de végétation, même si pour ce dernier les tendances sont moins claires,
 1075 particulièrement pour la RE (Figure 3.11). Le CH₄ quant à lui ne présente pas de
 1076 relation avec la température de l'air, mais une tendance exponentielle est visible vis-à-
 1077 vis de l'indice de végétation (Figure 3.11). (**CH₄ et Température dans la tourbe ?**)

1078 3.3.2 Sélection des modèles

1079 La Production Primaire Brute

1080 L'estimation de la PPB se fait en deux étapes. Dans un premier temps on estime le
 1081 potentiel maximum de photosynthèse à un instant donné dans des conditions de lumière
 1082 saturante (PPBsat). Ce potentiel peut varier avec les conditions environnementales et
 1083 a été déterminé en utilisant l'équation de (June *et al.*, 2004) qui relie la vitesse de

3.3. Résultats

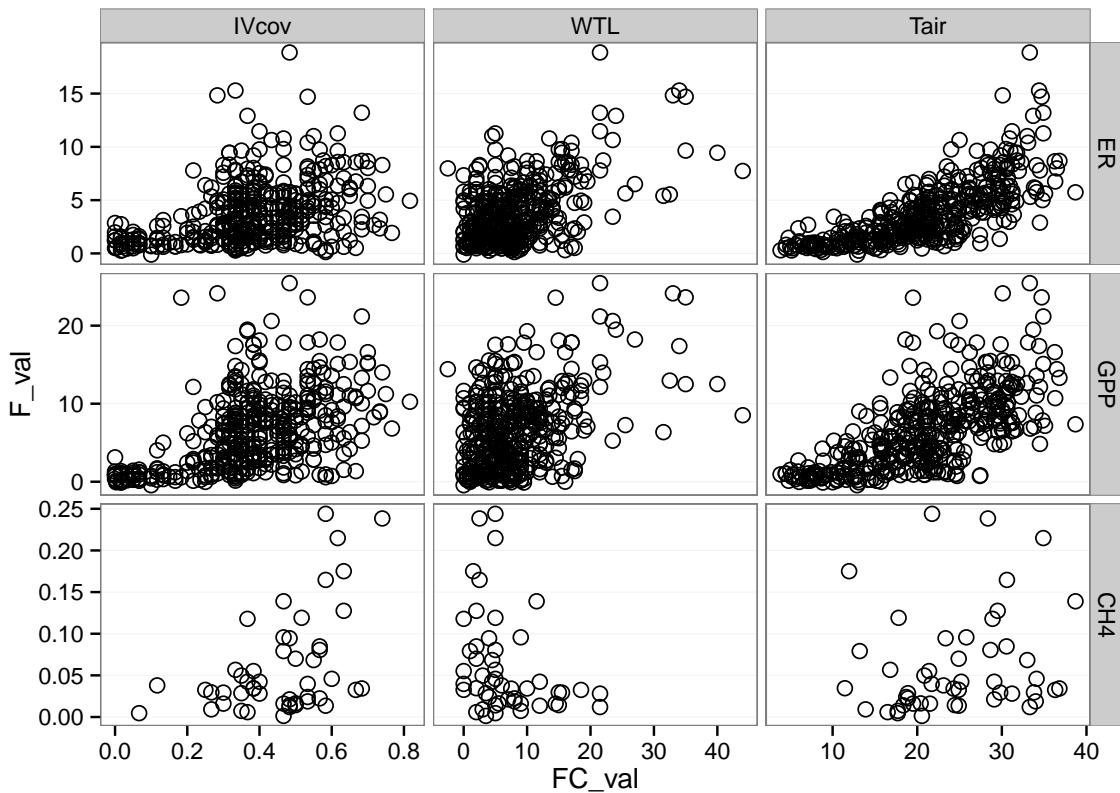


FIGURE 3.11 – Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant

1084 transport des électrons photosynthétiques à lumière saturante à la température :

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

1085 Avec a la vitesse de transport des électrons photosynthétique à lumière saturante, b
 1086 la température optimale pour ce transport et c la différence de température à laquelle
 1087 à laquelle PPB_{sat} vaut e⁻¹ de sa valeur à la température optimale. À partir de ce
 1088 potentiel à lumière saturante, la PPB est estimée en prenant en compte la lumino-
 1089 sité. On utilise l'équation 3.2 proposée par (Bubier *et al.*, 1998) et régulièrement et
 1090 majoritairement utilisée (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Worrall *et al.*, 2009) :

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

1091 L'utilisation de l'équation de June seule, avec la température de l'air comme variable
 1092 explicative de la PPB_{sat}, permet d'expliquer 66 % des variations observées avec une

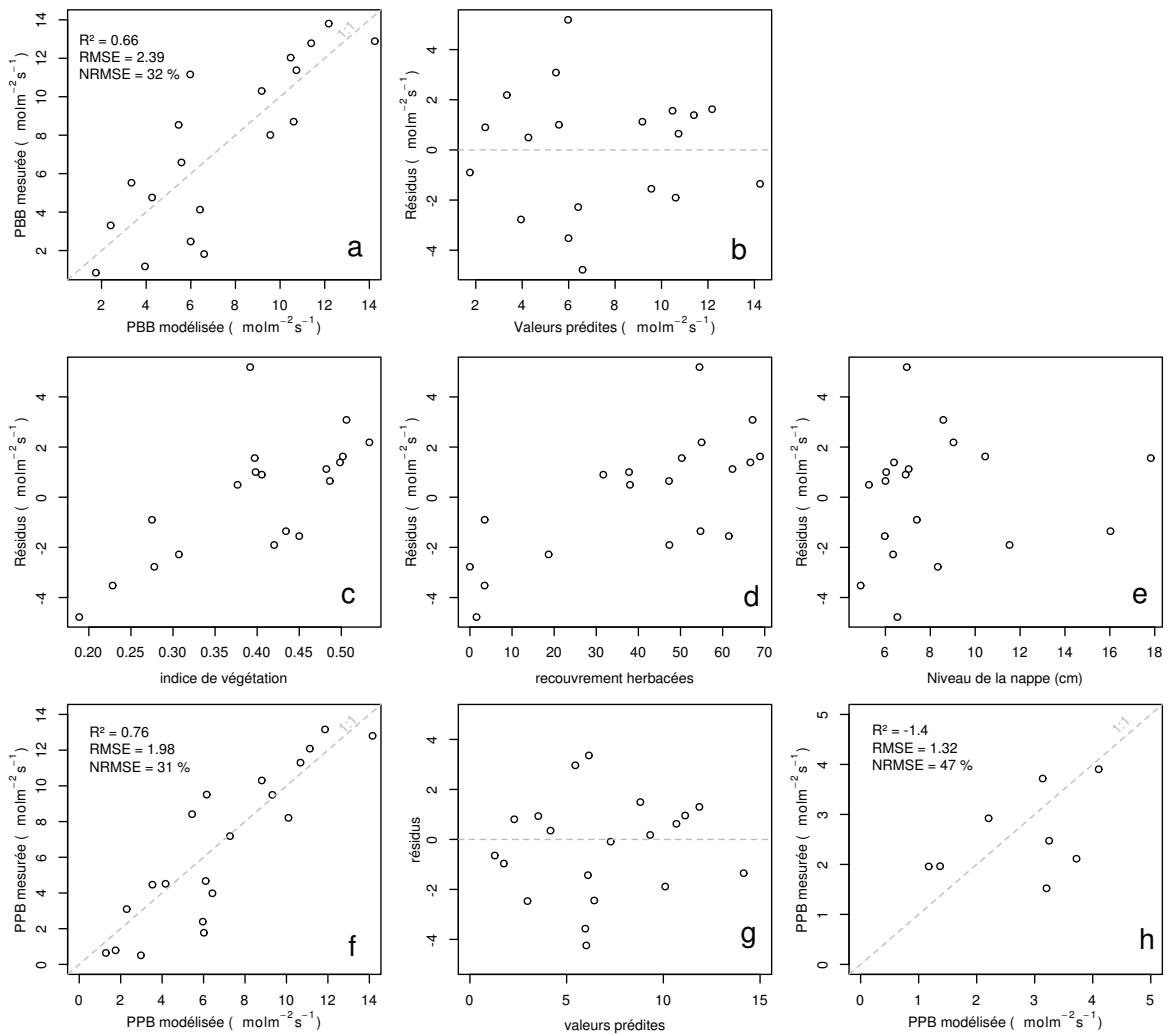


FIGURE 3.12 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1

3.3. Résultats

1093 erreur standard de l'estimation de 32 % (Figure 3.12-a). Les résidus de ce modèle se ré-
1094 partissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.12-b). Corrélés avec
1095 l'indice de végétation IV, ils présentent une tendance linéaire croissante (Figure 3.12-
1096 c). On observe la même tendance avec le recouvrement de la strate herbacée avec une
1097 dispersion des points plus importante (Figure 3.12-d). Par contre aucune tendance par-
1098 ticulière n'est visible vis-à-vis du niveau de la nappe (Figure 3.12-e) Le recouvrement
1099 des sphaignes (non présenté) ne montre également, aucune tendance avec les résidus
1100 de cette équation. La PPB calculée à partir de l'équation 3.1 montre une erreur stan-
1101 dard de 31 %, du même ordre de grandeur que celle de PPBsat (Figure 3.12-f) et les
1102 résidus se répartissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.12-g).
1103 Cependant l'évaluation du modèle sur les données de tests montre une erreur stan-
1104 dard de l'estimation plus forte qui atteint 47 % (Figure 3.12-h). Par ailleurs une forte
1105 incertitude est présente concernant l'estimation des paramètres qui ont tous une erreur
1106 standard importante, parfois plus importante que la valeur du paramètre, et une faible
1107 significativité (Tableau 3.1). Afin de prendre en compte la tendance linéaire entre les
1108 résidus et l'indice de végétation (IV) le modèle est adapté pour y intégré une fonction
1109 linéaire de la végétation :

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

1110 Cette nouvelle équation permet d'expliquer une part plus importante des varia-
1111 tions de PPBsat ($R^2 = 0,85$) et augmente la proximité entre les données mesurées et
1112 les données modélisées : l'erreur standard diminue à 21 %. (Figure 3.13-a). Les résidus
1113 de cette équation semblent répartis de façon moins homogène que précédemment. On
1114 observe notamment un resserrement des points autour de zéro à l'exception d'un point
1115 de valeur supérieur à 4. Le biais reste malgré tout léger au regard de l'amélioration ap-
1116 portée. Aucune tendance claire ne se dégage des résidus lorsqu'ils sont mis en relation
1117 avec des facteurs contrôlant tel que les recouvrements végétaux (sphaignes, herbacées),
1118 ou le niveau de la nappe (Figure 3.13-c,d,e). Comme précédemment, l'erreur standard
1119 de la PPB, de 19 %, est du même ordre de grandeur que celle de PPBsat. Pour PPBsat

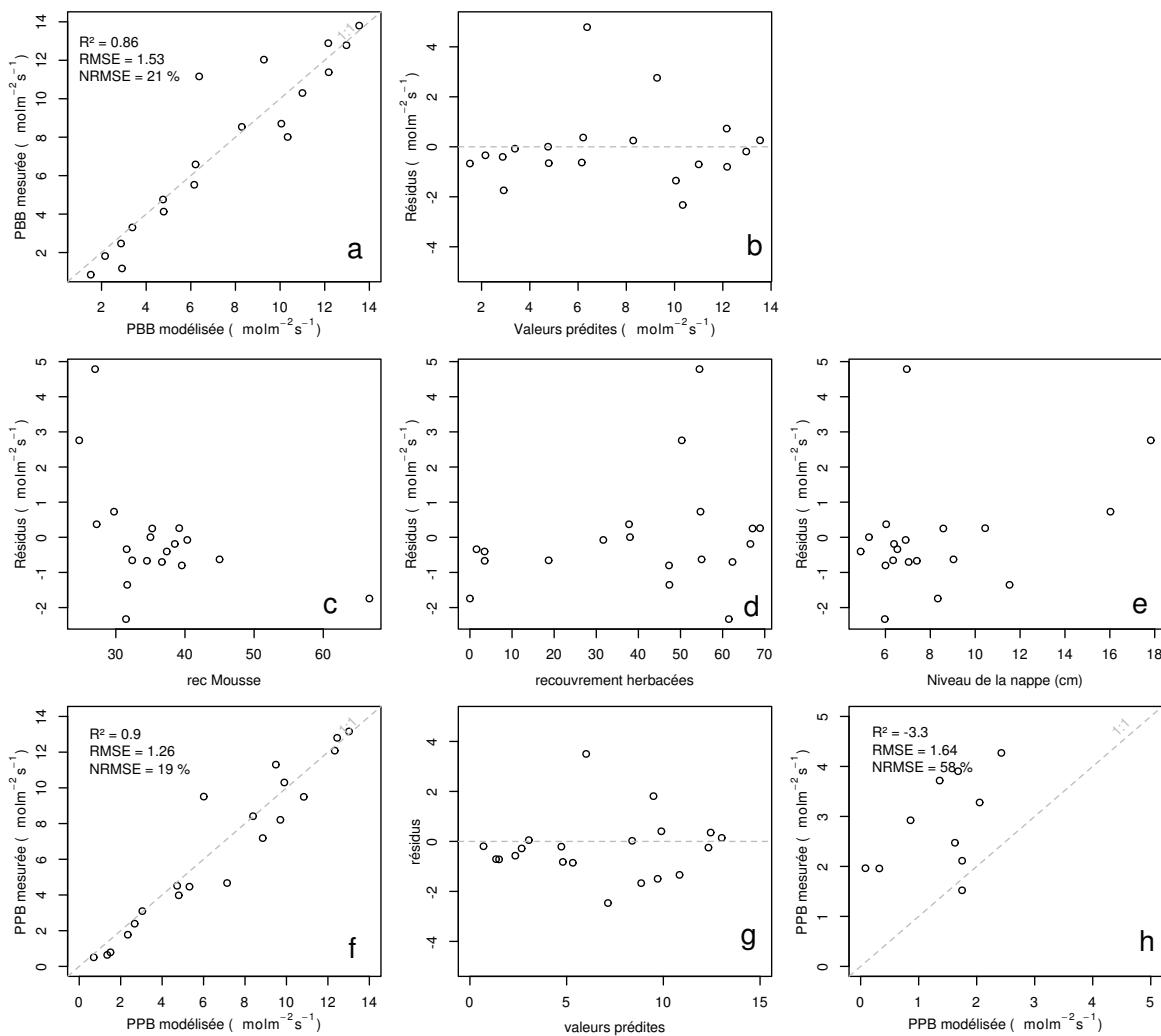


FIGURE 3.13 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3

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.

1129 La Respiration de l'Écosystème

1130 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 :

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

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

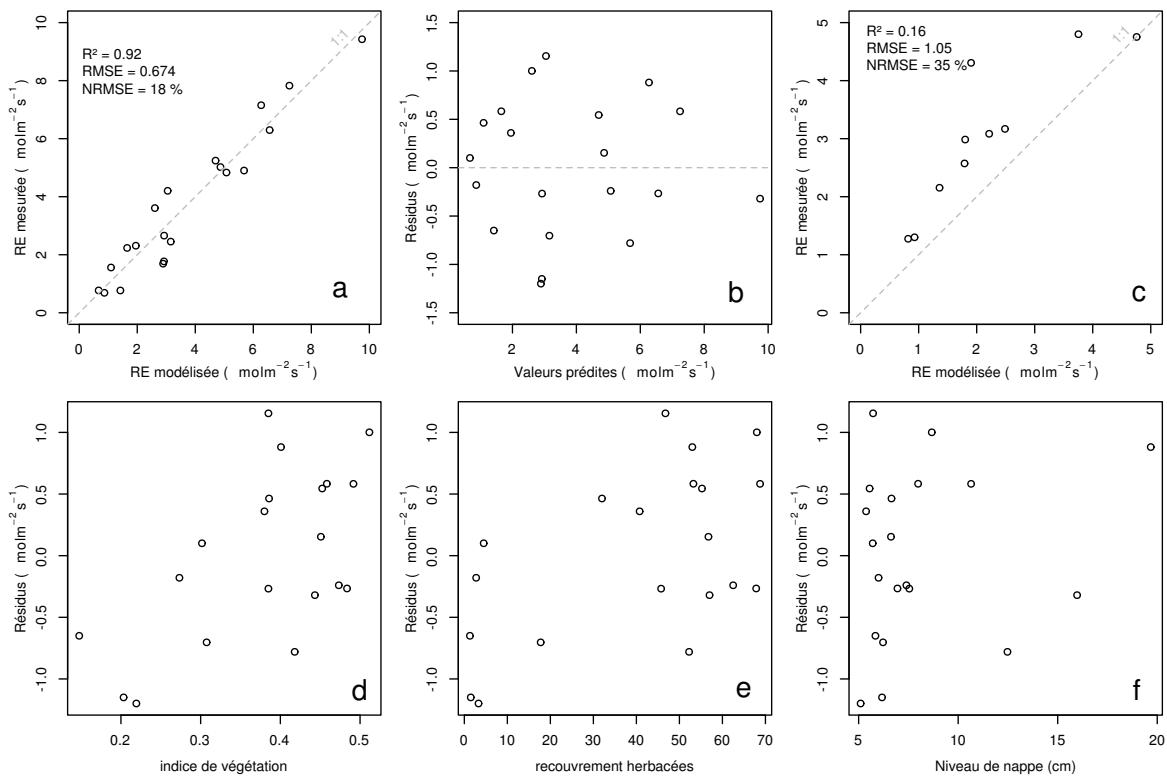


FIGURE 3.14 – RE modèles avec Tair

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

Le flux de CH₄

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

3.3. Résultats

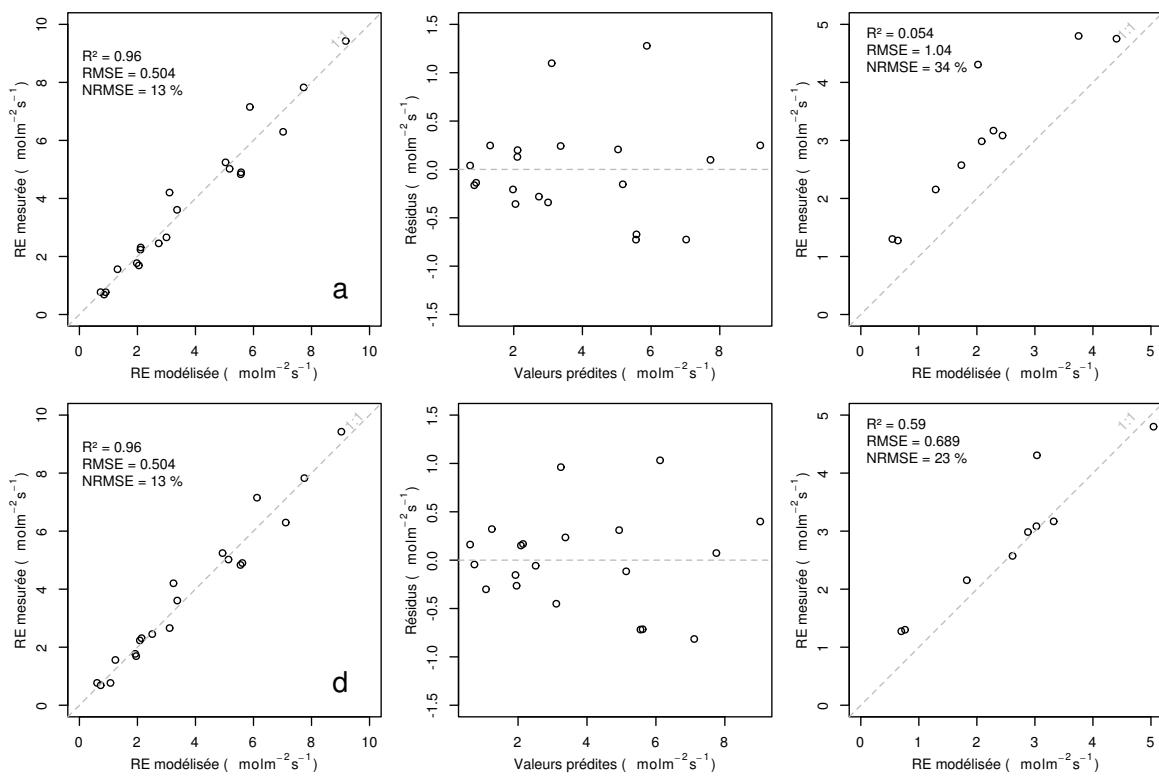


FIGURE 3.15 – RE modèles avec Tair

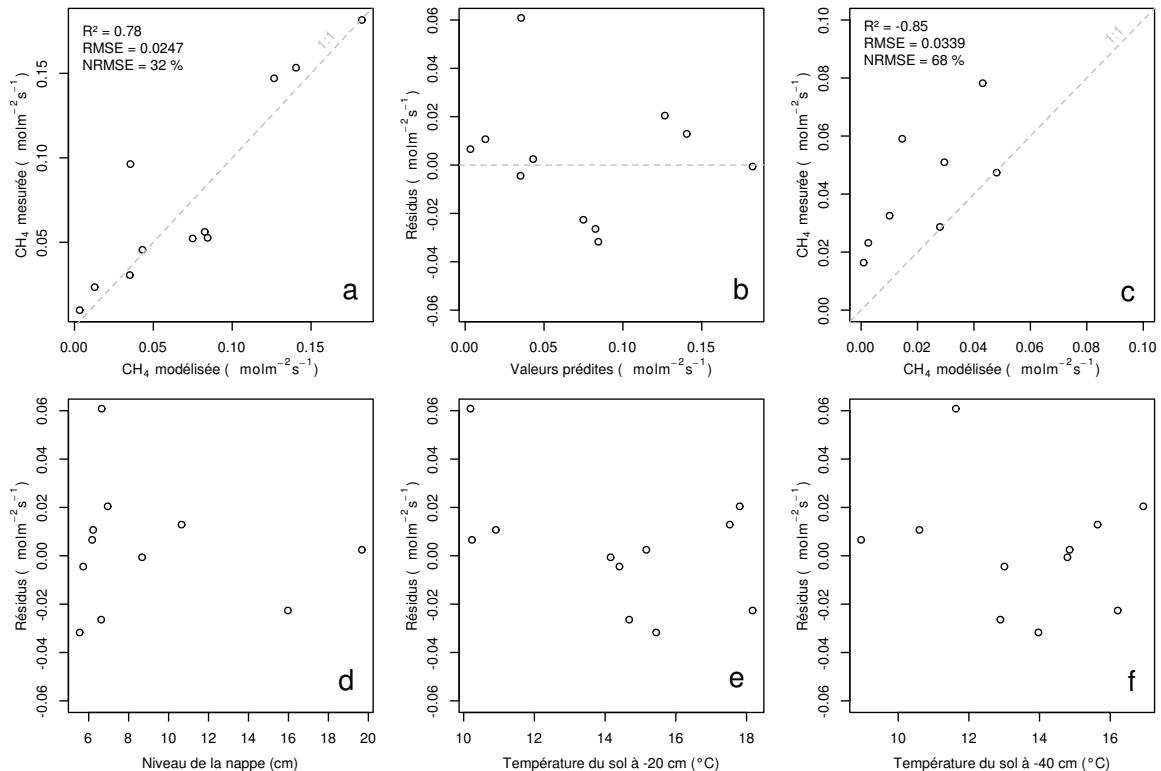


FIGURE 3.16 – CH₄ modèle H

1155 = **XX**,Figure 3.11). le CH₄ est également corrélé avec les températures, faiblement avec
 1156 les températures de surface, mais de manière plus importante avec les températures du
 1157 sol à plus forte profondeur ($R^2 = \text{XX}$,Figure 3.11). Enfin il est anti-corrélé ($R=-0.51$)
 1158 avec le niveau de la nappe. Les relations CH₄ et végétation ont donc pu être modélisées
 1159 avec

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

1160 Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Fi-
 1161 gure 3.16), il explique 78 % de la variabilité du CH₄ avec une erreur standard de 32 %.
 1162 Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette équation et les facteurs
 1163 contrôlant mesurés. L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer
 1164 les flux de CH₄ et une erreur standard qui double par rapport à la phase de calibration
 1165 en atteignant 68 %. Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.7 est
 1166 visible dans le tableau 3.1 sous le nom FCH4.

1167 Le COD

1168 3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle 1169 de l'écosystème

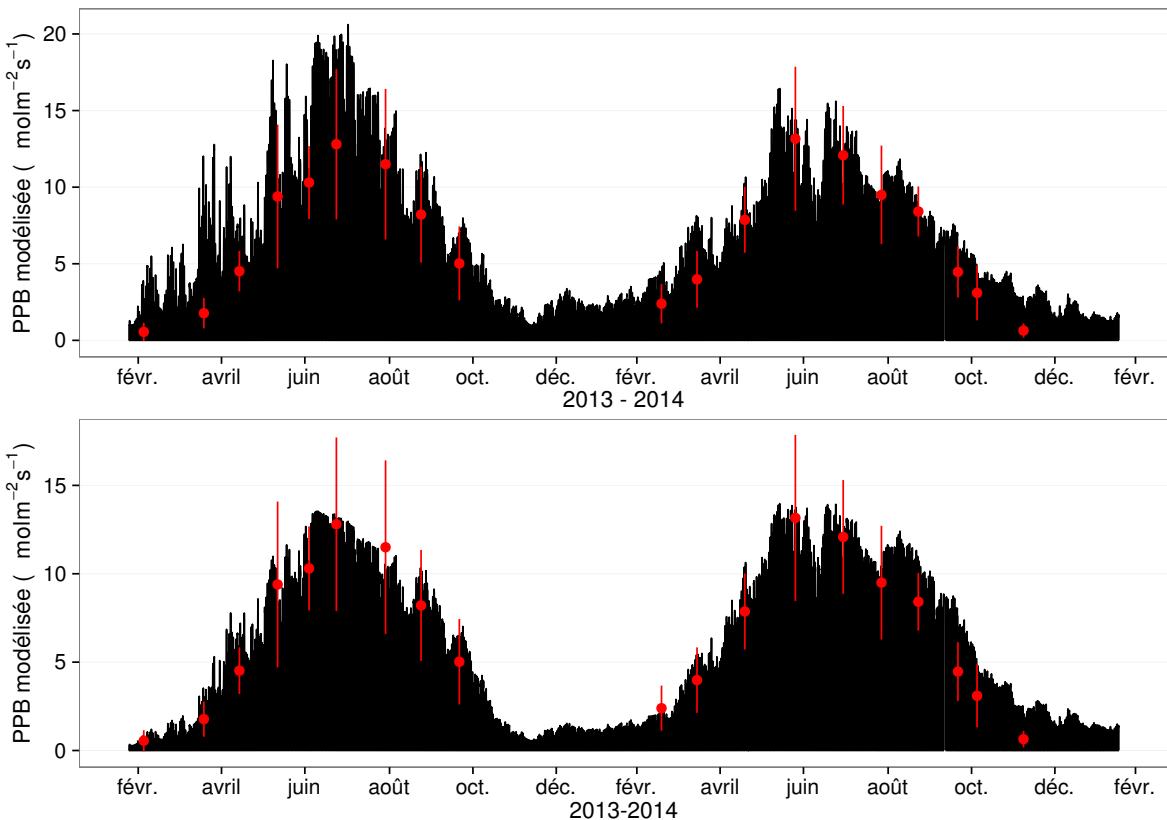
1170 L'interpolation des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de
 1171 celle mesurée sur le terrain (Figure 3.17). Les valeurs mesurées les plus grandes (partie
 1172 supérieure de la barre rouge sur la figure 3.17) ne semblent pas atteinte par le modèle
 1173 PPB-2 à l'inverse du modèle PPB-1 (courbes noires sur la figure 3.17). Dans les deux
 1174 cas les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014.

1175 Pour la RE, l'interpolation suit également les variations saisonnières mesurées men-
 1176 suellement (Figure 3.18). Les gammes de valeurs mesurées sont très proche des gammes
 1177 interpolées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'in-
 1178 terpolation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.18).
 1179 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

modélisée en 2013 par rapport au modèle RE-1.

Les flux de CH₄ interpolés (Figure 3.19), suivent également une cyclicité saisonnière. L'estimation du CH₄ semble rendre compte dans les grandes lignes de la différence de flux mesurée entre 2013 et 2014.

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

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

3.3. Résultats

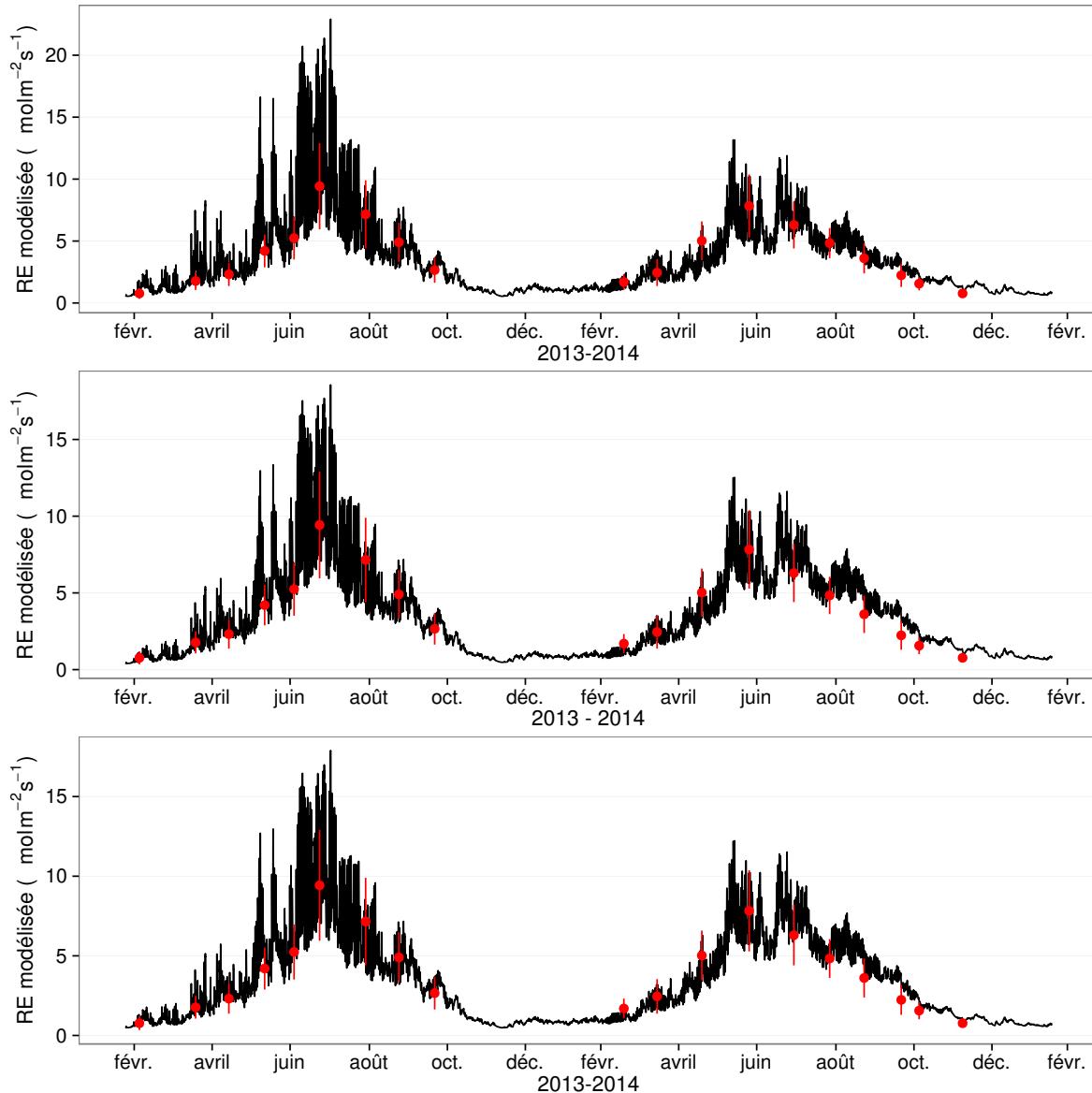


FIGURE 3.18 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

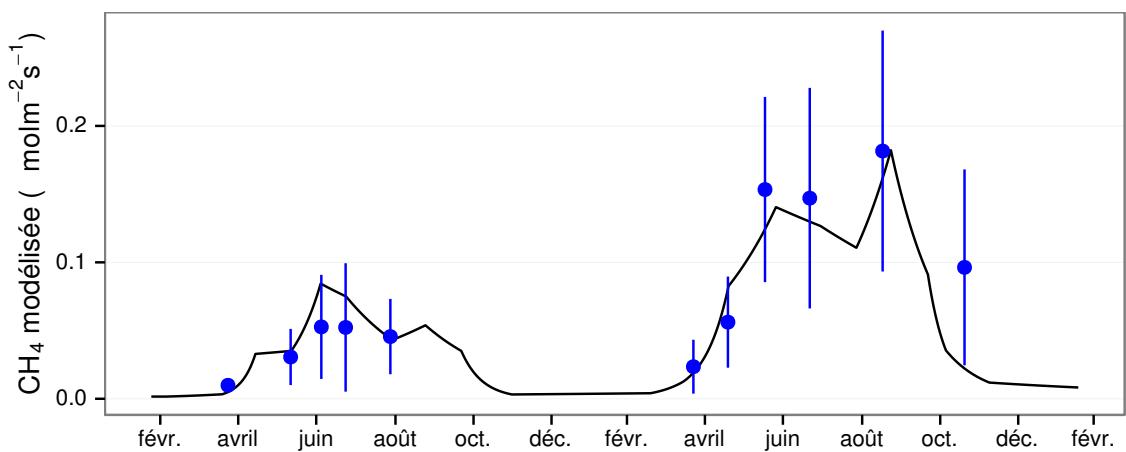


FIGURE 3.19 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

Tableau 3.2 – Bilan des flux en gCm²an⁻¹

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

 Tableau 3.3 – Bilan des flux en gCm²an⁻¹

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

1194 la végétation est également visible sur l'estimation de la RE. La prise en compte de la
 1195 végétation (modèles RE-2 et RE-3) conduit à une respiration plus forte en 2014 qu'en
 1196 2013 à l'inverse de RE-1. La différence entre l'estimation de la RE en 2013 et en 2014
 1197 diminue avec l'intégration de la végétation. Elle passe de 102 pour RE-1 à 78 puis
 1198 41 pour RE-2 et RE-3. Malgré ces différences, on observe une grande proximité dans
 1199 les valeurs des flux interpolés sur les 2 années, quel que soit le modèle, avec un écart
 1200 maximum de 25 gC m⁻² an⁻¹.

1201 Les flux de CH₄ estimés ont une erreur importante et sont beaucoup plus faible que
 1202 les flux de la PPB ou de la RE. Le flux de CH₄ est au moins deux fois plus important
 1203 en 2014 qu'en 2013.

1204 Les bilans issus des différentes combinaisons de modèles (à l'exception de RE-3, non
 1205 présenté car très proche de RE-2) varient de -233 gC m⁻² an⁻¹ à +12 gC m⁻² an⁻¹
 1206 stocké dans la tourbière (tableau 3.3). L'intégration de la végétation dans la modélisa-
 1207 tion de PPB fait baisser les bilans de carbone dans le négatif (système source) au-delà
 1208 de -200 gC m⁻² an⁻¹, avec une différence entre les bilans de 220 gC m⁻² an⁻¹ environ.
 1209 La différence sur les bilans quand les modèles de RE utilisent ou non la végétation est
 1210 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					

1211 Évaluation du bilan

1212 L'analyse de sensibilité, consistant à faire varier chaque paramètre des modèles
 1213 de $\pm 10\%$, les combinaisons de modèles PPB-1, PPB-2, RE-1 et RE-3 ont été testé
 1214 (Tableau 3.4). Le modèle RE-2, très proche du modèle RE-3 n'a pas été testé. **Attente**
 1215 **du COD, les valeurs du tableau sont fausse pour le moment**

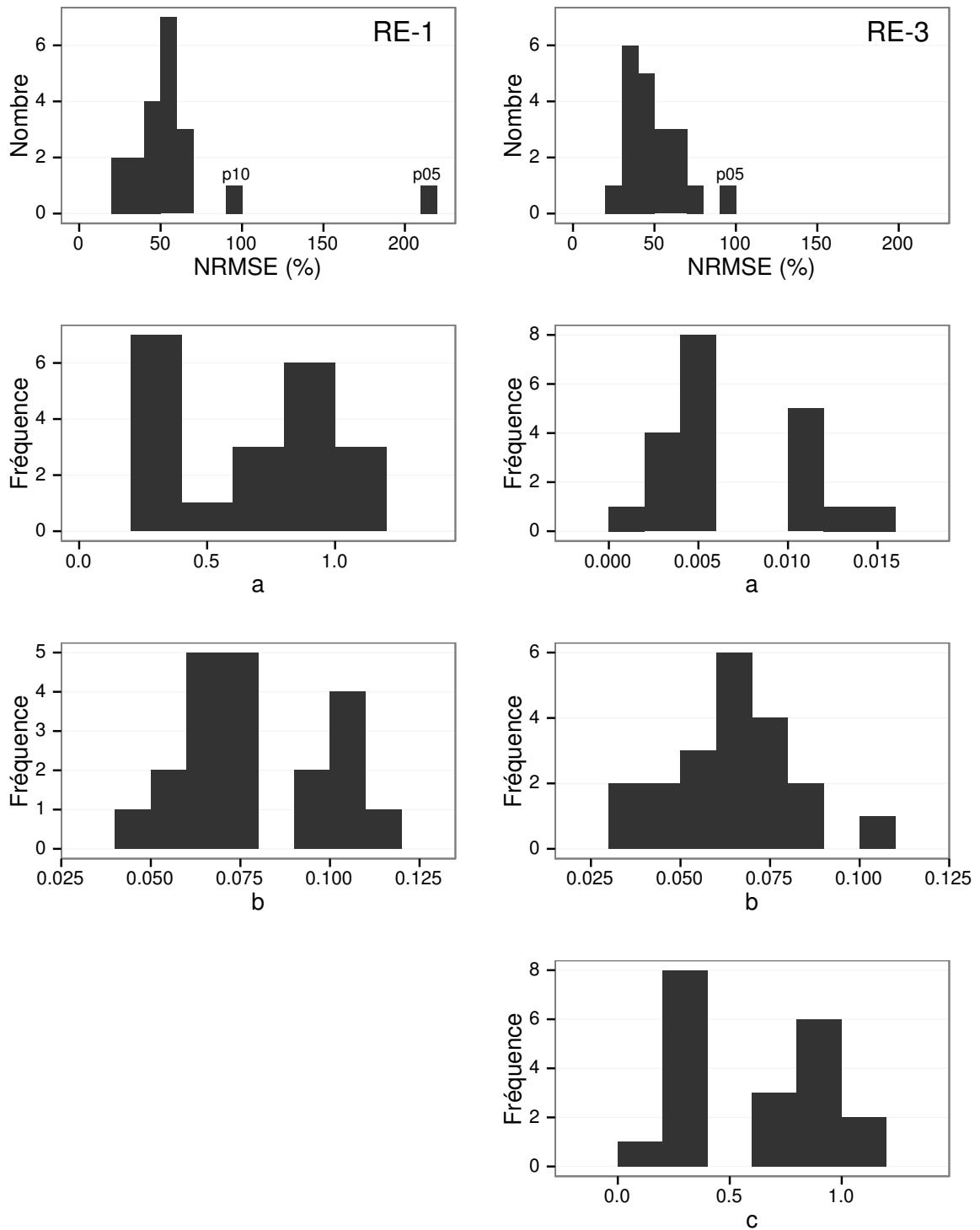


FIGURE 3.20 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3

3.3. Résultats

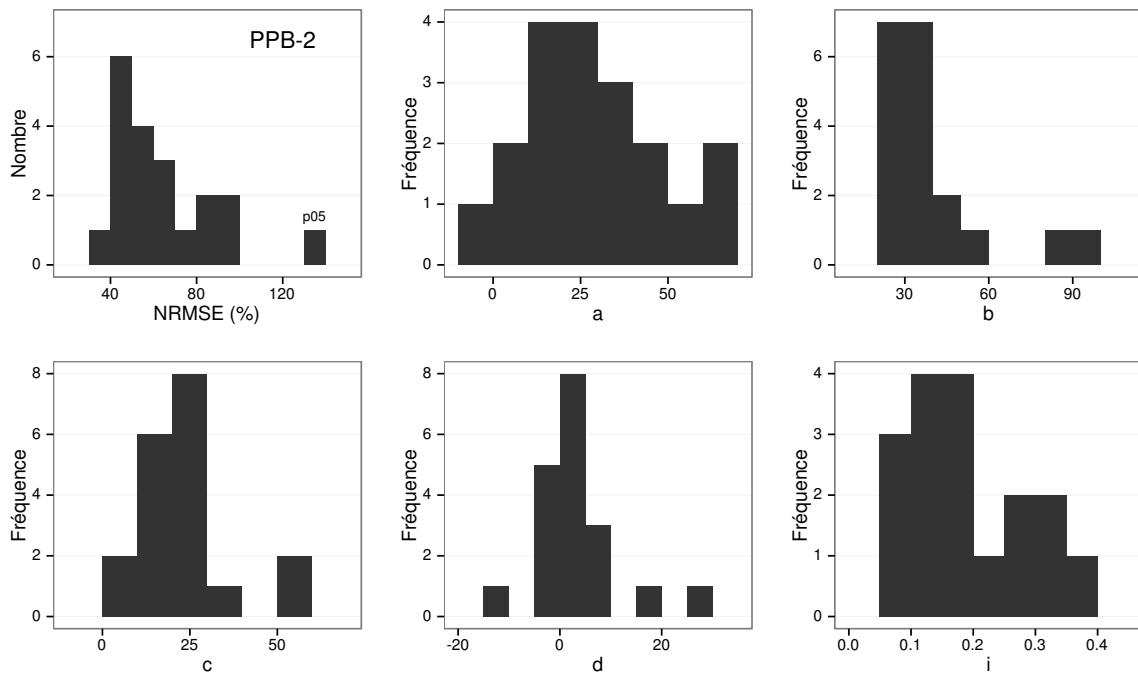


FIGURE 3.21 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

¹²¹⁶ 3.3.4 Variabilité spatiale du bilan

¹²¹⁷ Représentativité locale

¹²¹⁸ La classification hiérarchique a permis de distinguer 4 groupes de végétation (Fi-
¹²¹⁹ gure 3.22). Dans le premier groupe, la strate muscinale est majoritaire avec un re-
¹²²⁰ couvrement moyen de 91 %, moins de 35 et 15 % de recouvrement pour les herbacées
¹²²¹ et les arbustes respectivement. Le deuxième groupe est le plus homogène avec un re-
¹²²² couvrement moyen des strates muscinale et arbustive de 63 et 58 % chacune. C'est
¹²²³ également le groupe où il y a de moins d'herbacées avec un recouvrement de 24 %. La
¹²²⁴ strate herbacée est majoritaire dans le troisième groupe avec un recouvrement moyen
¹²²⁵ de 63 %, la strate arbustive y est peu présente (19 % en moyenne) et la strate mus-
¹²²⁶ cinale y est pour ainsi dire absente (1 %). La strate muscinale est également absente,
¹²²⁷ ou presque, dans le groupe quatre (1 %). Groupe dans lequel la strate arbustive est
¹²²⁸ majoritaire avec de 65 % de recouvrement moyen, et la strate herbacée avec 33 %.

¹²²⁹ Les bilans de CO₂ calculés par groupe de végétations sont présentés dans le ta-

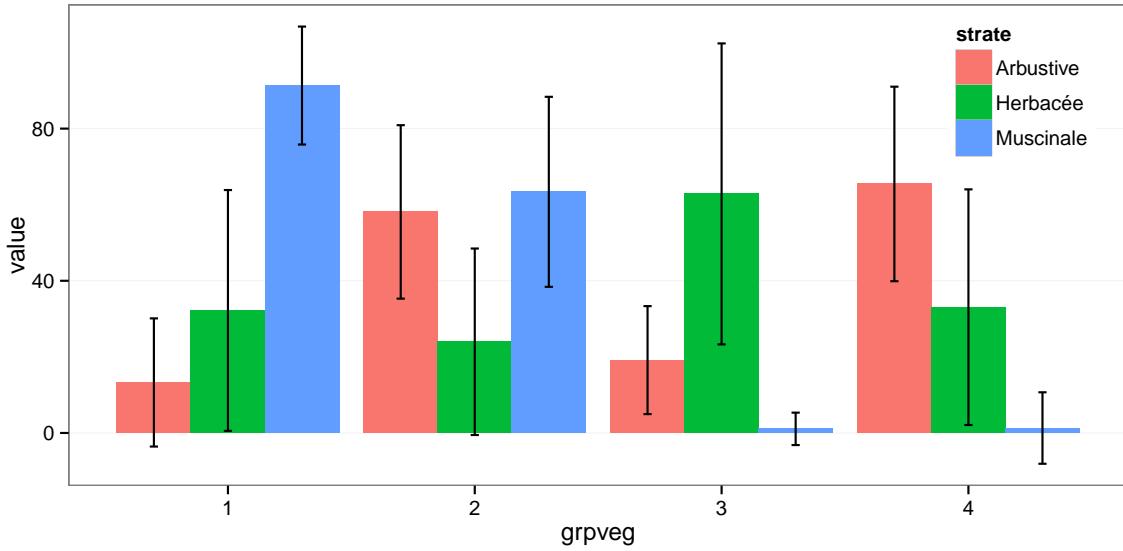


FIGURE 3.22 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

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.

1239 Modélisation par placette

1240 Corrélation avec facteurs contrôlant

1241 3.4 Discussion

1242 3.4.1 Estimations des flux

1243 PPB

1244 L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m⁻² an⁻¹ selon
1245 l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont très élevées comparées à des tourbières
1246 boréales comme celles étudiées par ([Trudeau et al., 2014](#)) ou encore ([Peichl et al., 2014](#))
1247 dont les valeurs de PPB sont respectivement comprise entre 123 et 131 gC m⁻² an⁻¹
1248 et entre 203 et 503 gC m⁻² an⁻¹. Une première hypothèse permettant d'expliquer une
1249 telle différence, est la différence entre les températures moyennes sur les sites. -4,3 °C
1250 et 1,2 °C respectivement pour [Trudeau et al. \(2014\)](#) et [Peichl et al. \(2014\)](#). Ces tem-
1251 pératures sont bien plus faible pour les sites des études pré-citées que sur la tourbière
1252 de La Guette. Une seconde hypothèse, qui n'exclue pas la première, serait la com-
1253 position végétale de ces sites. La tourbière de La Guette envahie par une végétation
1254 vasculaire, notamment herbacée, est plus proche d'une prairie tourbeuse que d'une tour-
1255 bière boréale. En effet les valeurs observées à La Guette sont comparables à ce type
1256 d'écosystèmes. [Jacobs et al. \(2007\)](#) estiment des valeurs de PPB comprises entre 400 et
1257 2000 gC m⁻² an⁻¹ avec une moyenne de 1300 gC m⁻² an⁻¹ dans des prairies tourbeuses
1258 hollandaises. Sur des écosystèmes similaires, au Danemark, ([Görres et al., 2014](#)) trouve
1259 des valeurs de PPB plus importantes encore, entre 1555 et 2590 gC m⁻² an⁻¹. Il appa-
1260 rait cohérent que la tourbière de La Guette, par sa position géographique, et donc le
1261 climat qu'elle subit, mais également par sa problématique d'envahissement important
1262 par une végétation vasculaire notamment herbacée, s'approche en termes de flux de
1263 site tourbeux drainés pour les utiliser comme prairie.

1264 Le modèle PPB-1 a une incertitude importante sur l'estimation de ses paramètres.
1265 L'apport de l'indice de végétation dans l'estimation de la PPB est important lors de la
1266 phase de calibration. Il permet de diminuer l'incertitude sur les paramètres du modèles,
1267 d'augmenter leur significativité et d'améliorer la représentativité des données mesurées.
1268 L'intégration de la végétation aux modèles d'estimation de la PPB est rarement réalisé
1269 ([Bortoluzzi *et al.*, 2006; Görres *et al.*, 2014](#)), probablement à cause de la difficulté à
1270 prendre en compte ce signal aux sources multiples. Malgré cette amélioration lors de la
1271 calibration, lorsqu'il est évalué sur un jeu de données indépendant, le modèle PPB-2 à
1272 une erreur standard plus importante que celle du modèle PPB-1. L'apport de cet indice
1273 dans l'estimation de la PPB n'est donc pas généralisable. Bien que rarement faite à
1274 cause de la rareté des données, l'évaluation des modèles est cependant d'un intérêt
1275 majeur afin de confirmer ou d'infirmer l'apport de l'ajout d'un prédicteur à un modèle,
1276 particulièrement si l'on souhaite l'extrapoler.

1277 Les différences observées selon la façon d'estimer la PPB peuvent paraître impor-
1278 tante, néanmoins elles sont du même ordre de grandeur que celle rencontré par [Worrall](#)
1279 *et al.* ([2009](#)) qui compare différentes façons de modéliser des flux de gaz avec des équa-
1280 tions différentes (et non pas juste des variations sur un type de modèle). Ces différences
1281 sont également liées à l'importance des flux qui font que, surtout dans le cas de mo-
1282 dèles exponentiels, de faibles variations peuvent avoir des effets importants comme en
1283 témoigne l'analyse de sensibilité des paramètres du modèle ([Tableau 3.4](#)).

1284 **Discussion 2013-2014 ?** Dans le détail l'intégration de l'indice de végétation à un
1285 effet beaucoup plus important en 2013, avec un flux qui diminue de $365 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$,
1286 qu'en 2014 où la baisse n'est que de $74 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

1287 RE

1288 De la même façon que pour la PPB, les flux de la RE sont important si on les
1289 compare à des tourbières boréales et s'approchent davantage des flux mesurés dans
1290 les prairies sur sols tourbeux. La Re sur la tourbière de La Guette, comprise entre
1291 1232 et $1337 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ est plus importante que celle observée par ([Peichl *et al.*,](#)

3.4. Discussion

1292 2014; Trudeau *et al.*, 2014) (pour reprendre les études citées précédemment) qui s'éta-
1293 blissent respectivement entre 137 et 443 gC m⁻² an⁻¹ et 206 et 234 gC m⁻² an⁻¹. Elles
1294 sont en revanche plus faible que celle mesurées par (Jacobs *et al.*, 2007), entre 500 et
1295 2000 gC m⁻² an⁻¹, ou par (Görres *et al.*, 2014) : entre 2070 et 3500 gC m⁻² an⁻¹.

1296 À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE n'amé-
1297 liore que peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre
1298 les valeurs d'erreur standard est de 5 %. En revanche lors de la phase d'évaluation,
1299 l'utilisation du recouvrement des herbacées semble améliorer l'estimation de façon plus
1300 importante avec une différence de 11 % entre les valeurs d'erreur standard. Contraî-
1301 rement à la PPB la différence apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou
1302 RE-3) est du même ordre de grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet
1303 de l'intégration de la végétation est limité avec une différence de 25 gC m⁻² an⁻¹ au
1304 maximum (entre ER-1 et ER-3), soit moins de 2 % du flux. Encore une fois l'intérêt
1305 de l'évaluation est mis en avant puisqu'il permet de distinguer des modèles très proche
1306 lors de la calibration.

1307 Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-
1308 tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception du
1309 paramètre c du modèles RE-2, ont une p-value inférieure à 0.05. L'erreur calculée lors
1310 de l'évaluation de ces modèles, si elle augmente par rapport à la calibration, reste
1311 faible particulièrement pour le modèle RE-3 où elle vaut moins de 25 %. La RE semble
1312 donc mieux contrainte que la PPB, avec une estimation des paramètres fiable et une
1313 différence entre les estimations issues des modèles limitée.

1314 CH₄

1315 Les flux de CH₄ sont faibles comparés aux flux de CO₂. Les valeurs mesurées sont
1316 plus forte que celles mesurés entre 0 et 0,03 μmol m⁻² s⁻¹ par Bortoluzzi *et al.* (2006).
1317 Pour 2013 les valeurs mesurées sont proches de celle mesurée par Long *et al.* (2010).
1318 L'absence d'étiage en 2014 explique peut-être le doublement des flux... (**Réf needed**)

1319 La faible relation observée entre le niveau de la nappe et les flux de méthane va dans

1320 le même sens que les observations faites par [Trudeau *et al.* \(2012\)](#) et (à développer, de
1321 ref ds trudeau2012)

1322 **COD**

1323 **3.4.2 Estimations des bilans**

1324 D'une manière générale, les bilans sont principalement contraints par les flux de
1325 CO₂, le CH₄ ne jouant qu'un rôle marginal en termes de quantité de carbone. Ces ob-
1326 servations sont cohérentes avec d'autres études comme [Bortoluzzi *et al.* \(2006\); Worrall](#)
1327 [et al. \(2009\)](#). La forte variabilité entre les différents bilans est à attribuer en grande
1328 majorité à l'erreur sur l'estimation du flux de PPB.

1329 Selon le bilan considéré, la tourbière de La Guette stocke de faible quantité de C
1330 de l'ordre d'une dizaine de grammes par mètre carré, ou émet du carbone dans l'at-
1331 mosphère de l'ordre de XXà plus de 200 gC m⁻² an⁻¹. Les estimations sont cohérentes
1332 avec le fait que la tourbière de La Guette a subie un drainage à l'aval (fossé de la
1333 départementale 926) induisant un envahissement par une végétation vasculaire.

1334 **3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan**

1335 Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de CH₄ avec une erreur
1336 standard de 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence
1337 importante montre que l'estimation des flux de CH₄ à l'aide de l'indice de végétation
1338 à permis l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les
1339 années 2013 et 2014, mais que son utilisation dans d'autre conditions (année sèche,
1340 haute MAT) est fortement limité. L'importance faible du CH₄ dans le bilan de carbone
1341 de la tourbière rend ces erreurs moins critiques que celles faites sur l'estimation de la
1342 PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises en évidence par les fortes
1343 variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles sont la source des variations
1344 observées en termes de bilan. L'ajout d'un indice de végétation diminue d'incertitude
1345 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 $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

1349 sensibilité du bilan au variation des paramètres

1350 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)

1357 3.4.4 Représentativité locale du modèle

1358 Distribution des paramètres

1359 Pourquoi certaines placette mieux que d'autres

1360 Concernant la respiration la représentativité locale des modèles calibrés à l'échelle
1361 de l'écosystème semble plus homogène pour le modèle RE-3 que pour le modèle RE-1.

1362 Une telle comparaison entre PPB-1 et PPB-2 n'a pas été possible car vu le faible
1363 nombre de données et la qualité relative des modèles PPB par rapport aux modèles
1364 RE, peu de modèles sont parvenus à converger pour PPB-1 (11 sur 20 placettes) et
1365 pour PPB-2 (17 sur 20 placettes).

1366 3.4.5 Variation du bilan avec la végétation

1367 Le calcul des bilans avec les groupes de végétation permet de mettre en évidence
1368 des comportements différents des flux selon la végétation majoritaire. Ainsi le groupe 3
1369 dans lequel la strate herbacée est la plus importante est celui où la PPB est la plus forte.
1370 Ce point semble en cohérence avec la croissance annuelle importante des herbacées. À
1371 l'inverse le groupe 1 dans lequel la strate muscinale est la plus importante est également
1372 le groupe pour lequel la PPB est la plus faible. (Réf needed)

₁₃₇₃ Pour la RE, ce sont les groupes 3 et 4 qui ont les flux estimés les plus importants
₁₃₇₄ avec une différence d'environ $200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ avec les deux autres groupes. Malgré
₁₃₇₅ leurs différences, le groupe 2 possède une strate muscinale importante alors qu'elle est
₁₃₇₆ absente dans le groupe 3, ils ont en commun d'avoir une strate arbustive importante.

₁₃₇₇ 3.4.6 perspectives

₁₃₇₈ cartographie ?

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

¹³⁸⁰

¹³⁸¹	4.1 Introduction	¹³⁸² 90
¹³⁸³	4.2 Procédure expérimentale	¹³⁸⁴ 91
¹³⁸⁵	4.2.1 Expérimentation A	¹³⁸⁶ 92
¹³⁸⁷	4.2.2 Expérimentation B	¹³⁸⁸ 92
¹³⁸⁹	4.2.3 traitement	¹³⁹⁰ 93
¹³⁹¹	4.3 Résultats	¹³⁹² 94
¹³⁹³	4.3.1 Expérimentation A	¹³⁹⁴ 94
¹³⁹⁵	4.3.2 Expérimentation B	¹³⁹⁶ 97
¹³⁹⁷	4.3.3 tendances générales	¹³⁹⁸ 100
¹³⁹⁹	4.4 Discussion	¹⁴⁰⁰ 100
¹⁴⁰¹	4.4.1 Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	¹⁴⁰² 100
¹⁴⁰³	4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	¹⁴⁰⁴ 102
¹⁴⁰⁵	4.4.3 Effet cycles multiples	¹⁴⁰⁶ 103

¹³⁹⁷ 4.1 Introduction

¹³⁹⁸ Au cours des deux années qu'ont duré les suivis des émissions de flux de CO₂ et
¹³⁹⁹ de CH₄ sur la tourbière de La Guette, le niveau de la nappe n'a que très faiblement
¹⁴⁰⁰ varié comparé aux années précédentes bien plus sèches. En conséquence de cette faible
¹⁴⁰¹ variation peu de variations des flux ont pu y être relié. Malgré tout il est connu que
¹⁴⁰² l'hydrologie est un facteur contrôlant important des flux.

¹⁴⁰³ Ainsi de nombreuses études ont reliées les émissions de CO₂ au niveau de la nappe
¹⁴⁰⁴ avec, cependant, des résultats et des conclusions variables. La majorité des études
¹⁴⁰⁵ montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,
¹⁴⁰⁶ soit par une sécheresse, aura tendance à avoir un ENE plus faible : Ainsi [Strack et](#)
¹⁴⁰⁷ [Zuback \(2013\)](#) expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des mesures
¹⁴⁰⁸ faites pendant une période relativement sèche. Une observation similaire est faite par
¹⁴⁰⁹ [Aurela et al. \(2007\)](#) qui mesure un ENE plus faible lors d'une année sèche, sur une
¹⁴¹⁰ tourbière à Carex du sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE à une
¹⁴¹¹ augmentation de la RE et à une baisse de la PPB, dans des conditions plus chaudes
¹⁴¹² et plus sèches. [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une
¹⁴¹³ année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, au delà de -30 cm. Ils
¹⁴¹⁴ expliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va dans le même
¹⁴¹⁵ sens que [Lund et al. \(2012\)](#) qui, lors de l'étude d'une tourbière située au sud de la suède,
¹⁴¹⁶ observent en 2008 une baisse de l'ENE. Les mesures de RE faites cette année là étant
¹⁴¹⁷ similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une diminution
¹⁴¹⁸ de la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent une autre
¹⁴¹⁹ baisse de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à celle
¹⁴²⁰ des autres années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse est
¹⁴²¹ expliqué par une augmentation de la RE Ce paradoxe apparent est interprété grâce
¹⁴²² au type de sécheresse : courte et intense pendant la saison de végétation de 2006 et
¹⁴²³ d'intensité plus faible mais d'une durée plus longue en 2008. Enfin et à l'inverse des

1424 résultats précédemment cités, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) dans une étude des effets à long
 1425 terme d'une baisse du niveau de la nappe, n'observe que peu d'effet sur l'ENE tandis
 1426 que les flux de RE et de PPB augmentent tous deux. Toutes ces études montrent que
 1427 si le niveau de la nappe est incontestablement reconnu comme un facteur de contrôle
 1428 des flux de CO₂, il est difficile d'en dégager, avec certitude, un comportement valable
 1429 de façon générale.

1430 Concernant le méthane, une baisse du niveau de la nappe est généralement liée à
 1431 une baisse des émissions de CH₄, et inversement ([Strack et al., 2006; Pelletier et al.,](#)
 1432 [2007; Turetsky et al., 2008](#)). Cependant d'autres études, principalement dans des sites
 1433 où le niveau de la nappe est proche de la surface du sol, montrent une absence de
 1434 relation entre le niveau de la nappe et les émissions de méthane, voire une relation
 1435 inverse, avec des flux plus faibles liés à des niveaux de nappe plus élevés ([Kettunen](#)
 1436 [et al., 1996; Bellisario et al., 1999; Treat et al., 2007](#)). Là encore selon les conditions
 1437 environnementales, la relation entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe n'est pas
 1438 aisément généralisable.

1439 L'objectif de ce chapitre est donc d'explorer plus en avant l'effet du niveau de la
 1440 nappe sur les émissions de GES, effet peu ou pas visible *in-situ*. Plus précisément il
 1441 s'agit de déterminer l'effet de cycles de dessication/ré-humectation sur les émissions de
 1442 CO₂ et de CH₄.

1443 4.2 Procédure expérimentale

1444 L'étude des cycles de dessication/ré-humectation s'est effectué sur des mésocosmes,
 1445 prélevés sur la tourbière de La Guette. L'expérimentation a été testé durant l'été 2013
 1446 avec un seul cycle relativement long, on s'y référera par la suite comme l'expérimenta-
 1447 tion A. Cette expérimentation a été renouvelée l'été 2014 afin d'augmenter à trois le
 1448 nombre de cycles, ceux-ci étant plus court. On appellera cette seconde expérimentation,
 1449 l'expérimentation B (Tableau 4.1).

1450 4.2.1 Expérimentation A

1451 Le 12 avril 2013, ont été prélevés, sur la tourbière de La Guette 6 mésocosmes. Le
1452 prélèvement de mésocosmes s'effectue à l'aide de cylindres de PVC qui, dans un premier
1453 temps, posé sur le sol, permettent de faire un pré-découpage au couteau, puis dans un
1454 second temps sont insérés, délicatement, dans la tourbe. Les mésocosmes sont finale-
1455 ment dégagés en creusant de chaque côté (Figure 4.1). Les mésocosmes sont transportés
1456 au laboratoire où ils sont enterrés en extérieur et saturé en eau (eau prélevée dans la
1457 tourbière), afin que leur conditions hydrologique de départ soient les plus proche pos-
1458 sible (Figure 4.2). Trois mésocosmes sont choisi pour servir de contrôle, et trois vont
1459 subir un cycle de dessication/ré-humectation. À partir du 31 mars 2013 les précipita-
1460 tions ont été interceptées à l'aide d'abri bâchés installable rapidement en cas de pluie
1461 et la nuit. Ces interceptions ont été faites jusqu'au 17 juillet dans les 3 mésocosmes
1462 traités pour simuler une sécheresse. À cette date de l'eau est ajouté aux mésocosmes,
1463 que ce soit les contrôles ou les traitements, pour simuler de fortes précipitations.

1464 4.2.2 Expérimentation B

1465 Le 17 avril 2014, 6 nouveaux mésocosmes ont été prélevés sur la tourbières de La
1466 Guette et installé près du laboratoire, en suivant le même protocole que pour l'expéri-
1467 mentation A. Une station météo a été installée à côté des mésocosmes afin de mesurer
1468 la température de l'air, l'humidité relative, l'irradiation solaire, la vitesse et la direction
1469 du vent et les précipitations toutes les 15 minutes. Cette station permettait également
1470 l'enregistrement des températures mesurées par des sondes (T107) installées à -5, -10,
1471 et -20 cm. Les conditions météorologiques moins ensoleillée qu'en 2013 et l'objectif de
1472 suivre plusieurs cycles de dessication/réhumectation ont nécessité la mise en place
1473 d'un abaissement manuel du niveau de la nappe. Pendant les phases d'assèchement les
1474 niveaux de nappes des placettes traitées étaient donc abaissés en moyenne de 2,5 cm
1475 par jour. Le premier cycle de dessication/réhumectation dura du 30 juin au 6 juillet
1476 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

¹⁴⁷⁷ Le deuxième cycle dura du 17 au 28 juillet et du 29 juillet au 3 aout, Enfin le dernier
¹⁴⁷⁸ cycle fut mesuré du 4 au 11 aout pour la dessication et du 12 au 14 aout pour la
¹⁴⁷⁹ réhumectation.

¹⁴⁸⁰ 4.2.3 traitement

¹⁴⁸¹ Les flux sont moyennés par jour de mesure.

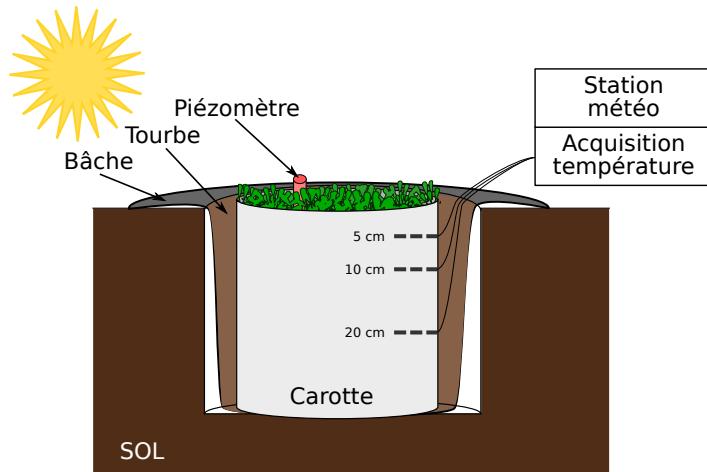


FIGURE 4.2 – Schéma d'un mésocosme

¹⁴⁸² 4.3 Résultats

¹⁴⁸³ 4.3.1 Expérimentation A

¹⁴⁸⁴ Pendant la phase de dessication de l'expérimentation A, on observe une baisse du
¹⁴⁸⁵ niveau de la nappe pour les placettes contrôles comme pour les placettes traitements
¹⁴⁸⁶ (Figure 4.3–A). Malgré tout leur comportement est différent : les placettes contrôles ont
¹⁴⁸⁷ un niveau de nappe relativement élevé jusqu'au 24 juin puis ce niveau baisse fortement
¹⁴⁸⁸ alors que les placettes du groupe traité ont un niveau de nappe qui diminue de façon
¹⁴⁸⁹ plus continue sur l'ensemble de la phase. La remontée du niveau de la nappe s'effectue
¹⁴⁹⁰ de façon similaire pour les deux groupes. Enfin après la phase de ré-humectation, le
¹⁴⁹¹ niveau de la nappe baisse à nouveau, plus rapidement pour le groupe traitement que
¹⁴⁹² pour le groupe contrôle.

¹⁴⁹³ Les émissions de CH_4 , s'étendant de 0 et $0,3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, sont relativement si-
¹⁴⁹⁴ milaires entre les deux groupes jusqu'au 24 juin 2013, date à partir de laquelle ils
¹⁴⁹⁵ commencent à diverger (Figure 4.3–B). À cette date les émissions du groupe contrôle
¹⁴⁹⁶ augmentent rapidement pour atteindre $0,55 \pm 0,31 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ tandis que celles du
¹⁴⁹⁷ groupe traité restent stable. Finalement mi-juillet, à la fin de la phase de dessicca-
¹⁴⁹⁸ tion les deux groupes retrouvent des niveaux d'émission similaires compris entre 0,1 et

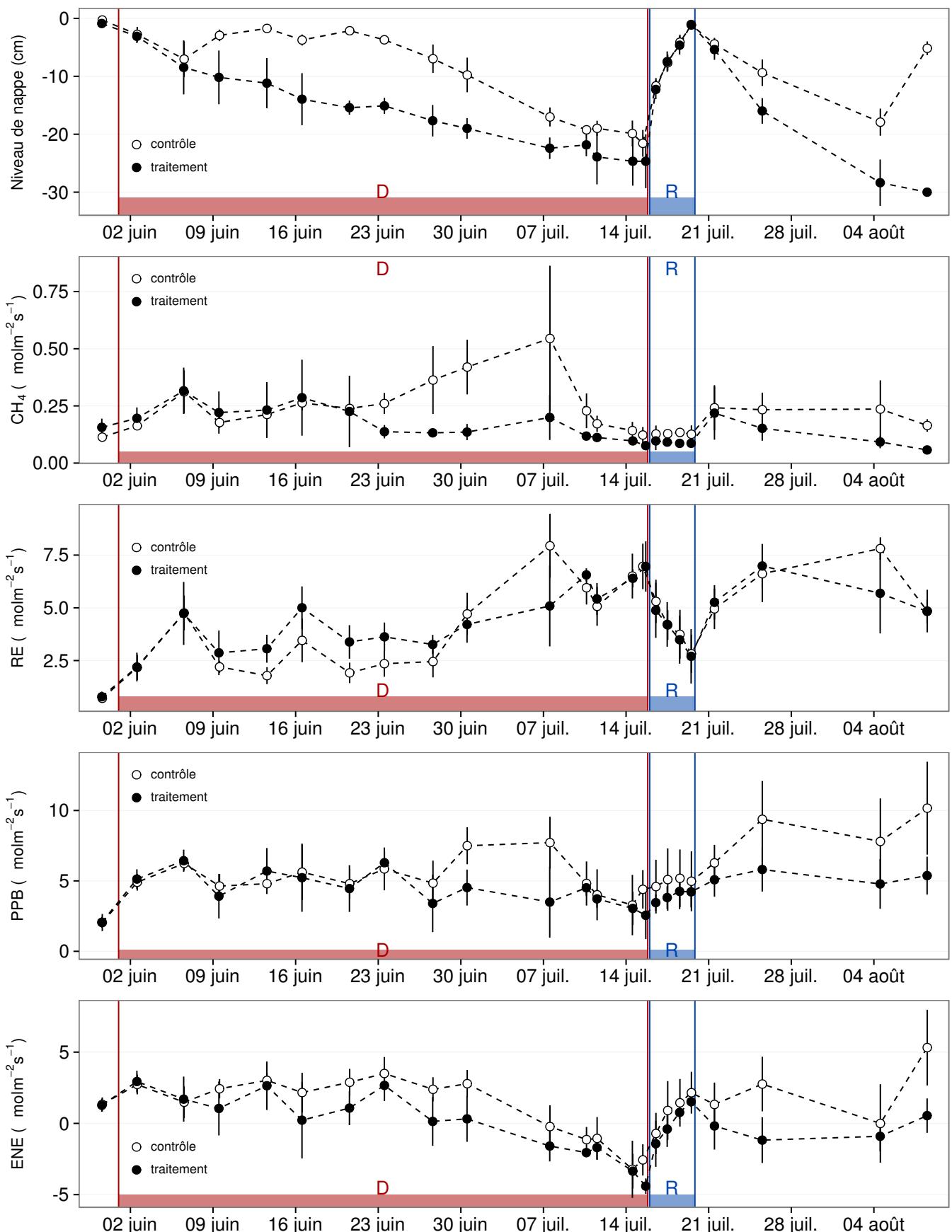


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhuméction (R) en bleu.

4.3. Résultats

1499 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ces niveaux restent constant pendant toute la phase de réhumecta-
1500 tion, avant d'augmenter légèrement par la suite ; ils ne dépassent pas 0,25 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1501 mais franchissent la barre des 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

1502 Pendant la phase de dessication, les valeurs de la RE tendent à augmenter quel
1503 que soit le groupe de placettes considéré (Figure 4.3–C). Ces valeurs inférieures à
1504 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
1505 mi-juillet, avant la réhumectation. Dans le détail cependant les deux groupes ne se
1506 comportent pas de la même façon : la RE du groupe traité augmente régulièrement
1507 pendant l'ensemble de cette phase, tandis que les valeurs du groupe de contrôle res-
1508 tent, dans un premier temps, stable jusqu'à fin juin. La RE de ce groupe vaut alors
1509 $2,45 \pm 0,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ contre $3,26 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité. Cet
1510 écart, pouvant varier dans le temps, étant installé depuis le 9 juin. À partir de dé-
1511 but juillet, les valeurs de RE du groupe de contrôle augmentent fortement dépas-
1512 sant les valeurs du groupe traité. La RE de ce groupe atteint alors un maximum à
1513 $7,93 \pm 1,52 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ le 8 juillet avant de retrouver des valeurs proche de celles ob-
1514 servées dans le groupe traité. Cette augmentation brusque correspond temporellement
1515 à celle observée, pour le même groupe, dans les flux de CH₄. Lors de la phase de réhu-
1516 mectation, les flux de RE diminuent de façon très similaire pour les deux groupes ou
1517 ils atteignent un minimum proche de 2,75 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ce minimum reste cependant
1518 plus élevé que les valeurs mesurées initialement. Après la phase de réhumectation, les
1519 flux des deux groupes restent relativement proches pendant le reste des mesures, où ils
1520 remontent à mesure que le niveau de la nappe diminue à nouveau.

1521 Pour les deux groupes, les flux de PPB restent relativement stables pendant la
1522 phase de dessiccation (Figure 4.3–D). Jusqu'au 24 juin, les flux des deux groupes sont
1523 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
1524 moyenne pour les deux groupes). Après cette date, et comme pour le CH₄ et la RE,
1525 les valeurs de la PPB du groupe de contrôle augmentent et s'écartent de celles me-
1526 surées dans le groupe traité, en attendant de les rejoindre avant la fin de cette phase
1527 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

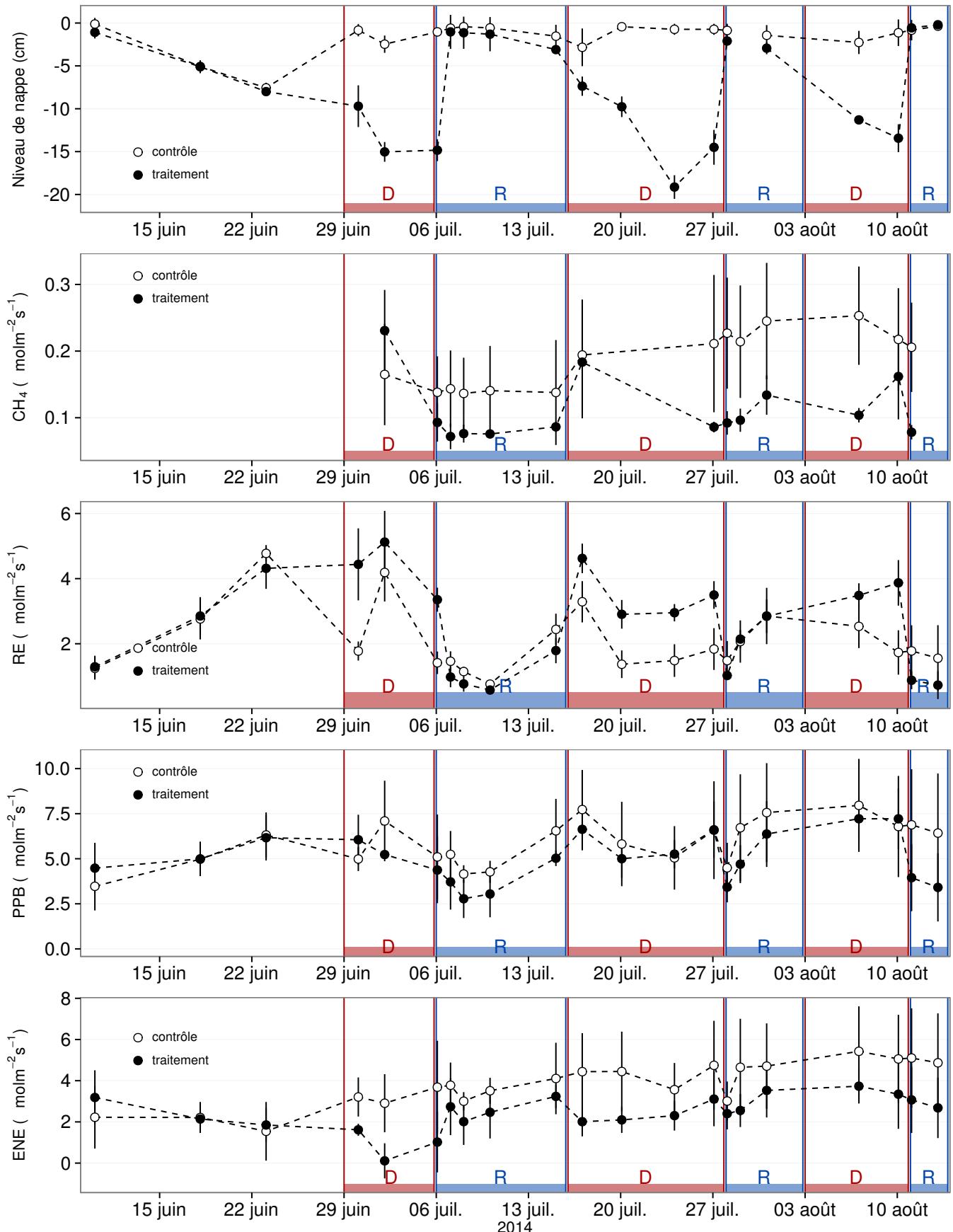


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu.

1556 d'une quinzaine de centimètres en moyenne pour chaque cycle (Figure 4.4–A).

1557 Les flux de CH₄ moyen s'étendent de 0,07 à 0,34 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux du groupe
1558 de contrôle, à l'exception de la première mesure, sont supérieurs aux flux du groupe
1559 traité, leurs moyennes respectives sur l'ensemble des mesures étant de 0,20 ± 0,06 et
1560 0,11 ± 0,05 µmol m⁻² s⁻¹ respectivement. Les émissions du groupe de contrôle tendent
1561 à augmenter sur la période de mesure. Une tendance similaire, quoique moins mar-
1562 quée, est également visible pour le groupe traité. Concernant les cycles de dessicca-
1563 tion/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements communs, même s'il
1564 semble que l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Figure 4.4–B) Cette re-
1565 lation, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'apparaît cependant pas
1566 sur l'ensemble des données (Figure 4.5–B) Un pic d'émission de CH₄ est également à
1567 noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

1568 La RE varie pour les deux groupes entre 0,42 et 5,12 µmol m⁻² s⁻¹ (Figure 4.4–C)).
1569 Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des deux
1570 groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue. Pen-
1571 dant les phases de dessiccation, les valeurs du groupe traité sont systématiquement supé-
1572 rieures, de 1,5 à 1,8 µmol m⁻² s⁻¹ en moyenne par phase, par rapport à celle du groupe
1573 de contrôle. À l'inverse pendant les phases de réhumectation les flux entre les deux
1574 groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE du groupe de contrôle
1575 à être au dessus de celle du groupe traité. La RE du groupe traité est systématiquement
1576 plus faible pendant les phases de réhumectations que pendant les phases de dessicca-
1577 tions. En moyenne la RE vaut respectivement 2,28 ± 1,00 et 3,86 ± 0,80 µmol m⁻² s⁻¹
1578 pour les groupes de contrôle et traité pendant les phases de dessiccation et 1,70 ± 0,62
1579 et 1,51 ± 0,98 µmol m⁻² s⁻¹ pendant les phases de réhumectation.

1580 Sur l'ensemble de la période de mesure la PPB est comprise entre 2,78 et 7,96 µmol m⁻² s⁻¹.

1581 Avant le début des traitements les flux des deux groupes sont similaires (Figure 4.4–D).
1582 La première phase de dessiccation fait passer la PPB du groupe de contrôle au dessus
1583 du groupe traité. Pour les deux groupes, la PPB est plus importante lors des phases
1584 de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec des moyennes respectives

4.4. Discussion

1585 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
1586 $4,05 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité.

1587 Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre $0,11$ et $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, elles
1588 ont tendance à augmenter au cours du temps. Passé la période pré-traitements pendant
1589 laquelle les flux de l'ENE sont similaires pour les deux groupes l'ENE du groupe de
1590 contrôle est systématiquement supérieure à celle du groupe de traitement (Figure 4.4–
1591 E). L'évolution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la
1592 période de mesure avec pour le groupe traité une diminution récurrente de l'ENE au
1593 début de chaque phase de dessiccation.

1594 4.3.3 tendances générales

1595 Pour les deux expérimentations une relation nette est visible entre le niveau de la
1596 nappe et l'ENE qui diminue lorsque le niveau de nappe augmente (Figure 4.5–G,H).
1597 La relation inverse est visible, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau
1598 de la nappe (Figure 4.5–C,D). La PPB par contre ne montre aucune tendance claire
1599 quelle que soit l'expérimentation. On peut malgré tout noter que les valeurs de PPB les
1600 plus faibles correspondent aux niveaux de nappe les plus élevés(Figure 4.5–E,F). Pour
1601 le méthane, que ce soit pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble se
1602 dégager vis à vis du niveau de la nappe (Figure 4.5–A,B).

1603 4.4 Discussion

1604 4.4.1 Comparaison aux mesures *in-situ*

1605 Les flux moyen de CH_4 mesurés dans les mésocosmes des deux expérimentations
1606 font partie des valeurs hautes mesurées sur le terrain. Certaines campagnes dépassent
1607 nettement, en faisant plus que doubler, le maximum de $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ mesuré en
1608 2014 sur la tourbière de La Guette.

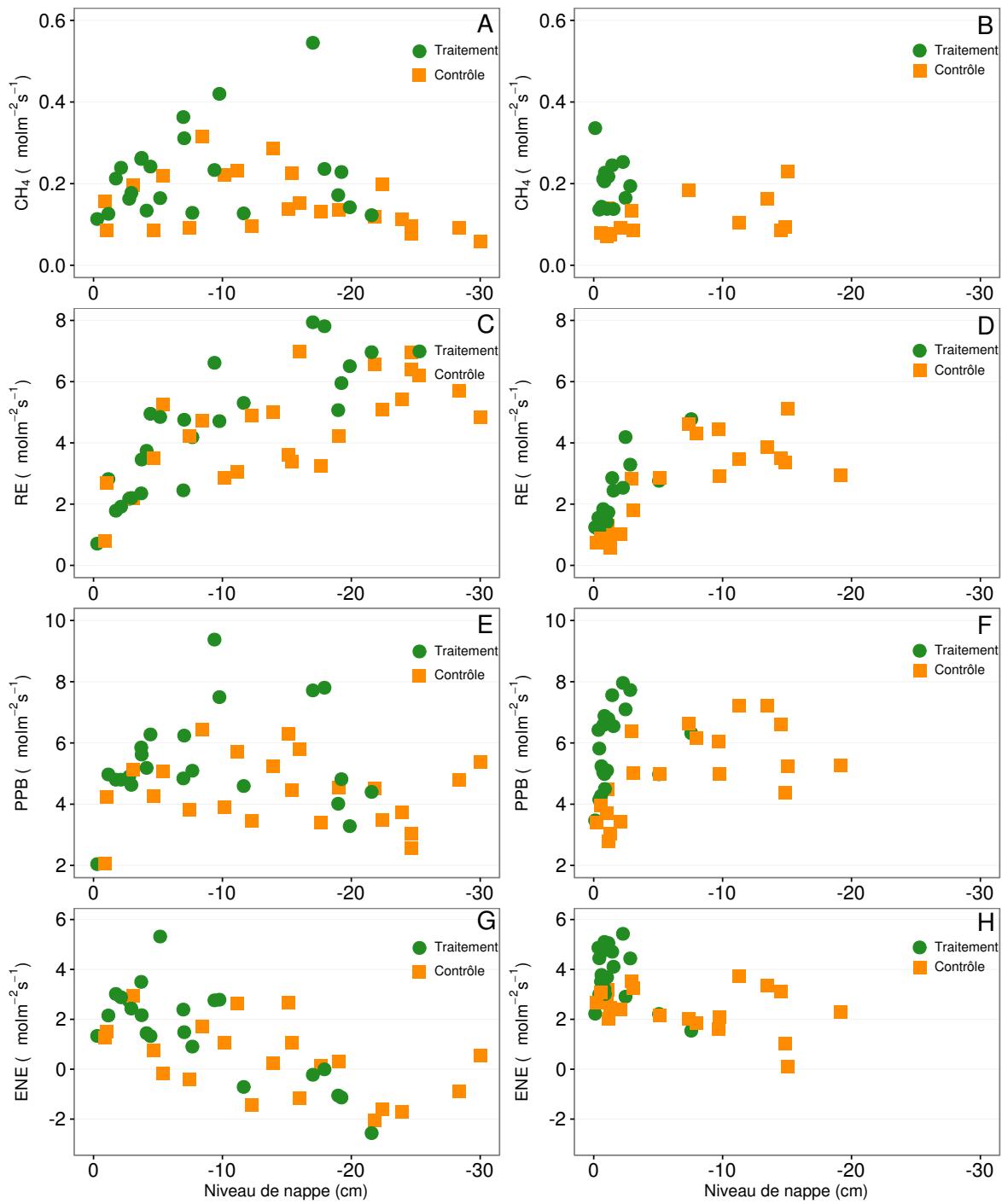


FIGURE 4.5 – Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe

4.4. Discussion

1609 Pour le CO₂ les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurée sur la
1610 tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que
1611 celui mesuré sur le terrain la même année : 0,81 contre 2,85 µmol m⁻² s⁻¹. Pour l'expé-
1612 rimentation B en revanche l'ENE moyen vaut 0,71 µmol m⁻² s⁻¹ ce qui est relativement
1613 proche de celui mesuré sur le terrain : 2,93 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux de RE et de PPB
1614 sont moins fort que les flux mesurés sur le terrain mais restent dans leur gamme de
1615 valeurs. Ces comparaisons sont par ailleurs à relativiser puisque les mesures de flux
1616 n'ont pas nécessairement lieu aux mêmes moment de la journée.

1617 Comme pour la RE, les flux de PPB sont du même ordre de grandeur que ceux me-
1618 surés sur le terrain, mais légèrement plus faible : les maxima moyens mesurés dans les
1619 mésocosmes sont d'environ 7,5 pour des valeurs de 13 µmol m⁻² s⁻¹ mesuré directement
1620 sur la tourbière.

1621 4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de 1622 gaz

1623 Les résultats de ces deux expérimentations montrent clairement une augmentation
1624 de la RE quand le niveau de la nappe diminue. Ceci est en accord avec les résultats
1625 d'autres études que ce soit in-situ (Ballantyne *et al.*, 2014) ou en mésocosmes (Blodau
1626 *et al.*, 2004; Dinsmore *et al.*, 2009). Dans ces deux dernières publications, la baisse
1627 du niveau de la nappe diminue la PPB. Pas de variations claires de la PPB n'est vi-
1628 sible dans les données présentées, même si une légère tendance semble émergée aux
1629 plus fortes profondeur de nappe pour l'expérimentation A, ces observations restent à
1630 confirmer. Cette absence d'effet du niveau de la nappe sur la PPB peut, peut être,
1631 être liée à la profondeur des mésocosmes (30 cm). En effet dans Blodau *et al.* (2004)
1632 et Dinsmore *et al.* (2009), les mésocosmes utilisés sont plus grands, 75 et 41 cm res-
1633 pectivement, ont permis d'abaisser le niveau de l'eau au delà de -30 cm. Cette limite
1634 a été rapportée plusieurs fois comme étant un seuil au delà duquel son observés des
1635 changements importants (Blodau *et al.*, 2004; Peichl *et al.*, 2014). Ce seuil est expliqué
1636 comme étant la limite au delà de laquelle les forces de capillarités ne permettent plus

1637 d'alimenter en eau les sphaignes (Rydin et Jeglum, 2013b; Ketcheson et Price, 2014).
1638 Il résulte des constats précédents qu'une baisse du niveau de nappe, faisant augmenter
1639 la RE et ne changeant pas ou peu la PPB, conduit à une baisse de l'ENE. Cette di-
1640 minution de l'ENE est cohérente avec la littérature, que ce soit des expérimentations
1641 en mésocosmes (Aerts et Ludwig, 1997; Blodau *et al.*, 2004), ou in-situ (Bubier *et al.*,
1642 2003; Sonnentag *et al.*, 2010). Malgré tout l'extrapolation de ses résultats à d'autres
1643 situations n'est pas évidente car fortement fonction du contexte. D'autre études n'ont,
1644 par exemple, pas observé d'influence du niveau de la nappe sur la RE (Updegraff *et al.*,
1645 2001). Par ailleurs Laiho (2006) a montré l'importance du contexte et notamment celui
1646 de l'échelle de temps considéré qui peut impliquer des phénomènes différents et donc
1647 avoir des conséquences différentes.

1648 La dépendance entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe, devant conduire à une
1649 baisse des émissions quand le niveau de la nappe diminue, comme décrite dans Aerts et
1650 Ludwig (1997), Pelletier *et al.* (2007) ou Turetsky *et al.* (2008), n'a pas été clairement
1651 observée. Ce constat rejoins d'autres études dans lesquelles une relation inverse ou un
1652 absence de relation a été trouvé entre le CH₄ et le niveau de la nappe Kettunen *et al.*
1653 (1996); Bellisario *et al.* (1999); Treat *et al.* (2007). L'observation d'un pic de méthane
1654 suivant de quelques jours une phase de hausse du niveau de la nappe, est également
1655 rapportée par Kettunen *et al.* (1996). (**And so what ?**)

1656 4.4.3 Effet cycles multiples

1657 5 Variation journalière de la respiration de
1658 l'écosystème (article)

1659

1660	5.1 Introduction	107
1661	5.1.1 Study sites	109
1662	5.1.2 Data acquisition	109
1663	5.1.3 Data synchronisation	110
1664	5.1.4 Sensitivity of ER to temperature	110
1665	5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER sensi-	
1666	tivity to temperature	111
1667	5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat	111
1668	5.2 Résultats	112
1669	5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE	112
1670	5.2.2 Synchronisation RE et température du sol	113
1671	5.2.3 Équations utilisées	114
1672	5.2.4 Relation entre RE et la température	115
1673	5.2.5 Évolution du Q10	116
1674	5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit	118
1675	5.2.7 Caractérisation de la tourbe	118
1676	5.3 Discussion	118
1677	5.3.1 Différence de RE entre les différents sites	118
1678	5.3.2 Temps de latence entre température et RE	122
1679	5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore la	
1680	représentation de la sensibilité de RE à la température	123
1681		

1682	5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit	124
1683	5.3.5 La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à	
1684	la synchronisation	124
1685	5.4 Conclusions	125
1687		

1688 5.1 Introduction

1689 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most
1690 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and
1691 123 PgC yr⁻¹, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer *et al.*, 2010). By
1692 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at
1693 7.8 PgC yr⁻¹ (Ciais *et al.*, 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem
1694 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have
1695 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.
1696 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains
1697 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice *et al.*, 2001;
1698 Eswaran *et al.*, 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is
1699 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable
1700 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.
1701 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as
1702 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen *et al.*, 2002).
1703 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution
1704 under current environmental changes deserves attention.

1705 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-
1706 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,
1707 2006b). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown
1708 consequences on the C balance (Limpens *et al.*, 2008). ER is often related to tempe-
1709 rature : either to air temperature (e.g., Bortoluzzi *et al.*, 2006), or soil temperature.
1710 The most commonly used soil temperatures are those at -5 cm (Ballantyne *et al.*, 2014;
1711 Görres *et al.*, 2014) and -10 cm (Kim et Verma, 1992; Zhu *et al.*, 2015). In some studies,
1712 different depths are used and the selected one depends on the goodness-of-fit (Günther
1713 *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2015). All these studies use the chamber method to measure
1714 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.

1744 The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale
1745 between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the
1746 effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel
1747 ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference
1748 between nighttime and daytime ER.

1749 **5.1.1 Study sites**

1750 The study was performed on four French *Sphagnum*-dominated peatlands : Berna-
1751 douze (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ;
1752 98 ha, N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha,
1753 N 48°26'30", E 1°10'54", 154 m), and La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E
1754 2°17'04", 145 m). Mean annual air temperatures and annual rainfalls were 6, 7.5, 11,
1755 11°C, and 1700, 1400, 870, 880 mm for BDZ, FRN, LDM and LGT respectively. During
1756 the measurements the water table level remained constant at to -12, -7, -35 and -9 cm
1757 for BDZ, FRN, LDM and LGT.

1758 **5.1.2 Data acquisition**

1759 Fieldwork was conducted between July and October 2013. In each site, four plots
1760 (replicates) with similar plant cover were chosen. Four cylindrical PVC collars (diame-
1761 ter : 31 cm, height : 15 cm) were inserted into the peat the day before beginning the
1762 measurements. For 72 hours, CO₂ fluxes were measured in the 4 plots once an hour
1763 in random order. These measurements were undertaken using a closed static cham-
1764 ber (diameter of 30.5 cm, height of 30 cm), with a GMP343 Vaisala probe. ER was
1765 measured with a transparent chamber covered by an opaque material to avoid input of
1766 photosynthetic active radiation. Inside the chamber the air was homogenized with a fan
1767 in order to minimize concentration gradients ([Pumpanen et al., 2004](#)). Measurement
1768 lasted a maximum of 5 min with CO₂ concentration recorded every 5 seconds as well
1769 as the relative humidity and the temperature inside the chamber.

1770 In each site a weather station and a data logger were set up near the plots to provide

5.1. Introduction

1771 meteorological and environmental data recorded every second : surface temperature (air
1772 temperature as close as possible to the surface : 5 cm), peat temperature (at -5, -10,
1773 -20 and -30 cm depth), air relative humidity and solar radiation.

1774 After the 72 hours of measurements four peat cores (30 cm height and 15 cm
1775 diameter), one for each replicate, were extracted at each site for physico-chemical cha-
1776 racterisation.

1777 5.1.3 Data synchronisation

1778 The synchronisations between ER fluxes and temperatures were calculated for each
1779 depth and time-delays : The acquisition frequency between temperature and ER were
1780 different. Thus an average of the temperatures recorded during the ER measurement
1781 time was calculated for all depths at the corresponding CO₂ flux measurement time.
1782 Then the temperature averaging procedure was repeated at 10-minute increments, until
1783 a 24 hour shift. The 10-minute step was a compromise between precision and calculation
1784 time. Next a correlation coefficient was calculated for each time step and temperature
1785 measurement depth. Finally the synchronisation was determined for each depth, by
1786 selecting the time-delay corresponding to the highest correlation coefficient. Negative
1787 correlations caused by the phase shift were discarded.

1788 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)

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

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

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

1789 ER was estimated using air temperature, soil temperatures at -5, -10, -20 and -30

1790 cm depth with both non-synchronised and synchronised datasets. Calculations were
1791 implemented in R, and modelled data were adjusted to measured data using Ordinary
1792 Least Squares (OLS). The goodness-of-fit was estimated by calculating the regression
1793 coefficient (R^2) and the root mean square error normalized by the mean (NRMSE).

1794 **5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER
1795 sensitivity to temperature**

1796 To test whether the relationship between ER and temperature differed during day-
1797 time and nighttime, the dataset was split into two groups which were then compared.
1798 The data between 10 am and 5 pm were considered as representative of the day and
1799 data between 11 pm and 6 am as representative of the night. Only the air temperature
1800 and the -5 cm depth peat temperature (with synchronised and non-synchronised data)
1801 were investigated as they provide the best ER representation. The data for day and
1802 night were centred to account for natural differences in measurement, since : during
1803 the day both temperature and ER are higher than in the night. Using these centred
1804 data, ratios between ER and temperatures were calculated. Finally a paired Student's
1805 t test was applied on the mean of the replicate for each site and each temperature to
1806 assess the significance of the differences between day and night measurements.

1807 **5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat**

1808 In the laboratory, two peat cores from each site were immersed in water during 24
1809 hours to saturate the pores. Then, the cores were soaked overnight to get rid of the
1810 water filling the effective porosity. At 5 cm steps, a piece of peat with a known volume
1811 (V , cm^3) was cut and weighed (W_1 , g). Then, the samples were dried at 50°C for 48
1812 hours and weighed (W_2 , g). Total porosity (Φ_T , dimensionless), retention porosity (Φ_R ,
1813 dimensionless), effective porosity (Φ_E , dimensionless) and bulk density (Bd , g cm^{-3})
1814 were calculated as follows :

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

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

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

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

₁₈₁₅ Peat density (ρ_{peat}) was set at 1.45 according to [Kennedy et Price \(2005\)](#). Then
₁₈₁₆ the peat was crushed and C, H, N and S analyses were performed with an elemental
₁₈₁₇ analyser (Thermo Flash analyser).

₁₈₁₈ 5.2 Résultats

₁₈₁₉ 5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE

₁₈₂₀ Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT
₁₈₂₁ which was 20.8 ± 7.4 °C, (Figure 5.1 – H). The lowest mean temperature and amplitude
₁₈₂₂ were found at BDZ : 14.4 ± 3.3 °C (Figure 5.1 – E). In LDM and FRN, the mean surface
₁₈₂₃ air temperatures were respectively 14.9 ± 8.7 °C and 15.0 ± 10.3 °C (Figure 5.1 – F,
₁₈₂₄ G) Surface air temperature was the highest in FRN.

₁₈₂₅ At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :
₁₈₂₆ 14.1 ± 1.5 °C and 20.3 ± 1.7 °C respectively, whereas the opposite was observed in FRN
₁₈₂₇ and LDM with 16.3 ± 2.4 °C and 15.9 ± 1.0 °C respectively. Mean soil temperatures
₁₈₂₈ were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm
₁₈₂₉ the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.
₁₈₃₀ Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a
₁₈₃₁ large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature
₁₈₃₂ amplitude.

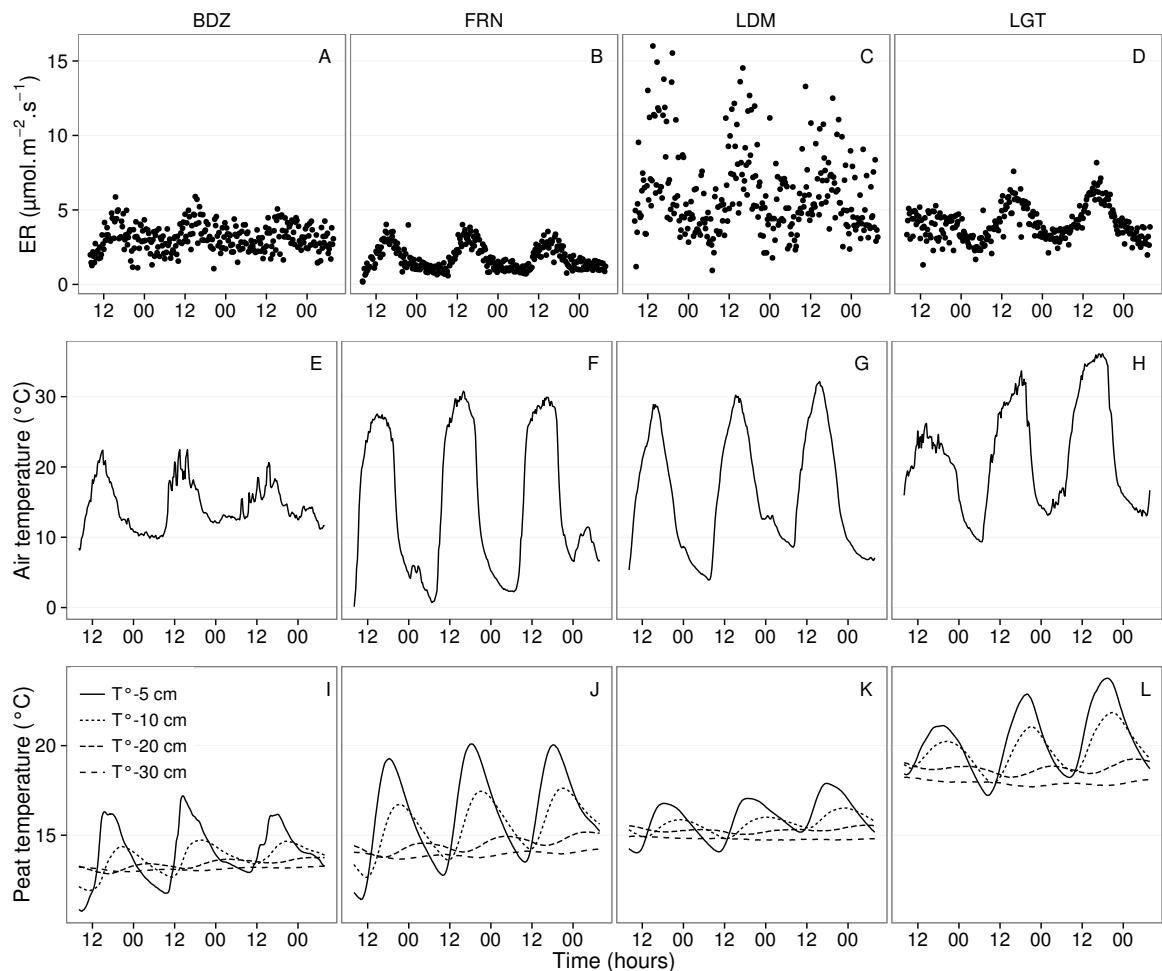


FIGURE 5.1 – Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

1833 In terms of ER, mean and variability were the lowest in FRN among all sites (1.75
 1834 $\pm 0.83 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – B). The highest variability and mean ER ($6.13 \pm$
 1835 $2.81 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – C) were observed in LDM. On this site replicates had
 1836 different behaviours even though they were close to each other and in a similar environ-
 1837 ment. In BDZ and LGT, ER mean values were 3.12 ± 0.92 and $4.10 \pm 1.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 1838 respectively (Figure 5.1 – A, B)

1839 5.2.2 Synchronisation RE et température du sol

1840 Figure 5.1 shows that the deeper the temperature was measured, the greater the
 1841 shift with respect to ER. Taking this shift into account by synchronising soil tempera-
 1842 tures with ER led to a significant positive linear correlation between the temperature

5.2. Résultats

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

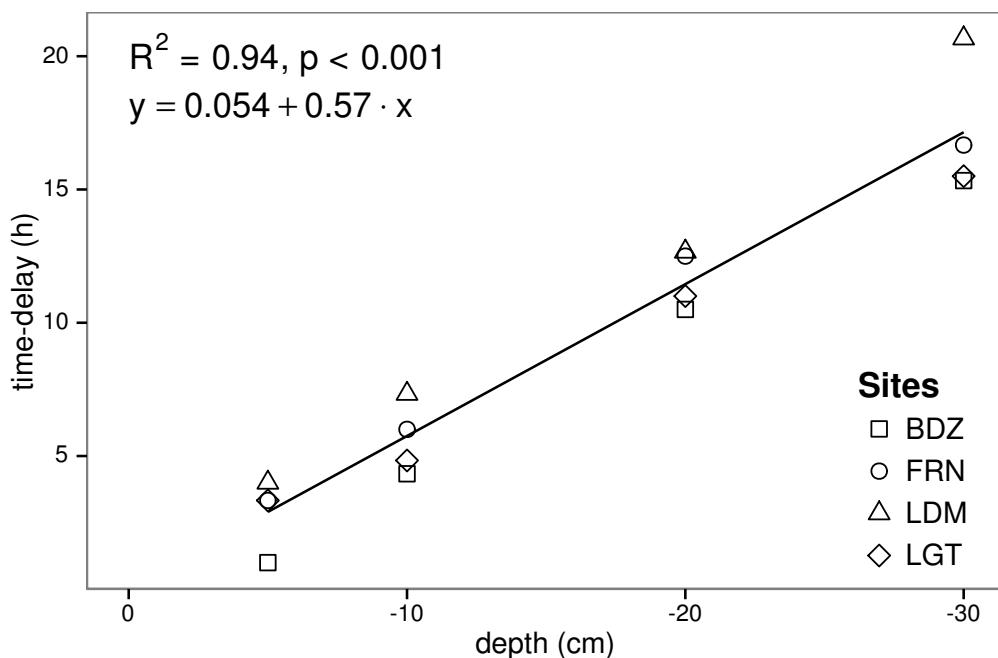


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

5.2.3 Équations utilisées

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

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

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

1857 whereas differences in NRMSE maximum values were 1.28 and 1.14 (Table 5.1). In
 1858 most cases the linear model led to a slightly better R^2 than the others. As the differ-
 1859 ences between equations were small, however, we will describe the exponential model
 1860 in the following sections, because (i) it is the most widely used model to describe the
 1861 ER–temperature relationship and (ii) the Q_{10} value can be derived from this equation.
 1862 This will allow the comparison of the results of our study to others.

1863 5.2.4 Relation entre RE et la température

1864 The relationship between air temperature and ER, using the exponential model, was
 1865 better in LGT and FRN ($R^2 > 0.55$) than in LDM and LDM ($R^2 < 0.35$) (Table 5.1).
 1866 Nevertheless in all sites and with both linear and exponential models, using synchro-
 1867 nised soil temperatures gave a better account of the ER variability than their non-
 1868 synchronised counterparts (Figure 5.3). The goodness of fit (R^2) increased on average
 1869 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

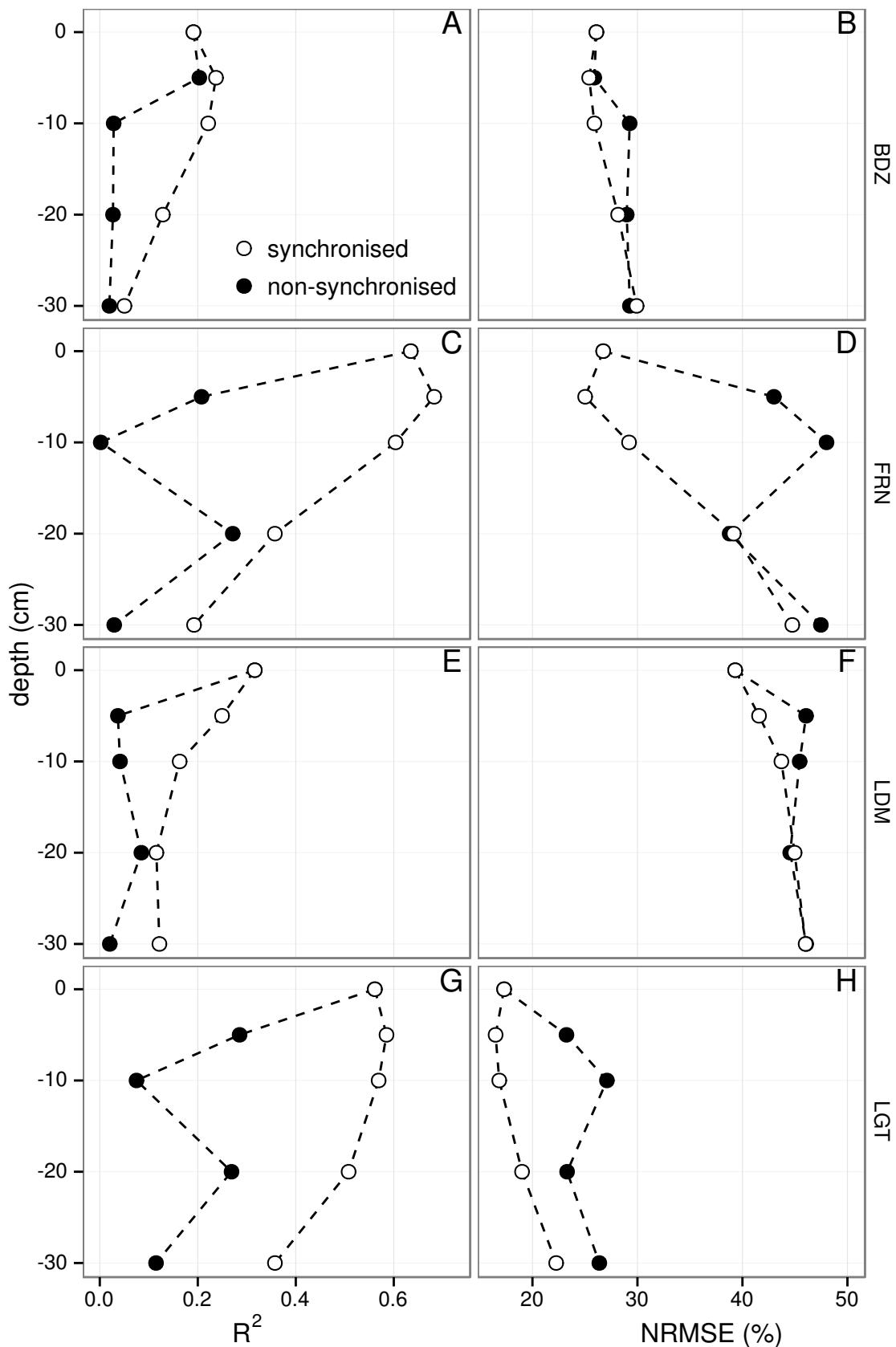


FIGURE 5.3 – Profile of R^2 and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.

5.3. Discussion

1898 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and
1899 non-synchronised data. Below this depth, Q_{10} estimated with both methods either de-
1900 creased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic
1901 values (Figure 5.4).

1902 5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit

1903 For BDZ and LDM sites no significant differences were found between daytime and
1904 nighttime data no matter which model was used, whereas differences were found for
1905 FRN and LGT (Figure 5.5). In FRN, synchronisation increased the significance of the
1906 differences : $p < 0.001$ with and $p < 0.01$ without synchronisation respectively. The
1907 same pattern was found in LGT but with lower significance. Hence models using -5
1908 cm depth with non-synchronised data are not significantly different but those using
1909 synchronised data are. Note that, for LGT, the model using air temperature had a
1910 daytime slope that was higher than the nighttime one, which was the opposite of all
1911 the other cases.

1912 5.2.7 Caractérisation de la tourbe

1913 Elemental compositions were similar in all sites : 1–3%, 4–6% and <1% for N, H
1914 and S respectively (Table 5.2). C content was mainly between 40 and 50 %, except at
1915 the deeper levels in LDM and LGT where values were lower (< 32%).

1916 5.3 Discussion

1917 5.3.1 Différence de RE entre les différents sites

1918 The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those
1919 of peatlands found in the literature. [Bortoluzzi *et al.* \(2006\)](#), for instance, found ER
1920 values ranging from 2 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October

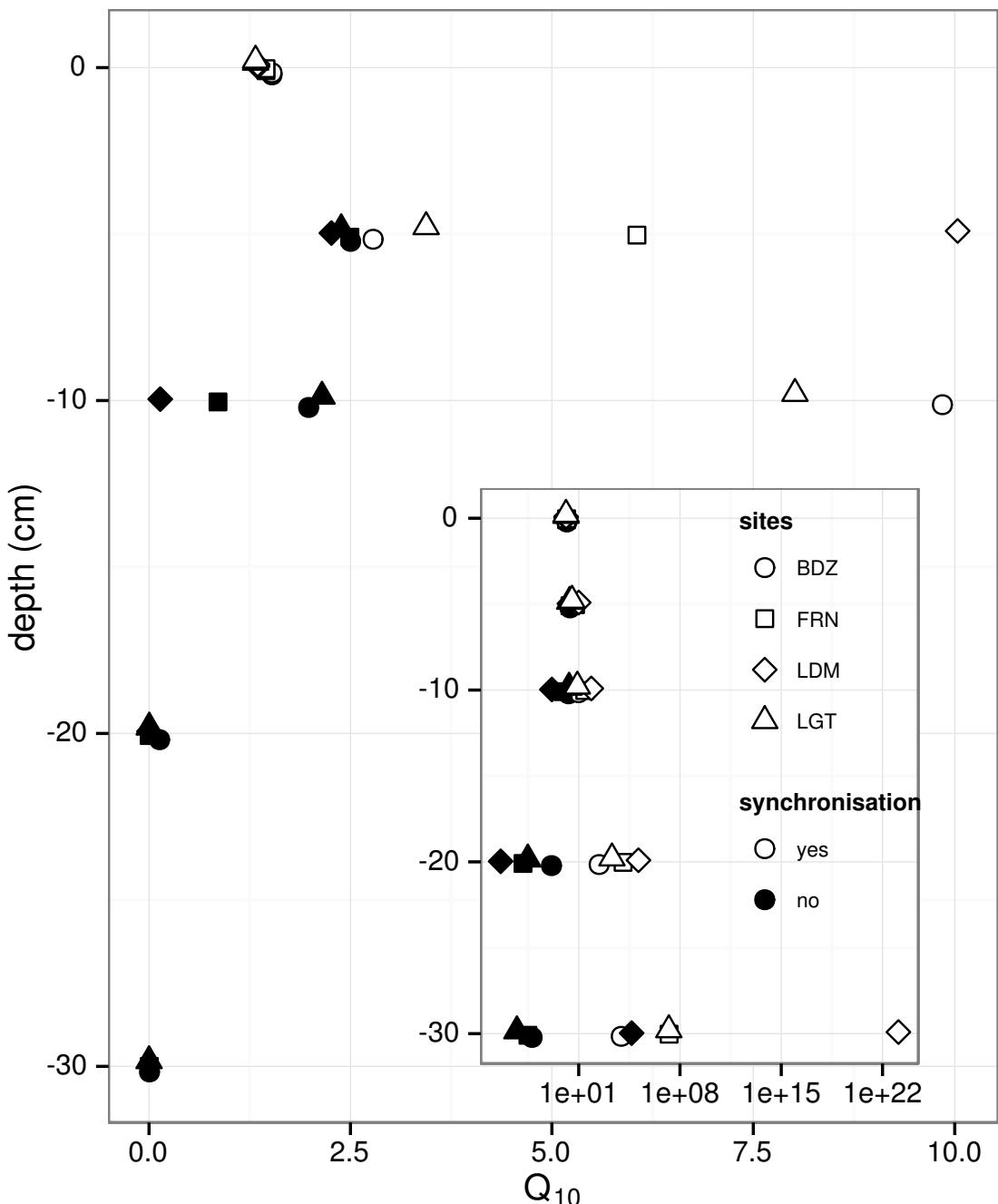


FIGURE 5.4 – Profile of Q_{10} with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

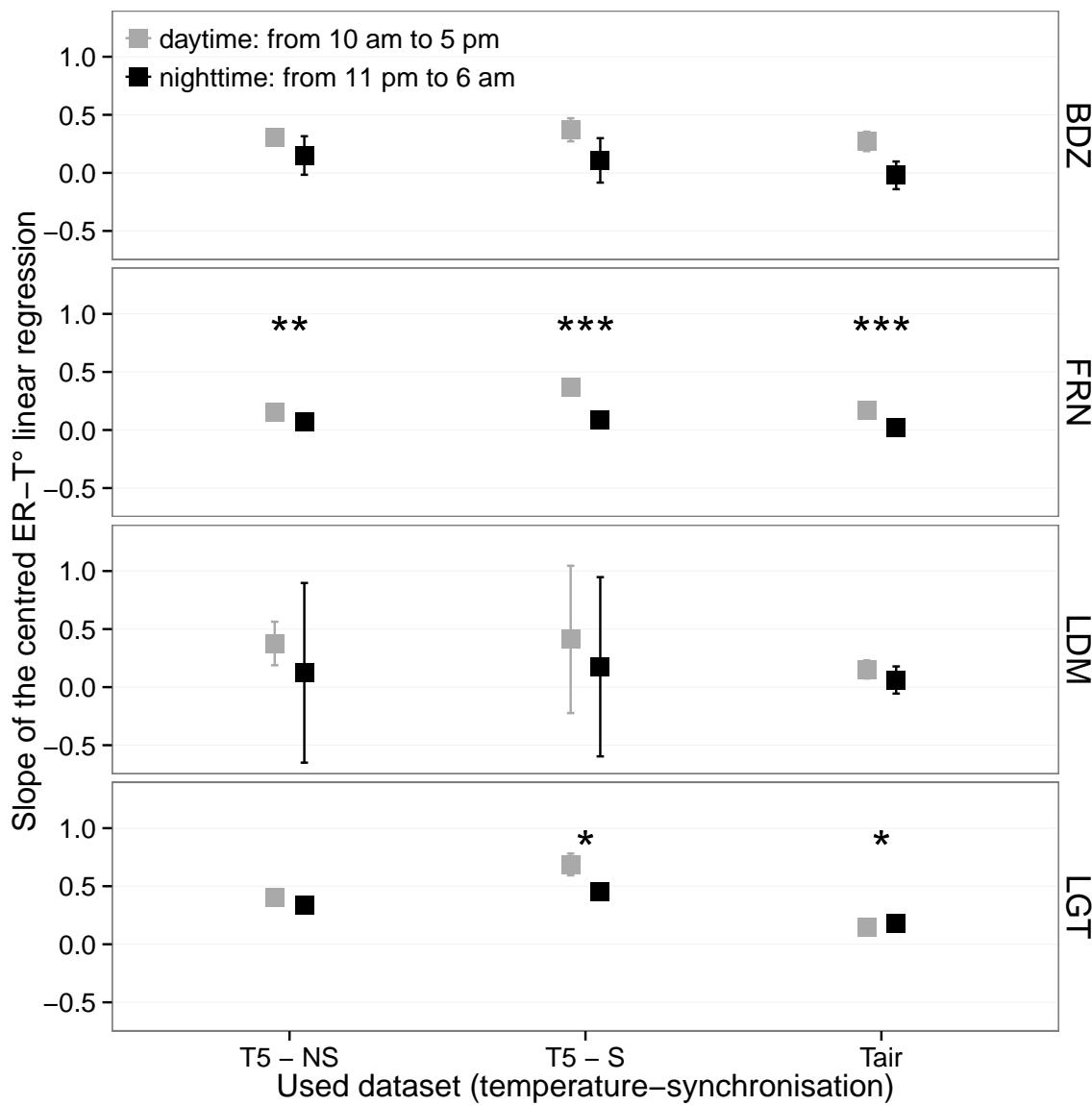


FIGURE 5.5 – Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).

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
[in a grassland ecosystem](#) and by [Parkin et Kaspar \(2003\)](#) on two agricultural soils (0.4
and 0.5 hours per centimetre respectively). This is coherent with the fact that peat soil
has a lower thermal diffusivity than mineral soils ([Farouki, 1981](#); [Arya, 2001](#)). LDM

1949 was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected
1950 as soil diffusivity increases with wetness (Hillel, 2003) and LDM was the site with the
1951 lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements
1952 conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the
1953 time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER
1954 fluxes.

1955 **5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore**
1956 **la représentation de la sensibilité de RE à la température**

1957 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological
1958 activities (Vargas *et al.*, 2010), few studies have addressed the effect of time-delays bet-
1959 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this
1960 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation
1961 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation
1962 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised
1963 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations
1964 are in agreement with those of Pavelka *et al.* (2007) who also found a decreasing ef-
1965 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by
1966 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the
1967 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases
1968 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.
1969 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion
1970 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a
1971 phase inversion was found deeper, at -30 cm by Pavelka *et al.* (2007), due to a higher
1972 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-
1973 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher R^2 and lower NRMSE values
1974 than those using surface air temperature.

1975 5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit

1976 The significant differences observed between daytime and nighttime measurements
1977 corroborate other studies in which these differences were found using chamber tech-
1978 niques ([Juszczak et al., 2012](#); [Darenova et al., 2014](#)). The fact that some sites show
1979 significant differences (FRN and LGT) and not others (BDZ and LDM) seems to be
1980 linked to the variability between plots and temperature amplitude. When temperature
1981 amplitude was low, most of the variability originated from spatial variability between
1982 plots. This was also corroborated by a test done on LGT where we calculated the day
1983 and night differences only on the last two days when temperature amplitude was the
1984 greatest. As a result the significance increased from $p < 0.05$ to $p < 0.01$ for the syn-
1985 chronised model using -5 cm depth temperature and the differences observed in the
1986 model using air temperature were no longer significant any more ($p > 0.05$).

1987 5.3.5 La sensibilité du Q₁₀ à la profondeur de la température 1988 et à la synchronisation

1989 In shallow layers (≤ 10 cm), the Q₁₀ values calculated with non-synchronised data
1990 in the ranges that are usually reported, i.e. between 1.3 to 3.3 ([Raich et Schlesinger,](#)
1991 [1992](#)). At deeper levels in the peat profile (≥ 10 cm), they reach 0 as the relationship
1992 between ER and the temperature weakens, and is not compensated by a long term
1993 evolution. A similar behaviour was found by [Pavelka et al. \(2007\)](#) even if this Q₁₀
1994 decrease with depth is not usually seen and most studies show the opposite, namely
1995 an increase in Q₁₀ values with depth ([Graf et al., 2008](#)). This apparent contradiction
1996 may be explained by the length of the study. Because of its short duration, the effect of
1997 the time-delays on ER were preponderant over the temperature effect. Synchronisation
1998 also led to meaningless high Q₁₀ values because synchronisation can explain a higher
1999 proportion of ER flux with a smaller temperature variation. Temperature amplitude
2000 decreases with depth because of soil dampening.

2001 5.4 Conclusions

2002 We showed that the time-delays between ER and soil temperatures at different
2003 depths are significant on a daily timescale as the signals are shifted 30 minutes every
2004 centimetre. At this scale the use of synchronised soil temperature, to take into account
2005 these time-delays, can improve the representation of ER particularly in the first 10
2006 centimetres. Only one of the studied sites showed highly significant differences between
2007 daytime and nighttime measurements. However it is possible that such differences exist
2008 in the other sites, depending on the environmental conditions (e.g. temperature am-
2009 plitude) and spatial variability in the ER fluxes. Addressing questions of bio-physical
2010 coupling in determining ER at different timescales requires high frequency observations
2011 ([Vargas et al., 2011](#)). Even if the automated chamber technique is increasingly used, it
2012 cannot be easily deployed in some sites due to tall vegetation, power supply difficulties,
2013 or harsh environmental conditions. In contrast, temperature measurements at different
2014 depths are easy to conduct, robust to harsh conditions and can be powered by a small
2015 solar panel. A calibration campaign with human manipulated closed chambers could be
2016 carried out to assess ER variability at different timescales. Coupling temperature pro-
2017 file and punctual ER measurements and then using synchronised data in models may
2018 be a good alternative in sites where automated chambers are not easily implantable.

²⁰¹⁹ Synthèse et perspectives

5.5. Bilan du bilan (de C) ?

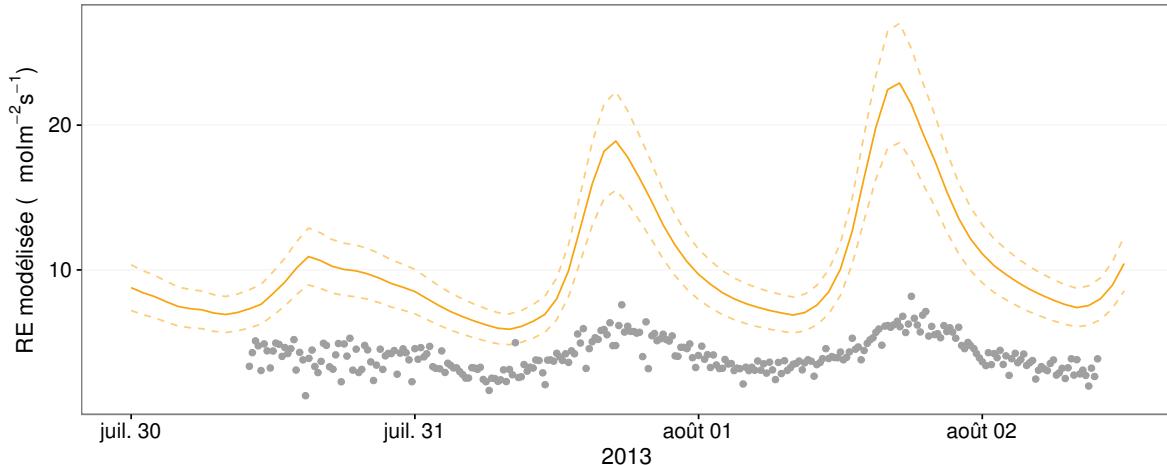


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013

2020 schéma conceptuel ? Modèles globaux (ORCHID, chloée)

2021 5.5 Bilan du bilan (de C) ?

2022 Flux fort

2023 sensibilité param forte

2024 Modèles multi annuel et prise en compte de la végétation

2025 Quid des variations journalières dans un bilan annuel ? (Figure 5.6)

2026 Les prendre en compte améliorerait-il les modèles

2027 modèles globaux ? **limitations des équations** : Plus généralement, la majorité des
2028 tourbières sont sous la neige une partie de l'année, ce qui n'arrive que rarement sur
2029 la tourbière de La Guette et une partie possède également des zones d'eau libre, qui
2030 n'existent pas sur ce site.

2031 modèles globaux et profondeur de tourbe

₂₀₃₂ 5.6 Résilience de la tourbe par rapport aux
₂₀₃₃ 2 années sèches qui précèdent le BdC
₂₀₃₄ (lien chap 3 et 4)

₂₀₃₅ 5.7 Ouverture vers d'autre méthodes de me-
₂₀₃₆ sures

- ₂₀₃₇ — chambre automatique (lien chap 5, et chap 3 ?)
- ₂₀₃₈ — tour eddy covariance (lien chap 5 et chap 3 ?)

²⁰³⁹

Bibliographie

- ²⁰⁴⁰ AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect
²⁰⁴¹ trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and*
²⁰⁴² *Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- ²⁰⁴³ ALM, J., SAARNIO, S., NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. et MARTIKAINEN, P. (1999). Winter
²⁰⁴⁴ CO₂, CH₄ and N₂O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeo-*
²⁰⁴⁵ *chemistry*, 44(2):163–186.
- ²⁰⁴⁶ ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H.,
²⁰⁴⁷ NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance
²⁰⁴⁸ for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- ²⁰⁴⁹ ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques
²⁰⁵⁰ for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic*
²⁰⁵¹ *Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- ²⁰⁵² ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U.,
²⁰⁵³ CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS
²⁰⁵⁴ (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet.*
²⁰⁵⁵ *Sci.*, 37(1):117.
- ²⁰⁵⁶ ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International*
²⁰⁵⁷ *Geophysics Series*. Academic Press.
- ²⁰⁵⁸ AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITILA,
²⁰⁵⁹ E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO₂ exchange of a sedge fen
²⁰⁶⁰ in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- ²⁰⁶¹ BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014).
²⁰⁶² Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in nor-
²⁰⁶³ thern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.
- ²⁰⁶⁴ BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil*
²⁰⁶⁵ *Sci.*, 47(2):151–163.
- ²⁰⁶⁶ BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMELELLI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N.,
²⁰⁶⁷ RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A.,
²⁰⁶⁸ CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUSSAERT, S., MARGO-
²⁰⁶⁹ LIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS,
²⁰⁷⁰ C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Up-
²⁰⁷¹ take : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- ²⁰⁷² BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls
²⁰⁷³ on CH₄ emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–
²⁰⁷⁴ 91.

- 2075 BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls.
2076 *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.
- 2077 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland
2078 mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 2079 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in
2080 the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 2081 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.
2082 (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-
2083 generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 2084 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).
2085 Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.
2086 *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 2087 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).
2088 Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide
2089 Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.
- 2090 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).
2091 Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO₂ exchange in a boreal peatland
2092 complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 2093 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).
2094 Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the
2095 zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,
2096 9(4):455–470.
- 2097 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge
2098 of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 2099 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions
2100 stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :
2101 Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell
2102 Environ.*, 33(3):394–407.
- 2103 CHAPIN, F., WOODWELL, G., RANDERSON, J., LOVETT, G., RASTETTER, E., BAL-
2104 DOCCHI, D., CLARK, D., HARMAN, M., SCHIMEL, D., VALENTINI, R., WIRTH, C.,
2105 ABER, J., COLE, J., GIBLIN, A., GOULDEN, M., HARDEN, J., HEIMANN, M., HO-
2106 WARTH, R., MATSON, P., MCGUIRE, A., MELILLO, J., MOONEY, H., NEFF, J.,
2107 HOUGHTON, R., PACE, M., RYAN, M., RUNNING, S., SALA, O., SCHLESINGER, W.
2108 et SCHULZE, E.-D. (2006). Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and me-
2109 thodology. *Ecosystems*, 9:1041–1050.
- 2110 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,
2111 H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et
2112 OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :
2113 a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.

- 2114 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,
 2115 JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional
 2116 climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group*
 2117 *Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11*,
 2118 pages 847–940.
- 2119 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. et TURNER, J. (2013).
 2120 Climate phenomena and their relevance for future regional climate change.
- 2121 CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,
 2122 A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and
 2123 other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis.*
 2124 *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovern-*
 2125 *mental Panel on Climate Change*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 2126 CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peat-
 2127 land. *Oikos*, pages 368–388.
- 2128 COLES, J. R. et YAVITT, J. B. (2002). Control of methane metabolism in a forested
 2129 northern wetland, New York State, by aeration, substrates, and peat size fractions.
 2130 *Geomicrobiol. J.*, 19(3):293–315.
- 2131 COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on
 2132 internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 2133 CORNELISSEN, J. H., LANG, S. I., SOUDZILOVSKAIA, N. A. et DURING, H. J. (2007).
 2134 Comparative cryptogam ecology : a review of bryophyte and lichen traits that drive
 2135 biogeochemistry. *Ann. Bot.*, 99(5):987–1001.
- 2136 CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO₂ emission from a northern
 2137 peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 2138 CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual
 2139 Q₁₀ of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature
 2140 sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 2141 DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (décembre 2014). Diurnal deviations
 2142 in the relationship between CO₂ efflux and temperature : A case study. *CATENA*,
 2143 123:263–269.
- 2144 DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration
 2145 in terrestrial ecosystems : moving beyond Q₁₀. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2146 DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect
 2147 of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*,
 2148 318(1-2):229–242.
- 2149 ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of
 2150 the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.
- 2151 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO₂ efflux on temperature.
 2152 *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.

- 2153 FAROUKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics.
2154 Trans Tech Pub., Rockport, MA.
- 2155 FARQUHAR, G. D., von CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model
2156 of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 2157 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum,
2158 de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 2159 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUIT-
2160 TILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate
2161 system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 2162 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011).
2163 *Sols et Environnement*, (2e édn), volume 28 de *Sciences Sup*. Editions Dunod : Paris,
2164 Vottem, Belgique, 2nd édition édition.
- 2165 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.
2166 (2011). In situ quantification of CH₄ bubbling events from a peat soil using a new
2167 infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 2168 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable
2169 Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 2170 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of
2171 annual CO₂ flux of temperate peat soils under permanent grassland management.
2172 *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 2173 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-
2174 CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity
2175 of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.
- 2176 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-
2177 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOUILLAUD, B. et
2178 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements
2179 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*
2180 *nology*, 22(7):1–17.
- 2181 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*
2182 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 2183 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-
2184 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*
2185 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 2186 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO₂
2187 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.
- 2188 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*
2189 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 2190 HOBBIE, S. E. (1996). Temperature and plant species control over litter decomposition
2191 in Alaskan tundra. *Ecol. Monogr.*, 66(4):503–522.

- 2192 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of
2193 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,
2194 1(11):763–766.
- 2195 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,
2196 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.
2197 (2007). Variability of annual CO₂ exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,
2198 4(5):803–816.
- 2199 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls
2200 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &
2201 Evolution*, 14(10):385–388.
- 2202 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of
2203 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.
- 2204 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., VON BLOH,
2205 BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-
2206 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-
2207 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISINGER,
2208 A., SEGGSCHNEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,
2209 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and
2210 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :
2211 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.
- 2212 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International
2213 mire conservation group.
- 2214 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the
2215 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on
2216 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 2217 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-
2218 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate
2219 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 2220 KARKI, S., ELSGAARD, L., KANDEL, T. P. et LÆRKE, P. E. (2015). Full GHG balance
2221 of a drained fen peatland cropped to spring barley and reed canary grass using
2222 comparative assessment of CO₂ fluxes. *Environ Monit Assess*, 187(3):1–13.
- 2223 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,
2224 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL,
2225 M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓT-
2226 TIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHIN,
2227 A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-
2228 BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et
2229 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).
2230 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 2231 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (février 1, 2005). A conceptual model of volume-
2232 change controls on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.

- 2233 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of
2234 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohydrology*, 7(2):771–782.
- 2236 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,
2237 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from
2238 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 2239 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO₂ flux in a Minnesota peatland.
2240 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 2241 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,
2242 19(4):409–421.
- 2243 LAIHO, R. (août 2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting
2244 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):
2245 2011–2024.
- 2246 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-
2247 sification of peats and organic soils. In *Testing of peats and organic soils*, volume
2248 820, pages 37–51.
- 2249 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society
2250 Jyskä.
- 2251 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-
2252 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 2253 LIMPENS, J. et BERENDSE, F. (2003). How litter quality affects mass loss and N loss
2254 from decomposing Sphagnum. *Oikos*, 103(3):537–547.
- 2255 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,
2256 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUB, G. (2008). Peatlands and the
2257 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeosciences*,
2258 5(2):1475–1491.
- 2259 LIU, W., FOX, J. E. et XU, Z. (2000). Leaf litter decomposition of canopy trees, bamboo
2260 and moss in a montane moist evergreen broad-leaved forest on Ailao Mountain,
2261 Yunnan, south-west China. *Ecol. Res.*, 15(4):435–447.
- 2262 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of
2263 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.*
2264 *Emiss. Soil Water*, pages 14–51.
- 2265 LOHILA, A., AURELA, M., REGINA, K. et LAURILA, T. (2003). Soil and total ecosystem
2266 respiration in agricultural fields : effect of soil and crop type. *Plant Soil*, 251(2):303–
2267 317.
- 2268 LONG, K. D., FLANAGAN, L. B. et CAI, T. (2010). Diurnal and seasonal variation in
2269 methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance.
2270 *Global Change Biology*, 16(9):2420–2435.

- 2271 LONG, S. P. et HÄLLGREN, J.-E. (1993). Measurement of CO₂ assimilation by plants
2272 in the field and the laboratory. In HALL, D. O., SCURLOCK, J. M. O., Bolhàr
2273 NORDENKAMPF, H. R., LEEGOOD, R. C. et LONG, S. P., éditeurs : *Photosynthesis*
2274 and *Production in a Changing Environment*, pages 129–167. Springer Netherlands.
- 2275 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects
2276 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.
2277 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 2278 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 1 - Introduction and overview. In LUO, Y. et
2279 ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 3 – 15. Academic
2280 Press, Burlington.
- 2281 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 5 - Controlling factors. In LUO, Y. et ZHOU,
2282 X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,
2283 Burlington.
- 2284 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006c). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.
2285 In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 161
2286 – 185. Academic Press, Burlington.
- 2287 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,
2288 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands
2289 and atmospheric CH₄ and CO₂ variations. *Science*, 314(5797):285–288.
- 2290 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-
2291 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-
2292 SENSI, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).
2293 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-
2294 vel. *Science*, 329(5993):838–840.
- 2295 MALMER, N., SVENSSON, B. M. et WALLÉN, B. (1994). Interactions between Sphagnum
2296 mosses and field layer vascular plants in the development of peat-forming systems.
2297 *Folia geobot. phytotax.*, 29(4):483–496.
- 2298 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,*
2299 *Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 2300 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.
2301 (2002). Plant biomass and production and CO₂ exchange in an ombrotrophic bog.
2302 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.
- 2303 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (février 20, 2015). Carbon
2304 dioxide flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming
2305 and water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–
2306 1111.
- 2307 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classifica-*
2308 *tion system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 2309 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :
2310 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.

- 2311 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon
 2312 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 2313 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007).
 2314 Dependence of the Q₁₀ values on the depth of the soil temperature measuring point.
 2315 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 2316 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLE,
 2317 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing
 2318 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide
 2319 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 2320 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,
 2321 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Riviere watershed,
 2322 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2323 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel
 2324 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–
 2325 527.
- 2326 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil
 2327 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 2328 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas scenarios : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.
 2329 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 2330 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,
 2331 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,
 2332 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGH-
 2333 TON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI,
 2334 X., MASKELL, K. et JOHNSON, C. A., éditeurs : *Climate Change 2001 : the Scienti-
 2335 fic Basis. Contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the
 2336 Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 185–237. Cambridge University
 2337 Press, Cambridge, UK.
- 2338 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINKKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ,
 2339 S., LOHLA, A., LARMOLA, T., MORERO, M., PIHLATIE, M., JANSSENS, I., YUSTE,
 2340 J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØS-
 2341 TRENG, G., ZIEGLER, W., ANTHONI, P., LINDROTH, A. et HARI, P. (2004). Com-
 2342 parison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agric. For.
 2343 Meteorol.*, 123(3–4):159–176.
- 2344 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil
 2345 respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.
- 2346 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines
 2347 et collines. Forêt privée française*.
- 2348 RAMSAR, C. (1987). *Convention relative aux zones humides d'importance internatio-
 2349 nale particulièrement comme habitats des oiseaux d'eau, (Ramsar, Iran, 1971) telle
 2350 qu'amendée en 1982 et 1987.*

- 2352 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for
2353 very long optical paths. *Appl. Opt.*, 46(22):5408.
- 2354 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la
2355 séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 2356 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Peatland habitats. In *The biology of Peatlands*,
2357 pages 85–107. Oxford University Press.
- 2358 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Productivity and peat accumulation. In *The biology*
2359 of *Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 2360 SEGERS, R. (1998). Methane production and methane consumption : a review of
2361 processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41(1):23–51.
- 2362 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (février 4, 1987). Biospheric CO₂ emissions
2363 during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*,
2364 39B(1-2):140–154.
- 2365 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996).
2366 The contribution of plant roots to CO₂ fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*,
2367 23(2):126–131.
- 2368 SINGH, J. S. et GUPTA, S. R. (1977). Plant decomposition and soil respiration in
2369 terrestrial ecosystems. *Bot. Rev.*, 43(4):449–528.
- 2370 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA,
2371 O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands
2372 a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*,
2373 303(5656):353–356.
- 2374 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the
2375 relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes
2376 in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.
- 2377 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change*. IPS, International Peat Society,
2378 Jyväskylä, Finland.
- 2379 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and
2380 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,
2381 9(2):278–287.
- 2382 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr
2383 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 2384 SVENSSON, B. M. (1995). Competition between Sphagnum fuscum and Drosera rotund-
2385 difolia : A Case of Ecosystem Engineering. *Oikos*, 74(2):205–212.
- 2386 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale
2387 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH₄ flux in a temperate
2388 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).

- 2389 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a
2390 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,
2391 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1-3):409–422.
- 2392 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in
2393 the CO₂ balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,
2394 118(1-3):371–387.
- 2395 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-
2396 DEN, J. W. et MC GUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and
2397 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan
2398 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 2399 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating
2400 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and
2401 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 2402 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.
2403 (2001). Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water
2404 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.
- 2405 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,
2406 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).
2407 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO₂
2408 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 2409 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Fron-
2410 tiers and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data
2411 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 2412 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion
2413 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water
2414 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology (submitted)*.
- 2415 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned
2416 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.
- 2417 WARD, S. E., OSTLE, N. J., OAKLEY, S., QUIRK, H., HENRYS, P. A. et BARDGETT,
2418 R. D. (2013). Warming effects on greenhouse gas fluxes in peatlands are modulated
2419 by vegetation composition. *Ecol. Lett.*, 16(10):1285–1293.
- 2420 WEEDON, J. T., AERTS, R., KOWALCHUK, G. A., VAN LOGTESTIJN, R., ANDRINGA,
2421 D. et VAN BODEGOM, P. M. (2013). Temperature sensitivity of peatland C and N
2422 cycling : Does substrate supply play a role? *Soil Biology and Biochemistry*, 61:109–
2423 120.
- 2424 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHA-
2425 PIN, C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and
2426 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.
- 2427 WHALEN, S. (2005). Biogeochemistry of Methane Exchange between Natural Wetlands
2428 and the Atmosphere. *Environmental Engineering Science*, 22(1):73–94.

- 2429 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).
2430 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total
2431 Environment*, 407(13):4084–4094.
- 2432 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.
2433 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.
- 2434 WULLSCHLEGER, S. D. (1993). Biochemical limitations to carbon assimilation in C3
2435 plants—a retrospective analysis of the A/Ci curves from 109 species. *J. Exp. Bot.*,
2436 44(5):907–920.
- 2437 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-
2438 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,
2439 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Se-
2440 ries Washington, DC.
- 2441 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global
2442 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).
- 2443 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (février
2444 2015). Ecosystem-atmosphere exchange of CO₂ in a temperate herbaceous peatland
2445 in the Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

Index

A

2446 atterrissage 11

C

2449 carbone

2450 stock 12

2451 changements globaux 2, 14

E

2453 échange net de l'écosystème

2454 contrôle 21

P

2456 paludification 11

2457 photosynthèse 17

2458 production primaire brute

2459 contrôle 21

R

2461 respiration 18

2462 de l'écosystème 18

2463 contrôle 20

2464 du sol 18

S

2466 services écologiques 3

T

2468 tourbières 8–16

2469 distribution 11

2470 formation 11

2471 surface 10

2472 utilisation 14

2473 tourbification 10

Z

2474 zone humide 8

²⁴⁷⁶ Annexes

²⁴⁷⁷ A Photos supplémentaires



(a) droséra

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

²⁴⁷⁸ B protocole végétation

²⁴⁷⁹ Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en
²⁴⁸⁰ place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de
²⁴⁸¹ pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en
²⁴⁸² place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la
²⁴⁸³ mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

²⁴⁸⁴ La strate arbustive

²⁴⁸⁵ Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en
²⁴⁸⁶ mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes,
²⁴⁸⁷ jusqu'au sommet de l'individu.

²⁴⁸⁸ La strate herbacée

²⁴⁸⁹ Pour la strate herbacée, en 2013, 5 individus des deux espèces majoritaires (*Eriophorum vaginatum* ? *augustifolium* ?, *Molinia Caerulea*) ont été marqués afin de pourvoir
²⁴⁹⁰ les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver
²⁴⁹¹ les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas
²⁴⁹² permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces
²⁴⁹³ ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.

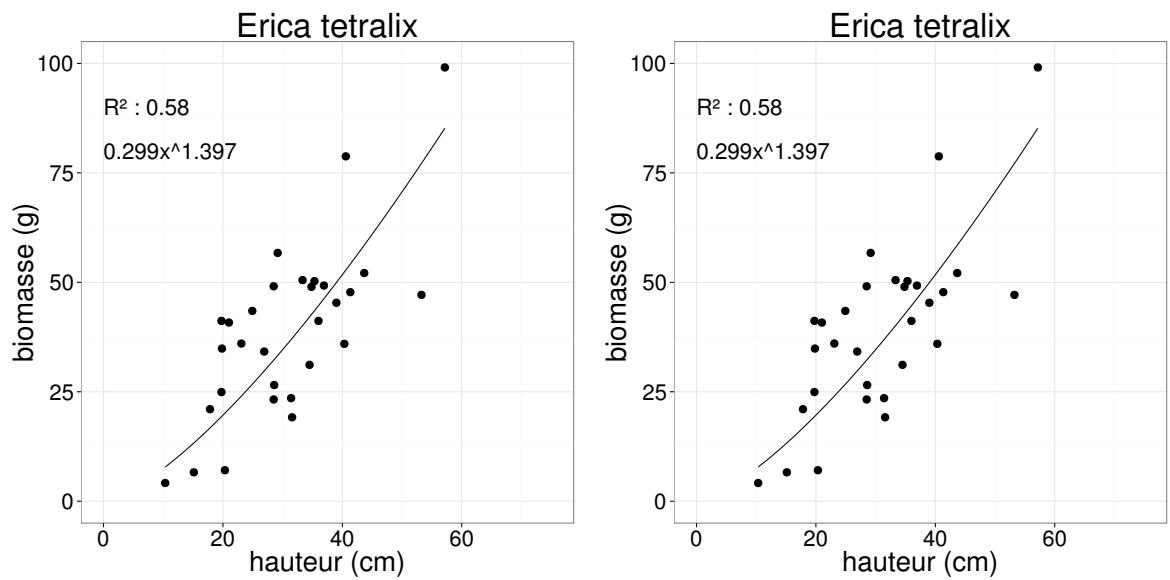


FIGURE 8 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

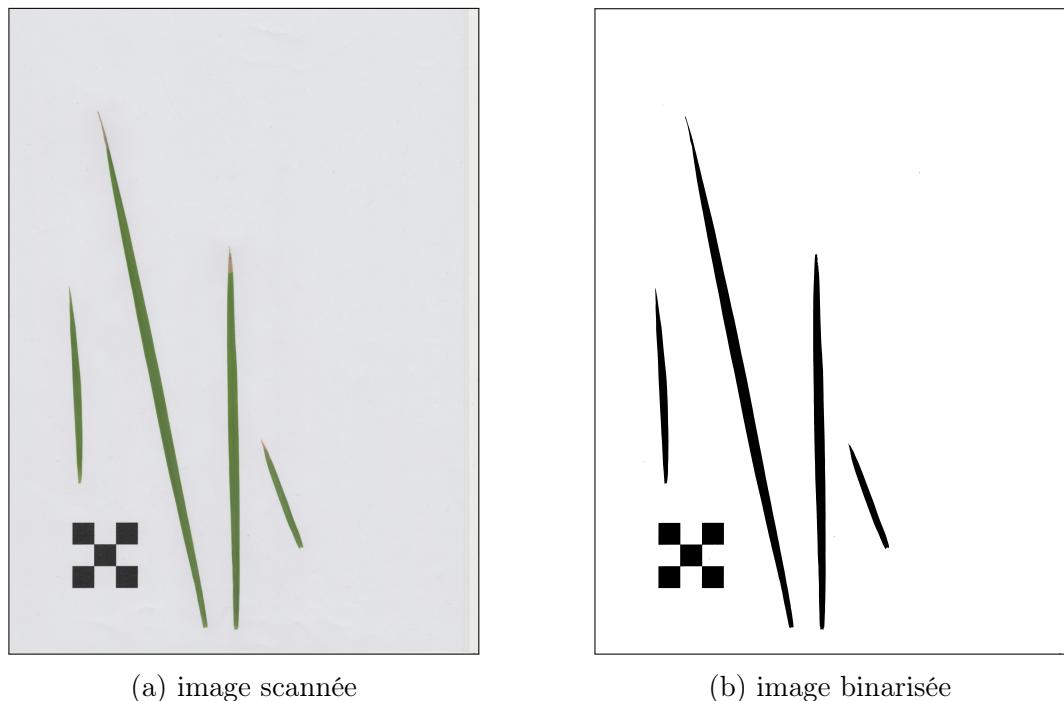


FIGURE 9 – Scanne des feuilles

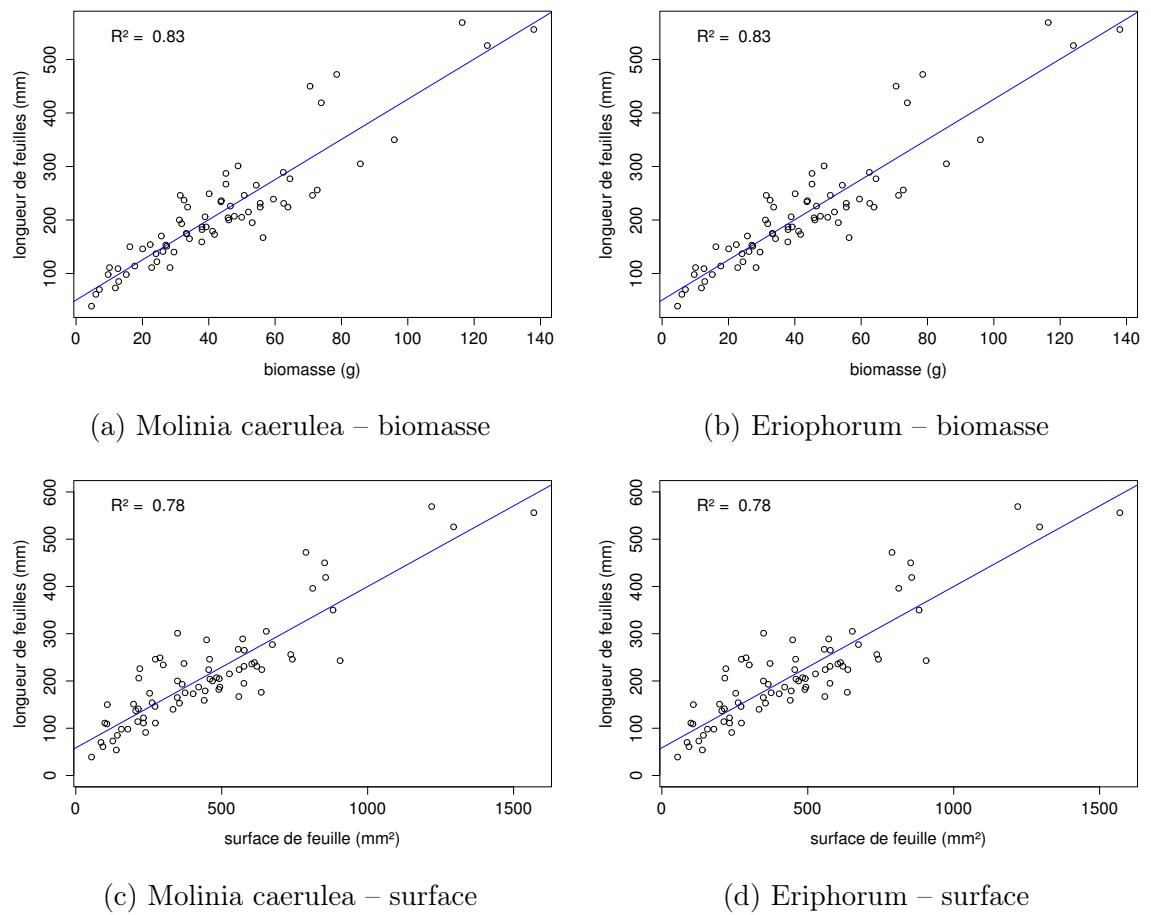


FIGURE 10 – Calibration de la biomasse herbacées pour *Molinia Caerulea* (a), pour *Eriophorum* (b) et de la surface de feuille pour *Molinia Caerulea* (c), pour *Eriophorum* (d) en fonction de la hauteur

₂₄₉₅ C CARBIODIV

₂₄₉₆ 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, ...